



# I S P R A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

**SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA**

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

## NOTE ILLUSTRATIVE

della

## CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

### alla scala 1:50.000

foglio 250

# CASTELNUOVO DI GARFAGNANA

A cura di:

**A. Puccinelli<sup>(1)</sup>, G. D'Amato Avanzi<sup>(1)</sup>, N. Perilli<sup>(1)</sup>**

Con i contributi di

Autoctono *Auctt.*: **L. Carmignani<sup>(2,3)</sup>, M. Meccheri<sup>(3)</sup>, P. Conti<sup>(2,3)</sup>, G. Massa<sup>(2)</sup>**

Geologia Strutturale: **R. Giorgi<sup>(1)</sup>, L. Carmignani<sup>(2,3)</sup>, M. Meccheri<sup>(3)</sup>**

<sup>(1)</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Pisa

<sup>(2)</sup> Centro di GeoTecnologie, Università degli Studi di Siena

<sup>(3)</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Siena

Ente realizzatore

**Università di Pisa**  
**Dipartimento Scienze della Terra**



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

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

**Responsabile del Progetto CARG per l'Università di Pisa -  
Dipartimento di Scienze della Terra: R. Nardi**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA – ISPRA

*Revisione scientifica:*

**A. Cacciuni, F. Capotorti, D. Delogu, C. Muraro, S. Nisio**

*Coordinamento cartografico:*

**D. Tacchia (coord.), V. Pannuti**

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*

**L. Battaglini, V. Campo, A. Fiorentino (ASC)**

*Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:*

**D. Tacchia, V. Pannuti**

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

*Allestimento editoriale e cartografico:*

**A. Puccinelli, D. Nannini, G. D'Amato Avanzi**

*Allestimento informatizzazione dei dati geologici:*

**G. D'Amato Avanzi, D. Nannini, N. Perilli, A. Puccinelli**

*Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca  
Dati a cura di: Centro di Geotecnologie – Università degli Studi di  
Siena*

*Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:*

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

**C. Casella** - Università di Pisa - Dipartimento di Scienze  
della Terra

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

# INDICE

<b>I</b>	<b>- INTRODUZIONE .....</b>	<b>Pag. 6</b>
<b>II</b>	<b>- CENNI STORICI .....</b>	<b>10</b>
1.	- BRECCIE POLIGENICHE <i>AUCTT.</i> ASSOCIATE AL CALCARE CAVERNOSO .....	13
2.	- SUCCESSIONI CONDENSATE E LACUNOSE E VARIAZIONI DI FACIES NELLE SUCCESSIONI MESOZOICHE DELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA .....	13
3.	- NATURA (SEDIMENTARIA VS TETTONICA) DEL CONTATTO TRA IL MACIGNO E LE SUCCESSIONI SOVRASTANTI ED ETÀ DEI DEPOSITI INTERPOSTI TRA IL MACIGNO E LE ARENARIE DI MONTE MODINO .....	17
4.	- POSIZIONE PALEOGEOGRAFICA DELL'AUTOCTONO <i>AUCTT.</i> , DELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA E DEI...20	
<b>III</b>	<b>- INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....</b>	<b>22</b>
1.	- UNITÀ TETTONICHE.....	22
2.	- EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA.....	25
<b>IV</b>	<b>- STRATIGRAFIA .....</b>	<b>28</b>
1.	- DOMINIO LIGURE ESTERNO.....	28
1.1.	- UNITÀ TETTONICA OTTONE.....	28
1.1.1.	- <i>Complesso di Casanova (CCV)</i> .....	29
1.1.2.	- <i>Flysch di Ottone (OTO)</i> .....	31
2.	- DOMINIO SUBLIGURE.....	31
2.1.	- UNITÀ TETTONICA CANETOLO .....	31
2.1.1.	- <i>Argille e calcari di Canetolo (ACC)</i> .....	33
2.1.2.	- <i>Calcari di Groppo del Vescovo (CGV)</i> .....	33
3.	- DOMINIO TOSCANO.....	33
3.1.	- UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA.....	33
3.1.1.	- <i>Calccare cavernoso (CCA)</i> .....	35
3.1.2.	- <i>Calcari a Rhaetavicula contorta (CCV)</i> .....	36
3.1.3.	- <i>Calccare massiccio (MAS)</i> .....	38
3.1.4.	- <i>Calcari ad Angulati (ANL)</i> .....	40
3.1.5.	- <i>Rosso ammonitico (RSA)</i> .....	41

3.1.6. - <i>Calccare selcifero di Limano (LIM)</i> .....	43
3.1.7. - <i>Calcari e marne a Posidonia (POD)</i> .....	44
3.1.8. - <i>Calccare selcifero della Val di Lima (SVL)</i> .....	47
3.1.9. - <i>Diaspri (DSD)</i> .....	48
3.1.10. - <i>Maiolica (MAI)</i> .....	50
3.1.11. - <i>Scaglia toscana (STO)</i> .....	52
3.1.12. - <i>Macigno (MAC)</i> .....	57
3.1.13. - <i>Olistostroma di Monte Modino (OMM)</i> .....	59
3.1.14. - <i>Argille di Fiumalbo (FIU)</i> .....	62
3.1.15. - <i>Marne di Marmoreto (MMA)</i> .....	64
3.1.16. - <i>Arenarie di Monte Modino (MOD)</i> .....	65
3.2. - <i>AUTOCTONO AUCTT.</i> .....	65
3.2.1. - <i>Filladi inferiori (FAF)</i> .....	67
3.2.2. - <i>Porfiroidi e scisti porfirici (PRS)</i> .....	68
3.2.3. - <i>Formazione di Vinca (VIN)</i> .....	69
3.2.4. - <i>Grezzoni (GRE)</i> .....	70
3.2.5. - <i>Marmi dolomitici (MDL)</i> .....	72
3.2.6. - <i>Marmi delle Apuane (AUN)</i> .....	73
3.2.7. - <i>Metacalcari con selce (CLF)</i> .....	75
3.2.8. - <i>Metaradiolariti (MDT)</i> .....	75
3.2.9. - <i>Metacalcari ad Entrochi (ENT)</i> .....	76
3.2.10. - <i>Scisti sericitici Auctt. (SSR)</i> .....	77
3.2.11. - <i>Pseudomacigno (PSM)</i> .....	78
4. - <i>DEPOSITI FLUVIO-LACUSTRI VILAFRANCHIANI AUCTT.</i> <i>DEI BACINI DI BARGA E CASTELNUOVO DI GARFAGNANA</i>	78
4.1. - <i>FORMAZIONE DI FORNACI DI BARGA (AFB)</i> .....	80
4.2. - <i>CONGLOMERATI DI BARGA (PLB)</i> .....	85
5. - <i>DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI</i> .....	88
5.1. - <i>DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (b<sub>q</sub>)</i> .....	89
5.2. - <i>COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI (b<sub>2</sub>)</i> .....	89
5.3. - <i>DEPOSITI DI FRANA SENZA INDIZI DI EVOLUZIONE (a<sub>1q</sub>)</i> .....	90
5.4. - <i>TILL INDIFFERENZIATI (c<sub>1</sub>)</i> .....	90
5.5. - <i>DEPOSITI PALUSTRI (e<sub>3</sub>)</i> .....	91
5.6. - <i>DEPOSITI DI FRANA IN EVOLUZIONE (a<sub>1</sub>)</i> .....	93
5.7. - <i>DEPOSITI DI VERSANTE (a)</i> .....	93
5.8. - <i>DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI E ATTUALI (b)</i> .....	9
5.9. - <i>DEPOSITI ANTROPICI (h)</i> .....	97
<b>V - TETTONICA</b> .....	94

1.	- STUDIO STRUTTURALE .....	98
1.1.	- UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA.....	98
1.2.	- AUTOCTONO <i>AUCTT.</i> .....	105
2.	- LA DEPRESSIONE TETTONICA DELLA GARFAGNANA .....	112
<b>VI</b>	<b>- CENNI MORFOLOGICI .....</b>	<b>116</b>
<b>VII</b>	<b>- GEOLOGIA APPLICATA .....</b>	<b>120</b>
1.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE .....	120
2.	- FRANE E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV) .....	121
2.1.	- FRANE .....	122
2.2.	- DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE .....	124
3.	- IDROGEOLOGIA .....	127
3.1.	- SORGENTI.....	128
3.1.1.	- <i>Sorgenti fredde</i> .....	129
3.1.2.	- <i>Sorgenti termominerali</i> .....	129
4.	- LE DIGHE NEL BACINO DEL FIUME SERCHIO.....	130
<b>APPENDICE</b>	<b>.....</b>	<b>132</b>
1.	- INTRODUZIONE .....	132
2.	- SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI UTILIZZATI BASATI SUI NANNOFOSSILI CALCAREI.....	134
3.	- ETÀ RICAIVATE DALLA LETTERATURA .....	135
4.	- ELENCO DELLE SPECIE RICONOSCIUTE O CITATE NEL TESTO .....	136
4.1.	- NANNOFOSSILI CALCAREI.....	136
4.2.	- ALGHE CALCAREE .....	137
4.3.	- AMMONITI .....	138
4.4.	- GASTEROPODI .....	138
4.5.	- LAMELLIBRANCHI .....	138
4.6.	- CALPIONELLE.....	138
4.7.	- FORAMINIFERI BENTONICI.....	138
4.8.	- FORAMINIFERI PLANCTONICI.....	139
<b>BIBLIOGRAFIA</b>	<b>.....</b>	<b>140</b>

## I - INTRODUZIONE

Il Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana comprende un territorio prevalentemente collinare-montuoso dell'Appennino Settentrionale, ripartito tra la Toscana (province di Lucca e Pistoia) e l'Emilia-Romagna (provincia di Modena). Questo territorio rientra in gran parte nel bacino idrografico del fiume Serchio, che lo attraversa da nord-ovest a sud-est. La porzione nord-orientale comprende, invece, il versante emiliano dell'Appennino, a nord-est della dorsale montuosa Alpe S. Pellegrino - M. Albano - M. Giovo - M. Rondinaio - Alpe Tre Potenze - M. Gomito, con parte dei bacini dei Fiumi Secchia e Panaro. Numerosi sono i centri abitati, situati prevalentemente lungo le valli del Serchio (come Castelnuovo di Garfagnana e Barga) e del T. Scoltenna (Fiumalbo), tributario del Panaro; la viabilità comprende alcune strade statali (S.S. n. 12 del Brennero, n. 324 del Passo delle Radici, n. 445 della Garfagnana), varie provinciali e la ferrovia Pisa-Aulla.

L'area, rilevata alla scala 1:25.000, rientra nei Fogli 96 Massa, 97 S. Marcello Pistoiese, 104 Pisa e 105 Lucca della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, varie date). Per alcune aree del bacino del Serchio sono state utilizzate, con le opportune modifiche e revisioni, numerose carte geologiche e della franosità alla scala 1:10.000 (NARDI *et alii*, 1986a, 1986b, 1987, 1989, 1992, 2000, 2007; DALLAN *et alii*, 1991), redatte nell'ambito delle ricerche finanziate dal CNR - Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti. Per la parte nord-orientale del Foglio si è tenuto conto della cartografia geologica prodotta dalla Regione Emilia-Romagna (BETTELLI *et*

alii, 1992); nella porzione sud-occidentale, comprendente l'Autoctono *Auctt.* la cartografia geologica a scala 1:25.000 è stata realizzata da L. Carmignani e M. Meccheri (Università degli Studi di Siena).

Il territorio rilevato è geologicamente tra i più complessi dell'Appennino Settentrionale e vi affiorano unità tettoniche (fig. 1) riferibili a domini paleogeografici diversi, rappresentate dall'Unità tettonica Ottone (Dominio Ligure), dall'Unità tettonica Canetolo (Dominio Subligure), dall'Unità tettonica della Falda Toscana e dall'Autoctono *Auctt.* (Dominio Toscano).

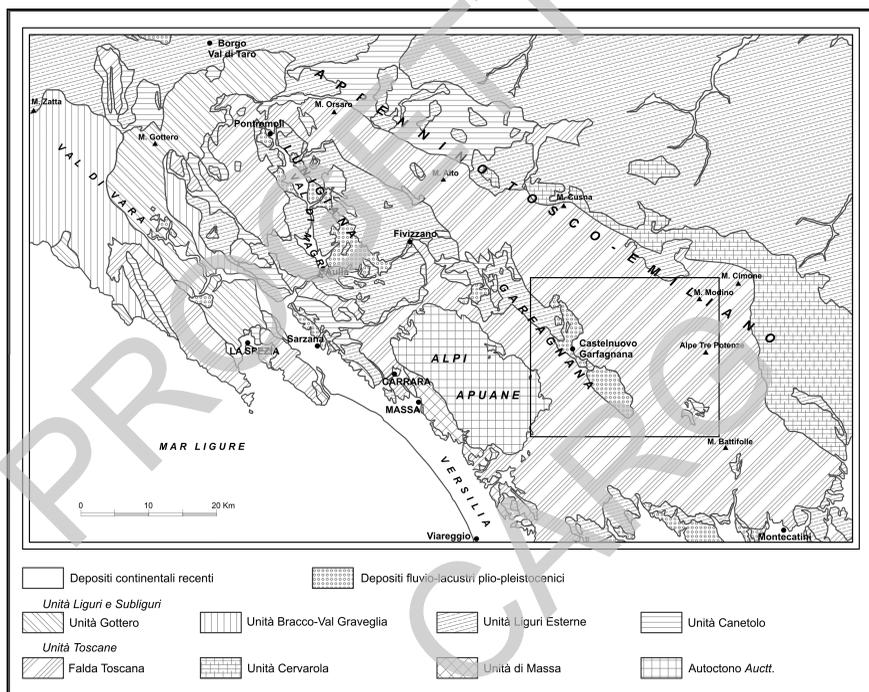


Fig. 1 - Schema strutturale dell'Appennino Settentrionale.

Le Unità tettoniche Ottone e Canetolo affiorano in lembi discontinui nella parte nord-orientale e nella zona centrale della vallata del Serchio. L'Unità tettonica della Falda Toscana è certamente quella arealmente più diffusa e caratteristica di questo settore di catena; essa comprende una successione mesozoica carbonatica, che affiora prevalentemente in destra del F. Serchio,

alla Pania di Corfino e nel medio corso della Lima, ed una successione pelitica mesozoico-terziaria, sormontata dalle potenti successioni torbiditiche oligo-mioceniche del Macigno e delle Arenarie di Monte Modino, che si collocano prevalentemente in sinistra del F. Serchio. L'Autoctono *Auctt.* affiora limitatamente alla parte sud-occidentale del Foglio. Infine, sul substrato giacciono discordanti i depositi continentali plio-pleistocenici (depositi fluvio-lacustri villafranchiani *Auctt.*, alluvionali, di versante, ecc.).

Le unità cartografate comprendono molte formazioni già descritte e/o definite in letteratura, in sezioni stratigrafiche affioranti nel Foglio o in aree limitrofe (vedi Cenni storici). Pertanto, si è preferito non introdurre ulteriori suddivisioni formazionali e di conservare (quando possibile) i nomi formazionali già in uso, cercando di rispettare il criterio della priorità. A causa della variabilità dei litotipi e dei rapporti stratigrafici non sempre chiari delle successioni sedimentarie, nelle presenti note si è utilizzato il criterio geometrico per la definizione del Calcare cavernoso. Sono state attribuite al Calcare cavernoso le successioni non metamorfiche sottostanti i Calcari a *Rhaetavicula contorta*. All'interno della Scaglia toscana sono stati inoltre distinti e cartografati: una litofacies clastica grossolana (Brecce calcareo-silicee), una litofacies calcarea (Calcari di Puglianella) e un membro calcarenitico-ruditico (Calcareniti di Montegrossi). Le altre litofacies descritte in queste note e riportate negli schemi cron- e litostratigrafico non sono state cartografate, a causa della loro limitata continuità laterale e/o del loro spessore ridotto (per esempio, altre litofacies della Scaglia toscana, le litofacies delle Marne diasprine *Auctt.* nella parte alta dei Calcari e marne a Posidonia e degli Scisti ad Aptici *Auctt.* dei Diaspri) e della loro posizione stratigrafica non sistematica all'interno della formazione (per esempio, alcune litofacies della Scaglia toscana). Infine, nelle presenti note vengono proposti nuovi nomi formazionali per le successioni plio-pleistoceniche affioranti nell'area di Barga e di Castelnuovo di Garfagnana.

Nel corso del rilevamento è stata effettuata una campionatura sistematica delle formazioni affioranti (in particolare di quelle giurassico-cretaciche ed oligo-mioceniche) per lo studio dei nannofossili calcarei. Nonostante il numero limitato di campioni fossiliferi, i risultati ottenuti hanno permesso di precisare meglio l'inquadramento cronostratigrafico di alcune formazioni. In particolare, viene precisata la fine della sedimentazione dei Calcari ad Angulati, del Calcare selcifero di Limano, dei Calcari e marne a Posidonia, dei Diaspri e della Maiolica; viene altresì precisata l'età degli Scisti ad Aptici *Auctt.* (formazione dei Diaspri) e del Macigno.

È stato inoltre eseguito lo studio macro-, meso- e microstrutturale su alcune delle unità tettoniche presenti, con particolare attenzione al versante garfagnino

delle Alpi Apuane (valli dei torrenti Turrite Secca, Turrite di Gallicano e Turrite Cava) e al nucleo mesozoico della Val di Lima. Per le formazioni metamorfiche dell'Autoctono *Auctt.*, i risultati degli studi strutturali sono stati messi a disposizione da L. Carmignani e M. Meccheri (Università degli Studi di Siena).

Le età delle formazioni dell'Autoctono *Auctt.* appartenenti alla copertura mesozoico-terziaria, ed alcuni dati relativi alla stratigrafia fanno riferimento a studi realizzati nell'attiguo Foglio 249 Massa Carrara (CARMIGNANI *et alii*, in stampa), dove l'unità affiora più estesamente.

Le successioni sedimentarie plio-quadernarie continentali (depositi fluvio-lacustri villafranchiani *Auctt.*, depositi fluviali, di versante, ecc) sono state suddivise in unità litostratigrafiche tradizionali, senza utilizzare le UBSU (*Unconformity-Bounded Stratigraphic Units*); ciò in base ad alcune motivazioni, riassunte di seguito:

- l'opportunità di conservare, pur con un'informazione completa e scientificamente corretta, un'impostazione che consenta una maggiore comprensibilità, leggibilità e fruibilità degli elaborati cartografici, anche da parte di utenti non specialisti, evitando inoltre una proliferazione eccessiva di unità stratigrafiche; una trattazione basata sulle UBSU, pur raccomandabile e pregevole sotto vari aspetti, sarebbe verosimilmente di ostacolo a tali esigenze;

- il contesto geologico e geomorfologico locale, caratterizzato da sfavorevoli condizioni di esposizione, continuità ed estensione degli affioramenti, accessibilità, visibilità delle superfici limite, grande variabilità latero-verticale delle facies e dei litotipi, frammentazione dei corpi geologici per motivi deposizionali o erosivi, percentuali d'affioramento assai basse, estese e fitte coperture boschive, che non permettono d'individuare o ricostruire con adeguata attendibilità le superfici di discontinuità;

- l'opportunità di mantenere una certa continuità, nonché denominazioni e distinzioni litostratigrafiche di significato tradizionale e valore storico, come testimoniano gli studi geologici di ZACCAGNA (1900, 1920, 1932), MENEGHINI (1880), DE STEFANI (1887b, 1887c), MASINI (1936, 1956), TONGIORGI & TREVISAN (1953), NARDI (1961) e le precedenti edizioni della Carta Geologica d'Italia (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, varie date).

## II - CENNI STORICI

Nell'area del Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana, laddove è stato possibile osservare la spettacolarità e la continuità degli affioramenti, si è concentrato l'interesse dei geologi (DE STEFANI, 1884-1890; FUCINI, 1905-1925; LOTTI, 1889-1910; SACCO, 1891-1935; ZACCAGNA, 1883-1933; MIGLIORINI, 1946-1948; SIGNORINI, 1935-1946; MERLA, 1952-1959), che tra fine '800 e prima metà del '900 hanno delineato gli aspetti più salienti della stratigrafia ed evidenziato gli elementi tettonici principali della catena. In questo paragrafo vengono brevemente citati alcuni dei lavori di sintesi geologica, che hanno dato un contributo significativo all'inquadramento stratigrafico e tettonico dell'Appennino Settentrionale. Inoltre, suddivisi per tematiche, sono citati alcuni dei lavori che affrontano le problematiche ancora aperte sull'Unità tettonica della Falda Toscana ed i suoi rapporti con l'Autoctono *Auctt.*

Certamente la sintesi di MERLA (1952) sulla Geologia dell'Appennino Settentrionale rappresenta un caposaldo della letteratura geologica. Nel lavoro vengono per la prima volta citati, con una sintesi critica, tutti i dati stratigrafici e paleontologici dei lavori più significativi, fino ad allora pubblicati, sulla geologia di questa catena e viene allegata anche una carta geologica del settore investigato. Viene inoltre evidenziata l'interdipendenza tra sedimentazione e tettonica; in accordo con MIGLIORINI (1948) e SIGNORINI (1946), l'Autore delinea l'evoluzione tettono-sedimentaria dell'Appennino Settentrionale nel quadro di una tettonica gravitativa. Negli anni '50, '60 e primi anni '70

numerose sono le ricerche a carattere stratigrafico e/o tettonico sull'Appennino Settentrionale, citate in BORTOLOTTI *et alii* (1970) e DALLAN NARDI & NARDI (1972). Tra i lavori più significativi si ricorda quello di BORTOLOTTI *et alii* (1970), che, in accordo con AUBOUIN (1965), descrive le formazioni affioranti (raggruppate in unità di eu-, mio-, tardo- e post-geosinclinale) e delinea l'evoluzione tettono-sedimentaria della geosinclinale nord-appenninica. Alla monografia gli Autori allegano una carta geologica in scala 1:500.000 dell'Appennino Settentrionale dalla Liguria centro-occidentale (linea Sestri-Voltaggio) al Lazio settentrionale (linea Ancona-Anzio). Anche DALLAN NARDI & NARDI (1972), utilizzando i dati di letteratura, descrivono le successioni stratigrafiche affioranti tra la linea Sestri-Voltaggio e la linea Ancona-Anzio (in particolare quelle appartenenti all'Autoctono *Auctt.*, alle Unità Apuane, all'Unità tettonica della Falda Toscana ed all'Unità tettonica Cervarola-Falтерна); inoltre, sulla base dei rapporti stratigrafici e tettonici delle principali unità tettoniche distinte, gli Autori propongono uno schema stratigrafico e tettonico dell'Appennino Settentrionale; nel lavoro sono inoltre elencate tutte le carte geologiche (suddivise per scala) precedentemente pubblicate per questo settore di catena.

Successivamente, FAZZUOLI *et alii* (1985, 1988) propongono una sintesi dei dati prevalentemente stratigrafici e biostratigrafici delle successioni sedimentarie dell'Unità tettonica della Falda Toscana, affioranti nell'Appennino Settentrionale a nord dell'Arno ed estesamente rappresentate nel Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana: in entrambi i lavori vengono riportati l'ambiente di sedimentazione, gli spessori e l'età delle formazioni mesozoico-terziarie dell'Unità tettonica della Falda Toscana. Anche nelle Guide B1-B6 della 76a Riunione Estiva della Società Geologica Italiana sull'Appennino Settentrionale (Firenze, 24-26/9/1992) viene proposta una sintesi dei principali lineamenti stratigrafici e tettonici della catena nord-appenninica. Per ulteriori approfondimenti sull'evoluzione tettono-sedimentaria e l'analisi strutturale delle successioni sedimentarie affioranti nell'Appennino Settentrionale si rimanda al volume n. 48 (1994) delle Memorie della Società Geologica Italiana, in cui sono pubblicati parte dei lavori presentati alla Riunione Estiva su citata.

Sebbene le attuali conoscenze sull'Appennino Settentrionale permettano d'individuare le tappe principali della sua evoluzione tettono-sedimentaria e di delineare un quadro paleogeografico, certamente non completo, ma sufficientemente coerente con aree vicine (Area Umbro-Marchigiana e Bacino Lombardo), alcune problematiche sono ancora oggetto di dibattito. Qui di seguito viene proposta una breve sintesi delle principali tematiche ancora aperte che riguardano l'Unità tettonica della Falda Toscana, quella più rappresentata

nel Foglio per spessori ed estensione.

## 1. - BRECCIE POLIGENICHE *AUCTT.* ASSOCIATE AL CALCARE CAVERNOSO

Il dibattito scientifico riguarda principalmente il tipo di deposito, l'età e la collocazione geometrica e stratigrafica di queste breccie ed è ancora aperto, sia per le difficoltà nel cartografare e correlare i corpi clastici riconosciuti dai diversi Autori, sia per la limitata e puntuale disponibilità di dati biostratigrafici utili per la loro datazione (vedi CERRINA FERONI *et alii*, 1976; FANTOZZI, 1992; FAZZUOLI *et alii*, 1998).

Per DALLAN NARDI & NARDI (1973), FEDERICI & RAGGI (1974), DALLAN NARDI (1979), PATACCA *et alii* (1973), SANI (1985); FAZZUOLI *et alii* (1998) le Breccie poligeniche *Auctt.*, interposte tra le Unità Metamorfiche Apuane e l'Unità tettonica della Falda Toscana, si sono sedimentate durante la messa in posto dell'Unità tettonica della Falda Toscana sulle Unità Metamorfiche, già esumate ed erose. Questa interpretazione è coerente con le microfaune a foraminiferi planctonici del Miocene inferiore che DALLAN NARDI (1979) e SANI (1985) hanno ritrovato nella matrice delle breccie. Il primo Autore nell'area di Metato segnala microfaune del Langhiano, mentre il secondo segnala la presenza del Serravalliano (*Orbulina universa*) nei clasti delle Breccie della Versilia, campionate nell'area di Casoli-Metato.

Secondo CERRINA FERONI *et alii* (1976) le breccie presenti alla base dell'Unità tettonica della Falda Toscana (Breccie poligeniche *Auctt.*) mostrano l'aspetto di una breccia meccanica; nelle poche località in cui affiorano breccie di tipo sedimentario, esse riempiono generalmente cavità o fratture all'interno delle breccie tettoniche stesse o del Calcare a cellette (Cavernoso *s.s.*) e sarebbero quindi di origine carsica, presumibilmente quaternarie. Inoltre, tali breccie dovrebbero essere distinte dagli spezzoni di successione riferibili all'Unità tettonica della Falda Toscana, la cui apparente stratificazione avrebbe invece origine diagenetica, essendo legata alla dissoluzione dei solfati e al loro successivo costipamento.

CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990), FANTOZZI (1992), CARMIGNANI *et alii* (1993, *cum bibl.*), HODKINGS & STEWART (1994), invece, interpretano le Breccie poligeniche *Auctt.* come cataclastiche, prodotte durante le fasi di raccorciamento e distensione della catena appenninica; queste breccie si sarebbero cioè formate in parte lungo piani di *thrust* durante la fase di raccorciamento e in parte in bacini sintettonici, individuati da superfici di *detachment* durante le fasi distensive terziarie. Secondo questi Autori quindi

esistono almeno due diversi tipi di breccie, una di origine tettonica ed una di origine sedimentaria (breccie di Metato o della Versilia di età terziaria). In particolare, FANTOZZI (1992) mette in dubbio la posizione stratigrafica attribuita alle Breccie di Metato tra il M. Prana e il M. Gevoli (Apuane meridionali); secondo l'Autore queste non sono interposte tra l'Autoctono *Auctt.* e l'Unità tettonica della Falda Toscana, ma sono geometricamente sovrastanti le formazioni dell'Unità tettonica della Falda Toscana stessa e la loro sedimentazione sarebbe avvenuta nei bacini sintettonici terziari, durante le fasi estensionali che hanno portato alla riesumazione dell'Autoctono *Auctt.*

In Val di Lima FAZZUOLI *et alii* (1998) riconoscono, alla base dell'Unità tettonica della Falda Toscana e da questa tettonicamente distinta, una successione di breccie prevalentemente calcareo-dolomitiche spesso vacuolari, a cui danno il nome di Unità delle Breccie di Casoli; essi correlano queste breccie con le Breccie della Versilia (SANI, 1985), la cui sedimentazione sarebbe avvenuta nel Miocene inferiore, durante i movimenti traslativi dell'Unità tettonica della Falda Toscana. Tali Autori inoltre riconoscono breccie autoclastiche ed ammassi pulverulenti, stratigraficamente legati alla Formazione della Pania di Corfino (Calcarea a *Rhaetavicula contorta p.p.*) e tettonicamente sovrastanti l'Unità delle Breccie di Casoli.

Sulla base di quanto riportato e in accordo con le osservazioni di FAZZUOLI *et alii* (1998) in Val di Lima, gli estensori di queste note considerano sedimentaria una parte significativa delle Breccie Poligeniche *Auctt.* associate al Calcarea Cavernoso, riferendola al Miocene inferiore e correlandola con con le breccie affioranti nell'area di Metato e Casoli (Foglio 249 Massa Carrara), datate al Miocene inferiore da DALLAN NARDI (1979) e SANI (1985). Tuttavia, a causa della discontinuità dei corpi clastici e delle condizioni di esposizione, non si può escludere che una parte di queste breccie possa aver avuto origine da processi cataclastici o carsici.

## 2. - SUCCESSIONI CONDENSATE E LACUNOSE E VARIAZIONI DI FACIES NELLE SUCCESSIONI MESOZOICHE DELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

La maggior parte degli Autori riconosce, sia pure con differenze più o meno accentuate, aree in cui le formazioni appartenenti all'Unità tettonica della Falda Toscana hanno caratteristiche litostratigrafiche e spessori peculiari. Queste aree presumibilmente corrispondono a settori del Dominio Toscano in cui l'evoluzione tettono-sedimentaria si è differenziata già a partire dal Retico (FAZZUOLI & SGUAZZONI, 1986, *cum bibl.*).

In base alla stratigrafia ed agli spessori delle successioni mesozoiche dell'Unità tettonica della Falda Toscana, BOCCALETTI & SAGRI (1967a) individuano 3 aree (a, b, c) con caratteri peculiari: nell'area di La Spezia (area a) e in Toscana meridionale (area c) le successioni sono lacunose ed hanno spessori ridotti, mentre in Val di Serchio e Val di Lima (area b) le successioni sono complete e caratterizzate da spessori maggiori.

BOCCALETTI *et alii* (1969) ripropongono sostanzialmente le stesse aree già individuate da BOCCALETTI & SAGRI (1967a), evidenziando le variazioni di spessore ed i rapporti latero-verticali tra le successioni affioranti nell'area di La Spezia, nell'area della Val di Lima e nella Toscana meridionale; anche DALLAN NARDI & NARDI (1972), pur modificandone in parte i limiti, propongono le stesse zone individuate da tali Autori.

CERRINA FERONI & PATACCA (1975), nel delineare le fasi principali della evoluzione paleogeografica del Dominio Toscano interno, in cui si sarebbe sedimentata l'Unità tettonica della Falda Toscana, individuano nell'area a nord dell'Arno due zone (A e B) ad andamento trasversale rispetto alle direttrici appenniniche. Nell'area Val di Lima-Serchio-Monti d'Oltre Serchio ed alta Val di Nievole (area A) a partire dal Giurassico inferiore (Lias medio) si ha una sedimentazione bacinale con intercalazioni torbiditiche a più livelli, mentre nell'area di Roggio-Corfino-Soraggio-Mommio-Castelpoggio e La Spezia (area B) si ha una sedimentazione condensata e lacunosa.

FAZZUOLI *et alii* (1985, *cum bibl.*) individuano varie zone isopiche (fig. 2): a nord dell'Arno, La Spezia, l'alto di Roggio-Pania di Corfino, il bacino del Serchio-Lima e l'alto di Monsummano-Montecatini; a sud dell'Arno, il bacino della Toscana Marittima, comprendente l'area ad ovest della Montagnola Senese, l'alto di Gerfalco-Montemerano ed il bacino dei Monti del Chianti-M. Cetona (ad ovest della Montagnola Senese). In particolare, FAZZUOLI *et alii* (1985, 1988) delineano anche l'evoluzione tettono-sedimentaria del bacino del Serchio-Lima: tale zona, allungata in direzione NE-SW e delimitata a nord dall'alto di Roggio-Corfino e a sud dall'alto di Monsummano-Montecatini, è caratterizzata da una marcata subsidenza tra il Giurassico medio ed il Terziario inferiore.

In base alla letteratura e agli studi svolti nell'area di questo Foglio e in altre limitrofe (Fogli 233 Pontremoli, 234 Fivizzano e 262 Pistoia) si è verificata l'esistenza sia di successioni lacunose che di successioni condensate, come tali rappresentate negli schemi lito- e cronostatigrafici a corredo di questi fogli; inoltre, nelle diverse unità litostratigrafiche sono stati descritti i passaggi stratigrafici e/o evidenziati gli spessori ridotti delle formazioni appartenenti a successioni condensate e/o lacunose.

Per la descrizione dettagliata delle successioni dell'Unità tettonica della



hanno partecipato) riguardano soprattutto gli spessori ed i rapporti stratigrafici in aree dove alcune formazioni affiorano in maniera discontinua e con spessori ridotti. In particolare, si è constatato che gli spessori riportati da FAZZUOLI *et alii* (1985, 1988) per molte unità sono apparenti, a causa di laminazioni o raddoppi tettonici e talvolta sono dedotti dalla letteratura, in parte datata. Gli spessori riportati nello schema litostratigrafico (Tav. 1) e le variazioni descritte in queste note illustrative si basano proprio sui dati originali acquisiti durante il rilevamento del Foglio.

Riguardo alle aree in cui affiorano successioni lacunose e/o condensate, in cui si possono osservare contatti stratigrafici peculiari, bisogna citare la Pania di Corfino e le zone di Vergemoli, Rontano e Gallicano. Si descriveranno quindi sinteticamente, per varie formazioni, le situazioni in cui si sono osservate le variazioni più significative rispetto alla normale successione litostratigrafica.

In Val di Serchio e Val di Lima il Calcare massiccio è solitamente interposto tra i Calcari a *Rhaetavicula contorta* ed il Rosso ammonitico o, nell'area della Turrîte Secca, tra i Calcari a *Rhaetavicula contorta* ed i Calcari ad Angulati. Nelle aree di Corfino e Vergemoli, invece, si può osservare che il Calcare massiccio passa stratigraficamente al Calcare selcifero di Limano o addirittura ai Calcari e marne a Posidonia.

Ad ovest dell'alto di Roggio-Corfino i Calcari ad Angulati si trovano sempre, anche con spessori notevoli, tra il Calcare massiccio ed il Rosso ammonitico, mentre ad est dell'alto di Roggio-Corfino i Calcari ad Angulati possono passare stratigraficamente al Calcare selcifero di Limano (area di Gallicano e Canale dell'Inferno ad ovest di Rontano) o ai Calcari e marne a Posidonia (zona di Corfino e area di M. Ciutella in sinistra della Turrîte Secca). Questi passaggi sono visibili anche su brevi distanze nell'area di Rontano-Vergemoli (NARDI, 1961; PIERONI, 1994).

Ad est dell'area di Rontano-Vergemoli i Calcari ad Angulati sono generalmente assenti, per cui il Rosso ammonitico è compreso tra il Calcare massiccio ed il Calcare selcifero di Limano, mentre nell'area di Rontano può essere stratigraficamente ricoperto dai Calcari e marne a Posidonia; quest'ultimo passaggio è ben esposto anche nell'area di Roggio (PERILLI *et alii*, 2008).

Il Calcare selcifero di Limano in Val di Serchio ed in Val di Lima è solitamente interposto tra il Rosso ammonitico e i Calcari e marne a Posidonia, ma può poggiare stratigraficamente anche sui Calcari ad Angulati (a ovest di Gallicano, a est di Stazzana, in destra della Turrîte Secca) oppure direttamente sul Calcare massiccio, in destra della Turrîte Secca (NARDI, 1961; PIERONI, 1994) e in alcune aree della Val di Lima (FAZZUOLI *et alii*, 1985).

I Calcari e marne a Posidonia occupano diverse posizioni stratigrafiche: in Val di Lima e nelle valli della Turrîte Cava e della Turrîte di Gallicano la formazione è solitamente interposta tra il Calcare selcifero di Limano ed il Calcare selcifero della Val di Lima (PERILLI *et alii*, 2008); ad est di Vergemoli e tra Le Coste e Rontano, invece, i Calcari e marne a Posidonia possono passare stratigraficamente ai Diaspri oppure direttamente alla Maiolica nelle aree di Vergemoli e Rontano (NARDI, 1961; PIERONI, 1994).

Appare evidente che la paleomorfologia, legata alla tettonica distensiva del Giurassico inferiore, ha condizionato la sedimentazione e gli spessori delle successioni di piattaforma o di rampa e delimitato le aree paleogeografiche in cui queste unità si sedimentavano (BERNOULLI *et alii*, 1979; WINTERER & BOSELLINI, 1981; PERILLI *et alii*, 2009). In alcuni casi, come descritto anche in letteratura, gli alti morfologici erano rappresentati da *plateau* basculati e/o delimitati da paleoscarpate, su cui si sedimentavano le successioni emipelagiche, come ad esempio i Calcari e marne a Posidonia (KALIN *et alii*, 1979). In particolare, la sedimentazione dei Calcari e marne a Posidonia è certamente legata alla subsidenza del Dominio Toscano ed alla trasgressione del Toarciano inferiore, che ha portato alla sedimentazione di depositi anossici (KALIN *et alii*, 1979; PERILLI *et alii*, 2009).

In altre aree, invece, le variazioni di spessore delle formazioni e la discontinuità di alcune di esse sono legate all'accumulo come depositi distali di rampa carbonatica (Calcare selcifero di Limano) o depositi torbidi (Calcare selcifero della Val di Lima) alla base degli alti morfologici. Infatti, come riportato nella letteratura citata, nelle aree bacinali della Val di Serchio e della Val di Lima affiorano sia il Calcare selcifero della Val di Lima che la Maiolica, con spessori significativi (CERRINA FERONI & PATACCA, 1975).

Viceversa, nell'area di Vergemoli (Grottorotondo e Promiana), il Calcare selcifero della Val di Lima e la Maiolica affiorano con spessori ridotti o sono del tutto assenti. Infine, nell'area di Corfino i Calcari e marne a Posidonia possono essere ricoperti stratigraficamente addirittura dalla Scaglia toscana.

### 3. - NATURA (SEDIMENTARIA VS TETTONICA) DEL CONTATTO TRA IL MACIGNO E LE SUCCESSIONI SOVRASTANTI ED ETÀ DEI DEPOSITI INTERPOSTI TRA IL MACIGNO E LE ARENARIE DI MONTE MODINO

Se tra i diversi Autori c'è un sostanziale accordo sulla posizione geometrica occupata dai depositi interposti tra il Macigno e le Arenarie di Monte Modino, sono ancora oggetto di discussione la natura e l'età di questi sedimenti e la

posizione paleogeografica occupata dai bacini di sedimentazione del Macigno, delle Arenarie di Monte Modino e dei depositi interposti tra queste formazioni.

Alcuni Autori (ABBATE & BORTOLOTTI, 1961; NARDI & TONGIORGI, 1962; NARDI, 1964a, 1964b, 1965; DALLAN NARDI & NARDI, 1972; BALDACCI *et alii*, 1967; SAGRI, 1975; MARTINI & SAGRI, 1977; DALLAN *et alii*, 1981; ABBATE & BRUNI, 1987; BRUNI *et alii*, 1992; BRUNI & PANDELI, 1992) considerano i sedimenti intercalati tra il Macigno e le Arenarie di Monte Modino come depositi gravitativi in massa (olistostromi) che hanno interrotto la sedimentazione silicoclastica del Macigno, poi ripresa con la sedimentazione delle Arenarie di Monte Modino (vedi Fig. 4 nella Stratigrafia). Nell'Olistostroma di Monte Modino, affiorante a sud del M. Modino, PERILLI (1992, 1994, *cum bibl.*) ha distinto i Paraconglomerati e Scisti varicolori di Ronchi, le Argille e marne di Rio delle Motte ed il Flysch di Rotari (cfr. le litofacies descritte nell'Olistostroma di Monte Modino). BRUNI & PANDELI (1992), pur accettando l'origine sedimentaria di questi depositi, pongono il limite formazionale tra il Macigno e le Arenarie di Monte Modino circa 400-500 m sotto la base dell'Olistostroma di Monte Modino.

Altri Autori (REUTTER, 1969; GÜNTHER & REUTTER, 1985; REUTTER & GROSCURTH, 1978; BETTELLI *et alii*, 1987a, 1987b; MARTINI & PLESI, 1988; CATANZARITI *et alii*, 1991; CHICCHI & PLESI, 1992) interpretano invece le successioni presenti alla base delle Arenarie di Monte Modino come il "complesso di base" (cfr. *Mélange* delle Tagliole di CHICCHI & PLESI, 1992 e Mochi *et alii*, 1996, *cum bibl.*) dell'Unità tettonica Modino (o Modino-Cervarola). Questi Autori localizzano il bacino di sedimentazione dell'Unità tettonica Modino in posizione più interna rispetto a quello del Macigno; l'unità sarebbe poi sovrascorsa sul Macigno e le Arenarie di Monte Cervarola. Nell'area di M. Modino e M. Nuda Mochi *et alii* (1996) hanno distinto (Fig. 4) la Successione argilloso-calcareo pre-campaniana, la Formazione del Fosso della Cà ed il Flysch dell'Abetina Reale (cfr. le litofacies descritte nell'Olistostroma di Monte Modino); queste unità affiorano anche nei Fogli 235 Pievepelago e 251 Porretta Terme.

Certamente queste diverse interpretazioni risentono dei dati biostratigrafici disponibili per il Macigno, le Argille di Fiumalbo, le Marne di Marmoreto e le Arenarie di Monte Modino, che possono essere raggruppati in: dati biostratigrafici basati sui foraminiferi (foraminiferi bentonici e planctonici) e raccolti precedentemente agli anni '90; dati biostratigrafici basati sui nannofossili calcarei ed acquisiti durante gli anni '90. Tra i dati più significativi basati sui foraminiferi si ricordano quelli di BORTOLOTTI & PIRINI (1965), ABBATE (1969) e DALLAN NARDI (1968), che attribuiscono il Macigno all'Oligocene medio-superiore. AMADESI & MARABINI (1967) riferiscono la

parte alta del Macigno al Miocene (?basale). PERILLI (1992, 1994) attribuisce alle unità distinte nell'Olistostroma di Monte Modino un'età compresa tra il Cretacico inferiore e il Cretacico superiore nell'area a sud di M. Modino, mentre nell'area di M. Nuda riconosce anche unità del Paleocene ed Eocene (PERILLI, 1984). ABBATE & BORTOLOTTI (1961) e DALLAN (1962) attribuiscono le Argille di Fiumalbo e le sovrastanti Marne di Marmoreto all'Oligocene, mentre COCCIONI & WEZEL (1980) e DALLAN *et alii* (1981) le attribuiscono all'Oligocene superiore.

In base ai nannofossili calcarei la parte alta del Macigno viene attribuita all'Oligocene sommitale-Miocene basale (CATANZARITI *et alii*, 1991; COSTA *et alii*, 1992; CATANZARITI *et alii*, 1996; PLESI *et alii*, 1998, 2000), mentre Mochi *et alii* (1996) attribuiscono alle unità sottostanti le Argille di Fiumalbo un'età compresa tra l'Hauteriviano e l'Eocene. Le Argille di Fiumalbo sono riferite all'Eocene superiore-Oligocene inferiore (PLESI *et alii*, 1998), le Marne di Marmoreto all'Oligocene sommitale e le Arenarie di Monte Modino al Miocene basale (CATANZARITI *et alii*, 1991; 2002; PLESI *et alii*, 1998). In sintesi, questi Autori concordano nell'attribuire la porzione sommitale del Macigno (considerato il tetto dell'Unità tettonica della Falda Toscana) al Miocene basale e l'insieme Argille di Fiumalbo-Marne di Marmoreto-Arenarie di Monte Modino (in continuità di sedimentazione) all'Eocene superiore-Miocene basale, riferendolo quindi ad una unità tettonica distinta (vedi Fogli 235 Pievepelago e 251 Porretta Terme).

Gli estensori di queste note, in assenza di dati biostratigrafici inconfutabili, considerano le Arenarie di Monte Modino come la parte sommitale dell'Unità tettonica della Falda Toscana ed interpretano l'intera successione interposta tra il Macigno e le Arenarie di Monte Modino come depositi gravitativi in massa, sebbene PERILLI (1992, 1994) non escluda che l'insieme Argille di Fiumalbo-Marne di Marmoreto-Arenarie di Monte Modino possa essersi depositato in un'area interna rispetto al bacino di sedimentazione del Macigno, per poi accavallarsi sull'Olistostroma di Monte Modino.

#### 4. - POSIZIONE PALEOGEOGRAFICA DELL'AUTOCTONO *AUCTT.*, DELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA E DEI BACINI OLIGO-MIOCENICI CON SEDIMENTAZIONE SILICOCLASTICA

Sono qui citati i principali lavori in cui viene ipotizzata la posizione paleogeografica dell'Unità tettonica della Falda Toscana e dell'Autoctono *Auctt.*; in alcuni di essi viene inoltre suggerita la posizione reciproca dei bacini di sedimentazione del Macigno, delle Arenarie di Monte Modino e delle

Arenarie di Monte Cervarola.

BALDACCI *et alii* (1967) ed ELTER (1973) pongono il bacino di sedimentazione dell'Unità tettonica della Falda Toscana, del Macigno e delle Arenarie di Monte Cervarola in posizione interna rispetto a quello dell'Autoctono *Auctt.* Anche GIANNINI *et alii* (1962), NARDI (1965), CARMIGNANI *et alii* (1978), PRINCIPI & TREVES (1984), CARMIGNANI *et alii* (1991) e GIAMMARINO & GIGLIA (1990) localizzano l'area di sedimentazione dell'Unità tettonica della Falda Toscana in posizione interna rispetto all'Autoctono *Auctt.*; NARDI (1965) e CARMIGNANI *et alii* (1978) collocano invece il bacino di sedimentazione delle Arenarie di Monte Modino e delle Arenarie di Monte Cervarola in posizione esterna rispetto all'Autoctono *Auctt.* ABBATE & BRUNI (1987), collocano i bacini di sedimentazione del Macigno e delle Arenarie di Monte Modino in posizione interna rispetto all'Autoctono *Auctt.* e quelli delle Arenarie di Monte Cervarola e delle Arenarie di Monte Falterona in posizione esterna rispetto ad esso.

PLESI (1975), REUTTER & GROSCURTH (1978), MARTINI & PLESI (1988), COSTA *et alii* (1992), CATANZARITI *et alii* (1996) e PLESI *et alii* (1998) collocano il bacino di sedimentazione delle Arenarie di Monte Modino e delle Arenarie di Monte Cervarola all'interno rispetto a quello del Macigno. DALLAN NARDI & NARDI (1978), BOCCALETTI *et alii* (1980, 1985), MERLA (1980) e BOCCALETTI & COLI (1983) posizionano il bacino di sedimentazione dell'Unità tettonica della Falda Toscana all'esterno dell'Autoctono *Auctt.* e localizzano quello delle Arenarie di Monte Modino e delle Arenarie di Monte Cervarola in posizione esterna rispetto al bacino di sedimentazione del Macigno. Successivamente, FERRINI & PANDELI (1985) e FAZZUOLI *et alii* (1975, 1985) ripropongono lo schema precedente, localizzando però il bacino di sedimentazione del Macigno sia ad est che ad ovest delle Apuane.

PROGETTO  
CARG

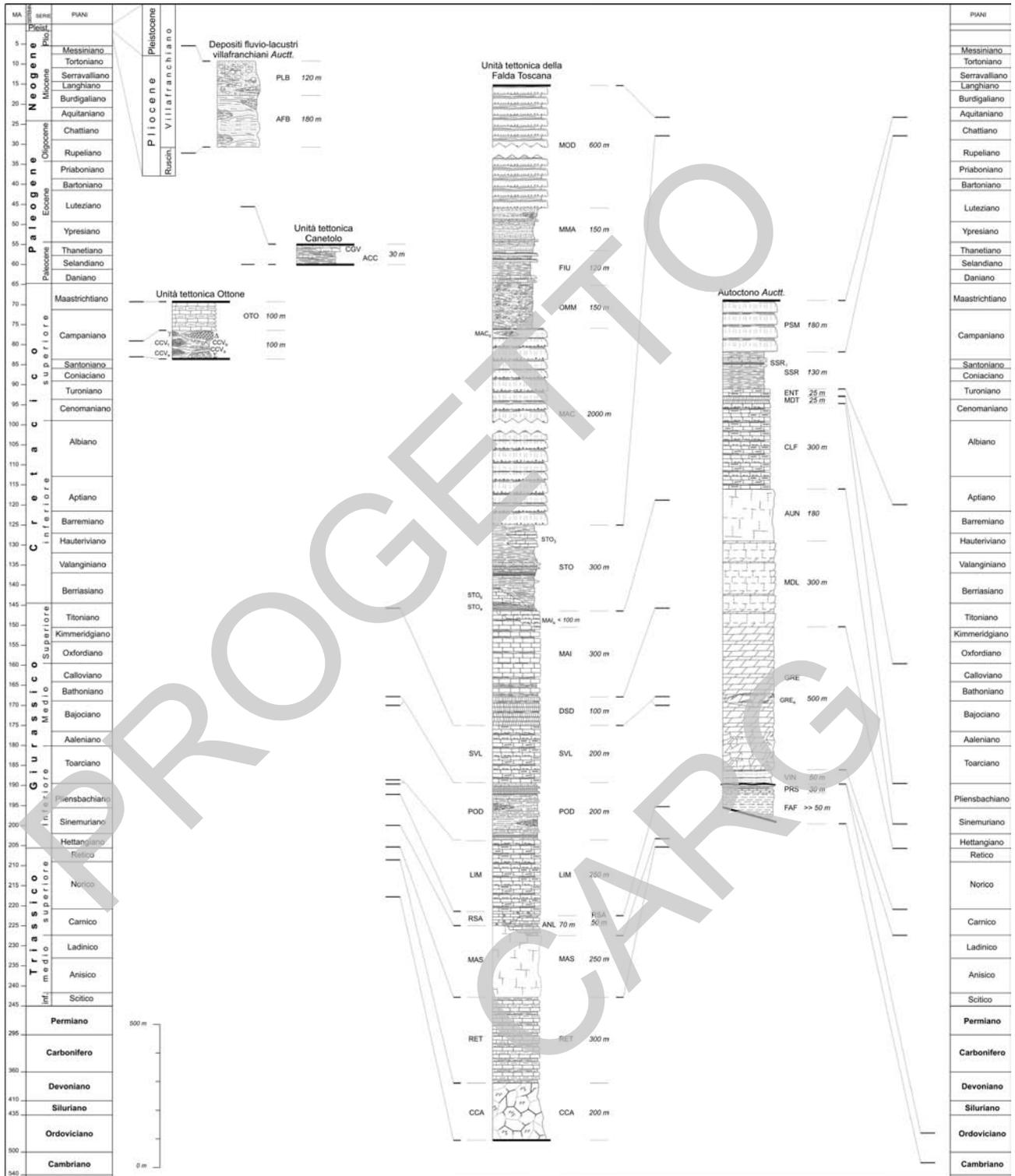
### III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'Appennino Settentrionale è una catena a falde di ricoprimento, costituita da più unità tettoniche deformate e strutturate durante la collisione continentale tra la Placca Europea e quella Africana e la successiva migrazione est-vergente del fronte di compressione.

#### 1. - UNITÀ TETTONICHE

Nei'area rilevata affiorano le seguenti unità tettoniche, elencate in ordine di sovrapposizione geometrica dall'alto verso il basso (fig. 3 e tavv. 1 e 2): Unità tettonica Ottone, Unità tettonica Canelolo, Unità tettonica della Falda Toscana e l'Autoctono *Auctt.* Posteriormente alla collisione continentale, il settore occidentale della catena è stato interessato da una tettonica prevalentemente distensiva, che ha portato all'individuazione di bacini sedimentari neogenici e quaternari, sia marini che continentali.

**Unità tettonica Ottone.** L'Unità tettonica Ottone (Unità del Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*, Cretacico superiore) affiora quasi esclusivamente a nord di Castelnuovo di Garfagnana con lembi isolati, sia in destra che in sinistra del F. Serchio. Essa è costituita da successioni prevalentemente detritiche (Complesso di Casanova = Complesso di base *Auctt.*) e da torbiditi calcareo-marnose (Flysch Ottone = Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*) deposte su crosta continentale



Tav. 1 – Schema litostratigrafico del Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana.



assottigliata (MARRONI *et alii*, 1998). Le successioni detritiche, spesso molto deformate (*mélange*), sono caratterizzate dalla presenza di ofioliti risedimentate (gabbri e basalti) e da successioni riferibili alla loro copertura sedimentaria (Diaspri di Monte Alpe, Calcari a calpionelle, Argille a palombini). L'Unità tettonica Ottone si è presumibilmente sedimentata sul margine assottigliato del continente Apulo-Austroalpino (ELTER, 1994; MARRONI *et alii*, 1998); l'abbondante detritismo ofiolitico (rappresentato anche da grossi olistoliti) suggerisce di localizzare il bacino di sedimentazione dell'Unità in un'area interna del Dominio Ligure Esterno.

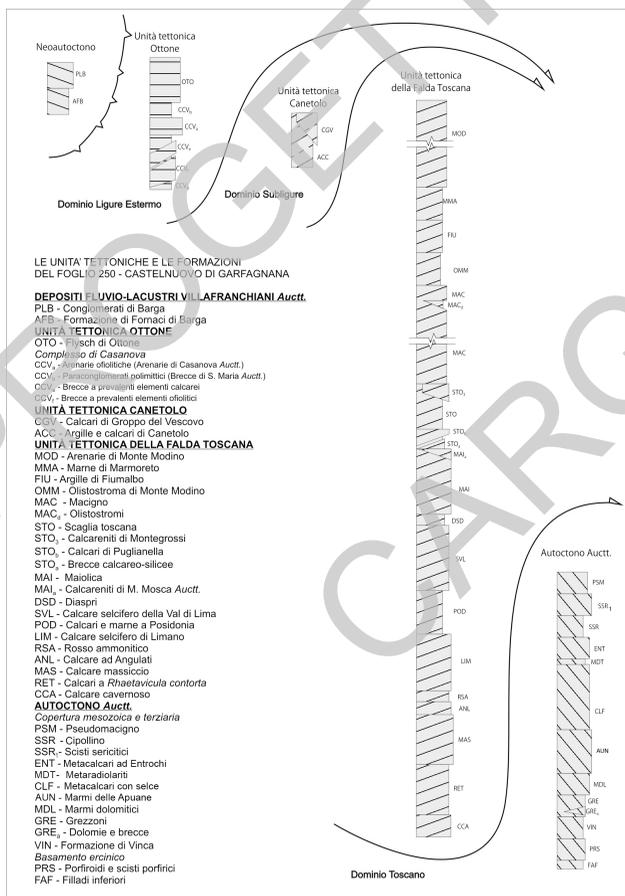


Fig. 3 - Schema delle unità tettoniche del Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana.

**Unità tettonica Canetolo.** Lembi dell'Unità tettonica Canetolo (Cretacico superiore-Eocene medio) affiorano prevalentemente a nord di Castelnuovo di Garfagnana, in destra e sinistra orografica del F. Serchio. Costituiti da successioni argilloso-calcaree (Argille e calcari di Canetolo) e da torbiditi calcareo-marnose (Calcari di Groppo del Vescovo), i depositi basali presentano notevoli affinità litostratigrafiche con le Successioni Liguri Esterne, mentre i depositi silicoclastici sommitali (Arenarie di Ponte Bratica ed Arenarie di Petriagnicola), che presentano maggiori affinità con le Successioni oligomioceniche Epiliguri e Toscane, non affiorano nel Foglio. L'Unità tettonica Canetolo si è presumibilmente deposta su crosta continentale, in un dominio intermedio tra il Dominio Ligure Esterno ed il Dominio Toscano. Nel Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana, l'Unità tettonica Canetolo non era stata distinta dai precedenti Autori, poiché i rapporti con l'Unità tettonica Ottone non erano mai stati chiariti, a causa della complessa evoluzione tettono-sedimentaria. In questo Foglio sono state dunque riconosciute per la prima volta le formazioni appartenenti all'Unità tettonica Canetolo (Argille e calcari di Canetolo, Calcari di Groppo del Vescovo).

**Unità tettonica della Falda Toscana.** Tettonicamente sovrastante l'Autoctono *Auctt.* ed in parte ricoperta da lembi dell'Unità tettonica Canetolo e dell'Unità tettonica Ottone, l'Unità tettonica della Falda Toscana è quella arealmente più diffusa nel Foglio. La successione inferiore e media è costituita da depositi carbonatici di piattaforma del Triassico superiore-Giurassico inferiore (Calcere cavernoso, Calcari a *Rhaetavicula contorta* e Calcere massiccio) e da depositi calcareo-siliceo-marnosi emipelagici e pelagici del Giurassico inferiore-Cretacico inferiore (Calcari ad Angulati, Rosso ammonitico, Calcere selcifero di Limano, Calcari e marne a Posidonia, Calcere selcifero della Val di Lima, Diaspri e Maiolica). La porzione superiore di questa unità è costituita da successioni pelitiche e pelitico-calcaree bacinali e di rampa del Cretacico inferiore-Oligocene (Scaglia toscana) con intercalazioni di carbonati pelagici (calcari di Puglianella), di risedimenti prevalentemente carbonatici grossolani (Calcareniti di Montegrossi), talora molto grossolani (Brecce calcareo-silicee), e da torbiditi arenaceo-pelitiche (Macigno e Arenarie di Monte Modino) dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore. L'evoluzione tettono-sedimentaria dell'Unità tettonica della Falda Toscana, come quella dell'Autoctono *Auctt.*, è legata all'evoluzione geodinamica del margine continentale passivo della Placca Adriatica.

**Autoctono *Auctt.*** Affiora nel settore sud-occidentale del Foglio nella zona

del M. Forato e della Pania Secca (versante garfagnino delle Alpi Apuane), tra i torrenti Turrite Secca e Turrite di Galliciano, ed è caratterizzato da un basamento ercinico con una copertura mesozoico-terziaria. I depositi terrigeni basali del Triassico medio, continentali e marini (Formazione di Vinca), discordanti sul basamento paleozoico, sono ricoperti da successioni carbonatiche di mare basso del Giurassico inferiore (Grezzoni, Marmi dolomitici, Marmi delle Apuane) e da successioni calcareo-siliceo-marnose sia emipelagiche che pelagiche del Giurassico medio e superiore (Metacalcari con selce e Metaradiolariti). Il Cretacico inferiore è rappresentato da depositi di scarpata (Metacalcari ad Entrochi) e da depositi pelitici e calcareo-pelitici bacinali (Scisti sericitici e Cipollino). L'Oligocene superiore-Miocene inferiore comprende invece torbiditi silicoclastiche (Pseudomacigno). La successione metamorfica, deposta su crosta continentale, viene riferita da alcuni Autori ad un dominio esterno, da altri invece ad un dominio interno rispetto a quello dell'Unità tettonica della Falda Toscana (vedi Cenni storici).

## 2. - EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA

L'evoluzione tettono-sedimentaria di queste unità tettoniche è legata alle fasi di apertura e chiusura della Tetide occidentale dal Triassico superiore all'Eocene medio ed al successivo sviluppo e migrazione del sistema catena-avanfossa-avampaese nord-appenninico.

Con le fasi iniziali di apertura della Tetide occidentale, nel Triassico medio-superiore, il Dominio Toscano è caratterizzato da una sedimentazione prima fluviale e poi costiera (Formazione di Vinca), che nel Triassico sommitale-Giurassico inferiore evolve ad una sedimentazione carbonatica di piattaforma (Grezzoni, Marmi dolomitici e dolomie cristalline e Marmi delle Apuane per la successione metamorfica; Calcare cavernoso, Calcari a *Rhaetavicula contorta* e Calcare massiccio, per l'Unità tettonica della Falda Toscana). Nel Giurassico inferiore e medio la sedimentazione calcareo-siliceo-marnosa emipelagica e pelagica (Metacalcari selciferi per la successione metamorfica; Calcari ad Angulati, Rosso ammonitico, Calcare selcifero di Limano e Calcari e marne a Posidonia per l'Unità tettonica della Falda Toscana), controllata da *block faulting* e subsidenza differenziale, è caratterizzata dallo sviluppo di successioni sedimentarie tra loro anche molto diverse sia per tipo di deposito che per spessore (vedi Cenni storici).

Nel Giurassico medio-superiore, la sedimentazione silicea è ubiquitaria sia nel Dominio Toscano (Diaspri) che nel Dominio Ligure Interno (Diaspri di Monte Alpe), a crosta oceanica. Al passaggio Giurassico-Cretacico, in seguito

alla grande diffusione dei nannofossili calcarei, la sedimentazione bacinale pelagica diventa francamente carbonatica (Calcari a Calpionelle nel Dominio Ligure e Maiolica in quello Toscano); la sedimentazione sulle scarpate del Dominio Toscano è costituita da risedimenti carbonatici ad articoli di crinoidi (Metacalcari ad Entrochi). Nella parte alta del Cretacico inferiore la sedimentazione carbonatica diviene prevalentemente pelitica, sia nel Dominio Ligure (Argille a palombini) che in quello Toscano (Scisti sericitici e Cipollino nell'Autoctono *Auctt.*, Scaglia toscana nell'Unità tettonica della Falda Toscana). Nel Cretacico superiore la sedimentazione si differenzia notevolmente sia tra i diversi domini sia al loro interno: nel Dominio Ligure Interno inizia una sedimentazione silicoclastica (Argilliti di Val Lavagna ed Arenarie di Monte Gottero) che si chiude nel Paleocene basale con la messa in posto di depositi clastici grossolani di scarpata (Argilliti di Giaiette o Scisti del Bocco); nel Dominio Ligure Esterno invece le successioni del Cretacico superiore sono ricche di ofioli risedimentate (Complesso di Casanova e Complesso di Monte Veri) nella porzione più interna, mentre in quella più esterna sono presenti depositi silicoclastici di fossa (Arenarie di Ostia *Auctt.* e Arenarie di Scabiazza) anche grossolani (Conglomerati dei Salti del Diavolo) con elementi cristallini (in granuli e in clasti) di provenienza austroalpina. Successivamente la sedimentazione torbiditica calcareo-marnosa (Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*) si diffonde in tutto il Dominio Ligure Esterno e persiste fino all'Eocene medio.

Nel Dominio Toscano, dal Cretacico superiore all'Oligocene, la sedimentazione bacinale prevalentemente pelitico-calcareo (Scisti sericitici e Cipollino nell'Autoctono *Auctt.*, Scaglia toscana nell'Unità tettonica della Falda Toscana) è caratterizzata da significative variazioni sia di facies che di spessore, con prevalenza di litofacies pelitiche e pelitico-calcaree su quelle calcaree (Calcari di Puglianella) e torbiditico-calcaree grossolane (Calcareniti di Montegrossi). Nell'Oligocene, con lo sviluppo dell'avanfossa appenninica, la sedimentazione di rampa evolve a torbiditica silicoclastica (Pseudomacigno nell'Autoctono *Auctt.*, Macigno e Arenarie di Monte Modino nell'Unità tettonica della Falda Toscana), che continua fino al Miocene inferiore.

Nel Dominio Subligure, localizzato tra il Dominio Ligure e quello Toscano, dal Cretacico superiore all'Eocene medio la sedimentazione delle successioni argillitico-calcaree (Argille e calcari di Canetolo) e delle torbiditi calcareo-marnose (Calcari di Groppo del Vescovo) è legata alle fasi di chiusura di questo settore della Tetide e termina con la collisione tra la Placca Europea e quella Africana. La sedimentazione prevalentemente silicoclastica dell'Oligo-?Miocene (Arenarie di Ponte Bratica ed Arenarie e conglomerati di Petriagnacola), invece, è legata alla migrazione del fronte compressivo e

dell'avanfossa nord-appenninica e termina con l'inizio della sedimentazione delle successioni terziarie del Bacino Epiligure.

L'instaurarsi della tettonica estensionale (vedi cap. V) determina, a partire dal Pliocene inferiore, la formazione della depressione della media e alta Val di Serchio, in cui sedimentano i depositi fluvio-lacustri. Tali depositi sono costituiti inizialmente da successioni prevalentemente argilloso-sabbiose (Formazione di Fornaci di Barga, ?Ruscignano superiore-Villafranchiano inferiore), cui seguono caratteristiche successioni francamente conglomeratiche (Conglomerati di Barga, Villafranchiano superiore).

## IV - STRATIGRAFIA

Le unità tettoniche affioranti nel Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana sono descritte rispettando l'ordine di sovrapposizione geometrica, dall'alto verso il basso: Unità tettonica Ottone (Dominio Ligure Esterno), Unità tettonica Canetolo (Dominio Subligure), Unità tettonica della Falda Toscana e Autoctono *Auctt.* (Dominio Toscano). Successivamente saranno descritti i depositi fluvio-lacustri villafranchiani *Auctt.*, discordanti sulle varie unità tettoniche e affioranti nell'area di Barga e di Castelnuovo di Garfagnana ed infine gli altri sedimenti quaternari, costituiti in prevalenza da depositi alluvionali, di versante, di frana e glaciali.

L'elenco dei fossili e le scale biostratigrafiche adottate nella stratigrafia sono riportati in appendice.

### 1. - DOMINIO LIGURE ESTERNO

In questo Foglio il Dominio Ligure Esterno è rappresentato dall'Unità tettonica Ottone.

#### 1.1. - UNITÀ TETTONICA OTTONE

L'Unità tettonica Ottone affiora in modo discontinuo nell'area compresa tra

Camporgiano e Castelnuovo di Garfagnana (parte nord-occidentale del Foglio) e si posiziona nella porzione superiore dell'edificio strutturale appenninico; essa comprende il Complesso di Casanova alla base e il Flysch di Ottone al tetto.

#### 1.1.1. - *Complesso di Casanova (CCV)*

Sinonimie:

Complesso di M. Penna/Casanova (MARINI & TERRANOVA, 1979; ELTER *et alii*, 1991)

Complesso caotico *p.p.* (MERLA & ABBATE, 1969)

Gruppo del flysch cretacico *p.p.* (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Base stratigrafica dell'Unità tettonica Ottone, affiora in maniera discontinua e con spessori ridotti ed è rappresentato da un insieme di più litofacies che non occupano un preciso ordine stratigrafico: paraconglomerati polimittici, breccie calcaree ed ofiolitiche, arenarie ofiolitiche e olistoliti di varia natura; lo spessore generalmente non supera il centinaio di metri. Di seguito vengono descritte le litofacies distinte nel Complesso di Casanova.

*Paraconglomerati polimittici (CCV<sub>b</sub>)* (cfr. Breccie di S. Maria Auctt.)

Questa litofacies, affiorante prevalentemente nell'area di Camporgiano e San Romano in Garfagnana, è costituita da paraconglomerati polimittici, matrice-sostenuti, con clasti di calcari silicei tipo palombino (prevalenti), radiolariti (frequenti), siltiti (rare), graniti (rari) e clasti ofiolitici (talvolta presenti in quantità significativa). La matrice argillitico-siltitica o siltitico-arenitica, da grigio-scuro a marrone chiaro o grigio-verde, è litologicamente simile ai clasti, che si presentano da subangolari a subarrotondati con dimensioni da centimetriche a metriche; infatti il *sorting* di questi depositi è generalmente scarso. La stratificazione, se presente, è evidenziata dalla variazione dei parametri tessiturali (granulometria, percentuale dei clasti, diversa percentuale o composizione della matrice; presenza di livelli di breccie o di olistoliti). Lo spessore è assai variabile e non supera i 100 m.

*Breccie a prevalenti elementi calcarei (CCV<sub>c</sub>)*

Breccie prevalentemente oligomitiche, clasto-sostenute, caratterizzate dalla predominanza di clasti di calcilutiti silicee tipo palombino con un *sorting* scarso e una percentuale di matrice variabile, ma solitamente inferiore al 30%; sono presenti inoltre, in quantità nettamente subordinata, clasti di radiolariti, ofioliti e graniti. I clasti, da angolari a subangolari, hanno un diametro che varia da pochi centimetri fino a qualche decimetro; litologicamente la matrice è

costituita dagli stessi litotipi dei clasti. Lo spessore dei corpi cartografati non supera qualche decina di metri.

*Brecce a prevalenti elementi ofiolitici (CCV<sub>f</sub>)*

Brecce oligomittiche clasto-sostenute, caratterizzate dalla predominanza di clasti ofiolitici, mentre quelli calcareo-silicei (tipo palombini) e radiolaritici sono in subordine. Il *sorting* è scarso e la matrice, sempre inferiore al 30%, è costituita prevalentemente da materiale ofiolitico, anche se i frammenti di calcari silicei possono essere frequenti. Lo spessore può raggiungere i 100 m.

*Arenarie ofiolitiche (CCV<sub>a</sub>)* (cfr. Arenarie di Casanova *Auctt.*)

Torbiditi arenaceo-pelitiche da medie a grossolane e torbiditi pelitico-arenacee da medie a fini, di colore grigio o grigio-verde, marrone ruggine all'alterazione, costituite da litoareniti ofiolitiche e più raramente areniti quarzoso-micacee o grovacche feldspatiche. Lo spessore degli strati più grossolani varia da 30-50 cm a 1-3 m, mentre quello dei livelli più fini e delle peliti varia da 5 a 20-30 cm. La litofacies affiora sporadicamente nell'area a ovest del Fosso di Corfino, non lontano da Villa Collemandina, con uno spessore di una ventina di metri.

*Olistoliti*

Affiorano diffusamente nell'area di Camporgiano-San Romano in Garfagnana, spesso brecciati al tetto e alla base e presenti a vari livelli stratigrafici del Complesso di Casanova; sono rappresentati per lo più da grandi masse ofiolitiche di basalti (**B**) e ultramafiti serpentinite (**S**); nei pressi della stazione ferroviaria di Camporgiano è presente un vasto olistolite di granito (**γ**).

Il Complesso di Casanova affiora con continuità e buone esposizioni nell'area del contiguo Foglio 233 Pontremoli, dove MARRONI & PERILLI (1992) e CATANZARITI & PERILLI (2006) lo attribuiscono al Campaniano inferiore.

*Campaniano inferiore*

1.1.2. - *Flysch di Ottone (OTO)*

Sinonimie:

Calcari di Ottone (MAXWELL, 1964)

Gruppo del flysch cretaco *p.p.* (TREVISAN *et alii*, 1971b)

La formazione è costituita da torbiditi calcareo-marnose grigio-scure, con caratteristica frattura scheggiata, in strati da medi a molto spessi con

intercalazioni sottili di marne siltose, argilliti e argilliti calcaree, arenarie fini e siltiti. In sezione sottile i calcari sono costituiti da *mudstone* e *wackestone* con lamellibranchi pelagici, radiolari (rari) e spicole di spugna; la micrite, se non è molto ricristallizzata, risulta essere costituita prevalentemente da nannofossili calcarei. Le strutture sedimentarie più frequenti sono *groove casts*, *tool marks* e tracce di Elmintoidi; gli strati, da medi a spessi, presentano sequenze di Bouma Td-e o Tc-e.

La formazione, generalmente molto deformata, affiora in maniera discontinua e con spessori molto ridotti. Lo spessore massimo (poco superiore ai 100 m) si raggiunge a sud di Poggio (località al Monte).

La formazione è correlabile con il Flysch di Ottone/S. Stefano, che MARRONI *et alii* (1992) e CATANZARITI & PERILLI (2006) attribuiscono al Campaniano inferiore-Maastrichtiano inferiore. I campioni prelevati nel corso del rilevamento di questo Foglio hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei del Campaniano inferiore-Campaniano superiore/Maastrichtiano inferiore, caratterizzate dalla presenza di *Aspidolithus parvus*, *Calculites obscurus*, *Lucianorhabdus caeyuxii* ed in alcuni campioni anche di *Ceratholithoides aculeus* o di *Ceratholithoides aculeus* e *Quadrum gothicum*, che hanno permesso di riconoscere rispettivamente le biozone a *Ceratholithoides aculeus* e *Quadrum gothicum*. In base a questi dati, l'età è riferita al Campaniano inferiore-Maastrichtiano inferiore.

*Campaniano inferiore - Campaniano superiore/Maastrichtiano inferiore*

## 2. - DOMINIO SUBLIGURE

Il Dominio Subligure è rappresentato dall'Unità tettonica Canetolo.

### 2.1. - UNITÀ TETTONICA CANETOLO

Geometricamente interposta tra l'Unità tettonica della Falda Toscana e l'Unità tettonica Ottone, l'Unità tettonica Canetolo affiora in lembi e con spessori molto limitati lungo la Valle del Serchio (nell'area di Camporgiano-San Romano in Garfagnana e tra Castiglione di Garfagnana e Castelnuovo di Garfagnana) e in Val di Lima (nell'area a nord-est di Bagni di Lucca). L'Unità è prevalentemente rappresentata dalla formazione delle Argille e calcari di Canetolo e da lenti di torbiditi calcareo-marnose riferibili alla formazione dei Calcari di Gruppo del Vescovo; non affiorano, invece, le successioni silicoclastiche (Arenarie di Ponte Bratica ed Arenarie di Petriagnacola), ben

rappresentate in altre aree dell'Appennino Settentrionale (ad esempio nel Foglio 233 Pontremoli).

### 2.1.1. - Argille e calcari di Canetolo (ACC)

Sinonimie:

Kalk-Ton Serie *p.p.*

Complesso caotico («Argille Scagliose» *p.p.*) (MERLA & ABBATE, 1969)

Gruppo dell'Alberese *p.p.* (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Argilliti grigio-scure o nere (da prevalenti a dominanti), laminate o più frequentemente scagliose con patine di alterazione lucide, a cui si intercalano strati sottili e medi di calcilutiti silicee grigio-chiare (da marrone chiaro-ocra a ruggine all'alterazione), calcareniti grigie gradate ed in subordinate strati sottili di areniti fini e siltiti, spesso caratterizzate da laminazione piano-parallela e talvolta gradate in strati da medi a spessi. A luoghi s'intercalano torbiditi calcareo-marnose gradate con la base calcarenitica, talvolta calciruditica, ricca di bioclasti (Nummuliti, Discocicline, Globorotalie, Globigerine, ecc.). A causa della sua plasticità e dell'intensa deformazione tettonica, lo spessore di questa formazione è difficilmente valutabile. Nell'area di Camporgiano-San Romano in Garfagnana, per le scaglie più estese e potenti è stato stimato uno spessore di qualche decina di metri.

La formazione delle Argille e calcari di Canetolo viene riferita da CERRINA FERONI *et alii* (1992) al Cretacico superiore-Eocene medio. Nell'area di questo Foglio sono stati prelevati numerosi campioni di questa formazione; le peliti sono generalmente sterili, mentre la parte alta delle torbiditi calcareo-marnose ha fornito associazioni a nannofossili calcarei riferibili al Paleocene superiore (biozone NP5 a *Fasciculitus tympaniformis* e NP9 a *Discoaster multiradiatus*) ed all'Eocene inferiore (biozone NP11 *Discoaster binodosus* e NP12 *Tribrachiatulus orthostylus*). Tuttavia non si esclude la presenza dell'Eocene medio, come del resto risulta in aree limitrofe (Fogli 223 Pontremoli e 234 Fivizzano). L'età viene quindi riferita al Paleocene superiore-Eocene medio.

*Paleocene superiore - Eocene medio*

### 2.1.2. - Calcari di Groppo del Vescovo (CGV)

Sinonimie:

Kalk-Ton Serie *p.p.*

Complesso caotico («Argille Scagliose» *p.p.*) (MERLA & ABBATE, 1969)

Alberese (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967; MERLA *et alii*, 1967)

Gruppo dell'Alberese *p.p.* (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Presenti in limitati e ridotti affioramenti tra San Romano in Garfagnana e Castelnuovo di Garfagnana, le successioni riferite a questa formazione sono intercalate nella parte alta delle Argille e calcari di Canetolo e comprendono torbiditi calcaree o calcareo-marnose grigio-chiare in strati da medi a molto spessi; la base calcarenitica o calciruditica è spesso ricca di bioclasti e la porzione superiore è talvolta marnoso-argillosa; si intercalano calcilutiti e calcilutiti marnose, areniti fini, argilliti e argilliti marnose. Le strutture sedimentarie più frequenti sono le impronte di fondo e la laminazione piano-parallela. Le intercalazioni più spesse possono raggiungere qualche decina di metri ed avere una continuità laterale fino a qualche centinaio di metri.

I campioni prelevati nei livelli marnosi hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei generalmente caratterizzate dalla presenza di *Discoaster lodoensis*, *Discoaster mirus*, *Toweius gammation*, *Pseudotriquetrorhabdulus inversus*, *Zygrabolithus bijugatus*, *Cyclicargolithus floridanus* e *Sphenolithus radians* e nelle associazioni più ricche anche dalla presenza dei *markers* zonali (*Discoaster binodosus*, *Tribrachiatus orthostylus*, *Discoaster lodoensis*) che permette di riconoscere le biozone a *Discoaster binodosus* (NP11), *Tribrachiatus orthostylus* (NP 12) e *Discoaster lodoensis* (NP 13) dell'Eocene inferiore. Pertanto, questa formazione viene riferita all'Eocene inferiore-medio.

*Eocene inferiore-medio*

### 3. - DOMINIO TOSCANO

Il Dominio Toscano è rappresentato dall'Unità tettonica della Falda Toscana e dall'Autoctono *Auctt.*

#### 3.1. - UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

L'Unità tettonica della Falda Toscana è quella più rappresentata in questo Foglio, dove sovrasta l'Autoctono *Auctt.* ed è in parte ricoperta da lembi delle unità tettoniche Canetolo e Ottone. La successione inferiore e media è formata da depositi carbonatici di piattaforma (Calcarea cavernoso, Calcari a *Rhaetavicula contorta* e Calcarea massiccio) e da depositi calcareo-siliceo-marnosi emipelagici e pelagici (Calcari ad Angulati, Rosso ammonitico, Calcarea selcifero di Limano, Calcari e marne a Posidonia, Calcarea selcifero

della Val di Lima, Diaspri e Maiolica); la porzione superiore è costituita da successioni pelitiche e pelitico-calcaree (Scaglia toscana) con intercalazioni di carbonati pelagici (Calcarei di Puglianella), risedimenti prevalentemente carbonatici grossolani (Calcareniti di Montegrossi) o molto grossolani (Brecce calcareo-silicee) e torbiditi arenaceo-pelitiche (Macigno e Arenarie di Monte Modino).

### 3.1.1. - *Calcare cavernoso (CCA)*

Sinonimie:

Calcarei cavernosi e gessi (Formazione del Burano) *p.p.* (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967)

Calcarei a cellette (“cavernoso”) (NARDI, 1961)

Calcarei cavernosi (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Dolomie e calcari dolomitici scuri brecciati, con una caratteristica struttura a cellette (“calcarei a cellette”, “calcarei cariati e vacuolari”). L’origine del Calcare cavernoso è legata a processi di idratazione delle anidriti e dissoluzione della dolomite. A causa della diagenesi tardiva della primaria successione anidritico-dolomitica la formazione assume frequentemente l’aspetto di un calcare friabile e pulverulento grigio-cenere (“cenerone”) o di una breccia ad elementi dolomitici e calcareo-dolomitici (rari), talora molto grossolani. A questi litotipi sono associate le Brecce poligeniche *Auctt.* (vedi Cenni storici), clasto-sostenute, massive, con clasti da centimetrici a decimetrici, da angolari a subangolari, prevalentemente carbonatici (dolomie e calcari dolomitici), riferibili sia all’Autoctono *Auctt.* sia alla sovrastante Unità tettonica della Falda Toscana. In particolare, i clasti carbonatici predominanti, di colore scuro e nero, appartengono alla formazione dei Calcari a *Rhaetavicula contorta*.

Queste brecce sono state considerate da DALLAN NARDI & NARDI (1973), PATACCA *et alii*, (1973), FEDERICI & RAGGI (1974), DALLAN NARDI (1979), SANI (1985) e FAZZUOLI *et alii* (1998) di origine sedimentaria, per la presenza nella matrice di foraminiferi planctonici (DALLAN NARDI, 1979; SANI, 1985). Altri Autori invece (CERRINA FERONI *et alii*, 1976; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990; FANTOZZI, 1992; CARMIGNANI *et alii*, 1993a, *cum bibl.*; HODGKINGS & STEWART, 1994) considerano queste brecce prevalentemente di origine tettonica, perché spesso hanno l’aspetto di una cataclaste, che ha rimaneggiato il più delle volte la parte basale o più raramente quasi tutta la formazione dei Calcari a *Rhaetavicula contorta*.

In Val di Lima e nell’area di Vergemoli, nella parte alta della formazione, è ancora possibile riconoscere spezzoni della formazione dei Calcari a *Rhaetavicula contorta*. A nord-ovest di Vergemoli, nella valle della Turrite

Secca (zona M. Castellaccio-Le Coste) la parte alta del Calcare cavernoso è costituita da una breccia, interpretata da alcuni Autori come tettonica, ricoperta a sua volta dal Calcare massiccio. A causa della difficoltà di distinguere sul terreno il Calcare cavernoso *s.s.* e le Breccie poligeniche *Auctt.* associate, sono stati attribuiti alla formazione del Calcare cavernoso tutti i termini non metamorfici, interposti tra l'Autoctono *Auctt.* ed i Calcari a *Rhaetavicula contorta*, o, in assenza di questi, il sovrastante Calcare massiccio. L'originario passaggio stratigrafico tra il Calcare cavernoso e i Calcari a *Rhaetavicula contorta* si presenta solitamente tettonizzato o di dubbia interpretazione.

Il Calcare cavernoso affiora in Val di Lima e nelle valli dei torrenti Turrite Secca e Turrite di Galliciano. A causa dell'intensa deformazione dell'originaria successione anidritico-dolomitica, il suo spessore è molto variabile anche su brevi distanze. In Val di Lima, lo spessore stimato varia rapidamente da 200 m (Balzo Lezza, 1 km a nord di Cocciglia e Limano, poco a nord-est nel Foglio 251 Porretta Terme) a zero (valle del T. Scesta); nell'area della Turrite Secca si passa da 100-150 m a zero (zona del M. Castellaccio).

In base ai dati di letteratura il Calcare cavernoso *s.s.* viene riferito al Norico *p.p.* e dubitativamente a parte del Retico (BORTOLOTTI *et alii*, 1970; DALLAN NARDI & NARDI, 1972).

*Norico p.p.* - ?*Retico inferiore*

Come ampiamente discusso nei Cenni storici, parte delle Breccie poligeniche *Auctt.* è riferita al Miocene inferiore per la presenza nella matrice di alcuni campioni prelevati nell'area di Metato (Foglio 260 Viareggio) di foraminiferi planctonici del Langhiano (DALLAN NARDI, 1979) e di *Orbulina universa* nei clasti nelle Breccie della Versilia, campionate nell'area di Casoli-Metato (SANI, 1985).

*Miocene inferiore*

### 3.1.2. - *Calcari a Rhaetavicula contorta* (RET)

Sinonimie:

Calcari neri e marne ad *Avicula contorta* (NARDI, 1961)

Calcari neri e marne grigie a *Rhaetavicula contorta* (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Formazione della Pania di Corfino (FAZZUOLI *et alii*, 1988)

Formazione di La Spezia (CIARAPICA & ZANINETTI, 1983)

Calcari, calcari dolomitici e dolomie, stratificati, da grigio-scuri a neri, fetidi alla percussione, con intercalazioni di marne siltose scure (con patina di alterazione giallastra), che diventano rare o assenti nella porzione superiore

della formazione. L'ambiente di deposizione è riferito a un bacino di bassa profondità, con circolazione limitata e riducente, come una laguna. Gli strati calcarei di solito hanno uno spessore di 20-40 cm, quelli pelitici di 2-5 cm. La parte inferiore della formazione, talvolta (area di Corfino) è rappresentata da dolomie e calcari dolomitici grigio-chiari, spessi fino a qualche metro; la porzione superiore invece può essere costituita da calcari scuri grossolanamente stratificati (area della Turrîte Secca) o brecciati (strada Gallicano-Vergemoli). Localmente è possibile riconoscere degli intervalli bioclastici a lumachelle o (Val di Lima) strutture stromatolitiche (BOCCALETTI *et alii*, 1969). In sezione sottile i calcari sono rappresentati da *mudstone* e *wackestone* a bioclasti, *pellets* ed in subordine intraclasti ed ooidi; i *grainstone* a intraclasti, gli ooidi e i *pellets* sono rari, mentre i calcari dolomitici e le dolomie sono frequentemente rappresentati da calcari cristallini.

Il passaggio al Calcare massiccio sovrastante è solitamente marcato dalla riduzione dei livelli pelitici, mentre i calcari diventano progressivamente più chiari e grossolanamente stratificati; in alcune aree (Vergemoli), questo contatto è sfumato; in altre aree (Val di Lima) generalmente il passaggio è netto. Talvolta litofacies simili ai Calcari a *Rhaetavicula contorta* si riconoscono nella parte basale del sovrastante Calcare massiccio. I Calcari a *Rhaetavicula contorta* affiorano con continuità nei nuclei mesozoici di Corfino e della Val di Lima, con uno spessore di 200-300 m a Corfino e di 150-200 m in Val di Lima. In destra del F. Serchio, tra la Turrîte di Gallicano e Roggio (Foglio 249 Massa Carrara), la formazione è discontinua e lo spessore massimo varia da poche decine a 50-100 m. Presumibilmente queste variazioni di spessore possono essere riferite sia a cause tettoniche che a variazioni eteropiche con il sottostante Calcare cavernoso; infatti, la porzione inferiore dei Calcari a *Rhaetavicula contorta*, brecciata, si distingue con difficoltà dalla formazione sottostante.

I Calcari a *Rhaetavicula contorta* vengono generalmente attribuiti al Retico (SIMONELLI, 1892; CAPELLINI, 1902; ZACCAGNA, 1932; NARDI, 1961, 1963a; MUCCHI *et alii*, 1968; FAZZINI *et alii*, 1968; DALLAN NARDI & NARDI, 1972), anche se non si esclude che la base della formazione possa essere dubitativamente riferita alla parte alta del Norico ed il tetto possa comprendere una parte dell'Hettangiano (BOCCALETTI *et alii*, 1969; DALLAN NARDI & NARDI, 1972). I microfossili più significativi segnalati da BOCCALETTI *et alii* (1969) sono: *Gandinella falsofriedli* SALAJ (= *Gandinella appenninica* CIARAPICA & ZANINETTI), *Glomospirella* spp., *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK; nella parte basale, *Triasina hantkeni* MAJZON (BOCCALETTI *et alii*, 1969; FAZZUOLI *et alii*, 1998). La formazione viene quindi riferita al Retico.

## *Retico*

### 3.1.3. - *Calcare massiccio (MAS)*

Sinonimie:

Calcarei e calcari dolomiti grigi, massicci o grossolanamente stratificati (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Calcarei massicci (DALLAN NARDI & NARDI, 1972; NARDI *et alii*, 1986a)

Formazione della Turrite Secca (FAZZUOLI *et alii*, 1985)

Calcarei e calcari dolomitici saccaroidi, da grigio-chiari a grigio-scuri, massicci, a luoghi grossolanamente stratificati; i giunti di stratificazione, se presenti, sono generalmente evidenziati da un residuo insolubile grigio o giallastro. La formazione spesso è intensamente fratturata ed interessata da un diffuso carsismo. In sezione sottile le microfacies più frequenti sono rappresentate da calcari cristallini o *wackestone* e *packstone* a bioclasti (tra cui foraminiferi bentonici, lamellibranchi, frammenti di echinodermi ed alghe calcaree), *pellets* ed intraclasti; sono rari i *grainstones* ad ooidi, i bioclasti e i coproliti. Gli Autori concordano nel riferire l'ambiente di sedimentazione di questa formazione ad una piattaforma carbonatica con limitata profondità (da laguna chiusa a laguna aperta).

È peculiare di questa formazione la variazione dei caratteri litologici anche su breve distanza. In alcune località (Molino del Riccio, lungo la Turrite Secca) la base del Calcare massiccio, al passaggio con i Calcari a *Rhaetavicula contorta* sottostanti, può essere costituita da calcari neri, fetidi alla percussione, con intercalazioni di marne scure o di calcari grigio-scuri (Portoro), come si può osservare alla confluenza tra la Turrite di Gallicano e il Canale del Fogliaio, presso Vergemoli. Nelle aree di Vergemoli e di Corfino la porzione inferiore della formazione può essere costituita da calcari e calcari dolomitici massicci, da grigio-chiari a rosa, spessi 40-50 m, mentre la porzione superiore può essere rappresentata da calcari stratificati grigio-scuri, che verso l'alto, avvicinandosi al sovrastante Rosso ammonitico, passano a calcari chiari o grigio-rosati oppure, in prossimità del contatto con i Calcari ad Angulati, a calcari grigio-scuri stratificati con intercalazioni pelitiche.

Sebbene in alcune località queste differenze tra la porzione inferiore massiccia e quella superiore stratificata siano evidenti ed anche descritte in letteratura (ZACCAGNA, 1932; BOCCALETTI & SAGRI, 1967a; NARDI, 1961), non sono mai state pubblicate carte in cui sia riportato il limite tra queste due porzioni di successione, a causa dell'eteropie tra queste due litofacies ("serie" *sensu* NARDI, 1961), le numerose faglie presenti e le diffuse coperture

detritiche.

In altre aree del foglio, invece, anche a causa della intensa fratturazione e laminazione tettonica e dei processi di dolomitizzazione, la formazione si presenta come una monotona successione massiva di calcari dolomitici e dolomie (ad esempio nella zona di Corfino).

FAZZUOLI *et alii* (1985, 1994) propongono di distinguere due membri e di riferirli alla “Formazione della Turrîte Secca” anche se “il limite tra la porzione calcareo-dolomitica massiccia e quella calcarea stratificata è mal definito, la dolomitizzazione del livello inferiore è molto variabile anche su brevi distanze e la stratificazione della porzione superiore spesso scompare e la formazione assume un aspetto massiccio” (FAZZUOLI *et alii*, 1985).

Quindi l’assenza di nuovi dati litostratigrafici e biostratigrafici non permette una precisa suddivisione stratigrafica in membri di questa formazione (vedi FAZZUOLI *et alii*, 1985, pag. 165); pertanto, in accordo con quanto cartografato in altri fogli sia dell’Appennino Settentrionale che dell’Appennino Centrale, anche nel Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana è stata cartografata e descritta la formazione del Calcarea massiccio, senza ulteriori differenziazioni.

Generalmente interposto tra i Calcari a *Rhaetavicula contorta* ed il Rosso ammonitico, nelle aree di Vergemoli e Corfino il Calcarea massiccio passa stratigraficamente ai Calcari ad Angulati, al Calcarea selcifero di Limano o addirittura ai Calcari e marne a Posidonia. Il passaggio al Rosso ammonitico è di solito marcato dallo sviluppo di una grossolana stratificazione e dall’incremento in frequenza dei calcari grigio-rosa o rosati, talvolta ricchi di frammenti di crinoidi, molluschi e coralli, che diventano più fini verso il tetto della formazione. A volte, la parte sommitale del Calcarea massiccio, al contatto con il Rosso ammonitico, è costituita da una litofacies brecciata di calcari rossi nodulari (Brecce di Pescaglia *Auctt.*) o è intersecata da filoni sedimentari metrici, riempiti da clasti spigolosi (da centimetrici a decimetrici) di calcari e calcari dolomitici grigi, rosati o scuri ed intersecati da più generazioni di fratture (area compresa tra la Turrîte Secca e la Turrîte Cava, Pania di Corfino e Val di Lima). Il passaggio ai Calcari ad Angulati, visibile sul versante sinistro della valle della Turrîte Secca e a Sassorosso (zona di Corfino), è caratterizzato dalla comparsa di sottili intercalazioni di marne siltose grigio-scure o nere (più frequenti) e spesse 5-10 cm. In sinistra della Turrîte Secca, presso Porciglia, la formazione può passare al Calcarea selcifero di Limano, mentre alla Bandita, a nord-est di Corfino, è sovrastata stratigraficamente dai Calcari e marne a Posidonia.

Lo spessore della formazione è di circa 200 m in Val di Lima, di 230-250 m nell’area della Turrîte Secca, di 120-150 m in quella della Turrîte di Galliciano e di 50-200 m nell’area di Corfino.

In letteratura la formazione viene riferita all'Hettangiano, anche se alcuni Autori attribuiscono la base del Calcare massiccio al Retico sommitale (FAZZINI *et alii*, 1968) ed il tetto al Sinemuriano s.s. (DECANDIA *et alii*, 1968). Questi dati sono coerenti con i microfossili recuperati dalla parte inferiore di questa formazione da FAZZUOLI *et alii* (1998) ovvero *Triasina hantkeni*, *Aulotortus friedli*, *Agathammina austroalpina*, *Aulotortus* spp. e con quelli provenienti dalla parte medio-alta segnalati da BOCCALETTI *et alii* (1969) e FAZZUOLI *et alii* (1985), che comprendono *Spirillina* spp., *Turrspirillina altissima*, *Turrspirillina conoidea*, *Conoicospirillina* spp. e *Trocholina* cf. *multispira*. Pertanto il Calcare massiccio viene qui riferito all'intervallo Hettangiano-Hettangiano superiore/Sinemuriano inferiore.

*Hettangiano - Hettangiano superiore/Sinemuriano inferiore*

### 3.1.4. - *Calcari ad Angulati* (ANL)

Sinonimie:

Calcare ceroide grigio e rosso ammonifero *p.p.* (ZACCAGNA, 1882)

Calcari listati (VALDUGA, 1957)

Calcari grigio-scuro stratificati (NARDI, 1961)

Formazione di Ferriera *p.p.* (BOCCALETTI & BORTOLOTTI, 1965)

Calcari stratificati con liste di selce *p.p.* (BRANDI *et alii*, 1967)

Calcare selcifero di Grotta Giusti (FAZZUOLI & MAESTRELLI MANETTI, 1973)

Questa formazione è costituita da una regolare alternanza di calcilutiti e calcilutiti marnose a cui si intercalano argilliti o marne siltose, talvolta fissili; gli strati calcarei, da grigi a grigio-scuro, talvolta fetidi alla percussione, sono spessi 10-20 cm (raramente raggiungono i 30 cm); gli strati pelitici hanno colore grigio o marrone chiaro, giallo se alterati, e sono spessi 3-5 cm. Nella parte sommitale della formazione le peliti si riducono di spessore e frequenza ed i calcari assumono un colore grigio-chiaro o grigio-rosa ed a luoghi possono essere rappresentati da calcari selciferi con rari noduli di selce scura. È caratteristica di questa formazione la presenza di liste dolomitiche grigio chiare o marrone chiaro, che aveva indotto alcuni Autori ad attribuire a questa unità il nome di Calcari listati (VALDUGA, 1957). In sezione sottile i calcari sono rappresentati da *wackstone* e *packstone* a bioclasti (radiolari, spicole di spugna e più raramente frammenti di ammoniti e gasteropodi), *pellets* ed in subordinate quarzo e miche. La prevalenza di organismi planctonici tra i bioclasti e la regolarità degli apporti terrigeni fini (emipelagici) suggeriscono un ambiente di sedimentazione emipelagico, come la porzione distale di una rampa carbonatica.

I Calcari ad Angulati possono passare stratigraficamente al Rosso ammonitico (area di Rontano), al Calcare selcifero di Limano (Canale dell'Inferno a ovest di Rontano ed area di Gallicano) o ai Calcari e marne a Posidonia (area di M. Ciutella in sinistra della Turrite Secca e zona di Corfino).

Al passaggio stratigrafico con il Rosso ammonitico si osserva la riduzione in spessore e frequenza (fino alla totale scomparsa) delle intercalazioni pelitiche e lo sviluppo della stratificazione nodulare dei calcari, che da grigio-scuri diventano grigio-chiari e rosati. La transizione al Calcare selcifero di Limano è marcata dalla comparsa di calcari con noduli di selce scura e dalla scomparsa delle intercalazioni pelitiche, mentre il passaggio ai Calcari e marne a Posidonia coincide con la repentina comparsa di marne calcaree silicee da grigie a grigio-verdi. Nell'area di Vergemoli (Rontano), infine, i Calcari ad Angulati possono passare lateralmente, anche su brevi distanze, al Rosso ammonitico, al Calcare selcifero di Limano o ai Calcari e marne a Posidonia.

I Calcari ad Angulati affiorano con continuità e spessore fino a 50-70 m nella zona sotto Rontano (valle della Turrite Secca), mentre affiorano in maniera discontinua e con spessori minori (fino a qualche decina di metri) nell'area di Pian di Lago-C. Cornola (a nord di Vergemoli) e a sud-est di Corfino.

In letteratura la formazione viene riferita all'Hettangiano superiore-Sinemuriano s.s. (DALLAN NARDI & NARDI, 1972). Recentemente i Calcari ad Angulati sono stati campionati nell'area della Turrite Secca e di Roggio per lo studio dei nannofossili calcarei (PERILLI, dati inediti); i campioni raccolti nell'area della Turrite Secca sono risultati sterili, mentre nell'area di Roggio i pochi campioni fossiliferi, provenienti dalla parte alta della formazione, possono essere riferiti al Pliensbachiano inferiore (Carixiano inferiore), per la presenza di *Crepidolithus crassus*, *Parhabdolithus liasicus* e *Similiscutum cruciulus*, in accordo con le conclusioni di FEDERICI (1967). La formazione viene quindi attribuita all'intervallo Hettangiano superiore/Sinemuriano inferiore-Pliensbachiano inferiore.

*Hettangiano superiore/Sinemuriano inferiore - Pliensbachiano inferiore*

### 3.1.5. - Rosso ammonitico (RSA)

Sinonimie:

Calcari rosei e rossi ad *Arietites* (NARDI, 1961)

Calculituti, talvolta marnose, stratificate o nodulari, da rosso-rosate a grigio-chiare o avana, a frattura scheggiata o concoide, con rare intercalazioni di sottili livelli di marne o argilliti calcaree rosse; le litofacies nodulari (ricche di

giunti stilolitici) sono quelle più frequenti; laddove la stratificazione è ben sviluppata, gli strati hanno uno spessore da 5 a 15 cm. I caratteri litologici e sedimentologici ed il contenuto paleontologico suggeriscono per questa formazione un ambiente di sedimentazione pelagico, sia di alto fondo che in aree bacinali, con una profondità prossima al limite di compensazione dell'aragonite (ACD) (FAZZUOLI *et alii*, 1985, *cum bibl.*).

Talvolta la parte alta del Rosso ammonitico è costituita da una litofacies spessa qualche metro, comprendente calcari grigio-rosati mal stratificati con rare selci rosa. Solitamente rari, i resti di ammoniti e di echinodermi sono più frequenti alla Pania di Corfino ed in Val di Lima. In sezione sottile, le microfacies più comuni sono *mudstone*, *wackestone* e *packstone* a bioclasti (embrioni e frammenti di ammoniti, gasteropodi, crinoidi, ostracodi, lamellibranchi pelagici e spicole di spugna) ed ossidi di ferro. Al contatto con le formazioni sottostanti può essere presente una breccia calcarea (Breccia di Pescaglia, FAZZUOLI *et alii*, 1988) spessa alcuni metri, che localmente riempie i filoni sedimentari che interessano la parte alta del Calcarea massiccio e più raramente quella dei Calcari ad Angulati.

Il Rosso ammonitico è solitamente interposto tra il Calcarea massiccio ed il Calcarea selcifero di Limano, mentre nell'area di Rontano (nella valle della Turrite Secca) è interposto tra i Calcari ad Angulati ed il Calcarea selcifero di Limano o i Calcari e marne a Posidonia. Il passaggio al Calcarea selcifero di Limano è abbastanza netto ed è caratterizzato dalla comparsa di calcari grigi stratificati con selci chiare, che aumentano di spessore e frequenza verso l'alto. Al passaggio con i Calcari e marne a Posidonia, invece, i calcari marnosi grigi o rosati passano repentinamente alle marne calcaree grigio-verdi della formazione sovrastante. Il Rosso ammonitico affiora discontinuamente e con spessore massimo di pochi metri, che può ridursi a zero anche su brevi distanze (area di M. Castellaccio-Porciglia e a nord-est di Rontano). Nei dintorni di Corfino e in Val di Lima la formazione è più continua e lo spessore massimo varia tra 10-25 e 40-50 m.

Le poche ammoniti significative riportate in letteratura suggeriscono di riferire la base della formazione al Sinemuriano s.s./Lotharingiano (FUCINI, 1905, 1908; FEDERICI, 1967) ed il tetto al Domeriano, ovvero al Pliensbachiano superiore (FEDERICI, 1967). Non è escluso che la presunta età eterocrona, tanto della base quanto del tetto della formazione, riportata in letteratura, sia da riferire all'incertezza dei dati disponibili (posizione geografica e/o stratigrafica, associazioni ad ammoniti), spesso puntuali. Tuttavia, i dati ottenuti in base ai nannofossili calcarei per il tetto dei Calcari ad Angulati e dei Calcari e marne a Posidonia suggeriscono invece di riferire la base del Rosso ammonitico al Pliensbachiano inferiore ed il tetto al Pliensbachiano superiore. Quindi, sulla

base dei dati disponibili, il Rosso ammonitico viene attribuito ad un intervallo che va dal Sinemuriano inferiore/Pliensbachiano inferiore (Carixiano inferiore) al Pliensbachiano superiore *p.p.* (Domeriano).

*Sinemuriano inferiore/Pliensbachiano inferiore - Pliensbachiano superiore p.p.*

### 3.1.6. - *Calccare selcifero di Limano (LIM)*

Sinonimie:

Calccare selcifero inferiore (LOSACCO, 1953)

Calcarei grigio-chiari con selce (NARDI, 1961)

Calcarei grigi con selce (GIANNINI & NARDI, 1965)

Calcarei selciferi (1) (MERLA & ABBATE, 1969)

Calcarei grigio-chiari stratificati con liste di selce (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Calcarei selciferi grigio-chiari (DALLAN NARDI & NARDI, 1972)

Calcarei grigi a selci chiare (DALLAN *et alii*, 1981)

Calcarei grigio-chiari a selci chiare (NARDI *et alii*, 1986a)

Calcolutiti silicee grigie, ben stratificate con noduli e liste di selce grigio-chiara, con intercalazioni di calcareniti fini, talvolta gradate, e strati sottili di marne e argilliti silteose marroni. Lo spessore degli strati calcarei, generalmente compreso tra 10 e 50 cm, può raggiungere i 2 m, mentre quello dei livelli pelitici, di solito spessi da 2 a 7 cm, può arrivare a 20-30 cm. I noduli e le liste di selce chiara (a volte scura, soprattutto nella porzione inferiore, ma talvolta marrone chiaro o violacea) sono generalmente spessi 1-5 cm; le liste possono avere una continuità laterale di qualche metro ed uno spessore fino a 10-15 cm. Nella porzione inferiore della formazione sono presenti strati molto spessi di calciruditi e brecce calcaree intraformazionali (Val di Lima, zona di Vergemoli). Le rare strutture sedimentarie riconoscibili, più frequenti nei livelli più grossolani e spessi, sono gradazioni, laminazioni e bioturbazioni. Le microfacies più comuni sono rappresentate da *mudstone* e *wackestone a pellets* e bioclasti (radiolari, spicole di spugna, foraminiferi bentonici, alghe calcaree, piccoli lamellibranchi pelagici, *Stomiosphaera* sp., *Globochaete* sp.) e quarzo; nella parte superiore della formazione si hanno anche *packstone* a bioclasti (radiolari, spicole e foraminiferi). La prevalenza di calcolutiti e calcareniti fini suggerisce per questa formazione una sedimentazione profonda, in un'area non molto distante da una piattaforma carbonatica, come la porzione distale di una rampa carbonatica, in parte alimentata da risedimenti di mare basso.

Il passaggio ai Calcarei e marne a Posidonia è generalmente per alternanza, con un incremento della frequenza e dello spessore degli strati calcareo-

marnosi e delle marne; contemporaneamente la selce diventa progressivamente più rara fino a sparire.

Normalmente interposto tra il Rosso ammonitico e i Calcari e marne a Posidonia, come si può ben osservare in Val di Lima, il Calcare selcifero di Limano può poggiare stratigraficamente anche su altre formazioni: sui Calcari ad Angulati a ovest di Galliciano, a est di Stazzana e sotto Sassi e Grottorotondo in destra della Turrite Secca; sul Calcare massiccio nella zona di M. Castellaccio, ancora sotto Sassi e Grottorotondo e in alcune aree della Val di Lima, come a est del M. Prato Fiorito.

La formazione in Val di Lima ha uno spessore di 200-250 m; in destra del F. Serchio di 100-200 m (fino all'altezza di Rontano); nell'area di Vergemoli (Le Coste-Mezzana) lo spessore, solitamente di 30-50 m, si riduce progressivamente a zero verso nord-ovest; alla Pania di Corfino la formazione affiora discontinuamente, con uno spessore non superiore ad alcune decine di metri.

In base alle poche ammoniti significative segnalate in letteratura, anche se alcune di dubbia provenienza geografica e/o stratigrafica (*Amaltheus spinatum*, PARONA, in BELLINCIONI, 1959; *Amaltheus margaritatus*, FUCINI, 1908; *Hildoceras algovianum*, *Arietoceras bertrandi*, FUCINI, 1905; *Hildoceras domarense*, *Hildoceras ruthense*, FUCINI, 1908) e all'età attribuita al Rosso ammonitico e ai Calcari e marne a Posidonia, la formazione può essere riferita al Domeriano *p.p.*, ovvero al Pliensbachiano superiore. PERILLI *et alii* (2008) attribuiscono il tetto della formazione al Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore sulla base di associazioni a nannofossili calcarei, caratterizzate dalla presenza di *Crepidolithus crassus*, *Parhabdolithus liasicus*, *Calxivascularis jansae* e *Lotharingius hauffii*. Pertanto la formazione viene attribuita al Pliensbachiano superiore *p.p.*-Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore.

*Pliensbachiano superiore p.p.* - *Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore*

### 3.1.7. - Calcari e marne a Posidonia (POD)

Sinonimie:

Calcari marnosi e marne a *Posidonomya alpina* (NARDI, 1961)

Marne a Posidonia (MERLA & ABBATE, 1969)

Marne grigie e calcari marnosi con *Posidonia alpina* (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Marne con *Posidonia alpina* (DALLAN NARDI & NARDI, 1972)

Marne a *Posidonomya* (NARDI *et alii*, 1986a)

Marne e marne calcaree grigie o grigio-verdi, talvolta a frattura scheggiata,

con intercalazioni di calcilutiti marnose, calcareniti silicee grigie o grigio-verdi, anche gradate, con rare liste e noduli di selce, argilliti marnose o silicee da grigio-verdi a rosso scure e radiolariti rosse o scure; talvolta la formazione è costituita da un'alternanza regolare di strati decimetrici di marne calcaree, calcilutiti e calcareniti fini. Le marne frequentemente mostrano la caratteristica alterazione a "saponetta", mentre i livelli con *Posidonia alpina* (o *Bositra buchii*) sono rari. Lo spessore degli strati varia tra 5-10 cm e 30-50 cm; a causa dell'intensa deformazione che caratterizza questa formazione (soprattutto negli intervalli pelitici) la stratificazione non è sempre evidente. Le rare strutture sedimentarie riconoscibili sono bioturbazione e, nei livelli più grossolani, gradazione e laminazione. In sezione sottile i carbonati sono costituiti da *mudstone* e *wackestone* a *pellets* e da bioclasti (radiolari e bivalvi pelagici, "filaments") in percentuali che vanno dal 10 al 30-40% e più raramente da *packstone* o *grainstone* in cui si riconosce anche una componente terrigena (quarzo e miche), a volte significativa. L'abbondanza di bioclasti riferibili a organismi pelagici e la prevalenza dei litotipi marnosi su quelli calcarei suggeriscono, rispetto alla formazione sottostante, un approfondimento progressivo del bacino (presumibilmente al di sotto del limite di compensazione dell'aragonite, ACD), in cui occasionalmente sedimentavano torbiditi calcaree.

Nella porzione inferiore della formazione, poco al di sopra del contatto con il Calcare selcifero di Limano, sono presenti rari orizzonti di peliti laminate grigio-scure o nere, generalmente spessi 10-20 cm, che a volte possono arrivare fino a 30 m ed avere una continuità laterale di qualche centinaio di metri (poco a nord di Rontano, Rio Forcone presso Bolognana e Rio Solco nella zona di Cardoso). Inoltre, nella porzione inferiore della formazione (Val di Lima) ed in quella medio-superiore (area di Vergemoli) sono presenti breccie calcareo-silicee, a clasti spigolosi, potenti fino qualche decina di metri. In destra del F. Serchio, nella porzione superiore della formazione, è presente una litofacies calcareo-diasprina (Marne diasprine *Auctt.*), costituita da marne ed argilliti silicee grigio-verdi o rosso vinaccia e da radiolariti rosse il cui spessore varia da pochi metri (Turrite Cava) a qualche decina di metri (Rontano); in Val di Lima lo spessore varia tra 30 e 50 m.

I Calcari e marne a *Posidonia* occupano diverse posizioni stratigrafiche. In Val di Lima e nelle valli della Turrite Cava e della Turrite di Gallicano la formazione è solitamente interposta tra il Calcare selcifero di Limano ed il Calcare selcifero della Val di Lima. Il passaggio al Calcare selcifero della Val di Lima è generalmente stratigrafico per alternanza; nella parte sommitale dei Calcari e marne a *Posidonia* si intercalano strati sottili di calcari silicei e/o marnosi con liste e noduli di selce e calcareniti fini, che aumentano di

frequenza e potenza verso l'alto (lungo il Solco della Picchiai a ovest di Motrone). A luoghi i Calcari e marne a Posidonia possono passare stratigraficamente ai Diaspri (a est di Vergemoli e tra Le Coste e Rontano) o alla Maiolica (area di Vergemoli-Grottorotondo e zona di Rontano), talvolta con l'interposizione della litofacies calcareo-diasprina (Marne diasprine *Auctt.*). Nell'area di Corfino, infine, i Calcari e marne a Posidonia sono interposti stratigraficamente tra il Rosso ammonitico o il Calcare selcifero di Limano e la Scaglia toscana o la sua litofacies delle Breccie calcareo-silicee.

Lo spessore, spesso difficilmente valutabile a causa dell'intensa deformazione tettonica, varia tra 75-100 m e 200-250 m in Val di Lima e nelle valli dei torrenti Turrite Cava, Turrite di Gallicano e Turrite Secca, ma localmente può ridursi a poche decine di metri o anche azzerarsi, come nella zona di Corfino.

I dati biostratigrafici significativi disponibili in letteratura per i Calcari e marne a Posidonia (FUCINI 1905; FAZZINI *et alii*, 1968; REALE in FAZZUOLI & SANI, 1992) permettono di riferire la porzione inferiore della formazione al Toarciano inferiore/medio. La parte alta della formazione potrebbe essere attribuita al Bajociano medio-Bathoniano superiore in base all'età attribuita alla porzione inferiore dei Diaspri da CHIARI *et alii* (1994) o al Calloviano *p.p.* in base agli Aptici segnalati da KALIN *et alii* (1979) nella porzione sommitale dei Calcari e marne a Posidonia.

I campioni prelevati nella porzione basale dei Calcari e marne a Posidonia nell'area di questo Foglio (zone di Bolognana e Rontano) e in quella del limitrofo Foglio 249 Massa Carrara (zone di Roggio e Puglianella) hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei caratterizzate dalla concomitante presenza di *Lothariungius hauffii*, *Carinolithus cantaluppii* e *Carinolithus superbus*, che permettono di riconoscere il Toarciano inferiore (PERILLI *et alii*, 2008). Gli unici campioni fossiliferi provenienti dalla porzione sommitale della formazione, prelevati nell'area del Foglio 261 Lucca presso Pescaglia (PERILLI, dati inediti), sono caratterizzati dalla significativa presenza di *Watznaueria britannica*, la cui prima comparsa viene riferita al passaggio Bajociano-Bathoniano (MATTIOLI & ERBA, 1999). In sintesi, la formazione può essere riferita ad un intervallo compreso tra il Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore ed il Bajociano superiore/Bathoniano inferiore, anche se non si esclude che localmente il tetto dei Calcari e marne a Posidonia (eteropico dei Diaspri e/o del Calcare selcifero della Val di Lima) possa raggiungere il Calloviano *p.p.* (KALIN *et alii*, 1979) o addirittura l'Oxfordiano medio-superiore (CORTESE, 1991; CHIARI *et alii*, 1994).

*Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore - Bajociano superiore/Bathoniano inferiore*

### 3.1.8. - *Calccare selcifero della Val di Lima (SVL)*

Sinonimie:

Calccare selcifero superiore (LOSACCO, 1953)

Calcarei selciferi scuri con selci nere (NARDI, 1961)

Calcarei selciferi (2) (MERLA & ABBATE, 1969)

Calcarei grigio-scuri stratificati con selci nere (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Calcarei grigio-scuri con selci nere (GIANNINI & NARDI, 1965; TREVISAN *et alii*, 1971a; DALLAN NARDI & NARDI, 1972)

Calcarei grigio-scuri a selci nere (DALLAN *et alii*, 1981; NARDI *et alii*, 1986a)

Calcareniti gradate da fini a grossolane e calcilutiti silicee da grigie a grigio-scure, talvolta fetide alla percussione, con abbondanti liste e noduli di selce scura o nera (più raramente grigia o color avorio) e rare intercalazioni di marne o marne argillose. I caratteri sedimentologici indicano processi di risedimentazione prevalentemente torbida, riferiti a un ambiente di conoide sottomarina (BRUNI & FAZZUOLI, 1981). Localmente sono presenti breccie intraformazionali, a luoghi grossolane. Lo spessore degli strati delle calcilutiti, generalmente intorno ai 10-30 cm, varia tra 5 e 70 cm, quello delle calcareniti tra 40-50 cm e 1-2 m e quello delle peliti tra 1-3 e 20 cm; gli strati più grossolani e spessi sono più frequenti nella porzione inferiore della formazione. Le liste di selce hanno uno spessore variabile tra 2-5 cm e 30 cm ed una continuità laterale fino a qualche decina di centimetri. Le rare strutture sedimentarie riconosciute (più frequenti nei livelli più spessi e grossolani) sono la gradazione, la laminazione piano-parallela o più raramente ondulata e/o convoluta e le impronte di fondo. Talvolta negli strati più spessi si riconoscono sequenze di Bouma Tb-e, mentre in quelli più sottili e fini, sequenze Td-e (BRUNI & FAZZUOLI, 1981). In sezione sottile i calcari sono rappresentati da *mudstone* e *wackestone* con *pellets* (fino al 40-50%), bioclasti (radiolari e lamellibranchi pelagici, “*filaments*”) ed intraclasti (rari) e da *packstone* o *grainstone* con ooliti, *pellets* e bioclasti (radiolari, spicole di spugna, crinoidi, foraminiferi bentonici, frammenti di lamellibranchi pelagici ed in subordinate alghe calcaree); i minerali argillosi sono sempre presenti ed il quarzo a volte è frequente. I *mudstone* ed i *wackestone* prevalgono nella porzione superiore della formazione.

Questa formazione affiora in Val di Lima e in Val di Serchio: in Val di Lima lo spessore varia tra 100 e 300 m, in destra del F. Serchio e lungo le valli della Turrîte di Gallicano e della Turrîte secca tra 50-100 m e 200 m, mentre nell'area tra Vergemoli e Rontano-Le Coste lo spessore si riduce progressivamente verso nord-ovest, da 10-30 m a zero. Il passaggio

stratigrafico ai Diaspri è abbastanza netto ed è caratterizzato da una riduzione dei livelli calcarei e delle selci scure e dalla comparsa delle radiolariti che aumentano repentinamente di spessore e frequenza, come si può osservare in sinistra della Turrite di Gallicano (poco ad est della Diga di Gangheri). Nell'area di Vergemoli (Grottorotondo e Promiana), invece, la formazione, con uno spessore molto ridotto, è stratigraficamente interposta tra i Calcari e marne a Posidonia e la Maiolica; questo passaggio, visibile poco a sud-est di Grottorotondo (C. Forcone-la Bucaccia), è graduale per alternanza ed è caratterizzato dalla comparsa di calcilutiti sottili grigio-chiare con noduli e liste di selce grigio-chiara, che diventano progressivamente più frequenti verso l'alto.

I dati di letteratura, molto rari ed incompleti, suggeriscono di riferire la base della formazione ad un intervallo compreso tra il Bajociano superiore-Bathoniano medio e l'Oxfordiano medio-superiore ed il tetto ad un intervallo compreso tra il Kimmeridgiano superiore ed il Titoniano superiore-Berriasiano (MUCCHI *et alii*, 1968; FAZZUOLI & MAESTRELLI MANETTI, 1973). Purtroppo, l'eteropia osservata in campagna con i Diaspri e/o con la parte alta dei Calcari e marne a Posidonia non permette di attribuire a questa formazione un'età più precisa. Tuttavia l'età della base della formazione non può essere più antica del limite Bajociano superiore-Bathoniano inferiore (età del tetto dei Calcari e marne a Posidonia) ed il tetto non può essere più recente del Titoniano superiore (età del tetto dei Diaspri). I *taxa* più significativi segnalati in letteratura rientrano tra i foraminiferi bentonici (*Trocholina* cf. *alpina*, *Trocholina elongata*, *Protopenneroplis striata*) citati da FAZZUOLI *et alii* (1998) e tra le alghe calcaree (*Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Clypeina jurassica*) riportate da BOCCALETTI *et alii* (1969). La formazione viene pertanto riferita al Bajociano superiore/Bathoniano inferiore-Titoniano superiore *p.p.*

*Bajociano superiore/Bathoniano inferiore - Titoniano superiore p.p.*

### 3.1.9. - Diaspri (DSD)

Sinonimie:

Radiolariti rosse, verdi e nere (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Radiolariti e selci rosse, verdi, grigie, rosso mattone o grigio-scure all'alterazione in strati spessi da 2-10 cm a 30 cm, intensamente fratturate, con sottilissime intercalazioni di argilliti silicee rosse, verdi e grigio-verdi, più spesse (1-3 cm) e più frequenti nella porzione superiore della formazione, dove si notano anche lenti e noduli di selce grigia, violacea o rosso mattone. Nell'area di Vergemoli (M. Uccelliera), nella porzione medio-superiore della

formazione sono presenti calcari silicei grigio-scuri con selci nere. A luoghi la parte alta della formazione (Turrîte di Gallicano, Sassi-Cascio e Val di Lima) è caratterizzata da una litofacies calcareo-siliceo-marnosa, correlabile con gli Scisti ad Aptici o Rosso ad Aptici *Auctt.*, spesso da pochi metri a qualche decina di metri, con alternanze di strati da sottili a medi di radiolariti, argilliti silicee, marne silicee e calcilutiti silicee grigio-verdi o rosate.

Quando riconoscibili, le rare strutture sedimentarie presenti, evidenziate dalla differente concentrazione dei radiolari, che alcuni Autori riferiscono a fenomeni di risedimentazione ad opera di correnti di fondo o di torbida, sono rappresentate da laminazione e gradazione (soprattutto negli strati più grossolani) e più raramente da bioturbazione. In sezione sottile i Diaspri sono costituiti da silice amorfa o da quarzo microcristallino, ossidi di ferro e manganese ed una percentuale di radiolari molto variabile, che può raggiungere il 50-70%; in alcune sezioni sottili sono stati riconosciuti rarissimi frammenti di Aptici. La sedimentazione dei Diaspri è riferita a un ambiente pelagico profondo, sotto il limite di compensazione dei carbonati (CCD) (FAZZUOLI *et alii*, 1985, *cum bibl.*).

Lo spessore dei Diaspri è generalmente compreso tra 10 e 50 m, ma può raggiungere i 100 m in Val di Lima ed in destra del F. Serchio (tra le valli della Turrîte Cava e della Turrîte Secca), mentre nell'area a nord della Turrîte di Gallicano si riduce a pochi metri. Nella zona tra Le Coste-Mezzana e Rontano e presso Vergemoli la formazione affiora discontinuamente con spessore ridotto o è del tutto assente, per motivi stratigrafici e/o per laminazione tettonica. Il passaggio alla Maiolica, solitamente netto, diventa graduale quando la porzione superiore dei Diaspri è rappresentata dalla litofacies calcareo-siliceo-marnosa degli Scisti ad Aptici *Auctt.* In questi casi il passaggio è caratterizzato da un incremento dello spessore e della frequenza dei livelli di argilliti calcaree e delle marne silicee grigio-verdi e rosse e dalla comparsa di calcari marnosi sottili grigio-chiaro o grigio-verdi, che diventano progressivamente più frequenti e più spessi verso l'alto, assumendo una colorazione grigia o grigio-chiara (Vallico di Sopra, Diga di Gangheri).

In base alle associazioni a radiolari recuperate nella parte inferiore della formazione, CORTESE (1991, 1993) e CHIARI *et alii* (1994) suggeriscono di attribuire tale porzione ad un intervallo compreso tra il Bajociano superiore/Bathoniano medio-superiore e l'Oxfordiano medio-superiore, mentre il tetto viene riferito da CONTI *et alii* (1985) al passaggio Titoniano superiore-Berriasiano basale. In base alle associazioni a nannofossili calcarei della litofacies siliceo-calcareo-marnosa, correlabile con gli Scisti ad Aptici *Auctt.*, la parte alta della formazione viene riferita da PERILLI (1997) al Titoniano inferiore ed il passaggio stratigrafico Diaspri-Maiolica al Titoniano superiore.

La formazione è quindi attribuita all'intervallo Bajociano superiore/Bathoniano inferiore-Titoniano superiore *p.p.*

*Bajociano superiore/Bathoniano inferiore - Titoniano superiore p.p.*

### 3.1.10. - *Maiolica* (**MAI**)

Sinonimie:

Calcarea Maiolica (NARDI, 1961)

Calcarei e calcari litografici selciferi bianco latte ("maiolica") (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Calculutiti e calciruditi silicee bianche o grigio-chiare, nocciola-chiare per alterazione, a frattura concoide, in strati spessi da 10 a 30 cm, con intercalazioni di calcareniti e calciruditi gradate grigie, grigio-scure (talvolta molto spesse, fino a 3-4 m e più frequenti nella porzione superiore della formazione) e di rari e sottili livelli di argilliti calcaree o di marne grigie, grigio-verdi o scure. I noduli e le liste di selce grigio-chiare (più raramente di colore scuro o avana nella porzione superiore della formazione), spesse fino a 15 cm, sono talvolta molto abbondanti.

Le strutture sedimentarie più frequenti, soprattutto degli strati più spessi e grossolani, sono gradazione, laminazione piano-parallela e controimpronte (molto rare) da corrente o da carico. In sezione sottile le calculutiti sono prevalentemente rappresentate da *mudstone* e *wackestone* a bioclasti (radiolari e rare calpionelle) e quarzo sia detritico che neomorfo. La micrite è solitamente ricristallizzata per cui sia in sezione sottile che nelle *smear slides* non è frequente riconoscere i nannofossili calcarei. Le calcareniti sono rappresentate da *packstone* e *grainstone* con *pellets*, ooliti e bioclasti (radiolari, foraminiferi bentonici, frammenti di alghe e di echinodermi). L'ambiente di sedimentazione della formazione è riferibile a un bacino pelagico profondo, al di sopra del limite di compensazione dei carbonati (CCD), in parte alimentato da torbiditi calcaree anche grossolane, breccie calcaree e *slumps* intraformazionali.

In Val di Lima la porzione superiore della Maiolica, è rappresentata dalla litofacies delle Calcareniti di M. Mosca (**MAI<sub>a</sub>**) (corrispondente al "Membro di Monte Mosca" di BOCCALETTI & SAGRI, 1966); essa ha uno spessore compreso tra circa 20 e 100 m ed è costituita da strati spessi (1-2 m) di calcareniti, calciruditi e breccie calcareo-silicee, di colore grigio o grigio-scuro, con abbondanti liste e noduli di selce scura o nera, in parte deformati <sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> Lo spessore delle calciruditi e delle breccie, di solito irregolare, la continuità laterale degli strati (fino ad un centinaio di metri) e la presenza di frammenti (da centimerici a decimetrici) di liste e noduli di selce deformati e disposti caoticamente suggeriscono di interpretare questi depositi come prodotti da un trasporto gravitativo in massa.

In destra del F. Serchio affiora un'altra litofacies con caratteri intermedi tra le Calcareniti di M. Mosca e la Maiolica, non distinta cartograficamente per la difficoltà di separare i due termini; dove questa litofacies è ben sviluppata, ha uno spessore variabile tra 20-30 m e 50-70 m, che nell'area di Rontano-Coste si riduce a qualche metro.

Assente nell'area di Corfino per la particolare evoluzione tettono-sedimentaria, che ha portato all'individuazione di aree di alto strutturale con sedimentazione condensata o lacunosa e di aree bacinali con depositi spessi e ad alto tasso di sedimentazione, in Val di Lima ed in destra del F. Serchio la Maiolica ha uno spessore che varia tra 100 e 300 m; a causa della deformazione lo spessore è spesso difficilmente valutabile ed il contatto con la sovrastante Scaglia toscana è di solito tettonizzato. Nelle poche località dov'è stato osservato il passaggio stratigrafico tra le due formazioni, esso assume caratteristiche diverse, in funzione di quale membro o litofacies della Scaglia toscana è sovrapposto alla Maiolica.

In Val di Lima il passaggio tra le Calcareniti di M. Mosca e le Calcareniti di Montegrossi della Scaglia toscana (Nummulitico *Auctt.*) è marcato dalla comparsa e l'incremento in frequenza e spessore (da millimetrico a centimetrico) sia delle intercalazioni argillitiche rosse o grigio-verdi che delle calcilutiti silicee; un passaggio simile è stato osservato anche nelle valli della Turrite Cava e della Turrite Secca. Sempre in Val di Lima, il passaggio tra le calcilutiti silicee della Maiolica e la litofacies calcareo-silicea della Scaglia toscana è posto alla comparsa delle prime sottili intercalazioni di argilliti silicee rosse, verdi o scure, talvolta leggermente calcaree e/o laminate e con tracce di fucoidi; tali argilliti aumentano di spessore e di frequenza verso l'alto, dove si ha anche la comparsa di calcilutiti e calcareniti silicee fini, grigio-verdi o scure e rare radiolariti. Nelle valli della Turrite Cava e della Turrite Secca la comparsa di sottili intercalazioni argillitiche rosse, verdi o scure segna il passaggio tra le calcilutiti della porzione sommitale della Maiolica e la litofacies dei Calcari di Puglianella della parte basale della Scaglia toscana, che è costituita da calcilutiti grigie o grigio-verdi, con rari foraminiferi planctonici più frequenti verso l'alto. Non è stato mai osservato il passaggio stratigrafico tra la Maiolica e la litofacies pelitica della Scaglia toscana, che ha certamente rappresentato un orizzonte preferenziale di scollamento.

In letteratura la parte bassa della formazione viene riferita al Titoniano superiore-Berriasiano, mentre la porzione sommitale viene riferita al Berriasiano superiore-Valanginiano inferiore (BOCCALETTI & SAGRI, 1964; BOCCALETTI & BORTOLOTTI, 1965; BOCCALETTI & SAGRI, 1966; MUCCHI *et alii*, 1968; BURCHIETTI, 1991). Nelle sezioni sottili più significative di campioni provenienti dalla parte bassa della formazione sono state riconosciute

associazioni con *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica* (rarissima), *Watznaueria barnesae*, *Conusphaera mexicana mexicana* e nannoconidi a canale stretto del gruppo *Nannoconus steinmannii*, la cui comparsa avviene tra il Titoniano superiore e il Berriasiano basale. Come riportato poco sopra, il passaggio Diaspri-Maiolica viene riferito al Titoniano superiore (PERILLI, 1997) mentre il passaggio Maiolica-Scaglia toscana (Val Gordana, Foglio 233 Pontremoli) è datato all'Aptiano inferiore (COCCIONI & PERILLI, 1997). La formazione viene quindi riferita al Titoniano superiore *p.p.*-Aptiano inferiore *p.p.*

*Titoniano superiore p.p. - Aptiano inferiore p.p.*

### 3.1.11. - Scaglia toscana (STO)

Sinonimie:

Argilliti di Brolio *p.p.* (CANUTI *et alii*, 1965)

Marne del Sugame *p.p.* (CANUTI *et alii*, 1965)

Marne di Rovaggio *p.p.* (KRAMPE, 1964)

Scaglia (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967)

Scisti Policromi e Scaglia Toscana (MERLA & ABBATE, 1969)

Argille fissili policrome («scaglia toscana») (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Scaglia rossa (NARDI, 1961; DALLAN NARDI & NARDI, 1972; NARDI *et alii*, 1986a)

In questa formazione sono compresi litofacies e membri (pelitici, calcareo-pelitici, calcarei, calcareo-silicei, calcarenitici e ruditici), che in passato alcuni Autori hanno elevato al rango di formazione (BORTOLOTTI *et alii*, 1970; FAZZUOLI *et alii*, 1985, *cum bibl.*). Le frequenti eteropie, la differente posizione stratigrafica occupata da queste litofacies e la necessità di non introdurre limiti stratigrafici e cartografici di difficile o dubbio riconoscimento hanno suggerito di conservare solo per la Scaglia toscana il rango di formazione e di distinguere in carta solo alcuni membri o litofacies diffusi e ben riconoscibili (in questo Foglio: Breccie calcareo-silicee, Calcari di Puglianella, Calcareniti di Montegrossi). Le altre litofacies (tra le quali quella pelitica è certamente prevalente per spessore ed estensione) sono solo descritte nelle presenti note e raffigurate negli schemi crono- e litostratigrafico.

La litofacies pelitica, senz'altro più diffusa, è costituita da argilliti, argilliti silicee o marnose, marne e marne siltose rosse, grigio-verdi, grigio-scure (rosso-scure, ruggine o nere all'alterazione), a frattura scagliosa o aghiforme, spesso molto alterate, con intercalazioni sottili (da 3-5 a 10 cm) di calcilutiti e calcilutiti silicee grigie, grigio-verdi o verde chiaro, calcareniti grigie fini talora bioclastiche e radiolariti grigio-verdi, rosse o scure. Lo spessore apparente di

questa litofacies, arealmente molto estesa, solitamente laminata e tettonizzata, è di difficile valutazione; comunque nelle successioni meno disturbate varia tra 20-30 m e 80-100 m; questa litofacies prevale nella porzione superiore della Scaglia toscana e passa stratigraficamente alla formazione del Macigno.

La litofacies calcareo-pelitica è caratterizzata da un'alternanza più regolare di strati sottili e medi di calcilutiti e calcilutiti marnose grigie, rosate o verdi, calcareniti fini grigie (rare) e peliti grigie, verdi o rosse; soprattutto per le successioni terziarie le calcilutiti sono spesso ricche di foraminiferi planctonici. Questa litofacies è presente a più livelli nella porzione inferiore e media della Scaglia toscana, con uno spessore variabile da pochi metri a qualche decina di metri.

Nonostante la grande variabilità litologica che la caratterizza, vi è un sostanziale accordo nel ritenere che la formazione registri il passaggio da una sedimentazione pelagica profonda ad una sedimentazione di scarpata.

Le associazioni a foraminiferi planctonici, riportate in letteratura e riferibili alle litofacies pelitiche e calcareo-pelitiche descritte, sono: *Ticinella roberti*, *Rotalipora appenninica*, *Planomalina buxtorfi* (CANUTI *et alii*, 1965) del Cenomaniano-Turoniano; *Globotruncana lapparenti lapparenti*, *Globotruncana lapparenti tricarinata*, *Globotruncana stuarti*, *Globotruncana gr. conica-contusa*, *Globotruncana contusa* del Campaniano-Maastrichtiano (BOCCALETTI & SAGRI, 1966); *Globotruncana aequa*, *Morozovella aragonensis* (CANUTI *et alii*, 1965), *Globotruncana aragonensis*, *Globotruncana bullbroki* (CANUTI & MARCUCCI, 1970), *Morozovella aragonensis* (FAZZUOLI & MAESTRELLI MANETTI, 1973) del Paleocene-Eocene; *Lepidocyclina tourneri*, *Lepidocyclina dilatata* (BORTOLOTTI & PIRINI, 1965; ABBATE, 1966) dell'Oligocene medio-superiore. Nonostante la dubbia posizione stratigrafica e/o geografica di alcuni campioni, queste associazioni suggeriscono di riferire la litofacies pelitica e quella calcareo-pelitica al Cretacico superiore-Paleogene, ovvero al Cenomaniano-Oligocene medio-superiore. In base ai nannofossili calcarei, la parte sommitale della Scaglia toscana, rappresentata prevalentemente dalla litofacies pelitica, viene riferita invece all'Oligocene per la presenza di *Cyclicargolithus floridanus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Dictyococcites scrippsae*, *Dictyococcites bisectus*, *Coccolithus pelagicus* ed anche, in alcuni campioni, di *Sphenolithus distentus* e *Sphenolithus ciperoensis*, mentre *Ericsonia formosa* e *Reticulofenestra umbilica* sono assenti.

La litofacies calcareo-silicea, arealmente poco estesa e diffusa in più livelli nella porzione inferiore della Scaglia toscana, è costituita da strati sottili e medi di calcilutiti silicee e di calcareniti silicee fini grigie o grigio-scure, talvolta grigio-verdi o verdi, con intercalazioni di argilliti silicee o di argilliti calcaree

(rare). In alcune località (Val di Lima, Val Fegana ed area di Vergemoli) sono presenti strati sottili (2-10 cm) di argilliti silicee laminate scure e radiolariti rosso-scure o nere; questi livelli non superano lo spessore di qualche metro (Val di Lima). Alla litofacies calcareo-silicea può essere attribuita, in base alle associazioni a radiolari (PIGNOTTI, 1994), un'età riferibile al Cenomaniano superiore-Turoniano inferiore.

La litofacies calcarenitico-pelitica generalmente è costituita da un'alternanza di calcareniti fini in strati sottili e medi, raramente spessi e di peliti in strati sottili e medi di colore verde o rosso o bruno-verdastro, a cui si intercalano calcilutiti silicee grigie, verdi o rosate e marne o marne siltose bruno-verdastre; le variazioni sia laterali che verticali di spessore e frequenza delle calcareniti e peliti sono comuni. Lo spessore massimo dei livelli riferibili alla litofacies calcarenitico-pelitica varia da 10-20 a 40-50 m. Per le associazioni fossili riportate in letteratura per successioni riferibili a questa litofacies si rimanda al membro delle Calcareniti di Montegrossi. A questa litofacies si associano spesso livelli di Breccie calcareo-silicee (vedi oltre).

Come precedentemente accennato, nella formazione della Scaglia toscana sono stati distinti in carta due litofacies (Calcari di Puglianella e Breccie calcareo-silicee) e un membro (Calcareniti di Montegrossi).

#### *Breccie calcareo-silicee (STO<sub>a</sub>)*

Sinonimie:

Breccie cenomaniane *Auctt.*

Breccie di M. Coronato *Auctt.*

Breccie sedimentarie poligeniche (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Breccie siliceo-calcaree (NARDI *et alii*, 1986a)

A questa litofacies sono attribuite sia le Breccie cenomaniane *Auctt.*, affioranti nell'area di Corfino, che le breccie segnalate a più livelli ed in aree diverse all'interno della Scaglia toscana. Nelle aree di Roggio-Puglianella (Foglio 249 Massa Carrara) e Corfino queste breccie, discordanti sulle formazioni sottostanti (Calcare massiccio, Rosso ammonitico, Calcari e marne a Posidonia), hanno uno spessore variabile da qualche metro a qualche decina di metri. Affioramenti più estesi di breccie clasto-sostenute calcareo-silicee (Breccie di M. Coronato *Auctt.*) si trovano in Val di Lima nella parte alta della Scaglia toscana; in queste breccie prevalgono i clasti di Maiolica, che possono raggiungere dimensioni metriche o plurimetriche, mentre talvolta sono presenti interi pacchi di strati di Maiolica. I meccanismi di deposizione sono riferiti a fenomeni di tipo *debris flow* (FAZZUOLI *et alii*, 1985).

**Calcari di Puglianella (STO<sub>b</sub>)**

Sinonimie:

Formazione di Puglianella (BOCCALETTI &amp; BORTOLOTTI, 1965)

La litofacies è costituita da calcilutiti e calcilutiti marnose a frattura concoide, grigie o grigio-verdi, grigio-chiare o grigio-scure all'alterazione, con rare selci, in strati spessi da 10 a 30 cm, con intercalazioni di marne, argilliti calcaree grigie, spesse da 2-3 a 8-10 cm e di calcareniti spesse 10-30 cm (talvolta con impronte di fondo). In sezione sottile le calcilutiti sono *mudstone* e *wackestone* a planctonici (prevalgono le Globotruncane), mentre le calcareniti sono dei *grainstone* a *pellets*, intraclasti e bioclasti (tra cui frammenti di alghe, echinodermi e lamellibranchi). Secondo FAZZUOLI *et alii* (1995) l'ambiente di deposizione doveva trovarsi al di sopra della CCD, generalmente in corrispondenza delle zone di alto. Alla base o intercalate a questa litofacies possono essere presenti argilliti, argilliti marnose e calcareniti silicee (riferibili alla litofacies calcareo-silicea) e breccie (riferibili alle Breccie calcareo-silicee). A Roggio-Puglianella (Foglio 249 Massa Carrara) e nella zona di Corfino la litofacies poggia con una certa continuità sulle Breccie calcareo-silicee. Lo spessore dei Calcari di Puglianella, che affiora nelle aree di Rontano, Corfino e Trassilico varia da 10-15 m (Trassilico) a 50-100 m (Corfino). L'età di questa litofacies viene attribuita al Santoniano-Maastrichtiano, in base alle associazioni a *Globotruncana lapparenti lapparenti*, *Globotruncata stuarti* e *Globotruncana conica* segnalate da BOCCALETTI & BORTOLOTTI (1965). Recentemente la base di questa litofacies, campionata nell'area di Roggio (Foglio 249 Massa Carrara), è stata datata al Campaniano inferiore in base ad associazioni a nannofossili calcarei caratterizzate dalla concomitante presenza di *Lucianorhabdus cayeuxi*, *Calculites obscurus* ed *Aspidolithus parvus parvus*, mentre la porzione superiore viene attribuita al Campaniano superiore-Maastrichtiano sulla base di associazioni a foraminiferi planctonici (PERILLI, dati inediti).

**Calcareniti di Montegrossi (STO<sub>3</sub>)**

Sinonimie:

Microbreccia nummulitica (NARDI, 1961)

Calcareniti di Dudda (CANUTI *et alii*, 1965)

Calcareniti a Nummuliti (DALLAN NARDI &amp; NARDI, 1972)

Microbreccie calcaree con Nummuliti (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Calcareniti degli Scisti Policromi (MERLA &amp; ABBATE, 1969)

Nummulitico *Auctt.*

Questo membro è costituito da torbiditi calcaree da medie a grossolane e calciruditi grigie, grigio-scure o ruggine all'alterazione, con liste e noduli di selce scura (a volte frequenti), in strati spessi da 20-50 cm a 3-4 m (massimo 6 m), con rare intercalazioni di calcilutiti silicee grigie o grigio-verdi spesse 10-20 cm e di sottili livelli di argilliti o argilliti marnose, rosse o verdi. Gli strati torbiditici più grossolani (spesso con la base ruditica) possono presentare gradazioni, laminazione parallela, impronte di fondo (rare) ed amalgamazioni; le sequenze di Bouma più frequenti sono la Ta-c, Tb-c e Tb-d.

All'interno di questo membro possono essere presenti (Val di Lima e in destra del F. Serchio) dei conglomerati polimitici spessi fino a qualche metro costituiti prevalentemente da clasti carbonatici sia pelagici che di piattaforma (Conglomerato di Brucciano: NARDI, 1961; DALLAN, 1966; PATACCA, 1973). Generalmente questi conglomerati clasto-sostenuti sono costituiti da clasti arrotondati e subarrotondati da centimetrici a decimetrici; nell'area della Turrice Cava i ciottoli hanno un diametro che varia da qualche centimetro a diverse decine di centimetri (fino a 80 cm). Talvolta (Val di Lima) questo membro include alternanze di strati sottili e medi di calcareniti e peliti silicee, rosse o verdi (simili alla litofacies calcarenitico-pelitica). È caratteristica la presenza di bioclasti, che in alcuni casi sono prevalentemente rappresentati da Nummuliti.

In sezione sottile le calcareniti sono costituite da *grainstone* con ooliti, *pellets*, *intraclasti*, foraminiferi planctonici (talvolta prevalenti) e macroforaminiferi; i più frequenti sono *Siderolites* spp., *Orbitoides* spp., Nummuliti e Discocyline.

Laddove è ben sviluppato, questo membro ha uno spessore variabile tra 50 e 100 m; più frequentemente è lenticolare, con spessore da alcuni metri a 10-20 m e continuità laterale fino a qualche centinaio di metri.

Le associazioni fossili disponibili in letteratura per successioni correlabili alle Calcareniti di Montegrossi o alla litofacies calcarenitico-pelitica sono datate al Campaniano inferiore-Maastrichtiano, per la presenza concomitante di *Globotruncana stuarti*, *Globotruncana contusa*, *Globotruncana lapparenti tricarinata* (BOCCALETTI & SAGRI, 1964), *Globotruncana conica*, *Globotruncana contusa*, *Globotruncana lapparenti lapparenti*, *Globotruncana fornicata*, *Globotruncana* aff. *arca*, *Globotruncana stuarti*, *Globotruncana marginata* (BOCCALETTI & BORTOLOTTI, 1965), *Globotruncana angusticarinata*, *Globotruncana contusa*, *Globotruncana lapparenti lapparenti*, *Globotruncana fornicata*, *Globotruncana conica* (BOCCALETTI & SAGRI, 1966); all'Eocene medio per la presenza di *Nummulites* e *Discocyline* (BOCCALETTI & SAGRI, 1966; BORTOLOTTI & PIRINI, 1965; CANUTI *et alii* 1965) e/o di *Globorotalia aragonensis*, *Globorotalia bullbroki* e *Globorotalia*

*triloculinoides-linaperta* Reichel (CANUTI *et alii*, 1965); all'Oligocene medio-superiore per la presenza di *Lepidocyclina marginata* var. *premarginata* DOUVILLÉ (MIGLIORINI, 1946) e *Lepidocyclina turneri*, *Lepidocyclina undosa* (BORTOLOTTI & PIRINI, 1965).

Nonostante la grande variabilità litologica che caratterizza la Scaglia toscana, vi è ormai un sostanziale accordo nel ritenere che questa formazione registri il passaggio da una sedimentazione pelagica profonda, in parte caratterizzata anche da risedimenti di conoide sottomarina, ad una sedimentazione di scarpata nella sua porzione sommitale.

Il contatto tra le litofacies pelitica e calcareo-pelitica della Scaglia toscana ed il Macigno è generalmente tettonizzato; comunque il passaggio stratigrafico tra le due formazioni è visibile in più località, sia in Val di Serchio che in Val di Lima. A causa della tettonica polifasata che ha interessato l'Unità tettonica della Falda Toscana, responsabile anche dello scollamento tra la Maiolica e la Scaglia toscana e tra quest'ultima e il Macigno, lo spessore è difficilmente valutabile e può essere stimato tra 50 a 300 m circa. Sulla base dei dati biostratigrafici riportati per le litofacies pelitica e calcareo-pelitica, per i Calcari di Puglianella e per le Calcareniti di Montegrossi, coerenti con le associazioni riportate in letteratura per la base (COCCIONI & PERILLI, 1997) ed il tetto (CATANZARITI *et alii*, 2002) della formazione, interposta tra la Maiolica ed il Macigno, la Scaglia toscana viene riferita all'intervallo Aptiano inferiore *p.p.*-Oligocene superiore *p.p.*

*Aptiano inferiore p.p. - Oligocene superiore p.p.*

### 3.1.12. - *Macigno* (MAC)

Sinonimie:

Arenaria «macigno» (NARDI, 1961)

Macigno del Chianti (TREVISAN *et alii*, 1971a)

Formazione del «macigno» (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Torbiditi quarzoso-feldspatiche di avanfossa da medio-fini a molto grossolane, da grigio chiaro a marrone chiaro, in strati spessi da 50-100 cm a 3-5 m, talvolta amalgamati, con intercalazioni di arenarie a grana fine e siltiti in strati sottili e medi; nelle arenarie, oltre a frammenti di peliti scure e lignite, sono assai diffuse le miche. Spesso alla base degli strati più potenti e a granulometria più grossolana è presente un microconglomerato (granitello) poco cementato e frequentemente alterato.

A causa della fratturazione e dell'alterazione chimico-fisica, i versanti di

Macigno sono spesso coperti da vaste e potenti coltri detritiche, che impediscono osservazioni di dettaglio. Gli affioramenti sono così in genere limitati a fondovalle, crinali e sbancamenti o tagli stradali; fa eccezione la Val di Lima, dove fenomeni di sollevamento e di erosione fluvio-torrentizia hanno determinato una migliore esposizione della formazione.

Come si osserva molto bene in Val di Lima, nella porzione inferiore della formazione il rapporto arenaria/pelite è in genere molto maggiore di 1, anche se talvolta l'intervallo pelitico (argilliti e marne siltose) è particolarmente sviluppato. Nella porzione superiore della formazione, dove il rapporto arenaria/pelite talvolta è prossimo a 1 e talvolta inferiore, sono presenti alternanze metriche di strati sottili di areniti fini, siltiti, marne siltose (più rare) e argilliti (più frequenti). A luoghi sono intercalate torbiditi calcareo-marnose medio-fini, spesse fino ad 1 m, la cui base calcarenitica o calciruditica, a volte particolarmente sviluppata, è ricca di bioclasti (tra cui macroforaminiferi), mentre il tetto è siltoso o argillitico-marnoso. La porzione basale del Macigno è talvolta caratterizzata dalla presenza di strati medi e spessi di calcareniti e calciruditi ricche di bioclasti; nella porzione superiore, sono presenti rari olistostromi, costituiti da breccie matrice-sostenute con clasti calcarei e breccie calcaree (MAC<sub>3</sub>).

Le più comuni strutture sedimentarie sono rappresentate da controimpronte di fondo, dovute a corrente o a carico, canali (rari), amalgamazione e gradazione (frequenti), laminazione parallela e convoluta. Le sequenze di Bouma (spesso incomplete) più frequenti sono la Ta-e e Tc-e (con l'orizzonte b quasi sempre assente); gli strati più fini invece sono solitamente caratterizzati da sequenze Tc e Tc-d. A luoghi sono presenti areniti riferibili a flussi di alta densità e corrispondenti agli intervalli F4-F7 di MUTTI (1992). Tutti gli Autori sono concordi nel riferire questa formazione ad un bacino di avanfossa, delimitato ad occidente dalla paleocatena appenninica e nell'attribuire questi depositi alla porzione esterna di una conoide (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972; SAGRI, 1975; GHIBAUDO, 1980).

Le arenarie del Macigno sono state classificate da COSTA *et alii* (1992) come areniti feldspato-litiche (*sensu* DICKINSON, 1970) con abbondante quarzo, frequenti feldspati, biotite, muscovite, clorite e minerali accessori (fra cui granato, zircone e tormalina); i litici, in percentuale del 5-25%, sono rappresentati da granuli di rocce plutonico-metamorfiche, rocce vulcaniche e raramente rocce sedimentarie; il materiale interstiziale, generalmente scarso, è costituito da un'epimatrice e un cemento di tipo fillosilicatico. COSTA *et alii* (1992) in base alle percentuali relative dei granuli litici (di dimensioni inferiori a 1/16 di mm) distinguono una petrofacies inferiore (quantità di litici vulcanici maggiore del 18%) ed una superiore (percentuale di litici vulcanici inferiore al

18%); GANDOLFI & PAGANELLI (1993), in base alle percentuali di epidoto presente (circa 25%), definiscono una petrofacies ad epidoto tipica della formazione.

Il Macigno affiora estesamente in destra del F. Serchio, per lunghi tratti del crinale appenninico e in Val di Lima, dove la formazione è ben esposta. Lo spessore massimo supera i 2.000 m; BRUNI & PANDELI (1992), invece, ponendo il contatto Macigno-Arenarie di Monte Modino circa 600 sotto il contatto con l'Olistostroma di Monte Modino, attribuiscono alla formazione uno spessore di 1600 m.

Sulla base dei pochi e puntuali dati biostratigrafici forniti dalle associazioni a foraminiferi (vedi Cenni storici), la formazione viene riferita all'Oligocene medio-Oligocene superiore (ELTER & SCHWAB, 1959; BORTOLOTTI & PIRINI, 1965; MERLA & ABBATE, 1969); altri Autori documentano nella parte alta della formazione anche la presenza del Miocene inferiore (AMADESI, 1966; DECANDIA & LAZZAROTTO, 1972). COCCIONI & WEZEL (1980) e MONTANARI & ROSSI (1985) attribuiscono la base della formazione al Rupeliano ed il tetto al Chattiano. Recentemente, in base ai nannofossili calcarei (CATANZARITI *et alii*, 1991; COSTA *et alii*, 1992; PLESI *et alii*, 1998), la formazione è stata riferita all'Oligocene superiore-Miocene inferiore, ovvero al Chattiano-Aquitano. I pochi campioni fossiliferi prelevati nella formazione hanno fornito associazioni povere e mal conservate; tuttavia in alcune località sono state recuperate associazioni caratterizzate dalla concomitante presenza di *Cyclicargolithus abisectus*, *Dictyococcites bisectus* e *Sphenolithus ciperoensis* riferibili alla biozona NP25 (*Sphenolithus ciperoensis*). Alcuni campioni prelevati nell'area dei Fogli 233 Pontremoli e 234 Fivizzano (zona di Costa Pelata) hanno fornito associazioni caratterizzate dalla sola presenza di *Cyclicargolithus abisectus* e l'assenza di *Dictyococcites bisectus* e pertanto riferibili alla biozona NN1 (*Triquetrorhabdulus carinatus*). In sintesi, dai dati di letteratura (COSTA *et alii*, 1992) e da quelli acquisiti per i fogli citati, al Macigno si può attribuire un'età compresa tra l'Oligocene superiore *p.p.* (Chattiano sommitale) e il Miocene inferiore *p.p.* (Aquitano basale).

*Oligocene superiore p.p. - Miocene inferiore p.p.*

### 3.1.13. - *Olistostroma di Monte Modino (OMM)*

Sinonimie:

Argille scagliose (DAINELLI, 1955; DALLAN & RAGGI, 1961; SAGGINI, 1961; REUTTER, 1965)

Argille scagliose-olistostroma (ABBATE & BORTOLOTTI, 1961; DALLAN, 1962; NARDI & TONGIORGI, 1962; NARDI, 1964a, 1964b, 1965; BERTOLLI & NARDI, 1966)

Complesso caotico *p. p.* (MERLA *et alii*, 1967; MERLA & ABBATE, 1969)

Serie di base di M. Modino (REUTTER, 1969)

«Argille scagliose» in giacitura di olistostroma (DALLAN NARDI & NARDI, 1972)

Olistostroma di base (DALLAN *et alii*, 1981; NARDI *et alii*, 1986a)

Compreso tra il Macigno e le Argille di Fiumalbo e/o le Marne di Marmoreto (fig. 4), esso è stato interpretato dalla maggior parte degli Autori come un deposito caotico messo in posto per gravità, in continuità stratigrafica con la formazione del Macigno (BRUNI *et alii*, 1992, *cum bibl.*).

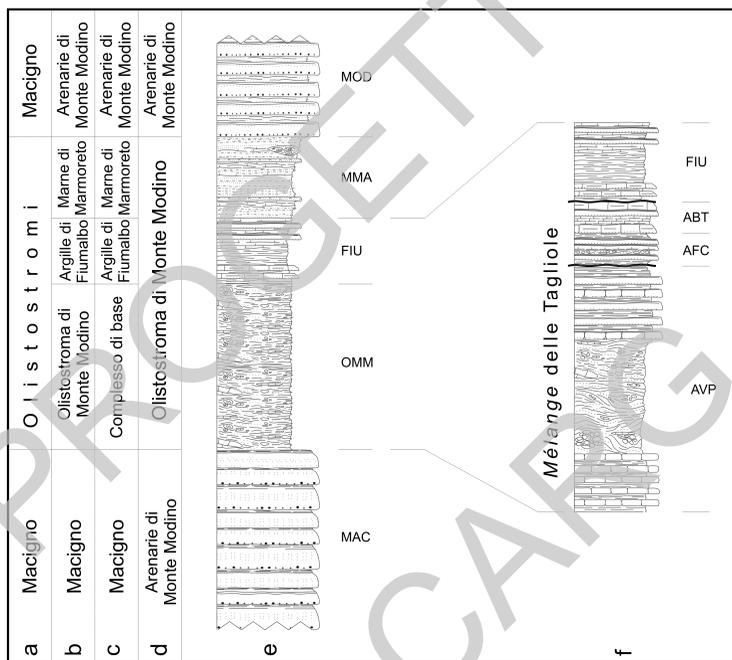


Fig. 4 - Stratigrafia dell'Olistostroma di Monte Modino nel Foglio 250 e nomenclatura utilizzata dai diversi Autori per le varie unità litostratigrafiche.

a) ABBATE & BORTOLOTTI (1961); b) NARDI & TONGIORGI (1962), ABBATE *et alii* (1970), SAGRI (1975), MARTINI & SAGRI (1977); c) REUTTER (1969), BETTELLI *et alii* (1987b), GÜNTHER & REUTTER (1985), MARTINI & PLESI (1988), CATANZARITI *et alii* (1991), CHICCHI & PLESI (1992); d) ABBATE & BRUNI (1987), BRUNI & PANDELI (1992); e) questo Foglio; f) PLESI *et alii* (2000).

MAC: Macigno; OMM: Olistostroma di Monte Modino; FIU: Argille di Fiumalbo; MMA: Marne di Marmoreto; MOD: Arenarie di Monte Modino. AVP: Successione argilloso-calcareo pre-campaniana; AFC: Formazione del Fosso della Cà; ABT: Formazione dell'Abetina Reale.

Come precedentemente accennato, altri Autori (CHICCHI & PLESI, 1992 e MOCHI *et alii*, 1996, *cum bibl.*) lo interpretano come base stratigrafica dell'Unità tettonica Modino (*Mélange* delle Tagliole), in cui distinguono più formazioni (come nell'area tra S. Anna Pelago e Cadagnolo, compresa in questo stesso Foglio); per una discussione più dettagliata di questa tematica, si rimanda ai Cenni storici.

Nell'Olistostroma di Monte Modino sono riconoscibili varie litofacies, non distinte in carta a causa della scarsità e discontinuità di affioramento. In particolare, nell'area a sud di M. Modino lungo la cosiddetta Strada del Duca (antica strada che attraversa il crinale appenninico in località Foce a Giovo, unendo la Valle del Rio delle Pozze con la Val Fegana) e tra l'Abetone e Fiumalbo (valli del T. Motte e del Fosso Riaccio), all'interno dell'Olistostroma di Monte Modino sono state riconosciute tre litofacies, sinteticamente descritte di seguito.

La litofacies argillitico-calcareo (cfr. Paraconglomerati e Scisti varicolori di Ronchi; PERILLI, 1994) è costituita da *slumps* e *slides* di argilliti scure, rosse e verdi, calcari silicei tipo palombini, rare calcareniti, calciruditi silicee e breccie calcaree di età compresa tra il Valanginiano e l'Hauteriviano; questa litofacies (in parte correlabile con la Successione argilloso-calcareo pre-campaniana; PLESI *et alii*, 2000) probabilmente deriva dalle coperture sedimentarie delle ofioliti del Dominio Ligure Interno.

La litofacies pelitico-arenacea (cfr. Argille e marne di Rio delle Motte; PERILLI, 1994) è costituita da *slumps* con forte deformazione interna e comprende torbiditi arenaceo-pelitiche del Turoniano-Coniaciano, con rapporto arenaria/pelite minore di 1; questa litofacies probabilmente deriva da successioni terrigene riferibili alle Arenarie di Ostia *Auctt.* o alle Arenarie di Scabiazza.

La litofacies calcareo-marnosa (cfr. Flysch di Rotari; PERILLI, 1994) è costituita da *slumps* e *slides* di torbiditi calcareo-marnose, in strati medi e spessi, del Campaniano inferiore, talvolta associati a breccie calcaree con clasti silicei tipo palombino; questa litofacies (correlabile con la Formazione dell'Abetina Reale, PLESI *et alii*, 2000) probabilmente deriva dalle formazioni calcareo-marnose dei Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*

Altre due litofacies sono state riconosciute nell'area di M. Nuda (in sinistra del T. delle Tagliole).

La prima è una litofacies clastica, costituita da breccie e arenarie ofiolitiche, areniti fini manganesifere e marne siltose laminate del Campaniano inferiore; non si esclude che questa successione (in parte correlabile con la Formazione del Fosso della Cà, PLESI *et alii*, 2000) possa essere riferita al Complesso di Casanova.

La seconda è una litofacies calcareo-pelitica, costituita da *slides* e *slumps* poco deformati di torbiditi calcareo-marnose dell'Eocene medio, che presentano analogie con i depositi torbiditici calcareo-marnosi del Dominio Ligure/Subligure.

Per una descrizione più dettagliata delle successioni affioranti in sinistra del T. delle Tagliole si rimanda a DE LIBERO (1992) e MOCHI *et alii* (1996).

Lo spessore massimo dell'Olistostroma di Monte Modino, misurato nell'area tipo (lungo la Strada del Duca, precedentemente ricordata), è di circa 150 metri. Il contatto Macigno-Olistostroma di Monte Modino è generalmente coperto; laddove esposto, pur presentandosi a luoghi tettonizzato, può essere considerato stratigrafico (vedi Cenni storici). Sebbene le litofacies riconosciute all'interno dell'olistostroma siano state datate ad un intervallo compreso tra il Cretacico inferiore e il Paleogene, la sedimentazione dell'Olistostroma di Monte Modino viene riferita all'Oligocene superiore *p.p.*-Miocene inferiore *p.p.* sulla base della sua posizione stratigrafica, in accordo con DALLAN *et alii* (1981), ABBATE & BRUNI (1987), BRUNI & PANDELI (1992), PERILLI (1994, *cum bibl.*).

*Oligocene superiore p.p. - Miocene inferiore p.p.*

### 3.1.14. - Argille di Fiumalbo (FIU)

Sinonimie:

Scisti policromi (LOSACCO, 1953; AZZAROLI, 1955a; DAINELLI, 1955)

Marne (ABBATE & BORTOLOTTI, 1961)

Marne grigie (SAGGINI, 1961)

Argille varicolori (NARDI & TONGIORGI, 1962)

Scisti varicolori (DALLAN, 1962; NARDI, 1964a, 1964b, 1965)

Marne di S. Polo *p.p.* (BORTOLOTTI, 1964; MERLA *et alii*, 1967)

*Rote Schiefer, Grüne Bergel* (REUTTER, 1965)

*Red beds* (BERTOLLI & NARDI, 1966)

Argille varicolori di Fiumalbo (DALLAN NARDI & NARDI, 1972)

Argilliti di Fiumalbo-Marne di Le Piastre *p.p.* (DALLAN *et alii*, 1981)

Argille rosse di Fiumalbo *p.p.* (REUTTER, 1969)

Fiumalbo *Schiefer p.p.* (RENTZ, 1971)

Fiumalbo *rote Schiefer p.p.* (GROSCURTH & GÜNTHER, 1971)

Marne di Pontecchio (GÜNTHER, 1966; NARDI *et alii*, 1986a)

Macigno siltoso *p.p. Auett.*

Argilliti ed argilliti siltoso-marnose emipelagiche rosse, grigio-verdi e nere, a frattura aciculare, con intercalazioni di areniti, areniti manganeseferi fini,

siltiti e calcareniti (rare), deposte presumibilmente in un ambiente di scarpata. Gli strati torbiditici, che talvolta possono raggiungere lo spessore di 1 m, hanno una continuità laterale limitata (mai superiore a qualche decina di metri); le strutture sedimentarie riconosciute sono la gradazione e la laminazione convoluta (frequenti) e le impronte di fondo (rare). La formazione si presenta scompaginata (versante sud di M. Modino), per cui frequentemente risulta difficile riconoscere l'originaria successione stratigrafica; in altre località (zona di Fiumalbo e, poco lontano, a Fradicciola) le Argille di Fiumalbo si presentano invece come una regolare alternanza di strati sottili e medi di peliti (prevalenti), di siltiti e di arenarie fini, anche se la loro continuità laterale è limitata. A Fiumalbo nella porzione superiore della formazione è presente un'intercalazione decametrica costituita da torbiditi silicoclastiche con una significativa componente carbonatica (Arenarie di Fiumalbo *Auctt.*).

A causa dell'intensa deformazione il passaggio tra le Argille di Fiumalbo e le sovrastanti Marne di Marmoreto è frequentemente tettonizzato, come si può vedere lungo il versante sud di M. Modino. Laddove la tettonizzazione è minore e le condizioni di affioramento migliori, come a Fradicciola, nella parte alta delle Argille di Fiumalbo, in prossimità del contatto con le Marne di Marmoreto, le arenite e le siltiti aumentano di spessore e frequenza, mentre le peliti diventano più calcaree ed assumono una colorazione grigio-verde. Spesso, come lungo il taglio stradale a sud della località Borra (poco a ovest di Ponte Modino), si osservano spettacolari passaggi laterali di facies con le Marne di Marmoreto.

Lo spessore delle Argille di Fiumalbo varia da 50 a 120 m. La formazione, datata in base alle associazioni a foraminiferi all'Eocene medio (REUTTER, 1969; ABBATE & BORTOLOTTI, 1961, COCCIONI & WEZEL, 1980) o all'Oligocene superiore (DALLAN, 1962), è stata riferita da CATANZARITI *et alii* (1991) e PLESI *et alii* (1998), in base alle associazioni a nannofossili calcarei, ad un intervallo compreso tra l'Eocene medio (Luteziano superiore) e l'Oligocene inferiore (Rupeliano superiore). I campioni prelevati a sud di Monte Modino hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei dell'Oligocene superiore, caratterizzate dalla presenza di *Cyclicargolithus abisectus*, *Dictyococcites bisectus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cribrocentrum reticulatum*, *Dictyococcites scrippsae*, *Discoaster deflandrei* e *Sphenolithus moriformis*. Come ampiamente discusso nei Cenni storici, la formazione viene riferita, insieme alle Marne di Marmoreto e alle Arenarie di Monte Modino, all'intervallo Oligocene superiore *p.p.*-Miocene inferiore *p.p.*

*Oligocene superiore p.p. - Miocene inferiore p.p.*

### 3.1.15. - *Marne di Marmoreto (MMA)*

Sinonimie:

Macigno *p.p.* (LOTTI & ZACCAGNA, 1913)

Argille scagliose *p.p.* (MERLA, 1952; LOSACCO, 1953; DAINELLI, 1955)

Marne (ABBATE & BORTOLOTTI, 1961)

Marne di Civago (GHELARDONI *et alii*, 1962)

Formazione di Pievepelago (DALLAN, 1962; NARDI & TONGIORGI, 1962; REUTTER, 1965)

Marne di Marra (ZANZUCCHI, 1963)

Marne di S. Polo *p.p.* (BORTOLOTTI, 1964; MERLA *et alii*, 1967)

Marne di Pievepelago (NARDI, 1965; BALDACCI *et alii*, 1967; DALLAN, NARDI & NARDI, 1972)

Marne di Pontecchio (GÜNTHER, 1966; NARDI *et alii*, 1986a)

Argilliti di Fiumalbo-Marne di Le Piastre *p.p.* (DALLAN *et alii*, 1981)

Macigno siltoso *p.p.* *Auctt.*

Marne e marne siltose emipelagiche grigio-verdi o verdi, dure e a frattura scagliosa, con intercalazioni di areniti a grana media in strati sottili (talvolta spessi fino ad 1 m), di areniti manganeseifere e di siltiti, deposte presumibilmente in un ambiente di scarpata. Nelle Marne di Marmoreto, come nelle sottostanti Argille di Fiumalbo, a causa dell'intensa deformazione, la stratificazione e la continuità laterale degli strati spesso non sono riconoscibili. Le fratture (talvolta abbondanti) sono riempite da più generazioni di vene di calcite, che hanno uno spessore centimetrico ed una estensione metrica; in alcuni casi queste vene formano un fitto reticolo. All'interno della formazione sono intercalati lembi di successioni pelitiche riferibili alle sottostanti Argille di Fiumalbo (versante sud-ovest del M. Modino, Fradiciola) e *debris flows* con clasti di calcilutiti silicee (prevalenti), di marne e di calcareniti simili a quelli della litofacies argillitico-calcareo dell'Olistostrofa di Monte Modino.

Il passaggio alle Arenarie di Monte Modino sovrastanti, spesso tettonizzato, in alcune località è chiaramente stratigrafico. Lungo il versante sud-orientale di Monte Modino (tra Cà Bicci e Capannella), nella parte alta delle Marne di Marmoreto gli strati di areniti aumentano repentinamente di frequenza e spessore, mentre le marne vengono sostituite dalle arenarie silicoclastiche della formazione sovrastante. Altre volte invece il contatto è netto e le marne passano rapidamente a strati sottili di arenarie e strati sottili e medi di peliti laminate, appartenenti alle Arenarie di Monte Modino. Lungo il versante sud di M. Modino, infine, nella parte sommitale delle Marne di Marmoreto sono presenti torbiditi grossolane canalizzate (spesse alcuni metri, con estensione laterale fino a 10-15 m), che possono rappresentare la ripresa della sedimentazione silicoclastica oligo-miocenica.

La formazione ha uno spessore è di 50-150 m. In base alle associazioni a foraminiferi, essa viene attribuita all'Oligocene superiore (ABBATE & BORTOLOTTI, 1961; DALLAN, 1962; COCCIONI & WEZEL, 1980; DALLAN *et alii*, 1981), mentre CATANZARITI *et alii* (1991) e PLESI *et alii* (1998), in base ad associazioni a nannofossili calcarei, ne riferiscono la porzione inferiore all'Oligocene superiore-Miocene inferiore (Rupelliano superiore-Chattiano sommitale). I campioni prelevati a sud di Monte Modino hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei attribuibili all'Oligocene per la significativa presenza di *Cyclicargolithus abisectus*, *Dictyococcites bisectus*, *Cyclicargolithus floridanus* e *Coccolithus pelagicus*, mentre sono rari o molto rari *Cribrocentrum reticulatum*, *Dictyococcites scrippsae*, *Discoaster deflandrei* e *Sphenolithus ciperoensis*; quest'ultima specie permette di riconoscere la biozona NP25 *Sphenolithus ciperoensis* di MARTINI (1971), del Chattiano. Le Marne di Marmoreto vengono quindi riferite all'Oligocene superiore *p.p.*-Miocene inferiore *p.p.*

*Oligocene superiore p.p. - Miocene inferiore p.p.*

### 3.1.16. - Arenarie di Monte Modino (MOD)

Sinonimie

Macigno *p.p.* (LOTTI & ZACCAGNA, 1913; MERLA, 1952; ABBATE & BORTOLOTTI, 1961; GHELARDONI *et alii*, 1962; CIPRIANI & MALESANI, 1964)

Macigno alloctono (LOSACCO, 1953; AZZAROLI, 1955; DAINELLI, 1955)

Arenaria superiore *p.p.* (DALLAN & RAGGI, 1961; SAGGINI, 1961)

Arenaria di M. Modino-M. Cimone (GIANNINI *et alii*, 1962)

Macigno A-Macigno B (LOSACCO, 1963)

Cerreto *Sandstein* (KRAMPE, 1964)

Arenarie di M. Modino (NARDI, 1964a, 1964b, 1965; BERTOLLI & NARDI, 1966; REUTTER, 1969)

M. Modino *Sandstein* (REUTTER, 1965; RENTZ, 1971; GROSCURTH & GÜNTHER, 1971)

Arenarie del crinale appenninico (GHELARDONI, 1965)

Macigno siltoso-arenaceo (GHELARDONI *et alii*, 1965)

Formazione del «macigno» (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Macigno del Chianti *p.p.* (TREVISAN *et alii*, 1971a)

Torbiditi costituite da arenarie quarzoso-feldspatiche con granulometria da medio-fine a grossolana, con strati spessi da 20-30 cm a 3-5 m, con sequenze di Bouma Ta-e spesso complete e rapporto arenaria/pelite maggiore di 1, a cui si alternano sequenze metriche e decametriche di strati sottili e medi di areniti fini e siltiti con sequenze di Bouma Tc-e e Td-e; l'intervallo pelitico è rappresentato

da argilliti laminate e più frequentemente da marne siltose con la tipica alterazione a saponetta. Le areniti litofeldspatiche hanno matrice silicea (raramente carbonatica) e cemento calcitico (PLESI *et alii*, 2000); come già osservato nel Macigno, anche nelle Arenarie di Monte Modino è assente la dolomite clastica (CIPRIANI & MALESANI, 1963; CIPRIANI *et alii*, 1985). La formazione è inoltre caratterizzata dalla presenza di torbiditi arenacee molto potenti con basi erosive e *clay cheaps* (spesso centimetrici), di *slumps* metrici intraformazionali o *debris flows*, simili a quelli descritti per l'Olistostroma di Monte Modino e di torbiditi calcareo-marnose da fini a medie, potenti da pochi centimetri ad 1,5 m, con sequenze di Bouma Tc-e e Td-e. Sebbene ci sia una relativa incertezza sulla posizione paleogeografica dell'area di sedimentazione delle Arenarie di Monte Modino, tutti gli Autori sono concordi nel riferire l'ambiente di deposizione ad una conoide sottomarina.

La formazione affiora prevalentemente nell'area emiliana, dove raggiunge uno spessore di circa 500-600 metri. I pochi dati biostratigrafici disponibili in base ai foraminiferi permettono di riferire la formazione all'Oligocene superiore (COCCIONI & WEZEL, 1980). Successivamente, dalla porzione inferiore della formazione sono state recuperate associazioni a nannofossili calcarei attribuibili all'Oligocene superiore-Miocene inferiore, ovvero al Chattiano sommitale-Aquitano basale (CATANZARITI *et alii*, 1991; PLESI *et alii*, 1998, 2000). I campioni raccolti nell'area di Monte Modino hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei del Chattiano, caratterizzate dalla presenza di *Reticulofenestra daviesi*, *Sphenolithus ciperoensis*, *Dictyococcites scrippsae*, *Cyclicargolithus abisectus* e *Dictyococcites bisectus*; l'assenza di *Sphenolithus ciperoensis* permette di riconoscere anche il Chattiano sommitale. Questa formazione viene pertanto riferita all'Oligocene superiore *p.p.*-Miocene inferiore *p.p.*

*Oligocene superiore p.p. - Miocene inferiore p.p.*

### 3.2. - AUTOCTONO AUCTT.

(a cura di L. Carmignani, M. Meccheri, P. Conti e G. Massa)

L'unità affiora tra le valli dei torrenti Turrite Secca e Turrite di Galliciano, nell'area sud-occidentale del Foglio, dove costituisce gran parte del gruppo montuoso delle Panie, comprendente Pizzo delle Saette e Pania della Croce, Uomo Morto e Pania Secca. E' caratterizzata da un basamento ercinico con una copertura mesozoico-terziaria. Le età delle formazioni dell'Autoctono Auctt. appartenenti alla copertura, di seguito riportate, fanno riferimento alle attribuzioni cronologiche proposte nel Foglio 249 Massa Carrara (CARMIGNANI

*et alii*, in stampa) dove l'Autoctono *Auctt.* affiora con maggiore estensione.

### **Basamento ercinico**

Le unità litostratigrafiche qui presentate e i loro nomi sono informali; alcuni di questi ultimi sono tratti dai lavori più recenti sulle rocce pre-alpine apuane (si veda in CONTI *et alii*, 1993, *cum bibl.*).

#### 3.2.1. - *Filladi inferiori* (FAF)

Sinonimie

Verrucano *s.l. p.p.* (TREVISAN *et alii*, 1971b)

La formazione è costituita da filladi quarzitico-muscovitiche più o meno cloritiche, di colore variabile dal grigio scuro al grigio verdastro, alternate a livelli e lenti di quarziti grigio-chiare, che a luoghi possono prevalere sulle filladi; sono presenti inoltre rari livelli di filladi grafitiche. Il nome si deve a BARBERI & GIGLIA (1965) ed è stato conservato da CONTI *et alii* (1993), anche se questi ultimi Autori assegnano a questo termine informale litotipi in parte diversi rispetto a quelli descritti da BARBERI & GIGLIA (1965).

Nel Foglio Castelnovo di Garfagnana affiorano solo in due zone: nell'angolo sud-occidentale e nei dintorni di Fornovolasco. Nella prima zona sono rappresentate solo alcune lenti di potenza massima fino a 30-40 m ed estensione ettometrica; invece a Fornovolasco sono presenti sia con un livello ben più potente e continuo, sia come scaglie lungo la parte inferiore dei Grezzoni della Pania Secca. In entrambe le zone le Filladi inferiori sono comprese tra la sommità dello Pseudomacigno e la base dei Grezzoni delle Panie-M. Forato, in evidente giacitura meccanica lungo un importante contatto tettonico; questo si riflette sui caratteri meso- e microscopici di queste rocce, che appaiono spesso ridotte a filloniti con diffusa e fine clastesi della porzione quarzitica, aspetto particolarmente evidente nel taglio stradale poco a valle di Fornovolasco. Lo spessore affiorante è intorno a 100 m.

L'analisi petrografica ha confermato la presenza di una sottile alternanza di livelli lepidoblastici a muscovite e clorite e livelli granoblastici quarzosi; diffuso è il plagioclasio albitico, mentre tra i minerali accessori comuni sono rutilo, tormalina, apatite, epidoto e zirconio.

Per quanto riguarda l'età, queste rocce non hanno fornito dati paleontologici utili, ma sono state correlate da CARMIGNANI *et alii* (1977), GATTIGLIO (1988) e CONTI *et alii* (1991) alle Arenarie di San Vito e/o alle Arenarie di Solanas

delle successioni epimetamorfiche dell'Ercinico sardo, affioranti estesamente nel Gerrei-Sarrabus (Sardegna sud-orientale). Su base micropaleontologica (acritarchi, conodonti) tali formazioni sono state attribuite al Cambriano - Ordoviciano inferiore, età informalmente assegnata anche alle Filladi inferiori Apuane.

*Cambriano - Ordoviciano inferiore*

### 3.2.2. - *Porfiroidi e scisti porfirici (PRS)*

Sinonimie

Verrucano *s.l. p.p.* (TREVISAN *et alii*, 1971b)

I porfiroidi e gli scisti porfirici sono rocce caratterizzate dalla presenza di abbondanti granuli di quarzo ialino e in subordine di feldspati biancastri più o meno alterati, di taglia media millimetrica, sparsi in modo vario in una dominante matrice a composizione quarzatica e quarzatico-muscovitica, spesso con variabili quantità di clorite. Localmente quest'ultima diviene più ricca in fillosilicati ed avvolge in modo più continuo e regolare i porfiroclasti, conferendo all'insieme un aspetto minutamente ghiandolare (gli "scisti gneissici" di ZACCAGNA, 1932). Questi litotipi affiorano solo nell'angolo sud-occidentale della carta e, come le Filladi inferiori, sono rappresentati solo da poche scaglie lungo il contatto tettonico predetto. BONATTI (1938) stabilì la derivazione di questi litotipi da originarie vulcaniti per lo più acide: i granuli di quarzo e feldspati rappresentano fenocristalli dei protoliti effusivi, mentre la massa quarzatico-muscovitica corrisponde alla loro pasta di fondo. Più tardi BARBERI & GIGLIA (1965) hanno distinto i "porfiroidi" in senso stretto dagli "scisti porfirici", come prodotti di metamorfismo di basso grado rispettivamente su vulcaniti acide e sui loro derivati arcocici. La differenza in affioramento dei due tipi è essenzialmente basata sull'assenza di porfiroclasti feldspatici negli "scisti porfirici", ma anche nelle migliori esposizioni delle rocce in esame questo criterio si è rivelato poco funzionale ai fini di una loro separazione cartografica. Ne consegue che le due rocce sono considerate come varietà litologiche indistinte all'interno di questa unità litostratigrafica informale.

Lo spessore affiorante raggiunge circa 30 m.

Per i Porfiroidi e scisti porfirici non sono disponibili datazioni dirette; essi sono però stati correlati con analoghi complessi ortoderivati compresi nelle successioni erciniche del Gerrei-Sarrabus (Sardegna sud-orientale) e dei basamenti ercinici del Sudalpino e dell'Austroalpino. Tale correlazione è stata proposta in riferimento sia all'identità di posizione litostratigrafica (a tetto del

ciclo sedimentario clastico del Cambriano superiore-Ordoviciano inferiore e alla base del ciclo sedimentario arenitico e poi carbonatico-pelitico dell'Ordoviciano superiore-Siluriano: CARMIGNANI *et alii*, 1977; GATTIGLIO, 1988; CONTI *et alii*, 1991), sia al comune carattere geochimico, indicativo di un magmatismo subcalcalino-calcalcalino lungo un margine continentale attivo (vedi discussione in GATTIGLIO, 1988; CONTI *et alii*, 1993). Per questi motivi la formazione può essere attribuita all'Ordoviciano medio.

*Ordoviciano medio*

### **Copertura mesozoica e terziaria**

#### **3.2.3. - Formazione di Vinca (VIN)**

Anageniti *p.p. Auctt.*

Verrucano *s.l. p.p.* (TREVISAN *et alii*, 1971b)

NARDI (1967) diede per primo il nome di Formazione di Vinca a litotipi del tutto identici per costituzione e posizione stratigrafica, affioranti per lo più a valle del paese di Vinca (Apuane settentrionali).

Si tratta di metaparaconglomerati alluviali polimittici a matrice filladica o metapsammitica da grigio scura a nerastra e metarenarie con dispersi ciottoli eterometrici di quarzo bianco mono e policristallino da angolosi a subarrotondati. Nei ciottoli sono presenti in discreta quantità anche metamorfiti di basso grado e vulcaniti acide. I metaconglomerati passano in l'alto a dolospariti ankeritiche rosate di ambiente inter-sopratidale evaporativo caratterizzate da lamine stromatolitiche e strutture di disseccamento.

Sono localmente peresenti filladi grigie o nere, con elasti quarziticci chiari da millimetrici a centimetrici, variamente distribuiti fino a concentrarsi in corpi lenticolari assai simili alle anageniti e microanageniti.

Questi litotipi affiorano in limitati lembi a valle del piccolo villaggio di Tievora e lungo Fosso Borellone, a est del M. Rovaio, a contatto con i Grezzoni. Nonostante la tettonizzazione subita a causa del forte contrasto di competenza, per tratti di una certa lunghezza questo contatto ha conservato i caratteri stratigrafici originari, evidenziati dalla presenza di primi strati dolomitici più o meno inquinati da minuto materiale clastico quarzoso e separati da livelletti metapelitici nerastrati. Ove osservabile, quest'alternanza è spesso solo pochi metri e passa repentinamente alla sovrastante formazione dolomitica.

Analisi di laboratorio condotte nell'area dell Foglio Massa Carrara CARMIGNANI *et alii* (in stampa) hanno mostrato che la matrice dei conglomerati

è formata prevalentemente da metapeliti e metapsammiti con granuli di quarzo, sia metamorfico sia vulcanico, e scarso feldspato molto alterato. Sono presenti in quantità variabile granuli metamorfici. In via del tutto subordinata sono presenti minerali pesanti quali zircone e apatite.

Lo spessore della formazione è valutabile in circa 50 m.

L'ambiente di sedimentazione passa da continentale di tipo alluvionale, ad una rampa a sedimentazione mista carbonatico-silicoclastica in clima arido con episodi evaporatici.

*Carnico superiore p.p.*

### 3.2.4. - *Grezzoni (GRE)*

Sinonimie:

“Dolomie massicce e stratificate, calcari dolomitici” (TREVISAN, 1971b)

Costituiti da dolomie e subordinati calcari dolomitici, con stratificazione più o meno regolare, fanno parte della potente parte basale del gruppo delle Panie-M. Forato e, poco più a nord, del più limitato affioramento di Tievora-Canale Rienti, a est del M. Rovato. Alcune sottili scaglie si trovano lungo il versante in destra orografica della Turrite di Gallicano, a sud-ovest del lago artificiale di Trombacco, ove rappresentano lembi strappati e trascinati lungo il contatto tettonico alla base dell'Unità tettonica della Falda Toscana. Nella zona gruppo delle Panie-M. Forato i Grezzoni mostrano una notevole varietà di aspetti. La base delle dolomie è certamente tettonica, come dimostrano i piccoli lembi di Pseudomacigno interposti tra di esse e le sottostanti Filladi inferiori, già cartografati da CARMIGNANI *et alii* (1976).

I primi 25-30 m di spessore delle dolomie costituiscono il cosiddetto “calcare metallifero” dei vecchi Autori (vedi NARDI, 1961), sede di mineralizzazioni a magnetite e pirite e oggetto di estrazione in più punti nei dintorni di Trimpello (CARMIGNANI *et alii*, 1972), poco a nord di Fornovolasco. Questo livello è limitato superiormente da un'altra superficie tettonica marcata da alcune sottili scaglie di Filladi inferiori molto deformate; esso per motivi tettonici si lamina sia verso sud-ovest che verso nord-est al di sotto del corpo principale della formazione, che riprende con potenti spessori di dolomie brecciate miste a dominanti breccie poligeniche del tutto diverse dalle precedenti.

In gran parte le dolomie brecciate sono cataclasiti, costituite sia da banchi interamente massicci, sia da originarie breccie monomittiche di natura sinsedimentaria, formate da clasti di dolomia di taglia media dal millimetro ad alcuni centimetri, poco selezionati, a spigoli vivi e in matrice calcareo-

dolomitica. Queste breccie sono spesso presenti in volumi cospicui nella parte bassa della formazione dei Grezzoni apuani e, secondo CIARAPICA & PASSERI (1978), sono legate ad un primitivo alternarsi di "... fasi deposizionali ed erosive a spese di una piattaforma carbonatica in via di impostazione su di un substrato scarsamente subsidente ...". A luoghi si incontrano anche sporadici corpi di dolomie cariate e cataclastiche contenenti masserelle grigio-chiare pulverulente.

Le breccie poligeniche hanno invece una matrice di colore nocciola ocreo e composizione carbonatica (con quantità variabili di materiale terrigeno-pelitico) contenente clasti di numerosi litotipi metamorfici apuani, soprattutto marmi, quarziti, filladi e, ovviamente, dolomie; ben riconoscibili sono i frammenti filladici verdognoli e/o rossastri riferibili alla formazione degli Scisti Sericitici. Tutti i clasti sono metamorfosati e contengono assetti strutturali polideformati, al contrario la matrice è del tutto priva di qualsiasi traccia di metamorfismo e deformazione. Nell'insieme questi diversi tipi di breccie costituiscono un orizzonte alquanto continuo nelle parti medio-basse dei versanti meridionali delle Panie, fino a raggiungere verso sud le case di Scalocchia e Petrosiana (a est del M. Forato), tanto da essere cartografati come "calcare cavernoso" sia da NARDI (1961) che da CARMIGNANI *et alii* (1976); riteniamo invece trattarsi di grandi masse dolomitiche della successione delle Panie ridotte a breccie tettoniche contenenti cospicue quantità di breccie di riempimento carsico. Questa massa breccioide, che affiora anche lungo le pendici meridionali di M. Forato, non ha limiti netti e cartografabili con le dolomie sopra e sottostanti, per cui è rappresentata in carta con un puntinato sul colore comune a tutti i Grezzoni ed è indicata con la sigla **GRE<sub>a</sub>**.

La sequenza dolomitica prosegue verso l'alto con un ordinato succedersi di strati ben definiti e continui, di spessore medio da qualche decimetro a oltre il metro. Detta porzione stratificata è caratterizzata dalla locale presenza di livelletti di brecciole dolomitiche, lateralmente estese fino a una decina di metri e potenti non più di 20-30 cm; esse sono variamente cariate e vacuolari.

Nella parte alta di questa successione è presente sporadicamente un'alternanza di calcari dolomitici neri con patina d'alterazione giallastro-cinerea e banchi calcareo-dolomitici grigi più o meno scuri e talora subsaccaroidi. Tale associazione, avente uno spessore massimo di una quarantina di metri, ha notevoli somiglianze con il "Nero di Colonnata" (ZACCAGNA, 1932) della zona del Carrarese (Cima d'Uomo, Alpi Apuane nord-occidentali), anch'esso chiaramente alla sommità della formazione dolomitica; l'analoga era già stata notata da CIARAPICA & PASSERI (1980).

Nei Grezzoni di Tievora-Canale Rienti (a est di M. Rovaio) è possibile osservare che le breccie basali sono localmente in contatto primario con la

Formazione di Vinca, in particolare a est di Bovaio e a sud di C. Monistalli. Il grande spessore della formazione nella zona gruppo delle Panie-M. Forato termina con la comparsa di bancate dolomitiche con una tipica patina d'alterazione giallastra, separate da sottili interstrati di filladi verdoline e/o rossastre scure; esse formano uno spessore medio di non più di 5-6 m e sono ben visibili in panorama, soprattutto nei versanti meridionali e sud-orientali della Pania Secca. La parte alta della formazione è scarsamente rappresentata per evidenti motivi tettonici, tuttavia nella zona tra C. Monistalli e C. Colle si osservano dolomie ben stratificate per una notevole estensione.

Analisi di laboratorio condotte nell'area dell Foglio Massa Carrara (CARMIGNANI *et alii* in stampa) hanno mostrato che si tratta di dolomicriti e dolospariti, talora con cristalli sparsi di albite. Frequentemente è conservata la tessitura originaria della roccia e in questo caso le microfacies più comuni sono rappresentate da microspariti con fantasmi di allochimici, microspariti con lamine stromatolitiche, *wackestones* peloidici, *packstones* e subordinati *grainstones* ooidici, *packstones* bioclastici con frammenti di bivalvi e gasteropodi e con rari foraminiferi bentonici.

Nel suo affioramento più esteso lo spessore della formazione supera i 500 m, tuttavia questo spessore potrebbe essere falsato sia dalle superfici tettoniche di base, sia dalla megapiegia rilevabile nelle pendici meridionali della Pania Secca. L'ambiente di sedimentazione è di piana tidale con sedimentazione carbonatica.

*Norico*

### 3.2.5. - *Marmi dolomitici (MDL)*

Sinonimie:

“Marmi dolomitici e dolomie cristalline” (CARMIGNANI, 1985)

La formazione dei Marmi dolomitici è stata descritta e cartografata per la prima volta da NOTINI (1981) nelle Alpi Apuane nord-orientali (zona tra Vinca, M. Tambura e Gramolazzo, Foglio 249 Massa Carrara) e successivamente nella carta geologica della parte settentrionale delle Alpi Apuane (CARMIGNANI, 1985). In precedenza queste rocce erano comprese nella formazione dei Marmi delle Apuane (GIGLIA, 1967; NARDI, 1967) come loro parte basale. Si tratta di marmi generalmente dolomitici alternati a livelli di dolomie grigio-chiare o rosate, più o meno ricristallizzate. Si riconosce una successione piuttosto regolare di livelli ciclotemici, riferita da NOTINI (1981) a una sedimentazione ciclica di piana tidale (*tidal flat*) carbonatica con tre diverse litofacies (subtidale calcarea o calcareo-dolomitica, intertidale dolomitica e sopratidale

prevalentemente dolomitica).

Quando è completa, la sequenza ciclotemica inizia con sottilissime pellicole filladiche verdi o rosso fegato, ritenute corrispondenti ad originari episodi di emersione con dissoluzione e parziale pedogenesi (ambiente supratidale), cui seguono dolomie più o meno calcaree e ricche di resti algali e oncoliti (con sporadiche tracce di gasteropodi), corrispondenti all'intervallo intertidale; la sequenza termina con l'intervallo subtidale, rappresentato da uno strato a dominante calcarea in cui la dolomia può essere diffusa o concentrata in vene e letticelli. Gli spessori medi degli intervalli intertidale e subtidale sono rispettivamente di 10-50 cm e 0,5-2 m; l'intertidale diviene gradualmente più sottile verso l'alto della formazione in concomitanza con l'aumento dei banchi calcarei, con un passaggio netto o sfumato, ma pur sempre chiaramente stratigrafico. Questa successione forma il vasto affioramento lungo la Turrice Secca, ove una diffusa clastesi rende poco chiari i suoi caratteri tipici; essi sono meglio esposti negli affioramenti pur limitati del versante meridionale di M. Grotta Bianca (a est della Pania Secca) e a sud di Pania Secca e Uomo Morto, ove il passaggio dai Grezzoni ai primi banchi calcareo-dolomitici è marcato da evidenti intercalazioni filladiche.

In generale, il limite superiore con il Marmi delle Apuane viene posto dove i livelli dolomitici diventano praticamente inesistenti. Dove invece i Marmi dolomitici non sono presenti, il contatto Grezzoni - Marmi delle Apuane è netto o si realizza con la locale interposizione di pochissimi metri di un calcare subsaccaroide ricco di dolomite diffusa in piccole masse o in sporadici e discontinui livelli. Lo spessore della formazione è di circa 300 m.

L'ambiente di sedimentazione è di piana tidale con sedimentazione carbonatica.

*Hettangiano*

### 3.2.6. - *Marmi delle Apuane (AUN)*

Si tratta dei ben noti metacalcari bianchi, avorio e grigi da chiari a scuri, cosparsi di venature più o meno nette ed aloni diffusi di colore grigio, grigio-verde, verde e giallastro-ocraceo. Vene ed aloni sono creati da aggregazioni variabili di fillosilicati (per lo più muscovite e clorite), solfuri e ossidi di ferro, cui si aggiungono quantità minori di dolomite e quarzo; a volte la dolomite forma sottili letti un po' anastomizzati e masserelle a composizione omogenea. Soprattutto le vene sono distribuite in modo da sottolineare la foliazione, mentre i marmi bianchi e/o poco venati hanno all'affioramento aspetto massiccio.

L'analisi dei caratteri di laboratorio ha evidenziato per i campioni analizzati una tessitura granoblastica molto variabile, da un mosaico regolare costituito da cristalli di calcite geminati a microstrutture orientate legate a ricristallizzazione dinamica. Descrizioni dettagliate sono contenute in MOLLI *et alii* (2000) e LEISS & MOLLI (2003).

Nel settore sud-ovest del Foglio, i Marmi delle Apuane formano potenti e vasti affioramenti delle porzioni sommitali delle Panie e di M. Forato, che verso nord continua con minori spessori a M. Rovaio; altre scaglie meno estese s'incontrano più a nord presso S. Antonio e più a est, poco a sud dei Campanili. In tutte le Alpi Apuane, nella parte alta del Marmi delle Apuane, è discontinuamente presente la litofacies nota come "marmo zebrino", che ne costituisce una varietà merceologica; pur essendo parte integrante della formazione marmorea, questo livello non è stato distinto nel Foglio a causa del suo esiguo spessore. Il "marmo zebrino" è presente con un lungo e continuo affioramento, esposto solo nella parete nord-est della Pania Secca. Verso nord esso raggiunge la dorsale settentrionale del monte, ove alla quota di circa 1300 m s.l.m. si apre una vecchia cava abbandonata, la Cava della Coronessa, già descritta da ZACCAGNA (1932); invece verso meridione questo livello raggiunge la cresta est della Pania Secca e sembra chiudersi in breve tratto verso sud-ovest, ma l'inaccessibilità del luogo impedisce una migliore visione.

Il "marmo zebrino" è costituito da una dominante frazione marmorea di colore da crema-giallo chiaro fino a giallo-ocraceo intenso, cui si aggiungono quantità notevoli di fillosilicati (soprattutto clorite) misti a ossidi di Fe e solfuri. Questi ultimi minerali sono concentrati in numerose vene (spessore medio 1-5 mm), ma spesso formano una vera e propria matrice che avvolge clasti marmorei di taglia media dal centimetro al decimetro. Il contatto con i Marmi delle Apuane mostra caratteri di passaggio stratigrafico nelle esposizioni della zona dell'Uomo Morto. Non sempre il passaggio Marmi delle Apuane – Metacalcri con selce è marcato dal "marmo zebrino". Esso può essere anche diretto, quasi sfumato e/o per alternanze su breve tratto, come all'Uomo Morto-Pania Secca; oppure può realizzarsi attraverso uno spessore di calcari dolomitici e dolomie in livelli assai ricchi di noduli e liste di quarzite chiara, nera e talora rossastra, come a quota 1501 s.l.m. lungo la dorsale ad ovest di M. Grotta Bianca. Quest'ultima particolarità è nota fin dai rilievi di ZACCAGNA (1932), che cartografò "dolomie selcifere" in varie località delle Apuane centro-settentrionali. In tutti gli altri affioramenti il contatto con i Metacalcri con selce è più o meno tettonizzato.

Oltre al "marmo zebrino", che a Cava della Coronessa assomiglia moltissimo alla varietà "paonazzo" del Carrarese, i Marmi delle Apuane mostrano altre varietà merceologiche, come "ordinari", "venati" e "nuvolati",

con subordinate tasche di “arabescati” e limitati volumi di “calacata”; in passato questi marmi sono stati oggetto di saggi d'estrazione in piccole cave da tempo abbandonate. Lo spessore della formazione è di circa 180 m.

L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica prossimale.

*Hettangiano p.p. – Pliensbachiano p.p.*

### 3.2.7. – *Metacalcari con selce (CLF)*

Sinonimie:

“Calcari grigi con liste di selce” (TREVISAN *et alii*, 1971)

Metacalcari a grana molto fine e subordinate metacalcareniti, di colore da grigio più o meno scuro a grigio-bluastro e con frequenti patine d'alterazione ocraceo-cineree chiare; formano una regolare sequenza di livelli centimetrico-decimetrici, quasi ovunque separati da regolari orizzonti di filladi-calcescisti ben foliati, di colore per lo più verde scuro o grigio-verde, avana per alterazione. Lo spessore di questi ultimi è minimo al contatto con il Marmi delle Apuane ed aumenta verso l'alto della formazione, senza mai superare i 10 cm. I metacalcari contengono in gran numero liste e noduli di quarzite in genere chiara sia all'alterazione che al taglio fresco, variamente distribuiti, ma un po' più abbondanti nella parte centrale della formazione. I Metacalcari con selce passano alle Metaradiolariti, oppure direttamente agli Scisti sericitici e/o al Cipollino. Nel primo caso (poco a sud di Colle Panestra, a nord della Pania Secca) il contatto con le Metaradiolariti mostra caratteri stratigrafici, nonostante la generale laminazione tettonica subita dalle rocce in questa zona. Il limite con le altre due unità litostratigrafiche appare tettonizzato, almeno in gran parte dei casi (versante in sinistra della Turrite Secca, zona Bovaio-Colle Panestra, ecc.); tuttavia, la presenza di passaggi praticamente indisturbati da deformazione di taglio sembra indicare valori non importanti di tettonizzazione.

Nel vasto affioramento sul versante sinistro della Turrite Secca lo spessore dei Metacalcari con selce supera i 300 m, anche se tale spessore potrebbe essere dovuto ad alcuni raddoppi per pieghe.

Ambiente di sedimentazione: da altofondo pelagico a bacino.

*Pliensbachiano p.p.*

### 3.2.8. - *Metaradiolariti (MDT)*

Sinonimie:

“Scisti diasprini” *Auctt.*

“Diaspri, scisti diasprini” (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Metaradiolariti di colore rosso cupo, verdastro o grigio, organizzate in successioni di strati quarzitici (spessore medio 3-10 cm) con subordinate intercalazioni di filladi-metasiltiti da brune a grigio-verdi. Questi litotipi compaiono solo in limitati affioramenti: con l'aspetto più tipico sopra descritto, le metaradiolariti formano tre corpi lentiformi di spessore massimo intorno a 20-25 m a sud-ovest di Colle Panestra, già segnalati da NARDI (1961) e interessati da mineralizzazioni a Fe e Mn; altri corpi minori si trovano a Bovaio e ad oriente di Tievora.

Sebbene nella zona a sud di Colle Panestra le rocce affioranti siano evidentemente interessate da laminazioni tettoniche, la formazione delle Metaradiolariti a luoghi mostra rapporti primari abbastanza preservati con alcune delle formazioni circostanti, come la lente più meridionale e i sottostanti Metacalcari con selce, oppure tra quella più settentrionale e il sottile spessore di Metacalcari ad Entrochi.

L'ambiente di sedimentazione è di mare profondo.

*Calloviano - Titonico*

### 3.2.9. - *Metacalcari ad Entrochi (ENT)*

Sinonime:

“Calcari selciferi a entrochi” (NARDI, 1962)

Metacalcari grigi più o meno scuri, ma spesso anche color avana o biancastri, e subordinate metacalcareniti grossolane, in livelli di spessore variabile da alcuni decimetri al metro, con noduli e liste di quarziti grigio-bluastre scure a grana finissima. Localmente si possono notare anche limitate quantità di fillosilicati (principalmente clorite e muscovite) presenti come sottili pellicole discontinue tra i banchi metacalcarei, oppure diffusi entro questi ultimi. La componente carbonatica è comunque dominante e spesso diviene l'unico litotipo per l'assenza di quarziti e materiale filladico: in questi casi la formazione può essere confusa con il Marmi delle Apuane, soprattutto se la colorazione è chiara.

Come per le Metaradiolariti, anche quest'associazione di litotipi è scarsamente presente nella regione considerata. L'affioramento migliore è costituito da un livello di spessore medio di 20-25 m poco a sud-ovest di Colle Panestra; esso è compreso tra due lenti di Metaradiolariti e in parziale contatto con gli Scisti sericitici. Altri affioramenti si trovano a nord di Colle Panestra e nei dintorni di Bovaio; inoltre spessori minimi e non cartografabili si rilevano in numerosi punti alla base degli Scisti sericitici. Questa formazione sembra

invece mancare nella sequenza dell'Uomo Morto.

In assenza di determinazioni cronologiche dirette, l'attribuzione di questi litotipi alla formazione dei Metacalcari ad Entrochi si basa sulla correlazione litostratigrafica con i ben più vasti affioramenti delle Apuane settentrionali e centro-orientali. La denominazione formazionale di tali affioramenti si deve a NARDI (1962); più tardi GIANNINI & NARDI (1965a, 1965b) correlarono a questa formazione con i Calcari picchiettati della successione metamorfica del Monte Pisano, genericamente riferiti al Malm. In seguito NARDI (1967) l'attribuì ad un intervallo tra la fine del Giurassico e l'inizio del Cretacico, sulla base dei dati di SGUAZZONI (1966) che aveva segnalato l'assenza di ammoniti e la presenza di rari rostri di Belemniti. NOTINI (1981), nel suo studio dettagliato stratigrafico-strutturale delle Apuane nord-orientali, ha proposto una correlazione più stretta tra i Metacalcari ad Entrochi e la Maiolica dell'Unità tettonica della Falda Toscana, con preciso riferimento alla formazione della Maiolica della Val di Lima, studiata da BOCCALETTI *et alii* (1969).

Ambiente di sedimentazione: da altofondo pelagico a bacino.

*Berriasiano - Barremiano*

### 3.2.10. - *Scisti sericitici* Auctt. (**SSR**)

Sinonime:

Scisti sericitici varicolori (NARDI, 1967)

"Scisti sericitici grigi, rossi e verdi" (TREVISAN *et alii*, 1971b)

La formazione rappresenta l'equivalente metamorfico della Scaglia Toscana, all'interno è stato distinto come membro il Cipollino (**SSR1**), equivalente metamorfico dei Calcari di Puglianella, CARMIGNANI *et alii* (in stampa).

Si tratta di filladi cloritiche e muscovitiche con colori variabili dai toni verdi (chiaro-lucenti, scuri ed opachi) ai grigio-verdi (grigi più o meno scuri e grigio-viola) fino al rosso violaceo e al rossastro; questa gamma di colori non sempre è presente in tutti gli affioramenti, nei quali predominano allora le varietà verdi. Questi litotipi hanno grana di solito assai minuta e mostrano una prevalente organizzazione in livelli a composizione diversa: la dominante è sempre fillosilicatica, ma a questa si somma una frazione metasiltitica più o meno abbondante e variamente distribuita secondo letti corrispondenti a probabili strati dell'originario protolite. Questa struttura è localmente sottolineata da straterelli metacalcarei per lo più chiari, a volte accompagnati da sottili e discontinue bande calcescistose. Infine, non sono rari volumi filladici omogenei privi di qualsiasi traccia di *layering* primario.

Analisi di laboratorio condotte nell'area dell Foglio Massa Carrara CARMIGNANI *et alii* (in stampa) hanno evidenziato che le metapeliti sono costituite da letti lepidoblastici a clorite e mica bianca con intercalazioni di letti granoblastici con calcite, quarzo e subordinate miche di spessore centimetrico. Nei metacalcari intercalati sono talora riconoscibili originali *packstones* bioclastici con ben preservati frammenti di echinodermi.

Il Cipollino (**SSRI**) è costituito da calcescisti e alternanze discontinue di letti marmorei e interstrati filladici, che localmente si intercalano negli Scisti sericitici. Nel Foglio Castelnuovo di Garfagnana il Cipollino si incontra solo in un piccolo affioramento lungo il crinale dell'Uomo Morto, completamente circondato dagli Scisti sericitici, e lungo il Fosso di Capricchia, a ovest del M. Castellaccio.

Gli Scisti sericitici formano un esteso e potente affioramento nell'area a ovest del M. Castellaccio, sul versante sinistro della Turrite Secca. Livelli di entità minore si trovano a Piasricoli (in sinistra della Turrite Secca), nei dintorni di S. Antonio, nella zona Bovaio-Colle Panestra-Tievora e infine all'Uomo Morto. L'attribuzione di almeno una parte delle filladi e metasiltiti, affioranti in quest'ultima località, agli Scisti sericitici presenta dei problemi. Infatti, i calcescisti e le metapeliti che giacciono sui Metacalcari ad Entrochi furono riferiti da ZACCAGNA (1932) ai Calcari e marne a Posidonia dell'Unità tettonica della Falda Toscana; lo stesso fece NARDI (1961), pur discutendo brevemente sulle somiglianze dei "marnoscisti e filladi" in questione con i litotipi degli Scisti sericitici presenti poco più a nord. MAXWELL (1956) assegnò gli stessi parascisti al Cretacico superiore-Eocene-Oligocene, corrispondente all'età della Scaglia toscana. I più recenti rilievi non permettono di risolvere in maniera definitiva la questione: in base alla mancanza di dati paleontologici certi e alle forti somiglianze litologiche, è stata adottata la soluzione di accorpate questi calcescisti e metapelati agli Scisti sericitici.

Lo spessore reale di quest'unità litostratigrafica non è valutabile a causa della costante assenza del suo limite stratigrafico superiore, di un'accentuata tettonizzazione e anche perché la formazione viene a contatto tettonicamente con tutti i termini metamorfici più antichi, come già messo in evidenza da NARDI (1961).

Questa formazione è testimone di una sedimentazione di ambiente bacinale.  
*Aptiano - Oligocene inferiori*

### 3.2.11. - *Pseudomacigno* (**PSM**)

Sinonimie:

"Pseudomacigno" *Auct.*

La formazione è costituita da metarenarie quarzoso-feldspatiche grigie in bancate da pluridecimetriche a metriche nella parte bassa della successione e in strati prevalentemente decimetrici nella parte alta dove diventano frequenti le intercalazioni metapelitiche e metasiltitiche (“ardesie” *Auctt.*). Nelle bancate arenacee è di solito ben preservata la gradazione.

Analisi di laboratorio condotte nell’area del Foglio Massa Carrara CARMIGNANI *et alii* (in stampa) hanno evidenziato che trattasi di metawackes a quarzo, feldspato e mica e subordinati litici, prevalentemente a spese di rocce metamorfiche. I livelli metapelitici e metasiltitici appaiono con alternanze da millimetriche a centimetriche di letti granoblastici fini a quarzo, albite e miche e letti lepidoblastici costituiti da clorite e mica bianca. Per quanto riguarda il contenuto fossilifero, tra i macroforaminiferi è presente *Nephrolepidina morgani* (NARDI, 1963a; DALLAN NARDI 1976; MONTANARI & ROSSI, 1983). BONATTI (1938) riconobbe su base petrografica la perfetta identità litologica tra lo Pseudomacigno e il Macigno dell’Unità tettonica della Falda Toscana e propose l’età terziaria della formazione.

Lo Pseudomacigno affiora in finestra tettonica nella zona a ENE di Fornovolasco, lungo il corso della Turrite di Galliciano e ad ovest di M. Croce, all’estremità sud-ovest della carta. I due affioramenti sono stati considerati strutturalmente in continuità da NARDI (1963a), GIGLIA (1967), DALLAN NARDI & NARDI (1972) e CARMIGNANI & GIGLIA (1975); più recentemente essi sono stati riconosciuti come appartenenti al blocco di muro della Faglia di Mosqueta (BIGAZZI *et alii*, 1988, vedi oltre). Altri piccoli lembi di Pseudomacigno, interposti tra le Filladi inferiori e i Grezzoni (e quindi in evidente giacitura tettonica), sono presenti nella zona di Trimpello presso Fornovolasco, lungo una fascia a scaglie tettoniche su cui si sono concentrate alcune mineralizzazioni a pirite e magnetite (CARMIGNANI *et alii*, 1972, 1976).

L’ambiente di sedimentazione è riferibile ad un bacino d’avanfossa.

*Oligocene superiore - Miocene inferiore*

#### 4. - DEPOSITI FLUVIO-LACUSTRI VILAFRANCHIANI *AUCTT.* DEI BACINI DI BARGA E CASTELNUOVO DI GARFAGNANA

Gli studi sui depositi fluvio-lacustri villafranchiani, affioranti nell’area di Barga e Castelnuovo di Garfagnana, sono iniziati alla fine dell’800 (MENEHINI, 1880; DE STEFANI, 1887b, 1889a) e proseguiti per tutto il ‘900 (ZACCAGNA, 1932; MASINI, 1936; TONGIORGI & TREVISAN, 1953; NARDI, 1961; CALISTRI, 1974; NARDI *et alii*, 1986a, 1987; DALLAN *et alii*, 1991).

Nell'ambito di questo progetto, l'analisi litostratigrafica ha permesso di identificare più litofacies (sabbioso-argillose, sabbiose, conglomeratico-sabbiose e conglomeratiche), che rappresentano i termini estremi della variabilità litologica e sedimentologica di questi depositi. La difficoltà di seguire con continuità i loro rapporti laterali e verticali non ne ha consentito la rappresentazione cartografica. Comunque, l'associazione di più litofacies ha permesso di definire e cartografare la Formazione di Fornaci di Barga, costituita da argille, sabbie e conglomerati e i Conglomerati di Barga, correlabili con le formazioni distinte da NARDI *et alii* (1986a, 1987, 2000) e DALLAN *et alii* (1991).

Entrambe le formazioni affiorano nei bacini di Barga (dove sono ubicate le località tipo) e di Castelnuovo di Garfagnana. L'area di Monte Perpoli (tra Castelnuovo di Garfagnana e Galliciano) costituiva la soglia tra i due bacini fluvio-lacustri (MASINI, 1936). Gli studi di PUCCINELLI (1987) sulla neotettonica dell'area hanno evidenziato che la soglia, inizialmente sommersa, fu coinvolta in processi di sollevamento già nel Villafranchiano inferiore, proseguiti almeno fino al Pleistocene medio-superiore, che ne determinarono la progressiva emersione, accompagnata dalla deviazione verso nord-est del corso del Serchio. Recenti ricerche di LANDI *et alii* (2003) e PERILLI *et alii* (2004a, 2004b) hanno permesso ulteriori approfondimenti sugli aspetti litostratigrafici e sedimentologici di queste successioni. Esse saranno descritte di seguito, illustrando le litofacies principali (fig. 5) e le loro peculiarità nei due bacini; a causa delle significative variazioni litologiche latero-verticali, di ogni litofacies saranno descritti alcuni affioramenti tipici in modo da evidenziarne anche le differenze nei due bacini.

#### 4.1. - FORMAZIONE DI FORNACI DI BARGA (AFB)

Sinonimie:

Sabbie, ciottoli ed argille con lignite *p.p.* (LOTTI & ZACCAGNA, 1913)

Sabbie gialle e marne lignitifere (ZACCAGNA, 1925)

Sabbie gialle e argille azzurre lacustri lignitifere (NARDI, 1961)

Sabbie e argille lacustri (MERLA & ABBATE, 1969)

Fluvio-lacustre della Valle del Serchio *p.p.* (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Argille di Fornaci di Barga *p.p.* (CALISTRI, 1974)

Sabbie e argille lignitifere (NARDI *et alii*, 1986a)

Lithostratigraphic Unit 1 (LANDI *et alii*, 2003)

Questa formazione affiora con continuità e spessori notevoli soprattutto nel bacino di Barga, con buone esposizioni lungo i corsi d'acqua della zona di

Barga-Fornaci di Barga (Rio Fontana Maggio, T. Loppora con i suoi affluenti Rio Sartoiani e Rio Zanesi) e di Piano di Coreglia-Ghivizzano (T. Ania, Rio Secco); è caratterizzata da una litofacies sabbioso-argillosa, prevalente nella porzione inferiore, e da una conglomeratico-sabbiosa in quella superiore. Nel bacino di Castelnuovo di Garfagnana le due litofacies affiorano invece in modo discontinuo e con spessori ridotti.

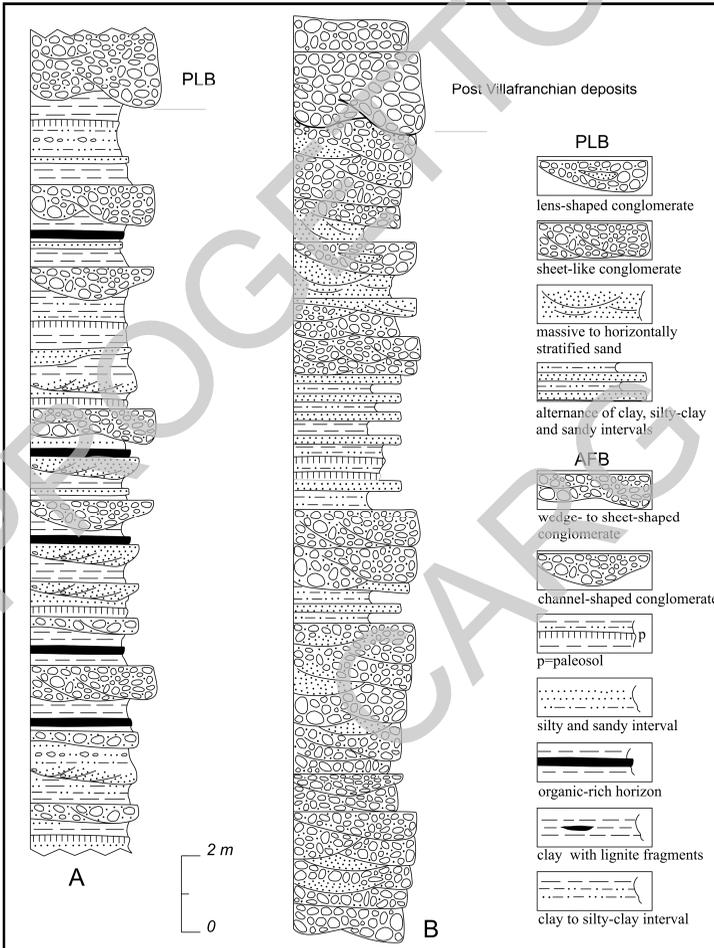


Fig. 5 - Colonne stratigrafiche della Formazione di Fornaci di Barga (AFB) e dei Conglomerati di Barga (PLB) (da PERILLI et alii, 2004a, modificato).

La litofacies sabbioso-argillosa, affiorante a Fornaci di Barga e lungo il Rio Fontana Maggio, è costituita da sabbie argillose medio-fini e argille siltose fini, da grigie a grigio-azzurre, massive o laminate, con intercalazioni di sabbie medio-grossolane, da grigie a marrone chiaro e di conglomerati da grigi a grigio-scuri. Negli intervalli sabbiosi e/o argillosi è frequente la laminazione piano-parallela (più raramente incrociata) evidenziata dalla variazione di granulometria e colore dei granuli e dalla presenza di frammenti di lignite (talvolta abbondanti) da millimetrici a centimetrici. I conglomerati, oligo- o polimitici, sono clasto-sostenuti o più raramente matrice-sostenuti e mal classati.

I clasti, da arrotondati a subarrotondati e con un diametro medio di 5-10 cm e massimo di 20-40 cm, sono costituiti prevalentemente (70-90%) da arenarie quarzoso-feldspatiche, provenienti dal rimaneggiamento delle successioni silicoclastiche del Macigno, e da calcari provenienti dalle successioni carbonatiche dell'Unità tettonica della Falda Toscana. La matrice, in percentuali del 20-30%, grossolana e poco classata, è costituita anche da granuli angolari. Nei livelli conglomeratici, spessi fino a 1-2 m e con estensione laterale di 3-5 m, le strutture sedimentarie più frequenti sono le canalizzazioni e la stratificazione incrociata a basso angolo (evidenziata anche dalle intercalazioni sabbiose e/o argillose).

Nell'area compresa tra il Rio Secco (a nord-ovest di Chivizzano), il Rio Fontana Maggio (a sud-ovest di Barga) e Mologno (a ovest di Barga), nella porzione inferiore della formazione sono presenti conglomerati da grossolani a molto grossolani, non classati, clasto-sostenuti, con matrice sabbiosa grossolana, da grigio-azzurra a marrone chiaro. I clasti, da decimetrici a metrici, da subarrotondati ad arrotondati, sono quasi esclusivamente (80-90%) costituiti da arenarie quarzoso-feldspatiche (Macigno); a Mologno sono presenti anche rari clasti calcarei non metamorfici (Unità tettonica della Falda Toscana) e metamorfici (Autoctono *Auctt.*); lungo il T. Ania (Case Curchi, presso Seggio) sono frequenti clasti calcareo-silicei riferibili alla Maiolica. Tra il Rio Secco e Colle Buvicchia (a est di Barga) questi conglomerati sostituiscono lateralmente, verso i quadranti orientali, e verticalmente le litofacies sabbioso-argillose.

Nel bacino di Castelnuovo di Garfagnana la litofacies sabbioso-argillosa affiora senza continuità e con spessore massimo di qualche decina di metri lungo il Fosso Dezza a sud di Antisciana, il Fosso di Villa e il Fosso Biutella presso Villa Collemantina ed in parte lungo la Fossa a sud di Pieve Fosciana. Nei primi tre torrenti la porzione basale è costituita da un'alternanza di strati sottili di argille sabbiose e sabbie siltose laminate, grigio-azzurre e grigie o marrone chiaro, se alterate, con intercalazioni di sabbie da fini a grossolane e di

conglomerati matrice-sostenuti con clasti parzialmente alterati (con patine di color ruggine). Sia le sabbie che i conglomerati, con spessori da metrici a decametrici ed estensione laterale fino a qualche decina di metri, sono prevalenti nella porzione superiore della litofacies. A luoghi i depositi sabbioso-argillosi sono varvati e ricchi di frammenti di lignite (Fosso Dezza e Fosso di Villa). Anche nelle sabbie, poco classate e con granulometria da fine a grossolana, possono essere presenti frustoli carboniosi e frammenti di lignite, che a volte raggiungono dimensioni metriche; in passato, nel fosso del Valardino la lignite costituiva un orizzonte continuo che veniva coltivato (DE STEFANI, 1887b). Nel bacino di Castelnuovo di Garfagnana (Fosso Biutella) la Formazione di Fornaci di Barga è frequentemente costituita da sabbie grigie o marrone chiaro, da fini a grossolane, a cui si intercalano alternanze sottili di sabbie argillose e argille grigio-azzurre o grigie simili a quelle della porzione basale, ma con una percentuale di frammenti di lignite minore. Talvolta (Fosso Dezza e Fosso Biutella) i livelli sabbiosi sono in parte o totalmente alterati ed hanno una colorazione giallo-ocra.

La litofacies conglomeratico-sabbiosa, affiorante lungo i corsi del T. Loppora e dell'ultimo suo affluente di destra Rio Zanesi (toponimo non presente in carta), è costituita da conglomerati e conglomerati sabbiosi eterometrici, da grigi a grigio-scuri, che diventano prevalenti verso l'alto, con intercalazioni di sabbie e sabbie argillose simili a quelle presenti nella porzione inferiore. I conglomerati, da massivi a gradati, anche se mal classati, sono generalmente clasto-sostenuti. I ciottoli, da subarrotondati ad arrotondati, hanno un diametro compreso tra 1 e 10 cm (medio di 3-5 cm e massimo di 40-50 cm). La matrice, molto grossolana e litologicamente simile ai clasti, è presente in percentuali molto variabili (10-35%) anche all'interno dello stesso intervallo. A luoghi sono presenti lenti di conglomerati clasto-sostenuti con ciottoli appiattiti ed embriciati.

I clasti sono prevalentemente rappresentati da arenarie quarzoso-feldspatiche (Macigno) in percentuali variabili tra il 50% ed il 70%; in subordinate sono presenti clasti calcarei (più frequenti) e silicei (più rari), appartenenti sia all'Unità tettonica della Falda Toscana sia all'Autoctono *Auctt.*; fra questi, i clasti marmorei variano tra il 10 ed il 20%. I corpi conglomeratici hanno uno spessore che varia tra 1 e 3 m ed un'estensione laterale media di 5-7 m e massima di 15-20 m. Le strutture sedimentarie più frequenti negli intervalli conglomeratico-sabbiosi e conglomeratici sono: canalizzazioni, laminazione incrociata o piano-parallela (rara) e stratificazione incrociata a basso angolo, evidenziata assai bene dalle intercalazioni sabbiose e/o argillose (spesse fino a 1-2 m ed estese fino a 5-7 m); nella porzione superiore esse sono generalmente meno frequenti ed hanno spessori ed

estensione laterale ridotti. Talvolta le sabbie, di colore marrone chiaro o giallo, sono mediamente classate e lentiformi (spessore fino a 50 cm ed estensione massima di qualche metro) e possono presentare una laminazione inclinata o incrociata.

Nel bacino di Barga, lungo il T. Loppora e in sinistra del Rio Zanesi, nella parte sommitale di questa litofacies può essere presente un intervallo spesso 5-7 m (litofacies sabbioso-argillosa) di sabbie e sabbie argillose laminate, da grigie a grigio-azzurre o da marrone chiaro a gialle, con intercalazioni sottili (da centimetriche a decimetriche) di sabbie grossolane e microconglomerati, estese fino a qualche metro. All'interno dei livelli sabbiosi e/o argillosi, possono essere presenti frammenti di lignite, rari gusci e frammenti di gasteropodi e ostracodi ed impronte di filliti. I frammenti di lignite, spessi da pochi millimetri a qualche centimetro e lunghi da alcuni centimetri a diverse decine di centimetri, sono concentrati in orizzonti di dimensioni variabili (da centimetrici a decimetrici); quelli di dimensioni maggiori possono raggiungere 30-50 cm di spessore e 50-100 cm di lunghezza. I bioclasti di gasteropodi ed ostracodi sono più frequenti all'interno della litofacies sabbioso-argillosa, affiorante nella porzione superiore in sinistra del Rio Zanesi. In sinistra del Rio Zanesi e lungo il T. Loppora la porzione sommitale è costituita da livelli sabbioso-conglomeratici grigi e da livelli sabbioso-argillosi grigi o grigio-azzurri a cui s'intercalano corpi conglomeratici canalizzati, spessi fino a 2 metri ed estesi qualche metro, abbastanza cementati e simili a quelli basali della formazione sovrastante.

Nel bacino di Castelnuovo di Garfagnana la litofacies conglomeratico-sabbiosa (la Fossa e Fosso Dezza) è intercalata nella litofacies sabbioso-argillosa e comprende conglomerati generalmente clasto-sostenuti, poco classati, con ciottoli di 2-5 cm, da arrotondati a subarrotondati, con abbondante matrice sabbiosa di colore grigio o grigio-azzurro. I clasti sono rappresentati prevalentemente da arenarie quarzoso-feldspatiche (Macigno) fino al 50% e da clasti carbonatici (Unità tettonica della Falda Toscana e Autoctono *Auctt.*); tra i litotipi carbonatici quelli di marmo sono più comuni, mentre in alcune aree (in destra del Serchio) prevalgono clasti riferibili ai Calcari a *Rhaetavicula contorta*.

Lo spessore affiorante della Formazione di Fornaci di Barga può essere stimato tra 40 e 100 m circa. In particolare, nel bacino di Barga la porzione inferiore, costituita prevalentemente dalla litofacies sabbioso-argillosa, è spessa da 20 m (Rio Fontana Maggio) a 50 m (Ghivizzano); gli spessori massimi (30-50 m) sono stati misurati nelle zone di Rio Fontana Maggio, Fornaci di Barga e Ghivizzano. Anche lo spessore della litofacies conglomeratico-sabbiosa varia tra 20 e 50 m; gli spessori maggiori sono stati misurati nelle aree del T.

Loppora, del Rio Zanesi e del Rio Latrani (toponimo non presente in carta) che da Barga scende a Loppia. Nell'area di Castelnuovo di Garfagnana-Pieve Fosciana lo spessore affiorante della formazione varia tra 10 e 30 m. Una serie di perforazioni, realizzate tra il 1999 e il 2005 nell'ambito delle attività della Regione Toscana per la valutazione degli effetti locali e la riduzione del rischio sismico, ha permesso di documentare nel sottosuolo spessori anche superiori: in sondaggio la Formazione di Fornaci di Barga raggiunge, senza trovare il substrato, i 100 m di spessore nella zona di Pieve Fosciana - Villa Collemandina e i 130 m a Fornaci di Barga, nella piana del Serchio (REGIONE TOSCANA - RISCHIO SISMICO, sito web). Lo spessore complessivo della Formazione di Fornaci di Barga potrebbe quindi raggiungere i 170-200 m.

Il contatto con la formazione sovrastante, i Conglomerati di Barga, è netto in entrambi i bacini. La formazione di Fornaci di Barga, correlabile con le Argille di Fornaci di Barga di CALISTRI (1974) e con le Sabbie ed argille lignitifere di NARDI *et alii* (1986a, 1987) e DALLAN *et alii* (1991), viene attribuita al Villafranchiano inferiore (MENEHINI, 1880; DE STEFANI, 1887b, 1889a; ZACCAGNA, 1932; MASINI, 1936). Sulla base di correlazioni stratigrafiche con successioni simili affioranti in Val di Magra (bacini di Aulla-Olivola-Villafranca in Lunigiana e Pontremoli, Fogli 233 Pontremoli e 234 Fivizzano, PUCCELLI *et alii*, 2009a, 2009b), l'inizio della sedimentazione fluvio-lacustre in Val di Serchio potrebbe essere riferito al Rusciniense superiore, sulla base delle associazioni polliniche (BERTOLDI, 1984, 1988). Nell'ambito di questo Foglio, i campioni prelevati nella Formazione di Fornaci di Barga per analisi palinologiche sono risultati sterili.

?Rusciniense superiore - Villafranchiano inferiore

#### 4.2. - CONGLOMERATI DI BARGA (PLB)

Sinonimie:

Sabbie, ciottoli ed argille con lignite *p.p.* (LOTTI & ZACCAGNA, 1913)

Ghiaie, conglomerati calcarei e sabbie (ZACCAGNA, 1925)

Ghiaie e conglomerati calcarei (NARDI, 1961; NARDI *et alii*, 1986a)

Ghiaie e conglomerati (MERLA & ABBATE, 1969)

Fluvio-lacustre della Valle del Serchio *p.p.* (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Ciottoli e sabbie di Loppia (CALISTRI, 1974)

Lithostratigraphic Unit 2 (LANDI *et alii*, 2003)

La formazione, ben visibile tra Pieve di Loppia e Barga, è costituita da una litofacies conglomeratico-sabbiosa e localmente sabbioso-argillosa, prevalente nella porzione inferiore e media, e da una litofacies conglomeratica, prevalente

in quella sommitale. Nel bacino di Castelnuovo di Garfagnana invece la formazione è essenzialmente costituita da una litofacies conglomeratica ben esposta a Castiglione di Garfagnana, a Villa Collemandina e M. Alfonso (sopra Castelnuovo), mentre quella conglomeratico-sabbiosa e sabbioso-argillosa affiora raramente.

A Pieve di Loppia la litofacies conglomeratico-sabbiosa e sabbioso-argillosa è costituita da conglomerati generalmente clasto-sostenuti, eterometrici, polimittici, massivi o gradati, con intercalazioni di sabbie e di sabbie-argillose. I clasti, da subangolari (soprattutto quelli di dimensioni minori) ad arrotondati, di colore da grigio a marrone chiaro, hanno dimensioni medie di 2-7 cm e massime di 30-40 cm; quelli appiattiti sono più frequenti negli orizzonti clasto-sostenuti. Il grado di selezione dei clasti, così come la percentuale (10-30%) di matrice sabbiosa, varia molto anche all'interno dello stesso livello; i granuli della matrice, spesso grossolana, sono da angolari a subangolari. I clasti sono prevalentemente calcarei (30-50%) e sono riferibili sia all'Autoctono *Auctt.* (in percentuale maggiore rispetto alla Formazione di Fornaci di Barga), sia all'Unità tettonica della Falda Toscana, mentre i clasti silicei sono rari; nella porzione superiore sono presenti anche clasti paleozoici dell'Autoctono *Auctt.* Anche se i clasti non metamorfici sono sempre prevalentemente arenacei (Macigno), questi sono generalmente presenti in percentuali minori (30-40%), rispetto alla formazione sottostante. Le intercalazioni sabbiose, più frequenti di quelle sabbioso-argillose, di colore generalmente da grigio a marrone chiaro, si presentano sia massive che laminate ed hanno uno spessore da centimetrico a decimetrico ed una continuità laterale di 1-2 metri; talvolta possono raggiungere anche 1 metro di spessore ed avere una continuità laterale di 3-5 m (Rio Latrani).

Nei bacino di Castelnuovo di Garfagnana la litofacies conglomeratico-sabbiosa affiora a tratti, con spessori inferiori a 10-15 m, in sinistra del F. Serchio, tra Villa Collemandina e Castiglione di Garfagnana, al di sotto della litofacies conglomeratica. Essa è costituita da conglomerati clasto-sostenuti, poco classati, non stratificati e molto cementati. I clasti, arrotondati e con diametro variabile tra 2-3 e 10 cm, comprendono in prevalenza litotipi carbonatici (50-60%) dell'Unità tettonica della Falda Toscana; quelli riferibili all'Autoctono *Auctt.* e quelli arenacei (Macigno) sono in subordine. Anche in quest'area, come a Barga, ai conglomerati s'intercalano rare lenti di sabbie grossolane di colore giallo-ocra, spesse qualche decina di centimetri e con limitata continuità laterale (2-5 m).

La litofacies sabbioso-argillosa, spessa 15-20 m, affiora solo nel bacino di Barga, lungo il Rio Latrani e presso C. Volpaio (a sud di Barga). Essa è costituita da un'alternanza di strati sottili piano-paralleli di sabbie argillose e

sabbie, con laminazione piano-parallela o incrociata planare a basso angolo (rara). Gli strati sabbioso-argillosi grigio-azzurri sono ricchi di frammenti di lignite, che, quando sono più abbondanti, conferiscono una colorazione scura al deposito; negli strati sabbiosi grossolani o sabbioso-conglomeratici di colore grigio, marrone chiaro, giallo oppure ocra la lignite è rara; sono presenti anche granuli e/o ciottoli molto alterati di colore rosso-ruggine.

La litofacies conglomeratica, arealmente meno estesa, ma potente e ben esposta ad est di Barga dove mostra il suo aspetto caratteristico, è costituita da conglomerati clasto-sostenuti, con intercalazioni di sottili lenti di sabbie o sabbie siltose, più frequenti nella porzione inferiore. I conglomerati, da grigi a marrone, privi o quasi di matrice, hanno un *sorting* scarso ed un grado di cementazione maggiore della litofacies conglomeratico-sabbiosa della formazione sottostante. I clasti, da subarrotondati ad arrotondati e con un diametro variabile tra 3-5 e 15-20 cm, sono rappresentati da litotipi riferibili all'Autoctono *Auctt.* e all'Unità tettonica della Falda Toscana; sono stati riconosciuti anche clasti paleozoici. Tra i clasti, quelli riferibili al Macigno hanno percentuali intorno al 20-30%, mentre i marmi sono presenti in percentuali del 10-15%. Talvolta, più frequentemente nella porzione superiore della litofacies, i clasti possono presentare una patina superficiale di alterazione di colore ocra o ruggine oppure essere interamente alterati. Le rare intercalazioni sabbiose e sabbioso-siltose sono spesse poche decine di centimetri ed hanno una continuità laterale massima di qualche metro; in alcuni casi possono essere spesse fino a 1 m ed avere una continuità laterale di qualche decina di metri (est di Barga).

Nel bacino di Castelnuovo di Garfagnana la litofacies conglomeratica è ben visibile lungo la strada e nei dintorni di Castiglione di Garfagnana ed affiora anche a M. Alfonso e M. Facchino (sopra a Castelnuovo) e nell'area di M. Perpoli (a sud di Castelnuovo). Questa successione è costituita da conglomerati eterometrici, clasto-sostenuti (raramente matrice-sostenuti), poco classati, con percentuale di matrice (10-20%) molto variabile anche all'interno dello stesso livello. I clasti, da subarrotondati ad arrotondati, con un diametro che varia da qualche centimetro a 30-40 cm, sono prevalentemente (40-50%) costituiti da arenarie quarzoso-feldspatiche (Macigno) e da marmi (20-30%); gli altri litotipi, appartenenti sia all'Unità tettonica della Falda Toscana che all'Autoctono *Auctt.*, sono in subordine. Ai conglomerati si intercalano lenti sabbiose di colore giallo ocra, spesse alcune decine di decimetri con continuità laterale di qualche metro. Anche all'interno di questa litofacies possono essere presenti rari frammenti e spezzoni di lignite, decimetrici e anche metrici, in cui talvolta si riconosce ancora l'originaria struttura di tronchi d'albero. Nell'area di Castiglione di Garfagnana e Villa Collemantina, nella parte bassa della

formazione affiorano sabbie argillose grigie o grigio-azzurre e sabbie grossolane gialle, talvolta arrossate. A M. Alfonso questa litofacies ha uno spessore di 90-100 m, che si riduce verso nord-est. A Castelnuovo di Garfagnana, in sinistra della Turrite Secca, il conglomerato affiorante a M. Alfonso è erosivo sulla litofacies argilloso-sabbiosa riferibile alla Formazione di Fornaci di Barga. Le strutture sedimentarie più frequenti e caratteristiche riconosciute nella litofacies conglomeratica, sia nel bacino di Castelnuovo di Garfagnana che in quello di Barga, sono l'embriciamento (più o meno accentuato) dei ciottoli, le canalizzazioni, i depositi di barra di canale, e a luoghi la stratificazione incrociata concava o planare a basso angolo; nei livelli sabbiosi e sabbioso-argillosi è frequente la laminazione incrociata e/o piano-parallela.

Nell'area di Barga lo spessore totale dei Conglomerati di Barga può variare tra 50 e 120 m. In particolare, lo spessore della porzione inferiore della formazione, prevalentemente costituita da litofacies conglomeratico-sabbiose e sabbioso-argillose (spesse 15-20 m e affioranti a C. Volpaio e lungo il Rio Latrani), può raggiungere i 50-70 m, mentre lo spessore della porzione superiore, costituita prevalentemente dalla litofacies conglomeratica, raggiunge nell'area di Barga i 70-100 m. A Galliciano un sondaggio nella pianura, realizzato nel 2005, ha attraversato la formazione per circa 110 m, senza raggiungere il substrato (REGIONE TOSCANA - RISCHIO SISMICO, sito web). Nel bacino di Castelnuovo di Garfagnana, dove gli affioramenti sono più discontinui rispetto alla zona di Barga, lo spessore dei Conglomerati di Barga è valutabile con maggior difficoltà; nell'area di Castelnuovo di Garfagnana - M. Alfonso può raggiungere i 50-100 m. I Conglomerati di Barga vengono attribuiti al Villafranchiano superiore sia nel bacino di Barga che in quello di Castelnuovo di Garfagnana (DE STEFANI, 1887b; 1889a); essi sono correlabili con i Ciottolami e sabbie di Loppia di CALISTRI (1974) e le Ghiaie e conglomerati calcarei di NARDI *et alii* (1986a, 1987).

*Villafranchiano superiore*

## 5. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

Comprendono i depositi di ambiente continentale connessi all'azione delle acque superficiali (depositi alluvionali terrazzati o di fondovalle, depositi palustri), della gravità (depositi di frana e depositi di versante), dei ghiacciai (till indifferenziato), di più agenti morfogenetici (coltri eluvio-colluviali) o di origine antropica. Tra questi, le frane saranno trattate più approfonditamente anche in seguito, insieme alle deformazioni gravitative profonde di versante

(DGPV), soprattutto per gli aspetti applicativi e socio-economici.

### 5.1. - DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (**b<sub>n</sub>**)

I depositi alluvionali terrazzati occupano vaste aree, soprattutto lungo la valle del Serchio; tali depositi sono costituiti da conglomerati poco cementati, eterometrici e mal classati, sia clasto- che matrice-sostenuti, e subordinatamente da ghiaie e sabbie, a luoghi limoso-argillose. Caratteristica peculiare dei conglomerati (con clasti di colore da grigio a grigio chiaro a marrone chiaro-ocra a ruggine), spesso caotici, è la variazione talvolta repentina della granulometria dei clasti e della matrice, che è sempre molto grossolana. I clasti, essenzialmente costituiti da elementi di Macigno, con dimensioni comprese da pochi cm a 1-2 m, hanno più frequentemente un diametro di 10-40 cm; gli elementi di maggiori dimensioni, da ellissoidali ad appiattiti, sono generalmente arrotondati e grossolanamente embriciati. I clasti possono essere parzialmente o totalmente alterati, soprattutto nei depositi dei terrazzi più antichi; la matrice sabbiosa, in percentuali variabili tra il 10 ed il 30%, comprende anche clasti di dimensioni centimetriche. Le strutture sedimentarie più frequenti sono rappresentate dall'embriciamento dei clasti, da rare canalizzazioni e da una grossolana stratificazione (talvolta incrociata), evidenziata dalla variazione delle caratteristiche tessiturali di questi depositi e dalle intercalazioni sabbiose, che hanno uno spessore ed una continuità laterale molto limitati.

I depositi alluvionali terrazzati sono generalmente organizzati in più ordini di terrazzi, con spessore massimo nella parte distale; in alcune zone l'erosione ne ha modificato, talora profondamente, le forme più tipiche. Soprattutto nell'area di Barga, ma anche nella zona di Castelnuovo di Garfagnana, sono riconoscibili cicli più antichi, discordanti ed erosivi sui sottostanti depositi villafranchiani *Auctt.* o sul substrato pre-villafranchiano (Unità tettonica della Falda Toscana o Unità Liguri e Subliguri). Lo spessore di questi depositi solitamente varia tra 10 e 20 m; nell'area di Barga può raggiungere i 40 m.

L'età dei depositi alluvionali terrazzati non è documentata in base a reperti fossili. Nella media Val di Serchio, TONGIORGI & TREVISAN (1953) riconoscono in questi depositi alcuni ordini di terrazzamento; ipotizzandone un'origine climatica, tali Autori attribuiscono al Würm i terrazzi dell'ordine più basso, mentre riferiscono al Pleistocene medio gli altri ordini. Successivamente, in base a considerazioni neotettoniche, NARDI *et alii* (1987), PUCCINELLI (1987) e D'AMATO AVANZI & PUCCINELLI (1989) attribuiscono i terrazzi antichi al Pleistocene medio/superiore. Pertanto, i depositi alluvionali terrazzati

possono essere riferiti al ?Pleistocene medio/superiore-Olocene.

*?Pleistocene medio/superiore-Olocene*

## 5.2. - COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI (**b<sub>2</sub>**)

Sono costituite prevalentemente da sedimenti eluviali e colluviali, di solito argilloso-limoso-sabbiosi, intensamente pedogenizzati: si trovano in genere a quote relativamente alte rispetto ai fondovalle attuali, alla sommità di pianori, che possono corrispondere ad aree sommitali o a parti di pendio, spesso in debole contropendenza, ribassate da faglie dirette. Lo spessore di questo depositi è generalmente di pochi metri. Età: ?Pleistocene medio/superiore-Olocene.

*?Pleistocene medio/superiore-Olocene*

## 5.3. - DEPOSITI DI FRANA SENZA INDIZI DI EVOLUZIONE (**a<sub>1q</sub>**)

Questi depositi di frana, di composizione variabile, sono frequentemente costituiti da frammenti litoidi eterogenei ed eterometrici, dispersi in abbondante matrice limoso-sabbiosa; più raramente, si riconoscono accumuli costituiti da corpi rocciosi meno scompaginati, prodotti da scorrimenti di roccia in blocco.

Tali corpi sono riferibili a fenomeni franosi che non manifestano, se non localmente, indizi di attività attuale o molto recente; è frequente il rimodellamento di scarpate e contropendenze per erosione o per attività antropica. Vi sono compresi anche corpi di frana la cui genesi potrebbe essere riferita a condizioni morfo-strutturali e climatiche parzialmente diverse dalle attuali; i primi movimenti di tali frane potrebbero essere riferiti (D'AMATO AVANZI *et alii*, 1995) al Pleistocene medio/superiore, favoriti da fasi climatiche caratterizzate da precipitazioni particolarmente intense ed eventi sismici connessi con la neotettonica dell'area appenninica. Gli spessori sono naturalmente molto variabili, dipendendo dalla tipologia di movimento e dalle dimensioni del fenomeno; nei corpi di maggiori dimensioni possono superare il centinaio di metri. Età: ?Pleistocene medio/superiore-Olocene.

*?Pleistocene medio/superiore-Olocene*

## 5.4. - TILL INDIFFERENZIATO (**c<sub>1</sub>**)

Si tratta di depositi prevalentemente monomittici (arenaria Macigno),

costituiti da clasti da subangolari a subarrotondati con dimensioni dai massi alle ghiaie, immersi in una matrice prevalentemente sabbiosa di color grigio ocraceo (*diamicton* a supporto di matrice). Non di rado caratterizzati dalla presenza di cordoni ed archi morenici, essi sono diffusi all'interno degli ampi bacini del Rio Perticara e del T. Scoltenna sul versante emiliano e del T. Sestaione (a est dell'Alpe Tre Potenze) sul versante toscano e furono segnalati e descritti, fra gli altri, da LOSACCO (1949, 1982).

Altri depositi, già stati segnalati e discussi da numerosi Autori, fra cui DE STEFANI (1890), MASINI (1926), NARDI (1961) e FEDERICI (1978), si trovano lungo il versante nord della Pania Secca (tra 1150 e 750 m s.l.m. circa), presso il margine sud-ovest del Foglio e sono caratterizzati da una composizione più eterogenea, in cui abbondano anche elementi carbonatici; FEDERICI (1978), a proposito dei massi di Macigno presenti nella zona della Pania Secca e attribuiti dai precedenti Autori a resti morenici, ipotizza che essi costituiscano almeno in parte i resti di una primitiva coltre arenacea smantellata dagli agenti subaerei. BRASCHI *et alii* (1986) nella ricostruzione degli antichi ghiacciai delle Alpi Apuane, prevalentemente riferiti al Würm, segnalano anche la presenza di morene cementate di età prewürmiana nell'area del Foglio 249 Massa Carrara. A proposito delle tracce glaciali nell'area apuana, che si spingono fino a quote notevolmente basse, JAURAND (1996) e FEDERICI (2005) sottolineano come esse siano le più basse di quota nel bacino mediterraneo.

CASTALDINI *et alii* (1998) attribuiscono i depositi e le forme glaciali dell'area del Rio delle Pozze e del T. Motte (a nord dell'Abetone) a ghiacciai di tipo alpino del I ordine, provvisti di un'area di accumulo e di una lingua che si estende lungo le valli (fig. 6); il limite delle nevi permanenti (*ibidem*), calcolato con il metodo HOEFER (1922), risulta essere di 1483 m s.l.m. per il ghiacciaio della valle del Rio delle Pozze e di 1482 m s.l.m. per il ghiacciaio della valle del T. Motte. Lo spessore dei depositi morenici varia da pochi metri a una decina o più metri. CASTALDINI *et alii* (1998, 2004) riferiscono i depositi glaciali studiati nella zona dell'Abetone al periodo di massima espansione del Würm III della catena alpina. Età: Pleistocene superiore (Würm).

*Pleistocene superiore*

### 5.5. - DEPOSITI PALUSTRI (e<sub>3</sub>)

Sono formati prevalentemente da limi e argille con torbe. Costituiscono il deposito di colmamento di depressioni lacustri o palustri, situate in corrispondenza di zone di sovraescavazione glaciale o di contropendenze di grandi movimenti di massa. Lo spessore dei depositi palustri non supera in

genere pochi metri. Età: Pleistocene superiore-Olocene.  
*Pleistocene superiore-Olocene*

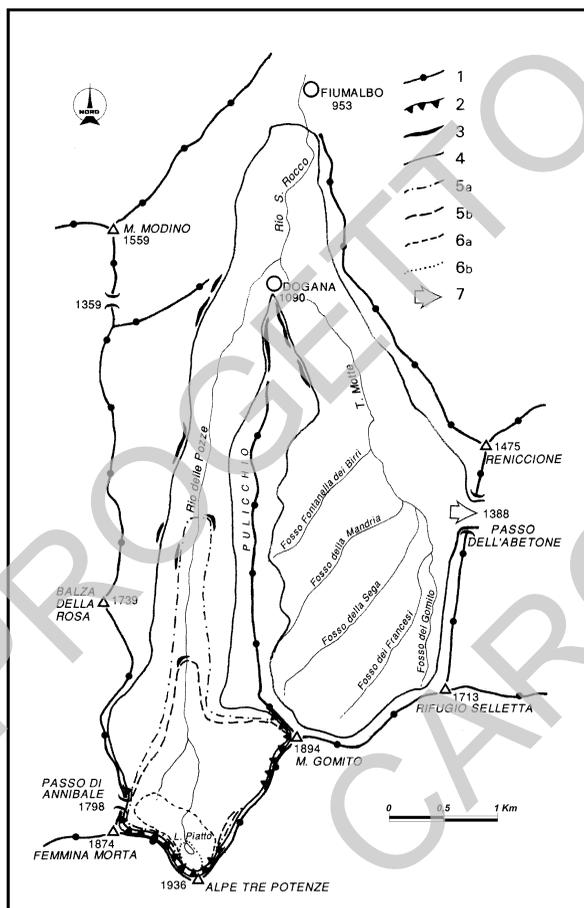


Fig. 6 - Schema dell'evoluzione glaciale delle valli del Rio delle Pozze e del T. Motte (da CASTALDINI et alii, 1998, modificato).

1: spartiacque; 2: orlo di circo glaciale; 3: cordone morenico; 4: limite dei ghiacciai durante la pleniglaciale del Würm III; 5a e 5b: limiti del ghiacciaio della valle del Rio delle Pozze durante le fasi 1 e 2 del I Stadío Appenninico; 6a e 6b: limiti del ghiacciaio della valle del Rio delle Pozze durante le fasi 1 e 2 del II Stadío Appenninico; 7: soglia di confluenza.

### 5.6. - DEPOSITI DI FRANA IN EVOLUZIONE (a<sub>1</sub>)

Si tratta di accumuli che non presentano caratteristiche granulometriche e tessiture sostanzialmente diverse rispetto ai depositi di frana senza indizi di evoluzione, precedentemente descritti. Sono riferibili a fenomeni franosi in cui sono stati rilevati indizi consistenti di movimenti in atto o molto recenti (come fessure al coronamento e/o al piede, variazioni nel regime idrogeologico e sconvolgimenti nel drenaggio superficiale, forte degrado vegetazionale, lesioni dei manufatti). Gli spessori dipendono dalla tipologia di movimento e dalle dimensioni del fenomeno e spesso superano alcune decine di metri. Età: Olocene.

*Olocene*

### 5.7. - DEPOSITI DI VERSANTE (a)

Sono costituiti da accumuli di frammenti litici eterometrici, di composizione variabile in dipendenza delle rocce affioranti, spesso monomittici; la matrice è generalmente scarsa o assente, ma localmente può essere presente in percentuale rilevante; gli accumuli derivanti dalla disgregazione dei calcari sono spesso cementati. I depositi detritici sono frequenti soprattutto alla base di scarpate e pendii acclivi; grandi accumuli derivano dal disfacimento di formazioni calcaree, calcareo-marnose e arenacee (come Calcarea massiccio, Maiolica, Macigno, Flysch di Ottone). I depositi detritici possono essere organizzati in falde o cono detritici più o meno regolari, oppure adagiarsi al fondo di vallecole e depressioni morfologiche, dove tendono ad assumere il contorno della forma ospitante. Lo spessore varia da pochi metri a oltre 10 m. Età: Olocene.

*Olocene*

### 5.8. - DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI E ATTUALI (b)

Sono formati da ghiaie, ghiaie sabbiose, sabbie e limi, di composizione generalmente polimittica, in dipendenza dei litotipi affioranti nelle aree di alimentazione; occupano i fondovalle di lunghi tratti dei corsi d'acqua principali, come il Serchio e gli affluenti maggiori. Possono così raggiungere estensioni considerevoli, come nelle zone di Castelnuovo di Garfagnana e Fornaci di Barga. Lo spessore è generalmente ridotto e di rado raggiunge o supera i 30 metri. Età: Olocene.

*Olocene*

#### 5.9. - DEPOSITI ANTROPICI (h)

Sono costituiti da accumuli di materiale più o meno eterogeneo ed eterometrico, rappresentati da discariche d'inerti, materiali di scarto di cava, terrapieni o rilevati stradali e ferroviari. Lo spessore è generalmente di pochi metri. Età: Olocene.

*Olocene*

PROGETTO  
CARG

## V - TETTONICA

In conseguenza della complessa evoluzione strutturale che ha portato le unità tettoniche riferibili ai Domini Liguri e Subliguri a scorrere verso est ed a sovrapporsi al Dominio Toscano, nell'Appennino Settentrionale si sono individuate più unità tettoniche: le Unità Liguri, le più alte strutturalmente dell'edificio appenninico, suddivise a loro volta in Unità Liguri Interne (Unità tettoniche Gottero, Bracco-Val Graveglia, Colli-Tavarone), non affioranti nel Foglio 250 e in Unità Liguri Esterne (Unità tettonica Ottone); l'Unità tettonica Canetolo (Subliguri), compresa tra l'Unità tettonica della Falda Toscana e le Liguridi Esterne; nel Dominio Toscano l'Unità tettonica della Falda Toscana e l'Autoctono *Auctt.* Alcuni Autori (vedi Cenni storici) individuano un'ulteriore unità tettonica al tetto dell'Unità tettonica della Falda Toscana (Unità tettonica Modino).

L'evoluzione tettonica dell'Appennino Settentrionale, come precedentemente illustrato, si è realizzata in più fasi, che hanno visto dapprima la chiusura dell'oceano Ligure-Piemontese, situato tra la Placca europea e quella Apula, con la subduzione e l'obduzione della crosta oceanica durante il Cretacico e quindi la collisione continentale nell'Eocene medio. Successivamente, tra l'Oligocene e il Miocene, si è verificata una fase tettonica intracontinentale che ha coinvolto anche la Placca Apula. In conclusione, quindi, in questa porzione d'Appennino un insieme di Unità Liguri è sovrascorso, impilandosi sulla copertura deformata e scollata della Placca Apula (fig. 7).

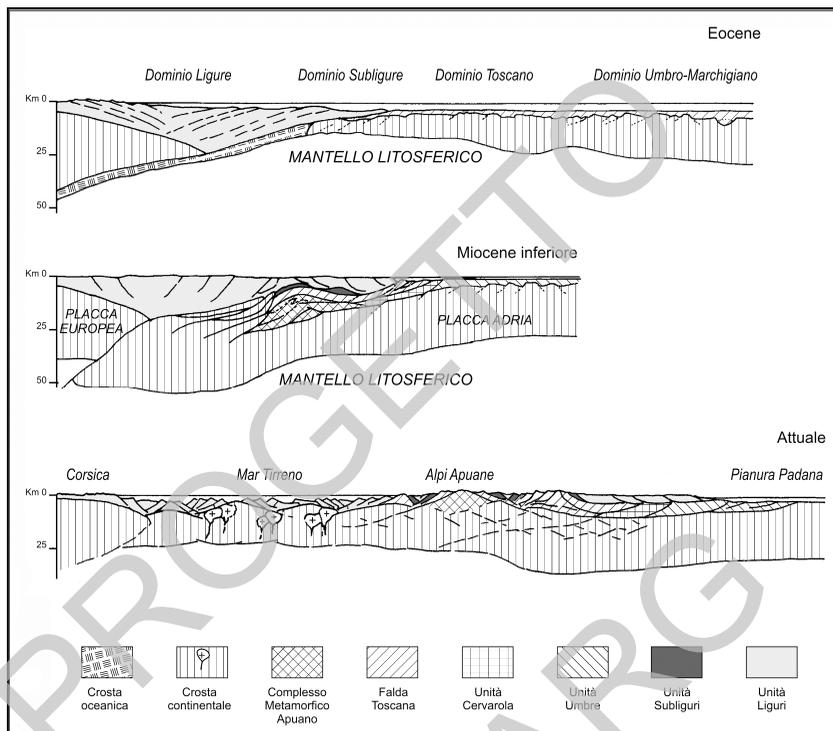


Fig. 7 - Schema dell'evoluzione tettonica dell'Appennino Settentrionale (da CARMIGNANI et alii, 1994, modificato).

Le deformazioni, che hanno interessato le unità tettoniche appartenenti alle Liguridi Interne (Fase Ligure di ELTER, 1975) e che corrispondono nelle Alpi alla Fase mesoalpina, sono responsabili della strutturazione di queste unità tettoniche e dell'esumazione di unità a più alto grado metamorfoico, con sviluppo di superfici di taglio e di pieghe rovesciate. Esse possono essere datate in base a considerazioni stratigrafiche: poiché è conosciuta l'età della formazione più recente coinvolta nella deformazione e l'età della formazione più bassa appartenente al Bacino Terziario Piemontese, trasgressiva sulle Unità Liguri, si può affermare che le deformazioni delle Liguridi Interne sono comprese tra il tardo Paleocene e l'Eocene medio.

Anche nelle Liguridi Esterne sono riconoscibili strutture legate alla Fase Ligure, protrattesi fino all'Eocene medio; queste unità sono state successivamente coinvolte in un'importante fase deformativa oligo-miocenica (Fase Toscana), che le hanno portate a sovrascorrere sul Dominio Toscano e su quello Umbro-Marchigiano.

L'Unità tettonica Canetolo (Subligure), di età paleocenica superiore-miocenica inferiore, comprendente corpi sedimentari depositi in tempi e luoghi diversi per la migrazione del fronte compressivo, è interessata nella porzione inferiore argillitico-calcareo da fasi dell'Eocene medio, nella porzione superiore silicoclastica da fasi mioceniche.

L'Unità tettonica della Falda Toscana è interessata essenzialmente da due fasi deformative (Fase Toscana): la prima, definita fase tangenziale o fase *sinnappe* (Oligocene superiore-Miocene inferiore), è considerata il più importante evento tettonico-metamorfico, perchè responsabile della strutturazione principale. Durante questa fase, secondo il punto di vista della maggioranza degli studiosi, si ha l'individuazione e la strutturazione dell'Unità tettonica della Falda Toscana; ad essa inoltre è legato il metamorfismo di più alto grado dell'Autoctono *Auctt.*

La datazione di questa fase è stata definita sulla base dei rapporti K/Ar e  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  condotti sulle miche sincinematiche (paragenesi comprendente mica bianca: muscovite, paragonite e pirofillite, KLIGFIELD *et alii*, 1986); i risultati hanno fornito, per l'area apuana, un'età di 27 Ma che è in accordo con l'età dell'ultimo sedimento deposto ed interessato dal metamorfismo; la risoluzione massima possibile indica infatti per lo Pseudomacigno un'età deposizionale di 27-34 Ma (DALLAN NARDI, 1977).

Nell'area apuana il quadro geodinamico relativo alla prima fase tangenziale è stato ormai delineato con sufficiente chiarezza. Questo evento, di importanza regionale, risulta legato ad una tettonica compressiva, connessa alla collisione continentale e all'impostazione di una fascia di taglio ensialica (GIGLIA & RADICATI DI BROZOLO, 1970; CARMIGNANI & GIGLIA, 1977; KLIGFIELD *et alii*, 1977; CARMIGNANI *et alii*, 1978; CARMIGNANI & GIGLIA, 1979; CARMIGNANI *et alii*, 1980; KLIGFIELD *et alii*, 1981; BOCCALETTI & GOSSO, 1980; KLIGFIELD *et alii*, 1986; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990).

A questa prima fase segue, a partire dal Miocene medio, una tettonica tardiva (fase *post-nappe*) che deforma l'edificio strutturale di prima fase ed è legata al sollevamento dell'Autoctono *Auctt.*

La presenza di minerali sincinematici e i rapporti di blastesi all'interno della sequenza metamorfica hanno permesso di evidenziare, in questo stadio evolutivo, una seconda fase, datata 12-14 Ma (GIGLIA & RADICATI DI BROZOLO, 1970; KLIGFIELD *et alii*, 1986) in base alle analisi K-Ar e

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , condotte sulle miche sintettoniche. I tempi del sollevamento sono stati ulteriormente ristretti da recenti dati ottenuti dalle tracce di fissione dell'apatite, che hanno fornito 4-8 Ma per l'Unità tettonica della Falda Toscana e 2-5 Ma per il nucleo metamorfico (BIGAZZI *et alii*, 1988; ABBATE *et alii*, 1990).

Questi dati pongono un limite superiore per le fasi tettoniche tardive di questo settore dell'Appennino Settentrionale, limite che, sulla base dei dati biostratigrafici, è costituito invece dai primi sedimenti non coinvolti nella deformazione; nell'area in esame questi sono rappresentati dai depositi fluvio-lacustri villafranchiani dei bacini di Barga e di Castelnuovo di Garfagnana.

Per quanto riguarda le fasi tardive, l'interpretazione geodinamica non è altrettanto chiara come per la prima fase.

La soluzione proposta per la zona apuana da CARMIGNANI & GIGLIA (1979) faceva riferimento, nell'ambito di un campo di *stress* regionale compressivo, al ristabilimento dell'equilibrio isostatico e termico, turbato dall'impostazione della fascia di taglio ensialica. Il conseguente sollevamento avrebbe dato luogo alle pieghe in cascata a simmetria centrifuga, presenti sui due fianchi, occidentale e orientale, dell'antiforme tardiva.

Le fasi tardive, secondo una diversa interpretazione, possono essere considerate come una logica conseguenza della "esasperazione" del movimento compressivo legato alla tettonica tangenziale iniziata nell'Oligocene superiore. La deformazione polifasica in questo caso si esplicherebbe in piegamenti a doppia vergenza, come quelli osservabili, per esempio, in catene tipo Giura o nel Dominio Umbro-Marchigiano.

Recentemente CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990) hanno presentato un modello evolutivo secondo il quale la regione delle Alpi Apuane può essere assimilata ad un classico *Core Complex* di tipo nord americano. Sulla base del modello di PLATT (1986), gli Autori considerano un'evoluzione tettonica dell'Appennino Settentrionale e del mar Tirreno connessa alla transizione da compressione ad estensione in seguito al cambiamento del regime dinamico, all'interno di un prisma d'accrezione. Questa interpretazione vede le pieghe in cascata a doppio senso di rovesciamento, legate alle fasi tardive, come associate a fasce di taglio duttile immergenti verso nord-est e verso sud-ovest, rispettivamente sui due fianchi, orientale e occidentale, dell'Autoctono *Auctt*. Secondo questo modello, le fasi *post-nappe* sono legate quindi ad una tettonica distensiva ritenuta responsabile del sollevamento e denudamento del Nucleo Metamorfico Apuano. La stessa cinematica viene applicata anche alle strutture plicative ovest-vergenti dell'Unità tettonica della Falda Toscana (CARMIGNANI *et alii*, 1991), interpretate come pieghe sviluppatasi all'interno di una grande fascia di taglio estensiva, compresa tra la base del Macigno e l'Autoctono

*Auctt.*

Questa interpretazione ha portato ad una nuova concezione dell'evoluzione dell'Appennino Settentrionale ed ha aperto nuove problematiche relative al passaggio dalla tettonica compressiva a quella distensiva.

Sicuramente si ha un'inversione del regime tettonico sul lato occidentale interno della catena appenninica a partire dal Messiniano (ELTER *et alii*, 1975), legata all'apertura del Mar Tirreno. La tettonica post-tortoniana porta allo sviluppo dei bacini neogenici della Toscana meridionale e successivamente, con la migrazione del *rifting* verso est e nord-est, allo sviluppo delle depressioni tettoniche della Toscana settentrionale, tra cui il *Graben* del Serchio, colmate da sedimenti pliocenici e quaternari (ELTER *et alii*, 1975; FEDERICI & RAU, 1980).

## 1. - STUDIO STRUTTURALE

Lo studio macro e mesostrutturale ha riguardato l'Unità tettonica della Falda Toscana, affiorante in tutta l'area del Foglio, e l'Autoctono *Auctt.*, rappresentato solo nella parte sud-occidentale. Come precedentemente accennato, non sono stati compiuti studi strutturali sulle Unità Liguri e Subliguri, caratterizzate da scarsa continuità laterale e verticale e cattive condizioni d'affioramento; per approfondimenti sulle caratteristiche strutturali di tali unità nella Toscana Settentrionale, si può fare riferimento ai Fogli 233 Pontremoli e 234 Fivizzano, dove esse sono ampiamente rappresentate (PUCCINELLI *et alii*, 2009a, 2009b).

I risultati ottenuti con lo studio strutturale sono illustrati di seguito.

### 1.1. - UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

(con il contributo di R. Giorgi)

Gli studi hanno riguardato sia la porzione inferiore e media dell'unità tettonica (fino al Macigno), ben esposta in Val di Lima, Val Fegana e lungo le valli a est del Nucleo Metamorfico Apuano, sia le formazioni che sovrastano il Macigno e che costituiscono la porzione sommitale dell'unità tettonica, molto sviluppata nell'area emiliana, le cui caratteristiche strutturali saranno illustrate successivamente.

## Porzione inferiore e media dell'unità tettonica

Nelle prime zone citate (nucleo mesozoico della Val di Lima-Val Fegana, valli dei torrenti Turrite Secca, Turrite di Gallicano e Turrite Cava) l'Unità tettonica della Falda Toscana presenta una deformazione polifasica comprendente due fasi deformative di tipo duttile ( $D_1$  e  $D_2$ ) pressochè coassiali, a direzione appenninica, ed indizi di tettonica trasversale, antiappenninica, che solo localmente genera blandi piegamenti delle strutture. Questi eventi sono accompagnati e/o seguiti da deformazioni in stile rigido.

### *Prima fase deformativa ( $D_1$ )*

Questa fase dà luogo a pieghe isoclinali e subisoclinali, generalmente con piano assiale suborizzontale, che danno differenti geometrie a seconda del tipo litologico coinvolto: litotipi a comportamento plastico danno luogo a piegamenti isoclinali a geometria simile con cerniera ispessita e fianchi assottigliati (II classe di RAMSEY, 1967) di dimensioni modeste; litotipi a comportamento rigido danno luogo a pieghe, che, pur mantenendo una geometria simile, risultano aperte con angoli fra  $30^\circ$  e  $40^\circ$ . Le pieghe osservate sono, ad esclusione della grande piega coricata della Val di Lima, intrafoliari o intraformazionali e danno luogo a rovesciamenti di serie. In tutti i casi osservati, applicando i criteri di polarità alle pieghe, si ha sempre un senso di trasporto tettonico dell'Unità tettonica della Falda Toscana verso ENE.

Quest'evento compressivo, originatosi entro i limiti termobarici dell'anchizona (CERRINA FERONI *et alii*, 1983), si esprime in affioramento attraverso un clivaggio penetrativo ( $S_1$ ), ben sviluppato nei litotipi argillitici e marnosi.

Nei litotipi argillitico-marnosi la  $S_1$  assume il significato di una scistosità di flusso o ardesiaca (*slaty cleavage*), molto penetrativa, con fissilità marcata e conferente alle rocce un aspetto fogliettato e la tendenza a sfaldarsi in livelli planari sottilissimi di aspetto sericeo (0,01-0,1 mm). Nei litotipi più competenti si ha invece un clivaggio di frattura, spaziato, non penetrativo, associato a dissoluzione negli orizzonti carbonatici. In generale, le formazioni competenti registrano raramente la superficie di scistosità  $S_1$ . Nelle situazioni di passaggio fra livelli litologici a diversa competenza, è osservabile il fenomeno della rifrazione della scistosità; quest'ultima risulta in generale poco inclinata sulla  $S_0$  ( $10^\circ$ - $15^\circ$ ) nei livelli incompetenti e più inclinata nei livelli competenti ( $20^\circ$ - $60^\circ$ ). Talvolta, in livelli più competenti, soprattutto nei calcari triassici e nella Maiolica, i piani  $S_1$  si manifestano come clivaggio stilolitico molto spaziato (5-10 cm).

La superficie  $S_1$  immerge generalmente verso i quadranti orientali ed è più inclinata della stratificazione ( $S_0$ ). Spesso la prima fase non è accompagnata da blastesi metamorfica; si presentano tuttavia dei casi in cui si sviluppano minerali sincristosi (quarzo, miche bianche, calcite).

Il clivaggio di prima fase assume a volte l'aspetto di una superficie di dissoluzione, con fossili ruotati e disciolti parallelamente alla superficie di scistosità. Effetti dissolutivi lungo  $S_1$  sono testimoniati inoltre dalla presenza di rigetti apparenti interessanti vene di calcite disciolte sulla superficie di appiattimento, che simulano componenti di taglio sul clivaggio di prima fase, non essendovi associati piegamenti o trascinamenti lungo  $S_1$ .

Fra gli elementi strutturali prodotti nella prima fase tangenziale figurano anche alcuni esempi di faglie inverse alla scala dell'affioramento, con inclinazioni intorno a 20-50° che si propagano attraverso singoli strati o pacchi di strati di una o più formazioni.

### *Seconda fase deformativa ( $D_2$ )*

Mentre l'elemento mesostrutturale più frequente nell'ambito della prima fase deformativa è rappresentato da una scistosità  $S_1$ , nella seconda fase si ha sviluppo di pieghe di ogni dimensione, visibili alla scala cartografica e coinvolgenti tutte le formazioni.

Le pieghe nelle formazioni più competenti sono aperte e molto aperte, con angoli di apertura  $> 90^\circ$ ; sono frequenti anche casi di pieghe più chiuse; nei litotipi meno competenti (argillitico-marnosi) si riscontrano anche angoli di apertura molto  $< 90^\circ$ .

Le pieghe a più grande angolo di apertura si presentano generalmente asimmetriche con geometria approssimativamente parallela (classe 1B, 1C di RAMSEY, 1967). Le forme del profilo delle pieghe sono le più svariate (*kink*, asimmetriche e non, a *chevron*, a scatola, a ginocchio, flessure).

Allo sviluppo delle pieghe descritte è associata anche la comparsa di una superficie di clivaggio di seconda fase ( $S_2$ ), che nei tipi litologici meno competenti è meglio conservata. Essa assume la forma di clivaggio di crenulazione, accompagnato da processi di dissoluzione, con spaziatura di 3-5 mm, o di frattura con spaziatura fino a 5-6 cm. All'analisi microstrutturale il clivaggio  $S_2$  si presenta generalmente come un'anisotropia planare discreta, lungo la quale prevalgono i processi di deformazione meccanica; su tale superficie non si sviluppa alcuna blastesi sincinemica.

Sono stati osservati alla scala dell'affioramento anche strati boudinati, senza peraltro essere riusciti ad attribuirli alla prima o alla seconda fase deformativa.

Durante il rilevamento è stata evidenziata anche una tettonica trasversale,

coinvolgente gli elementi lineari e planari sia di prima che di seconda fase; essa si esplica sia con *thrust* sia con faglie, la cui componente principale di movimento è trascorrente.

Gli effetti di questa tettonica (antiappenninica) sono stati rilevati nelle aree della Turrite Secca, di Vergemoli, di Calomini e della Val di Lima. In quest'ultima zona è presente una superficie di *thrust* che porta il Calcare massiccio ed il sovrastante Calcare selcifero di Limano al di sopra dei Calcari e marne a Posidonia, attraverso un livello di breccie costituite da clasti di Calcare cavernoso; tale struttura mostra un'evidente direzione antiappenninica.

Quando vengono interessate sia la  $S_1$  che la  $S_2$ , l'evento trasversale può essere considerato come posteriore alla fase tardiva; in Val di Lima la leggera torsione assiale delle megastrutture di seconda fase può essere un esempio di modificazione indotta dai movimenti trasversali sulle strutture appenniniche.

La presenza di *décrochements* nel substrato può fornire una spiegazione alla presenza degli elementi strutturali antiappenninici rilevati. Il significato geodinamico della tettonica trasversale nell'Appennino non è ancora definito con chiarezza; vengono qui esposti brevemente i punti di vista degli Autori. I primi a segnalare la presenza di alcune direttrici tettoniche trasversali nell'Appennino Settentrionale furono SACCO (1935) e SIGNORINI (1935). Lineamenti antiappenninici vennero descritti anche da MERLA (1952, 1959, 1964), il quale li definì come più recenti del corrugamento miocenico, ma probabilmente già attivi durante il sollevamento delle "rughe". Fecero seguito le segnalazioni di ELTER & SCHWAB (1959) e BONI (1962). ZANZUCCHI (1963) tentò di interpretare la tettonica trasversale dell'Appennino Emiliano come dovuta a spinte tangenziali provenienti da nord-ovest, anteriori alla sedimentazione del "Tongriano" e continuate nel Miocene.

Analisi più approfondite, a carattere regionale, furono condotte da GHELARDONI (1965) e BORTOLOTTI (1966). Il primo indicò una possibile evoluzione della tettonica trasversale come riconducibile a movimenti differenziali durante l'avanscorrimento appenninico, ai quali avrebbe partecipato anche il substrato (*décrochements*); egli mise in relazione la presenza di pieghe rovesciate a nord-est con l'inclinazione presentata dai blocchi del substrato in quelle direzioni; cronologicamente gli effetti trasversali ebbero inizio nel Miocene superiore e si protrassero fino al Pliocene medio. Il secondo Autore, interessandosi in particolare alla linea tettonica Livorno-Sillaro, ipotizzò *décrochements* fino a livello del substrato.

Infine FAZZINI & GELMINI (1982), sulla base di evidenze stratigrafico-sedimentologiche (variazioni nella Successione Toscana e in quella Umbra), posero l'inizio dell'attività trasversale già nel Mesozoico inferiore.

### *Il nucleo mesozoico della Val di Lima*

La grande piega coricata della Val di Lima riveste grande importanza nella comprensione e ricostruzione delle fasi evolutive dell'Appennino Settentrionale, perché insieme alla struttura di M.Orsaro - M. Cetona è stata considerata come il fronte dell'Unità tettonica della Falda Toscana (fig. 8).

Sulla base dei lavori di BELLINCIONI *et alii* (1956) e di BELLINCIONI (1959), la struttura rovesciata della Val di Lima è sempre stata considerata, nella visione faldista, come elemento a favore di una provenienza tirrenica della falda di ricoprimento apuano, di cui avrebbe costituito il fronte delle unità mesozoiche (GIANNINI *et alii*, 1962; ELTER, 1960; BALDACCI *et alii*, 1967).

La complessità strutturale del nucleo mesozoico della Val di Lima è il risultato di una tettonica plicativa polifasata, non coassiale, spesso con sviluppo di clivaggi molto penetrativi, che ha portato alla formazione di strutture di interferenza complesse, sia a scala cartografica che alla mesoscala, complicate ulteriormente dalla presenza di una tettonica fragile distensiva che ha dislocato tutte le precedenti strutture.

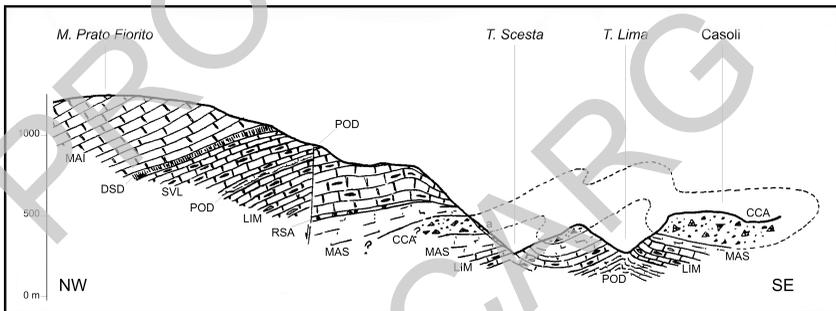


Fig. 8 - Il fronte dell'anticlinale coricata della Val di Lima.

CCA: Calcare cavernoso; MAS: Calcare massiccio; RSA: Rosso ammonitico; LIM: Calcare selcifero di Limano; POD: Calcari e marne a Posidonia; SVL: Calcare selcifero della Val di Lima; DSD: Diaspri; MAI; Maiolica; a: depositi di versante.

Secondo BALDACCI *et alii* (1982), alla prima fase deformativa di tipo duttile sono riconducibili il fianco inverso affiorante lungo le valli della Lima e del T. Scesta, i contatti tettonici Scaglia toscana-Maiolica e le scaglie tettoniche di Macigno, comprese tra i calcari del Mesozoico e la Scaglia toscana. Gli Autori

non sono in grado però di indicare la vergenza del piegamento più antico osservato, responsabile del rovesciamento. La seconda fase ripiega il fianco normale e quello inverso nell'antiforme rovesciata del M. Memoriante; a questa fase appartengono anche le megastrutture est-vergenti esterne alla struttura del M. Memoriante (l'antiforme di Montale-Lucchio-Croce a Veglia e la sinforme di Zato).

Recentemente FAZZUOLI *et alii* (1992a, 1992b) descrivono la struttura come piega coricata est vergente a sua volta ripiegata, sempre con vergenza orientale, basandosi sui sensi di asimmetria delle pieghe minori e delle interferenze con la fase successiva; va rilevato però che questi ultimi casi sono difficilmente osservabili in affioramento.

Gli studi effettuati sul fianco inverso del Calcare selcifero di Limano lungo il T. Lima, anche se non ancora sufficienti ad avvalorare definitivamente tale ipotesi, mostrano tuttavia pieghe con simmetria a "Z" (prima fase), riprese da pieghe con simmetria a "S" (probabile seconda fase). Sono state osservate superfici di clivaggio  $S_1$  e  $S_2$  molto penetrative, con le stesse direzioni e la stessa morfologia, spesso non ben distinguibili.

L'analisi mesostrutturale in rocce argillitico-marnoso-calcaree (Calcari e marne a Posidonia), in corrispondenza del fianco rovesciato, ha messo in evidenza la presenza di una  $S_2$  molto più penetrativa rispetto a quella osservata nella zona apuana. Si distingue inoltre, in maniera chiara, un clivaggio di frattura pervasivo e persistente, posteriore alla  $S_1$  e alla  $S_2$ , con direzioni antiappenniniche da  $N20^\circ$  a  $N80^\circ$ , subverticale e con associata una componente di movimento trascorrente.

In tutte le aree esaminate il contatto tra il Macigno e la Scaglia toscana risulta tettonizzato. Le evidenze più palesi e spettacolari si osservano nell'area della Val Fegana, dove pieghe alla scala del versante con piano assiale abbastanza inclinato sono in netta discordanza con il Macigno, suborizzontale, sovrascorso.

Sul lato orientale del nucleo mesozoico i contatti Macigno-Maiolica e le scaglie tettoniche di Macigno e di Scaglia toscana sono precedenti alla seconda fase, perché da essa ripiegati.

### **Il tetto dell'unità tettonica nell'area emiliana**

La porzione superiore dell'Unità tettonica della Falda Toscana, al di sopra del Macigno, comprende l'Olistostroma di Monte Modino, le Argille di Fiumalbo, le Marne di Marmoreto e le Arenarie di Monte Modino ed è ben esposta nell'area emiliana, soprattutto nelle aree di M. Nuda, M. Modino e

Fiumalbo. Affioramenti minori si trovano anche a sud-est di Castelnuovo di Garfagnana, in Val di Serchio. Come precedentemente illustrato, i rapporti tra il tetto del Macigno e le formazioni sovrastanti sono stati considerati stratigrafici, anche se localmente complicati da accidenti tettonici, come si può osservare a sud di M. Modino e poco oltre il crinale appenninico tra Cime di Romecchio e Alpe S. Pellegrino, dove il contatto è sempre rovesciato e talvolta presenta indizi di sovrascorrimento

Nella zona compresa tra il M. Nuda, Colle Monterocchi e il corso del T. delle Tagliole le Arenarie di Monte Modino e le formazioni sottostanti hanno invece rapporti tettonici per effetto delle fasi tettoniche mioceniche, che hanno determinato una struttura a scaglie. In quest'area si rilevano più superfici di sovrascorrimento a vergenza sud-sudorientale e immergenti verso nord-nordovest, forse per un basculamento tardivo, per effetto del quale si sono invertite le originarie pendenze. I sovrascorrimenti determinano un accavallamento sul Macigno delle formazioni ad esso sovrastanti ed una strutturazione a scaglie embricate, composte da Olistostroma di Monte Modino, Argille di Fiumalbo, Marne di Marmoreto e Arenarie di Monte Modino. Lungo il versante sinistro della valle del T. delle Tagliole le strie di movimento misurate sui contatti tettonici che separano le varie scaglie hanno fornito direzioni di movimento che si aggirano intorno a N35°.

#### *Fase deformativa distensiva*

La tettonica estensiva a nord dell'Arno, che inizia a manifestarsi nel Pliocene inferiore, si sviluppa con faglie dirette ad alto angolo, visibili sia alla scala della carta che alla scala dell'affioramento. Spesso le superfici di faglia mesoscopiche si impostano su superfici di discontinuità planari precedenti, rappresentate in genere dal clivaggio di frattura  $S_2$ , ma anche dalla  $S_1$ . Talvolta, associata alle faglie è presente una breccia tettonica di spessore metrico.

Secondo il modello di CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990), gran parte della distensione che ha caratterizzato le fasi deformative tardive *post-nappe* sarebbe iniziata già in un momento precedente al Miocene-Pliocene inferiore, contemporaneamente al sollevamento dell'Autoctono *Auctt.*, dando luogo nell'Unità tettonica della Falda Toscana a faglie dirette a basso angolo, con profilo listrico, le quali si radicano nell'orizzonte del Calcere cavernoso.

Questo tipo di struttura rappresenta, nel quadrante sud-occidentale di questo Foglio, il contatto tra le formazioni dell'Unità tettonica della Falda Toscana non metamorfica con l'Autoctono *Auctt.*

## 1.2. - AUTOCTONO *AUCTT.*

(a cura di L. Carmignani e M. Meccheri)

L'assetto strutturale delle rocce metamorfiche comprese nella carta geologica è identico a quello mostrato dall'intero Autoctono *Auctt.* Esso è il frutto di una deformazione polifasata attuata attraverso due principali fasi tettoniche, accompagnate da condizioni metamorfiche in facies scisti verdi ed inquadabili nell'orogenesi appenninica del Terziario.

La prima fase tettonica  $D_1$  inizia intorno all'Oligocene superiore-Miocene basale(?) ed è connessa con un regime compressivo che, a grande scala, determina lo svilupparsi di una fascia di taglio ensialica (CARMIGNANI *et alii*, 1978) in corrispondenza del settore di Dominio Toscano relativo alle future Alpi Apuane. Questo settore è costretto a sottoscorrere lungo la fascia di taglio al di sotto dell'Unità tettonica della Falda Toscana e delle sovrastanti Unità Subliguri e Liguri, fino al realizzarsi della ben conosciuta struttura tipo *fold-and-thrust belt* dell'Appennino settentrionale, della quale la finestra apuana è la migliore esposizione.

Nelle rocce metamorfiche questa deformazione è testimoniata da una pervasiva e ubiquitaria foliazione  $S_1$ , ben sviluppata nella maggior parte dei litotipi. Fanno eccezione gli strati dolomitici (Grezzoni e locali intercalazioni nel Marni delle Apuane), i livelli quarziticci più omogenei (Metaradiolariti, ecc.) e i banchi più potenti e amalgamati dello Pseudomacigno, i cui caratteri composizionali e/o meccanici si oppongono in varia misura allo sviluppo della  $S_1$ . In numerosi casi l'originaria stratificazione  $S_0$  viene completamente trasposta lungo i piani di questa foliazione; quest'ultima è la scistosità di piano assiale di pieghe  $F_1$  coricate, di dimensioni variabili da millimetriche a chilometriche, aventi stile isoclinale-subisoclinale e vergenza nord-orientale.

La foliazione  $S_1$  è inoltre marcata da blastesi metamorfica quasi ovunque organizzata secondo un'evidente lineazione  $L_1$  di allungamento mineralogico, parallela alla direzione del trasporto tettonico della deformazione  $D_1$  (asse X dell'ellissoide dello *strain* finito). Ove le rocce originarie contengono corpi pretettonici tipo clasti, fossili, ooidi, *reduction spot*, ecc., questi risultano elongati come le lineazioni mineralogiche fornendo le stesse indicazioni strutturali.

Gli assi  $A_1$  delle pieghe minori e le lineazioni d'intersezione  $L_{S_0/S_1}$  sono spesso paralleli alle lineazioni di allungamento, circostanza che viene classicamente posta in relazione ad una geometria non cilindrica delle pieghe  $F_1$ , che hanno una forma a guaina. Pieghe del genere, note in letteratura come *sheath fold* (COBBOLD & QUINQUIS, 1980), sono assai comuni in complessi metamorfici sottoposti a deformazione per taglio semplice progressivo e

denotano gradi elevati di deformazione.

Nell'insieme, la fase tettonica compressiva determina una deformazione assai accentuata che in non pochi casi porta a locali accavallamenti tra volumi anche cospicui di metamorfiti. Di solito queste strutture sono sottolineate da giustapposizione di lembi di formazioni di età anche molto diverse, dovuta a laminazioni di porzioni più o meno importanti delle strutture a pieghe. Si tratta quindi di contatti tettonici interni alle metamorfiti: poiché si realizzano durante il procedere della deformazione compressiva, essi sono subparalleli alla  $S_1$  e caratterizzati da *fabric* milonitici più o meno potenti e lateralmente continui.

Dopo la tettonica compressiva, a partire circa dal Miocene inferiore la "zona apuana" ispessita subisce un naturale sollevamento che, accompagnato da progressiva asportazione di volumi litoidi per tettonica distensiva ed erosione, porta a delineare la forma grosso modo ellittica del "duomo" apuano. Sin dai suoi primi stadi questa esumazione provoca lo sviluppo di deformazioni estensionali centrifughe sui due lati della megastruttura metamorfica in sollevamento, deformazioni che interessano tutta la pila delle unità tettoniche principali e degli elementi tettonici all'interno di ognuna di esse, secondo geometrie e stili dipendenti dai livelli strutturali dai quali sono generate (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990).

In particolare, nelle rocce dell'Autoctono *Auctt.* quest'evoluzione deformativa (indicata come  $D_2$ ) determina lo svilupparsi di strutture prima duttili, poi duttili-fragili e infine francamente fragili, man mano che le rocce metamorfiche transitano a livelli strutturali sempre più elevati. In pratica, le strutture duttili sono essenzialmente rappresentate da pieghe  $F_2$  e dalla loro foliazione di piano assiale  $S_2$ , ma ad esse si aggiungono anche *detachment* con caratteristiche da duttili a duttili-fragili e cinematica da faglia normale (*low-angle normal faults*).

Infine, la coda lunga di questa tettonica determina la nascita di faglie dirette (*high-angle normal faults*) che, all'incirca a partire dal Miocene superiore, vanno a costituire i sistemi disgiuntivi che portano ai bassi tettonici di Garfagnana, Lunigiana e Val di Magra-Versilia circostanti la megastruttura positiva apuana.

Nella porzione di Autoctono *Auctt.* compresa in questo Foglio, la foliazione  $S_2$  è senza dubbio la struttura  $D_2$  di gran lunga più diffusa. Si tratta di una scistosità variamente pervasiva, da molto fitta e tipo *slaty cleavage* nei litotipi più filladici a molto più spaziata e discontinua (o addirittura assente) in quelli relativamente più competenti. Essa è accompagnata da una riorganizzazione metamorfica in genere non accentuata e comunque caratterizzata da decremento dei valori termo-barici.

Le pieghe  $F_2$  a cui questa foliazione è associata hanno taglia da millimetrica

a chilometrica, come nel caso delle pieghe  $F_1$ , ma il loro stile più comune è quello mediamente aperto e con un'asimmetria più o meno marcata. In questa zona, che si colloca nella parte più meridionale del fianco orientale del "duomo" apuano, le pieghe  $F_2$  sono sistematicamente asimmetriche verso ENE (al contrario di quanto accade lungo il versante occidentale del "duomo" metamorfico, ove le stesse pieghe hanno vergenza opposta).

Rispetto ai settori centro-settentrionali dell'Autoctono *Auctt.* (Foglio 249 Massa Carrara), nelle rocce qui esaminate le pieghe  $F_2$  non sono molto evidenti, probabilmente a causa di una loro più accentuata evoluzione in taglio. Se ne trovano esempi alla mesoscala e soprattutto all'interno delle formazioni a costituzione relativamente meno competente. Sono invece ben rappresentate le strutture tipo *detachment*, che spesso risultano dalla riattivazione (con cinematica estensionale) di precedenti contatti tettonici sin-metamorfici generati dalla tettonica compressiva  $D_1$ .

Riguardo all'impronta metamorfica che accompagna questa evoluzione tettonica, essa si sviluppa nella facies scisti verdi e raggiunge l'apice termico in leggero ritardo rispetto al termine dell'azione deformativa della tettonica costrizionale  $D_1$  e durante i primissimi passi della deformazione  $D_2$ . Lo dimostrano gli accrescimenti di più alta temperatura dei minerali metamorfici, accrescimenti che da un lato sono mimetici sulla foliazione  $S_1$ , dall'altro appaiono chiaramente deformati dagli stadi più avanzati di sviluppo della foliazione  $S_2$ .

Circa le condizioni fisiche di questo metamorfismo, recenti analisi inedite confermano che il picco di temperatura raggiunto dalle metamorfiti che compaiono nel Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana è alquanto più basso rispetto a quello dei settori più occidentali dell'Autoctono *Auctt.* (rispettivamente 320-360°C e 380-440°C), differenza che era già stata evidenziata dai dati del geotermometro calcite-dolomite (DI PISA *et alii*, 1985). Per la pressione, in letteratura sono riportate condizioni di 3-4 kb (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990, *cum bibl.*), ma recentemente sono sempre più accreditati valori barici variabili da 6 a 10 kb (JOLIVET *et alii*, 1998, *cum bibl.*; FRANCESCHELLI & MEMMI, 1999, *cum bibl.*).

Dopo questa introduzione generale dei caratteri salienti dell'assetto polideformato e sin-metamorfico delle Alpi Apuane, si passano rapidamente in rassegna le principali strutture riferibili alle due fasi tettoniche suddette.

### *Prima fase deformativa ( $D_1$ )*

Gli esempi di pieghe  $F_1$  da metriche a millimetriche sono assai numerosi e

si incontrano soprattutto nelle formazioni composte da litotipi abbastanza diversi e organizzati in livelli piuttosto ordinati, come Metacalcari con selce, Metaradiolariti, Pseudomacigno e alcune parti dei Marmi delle Apuane, Metacalcari ad Entrochi, Scisti sericitici e Cipollino.

Queste pieghe corredano strutture di taglia da decametrica a ettometrica che a loro volta accompagnano le due strutture plicative principali: l'Anticlinale delle Panie e la Sinclinale di Pania Secca-M. Rovaio, due strutture che hanno dimensioni confrontabili con alcune delle più note megapieghe  $F_1$  dell'Autoctono *Auctt.*

L'anticlinale delle Panie - Questa piega compare solo parzialmente in carta geologica, ma mostra la propria zona di cerniera circa 700 m a meridione della cima della Pania Secca, lungo la sua parete sud, ove è marcata dagli strati giallastri del tetto dei Grezzoni a cui seguono pochi metri di Marmi dolomitici che sfumano ai Marmi delle Apuane.

Il nucleo della struttura è formato dai Grezzoni dell'ampio versante meridionale delle Panie ed è probabilmente per questo che la piega ha un profilo all'incirca a ginocchio ribaltato, inusuale per le pieghe  $F_1$  che di solito hanno un profilo simile e sono quasi sempre isoclinali. Non si può tuttavia escludere che almeno parte del fianco rovesciato possa essere stato laminato lungo una superficie di taglio nascosta nello spessore cataclastico, così abbondante nella parte medio-inferiore del versante; stessa sorte potrebbe aver seguito la sinclinale di Pania Secca-M. Rovaio, geometricamente sottostante all'anticlinale delle Panie, le cui tracce si perdono a partire dalla parete nord-est di Pania Secca verso sud-ovest.

Tornando alla struttura in oggetto, il fianco diritto è ben rappresentato dagli ampi affioramenti di Pania Secca, Uomo Morto e M. Forato; il suo asse inclina di pochi gradi verso NNW e la sua zona di cerniera compare di nuovo nel versante ovest della Pania della Croce, circa 1,5 km fuori del limite occidentale della carta (Foglio 249 Massa Carrara).

La sinclinale di Pania Secca-M. Rovaio - Questa megapiegga ha dimensioni analoghe alla precedente, che la sovrasta geometricamente e con la quale è raccordata da alcune probabili pieghe  $F_1$  minori: tracce di queste strutture sarebbero alcuni minuscoli affioramenti (non tutti cartografabili) di Metacalcari con selce in successione normale sui Marmi delle Apuane delle pendici nord-ovest di Pania Secca.

All'altezza della Pania Secca questa sinclinale ha nucleo costituito dal livello continuo di "marmo zebrino" già descritto nel capitolo della stratigrafia: esso appare in forte risalto nella parete nord-est della montagna perché fa da substrato ad una netta cengia erbosa. Nelle carte geologiche più recenti della zona (MAXWELL, 1952, 1956; NARDI, 1961; Carta Geologica d'Italia in scala

1:100.000, Foglio 96 Massa - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970) questo affioramento non è riportato, neanche ZACCAGNA (1892-95) ne segnala la presenza. Al contrario, esso è rintracciabile in altri lavori: ad esempio FUCINI (1925), pur assegnandolo erroneamente al Triassico superiore, ne rileva l'esistenza e lo interpreta come "... la comparsa all'esterno del nucleo retico di una anticlinale hehtangiana rovesciata verso nord-est ..."; ancor prima anche ROVERETO (1904) aveva descritto una "... zona di calcari del Lias medio, compresa nella pila del Marmo, verosimilmente per una di quelle pieghe a "C" o a "V" così frequenti nella zona di sovrapposizione delle Alpi Valdesi ...".

I rilievi eseguiti negli ultimi anni hanno confermato l'interpretazione di ROVERETO (1904). In particolare, il fatto che il livello di "marmo zebrino" in questione sia a nucleo di una importante sinclinale viene confermato dalla presenza di due lembi di Metacalcari con selce che permettono di identificare un fianco rovesciato sovrastante ad uno diritto. Inoltre, sono state rilevate pieghe minori a "S" e a "Z" (guardando l'affioramento verso occidente) nei fianchi rispettivamente rovesciato e diritto della struttura, quindi con sensi di rovesciamento opposti, ma speculari rispetto alla traccia del piano assiale della piega maggiore.

Verso sud il piano assiale della sinclinale è ben individuato solo fino a poco oltre la cresta est della Pania Secca: nell'adiacente parete nord-est della montagna il nucleo di "marmo zebrino" si chiude e la zona di cerniera prosegue entro il corpo della formazione marmorea. Più oltre la piega probabilmente subisce una laminazione lungo la superficie di taglio già ipotizzata a proposito della sovrastante anticlinale delle Panie: purtroppo l'inaccessibilità della zona non ha permesso di verificare l'esistenza di tale struttura.

Verso est la sinclinale prosegue invece nel limitato nucleo di Calcari selciferi *Auctt.* affiorante nella salienza di quota 1501 m s.l.m. lungo la dorsale orientale di Pania Secca. Qui dai Marmi delle Apuane si passa direttamente alla formazione dei Metacalcari selciferi, essendo il "marmo zebrino" assente sia nel fianco normale che in quello rovesciato della struttura. Questo lembo del nucleo della sinclinale appare un po' ribassato rispetto alla quota rilevata poco più a ovest, probabilmente a causa di una faglia diretta d'importanza locale.

La continuità più chiara della sinclinale è verso nord, nel gruppo del M. Rovaio e oltre. Scendendo lungo la dorsale settentrionale di Pania Secca, il nucleo di "marmo zebrino" si chiude in cerniera (probabilmente per la geometria a *sheath fold* della struttura) all'altezza di Cava della Coronessa (lungo il crinale nord del M. Rovaio), per cui, continuando a scendere, si attraversa il piano assiale e si entra nei Marmi delle Apuane del fianco normale della struttura. Il nucleo torna ad affiorare nelle pendici meridionali di Monte di Gesù, ove si arricchisce di termini stratigrafici più giovani, fino agli Scisti

sericitici *Auctt.*; inoltre la struttura si amplia e si arricchisce di numerose anticlinali e sinclinali minori, da ettometriche a decametriche, ben rilevabili tra Pasquigliora e Bovaio e caratterizzate da marcate laminazioni tettoniche dei propri fianchi. La complicazione della struttura è elevata, in contrasto con quanto descritto per la Pania Secca, ed è incrementata sia da piegamenti riferibili alla fase tettonica  $D_2$ , sia da alcune faglie ancora più recenti.

Nei versanti che degradano verso la Turrîte Secca la sinclinale in oggetto scompare sotto la placca dolomitica di Tievora, subendo una drastica laminazione lungo la superficie tettonica di base di quest'ultima.

Oltre alle due strutture appena descritte, altri motivi plicativi  $F_1$  di dimensioni analoghe si possono parzialmente individuare negli affioramenti a nord dell'allineamento Bovaio-S. Antonio, fino al versante sinistro della Turrîte Secca. Nella maggior parte dei casi queste strutture sono rappresentate solo da porzioni a volte assai piccole dei loro fianchi, limitate quasi sempre da superfici meccaniche di taglio prodotte dalla tettonica estensionale  $D_2$ . In numerosi casi è però evidente che tali laminazioni sono legate alla deformazione compressiva  $D_1$  e sono state poi riattivate, in varia misura, durante la deformazione  $D_2$ .

L'esempio migliore di strutture composite del genere è rappresentato dalla zona a scaglie di Fornovolasco, già citata nelle descrizioni di alcune formazioni. Si tratta di una fascia piuttosto potente costituita da scaglie, lenti e livelli di dimensioni e costituzioni litologiche variabili, disposti senza un ordine particolare. Questa fascia giace al di sopra dell'insieme Pseudomacigno-Filladi inferiori affiorante lungo il T. Turrîte di Gallicano a valle di Fornovolasco, separandolo dai Grezzoni della successione metamorfica di Pania Secca e dall'Unità tettonica della Falda Toscana, rispettivamente lungo i versanti settentrionale (fino a monte di Fornovolasco) e meridionale della vallata.

Le formazioni costituenti le scaglie sono Pseudomacigno, Grezzoni e Filladi inferiori, a cui si aggiungono anche lembi di Marmi delle Apuane e Calcari selciferi *Auctt.* nella parte più orientale; ai Grezzoni sono anche qui associati piccoli spessori sia di cataclasiti che di breccie poligeniche. Questa zona di taglio ha estensione regionale fino ad ovest della dorsale Pizzo delle Saette-Pania della Croce-M. Forato (zona di confine tra i Fogli 249 e 250) ed è stata riferita (BIGAZZI *et alii*, 1988) alla riattivazione con cinematica estensionale, durante la fase tettonica  $D_2$ , di una fascia di *thrust* sin-metamorfici sviluppati durante la precedente tettonica compressiva a spese di almeno un'anticlinale (a nucleo di basamento ercinico) e una sinclinale (a nucleo di Pseudomacigno).

### *Seconda fase deformativa ( $D_2$ )*

Pur non mancando alla scala dell'affioramento esempi di pieghe e/o zone di

taglio duttili-fragili, tuttavia la struttura  $D_2$  di gran lunga più comune è la foliazione  $S_2$ : ovunque si trovino litotipi con una discreta componente fillosilicatica, la  $S_2$  è ben sviluppata ed interseca le strutture  $D_1$ , in particolare la  $S_1$  che appare più o meno finemente crenulata.

Le aree in cui gli assetti tettonici  $D_2$  appaiono più chiari sono quelle di M. Rovaio-Bovaio e di S. Antonio. Vi si rilevano frequenti pieghe  $F_2$  da decimetriche a decametriche, assai aperte e con cerniera arrotondata, ben sviluppate soprattutto in quelle formazioni che offrono minore resistenza per minore competenza relativa o per esiguità di spessore. I piani assiali  $PA_2$  e la foliazione  $S_2$  sono da suborizzontali a leggermente inclinati verso nord e nord-est, mentre gli assi  $A_2$  hanno direzione media variabile da  $N110^\circ E$  a  $N170^\circ E$ , ma nella zona di S. Antonio sono frequenti anche direzioni intorno a  $N50-60^\circ E$ ; ove le pieghe sono asimmetriche, l'asimmetria è rivolta verso i quadranti settentrionale e nord-orientale.

La variabilità di direzione degli assi  $A_2$  si riflette in una debole depressione disegnata dalla foliazione  $S_1$  e da piani assiali e fianchi delle pieghe  $F_1$ , una delle tante complicità a "duomi" e "bacini" che movimentano i profili della megastruttura positiva dell'Autoctono *Auctt.* In particolare, questo motivo strutturale ad ampio "bacino", presente lungo il medio corso della Turrice Secca, si estende verso ovest, nell'adiacente Foglio 249 Massa Carrara (zona di Pizzo delle Saette-Isola Santa), e nell'insieme ha forma arcuata assai aperta, con concavità rivolta verso nord e nord-est. Nelle stesse direzioni essa scompare al di sotto dell'Unità tettonica della Falda Toscana, mentre verso sud e nord-est si collega ad una struttura analoga per dimensioni e significato tettonico, ma avente profilo positivo: il "duomo" di Fornovolasco.

Nella zona ad oriente di Fornovolasco la tettonica estensionale  $D_2$  ha generato un esteso sollevamento a carico sia delle formazioni metamorfiche, sia di quelle dell'Unità tettonica della Falda Toscana. Questa megastruttura tardiva è profondamente incisa dalla Turrice di Galliciano e, grazie a quest'erosione, mostra una forma all'incirca allungata in direzione WSW-ENE: le formazioni geometricamente più basse sono quelle dello Pseudomacigno, cui seguono Filladi inferiori e la fascia di taglio marcata dalle scaglie di Fornovolasco, già descritta in precedenza e che fa da base alla successione carbonatica di Panie-M. Forato verso ovest, nord-ovest e sud-ovest, e all'Unità tettonica della Falda Toscana verso nord, est e sud.

In realtà, la struttura è una blanda antiforoma con asse in direzione NW-SE e forma leggermente asimmetrica verso nord-est, avente a nucleo lo Pseudomacigno che verso sud-ovest è sostituito dalle Filladi inferiori. Se prendiamo a riferimento il limite superiore dell'insieme Pseudomacigno-Filladi inferiori, la zona a giacitura suborizzontale e relativamente più sollevata

corrisponde all'incirca alla fascia di territorio compresa fra Trimpello - Casa Ovilico e Col di Luco - Fosso delle Calde, rispettivamente nei versanti nord-ovest e nord-est della Turrîte di Gallicano.

Verso oriente questa zona passa ad un tratto immergente a nord-est con inclinazione media, che lungo la valle principale porta alla rapida scomparsa delle metamorfiti al di sotto delle formazioni dell'Unità tettonica della Falda Toscana. Verso Fornovolasco la struttura invece degrada debolmente verso sud-ovest con alcune ondulazioni minori: è probabile che una di queste sia responsabile della piccola finestra di Pseudomacigno lungo la Turrîte a valle di Trimpello.

Più oltre la base del carbonatico di Panie-M. Forato riacquista una giacitura media suborizzontale all'altezza di Fornovolasco e torna ad essere di poco inclinata verso nord-est nei dintorni di Scalocchia e Petroschiana. È in questa zona che risulta evidente il raccordo di questa superficie con quella alla base delle dolomie di M. Forato, esposta nei versanti occidentali di M. Croce (Canale Versilia, angolo sud-ovest della carta geologica).

Come già accennato, questa superficie è marcata dalla fascia di scaglie tettoniche di Fornovolasco, più o meno continua e potente, e si estende dalla valle del Can. Versilia fino a Fosso del Burrone limitando a occidente l'intero blocco carbonatico di Panie-M. Forato. Nel citato lavoro di BIGAZZI *et alii* (1988) la struttura è interpretata come una faglia diretta a profilo listrico sviluppatasi lungo una precedente fascia di accavallamento D1 e attiva fino a tempi relativamente recenti, come testimoniano i dati sulle tracce di fissione delle apatiti contenute in alcune rocce del corridoio di faglia:  $3,8 \pm 0,9$  Ma in Filladi inferiori da una scaglia poco a sud-ovest della Pania della Croce (loc. Collemazzana nel Foglio 249, BIGAZZI *et alii*, 1988), intorno a 2,5 Ma in metarenarie dello Pseudomacigno affiorante lungo la Turrîte di Gallicano (ABBATE *et alii*, 1990).

Il motivo antiforme di Fornovolasco sembra leggermente posteriore rispetto alla faglia, che risulta ondulata dalla struttura positiva. Si noti che questa si continua verso nord-est con l'alto di Fabbriche di Vallico, avente a nucleo la Maiolica dell'Unità tettonica della Falda Toscana, mentre in direzione nord-ovest, fuori carta e ben oltre il "bacino" di S. Antonio, si allinea con il vasto "duomo" della valle di Boana, ubicato tra il M. Sumbra e il paese di Vagli di Sotto.

## 2. - LA DEPRESSIONE TETTONICA DELLA GARFAGNANA

Ubicata in corrispondenza della media e alta Val di Serchio, nel tratto

compreso tra la confluenza del fiume Lima e la Pania di Corfino, la depressione tettonica costituisce una morfo-struttura allungata in direzione NW-SE: un sistema di faglie appenniniche, fra loro parallele, immergenti verso nord-est, caratterizza il lato occidentale della depressione ed il fianco destro, apuano, della valle stessa; sul lato orientale, una serie di faglie immergenti verso sud-ovest si allinea con la stessa direzione NW-SE (fig. 9). Per le caratteristiche suddette questa depressione, interposta tra le strutture tettonicamente più sollevate dell'area apuana a ovest e della dorsale appenninica a oriente, fu descritta come un *Graben* (NARDI, 1961), impostato su una struttura sinclinale del substrato. Più recentemente (EVA *et alii*, 1978; BOCCALETTI & COLI, 1983; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990), nel quadro di un'interpretazione generale sull'evoluzione tettonica post-collisionale dell'Appennino Settentrionale e in relazione alla genesi e al carattere della distensione tirrenica, la depressione del Serchio (e di altre strutture che tagliano l'arco dell'Appennino Settentrionale) è stata considerata come l'espressione superficiale di un sistema distensivo più complesso, simulante in superficie i caratteri di un *Graben*, ma collegato in effetti alla presenza sul lato orientale di una *master fault* immergente verso occidente, contro la quale si appoggerebbero le faglie antitetiche ad immersione orientale.

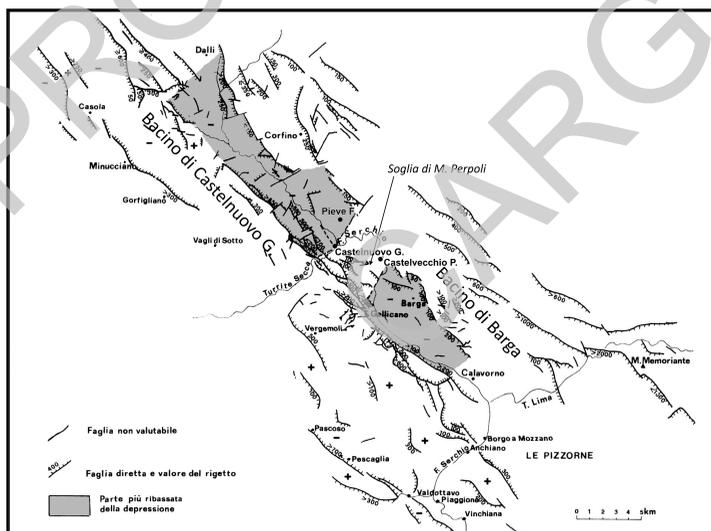


Fig. 9 - Le principali faglie dirette nella media e alta Val di Serchio (da DALLAN *et alii*, 1991, modificato).

Questa struttura ha dato luogo in Garfagnana alla omonima depressione, nelle cui zone più ribassate si impostarono i laghi villafranchiani. Supponendo che la sedimentazione fluvio-lacustre sia iniziata pressoché contemporaneamente, oppure con leggero ritardo, rispetto ai primi movimenti di sprofondamento, si può attribuire al Villafranchiano inferiore (età dei sedimenti più profondi) l'inizio della distensione in Val di Serchio.

Sul lato occidentale il sistema di faglie decorre con allineamenti longitudinali, sostanzialmente continui e fra loro serrati, che si possono seguire da Minucciano-Gorfigliano, a nord, fin quasi alla confluenza del T. Lima nel Serchio. Fra Gallicano e Calavorno si individuano inoltre sistemi di faglie, immergenti con basso angolo verso nord-est, troncate a loro volta da faglie con inclinazioni molto più accentuate.

Le faglie che delimitano la depressione sul lato orientale appaiono nell'insieme meno continue longitudinalmente, essendo interessate da brusche interruzioni e vicarianze in corrispondenza di dislocazioni trasversali ad andamento SW-NE. Alcune di queste linee trasversali sembrano strutture preesistenti a quelle longitudinali del sistema a direzione "appenninica" prima considerato: probabilmente sono state riattivate anche successivamente secondo movimenti verticali, determinando così localmente le soglie tettoniche che funzionarono come sbarramento dei bacini fluvio-lacustri.

Le dislocazioni trasversali più antiche, per le quali si può tentare una datazione, sono quelle che definirono le soglie dei bacini di Castelnuovo di Garfagnana (a nord) e di Barga (a sud), nei quali i depositi più antichi sono del Villafranchiano inferiore. A questa età dovrebbero essere dunque riferite le faglie che permisero il costituirsi delle soglie. Quella che delimitò verso sud-est il lago di Castelnuovo di Garfagnana può essere ravvisata nella dislocazione trasversale grosso modo corrispondente alla direzione della valle della Turrite Secca; verso nord-est essa limita gli affioramenti dei depositi fluvio-lacustri fra Castelnuovo di Garfagnana, Sillico e Pieve Fosciana. Questa struttura trasversale determinò fra i due laghi una soglia sommersa, corrispondente oggi all'area di Monte Perpoli; essa appare attiva anche in tempi successivi al Villafranchiano inferiore, come risulta dalla dislocazione altimetrica sia dei depositi lacustri sia di quelli fluviali del ciclo soprastante, attribuiti al Pleistocene medio-superiore (PUCCINELLI, 1987). Il sollevamento graduale e recente di questa zona, situata tra Castelnuovo di Garfagnana e Castelvecchio Pascoli, avrebbe causato pertanto il vistoso spostamento del percorso del Serchio, obbligandolo a compiere un ampio semicerchio intorno alla zona di Monte Perpoli; altri sollevamenti differenziali interessavano anche l'area di Barga e Gallicano (D'AMATO AVANZI & PUCCINELLI, 1989).

La soglia del lago di Barga è ubicabile nell'area di Calavorno: nonostante

che i dati geologici e geomorfologici in questa zona non siano molto indicativi per l'individuazione di una linea trasversale, tuttavia nel tratto poco a sud di Calavorno è possibile riconoscere la brusca deviazione del percorso del Serchio, che viene ad assumere, tra la confluenza del T. Lima nel Serchio e Valdottavo, un andamento all'incirca SW-NE, coincidente con il prolungamento del basso corso del Lima. Questo percorso, trasversale agli assi appenninici, potrebbe rappresentare una dislocazione recente (post villafranchiana?), collegata al sollevamento del massiccio delle Pizzorne (BARTOLINI *et alii*, 1984), di cui la regione suddetta costituisce il prolungamento nord-occidentale.

## VI - CENNI MORFOLOGICI

Il territorio rappresentato nel Foglio ha una configurazione prevalentemente collinare-montuosa. Le sue quote sono comprese tra circa 100 m s.l.m., in corrispondenza del fondovalle del Serchio, alla confluenza con il T. Lima e 1991 m s.l.m. del M. Giovo, lungo il crinale principale appenninico.

Il paesaggio mostra l'influenza dei fattori lito-strutturali e delle vicende tettoniche recenti della regione; in esso è compresa una porzione significativa, quella mediana, della depressione tettonica della Val di Serchio, formata durante la tettonica distensiva che a partire dal Villafranchiano inferiore ha seguito le fasi compressive.

L'esistenza di sistemi importanti di faglie dirette con direzione appenninica (NW-SE) e di altri sistemi trasversali ha condizionato notevolmente l'evoluzione del rilievo e la configurazione del reticolo idrografico. Gli alti morfologici, sulle cui culminazioni corre lo spartiacque principale appenninico, in parte compreso in quest'area, corrispondono in genere agli alti strutturali; i versanti hanno sovente un profilo a gradinata, digradante verso il fondovalle del Serchio.

La configurazione morfologica mostra spesso con evidenza l'influenza delle caratteristiche litologiche: alle rocce lapidee (calcari, arenarie, flysch calcareo-marnosi, ofioliti), corrispondono in genere forme più aspre e versanti più acclivi, soprattutto nell'area adiacente alle Alpi Apuane; dove invece affiorano i complessi tettonici superiori, rappresentati prevalentemente da formazioni argillitiche, le forme sono più dolci, intervallate a volte da forme più aspre,

messe in risalto dall'erosione selettiva, che ha evidenziato corpi rocciosi lapidei intercalati o sovrapposti. Nelle zone più ribassate della depressione sono conservati anche i sedimenti fluvio-lacustri villafranchiani *Auctt.*, spesso sormontati da depositi alluvionali terrazzati che, distribuiti a varie quote, interrompono il profilo dei versanti e testimoniano le modificazioni recenti del reticolo idrografico.

L'idrografia è connessa prevalentemente al bacino del F. Serchio, che scorre in direzione appenninica da nord-ovest verso sud-est, nella zona assiale della depressione tettonica. I suoi affluenti hanno regime torrentizio e scorrono in valli profondamente incassate, prevalentemente in direzione antiappenninica; fra essi, il principale è il T. Lima, che confluisce nel Serchio al margine sud del Foglio. Dall'area apuana scendono, in destra orografica il T. Edron e le Turriti (T. Secca, T. di Gallicano e T. Cava); in sinistra, dal crinale appenninico confluiscono numerosi corsi d'acqua (fra cui T. Corfino, T. Castiglione, T. Sillico, T. Corsonna, T. Ania, T. Fegana). Molti di questi, allo sbocco nel Serchio, hanno formato ampi con di deiezione sovrapposti, non di rado coalescenti, che hanno dato luogo a vari ordini di terrazzi; in particolare, si ricordano i conoidi di Barga e Pieve Fosciana.

Una parte del territorio è drenata verso il mare Adriatico; ad est del crinale appenninico, l'idrografia si divide fra i bacini del Secchia e del Panaro, affluenti del Po. In particolare, sono comprese le porzioni superiori dei bacini del Rio Perticara, del T. delle Tagliole e del T. Scoltenna.

Anche i movimenti di massa, ampiamente trattati in altre parti, danno sovente un'impronta significativa al paesaggio; soprattutto nelle formazioni argillitiche, le frane danno una connotazione caratteristica al paesaggio, movimentato da scarpate, dossi, contropendenze e pianori, dove spesso si trovano, in virtù delle condizioni di acclività più favorevoli, attività antropiche ed insediamenti residenziali.

Pur limitate arealmente, sono da menzionare infine le testimonianze del modellamento glaciale (in particolare würmiano), evidenti e diffuse soprattutto presso il crinale appenninico tosco-emiliano, dove si raggiungono le quote più elevate, superiori a 1.600 m s.l.m. e talvolta prossime ai 2.000 m s.l.m. (M. Giovo, M. Rondinaio, Alpe Tre Potenze), ma presenti anche, localmente, nella zona della Pania Secca (MASINI, 1926, 1969; LOSACCO, 1949, 1982; BRASCHI *et alii*, 1987). JAURAND (1996) e FEDERICI (2005) hanno rilevato come le tracce glaciali delle Alpi Apuane (molto più rappresentate nel limitrofo Foglio 249 Massa Carrara), con circhi a quota minore di 1.500 m s.l.m. e depositi che si spingono anche al di sotto degli 800 m s.l.m., siano le più basse del bacino mediterraneo.

Nella zona dell'Abetone forme e depositi glaciali sono stati studiati in

dettaglio da CASTALDINI *et alii* (1998). Prevalentemente sono riconoscibili orli di circo glaciale, conche di sovraescavazione, morene ed archi morenici, rocce montonate. Si tratta spesso di forme poligenetiche e comunque raramente evidenti e ben conservate. Ciò deriva sia dall'entità minore delle glaciazioni appenniniche, sia dalla relativamente facile degradabilità delle rocce arenacee (Macigno), che in genere vi affiorano; inoltre, accumuli detritici e movimenti franosi contribuiscono a modificarne e mascherarne le forme. Impostatisi in conche di sovraescavazione, sono presenti anche specchi lacustri o palustri, spesso parzialmente o totalmente interrati e colmati da depositi di varia natura (palustri, glaciali, detritici); fra i più noti, vi sono il Lago Santo, il L. Baccio e il L. Piatto, quello a quota più elevata in tutto l'Appennino Settentrionale (1975 m s.l.m.).

PROGETTO  
CARG

## VII - GEOLOGIA APPLICATA

Nel territorio del Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana vari aspetti rivestono interesse geologico-applicativo, soprattutto per quanto riguarda le attività estrattive, l'instabilità dei versanti, l'idrogeologia e gli sbarramenti per la realizzazione di bacini idroelettrici.

### 1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Nei'area di questo Foglio l'attività estrattiva ha interessato in quantità variabile molte delle formazioni affioranti, in cui soprattutto in passato si trovavano alcune miniere e numerose cave.

L'attività mineraria (CARMIGNANI *et alii*, 1972, 1976; REGIONE TOSCANA, 1991), oggi del tutto cessata, era localizzata soprattutto al margine dell'area apuana. Nella zona di Fornovolasco, alle pendici meridionali della Pania Secca, vennero sfruttate fino dal Medioevo mineralizzazioni a limonite, magnetite, ematite, pirite e barite per l'estrazione di ferro e bario; lo sfruttamento cessò negli anni '80. A Colle Panestra, a nord della Pania Secca, negli Scisti sericitici era attiva, probabilmente in età medicea, una piccola miniera per l'estrazione di rame dalla calcopirite, con annessa fonderia. Tracce di minerali cupriferi si trovano anche sul M. Prato Fiorito, come mineralizzazioni sinsedimentarie nella Scaglia Toscana.

Infine, lungo la valle del Serchio, in passato alcuni livelli di lignite nelle

argille villafranchiane alimentarono modeste coltivazioni, per l'estrazione di combustibile povero, a basso potere calorifico (DE STEFANI, 1887b, 1889a; MASINI, 1936).

Riguardo alle cave, recentemente l'AUTORITÀ DEL BACINO SPERIMENTALE DEL FIUME SERCHIO (1993) ha divulgato i risultati di uno studio sull'attività estrattiva nel bacino del Serchio. La maggior parte dei poli estrattivi compresi nel Foglio hanno ormai cessato la loro attività, ad eccezione di qualche cava, come quelle lungo la Turrite Secca o lungo la Lima, tra Bagni di Lucca e Lucchio. L'attività più diffusa era l'escavazione di materiali da costruzione, pietre da cemento e inerti; a questo scopo venivano cavate soprattutto rocce lapidee, massicce o stratificate: ofioliti, calcari, arenarie, flysch calcareo-marnosi, diaspri, ecc. Gli usi a cui era destinato il materiale erano in prevalenza inerti (ca. 85%), mentre pietre da costruzioni, pietre ornamentali e destinazioni industriali (soprattutto come pietra da calce) hanno avuto un ruolo nettamente subordinato; il bacino di utenza era prevalentemente locale e regionale. Le rocce estratte erano prevalentemente carbonatiche, sia di origine sedimentaria sia di origine metamorfica, subordinatamente marnose (flysch calcareo-marnosi e marne), ofiolitiche (basalti), arenacee (Macigno), argillitiche (Scaglia toscana); localmente venivano estratti anche materiali alluvionali, direttamente dal greto o in aree limitrofe.

Fra le pietre ornamentali, il marmo viene tradizionalmente estratto nelle Alpi Apuane, dove l'escavazione è molto attiva e costituisce la principale risorsa economica; nell'area del Foglio le formazioni metamorfiche apuane sono però rappresentate solo nella zona sud-ovest, lungo il versante nord-ovest della Pania Secca, dove sono localizzate alcune piccole cave inattive nel Marmi delle Apuane. Fra le altre pietre ornamentali, va menzionato lo sfruttamento, non più praticato, del Rosso ammonitico nella zona intorno a Sassorosso, a est di Corfino.

Argille da laterizi venivano estratte nei depositi fluvio-lacustri dei bacini di Barga e Castelnuovo di Garfagnana; fra le cave principali, da ricordare quelle della zona di Fornaci di Barga.

## 2. - FRANE E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV)

I movimenti di massa (frane e DGPV) sono particolarmente diffusi in tutta l'area rilevata, dove il regime pluviometrico è tipico delle zone interne dell'Appennino Settentrionale, con piogge medie di 1500 – 2000 mm/anno e picchi di 3000 mm alle quote più alte delle Alpi Apuane (BALDACCI *et alii*,

1993; l'intensità può raggiungere i 100 mm in tre ore (1987), 158 mm/ora e 500 mm in 12 ore (1996), innescando numerose colate rapide di detrito (NARDI *et alii*, 1987; D'AMATO AVANZI *et alii*, 2004). Inoltre, la sismicità è particolarmente elevata, come documentano i violenti terremoti registrati negli anni 1481, 1545, 1641, 1740, 1834, 1921, 1939. In particolare, il sisma del 7 settembre 1920 (IX-X grado MCS, magnitudo 6,5) della scala Mercalli provocando 171 vittime, effetti devastanti in molti villaggi della media Valle del Serchio e numerose frane.

## 2.1. - FRANE

Sono state cartografate numerosissime frane sia in evoluzione, sostanzialmente attive, che senza indizi di evoluzione, verosimilmente quiescenti o con movimenti molto lenti e impercettibili, caratterizzate da dimensioni e tipo di movimento molto variabili. Le frane coinvolgono più o meno tutte le formazioni affioranti e spesso interessano i centri abitati, la viabilità e le infrastrutture; si determinano così frequentemente situazioni ad alto rischio, soprattutto in occasione di precipitazioni consistenti.

Il più alto numero di frane si registra nelle rocce a prevalenza argillitica (riferibili ad esempio alla Scaglia toscana, alle Argille e calcari di Canetolo, alle litofacies argillitiche dell'Unità tettonica Ottone) e quelle con frequenti intercalazioni pelitiche (per esempio: Flysch di Ottone, ma in alcune aree anche Macigno).

In generale, le tipologie di movimento (secondo VARNES, 1978; CARRARA *et alii*, 1987; CRUDEN & VARNES, 1996) sono notevolmente correlate alle caratteristiche litologiche. Pertanto, nelle rocce pelitiche e nei depositi sciolti sono frequenti i fenomeni di scorrimento rotazionale, colamento e scorrimento-colata. Nei litotipi più competenti, come calcari, arenarie, flysch calcareo-marnosi, i dissesti sono meno frequenti; fra essi prevalgono frane di scorrimento traslativo (rotazionale o composito dove la roccia è più fratturata) e, dove la morfologia lo consente, crollo. Sono comunque molto diffusi i fenomeni complessi, in cui si associano più tipi di movimento. Molto diffusi anche i fenomeni di scorrimento-colata di detrito (*soil slip-debris flow*), che s'innescano soprattutto in occasione di piogge intense e concentrate e possono causare vittime e danni gravissimi.

Nel territorio del Foglio le frane sono state oggetto di molte ricerche, soprattutto nella media e alta Val di Serchio; in particolare, nei lavori di NARDI *et alii* (1981, 1986a, 1986b, 1987, 2000, 2007), DALLAN *et alii* (1991), D'AMATO AVANZI *et alii* (1993, 1995, 1997a, 1997b, 1999, 2000), NOTI

(1998), sono stati affrontati sia aspetti di cartografia e delimitazione delle aree franose e di quelle potenzialmente instabili, sia problematiche legate alla determinazione del rischio, attraverso l'individuazione delle aree vulnerabili e la determinazione della pericolosità di frane campione, in termini di tempo di ritorno dei movimenti.

Più recentemente, il problema della determinazione della suscettibilità e della pericolosità di frana a media scala è stato affrontato nel bacino del Serchio (FEDERICI *et alii*, 2005, 2007), utilizzando tecniche statistiche multivariate, modellazioni in ambiente GIS, approcci deterministici per il calcolo dei fattori di sicurezza e sperimentazione di reti neurali artificiali (FALASCHI *et alii*, 2007, 2008, 2009).

In alcuni casi l'instabilità dei pendii può mettere a repentaglio la sicurezza e l'integrità di beni culturali come l'Eremo di Calomini lungo la Turrite di Galliciano, risalente al X secolo ma minacciato da frane di crollo (D'AMATO AVANZI *et alii*, 2006).

Fra le altre, sono degne di menzione, anche per il loro significato storico, alcune frane più importanti (NARDI & D'AMATO AVANZI, 1988):

- S. Anna Pelago (MO): il 21 dicembre 1896 la frana coinvolse un'area di vari chilometri quadrati nella valle dello Scoltenna, causando la distruzione del paese. Movimenti si verificarono anche in concomitanza del forte terremoto del 1920 (TOSATTI *et alii*, 2008);

- M. Prato Fiorito (LU): il 2 aprile 1784 la frana determinò la distruzione repentina e totale del paese di Celle (LU);

- Lizzano (PT): il 26 gennaio 1814 la frana sbarò il fondovalle del T. Lima, affluente del F. Serchio, determinando la formazione di un vasto lago e l'interruzione della strada di fondovalle;

- Bolognana - Costa delle Calde (Galliciano, Lucca): la frana mette a repentaglio la strada provinciale di fondovalle, lungo il F. Serchio (NARDI *et alii*, 1987; MARCHETTI, 2001; D'AMATO AVANZI *et alii*, 2003) e rientra fra quelle indotte del sisma del 1920 (TOSATTI *et alii*, 2008).

Sono da menzionare inoltre numerosi centri abitati, che, in seguito a fenomeni d'instabilità, sono stati inseriti fra quelli da consolidare o trasferire (Progetto SCAI del CNR - Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche); in particolare si citano: Barga, Sommocolonia-Catagnana (Barga), Castelnuovo di Garfagnana, San Romano in Garfagnana, Verrucole (San Romano in G.), Camporgiano, Poggio (Camporgiano), Filicaia (Camporgiano), Cascio (Molazzana) in provincia di Lucca; Fiumalbo e S. Anna Pelago (Pievepelago) in provincia di Modena (NARDI & D'AMATO AVANZI, 1988; CANUTI *et alii*, 2000; REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1993).

Particolarmente temibili, soprattutto nelle aree montane del Foglio, sono le

colate detritiche. Tra i casi da ricordare, vi sono la catastrofe della Versilia e della Garfagnana (19 giugno 1996), in cui si sono attivate centinaia di colate detritiche, e i dissesti del novembre 2000 in Val di Serchio, che hanno causato numerose vittime e danni particolarmente ingenti (CAREDIO *et alii*, 1998; D'AMATO AVANZI, 1999; D'AMATO AVANZI *et alii*, 2001). Si tratta di fenomeni la cui estensione è di solito molto limitata e non consente la cartografia a piccola scala; i relativi depositi sono generalmente frammisti a quelli di conoide o a quelli alluvionali lungo gli alvei torrentizi. A questo proposito, D'AMATO AVANZI *et alii* (2003, 2004) hanno definito le condizioni geologiche e geomorfologiche dei siti d'innesco delle colate detritiche; successivamente sono stati sperimentati modelli meccanico-idrologici per la definizione della suscettibilità di frana e delle modalità d'innesco delle colate detritiche nelle aree interessate dall'alluvione della Versilia del 1996 (GIANNECCHINI *et alii*, 2007; D'AMATO AVANZI *et alii*, 2009).

## 2.2. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE

Secondo un'accezione comune, le deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV) possono essere considerate come movimenti di massa, caratterizzati da dimensioni molto grandi e particolari modalità evolutive; in essi, generalmente non è riconoscibile o ricostruibile una superficie di scorrimento continua e ben definita, verosimilmente sostituita, in profondità, da uno spessore roccioso coinvolto in fenomeni di deformazione visco-plastica. Come le grandi frane, le DGPV hanno sovente un ruolo significativo nella morfogenesi delle aree montuose e sono spesso causa o concausa di fenomeni d'instabilità più superficiali.

Senza entrare nel dettaglio della vasta letteratura esistente (cfr. PASUTO & SOLDATI, 1990; SORRISO-VALVO, 1984, 1987 e 1989; CRESCENTI & SORRISO-VALVO, 1995), si ritiene utile ricordare alcuni dei caratteri che più comunemente vengono ritenuti peculiari delle DGPV (MAHR & NEMCOK, 1977; AGNESI *et alii*, 1978; RADBRUCH-HALL, 1978; GUERRICCHIO & MELIDORO, 1979; DRAMIS, 1984; DRAMIS & SORRISO-VALVO, 1994; DRAMIS *et alii*, 1987, 1995; BISCI *et alii*, 1996):

- grande estensione (ordine dei km<sup>2</sup>) e spessore della massa coinvolta (molte decine o centinaia di metri);
- spostamento ridotto rispetto alle dimensioni della massa coinvolta;
- assenza di una superficie di rottura netta, delimitante la massa in movimento;
- meccanismo di rottura per *creep* ;

- evoluzione molto lenta, con lunghi periodi di sostanziale inattività e attivazioni improvvise, spesso in occasione di forti terremoti o eventi meteorici estremi;

- cinematica spesso influenzata da tettonica attiva e dall'esistenza di *stress* tettonici residui e di alta pressione confinata;

- movimento controllato dall'assetto geologico-strutturale, piuttosto che dalla configurazione morfologica locale;

- dove la pressione di confinamento è minore, sono spesso presenti forme di rilassamento del versante: nella porzione superiore (interessata da *stress* estensionale), piani di taglio ad alto angolo, gradini in contropendenza, doppie creste e depressioni allungate (trincee); nella porzione inferiore (interessata da *stress* compressivo), rigonfiamenti e, talora, piani di taglio a basso angolo e deformazioni di tipo duttile/fragile al piede.

Numerose ricerche hanno accertato che le aree interessate da DGPV mostrano in genere alcune caratteristiche tipiche, riferibili anche al territorio di questo Foglio (come precedentemente illustrato): elevata energia del rilievo, con versanti acclivi, ben sviluppati in altezza e modellati in rocce competenti; condizioni morfo-climatiche favorevoli a un'erosione incanalata particolarmente attiva, con alti valori di piovosità; elevata sismicità; tettonica attiva o recentemente attiva. Gli studi intrapresi in questo territorio hanno permesso di mettere in evidenza e confermare il ruolo primario dei lineamenti strutturali e dell'assetto litostratigrafico, che condizionano le caratteristiche tipologiche e cinematiche delle DGPV; le condizioni climatiche e l'evoluzione neotettonica hanno invece effetto areale piuttosto che puntuale (CAREDIO *et alii*, 1997; D'AMATO AVANZI & PUCCINELLI, 1997).

In sostanziale accordo con SORRISO-VALVO (1995), la distinzione tra frana e DGPV può basarsi sulla presenza, per una frana, di una superficie o zona di rottura individuabile o ricostruibile con buona continuità, mentre tale superficie non è rilevabile o non è indispensabile per spiegare i fenomeni superficiali di una DGPV; ciò è in accordo anche con HUTCHINSON (1988), che considera DGPV quei "movimenti profondi che, nel loro attuale stato di sviluppo, non giustificano una classificazione come frane". Questo criterio discriminante si applica meglio ai colamenti di roccia e ad alcuni tipi di espansione. Gli scivolamenti e la maggior parte delle espansioni si collocherebbero meglio tra le frane, essendo caratterizzati da spostamenti lungo superfici più o meno continue e facilmente identificabili; tuttavia, la quantità di deformazione e lo spostamento sono generalmente piccoli rispetto alle masse rocciose coinvolte e l'evoluzione è estremamente lenta e accompagnata da fenomeni di *creep*: ciò ne può giustificare l'inserimento nella categoria delle DGPV, separandole dalle frane in senso stretto.

Pertanto, dal punto di vista classificativo, le DGPV possono essere suddivise nei seguenti tipi (JAHN, 1964; ZISCHINSKY, 1969; DRAMIS *et alii*, 1987; DRAMIS & SORRISO-VALVO, 1994; CRUDEN & VARNES, 1996):

- colamento di roccia (*Sackung*);
- espansione laterale;
- scorrimento in blocco.

Le deformazioni gravitative profonde sono rappresentate in carta tramite un sovrassegno, apposto sul colore delle formazioni interessate. Tra i fenomeni rilevati e cartografati, di vario tipo, si citano, in particolare (fig. 10):

- M. Castri, a est di Corfino (DALLAN *et alii*, 1991), nel quale sono coinvolte le arenarie del Macigno, sovrapposte alle argilliti della Scaglia toscana e interessate da uno scorrimento in blocco;

- San Romano in Garfagnana - Naggio (D'AMATO AVANZI *et alii*, 1997a), che coinvolge prevalentemente litotipi argillitici (Argille e calcari di Canetolo), in un fenomeno di colamento di roccia;

- Abetone (Balzo delle Rose) (CAREDIO *et alii*, 1997), dove le arenarie del Macigno, con intercalazioni pelliche, sono interessate da un colamento di roccia;

- Bolognana - Costa delle Calde (NARDI *et alii*, 1987; MARCHETTI, 2001, 2004; D'AMATO AVANZI *et alii*, 2003), dove si verifica un vasto e complesso movimento di scorrimento in blocco di potenti masse rocciose calcaree (Maiolica, calcari selciferi) sovrapposte a litotipi marnosi (Calcari e marne a Posidonia), verosimilmente interessati anche da deformazione visco-plastica.

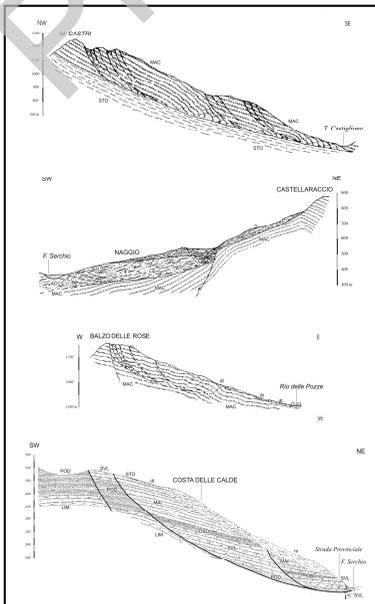


Fig. 10 - Fenomeni di DGPV nell'area del Foglio 250 (da: DALLAN *et alii*, 1991; D'AMATO AVANZI *et alii*, 1997a, 2003; CAREDIO *et alii*, 1997; modificati). LIM: Calcari selciferi di Limano; POD: Calcari e marne a Posidonia; SVL: Calcari selciferi della Val di Lima; DSD: Diaspri; MAI: Maiolica; STO: Scaglia toscana; MAC: Macigno; fs: frana di scorrimento; rs: frana di scorrimento di roccia in blocco; dt: detrito; p: deposito palustre.

### 3. - IDROGEOLOGIA

Nell'area studiata la complessità dell'assetto tettonico e l'estrema variabilità delle unità litostratigrafiche rendono la comprensione delle strutture idrogeologiche molto difficoltosa. Tenendo presente lo studio di BALDACC *et alii* (1993), i complessi idrogeologici possono essere suddivisi in tre grandi gruppi, non prendendo in considerazione le coperture recenti:

- copertura impermeabile;
- sistema acquifero carbonatico;
- substrato impermeabile.

La copertura impermeabile è costituita non solo da formazioni a prevalente componente pelitica (depositi fluvio-lacustri; Unità tettonica Ottone: Breccie di S. Maria *Auctt.*; Unità tettonica Canetolo: Argille e calcari di Canetolo; Unità tettonica della Falda Toscana: Marne di Marmoreto, Olistostroma di Monte Modino), ma anche da formazioni con permeabilità secondaria decrescente (Macigno e Arenarie di Monte Modino), oppure ancora permeabili, contenenti però acquiferi di modesta entità, locali e spesso freatici (Flysch di Ottone, Calcari di Gruppo del Vescovo).

Il sistema acquifero carbonatico può essere scomposto in due acquiferi, superiore e inferiore, soprattutto per la presenza di un importante livello impermeabile costituito dai Calcari e marne a Posidonia, senza quindi considerare il livello impermeabile dei Diaspri, di potenza modesta, discontinuo e spesso estremamente fratturato. Il sistema superiore, comprendente le formazioni della Maiolica e del Calcare Selcifero della Val di Lima, dotate di permeabilità crescente, costituisce un ottimo acquifero, sfruttabile per scopi idropotabili; quello inferiore, anch'esso dotato di permeabilità secondaria crescente e comprendente tutti i termini carbonatici al di sotto dei Calcari e marne a Posidonia, contiene spesso acque calde e molto mineralizzate, con emergenze diffuse in buona parte della Val di Serchio.

La Garfagnana e la media Val di Serchio costituiscono quindi una grande risorsa di acque sotterranee e superficiali, per la presenza di rocce molto permeabili con strutture idonee a formare vasti serbatoi (anche non considerando il serbatoio carbonatico dell'Autoctono *Auctt.*, per la sua modesta estensione nel Foglio) e per gli alti valori di piovosità; tali valori (BALDACC *et alii*, 1993), dedotti da una media trentennale (1951-1980), mostrano due massimi pluviometrici in corrispondenza del crinale appenninico (2900 mm) e della dorsale apuana (3200 mm) ed un minimo in corrispondenza della valle del Serchio (1400 mm).

Per l'intero bacino idrografico del Serchio, risultano pertanto, in media: una piovosità di 1845 mm (fig. 11), un'evapotraspirazione di 558 mm ed una

disponibilità idrica (ruscellamento superficiale ed infiltrazione efficace) di 1287 mm. Ciò garantisce una notevole ricarica e grandi riserve idriche negli acquiferi carbonatici, il cui substrato impemeabile, costituito principalmente da filladi, comprende il basamento dell'edificio strutturale apuano, che verosimilmente si estende in profondità nella valle del Serchio.

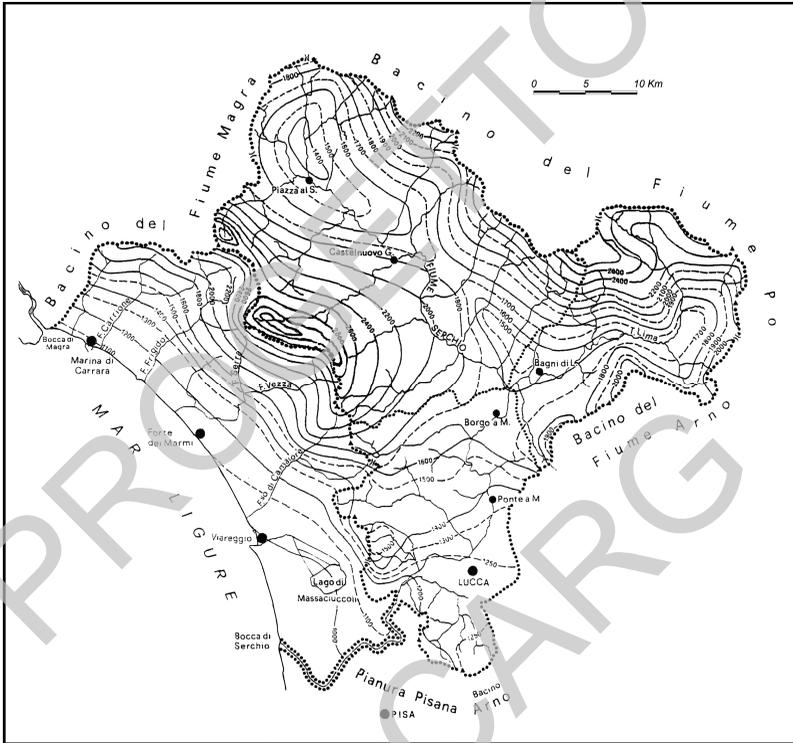


Fig. 11 - Carta delle precipitazioni media annue del bacino del Fiume Serchio e della zona apuansilese (da BALDACCI et alii, 1993, modificato).

### 3.1. - SORGENTI

Nell'area di studio le sorgenti fredde e quelle termominerali sono molto diffuse, con modalità di venuta a giorno da imputare sia a soglie sottoposte o sovrainposte sia a limiti di permeabilità.

### 3.1.1. - *Sorgenti fredde*

Esse sono molto numerose specie nei quadranti settentrionali, spesso al contatto tra i complessi argillitici e le formazioni permeabili sovrastanti. Generalmente le portate non sono eccezionali e subiscono forti variazioni stagionali; in molti casi sono sfruttate per acquedotti locali.

Nei bacini di Serchio e Lima sono importanti la fonte del Capitano tra Libro Aperto e Cima Tauffi e la Vena del Lago sotto il M. Spigolino; lungo il versante emiliano si trovano sorgenti sparse nell'area tra M. Romecchio, Cima dell'Omo e M. Nuda, localizzate nelle arenarie del Macigno.

### 3.1.2. - *Sorgenti termominerali*

Assai diffuse nel territorio studiato, trovano la loro origine nei serbatoi calcarei profondi, dove si scaldano e mineralizzano sia in virtù del gradiente geotermico sia in virtù della reazione fortemente esotermica tra le anidriti comprese alla base dell'Unità tettonica della Falda Toscana e le acque di circolazione (BRANDI *et alii*, 1967), dando luogo ai gessi, tracce dei quali si trovano ancora nelle cavità del Calcarea cavernoso.

Le sorgenti più importanti e numerose (una decina le principali) sono quelle di Bagni di Lucca in Val di Lima, dove, attraverso fratture nella formazione del Macigno, vengono a giorno acque solfato-alcantino-terrose e cloruro-sodiche radioattive, con temperatura compresa tra 35°C e 54.1°C (FRANCALANCI, 1958; MERLA & ABBATE, 1969).

Poco a est di Pieve Fosciana (loc. Il Bagno) si trovano un piccolo lago e la sorgente Bagni di Prà di Lama. La portata è di circa 2 l/s e l'acqua ha temperatura di 35-37°C, composizione cloruro-solfato-sodica e residuo fisso di 5,45 g/l (FRANCALANCI, 1958; TREVISAN *et alii*, 1971b). La sorgente sgorga in una depressione nei depositi fluvio-lacustri, perennemente occupata dalle acque sorgive e nota già nel X secolo. All'emergenza di acque termali e all'attività sismica sono associati fenomeni di sprofondamento del suolo, di cui il più noto provocò il 15 agosto 1828 la formazione repentina di un lago di 44 m di diametro e 11 m di profondità; nel 1842 il lago era quasi scomparso, ma tra febbraio e marzo 1843 ulteriori sprofondamenti e la comparsa di altre sorgenti termali lo portarono ad ampliarsi nuovamente (NISIO, 2008, *cum bibl.*).

La sorgente Torrite si trova nella località omonima lungo la Turrite Secca, a ovest di Castelnuovo di Garfagnana. L'acqua, ferruginosa, risale lungo una faglia diretta, che mette a contatto le Calcareniti di Montegrossi con il Calcarea Massiccio; la temperatura è di circa 30°C e la portata di 2-3 l/s (TREVISAN *et*

*alii*, 1971b). Altre due sorgenti si trovano presso Gallicano (Sorgenti dell'Acqua Salata): le acque sono classificabili come cloruro-solfato-magnesiache ed hanno temperatura di 23-25°C e portata di 2-3 l/s (FRANCALANCI, 1958; TREVISAN *et alii*, 1971b); le scaturigini si verificano in corrispondenza di una faglia diretta, nei Calcari ad Angulati.

#### 4. - LE DIGHE NEL BACINO DEL FIUME SERCHIO

La produzione di energia elettrica costituisce una risorsa importante di questo territorio, caratterizzato da piovosità elevata, con un reticolo idrografico ben sviluppato e quindi con una buona disponibilità idrica. In particolare, nel bacino del Serchio lo sfruttamento delle risorse idriche a scopi idroelettrici ha portato alla realizzazione di un articolato sistema produttivo, comprendente numerosi sbarramenti, condotte sotterranee, centrali ed elettrodotti. Nell'arco di vari decenni, lungo il Serchio ed alcuni suoi affluenti sono sorte numerose dighe (una quindicina nell'intero bacino idrografico, del tipo a gravità ordinaria in calcestruzzo o ad arco semplice), i cui bacini d'invaso sono generalmente in concessione all'ENEL.

Fra le località sede di tali sbarramenti, solo una parte rientra nell'area del Foglio: in particolare, si ricordano (da nord a sud):

- Villa Collemantina: la diga, alta 37,5 m, è impostata nelle ofioliti dell'Unità tettonica Ottone; essa sbarra il T. il Fiume, affluente di sinistra del Serchio, formando un bacino di 0,77 milioni di m<sup>3</sup>;

- Pontecosi: questo bacino, direttamente sul Serchio, poco a monte di Castelnuovo di Garfagnana, è prodotto da una diga alta 33 m, impostata nel Macigno ed ha un volume d'invaso di 2,95 milioni di m<sup>3</sup>; è questo l'invaso più importante del Foglio, lungo oltre 1 km e largo fino a 300 m circa;

- Gangheri o Trombacco; la diga, alta 42 m e fondata su Calcere massiccio, sbarra la Turrite di Gallicano, affluente di destra del Serchio, producendo un invaso stretto e allungato, di 0,94 milioni di m<sup>3</sup>. In occasione della catastrofe idrogeologica della Versilia e Garfagnana (19 giugno 1996), in cui furono devastate ampie zone del contiguo Foglio 249 Massa Carrara, il bacino era fortunatamente quasi vuoto; l'onda di piena, che insieme alle colate detritiche aveva semidistrutto Fornovolasco, pochi km a monte, fu così parzialmente laminata, mentre una quantità consistente di materiale trasportato (detrito, tronchi d'albero) fu intercettata, evitando la devastazione di Gallicano, posto più a valle (CAREDIO *et alii*, 1998);

- Turrite Cava: il torrente omonimo è sbarrato da una diga alta 39 m, impostata nella Maiolica; si forma così uno stretto lago, lungo oltre 1 km e con

un volume di 1,46 milioni di m<sup>3</sup>.

Ancora nel bacino del Serchio, ma al di fuori dell'area del Foglio, si ricordano anche gli sbarramenti di Vicaglia (alto bacino del Serchio di Soraggio); Gramolazzo (T. Acqua Bianca, Serchio di Gramolazzo); Vagli (T. Edron); Isola Santa (Turrette Secca), Borgo a Mozzano (F. Serchio), Vinchiana (affluente in sinistra del Serchio) e altri in Val di Lima.

In particolare, il bacino di Vagli, lungo circa 3 km e con un volume d'invaso di 34 milioni di m<sup>3</sup> (31,7 milioni di m<sup>3</sup> utili), rientra fra i maggiori dell'Italia centrale e si trova appena 2 km a ovest del margine ovest del Foglio, presso il limite tra l'Autoctono *Auctt.* e l'Unità tettonica della Falda Toscana (Foglio 249 Massa Carrara). Il bacino fu realizzato negli anni 1941-46, con una diga a gravità massiccia di calcestruzzo di m 65,5, rialzata di altri 30 m nel 1952-53. Il massimo invaso del 1946 venne raggiunto a quota 530 m, con capacità di 8 milioni di m<sup>3</sup>, di cui 6 utili; il sopralzo della diga portò la quota di massimo invaso a 560 m e la capacità a 34 milioni di m<sup>3</sup>.

Fra le problematiche del bacino di Vagli rientra quella della stabilità delle sponde: il 9 novembre 1953, durante le operazioni d'invaso si verificò una vasta frana nei Calcari ad Angulati (Unità tettonica della Falda Toscana), in sponda sinistra, poco a monte della diga, che coinvolse anche la strada provinciale e mise in evidenza una più vasta area instabile (BASCHIERI & GULÌ, 1956). Nel 1954 alcuni dissesti si manifestarono anche nella zona del paese di Vagli di Sotto, coinvolgendo alcuni edifici e generando una situazione di rischio, tuttora mantenuta sotto controllo.

In seguito, numerose indagini geologiche e geognostiche hanno accertato la presenza di fenomeni d'instabilità significativi, nella zona di Vagli di Sotto e presso la diga. Sono state quindi realizzate opere di sostegno e di regimazione e drenaggio delle acque, nonché il monitoraggio delle pressioni interstiziali, degli spostamenti e delle sollecitazioni. Studi svolti nell'ambito del censimento delle aree a rischio (ex D.L. 180/1998) hanno confermato la presenza di un'ampia area interessata da movimenti franosi nella zona a monte della diga e di condizioni di rischio molto elevato, per cui la quota di esercizio del bacino è stata ridotta a 555 m s.l.m.

## APPENDICE

### 1. - INTRODUZIONE

La tettonica spesso contribuisce ad obliterare il *record* fossile delle formazioni coinvolte, soprattutto nei casi di tettonica polifasata al limite dell'anchimetamorfismo, come si può verificare in diverse aree dell'Appennino Settentrionale ed anche in quella studiata. A ciò si deve aggiungere che in molte formazioni affioranti nell'area di questo Foglio il *record* fossile era già stato depauperato o impoverito dai processi tafonomici (ad es. nel Calcare selcifero di Limano, nei Diaspri o nella Maiolica) e che il contenuto biogenico era scarso o addirittura assente già durante la sedimentazione (ad es. nelle Argille e calcari di Canetolo, nel Macigno o nelle Arenarie di Monte Modino). Pertanto l'attribuzione delle età alle varie formazioni non sempre è stata un'operazione facile. Ci sono state incertezze anche nel ricavare l'età dalla letteratura (come per il Calcare massiccio o il Rosso ammonitico), perché le attribuzioni dei diversi Autori non sempre coincidono e spesso sono basate su *record* fossiliferi esigui.

Proprio in funzione dei dati utilizzati e delle età attribuite è stata elaborata la tab. 1, in cui sono riportate le età delle formazioni affioranti nel Foglio sulla base dei dati di letteratura, dei risultati originali ottenuti dagli scriventi durante la realizzazione di questo e di altri fogli dell'Appennino Settentrionale (233 Pontremoli, 234 Fivizzano e 262 Pistoia) e delle età assegnate in base ai risultati acquisiti dagli Autori in aree limitrofe (citate nella stratigrafia di queste

note).

Le età desunte dalla letteratura possono essere raggruppate in età antecedenti ed età successive agli anni '80.

Le prime datazioni, essenzialmente basate sulle ammoniti, sono state acquisite dai pionieri della geologia dell'Appennino Settentrionale, tra la seconda metà dell'800 e la prima metà del '900. Le datazioni acquisite negli anni '60-'70, prevalentemente nell'ambito della realizzazione della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000, sono essenzialmente basate sui foraminiferi (ad es. per la Scaglia toscana), sui radiolari (Diaspri) e sulle calpionelle (Maiolica). Purtroppo in molti casi l'attribuzione si basava su pochi *taxa*, spesso riconosciuti in un numero molto limitato di campioni; in altri casi le specie riportate o la posizione dei campioni sono di dubbia o difficile interpretazione. Negli anni '80 e '90 i dati biostratigrafici sono stati frequentemente desunti da associazioni riconosciute in un numero di campioni sufficiente a caratterizzare una biozona e, in alcuni casi, è stato possibile riconoscere anche una successione di biozone. I risultati più significativi sono stati ottenuti in base ai nannofossili calcarei o per le successioni silicee in base ai radiolari (Diaspri). Le età acquisite nell'ambito della realizzazione di questo Foglio sono basate sullo studio dei nannofossili calcarei, resti scheletrici di alghe planctoniche unicellulari, le cui dimensioni variano da alcuni micron a poche decina di micron. Lo studio di questo gruppo fossile ha permesso di datare con maggiore precisione molte formazioni affioranti nell'Appennino Settentrionale, contribuendo anche a ricostruire la stratigrafia di varie unità tettoniche e a migliorare la scansione temporale dell'evoluzione tettono-sedimentaria di questo settore di catena (CATANZARITI *et alii*, 2002, *cum. bibl.*). Le associazioni a nannofossili calcarei recuperate in questo Foglio e nei Fogli 233 Pontremoli, 234 Fivizzano e 262 Pistoia hanno consentito di precisare, fra l'altro, l'età del tetto del Calcare selcifero di Limano, della porzione inferiore e sommitale dei Calcari e marne a Posidonia, della base e del tetto della Scaglia toscana e della parte alta delle Marne di Marmoreto (Unità tettonica della Falda Toscana).

Tab. 1 - *Età attribuite alle diverse formazioni, in base ai dati di letteratura e a quelli acquisiti dagli scriventi nell'ambito del progetto CARG.*

	Formazioni	Età della base (Progetto CARG)	Età desunta dalla letteratura	Età del tetto (Progetto CARG)	Età attribuite
Depositi Villafanchiani	Conglomerati di Barga		Villafanchiano sup.		Villafanchiano sup.
	Formazione di Fornaci di Barga		Villafanchiano inf.		?Rusciniense sup. - Villafanchiano inf.
UNITÀ OTTONE	Flysch di Ottone		Campaniano inf. - Mastrictiano inf.	Campaniano sup./Mastrictiano inf.	Campaniano inf. - Mastrictiano inf.
	Complesso di Casanova		Campaniano inf.	Campaniano inf.	Campaniano inf.
UNITÀ CANETOLO	Calcarei di Groppo del Vescovo	Eocene inf.	Eocene inf. - medio	Eocene inf. - medio	Eocene inf. - medio
	Argille e calcari di Canetolo		Paleocene sup. - Eocene medio	Paleocene sup. - Eocene medio	Paleocene sup. - Eocene inf./?medio
B A S I D A T O S C A N A	Arenarie di Monte Modino		Oligocene sup. - Miocene inf.		Oligocene sup. p.p. - Miocene inf. p.p.
	Marne di Marmoreto		Oligocene sup. - Miocene inf.		Oligocene sup. p.p. - Miocene inf. p.p.
	Argille di Fiumalbo		Eocene medio - Oligocene sup.		Oligocene sup. p.p. - Miocene inf. p.p.
	Olistostroma di Monte Modino		Cretacico inf. - Eocene		Oligocene sup. p.p. - Miocene inf. p.p.
	Macigno		Oligocene sup. - Miocene inf.	?Miocene inf.	Oligocene sup. p.p. - Miocene inf. p.p.
	Scaglia toscana	Aptiano inf.	Cretacico inf. - Oligocene sup.		Apuano inf. p.p. - Oligocene sup. p.p.
	Maiolica	Tortoniano sup.	Tortoniano sup. - Neocomiano	Aptiano inf.	Tortoniano sup. p.p. - Aptiano inf. p.p.
	Diapiri		Bajociano sup./Bathoniano medio-Titoniano sup./Berrassiano inf.	Titoniano sup.	Bajociano sup./Bathoniano inf. - Titoniano sup. p.p.
	Calcare selcifero della Val di Lima	Bajociano sup./Bathoniano inf.	Malm		Bajociano sup./Bathoniano inf. - Titoniano sup. p.p.
	Calcarei marini a Posidonia	Pliensbachiano sup. (Domeriano p.p.) /Toarciano inf.	Toarciano - Calloviano p.p.	Bajociano sup./Bathoniano inf.	Pliensbachiano sup./Toarciano inf. - Bajociano sup./Bathoniano inf.
	Calcare selcifero di Limano		Pliensbachiano sup. (Domeriano p.p.)	Pliensbachiano sup. (Domeriano p.p.) /Toarciano inf.	Pliensbachiano sup. p.p. - Pliensbachiano sup./Toarciano inf.
	Rosso ammonitico		Sinemuriano p.p. (Sinemuriano s.s.) - Pliensbachiano sup. (Domeriano p.p.)		Sinemuriano inf./Pliensbachiano inf. - Pliensbachiano sup. p.p.
	Calcarei ad Angulati		Hettangiano sup. - Sinemuriano p.p. (Sinemuriano s.s.)	Pliensbachiano inf. (Carixiano inf.)	Hettangiano sup./Sinemuriano inf. - Pliensbachiano inf.
	Calcare massiccio		Hettangiano - Sinemuriano p.p.		Hettangiano - Hettangiano sup./Sinemuriano inf.
	Calcarei a <i>Rhaetaviscula comorta</i>		Retico		Retico
Calcare cavernoso		Norico p.p. - ?Retico inf.		Norico p.p. - ?Retico inf.	

## 2. - SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI UTILIZZATI BASATI SUI NANNOFOSSILI CALCAREI

Poiché le formazioni indagate coprono un intervallo di tempo ampio, è stato necessario l'uso di schemi biostratigrafici basati su associazioni ed eventi a nannofossili calcarei del Giurassico inferiore, del Giurassico superiore-Cretacico inferiore, del Cretacico superiore, del Paleogene e della porzione

basale (Miocene) del Neogene. (vedi PERCH-NIELSEN in BOLLI *et alii*, 1985, *cum bibl.*; BOWN, 1998, *cum bibl.*). Il carattere cosmopolita di molte specie di nannofossili calcarei utilizzate come *marker* di zona ha indotto molti Autori ad attribuire un significato biocronostratigrafico a numerosi eventi di comparsa e di scomparsa basati su questo gruppo di microfossili. Conseguentemente, a diverse biozone viene riconosciuto un valore cronostratigrafico a livello internazionale (vedi HAQ *et alii*, 1988).

Gli schemi utilizzati per le datazioni acquisite nell'ambito di questo Foglio con nannofossili calcarei sono: per il Giurassico inferiore lo schema di MATTIOLI & ERBA (1999); per il Cretacico superiore lo schema di SISSINGH (1977) modificato da PERCH-NIELSEN (1985a); per l'intervallo compreso tra il Paleocene ed il Miocene basale lo schema di MARTINI (1971), riproposto con leggere modifiche da PERCH-NIELSEN (1985b). Per l'area mediterranea lo schema di MARTINI (1971) è stato ulteriormente modificato da FORNACIARI & RIO (1996) per l'Oligocene superiore-Miocene inferiore e da CATANZARITI *et alii* (1997) per l'Eocene superiore-Oligocene superiore. Le modiche riportate in PERCH-NIELSEN (1985a, 1985b) introducono l'uso di specie più frequenti al fine di incrementare la risoluzione biostratigrafica; con le stesse finalità CATANZARITI *et alii* (1997) e FORNACIARI & RIO (1996) utilizzano come *marker* di zona specie più frequenti nelle successioni dell'Appennino Settentrionale e/o nell'area mediterranea. Le biozone citate nella stratigrafia (vedi PERCH-NIELSEN, 1985a, 1985b e BOWN 1998, *cum bibl.*) sono contrassegnate da una sigla (NJ = Nannoplankton Jurassic, CC = Coccoliths Cretaceous, NP = Nannoplankton Paleogene, NN = Nannoplankton Neogene) e da un numero progressivo (NJ5, NJ6; CC21, CC22; NP12, NP13; NN1, NN2; ecc.). Le zone di FORNACIARI & RIO (1996) e CATANZARITI *et alii* (1997) sono indicate come MNP quelle del Paleogene e come MNN quelle del Neogene.

### 3. - ETÀ RICAIVATE DALLA LETTERATURA

Riferire alla Scala Cronostratigrafica le età riportate in lavori precedenti agli anni '60 è stata spesso un'operazione difficile, poiché in molti di essi le datazioni non fanno riferimento a nessuno schema biostratigrafico e spesso l'età è espressa solo in termini di Epoca/Serie o addirittura di Periodo/Sistema. Ciò è dovuto anche al fatto che generalmente le età si basano su un *record* fossile molto limitato, costituito da pochi esemplari (ad es. ammoniti); inoltre le determinazioni tassonomiche dei reperti fossili (solitamente rappresentati da molluschi) sono incerte, così come la localizzazione geografica e/o stratigrafica. In diversi lavori la posizione stratigrafica dei campioni è generica

o discutibile, in quanto sono descritte solo le litologie da cui è stato recuperato il *record* fossile, ma non l'unità litostratigrafica campionata.

Successivamente sono stati pubblicati lavori in cui il risultato biostratigrafico è basato su associazioni fossili significative (per es. a foraminiferi, anni '50-'70), riferendo le età ad uno schema biostratigrafico in cui sono contemplati solo il Periodo/Sistema e l'Epoca/Serie; in altri casi il risultato è espresso in termini di Età/Piano, mentre sarebbe stato più prudente e corretto esprimerlo in termini di Epoca/Serie.

Al fine di limitare l'interpretazione dei dati ricavati dalla letteratura, in queste note illustrative le età sono riportate in maniera conforme al lavoro originale, così come i *taxa* citati, e le età desunte sono riferite alla scala cronostatigrafica proposta dalla Commissione per la Cartografia Geologica e Geomorfologica del CNR e adottata dal progetto CARG (PASQUARÈ *et alii*, 1992).

#### 4. - ELENCO DELLE SPECIE RICONOSCIUTE O CITATE NEL TESTO

##### 4.1. - NANNOFOSSILI CALCAREI

- Aspidolithus parvus parvus* (STRADNER, 1973) NOËL (1969)  
*Calcevascularis jansae* WIEGAND (1984)  
*Calculites obscurus* (DEFLANDRE, 1977) PRINS & SISSINGH in SISSINGH (1977)  
*Carinolithus cantaluppii* COBIANCHI (1992)  
*Carinolithus superbus* (DEFLANDRE, 1954) PRINS in GRÜN *et alii* (1974)  
*Ceratolithoides aculeus* (STRADNER, 1961) PRINS & SISSINGH in SISSINGH (1977)  
*Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER (1930)  
*Conusphaera mexicana mexicana* BOWN & COOPER (1998)  
*Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) NOËL (1965)  
*Cribocentrum reticulatum* (GARTNER & SMITH) PERCH-NIELSEN (1971)  
*Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER, 1970) WISE (1973)  
*Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY in HAY *et alii*, 1967) BUKRY (1971)  
*Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE, 1966) BUKRY & PERCIVAL (1971)  
*Dictyococcites scrippsae* BUKRY & PERCIVAL (1971)

- Discoaster binodosus* (WALLICH, 1877) SCHILLER (1930)  
*Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL (1954)  
*Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL (1954)  
*Discoaster mirus* DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT (1954)  
*Lithraphidites carniolensis carniolensis* DEFLANDRE (1963)  
*Lotharingius hauffii* GRÜN & ZWEILI (1974)  
*Lucianorhabdus cayeuxii* DEFLANDRE (1959)  
*Nannoconus steinmannii* KAMPTNER (1931)  
*Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE (1952)  
*Pseudotriquetrorhabdulus inversus* (BUKRY & BRAMLETTE, 1969) WISE in WISE & CONSTANS (1976)  
*Quadrum gartneri* PRINS & PERCH-NIELSEN (1977)  
*Quadrum goticum* (DEFLANDRE, 1959) PRINS & PERCH-NIELSEN (1977)  
*Quadrum trifidum* (STRADNER in STRADNER & PAPP, 1961) PRINS & PERCH-NIELSEN (1977)  
*Reticulofenestra daviesi* (HAQ, 1968) HAQ (1971)  
*Reticulofenestra umbilica* (LEVIN, 1965) MARTINI & RITZKOWSKI (1968)  
*Similiscutum cruciulus* DE KAENEL & BERGEN (1993)  
*Sphenolithus ciperensis* (KAMPTNER, 1931) BRAMLETTE & WILCOXON (1967)  
*Sphenolithus distentus* (MARTINI, 1965) BRAMLETTE & WILCOXON (1967)  
*Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON (1967)  
*Sphenolithus radians* DEFLANDRE in GRASSE (1952)  
*Toweius gammation* (BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961) ROMEIN (1971)  
*Tribrachiatus orthostylus* SHAMRAI (1963)  
*Triquetrorhabdulus carinatus* MARTINI (1965)  
*Watznaueria barnesae* (BLACK in BLACK & BARNES, 1959) PERCH-NIELSEN (1968)  
*Watznaueria britannica* (STRADNER, 1963) REINHARDT (1964)  
*Zygrablitus bijugatus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) DEFLANDRE (1959)

#### 4.2. - ALGHE CALCAREE

- Clypeina jurassica* FAVRE (1927)  
*Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI (1922)

## 4.3. - AMMONITI

- Amaltheus margaritatus* MONTFORT (FUCINI, 1908)  
*Amaltheus spinatum* MONTFORT (PARONA in BELLINCIONI, 1959)  
*Arieticerias bertrandi* KILIAN (FUCINI, 1905)  
*Arietites* sp. WAAGEN (1869)  
*Caloceras* sp. HYATT (1870)  
*Catullocherias dumortieri* THIOLLIÈRE (1858)  
*Hildoceras algovianum* OPPEL (1856)  
*Hildoceras domarense* MENEGHINI (1867-1881)  
*Hildoceras ruthense* REINAHRDT (FUCINI, 1908)

## 4.4. - GASTEROPODI

- Worthenia escheri* DE STEFANI (1874)

## 4.5. - LAMELLIBRANCHI

- Posidonia alpina* GRAS (1852)

## 4.6. - CALPIONELLE

- Calpionella* aff. *Calpionella alpina* LORENZ (1902)  
*Calpionella elliptica* CADISH (1932)

## 4.7. - FORAMINIFERI BENTONICI

- Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLMANN (1962)  
*Aulotortus friedli* KRISTAN-TOLMANN (1965)  
*Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK (1956)  
*Aulotortus* spp. WEYNSCHENK (1951)  
*Conicospirillina* spp. CUSHMAN (1927)  
*Gandinella falsofriedli* SALAJ, BORZA & SAMUEL (1983) (= *Gandinella appenninica* CIARAPICA & ZANINETTI, 1985)  
*Lepidocyclina dilatata* MICHELOTTI (1861)  
*Lepidocyclina marginata* var. *premarginata* (DOUVILLÉ, 1923) MIGLIORINI

(1946)

*Lepidocyclina tourneri* LEMOINE & DEVILLE (1965)

*Lepidocyclina undosa* CUSHMAN (1919)

*Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK (1951)

*Spirillina* EHRENBERG (1843)

*Triasina hantkeni* MAJZON (1954)

*Trocholina alpina* LEUPOLD (1935)

*Trocholina multispira* OBERHAUSER (1957)

*Trocholina elongata* LEUPOLD (1935)

*Turrspirillina conoidea* PAALZOW (1927)

*Turrspirillina altissima* PIRINI (1965)

#### 4.8. - FORAMINIFERI PLANCTONICI

*Globorotalia aragonensis* NUTTALL (1930)

*Globorotalia bullbrocki bullbrocki* BOLLI (1957)

*Globorotalia triloculinoides* REICHEL (1936)

*Globorotalia linaperta* FINLAY (1939)

*Globorotalia aequa* CUSHMAN & RENZ (1942)

*Globotruncana* aff. *arca* CUSHMAN (1926)

*Globotruncana aragonensis* (= *Morozovella aragonensis* NUTTALL, 1930)

*Globotruncana angusticarinata* (GANDOLFI, 1942)

*Globotruncana bullbrocki* (= *Globorotalia bullbrocki bullbrocki* BOLLI, 1957)

*Globotruncana conica* WHITE (1928)

*Globotruncana contusa* CUSHMAN (1926)

*Globotruncana fornicata* PLUMER (1931)

*Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI (1944)

*Globotruncana lapparenti tricarinata* BOLLI (1944)

*Globotruncana marginata* REUSS (1845)

*Globotruncana stuarti* DE LAPPARENT (1918)

*Morozovella aragonensis* NUTTALL (1930)

*Orbitoides* spp. NEUMANN (1958)

*Orbulina universa* D'ORBIGNY (1839)

*Planomalina buxtorfi* GANDOLFI (1942)

*Rotalipora appenninica* RENZ (1936)

*Siderolites* spp. LAMARCK (1801)

*Ticinella roberti* GANDOLFI (1942)

## BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E. (1966) – *Nuovi dati sull'età degli Scisti Policromi e del Macigno della Spezia*. Boll. Soc. Geol. It., **85** (3-4):655-666.
- ABBATE E. (1969) - *Geologia delle Cinque Terre e dell'entroterra di Levante (Liguria orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **8** (4): 923-1014.
- ABBATE E., BALESTRIERI M., BIGAZZI G., NORELLI P. & QUERCIOLO C. (1990) - *Apatite fission track datings and the uplift of the Apuan Alps and surrounding regions (Northern Apennines, Italy)*. Proc. 7th Int. Conf. on Geochemistry, Cosmochemistry and Isotope Geology, Canberra, Australia, Abstracts: 24-29.
- ABBATE E. & BORTOLOTTI V. (1961) - *Tentativo di interpretazione dei livelli di "Argille Scagliose" intercalate nella parte alta del "Macigno" lungo l'allineamento M. Prado-Chianti (Appennino Settentrionale) mediante colate sottomarine*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (2): 335-342.
- ABBATE E. & BORTOLOTTI V. (1984) - *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e delle interpretazioni dal 1970 in poi*. Vol. giub. I Cent. S.G.I.: 215-240.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. & SAGRI M. (1970) - *Introduction to the geology of the Northern Apennines*. Sediment. Geol., **4**: 207 - 249.
- ABBATE E. & BRUNI P. (1987) - *Modino-Cervarola o Modino e Cervarola? Torbiditi oligo-mioceniche ed evoluzione del margine nord-appenninico*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 19-33.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) - *The eugeosynclinal sequences*. In: G. SESTINI (Ed.): "Development of the Northern Apennines geosyncline", Sedim. Geol., **4**:251-340.
- AGIP MINERARIA (1961) - *Carta geologica dell'Appennino settentrionale tra le valli dell'Arda e del Reno (prov. Parma, Reggio, Modena e Bologna) (scala 1:100.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **80**(1).
- AGNESI V., MACALUSO T., MONTELEONE S. & PIPITONE G. (1978) - *Espansioni laterali (lateral spreads) nella Sicilia occidentale*. Geol. Appl. e Idrogeol., **13**: 231-238.
- ALVAREZ W., COCOZZA T. & WEZEL F.C. (1974) - *Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal*. Nature, **248**: 309-314.
- AMADESI E. (1966) - *Considerazioni generali sulla stratigrafia e l'evoluzione geologica dell'Appennino settentrionale tra l'Abetone e Castiglion dei Pepoli*. Giorn. Geol., **34**: 411-446.
- AMADESI E. & MARABINI F. (1967) - *Lineamenti strutturali e tettonici dell'Appennino Settentrionale fra l'Abetone e Fanano*. Giorn. Geol., **34** (1966): 1-13.
- ANDREOZZI M., FORNACIARI E., RIO D. & ZANZUCCHI G. (1991) - *Biostratigrafia a Nannofossili calcarei ed età dell'Unità Cervarola nell'Appennino reggiano-bolognese*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., riass., **46**: 185.
- ARUTA G., BRUNI P., CIPRIANI N. & PANDELI E. (1998) - *The siliciclastic turbidite sequences of the Tuscan Domain in the Val di Chiana-Val Tiberina area (Eastern Tuscany and North-Western Umbria)*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 579-593.
- AUBOUIN J. (1965) - *Geosynclines*. Elsevier, Amsterdam: 335 pp.
- AUTORITÀ DEL BACINO SPERIMENTALE DEL FIUME SERCHIO (1993) - *L'attività estrattiva nel bacino del Fiume Serchio*. Quad. Autorità di Bacino F. Serchio, **1**: 96 pp.
- AZZAROLI A. (1948) - *Osservazioni sulla tettonica dell'alta val di Nievole e delle zone adiacenti alla catena del M. Albano*. Boll. Soc. Geol. It., **67**: 143-149.
- AZZAROLI A. (1955a) - *L'Appennino toscano-emiliano dal Passo di Pradarena al Passo delle Forbici e i nuclei mesozoici di Corfino e di Soraggio*. Boll. Soc. Geol. It., **74**: 1-72.
- AZZAROLI A. (1955b) - *La struttura della Valle del Serchio nei dintorni di Castelnuovo di Garfagnana*. Boll. Soc. Geol. It., **74**: 73-78.
- AZZAROLI A. (1970) - *Villafranchian correlation based on large mammals*. Giorn. Geol., **35** (2): 111-131.

- AZZAROLI A. (1977) - *The Villafranchian stage in Italy and the Plio-Pleistocene boundary*. Giorn. Geol., **41** (2): 61-79.
- BAGNOLI G., GIANNELLI G., PUXEDDU M., RAU A., SQUARCI P. & TONGIORGI M. (1980) - *A tentative stratigraphic reconstruction of the Tuscan Paleozoic basement*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 99-116.
- BAGNOLI G. & TONGIORGI M. (1980) - *New fossiliferous Silurian (Mt. Corchia) and Devonian (Monticiano) layers in the Tuscan Paleozoic*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 301-313.
- BALDACCI F., CARMIGNANI L., FANTOZZI P., MECCHERI M. & PLESI G. (1993) - *Lineamenti stratigrafico-strutturali lungo la trasversale Alpi Apuane-Appennino reggiano-modenese*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **CROP 1-1A**, 1992/2: 31-49.
- BALDACCI F., CECCHINI S., LOPANE G. & RAGGI G. (1993) - *Le risorse idriche del Fiume Serchio e il loro contributo all'alimentazione dei bacini idrografici adiacenti*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 365-391.
- BALDACCI F., CERRINA FERONI A., ELTER P., GIGLIA G. & PATACCA E. (1972) - *Il margine del paleocontinente nord-appenninico dal Cretaceo all'Oligocene: nuovi dati sulla ruga insubrica*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 367-390.
- BALDACCI F., CERRINA FERONI A. & PLESI G. (1982) - *Una nuova interpretazione della struttura della Val di Lima*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Serie A, **88** (1981): 159-168.
- BALDACCI F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) - *Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei Flysch arenacei tipo "macigno" dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 213-244.
- BALDACCI F. & NARDI R. (1967) - *Sulla presenza di una finestra tettonica nella Serie Toscana della Valle del Serchio di Soraggio (Appennino Lucchese)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **74**: 120-127.
- BALDACCI F. & PLESI G. (1987) - *Sul significato della finestra tettonica di Soraggio e sui rapporti tra i flysch arenacei oligo-miocenici lungo la sezione valle di Soraggio-M. Cusna-M. Prampa*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 49-56.
- BARBERI F. & GIGLIA G. (1965) - *La serie scistosa basale dell'Autoctono delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 41-92.
- BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., COSTANTINI A., FEDERICI P.R., GASPERI G., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZANTI R., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI F., VERCESI P.L., CASTALDINI D. & FRANCAVILLA F. (1983) - *Carta neotettonica dell'Appennino Settentrionale. Note illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., **101** (1982): 523-549.
- BARTOLINI C., BIDINI D., FERRARI G.A. & MAGALDI D. (1984) - *Pedostratigrafia e morfostratigrafia nello studio delle superfici sommitali dell'Appennino settentrionale (prov. di Lucca e Pistoia)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **3**: 42-60.
- BARTOLINI C. & BORTOLOTTI V. (1971) - *Studi di geomorfologia e neotettonica: I - I depositi continentali dell'Alta Garfagnana in relazione alla tettonica plio-pleistocenica*. Mem. Soc. Geol. It., **10**: 203-245.
- BASCHIERI L. & GULI F. (1956) - *Notizie intorno alla frana di Vagli ed al suo consolidamento*. Geotecnica, **3**: 122-130.
- BAUMGARTNER P.O. (1984) - *A middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude badiolarian zonation based on unitary association and age of Tethyan radiolarian*. Eclog. Geol. Helv., **77**: 729-841.
- BAUMGARTNER P.O. (1987) - *Age and genesis of Tethyan Jurassic radiolarites*. Eclog. Geol. Helv., **80**: 831-879.
- BELLINCIONI P. (1959) - *Il nucleo mesozoico della Val di Lima (Appennino lucchese)*. Boll. Soc. Geol. It., **78**: 1-30.
- BELLINCIONI P., FANCELLI R., GHELARDONI R. & TREVISAN L. (1956) - *Grande piega coricata*

- con nucleo triassico in Val di Lima (Appennino Lucchese, Toscana). Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **63**: 71-77.
- BERGGREN W, KENT D.V., & FLYNN J.J. (1985a) – *Paleogene: geochronology and chronostratigraphy*. In: SNELLING (Ed.): “*The Chronology of the Geological Record*”, London, Geological Society of London, Memoir, **10**: 141-145.
- BERGGREN W, KENT D.V., SWISCHER C.C. III & AUBRY M.P. (1995) - *A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy*. In: BERGGREN W, KENT D.V, AUBRY M.P. & HANDERBOL J. (Eds.): “*Geochronology time scales and global stratigraphic correlation*”, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **54**: 212 pp.
- BERGGREN W, KENT D.V., & VAN COUVERING J.A. (1985b) – *The Neogene: Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy*. In: SNELLING (Ed.): “*The Chronology of the Geological Record*”, London, Geological Society of London, Memoir, **10**: 211-260.
- BERNOULLI D., KALIN O. & PATACCA E. (1979) - *A sunken continental margin of the Mesozoic Tethys: the northern and central Apennines*. Symp. “*Sedimentation jurassique W Européæen*”. A.S.F. Public. Spéc. **1**: 197-209.
- BERTOLDI R. (1984) – *Indagini palinologiche nel deposito fluvio-lacustre villafranchiano di Pontremoli (Val di Magra)*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **20**: 155-163.
- BERTOLDI R. (1988) – *Una sequenza palinologica di età rusciniana nei sedimenti basali lacustri del bacino di Aulla-Olivola (Val di Magra)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94** (1): 105-138.
- BERTOLDI R. & CASTELLO M.F. (1991) - *Palinoflora di età villafranchiana inferiore nel deposito continentale di Sesta Godano in Val di Vara (bacino del F. Magra)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **97** (1990): 31-45.
- BERTOLINI G., BETTELLI G., BONAZZI U., CAVAZZUTI M., CUOGHI A., GASPERI G. & PANINI F. (1989) - *Carta geologica schematica dell'Appennino Modenese e zone limitrofe (scala 1:100.000)*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987).
- BERTOLINI A. & NARDI R. (1966) - *Geologia delle valli del Dolo e del Dragone (Appennino Tosco-Emiliano)*. Mem. Soc. Geol. It., **5**: 139-164.
- BERTOTTI G., ELTER P., MARRONI M., MECCHERI M. & SANTI R. (1986) - *Le argilliti a blocchi di M. Veri: considerazioni sulla evoluzione tettonica del bacino ligure nel Cretaceo superiore*. Ofioliti, **11** (3): 193-220.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P., GASPERI G., GELMINI R. & PANINI F. (1987a) - *Nota illustrativa alla Carta geologica schematica dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 487-498.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & GELMINI R. (1987b) - *Macigno, Arenarie di Monte Modino e Arenarie di Monte Cervarola del crinale appenninico emiliano*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 1-17.
- BETTELLI G., CIBIN U., FIORONI C., PANINI F. & PLESI G. (1992) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo alla scala 1:10.000. Sezione N. 250040 “Fiumalbo”*. Regione Emilia-Romagna. Tip. SELCA, Firenze.
- BIGAZZI G., DI PISA A., GATTIGLIO M., MECCHERI M. & NORELLI P. (1988) - *La struttura cataclastico-milonitica di Foce di Mosceta, Alpi Apuane sud-orientali (M. Corchia, Gruppo delle Panie)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem, Serie A, **95**: 105-116.
- BISCI C., DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1996) - *Rock flow (Sackung)*. In: DIKAU R., BRUNSDEN D., SCHRÖTT L. & IBSEN M.L. (Eds.): “*Landslide recognition. Identification, movement and causes*”, J. Wiley & Sons (UK):150-160.
- BLOW W.H. (1969) - *Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. Proc. “*First Int. Conf. Plankt. Microfossils*”, Geneva 1967, **1**: 199-422.
- BOCCALETTI M. (1968) – *Analisi sistematica delle micropieghe della “Serie Toscana” nell'area delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **87**: 643-659.
- BOCCALETTI M. & BORTOLOTTI V. (1965) - *Lacune della Serie Toscana. 1) Serie stratigrafiche*

- giurassico-eoceniche nelle zone di Roggio e Trassilico sul versante orientale delle Alpi Apuane.* Boll. Soc. Geol. It., **84** (5): 271-356.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (1983) - *La tettonica della Toscana: assetto ed evoluzione.* Mem. Soc. Geol. It., **25**: 51-62.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GASPERI G., GELMINI R., LAZZAROTTO A. & ZANZUCCHI G. (1987) - *Carta strutturale dell'appennino settentrionale: Note illustrative.* CNR- Prog. Fin. Geodin., pubbl. n. **429** (1982): 212 pp.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale.* Mem. Soc. Geol. It., **21**: 359-373.
- BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHL D. (1985) - *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines.* Tectonophysics, **117**: 7-38.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & SGUAZZONI G. (1971) - *Plate Tectonics Models for the Development of the Western Alps and Northern Apennines.* Nature Physical Science, **234**: 108-111.
- BOCCALETTI M., FAZZUOLI M. & MANETTI P. (1975) - *Caratteri sedimentologici del Calcare Massiccio a nord dell'Arno.* Boll. Soc. Geol. It., **94**: 377-405.
- BOCCALETTI M., FICCARELLI G., MANETTI P. & TURI A. (1969) - *Analisi stratigrafiche, sedimentologiche e petrografiche delle formazioni mesozoiche della Val di Lima (Prov. di Lucca).* Mem. Soc. Geol. It., **8**: 847-922.
- BOCCALETTI M. & GOSSO G. (1980) - *Analisi della deformazione plicativa e rapporti con lo sviluppo della blastesi melanorfica nell'area di Campo Cecina - M. Pisanino.* Mem. Soc. Geol. It., **21**: 101-110.
- BOCCALETTI M., GUAZZONE M. & MANETTI P. (1972) - *Gli archi appenninici, il Mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco.* Mem. Soc. Geol. It., **11**: 201- 216.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1964) - *Sulla presenza di una breccia alla base del complesso Scaglia-Nammulitico in Val di Lima (Provincia di Lucca).* Boll. Soc. Geol. It., **83**: 339-348.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1966) - *Lacune della Serie Toscana. 2) Breccie e lacune al passaggio Maiolica-Gruppo degli Scisti Policromi in Val di Lima.* Boll. Soc. Geol. It., **5**: 19-66.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1967a) - *Lacune della Serie Toscana. 3- Stratigrafia del Mesozoico nella zona di Equi Terme (Lunigiana).* Boll. Soc. Geol. It., **86**: 503-524.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1967b) - *Olistostromi ed olistoliti di Maiolica negli Scisti Policromi della Val di Lima (Prov. di Lucca).* Boll. Soc. Geol. It., **86**: 525-536.
- BOHNE W., GÜNTHER K., KRAMPE K., RENTZ K. & REUTTER K.J. (1968) - *Carta geologica dell'Appennino tosco-emiliano tra Ligonchio, Civago e Corfino (scala 1:50.000).* Ateneo Parmense, Acta Nat., N.S., **4** (1).
- BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.) (1985) - *Plankton Stratigraphy.* Cambridge University Press: 1032 pp.
- BONATTI (1938) - *Studio petrografico delle Alpi Apuane.* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **26**: 1-116.
- BONI A. (1962) - *Lignes et problèmes tectoniques du secteur nord-ouest de l'Appennin Septentrional.* Bull. Soc. Géol. Fr., **4** (7): 644-656.
- BORTOLOTTI V. (1964) - *Geologia dell'alta Garfagnana tra Poggio, Dalli e Gramolazzo.* Boll. Soc. Geol. It., **83**: 25-154.
- BORTOLOTTI V. (1966) - *La tettonica trasversale dell'Appennino. 1. - La linea Livorno-Sillaro.* Boll. Soc. Geol. It., **85**: 529-540.
- BORTOLOTTI V. (Ed.) (1992) - *Guide Geologiche Regionali: Appennino Tosco-Emiliano.* Soc. Geol. It. Ed. BE-MA: 331 pp.
- BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRI M. & SESTINI G. (1970) - *The miogeosynclinal sequences.* Sediment. Geol., **4**: 341-444.

- BORTOLOTTI V. & PIRINI C. (1965) - *Nota preliminare sull'età della base del Macigno*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 29-36.
- BOUSQUET J.C. & PHILIP H. (1986) - *Neotectonics of the Calabrian arc and Apennines (Italy): an example of plio-tertiary evolution from island arcs to collisional stages*. In: WEZEL F.C. (Ed.): "The origin of arcs", Urbino, 22-25/9/1986, Developments in Geotectonics, **21**: 305-326.
- BOWN P.R. (1998) - *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 314 pp.
- BRALOWER T.J., MONECHI S. & THIERSTEIN H.R. (1989) - *Calcareous nannofossil zonation of the Jurassic-Cretaceous boundary interval and correlation with geomagnetic polarity time scale*. Marine Micropaleont., **14**: 153-235.
- BRANDI G.P., FRITZ P., RAGGI G., SQUARCI P., TAFFI L., TONGIORGI E. & TREVISAN L. (1967) - *Idrogeologia delle Terme di Montecatini*. Collana Scient. Terme di Montecatini, **39**: 58 pp.
- BRASCHI S., DEL FREO P. & TREVISAN L. (1987) - *Ricostruzione degli antichi ghiacciai sulle Alpi Apuane*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Serie A, **93** (1986): 203-219.
- BRUNI P., CIPRIANI N. & PANDELI E. (1994a) - *New sedimentological and petrographical data on Oligo-Miocene turbiditic formation of the Tuscan Domain*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 251-260.
- BRUNI P., CIPRIANI N. & PANDELI E. (1994b) - *Sedimentological and petrographical features of the Macigno and M. Modino Sandstones in the Abetone area (Northern Apennines)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 331-341.
- BRUNI P., DE LIBERO C., PANDELI E. & PERILLI N. (1992) - *La successione oligo-miocenica Macigno - Arenarie di M. Modino*. Guida alle escursioni post-congresso, Esc. B3. 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze, 24-26/9/1992: 135-196.
- BRUNI P. & FAZZUOLI M. (1981) - *Facies association in the Limano Cherty Limestone (Upper Jurassic), Northern Apennines*. Rend. Soc. Geol. It., **4**: 319-322.
- BRUNI P. & PANDELI E. (1992) - *Il Macigno e le Arenarie di M. Modino nell'area dell'Abetone*. Guida alla traversata dell'Appennino Settentrionale. 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze, 24-26/9/1992: 139-161.
- BURCHIELLI G. (1991) - *Geologia della Val di Lima nord-occidentale da Ponte a Gaiò al Torrente Scesa*. Tesi Laurea ined., Univ. Firenze.
- BUTLER R.W.H. (1987) - *Thrust sequences*. Jour. Geol. Soc. London, **144**: 619-634.
- CALISTRI M. (1974) - *Studi di geomorfologia e neotettonica: II - Il Pliocene fluvio-lacustre della conca di Barga*. Mem. Soc. Geol. It., **13** (1): 1-21.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1992) - *A new Geomagnetic Polarity Time Scale for Late Cretaceous and Cenozoic*. J. Geoph. Res., **97** (13): 917-951.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1995) - *Revise calibration of geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic*. J. Geoph. Res., **100** (60): 93-95.
- CANUTI P., FOCARDI P. & SESTINI G. (1965) - *Stratigrafia, correlazione e genesi degli Scisti Policromi dei Monti del Chianti (Toscana)*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 93-166.
- CANUTI P. & MARCUCCI M. (1970) - *Lacune della Serie Toscana. 5. Stratigrafia della base degli Scisti Policromi (Scaglia toscana) nella Toscana meridionale (area di Montepulciano e Campiglia d'Orcia)*. Boll. Soc. Geol. It., **89** (1): 253-276.
- CANUTI P., FOCARDI R., NARDI R., PUCCINELLI A., BERTOCCI R., CASAGLI N., CHELI P., D'AMATO AVANZI G., FANTI R., GARZONIO C.A., SARGENTINI M., SPICCHI R., TRIVELLINI M. & TURRINI G. (2000) - *Atlante dei Centri Abitati Instabili della Toscana*. CNR - GNDCI. Pubbl. n. 2143. Stab. Poligr. Fiorentino, FI: 208 pp.
- CAPELLINI G. (1902) - *Note esplicative della carta geologica dei dintorni del Golfo della Spezia e Val di Magra Inferiore, 1881, 2a Ed.*. Tip. Bertero, Roma: 46 pp.
- CAREDDIO F., CASTALDINI D. & PUCCINELLI A. (1997) - *Gravitational slope deformations near the Abetone Pass (Tuscan-Emilian Apennines)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **19** (1996): 287-296.
- CAREDDIO F., D'AMATO AVANZI G., PUCCINELLI A., TRIVELLINI, VENUTELLI M. & VERANI M.

- (1998) - *La catastrofe idrogeologica del 19/6/1996 in Versilia e Garfagnana (Toscana, Italia): aspetti geomorfologici e valutazioni idrauliche*. Atti Conv. "La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica". Alba (CN), 5-7/11/1996. Vol. 2, 75-88.
- CARIMATI R., GOSENBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) - *Catalogo delle Unità Formazionali Italiane*. Boll. Serv. Geol. d'It., **101**: 343-542.
- CARMIGNANI L. (Ed.) (1985) - *Carta geologico-strutturale del Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane, Foglio Nord (scala 1:25.000)*. Litografica Artistica Cartografica, Firenze.
- CARMIGNANI L., CONTI P., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., GIGLIA G. & MECCHERI M. (2000) - *Carta geologica del Parco delle Alpi Apuane (scala 1:50.000)*. Tip. SELCA, Firenze.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & MECCHERI M. (1994) - *Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, **238**: 295-315.
- CARMIGNANI L., DESSAU G. & DUCHI G. (1972) - *I giacimenti minerali delle Alpi Apuane e loro correlazioni con l'evoluzione del gruppo montuoso*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 417-431.
- CARMIGNANI L., DESSAU G. & DUCHI G. (1976) - *I giacimenti a barite, pirite e ossidi di ferro delle Alpi Apuane. Studio minerogenetico e strutturale. Nuove osservazioni sui giacimenti polimetallici*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 1009-1061.
- CARMIGNANI L., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., GIGLIA G. & MECCHERI M. (1993a) - *Tettonica distensiva del Complesso metamorfico delle Alpi Apuane*. Guida all'escursione. Pietrasanta, 1-4/6/1993.
- CARMIGNANI L., FANTOZZI P.L., GIGLIA G. & MECCHERI M. (1993b) - *Pieghe associate alla distensione duttile del Complesso Metamorfico Apuano*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 99-124.
- CARMIGNANI L., FANTOZZI P.L., & MECCHERI M. (1991) - *La vergenza "sin" e "post-nappe" della Falda Toscana nelle strutture di Pescaglia e di Castelpoggio (Alpi Apuane)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 351-364.
- CARMIGNANI L., GATTIGLIO M., KALIN O., MECCHERI M., DI PISA A., FRANCESCHELLI M., LEONI L., MEMMI L., CONTI P. & VIETTI N. (1987) - *Guida all'escursione sul complesso metamorfico delle Alpi Apuane*. Summer School di Geologia e Petrologia dei Basamenti Cristallini, CNR - Univ. di Siena, Tip. Ed. Pisana: 110 pp.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1975) - *Le fasi tettoniche terziarie dell'autoctono delle Alpi Apuane: studio delle strutture minori della zona centro-meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 1957-1981.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1977) - *Analisi mesostrutturale della zona occidentale delle Apuane metamorfiche*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 429-450.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1979) - *Large scale reverse "drag folds" in the late alpine building of the Apuane Alps (Northern Apennines)*. Atti Soc. Tosc.Sc. Nat., Mem., Serie A, **86**: 109-125.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1983) - *Il problema della doppia vergenza sulle Alpi Apuane e la struttura del Monte Corchia*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 515-525.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1984) - *"Autoctono Apuano" e Falda Toscana: sintesi dei dati e interpretazioni più recenti*. "Cento anni di geologia italiana", Vol. giub. I Cent. S.G.I.: 199-214.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1978) - *Structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation in the Northern Apennines, Italy*. Journ. Geol., **86**: 487-504.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1980) - *Nuovi dati sulla zona di taglio ensialica delle Alpi Apuane*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 93-100.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane Core Complex*. Tectonics, **9** (6): 1275-1303.

- CARMIGNANI L., RAU A., SQUARCI P., TONGIORGI M. & VAI G.B. (1977) - *Le successioni paleozoico-triassiche della Sardegna centrale e dell' "Autoctono" apuano: analogie e possibili correlazioni*. In: VAI G.B. (Ed.): " *Escursione in Sardegna 1977, Risultati e Commenti*". G.L.P. 2, Suppl.: 11-14.
- CARMIGNANI L., MECCHERI M., CONTI P., MASSA G., PATACCA E. & SCANDONE P. (in stampa) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 "Foglio 249 – Massa Carrara"*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1987) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geol. Appl. e Idrogeol., **20** (2), 1985: 223-243.
- CARTA STRUTTURALE DELL' APPENNINO SETTENTRIONALE (SCALA 1:250.000). CNR (1982) - CNR, P.F. Geodin., pubbl. n. **429**. S.EL.CA, Firenze.
- CARTON A., CASTALDINI D., MANTOVANI F., PANIZZA M. & SPINA R. (1987) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 11 (M. Marmolada) e 97 (San Marcello Pistoiese)*. CNR, P.F. Geodin., pubbl. n. **155**: 227-246.
- CASNEDI R. (1982) - *Sedimentazione e tettonica delle Unità Liguri dell'Appennino Nord-Occidentale*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **30**: 42-66.
- CASTALDINI D., CAREDDIO F., D'AMATO AVANZI G., PERILLI N. & PUCCINELLI A. (2004) - *Glacial features in the Tuscan-Emilian Apennines (Italy): evidences from the Abetone area*. In: MORINI D., BRUNI P. (Eds.), " *The Regione Toscana project of geological mapping. Case histories and data acquisition*". Regione Toscana, Tip. Martinelli (FI): 67-76.
- CASTALDINI D., CAREDDIO F. & PUCCINELLI A. (1998) - *Geomorfologia delle valli del Rio delle Pozze e del Torrente Motte (Abetone, Appennino Tosco-Emiliano)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **21**:177-204.
- CATANZARITI R., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (1996) - *Le marne dell'Oligocene-Miocene inferiore al limite tra il Dominio subligure e Dominio toscano: dati biostratigrafici ed evoluzione stazio-temporale*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **103**: 1-30.
- CATANZARITI R., OTTRIA G. & CERRINA FERONI A. (2002) - *Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo, scala 1:250.000. Tavole stratigrafiche*. Tip. S.EL.CA, Firenze.
- CATANZARITI R. & PERILLI N. (2006) - *Age of the Ottone Unit in the Zignago area (External Ligurian Units, Northern Apennines): constraints from the calcareous nannofossils*. Ofioliti, **31**: 11-24.
- CATANZARITI R., RIO D., CHICCHI S. & PLESI G. (1991) - *Età e biostratigrafia a nannofossili calcarei delle Arenarie di M. Modino e del Macigno nell'alto Appennino reggiano-modenese*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., riass., **46**: 187.
- CATANZARITI R., RIO D. & MARTELLI L. (1997) - *Late Eocene to Oligocene Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstones*. Mem. Sc. Geol., Padova, **49**: 207-253.
- CATTANEO M., EVA C., GIGLIA G. & MERLANTI F. (1986a) - *Evoluzione strutturale e modello sismotettonico dell'Appennino nord-occidentale*. In: CNR-GNDT & REGIONE TOSCANA (Ed.): " *Progetto terremoto in Garfagnana e Lunigiana*", La Mandragora, Firenze: 16-21.
- CATTANEO M., EVA C., GIGLIA G. & MERLANTI F. (1986b) - *Pericolosità sismica della Garfagnana*. In: CNR-GNDT & REGIONE TOSCANA (Ed.): " *Progetto terremoto in Garfagnana e Lunigiana*", La Mandragora, Firenze: 56-64.
- CERRINA FERONI A., DECANDIA F. A., GUELFI F., KALIN O., MARCELLINI A., PATACCA E., PLESI G. & SCANDONE P. (1987) - *Mappe di microzonazione. L'esempio di Castelnuovo Garfagnana*. In: CNR-GNDT & REGIONE TOSCANA (Ed.): " *Progetto terremoto in Garfagnana e Lunigiana*", La Mandragora, Firenze: 65-74.
- CERRINA FERONI A., LEONI L. & PLESI G. (1980) - *Primi dati sulla cristallinità dell'illite nella*

- Falda Toscana: gli affioramenti nella Val di Lima.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **87**: 341-353.
- CERRINA FERONI A., NUTI S., PERTUSATI P.C. & PLESI G. (1976) - *Sulla probabile origine carsica delle breccie sedimentarie associate al Calcare cavernoso dell'Appennino Settentrionale.* Boll. Soc. Geol. It., **95**: 1161-1174.
- CERRINA FERONI A. & PATACCA E. (1975) - *Considerazioni preliminari sulla paleogeografia del dominio toscano interno tra il Trias superiore ed il Miocene medio.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **82**: 43-54.
- CERRINA FERONI A., PLESI G., FANELLI G., LEONI L. & MARTINELLI P. (1983) - *Contributo alla conoscenza dei processi metamorfici di grado molto basso (anchimetamorfismo) a carico della Falda Toscana nell'area del ricoprimento apuano.* Boll. Soc. Geol. It., **102**: 269-280.
- CHANNELL J.E.T., GRANDESSO P. & BRALOWER T.J. (1987) - *Biostratigraphic correlation of Mesozoic polarity chrons CMI to CM23 at Capriolo and Xausa (Southern Alps, Italy).* Earth Planet. Science Letters, **85**, 203-221.
- CHIARI M., CORTESE G. & MARCUCCI M. (1994) - *Radiolarian biostratigraphy of the Jurassic Cherts of the Northern Apennines.* Ofioliti, **19** (2a): 307-312.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1992) - *Il Complesso di M. Modino-M. Cervarola nell'alto Appennino emiliano (tra il Passo di Lagastrello e il Monte Cimone) e i suoi rapporti con la Falda Toscana, l'Unità di Canetolo e le Liguridi.* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 139-163.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1978) - *I Grezzoni del nucleo apuano: nascita, sviluppo e morte di una piattaforma carbonatica iperalina.* Boll. Soc. Geol. It., **97**: 527-564.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1980) - *Tentativo di ricostruzione paleogeografica a livello del Trias nella Toscana a nord dell'Arno e sue implicazioni tettoniche.* Mem. Soc. Geol. It., **21**: 41-49.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1982) - *Panoramica sulla geologia delle Alpi Apuane alla luce delle più recenti ricerche.* Mem. Soc. Geol. It., **24**: 193-208.
- CIARAPICA G. & ZANINETTI L. (1983) - *Faune à Radiolaires dans la séquence triasique/liasique de Grotta Arpaia, Portovenere (La Spezia), Apennin Septentrional.* Rev. Paléobiol., **1** (1982): 165-179.
- CIPRIANI C. & MALESANI P.G. (1964) - *Ricerche sulle arenarie. 9. Caratterizzazione e distribuzione geografica delle arenarie appenniniche oligoceniche e mioceniche.* Mem. Soc. Geol. It., **4**: 339- 374.
- CIPRIANI N., MALESANI P.G. & VANNUCCI S. (1985) - *Distribuzione e rapporti dei sedimenti oligocenici e miocenici nell'Appennino settentrionale.* Miner. Petrogr. Acta, **39**: 191-210.
- CNR-REGIONE TOSCANA (1986) - *Progetto terremoto in Garfagnana e Lunigiana.* Ed. La Mandragora, Firenze: 239 pp.
- COBBOLD P.R. & QUINQUIS H. (1980) - *Development of sheath folds in shear regimes.* Jour. Str. Geol., **2**: 119-126.
- 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. Sc. Terra, **35**: 199-211.
- COCCIONI R. & PERILLI N. (1997) - *Litho and biostratigraphy of the Cretaceous Scaglia toscana in Val Gordana (Tuscany, Italy).* Riunione Paleopelagos, **1**: 10.
- COCCIONI R. & WEZEL F.C. (1980) - *Nuovi dati micropaleontologici sull'Unità Modino-Cervarola e sul Macigno.* Mem. Soc. Geol. It., **21**: 73-83.
- COLI M. (1985) - *L'evoluzione dell' Appennino Settentrionale nell'ambito di una zona a deformazione plastico-rigida.* Mem. Soc. Geol. It., **30**: 215-222.
- COLI M. (1989) - *Tempi e modalità di sollevamento del complesso metamorfico delle Alpi Apuane.* Atti Tic. Sc. Terra, **32**: 47-56.
- COLI M., NICOLICH R., PRINCIPI G. & TREVES B. (1991) - *Crustal delamination of the Northern Apennines thrust belt.* Boll. Soc. Geol. It., **110**: 501-510.

- COLI M. & PANDELI E. (1992) - *La geologia delle Alpi Apuane: l'Unità di Massa, il Nucleo Metamorfico Apuano, le Breccie Poligeniche*. In: "Guida alla traversata dell'Appennino Settentrionale", 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze, 24-26/9/1992: 79-137.
- CONTI P., DI PISA A., GATTIGLIO M. & MECCHERI M. (1993) - *The pre-Alpine basement in the Alpi Apuane (northern Apennines, Italy)*. In: VON RAUMER J.F. & NEUBAUER F. (Eds.): "Pre-Mesozoic geology in the Alps", Springer-Verlag: 609-621.
- CONTI P., GATTIGLIO M. & MECCHERI M. (1991) - *The overprint of the Alpine tectono-metamorphic evolution on the Hercynian orogen: an example from the Apuane Alps (northern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, **191**: 335-346.
- CONTI M., MARCUCCI M. & PASSERINI P. (1985) - *Radiolarian cherts and ophiolites in the Northern Apennines and Corsica: age correlations and tectonic frame of siliceous deposition*. Ofioliti, Spec. Iss. "Ophiolites through time", **10**: 201-225.
- CORTESE G. (1991) - *Radiolarian biostratigraphy of Tuscan Cherts (Tuscan Sequence) from the Lima Valley, Northern Apennines*. InterRad VI, Abstracts: 29 pp.
- CORTESE G. (1993) - *Radiolarian biostratigraphy of the Tuscan Cherts (Tuscan Succession) from Val di Lima, Tuscany, Northern Apennines*. Paleopelagos, **3**: 165-185.
- COSTA E., DI GIULIO A., PLESI G. & VILLA G. (1992) - *Caratteri biostratigrafici e petrografici del Macigno lungo la trasversale Cinque Terre-Val Gordana-M. Sillara (Appennino settentrionale): implicazioni sull'evoluzione tettono-sedimentaria*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **CROP 1-1A**, 1992/2: 229-248.
- CRESCENTI U. & SORRISO-VALVO M. (Eds.) (1995) - *Atti IV Seminario Gruppo Inform. CNR "Deformazioni Gravitative Profonde di Versante"*. Mem. Soc. Geol. It., **50**: 1-185.
- CRUDEN D.M. & VARNES D.J. (1996) - *Landslide types and processes*. In: TURNER A.K. & SCHUSTER R.L. (Eds.): "Landslide: Investigation and Mitigation", Spc. Rept. 247, Transp. Res. Board, Nat. Acad. of Sciences, Washington: 36-75.
- DAINELLI L. (1955) - *Carta geologica del gruppo del M. Cimone (scala 1:50.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **72**.
- DALLA CASA G. & GHELARDONI R. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 84 e 85 Pontremoli e Castelnovo ne' Monti*. Servizio Geologico d'Italia: 83 pp.
- DALLAN L. (1962) - *Contributo alla geologia dell'Appennino Tosco-Emiliano. 2. - Ricerche micropaleontologiche nei flysch dei dintorni di Pievepelago (Appennino Modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (3): 1-38.
- DALLAN L. (1966) - *Le microfacies dei ciottoli del conglomerato presente nella "Scaglia Toscana" in alcuni affioramenti della Val di Serchio (Prov. di Lucca)*. Mem. Soc. Geol. It., **5**: 387-424.
- DALLAN NARDI L. (1968) - *I microforaminiferi del "macigno" di Calafuria (Monti Livornesi)*. Boll. Soc. Geol. It., **87** (4): 611-621.
- DALLAN NARDI L. (1976) - *Segnalazione di Lepidocycline nella parte basale dello "pseudomacigno" delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **95** (1976): 459-477.
- DALLAN NARDI L. (1979) - *Microfossili miocenici nella matrice sedimentaria delle breccie situate alla base della "Falda Toscana" nelle Alpi Apuane Meridionali*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 119-128.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1969) - *Lacuna stratigrafica nel Neocomiano tra la "maiolica" e la serie toscana sottostante nei Monti d'Oltre Serchio (Prov. di Pisa e Lucca)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 227-236.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1972) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Acc. Lunig. Sc. "G. Capellini", **42**: 1-212.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1973) - *Ipotesi sulla genesi e sul significato delle breccie stratigrafiche associate ai "calcarei cavernosi" sulle Alpi Apuane e sul Monte Pisano in rapporto alla messa in posto della Falda Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 461-478.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1978) - *Il quadro paleotettonico dell'Appennino settentrionale:*

- un'ipotesi alternativa*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, **85**: 289-298.
- DALLAN L., NARDI R., PUCCINELLI A. & D'AMATO AVANZI G. & TRIVELLINI M. (1991) - *Valutazione del rischio da frana in Garfagnana e nella Media Valle del Serchio (Lucca)*. 3) : *Carta geologica e carta della franosità degli elementi "Sillano", "Corfino", "Fosciandora" e "Coreglia" (scala 1:10.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 245-272.
- DALLAN L., PUCCINELLI A. & VERANI M. (1981) - *Geologia dell'Appennino settentrionale tra l'alta Val di Lima e Pistoia*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 567-586.
- DALLAN L. & RAGGI G. (1961) - *Sull'età delle formazioni dell'Alberese e dell'Arenaria superiore nell'Appennino Settentrionale (Val di Tarò e Alta Valle dello Scoltema)*. Boll. Soc. Geol. It., **80**: 151-174.
- D'AMATO AVANZI G. (1999) - *Landslides triggered by the intense rainstorm of June 19, 1996 in southern Apuan Alps (Tuscany, Italy)*. Trans. Jap. Geomorph. Union, **20** (3): 203-218.
- D'AMATO AVANZI G., FALASCHI F., GIANNACCHINI R. & PUCCINELLI A. (2009) - *Soil slip susceptibility assessment using mechanical-hydrological approach and GIS techniques: an application in the Apuan Alps (Italy)*. Nat. Hazards, **50**: 591-603.
- D'AMATO AVANZI G., GIANNACCHINI R. & PUCCINELLI A. (2001) - *I movimenti franosi del novembre 2000 nella provincia di Lucca: osservazioni preliminari*. Atti Conv. Lincei: 313-325.
- D'AMATO AVANZI G., GIANNACCHINI R. & PUCCINELLI A. (2003) - *A contribution to evaluate landslide susceptibility in the Apuan Alps (Italy): geologic and geomorphic factors of the 1996 soil slip-debris flows*. Proc. "IC-FSM 2003 - Fast slope movements - Prediction and prevention for risk mitigation", Napoli 11-13/5/2003. Assoc. Geotec. Ital. Patron, BO. Vol. **1**: 125-130.
- D'AMATO AVANZI G., GIANNACCHINI R. & PUCCINELLI A. (2004) - *The influence of the geological and geomorphological settings on shallow landslides. An example in a temperate climate environment: the June 19th, 1996 event in north-western Tuscany (Italy)*. Engineering Geology, **73** (3-4): 215-228.
- D'AMATO AVANZI G., MARCHETTI D., POCHINI A. & PUCCINELLI A. (2003) - *Determination of the stability conditions of a rock slope using an integrated geological, geomorphological and lithotechnical approach: the example of Bolognana (Lucca - Italy)*. Atti 1° Congr. Naz. AIGA, Chieti, 19-20/2/2003. Rendina Ed., Roma: 277-291.
- D'AMATO AVANZI G., MARCHETTI D. & PUCCINELLI A. (2006) - *Cultural heritage and geological hazards: the case of the Calomini hermitage in Tuscany (Italy)*. Landslides, **3** (3): 331-340.
- D'AMATO AVANZI G., PIERONI A. & PUCCINELLI A. (1995) - *La pericolosità da frana della Garfagnana (Lucca) nell'area compresa tra S. Romano e Pontecosì*. Geol. Appl. e Idrogeol., Bari, **30** (1): 225-240.
- D'AMATO AVANZI G., PIERONI A. & PUCCINELLI A. (1997a) - *Studio dei movimenti gravitativi di S. Romano in Garfagnana (Val di Serchio - Lucca)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **20**: 61-70.
- D'AMATO AVANZI G., PIERONI A. & PUCCINELLI A. (1997b) - *Il rischio di frana in Val di Serchio: stima della pericolosità in aree maggiormente vulnerate*. Atti Conv. Lincei, **134**: 171-177.
- D'AMATO AVANZI G., PIERONI A. & PUCCINELLI A. (1999) - *Valutazione della pericolosità delle frane in aree a maggior vulnerabilità del bacino del F. Serchio*. Atti Conv. Lincei, **154**: 175-181.
- D'AMATO AVANZI G. & PUCCINELLI A. (1989) - *La valle villafranchiana della Turrite di Galliciano (Val di Serchio) e le sue implicazioni neotettoniche*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **1** (1988): 147-154.
- D'AMATO AVANZI G. & PUCCINELLI A. (1997) - *Deep-seated gravitational slope deformations in north-western Tuscany (Italy): remarks on typology, distribution and tectonic connections*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **19** (1996): 325-334.
- D'AMATO AVANZI G., PUCCINELLI A. & TRIVELLINI M. (1993) - *Slope stability maps in areas of particular seismic interest: a short report on the researches in Garfagnana and Lunigiana*

- (Tuscany). *Annali Geofis.*, **36** (1): 263-270.
- D'AMATO AVANZI G., PUCCINELLI A. & VERANI M. (2000) - *Progress in methods in the studies on slope instability in north-western Tuscany (Italy)*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A*, **106** (1999): 125-133.
- DECANDIA F.A., FEDERICI P.R. & GIGLIA G. (1968) - *Contributo alla conoscenza della Serie Toscana: la zona di Castelpoggio e Tenerano (Carrara, Alpi Apuane)*. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A*, **75**: 102-124.
- DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Evoluzione paleogeografica del margine appenninico nella Toscana a sud dell'Arno*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **21**: 375-383.
- DECANDIA F.A. & LAZZAROTTO A. (1972) - *Ritrovamento di macroforaminiferi oligocenici nella parte inferiore del Macigno del Chianti in località Farnetelle (Siena)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **91** (3): 511-521.
- DE GIULI C., FICCARELLI G., MAZZA P. & TORRE D. (1973) - *Confronto tra successioni marine continentali del Pliocene e Pleistocene inferiore in Italia e nell'area mediterranea*. *Boll. Soc. Paleont. It.*, **22** (2): 323-328.
- DE KAENEL E. & VILLA G. (1996) - *Oligocene-Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology from the Iberia Abyssal Plaine*. In: WHITMARSH R.B., SAWYER D.S., KLAUS A. & MASSON D.G. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **149**: 79-145.
- DE LIBERO C. (1992) - *Terreni caotici nell'olistostroma di M. Modino: distinzione di alcune strutture sedimentarie e tettoniche*. In: "Guida alle escursioni post-congresso", *Esc. B3. 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze, 24-26/9/1992*: 171-177.
- DENEKE E. & GÜNTHER K. (1931) - *Petrography and arrangement of Tertiary greywacke and sandstone sequences of the Northern Apennines*. *Sed. Geol.*, **28**: 189-230.
- DE STEFANI C. (1874) - *Considerazioni stratigrafiche sopra le rocce più antiche delle Alpi Apuane e del Monte Pisano*. *Boll. Reg. Com. Geol. d'Italia*, **5**: 131-145.
- DE STEFANI C. (1887a) - *Lias inferiore ad Arieti dell'Appennino settentrionale*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, **8**: 9-76.
- DE STEFANI C. (1887b) - *Le ligniti del bacino di Castelnuovo di Garfagnana*. *Boll. R. Com. Geol. d'It.*, **18**: 212-241.
- DE STEFANI C. (1887c) - *Carta geologica della regione centrale delle Alpi Apuane (scala 1:25.000)*. *Pubbl. Regio Ist. Studi Sup., Tip. Paris, Firenze*.
- DE STEFANI C. (1889a) - *Il lago pliocenico e le ligniti del bacino di Barga nella valle del Serchio*. *Boll. R. Com. Geol. d'It.*, **20**: 278-287.
- DE STEFANI C. (1889b) - *Le pieghe delle Alpi Apuane*. *Pubbl. R. Ist. St. Sup. Pr. Perf. in Firenze*, **I**: 5-25, **II**: 65-112.
- DE STEFANI C. (1890) - *Gli antichi ghiacciai delle Alpi Apuane*. *Boll. Club Alpino Italiano*, **24** (57): 174-202.
- DI PISA A., FRANCESCHELLI M., LEONI L. & MECCHERI M. (1985) - *Regional variation of the metamorphic temperatures across the Tuscanid 1 Unit and its implication on the Alpine metamorphism (Apuan Alps, northern Tuscany)*. *Neues JB. Miner. Abh.*, **151**: 197-211.
- DICKINSON W. (1970) - *Interpreting detrital modes of greywacke and arkose*. *Jour. Sed. Petr.*, **40**: 695-707.
- DOEVEN P. H. (1983) - *Cretaceous nannofossil stratigraphy and paleoecology of Canadian Atlantic margin*. *Bull. Geol. Survey Canada*, **356**: 1-70.
- DRAMIS F. (1984) - *Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **103**: 681-687.
- DRAMIS F., FARABOLLINI P., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1995) - *Neotectonics and large-scale gravitational phenomena in the Umbria-Marche Apennines, Italy*. In: SLAYMAKER O. (Ed.): "Steepland geomorphology", J. Wiley & Sons (UK): 199-217.
- DRAMIS F., MAIFREDI P. & SORRISO-VALVO M. (1987) - *Deformazioni gravitative profonde di*

- versante. *Aspetti geomorfologici e loro diffusione in Italia*. Geol. Appl. e Idrogeol., **20** (1985): 377-390.
- DRAMIS & SORRISO-VALVO (1994) - *Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics*. Engineering Geology, **38**: 231-243.
- ELTER P. (1960) - *I lineamenti tettonici dell'Appennino a Nord Ovest delle Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **79** (2): 273-312.
- ELTER P. (1973) - *Lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino settentrionale*. Atti Conv. "Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino". Acc. Naz. Lincei, Quad. **183**: 97-118.
- ELTER P. (1975) - *Introduction à la géologie de l'Apennin Septentrional*. Bull. Soc. Geol. France, **17**: 956-962.
- ELTER P. (1994) - *Introduzione alla geologia dell'Appennino Ligure-Emiliano*. In: "Appennino Ligure-Emiliano", Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali, Ed. BE-MA, **6**: 17-24.
- ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1975) - *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of the Northern Apennines*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **17**: 3-18.
- ELTER P. & MARRONI M. (1991) - *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 121-138.
- ELTER P., MARRONI M., MOLLI G. & PANDOLFI L. (1991) - *Le caratteristiche stratigrafiche del complesso di M. Penna-Casanova (Alta Val di Trebbia, Appennino settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra (Note Brevi), **34**: 97-106.
- ELTER P. & SCHWAB K. (1959) - *Nota illustrativa della Carta Geologica all'1:50.000 della regione Carro-Zeri-Pontremoli*. Boll. Soc. Geol. It., **78** (2): 157-187.
- EVA C., GIGLIA G., GRAZIANO F. & MERLANTI F. (1978) - *Seismicity and its relation with surface structures in the North-Western Apennines*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **79**: 263-277.
- FALASCHI F., FEDERICI P.R., PUCCINELLI A., BOTTAI M., CASAROSA N., D'AMATO AVANZI G., GIACOMELLI F., GIANNICCHINI R., POCHINI A., RIBOLINI A., SALVATI N., STANO S. & TESTI C. (2007) - *Metodologie di valutazione della suscettibilità di frana in alcune aree campione della Toscana settentrionale*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A. **112**: 21-39.
- FALASCHI F., GIACOMELLI F., FEDERICI P.R., PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G., POCHINI A. & RIBOLINI A. (2009) - *Logistic regression vs. artificial neural networks: landslide susceptibility evaluation in a sample area of the Serchio River valley, Italy*. Nat. Hazards, **50**: 551-569.
- FALASCHI F., FEDERICI P.R., PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G., POCHINI A., SPAGNOLO M., RIBOLINI A., BOTTAI M., SALVATI N. (2008) - *Statistical approach and GIS techniques in evaluating landslide susceptibility in a sample area of the Serchio River basin (Italy)*. It. Journ. Eng. Geol and Environment. Spec. Issue **1** (2008): 119-136.
- FANTOZZI P. (1992) - *Rapporti tra Breccie di Metato, Falda Toscana e Nucleo Metamorfoico Apuano tra M. Prana e M. Gevoli (Alpi Apuane Meridionali)*. Riass. 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze, 24-26/9/1992: 32-33.
- FAZZINI P. & GELMINI R. (1982) - *Tettonica trasversale nell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 299-309.
- FAZZINI P., PAREA G.C. & MANTOVANI M.P. (1968) - *Ricerche sul Mesozoico della Toscana a Sud dell'Arno*. Mem. Soc. Geol. It., **7** (2): 129-193.
- FAZZUOLI M. (1974) - *Caratteri sedimentologici del Calcare Massiccio nell'area della Pania di Corfino (Provincia di Lucca)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 735-752.
- FAZZUOLI M. (1980) - *Frammentazione e "annegamento" della piattaforma carbonatica del Calcare Massiccio (Lias inferiore) nell'area toscana*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 181-191.
- FAZZUOLI M. (1992) - *Il Mesozoico della Falda Toscana e del Nucleo Metamorfoico Apuano: carbonati di mare sottile e sistemi alto-scarpata-bacino nel Triassico superiore-Giurassico della Successione Toscana e della Successione Metamorfoica Apuana*. In: "Guida alle escursioni post-Congresso", 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze 24-26/9/1992: 84-100.

- FAZZUOLI M., BECARELLI S., BURCHIETTI G., FERRINI G., GARZONIO C.A., MANNORI G., SANI F. & SGUAZZONI G. (1992a) – *A short outline of the geology of the Mesozoic inlier in the Lima Valley, Northern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 79-85.
- FAZZUOLI M., BECARELLI S., BURCHIETTI G., GARZONIO C.A., MANNORI G., SANI F. & SGUAZZONI G. (1992b) – *Geologia del Nucleo mesozoico della Val di Lima (scala 1:25.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**.
- FAZZUOLI M., BECARELLI S., BURCHIETTI G., FERRINI G., GARZONIO C.A., MANNORI G., SANI F. & SGUAZZONI G. (1998) – *Geologia del Nucleo Mesozoico della Val di Lima (Province di Pistoia e Lucca, Appennino Settentrionale). Note Illustrative della Carta Geologica (scala 1:25.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 479-535.
- FAZZUOLI M., FERRINI G., PANDELI E. & SGUAZZONI G. (1985) – *Le formazioni giurassico-mioceniche della Falda Toscana a Nord dell'Arno: considerazioni sull'evoluzione sedimentaria*. Mem. Soc. Geol. It., **30**: 159-201.
- FAZZUOLI M., FOIS E. & TURI A. (1988) – *Stratigrafia e sedimentologia dei "Calcari e marme a Rhaetavicula contorta" Auctt. (Norico-Retico) della Toscana Nord-occidentale. Nuova suddivisione formazionale*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**, (4): 561-618.
- FAZZUOLI M. & MAESTRELLI MANETTI O. (1973) – *I nuclei mesozoici di Monsummano, Montecatini Terme e Marliana (Prov. di Pistoia)*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 39-79.
- FAZZUOLI M., PANDELI E. & SANI F. (1994) – *Considerations on the sedimentary and structural evolution of the Tuscan Domain since Early Liassic to Tortonian*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 31-50.
- FAZZUOLI M. & SANI F. (1992) – *Esame dei caratteri stratigrafici e strutturali del Nucleo Mesozoico della Val di Lima*. In: "Guida alla traversata dell'Appennino settentrionale", 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze, 24-26/9/1992: 139-185.
- FAZZUOLI M. & SGUAZZONI G. (1981) – *Presenza di facies tipo "Rosso Ammonitico" e di forme paleocarsiche al tetto dei Marmi in località Pianellaccio (M. Pisanino, Alpi Apuane)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 555-566.
- FAZZUOLI M. & SGUAZZONI G. (1986) – *Jurassic and Cretaceous isopic zones in the Tuscan domain*. Mem. Soc. Geol. It., **31**: 59-84.
- FAZZUOLI M. & TURI A. (1981) – *Ricerche stratigrafiche, sedimentologiche e petrografiche sulla sequenza triassica della Pania di Corfino (Appennino Settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 541-553.
- FEDERICI P.R. (1967) – *Prima segnalazione di Lias medio nel calcare rosso ammonitico dell'Appennino Ligure e considerazioni cronologiche sulla stessa formazione in Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 269-286.
- FEDERICI P.R. (1973) – *La tettonica recente dell'Appennino: I - Il bacino villafranchiano di Sarzana e il suo significato nel quadro dei movimenti distensivi a nord-ovest delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 287-301.
- FEDERICI P.R. (1978) – *Una possibile copertura terziaria dell'Unità Toscana delle Panie (a proposito di una morena di "Macigno" nelle Alpi Apuane)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Serie A, **85**: 51-59.
- FEDERICI P.R. (1981) – *Nuovi resti di vertebrato nel bacino fluvio-lacustre villafranchiano di Pontremoli (Val di Magra)*. Boll. Museo St. Nat. Lunigiana, **1** (2): 71-74.
- FEDERICI P.R. (2005) – *Aspetti e problemi della glaciazione pleistocenica nelle Alpi Apuane*. Ist. Ital. di Speleologia, Mem., **18**: 19-32.
- FEDERICI P.R., FOLLIERI M. & COCCOLINI G.B.L. (1982) – *Testimonianze palinologiche di Villafranchiano medio nel bacino neotettonico di Aulla-Olivola in Val di Magra*. CNR, P.F. Geodin., pubbl. n. **513**: 225-230.
- FEDERICI P.R., PUCCINELLI A., CANTARELLI E., CASAROSA N., D'AMATO AVANZI G., FALASCHI F., GIANNACCINI R., POCHINI A., RIBOLINI A., BOTTAI M. & SALVATI N. (2005) – *Uso di*

- tecniche GIS nella valutazione della pericolosità di frana nella valle del Serchio (LU)*. Atti 9a Conf. ASITA, Catania, 15-18/11/2005: 1059-1064.
- FEDERICI P.R., PUCCINELLI A., CANTARELLI E., CASAROSA N., D'AMATO AVANZI G., FALASCHI F., GIANNECCHINI R., POCHINI A., RIBOLINI A., BOTTAI M., SALVATI N. & TESTI C. (2007) - *Multidisciplinary investigations in evaluating landslide susceptibility. An example in the Serchio River valley (Italy)*. Quaternary International, **171-172**: 52-63.
- FEDERICI R. & RAGGI G. (1974) - *Brecce sedimentarie e rapporti fra le unità tettoniche toscane nel gruppo delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 709-722.
- FEDERICI P.R. & RAU A. (1980) - *Note illustrative della neotettonica del Foglio 96 Massa*. In: "Contrib. Prelim. Realizz. Carta Neotett. d'It.", CNR, P.F. Geodin., pubbl. n. **356**: 1365-1382.
- FEDERICI P.R., SPAZZAFUMO A., CASOLI G.M., STRENTA D., DINI M. & PALAGI F. (1981) - *Ricerche sul carsismo di superficie delle Alpi Apuane*. Studi e Ricerche di Geografia, **4**: 86-119.
- FERRINI G. & PANDELI E. (1985) - *Un'ipotesi relativa allo Pseudomacigno apuano nel quadro dei bacini torbiditici toscani*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 257-265.
- FORNACIARI E. & LABAUME P. (1992) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Bobbio formation (NW Apennines, Italy)*. Mem. Sc. Geol., Padova, **44**: 109-126.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1992) - *Latest Oligocene to Early Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the mediterranean region*. Micropaleontology, **42** (1): 1-36.
- FRANCALANCI G.P. (1959) - *Contributo per la conoscenza delle manifestazioni idrotermali della Toscana*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **64** (1958): 372-425.
- FRANCESCHELLI M. & MEMMI I. (1999) - *Zoning of chloritoid from kyanite-facies metapsammities, Alpi Apuane, Italy*. Mineral. Mag., **63**: 105-110.
- FUCINI A. (1892) - *Alcuni fossili del Lias inferiore delle Alpi Apuane e dell'Appennino di Lunigiana*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Serie A, **12**: 293-308.
- FUCINI A. (1905) - *Cefalopodi liassici del Monte Cetona*. Palaeont. It., **7**: 1-89.
- FUCINI A. (1908) - *La Pania di Corfino*. Boll. Soc. Geol. It., **27**: 91-123.
- FUCINI A. (1925) - *Carta geologica del M. Pisano con abbozzo della carta geologica della conca di Formolascio nelle Alpi Apuane (scala 1:25.000)*. Acc. Gioenia, Catania.
- GANDOLFI G. & PAGANELLI L. (1993) - *Le torbiditi arenacee oligo-mioceniche dell'Appennino settentrionale tra La Spezia e Arezzo: studio petrografico e implicazioni paleogeografiche*. Giorn. Geol., Ser. 3, **55** (1): 93-102.
- GATTIGLIO M. (1988) - *Confronti tra il basamento ercinico sardo e il basamento paleozoico delle Alpi Apuane*. Tesi Dottorato ined., Univ. Pisa.
- GATTIGLIO M. & MECCHERI M. (1986) - *Preliminary considerations on the lithostratigraphic succession of the Apuane Alps Paleozoic basement (northern Tuscany, Italy)*. In: SASSI F.P. & BOURROUILH R. (Eds.): "IGCP Project N. 5". Newsletter, **7**: 57-59.
- GHELARDONI R. (1965) - *Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (3): 277-290.
- GHELARDONI R., LUCCHETTI L., PIERI M. & PIRINI C. (1962) - *I rapporti tra "Macigno" e "Marnoso-arenacea" tra le valli del Dolo e dell'Idice (Appennino Tosco-Emiliano)*. Boll. Soc. Geol. It., **81**: 195-230.
- GHELARDONI R., PIERI M. & PIRINI C. (1965) - *Osservazioni stratigrafiche dell'area dei Fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnuovo nei Monti)*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (6): 297-416.
- GHIBAUDO G. (1980) - *Deep sea fan deposits in the Macigno formation (middle upper Oligocene) of the Gordana Valley, Northern Apennines, Italy*. Journ. Sedim. Petr., **50**: 723-742.
- GIAMMARINO S. & GIGLIA G. (1990) - *Elementi strutturali della piega di La Spezia nel contesto geodinamico dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **109** (4): 683-692.
- GIANNECCHINI R., NALDINI D., D'AMATO AVANZI G. & PUCCINELLI A. (2007) - *Modelling of the initiation of rainfall-induced debris flows in the Cardoso basin (Apuan Alps, Italy)*. Quaternary

International, **171-172**: 108-117.

- GIANNINI E. & NARDI R. (1965a) - *Geologia della zona nord-occidentale del Monte Pisano e dei Monti d'Oltre Serchio (prov. di Pisa e Lucca)*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 197-250.
- GIANNINI E. & NARDI R. (1965b) - *Osseazioni sulla stratigrafia e la tettonica della zona di raccordo tra il Monte Pisano e le Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 417-437.
- GIANNINI E., NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Osservazioni sul problema della Falda Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **81**: 17-98.
- GIGLIA G. (1967) - *Geologia dell'Alta Versilia Settentrionale (Tav. M. Altissimo)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 67-95.
- GIGLIA G. (1974) - *L'insieme Corsica-Sardegna e i suoi rapporti con l'Appennino Settentrionale: rassegna di dati cronologici e strutturali*. In: CHERCHI POSEMANO A. (Ed.): "Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale", Rend. Semin. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl., **43**: 245-275.
- GIGLIA G. & RADICATI DI BROZOLO F. (1970) - *K/Ar age of matamorphisme in the Apuan Alps (Northern Tuscany)*. Boll. Soc. Geol. It. **89**: 485-497.
- GIORGI R. (1991) - *Rilevamento geologico ed analisi strutturale della "Falda Toscana" nella zona di Pescaglia (Appennino Settentrionale)*. Tesi Laurea ined., Univ. Pisa.
- GROSCURTH J. & GÜNTHER K. (1971) - *Theorien zur geodynamischen Entwicklung des Nordapennins: eine übersicht*. Zbl. Geol. Pal., **1**: 463-505.
- GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.G., OGG J.G., HARDENBOL J., THIERRY J. & HUANG Z. (1994) - *A Mesozoic time scale*. Journal Geophysical Research, **99** (20): 51-74.
- GUERRICCHIO A. & MELIDORO G. (1979) - *Deformazioni gravitative profonde del tipo "Sackung" nei monti di Maratea (Lucania)*. Geol. Appl. e Idrogeol., **14** (1): 13-22.
- GÜNTHER K. (1965) - *Geologische Detailkarte des Komplexes der Pania di Corfino (scala 1:25.000)*. Mat. Naturw. Fak., Freien Univ. Berlin.
- GÜNTHER K. (1966) - *Zur Geologie der Zone zwischen den nordlichen Apuanen Alpen und dem Apennin-Hauptkamm*. Diss. Freie Univ. Berlin.
- GÜNTHER K. & RENTZ K. (1968) - *Contributo alla geologia della catena principale dell'Appennino tosco-emiliano tra Ligonchio, Civago e Corfino*. Ateneo Parm., Acta Nat., **4**: 67-87.
- GÜNTHER K. & REUTTER K.J. (1966) - *Submarine Brekzienbildung als Folge cenomaner orogener Tätigkeit in den Toskaniden II bei Momiano (Provinz Massa-Carrara)*. N. Jb. Geol. Palaont. Abh., **124** (3): 241-253.
- GÜNTHER K. & REUTTER K.J. (1985) - *Il significato delle strutture dell'Unità di M. Modino-M. Cervarola tra il Passo delle Radici e il M. Falterona in relazione alla tettonica dell'Appennino settentrionale*. Giorn. Geol., Ser. 3, **47**: 15-34.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Appennins (de la Ligurie à la Calabre)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 309 - 341.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change*. In: WILGUS C. K., HASTINGS B. S., KENDALL C. G. ST. C., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER J.C. (Eds.): "Sea-Level Changes: an Integrated Approach", Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., **42**: 72-108.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. (1989) - *A geologic time scale*. Cambridge University Press: 263 pp.
- HEIN S. (1982) - *Die Scaglia Toscana (Alb-Oligozan) des Nordapennins*. Berliner Geowiss. Abh. (A), **43**: 126 pp.
- HEYMANN H. E. (1968) - *Geologische Karte des oberen Panaro - und des oberen Lima - Tales (Provinz Modena. Bologna, Pistoia; Nordapennin) (scala 1:60.000)*. Mat. Naturw. Fak., Freien Univ. Berlin.
- HODKINGS M.A. & STEWART K.G. (1994) - *The use of fluid inclusions to constrain fault zone*

- pressure, temperature and kinematic history: an example from the Alpi Apuane, Italy.* Jour. Struct. Geol., **16** (1): 85-96.
- HUTCHINSON J.N. (1988) - *Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology.* Proc. 5th Int. Symposium on Landslides, Losanna, 10-15/7/1988, **1**: 3-35.
- IPPOLITO F. (1948) - *Sulla geologia della Alpi Apuane.* Mem. Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli, **1**: 97-112.
- IPPOLITO F. (1950) - *Le Alpi Apuane.* Mem. Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli, **3**: 49-95.
- GIANNINI E. & NARDI R. (1965) - *Geologia della zona nord occidentale del Monte Pisano e dei Monti d'Oltre Serchio.* Boll. Soc. Geol. It., **84**: 197-250.
- GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1967) - *Stratigrafia dei terreni metamorfici sopra ai marmi della Montagnola Senese.* Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **74**: 43-60.
- GIANNINI E., NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Osservazioni sul problema della Falda Toscana.* Boll. Soc. Geol. It., **81**: 45-75.
- GIGLIA (1967) - *Geologia dell'alta Versilia settentrionale (Tav. M. Altissimo).* Mem. Soc. Geol. It., **6**: 67-95.
- GROSCURTH J. & GÜNTHER K. (1971) - *Theorien zur geodynamischen Entwicklung des Nordapennins: eine übersicht.* Zbl. Geol. Pal., **1**: 463-505.
- HOEFER H. (1922) - *Die relative Lage der Firmlinie.* Petern. Geogr. Mitteil., **68**: 57 pp.
- JAHN A. (1964) - *Slope morphological features resulting from gravitation.* Z. Geomorph., Suppl. B, **5**: 59-72.
- JAUAND E. (1996) - *Les traces glaciaires exceptionnellement basses d'une moyenne montagne méditerranéenne: les Alpes Apuanes (Toscane, Italie Centrale).* Revue d'Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée, **38-39**: 71-81.
- JOLIVET L., FACCENNA C., GOFFÉ B., MATTEI M., ROSSETTI F., BRUNET C., STORTI F., FUNICIELLO R., CADET J.P., D'AGOSTINO N. & PARRA T. (1998) - *Midcrustal shear zones in postorogenic extension: example from the northern Tyrrhenian Sea.* Jour. Geoph. Res., **103**: 12123-12160.
- KALIN O., PATACCA E. & RENZ O. (1979) - *Jurassic pelagic deposits from south-eastern Tuscany: aspect of sedimentation and new biostratigrafic data.* Ecl. Geol. Helv., **72** (3): 715-762.
- KALIN., PATACCA E. & SCANDONE P. (1981) - *Schema geologico dell'Appennino Settentrionale.* Pisa: 52 pp.
- KENT D.V. & GRADSTEIN F.M. (1985) - *A Cretaceous and Jurassic geocronology.* Geol. Soc. of America Bull., **96**: 1419-1427.
- KLIGFIELD R. (1979) - *The Northern Apennines as a collisional orogen.* American Journal of Science, **279**: 676-691.
- KLIGFIELD R., CARMIGNANI L. & OWENS W. H. (1981) - *Strain analysis of a Northern Apennines shear zone using marble breccias.* J. Structural Geol., **3** (4): 421-436.
- KLIGFIELD R., HUNZIKER J.C., DALLMEYER R. & SCHAMEL S. (1977) - *K/Ar ages of multiply deformed metasedimentary rocks from the Alpi Apuane, Northern Apennines and their tectonic implications.* Abs. "5th Eur. Congr. of Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology". Pisa, 5/9/1977.
- KLIGFIELD R., HUNZIKER J.C., DALLMEYER R. & SCHAMEL S. (1986) - *Dating of deformation phases using K/Ar and 40Ar/39Ar techniques: results from Northern Apennines.* Journ. Struct. Geol., **8** (7): 781-798.
- KRAMPE K. D. (1964) - *Zur geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza.* Diss. Freie Univ. Berlin.
- LANDI E., RAVANI S., SARTI G. & SODINI M. (2003) - *The Villafranchian deposits of the Castelnuovo Garfagnana and the Barga Basins (Lucca, Tuscany, Italy): facies analysis and paleoenvironmental reconstruction.* Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **108**: 81-93.

- LAVECCHIA G. (1988) - *The Tyrrhenian Apennines system: structural setting and seismotectogenesis*. Tectonophysics, **147**: 263-296.
- LEISS B. & MOLLI G. (2003) - "High-temperature" texture in naturally deformed carrara marble from the alpi apuane, italy. Journ. Struct. Geol., **25**, 649 – 658.
- LEVI G. (1902) - *Fauna del Lias inferiore di Cima alla Foce nell'Alpe di Corfino*. Boll. Soc. Geol. It., **21**: 398-410.
- LIPPARINI T. (1946) - *Studi stratigrafici e tettonici nell'Appennino settentrionale*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **64** (1): 33-107.
- LONG G. & CAMISA A. (1959) - *Contributo per la conoscenza delle manifestazioni idrotermali della Toscana*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **64** (1958): 433-461.
- LORENZONI V. (1985) - *Analisi strutturale della terminazione centro-meridionale della sinclinale di Orto di Donna-M. Altissimo e strutture adiacenti nelle Alpi Apuane metamorfiche*. Tesi Laurea ined., Univ. Pisa.
- LOSACCO U. (1949) - *La glaciazione quaternaria dell'Appennino Settentrionale*. Riv. Geogr. It., **56**: 90-152, 196-272.
- LOSACCO U. (1953) - *La struttura dell'Appennino modenese tra la Foce delle Radici e il Passo dell'Abetone*. Boll. Soc. Geol. It., **70** (2): 490-512.
- LOSACCO U. (1963) - *Osservazioni geologiche sulla parte settentrionale e centrale della catena di Pratomagno*. Boll. Soc. Geol. It., **82** (2): 291-404.
- LOSACCO U. (1982) - *Gli antichi ghiacciai dell'Appennino Settentrionale. Studio morfologico e paleogeografico*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, **113** (2): 1-244.
- LOTTI B. (1889) - *Una faglia presso la Pania di Corfino in Garfagnana*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **6**: 184-185.
- LOTTI B. (1910) - *Geologia della Toscana*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **13**: 484 pp.
- LOTTI G. & ZACCAGNA D. (1913) - *Carta Geologica d'Italia. alla scala 1:100.000. F. 97 S. Marcella Pistoiese*. Regio Ufficio Geologico, Roma.
- MAGALDI D., BIDINI D., CALZOLARI C. & RODOLFI G. (1983) - *Geomorfologia, suoli e valutazione del territorio tra la piana di Lucca e il padule di Fucecchio*. Annali Ist. Sper. St. Difesa del Suolo, Firenze, **14**: 21-108.
- MAHR T. & NEMCOK A. (1977) - *Deep-seated creep deformations of high mountain slopes*. Bull. Int. Assoc. of Engineering Geology, **16**: 121-127.
- MARCHETTI D. (2001) - *Valutazione delle condizioni di stabilità del versante di Costa delle Calde (Bolognana – Media Valle del Serchio, prov. Lucca)*. Tesi Laurea ined., Univ. Pisa.
- MARCHETTI D. (2004) - *Studio di processi gravitativi di instabilità in roccia attraverso l'analisi e l'applicazione delle classificazioni geomecniche ed il confronto tra metodi all'equilibrio limite e alle differenze finite*. Tesi Dottorato ined., Univ. Pisa.
- MARCUCCI M. (1967) *Carta geologica della zona compresa fra Pievepelago, Piandelagotti e Vallorsara (scala 1:25.000)*. Mem. Soc. Geol. It., **6** (4).
- MARINI M. (1969) - *Sulla posizione delle "Argille e Calcari" nell'alta Lunigiana (Appennino tosc-emiliano)*. Mem. Accad. Lunig. Sc. "G. Capellini", **36** (1966): 41-90.
- MARINI M. & TERRANOVA R. (1969) - *Prime osservazioni sui complessi ofiolitiferi compresi tra le valli Trebbia e Aveto (Appennino ligure-emiliano)*. Ofioliti, **4** (3): 351-372.
- MARRONI M. (1995) - *Deformation path of the Internal Ligurid Units (Northern Apennine, Italy): record of shallow-level underplating in the alpine accretionary wedge*. Mem. Soc. Geol. It., **48** (1994): 179-194.
- MARRONI M., MOLLI G., MONTANINI A. & TRIBUZIO R. (1998) - *The association of continental crust rocks with ophiolites in the Northern Apennine (Italy): implication for the continent-ocean transition in the Western Tethys*. Tectonophysics, **292**: 43-66.
- MARRONI M., MONECHI S., PERILLI N., PRINCIPI G. & TREVES B. (1992) - *Cretaceous flysch deposits of the Northern Apennines, Italy; age of inception of orogenesis-controlled*

- sedimentation*. *Cretaceous Research*, **13**: 487-504.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1991) - *Nuovi dati sull'età del Complesso di M. Penna/Casanova (Unità liguri esterne, Appennino settentrionale)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **13** (1990): 139-142.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1992) - *Biostratigrafia a nannofossili calcari del Flysch ad Elmintoidi di Ottone/S. Stefano (Appennino Ligure-Emiliano)*. *Riass. 76a Riun. Est. Soc. Geol. It.*, Firenze, 21-23/9/1992: 54-55.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. FARINACCI (Ed.): "*Proc. 2nd Planktonic Conf.*", Roma, 1970, **2**: 739-785.
- MARTINI G. & PLESI G. (1988) - *Scaglie tettoniche divelte del complesso di M. Modino e trascinate alla base delle unità subligure e ligure: gli esempi del M. Ventasso e del M. Cisa (Appennino Reggiano)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **107**: 171-191.
- MARTINI G. & SAGRI M. (1977) - *Sedimentary fillings of ancient deep-sea channels: two examples from Northern Apennines*. *Jour. Sedim. Petrol.*, **47**: 1542-1553.
- MASINI R. (1926) - *Lembi di morene glaciali nella Valle Scesta (Lima) e nella Turrite di Galliciano*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A*, **37**: 3-37.
- MASINI R. (1932) - *Memoria descrittiva della Carta Geologica della Valle della Lima. La cupola secondaria della Val di Lima e dell'Orrido di Botri (Appennino settentrionale adiacente alle Alpi Apuane)*. *Nistri e Lischì Ed., Pisa*, 114 pp.
- MASINI R. (1936) - *I due laghi pliocenici di Barga e di Castelnuovo Garfagnana e i loro rapporti con le direttrici di frattura e le aree sismiche*. *Atti R. Acc. Lucch. Sc. Lett. Arti*, **4**: 1-55.
- MASINI R. (1937) - *La zona degli scisti superiori nelle Alpi Apuane*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **68**: 3-12.
- MASINI R. (1956) - *L'idrografia del Serchio nell'epoca preistorica e storica*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A*, **63**: 41-70.
- MASINI R. (1969) - *I massi erratici nella valle dell'Edron e il glacialismo nelle Alpi Apuane*. *Boll. Soc. Geol. It.* **89** (1970): 45-56.
- MATTEOLI S. (1983) - *Il problema della doppia vergenza sulla trasversale del M. Sombra, Apuane nord-orientali*. *Tesi Laurea ined., Univ. Pisa*.
- MATTIOLI E. & ERBA E. (1999) - *Synthesis of calcareous nannofossil events in Thetyan lower and middle Jurassic succession*. *Riv. It. Stratigr. e Paleont.*, **105** (3): 347-376.
- MAXWELL J.C. (1952) - *Geologic map of Pania della Croce - Pania Secca area, Alpi Apuane (scale 1:25.000)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **75** (2).
- MAXWELL J.C. (1956) - *Tectonics of Pania della Croce-Pania Secca, area Alpi Apuane*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **75**: 55-79.
- MAXWELL J.C. (1964) - *Structural Geology of the Ottone area, Piacenza and Genova*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **4** (1): 69-92.
- MAZZOTTA M. (1985) - *Rilevamento geologico della terminazione settentrionale del Metamorfico apuano tra Monzone e Gramolazzo*. *Tesi Laurea ined., Univ. Pisa*.
- MENEGHINI G. (1880) - *Resti di Tapiro e d'Istrice nella Lignite di Ghivizzano*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb.*, **2**: 23.
- MENEGHINI G. (1881) - *Ammoniti del Lias medio*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb.*, **4**: 188-189.
- MERLA G. (1952) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **70** (1951): 95-382.
- MERLA G. (1959) - *Essay on the geology of the Northern Apennines*. *Atti "Meeting Gas Fields"*, Acc. Naz. Lincei - ENI.
- MERLA G. (1964) - *General Introduction*. *Guide Book, Am. Geol. Inst. N.Y.*:1-23.
- MERLA G. (1980) - *Ricordo di Roberto Signorini*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **21**: 14-21.
- MERLA G. & ABBATE E. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. F. 97 "S. Marcello Pistoiese"*. *Poligrafica e Cartevalori, Ercolano (Na)*: 54 pp.
- MERLA G., BORTOLOTTI V. & PASSERINI P. (1967) - *Note illustrative alla Carta Geologica alla scala 1:100.000 Foglio 106 (Firenze)*. *Servizio Geologico d'Italia*: 61 pp.
- MIGLIORINI C.I. (1946) - *L'età del Macigno dell'Appennino sulla sinistra del Serchio e*

- considerazioni sul rimaneggiamento dei macroforaminiferi.* Boll. Soc. Geol. It., **63**: 75-90.
- MIGLIORINI C.I. (1947) - *Età del Macigno dell'Appennino lucchese.* Boll. Soc. Geol. It., **64**: 16-18.
- MIGLIORINI C.I. (1948) - *I cunei composti nell'orogenesi.* Boll. Soc. Geol. It., **67**: 29-142.
- MOCCHI E., PLESI G. & VILLA G. (1996) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei della parte basale della successione del M. Modino (nell'area dei Fogli 234 e 235) ed evoluzione strutturale dell'unità omonima.* Studi Geol. Camerti, **13** (1995): 39-73.
- MOLLI G., CONTI P., GIORGETTI G., MECCHERI M. & OESTERLING N. (2000) - *Microfabric study on the deformational and thermal history of the Alpi Apuane marbles (Carrara marbles), Italy.* Journ. Struct. Geol., **22**, 1809-1825.
- MONECCHI S. & THIERSTEIN H.R. (1985) - *Late Cretaceous-Eocene nannofossil and magnetostratigraphy correlation near Gubbio, Italy.* Marine Micropaleon., **9**: 419-440.
- MONI L. (1986) - *Geologia della regione tra la Turrîte Secca e la Turrîte di Gallicano a Est della Pania Secca: revisione strutturale del metamorfico e dei suoi rapporti con la Falda Toscana.* Tesi Laurea ined., Univ. Pisa.
- MONTANARI L. & ROSSI M. (1982) - *Evoluzione delle unità stratigrafico-strutturali terziarie del Nord Appennino. 1. L'Unità di Canetolo.* Boll. Soc. Geol. It., **101**: 275-289.
- MONTANARI L. & ROSSI M. (1983) - *Evoluzione delle unità stratigrafico-strutturali terziarie del Nord Appennino. 2. Macigno s.s. e Pseudomacigno. Nuovi dati cronostratigrafici e loro implicazioni.* Mem. Soc. Geol. It., **25** (1983): 185-217.
- MUCCHI A.M., PELLEGRINI M. & MANTOVANI M.P. (1968) - *Le serie mesozoiche di Spezia e dei Monti d'Oltre Serchio.* Mem. Soc. Geol. It., **7** (2): 195-226.
- MUTTI E. (1992) - *Turbidite sandstones.* Agip Spa- S. Donato Milanese: 165 pp.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI E. (1972) - *Le turbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies.* Mem. Soc. Geol. It., **11**: 161-199.
- MUTTI E., PAREA G.C., RICCI LUCCHI F., SAGRI M., ZANZUCCHI G., GHIBAUDO G. & IACCARINO S. (1975) - *Examples of turbidite facies and facies association from selected formations of the Northern Apennines.* 9th Int. Congr. Sedim., Exc. Guidebook, Field Trip A-11, Modena: 120 pp.
- NARDI R. (1961) - *Geologia della zona tra la Pania della Croce, Gallicano e Castelnuovo Garfagnana (Alpi Apuane).* Boll. Soc. Geol. It., **80** (2): 257-334.
- NARDI R. (1962) - *Geologia della zona tra il Pizzo d'Uccello, il Monte Pisanino e il Monte Tambura (Alpi Apuane).* Boll. Soc. Geol. It., **81**: 231-246.
- NARDI R. (1963a) - *La zona degli "scisti sopra i marmi" nelle Alpi Apuane e i terreni che la costituiscono.* Boll. Soc. Geol. It., **82**: 505-522.
- NARDI R. (1963b) - *Bibliografia geologica delle Alpi Apuane.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A, **70**: 262-311.
- NARDI R. (1964a) - *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano 3 - I rapporti tra le Arenarie del M. Cervarola e il Macigno lungo la valle dello Scoltenna (prov. di Modena).* Boll. Soc. Geol. It., **83** (2): 361-372.
- NARDI R. (1964b) - *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano 4 - La Geologia della valle dello Scoltenna tra Pievepelago e Montecreto (Appennino modenese).* Boll. Soc. Geol. It. **83** (4): 353-400.
- NARDI R. (1965) - *Schema geologico dell'Appennino tosco-emiliano tra il M. Cusna e il M. Cimone e considerazioni sulle unità tettoniche dell'Appennino.* Boll. Soc. Geol. It., **84** (5): 35-92.
- NARDI R. (1967) - *Schema stratigrafico e strutturale delle Apuane nord-orientali.* Mem. Soc. Geol. It., **6**: 421-437.
- NARDI R. & D'AMATO AVANZI G. (1988) - *Una casistica di eventi idrogeologici con seppellimento di persone nell'Italia centrale.* Atti workshop "Applicazioni di tecnologie nella conoscenza, nella previsione e nel pronto intervento in caso di movimenti franosi". CNR-IROE, Firenze, 5-

- 6/11/1987. Atti Fond. G. Ronchi, **43** (3), Firenze, 317-337.
- NARDI R., POCHINI A., PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & TRIVELLINI M. (1986a) - *Valutazione del rischio da frana in Garfagnana e nella Media Valle del Serchio (Lucca) 1): Carta geologica e carta della franosità degli elementi "Gragnana", "Piazza di Serchio", "Casciana" e "Ceserana" (scala 1:10.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **104** (1985): 585-599.
- NARDI R., PUCCINELLI A. & CAREGIO F. (1992a) - *Carta geologica e carta della franosità della Garfagnana e della Media Valle del Serchio (Lucca) 1:10.000*. El. «Bagni di Lucca». Tip. S.EL.CA, Firenze.
- NARDI R., PUCCINELLI A. & CAREGIO F. (1992b) - *Carta geologica e carta della franosità della Garfagnana e della Media Valle del Serchio (Lucca) a scala 1:10.000*. El. «Sillicano». Tip. S.EL.CA, Firenze.
- NARDI R., PUCCINELLI A., CAREGIO F. & DE LUCIA P.L. (1992c) - *Carta geologica e carta della franosità della Garfagnana e della Media Valle del Serchio (Lucca) a scala 1:10.000*. El. «Camporgiano». Tip. S.EL.CA, Firenze.
- NARDI R., PUCCINELLI A., CAREGIO F. & DE LUCIA P.L. (1992d) - *Carta geologica e carta della franosità della Garfagnana e della Media Valle del Serchio (Lucca) a scala 1:10.000*. El. «Poggio». Tip. S.EL.CA, Firenze.
- NARDI R., PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G., BALDACCIO F., BUTI F., CAREGIO F., DE LUCIA P.L., GIANNECCHINI R., PELLEGRINO G., POCHINI A. & TRIVELLINI M. (2007) - *Carta della franosità del bacino del Fiume Serchio (Val di Lima)*. 10 Tavv. a scala 1:10.000. Autorità di Bacino del Fiume Serchio. Tip. S.EL.CA, Firenze.
- NARDI R., PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G., DEL SEPPIA N., GIANNECCHINI R. & AMATO S. (2000) - *Carta della franosità del bacino del Fiume Serchio (Media Valle e Garfagnana)*. 13 Tavv. a scala 1:10.000. Autorità di Bacino del Fiume Serchio. Tip. S.EL.CA, Firenze.
- NARDI R., PUCCINELLI A. & D'AMATO AVANZI G. & TRIVELLINI M. (1987) - *Valutazione del rischio da frana in Garfagnana e nella Media Valle del Serchio (Lucca) 2): Carta geologica e carta della franosità degli elementi "Sillico", "Castelnuovo di Garfagnana", "Cascio", "Castelvecchio Pascoli", "Galliciano", "Barga", "Fornaci di Barga" e "Ghivizzano" (scala 1:10.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 819-832.
- NARDI R., PUCCINELLI A. & DE LUCIA P.L. (1992e) - *Carta geologica e carta della franosità della Garfagnana e della Media Valle del Serchio (Lucca) a scala 1:10.000*. El. «Pieve Fosciana». Tip. SELCA, Firenze.
- NARDI R., PUCCINELLI A. & DE LUCIA P.L. (1992f) - *Carta geologica e carta della franosità della Garfagnana e della Media Valle del Serchio (Lucca) a scala 1:10.000*. El. «Villa Collemandina». Tip. S.EL.CA, Firenze.
- NARDI R., PUCCINELLI A., DI PASSIO C., HOST E. & MORINI D. (1986b) - *Pericolosità indotta. Carta della franosità: l'esempio della valle del Serchio tra Pieve Fosciana e Camporgiano (Lucca)*. In: CNR-GNDT e REGIONE TOSCANA (Ed.): "Progetto terremoto in Garfagnana e Lunigiana", La Mandragora, Firenze: 75-80.
- NARDI R., PUCCINELLI A. & TRIVELLINI M. (1989) - *Carta geologica e carta della franosità della Garfagnana e della Media Valle del Serchio (Lucca) a scala 1:10.000*. El. «Vibbiana». Tip. S.EL.CA, Firenze.
- NARDI R., PUCCINELLI A. & TRIVELLINI M. (1992g) - *Carta geologica e carta della franosità della Garfagnana e della Media Valle del Serchio (Lucca) a scala 1:10.000*. El. «Fornaci di Barga» (1:10.000). Tip. S.EL.CA, Firenze, Boll. Soc. Geol. It., **106**.
- NARDI R., PUCCINELLI A. & TRIVELLINI M. (1992h) - *Carta geologica e carta della franosità della Garfagnana e della Media Valle del Serchio (Lucca) a scala 1:10.000*. El. «Verni». Tip. S.EL.CA, Firenze.
- NARDI R., PUCCINELLI A. & VERANI M. (1981) - *Carta geologica e geomorfologica con indicazioni di stabilità della provincia di Pistoia (scala 1:25.000)*. Tip. S.EL.CA, Firenze.

- NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano: stratigrafia e tettonica nei dintorni di Pievepelago (Appennino Modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (3): 1-76.
- NISIO S. (2008) - *I sinkholes in Toscana*. In: NISIO S. (Ed.): "I fenomeni naturali di sinkhole nelle aree di pianura italiane". Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **85**: 213-268.
- NOTI V. (1998) - *Una carta della stabilità potenziale dei versanti di un'area dell'appennino settentrionale realizzata mediante l'analisi condizionale e l'utilizzo di un sistema informativo geografico*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A. **104** (1997): 149-163.
- NOTINI P. (1981) - *Contributo alla geologia della terminazione nord-orientale delle Apuane metamorfiche*. Tesi Laurea ined., Univ. Pisa.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the Low-Latitude Coccolith Biostratigraphy Zonation*. Mar. Micropaleont., **5**: 321-32.
- PAGANI G. & ZANZUCCHI G. (1970) - *Osservazioni sul contatto tra il "Macigno" e l'"Unità delle argille e calcari"*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **4** (1): 3-42.
- PANDELI E., FERRINI G. & LAZZARI D. (1994) - *Lithofacies and petrography of the Macigno Formation from the Abetone to the Monti del Chianti areas (Northern Apennines)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 321-329.
- PASQUARÈ G., ABBATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. Servizio Geologico Nazionale, Quad. Ser. III, **1**: 203 pp.
- PASSERI L. (1985) - *I principali eventi tettonici nell'area apuana in accordo con le nuove ricostruzioni paleogeografiche*. Mem. Soc. Geol. It., **30**: 225-231.
- PASSERINI P. (1966) - *Lo spostamento nelle faglie della Garfagnana*. Boll. Soc. Geol. It., **85**: 151-156.
- PASUTO A. & SOLDATI M. (1990) - *Rassegna bibliografica sulle deformazioni gravitative profonde di versante*. Il Quaternario, **3** (2): 131-140.
- PATACCA E. (1973) - *Microfacies dei conglomerati della "Scaglia" e del "Macigno" di alcune serie toscane*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 187-225.
- PATACCA E., RAU A. & TONGIORGI M. (1973) - *Il significato geologico della breccia sedimentaria poligenica al tetto della successione metamorfica dei Monti Pisani*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **80**: 126-161.
- PATACCA E., SCANDONE P., PETRINI V., FRANCHI F. SARGENTINI M. & VITALI A. (1986) - *Revisione storica*. In: CNR-GNDT E REGIONE TOSCANA (Ed.): "Progetto terremoto in Garfagnana e Lunigiana", La Mandragora, Firenze: 46-60.
- PERCH-NIELSEN K. (1979) - *Calcareous nannofossils from the cretaceous between the North Sea and the Mediterranean*. IUGS Series A, **6**: 223-272.
- PERCH-NIELSEN K. (1983) - *Recognition of boundaries by means of calcareous nannofossils*. In: "Cretaceous stage boundaries", Copenhagen, Abstracts: 152-156.
- PERCH-NIELSEN K. (1985a) - *Mesozoic calcareous nannofossil*. In: BOLLII H., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.): "Plankton Stratigraphy", Cambridge University Press: 329-426.
- PERCH-NIELSEN K. (1985b) - *Cenozoic calcareous nannofossil*. In: BOLLII H., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.): "Plankton Stratigraphy", Cambridge University Press: 426-554.
- PERILLI N. (1984) - *Analisi stratigrafico-strutturale dell'Olistostroma delle Tagliole (tra M. Modino e M. Maiore)*. Tesi Laurea ined., Univ. Firenze.
- PERILLI N. (1992) - *Stratigrafia dell'olistostroma di M. Modino - M. Maiore*. In: "Guida alle escursioni post-congresso, Esc. B3". 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze, 24-26/9/1992: 161-171.
- PERILLI N. (1994) - *The Mt. Modino Olistostrome Auctorum (Appennino Modenese): stratigraphical and sedimentological analysis*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 343-350.

- PERILLI N. (1997) - *Latest Jurassic-earliest Cretaceous deposits of the Tuscan Succession; new biostratigraphic data from calcareous nanofossils*. Riun. Paleopelagos, **1**: 12.
- PERILLI N. & NANNINI D. (1997) – *Calcareous nanofossil biostratigraphy of the Calpionella limestone and Palombini shale (Bracco/Val Graveglia Unit) in the eastern Apennines (Italy)*. *Ofioliti*, **22** (2): 213-225.
- PERILLI N., PUCCINELLI A. & D'AMATO AVANZI G. (2004c) - *Stratigraphy of the Ottone Unit (External Ligurids) cropping out in the Tuscan-Ligurian Apennines (Italy)*. In: MORINI D., BRUNI P. (Eds.): “*The Regione Toscana project of geological mapping. Case histories and data acquisition*”, Regione Toscana, Tip. Martinelli (FI): 161-174.
- PERILLI N., PUCCINELLI A., SARTI G. & D'AMATO AVANZI G. (2004a) - *Villafranchian deposits of the Barga and Castelnuovo Garfagnana basins: lithostratigraphy and sedimentary features*. *Il Quaternario, Ital. Journ. Quat. Sci.*, **17** (2/1): 313-322.
- PERILLI N., PUCCINELLI A., SARTI G. & D'AMATO AVANZI G. (2004b) - *Lithostratigraphy of the Plio-Pleistocene continental deposits of the Barga and Castelnuovo Garfagnana tectonic depressions*. In: MORINI D., BRUNI P. (Eds.): “*The Regione Toscana project of geological mapping. Case histories and data acquisition*”, Regione Toscana, Tip. Martinelli (FI): 121-132.
- PERILLI N. & REALE V. (1998) – *Jurassic calcareous nanofossil assemblages of the Marne a Posidonia Fm. of the Tuscan Succession, Northern Apennines (Italy)*. Riun. Paleopelagos, **1**: 10.
- PERILLI N. , REALE V. & VEIGA DE OLIVEIRA L.C. (2008) - *Ages of the onset of marly sedimentation and of the black shales in Tuscan basin (Northern Apennines, Italy)*. *Riv. It. Paleont. e Strat.*, **114**: 125-139.
- PERILLI N., RODRIGUES R. & VEIGA DE OLIVEIRA L.C. (2009) - *Lower Toarcian organic-rich sediments from the Tuscan Succession (Northern Apennines, Italy)*. Preliminary results. *Volumina Jurassica*, **6**: 133-142.
- PERTUSATI P.C., PLESI G. & CERRINA FERONI A. (1977) - *Alcuni esempi di tettonica polifasata nella Falda Toscana*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **96**: 587-603.
- PERONI A. (1994) - *Geologia della Falda Toscana nella zona tra Vianova e la Turrite di Galliciano (versante orientale delle Alpi Apuane)*. Tesi Laurea ined., Univ. Pisa.
- PIGNOTTI L. (1994) - *The Cenomanian-Turonian siliceous-anoxis event in the Scisti Policromi (Tuscan Succession, Northern Apennines): data on radiolarian and foraminiferal biostratigraphy*. *Paleopelagos*, **4**: 141-153.
- PILI M. (1987) - *Revisione litostigrafica e strutturale della regione della Pania della Croce e zone limitrofe*. Tesi Laurea ined., Univ. Pisa.
- PLATT J. P. (1986) - *Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks*. *Bull. Geol. Soc. of America*, **97**: 1037-1053.
- PLESI G. (1971) - *La natura sedimentaria e il significato tettonico degli olistostromi intercalati al “Macigno” dell'Appennino settentrionale*. *Mem. Acc. Lunig. Sc. “G. Capellini”*, **38** (1968): 1-27.
- PLESI G. (1974) - *L'Unità di Canetolo nella struttura di Bobbio (Val Trebbia), Montegrosso (Val Gotra) e lungo la trasversale Cinque Terre-Pracchiola*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A*, **81**: 121-151.
- PLESI G. (1975) - *La giacitura del complesso Bratica-Petrignacola nella serie del rio di Roccaferrara (Val Parma) e dei flysch arenacei tipo Cervarola dell'Appennino settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **94**: 157-176.
- PLESI G. (2002) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 235 Pievepelago e Note Illustrative*. Tip. S.EL.CA, Firenze.
- PLESI G., BANCHI L., CHICCHI S. & DANIELE G. (1993) – *Le Unità Liguri e Emiliane della Media Val di Taro e la loro evoluzione strutturale*. *Atti Tic. Sci. Terra*, **36** (92): 183-229.

- PLESI G., BONANNI G., BOTTI F., DANIELE G. & PALANDRI S. (1998) - *Processi e tempi di costruzione della catena appenninica nelle sue fasi oligo-mioceniche: l'esempio della finestra di Pracchiola (biostratigrafia, petrografia e analisi strutturale, con Carta Geologico-Strutturale a scala 1: 20.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 841-894.
- PLESI G., CHICCHI S., DANIELE G. & PALANDRI S. (2000) - *La struttura dell'alto Appennino reggiano-parmense fra Valditacca, il Passo di Pradarena e il M. Ventasso*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 267-296.
- PRINCIPI G., CORTESOGNO L., CELLAI D., GAGGERO L., GARUTI G., GAZZOTTI M., PASSERINI P. & TREVES B. (1992) - *Le ofioliti dell'Appennino Settentrionale*. In: "Guida alle escursioni post-congresso, Esc. B1". 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze, 24-26/9/1992: 76 pp.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema Corso Appenninico come prisma di accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennino*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 549-576.
- PROTO DECIMA F., ROTH P.H. & TODESCO L. (1975) - *Nannoplankton calcareo del Paleocene e dell'Eocene della sezione di Possagno*. Schweizerische Palaontologische Abhandlungen, **97**: 35-55.
- PUCCINELLI A. (1987) - *Un esempio di tettonica recente nella valle del Serchio: il sollevamento di Monte Perpoli*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, **94**: 105-117.
- PUCCINELLI A. (1992) - *Nuovi aspetti dell'evoluzione paleogeografica e tettonica al Plio-Quaternario della piana di Lucca (Toscana)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14** (1991): 171-177.
- PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & PERILLI N. (2009a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 233 Pontremoli e Note Illustrative*. Servizio Geologico d'Italia, Poligrafico e Zecca dello Stato (in stampa).
- PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & PERILLI N. (2009b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 234 Fivizzano e Note Illustrative*. Servizio Geologico d'Italia, Poligrafico e Zecca dello Stato (in stampa).
- RADBRUCH-HALL D.H. (1978) - *Gravitational creep of rock masses on slopes*. In: VOIGHT B. (Ed.): "Rockslides and avalanches - Natural phenomena", Developments in Geotechnical Engineering, **14A**: 607-658.
- RAMSAY J. G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. Mc. Graw-Hill: 568 pp.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA (1993) - *Atlante dei centri abitati instabili dell'Emilia-Romagna*. Regione Emilia-Romagna, CNR-GNDCI. Stab. Arti Grafiche Salomone, Roma: 405 pp.
- REGIONE TOSCANA (1991) - *Inventario del patrimonio minerario e mineralogico in Toscana. Aspetti naturalistici e storico-archeologici*. Regione Toscana, Dip. Ambiente. Ed. Regione Toscana, Firenze: 240 pp.
- RENTZ K. (1971) - *Zur Geologie der Zone Zwischen der Secchia und dem Apennin Hauptkamm*. Diss. Freie Univ. Berlin.
- REUTTER K.J. (1965) - *Submarine Gleitungs und Resedimentationsvorginge am Beispiel des Monte Modino (Nord Apennin)*. Berlin.
- REUTTER K.J. (1968) - *Die Tektonischen Einheiten des Nordapennins*. Ecl. Geol. Helv., **61** (1): 183-224.
- REUTTER K.J. (1969) - *La geologia dell'Alto Appennino modenese tra Civago e Fanano e considerazioni geotettoniche sull'Unità di M. Modino-M. Cervarola*. Ateneo Parmense, Acta Nat. **5** (2): 1-88.
- REUTTER K.J. & GROSCURTH J. (1978) - *The pile of nappes in the Northern Apennines, its unravement and emplacement*. In: CLOOS H., ROEDER D. & SCHMIDT K. (Eds.): "Alps, Apennines, Hellenides", Schweizerbart, Stuttgart: 239-243.
- REUTTER K.J. & SAMES C.W. (1964) - *Fazieszusammenhänge im Nordapennin*. Z. deutsch. Geol. Ges., **114** (3): 620-646.
- RICCIARDI E. (1952) - *Studio geologico del Quaternario della regione di Altopascio-Montecarlo in Lucchesia*. Tesi Laurea ined., Univ. Pisa.

- RIO D., FORNACIARI E. & RAFFI I. (1990) - *Late Oligocene through Early Pleistocene calcareous nannofossils from Western Equatorial Indian Ocean (Leg 115)*. In: DUNCAN R.A., BACKMAN J., PETERSON L.C. *et alii* (Eds.): "Proc. ODP", Sci. Results, **115**: 175-235.
- RISTORI E. (1984) - *Studio geologico del Quaternario delle colline di Montecarlo (Lucca). Rilevamento e Paleontologia*. Tesi Laurea ined., Univ. Firenze.
- ROSSI L. (1991) - *Studio geologico-strutturale di un settore della "Falda Toscana" a SE delle Alpi Apuane (zona di Pescaglia)*. Tesi Laurea ined., Univ. Pisa.
- 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.
- ROVERETO G. (1904) - *La zona marmifera della Pania della Croce nelle Alpi Apuane*. Giorn. Geol. Prat., **2** (50): 157-163.
- ROYDEN L., PATACCA E. & SCANDONE P. (1979) - *Upper Cretaceous carbonate turbidites of the Alps and Apennines deposited below the calcic compensation depth*. Journ. Sed. Petrol., **49**: 23-28.
- SACCO E. (1891) - *Carta geologica dell'Appennino settentrionale (scala 1:100.000)*. Loescher, Torino, II ed., 1893.
- SACCO F. (1904) - *Carta geologica dell'Appennino settentrionale e centrale (scala 1:500.000)*. Loescher, Torino.
- SACCO F. (1935) - *Le direttrici tettoniche trasversali dell'Appennino*. Rend. Acc. Naz. Lincei, **22**: 551-553.
- SAGGINI F. (1961) - *Grande placca di "arenaria superiore" tra Prunetta e la conca di S. Marcello Bardalone (Appennino Pistoiese)*. Boll. Soc. Geol. It., **80**: 1-23.
- SAGGINI F. (1963) - *Geologia della zona di Controne presso Bagni di Lucca (Appennino Lucchese)*. Boll. Soc. Geol. It., **82**: 1-28.
- SAGRI M. (1969) - *Carta della distribuzione geografica della formazione dell'Antola nel versante tirrenico dell'Appennino da Montoggio a Lucca (scala 1:400.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **8** (4).
- SAGRI M. (1973) - *Sedimentazione torbiditica nell'Appennino settentrionale: velocità d'accumulo, litologia, morfologia del fondo*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 233-272.
- SAGRI M. (1975) - *Ambienti di deposizione e meccanismi di sedimentazione nella successione Macigno-olistostroma-arenarie del M. Modino (Appennino Modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 771-788.
- SANI M. (1985) - *Le breccie della Versilia tra Successione Toscana Metamorfica e Falda Toscana nell'area di Casoli-Metato (Apuane meridionali)*. Rend. Soc. Geol. It., **8**: 25-29.
- SAUNDERS J.B., BERNOULLI D., MULLER-MERZ E., OBERHANSLI H., PERCH-NIELSEN K., RIEDEL W.R., SANFILIPPO A. & TORRINI R.JR. (1984) - *Stratigraphy of the late middle Eocene to early Oligocene in Bath Cliff section, Barbados, West Indies*. Microp., **30** (4): 390-425.
- SCANDONE (1979) - *The origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 27-34.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 96-Massa* (1925). I edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 96-Massa* (1970). II edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 97-S. Marcello Pistoiese* (1913a). I edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 97-S. Marcello Pistoiese* (1968). II edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 98-Vergato* (1913b). I edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 98-Vergato*

- (1971). II edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 104-Pisa* (1908). I edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 104-Pisa* (1969). II edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 105-Lucca* (1908). I edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 105-Lucca* (1971). II edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 106-Firenze* (1908). I edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 106-Firenze* (1967). II edizione, Roma.
- SESTINI G. (1970) - *Sedimentation of the late geosynclinal stage*. In: G. SESTINI (Ed.): "Development of the Northern Apennines Geosyncline", *Sed. Geol.*, **4**: 445-480.
- SQUAZZONI G. (1963) - *Fauna ammonitica dei Calcari selciferi metamorfici delle Alpi Apuane*. *Paleont. Ital.*, **57**: 35-42.
- GUAZZONI G. (1966) - *Presenza di bioerme nei Calcari Selciferi della serie metamorfica del M. Pisanino (Alpi Apuane)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **7**: 393-415.
- SIGNORINI R. (1935) - *Linee tettoniche trasversali nell'Appennino Settentrionale*. *Rend. R. Acc. Naz. Lincei, Sez. 6*, **21**: 42-45.
- SIGNORINI R. (1946) - *Autoctonia e alloctonia dei terreni dell'Appennino centrale e settentrionale*. *Rend. Acc. Naz. Lincei, Ser. 1*, **8** (1): 99-106.
- SIMONELLI F. (1892) - *Fossili retici della Montagna di Cetona*. *Mem. R. Accad. Sc. Ist. Bologna*, **5** (2): 617-642.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. *Geol. Mijnbouw.*, **56** (1): 37-65.
- SORRISO-VALVO M. (1995) - *Considerazioni sul limite tra deformazione gravitativa profonda di versante e frana*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **50**: 109-121.
- SORRISO-VALVO M. (Ed.) (1984) - *Atti I Seminario Gruppo Inform. CNR "Deformazioni Gravitative Profonde di Versante"*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **103**: 667-729.
- SORRISO-VALVO M. (Ed.) (1987) - *Atti II Seminario Gruppo Inform. CNR "Deformazioni Gravitative Profonde di Versante"*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **106**: 223-316.
- SORRISO-VALVO M. (Ed.) (1989) - *Atti III Seminario Gruppo Inform. CNR "Deformazioni Gravitative Profonde di Versante"*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **108**: 369-451.
- THIERSTEIN H. R. (1971) - *Tentative of Lower Cretaceous calcareous nannoplankton zonation*. *Ecl. Geol. Helv.*, **64** (3): 459-488.
- THIERSTEIN H. R. (1973) - *Lower Cretaceous calcareous nannoplankton biostratigraphy*. *Abh. Geol. Bundesanst. Band 29*: 1-52.
- THIERSTEIN H. R. (1976) - *Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments*. *Marine Micropaleont.*, **1**: 325-362.
- TONGIORGI E. & TREVISAN L. (1953) - *Excursion en Garfagnana et aux Alpes Apouanes*. IV Congrès INQUA, Roma-Pisa, Tip. Giard., Pisa: 1-11.
- TOSATTI G., CASTALDINI D., BARBIERI M., D'AMATO AVANZI G., GIANNECCHINI R., MANDRONE G., PELLEGRINI M., PEREGO S., PUCCINELLI A., ROMEO W.R. & TELLINI C. (2008) - *Additional causes of seismically-related landslides in the Northern Apennines, Italy*. *Revista de geomorfologie*, **10**: 5-21.
- TREVES B. (1983) - *Il Complesso di Casanova nell'area di Suvero, La Spezia: sedimentologia e provenienza dei clasti*. *Ofoliti*, **8** (1): 165-168.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines*.

- Ofoliti, **9** (3): 577-618.
- TREVES B. & ANDREANI G. (1984) - *L'Unità di M. Caio nell'area di Suvero, La Spezia*. Ofoliti, **9** (2): 155-184.
- TREVISAN L. (1946) - *Uno sguardo alla tettonica della Pania di Corfino (Appennino lucchese)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **53**: 130-141.
- TREVISAN L. (1947) - *Sui rapporti fra precipitazione e rilievo nella regione Apuana*. Atti XIV Congresso Geografico Italiano. Bologna, 8-12/4/1947: 340-342.
- TREVISAN L. (1952) - *Sul complesso sedimentario del Miocene superiore e del Pliocene della Val di Cecina e sui movimenti tettonici tardivi in rapporto ai giacimenti di lignite e di salgemma*. Boll. Soc. Geol. It., **70**: 65-78.
- TREVISAN L. (1955) - *Il Trias della Toscana e il problema del Verrucano triassico*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **62**: 1-30.
- TREVISAN L. (1959) - *Gli esemplari di Ammoniti (Arietitacei) di Poggio Troncone e Tenerano (Apuane) e l'età dei marmi apuani*. Boll. Soc. Geol. It., **78** (2): 1-11.
- TREVISAN L. (1962) - *Considérations sur deux coupes à travers l'Apennin Septentrional*. Bull. Soc. Géol. France, 7e série, **4**: 675-681.
- TREVISAN L., BRANDI G.P., DALLAN L., NARDI R., RAGGI G., RAU A., SQUARCI P., TAFFI L. & TONGIORGI M. (1971a) - *Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000. Note illustrative del Foglio 105 Lucca*. Servizio Geologico d'Italia, Roma: 52 pp.
- TREVISAN L., DALLAN L., NARDI R., FEDERICI P.R., GIGLIA G., NARDI R. & RAGGI G. (1971b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 96 Massa*. Servizio Geologico d'Italia, Roma: 57 pp.
- TUCCI P. (1980) - *Le metamorfiti della "serie scistosa" basale del Monte Corchia (Alpi Apuane)*. Per. Mineral., **49**: 57-148.
- UGOLINI R. (1902) - *Vertebrati fossili del bacino lignifero di Barga (Val di Serchio)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **13**: 32-36.
- VAI G.B. (1972) - *Evidence of Silurian in the Apuane Alps (Tuscany, Italy)*. Giorn. Geol., **38**: 349-372.
- VAI G.B. & CASTELLARIN A. (1993) - *Correlazione sinotica delle Unità stratigrafiche nell'Appennino settentrionale*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **CROP 1-1A**, 1992/2: 171-185.
- VALDUGA A. (1957) - *Geologia dei Monti di Carrara ad ovest di M. Sagro*. Boll. Soc. Geol. It., **76**: 9-149.
- VALLONI R., LAZZARI D. & CALZOLARI M. A. (1991) - *Selective alteration of arkose framework in Oligo-Miocene turbidites of Northern Apennines foreland: impact on sedimentary provenance analysis*. In: MORTON A.C., TODD S.P. & HAUGHTON P.D.W. (Eds.): "Developments in Sedimentary Provenance Studies", Geol. Soc. Sp. Publ., **57**: 125-136.
- VALLONI R. & ZUFFA G.G. (1984) - *Provenance changes for arenaceous formation of the Northern Apennines, Italy*. Geol. Soc. Amer. Bull., **95**: 1035-1039.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movement types and processes*. In: SCHUSTER R.L. & KRIZEK R.J. (Eds.): "Landslides analysis and control", Transp. Res. Board, Spec. Rept. **176**, Nat. Acad. of Sciences: 11-33.
- VAROL O. (1989) - *Paleocene calcareous nannofossil biostratigraphy*. In: CRUX J.A. & HECK S.E. (Eds.): "Nannofossils and their application", Ellis Horwood, Chichester: 265-310.
- VERBEEK J. W. (1977) - *Calcareous nannoplankton biostratigraphy of Middle and Upper Cretaceous deposits of Tunisia, Southern Spain and France*. Utrecht Micropaleont. Bull., **16**: 1-157.
- ZACCAGNA D. (1882) - *I terreni della Val di Nievole tra Monsummano e Montecatini*. Boll. R. Com. Geol. It., Ser. II, **3**: 235-260, 368-389.
- ZACCAGNA D. (1883) - *Lembi titoniani a Soraggio e a Casola in Lunigiana e loro rapporti coi terreni adiacenti*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **3**: 215-220.

- ZACCAGNA D. (1892-95) - *Carta geologica delle Alpi Apuane. Tavole: Castelnuovo, Galliciano, Pescaglia, Borgo a Mozzano, Barga, Fosciandora (scala 1:25.000)*. Tip. Salomone, Roma.
- ZACCAGNA D. (1894) - *Carta geologica delle Alpi Apuane in 4 fogli (Carrara, Castelnuovo, Stazzema, Seravezza) (scala 1:50.000)*. R. Uff. Geol., Lit. Virano, Roma.
- ZACCAGNA D. (1897) - *Carta e sezioni geologiche delle Alpi Apuane*. Boll. R. Comit. Geol. Ital., **28**: 43 pp.
- ZACCAGNA D. (1898) - *Nuove osservazioni sui terreni costituenti la zona centrale dell'Appennino adiacente all'Alpe Apuana*. Boll. R. Comit. Geol. It., **29**: 97-121, 248-271.
- ZACCAGNA D. (1900) - *Carta geologica generale delle Alpi Apuane e delle regioni limitrofe (scala 1:500.000)*. Ist. Geogr. Milit., Firenze.
- ZACCAGNA D. (1920) - *Note illustrative della carta geologica delle Alpi Apuane*. Boll. R. Com. Geol. It., **47**: 110 pp.
- ZACCAGNA D. (1925) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 96 Massa*. Regio Ufficio Geologico, Roma.
- ZACCAGNA D. (1932) - *Descrizione geologica delle Alpi Apuane*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **25**: 440 pp.
- ZACCAGNA D. (1933) - *Carta Geologica del Gruppo Secondario della Val di Lima (scala 1:25.000)*. St. Cartogr. Giardi. Firenze.
- ZANZUCCHI G. (1963) - *La geologia dell'Alta Val Parma*. Mem. Soc. Geol. It., **4**: 131-167.
- ZISCHINSKY U. (1969) - *Über Sackungen*. Rock Mechanics, **1** (1): 30-52.
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A. (1981) - *Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy*. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, **65**: 394-421.