V. Bortolotti *et alii*, (2015) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F. 264 Borgo S. Lorenzo*, ISPRA - Serv. Geol. d'It., Roma.
DOI: 10.15161/oar.it/212049

ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

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

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

foglio 264

BORGO SAN LORENZO

a cura di
V. Bortolotti[1], C. Poccianti[2], G. Principi[1], F. Sani[1]

con i contributi di:
M. Benvenuti[1], R. Catanzariti[3], S. Moretti[1], V. Reale[2],

1 Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Firenze
2 c/o Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Firenze
3 CNR - IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Pisa

Ente realizzatore *Università degli Studi di Firenze*

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **C. Campobasso**

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

Responsabile del Progetto CARG per l'Università di Firenze - Dipartimento di Scienze della Terra: **P. Manetti**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:
F. Capotorti, D. Delogu, C. Muraro, S. Nisio

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia (coord.)**, V. Pannuti**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
C. Cipolloni, M. P. Congi, M. Rossi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
M.L. Vatovec , V. Pannuti

PER IL L'UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI FIRENZE - DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA:

Allestimento editoriale e cartografico:
C. Papini - La Nuova Lito - Firenze

Informatizzazione dei dati geologici:
F. Burelli, C. Agnoloni

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa da banca dati:
GeoIn (Firenze) - **La Nuova Lito** (Firenze)

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:
M.T. Lettieri (Servizio Geologico d'Italia) - ISPRA
P. Manetti (Consiglio Nazionale delle Ricerche) - CNR

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

Stampa: **A.T.I. - S.EL.CA. srl - L.A.C. srl - SYSTEMCART srl** - 2015

INDICE

I - INTRODUZIONE . . . . . .pag. 7

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE . . . . . .» 11

1. - DATI DI SOTTOSUOLO . . . . . .» 16

III - CENNI STORICI . . . . . .» 19

IV - STRATIGRAFIA . . . . . .» 23

1. - UNITÀ TETTONICHE LIGURI . . . . . .» 23
1.1. - Unità Tettonica Morello . . . . . .» 24
1.1.1. - *Pietraforte* . . . . . .» 24
1.1.2. - *Formazione di Sillano* . . . . . .» 25
1.1.3. - *Formazione di Monte Morello* . . . . . .» 26

2. - UNITÀ TETTONICHE SUBLIGURI . . . . . .» 27
2.1. - Unità Tettonica Canétolo . . . . . .» 27
2.1.1. - *Argille e Calcari di Canétolo* . . . . . .» 27
2.1.2. - *Arenarie di Monte Senario* . . . . . .» 31

3. - UNITÀ TETTONICHE TOSCANE . . . . . .» 31
3.1. - Unità Tettonica Galiga . . . . . .» 32
3.1.1. - *Marne di Galiga* . . . . . .» 33
3.1.2. - *Siltiti di Poggiolo Salaiole* . . . . . .» 33
3.1.3. - *Breccie Argillose Poligeniche* . . . . . .» 34
3.1.4. - *Formazione di Vicchio* . . . . . .» 35
3.2. - Unità Tettonica Falterona . . . . . .» 36
3.2.1. - *Marne varicolori di Villore* . . . . . .» 36
3.2.2. - *Arenarie del Monte Falterona* . . . . . .» 37
membro di Monte Falco . . . . . .» 37
membro di Camaldoli . . . . . .» 39
membro di Montalto . . . . . .» 39
membro di Lonnano . . . . . .» 41
membro di Fosso delle Valli . . . . . .» 41
3.2.3. - *Formazione di Vicchio* . . . . . .» 41
3.3. - Unità Tettonica Acquerino . . . . . .» 42
3.3.1. - *Marne varicolori di Villore* . . . . . .» 42
3.3.2. - *Formazione dell'Acquerino* . . . . . .» 43
3.4. - Unità Tettonica Castel Guerrino . . . . . .» 46
3.3.1. - *Formazione del Torrente Carigiola* . . . . . .» 46
3.3.2. - *Formazione di Stagno* . . . . . .» 47

4. - UNITÀ TETTONICHE UMBRO - MARCHIGIANO - ROMAGNOLE ..... » 48
4.1. - Subunità Tettonica Monte Nero ..... » 49
4.1.1. - *Schlier* ..... » 49
4.1.2. - *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola* ..... » 50
membro di Biserno ..... » 52
membro di Corniolo ..... » 52
membro di Premilcuore ..... » 53
4.2. - Subunità Tettonica Ridracoli ..... » 54
membro di Premilcuore ..... » 54
membro di Galeata ..... » 54

5. - DEPOSITI CONTINENTALI PLIO - QUATERNARI ..... » 55
5.1. - Successione del Mugello ..... » 55
5.1.1. - *Sintema del Mugello* ..... » 58
Subsintema di Ronta ..... » 59
Subsintema di Pulicciano ..... » 60
Subsintema di Farneta ..... » 61
5.1.1. - *Sintema del Fiume Sieve* ..... » 61
Subsintema di Scarperia ..... » 63
Subsintema di Luco di Mugello ..... » 63
5.2. - Depositi Quaternari ..... » 64
5.2.1. - *Depositi di frana* ..... » 64
5.2.2. - *Coperture detritiche* ..... » 65
5.2.3. - *Depositi alluvionali* ..... » 65
5.2.4. - *Travertini* ..... » 66

V - TETTONICA ..... » 67

1. - PRINCIPALI ELEMENTI MACROSTRUTTURALI ..... » 70
1.1. - Strutture delle Unità Tettoniche Liguri e Subliguri ..... » 70
1.2. - Strutture delle Unità Tettoniche Toscane ..... » 72
1.3. - Strutture delle Unità Tettoniche Umbro - Marchigiano - Romagnole ..... » 74

2. - STRUTTURE DEL BACINO DEL MUGELLO ..... » 76

3. - SISMICITÀ ..... » 77

4. - EVOLUZIONE TETTONO-STRATIGRAFICA ..... » 81

VI - GEOMORFOLOGIA . . . . . .» 85

1. - FORME E PROCESSI DOVUTI ALL'AZIONE DELLE ACQUE INCANALATE . . . . . .» 85

2. - FORME E PROCESSI DI VERSANTE . . . . . .» 86

3. - BACINO DEL MUGELLO . . . . . .» 88

VII - UTILIZZO ANTROPICO DELLE RISORSE . . . . . .» 91

1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE E MINERALIZZAZIONI . . . . . .» 91

2. - PARCHI E RISERVE NATURALI . . . . . .» 91

APPENDICE . . . . . .» 93

BIBLIOGRAFIA . . . . . .» 95

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 264 "Borgo San Lorenzo" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG, tramite un Accordo di programma fra Servizio Geologico Nazionale (attualmente APAT) ed il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Firenze.

Il coordinamento scientifico del Foglio è stato affidato a V. BORTOLOTTI mentre G. PRINCIPI e F. SANI sono stati i direttori del rilevamento rispettivamente per le Unità Tettoniche Liguri/Subliguri e per quelle Toscane/Umbro-Marchigiano-Romagnole.

L'area del Foglio è compresa per la maggior parte nella Regione Toscana, ad eccezione della porzione nord-occidentale che ricade nella Regione Emilia-Romagna.

I rilievi geologici per l'allestimento del Foglio 264 "Borgo San Lorenzo" sono stati eseguiti alla scala 1:10.000 nell'ambito del Progetto CARG, negli anni 1999-2002.

Il criterio di rilevamento adottato è quello litostratigrafico per i terreni prequaternari, mentre i depositi fluvio lacustri della Successione del Mugello sono stati suddivisi in unità a limiti inconformi (UBSU, secondo i criteri esposti in SALVADOR, 1987; CNR-CCGG, 1992 e ISSC, 1994). Per gli altri depositi continentali quaternari è stato adottato un criterio essenzialmente litologico e morfogenetico.

La nomenclatura delle diverse unità litostratigrafiche distinte in carta è ripresa dalla letteratura storica, dalle recenti ricerche geologiche effettuate in questo settore dell'Appennino e, in alcuni casi, dai risultati ottenuti durante rilevamento e relative analisi di laboratorio. Per non alimentare il proliferare di nomi formazionali si è cercato di conservare il più possibile la nomenclatura preesisten-

te, compresa quella utilizzata nei Fogli limitrofi; in qualche caso si è però resa necessaria l'istituzione di nuove unità stratigrafiche. Il termine **Unità** è sempre usato nella accezione di **Unità tettonica**. La descrizione delle unità tettoniche presenti (ad eccezione dei terreni continentali) segue l'ordine di sovrapposizione geometrica dall'alto verso il basso. All'interno di ogni unità tettonica, la descrizione delle unità litostratigrafiche segue l'ordine di sovrapposizione stratigrafica dalla più antica alla più recente. Il termine "**Successione**" è inteso unicamente in senso stratigrafico.

Per quanto riguarda il rilevamento delle successioni torbiditiche arenacee affioranti nell'area del foglio, esse sono state rilevate secondo quanto indicato dalla Guida al rilevamento della Carta Geologica d'Italia 1:50.000 (CNR-CCGG, 1992). In effetti, seguendo questi criteri, già ampiamente adottati anche nei fogli limitrofi (252, 253, 254, 265, 266, 277, 278), si nota che a fronte della relativa uniformità rappresentativa delle successioni torbiditiche della precedente edizione della Carta geologica d'Italia (alla scala 1:100.000), si ha una notevole articolazione non solo stratigrafica ma anche strutturale, dal momento che una maggiore differenziazione stratigrafica permette di evidenziare anche molte strutture che altrimenti si perderebbero. A scala più generale questi criteri hanno la finalità di ricostruire in dettaglio l'articolazione dei depositi di avanfossa secondo i vari sistemi torbiditici come già accennato sopra (cfr. MUTTI, 1985 e 1992; MUTTI & NORMARK, 1987).

Dal punto di vista operativo la metodologia suggerita dalla Guida, che consente di lavorare agevolmente in campagna identificando le litofacies e i membri che costituiscono un sistema torbiditico, consiste nel considerare:

1) Composizione litologica e tessitura delle arenarie;
2) Rapporti percentuali tra le litologie principali (rapporto A/P);
3) Spessore e geometria degli strati;
4) Strutture interne e variazioni granulometriche negli strati;
5) Strutture erosive alla base degli strati;
6) Presenza e continuità di livelli guida.
7) Caratteri biostratigrafici (età e paleoambienti);
8) Composizione petrografica;

Quanto sopra è in grado di farci suddividere l'intera successione o complesso torbiditico che ha una durata dell'ordine dei 10 Ma ed è caratterizzato da discordanze al suo interno (*sensu* MUTTI & NORMARK, 1987), in vari sistemi torbiditici della durata dell'ordine del o di qualche Ma. All'interno del sistema torbiditico possono essere distinti stadi e sub-stadi torbiditici caratterizzati da omogeneità litologica e composizionale. Pertanto per la ricostruzione di tali porzioni di successioni, a livello di cartografia geologica, dovranno essere classificate le

principali successioni arenacee, arenaceo-pelitiche, pelitico-arenacee e pelitiche. La correlazione tra loro potrà essere facilitata dalla presenza di strati guida che rappresentano di fatto delle linee tempo.

Il complesso sistema torbiditico sarà dunque ben individuato tramite:

1) La ricostruzione della geometria delle successioni cartografate;
2) La determinazione del tipo di contatti e delle relazioni stratigrafiche tra le successioni individuate;
3) La ricostruzione della forma, dimensioni e geometria del bacino;
4) L'individuazione delle superfici erosive a grande scala.

Durante il rilevamento sono state effettuate numerose campionature sia lungo sezioni stratigrafiche misurate che in affioramenti puntuali, per l'acquisizione di dati biostratigrafici, per i quali è stata utilizzata l'analisi dei nannofossili calcarei.

L'elenco completo delle forme individuate è riportato in Appendice.

Per la scala cronostratigrafica sono stati adottati i limiti proposti da Gradstein *et alii* (1994) per il Mesozoico, e da Berggren *et alii* (1995) per il Terziario. La scala biocronostratigrafica fa riferimento per il Cretacico (biozone CC1-CC26) allo schema di Sissingh (1977). Per il Terziario sono stati utilizzati schemi diversi: per il Paleogene (biozone NP1-NP24) lo schema di Martini (1971). Per i periodi successivi è stato fatto riferimento a schemi locali: per l'intervallo Eocene superiore-Oligocene inferiore (biozone MNP19-MNP24), a Catanzariti *et alii* (1997), per l'Oligocene superiore-Miocene inferiore (biozone MNP25-MNN4) quello proposto da Fornaciari & Rio (1996), e per il Miocene medio e superiore (MNN5-MNN9) quello proposto da Fornaciari *et alii,* (1996).

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Il Foglio 264 "Borgo San Lorenzo" interessa quasi esclusivamente il versante tirrenico della catena appenninica nel settore a NE di Firenze (Fig. 1). Lo spartiacque appenninico si trova nel settore nord-orientale del Foglio, a direzione NO-SE, e passa dal M. Giogo di Villore, M. Peschiena, Colla della Maestà, Passo del Muraglione.

La morfologia del Foglio è caratterizzata da forti dislivelli. Nel settore occidentale, dove maggiore è la variabilità litologica, i contrasti morfologici sono più evidenti, con versanti più acclivi dove affiorano le formazioni litoidi, e versanti più blandi dove affiorano rocce sciolte o con componente principale argillosa. I rilievi che separano il Bacino di Firenze dal Bacino del Mugello (Dorsale M. Senario-M. Giovi) culminano nel M. Giovi (993 m). Il settore orientale del Foglio presenta una morfologia montuosa e vi si trovano le cime più alte come il M. Massicaia (1363 m) e, sullo spartiacque appenninico, il M. Peschiena (1187 m). Le quote più basse si trovano lungo il basso corso del Fiume Sieve e nel Borro delle Sieci, dove si scende a quote inferiori ai 100 metri.

Data l'ubicazione marginale dello spartiacque, l'area è drenata quasi interamente dai fiumi Sieve ed Arno, ad eccezione di un limitato settore a NE dove i corsi d'acqua confluiscono nei bacini del versante adriatico (fiumi Montone e Lamone).

L'Appennino Tosco-Romagnolo appartiene al settore centrale dell'Appennino Settentrionale. La catena appenninica è il risultato della chiusura del bacino oceanico Ligure-Piemontese -parte dell'Oceano della Tetide occidentale- presente nel Giurassico e Cretacico tra le placche continentali Europa a O/NO e Adria a E, e della successiva deformazione del margine passivo orientale di quest'ultima. La catena orogenica si è formata per accrezione di prismi sedimentari (Treves, 1984), prima (fasi liguri, Cretacico superiore-Eocene) e durante la fase

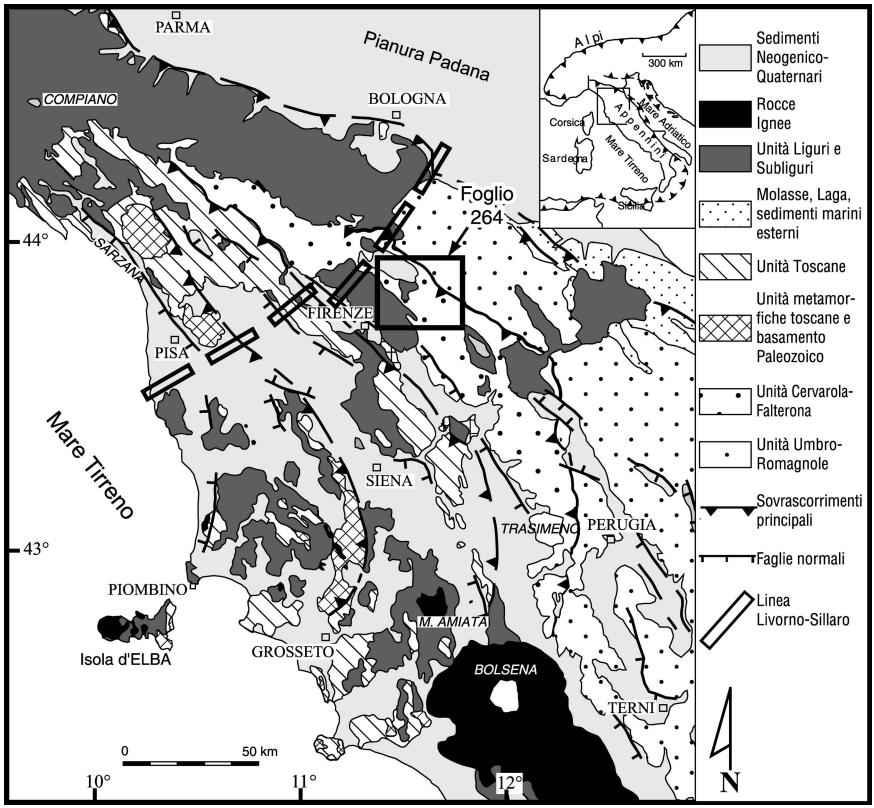


Fig. 1 - *Ubicazione del Foglio 264 "Borgo San Lorenzo" nel quadro della geologia dell'Appennino Settentrionale.*

collisionale ensialica dell'Orogenesi Alpina (subduzione di tipo A di BALLY *et alii*, 1985). Quest'ultima (BORTOLOTTI *et alii*, 1970; BOCCALETTI *et alii*, 1981, 1990a, 1990b), iniziata nell'Eocene superiore-Oligocene, è ancora in atto, come testimonia l'attività sismica attuale.

Le prime fasi di convergenza iniziano nel Cretacico superiore con la creazione di una zona di subduzione che porta, probabilmente a partire dall'Eocene medio, a seguito della completa consunzione della crosta oceanica, alla collisione continentale (ABBATE *et alii*, 1980, 1986).

Dal punto di vista paleogeografico è dunque possibile distinguere un dominio oceanico ed un dominio continentale. Nel dominio oceanico si imposta, a partire dal Giurassico superiore, al di sopra delle rocce mafiche e ultramafiche della crosta oceanica, una sedimentazione pelagica silicea e calcareo-argillosa e in seguito

torbiditica, che dà origine alle Unità Tettoniche Liguri e, al limite oceano-continente, alle Unità Tettoniche Subliguri. Nel dominio continentale, a oriente del braccio oceanico, si depositano a partire dal Triassico medio, al di sopra di un basamento ercinico, successioni prevalentemente carbonatiche (le successioni Toscane e Umbro - Marchigiano - Romagnole), che seguono la tipica evoluzione di un margine passivo. Questo margine continentale diventa attivo in età oligo-miocenica. Da questo momento, al fronte della catena si struttura il sistema "catena a *thrust*-avanfossa", cioè un margine attivo (di tipo A) con un bacino perisuturale (avanfossa p.d.) al fronte (BALLY *et alii*, 1985) in cui si depongono le successioni torbiditiche oligo-mioceniche (Macigno, Arenarie del Monte Cervarola, Formazione Marnoso-Arenacea) e di scarpata e piattaforma plio-pleistoceniche (Argille Azzurre). La compressione responsabile della strutturazione della catena migra nel tempo e nello spazio, da SO verso NE, e con essa migra il margine in evoluzione.

Durante le fasi collisionali le Unità Tettoniche Liguri e Subliguri si impilano le une sulle altre e successivamente si sovrappongono sulle Unità Tettoniche Toscane e Umbro - Marchigiano - Romagnole, costituendo una coltre alloctona (di ricoprimento relativamente continua dal Mar Ligure al margine padano-adriatico. Durante le fasi di avanzamento, sulle Unità Tettoniche Liguri e Subliguri si depongono in discordanza le Successioni Epiliguri, presenti però solamente nei fogli più settentrionali e orientali (Foglio 252 "Barberino del Mugello", BETTELLI *et alii*, 2002; Foglio 265 "Bagno di Romagna", MARTELLI *et alii*, 2002; Foglio 278 "Pieve Santo Stefano", BORTOLOTTI *et alii*, in stampa).

L'attuale fronte della catena, deformato da sistemi di pieghe e sovrascorrimenti, strutturati in una serie di archi (PIERI & GROPPI, 1981) e sviluppatisi prevalentemente nel Pliocene-Pleistocene inferiore (*Pedeapenninic thrust front* e *external thrust front* di BOCCALETTI *et alii*, 1985), è sepolto dai sedimenti padano-adriatici del Pleistocene medio-Olocene.

Nella porzione più interna della catena, già a partire dal Tortoniano superiore-Messiniano inferiore, dopo una fase di sollevamento ed erosione, inizia la sedimentazione di potenti successioni prevalentemente terrigene di ambiente da continentale a lacustre e marino, deposte sia sulle Unità Tettoniche Liguri che sulle sottostanti Unità Tettoniche Toscane, in bacini allungati in senso longitudinale e separati tra loro da "dorsali" costituite dal substrato.

In parziale sovrapposizione temporale con la sedimentazione nei bacini, a partire dal Miocene superiore, nella parte interna della catena, si sviluppa un magmatismo a vario chimismo (SERRI *et alii*, 1993; 2001 con bibliografia).

Nel Foglio 264 affiorano, in ordine di sovrapposizione geometrica, dal basso verso l'alto, le Unità Tettoniche Umbro - Marchigiano - Romagnole, le Unità Tettoniche Toscane, le Unità Tettoniche Subliguri e le Unità Tettoniche Liguri.

A queste unità si sovrappongono in discordanza i depositi fluvio-lacustri del Bacino del Mugello.

Attualmente i rapporti tra le unità tettoniche di questo settore dell'Appennino Settentrionale si presentano più complessi di quanto sopra descritto, a causa delle fasi tettoniche più recenti. Queste sono responsabili di sovrascorrimenti fuori sequenza e di deformazioni estensionali che hanno "complicato" gli originali rapporti di sovrapposizione.

Per quanto riguarda le Unità Tettoniche Liguri, esse sono rappresentate dalla sola Unità Tettonica Morello che è l'unità ligure più orientale (esterna) nell'Appennino Settentrionale. In quest'area occupa la posizione strutturalmente più alta ed affiora nel settore sud-occidentale del Foglio, in continuità con l'estesa fascia presente, più ad ovest, intorno al bacino di Firenze. Questa unità è costituita da un complesso basale prevalentemente argilloso (Formazione di Sillano), che include una spessa lente di arenarie calcaree (Pietraforte), ed è sormontata da un flysch calcareo-marnoso (Formazione di Monte Morello). Essa ricopre per sovrascorrimento l'Unità Tettonica subligure Canétolo.

L'Unità Tettonica Canétolo è costituita da una porzione basale prevalentemente argilloso-calcarea, (Argille e Calcari di Canétolo) ed una sommitale, costituita da torbiditi arenacee (Arenarie di Monte Senario). Essa è sovrapposta tettonicamente alle Unità Tettoniche Toscane ed è coinvolta insieme a queste nella deformazione a scala regionale.

In quest'area sono presenti tre Unità Tettoniche Toscane di importanza regionale, e una di carattere locale (Unità Tettonica Galiga) separate da superfici di sovrascorrimento. La ripartizione di queste unità tettoniche è basata oltre che su criteri strutturali, anche e soprattutto sulla base dell'articolazione stratigrafica. Si tratta per la grande maggioranza di successioni torbiditiche, nell'ambito delle quali sono stati riconosciuti e distinti vari sistemi torbiditici (*sensu* MUTTI, 1985; 1992 e MUTTI & NORMARK, 1987). Quindi sulla base di criteri strutturali e stratigrafici, descritti in precedenza, l'originaria Unità Cervarola-Falterona è stata da noi suddivisa in varie unità di rango inferiore ma facilmente distinguibili sul terreno. Nel Foglio 252 "Barberino del Mugello" (BETTELLI *et alii*, 2002) dove questa ripartizione è stata messa a punto la prima volta, ai vari sistemi torbiditici è stato informalmente assegnato il rango di formazione, mentre le Arenarie del Monte Cervarola e del Monte Falterona *Auctt.* assumono il rango di gruppo. Le suddivisioni adottate nel foglio in esame seguono quelle del Foglio 252 "Barberino del Mugello", dato che spesso è stata effettuata una correlazione fisica di strati guida tra i due fogli. In particolare le unità distinte nel presente foglio, dalla più alta e interna alla più bassa ed esterna, sono:

a) Ad est del Fiume Sieve sono stati distinti quattro corpi sedimentari: marne di Galiga, siltiti di Poggiolo Salaiole, brecce argillose poligeniche e Formazione di Vicchio, che costituiscono un'unità tettonica a carattere locale, denominata Unità Tettonica Galiga. Questa rappresenta l'Unità Tettonica Toscana più interna presente nel Foglio.

b) L'Unità Tettonica Falterona, che occupa la maggior parte del Foglio ed è costituita da Arenarie del Monte Falterona e Formazione di Vicchio. Le Arenarie del Monte Falterona sono state suddivise in cinque membri (FAL_1-FAL_5) in correlazione con quanto già operato nell'adiacente Foglio 265 (Martelli, 2002). Questa unità sovrascorre l'Unità Tettonica Acquerino e, presso Castagno d'Andrea, anche l'Unità Tettonica Castel Guerrino e la Subunità Tettonica Monte Nero (unità Umbro - Marchigiano - Romagnola più interna).

c) l'Unità Tettonica Acquerino, costituita dalla Formazione dell'Acquerino, (definita nel Foglio 252, Bettelli *et alii*, 2002), e dalle Marne varicolori di Villore, che ne rappresentano il livello basale di scollamento. Verso nord-est questa unità è sovrascorsa sull'Unità Tettonica Castel Guerrino.

d) L'Unità Tettonica Castel Guerrino, che comprende la Formazione del Torrente Carigiola e la Formazione di Stagno, che nel Foglio si presentano sempre in contatto tettonico tra loro, mentre nel limitrofo Foglio 252, dove sono state definite, sono in successione stratigrafica. L'unità è tettonicamente compresa tra l'Unità Tettonica Acquerino e la Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola della Subunità Tettonica Monte Nero (cfr. Elemento del Monte Nero, Martelli, 2002).

Molti Autori considerano le Unità Tettoniche Acquerino e Castel Guerrino partizioni minori dell'Unità Tettonica Falterona e riferiscono le loro successioni arenacee alle Arenarie del Monte Cervarola (Bortolotti *et alii*, 1969; Bruni & Pandeli, 1980; Boccaletti & Coli, 1982; Guenther & Reutter, 1985; Abbate & Bruni, 1987).

Le Unità Tettoniche Umbro - Marchigiano - Romagnole (Subunità Tettonica Monte Nero e Subunità Tettonica Ridracoli) sono rappresentate quasi esclusivamente dai depositi miocenici di avanfossa della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola. Esse occupano il settore nord-orientale del Foglio e costituiscono il livello strutturale più basso affiorante in questo settore della catena. Dai dati di sottosuolo emerge che questi depositi sono tettonicamente indipendenti dal substrato carbonatico mesozoico-oligocenico (Cerrina Feroni *et alii*, 2002), e che il livello di scollamento tra la porzione carbonatica e quella clastica è generalmente costituito dall'orizzonte pelitico alla base della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola: le marne dello Schlier, che nel Foglio sono presenti in un piccolo affioramento nei pressi di S. Godenzo. L'entità della traslazione delle Unità Tettoniche Umbro - Marchigiano - Romagnole, limitate alla base e al tetto da superfici tettoniche, è sicuramente più modesta di quella delle altre unità tet-

toniche dell'Appennino Tosco-Romagnolo.

Su queste unità tettoniche, composte da successioni marine, giacciono in discordanza i depositi fluvio-lacustri e alluvionali del Bacino del Mugello (Pliocene superiore?/Pleistocene inferiore - Olocene), e gli altri depositi continentali del Quaternario.

1. - DATI DI SOTTOSUOLO

Tra i dati di letteratura, occorre citare anche la stratigrafia del pozzo Dicomano 1, perforato per ricerca di idrocarburi (ANELLI *et alii*, 1994). Il pozzo, perforato dalla società SNIA nel 1972, è localizzato all'estremo margine E del Foglio, nei pressi di Castagno d'Andrea, ad una quota di circa 714 m s.l.m. (coord. 43°53'53'' Lat. N, 11°39'19'' Long. E) e ha raggiunto una profondità di 3178,25 m (TD). La stratigrafia del pozzo è stata pubblicata da ANELLI *et alii* (1994), e riportata in Fig. 2. Il pozzo è ubicato sul corpo della frana del M. Falco (vedi oltre) ed i primi 39 m attraversano il corpo di frana stesso. Da 39 m a 1962 m il pozzo attraversa la Formazione Marnoso-Arenacea costituita da marne,

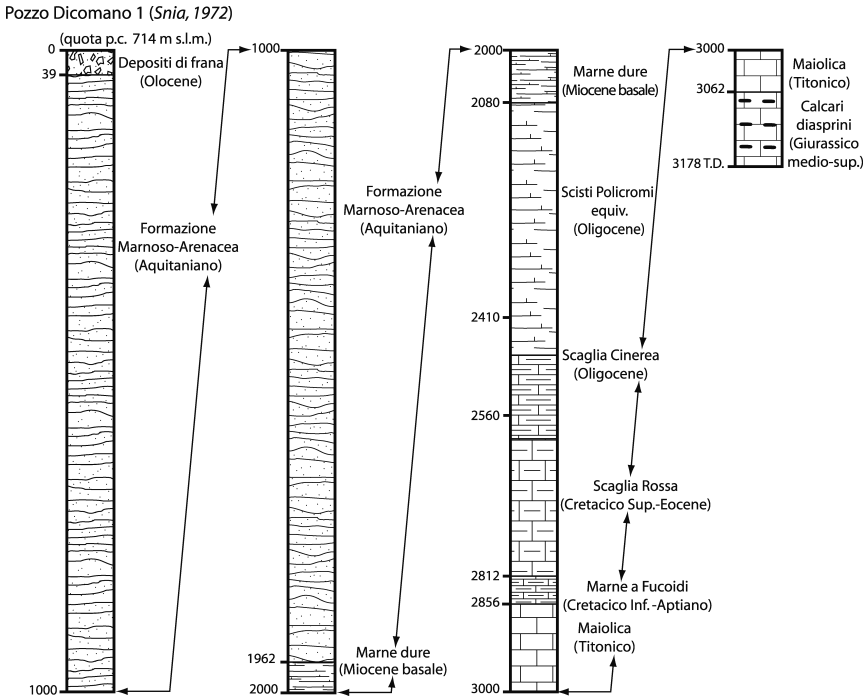


Fig. 2 - *Stratigrafia del pozzo Dicomano 1 (ridisegnato e modificato da ANELLI* et alii*, 1994).*

argilliti, e arenarie di età aquitaniana secondo i dati biostratigrafici dell'epoca e riportati da Anelli *et alii* (1994). Da 1962 m a 2080 m il log del pozzo segnala la presenza di "marne dure" corrispondenti con tutta probabilità allo Schlier. Al di sotto delle "marne dure" si trova una serie di formazioni marnoso-argillitiche, corrispondenti a depositi di rampa esterna, denominati nel log di pozzo come "Scisti policromi equiv." (da 2080 m a 2410 m) e "Scaglia Cinerea" (da 2410 m a 2560 m) entrambe di età oligocenica. Da 2560 m a 2812 m la perforazione ha incontrato la "Scaglia Rossa" di età Cretacico superiore- Eocene e litologicamente costituita da calcari e calcari marnosi, selciferi nella parte basale. Tra 2812 m e 2856 m si trova il tipico livello delle Marne a Fucoidi mentre la Maiolica compare da 2856 m a 3062 m, ed è costituita da calcari selciferi con noduli e liste di selce bianca e marrone, di età riferibile al Titonico. Infine, da 3062 m al fondo pozzo, ubicato a 3178,25 m (TD) si ha un calcare selcifero alternato a calcareniti di colore grigio probabilmente correlabile con i Calcari Diasprini (Centamore *et alii*, 1986). Si tratta quindi di una tipica Successione Romagnola che in effetti affiora nel settore nord orientale del Foglio, sebbene con i suoi termini più superficiali.

III - CENNI STORICI

Per i lavori precedenti agli anni settanta, salvo per citazioni importanti, si rimanda alle Note illustrative dei Fogli 106 e 107 della II[a] edizione della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 (MERLA *et alii*, 1967; MERLA & BORTOLOTTI, 1969).

Alla scala della catena, la cartografia 1:100.000 è stata sintetizzata nella "*Geological Map of the Northern Apennines and adjoining areas*" (BORTOLOTTI *et alii*, 1969) e, successivamente, nella "Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale" a cura di BOCCALETTI & COLI (1982). Una recente sintesi cartografica è la "Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo alla scala 1:250.000" di CERRINA FERONI *et alii* (2002).

Per quanto riguarda le Unità Tettoniche Liguri, che affiorano nella porzione sud-occidentale del Foglio, non esistono lavori specifici che le riguardano. Va ricordato però, anche se nessun dato proviene dall'area del Foglio, il lavoro di PONZANA (1993), che descrive le caratteristiche sedimentologiche e petrografiche della Formazione di Monte Morello tra il Bacino di Firenze e la Val Marecchia, e quindi valide anche per gli affioramenti dell'area in esame.

Per quanto riguarda le Unità Tettoniche Subliguri, un lavoro di VALDUGA (1957), che aveva rilevato l'area M. Senario - M. Giovi, distingueva una successione basale eocenica- eocenica superiore e le sovrastanti Arenarie di Monte Senario, attribuite dubitativamente all'Oligocene. Le Note Illustrative del Foglio 107 (MERLA & BORTOLOTTI, 1969), avevano accettato le conclusioni di Valduga. Si deve giungere al lavoro di CHIOCCHINI *et alii* (1996), per avere nuovi dati che, sulla base di microforaminiferi, e soprattutto di nannofossili calcarei, assegnano definitivamente tutta la successione all'Eocene medio e superiore (CP12, CP14, CP15). Va notato che in questo lavoro le litofacies del Complesso di Canétolo,

base della Formazione di Monte Senario, venivano considerate come il tetto della formazione. Cipriani *et alii* (2005) hanno studiato le caratteristiche tecniche delle arenarie, che iniziano ad essere utilizzate nei restauri, in sostituzione della pietra serena, le cui cave sono ormai tutte chiuse.

Per quanto riguarda i depositi oligo-miocenici di avanfossa delle Unità Tettoniche Toscane, la loro suddivisione stratigrafica è stata oggetto di numerosi studi. Inizialmente vennero considerati come un'unica formazione, il Macigno (Signorini, 1936), all'interno del quale vennero distinti il Macigno di tipo A, o Macigno del Chianti, e il tipo B, o Macigno del Mugello (Merla & Bortolotti, 1969). In settori più occidentali dell'Appennino venivano definite le Arenarie di Monte Modino e le Arenarie del Monte Cervarola (Nardi & Tongiorgi, 1962; Nardi, 1965). Studi di dettaglio sul crinale appenninico avevano già introdotto la definizione delle Arenarie del Monte Falterona (Fazzini, 1964; Pellegrini, 1965).

In lavori successivi il Macigno B venne correlato alle Arenarie del Monte Cervarola (Bortolotti *et alii,* 1970; Dallan Nardi & Nardi, 1972). Parallelamente alcuni autori stranieri distinguevano varie formazioni fra cui, in questo settore dell'Appennino, le Arenarie di Monte Castel Guerrino (Groscurth, 1971; De Jager, 1979). In seguito Guenther & Reutter (1985) hanno considerato i terreni torbiditici miocenici delle Unità Tettoniche Toscane appartenenti ad un'unica unità, l'Unità Modino-Cervarola, che suddividono in cinque complessi strutturali correlandoli a scala regionale e contrassegnandoli con le lettere A-E.

Abbate & Bruni (1987) hanno proposto una nuova organizzazione stratigrafica per le formazioni torbiditiche toscane oligo-mioceniche; secondo questi autori in un bacino più interno rispetto a quello della successione Arenarie del Monte Falterona - Arenarie del Monte Cervarola, si deponevano il Macigno e la sovrastante Formazione di Monte Modino in rapporti stratigrafici. I rapporti tra queste due successioni sono però di natura tettonica essendo la successione Macigno-Formazione di Monte Modino sovrascorsa sulla successione Arenarie del Monte Falterona - Arenarie del Monte Cervarola.

Più in particolare, Bruni & Pandeli (1980), hanno ben documentato la presenza di torbiditi a composizione carbonatica intercalate nella successione a vari livelli. Tali torbiditi calcaree costituiscono un elemento distintivo dell'Unità Cervarola-Falterona, rispetto a quella Macigno-Modino (Abbate & Bruni, 1987). In lavori successivi, questi livelli torbiditici carbonatici sono stati correlati per chilometri all'interno del bacino di sedimentazione, dal settore in esame fino al cortonese (Aruta & Pandeli, 1995; Aruta *et alii*, 1998, 2004).

Per quanto riguarda in particolare l'area del Foglio, va ricordato il lavoro di Papini & Vannucci (1993) che distinguono per la prima volta all'interno delle Arenarie del Monte Cervarola quattro membri: le Arenarie di Poggio alla Croce, le Marne di Galiga, le Arenarie di Monterotondo e le Siltiti di Aceraia. Nella successione sono presenti livelli vulcanoclastici.

Vari lavori che riguardano la caratterizzazione petrografica e mineralogica dei depositi oligo-miocenici interessano anche le formazioni arenacee presenti nel Foglio (Cipriani & Malesani, 1963, 1966; Gandolfi *et alii,* 1983; Cipriani *et alii*, 1985; Cibin *et alii*, 2004).

Recentemente, in occasione dei rilievi effettuati in zone limitrofe (Foglio 252, Cibin *et alii,* 1997; 2004; Bettelli *et alii,* 2002), nelle successioni torbiditiche oligo-mioceniche sono stati per la prima volta riconosciuti e cartografati vari sistemi deposizionali (cfr. Mutti, 1985, 1992; Mutti & Normark, 1987), ai quali è stato attribuito il rango di formazioni, a loro volta suddivise in membri in base alle litofacies. Queste suddivisioni, sono state adottate nel Foglio in esame. Per quanto riguarda le Arenarie del Monte Falterona sono stati mantenuti i nomi dei membri riconosciuti nel Foglio 265 (Martelli, 2002).

La stratigrafia della Formazione Marnoso-Arenacea è stata ampiamente studiata e descritta fino dagli anni '60; si ricordano i lavori di Ricci Lucchi (1967, 1975 e 1981), Ricci Lucchi & Valmori (1980), Antolini & Cremonini (1991), e i recenti fogli in scala 1:50.000 rilevati a cura della Regione Emilia-Romagna (Farabegoli *et alii*, 1994; Antolini *et alii*, 2001; Martelli, 2002).

Gli studi su evoluzione e assetto strutturale del crinale tosco-romagnolo e dell'alto Appennino romagnolo sono numerosi. Oltre alle già citate note illustrative dei fogli della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, si ricordano i lavori di De Jager (1979), Ten Haaf & Van Wamel (1979), Delle Rose *et alii* (1990), Sani (1990, 1991), Capozzi *et alii,* (1991); Bendkik *et alii* (1994); Landuzzi (1994) e Cerrina Feroni *et alii* (2001, 2002). Tutti questi lavori evidenziano, per questo settore dell'Appennino Settentrionale, una complessa struttura a pieghe e sovrascorrimenti, per la massima parte vergenti verso nord est. Queste strutture a carattere compressivo sono successivamente tagliate da strutture fragili distensive e trascorrenti. Queste ultime, secondo l'interpretazione di Cerrina Feroni *et alii* (2002), assumono un'importanza fondamentale nella strutturazione della catena.

Alcuni lavori riguardano il bacino fluvio-lacustre quaternario del Mugello. La prima sintesi completa di questo bacino (con carta in scala 1:30.000) è quella di Sanesi (1965). Canuti *et alii,* (1989) hanno pubblicato una carta litologica, in scala 1:50.000, di tutto il bacino del Fiume Sieve. Più recentemente Benvenuti (1996) ha cartografato alla scala 1:50.000, con estremo dettaglio e secondo i criteri della stratigrafia sequenziale, i depositi fluvio-lacustri di tutto il Bacino del Mugello. Quest'ultimo lavoro ha costituito il riferimento per il rilevamento dei depositi fluvio-lacustri del Mugello affioranti nel quadrante nord-occidentale del Foglio.

IV - STRATIGRAFIA

La descrizione delle formazioni segue, come già detto, l'ordine strutturale delle unità tettoniche, dalla più alta alla più profonda. Al loro interno la descrizione delle formazioni segue l'ordine stratigrafico, dalla più antica alla più recente. I terreni continentali recenti sono descritti nell'ultimo paragrafo alla fine del capitolo. Tra questi, i depositi fluvio-lacustri del Bacino del Mugello, suddivisi in unità a limiti inconformi (UBSU), sono descritti seguendo l'ordine cronostratigrafico e i depositi alluvionali, di versante, detriti e frane, su cui non è stato possibile svolgere studi appositi per un inquadramento cronostratigrafico a scala regionale, sono descritti sulla base di litologia e processo morfogenetico come unità ubiquitarie, non distinte in base al bacino di appartenenza.

Questo lavoro, come già detto, ha portato all'intepretazione delle Unità Tettoniche Toscane e Umbro - Marchigiano - Romagnole in due grandi complessi torbiditici, suddivisi al loro interno in vari sistemi torbiditici (TS) caratterizzati ognuno da un *trend fining e thinning upward* interpretato come effetto della loro progressiva disattivazione (Cibin *et alii*, 2004). In quasi tutti i TS, a meno che non siano troncati tettonicamente, si ha un membro arenaceo alla base ed uno pelitico al tetto, spesso passando per membri arenaceo-pelitici e /o pelitico-arenacei intermedi.

Nella descrizione delle unità stratigrafiche, per gli spessori degli strati si fa riferimento alla classificazione di Campbell (1967).

1. - UNITÀ TETTONICHE LIGURI

Nell'area del Foglio i terreni appartenenti al Dominio Ligure sono rappresentati dalla sola Unità Tettonica Morello, i cui affioramenti sono concentrati nel settore sud-occidentale.

1.1. - Unità Tettonica Morello

È costituita dalla successione del Supergruppo della Calvana (Abbate & Sagri, 1970), e presenta il maggior sviluppo areale sul versante tirrenico dell'Appennino Settentrionale. Il Supergruppo della Calvana viene considerato la successione più orientale depositatasi sul substrato oceanico del Bacino Ligure-piemontese. Alcuni autori la considerano invece la più occidentale deposta sul substrato continentale assottigliato della placca Adria. Si tratta di una successione depostasi tra il Cretacico superiore e l'Eocene inferiore-medio. Nelle aree tipo essa è caratterizzata da una porzione inferiore a dominante argillitica (Formazione di Sillano) nella quale si intercala un potente e articolato corpo arenaceo (Pietraforte), e da una parte superiore costituita da torbiditi prevalentemente carbonatiche (Formazione di Monte Morello) che nella parte sommitale contengono, localmente, abbondanti argilliti (Formazione di Pescina, non affiorante nell'area del Foglio). Questa unità si sovrappone tettonicamente alle Unità Tettoniche Subliguri.

1.1.1. - *Pietraforte* (**PTF**)

Affiora in due piccoli lembi, presso Vetta Le Croci e ad est del Pratone, nella parte più sud-occidentale del Foglio.

È costituita da alternanze di arenarie, in strati gradati da sottili a medi e talora anche molto spessi, con granulometria media o fine alla base, e argilliti, spesso abbondanti. Il rapporto A/P è però generalmente > 1. Le arenarie si presentano marroni-giallastre in superficie alterata e grigie al taglio. I clasti presenti sono in prevalenza di rocce metamorfiche (gneiss, filladi e quarziti) e sedimentarie (abbondanti dolomie, quarzo e scarsi calcari); la calcite è presente soprattutto come cemento (Cipriani & Malesani, 1966). Rare tracce di corrente indicano una provenienza dai quadranti settentrionali.

Si tratta di depositi torbiditici di piana abissale che formano una lente spessa fino anche a centinaia di metri, intercalata nella Formazione di Sillano.

La potenza rilevabile nel Foglio si aggira intorno a poche decine di metri.

Nessuna datazione proviene dall'area del Foglio. Nel vicino Foglio 252 "Barberino del Mugello" (Bettelli *et alii*, 2002) sono state rinvenute associazioni a nannofossili calcarei appartenenti al Campaniano (biozona NC19 di Roth, 1978) e al Maastrichtiano terminale (biozona CC26 di Sissingh, 1977). Due esemplari di ammoniti del Coniaciano provengono da un affioramento presso Rignano sull'Arno, nel vicino Foglio 276 Figline (Bortolotti, 1962b). Si può proporre quindi un'età Coniaciano-Maastrichtiano (Cretacico superiore *p.p.*).

1.1.2. - *Formazione di Sillano* (**SIL**)

Affiora estesamente nella parte sud-occidentale del Foglio.

Si tratta di una formazione eterogenea, costituita da un'alternanza molto irregolare di argilliti, siltiti, arenarie, calcari e calcari marnosi, e rare calcareniti. Le argilliti, di colore grigio scuro, marroni e talora rossastre o verdastre, costituiscono di norma la parte preponderante, tanto che, oltre a formare strati di spessore assai variabile, possono a volte costituire da sole livelli di varie decine di metri. Le siltiti e le arenarie, quarzoso-calcaree, di colore grigio-avana, in strati sottili, sono piuttosto rare, ma possono localmente formare livelli che ricordano la Pietraforte, che non è stato comunque possibile evidenziare cartograficamente. La composizione è abbastanza simile a quella delle arenarie della Pietraforte: la maggiore differenza sta nell'estrema scarsità di clasti dolomitici e nell'abbondanza di quelli calcitici (Malesani, 1966).

I calcari e i calcari marnosi, a grana fine, talora litografici, di colore nocciola, grigio chiaro o verdastro, giallastro all'alterazione, formano strati di spessore decimetrico. I livelli più calcarei si presentano spesso con alterazione ad incudine, dovuta al maggior contenuto siliceo alla base e al tetto. I calcari sono più abbondanti delle arenarie ma non costituiscono mai più del 20-30% dell'affioramento. Sono presenti anche rari strati decimetrici di calcareniti gradate grigio scure.

La deformazione tettonica molto intensa è evidenziata da una foliazione estremamente pervasiva nelle argilliti, mentre i livelli più competenti formano spesso *boudin* e cerniere sradicate. Gli affioramenti sono in genere scarsi e di modeste dimensioni.

Il contatto stratigrafico inferiore non è stato osservato: alla base un contatto tettonico di sovrascorrimento separa la formazione dalla sottostante Unità Tettonica Canétolo. Al tetto si passa alla Formazione di Monte Morello; il passaggio è graduale, con la comparsa progressiva di calcari e calcari marnosi biancastri e la scomparsa o forte diminuzione degli altri litotipi. Spesso però, probabilmente per la gran differenza di competenza, al contatto sono presenti disturbi tettonici anche di notevole intensità, tanto che in carta la maggior parte dei contatti tra la Formazione di Sillano e la Formazione di Monte Morello è cartografata come "contatto tettonico".

Si tratta di depositi pelagici di piana bacinale con più o meno sporadici apporti torbiditici.

Data la forte deformazione, non è possibile stabilire lo spessore stratigrafico della formazione; la potenza geometrica si aggira sul centinaio di metri.

Dai dati di letteratura, l'età risulta compresa tra il Cretacico superiore e l'Eocene medio-inferiore (Bettelli & Panini 1989, 1992, Bettelli *et alii*, 1989a; Cerrina Feroni *et alii*, 2002).

Le analisi biostratigrafiche svolte nell'area del Foglio hanno fornito associa-

zioni a nannofossili calcarei riferibili solamente al Campaniano per la presenza di: *Aspidolithus parcus constrictus*, *A. parcus parcus*, *Uniplanarius gothicus*, *U. trifidus* (biozone CC18-CC23) ed al Paleocene inferiore per la presenza di: *Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus intermedius*, *C. edwardsii*, *Chiasmolithus danicus*, *Ericsonia subpertusa*, *Preaprintius dimorphosus* (biozona NP3).

In accordo anche con i dati della letteratura e con l'età della base della sovrastante Formazione di Monte Morello, l'età risulta compresa tra il Cretacico superiore *p.p.* e l'Eocene inferiore *p.p.*

1.1.3. - *Formazione di Monte Morello* (**MLL**)

Affiora nella parte sud-occidentale del foglio.

Si tratta di un'alternanza irregolare di vari litotipi: **a**- marne calcaree di colore grigio chiaro, granulose, gradate, con sfaldatura a saponetta, in strati spessi da pochi decimetri fino a 10 m. Talora alla base si nota un sottile livello calcarenitico; **b**- calcari marnosi e calcari di colore biancastro, a frattura concoide, in strati da pochi centimetri a vari metri; **c**- arenarie di colore grigio-bruno, generalmente a grana fine, gradate, a composizione calcareo-quarzosa con minori quantità di miche e feldspati, in strati decimetrici; **d**- calcareniti di colore grigio chiaro, compatte, in strati decimetrici; **e**- argilliti di colore grigio, molto sfaldabili, talora leggermente marnose, in strati quasi sempre abbastanza sottili. I primi due termini sono di gran lunga i più abbondanti. Nei termini calcarei sono presenti talora liste di selce nera. Nella parte basale della formazione spesso è presente una alternanza di pacchi di sottili strati di arenarie e argilliti, e banchi calcareo-marnosi anche decametrici.

Si tratta di un deposito torbiditico di mare profondo. I dati ricavabili dalle impronte di corrente alla base degli strati calcareo-marnosi con base calcarenitica indicano apporti dai quadranti nord-occidentali (Bortolotti, 1964; Ponzana, 1993).

Nell'area del foglio, lo spessore affiorante è di circa 350 m. La successione del Supergruppo della Calvana termina con questa formazione; immediatamente ad ovest invece, nel Foglio 263 "Prato", affiora al tetto la Formazione di Pescina, a composizione argillitico-marnosa.

Dai dati di letteratura, l'età risulta compresa nell'Eocene inferiore-medio (Bortolotti 1962a, 1964; Ponzana, 1993). Nell'area del Foglio, campioni raccolti nella parte basale della formazione hanno fornito un'associazione a nannofossili calcarei riferibile all'Eocene inferiore per la presenza, tra gli altri, di *Discoaster lodoensis* e *Tribrachiathus ortostylus* che identificano la biozona NP12 di Martini (1971). La sovrastante Formazione di Pescina, presente solo nell'adiacente Foglio 263 "Prato", appartiene all'Eocene medio (Luteziano, CP14a di Okada & Bukry, 1980). L'età della formazione dovrebbe essere quindi compresa tra l'Eocene inferiore *p.p.* e il Luteziano.

2. - UNITÀ TETTONICHE SUBLIGURI

2.1. - Unità Tettonica Canétolo

I terreni di questa unità sono interposti tra l'Unità Tettonica Morello e l'Unità Tettonica Falterona. Sono costituiti da una porzione basale prevalentemente argillitica o marnosa (Argille e Calcari di Canétolo) e da una porzione sommitale arenacea (Arenarie di Monte Senario).

2.1.1. - *Argille e Calcari di Canétolo* (**ACC**)

Si tratta di un'alternanza di argilliti variegate, fissili, prevalenti sugli altri termini, argilliti marnose verdi, bruno-rossastre e grigie, con intercalazioni di strati da sottili a spessi di calcilutiti color avana, di calcareniti grigio scure, di marne calcaree biancastre e grigie e di calcari marnosi scheggiosi grigi o verdi con spalmature di ossidi di manganese.

Il contatto inferiore non è preservato, in quanto questa formazione costituisce il livello di scollamento dell'Unità, che è sovrascorsa sulle Unità Tettoniche Toscane.

Le Argille e Calcari di Canétolo come la Formazione di Sillano, con cui presentano forti analogie (tanto che ove le due formazioni vengono a contatto è molto difficile mettere un limite certo) sono considerate depositi pelagici di piana bacinale con più o meno sporadici apporti torbiditici, più frequenti verso l'alto.

Oltre alla litofacies tipica sopradescritta, all'interno di questa formazione sono state distinte, altre due litofacies (calcarea e arenaceo-calcarea) in rapporti di sovrapposizione stratigrafica e parziale eteropia.

Anche in questa formazione, come nella Formazione di Sillano, la deformazione tettonica è molto intensa, con foliazione estremamente pervasiva specie nelle argilliti, e non permette di stimare lo spessore stratigrafico; lo spessore geometrico della litofacies tipica è di oltre 100 metri; lo spessore totale è di oltre 450 m.

Litofacies calcarea (**ACC_b**)

Calcari e calcari marnosi fini, con base calcarenitica, silicei, in strati generalmente di spessore medio, intercalati a calcareniti in strati da medi a molto spessi, con sottili interstrati pelitico-marnosi. Marne e marne calcaree di colore grigio chiaro o biancastre e talora rosate, calcari marnosi rossastri in strati sottili e medi alternati ad argilliti variegate. Tale litofacies può ricordare la Formazione di Groppo del Vescovo, ben rappresentata nei fogli appenninici più nord-occidentali.

La potenza di questa litofacies è di circa 150 metri.

Litofacies arenaceo-calcarea (**ACC_a**)

Alternanze di strati arenitici, calcarei, calcarenitici, e livelli marnoso-argillitici color grigio, nocciola e verdastri. Gli strati arenitici sono da molto spessi a banchi ed hanno generalmente una granulometria grossolana alla base, talora microconglomeratica negli strati più spessi, e tetto marnoso-siltoso. Gli strati calcarei si presentano a grana fine e finissima, frattura concoide, di colore grigio chiaro, nocciola o biancastri all'alterazione; talora sono presenti liste di selce. Il contatto inferiore è con **ACC_b**, di cui però costituisce anche un'eteropia latero-superiore.

La potenza della litofacies è valutabile in circa 200 metri.

I campioni raccolti nel foglio hanno fornito, nella parte più bassa della formazione, presso il contatto tettonico con le Unità Tettoniche Toscane, associazioni a nannofossili calcarei riferibili all'Ypresiano (biozona NP12) per la presenza nelle associazioni di *Tribrachiatus orthostylus, Discoaster lodoensis, Discoaster kuepper.* Più in alto il Luteziano è accertato per la presenza in alcuni campioni di associazioni con *Nannotetrina cristata, Pseudotriquetrorabdulus inversus, Discoaster sublodoensis, D. barbadiensis, D. saipanensis, Reticulofenestra dictyoda* (biozona NP15) e di un'associazione con *Chiasmolithus solitus, Ericsonia formosa, Sphenolithus furcatolithoides, S. spiniger, Reticulofenestra umbilica* (biozona CP14a di Okada & Bukry, 1980, correlabile in parte con la zona NP16 di Martini, 1971).

La litofacies arenaceo-calcarea è stata campionata lungo la strada a nord del Castello del Trebbio in tre piccole sezioni (Fig. 3). L'intervallo di tempo ricoperto da queste sezioni è l'Eocene medio-superiore. L'Eocene medio è rappresentato dalla presenza di *Cribrocentrum reticulatum, Discoaster barbadiensis*, *D. saipanensis*, *Ericsonia formosa*, *Sphenolithus furcatolithoides, Reticulofenestra umbilica* (biozone NP16- NP18). L'Eocene superiore è qui rappresentato dalla biozona NP19 di Martini (1971) caratterizzata dalla presenza di *Isthmolithus recurvus*.

Anche la litofacies calcarea è stata campionata lungo la strada a sud del Castello del Trebbio (Fig. 4). Le associazioni a nannofossili calcarei presenti indicano, nella parte basale della sezione l'Eocene medio per la presenza di *Chiasmolithus solitus*, *Discoaster barbadiensis*, *D. sublodoensis*, *D. saipanensis*, *Ericsonia formosa*, *Sphenolithus spiniger* (biozone NP 14-NP16 di Martini 1971) e, al tetto, il Priaboniano per la presenza di *Isthmolithus recurvus* marker della biozona NP19 di Martini (1971).

L'età complessiva della formazione risulta quindi compresa tra l'Eocene inferiore *p.p.* e l'Eocene superiore *p.p.*.

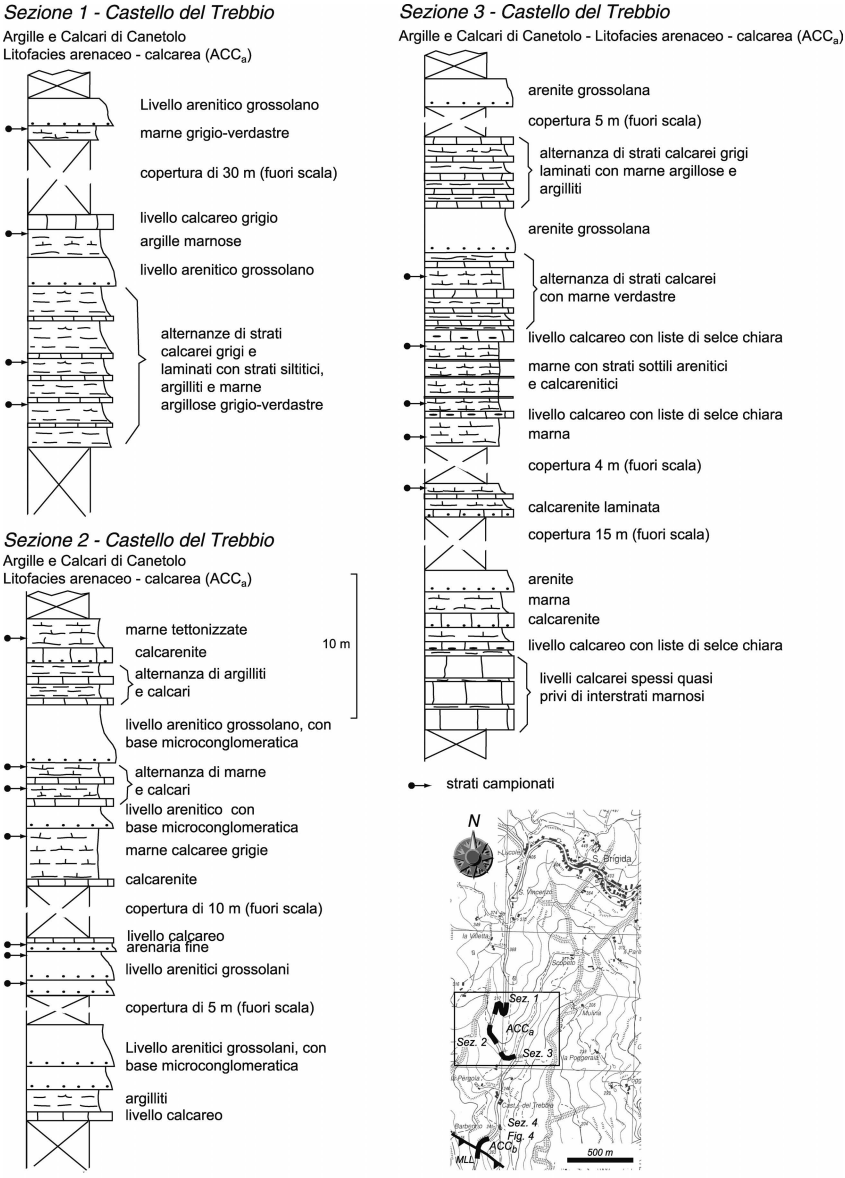


Fig. 3 - *Sezioni stratigrafiche misurate e campionate nell'area di S. Brigida-Castello del Trebbio. Le sezioni sono state misurate nella litofacies arenaceo - calcarea (ACC$_a$) delle Argille e Calcari di Canétolo (ACC).*

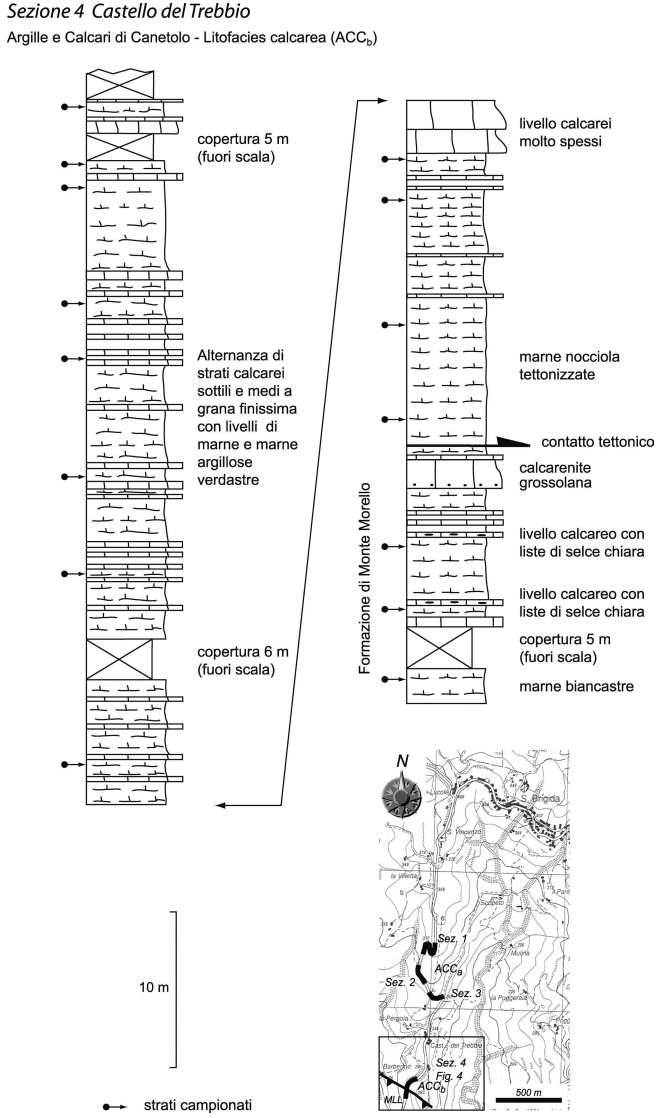


Fig. 4 - *Sezione stratigrafica misurata e campionata nell'area di S. Brigida-Castello del Trebbio. La sezione è stata misurata nella litofacies calcarea (ACC$_b$) delle Argille e Calcari di Canétolo (ACC). Come si vede nel riquadro relativo all'ubicazione e dalla colonna stratigrafica è stato attraversato il contatto tettonico tra l'Unità Tettonica Canétolo e l'Unità Tettonica Morello.*

2.1.2. - *Arenarie di Monte Senario* (**SEN**)

Si tratta di alternanze di litotipi arenaceo-conglomeratici, arenacei, arenaceo-pelitici e pelitici. Il litotipo arenaceo-conglomeratico si presenta ben gradato, in strati molto spessi o in banchi, spesso amalgamati o con sottilissimi veli argillitici. Frequenti i *clay chip* anche di notevoli dimensioni. I litotipi arenacei e arenaceo-pelitici hanno grana più fine, presentano strati di spessore medio con laminazioni parallele. Tutti i termini arenacei, di colore giallastro, hanno composizione quarzoso-feldspatica. Raramente vi si trovano intercalazioni di strati calcareo-marnosi, di spessore medio, grigi, a frattura scheggiosa.

Il contatto inferiore è con **ACC**.

La potenza è di circa 400 metri.

La formazione rappresenta un sistema deposizionale torbiditico in un bacino di dimensioni ridotte, situato nell'estrema parte occidentale della Placca Adria.

Le associazioni a nannofossili calcarei presenti nei campioni raccolti nell'area del Foglio, indicano tutte il Priaboniano per la presenza comune e continua di *Istmolithus recurvus* marker della biozona MNP19 di Catanzariti *et alii* (1997), che corrisponde in parte alla NP19 di Martini (1971), in associazione con *Ericsonia formosa*, *Discoaster saipanensis*, *Discoaster barbadiensis*, o con *Cribrocentrum reticulatum*, *Reticulofenestra umbilicus, Ericsonia formosa, Lanternithus minutus, Discoaster barbadiensis*.

L'età della formazione è quindi Priaboniano.

3. - UNITÀ TETTONICHE TOSCANE

Nell'area del Foglio le Unità Tettoniche Toscane sono rappresentate dai terreni della porzione stratigraficamente più alta della Successione Toscana *Auctt.*, caratterizzata da depositi torbiditici e da depositi marnosi e argillitici di rampa esterna. Questi terreni sono stati riferiti all'Unità Cervarola-Falterona da Abbate & Bruni (1987), e si trovano interposti tettonicamente tra la Falda Toscana *s.l.* (che però non affiora nell'area del Foglio) e le Unità Tettoniche Umbro - Marchigiano - Romagnole. Come già detto nel Capitolo II, nell'ambito dell'Unità Cervarola-Falterona degli autori precedenti, nella zona studiata sono state distinte quattro unità sovrapposte, delle quali una, l'Unità Tettonica Galiga, rappresenta una caratteristica locale; la seconda, l'Unità Tettonica Falterona, occupa la maggior parte del Foglio e si estende largamente nei fogli limitrofi; le altre due unità, l'Unità Tettonica Acquerino e l'Unità Tettonica Castel Guerrino rappresentano il prolungamento a sud est di unità definite e largamente affioranti nei Fogli 252 "Barberino del Mugello" (Bettelli *et alii*, 2002) e 253 Marradi (Martelli *et alii*, in stampa), e terminano nell'area del Foglio, nei pressi di Castagno d'Andrea, dove vengono sovrascorse completamente dall'Unità Tettonica Falterona.

3.1. - Unità Tettonica Galiga

Nel settore centro-occidentale del Foglio, in destra del Fiume Sieve, sono stati cartografati una formazione prevalentemente marnosa (marne di Galiga) ed un corpo siltoso- arenaceo (siltiti di Poggiolo Salaiole) associati a sporadici affioramenti di depositi di colata sottomarina (brecce argillose poligeniche). L'unità termina con la Formazione di Vicchio.

Queste successioni in parte già riconosciute (Papini & Vannucci, 1993) sono sovrascorse dall'Unità Tettonica Canétolo e vengono in contatto latero verticale con il membro di Montalto (**FAL_3**) delle Arenarie del Monte Falterona. Analogamente a queste ultime sono stratigraficamente sormontate dalla Formazione di Vicchio.

La peculiarità di questa successione a granulometria fine, consiste nel fatto che i ripetuti campionamenti hanno evidenziato età riferibili all'Oligocene superiore - Miocene inferiore, cioè coeve dei membri basali delle Arenarie del Monte Falterona (membro di Monte Falco e membro di Camaldoli). Come già detto, tuttavia, sia le marne di Galiga che le siltiti di Poggiolo Salaiole sormontano stratigraficamente, nell'area del Fiume Sieve, da Dicomano a Rufina, il membro di Montalto delle Arenarie del Monte Falterona.

Resta dunque problematica l'interpretazione tettono-stratigrafica di queste formazioni. Presumibilmente, considerando la loro diffusione areale limitata, costituivano un bacino a sé stante, dovuto a variazioni locali nella geometria del bacino di avanfossa, probabilmente controllato verso NE da una struttura tettonica. Il fatto che le marne di Galiga abbiano un'età analoga a quelle dei membri basali delle Arenarie del Monte Falterona, caratterizzati da rapporti A/P molto elevati, fa supporre che queste si trovassero ad una certa distanza dalle aree depocentrali ed in posizione più interna ed isolata. Si può quindi ipotizzare che si trattasse di un bacino tipo *piggy-back* (*sensu* Ori & Friend, 1984) o più in generale *wedge-top* (*sensu* De Celles & Giles, 1996). Successivamente, con l'avanzare della catena, queste unità interne si sono sovrapposte ai depositi di avanfossa propriamente detti rappresentati in questo momento dal membro di Montalto delle Arenarie del Falterona. In un momento ancora successivo sia il bacino delle Arenarie del Monte Falterona che quello più interno si sono disattivati e sono stati entrambi sigillati dalla Formazione di Vicchio (si veda il paragrafo 4 del capitolo V per la ricostruzione dell'evoluzione tettono-stratigrafica).

3.1.1. - *marne di Galiga* (**GLG**)

Affiorano lungo una sottile fascia discontinua, subparallela all'accavallamento dell'Unità Tettonica Canétolo, nella porzione sud-occidentale del Foglio, dal margine ovest, nell'area di Polcanto e nella valle del Fiume Sieve, presso Rufina, a sud est.

Si tratta di marne siltose e argillose di colore grigio con scarsa classazione granulometrica e frequente bioturbazione, in strati irregolari da sottili a spessi. Sono presenti anche rari strati arenitici marroni sottili o molto sottili e sporadiche calcareniti biancastre, in strati di spessori medi e sottili.

La potenza è compresa tra 200 e 300 metri.

Il contatto inferiore è netto sul membro di Montalto delle Arenarie del Monte Falterona.

Campioni di marne prelevati in questo Foglio hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei riferibili a varie biozone. La biozona MNP25a è caratterizzata dalla presenza di *Sphenolithus ciperoensis* in associazione con *Dictyococcites bisectus, D. scrippsae, Cyclicargolithus abisectus, Helicosphaera euphratis*; la biozona MNP25b dalla presenza di *Dictyococcites bisectus*, *D. scrippsae*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Helicosphaera euphratis*; le sottobiozone dalla MNN1a alla MNN1d, caratterizzate da associazioni che contengono *Coccolithus pelagicus, C. miopelagicus, Cyclicargolithus floridanus, C. abisectus Helicosphaera euphratis, H. perch-nielseniae, Sphenolithus moriformis, S. dissimilis.* In particolare la sottobiozona MNN1b è caratterizzata dalla presenza di *Sphenolithus delphix*, la MNN1c dalla presenza di rara *Helicosphaera carteri* e la MNN1d dalla presenza di *Sphenolithus disbelemnos* e la concomitante o alternativa presenza di comune *Dictyococcites* sp. di piccole dimensioni.

In base a queste associazioni l'età è Chattiano - Aquitaniano (MNP25a-MNN1d).

3.1.2. - *siltiti di Poggiolo Salaiole* (**PLO**)

Affiorano nel settore centro-occidentale del Foglio, dall'allineamento Polcanto-Rufina fino al margine meridionale del Bacino del Mugello.

Le siltiti di Poggiolo Salaiole sono costituite da un'alternanza tra siltiti marnose e marne più o meno calcaree di origine torbiditica, in rapporto generalmente compreso tra 1/3 ed 1/6. Localmente si trovano anche areniti fini, caratterizzate da una stratificazione da molto sottile a media. Sono presenti anche emipelagiti e sporadici livelli arenacei con selce nera a liste o globulare. La stratificazione è spesso mal distinguibile per bioturbazione.

litofacies arenacea (**PLO$_a$**)

Nella parte basale, a contatto diretto con le marne di Galiga, è stata distinta una litofacies più arenacea (**PLO$_a$**) caratterizzata dall'alternanza di arenarie e marne con $1/3 < A/P < 1$. Gli strati variano da molto sottili a molto spessi; presenti anche rari banchi. Le paleocorrenti indicano una provenienza da NO, probabilmente alpina.

Il contatto inferiore è sfumato, ma rapido alle marne di Galiga.

Le associazioni presenti nei campioni raccolti nel Foglio permettono di riferire la formazione alla biozona MNN1. Alcuni campioni che contengono in associazione con *Coccolithus miopelagicus*, *Dictyococcites* sp. di piccole dimensioni, *Cyclicargolithus floridanus*, *Sphenolithus moriformis*, *S. dissimilis, S. disbelemnos* e *Helicosphaera carteri* sono stati attribuiti alla sottozona MNN1d.

La potenza totale è di oltre 400 metri.

L'età è quindi Chattiano superiore *p.p.*- Aquitaniano.

3.1.3 - *brecce argillose poligeniche* (**BAP**)

Sotto questa denominazione informale sono stati compresi dei corpi caotici che possiedono nella maggior parte dei casi la tessitura tipica delle brecce sedimentarie (Bettelli *et alii*, 1996). Queste brecce affiorano in piccoli lembi, con potenza geometrica di alcune decine di metri, in corrispondenza del contatto tra l'Unità Tettonica Canétolo e l'Unità Tettonica Galiga e si trovano sempre in contatto tettonico con **GLG** e **PLO$_a$**, mai con **VIC**. Esse inoltre sono sormontate tettonicamente dall'Unità Tettonica Canétolo.

Si tratta di brecce poligeniche a matrice argillosa, grigie in superficie fresca e nocciola in superficie alterata. Si presentano con una tessitura clastica spesso ben riconoscibile, tipica dei depositi gravitativi, e sono intensamente tettonizzate. Sotto forma di inclusi in genere delimitati da superfici tettonizzate, vi affiorano: argilliti variegate, argille marnose verdi, rosse e grigie alternate a marne e marne calcaree biancastre e grigie, in strati da medi a molto sottili. Localmente sono presenti calcari marnosi scheggiosi e fratturati, biancastri, grigi o verdi con spalmature di MnO, e calcilutiti biancastre o verdine, talora marnose, con stratificazione da media a molto sottile, molto fratturate. Gli affioramenti sono mal conservati e poco esposti.

Lo spessore geometrico è di alcune decine di metri.

Si tratta di depositi di colata sottomarina di fango e detrito tipo *debris flow* formati presumibilmente durante la messa in posto delle unità tettoniche soprastanti e inglobanti frammenti delle rocce circostanti.

Alcuni inclusi campionati hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei riferibili al Cenomaniano generico, alla zona CC9 sempre del Cenomaniano, alla zona NP15 del Luteziano e alla zona MNN1 indistinta del Chattiano-

Aquitaniano. Quest'ultima è l'età più recente ritrovata, ed è coerente con l'età delle marne di Galiga con le quali le brecce argillose poligeniche sono in contatto. L'età di formazione delle brecce resta non chiarita, anche se molto probabilmente va attribuita ad un momento tra l'Aquitaniano, età degli inclusi più recenti, ed il Burdigaliano inferiore età di sedimentazione della soprastante Formazione di Vicchio.

3.1.4. - *Formazione di Vicchio* (**VIC**)

Affiora estesamente nell'area orientale del foglio, nei dintorni dell'omonima cittadina.

Si tratta di marne siltose e marne calcaree grigie a frattura scheggiosa, con foraminiferi e rari gusci di lamellibranchi. La stratificazione è da sottile a media, talora poco marcata per bioturbazione o scarsa classazione granulometrica. Sono presenti sottili livelli di siltiti o areniti fini a componente calcarea. Dove diventa preponderante la frazione calcarea, la formazione si presenta massiva, spesso intensamente fratturata e con un elevato numero di vene di calcite di spessore anche superiore al decimetro. Sono presenti sottili strati calcarenitici fini di colore biancastro; in località C. Monterimaldi e 500 metri a sud delle Motte sono stati osservati un paio di livelli sottili e molto sottili di arenaria alterata ed ossidata, ricca in femici e clasti di probabile origine vulcanica. Sono presenti lenti e liste di selce nera spesse fino a 50 cm.

Dove il numero di strati arenacei aumenta (A/P < 1/5) si passa alla *litofacies pelitico-arenacea* (**VIC$_a$**), caratterizzata dalla presenza di strati da molto sottili a medi di arenarie litiche, calcarenitiche, spesso intensamente bioturbate con frequenti riempimenti sabbiosi di gallerie create da limivori.

Il passaggio stratigrafico tra VIC e VICa, segnato dall'aumento della frazione grossolana, è generalmente mascherato dalla tettonizzazione.

Nella parte alta della formazione si intercala un olistostroma (sigla "ol") costituito da argille grigie in superficie fresca e nocciola in superficie alterata, con tessitura clastica ed inclusi di calcari e di frammenti della formazine stessa, oltre che di formazioni di incerta attribuzione, non sempre cartografabili.

La potenza della formazione è di oltre 450 metri.

Nell'area del Foglio i campioni raccolti hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei attribuibili alle biozone MNN2, MNN3b, MNN4, caratterizzate rispettivamente dalla presenza di comune *Helicosphaera carteri*, comune *Dictyococcites* sp. di piccole dimensioni e *Helicosphaera ampliaperta* la MNN2; *Helicosphaera ampliaperta*, *H. carteri* la MNN3b; *Sphenolithus heteromorphus*, *Helicosphaera carteri, H. ampliaperta* la MNN4. In base alla presenza di queste biozone la formazione è attribuibile all'intervallo Burdigaliano inferiore - Langhiano inferiore.

3.2. - Unità Tettonica Falterona

I terreni appartenenti a questa unità tettonica occupano la maggior parte della superficie del Foglio e sono interposti tra le Unità Tettoniche Canétolo e Galiga a sud-ovest e Acquerino a nord-est. Essi sono coperti in discordanza dai depositi continentali pliocenico? - quaternari della Successione del Mugello.

In quest'area l'Unità è costituita da tre formazioni: le Marne varicolori di Villore, le Arenarie del Monte Falterona e la sovrastante Formazione di Vicchio. I depositi basali di rampa esterna (Marne varicolori di Villore), che costituiscono in aree circostanti il livello di scollamento e scorrimento dell'Unità Tettonica Falterona sulle unità tettoniche sottostanti, affiorano soltanto in un piccolo affioramento presso Rufina, mentre affiorano estesamente alla base della Formazione dell'Acquerino, in posizione più esterna.

In letteratura, la porzione inferiore delle Arenarie del Monte Falterona, con arenarie anche molto potenti e frazione pelitica scarsa o quasi assente, è nota anche come Macigno, Macigno A, Macigno del Chianti (Merla & Bortolotti, 1969), mentre la porzione superiore, ricca di siltiti e argilliti, è conosciuta anche come Macigno, Macigno B, Macigno del Mugello, Formazione di Londa (Merla & Bortolotti, 1969) ed è stata correlata con le Arenarie del Monte Cervarola. In questo Foglio, come nei Fogli limitrofi, la successione arenaceo-pelitica è stata cartografata come un'unica formazione, le Arenarie del Monte Falterona e divisa in membri, visto che si tratta della normale evoluzione sedimentaria (*fining upward*) di un sistema torbiditico deposto in un bacino di avanfossa. I nomi dei vari membri sono stati ripresi dall'area ove questa suddivisione è stata istituita (Foglio 265, Martelli, 2002).

Il limite superiore della formazione è generalmente posto in corrispondenza del passaggio graduale dalle torbiditi arenaceo-pelitiche a peliti di scarpata: la Formazione di Vicchio.

3.2.1. - *marne varicolori di Villore* (**MVV**)

Come già detto, relativamente a questa unità, le marne varicolori di Villore compaiono soltanto in un piccolo affioramento circa due km ad est di Rufina (Podere Coli). L'affioramento, di limitata estensione ma ben evidente, come avviene in genere per questa formazione, è caratterizzato da argilliti grigie e verdastre e da una porzione di argilliti rossastre intercalate a straterelli di 10-15 cm di spessore di calcilutiti e calcareniti biancastre e grigiastre.

Lo spessore massimo stimabile si aggira intorno ai 50 m.

I campioni prelevati hanno fornito un'età riferibille all'Oligocene inferiore (Zona MNP23). Questo dato indirettamente conferma l'ipotesi di rapporti latero verticali tra i sedimenti di rampa ed i sedimenti di avanfossa. Infatti in posizioni

più interne, come quelle dell'affioramento in esame, l'età risulta più vecchia dei corrispondenti depositi che costituiscono la base della Formazione dell'Acquerino, affiorante affiorante nel settore nord-orientale del Foglio (area del Mugello).

3.2.2. - *Arenarie del Monte Falterona* (**FAL**)

Questa formazione, articolata in vari membri sulla base dello spessore medio degli strati e del rapporto arenite/pelite, presenta un trend *fining* e *thinning upwards.* Si presenta infatti arenacea nella porzione inferiore, arenaceo-pelitica nella parte intermedia, pelitico-arenacea nella parte superiore e, infine, pelitico al tetto, e rappresenta un singolo sistema deposizionale torbiditico.

I membri cartografati, correlabili regionalmente, sono cinque, dal basso: membro di Monte Falco (**FAL_1**), membro di Camaldoli (**FAL_2**), membro di Montalto (**FAL_3**), membro di Lonnano (**FAL_4**) e membro di Fosso delle Valli (**FAL_5**).

Le arenarie, da medie a fini, gradate, presentano frequentemente impronte di corrente (*flute* e *groove cast*), che indicano una provenienza del materiale silicoclastico da ovest - nord-ovest.

Il rapporto A/P diminuisce verso l'alto, come lo spessore degli strati che passano da molto spessi a medi, o fini.

Le arenarie di tutti e cinque i membri hanno caratteristiche composizionali abbastanza simili (Cibin *et alii*, 2004; Fig. 5): prevalgono i clasti di rocce metamorfiche, con minori quantità di clasti cloritizzati di rocce vulcaniche e di rocce sedimentarie, più abbondanti salendo nella sequenza (composizione media Q49 F31 L+C20; Lm84 Lv9 Ls+C7).

Localmente, sono stati riconosciuti strati a composizione prevalentemente carbonatica simili alle "colombine" e alle areniti ibride (*sensu* Zuffa, 1980) della Formazione Marnoso-Arenacea. Le condizioni di affioramento e l'intensa copertura vegetale, non hanno consentito una loro mappatura completa, per cui sono stati segnalati solo discontinuamente. Con una certa sicurezza è stato individuato il cosiddetto "livello Arno" (*ar*), presente all'interno del membro di Montalto (**FAL_3**) in seguito descritto in dettaglio.

membro di Monte Falco (**FAL_1**)

Arenarie grigie, o grigio-verdastre, brune all'alterazione, con stratificazione da media a molto spessa e banchi frequentemente amalgamati, con spessore dei singoli strati, anche superiore agli 8 metri nella parte basale della formazione; verso l'alto lo spessore degli strati diminuisce. Il rapporto arenaria/pelite è in genere $6 < A/P < 10$. La frazione pelitica al tetto degli strati arenacei è quasi assente, o rappresentata da sottili livelli di argilliti e marne siltose. La base degli

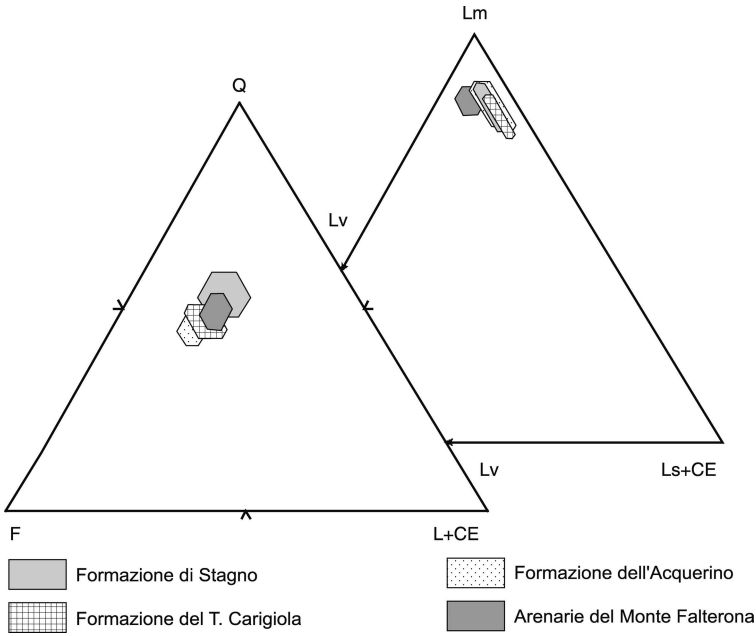


Fig. 5 - *Diagrammi ternari relativi alla composizione petrografica delle arenarie delle varie formazioni torbiditiche delle Unità Tettoniche Toscane. Composizione d'insieme media dell'ossatura: CE: grani carbonatici extra bacinali (*Zuffa, *1985). Composizione principale media: Q: grani quarzosi; F: grani feldspatici; L+CE: grani litici a grana fine + litici carbonatici extrabacinali. Frazione litica a tessitura fine dell'ossatura: Lm: grani litici metamorfici e metavulcanici; Lv: grani litici; Ls+CE: grani litici sedimentati + grani carbonatici extrabacinali.*

strati, che presentano una buona gradazione verticale, è frequentemente grossolana, talora fino a microconglomeratica. Soprattutto verso la porzione superiore del membro sono presenti livelli calcarenitici. Le paleocorrenti indicano una provenienza alpina, da ONO o da O. In presenza di affioramenti tettonizzati e fratturati risulta generalmente molto difficile determinare l'assetto stratigrafico.

La potenza massima stimabile è circa 600 metri.

Il contatto inferiore non è presente nel Foglio. Il membro di Monte Falco costituisce qui la base dell'Unità Tettonica Falterona.

Il rapporto A/P molto elevato e la scarsità di livelli emipelagici hanno impedito la raccolta di campioni utili per la biostratigrafia. Tuttavia, nel limitrofo Foglio 265 (Martelli, 2002), ed in generale anche in altre aree di questo settore appenninico (Cibin *et alii*, 2004), in questo Membro sono state documentate associazioni a nannofossili calcarei attribuibili alle sottobiozone: MNP25a e MNP25b, che indicano un'età dell'Oligocene superiore (Chattiano *p.p.*).

membro di Camaldoli (**FAL$_2$**)

Arenarie grigio chiare e grigio verdastre, in strati dello spessore da 0,5 a 2 metri e frazione pelitica subordinata (2< A/P <10). Le arenarie sono sempre molto grossolane alla base, con quasi totale assenza di clasti e matrice carbonatici. Si presentano in pacchi di 7 - 10 strati di arenaria con assenza di peliti, alternati a livelli dello spessore di un paio di metri di siltiti e argilliti grigio scure con poche marne. Le paleocorrenti indicano provenienze alpine, da NO. Presenza saltuaria, nella parte alta del membro, di calcareniti (areniti ibride, *sensu* ZUFFA, 1980) in strati da medi a spessi, con al tetto argilliti marnose grigio chiare.

Il contatto inferiore, molto graduale, per progressiva scomparsa dei livelli marnosi, è con **FAL$_1$**.

La potenza è stimabile intorno ai 600 metri.

Nel vicino Foglio 265 "Bagno di Romagna" il membro di Camaldoli è attribuito al Chattiano (biozona MNP25b). Le associazioni a nannofossili calcarei presenti nei campioni raccolti nell'area del Foglio sono attribuibili al Chattiano superiore - Aquitaniano, per la presenza di *Helicosphaera euphratis, H. perchnielsenia, Coccolithus miopelagicus, C. pelagicus, Reticulofenestra daviesii* e *Sphenolithus dissimilis* (biozona MNN1).

L'età del membro è quindi Chattiano *p.p.* - Aquitaniano *p.p.*

membro di Montalto (**FAL$_3$**)

Arenarie, marne, argilliti e siltiti con 1/4 < A/P < 2, ma mediamente vicino all'unità. Gli strati arenacei a grana generalmente fine, sono da molto sottili a molto spessi, talora fino a banchi. La parte pelitica è costituita da marne e siltiti grigie. Alternano pacchi decametrici di strati sottili con peliti prevalenti e banchi o strati molto spessi e ravvicinati. Caratteristica del membro in esame è la presenza di argillite nerastra di deposizione emipelagica. Le paleocorrenti indicano provenienze alpine, da NO. Sono presenti, specialmente verso la base del membro, numerosi strati calcarenitici (areniti ibride, *sensu* ZUFFA, 1980), in strati da medi a molto spessi. Nella parte alta del membro sono prevalenti le peliti con rari banchi arenacei.

Nella parte bassa del membro, ad ottanta metri circa dalla base, è presente una torbidite calcareo pelitica ibrida di provenienza sudorientale, dello spessore complessivo di circa dieci metri, la cui frazione grossolana è spessa poco più di 4 metri, mentre la frazione fine, costituita da marne e marne calcaree grigio azzurre, supera i 5 metri. Per posizione e dimensioni lo si può attribuire al livello guida Arno (**an**) (ARUTA *et alii*, 1998; 2004). Buoni affioramenti sono presenti sulla strada che da Rincine sale al M. Massicaia, e in corrispondenza del ponte presso il km 23 della strada statale 556 tra Londa e Stia, circa 5 km dopo il valico di Croce a Mori. La parte arenitica di questo livello è costituita da una calcarenite fine contenente feldspati, mica e rari litici mentre nella parte pelitica sono presenti marne grigie prevalenti e rari livelletti centimetrici di calcari marnosi biancastri.

Nella parte alta del membro sono presenti uno o più corpi di olistostromi con giaciture caoticizzate, di spessore variabile dai poche decine fino ai 200 m. Non è possibile specificare se si tratti di un unico livello o di più livelli intercalati a diverse altezze nella successione. Tali corpi, presenti al limite meridionale del Foglio, affiorano presso Poggio Bai e Madonna dei Fossi, e sono stati indicati in carta con la sigla "***os***". Dal punto di vista litologico si tratta di frammenti e blocchi da metrici a decametrici sia intra- che extraformazionali, immersi in una matrice costituita da argilliti brune e grigie, raramente varicolori, fissili, alternate a calcari silicei grigio scuri e a calilutiti avana. Sono presenti marne grigie e biancastre finemente stratificate il cui spessore raggiunge anche i 15-20 m, calcari marnosi biancastri a frattura concoide e calcari fini verdastri di probabile origine ligure o subligure. L'età degli inclusi e della matrice è riferibile all'Eocene medio per la presenza di: *Chiasmolithus solitus*, *Ericsonia formosa*, *Discoaster saipanensis*, *Sphenolithus spiniger*, *S. furcatolithoides* e all'Oligocene inferiore per la presenza di: C*hiasmolithus oamaruensis, Dyctiococcites bisectus, Bicolumnus ovatus, Cyclicargolithus floridanus, C. abisectus* di dimensioni inferiori ai 10 microns e l'assenza di: *Ericsonia formosa, Reticulofenstra umbilica, Discoaster barbadiensiis, D. saipanensis.*

Sebbene i contatti tra il membro di Montalto ed i corpi di olistostromi non siano ben esposti, in questa sede abbiamo interpretato la messa in posto secondo l'interpretazione classica, gravitativa. Tuttavia, sia la struttura interna del corpo dell'olistostroma che le arenarie sopra e sottostanti, presentano un grado di tettonizzazione piuttosto spinto. Questa osservazione portò Losacco (1963) ad interpretare questi affioramenti, come altri più a sud, nell'area della Consuma, come Unità Tettoniche Liguri coinvolte in faglie inverse successivamente alla loro messa in posto. Tale situazione è stata verificata soltanto nell'area di Gualdo dove effettivamente sono presenti tali strutture.

La potenza massima del membro è di almeno 800 metri. Il contatto inferiore è su **FAL$_2$** e avviene in modo graduale, per il progressivo aumento dello spessore degli strati arenacei.

Nell'area del foglio i campioni raccolti nel membro di Montalto contengono associazioni a nannofossili calcarei riferibili alle sottobiozone MNN1a, MNN1b, MNN1c. Le associazioni comuni alle tre sottozone contengono *Coccolithus pelagicus, C. miopelagicus, Cyclicargolithus floridanus, C. abisectus, Dictyococcites* sp. di piccole dimensioni, *Helicosphaera euphratis, H. perchnielseniae, Sphenolithus moriformis, S. dissimilis*. Le associazioni riferibili alla sottobiozona MNN1b contengono anche *Sphenolithus delphix* e quelle riferibili alla MNN1c, contengono rara *Helicosphaera carteri*. L'età del membro è Chattiano *p.p.*- Aquitaniano *p.p.*

membro di Lonnano (**FAL$_4$**)

È costituito da siltiti, argilliti e marne prevalenti, con presenza di sottili livelli di arenarie fini il cui spessore non supera mai i 20 cm; A/P < 1/4. Le marne sono generalmente di colore grigio chiaro, molto fratturate, mentre le altre peliti sono generalmente più scure; i livelli arenacei sono invece di colore grigio-marrone. Sono presenti livelli di emipelagiti e sporadici livelli con selce nera. La stratificazione è di frequente bioturbata con giunti meno marcati.

La potenza è di qualche decina di metri.

Il contatto inferiore, molto graduale, è sul Membro di Montalto (**FAL$_3$**).

Non sono stati raccolti campioni per la biostratigrafia. L'età attribuibile al membro è la parte superiore dell'Aquitaniano in base alla posizione stratigrafica e alla presenza della biozona MNN1d nel limitrofo Foglio 265 "Bagno di Romagna" (MARTELLI, 2002).

membro di Fosso delle Valli (**FAL$_5$**)

Si tratta di siltiti, marne e marne argillose, rare areniti a granulometria fine e finissima in strati con spessori che diminuiscono verso l'alto. Il rapporto A/P < 1/6. Le marne, in strati spessi fino a 2 metri, con stratificazione incerta, sono talora dure e scheggiose con numerose liste di selce scura grigia fino a nera, a liste o globulare. Sono presenti livelli pelitici, talora arrossati con silicizzazione diffusa e minerali argillosi di origine vulcanica. Raramente si ha la presenza di straterelli calcarenitici, livelli di emipelagiti e livelli di spessore centimetrico costituiti da materiale polverulento ossidato, probabilmente vulcanoderivato.

Potenza di poche decine di metri.

Questo membro corrisponde al Membro 1 della Formazione di Vicchio di PIZZIOLO & RICCI LUCCHI (1990) e all'intervallo 1 delle Marne di Vicchio di DELLE ROSE *et alii* (1994).

Il limite superiore, netto, è con la Formazione di Vicchio.

I campioni raccolti nell'area del Foglio non hanno fornito elementi utili per una attribuzione cronologica. In base alla posizione stratigrafica, MARTELLI (2002) ha ipotizzato, nel limitrofo Foglio 265 "Bagno di Romagna", che l'età di questo membro sia riferibile al passaggio Aquitaniano - Burdigaliano, correlabile con la parte alta della biozona MNN1d e con la parte inferiore della biozona MNN2a di FORNACIARI & RIO (1996).

3.2.3. - *Formazione di Vicchio* (**VIC**)

Per la descrizione di questa formazione si rimanda al par. 3.1.4.

3.3. - Unità Tettonica Acquerino

I terreni appartenenti a questa unità sono interposti tra l'Unità Tettonica Falterona a sud ovest e l'Unità Tettonica Castel Guerrino a nord est. Vengono inoltre ricoperti in discordanza dai depositi continentali della Successione del Mugello all'estremità orientale del bacino.

L'Unità è costituita da due formazioni: le marne varicolori di Villore a cui segue la Formazione dell'Acquerino (Bettelli *et alii*, 2002), formata da depositi torbiditici di avanfossa.

Questa unità è stata considerata da molti Autori una sotto-unità dell'Unità Cervarola-Falterona (Abbate *et alii*, 1969; Boccaletti & Coli, 1982; Guenther & Reutter, 1985;. Bettelli *et alii*, 2002). Recentemente altri Autori l'hanno considerata un'unità tettonica indipendente (Bettelli *et alii*, 2002; Cerrina Feroni *et alii,* 2002; Cibin *et alii*, 2004; Martelli *et alii*, in stampa). Quest'ultima interpretazione è quella adottata in questo lavoro.

3.3.1. - *marne varicolori di Villore* (**MVV**)

Argilliti più o meno marnose alternate a marne e marne siltose, di colore grigio chiaro e grigio azzurro, talora verdastre, e più raramente rossastre. Sono presenti anche strati sottili o molto sottili di arenarie finissime e siltiti. Talora si presentano intensamente foliate; frequenti le vene mineralizzate a calcite. Il contatto stratigrafico superiore pur essendo abbastanza rapido, in pochi metri, è graduale per la rapida comparsa di strati di arenarie torbiditiche.

La potenza massima affiorante è di circa 200 metri.

Il contatto inferiore non è preservato in quanto questa formazione è sempre troncata alla base da superfici di sovrascorrimento, visto che costituisce il livello di scollamento preferenziale dei depositi di avanfossa soprastanti.

Si tratta di depositi emipelagici e di scarpata che precedono l'instaurarsi di un'avanfossa a sedimentazione torbiditica grossolana.

L'età della porzione affiorante lungo il crinale tosco-emiliano, nel vicino Foglio 252, è compresa tra il Chattiano e l'Aquitaniano (Bettelli *et alii*, 2002; Cibin *et alii*, 2004), essendo state riconosciute associazioni riferibili alle zone MNP25 e MNN1 di Fornaciari & Rio (1996). In settori più orientali, (Foglio 265) sono state documentate anche età più antiche (Priaboniano - Chattiano, Catanzariti *et alii*, 2002, Martelli, 2002). Infine nell'area del Foglio, in un piccolo affioramento, circa due km ad est di Rufina (Podere Coli; par. 3.2.1), alla base del membro di Montalto delle Arenarie del Monte Falterona i campioni prelevati hanno fornito età relative all'Oligocene inferiore (Zona MNP23). In quest'area, posta nelle porzioni esterne del Foglio, dati raccolti precedentemente al nostro rilevamento, relativi alla datazione del passaggio stratigrafico tra le marne

varicolori di Villore e le soprastanti arenarie della Formazione dell'Acquerino, mostrano che in cinque diverse località di campionamento (Vitigliano, Querceto, S. Bavello, S. Lucia e Gugena) tale passaggio si colloca all'interno della zona MNN1, solo in qualche caso è stato possibile determinare con precisione la sottobiozona MNN1d dell'Aquitaniano (Figg. 6 e 7).

L'età è dunque Chattiano *p.p.* - Aquitaniano *p.p*.

3.3.2. - *Formazione dell'Acquerino* (**AQR**)

Nella zona tipo (Foglio 252 "Barberino del Mugello", BETTELLI *et alii*, 2002), questa formazione è articolata in tre membri, sulla base dello spessore medio degli strati e del rapporto arenite/pelite e presenta un trend *fining* e *thinning upward*, rappresentando un singolo sistema deposizionale torbiditico.

In questo Foglio affiora solo il membro arenaceo-pelitico basale.

membro arenaceo-pelitico (**AQR$_1$**)

Si tratta di un'alternanza arenaceo-pelitica con $1/3 < A/P < 2$, in strati gradati da sottili a molto spessi, talora in banchi. Si alternano pacchi decametrici caratterizzati da $1/5 < A/P < 1/3$, di strati sottili e molto sottili con peliti prevalenti, alternati a banchi o strati molto spessi. Avvicinandoci alla base aumentano le peliti. La granulometria dei livelli di arenite varia da fine a grossolana in relazione al loro spessore. Le areniti hanno una composizione feldspatolitica (Q46 F37 L+C17; Fig. 5), mentre la porzione più fine è caratterizzata dall'assoluta predominanza dei frammenti litici metamorfici (Lm83 Lv6 Ls+C11), analogamente alla Formazione del Torrente Carigiola e alla Formazione di Stagno.

Nel settore settentrionale del Foglio è stata distinta una *litofacies pelitica* (**AQR$_{1a}$**), costituita da marne ed arenarie in rapporto compreso tra 1/5 ed 1/3, caratterizzate da stratificazione da molto sottile a media, raramente spessa, con areniti a grana fine e finissima. La sua potenza è di circa 100 metri.

Le paleocorrenti mostrano una direzione da NO, indicando una provenienza alpina.

La potenza del membro è molto variabile: da qualche decina ad oltre 500 metri.

Il contatto stratigrafico inferiore è per alternanza, ma rapido con le marne varicolori di Villore.

Si tratta di depositi torbiditici di lobo arenaceo e di frangia di lobo in una fase evolutiva iniziale del sistema deposizionale.

L'età della formazione dell'Acquerino nell'area tipo è compresa tra il Chattiano terminale e il Burdigaliano, essendo state documentate tutte le zone comprese tra la MNN1a e la MNN3b (Foglio 252, BETTELLI *et alii*, 2002, Foglio 265, MARTELLI, 2002; Foglio 253, MARTELLI *et alii*, in stampa). L'età del membro

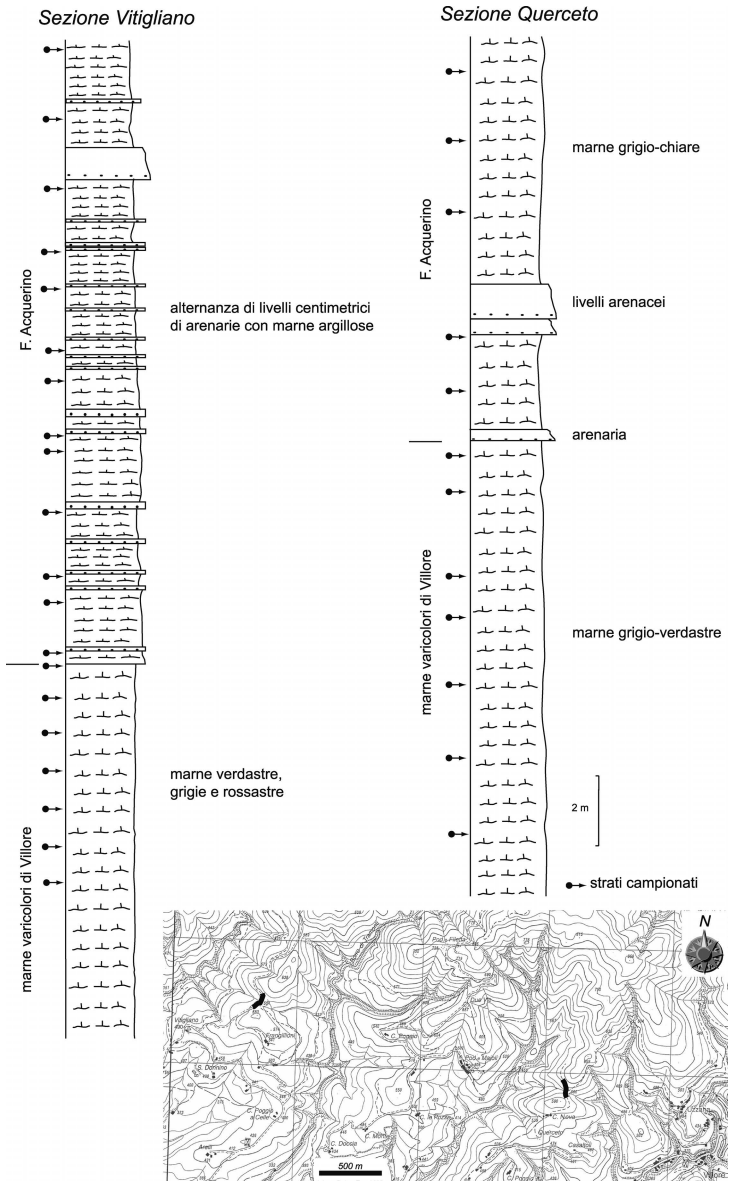


Fig. 6 - *Sezioni stratigrafiche misurate e campionate nell'Unità Tettonica Acquerino al passaggio tra marne varicolori di Villore e la formazione dell'Acquerino. L'ubicazione delle due sezioni, di Vitigliano e di Querceto è indicata nel riquadro.*

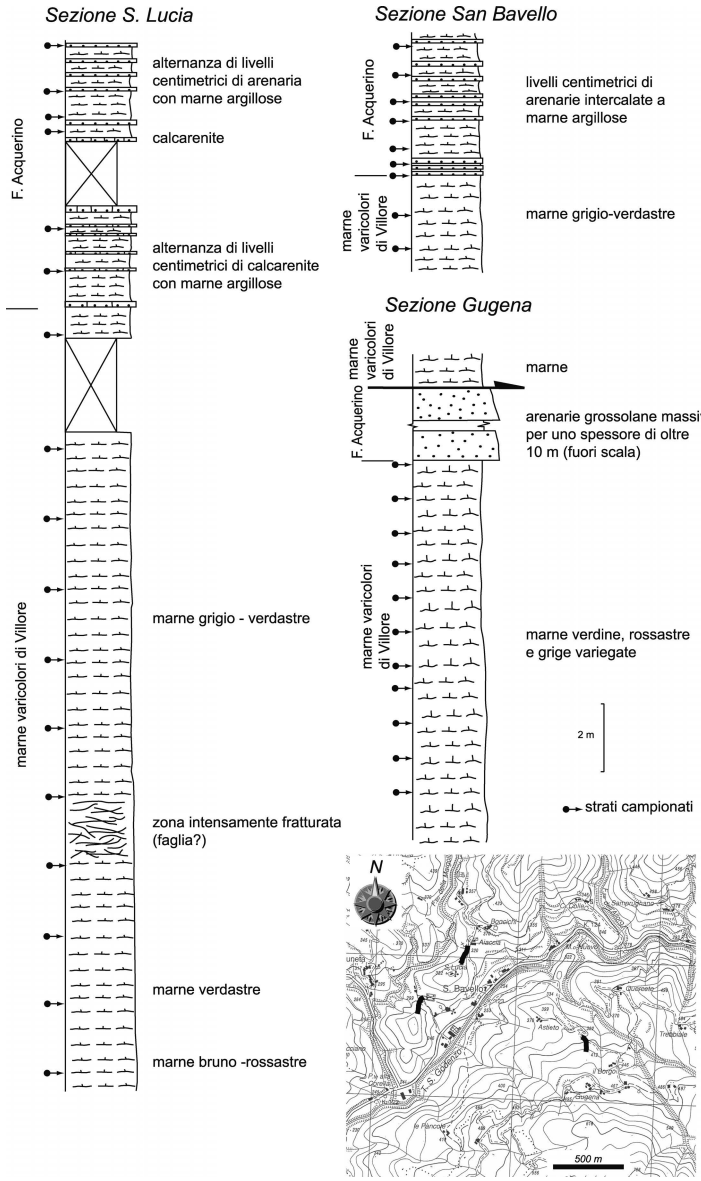


Fig. 7 - *Sezioni stratigrafiche misurate e campionate nell'Unità Tettonica Acquerino al passaggio tra marne varicolori di Villore e la formazione dell'Acquerino. L'ubicazione delle tre sezioni, di S. Lucia, San Bavello e Gugena è indicata nel riquadro.*

arenaceo-pelitico affiorante in questo Foglio risulta compresa tra il Chattiano sommitale e l'Aquitaniano *p.p.* (MNN1) (Cibin *et alii*, 2004). La zona MNN1, è documentatata da un'associazione con *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *C. floridanus*, *Helicosphaera carteri* (rara) ed in particolare con le sottobiozone con caratterizzate dall'assenza di *Dychiococcolites bisectus* (MNN1a), la presenza di *Sphenolithus delphix* (MNN1b); l'assenza dei marker delle sottobiozone MNN1b-MNN1d (MNN1c), e dalla presenza di *Sphenolithus disbelemnos* (MNN1d).

3.4. - Unità Tettonica Castel Guerrino

Questa unità è compresa tra l'Unità Tettonica Acquerino e la Subunità Tettonica Monte Nero delle Unità Umbro - Marchigiano - Romagnole. Nella porzione settentrionale del Foglio questa unità viene inoltre ricoperta in discordanza dai depositi continentali della Successione del Mugello. Affiora nel settore nord-orientale del Foglio ed è costituita da una potente successione arenitica di avanfossa a composizione feldspatolitica.

In questo Foglio sono solo parzialmente rappresentate la parte basale della Formazione del Torrente Carigiola e la parte intermedia della Formazione di Stagno. Queste si trovano in rapporti tettonici tra loro, mentre nell'area tipo (Foglio 252, "Barberino del Mugello", Bettelli *et alii*, 2002) sono in successione stratigrafica, con la Formazione di Stagno che sormonta quella del Torrente Carigiola.

Per la posizione geometrica ed i caratteri composizionali, intermedi tra quelli delle arenarie di avanfossa del Dominio Toscano e quelle del Dominio Romagnolo, questa unità, nei lavori precedenti, è stata considerata talora parte dell'Unità Tettonica Falterona, talora considerata la più interna delle Unità Tettoniche Umbro - Marchigiano - Romagnole. In seguito ai rilevamenti dei Fogli in aree più occidentali (Foglio 252 "Barberino di Mugello", Bettelli *et alii*, 2002; Foglio 253 "Marradi", Martelli *et alii*, in stampa), questa unità è stata correlata con la successione costituita dalle Formazioni di Castiglione dei Pepoli, di Stagno e del Torrente Carigiola (Sottounità del Torrente Carigiola Foglio 252, Bettelli *et alii*, 2002) che rappresentano tre sistemi deposizionali torbiditici in successione stratigrafica (Cibin *et alii*, 1997; 2004). Come già detto queste formazioni costituiscono distinzioni all'interno delle Arenarie del Monte Cervarola A*uctt.*

3.4.1. - *formazione del Torrente Carigiola* (**TCG**)

Nell'area del Foglio, dei due membri identificati nel vicino Foglio 252 (il membro a megastrati arenacei e il sovrastante membro pelitico), affiora unicamente il primo.

membro a megastrati arenacei (**TCG_1**)

Questo membro affiora in una fascia ad andamento NO-SE da Gattaia, presso il limite settentrionale del Foglio, a Castagno d'Andrea. Nell'area di S. Godenzo presenta la maggiore estensione trasversale. Buoni affioramenti si trovano infatti tra S. Bavello e S. Godenzo, tra il km 123 ed il km 127 della SS. N.67.

Si tratta di alternanze pelitico-arenacee torbiditiche in strati da sottili a molto spessi; $1/6 < A/P < 1$. Sono presenti pacchi di strati caratterizzati da prevalenti peliti a cui si intercalano strati arenitici molto spessi e banchi, a grana grossolana alla base e coda di torbida di spessore equivalente. Caratteristica di questo membro è la presenza, a vari livelli della successione, di megastrati a base molto grossolana, con areniti di spessore da 5 a 20 metri e frazione pelitica spesso superiore a quella arenitica. La composizione petrografica è feldspatolitica (Q47 F34 L+C19; Fig. 5) con una frazione fine dominata da clasti metamorfici (Lm 80 Lv5 Ls+C15). Le impronte di fondo indicano paleocorrenti provenienti da NO (provenienza alpina).

Sono presenti inoltre *slump* intraformazionali di alcune decine di metri di spessore. Localmente affiora un livello di marne e marne calcaree grigie, sottili, alternate a sporadici straterelli arenitici, calcareniti medie e sottili grigio chiare con marna calcarea molto spessa. Sono presenti livelli di lucine.

Il contatto inferiore non è preservato.

La potenza è circa 500 metri.

Si tratta di depositi torbiditici di lobo arenaceo e di frangia di lobo; i megastrati grossolani rappresentano eventi di risedimentazione in massa di grande volume in un bacino relativamente confinato.

Nell'area del Foglio i campioni raccolti contengono associazioni riferibili alla biozona MNN1 rappresentata da tutte le sottobiozone: 1a, 1b, 1c, 1d. In particolare, le sottobiozone MNN1a e 1b sono caratterizzate entrambe da associazioni con *Helicosphaera euphratis*, *H. bramlettei Coccolithus pelagicus*, *Sphenolithus conicus*, *S. dissimilis* e rimaneggiamento di nannofossili paleogenici; le associazioni della sottobiozona 1b contengono anche *Helicosphaera intermedia*, *Sphenolithus delphix* e *S. calyculus*. Le associazioni della sottobiozona 1c contengono *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Reticulofenestra daviesii* e *Sphenolithus dissimilis* e quelle della 1d si arricchiscono di *Sphenolithus disbelemnos, Helicosphaera carteri* e comuni *Dictyococcites* sp. di piccole dimensioni. L'età è dunque riferibile al Chattiano superiore-Aquitaniano *p.p.*

3.4.2. - *formazione di Stagno* (**STA**)

Nell'area tipica (Foglio 252, Bettelli *et alii*, 2002) la formazione, che rappresenta un intero sistema torbiditico che evolve da facies arenitiche alla base a prevalentemente pelitiche al tetto fino alla disattivazione del sistema deposizio-

nale, è stata suddivisa in tre membri. Nell'area del Foglio è presente unicamente il membro intermedio, peraltro affiorante in una ristretta fascia larga qualche centinaio di metri e lunga circa 2,5 km, a nord ovest di S. Godenzo, tra M. Gattaia e P.gio Calcina. I rapporti con le unità circostanti sono sempre di natura tettonica.

membro pelitico-arenaceo (**STA$_2$**)

Alternanze pelitico-arenacee in strati gradati da sottili a spessi e geometria piano-parallela, con livelli calcarenitici. E' presente un banco di calcari a Lucine (**lc**) cartografato e continuo per circa 2 km. Le areniti hanno grana fine e finissima. Il rapporto A/P è sempre < 1. La composizione petrografica delle arenarie nel sistema torbiditico Stagno è simile a quella dei sistemi torbiditici Acquerino e Torrente Carigiola. Anche in questo caso di tratta di una composizione feldpato-litica (Q54 F26 L+C20; Fig. 5) con composizione della frazione fine ancora dominata da clasti metamorfici (Lm83 Lv5 Ls+C12).

La potenza è circa 150 metri. Il contatto inferiore non è preservato.

Si tratta di depositi torbiditici di frangia di lobo e di lobo arenaceo.

I campioni, prelevati in località Poggio Calcina e Casellino, hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei riferibili alle sottobiozone MNN2a caratterizzata dalla presenza di comune *Helicosphaera carteri*, comune *Dictyococcites* sp. di piccole dimensioni e *Calcidiscus leptoporus*; e MNN2b caratterizzata da *Helicosphaera mediterranea*, *Helicosphaera ampliaperta*, *Helicosphaera recta*, *Coccolithus miopelagicue* e *Sphenolithus calyculus*. Presente anche la sottobiozona alla MNN3a, caratterizzata dalla presenza di *Sphenolithus belemnos*.

L'età è Aquitaniano terminale - Burdigaliano medio.

4. - UNITÀ TETTONICHE UMBRO - MARCHIGIANO - ROMAGNOLE

Nell'area del Foglio la Successione Umbro - Marchigiano - Romagnola è rappresentata da un piccolo affioramento di Schlier nei pressi di S. Godenzo e dalla soprastante porzione medio bassa della Formazione Manoso-Arenacea Romagnola (membri di Biserno, Corniolo, Premilcuore e Galeata). Essa è stata suddivisa in due unità tettoniche, tra loro sovrapposte: la Subunità Tettonica Monte Nero e la sottostante Subunità Tettonica Ridracoli.

Queste unità occupano il settore nord-orientale del Foglio e costituiscono il livello strutturale più basso affiorante in questo settore della catena. La descrizione delle due unità verrà fatta dalla più alta tettonicamente.

4.1. - Subunità Tettonica Monte Nero

Questa subunità, inizialmente individuata dai geologi olandesi (Ten Haaf & Van Wamel, 1979, De Feyter, 1982; De Feyter *et alii*, 1986), è stata poi mappata in tutta la sua estensione e considerata un'unità a sé stante anche da altri autori (Sani, 1990, 1991), sebbene individuata con nomi diversi (elemento di Monte Nero: Martelli, 2002; Martelli *et alii*, in stampa). Essa rappresenta la porzione più interna, e più alta geometricamente, delle Unità Tettoniche Umbro - Marchigiano - Romagnole ed è a contatto con le Unità Tettoniche Toscane in un ampio settore (comprendente anche l'area del Foglio) che dal Passo della Futa arriva fino alla Val Tiberina. Nella porzione più esterna del Foglio essa si accavalla sulla Subunità Tettonica Ridracoli.

Alla base della Subunità Tettonica Monte Nero affiora nel Foglio un piccolo lembo della formazione dello Schlier, sottostante alla Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola. Anche nel pozzo Dicomano 1 (Fig. 2; Anelli *et alii*, 1994) è stato incontrato il limite inferiore della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola, descritto come un passaggio da marne calcaree dure ad argille marnose del Miocene inferiore corrispondenti allo Schlier (vedi par. 1, Cap II).

4.1.1. - *Schlier* (**SCH**)

L'affioramento, posto immediatamente a nord est di San Godenzo è caratterizzato dalla presenza di marne e siltiti con rari livelli arenacei a granulometria fine. Lo spessore affiorante sembra compreso tra i dieci ed i 15 metri, ma è mal valutabile per la posizione rovesciata della successione e per la tettonizzazione spinta. Si tratta infatti di un piccolo lembo implicato nel sovrascorrimento delle sovrastanti Unità Tettoniche Toscane.

Il campionamento, effettuato in tempi precedenti al rilevamento del presente Foglio (Martelli, Poccianti Rosselli, com pers.), ha permesso di documentare associazioni riferibili alla zona MNN3b (Burdigaliano medio-superiore). In particolare il passaggio alle soprastanti arenarie del membro di Biserno della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola è stato individuato all'interno della Biozona MNN3b caratterizzata dalla presenza di *Helicosphaera ampliaperta* e dall'assenza di *Sphenolithus belemnos* e *Sphenolithus heteromorphus.* Il resto dell'associazione a nannofossili calcarei è costituito principalmente da *Cyclicargolithus floridanus* (comune), *Helicosphaera carteri* (comune), *Helicosphaera euphratis* (rara), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7μm (comune) e *Coccolithus pelagicus* (comune). Questa età della base della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola è in perfetto accordo anche con i dati provenienti da sezioni dell'Appennino Tosco-Romagnolo, dove la base della formazione affiora più estesamente (Fornaciari & Rio, 1996).

4.1.2. - *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola* (**FMA**)

Questa formazione affiora nel settore nord-orientale del Foglio ed è sovrascorsa a sud-ovest dalle Unità Tettoniche Toscane. Essa rappresenta il riempimento dell'avanfossa appenninica nel Miocene inferiore e medio, e si presenta con il tipico aspetto di alternanze pelitico-arenacee. La Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola rappresenta un classico esempio di deposito torbiditico di piana bacinale, localmente articolata in sottobacini e alti relativi. Nei momenti di stasi della sedimentazione torbiditica si è avuta sedimentazione emipelagica. Il rapporto A/P e lo spessore degli strati variano con tendenza *thickening upwards* nella parte inferiore (Burdigaliano superiore-Serravalliano inferiore) affiorante nell'area del Foglio mentre al di fuori di quest'area, ad esempio nel Foglio 265 (Martelli, 2002; Cibin *et alii*, 2004) la successione mostra una tendenza *thinning upwards* nella porzione superiore, con prevalenti marne nella parte sommitale (Serravalliano superiore).

Le arenarie sono gradate, generalmente da medie a molto fini, con strutture sedimentarie trattive (*flute* e *groove-casts* alla base, laminazione piano-parallela

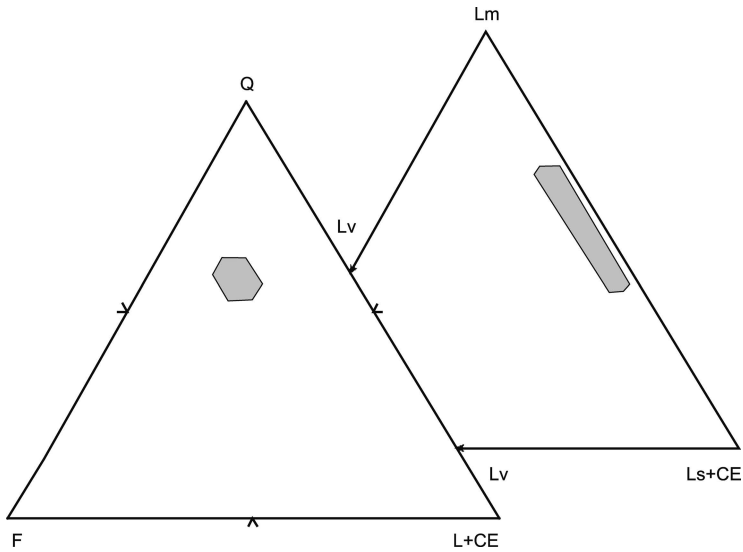


Fig. 8 - *Diagrammi ternari relativi alla composizione petrografica della Formazione Marnoso- arenacea Romagnola. Composizione d'insieme media dell'ossatura: CE: grani carbonatici extra bacinali* (Zuffa, 1985). *Composizione principale media: Q: grani quarzosi; F: grani feldspatici; L+CE: grani litici a grana fine + litici carbonatici extrabacinali. Frazione litica a tessitura fine dell'ossatura: Lm: grani litici metamorfici e metavulcanici; Lv: grani litici; Ls+CE: grani litici sedimentati + grani carbonatici extrabacinali.*

nella parte inferiore, *ripples* e laminazione convoluta nella parte superiore degli strati); gli strati sono da molto spessi a medi, talora sottili, con geometria generalmente tabulare. Le impronte di fondo indicano apporti prevalenti da ONO/NO, subordinatamente da ESE/SE. Al tetto dei livelli arenacei le peliti sono grigie e laminate; nelle successioni meno arenacee, sopra alle peliti laminate, a diretto contatto con le areniti soprastanti, si osservano frequentemente marne siltose, grigie chiare, compatte.

La composizione delle areniti è descritta in Gandolfi *et alii* (1983) e Cibin *et alii* (2004). In particolare (Fig. 8), le arenarie sono arcose caratterizzate da un elevato contenuto di quarzo, feldspati e frammenti di rocce plutoniche e gneissiche (Q58 F24 L+C18; Cibin *et alii*, 2004). I plagioclasi prevalgono sui feldspati potassici. I frammenti di roccia a grana fine sono rappresentati da metamorfiti di basso grado, quali filladi, scisti a muscovite, cloritoscisti e serpentinoscisti, e da vulcaniti, prevalentemente acide (Lm53 Lv 4 Ls+C43; Cibin *et alii*, 2004). Dolomie e calcari micritici e spatitici caratterizzano le associazioni dei frammenti di rocce carbonatiche. Le miche sono localmenti abbondanti. Il cemento calcitico rappresenta il costituente intergranulare più abbondante, anche se talora la matrice, sia silicatica che carbonatica, è presente in quantità significative.

Le torbiditi con indicazioni di paleocorrenti da SE sono invece classificabili come areniti ibride (*sensu* Zuffa, 1980) o calcarenitiche ("colombine" *Auct*.). Queste areniti sono più ricche in costituenti intrabacinali, in particolare in bioclasti a guscio carbonatico. I feldspati potassici sono molto abbondanti, talora prevalenti rispetto ai plagioclasi. La differente composizione appena descritta, insieme al verso delle paleocorrenti, indica differenti aree sorgenti del detrito. Queste vengono in genere individuate nella Piattaforma Laziale-Abruzzese posta paleogeograficamente a SE dell'avanfossa appenninica. Per la loro particolarità composizionale e per le controimpronte indicanti flussi da SE, le "colombine" e le areniti ibride (queste ultime essendo spesso megatorbiditi) costituiscono ottimi strati guida anche di importanza regionale. In particolare nell'area del Foglio è presente con continuità lo strato Contessa, cartografato con la sigla "**cs**". Circa 90-100 m stratigraficamente al di sopra di esso, presso il P.gio Calcina, (circa 2 km a NO di San Godenzo) è stata riconosciuta la colombina Valbura.

Oltre alle aree di provenienza delle areniti sopra descritte, rispettivamente dalle Alpi (NO) e dalla Piattaforma Laziale-Abruzzese (SE), in accordo con Gandolfi *et alii* (1983), è possibile ipotizzare per alcune areniti una provenienza da un'area sorgente appenninica (Appenninico I, di Gandolfi *et alii*, 1983) legata verosimilmente al riciclaggio delle precedenti successioni di avanfossa (Macigno, Arenarie del Monte Cervarola).

La Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola è stata divisa a scala regionale in 14 membri, ma in quest'area affiorano solo i 4 membri basali, parzialmente eteropici che dal basso sono: membro di Biserno, membro di Corniolo, membro di

Premilcuore (con la "litozona arenacea di Campigna" e lo "slump di Quadalto") e il membro di Galeata. In relazione alla morfologia del bacino, tuttavia, gli spessori dei membri sono generalmente molto variabili e, a causa dei rapporti di eteropia, sono frequenti i casi in cui gli orizzonti guida intersecano i limiti dei membri.

La potenza complessiva affiorante è di oltre 1500 metri.

L'ambiente deposizionale è una piana bacinale generalmente sovralimentata, in cui i sedimenti emipelagici venivano facilmente erosi dai frequenti apporti torbiditici.

L'età della porzione affiorante in questo Foglio è compresa tra il Burdigaliano medio-superiore ed il Serravalliano inferiore.

membro di Biserno (**FMA$_1$**)

Alternanze pelitico-arenacee con rare emipelagiti. Il rapporto A/P è generalmente minore di 1/3, con una maggior frequenza intorno a 1/5. I livelli arenitici sono sottili e medi, raramente spessi, con geometria generalmente tabulare, o talora lenticolare nella parte inferiore. Sono presenti livelli di *slump* intraformazionali. La potenza affiorante è variabile tra 150 e 600 metri. Il contatto inferiore è netto sulle marne e siltiti dello Schlier ed è visibile soltanto in un piccolo settore a NE di S.Godenzo.

Come detto a proposito dello Schlier, il limite inferiore del membro si colloca all'interno della biozona MNN3b, mentre altri campioni raccolti nell'area del Foglio sono stati riferiti alla biozona MNN4a (Burdigaliano superiore), sulla base della presenza e della frequenza di *Sphenolithus heteromorphus* in associazione con *Helicosphaera carteri*, *Calcidiscus leptoporus*, *Coccolithus miopelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*. L'età del membro è dunque Burdigaliano medio *p.p.* - Burdigaliano superiore *p.p.* (MNN3b - MNN4a).

membro di Corniolo (**FMA$_2$**)

Strati tabulari da sottili a spessi e subordinatamente molto spessi. Il rapporto arenaria/pelite è compreso tra 1/3 e 1/2; sono presenti rare emipelagiti e strati carbonatici. Le arenarie presentano un minore grado di cementazione rispetto ai membri sovrastanti; sono frequenti strati tipo *sandwich* (livelli caoticizzati compresi tra livelli arenacei, Ricci Lucchi, 1978). Localmente sono presenti *slump* intraformazionali.

La potenza massima è circa 300 metri.

Il contatto inferiore non è mai chiaramente visibile. A nordest di San Godenzo comunque esso si realizza in pochi metri, ed è probabilmente abbastanza brusco.

Le associazioni dei campioni raccolti contengono associazioni di nannofossili calcarei appartenenti alle sottobiozone MNN4a- MNN4b, in base alla presenza di *Helicosphaera carteri*, *Calcidiscus premacintyrei*, *Helicosphaera inter-*

media, *Helicosphaera ampliaperta*, *Calcidiscus leptoporus*; caratteristica è inoltre la presenza da comune a rara di *Sphenolithus heteromorphus* che permette di determinare e distinguere entrambe le sottobiozone.

L'età è Burdigaliano superiore *p.p.* - Langhiano inferiore *p.p.*

membro di Premilcuore (**FMA$_3$**)

Alternanze arenaceo-pelitiche con $1/2 < A/P \leq 2$, talora ≤ 6 in spessori di qualche decina di metri, con strati amalgamati. Gli spessori delle areniti sono organizzati secondo due classi modali: moda principale data da strati spessi e molto spessi, moda secondaria rappresentata da strati medi e banchi. Vi sono rare emipelagiti e strati calcarenitici ibridi che costituiscono utili livelli guida. Tra questi ultimi il più famoso e riconoscibile è lo strato Contessa (**cs**) il cui affioramento tipo si trova lungo la strada della Contessa, pochi km a est di Gubbio (Renzi, 1964; Ricci Lucchi & Pialli, 1973, Ricci Lucchi, 1975b; Gandolfi *et alii*, 1983; Delle Rose *et alii*, 1990, 1991; Farabegoli *et alii*, 1990, 1994; Antolini *et alii*, 2001, Martelli, 2002). Nell'area studiata gli affioramenti dello strato Contessa si trovano al limite settentrionale del foglio presso i rilievi di M. Piandolci, M. Stelleto e Poggio al Tiglio. Si tratta di un megastrato gradato il cui detrito arenitico, con granulometria in genere da medio-fine a finissima, è ricco di frammenti calcarei; alla sua base sono riconoscibili la frammenti litici macroscopici (arenite ibrida *sensu* Zuffa, 1980). Lo spessore va da 470 a 530 cm, con circa 6-7 metri di marne al tetto. Il rapporto arenite/pelite è sempre inferiore a 1. Le paleocorrenti indicano provenienze da SE. Oltre allo strato Contessa sono presenti colombine sottilissime non cartografabili.

La potenza totale del membro è di oltre 1.100 metri.

Il contatto inferiore è sul membro di Corniolo.

All'interno di questo membro è stata distinta la litozona arenacea di Campigna (**FMA$_{3a}$**); essa affiora presso Petrognano e Castagneto, circa due km a nord di San Godenzo ed è costituita da arenarie prevalenti alternate a subordinate peliti. Generalmente $2 < A/P < 4$, talora anche maggiore. I letti arenitici hanno strati spessi e molto spessi, frequentemente amalgamati. La litozona presenta, a scala cartografica, una geometria lenticolare e la potenza, per queste sue caratteristiche varia da un massimo di circa 100-130 metri fino ad annullarsi.

Inoltre all'interno del membro di Premilcuore è stato cartografato lo *slump* di Quadalto (**aq**) che affiora per vari km a nord ovest di Villore nel settore tra il M. Verruca, il M. Citerna e Pod. Filetta. Si tratta di un corpo di franamento sottomarino intraformazionale, prevalentemente pelitico, con forti variazioni laterali, che contiene blocchi e frammenti di calcari a *Lucina* e sporadici strati arenacei scompaginati. Nella successione stratigrafica si colloca da 175 a 220 metri sotto lo strato "contessa" (**cs**). La potenza massima è di circa 90 metri.

Data la continuità fisica tra gli affioramenti del Foglio 264 con quelli del Foglio 265 (Martelli, 2002), non si è ritenuto di ridatare questo membro e viene assunta l'età del Foglio 265 anche per il foglio in esame. Nel vicino Foglio 265 in questo membro sono state rinvenute associazioni a nannofossili calcarei riferibili alle sottobiozone MNN5a-MNN5b del Langhiano medio-superiore.

L'età dello strato Contessa (**cs**) è Langhiano superiore, riferibile alla biozona MNN5b, per la presenza, comune e continua, di *Sphenolithus heteromorphus* e *Helicosphaera walbersdorfensis.* Altri elementi appartenenti a quest'associazione sono: *Cyclicargolithus floridanus* (comune), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7μm (comune) e *Coccolithus pelagicus* (comune) (Martelli, 2002).

L'età della litozona arenacea di Campigna è riferibile al Langhiano medio (associazioni di nannofossili calcarei attribuibili alla sottobiozona MNN5a rinvenute nel Foglio 265 (Martelli, 2002). In particolare l'attribuzione cronologica è stata fatta sulla base dalla presenza comune e continua di *Sphenolithus heteromorphus* e di quella rara e discontinua di *Helicosphaera walbersdorfensis* a cui si associano *Cyclicargolithus floridanus* (comune), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7μm (comune) e *Coccolithus pelagicus* (comune).

4.2. - Subunità Tettonica Ridracoli

Nella porzione più esterna del Foglio al di sotto della Subunità Tettonica Monte Nero, è presente la Subunità Tettonica Ridracoli. Tale subunità è stata chiamata Elemento di Ridracoli nel Foglio 265 "Bagno di Romagna" (Martelli, 2002), o alternativamente Unità Castellaccio e Unità Pietralunga secondo altri autori o in settori più meridonali (Ten Haaf & Van Wamel, 1979, De Feyter, 1982; De Feyter *et alii*, 1986). La Subunità Tettonica Ridracoli è costituita dal membro di Premilcuore e dal membro di Galeata della Formazione Marnoso Arenacea Romagnola.

membro di Premilcuore (**FMA_3**)

Per la descrizione di questo membro si rimanda al par. 4.1.2.

membro di Galeata (**FMA_4**)

Alternanze pelitico-arenacee in strati tabulari da sottili a spessi, in minor misura molto spessi. 1/3<A/P<1/2 con rare emipelagiti. Sono presenti numerose colombine. Nella parte medio-alta del membro si intercalano corpi discontinui più grossolani, spessi da qualche decina di metri ad oltre 120 m con 1/2<A/P<2/1.

La potenza massima è circa 400 metri.

Anche in questo caso la continuità fisica tra gli affioramenti del Foglio 264 con quelli del Foglio 265, ha consentito di assumere l'età del Foglio 265 (MARTELLI, 2002) anche per il foglio in esame. La parte bassa del membro è caratterizzata dalla presenza comune e continua di *Sphenolithus heteromorphus* e di *Helicosphaera walbersdorfensis* (Biozona MNN5b); quella media ed alta dapprima dall'estinzione di *Sphenolithus heteromorphus,* in seguito dalla comparsa comune e continua di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* > 7µm che caratterizzano le Sottozone MNN6a e MNN6b. Altri elementi appartenenti a quest'associazione sono: *Cyclicargolithus floridanus* (che diventa da comune a rarissimo), *Helicosphaera carteri* (comune), *Sphenolithus* spp., *Dictyococcites* spp., *Reticulofenestra* < 7µm (comune), *Coccolithus pelagicus* (comune) *Calcidiscus leptoporus* e *Calcidiscus premacintyrei* (comune).

L'età del membro è dunque tra la biozona MNN5b (Langhiano superiore *p.p.*) e la biozona MNN6b (Serravalliano inferiore *p.p.*).

5. - DEPOSITI CONTINENTALI PLIO - QUATERNARI

I depositi continentali presenti nell'area del Foglio possono essere ripartiti in due gruppi: quelli appartenenti alla successione fluvio-lacustre del Mugello e quelli, ubiquitari, che costituiscono in gener coltri detritiche e frane. Per i primi è stato adottato un criterio di rilevamento allostratigrafico e sono stati ripartiti in due sintemi. Per i secondi è stato adottato un criterio genetico, data l'impossibilità di correlare le superfici di discontinuità alla base dei depositi su lunghe distanze.

5.1. - SUCCESSIONE DEL MUGELLO

La vallata intermontana del Mugello, di cui in questo Foglio ricade principalmente la porzione sud-orientale, si sviluppa in direzione ovest/nord-ovest - est/sud-est per circa 25 km di lunghezza e 15 di larghezza e contiene i depositi di un bacino fluvio-lacustre plio-pleistocenico. L'attuale vallata è drenata dal Fiume Sieve, uno dei maggiori affluenti in destra idrografica del Fiume Arno. I depositi che colmano la depressione, di natura continentale, affiorano estesamente nel settore nord-occidentale del Foglio.

In senso strutturale il bacino del Mugello, analogamente alle numerose altre conche intermontane dell'Appennino Settentrionale, è stato a lungo considerato il prodotto di processi di estensione crostale che avrebbero caratterizzato le fasi tardive della strutturazione della catena nordappenninica (MARTINI & SAGRI, 1993, *cum bib*.). Da questo punto di vista il bacino è stato interpretato come un semi-graben attivatosi probabilmente dalla fine del Pliocene e maggiormente subsidente lungo il margine sud-occidentale dove vari autori (SANESI, 1965;

Bartolini & Pranzini, 1979) hanno ubicato il principale sistema di faglie bordiere. Sistemi minori di faglie antitetiche vengono identificati lungo il margine nord-orientale (Faglie di Ronta; Sani, 1991; Coli *et alii*, 1992). Questo presunto assetto strutturale, suggerito anche da una maggior presenza di depositi fluvio-lacustri sul versante settentrionale del bacino e da un addossamento del Fiume Sieve al bordo meridionale, risulta in realtà più articolato. In particolare la presenza di un alto strutturale trasversale al bacino, localizzato nel settore NO e non incluso nella presente carta, consente una suddivisione in due sub-bacini di diversa estensione, rispettivamente il limitato sub-bacino di Barberino a NO e il più esteso sub-bacino di Borgo S. Lorenzo a SE. I due sub-bacini si differenziano anche per lo spessore dei depositi continentali plio-quaternari. Dati di sottosuolo (Gemina, 1962) indicano infatti spessori massimi di 100 metri nel sub-bacino di Barberino contro gli oltre 500 m perforati nel sub-bacino di Borgo S. Lorenzo. Nell'ultimo decennio evidenze strutturali e revisioni stratigrafiche, hanno offerto nuove chiavi di lettura della storia tettonico-sedimentaria dei numerosi bacini neogenico-quaternari del versante occidentale della catena appenninica. In particolare la possibilità che questi bacini si siano sviluppati entro un'alternanza di pulsazioni estensionali e compressive (Bernini *et alii*, 1990) o entro un dominante regime compressivo (Boccaletti *et alii,* 1995a, 1995b; 1999) rappresenta una plausibile alternativa al classico paradigma estensionale. Una tale interpretazione è stata ipotizzata anche per il Bacino del Mugello a partire dalla revisione stratigrafico-deposizionale (Benvenuti, 1997; 2003; Benvenuti & Papini, 1997) e dallo stile deformativo dei depositi fluvio-lacustri (Boccaletti *et alii,* 1995a, 1995b).

Da un punto di vista stratigrafico-deposizionale il riempimento del bacino fluvio-lacustre, iniziato dubitativamente nel Pliocene superiore, si è articolato in due principali cicli sedimentari: quello più antico a carattere fluvio-lacustre e quello più recente a carattere prettamente fluviale (Sanesi, 1965; Benvenuti, 1997). La successione del Mugello è stata recentemente oggetto di una revisione stratigrafica e analisi sedimentologica (Benvenuti, 1997; 2003). Tale revisione è stata condotta secondo il criterio delle "unità stratigrafiche" a limiti inconformi (UBSU; Salvador, 1987), con un approccio stratigrafico-deposizionale di suddivisione dei depositi. In particolare i depositi più antichi, di origine alluvionale e lacustre sono stati raggruppati nel Sintema del Mugello, a sua volta suddiviso in tre subsintemi separati tra loro da superfici di discontinuità di rango inferiore: Subsintema di Ronta, Subsintema di Pulicciano e Subsintema di Farneta.

I depositi più recenti di origine fluviale, costituiscono, nel loro insieme, il Sintema del Fiume Sieve, suddiviso anch'esso in due subsintemi, ognuno dei quali corrisponde ad un ordine di terrazzi: Subsintema di Scarperia e Subsintema di Luco di Mugello.

L'assetto giaciturale degli strati fluvio-lacustri nel sub-bacino di Borgo S.

Lorenzo evidenzia una struttura sinclinalica asimmetrica, ad asse sub-parallelo allo sviluppo del sub-bacino, con il fianco nord-orientale più deformato, anche se in modo differenziale (si veda BENVENUTI, 1997), rispetto al fianco sud-occidentale (BOCCALETTI *et alii,* 1995a, 1995b). Sulla base di dati stratigrafico-deposizionali e strutturali BENVENUTI (1997) e BENVENUTI & PAPINI (1997) ipotizzano la seguente evoluzione tettonico-sedimentaria:

- probabilmente a partire dal Pliocene superiore finale si attiva, a seguito di una subsidenza tettonica localizzata, controllata da faglie normali lungo il margine sud-occidentale, una limitata area di possibile deposizione alluvionale. Un sondaggio di oltre 500 metri effettuato nei pressi di Borgo S. Lorenzo (sondaggio 10 in GEMINA, 1962) evidenzia al di sopra del substrato una copertura conglomeratico-sabbiosa che potrebbe documentare questa fase deposizionale;
- dall'inizio e per gran parte del Pleistocene inferiore il sub-bacino di Borgo S. Lorenzo si caratterizza come area di sedimentazione fluvio-lacustre con lo sviluppo del Sintema del Mugello (vedi sotto). Il margine nord-orientale è il più importante fornitore di sedimenti clastici grossolani che alimenteranno un relativamente lungo e articolato sviluppo di delta conoidi e, al termine di questa fase, di conoidi alluvionali. La deformazione sindeposizionale di questi depositi (vedi sotto) indica un sollevamento e rotazione del margine nord-orientale, che viene messo in relazione all'attivazione di una o più faglie inverse ovest-vergenti come anche già ipotizzato da BOCCALETTI *et alii* (1995a, 1995b). L'assetto sinclinalico della successione fluvio-lacustre si sarebbe realizzato durante questa fase registrando quindi una significativa pulsazione compressiva;
- possibilmente dalla fine del Pleistocene inferiore fino all'Attuale il sub-bacino di Borgo S. Lorenzo si caratterizza come area di sedimentazione alluvionale con lo sviluppo di tre ordini principali di terrazzi alluvionali (Sintema della Sieve e alluvioni oloceniche, vedi sotto) che registrano altrettante fasi di riequilibrio del livello di base fluviale a pulsazioni di sollevamento generalizzato dell'area mugellana (BENVENUTI, 1997; BENVENUTI & PAPINI, 1997). La presenza di sistemi di faglie normali ad andamento sia parallelo che trasversale all'asse del sub-bacino interessano localmente i depositi fluvio-lacustri ed in parte anche quelli fluviali terrazzati ad indicare limitati collassi strutturali avvenuti possibilmente anche in conseguenza dell'attività sismica regionale che interessa l'area mugellana (vedi parag. 3 del Capitolo V). Nonostante un predominante ruolo della tettonica tardo-quaternaria nel controllare la dinamica dei sistemi alluvionali, non si può escludere che le intense e frequenti variazioni climatiche, a partire dal primo Pleistocene medio, abbiano concorso a determinare importanti variazioni dell'apporto solido e delle portate liquide (RINALDI & RODOLFI, 1995). La

presenza di caratteristici paleosuoli a diverso grado evolutivo (Sanesi, 1965), a carico dei depositi alluvionali terrazzati, rappresenta comunque una chiara evidenza di fasi di stabilità morfologica in condizioni climatiche talora significativamente differenti dalle attuali.

5.1.1 - *Sintema del Mugello* (**MGO**)

Si tratta di depositi di origine alluvionale e lacustre composti da ciottolami, sabbie ed argille. Giacciono in discordanza angolare sul substrato pre plio-quaternario (qui rappresentato dalle Unità Tettoniche Toscane e Subliguri) e sono delimitati superiormente da una superficie erosiva prodotta dai successivi cicli fluviali o, dove conservata, da una superficie di non deposizione caratterizzata da un paleosuolo fersiallitico tronco (Sanesi, 1965).

Il sintema include i Subsintemi di Ronta, di Pulicciano e di Farneta che a loro volta comprendono litofacies pelitiche, sabbiose e ciottolose cartografabili. I rapporti tra queste litofacies sono di natura eteropica, con frequenti passaggi latero-verticali che individuano sistemi deposizionali di delta conoide e lacustre, la cui dinamica è stata regolata da variazioni del livello lacustre e dell'apporto clastico (Benvenuti, 2003). Più in generale l'evoluzione deposizionale è stata in prevalenza controllata dalla tettonica come indicato anche dall'assetto giaciturale della successione. I depositi più grossolani, infatti, affiorano prevalentemente lungo il bordo nord-orientale del bacino (margine nord del Foglio) e immergono verso SSO, con inclinazioni che variano dalla verticale negli strati più antichi (Subsintema di Ronta) a 10°-15° negli strati più recenti (Subsintema di Farneta). Le due principali discordanze angolari osservate entro il sintema al margine NE del bacino interrompono, quindi, la graduale variazione di pendenza entro un cuneo clastico analogo a quello che solitamente si forma in contesti di crescita sindeposizionale di strutture tettoniche che delimitano i bacini sedimentari (Riba, 1976; Anadon *et alii*, 1986; Gawthorpe *et alii*, 1997). I materiali più fini, ascrivibili alle porzioni più distali dei delta conoidi e al sistema lacustre, sono prevalenti verso il centro del bacino, con giaciture sub-orizzontali.

I dati biocronologici disponibili per una collocazione temporale di questo sintema, derivano dalle faune fossili a vertebrati e a molluschi palustro-lacustri e terrestri presenti in questi terreni. La maggior parte di questi resti fossili, tuttavia, provengono da collezioni museali derivanti da raccolte risalenti alla fine dell'800 - inizi del '900. La mancanza di un esatta collocazione della località del ritrovamento, e quindi del livello stratigrafico in cui erano originariamente posizionati, non permette una specifica attribuzione ai sub-sintemi in cui il Sintema del Mugello è stato suddiviso. In una nota del 1995 Abbazzi *et alii* puntualizzano che "la precisa provenienza dei campioni (galeriani) è sconosciuta, e quindi la loro relazione stratigrafica con le associazioni del primo Villafranchiano supe-

riore rimane sconosciuta". Gli stessi autori formulano infine due possibili ipotesi: che le faune più recenti appartengano 1) ai primi episodi di terrazzamento della fase fluviale (Sintema del F. Sieve) o 2) alla chiusura della fase fluvio-lacustre (Sintema del Mugello, sub-sintema di Farneta). La Figura 9, modificata da ABBAZZI *et alii* (1995), rappresenta una sintesi dei risultati della revisione paleontologica in relazione alla nuova stratigrafia adottata nel Foglio.

Faune a gasteropodi prosobranchi di ambiente palustro-lacustre (BENVENUTI *et alii*, 1998) sono presenti nelle argille lignitifere affioranti della parte occidentale del bacino presso Ronta, a nord del foglio ma anche nei depositi sabbiosi (litofacies **MGO_{1b}** e **MGO_{2b}** in questo foglio). Una gran parte di questi gasteropodi giungono fino al Quaternario; solo tre specie, *Prososthenia oblonga*, *Emmericia* cf. *umbra* e *Tournouerina belnensis*, frequenti negli altri bacini fluvio-lacustri dell'Italia centrale, si sono estinte nel Villafranchiano superiore (Pleistocene inferiore).

L'età attribuibile ai tre subsintemi è quindi compresa entro il Pleistocene inferiore (Villafranchiano superiore, AZZAROLI, 1977; ABBAZZI *et alii*, 1995). La possibilità che i primi depositi appartengano alla parte più alta del Pliocene è stata ipotizzata da SANESI (1965) e RINALDI & RODOLFI (1995), ed è dubitativamente indicata anche in queste note.

Subsintema di Ronta (**MGO_1**)

Questo subsintema, in contatto discordante sulle Unità Tettoniche Falterona e Castel Guerrino che formano il fianco nord-orientale del bacino, è costituito da ciottolami, sabbie di delta conoide e argille siltose, talora marnose e lignitifere di ambiente lacustre, fino a 200 metri di spessore, prevalentemente affioranti lungo il margine settentrionale. Tali suddivisioni litologiche vanno a costituire altrettante litofacies descritte di seguito.

Litofacies conglomeratica (**MGO_{1a}**): ciottolami a composizione prevalentemente arenaceo-siltitica e subordinatamente calcareo-marnosa e silicea. I clasti arenaceo-siltitici derivano dal denudamento delle litologie arenacee delle Unità Tettoniche Falterona e Castel Guerrino; i clasti calcareo-marnosi e silicei dai livelli stratigraficamente superiori dell'Unità Tettonica Falterona. In particolare la presenza di clasti calcareo-marnosi e di calchi interni del bivalve *Lucina sp.* indicano una derivazione dalla Formazione di Vicchio. Questi ciottolami sono malstratificati da clasto- a matrice-sostenuti ad elementi eterometrici da angolosi a sub-arrotondati e marcano la base affiorante della successione fluvio-lacustre. Dal punto di vista dei processi e dell'ambiente deposizionale sono riferiti a deposizione da flussi iperconcentrati nelle porzioni prossimali (subaeree e di transizione) di apparati di delta conoide (BENVENUTI, 2003).

Litofacies sabbiosa (**MGO_{1b}**): queste sabbie possono localmente essere prevalenti sui ciottolami e di spessore cartografabile, ad individuare veri e propri

livelli guida entro i depositi **MGO$_1$**. Talora presenti sporadici resti di vertebrati terrestri e molluschi di ambiente fluvio-lacustre (ABBAZZI *et alii*, 1995; BENVENUTI *et alii*, 1998).

Litofacies conglomeratica stratificata (**MGO$_{1d}$**): ciottolami, a composizione analoga a **MGO$_{1a}$**, ben stratificati e alternati a strati sabbiosi (**MGO$_{1b}$**) internamente massivi o a laminazione piano-parallela e inclinata.

Nell'insieme l'alternanza di **MGO$_{1b}$** e **MGO$_{1d}$** viene riferita a deposizione da flussi iperconcentrati scarsamente confinati (*sheetflood*) nelle porzioni medio-distali di apparati di delta conoide (BENVENUTI, 2003).

Età: Pliocene superiore? - Pleistocene inferiore *p.p.* (SANESI, 1965; ABBAZZI *et alii*, 1995).

Subsintema di Pulicciano (**MGO$_2$**)

Questo subsintema lungo il margine NE del bacino resta in discordanza angolare sui depositi del subsintema **MGO$_1$** ed è costituito da ciottolami, subordinate sabbie e peliti che nell'insieme definiscono ambienti di delta conoide e lacustre. Questi depositi possono raggiungere i 200 metri di spessore. Anche in questo caso sono state distinte varie litofacies.

Litofacies conglomeratico-arenacea (**MGO$_{2a}$**): ciottolami a composizione prevalentemente arenaceo-siltitica e subordinatamente calcareo-marnosa e silicea, con intercalazioni limoso-sabbiose, affioranti nel settore nord-orientale. Anche questi ciottolami, come quelli del Subsintema di Ronta derivano dal denudamento delle litologie delle Unità Tettoniche Falterona e Castel Guerrino. Sono costituiti da alternanze irregolari di ciottoli scarsamente classati alternati a strati di limi sabbiosi giallastri. Si presentano in strati di spessore fino a 2 metri, con tessitura da grano- a matrice-sostenuta prevalentemente sabbiosa. I clasti sono talora embriciati. Nei livelli limoso-sabbiosi intercalati sono talora presenti resti di molluschi di ambiente alluvionale e subordinatamente palustre (BENVENUTI *et alii*, 1998). Nell'insieme questi depositi sono il prodotto di flussi iperconcentrati subaerei e vengono interpretati come l'espressione di piane alluvionali sviluppate nelle zone subaeree di delta conoidi (BENVENUTI, 2003).

Litofacies sabbiosa (**MGO$_{2b}$**): sabbie giallastre in strati decimetrici-metrici internamente massivi o a laminazione orizzontale o inclinata piana. Questi depositi sono riferiti a flussi legati a piene eccezionali (iperpicnali) nelle zone di transizione e subacquee di delta conoide (BENVENUTI, 2003).

Litofacies argillosa (**MGO$_{2c}$**) argille siltoso-sabbiose grigiastre generalmente massive, localmente caratterizzate da intercalazioni lentiformi di ciottolami e sabbie in strati piani o inclinati. Le peliti sono riferibili a decantazione nello specchio lacustre mentre le intercalazioni grossolane indicano porzioni distali dei fronti subacquei dei delta conoidi alimentati da flussi iperpicnali generati

dalle piene dei sistemi torrentizi che sfociavano nel lago in prevalenza dal margine nord-orientale del bacino (BENVENUTI, 2003).

Litofacies conglomeratico-calcarea (**MGO_{2d}**): ciottolami affioranti nel settore sud-occidentale, a composizione calcareo-arenacea derivante dallo smantellamento delle litologie dell'Unità Tettonica Canétolo (Argille e Calcari di Canétolo e Arenarie di Monte Senario). I ciottoli sono prevalentemente angolosi e sub-angolosi, polimodali, in matrice argilloso-siltosa. Questi depositi vengono riferiti a colate detritiche (*debris flow*) in sistemi deposizionali di versante (*colluvial fan delta, sensu* BLIKRA & NEMEC, 1998) che gradavano nel lago lungo limitate porzioni del margine sud-occidentale del bacino.

Età: Pleistocene inferiore *p.p.* (SANESI, 1965; ABBAZZI *et alii*, 1995; BENVENUTI *et alii*, 1998).

Subsintema di Farneta (**MGO_3**)

Questo subsintema è costituito da ciottolami, sabbie e limi di conoide alluvionale che sormontano in discordanza angolare i depositi del subsintema **MGO_2**. Questi sono prevalentemente arenacei nel settore nord-orientale (provenienza dalle litologie delle Unità Tettoniche Falterona e Castel Guerino), talora calcarei su quello sud-occidentale (provenienza dalle litologie dell'Unità Tettonica Canétolo), fortemente pedogenizzati. Lembi limitati di un paleosuolo argillico rossastro al tetto di questi depositi vengono tentativamente correlati al paleosuolo del terrazzo "Mindeliano" di SANESI (1965).

Questi depositi non superano i 15 metri di spessore.

Età: Pleistocene inferiore finale? (SANESI, 1965; ABBAZZI *et alii*, 1995)

5.1.2 - *Sintema del fiume Sieve* (**SIV**)

Successione di depositi fluviali terrazzati in contatto discordante, talora erosivo, sia su terreni del substrato prequaternario sia sui depositi del Sintema del Mugello.

All'interno di questo sintema sono stati distinti i Subsintemi di Scarperia e di Luco di Mugello riferibili ad un periodo compreso tra la fine del Pleistocene inferiore (ABBAZZI *et alii*, 1995; Fig. 9) e il Pleistocene superiore (RINALDI & RODOLFI, 1995). La presenza di industrie litiche riferibili alla fine del Paleolitico inferiore e al Paleolitico medio (CECCANTI *et alii*, 1982) disperse sulle superfici che sottendono i depositi di questo sintema suggeriscono una diffusa frequentazione umana sin dalla Preistoria su aree morfologicamente stabili a partire dalla porzione medio-superiore del Pleistocene medio. Come comunemente in uso negli studi quaternaristici in voga negli anni '60 e '70 anche per la datazione dei depositi fluviali terrazzati del Mugello veniva fatto esplicito riferimento alla cli-

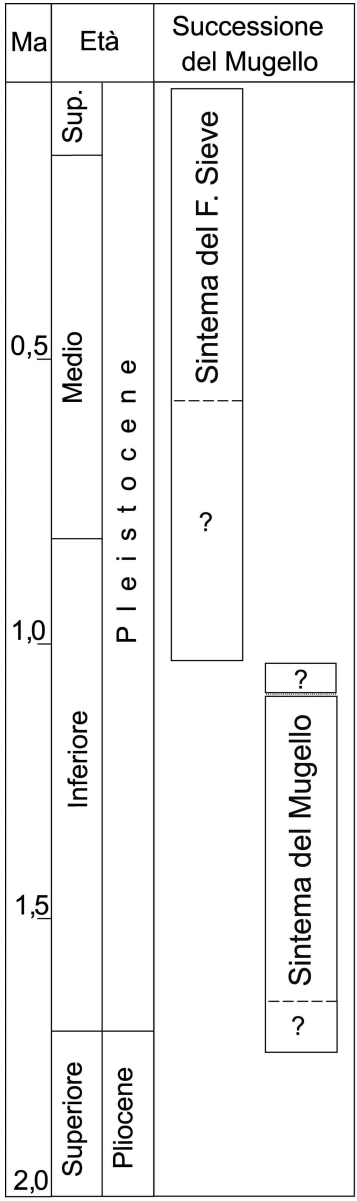


Fig. 9 - *Schema cronostratigrafico della Successione del Mugello (da* Abbazzi et alii*, 1995, modificato).*

matostratigrafia alpina del Quaternario. Nel suo importante studio sull'evoluzione geo-morfologica del bacino del Mugello, SANESI (1965), infatti, correla la sedimentazione dei depositi fluviali tardo-pleistocenici ai glaciali Mindel, Riss e Würm e il loro terrazzamento ed alterazione, indicata da specifici paleosuoli, ai due interglaciali compresi tra queste glaciazioni. La scoperta, a partire dai tardi anni '70, della complessa dinamica climatica del Quaternario "glaciale" (fine Pleistocene inferiore-Olocene), rivelata da dati paleoclimatici raccolti in varie parti del pianeta, ha suggerito di abbandonare definitivamente la climatostratigrafia alpina suscettibile di semplificazioni oggi ritenute troppo limitanti.

Subsintema di Scarperia (**SIV_1**)

Ciottolami ben classati e ghiaie embriciate con intercalazioni limoso-sabbiose, sabbie e limi fluviali pedogenizzati fino a 10 metri di spessore. I clasti a composizione prevalentemente arenacea, sono profondamente alterati e alla loro sommità è ampiamente preservato un paleosuolo argillico rosso-giallastro con abbondanti screziature e noduli ferro-manganesiferi che coincide con il paleosuolo del terrazzo "Rissiano" di SANESI (1965). La distribuzione dei depositi di questo subsintema e l'andamento delle superfici che lo delimitano al tetto consentono di ipotizzare un ambiente di sedimentazione riferibile a conoidi alluvionali coalescenti alimentate dagli stessi torrenti che attualmente drenano i margini del bacino.

Età: Pleistocene inferiore finale? - medio

Subsintema di Luco di Mugello (**SIV_2**)

Ciottolami talora embriciati, sabbie, sabbie siltose e limi fluviali debolmente pedogenizzati o poco alterati, fino a 5 metri di spessore. Al tetto di questi depositi è presente un paleosuolo argillico giallo-brunastro, con screziature di minore dimensione e frequenza rispetto al paleosuolo su **SIV_1**, coincidente con il paleosuolo del terrazzo "Wurmiano" di SANESI (1965). La distribuzione di questi depositi assieme alle caratteristiche sedimentologiche suggeriscono ambienti fluviali per la sedimentazione di questo subsintema coincidenti con l'attuale rete idrografica che drena il bacino. La presenza di corpi lobiformi allo sbocco dei principali tributari nell'ampia pianura del Fiume Sieve e connessi fisicamente alle superfici che sottendono i depositi di questo sub-sintema, indica lo sviluppo di piccole conoidi terminali che gradavano nella pianura della paleo - Sieve (si veda anche RINALDI & RIDOLFI, 1995).

Età: Pleistocene medio (?) - superiore

5.2. - Depositi Quaternari

Appartengono a questo insieme tutti quei terreni, eterogenei per genesi e litologia, che sono il risultato della deposizione, attuale o recente, in ambiente continentale. Essi si trovano in discordanza sulle successioni stratigrafiche descritte nei precedenti paragrafi e, allo stato attuale delle conoscenze, non è stato possibile ricostruirne una correlazione regionale. Questi terreni vengono suddivisi in base alla genesi e sono rappresentati nell'area del Foglio da Deposito di frana, Coperture detritiche, Deposito alluvionale e Travertino.

Ad eccezione delle frane in evoluzione e dei detriti di falda, chiaramente attuali, l'età dei depositi di versante, è presumibilmente da riferirsi al periodo Pleistocene superiore-Olocene.

5.2.1. - *Deposito di frana* (**a_1**)

Sotto la dicitura di Deposito di frana sono stati compresi tutti i depositi la cui origine può essere ricondotta a questo meccanismo. Tali depositi non sono stati distinti geneticamente; tuttavia, sulla base delle caratteristiche di affioramento (o desunte dall'esame delle foto aeree), i depositi franosi possono essere riferiti alle due seguenti tipologie: deposito di frana in evoluzione: intendendo un deposito "*associato a processi gravitativi in atto al momento del rilevamento, o che ricorrono con un ciclo il cui periodo massimo non supera quello stagionale"*, e accumulo di frana senza indizi di evoluzione nell'ambito dei quali sono compresi gli accumuli dovuti a processi gravitativi "*non attivi al momento del rilevamento, per le quali però esistono indizi che ne dimostrino un'oggettiva possibilità di riattivazione, in quanto esse non hanno esaurito la loro potenzialità di evoluzione"* (Varnes, 1978; GNGFG, 1987; Cruden & Varnes, 1996).

Litologicamente si tratta di depositi caotici di litotipi eterogenei ed eterometrici, talvolta monogenici, in matrice prevalentemente limoso-sabbiosa. La densità e la tipologia delle frane varia notevolmente in relazione alle caratteristiche litologiche del substrato su cui si impostano. In particolare, i litotipi stratificati e costituiti da alternanze di livelli litoidi con livelli pelitici o marnosi favoriscono lo sviluppo di frane di scorrimento, rotazionale e/o traslativo. Le maggiori dimensioni riguardano lo scivolamento di blocchi di substrato lungo superficie di strato o accumuli di detrito alla base di versanti a franapoggio con stratificazione inclinata come il pendio.

Dove affiorano terreni prevalentemente argilloso-marnosi (brecce argillose, successioni argilloso-calcaree e formazioni argillose), prevalgono frane prodotte da *creeping*, smottamenti e colate.

In presenza della formazione arenacea delle Arenarie di Monte Senario prevalgono accumuli di pezzame dovuti al crollo delle acclivi pareti arenacee di

questa formazione.

Le colline subpianeggianti del Mugello non sono caratterizzate da intensi fenomeni franosi ma soltanto da effetti localizzati dovuti in genere a intensi periodi piovosi.

Di particolare importanza è la nota frana storica di Castagno d'Andrea del 15 maggio 1335, in alcune sue parti ancora attiva, dettagliatamente studiata da CANUTI *et alii* (1992). Si tratta di una frana complessa formata da crolli, *debris flows* e probabili scorrimenti, il cui innesco, secondo CHINI (1875), sarebbe da ricercarsi in un terremoto catastrofico verificatosi lo stesso giorno. Questo terremoto però non è menzionato nei cataloghi italiani dei terremoti storici. La zona di origine della frana è la dorsale appenninica che separa le depressioni tettoniche del Mugello e del Casentino.

Età: Olocene

5.2.2. - *Coperture detritiche* (**a**, **b_2**, **a_3**)

Le coperture detritiche sono state distinte in Deposito di versante *s.l.*, Coltre eluvio-colluviale e Detrito di falda.

I depositi di versante (**a**) sono costituiti da materiale incoerente, eterogeneo ed eterometrico accumulato per gravità e ruscellamento superficiale sulle porzioni meno acclivi dei versanti.

Sui ripiani morfologici o sui versanti con debole pendenza sono talora presenti coltri eluvio-colluviali (**b_2**) costituite da materiale generalmente fine, quali sabbie, limi ed argille, talora pedogenizzati, che rappresentano il mantello detritico ancora in posto. Derivano dall'alterazione della roccia del substrato e talora sono selezionati dall'azione mista delle acque di ruscellamento e della gravità.

I detriti di falda (**a_3**) sono costituiti da areniti e ruditi in blocchi di varie dimensioni, immersi in matrice sabbiosa sporca, accumulati per gravità alla base di scarpate o sparsi lungo versante. A luoghi possono essere associati a depositi di paleoconoide prossimale.

Età: Olocene

5.2.3. - *Depositi alluvionali*

Con questa denominazione si intendono i terreni deposti in ambiente fluviale, relativi al Fiume Sieve e ai suoi tributari o a corsi fluviali e torrentizi per i quali, allo stato attuale delle conoscenze, non è stato possibile ricostruire una correlazione regionale.

I depositi alluvionali terrazzati (**b_n**) sono composti da ghiaie, sabbie e peliti brune. Le ghiaie sono eterometriche in matrice sabbiosa, talora con indizi di pedogenesi (ciottoli o matrice ossidata) o decarbonatazione. Si trovano perlopiù

nei fondovalle o comunque a quote poco distanti dal *talweg* attuale. Ad eccezione dell'ampio fondovalle del Fiume Sieve dove le alluvioni raggiungono anche i 10 m di spessore, in genere si tratta di corpi di scarsa estensione laterale e spessore massimo non superiore ai 4 metri.

Età: Quaternario

I depositi alluvionali in evoluzione (**b**) sono composti da ghiaie, sabbie e subordinati limi argillosi, posti principalmente entro l'alveo.

Età: Olocene

5.2.4. - *Travertini* (**f_1**)

Si tratta in genere di un deposito calcareo di aspetto spugnoso, mal stratificato, da compatto a friabile, di colore giallo biancastro. Date le ridotte dimensioni degli affioramenti in genere non è possibile cartografarli. Soltanto lungo l'alveo del Torrente Acquacheta, all'estremità nord orientale del foglio, i travertini hanno un'estensione cartografabile e uno spessore di alcune decine di metri. Un altro piccolo affioramento è presente lungo il Torrente Uscioli, affluente di destra del Fiume Sieve, a circa 2 km a NW di Scopeti. Nonostante la ridotta estensione, anche in questa località i depositi travertinosi raggiungono circa 20 m di spessore.

Età: Olocene

V - TETTONICA

Nell'"Inquadramento geologico regionale" (Cap. II) è stato descritto l'impianto strutturale complessivo e la distribuzione areale delle principali unità tettoniche del Foglio (Fig. 10). Le unità tettoniche distinte, con le varie formazioni che le compongono, sono state descritte nel capitolo Stratigrafia (Cap. IV). La trattazione delle caratteristiche strutturali sarà incentrata sull'analisi delle principali macrostrutture plicative e disgiuntive presenti, distinte sulla base dei terreni interessati e, quando possibile, riferite ad una specifica fase deformativa.

La sovrapposizione tettonica delle diverse unità è piuttosto complessa, in considerazione delle varie fasi di deformazione che le unità stesse hanno subito nel corso della loro evoluzione.

I terreni affioranti in questo Foglio hanno età che spaziano dal Cretacico superiore all'Olocene; le relazioni geometriche attualmente esistenti tra le differenti successioni litostratigrafiche sono il frutto di una lunga storia deformativa iniziata alla fine del Cretacico e non ancora conclusa. Tra la fine del Cretacico e l'Eocene, si realizza la progressiva chiusura del Bacino oceanico Ligure-Piemontese con la formazione di un prisma di accrezione che coinvolge successioni liguri e subliguri. Con l'Eocene medio termina la sedimentazione nel bacino del Supergruppo della Calvana e si può quindi ritenere che le fasi tettoniche che coinvolgono questi terreni siano avvenute tra l'Eocene medio e l'Oligocene inferiore (Principi & Treves, 1984).

Le successive fasi deformative, dall'Oligocene in poi, si sono verificate in un quadro geodinamico molto differente, rappresentato da un regime collisionale e post-collisionale in cui sono state via via coinvolte nella deformazione le successioni dell'avampaese toscano e romagnolo con i loro caratteristici depositi di avanfossa (Macigno, Arenaria del Monte Modino, Arenarie di Monte Cervarola, Formazione di Monte Falterona, Formazione Marnoso-Arenacea

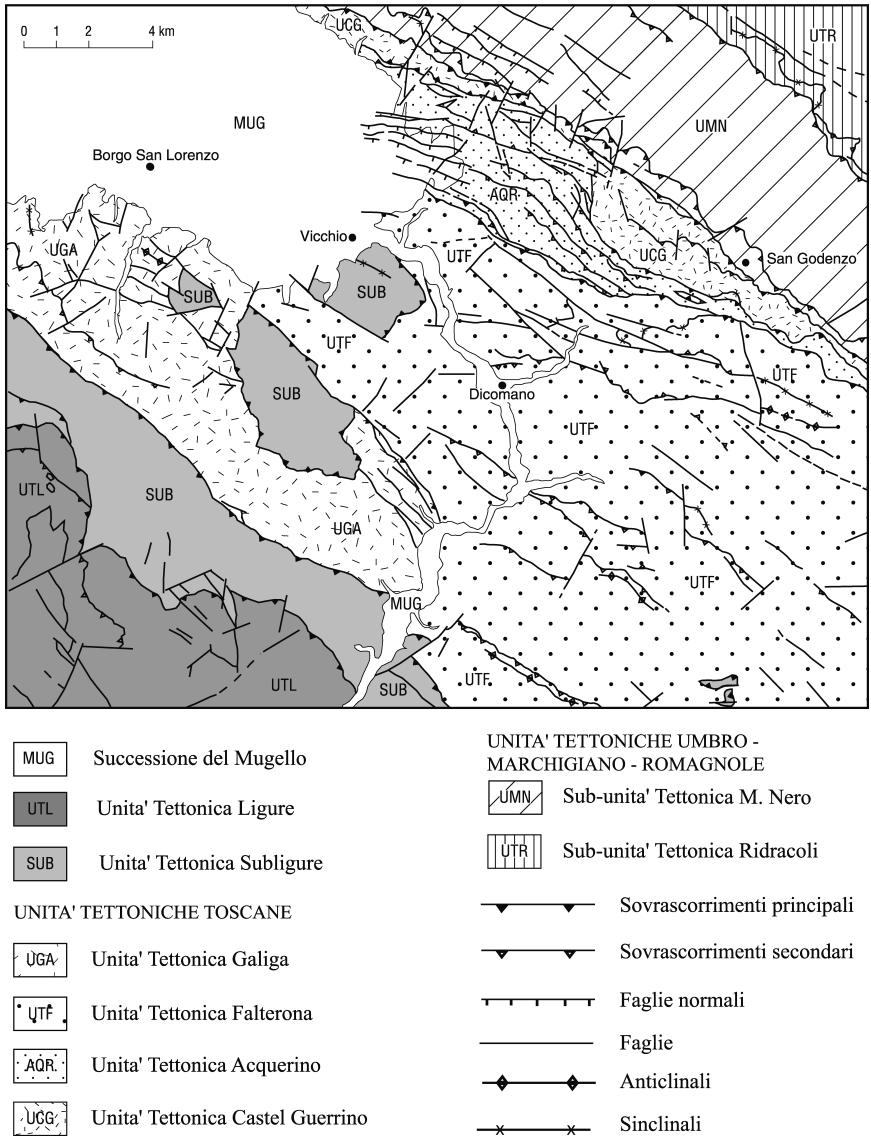


Fig. 10 - *Schema tettonico dell'area del Foglio.*

Romagnola). La migrazione continua verso nord-est del fronte deformativo per tutto il Miocene ed il Pliocene ha coinvolto successivamente i domìni più esterni dell'avampaese appenninico (Dominio Umbro-Marchigiano-Romagnolo e Padano), fino a determinare la configurazione attuale della catena nord-appenninica.

Lo stile generale dei settori esterni della catena non differisce da quello di altre catene: si ha infatti una struttura a thrust abbastanza regolarmente spaziati, a cui sono associate anticlinali di rampa e sinclinali di muro. L'orizzonte di scollamento nei settori esterni si colloca alla base delle spesse successioni torbiditiche mentre si approfondisce verso l'interno della catena fino a coinvolgere il basamento. Secondo alcuni Autori la strutturazione di questa catena è avvenuta secondo le modalità di messa in posto di un duplex complesso (Cerrina Feroni *et alii*, 2001 e 2002). L'insieme delle Unità Tettoniche Liguri e Subliguri, che rappresentano le unità più interne, costituisce il *roof thrust* in questo settore della catena (Bendkik *et alii*, 1994) e si sovrappone sulle Unità Tettoniche Toscane e Umbro - Marchigiano - Romagnole, così come avviene in ampi settori dell'Appennino settentrionale.

Nei paragrafi seguenti vengono descritte in dettaglio le strutture presenti nel Foglio, sia internamente a ciascuna unità che relativamente alle relazioni tra le varie unità tettoniche presenti.

I principali elementi macrostrutturali sono rappresentati da sovrascorrimenti, strutture plicative ad essi associate e sistemi di faglie ad alto angolo.

Le Unità tettoniche Liguri e Subliguri, essendo le unità più antiche e più interne, hanno subito un grado di tettonizzazione superiore a quello delle Unità Tettoniche Toscane e Umbro - Marchigiano - Romagnole. Le principali macrostrutture sono costituite da superfici di sovrascorrimento a basso angolo, spesso dislocate e/o obliterate dalla tettonica a carattere disgiuntivo ad alto angolo successiva.

Nelle Unità Tettoniche Toscane e in quelle Umbro - Marchigiano - Romagnole prevale uno stile tettonico con sviluppo di superfici di sovrascorrimento prevalentemente nord-est vergenti con pieghe associate, di estensione plurichilometrica in senso longitudinale, parallelamente all'asse della catena. La strutturazione si è protratta nel tempo anche con successive riattivazioni dei sovrascorrimenti più interni, presentando talora geometrie fuori sequenza (Morley, 1988; Bendkik *et alii*, 1994; Boccaletti & Sani, 1998; Bettelli *et alii*, 2002; Cibin *et alii*, 2004). Da un punto di vista temporale si deve quindi distinguere il momento della prima attivazione dei sovrascorrimenti e della messa in posto delle unità tettoniche dai successivi episodi di riattivazione e rimobilizzazione. Questi episodi di riattivazione hanno portato frequentemente allo sviluppo di strutture fuori sequenza e *back-thrust*.

Le fasi deformative più recenti, infine, hanno dato origine ad una tettonica di

tipo fragile che interessa tutte le unità tettoniche del Foglio, che è caratterizzata quasi esclusivamente da sistemi di faglie ad alto angolo, trasversali (NE-SO) e longitudinali (NO-SE), che tagliano le strutture precedentemente formate. Sono frequenti i casi in cui le faglie ad alto angolo si impostano su sovrascorrimenti preesistenti rimobilizzandoli e determinando inversione dei rigetti che da inversi diventano normali. Ciò avviene ad esempio nell'area di Villore dove numerosi *thrust* che coinvolgono l'Unità Tettonica Acquerino vengono riutilizzati parzialmente da faglie normali (sezione B-B', in carta).

Siamo dunque in presenza di una strutturazione complessa e polifasata che sarà meglio descritta nel paragrafo relativo all'evoluzione tettonico-sedimentaria (par. 4).

1. - PRINCIPALI ELEMENTI MACROSTRUTTURALI

1.1. - Strutture delle Unità Tettoniche Liguri e Subliguri

Queste unità affiorano nel settore sud-occidentale del Foglio e sono delimitate da superfici di sovrascorrimento che pongono a contatto l'Unità Tettonica Morello sull'Unità Tettonica Canétolo, e questa sulle Unità Tettoniche Galiga e Falterona.

Il sovrascorrimento dell'Unità Tettonica Morello sull'Unità Tettonica Canétolo si presenta come una superficie immergente a SO. La superficie di sovrascorrimento non è mai ben esposta specialmente quando mette a contatto litologie argillitiche della Formazione di Sillano con quelle delle Argille e Calcari di Canétolo. In questi casi essa è stata tracciata sulla base degli affioramenti delle unità adiacenti. Quando invece le litologie presenti sono rappresentate dalla Formazione di Monte Morello e dalle Arenarie di Monte Senario, la superficie di accavallamento risulta più facilmente tracciabile. Essa corre dall'area di Mulinaccio (circa 1 km a sud di Polcanto) ad ovest, passa poi tra S. Brigida e Molino del Piano, in località Fornello e prosegue a est verso Doccia per poi essere coperta dalle alluvioni del Fiume Sieve al limite meridionale del Foglio. Tale superficie di sovrascorrimento è dislocata da faglie ad alto angolo ad andamento prevalentemente antiappenninico (SO-NE), come ad esempio la faglia presso Colle Guadagni all'estremità ovest del Foglio e la faglia lungo il Fosso dei Fuglioni circa 1 km ad est di Molin del Piano e Doccia.

All'interno dell'Unità Tettonica Morello i contatti tra le varie formazioni (soprattutto tra Formazione di Sillano e Formazione di Monte Morello) sono spesso di natura tettonica o tettonizzati; infatti, sebbene i rapporti geometrici di sovrapposizione stratigrafica vengano mantenuti, dall'assetto geometrico si deduce un certo grado di tettonizzazione al passaggio tra formazioni che hanno una reologia assai diversa.

Fondamentalmente differenti per stile strutturale sono infatti i terreni della Formazione di Monte Morello da quelli della Formazione di Sillano, prevalentemente argillitica. I primi sono caratterizzati dalla generale conservazione di un coerente ordine stratigrafico alla mesoscala, mentre i secondi sono interessati da una deformazione pervasiva alla scala dell'affioramento e dall'impossibilità di osservare macrostrutture plicative, se non dubitativamente, per alcune delle litofacies più coerenti e comunque per modestissime estensioni.

La Formazione di Monte Morello affiora con spezzoni di successione con polarità rovesciata in contatto presumibilmente tettonico con porzioni a polarità normale. In parte si tratta di antiche strutture plicative, isoclinalizzate e sradicate, difficilmente ricostruibili sul terreno.

Analoghe considerazioni sullo stile strutturale possono essere estese all'Unità Tettonica Canétolo, che presenta terreni prevalentemente argillosi alla base (Argille e Calcari di Canétolo e relative litofacies) e arenacei al tetto (Arenarie di Monte Senario). Queste differenze di stile strutturale possono essere imputate al diverso comportamento reologico delle unità coinvolte, piuttosto che agli effetti di deformazioni polifasiche che hanno interessato selettivamente l'insieme di questi terreni.

La cronologia della deformazione, in particolar modo la distinzione della "Fase ligure" dagli episodi deformativi successivi all'interno delle Unità Tettoniche Liguri, è poco documentabile nell'area del Foglio, per la mancanza di depositi della Successione Epiligure che sigillino tali unità. La loro messa in posto viene considerata come una traslazione tettonica tempo-trasgressiva da SO verso NE che, iniziata nell'Eocene, giunge fino al Neogene.

Il sovrascorrimento dell'Unità Tettonica Canétolo sulle Unità Tettoniche Galiga e Falterona nell'area meridionale si presenta come una superficie molto inclinata fino a raggiungere localmente la verticale. Essa ha una direzione NO-SE, che si estende dalla zona di Polcanto fino al Fiume Sieve presso la località Rufina. In corrispondenza del Fiume Sieve tale superficie viene dislocata da una probabile faglia ad alto angolo a direzione antiappenninica (SO-NE). Si ritiene che la superficie di questo sovrascorrimento sia stata rimobilizzata da un'importante faglia ad alto angolo. Più a nord ritroviamo alcuni lembi dell'Unità Tettonica Canétolo che giacciono al di sopra dell'Unità tettonica Falterona tramite una superficie di sovrascorrimento sub-orizzontale: hanno quindi il significato di *klippen.* I terreni di entrambe le unità sono anche qui interessati da faglie ad alto angolo, sia longitudinali che trasversali, alcune delle quali arrivano a coinvolgere anche i terreni fluvio-lacustri del Mugello come ad esempio presso Cistio lungo il margine meridionale del bacino (Benvenuti & Papini, 1997).

1.2. - Strutture delle Unità Tettoniche Toscane

Le Unità Tettoniche Toscane sono rappresentate nel Foglio da quattro unità tettoniche geometricamente sovrapposte, tre principali: dalla più interna alla più esterna l'Unità Tettonica Falterona, l'Unità Tettonica Acquerino e l'Unità Tettonica Castel Guerrino e, al tetto di queste l'Unità Tettonica Galiga, di importanza locale.

Per quanto riguarda le macrostrutture, questo settore è interessato da una tettonica plicativa associata a faglie inverse e sovrascorrimenti a vergenza prevalentemente settentrionale e nord-orientale. Queste strutture hanno un andamento circa NO-SE. Vi sono poi numerose faglie, prevalentemente dirette, ad alto angolo, trasversali e longitudinali, di età più recente che tagliano le strutture precedenti o si impostano su di esse, spesso causando un'inversione del movimento.

L'Unità Tettonica Galiga rappresenta, in quest'area, la più interna delle Unità Tettoniche Toscane, ed è sovrascorsa sull'Unità Tettonica Falterona circa 3 km a nord di Rufina. La delimitazione di questa unità non è facile dal momento che mentre nell'area citata si ha un contatto tettonico con l'Unità Tettonica Falterona, sia le marne di Galiga che le siltiti di Poggiolo Salaiole hanno rapporti lateroverticali con il membro di Montalto delle Arenarie del Monte Falterona (**FAL$_3$**), mentre sono entrambe sigillate dalla Formazione di Vicchio. Questi rapporti pongono interessati problemi sull'articolazione dell'avanfossa appenninica nell'intervallo Oligocene superiore - Miocene basale, come sarà meglio descritto nel paragrafo 4.

L'Unità Tettonica Falterona sovrascorre sull'Unità Tettonica Acquerino. La superficie di questo sovrascorrimento immerge a SO ed è molto inclinata; ad occidente è sepolta dai depositi del Bacino del Mugello per cui il sovrascorrimento non è più osservabile. Nell'area di Castagno d'Andrea l'Unità Tettonica Acquerino si riduce fino quasi a scomparire del tutto al di sotto dell'Unità Tettonica Falterona, ed è rappresentata soltanto dalle marne varicolori di Villore. Da quest'area verso sud-est l'Unità Tettonica Acquerino affiora solo con le marne varicolori di Villore.

L'Unità Tettonica Acquerino è stata solo recentemente distinta come unità a sé stante (Cerrina Feroni *et alii*, 2002) mentre precedentemente era stata considerata parte dell'Unità Tettonica Falterona (Merla & Bortolotti, 1969; Bendkik *et alii*, 1994). Essa è interessata da numerosi sovrascorrimenti interni, con orientazione NO-SE e vergenti a NE, organizzati in scaglie sovrapposte (tipo "*leading embricate thrust fan"* di Boyer & Elliott, 1982) particolarmente ben sviluppate nell'area di Villore (Sani, 1990, 1991). Alla sua base affiorano le Marne varicolori di Villore che ne costituiscono il livello di scollamento principale.

L'Unità Tettonica Acquerino sovrascorre verso nord e nord est sull'Unità Tettonica Castel Guerrino, tramite un sovrascorrimento di importanza regionale.

In settori limitrofi all'area del Foglio, sia a nord-ovest che a sud-est (Bendkik *et alii*, 1994; Bettelli *et alii*, 2002; Cerrina Feroni *et alii*, 2002; Cibin *et alii*, 2004; Martelli, 2002) è stata riconosciuta per questa struttura una geometria fuori sequenza. Questo sovrascorrimento è marcato in campagna sempre dalle marne varicolori di Villore la cui maggiore erodibilità e l'aspetto calanchivo consente sempre una facile individuazione sul terreno. Queste caratteristiche portarono Signorini (1936) a definire per la prima volta questa struttura come un sovrascorrimento e la denominò "linea degli scisti varicolori". In quest'area la superficie di tale sovrascorrimento affiora quasi ovunque con una forte inclinazione, ed è dislocata e rimobilizzata da faglie normali ad alto angolo con abbassamento dei blocchi a SO, che determinano un'inversione di movimento. Si tratta di faglie disgiuntive ad alto angolo o subverticali, ad andamento NO-SE ed in minor misura NE-SO, che appartengono ad una fase deformativa più recente. Tuttavia localmente è l'Unità Tettonica Castel Guerrino a sovrascorrere l'Unità Tettonica Acquerino descrivendo quindi un *back-thrust* a vergenza sud occidentale. Ciò avviene ad esempio tra Villore e Gattaia e nel settore tra San Bavello e Casale. Ad ovest il contatto con l'Unità Tettonica Castel Guerrino rimane sepolto al di sotto dei depositi plio-pleistocenici del bacino del Mugello, mentre ad est è sepolto dai depositi di frana nella zona di Castagno d'Andrea. Sebbene quest'area sia coperta per la quasi totalità dai detriti del corpo della frana del M. Falco, è possibile ipotizzare una forte riduzione dello spessore dell'Unità sulla base della stratigrafia del pozzo Dicomano 1 che dopo i primi 39 metri incontra le arenarie della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola (vedi par. 1, cap. II). Anche ammettendo, data l'ubicazione del pozzo Dicomano 1 (vedi anche Fig. 2), che una piccola parte delle arenarie incontrate dalla perforazione appartengano alla Formazione del Torrente Carigiola, è sicuro che a sud est, nel Foglio 265 "Bagno di Romagna", la Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola è sovrascorsa soltanto dall'Unità Tettonica Falterona con un piccolo spessore di argilliti varicolori che costituiscono la prosecuzione a sud-est dell'Unità Tettonica Acquerino.

L'Unità Tettonica Castel Guerrino, che affiora nella porzione nord-orientale del Foglio, attualmente si sovrappone verso nord e nord-est alla Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola, mentre a sud, presso Castagno d'Andrea la Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola è sovrascorsa dall'Unità Tettonica Acquerino. Anche l'individuazione di questa unità è relativamente recente (Sani, 1991; Bendkik *et alii*, 1994) dal momento che essa era stata attribuita in parte all'Unità Cervarola-Falterona *s.l.* ed in parte alla Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola (Merla & Bortolotti, 1969). La messa in posto di questa unità sulle unità più esterne avviene tramite un sovrascorrimento di importanza regionale (sovrascorrimento di M. Castel Guerrino o Linea di S. Godenzo *Auctt.*) con direzione circa NO-SE. Anche per questo fronte sono state riconosciute regio-

nalmente geometrie fuori sequenza, in quanto le superfici del *thrust* tagliano sistematicamente le strutture del *footwall*. Più ad est, al di fuori dell'area del Foglio (nell'area del Foglio 265 "Bagno di Romagna"), questo sovrascorrimento è obliterato dal sovrascorrimento dell'Unità Tettonica Acquerino che arriva a sovrapporsi direttamente sulla Subunità Tettonica Monte Nero.

È infine da segnalare che l'Unità Tettonica Castel Guerrino, ovunque costituita dalla Formazione del Torrente Carigiola, e che marca anche il sovrascorrimento sull' Unità Tettonica Umbro - Marchigiano - Romagnola, presso il P.gio Calcina è costituita invece dalle arenarie della Formazione di Stagno. Si tratta di una piccola scaglia tettonica di circa 3 km di lunghezza per circa 2-300 m di spessore che si interpone tra l'Unità Tettonica Castel Guerrino e la Subunità Tettonica Monte Nero. Le arenarie sono in genere molto inclinate o subverticali a conferma della complessa situazione strutturale. Data l'esiguità dell'affioramento non abbiamo ritenuto di distinguere un'ulteriore unità tettonica. Tuttavia il significato strutturale è interessante, dato che questa piccola scaglia potrebbe rappresentare la parte rimanente di una scaglia di dimensioni maggiori originariamente interposta tra l'Unità Tettonica Castel Guerrino e la Subunità Tettonica Monte Nero (come succede ad esempio nel Foglio 252 "Barberino del Mugello"). Una riattivazione successiva del sovrascorrimento dell'Unità Tettonica Castel Guerrino potrebbe aver portato ad una obliterazione quasi completa di questa unità che perciò dovrebbe trovarsi al di sotto dell'Unità Tettonica Castel Guerrino o Acquerino, se non, addirittura, dell'Unità Tettonica Falterona.

L'assetto geometrico dell'Unità Tettonica Acquerino, come per le altre, viene ulteriormente complicato dalla presenza di faglie ad alto angolo, trasversali e longitudinali. Le faglie con direzione NE-SO dislocano trasversalmente l'accavallamento come ad esempio nell'area del M. Campogianni e del M. Acchieri. Tali strutture potrebbero essere tardive, posteriori cioè ai sovrascorrimenti, ma anche ad essi contemporanee ed assumere quindi il signiificato di *tear faults*.

Le faglie ad alto angolo longitudinali ad andamento NO-SE sono probabilmente legate alla tettonica più recente, e connesse alla formazione del bacino fluvio-lacustre del Mugello, di età pleistocenica. Esse mostrano un abbassamento dei blocchi a SO e riutilizzano in parte le superfici tettoniche di sovrascorrimento preesistenti.

1.3. - Strutture delle Unità Tettoniche Umbro - Marchigiano - Romagnole

Le Unità Tettoniche Umbro - Marchigiano - Romagnole nell'area del Foglio sono state ripartite in due subunità tettoniche: la Subunità Tettonica Monte Nero, più interna, su cui si accavallano le Unità Tettoniche Toscane, e la Subunità Tettonica Ridracoli, in posizione più esterna. La suddivisione delle due subunità è basata soltanto su criteri strutturali dato che il sovrascorrimento che le separa ha una grande

continuità regionale e prosegue sia verso nord-ovest, nel Foglio 253 "Marradi", sia a sud est nel Foglio 265 "Bagno di Romagna". Si tratta del sovrascorrimento delle Mandriacce, seguendo la nomenclatura dei fogli limitrofi (Farabegoli *et alii*, 1994; vedi anche Ten Haaf & Van Wamel, 1979; Sani, 1991).

La successione di queste due subunità è rappresentata nell'area del Foglio solo dai quattro membri basali della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola, più un piccolo affioramento di Schlier presso San Godenzo. Le strutture principali che le interessano consistono in una serie di sovrascorrimenti, regolarmente spaziati, seguibili per varie decine di chilometri. In alcuni casi, la deformazione viene assorbita da complesse pieghe-faglie e pieghe asimmetriche e rovesciate. Anch'esse di estensione plurichilometrica e con notevole continuità laterale, aventi una generale direzione appenninica (NO-SE).

Nel *footwall* dei sovrascorrimenti principali è generalmente presente una sinclinale con il fianco interno da verticalizzato a rovesciato, spesso complicato da piegamenti e sovrascorrimenti minori. Il fianco esterno e in posizione diritta delle sinclinali è generalmente più ampio e regolare, con pendenze degli strati molto blande.

Secondo alcuni Autori (Cerrina Feroni *et alii*, 2001, 2002), tutta la zona di affioramento della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola, il medio e alto Appennino Romagnolo e il crinale Tosco-Romagnolo, è una finestra tettonica. Infatti l'erosione della coltre alloctona ligure sarebbe stata favorita dall'inarcamento e deformazione ad anticlinale, con culminazione nella Romagna centrale (Anelli *et alii*, 1994), probabilmente dovuti ad un raddoppio nel basamento (Argnani *et alii*, 1997).

L'erosione della coltre alloctona ligure e di parte della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola, per uno spessore totale stimato variabile da almeno 2000 fino a circa 5000 metri da nord a sud (Zattin *et alii*, 2000), e l'inarcamento ad antiforme avrebbe determinato un generale detensionamento della FMA affiorante con conseguente creazione di fratture prevalentemente beanti e faglie distensive.

Il sovrascorrimento delle Unità Tettoniche Toscane sulla Subunità Tettonica Monte Nero causa in quest'ultima unità la formazione della tipica sinclinale di muro. Questa struttura ha una grande continuità laterale ed è evidenziata da una porzione di strati da subverticali a rovesci immediatamente a ridosso del sovrascorrimento. Talora la situazione è complicata da sovrascorrimenti minori che tagliano la piega. Uno di tali sovrascorrimenti è presente nella zona del M. Verruca e tra Villore e S. Godenzo. Il livello di scollamento principale della Subunità Tettonica Monte Nero si trova alla base della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola, in corrispondenza dello Schlier o in corrispondenza degli intervalli pelitici inferiori dei membri di Biserno e di Corniolo della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola.

Nell'area più prossima al Bacino del Mugello sono state rilevate varie faglie normali ad alto angolo, prevalentemente longitudinali (NO-SE), sub parallele ai margini del bacino e probabilmente molto recenti (vedi paragrafo sulla sismicità). Esse appartengono al sistema della Faglie di Ronta (Coli *et alii*, 1992).

Allontanandosi dall'area del sovrascorrimento le deformazioni si fanno più blande e consistono in genere in pieghe a grande raggio di curvatura.

Procedendo verso nord, si trova un nuovo fronte di sovrascorrimento all'interno della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola, con le relative strutture associate. Come sopra accennato si tratta di un fronte di sovrascorrimento regionale che porta al sovrascorrimento della Subunità Tettonica Monte Nero sulla Subunità Tettonica Ridracoli in cui è stato rilevato un generale aumento del raccorciamento da NO verso SE. In questo Foglio è seguibile da Cà Martino a NO fino nei pressi di Fornello sulla S.S. 67 a nord del Passo del Muraglione. Il suo *footwall* è anche qui interessato da una sinclinale rovesciata, da sovrascorrimenti minori e da faglie ad alto angolo longitudinali.

2. - STRUTTURE DEL BACINO DEL MUGELLO

Le strutture che interessano direttamente i depositi del Bacino del Mugello sono abbastanza scarse e prevalentemente concentrate nel settore orientale del bacino circa 3-4 km a nord di Vicchio. Si tratta di una serie di piccole faglie normali ad andamento da est-ovest a NNO-SSE che ribassano i blocchi verso sud. Il rigetto stimabile è di pochi metri per ciascuna faglia e di qualche decina nel loro insieme.

Altre strutture che interessano i depositi del bacino sono poste in località Cistio, lungo il margine meridionale. Anche in questo caso si tratta di faglie normali ad andamento da est-ovest a NNO-SSE che ribassano di pochi metri verso NE cioè verso il bacino. Tali strutture erano state anche segnalate nella carta di Benvenuti (1996).

Da quanto sopra descritto risulta evidente che non sono state individuate grandi strutture ai margine del bacino che siano in qualche modo responsabili della sua evoluzione. Ciò è in accordo con quanto ipotizzato in lavori precedenti (Boccaletti *et alii*, 1995a, 1995b, 1999; Benvenuti, 1997; Benvenuti & Papini, 1997) che riferiscono l'evoluzione tettonico-sedimentaria del bacino nel Pleistocene inferiore ad una tettonica compressiva. Solo successivamente si sono sviluppate strutture a carattere distensivo che tagliano sia i sedimenti del Sintema del Mugello che quelli terrazzati e più recenti del Sintema del Fiume Sieve.

3. - SISMICITÀ

L'area del Foglio 264 comprende buona parte del Bacino del Mugello e dei suoi margini nord-orientali, sud-occidentali e meridionali. È noto da tempo che tale area risulta una delle più attive sismicamente dell'Appennino Settentrionale (Bulgarini d'Elci *et alii*, 1977; Boccaletti *et alii*, 1985; Westaway, 1992; Valensise & Pantosti, 2001; Vannucci *et alii*, 2004; Chiarabba *et alii*, 2005; Delle Donne, 2005; Pondrelli *et alii*, 2006) (Fig. 11).

Molti sono i cataloghi, disponibili anche in rete, nei quali è documentata la sismicità sia recente che storica della zona. Gli ipocentri dei terremoti superano raramente i 14 km di profondità, e molto frequentemente sono al di sopra dei 5 km (Chiarabba *et alii*, 2005). L'origine di parte della sismicità è quindi da ricercarsi in strutture all'interno della copertura. In genere si tratta di sismicità a bassa magnitudo, normalmente inferiore a 4,0 anche se, per alcuni terremoti storici è stata calcolata una magnitudo anche superiore a 6,0. I meccanismi focali reperibili in letteratura, che interessano la zona del Mugello sono in prevalenza di tipo distensivo, ma sono presenti anche alcuni meccanismi di tipo compressivo e trascorrente (Gasparini *et alii*, 1985; Eva & Solarino, 1992; Eva & Pastore, 1993; Frepoli & Amato, 1997; Pondrelli *et alii*, 2002; Vannucci *et alii*, 2004; Fig. 11).

Maggiori dettagli riguardo alla sismicità storica ricadente nel settore studiato sono riportati in Tabella 1, dalla quale si ricavano anche dati più precisi relativi all'ubicazione, alla profondità ipocentrale ed alla magnitudo calcolata.

In particolare, il terremoto del 29 giugno 1919 (15:06 GMT), che rappresenta l'ultimo forte terremoto avvenuto in Mugello, è stato risentito in una vasta zona dell'Appennino centro-settentrionale, con oltre 100 morti e 400 feriti. I danneggiamenti più gravi si ebbero nella zona di Vicchio, con distruzioni o gravi lesioni del patrimonio edilizio. Il terremoto causò inoltre l'interruzione delle linee telegrafiche e della linea ferroviaria Vicchio-Dicomano. È stata stimata, per questo terremoto, una magnitudo pari a 6,2 ed una struttura responsabile ad andamento appenninico, che deve aver prodotto una scarpata di faglia di 30 cm (Jackson & Mckenzie, 1988). Subito dopo il terremoto furono effettuate ricognizioni geologiche nei dintorni di Vicchio che evidenziarono la presenza di fessurazioni cosismiche presso Rostolena (Villa Ricci) e sul lato meridionale del Bacino, presso Sagginale (Capacci, 1920).

Recentemente nell'area del bacino del Mugello sono stati effettuati studi dettagliati di morfotettonica e tettonica attiva, finalizzati all'individuazione di strutture potenzialmente attive o interpretabili come responsabili della sismicità dell'area (Delle Donne 2001, 2005; Delle Donne *et alii*, 2003). Tali studi hanno portato al riconoscimento di strutture ad attività pleistocenica inferiore, ed altre per le quali è ipotizzabile un'attività anche successiva. Una datazione più precisa sarebbe possibile qualora si disponesse di un'attribuzione cronologica

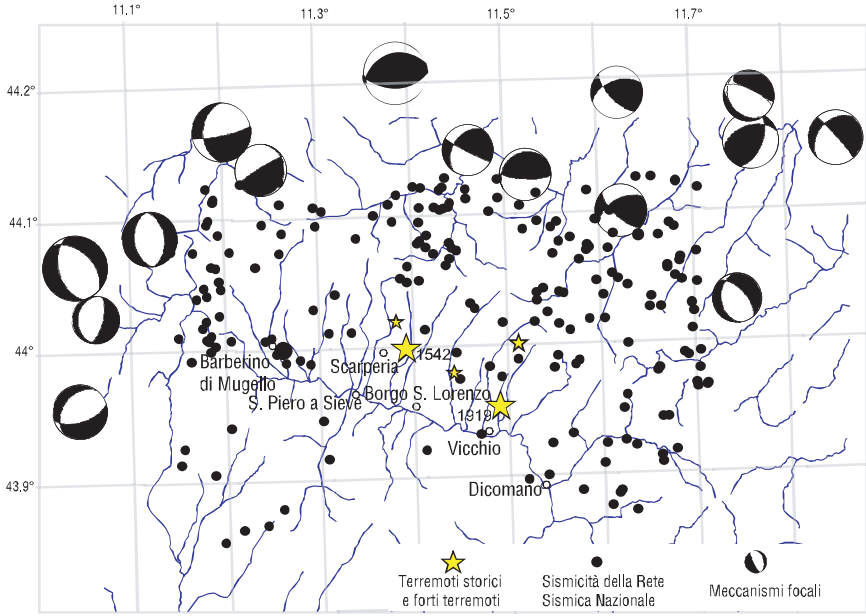


Fig. 11 - *Schema sismotettonico dell'area del Mugello. Sono riportati i meccanismi focali disponibili in letteratura (*Pondrelli et alii*, 2002; Vannucci & Gasperini, 2003), la sismicità registrata dalla Rete Sismica Nazionale e i forti terremoti e terremoti storici dell'area.*

certa delle superfici terrazzate e dei paleosuoli largamente affioranti nell'area del Bacino del Mugello e appartenenti al Sintema del Fiume Sieve. Alcune faglie, infatti, tagliano nettamente e dislocano di qualche metro alcuni dei terrazzi più recenti. Sempre su basi morfostrutturali è stato possibile dimostrare una stretta relazione tra dinamica fluviale e la presenza di alcune strutture che sembrano determinare netti gradini morfologici lungo il profilo dei torrenti affluenti di destra e sinistra del Fiume Sieve (Delle Donne, 2005).

Relativamente alla cinematica delle strutture presenti non si dispone di dati diretti e sicuri, dal momento che in genere non affiorano i piani di faglia e sono dunque molto raramente disponibili indicatori cinematici, in genere su piani di faglia secondari. Per quanto riguarda le strutture lungo il margine sud-occidentale del bacino esse indicano una componente normale di movimento, evidenziata dal ribassamento verso valle delle già citate superfici terrazzate. Le strutture presenti lungo il margine nord-orientale presentano invece caratteristiche più complesse. Esse infatti sembrano dislocare le strutture plicative associate ai sovrascorrimenti, ma in parte i sovrascorrimenti stessi vengono riutilizzati da faglie normali, subendo perciò una tipica inversione tettonica negativa. Non

Tab. 1 - *Principali terremoti storici che ricadono nell'area indicata nella Fig. 11 (sismicità del catalogo CPTI - Gruppo di lavoro CPTI, 1999). Legenda Acronimi. Per ulteriori spiegazioni si veda il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, CPTI (*GRUPPO DI LAVORO CPTI, 1999*).* **N** *- Numero d'ordine;* **Tr** *- Tipo Record (***DI** *- Disponibilità dati di intensità macrosismica;* **P** *- record proveniente da altro catalogo parametrico;* **PM** *- parametrizzazione multipla);* **An** *- Anno;* **Me** *- Mese;* **Gi** *- Giorno;* **O** *- Ora;* **Mi** *- Minuti;* **Se** *- Secondi;* **AE** *- Denominazione Area Massimi Effetti;* **Rt** *- Codice bibliografico (***DOM** *- MONACHESI & STUCCHI (1997),* **POS85** *- POSTPISCHL (1985),* **NT** *- STUCCHI* et alii *(1993),* **CFTI** *- BOSCHI* et alii *(1997));* **Np** *- Numero dei punti di intensità;* **Imx** *- Intensità Massima (***MCS***);* **Io** *- Intensità epicentrale (***MCS***);* **Lat** *- Latitudine in gradi decimali;* **Lon** *- Longitudine in gradi decimali;* **TL** *- codice di localizzazione (***A** *- localizzazione automatica);* **Me** *- Magnitudo equivalente;* **De** *- Errore associato alla stima di* **Me**; **Mm** *- Magnitudo macrosismica;* **Dm** *- Errore associato alla stima di* **Mm**; **Tm** *- Codice di determinazione di* **Mm** *(***M** *- relazione gabellare valida per l'Italia);* **Ms** *- Magnitudo strumentale;* **Ds** *- Errore associato alla stima di* **Ms**; **Ts** *- Codice di determinazione di* **Ms** *(***O** *- valore osservato;* **C** *- valore calcolato attraverso regressione lineare);* **Ma** *- Magnitudo media pesata;* **Da** *- Errore associato alla stima di* **Ma**; **Ncft** *- codice di aggancio: numero progressivo dei record nel catalogo CFTI2, BOSCHI* et alii, *1997);* **Nnt** *- codice di aggancio: numero progressivo dei record nel catalogo NT4.1.1 (CAMASSI & STUCCHI, 1997). Magnitudo e Intensità sono rispettivamente i valori per 100 e 10.*

N	Tr	An	Me	Gi	Or	Mi	Se	AE	Rt	Np	Imx	Io	Lat	Lon	Tl	Me	De	Mm	Dm	Tm	Ms	Ds	Ts	Ma	Da	Ncft	Nnt
238	DI	1542	06	13	02	15		Mugello	CFTI	47	90	90	44.000	11.380	A	585	19	600	26	M				590	15	220	778
293	DI	1597	08	03	23	40		Mugello	CFTI	24	75	75	43.980	11.430	A	483	23	510	45	M				488	20	237	779
297	DI	1600						Palazzuolo	DOM	1	75	75	44.113	11.548	A			510	45	M				510	45		799
308	DI	1611	09	08	22	10		Scarperia	CFTI	4	75	70	44.020	11.370	A	466	61	480	45	M				475	36	240	780
492	CP	1729	06	23				Firenze	POS85	60			43.833	11.250				430	39	M				430	39		712
561	CP	1762	04	15	22	30		Borgo S. Lorenzo	POS85	70			44.000	11.333				480	45	M				480	45		781
804	CP	1835	02	06	18	50		Borgo S. Lorenzo	POS85	70			43.933	11.383				480	45	M				480	45		783
846	DI	1843	10	25	03	22		Vernio	DOM	14	75	70	44.072	11.144	A	500	53	480	45	M				488	34		735
866	CP	1849	01	06	03			Casaglia	POS85	60			44.083	11.500				430	39	M				430	39		806
941	DI	1864	12	11	17	40		Mugello	DOM	9	70	70	44.042	11.282	A	466	44	480	45	M				472	31		784
1158	DI	1889	12	12				San Piero a Sieve	DOM	4	60	60	43.899	11.643	A			430	39	M				430	39		786
1162	CP	1890	05	04	12	09		S.Piero	POS85	55			44.000	11.250				400	20	M				400	20		736
1315	DI	1899	06	26	23	17	22	Valle del Bisenzio	CFTI	135	70	70	43.900	11.120	A	466	19	480	45	M				468	17	453	738
1569	CP	1912	08	15	23	50	30	Vernio	POS85	55			44.050	11.167				400	20	M				400	20		740
1684	DI	1919	06	29	15	06	13	Mugello	CFTI	269	90	90	43.950	11.480	A	598	10	600	26	M	630	07	O	618	05	485	788
1823	DI	1929	07	18	21	02		Mugello	DOM	56	70	65	43.988	11.507	A	447	17	460	49	M	470	07	O	466	06		789
1863	DI	1931	09	05	01	26		Firenzuola	DOM	24	70	65	44.057	11.367	A			460	49	M	470	02	O	469	02		790
1868	CP	1931	12	15	03	31	22	Borgo S. Lorenzo	POS85	60			43.967	11.383				430	39	M	460	16	O	455	14		791
1946	DI	1939	02	11	11	17		Marradi	DOM	31	70	70	44.002	11.431	A			480	45	M	480	16	O	480	15		818
2028	CP	1949	03	09	04	16	30	Firenzuola	POS85	60			44.100	11.383				430	39	M	420	28	O	423	22		819
2068	CP	1953	02	13	16	29	45	Casaglia	POS85	60			44.033	11.517				430	39	M				430	39		822
2155	DI	1960	10	29	00	09		Mugello	DOM	37	70	70	43.981	11.403	A			480	45	M	440	16	O	444	15		792
2264	CP	1969	02	15	08	54	39	Barberino	POS85	40			44.083	11.283				319	35	M	430	28	O	386	21		793
2328	CP	1973	11	07	17	06	17	Borgo S. Lorenzo	POS85	65			43.983	11.417				460	49	M	400	52	C	431	35		794

sono però da trascurare strutture retrovergenti, evidenziate anche dal rilevamento, la cui espressione morfologica risulta molto evidente (DELLE DONNE, 2005). Del resto i depositi pleistocenici del Bacino del Mugello mostrano frequenti verticalizzazioni e rovesciamenti sulla prosecuzione nord occidentale di queste strutture retrovergenti e la presenza di *progressive unconformity* nel bacino è stata messa in relazione con la loro attività (BOCCALETTI *et alii*, 1995; 1999). Sulla base di queste considerazioni è stata redatta una carta delle strutture presenti nell'area mugellana con una loro ripartizione in funzione dell'attività quaternaria (DELLE DONNE , 2005; Fig. 12). Da questo lavoro emerge con chiarezza che le faglie ad attività successiva al Pleistocene inferiore appartengono al siste-

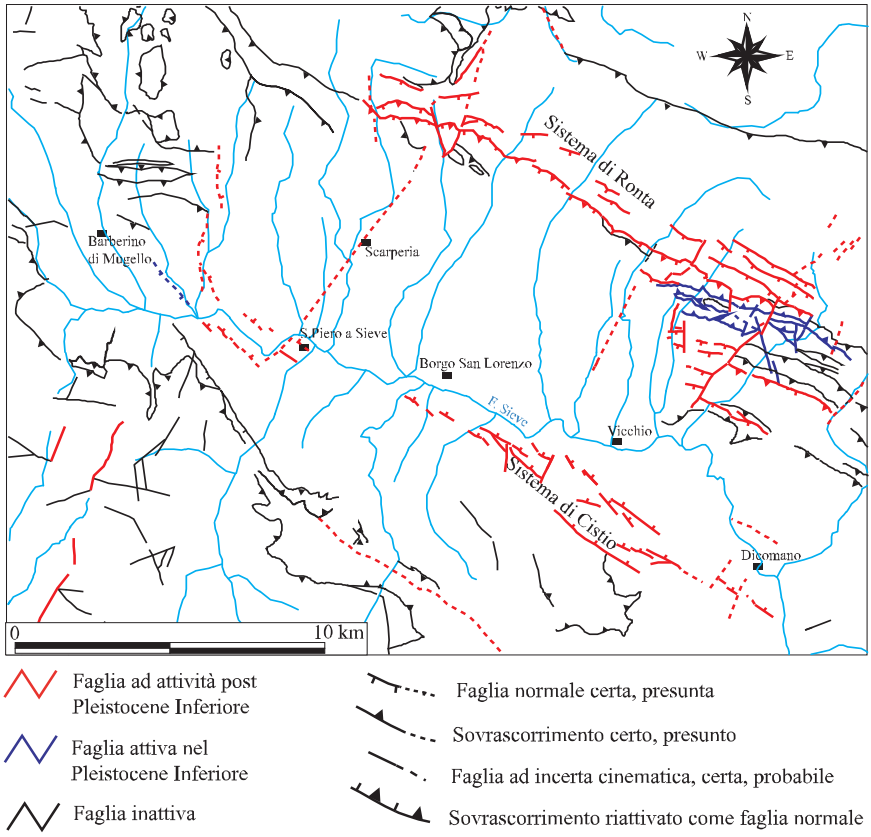


Fig. 12 - *Carta schematica dell'area mugellana con indicazione dello stato di attività delle faglie: in rosso sono indicate le faglie per le quali è ipotizzabile un'attività successiva al Pleistocene inferiore, in blu quelle attive durante il Pleistocene inferiore mentre in nero sono indicate le faglie inattive (DELLE DONNE, 2005).*

ma di Ronta, lungo il margine nord-orientale del bacino e coincidono con il sistema di Cistio nel settore sud-occidentale (Fig. 12)

Infine è interessante notare che in una posizione più settentrionale sono stati documentati meccanismi focali a carattere compressivo (Fig. 11) la cui profondità ipocentrale è compresa tra 21 e 27,6 km (PONDRELLI *et alii*, 2002). Tale situazione, che comporta la coesistenza di strutture attive sia distensive, più superficiali, che compressive, più profonde, pone il problema della comprensione del meccanismo responsabile della sismicità dell'area mugellana, che a tutt'oggi, con i dati disponibili, risulta difficile individuare.

4. - EVOLUZIONE TETTONO-STRATIGRAFICA

Dalla descrizione stratigrafica delineata nel Capitolo IV e sulla base delle strutture che interessano le varie unità descritte nei paragrafi precedenti, è possibile tentare di ricostruire l'evoluzione tettonico-stratigrafica dell'area del Foglio. Tale ricostruzione ha inizio dal punto di vista temporale nel Cretacico superiore, con la deposizione delle più antiche formazioni appartenenti alle Unità Tettoniche Liguri affioranti in questo settore. L'intervallo del Terziario è interamente coperto dalle formazioni presenti, ed è possibile avere informazioni sull'evoluzione di questo settore fino al Pleistocene superiore dal momento che nel Foglio sono compresi i depositi del Bacino del Mugello che consentono di coprire anche l'intervallo di tempo più recente. Si tratta di una evoluzione fortemente condizionata dalla tettonica compressiva che ha dato origine alla catena appenninica s.s. durante le fasi di subduzione oceanica e successivamente collisionali.

I sedimenti dei bacini liguri esterni e in parte quelli del bacino subligure si deponevano sopra la fascia di crosta oceanica della Tetide Occidentale prospiciente al margine continentale adriatico. La Formazione di Sillano, nella sua porzione argillitica, rappresentava il deposito "normale" di piana bacinale. Le porzioni siltoso arenacee, arenacee e calcaree registrano apporti di torbide e microtorbide provenienti dai margini. In particolare la provenienza delle areniti della Pietraforte, per la loro straordinaria somiglianza petrologica e cronologica con il Flysch Lombardo (GARDIN *et alii*, 1994 *cum bib.*), è riferibile probabilmente al margine insubrico alpino, che tra l'altro costituiva l'unica regione emersa, nel Cretacico superiore, nei quadranti nord-orientali indicati dalla media degli indicatori di corrente. La stessa provenienza si può attribuire alle siltiti. I carbonati potrebbero venire anche dallo stesso margine adriatico settentrionale o centro meridionale dove esistevano piattaforme carbonatiche. In quest'area mancano sia nella Formazione di Sillano che nella Formazione di Monte Morello gli apporti ofiolitici (olistostromi, olistoliti, arenarie ofiolitiche) ma sono ben presenti nelle aree limitrofe. Questi materiali provenivano dal fronte delle unità liguridi interne già impilato, presente ad occidente dei bacini liguri esterni. Con

l'avvento delle torbide carbonatiche della Formazione di M. Morello il bacino da pelagico evolve in *trench* e al termine della sedimentazione di questo flysch il substrato oceanico si può ritenere completamente scomparso nella subduzione immergente verso ovest.

Il bacino subligure rappresentava (durante l'Eocene) la parte più esterna del bacino ligure, immediatamente ad est dell'area di deposizione delle Formazioni di Sillano-M. Morello e si può pensare che abbia seguito nell'Eocene medio-superiore l'accrezione nel prisma. In questa accezione le Arenarie di Monte Senario rappresenterebbero una sorta di Successione Epiligure, o di protoavanfossa, depositandosi in discordanza sopra il substrato subligure eocenico probabilmente già sovrascorso sulla porzione più interna del margine adriatico. Tra l'Oligocene inferiore e quello superiore si produssero probabilmente varie scagliature crostali sul margine adriatico iniziando il raccorciamento crostale che dura tutt'ora e che vede probabilmente il distacco e lo scagliamento della porzione crostale della litosfera adriatica mentre il mantello litosferico continua a subdurre (Bortolotti *et alii*, 2001). In questo quadro si formerà la prima avanfossa del Macigno, non presente nell'area del Foglio, in piena zona sialica. Tuttavia, in posizione più esterna, nell'Oligocene superiore (Chattiano) inizia anche la sedimentazione dei depositi torbiditici di avanfossa dell'Unità Tettonica Falterona, con il membro basale di M. Falco (**FAL_1**). Come già descritto nel capitolo della stratigrafia, si tratta di arenarie grossolane e amalgamate in strati potenti fino a 10 metri, con ridottissimi interstrati marnosi dell'ordine di qualche centimetro. Contemporaneamente, sempre nel Chattiano, si depositano le marne di Galiga. La differenza litologica tra queste due formazioni è dunque enorme. Sulla base dell'area di affioramento è possibile ipotizzare per le marne di Galiga una posizione in un bacino più interno e meno profondo dell'adiacente avanfossa nella quale si andavano a depositare le torbide del membro di Monte Falco provenienti dalle Alpi. In sostanza riteniamo che le marne di Galiga e la successione soprastante possano costituire un bacino definibile *piggy-back* (Ori & Friend, 1984) o *wedge-top* (De Celles & Giles, 1996). Tale bacino doveva essere separato da un alto con tutta probabilità coincidente in profondità con un *thrust* che si stava enuclendo e che successivamente sarebbe giunto ad affiorare. Esso potrebbe coincidere con la struttura che separa attualmente l'Unità Tettonica Galiga dall'Unità Tettonica Falterona nell'area di Rufina.

La sedimentazione prosegue nei due bacini separati con la deposizione delle siltiti di Poggiolo Salaiole al di sopra delle marne di Galiga e i membri di Camaldoli (**FAL_2**) e Montalto (**FAL_3**) nel bacino di avanfossa propriamente detto. Dal punto di vista temporale siamo ancora nel Chattiano e si raggiunge l'Aquitaniano basale. A questo punto il bacino *piggy-back* dell'Unità Tettonica Galiga viene colmato e si hanno rapporti eteropici tra le Marne di Galiga e le siltiti di Poggiolo Salaiole con il membro di Montalto, particolarmente ben evidenti

nell'area della Rufina. L'età della parte alta di queste formazioni è riferibile all'Aquitaniano.

È interessante notare come ancora nella parte alta del Chattiano e poi nell'Aquitaniano si imposti anche la sedimentazione della Formazione dell'Acquerino e della Formazione del Torrente Carigiola dell'Unità Tettonica Castel Guerrino in posizione più esterna. Quindi al limite Oligocene - Miocene in questo settore appenninico sono attivi diversi bacini le cui aree depocentrali sono probabilmente separate da alti coincidenti con *thrust* che si stanno enucleando in profondità. Del resto in un'avanfossa complessa e articolata, al fronte di una catena che si sta formando, è plausibile lo sviluppo di bacini più o meno estesi e contigui. Questa situazione è seguibile anche ben oltre i limiti del Foglio ed è stata già in parte descritta da CIBIN *et alii* (2004).

Successivamente, nel bacino dell'Unità Tettonica Falterona la sedimentazione prosegue con la deposizione dei membri di Lonnano (**FAL_4**) e di Fosso delle Valli (**FAL_5**), ancora dell'Aquitaniano e del Burdigaliano. A questo periodo è anche riferibile la sedimentazione della Formazione di Stagno dell'Unità Tettonica Castel Guerrino.

Con il Burdigaliano la situazione tettonico-stratigrafica cambia abbastanza radicalmente: i bacini di sedimentazione delle Unità Tettoniche Galiga e Falterona vengono sigillati dalla Formazione di Vicchio che secondo RICCI LUCCHI (1986) rappresenta un deposito di rampa interna interpretato come bacino *piggy-back* da PLESI *et alii* (2002). Sebbene la Formazione di Vicchio non abbia relazioni stratigrafiche con le Formazioni dell'Acquerino, del Torrente Carigiola e di Stagno, studi condotti in altre aree (CIBIN *et alii*, 2004) confermano che la sedimentazione torbiditica in questi bacini non prosegue oltre il Burdigaliano basale. Ciò è anche probabilmente dovuto all'impostazione in posizione più esterna del bacino della Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola. Infatti al di sopra dello Schlier, di età appunto burdigaliana, i primi depositi di avanfossa del membro di Biserno (**FMA_1**) hanno età riferibile al Burdigaliano superiore. Da questo momento in poi la sedimentazione nell'avanfossa appenninica è riferibile alla Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola e perdura, nell'area del Foglio, fino al Miocene medio.

Per quanto riguarda i tempi di attivazione delle strutture presenti nel Foglio, sebbene non sia possibile una loro esatta attribuzione cronologica, è possibile fare alcune considerazioni. Come in parte già accennato sopra, le strutture che delimitano le principli Unità Tettoniche Toscane (Galiga, Falterona, Acquerino e Castel Guerrino) sono probabilmente enucleate durante la sedimentazione e hanno successivamente determinato la sovrapposizione delle unità stesse. Sebbene non sia evidente una sedimentazione sintettonica, le considerazioni sopra effettuate consentono di ipotizzare tale situazione. Tuttavia è possibile ipotizzare un'attività anche successiva per molti dei *thrust* presenti nell'area. Ad

esempio l'Unità Tettonica Falterona, che si accavalla sull'Unità Tettonica Acquerino, nell'area di Castagno d'Andrea oblitera quasi completamente questa unità che si riduce a pochi metri di spessore marcati soltanto dalle marne varicolori di Villore. Anche l'Unità Tettonica Castel Guerrino tende a ridursi e a sparire del tutto in quest'area. Questa situazione è stata interpretata (Bendkik *et alii*, 1994; Cerrina Feroni *et alii*, 2002) come l'effetto di una riattivazione in fuori sequenza del *thrust* che delimita l'Unità Tettonica Falterona. Occorre a questo proposito ricordare che l'analisi strutturale effettuata lungo le superfici dei thrust appenninici più interni (Sani, 1990, 1991; Bendkik *et alii*, 1994) ha portato ad evidenziare un certo disassamento tra la direzione di massima compressione determinata e quella desumibile dall'andamento dei sovrascorrimenti di circa 20-25°. Ciò potrebbe confermare riattivazioni successive e recenti.

Inoltre sono di particolare interesse i dati relativi all'evoluzione del Bacino del Mugello. Questo bacino è stato classicamente interpretato come *graben* o *semi-graben*, in quest'ultimo caso con *master fault* posta, a seconda degli autori, sul lato nord-orientale o su quello sud-occidentale (Coli 1990; Martini & Sagri, 1993, *cum bib*; Benvenuti, 1996). Tuttavia studi più recenti, nonché quelli effettuati per la realizzazione di questo foglio, hanno evidenziato come la deposizione del Sintema del Mugello nel Pleistocene inferiore sia stata controllata da strutture compressive vergenti a sud-ovest. Questa considerazione è basata sull'osservazione dei rapporti geometrici delle litologie affioranti al margine nord-orientale del bacino, che mostrano *progressive unconformity* e forti inclinazione degli strati che arrivano fino al rovesciamento e che sono pertanto incompatibili con strutture a carattere distensivo. Inoltre se l'ipotizzata *master-fault* avesse controllato la sedimentazione, il depocentro del bacino sarebbe stato presso uno dei margini. In realtà sia l'assetto dei sedimenti che i sondaggi disponibili (Gemina, 1963) mostrano un assetto a blanda sinclinale con un depocentro posto al centro del bacino (Benvenuti, 1997; Benvenuti & Papini, 1997). Per questa ragione alcuni autori hanno ipotizzato lo sviluppo del bacino nell'intervallo Pliocene sup.- Pleistocene inf. in regime compressivo (Boccaletti *et alii,* 1995a, 1995b). Le faglie normali presenti nell'area hanno carattere di strutture più recenti, dal momento che tagliano anche i sedimenti del Sintema del Fiume Sieve, e sono probabilmente attive come attesta l'attività sismica presente nell'area. Inoltre, tali strutture hanno in parte anche riutilizzato precedenti strutture compressive, invertendone il movimento, complicando ulteriormente il già complesso quadro strutturale dell'area.

VI - GEOMORFOLOGIA

1. - FORME E PROCESSI DOVUTI ALL'AZIONE DELLE ACQUE INCANALATE

La storia tettonica che ha caratterizzato lo sviluppo dell'antico bacino lacustre e la sua susseguente estinzione con successiva formazione dei depositi fluviali terrazzati, ha come risultato una probabile paleogeografia caratterizzata da un esteso piano inclinato verso E e verso S, confinando il corso del Fiume Sieve a ridosso dei rilievi meridionali. In questa situazione gli affluenti del Fiume Sieve e principalmente quelli di sinistra idrografica, incisero la superficie di chiusura del lago e crearono i presupposti per la deposizione di ulteriori depositi alluvionali lasciando pochi lembi residuali della vecchia superficie.

Il Fiume Sieve nasce dai Monti della Calvana, a circa 700 m di quota e confluisce in Arno a Pontassieve ad una quota di circa 73 m s.l.m, sviluppandosi per una lunghezza totale di circa 58 km. Il primo tratto fino alla diga di Bilancino ha una lunghezza di circa 11 km ed un andamento NW-SE. Il tratto fra l'invaso di Bilancino e Vicchio, di circa 20 km di lunghezza, assume connotazioni di tracciato a bassa sinuosità con alcune curve caratterizzate da brusche variazioni di direzione legate probabilmente a condizionamenti tettonici ed in parte all'attività antropica di epoca medicea. Nel primo tratto (dopo Cafaggiolo) il Fiume Sieve si trova in contatto con il substrato roccioso che costituisce una soglia di base per la parte del corso d'acqua che si trova a monte per poi sfociare, nei pressi di San Piero a Sieve, nell'attuale pianura alluvionale che si estende fino a Vicchio. In questo tratto il corso della Sieve scorre all'interno di una pianura larga tra 0,5 ed 1 km dove si trovano i depositi alluvianali più recenti, caratterizzati da ciottolami, sabbie e limi fluviali fino a 10 metri di spessore. La componente più fine, denominata "belletta" si trova localmente nelle parti depresse più lontane dal

corso del fiume. In corrispondenza della località Ponte a Vicchio il Fiume Sieve incontra di nuovo il substrato che determina la presenza di una nuova soglia.

Nel tratto fra la diga di Bilancino, localizzata immediatamente ad ovest dell'area del Foglio e Ponte a Vicchio, il Fiume Sieve viene quindi a trovarsi in una condizione di equilibrio dinamico con processi di erosione laterali presenti fin da tempi storici e documentabili da cartografia storica la quale mostra che in questo tratto vi è l'esistenza di opere sistematorie, impedendo al fiume una evoluzione naturale. Se da un lato le erosioni laterali del fiume non rappresentano un fenomeno manifestatosi solo in tempi recenti ma che si è andato ultimamente sempre più accentuando, l'erosione verticale che interessa in maniera pressoché generalizzata il tratto si è sviluppata a partire dalla metà del 1800 e si è accentuata negli anni '80. Questa dinamica altimetrica, dovuta all'impossibilità da parte del fiume di evolversi in senso planimetrico, data la sua posizione geografica nella pianura, può essere interpretata quindi come il risultato di un eccesso di capacità di trasporto della corrente rispetto alla portata solida (Moretti & Rinaldi, 1994). Questo squilibrio, dato che si è manifestato in maniera sensibile solo in tempi recenti, è da imputare principalmente a fattori antropici fra i quali vanno inclusi interventi operati sia a scala di bacino che in alveo. Al primo tipo si possono ricondurre gli interventi seguiti ad una serie di leggi (dal 1877 al 1933) sulla sistemazione idraulico-forestale ed il successivo rimboschimento che hanno ridotto l'apporto di sedimenti, mentre al secondo vanno imputate le escavazioni in alveo per il reperimento di materiale inerte. Attualmente i corpi sedimentari non sono eccessivamente numerosi e consistono prevalentemente in barre laterali, tipiche dei fiumi a bassa sinuosità; rare invece sono le barre di meandro, essendo pochi i meandri presenti e le barre longitudinali.

La tendenza attuale dei corsi d'acqua affluenti del Fiume Sieve in relazione al modellamento del paesaggio, è caratterizzata da processi di degradazione-erosione piuttosto che di deposizione fluviale che si esplicano con intensità anche localmente elevata dato che il profilo longitudinale degli affluenti non è mai controllato da soglie in roccia coerente. In tale situazione ne risultano aree ad intensa erosione di sponda (Torrenti Levisone, Carza, Le Lazze ecc.) dovute all'approfondimento del letto del fume.

2. - FORME E PROCESSI DI VERSANTE

In questa categoria di processi morfogenetici vengono ascritte due categorie principali di forme risultanti, quelle dovute alle acque superficiali per cui ci riferiamo ai processi erosivi di superficie e quelle dovute all'azione della gravità. Per quanto riguarda la prima serie di forme, ma sostanzialmente anche per la seconda, data l'intensa attività antropica degli ultimi decenni, si può affermare che queste siano da ascrivere ad eventi piuttosto recenti dato che per loro natura

vengono progressivamente cancellate con il tempo. Al momento attuale è possibile il riconoscimento delle forme originatesi a partire dall'Olocene.

Uno degli aspetti rilevabili in relazione ai processi erosivi risulta la presenza di suoli con orizzonti troncati a vari livelli, segnale questo dell'azione di un processo erosivo da parte delle acque selvagge su superfici a debolissima pendenza. Tale fenomeno si rende particolarmente evidente nelle aree dove l'attività agricola si è protratta per centinaia di anni, tanto che non si osservano nella maggior parte dei casi profili completi. L'unica area a non essere mai stata interessata da processi di questo tipo è quella dei Crocioni (località circa due km a sud di Scarperia), quest'area infatti si è mantenuta sempre a quote più elevate dei circostanti depositi del ciclo successivo. In questa zona le forme di degradazione più evidenti sono dovute all'azione concomitante delle acque di infiltrazione e della gravità, queste si manifestano mediante lacerazioni di modesta entità e rigetto ma con notevole continuità laterale. Verso valle queste lacerazioni degradano in una serie di dossi e contropendenze che denotano anche una notevole estensione areale piuttosto che verticale. Nei depositi più fini, soprattutto se oggetto di coltivazioni, le acque superficiali esercitano un'azione intensa e continua di ruscellamento che provoca un progressivo assottigliamento del suolo ed il materiale trasportato si deposita al piede delle pendici dove costituisce potenti ed a volte continue fasce di depositi colluviali.

Laddove i materiali più fini sono sovrastati dai depositi alluvionali terrazzati, i processi si localizzano in corrispondenza di punti di emergenza di acque di falda con la conseguente mobilizzazione anche dei materiali alluvionali con piccole frane di crollo o di scivolamento rotazionale i cui depositi si dispongono, aiutati anche dalle acque superficiali, a ricoprire le scarpate dei terrazzi e dei coni alluvionali. In alcuni casi la superficie dei terrazzi è interrotta da avvallamenti più marcati in prossimità delle scarpate, fino ad assumere una caratteristica forma ad U. Tali forme indicano un'evoluzione di processi dovuti alle acque selvagge che attenuandosi hanno lasciato una testimonianza nella forma del paesaggio.

Un'altra caratteristica geomorfologia fondamentale in quest'area sono i movimenti di massa che si sviluppano sui depositi argillosi plio-pleistocenici che per le loro caratteristiche geomeccaniche favoriscono frane del tipo soliflusso, flusso e creep dello strato superficiale alterato; si possono avere anche scivolamenti superficiali planari e rotazionali con superfici di rottura ad ampio raggio. Questi tipi di fenomeni avvengono su pendii con relativamente basse pendenze (fino a 10°). L'evidenza geomorfologica superficiale di tali movimenti consiste in un'alternanza di concavità e convessità con presenza di fessure di circa 10 cm e spostamenti verticali di circa un metro. Questa tipologia di forme costituisce un fattore limitante soprattutto per l'agricoltura meccanizzata; per questo motivo vengono eseguiti continui livellamenti che mascherano periodicamente tali forme.

Molto più pronunciate sono le forme di versante che si trovano nella parte più acclive dell'area in presenza di materiali più lapidei; infatti la morfologia degli ammassi che deriva da tali rocce risulta piuttosto varia ed è riferibile in prevalenza ad accumuli di crolli, scivolamenti di vario tipo e colamenti. In particolare, nelle aree di impluvio più importanti si sono accumulate spesse e continue coltri detritiche ai piedi dei versanti che hanno creato condizioni favorevoli per l'innesco di importanti debris flow. Un esempio tipico è quello della frana di Castagno d'Andrea, alle pendici settentrionali del Monte Falterona, che si verificò nel 1335 (REPETTI, 1833) e che risulta ancora attiva in alcune sue parti. L'elemento geomorfologico più evidente risulta l'accumulo di frana incanalato nella valle del Fosso Orlandino, che dalle pendici del Monte Falterona si estende fino a valle dell'abitato di Castagno d'Andrea, per una lunghezza di poco inferiore ai 5 km. Si tratta di un tipico debris flow che nella valle assume una caratteristica convessità laterale con corsi d'acqua laterali che confluiscono appena a valle del fronte di frana. Gli studi finora effettuati (GRAZI, 1966, CANUTI *et alii*, 1992) hanno evidenziato che tale fenomeno franoso si è sviluppato prima come scivolamenti di detrito localizzati fino al riempimento della valle; questi materiali si sono quindi mobilizzati in forma di colata di detrito all'interno della valle stessa, l'ultima fase è stata quella di successivo mascheramento del corpo di frana da parte del detrito recente.

3. - BACINO DEL MUGELLO

L'area relativa al Foglio 264 comprende quasi nella sua interezza la depressione del Mugello che, coincide con la parte media superiore del bacino idrografico del Fiume Sieve, il più importante affluente di destra del Fiume Arno. La valle si trova fra due creste parallele con direzione NO-SE, del sistema Appenninico. Una di tali creste, precisamente quella più a NE coincide con lo spartiacque Tirreno-Adriatico mentre quella più a Sud-Ovest separa la valle del Fiume Sieve dall'adiacente Bacino di Firenze. I Monti della Calvana ed il massiccio del Monte Falterona chiudono questa depressione rispettivamente a NO ed a SE.

Questa depressione, come d'altronde altre depressioni dell'Appennino centrale, si è formata durante le fasi più recenti dell'orogenesi appenninica e, durante il Villafranchiano, è stata sede di un vasto e profondo lago. La comparsa dei rilievi laterali della Calvana e del Falterona, posti a chiusura del bacino hanno quindi provocato la formazione del bacino lacustre che ha occupato la vallata fino all'ultima glaciazione conosciuta (SANESI, 1965). Durante questo periodo e probabilmente anche in epoche più recenti, è continuato il sollevamento dei rilievi posti più a Nord, come testimoniato dall'anomala giacitura degli strati dei depositi lacustri costieri come ad esempio i depositi del Sintema del Mugello ed

in particolare quelli dei Subsintemi di Pulicciano (**MGO_2**) e di Ronta (**MGO_1**). Il lago è stato quindi riempito dai depositi provenienti principalmente dallo smantellamento dei rilievi della catena posta a NE ed il Fiume Sieve ha iniziato a costituire il principale elemento di drenaggio del proto-sistema fluviale, collocando progressivamente il suo corso ai piedi della catena di SO.

Attualmente la successione lacustre è visibile solo in alcuni tratti lungo i principali corsi d'acqua; gli affioramenti sono essenzialmente composti di argille, argille sabbiose lignitifere e silt nella parte centrale del bacino, mentre nelle aree costiere da depositi fluvio lacustri. Sondaggi profondi (Gemina, 1962) hanno identificato un conglomerato basale e valutato lo spessore della sequenza lacustre intorno ai 500 metri.

Successivamente alla fase di estinzione del lago, dovuta in parte al suo colmamento da parte dei materiali trasportati dai suoi immissari ed in parte dovuto al suo svuotamento a causa dell'incisione della soglia collocabile nei pressi dell'abitato di Vicchio del Mugello, si è instaurata una fase di modellamento dell'area dovuta essenzialmente a fasi climatiche distinte.

Durante il tardo Pleistocene si sono succedute almeno quattro fasi di erosione e deposizione fluviale (Sanesi, 1965, 1977; Rodolfi & Moretti, 1981) caratterizzate dall'alternanza di periodi con caratteristiche climatiche opposte. Tali fasi hanno condizionato l'attuale morfologia dell'area producendo in un primo tempo una fase di erosione la cui intensità è difficilmente valutabile ma sufficiente a smantellare la maggior parte dei depositi costieri del lago; le fasi successive hanno prodotto delle superfici alluvionali che sovrastano i depositi lacustri con limiti inconformi; tali superfici, poste a varie elevazioni rispetto all'attuale pianura alluvionale del Fiume Sieve, in seguito sono state parzialmente smantellate. Il terrazzo più elevato, con l'eccezione di alcuni lembi residuali in contatto ancora con la vecchia superficie posta a quote più elevate, si trova smembrato in superfici discontinue e allungate perpendicolarmente all'asse del bacino. La superficie risulta in alcune parti lievemente ondulata a testimonianza della vecchia rete idrografica che inoltre mostra numerose convergenze in direzione degli sbocchi delle valli appenniniche. Queste superfici appaiono come forme di conoidi alluvionali ancora ben distinguibili anche se terrazzate dalle successive fasi fluviali. Le modalità di sedimentazione dei depositi di tali superfici possono essere messe in relazione ad un ambiente fluviale con fiumi a carattere anastomizzato.

All'ingresso della valle del Mugello gli attuali fiumi appenninici hanno costruito estese forme simili a conoidi alluvionali, una di queste ancora ben visibile e preservata si trova nel bacino idrografico del Torrente Pesciola (località Santa Maria a Vezzano e Molezzano). Il fatto che questa superficie sia ancora ben preservata è probabilmente dovuto alla locale attenuazione della dinamica fluviale nella fase erosiva successiva alla sua formazione. Generalmente i corsi

d'acqua più grandi hanno rielaborato i depositi inizialmente deposti, obliterando quasi completamente le forme da loro stessi generate riducendole a lembi isolati, a volte difficilmente correlabili fra di loro. Al contrario il Torrente Pesciola ha limitato la sua azione esclusivamente ad un approfondimento continuo del suo corso, rimanendo sempre sul margine orientale della sua conoide alluvionale. Tra l'altro alcuni studi di paleocorrenti (GARZONIO *et alii*, 1989) hanno confermato che la principale paleosuperficie del Mugello è stata interamente costruita dai fiumi appenninici, e che questa superficie è il risultato della coalescenza di diversi coni alluvionali che estendevano le loro parti più distali fino quasi all'attuale posizione del Fiume Sieve. Dal momento in cui un periodo climatico più temperato si stabilizza, iniziano i processi pedogenetici che portano alla formazione di suoli di considerevole spessore, che non si trovano in serie completa ma troncati a vari livelli.

La terza superficie o terrazzo mediano, la pedogenesi della quale viene datata all'ultimo periodo glaciale, rappresenta un susseguente ciclo di deposizione fluviale i cui depositi si trovano collocati all'interno delle valli gli spartiacque delle quali sono formati dai depositi del terrazzo superiore (ben evidenti nei Torrenti Muccione, Bosso ed Ensa). I materiali di questi depositi mostrano una estrema varietà tessiturale con lenti di material eterogenei che indicano una deposizione tipica di fiumi intrecciati (*braided*). Questi depositi formano estese superfici parallele ai corsi dei principali affluenti del Fiume Sieve ed alla confluenza con la pianura alluvionale principale formano dei depositi a forma di coni molto piatti incisi nella parte distale dalla successiva erosione del Fiume Sieve.

La superficie del terrazzo più recente, di età pleistocenico superiore-olocenica (**SIV_2**) si sviluppa lungo entrambi i lati del corso del Fiume Sieve ed è caratterizzata da una marcata contropendenza con diminuzione delle dimensioni tessiturali delle particelle all'aumentare della distanza dal letto del fiume a testimonianza del fatto che il corso d'acqua principale è caratterizzato da frequenti esondazioni.

VII - UTILIZZO ANTROPICO DELLE RISORSE

1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE E MINERALIZZAZIONI

Nell'area del Foglio 264 sono localizzate due cave attualmente in produzione (da: P.R.A.E - Regione Toscana) ubicate nel Comune di S. Piero a Sieve ed in quello di Vicchio. L'attività estrattiva riguarda in entrambi i casi il settore dei materiali inerti. Nel Comune di S. Piero a Sieve, in località Cardetole, il materiale estratto è costituito da sabbie e ghiaie, mentre nel Comune di Vicchio, in località Rimaggio, vengono cavate sabbie ed argille. In entrambe le località il materiale coltivato appartiene al Sintema del Fiume Sieve della Successione del Mugello.

Diffusi sul territorio sono invece i saggi di cava e le cave non più in produzione, generalmente di modeste dimensioni, ubicate prevalentemente sui terreni calcareo-marnosi della Formazione di Monte Morello e su quelli arenacei della Formazione di Monte Senario.

Per quanto riguarda la presenza di mineralizzazioni, non vi sono elementi di rilievo da segnalare. Nel 1972 è stato realizzato dalla società SNIA un sondaggio per la ricerca di idrocarburi, il pozzo Dicomano 1 (Anelli *et alii,*1994), la cui stratigrafia è stata ampiamente descritta nel paragrafo 1 del capitolo II.

2. - PARCHI E RISERVE NATURALI

Il territorio del Foglio 264 si sviluppa in gran parte in zone di notevole pregio ambientale. La necessità di conservare l'ambiente nella sua integrità, preservando particolari specie di flora e fauna e gli ecosistemi naturalisticamente rilevanti, ha portato negli ultimi decenni all'istituzione di alcune aree protette. Il

parco Nazionale delle Foreste Casentinesi, Monte Falterona e Campigna comprende una parte del settore orientale del Foglio ed è, dal punto di vista naturalistico, una delle aree forestali più pregiate d'Europa.

Un'altra area di interesse naturalistico è l'area naturale protetta di interesse locale (A. N. P. I. L.) di Poggio Ripaghera, presso il paese di Santa Brigida, nel versante sud-occidentale del M. Giovi. Questa è stata istituita per proteggere l'unica stazione italiana di cisto laurino (*Cistus laurifolius*), vero relitto preglaciale e specie in pericolo di estinzione.

APPENDICE

Elenco dei microfossili citati nel testo nel Capitolo II – Stratigrafia e relativi Autori.

Nannofossili calcarei

Aspidolithus parcus constrictus (Hattner et al., 1980) Perch-Nielsen (1984)
Aspidolithus parcus parcus (Stradner, 1963) Noël (1969)
Bicolumnus ovatus Wei & Wise (1990)
Calcidiscus leptoporus (Murray & Blackmann, 1989) Loeblich & Tappan (1978)
Calcidiscus premacintyrei Theodoridis (1984)
Chiasmolithus danicus (Brotzen, 1959) Hay & Mohler (1967)
Chiasmolithus oamaruensis (Deflandre, 1954) Hay, Mohler & Wade (1966)
Chiasmolithus solitus (Bramlette & Sullivan, 1961) Locker (1968)
Coccolithus miopelagicus Bukry (1971)
Coccolithus pelagicus (Wallich, 1877) Schiller (1930)
Cribrocentrum reticulatum (Gartner & Smith, 1967) Perch-Nielsen (1971)
Cruciplacolithus edwardsii Romein (1979)
Cruciplacolithus intermedius van Heck & Prins (1987)
Cyclicargolithus abisectus (Müller, 1970) Wise (1973)
Cyclicargolithus floridanus (Roth & Hay in Hay et al., 1967) Bukry (1971)
Discoaster barbadiensis Tan (1927)
Discoaster kuepperi Stradner (1959)
Discoaster lodoensis Bramlette & Riedel (1954)
Discoaster saipanensis Bramlette & Riedel (1954)
Discoaster sublodoensis, Bramlette & Sullivan (1961)
Dictyococcites bisectus (Hay, Mohler & Wade, 1966) Bukry & Percival (1971)
Dictyococcites scrippsae Bukry & Percival (1971)
Ericsonia formosa (Kamptner,1963) Haq (1971)
Ericsonia subpertusa Hay & Mohler (1967)
Helicosphaera ampliaperta Bramlette & Wilcoxon (1967)
Helicosphaera bramlettei Müller (1970)
Helicosphaera carteri (Wallich, 1877) Kamptner (1954)
Helicosphaera euphratis Haq (1966)
Helicosphaera intermedia Martini (1965)
Helicosphaera mediterranea Müller (1981)
Helicosphaera perch-nielseniae Haq (1961)
Helicosphaera recta Haq (1966)
Helicosphaera walbersdorfensis Müller (1974)
Isthmolithus recurvus Deflandre (1954)
Lanternithus minutus Stradner (1962)

Nannotetrina cristata (Martini, 1958) Perch-Nielsen (1971)
Preaprintius dimorphosus (Perch-Nielsen, 1969) Varol & Jakubowski (1989)
Pseudotriquetrorabdulus inversus (Bukry & Bramlette,1969) Wise in Wise & Constans (1976)
Reticulofenestra daviesii (Haq, 1968) Haq (1971)
Reticulofenestra dictyoda (Deflandre in Deflandre & Fert,1954) Stradner in Stradner & Edwards (1968)
Reticulofenestra pseudoumbilicus (Gartner, 1967) Gartner (1969)
Reticulofenestra umbilica (Levin, 1965) Martini & Ritzkowski (1968)
Sphenolithus belemnos Bramlette & Wilcoxon (1967)
Sphenolithus calyculus Bukry (1985)
Sphenolithus ciperoensis Bramlette & Wilcoxon (1967)
Sphenolithus conicus Bukry (1971)
Sphenolithus delphix Bukry (1973)
Sphenolithus disbelemnos Fornaciari & Rio (1966)
Sphenolithus dissimilis Bukry & Percival (1971)
Sphenolithus furcatolithoides Locker (1967)
Sphenolithus heteromorphus Deflandre (1954)
Sphenolithus moriformis (Brönnimann & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon (1967)
Sphenolithus spiniger Bukry (1971)
Tribrachiatus orthostylus Shamrai (1963)
Uniplanarius gothicus (Deflandre,1959) Hattner & Wise (1980)
Uniplanarius trifidus (Stradner in Stradner & Papp, 1961) Hattner & Wise (1980)

Gasteropodi

Emmericia cf. *umbra* (De Stefanis, 1877)
Prososthenia oblonga (Bronn, 1831)
Tournouerina belnensis (Delafond & Depéret, 1893)

BIBLIOGRAFIA

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**: 19-34.

Abbate E. & Sagri M. (1970) - *The Eugeosynclinal Sequences.* In: Sestini G. (Ed.) "*Development of the Northern Apennines Geosyncline".* Sedim. Geol., **4**: 251-340.

Abbazzi L., Benvenuti M., Rook L. & Masini F. (1995) - *Biochronology of the Mugello intermontane basin (Northern Apennines, Italy).* Il Quaternario, **8**: 5-10.

Anadon P., Cabrera L., Colombo F., Marzo M. & Riba O. (1986) - *Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain).* In: Allen P. & Homewood P. (Eds.) "*Foreland Basins"*. Intern. Ass. Sediment., Spec. Publ., **8**: 259-271.

Anderson J.G., Wesnousky S.G. & Stirling M.W. (1996) - *Earthquake size as a function of fault slip rate.* Bull. Seism. Soc. Am., **86** (3): 683-690.

Anelli L, Gorza M., Pieri M. & Riva M. (1994) - *Subsurface well data in the Northern Apennines.* Mem. Soc. Geol. It., **48**: 461-471.

Antolini P., Borsetti A. M., Cremonini G., Pialli G. & Ricci Lucchi F.(2001) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000, Foglio 254 Modigliana*. Serv. Geol. d'It. - Regione Emilia-Romagna, 118 pp.

Antolini P. & Cremonini G. (1991) - *Litostratigrafia e tettonica della Formazione Marnoso-arenacea romagnola fra le valli del Lamone e del Savio (Appennino Settentrionale)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 447-458.

Antolini P., Cremonini G., Pialli G. & Ricci Lucchi F.(2001) - *Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000, Foglio 254 Modigliana*. Serv. Geol. d'It. - Regione Emilia-Romagna,

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.

Aruta G., Bruni P., Buccianti A., Cecchi M., Cipriani N., Monti L., Nebbiai M., Papini M., Pandeli E. & Reale V. (2004) - *Integrated stratigraphic, petrographic and statistical data as a tool for mapping perisutural siliciclastic turbidite successions*. In: G.Pasquarè & C.Venturini (Eds.) and G.Groppelli (Ass. Ed.) - *Mapping Geology in Italy* - APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. SELCA, Firenze, p. 213-218.

Aruta G. & Pandeli E. (1995) - *Lithostratigraphy of the M.Cervarola-M.Falterona Unit between Arezzo and Trasimeno Lake (Tuscany-Umbria, Northern Apennines, Italy)*. Giorn. Geol., **57**: 131-157.

Azzaroli A. (1977) - *The Villafranchian Stage in Italy and the Plio-Pleistocene boundary*. Giorn. Geol., **41**: 61-79.

Bally A.W., Catalano R. & Oldow J. (1985) - *Elementi di tettonica regionale*. Pitagora Ed., Bologna, 276 pp.

Bartolini C. & Pranzini G. (1979) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 97 (S. Marcello Pistoiese), 105 (Lucca) e 106 (Firenze).* CNR, Prog. Fin. Geodinamica, Sottoprog. Neotettonica, C.N.R., Pubbl., **251**: 481-523.

Bendkik A.M., Boccaletti M., Bonini M., Poccianti C. & Sani F. (1994) - *Structural evolution of the outer Apennine Chain (Firenzuola-Città di Castello sector and Montefeltro area, Tuscan-Romagnan and Umbro-Marchean Apennine)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 515-522.

Benvenuti M. (1996) - *Carta geologica del Bacino Fluvio-lacustre del Mugello (Firenze) (scala 1:50.000)*. ARCA Ed.

Benvenuti M. (1997) - *Physical stratigraphy of the fluvio-lacustrine Mugello Basin (Plio-Pleistocene, Northern Apennines, Italy).* Giorn. Geol., **59** (1-2): 91-111.

Benvenuti M. (2003) - *Facies analysis and tectonic significance of lacustrine fan-deltaic successions in the Pliocene-Pleistocene Mugello Basin, Central Italy*. Sedim. Geol., **157**: 197-234.

Benvenuti M., Esu D., Geraci V. & Ghetti P. (1998) - *The molluscan assemblages in the fluvio-lacustrine succession of the Plio-Pleistocene Mugello Basin (Tuscany, Italy).* Riv. It. Paleont. Stratig., **104**: 263-278.

Benvenuti M. & Papini M. (1992) - *Dati preliminari sulla presenza di depositi continentali pleistocenici e sulla neotettonica del settore mugellano della dorsale di M. Giovi (Firenze).* 76ª Riunione Estiva Soc. Geol. It., Firenze, Settembre 1992, Riass., p. 164-165.

Benvenuti M. & Papini M. (1997) - *Depositi continentali plio-pleistocenici nell'area di M. Giovi. Relazione tra l'evoluzione idrografica e la neotettonica della Valdisieve (Firenze).* Il Quaternario, Ital. J. Quaternary Sci., **10** (1): 105-120.

Bergrgren W.A., Dennis V. Kent, Swisher C.C. III & Aubry M.P. (1995) – *A revised Cenozoic Geocrhonology and Chronostratigraphy.* In: Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.P. & Hardenbol J. (Eds). *Geocrhonology, time scales and global statigraphic correlation.* Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publi., **54**, 39-55.

Bernini M., Boccaletti m., Moratti G., Papani G., Sani F. & Torelli L. (1990) - *Episodi compressivi neogenico-quaternari nell'area estensionale tirrenica nord-orientale. Dati in mare e a terra*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 577-589.

Bettelli G., Boccaletti M., Cibin U., Panini F., Poccianti C. & Rosselli S. (2002) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000. Foglio 252 "Barberino di Mugello"*. Serv. Geol. d'It. - Regione Emilia-Romagna. 130 pp.

Bettelli G., Capitani M., Panini F. & Pizziolo M. (1996) - *Le rocce caotiche dell'Appennino Emiliano: metodi sperimentali di rilevamento stratigrafico, esempi e nomenclatura.* Accad. Naz. Sci. Lett. Arti Modena, Collana di Studi, Miscell. Geol., **15**: 189-220.

Bettelli G. & Panini F. (1987) - *I mélanges dell'Appennino Settentrionale dal T. Tresinaro al T. Sillaro.* Mem. Soc. Geol. It., **39**: 187-214 (1989).

Bettelli G. & Panini F. (1991) - *Liguridi, mélanges e tettoniti nel Complesso caotico lungo la " Linea del Sillaro" (Appennino Settentrionale, Provincie di Firenze e Bologna).* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 387-415 (1992).

Blikra L.H. & Nemec W. (1998) - *Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record.* Sedimentology, **45**: 909-959

Boccaletti M., Bonini M., Moratti G. & Sani F. (1995a) - *Nuove ipotesi sulla genesi e l'evoluzione dei bacini post-nappe in relazione alle fasi compressive neogenico-quaternarie dell'Appennino Settentrionale*. Acc. Naz. Sci. detta dei XL, Scritti e Documenti, **14**: 229-262.

Boccaletti M., Bonini M., Moratti G. & Sani F. (1995b) - *Le fasi compressive neogenico-quaternarie nell'Appennino settentrionale: relazioni con l'evoluzione dei bacini interni e con la tettonica del basamento.* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., **1995/1**: 51-72.

Boccaletti M., Bonini M., Moratti G., & Sani F. (1999). *Compressive Neogene-Quaternary tectonics in the hinterland area of the Northern Apennines. Constraints for a general evolutive reinterpretation*. Journ. Petrol. Geol., **22**: 37-60.

Boccaletti M., Calamita F., Deiana G., Gelati R., Massari F., Moratti G. & Ricci Lucchi F. (1990b) - *Migrating foredeep-thrust belt system in the Northern Apennines and Southern Alps*. Palaeo. Palaeo. Palaeo., **77**: 3-14.

Boccaletti M., Ciaranfi N., Cosentino D., Deiana G., Gelati R., Lentini F., Massari F., Moratti G., Pescatore T., Ricci Lucchi F. & Tortorici L. (1990a) - *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstrution of the peri-Thyrrenian area during the Neogene*. Palaeo. Palaeo. Palaeo., **77**: 41-50.

Boccaletti M. & Coli M. (eds) (1982) - *Carta strutturale dell'Appennino settentrionale. Scala 1:250.000.* C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Sottoprog. 5 "Modello Strutturale", Pubbl. n. **429**.

Boccaletti M., Coli M., Decandia F. A., Giannini E. & Lazzarotto A. (1981) - *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. & Sani F. (1998) - *Cover thrust reactivations related to internal basement involvement during Neogene-Quaternary evolution of the northern Apennines.* Tectonics, **17**: 112-130.

Bonini M. & Sani F. (2002) - *Extension and compression in the Northern Apennines (Italy) hinterland: evidence from the late Miocene-Pliocene Siena-Radicofani Basin and relations with basement structures*. Tectonics, **21**: 3, 1010, doi:10.1029/2001TC900024

Bortolotti V. (1962a) - *Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte-Alberese*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (2): 225-314.

Bortolotti V. (1962b) - *Due nuovi esemplari di ammoniti nella Pietraforte di Riscaggio (Firenze)*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (3): 307-312.

Bortolotti V. (1964) - *Nota illustrativa della carta della distribuzione geografica della Formazione di Monte Morello*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (4): 155-190.

Bortolotti V. (Ed.) (1994) - *Guide Geologiche Regionali. Appennino Tosco-Emiliano*. BE-MA Ed., 340 pp.

Bortolotti V., Abbate E., Passerini P. & Sagri M. (1969) - *Geological Map of the Northern Apennines, 1:500,000 scale*. S.EL.CA Firenze. In: Sestini G. (Ed.) (1970) *Development of the Northern Apennines Geosyncline.* Sedim. Geol., **4** (3/4**)**.

Bortolotti V., Mannori G., Principi G. & F. Sani, con contributi di Babbini A., Corti S., Tanini N. & Vannucci G. (in stampa) - *Note Illustrative Della Carta Geologica D'italia Alla Scala 1:50.000 Foglio 278 Pieve Santo Stefano.*

Bortolotti V., Passerini P., Sagri M. & Sestini G. (1970). - *The miogeosynclinal sequences*. In: Sestini G. (Ed.) "*Development of the Northern Apennines geosyncline".* Sedim. Geol. **4** (3/4): 341-444.

Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D.,Valensise G. & Gasperini P. (2000) - *Catalogo dei forti terremoti italiani dal 461 a.C. al 1997*. Ann. Geofis., **43** (4): 609-868, con CD-ROM.

Boschi E., Guidoboni E.,Ferrari G., Valensise G. & Gasperini P. (1997) - *Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. ING-SGA, Bologna, 644 pp e CD-ROM. Versione 2.1 su sito Internet: http://www.ingrm.it/CFTI.html.

Boyer S.E. & Elliott D. (1982) - *Thrust systems.* Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **66**: 1196-1230

Bruni P. & Pandeli E. (1980) - *Torbiditi calcaree nel Macigno e nelle Arenarie del M. Cervarola nell'area del Pratomagno e del Falterona (Appennino Sett.)*. Mem. Soc. Geol. It., **21:** 217-230.

Bulgarini D'elci G., Certini L., Gabbani G. & Napoleone G. (1977) - *Primi risultati della misura dell'attività sismica nel bacino del Mugello*. Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **13**: 613-625

Camassi R. & Stucchi M. (1997) - *NT4.1.1, un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno.* GNDT, Milano, 95 pp., e sito Internet: http://emidius.itim.mi.cnr.it/NT/home.html.

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

Canuti P., Forti G., Loli A., Moretti S., Rodolfi G. & Saulle G. (1989) - *Carta litologica del bacino del Fiume Sieve (Firenze).* S.EL.CA.

Canuti P., Garzonio C.A. & Rodolfi G. (1992) - *Guida all'escursione il bacino e l'asta fluviale dell'Arno e del Serchio.* I piani di bacino, Soc. Geol. It., p. 3-10.

Capacci C. (1920) - *Osservazioni geotettoniche sul terremoto mugellano del 29 Giugno 1919*. Atti della R. Acc. dei Georg., Firenze, pp. 182-194.

Capozzi R., Landuzzi A., Negri A. & Vai G.B. (1991) - *Stili deformativi ed evoluzione tettonica della Successione Neogenica Romagnola*. Studi Geol. Camerti, **Vol. Spec. (1991/1)**: 261-278.

Castellarin A. & Pini G. A., col contributo di Borsetti A.M. & Rabbi E. (1989) - *L'arco del Sillaro: la messa in posto delle Argille Scagliose al margine appenninico padano (Appennino Bolognese).* Mem. Soc. Geol. It., **39**: 127-141.

Catanzariti R., Cerrina Feroni A., Ottria G., con contributi di Martelli L. (2002) - *Tavole stratigrafiche.* In: Cerrina Feroni A., Martelli L., Martinelli P. & Ottria G. - *Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo in scala 1:250.000*. Regione Emilia-Romagna - CNR, I.G.G., Pisa., S.EL.CA., Firenze.

Catanzariti R., Rio D., Martelli L. (1997) - *Late Eocene to Oligocene Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in Northern Appennines: the Ranzano Sandstone.* Mem. Sci. Geol., **49**, 207-253.

Ceccanti M., Martini F., Mazzini M., Rodolfi G., Sanesi G. & Sarti L. (1982) - *Testimonianze preistoriche nel Mugello e nella Val di Sieve*. Studi e Materiali, p. 291-351.

Centamore E., Deiana G., Micarelli A., & Potetti M. (1986) - *Il Trias-Paleogene delle Marche*. In: Centamore E. & Deiana G. (Ed.) "*La Geologia delle Marche* ". Studi Geol. Camerti, **Vol. Spec**., p. 9-27.

Cerrina Feroni A., Leoni L., Martelli L., Martinelli P., Ottria G. & Sarti G. (2001) - *The Romagna Apennines, Italy: an eroded duplex.* Geol. J., **36** (1): 39-54.

Cerrina Feroni A., Martelli L., Martinelli P. & Ottria G. con contributi di Catanzariti R. (2002) - *Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo in scala 1:250.000*. Regione Emilia-Romagna - C.N.R.- I.G.G., Pisa,. S.EL.CA., Firenze.

Chiarabba C., Jovane L., Di Stefano R. (2005) - *A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings*. Tectonophysics, **395**: 251–268.

Chini L. (1875) Storia antica e moderna del Mugello. Multigrafica Ed., Roma, 1969

Chiocchini U., Cipriani N., Coccioni R., Raffi I. (1996) - N*ew data on the Monte Senario Sandstone in the context of the Paleogene Ligurian-Piedmont oceanic domain*. Boll. Serv. Geol. It., **115**: 71-85.

Cibin U., Di giulio A., Martelli L. , Catanzariti R., Poccianti C., Rosselli S. & Sani F. (2004) - *Factors controlling foredeep turbidite deposition: the case of Northern Apennines(Oligo-Miocene, Italy)*. In: Lomas S. & Joseph P. (Ed.) "*Confined turbidite systems"*. Geol. Soc. London Spec. Publ., **222**: 115-134.

Cibin U., Poccianti C. & Rosselli S. (1997) - *Sistemi deposizionali torbiditici nell'avanfossa miocenica dell'Appennino settentrionale (Arenarie del Cervarola, Aquitaniano - Langhiano inferiore).* Geoitalia, 1° Forum FIST , **2**: 94-95.

Cipriani C. & Malesani P.G. (1963) - *Ricerche sulle arenarie: VIII. Determinazioni microscopiche sulle arenarie delle Formazioni del Macigno e Marnoso Arenacea*. Period. Miner., **32**: 343-385.

Cipriani C & Malesani P. (1966) - *Ricerche sulle arenarie - XIII: La pietraforte.* Boll. Soc. Geol.It. **85** (2): 299-331.

Cipriani N., Malesani, P. & Vannucci S. (1985) - *Distribuzione e rapporti dei sedimenti oligocenici e miocenici nell'Appennino settentrionale.* Miner. Petrogr. Acta, **29**: 191-210.

Cipriani N., Fratini F., Nebbiai M & Sartori R. (2005) - *L'Arenaria di Monte Senario. Caratteristiche composizionali, tecniche e confronto con la Pietra Serena*. Ricerca & Tecnologia, **9**: 37-44.

CNR-Commissione per la cartgrafia geologica e geomorfologica (a cura della) (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000 Guida al Rilevamento*. Serv. Geol. Naz. - Quaderni, Serie III,.**1**, 203 pp.

Coli M. (1990) - *Extension tectonics in the Northern Apennines: a working hypothesis*. Acta naturalia de "L'Ateneo Parmense", **26**: 81-91.

Coli M., Landuzzi A., Sani F. & Vai G.B. (1992) - *Da Firenze a Faenza (km 106). Una traversa dal Bacino di Firenze-Pistoia alla Pianura Padana attraverso il Mugello e l'Appennino romagnolo*. In: Bortolotti V. (Ed.) - Guide Geologiche Regionali. Appennino Tosco-Emiliano. BE-MA Ed., Milano, p. 224-243.

Coli M. & Sani F. (1989) - *Vein distribution in a thrust zone: a case history from the northern Apennines, Italy.* Geol. Soc. London Spec. Pubbl., **54**: 475-482.

Cruden D.M & Varnes D.J. (1996) - *Landslide types and processes*. In: Turner A.K. & Schuster L. (Eds.) *"Landslides: investigation and mitigation".* Transp. Res. Board, National Res. Council, Washington. Spec. Rep., **247**: 36-75.

Dallan Nardi L. & Nardi R. (1972) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale*. Mem. Acc. Lunigianense Sci., **42,** 212 pp.

De Celles P.G. & Giles K.A. (1996) - *Foreland basin systems*. Basin Res., **8**: 105-123

De Feyter A.J. (1982) - *The structure of the northern Umbrian Apennines, Italy*. Geol. Mijnbouw., **61**: 183-189.

De Feyter A.J., Koopman A., Molenaar N. & Van Den Ende C. (1986) - *Detachmentt tectonics and sedimentation, Umbro-Marchean Apennines, Italy*. Boll. Soc. Geol. It., **105**: 65-85.

Delle Donne D. (2001) - *Tettonica recente ed attiva nell'area del Mugello (prov. di Firenze)*. Tesi di laurea inedita, Università degli Studi di Firenze, 131 pp.

Delle Donne D. (2005) - *Tettonica attiva dell'Appennino Settentrionale nel settore compreso tra l'Appennino Pistoiese e l'alta Val Tiberina,* Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Firenze, 144 pp.

Delle Donne D., Piccardi L., Sani F. & Vannucci G. (2003) - *Active tectonics of the Mugello Basin (Northern Apennines, Italy).* EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 06 - 11 April 2003. Geophys. Res. Abstr., **5**: 06229.

Delle Rose M., Guerrera F., Moretti E. & Rusciadelli G. (1990) - *Evoluzione del segmento interno dell'Avanfossa Appenninica durante il Miocene medio (Spartiacque tosco-romagnolo).* Giorn. Geol., **52** (1-2): 135-158.

Delle Rose M., Guerrera F., Moretti E., Rusciadelli G. & Corona F. (1991) - *The Marnoso-arenacea Fm. between Bocca Trabaria and Campigna (Northern Apennines): lithostratigraphy from the Schlier to the Verghereto Marls Fms., in a new structural context*. Gior. Geol., **53** (2): 131-145.

Delle Rose M., Guerrera F., Renzulli A., Ravasz-Baranyai L. & Serrano F. (1994) - *Stratigrafia e petrografia della Marne di Vicchio (Unità tettonica Cervarola) dell'alta Val Tiberina (Appennino Tosco-Romagnolo).* Boll. Soc. Geol. It., **113**: 675-708.

De Jager J. (1979) - *The relation between tectonics and sedimentation along the "Sillaro Line" (Northern Apennines, Italy)*. Geol. Ultraiectina, **19**: 1-98.

Elter P. (1973) - *I lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino settentrionale*. In: Accordi B. (Ed.) *Moderne vedute sulla Geologia dell'Appennino.* Accad. Naz. Lincei, Quaderni, **183**: 97-118.

Elter P. (1975) - *Introduction à la géologie de l'Appennin septentrional*. Bull. Soc. Géol. France, **17**: 956-962.

Eva C. & Pastore S. (1993) - *Revisione dei meccanismi focali dell'Appennino Settentrionale.* GNDTS, 12° Convegno, **1**: 145-159.

Eva C. & Solarino S. (1992) - *Alcune considerazioni sulla sismotettonica dell'Appeennino nord-occidentale ricavate dall'analisi dei meccanismi focali*. Studi Geol. Camerti, CROP 1-1A, Appendice, **Vol. Spec. 1992/2**: 75-83.

Farabegoli E., Benini A., De Donatis M., Martelli L., Mattioli A., Pizziolo M. & Severi P. (1994) - *Carta geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo 1:50.000, F. 265 S. Piero in Bagno*. In: "La Cartografia Geologica della Regione Emilia-Romagna". Archivio Cartografico, Regione Emilia-Romagna, Bologna.

Farabegoli E., Benini A., Martelli L., Onorevoli G. & Severi P. (1991) - *Geologia dell'Appennino Romagnolo da Campigna a Cesenatico.* Atti del II Seminario sul Tema Cartografia Geologica, Bologna 21- 23/2/1990, Regione Emilia-Romagna; Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 165-184.

Fazzini P. (1964) - *Geologia dell'Appennino tosco-emiliano tra il Passo dei Mandrioli e il Passo della Calla*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (2): 1-40.

Fornaciari E. & Rio D. (1996) - *Latest Oligocene to Early Miocene quantitative calcareous Nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean Region.* Micropal., **42**: 1-36.

Frepoli A. & Amato A. (1997) - *Contemporaneous estension and compression in the northern Appenines from earthquake fault-plane solutions*. Geophys. J. Int., **129**: 368-388.

Gandolfi G., Paganelli L. & Zuffa G.G. (1983) - *Petrology and dispersal pattern in the Marnoso-Arenacea Formation (Miocene, Northern Apennines).* J. Sedim. Petr., **53** (2): 493-507.

Gardin S., Marino M., Monechi S., Principi G. (1994) – *Biostratigraphy and sedimentology of Cretaceous Ligurid Flysch: paleogeographical implication*. Mem Soc. Geol. It., **48**: 219-235.

Garzonio C.A., Moretti S., Rodolfi G. & Zanchi C. (1989) - *Geomorphological hazards in the Mugello Valley (Tuscany, Italy).* Geogr. Fis. Dinam. Quatern., **Suppl. 2**: 63-86.

Gasparini C., Iannaccone G. & Scarpa R. (1985) - *Fault-plane solutions and seismicity of the Italian Peninsula*. Tectonophysics, **117**: 59-78.

Gawthorpe R.L., Sharp I., Underhill J.R. & Gupta S. (1997) - *Linked sequence stratigraphic and structural evolution of propagating normal faults*. Geology, **25**: 795-798.

Gemina (1962) - *Il bacino del Mugello.* In: *Ligniti e torbe dell'Italia continentale.* p. 61-70, ILTE, Torino, 319 pp.

GNGFG (1987) - *Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti.* A cura di: Carrara A., Carton A., Dramis F., Panizza M. & Prestininzi A., Boll. Soc. Geol. It., **106**: 199-221.

Gradstein F.M., Agteberg F.P., Ogg J.G., Hardenbol J Veen P.V., Thierry L. & Huang Z. (1994) – *A Mesozoic time scale*. Journ.Geoph. Res., **99**, 24051-24074.

Grazi S. (1966) - *La frana del 1960 nel Fosso di Falterona*. Monti e Boschi, **5**: 37-47.

Groscurth (1971) - *Zur Geologie des Randgebietes des weststlichen Teils des Mugello Beckens ostlich der Prato-Sillaro "Linie" (Nord App.).* Thesis Freie Univ. Berlin, 215 pp.

Guenther 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., **47** (1-2): 15-34.

ISSC (1994) - *International Stratigraphic Guide* - Salvador A. (Ed.), 2nd Ed., Intern. Union Geol. Sci. and Geol. Soc. Am. Inc., 214 pp.

Jackson J. & Mckenzie D. (1988) - *The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East.* Geophys. J., **93**: 45-73.

Landuzzi A. with a contribution by A. Negri (1994) - *Relationships between the Marnoso-Arenacea Formation of the inner RomagnaUnits and the Ligurids (Italy).* Mem. Soc. Geol. It., **48**: 523-534.

Losacco U. (1963) - *Osservazioni geologiche sulla parte settentrionale e centrale della catena del Pratomagno*. Boll. Soc. Geol. It., **82** (2): 291-404.

Malesani P. (1966) - *Ricerche sulle arenarie. XIV: La formazione di Sillano.* Boll. Soc. Geol. It. **85** (2): 371-402.

Martelli L**. (**a cura di) (2002) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 265 Bagno di Romagna.* Serv. Geol. d'It. - Regione Emilia-Romagna, 106 pp.

Martelli L., Poccianti C., Benini A., & Rosselli S. (in stampa) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000, Foglio 253- Marradi*. Serv. Geol. d'It. - Regione Emilia-Romagna.

Martini E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation,* In: A.Farinacci (Ed)., Proceedings II Palnktonic Conference, Roma, **2**: 739-785.

Martini I.P. & Sagri M. (1993) - *Tectono-sedimentary characteristics of Late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy.* Earth Sci. Rev., **34**: 197-233.

Merla G. & Bortolotti V. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 107 M. Falterona*. Serv. Geol. d'It. - Poligrafica & Cartevalori, Ercolano, 52 pp.

Merla G., Bortolotti V. & Passerini P. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 106 Firenze.* Serv. Geol. d'It. - Poligrafica & Cartevalori, Ercolano, 61 pp.

Moretti S. & Rinaldi M. (1994) - *Dinamica fluviale del fiume Sieve nella prospettiva della valutazione degli effetti della diga di Bilancino (Mugello, Firenze).* Geol. Romana, **30**: 45-52.

Morley C.K. (1988) - *Out of sequence thrusts.* Tectonics, **7**: 539-561.

Mutti E. (1985) - *Turbidite systems and their relations to depositional sequence*. In: G.G. Zuffa (Ed.) *Provenance of arenites.* D. Reidel Publ. Comp., p. 65-93.

Mutti E. (1992) - *Turbidite sandstones.* Agip Spa, S. Donato Milanese, 165 pp.

Mutti E. & Normark W.R. (1987) - *Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts*. In: Leggett J.K. & Zuffa G.G. (Eds.) *Marine clastic sedimentology*. Graham and Trotam, London, p. 1-38.

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. & Tongiorgi M. (1962) - *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano 1 - Stratigrafia e tettonica dei dintorni di Pievepelago (Appennino Modenese).* Boll. Soc. Geol. It., **81**: 1-76.

Okada H. & Bukry D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975).* Mar. Micropaleontol. **5**, 321–325.

Ori G.G. & Friend P.G. (1984) - *Sedimentary basins, formed and carried piggyback on active thrust sheets.* Geology, **12**: 475-478

Papini M. & Vannucci S. (1993) - *Intercalazioni vulcanoclastiche e silicee nelle Arenarie del Cervarola del versante orientale di M. Giovi (Firenze).* Giorn. Geol., **55** (2): 51-69.

Pellegrini M. (1965) - *Osservazioni geologiche sulla zona di M. Falterona*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 239-270.

Pieri M. & Groppi G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain (Italy).* C.N.R. Prog. Fin. Geodin. Pubbl., **414**: 1-13.

Pizziolo M. & Ricci Lucchi F. (1990) - *Le Marne di Vicchio nel quadro evolutivo dei bacini oligo-miocenici dell'Appennino Settentrionale (Zona del Casentino)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 287-300 (1991).

Pondrelli S., Morelli A., Ekstrom G., Mazza S., Boschi E., Dziewonski A.M. (2002) - *European-Mediterranean regional centroidmoment tensors: 1997–2000*. Phys. Earth Planet. Int. **130**: 71–101.

Pondrelli S., Salimbeni S.,. Ekstrom G, Morelli A., Gasperini P., Vannucci G. (2006) - *The Italian CMT dataset from 1977 to the present.* Physics of the Earth and Planetary Interiors **159**: 286–303

Ponzana L. (1993) - *Caratteristiche sedimentologiche e petrografiche della Formazione di Monte Morello (Eocene inferiore-medio, Appennino Settentrionale).* Boll. Soc. Geol. It., **112**: 201-218.

Renzi G. (1964) - *Un probabile livello guida nella formazione Marnoso-Arenacea Romagnola nei dintorni di Marradi e Palazzuolo.* Quaderni Studi Romagnoli, **1:** 15-20.

Repetti E. (1833) - *Dizionario storico geografico della Toscana*. Tofani Ed. Firenze, **2**: 90-92.

Riba O. (1976) - *Syntectonic unconformities of the Alto Caderner, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation*. Sedim. Geol., **15**: 213-233.

Ricci Lucchi F. (1967) - *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola*. In: Selli R. (Ed.), Com. Neog. Medit., IV Congr., Guida alle escursioni, Bologna, p.111-120.

Ricci Lucchi F. (1975) - *Miocene palaeogeography and basin analysis in the peri-Adriatic Apennines*.In Squires C. (Ed.) "*Geology of Italy***", 2**: 129-236, PESL-Tripoli.

Ricci Lucchi F. (1978) - *Sedimentologia*, Parte II. C.L.U.E.B. Ed., 210 pp.

Ricci Lucchi F. (1981) - *The Miocene Marnoso-Arenacea turbidites, Romagna and Umbria Apennines*. Excursion No. 7, Excursion Guidebook, 2nd European Regional Meeting IAS, p. 230-303.

Ricci Lucchi F & Pialli G. (1973) - *Apporti secondari nella Marnoso-arenacea: 1. Torbiditi di conoide e di pianura sottomarina a Est-Nordest di Perugia.* Boll. Soc. Geol. It., **92**: 669-712.

Ricci Lucchi F. & Valmori E. (1980) - *Basin-wide turbidites in a Miocene over-supplied deep-sea plain: a geometrical analysis*. Sedimentology, **27**: 241-270.

Rinaldi M. & Rodolfi G. (1995) - *Evoluzione olocenica della pianura alluvionale e dell'alveo del Fiume Sieve nel Mugello (Toscana).* Geogr. Fis. Dinam. Quatern., **18**: 57-75.

Rodolfi G. & Moretti S. (1981) - *Osservazioni su di un antico cono di deiezione nel pedemonte del Mugello (Firenze).* Ann. Ist. Sperim. Studio Difesa Suolo (MAF), Firenze, **12**: 97-112.

Roth P. (1978) - *Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the Northwestern Atlantic Ocean*. Rep. DSDP, Leg 44, p. 731-759

Salvador A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units.* Geol. Soc. Am. Bull., **98**: 232-237.

Sanesi g. (1965) - *Geologia e morfologia dell'antico bacino lacustre del Mugello - Firenze.* Boll. Soc. Geol. It., **84** (3): 169-252.

Sanesi G. (1977) - *I suoli del bacino dei torrenti Diaterna e lineamenti pedologici del Mugello e dell'alta valle del Santerno*. P.F. Conservazione del Suolo, S. P. Dinamica versanti, Pubbl. **12**: 96 pp.

Sani F. (1990) - *I thrust appenninici esterni nel settore Firenzuola-Bocca Trabaria. Evoluzione deformativa ed implicazioni strutturali.*. Studi Geol. Camerti, **Vol. Spec**.: 87-97.

Sani F. (1991) - *Rilevamento strutturale della catena appenninica nel settore Firenzuola-Bocca Trabaria*. Atti II 2° Seminario "Cartografia Geologica", Bologna Febbraio 1990, Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 327-338.

Serri G., Innocenti F. & Manetti P. (1993) - *Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosfere in the genesis of the Neogene-Quaternary mamgmatism of Central Italy.* Tectonophysics, **223**: 117-147.

Signorini R. (1936) - *Osservazioni geologiche sul bordo settentrionale del Casentino*. Boll. Soc. Geol. It., **55**: 283-294.

Sissingh W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous Calcareous Nannoplankton.* Geol. Mijnb., **56** (1): 37-65.

Ten Haaf E. (1985) - *A structural review of the Bolognese Apennines (with two field trip itineraries).* Giorn. Geol., **47** (1-2): 35-45.

Ten Haaf E. & Van Wamel W.A. (1979) - *Nappes of the alta Romagna*. Geol. Mijn., **58** (2): 145-152.

Treves B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines.* Ofioliti, **9**: 577-618.

Valduga A. (1957) - *La catena di M. Senario e il gruppo di M. Giovi.* Boll. Serv. Geol d'It., **77**: 637-682.

Valensise G. & Pantosti D. (Eds.), (2001) - *Database of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy*. Annali di Geofisica, **44** Suppl. 1:, 18 pp., con CD-ROM.

Vannucci G. & Gasperini P. (2003) - *A database of revised fault plane solutions for Italy and surrounding regions*. Computers & Geosci., **29**: 903-909.

Vannucci G., Pondrelli S., Argnani A., Morelli A., Gasperini P. & Boschi E. (2004) - *An atlas of Mediterranean seismicity*. Annals of Geophysics, supplement to Vol. **47**, 1: 247-334

Varnes D.J. (1978) - *Slope movements. Types and processes*. In: Schusiga R.L. & Krizker R.J. (Eds.) *Landslides: Analysis and Control*. Transp. Res. Board, National Research Council, Nat. Acad. of Sciences, Washington. Spec. Rep., **176**: 11-33.

Westaway R. (1992) **-** *Seismic moment summation for historical earthquakes in Italy: tectonic implications.* J. Geophys. Res., **97** (B11): 15437-15464.

Zuffa G.G. (1980) **-** *Hibrid arenites: their composition and classification*. J. Sedim. Petr., **50**: 21-29.

Zuffa, G.G. (1985) - *Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results*. In Zuffa G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. North Atlantic Treaty Organiz. Advanced Study Inst. Series, D. Reidel, Dordrecht, **148**: 165-189.agna, 118 pp.