



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

NOTE ILLUSTRATIVE

della

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

alla scala 1:50.000

foglio 297

ASCIANO

A cura di

A. Lazzarotto⁽¹⁾, A. Costantini⁽¹⁾, F. Sandrelli⁽¹⁾, A. Brogi⁽¹⁾ e L.M. Foresi⁽¹⁾

Con contributi di:

- per la stratigrafia: **M. Aldinucci⁽¹⁾, G. Cornamusini⁽¹⁾, M. Chinassi⁽³⁾, V. Pascucci⁽⁴⁾**
- per le analisi micropaleontologiche: **A.M. Bambini⁽¹⁾, G. Cornamusini⁽¹⁾, L.M. Foresi⁽¹⁾, A. Lazzarotto⁽¹⁾, R. Mazzei⁽¹⁾, F. Riforgiato⁽¹⁾ e G. Salvatorini⁽¹⁾**
- per "Aspetti idrologici e idrogeologici": **P. Barazzuoli⁽¹⁾, M.R. Marchetti⁽¹⁾, R. Rigati⁽¹⁾ e M. Salleolini⁽¹⁾**
- per "I depositi di travertino di Serre di Rapolano: la Cava Oliviera": **R. Aquè⁽¹⁾, M.L. Branca⁽²⁾, A. Brogi⁽¹⁾, E. Capezzuoli⁽¹⁾ e M. Voltaggio⁽²⁾**
- per "Le sorgenti termali delle Terme di S. Giovanni": **A. Brogi⁽¹⁾ e E. Capezzuoli⁽¹⁾**

Hanno inoltre collaborato:

A.M. Bambini⁽¹⁾ per l'allestimento del testo e **A. Mancini⁽¹⁾ e B. Terrosi⁽¹⁾** per le figure.

(1) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena

(2) - CNR-IGAG, Roma

(3) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze

(4) - Istituto di Scienze geologiche-mineralogiche, Università di Sassari

Ente realizzatore



Università di Siena

Dipartimento di Scienze della Terra

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

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

Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Siena: A. Lazzarotto

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA – ISPRA

Revisione scientifica:

F. Capotorti, D. Delogu, C. Muraro

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), S. Falcetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, V. Campo, R.M. Pichezzi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M.L. Vaovec, S. Falcetti

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

Allestimento editoriale e cartografico:

B. Graziosi, L. Giannetti, M.F. Bastone, D. Graziosi, A. Carboneschi

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:

B. Graziosi, A. Lucchese, L. Giannetti

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

Gestione tecnico-amministrativa per la Regione Toscana:

D. Morini, G. Lavorini – Servizio Geologico REGIONE TOSCANA - **B. Zanchi** - CNR- IBIMET

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

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag. 7
II	- STUDI PRECEDENTI	» 11
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	» 15
IV	- STRATIGRAFIA	» 19
1.	- DOMINIO TOSCANO	» 19
1.1.	- UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA	» 20
1.1.1.	- <i>Calcari a Rhaeticula contorta</i> (RET)	» 20
1.1.2.	- <i>Calcarea Massiccio</i> (MAS).....	» 21
1.1.3.	- <i>Calcarea selcifera di Limano</i> (LIM).....	» 22
1.1.4.	- <i>Rosso Ammonitico</i> (RSA).....	» 22
1.1.5.	- <i>Calcari e Marne a Posidonia</i> (POD).....	» 23
1.1.6.	- <i>Diaspri</i> (DSD)	» 24
1.1.7.	- <i>Calcari ad Aptici</i> (APT).....	» 25
1.1.8.	- <i>Maiolica</i> (MAI).....	» 26
1.1.9.	- <i>Scaglia toscana</i> (STO).....	» 27
1.1.9.1.	- Membro delle argilliti di Brolio (STO₂)	» 27
1.1.9.2.	- Membro delle marne del Sugame (STO₁)	» 29
1.1.9.3.	- Membro delle calcareniti di Montegrossi (STO₃)	» 29
1.1.9.4.	- Membro delle calcareniti di Dudda (STO₄)	» 31
1.1.10.	- <i>Macigno</i> (MAC).....	» 33
1.1.10.1.	- Olistostromi di Argille e calcari di Canetolo e di Calcari di Groppo del Vescovo (ac e gv)	» 37
2.	- DOMINIO LIGURE	» 38
2.1.	- UNITÀ TETTONICA MORELLO	» 38
2.1.1.	- <i>Formazione di Sillano</i> (SIL)	» 39
2.1.2.	- <i>Formazione di Monte Morello</i> (MLL)	» 40
3.	- SUCCESSIONE NEOGENICA DEL VERSANTE TIRRENICO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE	» 42
3.1.	- FORMAZIONI MIOCENICHE	» 42
3.1.1.	- <i>Breccia di Grotti</i> (GRO)	» 42
3.1.2.	- <i>Argille del Casino</i> (SIN).....	» 43
3.1.3.	- <i>Conglomerati di Lilliano</i> (LIL).....	» 44

3.2.	- FORMAZIONI PLIOCENICHE.....»	45
3.2.1.	- <i>Conglomerati di Gambassi Terme (GAM)</i>»	45
3.2.2.	- <i>Argille Azzurre (FAA)</i>»	47
3.2.3.	- <i>Sabbie di Chiusure (CEH)</i>»	49
3.2.4.	- <i>Sabbie di San Vivaldo (SVV)</i>»	50
4.	- DEPOSITI CONTINENTALI DELLA VALLE DEL T. AMBRA.....»	52
4.1.	- FORMAZIONE DI CASTELLO DI MONTALTO (TEN).....»	52
5.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI.....»	54
5.1.	- TRAVERTINI (f ₁).....»	54
5.2.	- DETRITI DI FALDA (a ₃).....»	56
5.3.	- DEPOSITI PALUSTRI (e ₃).....»	56
5.4.	- COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI (b ₂).....»	56
5.5.	- DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (b _n).....»	56
5.6.	- DEPOSITI ALLUVIONALI (b).....»	57
5.7.	- DEPOSITI DI FRANA (a ₁).....»	58
5.8.	- DEPOSITI DI VERSANTE (a).....»	58
5.9.	- DEPOSITI ANTROPICI (h).....»	58
V	- TETTONICA»	59
1.	- INTRODUZIONE.....»	60
2.	- TETTONICA DISTENSIVA POST-COLLISIONALE.....»	60
2.1.	- CARATTERI EVOLUTIVI DELLA TETTONICA DISTENSIVA.....»	60
2.2.	- LA TETTONICA DISTENSIVA DEL FOGLIO 297 “ASCIANO”.....»	63
2.2.1.	- <i>Evento DA3: faglie dirette del Pleistocene – Attuale</i>»	64
2.2.2.	- <i>Evento DA2: faglie dirette del Pliocene</i>»	67
2.2.3.	- <i>Evento DA1: faglie dirette a basso angolo mioceniche</i>»	71
3.	- TETTONICA COMPRESSIVA.....»	74
3.1.	- SISTEMI DI PIEGHE A VERGENZA ORIENTALE.....»	75
3.2.	- SISTEMI A SOVRASCORRIMENTI ED IMPILAMENTO DELLE UNITÀ TETTONICHE.....»	76
4.	- L’ ASSETTO STRUTTURALE DEL BACINO DI SIENA SULLA BASE DEI PROFILI SISMICI.....»	77
VI	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA»	81
1.	- ASPETTI IDROLOGICI ED IDROGEOLOGICI.....»	81
1.1.	- IL CICLO DELL’ ACQUA ED IL BILANCIO IDRICO.....»	82
1.1.1.	- <i>Precipitazioni</i>»	82
1.1.2.	- <i>Evapotraspirazione reale</i>»	83
1.2.	- LE RISORSE IDRICHE.....»	84
1.2.1.	- <i>Eccedenza Idrica</i>»	84
1.2.2.	- <i>Considerazioni sulle risorse</i>»	85

1.2.3.	- <i>L'acquifero della bassa Val d'Arbia</i>	»	85
1.2.4.	- <i>L'acquifero di interesse geotermico: il termalismo nell'area di Rapolano Terme</i>	»	87
1.2.5.	- <i>Caratteristiche idrogeologiche dell'acquifero superficiale</i>	»	89
2.	- RAPPORTI FRA LE STRUTTURE E LA CIRCOLAZIONE IDROTERMALE	»	90
2.1.	- INTRODUZIONE	»	90
2.2.	- SISTEMI DI CIRCOLAZIONE IDROTERMALE FOSSILI: I TRAVERTINI	»	92
2.2.1.	- <i>I depositi di travertino di Campo Muri</i>	»	93
2.2.2.	- <i>I depositi di travertino di Serre di Rapolano: la Cava Oliviera</i> ..	»	98
2.2.2.1...	- <i>Cenni sul metodo ²³⁰Th/²³⁴U e procedura analitica</i>	»	102
2.3.	- SISTEMI DI CIRCOLAZIONE IDROTERMALE ATTIVI	»	103
2.3.1.	- <i>Le sorgenti termali delle Terme di S. Giovanni</i>	»	103
2.4.	- RELAZIONI TRA LE STRUTTURE, I DEPOSITI DI TRAVERTINO E LE SORGENTI TERMALI	»	108
3.	- RISORSE MINERARIE	»	111
3.1.	- MINERALI DI MANGANESE	»	111
3.2.	- SILICE POLVERULENTA	»	112
4.	- NOTE DI GEOLOGIA URBANA	»	113
4.1.	- VALORIZZAZIONE DELLA GEODIVERSITÀ SENESE	»	114
4.2.	- I GEOSITI SENESI	»	115
4.2.1.	- <i>I geositi presenti nell'abitato di Siena</i>	»	116
	APPENDICE	»	118
	BIBLIOGRAFIA	»	121

PROGETTO

CARG

I – INTRODUZIONE

Il Foglio 297 “Asciano”, alla scala 1:50.000, comprende le Sezioni I-Castelnuovo Berardenga, II-Asciano, III-Monteroni e IV-Pianella; esso si estende quasi per intero sul territorio della provincia di Siena e, per una piccola parte (angolo NE), su quello della provincia di Firenze (fig. 1).

Il principale reticolo di drenaggio superficiale è costituito dal F. Ombrone e dal T. Arbia che è un suo affluente di destra. Il paesaggio dominante è di tipo collinare, con quote frequentemente comprese fra i 200 e i 350 metri; le quote più elevate sono lungo la Dorsale Monti del Chianti – Rapolano – Monte Cetona, sul lato settentrionale e nord-orientale del Foglio, con il M. Longo di 516 m s.l.m. e il P.gio Capanne di 629 m. Le aree a morfologia collinare corrispondono, in prevalenza, agli affioramenti delle formazioni argilloso-sabbiose e conglomeratiche di età pliocenica. In corrispondenza delle aree morfologicamente più elevate, nel settore orientale del Foglio (Dorsale Monti del Chianti – Monte Cetona) affiorano le formazioni di età mesozoica e terziaria dei domini toscano, subligure e ligure.

Il Foglio 297 “Asciano” ricade per gran parte nel settore nord-orientale del Foglio geologico 120 “Siena” (in scala 1:100.000), nella parte sud-orientale del Foglio 113 “Castelfiorentino”, in quella sud-occidentale del Foglio 114 “Arezzo” ed, infine, in quella nord-occidentale del Foglio 121 “Montepulciano”. L’incrocio dei quattro fogli cade poco a nord della località Montaperti. La carta geologica è stata redatta per intero a partire da nuovi rilevamenti di campagna eseguiti, alla scala 1:10.000, negli anni 2002-2005, per conto della Regione

Toscana. Questa estesa e dettagliata cartografia, effettuata dai Ricercatori del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Siena, è consultabile pubblicamente attraverso il sito Internet della Regione Toscana.

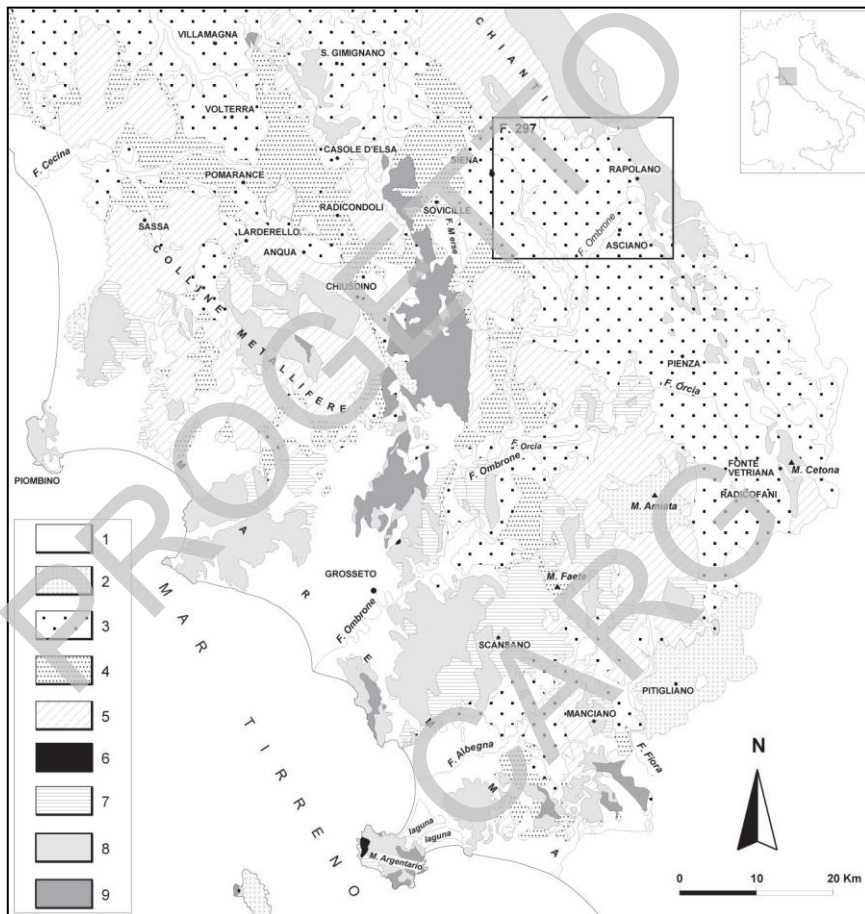


Fig. 1 - Inquadramento dell'area studiata: 1 - Depositi del Pleistocene-Olocene; 2 - Rocce ignee plio-quadernarie; 3 - Depositi pliocenici; 4 - Depositi miocenici; 5 - Unità tettoniche liguri; 6 - Unità tettoniche liguri-piemontesi; 7 - Unità tettoniche subliguri; 8 - Unità tettonica della Falda toscana; 9 - Unità tettonica di Monticiano-Roccastrada.

Le unità litostratigrafiche distinte nel Foglio sono state istituite in tempi diversi e alcune di esse vengono qui indicate per la prima volta. Per quelle

formalizzate si è fatto riferimento a:

"Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia - Formazioni geologiche" degli anni 1968-71 ad opera inizialmente del Comitato Geologico d'Italia e successivamente della Commissione stratigrafica;

"Carta Geologica d'Italia – 1:50.000. Catalogo delle Formazioni: Fascicoli I – VII", Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, serie III, Vol. 7 (2007).

Per le unità litostratigrafiche non formalizzate ma entrate nell'uso corrente della letteratura geologica e già introdotte nei Fogli a scala 1:100.000 del Servizio Geologico d'Italia ci siamo riferiti a CARIMATI *et alii* (1980).

Le unità litostratigrafiche, di rango formazionale, sono distinte nel Foglio con tre lettere maiuscole; i membri, formali ed informali, sono siglati con le tre lettere che contrassegnano la formazione a cui appartengono e con un numero al pedice; le litofacies e gli olistostromi sono distinti aggiungendo lettere minuscole al pedice della sigla della formazione. I depositi superficiali quaternari sono identificati tramite una o due lettere minuscole. I prodotti magmatici sono infine contrassegnati da lettere greche. Non è stata adottata la divisione in UBSU dei depositi quaternari per omogeneità con i fogli già effettuati nella Toscana meridionale nei quali sono stati privilegiati gli aspetti litologici e morfologici.

L'area in cui si inserisce il Foglio 297 "Asciano" comprende la parte settentrionale del Bacino pliocenico di Siena i cui sedimenti poggiano, trasgressivi, a nord sulle formazioni liguri delle Colline del Chianti e ad est su quelle della Successione toscana non metamorfica della Dorsale Monti del Chianti – Monte Cetona. Le formazioni, coinvolte nelle deformazioni pre- e sin-collisionali, sono state raggruppate in unità tettoniche, disposte in legenda nello stesso ordine di sovrapposizione geometrica che hanno sul terreno. Quelle, invece, che sono state interessate solo dalle deformazioni riferibili alle fasi post-collisionali, sono state collocate nell'ordine di sovrapposizione stratigrafica.

Seguendo una consuetudine adottata nelle Note Illustrative di numerosi fogli, già pubblicati, e per meglio evidenziare l'evoluzione sedimentaria ed ambientale delle unità presenti nell'area in esame, il capitolo della stratigrafia seguirà l'ordine di sovrapposizione geometrica che le Unità tettoniche hanno sul terreno a partire da quella più profonda. All'interno di ciascuna Unità tettonica, la descrizione delle formazioni procederà nell'ordine di sovrapposizione stratigrafica a partire da quella più antica.

PROGETTO

CARG

II - STUDI PRECEDENTI

La maggior parte dell'area del Foglio 297 "Asciano" è occupata dalle formazioni plioceniche del Bacino di Siena. Queste poggiano trasgressive e discordanti: 1) sui depositi lacustri del Miocene superiore, presenti sul margine occidentale del Foglio e che costituiscono il prolungamento meridionale del Bacino lacustre del Casino; 2) sulle formazioni dell'Unità Morello, che affiorano sul bordo settentrionale e che formano le pendici meridionali delle colline del Chianti; 3) sulle formazioni della Successione toscana non metamorfica, che affiorano lungo la Dorsale Monti del Chianti – Rapolano – Monte Cetona. Degne di nota sono le estese placche di travertino, oggetto di escavazione fin da epoca etrusca, che, nella zona di Rapolano, Serre di Rapolano e Asciano, ricoprono le formazioni plioceniche. Sul travertino e sulle acque termali, che al travertino hanno dato origine, torneremo in un apposito capitolo con le relative citazioni bibliografiche. I depositi pliocenici del Bacino di Siena sono stati oggetto di numerosi studi sia di carattere generale sia di carattere più specifico. Per primi se ne occuparono i paleontologi tra i quali ricordiamo PANTANELLI (1877), DE STEFANI (1877) e DE STEFANI & PANTANELLI (1878) che studiarono la fauna malacologica dei dintorni di Siena.

Ancor prima l'Abate camaldolese AMBROGIO SOLDANI (1736-1808) che, assieme al bolognese J. B. BECCARI, può ben essere considerato uno dei pionieri della Micropaleontologia, aveva osservato che i sedimenti argilloso-sabbiosi dei dintorni di Siena e in particolare dell'area della Coroncina, nella parte meridionale della città, contenevano tante piccolissime conchigliette che egli

attribuì a molluschi cefalopodi. Nel 1770 egli pubblicò a Siena la prima grande trattazione e illustrazione di tali microfossili sotto il titolo di “Saggio Orittografico – ovvero Osservazioni sopra le terre Nautiliche e Ammonitiche della Toscana”. Tale saggio, insieme all’altra opera monumentale: “*Testaceographiae et Zoophytographiae parvae et microscopicae*”, è conservata presso l’Accademia dei Fisiocritici di Siena, della quale egli fu per lungo tempo segretario (FONDI, 1991). Negli anni ’60 e ’70 CUSCANI POLITI, a seguito del ritrovamento di resti di *Rhinoceros etruscus* presso il P.gio Dei Sodi, un chilometro circa a SE di Castelnuovo Berardenga Scalo, pubblicò una serie di lavori relativi al reperto e alla malacofauna associata, contenuta nelle argille marine plioceniche (CUSCANI POLITI, 1963a, 1963b, 1978). Oltre a questi lavori di carattere strettamente paleontologico, il Bacino di Siena è stato oggetto di numerosi altri studi geologici tra i quali ricordiamo: SESTINI A. (1931), SESTINI G. (1970), GIANNINI (1971), AMBROSETTI *et alii* (1979), BARTOLINI *et alii* (1983), BARAZZUOLI *et alii* (1986, 1988), BERTINI *et alii* (1991). In tempi recenti e in modo specifico, se ne sono occupati SIGNORINI (1966, 1967) e GANDIN (1967) con ricerche geologiche e biostratigrafiche sviluppate nell’ambito della cartografia alla scala 1:100.000 del S.G.N., GELMINI (1974) con una dettagliata analisi fotogeologica, GUASPARRI (1978) con uno studio geomorfologico sui calanchi e sulle biancane, COSTANTINI *et alii* (1980, 1982), GANDIN (1982) e BARAZZUOLI *et alii* (1986, 1988) nel contesto del “Progetto Neotettonica” e del “Progetto Finalizzato Energetica” del C.N.R.; ricordiamo ancora GANDIN & SANDRELLI (1992), per uno studio, a prevalente carattere sedimentologico, sui corpi sabbiosi intercalati alle argille e affioranti al centro del bacino e BOSSIO *et alii* (1992), nell’ambito della guida post-congresso relativa alla 76° Riunione Estiva della Soc. Geol. It.. Alcune ricerche di dettaglio sono state accentrate sulle fasce marginali del bacino pliocenico che, essendo strutturalmente sollevate, hanno permesso l’esame dei rapporti di giacitura e dell’assetto tettonico delle unità preneogeniche. Per la fascia nord – occidentale, dove affiorano in prevalenza le liguridi, si segnala la monografia della NOCCHI (1960), mentre per quella orientale, dominata dalle formazioni della “Serie toscana” si ricordano LOSACCO (1953), LOSACCO & DEL GIUDICE (1958), CANUTI & MARCUCCI (1967), LAZZAROTTO (1973), BROGI *et alii* (1999, 2000a, 2002), BROGI (2002, 2004d), AQUÈ & BROGI (2002) e BAMBINI *et alii* (2009, 2010). Ricordiamo, infine, la Nota Illustrativa dell’adiacente Foglio 296 “Siena” che comprende il margine occidentale del bacino pliocenico (COSTANTINI *et alii*, 2009). A completamento di questa rassegna sono da citare i lavori di BONINI (1999), BONINI & SANI (2002), FINETTI (2006), che, sulla base dell’interpretazione di sezioni sismiche a riflessione, escludono parzialmente o totalmente l’azione della tettonica rigida distensiva nella genesi e sviluppo dei

bacini neogenici della Toscana Meridionale e, nella fattispecie, dei Bacini di Siena e di Radicofani.

PROGETTO
CARG

PROGETTO

CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Nel Foglio 297 "Asciano" si possono distinguere due elementi morfostrutturali: un'area centrale, depressa, occupata dai sedimenti pliocenici del Bacino di Siena; una fascia nord-orientale, morfologicamente e strutturalmente sollevata, facente parte della Dorsale Monti del Chianti – Rapolano – Monte Cetona.

Il Bacino di Siena occupa un settore intermedio della lunga depressione tettonica che, dalla Valle del Serchio, si estende verso SSE, lungo la Valle dell'Elsa, la Valle dell'Arbia, l'alta Val d'Orcia e l'alta Valle del Paglia, ricongiungendosi con il Bacino della Val di Chiana - Val di Tevere all'altezza del Lago di Bolsena. Questa fossa ha una lunghezza di oltre 200 Km ed è suddivisa in segmenti, da strutture sollevate trasversali, realizzatesi in prossimità di particolari allineamenti tettonici. Tali segmenti costituiscono bacini a sé stanti con collegamenti spesso precari ed evoluzione tettonico-paleogeografica diversa, in parte o completamente.

Il Bacino di Siena (fig. 2), limitato a nord dalla Soglia di Monteriggioni e dalle Colline del Chianti, ad ovest dalla Montagnola Senese e dalla Dorsale Murlo-Montalcino, a sud dalla Soglia di Pienza ed infine ad est dalla Dorsale Rapolano-Trequanda-Piazza di Siena, appare tagliato in due parti dalla "Linea dell'Arbia", considerata come una "*transfer fault*" in un recente lavoro (LIOTTA, 1991). Soltanto nel settore meridionale esso presenta caratteri tipici di fossa tettonica, con una potenza dei soli sedimenti pliocenici superiore, secondo COSTANTINI *et alii* (1982), ai 1000 m, in corrispondenza di un allineamento

spostato ad Est rispetto all'asse di simmetria del bacino. Questi ultimi Autori ritengono il Bacino di Siena asimmetrico e caratterizzato, sul bordo orientale, da una "master fault" dal rigetto variabile ma non inferiore a varie centinaia di metri, e sul bordo occidentale, da dislocazioni con rigetti normalmente inferiori al centinaio di metri.

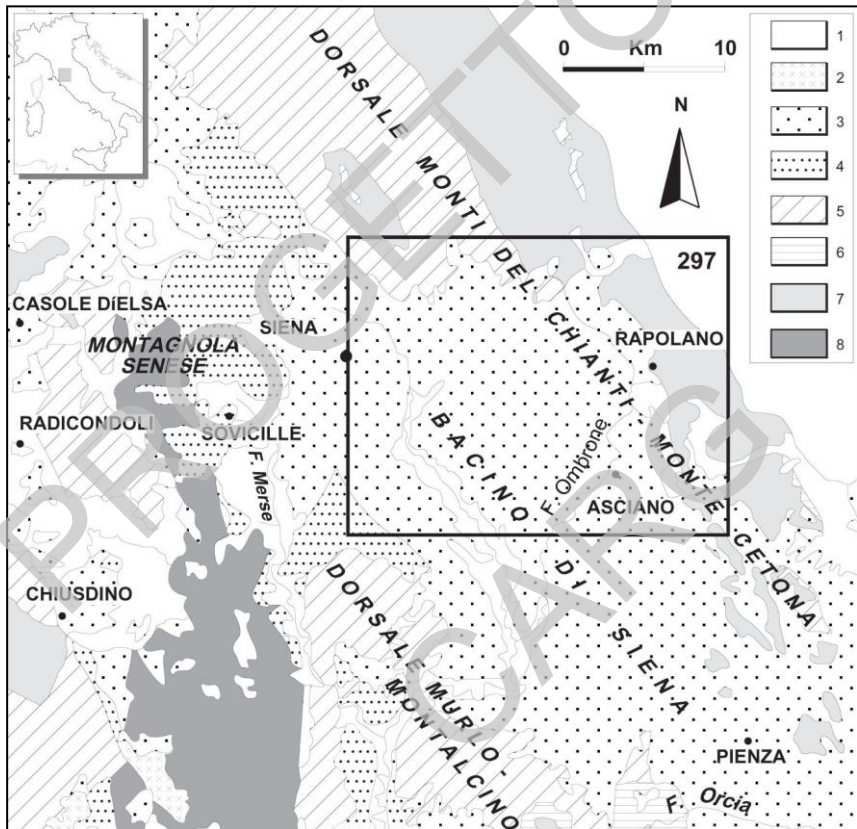


Fig. 2 - Schema geologico dell'area comprendente il Foglio 297 "Asciano" (per i simboli si veda fig. 1).

La faglia principale, individuata in superficie, per lungo tratto, nella zona di Rapolano Terme, viene ritenuta attiva, da COSTANTINI *et alii* (1982), ancor prima della sedimentazione del Pliocene. BERTINI *et alii* (1991) la considerano

una "faglia diretta a geometria listrica e sinsedimentaria di notevole importanza. Essa raggiunge una profondità di circa 9 km come è evidenziato sia dalla geofisica, che indica il dislocamento di riflettori profondi, sia dalla stima sulla sua profondità calcolata in relazione al volume dei sedimenti neogenici ad essa legati...". BROGI (2002; 2004d) conferma l'attività neogenico – quaternaria delle faglie dell'area di Rapolano, considerandole il percorso principale dei fluidi idrotermali responsabile della deposizione dei travertini.

Per quel che concerne l'evoluzione sedimentaria nel corso del Neogene, il settore di Bacino di Siena, rappresentato nel Foglio, ha conosciuto un dominio lacustre miocenico ed uno marino pliocenico; le espressioni sedimentarie del primo sono presenti unicamente lungo una stretta fascia sul margine occidentale del Foglio e costituiscono il prolungamento meridionale dei depositi lacustri turoliani (Miocene superiore) del Bacino del Casino (LAZZAROTTO & SANDRELLI, 1979; BOSSIO *et alii*, 2000); quelle del secondo si estendono ampiamente e senza soluzione di continuità a tutto il bacino, al bordo nord-orientale del quale trasgrediscono direttamente sulle unità preneogeniche della Dorsale Monti del Chianti – Monte Cetona. Questa dorsale costituisce il tratto meridionale di un importante elemento morfotettonico di estensione regionale, Monte Orsaro-Pania di Corfino-Val di Lima-Monte Albano-Monti del Chianti-Rapolano-Monte Cetona, che attraversa il territorio toscano in direzione NNO-SSE per varie decine di chilometri ed in corrispondenza del quale affiorano unità mesozoiche e terziarie, di copertura, della Catena appenninica. E' delimitata ad ovest e ad est rispettivamente dal Bacino di Siena-Radicofani e dal Bacino della Val di Chiana, riempiti da spesse coltri di depositi di età neogenico-quaternaria (BROGI *et alii*, 2002 *cum bibl.*). L'importanza di questa struttura, nel quadro dell'evoluzione tettonica dell'Appennino Settentrionale, è messa in evidenza dall'attenzione dei geologi soprattutto durante il secolo scorso. In sintesi, per LOTTI (1910) l'Anticlinale ribaltata del Monte Cetona rappresenta la "più orientale fra le pieghe della Catena Metallifera" e "può essere considerata come la continuazione a S.O. dell'anticlinale Corfino-Val di Lima-Monsummano". Per MERLA (1952) rappresenta la 4^a ruga, sollevatasi nel Miocene medio e superiore, del suo sistema evolutivo dell'Appennino Settentrionale. In molti lavori degli anni '60, riguardanti nuove teorie sull'assetto strutturale della catena nord-appenninica, questa struttura è interpretata come il fronte (o come il fronte mesozoico) della "Falda toscana" (ELTER, 1960; TREVISAN, 1962; GIANNINI *et alii*, 1962; GIANNINI & LAZZAROTTO, 1967; BALDACCI *et alii*, 1967; ABBATE *et alii*, 1970; GIANNINI *et alii*, 1971, etc.). LAZZAROTTO (1973) sostiene che la struttura rovesciata Chianti-Cetona non può rappresentare il fronte mesozoico della falda toscana poiché all'interno di questa struttura non esistono tracce di raddoppio, bensì di

denudamento tettonico. Essa costituirebbe pertanto una importante piega della copertura toscana, “scollatasi al livello delle anidridi ed avanscorsa verso est contemporaneamente ed in maniera più o meno solidale con la copertura umbra”. Analogo significato viene dato a questa struttura da BOCCALETTI *et alii* (1981) come emerge dalla sezione 4 di fig. 5 del lavoro citato. Per ELTER & SANDRELLI (1994, 1995) “la piega rovesciata individuata nei Monti del Chianti (che viene a trovarsi lungo la struttura regionale Monte Orsaro-Monte Cetona) corrisponde ad una piega minore di una grande struttura antiforme di 2° Fase che dall’area delle Alpi Apuane si estende, a sud, a quella tosko-laziale (...). La formazione di tale Paleantiforme appenninica potrebbe essere messa in relazione con l’evento Burdigaliano, durante il quale si realizza la sovrapposizione del Macigno del Chianti sull’Arenarie del Cervarola-Falterona”. Infine BONINI (1999) e BONINI & SANI (2002) propongono un modello nuovo, parzialmente ripreso da FINETTI (2006), secondo il quale la struttura Chianti-Cetona deve essere reinterpretata “*as having been generated by a WSW- dipping thrust system, with folds associated with this thrusting*”. Particolari di maggior dettaglio saranno riferiti nel capitolo dedicato alla tettonica dell’area in esame.

IV – STRATIGRAFIA

Il rilevamento del Foglio 297 “Asciano”, condotto alla scala 1:10.000, ha permesso di tracciare la seguente successione di unità litostratigrafiche:

- Depositi continentali quaternari
- Depositi continentali della Valle del T. Ambra
- Successione Neogenica del versante Tirrenico dell’Appennino Settentrionale
- Dominio Ligure
- Dominio Toscano

1. - DOMINIO TOSCANO

Il Dominio Toscano è rappresentato da litotipi appartenenti alla successione toscana non metamorfica, affioranti lungo la Dorsale Chianti-Cetona sul lato nord-orientale dell’area in esame.

Il termine più antico affiorante è rappresentato dai Calcari a *Rhaeticula contorta*. La formazione delle Anidriti di Burano (**BUR**) non compare mai in affioramento nell’area del Foglio ma è stata incontrata dal sondaggio Rapolano 1 (BARAZZUOLI *et alii*, 1987), durante l’esplorazione geotermica, condotta in quest’area alla fine degli anni cinquanta. Tale unità stratigrafica, perforata per 114 metri senza che sia stata raggiunta la base, è costituita da alternanze di strati di anidrite e strati di dolomia. Le sequenze evaporitiche, carbonatico-solfatiche,

presentano caratteri sedimentologici che suggeriscono un ambiente di sedimentazione di sabkha (PASSERI & PIALLI, 1973) “prospiciente un’area marina confinata ad alta salinità” (MARTINI *et alii*, 1989). Le Anidriti di Burano, affioranti nella parte sommitale del Monte Cetona, sono state attribuite, da CIARAPICA *et alii* (1987), al Norico ed alla parte basale del Retico; nell’area del vicino Foglio 306 “Massa Marittima”, i dati micropaleontologici, in sondaggio e in affioramento, hanno permesso di attribuire la formazione ad un intervallo compreso fra il Carnico ed il Norico superiore (MARTINI *et alii*, 1989).

Qui di seguito verranno descritte le unità litostratigrafiche riconosciute in affioramento, a partire dai termini geometricamente inferiori.

1.1. – UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

1.1.1. - *Calcari a Rhaetavicula contorta* (RET)

Questa formazione compare in modesti affioramenti nella parte meridionale dell’area, mentre è stata interamente attraversata, per 330 metri, dal sondaggio Rapolano 1. È costituita da calcari neri, fetidi alla percussione, in strati che non superano il metro di spessore, ai quali si intercalano, con maggior frequenza verso il basso, livelli decimetrici di marne grigio scure in frattura fresca e gialle sulla superficie alterata. I Calcari a *Rhaetavicula contorta* passano verso l’alto al Calcare Massiccio tramite un contatto stratigrafico per alternanza, ben esposto nella cava di S. Alberto, ubicata circa tre chilometri ad est di Montalceto.

Il passaggio alla sovrastante formazione è caratterizzato dalla presenza di banconi calcarei di colore grigio rosato, dello spessore di 2-3 m, che si alternano a calcari neri e che localmente appaiono attraversati da un fitto reticolo di vene di calcite bianca e giallo ocra (facies tipo Portoro). Come risulta dalla stratigrafia di un pozzo perforato per ricerche d’acqua, poche centinaia di metri a sud-ovest della cava di S. Alberto, nella parte inferiore della formazione si nota una progressiva diminuzione degli strati calcarei ed un aumento dei livelli marnosi di colore grigio.

Lo spessore di questa formazione, dedotto sulla base dei dati di sondaggio, può essere valutato attorno a 300 m, coerentemente con quanto riconosciuto più a sud, nell’area del Monte Cetona (PASSERINI, 1964; FAZZINI *et alii*, 1968; CIARAPICA *et alii*, 1987).

Anche per l’ambiente di sedimentazione ci possiamo riferire al Monte Cetona, dove, in base allo studio sedimentologico e micropaleontologico, CIARAPICA *et alii* (1987) hanno riconosciuto un ambiente marino di acque

basse, con fluttuazioni di energia, di ossigenazione e, probabilmente, anche di salinità.

La sua età è concordemente attribuita al Triassico Superiore in tutti gli affioramenti della Toscana; nel vicino affioramento del Monte Cetona è stata accertata la sua appartenenza al Retico per la presenza di *Triasina hantkeni* MAIZON.

Retico

1.1.2. - *Calcare Massiccio (MAS)*

Questa formazione affiora estesamente nella parte meridionale dell'area, dove costituisce gran parte del nucleo mesozoico di Torre S. Alberto – Piazza Lupi e dei piccoli nuclei di Montecalvoli e Casalone da una parte e dall'altra del T. Asso (LOSACCO & DEL GIUDICE, 1958; LAZZAROTTO, 1973). Nella zona settentrionale dell'area, invece, questa formazione non compare mai in affioramento ma è stata attraversata dal sondaggio Rapolano 1 per quasi un centinaio di metri.

Il Calcare Massiccio è costituito prevalentemente da calcari di colore grigio chiaro, talvolta dolomitici, massicci o grossolanamente stratificati, soprattutto nella parte bassa della successione ed in quella sommitale. La colorazione dei calcari diviene progressivamente più scura verso la parte alta, vicino al passaggio con il sovrastante Calcare selcifero di Limano e nella parte bassa, in corrispondenza del passaggio con i sottostanti Calcari a *Rhaetavicula contorta*. Il Calcare Massiccio passa gradualmente alla sovrastante formazione del Calcare selcifero di Limano. Il passaggio è ben esposto in alcuni affioramenti sul lato orientale della collina Piazza Lupi. Esso è caratterizzato dalla progressiva comparsa di banconi calcarei stratificati, contenenti liste e noduli di selce grigia e nera. Negli interstrati calcarei compaiono, soltanto per pochi metri, sottili interstrati siltoso-marnosi di colore verde e giallo ocra.

Lo spessore di questa formazione è mal determinabile a causa della presenza di numerose discontinuità tettoniche, tuttavia può essere stimato non inferiore ai 150-200 m.

L'ambiente di sedimentazione, da sopratidale a intratidale, è caratteristico di una zona di laguna esterna, frequentemente interessata da episodi ad alta energia come risulta dalla presenza delle facies oosparitiche.

L'età del Calcare Massiccio viene attribuita, nell'area del Monte Cetona, al Giurassico Inferiore (Hettangiano) (PASSERINI, 1964; FAZZINI *et alii*, 1968; BOCCALETTI & MANETTI, 1972).

Hettangiano p.p.

1.1.3. - *Calcare selcifero di Limano (LIM)*

Il Calcare selcifero di Limano compare, in affioramenti discontinui, a sud di Serre di Rapolano. Esso è costituito da calcari di colore grigio più o meno scuro, stratificati e contenenti liste e noduli di selce grigia. La selce è molto abbondante nella parte medio-alta della formazione, dove può assumere il colore rosso in vicinanza della facies nodulare del Rosso Ammonitico.

Gli strati sono caratterizzati da spessori decimetrici; tuttavia, la parte bassa di questa formazione è composta da un livello, spesso circa 10-15 m, grossolanamente stratificato. Quest'ultimo è piuttosto continuo lateralmente e mostra caratteristiche litologiche molto simili a quelle del sottostante Calcare Massiccio, dal quale, tuttavia, si distingue, oltre che per la posizione stratigrafica, per la grana più grossolana e per il colore grigio più chiaro. In alcuni affioramenti è stato osservato che tale livello giace su circa dieci metri di calcari stratificati con liste di selce e passa verso l'alto a calcari nodulari stratificati, di colore rosato. Il livello massiccio è inoltre caratterizzato dalla locale presenza di filoni sedimentari, larghi fino a 50-60 cm, riempiti da un sedimento micritico grigio e rosato. Al di sopra dei calcari nodulari compaiono nuovamente strati calcarei grigi con liste di selce grigia, litologicamente simili a quelli presenti sopra al Calcare Massiccio.

Lo spessore complessivo del Calcare selcifero di Limano può raggiungere localmente i 250 metri.

Le caratteristiche sedimentarie della formazione, suggeriscono una deposizione in un ambiente bacinale profondo, con ricorrenti scivolamenti gravitativi di sedimenti dai fianchi per una irregolare ed accentuata subsidenza del bacino (KALIN *et alii*, 1979).

Questa successione è stata attribuita in quest'area ed al Monte Cetona al Liassico medio-superiore (PASSERINI, 1964; KALIN *et alii*, 1979). Più recentemente, sulla base dello studio delle Ammoniti, VENTURI & NANNARONE (2002) riferiscono la successione del Monte Cetona ad un intervallo compreso fra l'Hettangiano superiore ed il Pliensbachiano.

Hettangiano p.p. - Pliensbachiano

1.1.4. - *Rosso Ammonitico (RSA)*

Questa formazione affiora in maniera discontinua ed è presente soltanto nella parte meridionale del nucleo mesozoico di Rapolano, prevalentemente a tetto del Calcare selcifero di Limano. Essa è legata da rapporti laterali ai Calcari e Marne a *Posidonia* (POD). La presenza del Rosso Ammonitico in una

posizione stratigrafica anomala rispetto alla classica successione della Falda toscana era stata messa in evidenza da LOSACCO (1953) e LOSACCO & DEL GIUDICE (1958). In quest'ultimo lavoro gli Autori rilevano che: "In altre zone, invece, e ciò si verifica a Rapolano e nel gruppo di M. Civitella, presso Castellazzara, fra Calcarea selcifera e Scisti a *Posidonomya* si intercalano marne rosse e gialle non fossilifere, cui sembra probabile un'attribuzione al Lias superiore. Esse fornirebbero, quindi, un equivalente non fossilifero dell'Ammonitico rosso dell'Appennino umbro-marchigiano".

Il Rosso Ammonitico è costituito da calcari nodulari grigi e rosa, ai quali sono associati livelli di calcari marnosi di colore giallo ocra. Diversamente da quanto sostengono gli Autori sopra indicati, i calcari contengono localmente resti di Ammoniti, purtroppo non determinabili. Gli interstrati sono caratterizzati da livelli millimetrici di peliti rosse. L'aspetto nodulare non è sempre evidente, tuttavia persiste la colorazione rosata più o meno intensa.

Lo spessore massimo del Rosso Ammonitico non supera la cinquantina di metri.

L'ambiente di deposizione è marino pelagico.

Per quanto riguarda l'età, in mancanza di significativi reperti fossiliferi, in base alla posizione stratigrafica e al rapporto laterale con i Calcari e Marne a *Posidonia*, la formazione viene assegnata al Toarciano.

Toarciano p.p.

1.1.5 – Calcari e Marne a *Posidonia* (POD)

Questa formazione è rappresentata da affioramenti poco estesi e discontinui, presenti soprattutto nella parte centrale del tratto di dorsale Monti del Chianti – Monte Cetona, compresa nell'area del Foglio, mentre in quella meridionale compare sporadicamente ed in affioramenti di spessore ridotto, tali da non poter essere cartografati. Essa poggia sul Calcarea selcifera di Limano ed è legata da rapporti laterali con il Rosso Ammonitico; superiormente passa alla formazione dei Diaspri.

I Calcari e Marne a *Posidonia* sono principalmente costituiti da marne e calcari marnosi di colore rosso, giallo o grigio, presenti in strati spessi fino a qualche metro e separati da sottili livelli di siltiti grigie e rosse. Presso Serre di Rapolano questa formazione compare in bancate calcareo-marnose di oltre un metro di spessore, mentre presso l'abitato di Aiaccia si presenta ben stratificata in livelli marnosi di spessore decimetrico e di colore giallo e grigio. Localmente sono stati osservati sottili livelli calcarei torbiditici. A nord della Torre di S. Alberto i Calcari e Marne a *Posidonia* giacciono direttamente sopra al Rosso

Ammonitico. Il contatto con i sovrastanti Diaspri è graduale e marcato da una litofacies spesso pochi metri costituita da ritmiche alternanze di livelli siltoso-marnosi e silicei.

Lo spessore di questa formazione non supera i 25 metri.

Il suo ambiente di deposizione è marino profondo, interessato da occasionali fenomeni di flussi gravitativi torbidity. La presenza di correnti di fondo sono documentate da livelli calcilitici laminati e dalla presenza di gusci di *Posidonia* disarticolati e isoorientati (PASSERI & VENTURI, 2005).

MERLA (1952) ha attribuito la formazione al Bathoniano-Calloviano per la presenza di *Posidonia alpina* GRAS. KALIN *et alii* (1979) fanno notare che *Bositra buchi* (ROMER) (= *Posidonia alpina*) ha una distribuzione più ampia, dal Toarciano all'Oxfordiano. Questa distribuzione corrisponde bene all'intervallo ipotizzato per questa formazione da FAZZINI *et alii* (1968), cioè Toarciano-Calloviano, per la ricorrenza alla base della formazione di ammoniti del Toarciano medio. Il riferimento al Calloviano per il tetto della formazione è confermato dalla segnalazione di KALIN *et alii* (1979) di una associazione ad Aptici riferibili a questo piano.

Toarciano p.p.-Calloviano inferiore

1.1.6. - *Diaspri* (DSD)

Questa formazione affiora estesamente soprattutto lungo il versante occidentale del tratto di Dorsale Monti del Chianti – Monte Cetona compresa nell'area del Foglio. Essa è costituita da strati centimetrici di radiolariti di colore rosso, verde e grigio, separati da sottili livelli argillitici di colore nocciola e verde chiaro. Nella parte medio bassa della successione compare un livello, spesso qualche metro, di marne alle quali sono intercalati livelli centimetrici di radiolariti.

Lungo il margine occidentale della dorsale mesozoica, principalmente a sud di Serre di Rapolano, alcuni affioramenti di Diaspri sono stati intensamente alterati a causa della circolazione di fluidi idrotermali. Essi hanno dato luogo a fenomeni di dissoluzione che hanno prodotto l'accumulo, in livelli ben localizzati, di minerali insolubili argillosi di colore giallo oca o bianco, oggetto in passato di estrazione mineraria.

I Diaspri poggiano sui Calcari e Marne a *Posidonia*, sul Rosso Ammonitico oppure direttamente sul Calcare selcifero di Limano, mentre passano alla sovrastante formazione dei Calcari ad Aptici mediante un contatto per alternanza. Strati silicei alternati a livelli di marne fissili di colore rosso e grigio aumentano di frequenza e spessore verso la parte alta della formazione.

Lo spessore della formazione dei Diaspri è vario per cause tettoniche e non supera i 50 m.

Il loro ambiente di deposizione è marino profondo. KÄLIN *et alii* (1979), in uno studio sedimentologico di dettaglio, identificano nella formazione quattro facies differenti, testimonianti vari processi deposizionali in un ambiente dove la sedimentazione silicea era in gran parte controllata da correnti di torbidità e da correnti di fondo (facies D in KÄLIN *et alii*, 1979).

L'età è riferita, nell'area di Rapolano Terme, al Calloviano superiore-Titonico inferiore (KALIN *et alii*, 1979).

Calloviano superiore-Titonico inferiore

1.1.7. - *Calcari ad Aptici (APT)*

I Calcari ad Aptici (chiamati anche "Rosso ad aptici" in KALIN *et alii*, 1979) sono rappresentati da estesi affioramenti in quasi tutto il tratto di Dorsale Monti del Chianti - Monte Cetona, compreso nell'area del Foglio in esame. Questa formazione è costituita prevalentemente da calcari di colore giallo, a grana medio-fine, e da calcari marnosi di colore rosso e grigio, talvolta maculati, in strati spessi fino a 20 cm. Essi contengono liste di selce rossa che occupano quasi l'intero spessore dello strato. I livelli marnosi sono costituiti da banconi spessi fino a qualche metro, separati da sottili intercalazioni di strati siltitici.

Nella parte alta di questa formazione, nei pressi del Pod. Monte Camerini, compare una litofacies costituita da pochi metri di strati silicei grigi e biancastri.

Il passaggio alla sovrastante formazione della Maiolica avviene gradualmente, mediante una litofacies di transizione spessa circa 10 metri. Questa è caratterizzata da strati calcarei di colore nocciola, di spessore decimetrico, contenenti liste di selce grigia e rossa. A questi strati sono intercalati livelli argillitici di colore grigio verde.

Lo spessore di questa formazione non supera i 50 m.

L'ambiente di deposizione è marino profondo, simile a quello dei Diaspri.

L'età dei Calcari ad Aptici nell'area di Rapolano Terme è riferita da LOSACCO (1953) al Giurassico superiore per la presenza di *Lamellapticus beyrichi* (OPPEL). KALIN *et alii* (1979), sulla base di un accurato studio di una ricca fauna ad Aptici negli affioramenti di Cintoia, Rapolano e Monti di Poggiano, attribuiscono questa formazione al Titonico superiore; gli Autori segnalano anche la presenza di *Crassicollaria parvula* REMANE e di *C. massutiniana* (COLOM).

Titonico superiore

1.1.8. - *Maiolica* (MAI)

Questa formazione affiora estesamente nella parte centrale del nucleo a “serie toscana”, principalmente tra Rapolano Terme e Serre di Rapolano. Altri affioramenti di modesta estensione sono presenti sul fianco rovesciato dell’anticlinale Torre di S. Alberto-Piazza Lupi.

La Maiolica è costituita da calcilutiti selcifere, di colore grigio chiaro, ben stratificate in strati che raggiungono il metro di spessore. La selce, molto abbondante, è presente sottoforma di liste e noduli di colore grigio, nero e più raramente rosso. Nella parte inferiore della formazione gli strati calcarei sono caratterizzati da spessori maggiori, mentre nella parte superiore essi non superano i 15 cm. In quest’ultimo caso la loro colorazione diviene nocciola e negli interstrati compaiono livelli millimetrici di argilliti oca. Il passaggio alla sovrastante formazione della Scaglia Toscana è ovunque netta.

Lo spessore di questa formazione non supera i 120 m.

Il suo ambiente di deposizione è generalmente indicato come marino profondo.

Essa affiora in ottima esposizione, dalla base al tetto, lungo la strada sterrata che dalla superstrada porta al Pod. Cetinaia, circa un km ad est di Borgo ai Piani. Qui CANUTI & MARCUCCI (1967) hanno condotto uno studio biostratigrafico dalla formazione dei Calcari ad Aptici (Diaspri nella dicitura degli Autori) fino alla Scaglia toscana (Scisti Policromi). La successione è stata da noi ricampionata e l’esame delle microfacies ha confermato in linea di massima il contenuto micropaleontologico e il riferimento cronostatigrafico indicato dagli Autori. Nella parte inferiore della Maiolica, dove lo spessore degli strati è maggiore, è presente una microfauna a Calpionellidi, rappresentata principalmente da *Calpionella alpina* LORENZ e *Calpionella elliptica* CADISCH, mentre nella parte superiore la microfauna è poco indicativa e rappresentata essenzialmente da Radiolari e frammenti di gusci di Lamellibranchi pelagici. Da KALIN *et alii* (1979), oltre alle specie di Calpionellidi sopra indicate, sono segnalate anche *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH) e *Tintinnopsella carpathica* (MURG. & FILIP.). L’insieme di queste specie permette di riferire la parte inferiore della Maiolica ai primi piani del Cretacico inferiore (Berriasiano – Valanginiano). Il limite superiore della Maiolica è assegnato dubitativamente da CANUTI & MARCUCCI (1967) all’Aptiano.

Berriasiano-?Aptiano

1.1.9. - *Scaglia toscana* (STO)

Gli affioramenti riferibili a questa unità sono correlabili, per le loro caratteristiche litologiche e stratigrafiche, con quelli descritti da CANUTI *et alii* (1965) e da FAZZUOLI *et alii* (1996) nei Monti del Chianti. Nell'area di Rapolano la Scaglia toscana è principalmente rappresentata dal membro delle argilliti di Brolio (STO₂), da quello delle marne del Sugame (STO₁), dalle calcareniti di Montegrossi (STO₃), all'interno delle quali sono stati segnalati blocchi di una megabreccia ad elementi di vulcaniti alcaline (STO_{3a}), e dal membro delle calcareniti di Dudda (STO₄) (fig. 3).

1.1.9.1. - Membro delle argilliti di Brolio (STO₂)

Affiora estesamente nella parte nord-orientale del nucleo a “serie toscana” mentre costituisce modesti affioramenti in quella centro-orientale.

Il membro delle argilliti di Brolio è prevalentemente costituita da argilliti rosso-vinate e grigio-verdi alle quali sono intercalati strati centimetrici di calcari silicei grigio-verdi e marne argillose di colore rosso, principalmente presenti nella parte alta della successione. Le argilliti costituiscono potenti livelli, spessi fino a qualche decina di metri, spesso ad assetto caotico. Nella parte alta della successione gli strati calcarei ed i livelli argillitici assumono una colorazione nera per la presenza di biossido di manganese. Localmente compaiono, a tetto di quest'ultima litofacies, livelli di radiolariti, finemente stratificati, di colore grigio scuro e più raramente rosso e verde. L'abbondante presenza di ossido di manganese negli strati silicei ha permesso il loro sfruttamento minerario nei primi anni del ventesimo secolo. A testimonianza di questo rimangono oggi trincee ed una galleria di circa 80 m, poste laddove gli affioramenti erano piuttosto consistenti.

Lo spessore del membro delle argilliti di Brolio è variabile per cause tettoniche, tuttavia non supera i 40 m. L'ambiente di sedimentazione è marino profondo. L'età di questo membro affiorante lungo tutta la Dorsale Monte del Chianti-Monte Cetona, è riferita all'Albiano-Cenomaniano (NOCCHI, 1960; CANUTI *et alii*, 1965; CANUTI & MARCUCCI, 1967; FAZZUOLI *et alii*, 1996). Tale riferimento è confermato anche da uno studio effettuato sulla formazione della Scaglia toscana (BAMBINI *et alii*, 2009) nella zona di Rapolano Terme attraverso l'esame dei Foraminiferi planctonici e dei nannofossili calcarei e in una monografia in corso di stampa (BAMBINI *et alii*, in stampa), riguardante sempre la zona di Rapolano.

Albiano-Cenomaniano

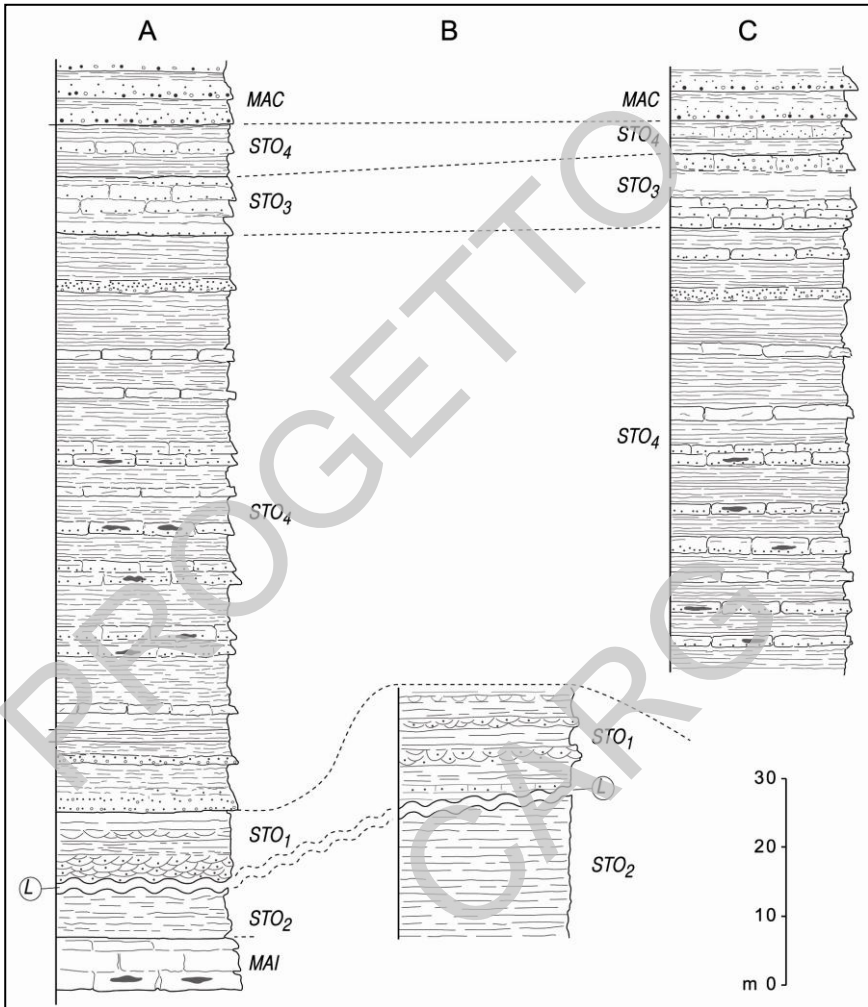


Fig. 3 - Successioni stratigrafiche relative alla Scaglia toscana, ricostruite presso: A- Pod. Cetinaia, B- Pod. Le Rossolle, C- Modanella. Spiegazione delle sigle: MAI – Maiolica (Berriasiano-Aptiano); STO₂ – argilliti di Brolio (Albiano-Cenomaniano); STO₁ – marne del Sugame (Eocene Inferiore-Medio); STO₃ – calcareniti di Montegrossi (Eocene Medio-Superiore); STO₄ – calcareniti di Dudda (Eocene Medio-Superiore); MAC-Macigno (Oligocene superiore-Miocene Inferiore); L – lacuna (da BAMBINI et alii. 2009, con modifiche).

1.1.9.2. – Membro delle marne del Sugame (**STO₁**)

Due piccoli affioramenti sono stati rilevati in località Casanova nell'Alta Val d'Arbia. Altri affioramenti, non cartografabili per l'esiguo spessore, compaiono nell'area di Rapolano, a tetto delle argilliti di Brolio (**STO₂**). Il passaggio fra le due unità corrisponde ad una superficie di discontinuità stratigrafica che si caratterizza per un'importante lacuna sedimentaria, di entità variabile fra 40 e 47 Ma. Il membro **STO₁** è costituito da marne calcaree, di colore da rosso a grigio-avana. La frattura è scheggiata-concoide nei litotipi più calcarei mentre in quelli più marnosi è presente una certa fissilità a "saponetta". Lo spessore del membro è molto variabile: sui Monti del Chianti sono segnalati valori massimi di circa 100 metri (FAZZUOLI *et alii*, 1996); nell'area di Rapolano non supera la decina di metri. L'ambiente di deposizione è marino pelagico, posto sopra o al limite della CCD. Sui Monti del Chianti le Marne del Sugame sono state attribuite al Paleocene – Eocene (CANUTI *et alii*, 1965). Un campione, prelevato nell'area di Rapolano, nei pressi del Podere Cetinaia, alla base del membro, è risultato una biomicrite argillosa con diffuso pigmento rosso, contenente *Morozovella edgari* (PREMOLI SILVA & BOLLI), *M. gracilis* (BOLLI), *Acarinina pseudotopilensis* SUBBOTINA, *A. cf. nitida* (MARTIN), *A. spp.*, *Rotalia* sp.. Questa associazione è indicativa dell'Eocene Inferiore. La presenza, invece, in un campione prelevato nella parte medio-alta della successione, di *Acarinina bullbrookii* (BOLLI), *Globigerinatheka cf. kugleri* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN) e *G. euganea* PROTO DECIMA & BOLLI, permette di attribuire gli strati superiori del membro delle marne del Sugame all'Eocene Medio. Per maggiori dettagli si rimanda ai lavori di BAMBINI *et alii* (2009) e BAMBINI *et alii* (in stampa).

Eocene Inferiore-Medio

1.1.9.3 - Membro delle calcareniti di Montegrossi (**STO₃**)

Compare nella parte medio-alta della formazione della Scaglia toscana e costituisce delle grosse lenti, all'interno del membro delle calcareniti di Dudda (**STO₄**), con spessori che possono raggiungere una cinquantina di metri. E' costituito da calcareniti e calciruditi bioclastiche, di colore grigio, talora con liste e noduli di selce nera. E' suddiviso in strati, con evidente gradazione granulometrica di tipo diretto, di spessore variabile da 30-40 cm a 1-2 m. Essi sono caratterizzati da laminazioni piano-parallele, convolute ed incrociate. Alla base degli stessi sono riconoscibili controimpronte di fondo di strutture da corrente, come *groove-* e *flute-cast*. Talvolta fra gli strati si notano livelletti, da

millimetrici a centimetrici, di argilliti rosse. Intercalati alle calcareniti, compaiono anche rari strati di ruditi ed arenarie a composizione mista/ibrida carbonatica e non, con silicoclasti dati da quarzo, feldspati e frammenti litici, con strutture sedimentarie quali la gradazione diretta e laminazione piano-parallela ed incrociata.

Il passaggio al membro delle calcareniti di Dudda avviene in maniera rapida, per una repentina diminuzione della frazione calcarenitica ed un aumento di quella argillitica. L'ambiente di deposizione è marino profondo: la presenza di strati calcarenitici e calciruditici, contenenti tra gli altri Foraminiferi bentonici e planctonici eocenici, indica l'impostazione di uno o più lobi di conoide sottomarina (*sensu* MUTTI & NORMARK, 1991), alimentati da piattaforme carbonatiche (BAMBINI *et alii*, 2009). L'età delle calcareniti di Montegrossi è controversa: sulla base del contenuto fossilifero delle calcareniti, la parte inferiore del membro è spesso attribuita al Cretacico superiore e la parte superiore all'Eocene Medio-Superiore (NOCCHI, 1960; CANUTI *et alii*, 1965). La posizione stratigrafica di questo membro, almeno nell'area di Rapolano, induce a ritenere che la sua età sia riferibile all'Eocene Medio-Superiore, e che il materiale bioclastico cretacico sia tutto rimaneggiato.

Le analisi condotte sulle associazioni a nannofossili di alcuni campioni prelevati presso la località Podere Poggiarello, circa 3 km ad est di Serre di Rapolano, hanno appurato la presenza, tra gli altri, di *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMAN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON (1967), *Helicosphaera euphratis* HAQ (1966), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE, 1966) BUKRY & PERCIVAL (1971), *Sphenolithus radians* DEFLANDRE in GRASSÈ (1952), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER (1930), *Zygrhahlithus bijugatus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) DEFLANDRE (1959). Questa associazione è attribuibile all'intervallo NP18-19 di MARTINI (1971) del Priaboniano inferiore (Eocene Superiore).

All'interno del membro delle calcareniti di Montegrossi è stata recentemente segnalata da BROGI *et alii* (2000a), presso il Podere Poggiarello, un livello, ad assetto caotico, costituito da una megabreccia (STO_{3a}) contenente blocchi di rocce vulcaniche, fino ad oltre due metri di diametro, immersi in una matrice argillitica rossa. I blocchi vulcanici sono costituiti da rocce a struttura afanitica di colore rosso cupo, con vacuoli riempiti di calcite. La loro descrizione stratigrafico-petrografica e geochemica è stata riportata in dettaglio dagli Autori sopra citati. Le vulcaniti si presentano sottoforma di blocchi di lave a cuscini e di porzioni di filone-strato, parzialmente e localmente amalgamati da una matrice calcarea fine di colore rosato. I blocchi di lava evidenziano superfici di degassazione, con parte dei vacuoli riempiti da carbonati, mentre i blocchi di filone-strato hanno una struttura non vacuolare, con evidenti fenocristalli.

All'esame petrografico le vulcaniti sono caratterizzate da tessitura intersertale con cristalli di plagioclasio aciculari e numerosi ossidi e minerali alterati. Essi rappresentano probabilmente relitti di minerali femici, come appare nei migliori dei casi, dalla forma euedrale pseudorombica e dal colore giallo-bruno. Alcuni fenocristalli sono completamente calcitizzati, riconoscibili dall'*habitus*. Sono numerosissimi i nuclei calcitici di forma substerica che probabilmente rappresentano il riempimento di bolle di degassazione. La matrice carbonatica rosata, che amalgama le vulcaniti, è risultata, in sezione sottile, una biomicrite che, per il contenuto microfaunistico, caratterizzato dalla presenza di Calpionellidi (tra cui *Calpionellites darderi* (COLOM) è stata attribuita al Cretacico inferiore (BROGI *et alii*, 1999, 2000a). Corpi vulcanici come quelli di Podere Poggiarello sono stati rinvenuti, nella stessa posizione stratigrafica, anche presso Podere Santo, circa 3 km a sud, fuori carta (BROGI *et alii*, 2000a). Altri affioramenti di rocce ignee, simili a quelle di Rapolano, sono state segnalate in varie località della Toscana meridionale (Castiglioncello del Trinoro, Murci, Torrente Senna e T. Ripiglio), nella successione argilloso-calcareo del Cretacico inferiore dell'Unità di Santa Fiora (MARCUCCI & PASSERINI, 1980; 1982; BROGI *et alii*, 2000b). BROGI *et alii* (2000a) ritengono che la particolare posizione stratigrafica delle vulcaniti di Rapolano Terme, possa essere spiegata attraverso due eventi verificatisi in tempi diversi: “*a) magmatism occurred during the Early Cretaceous in the External Ligurian Domain with formation of subaqueous volcanic and subvolcanic products within penecontemporaneous calcareous soft-sediments; b) during the Middle-Late Eocene, blocks of Cretaceous limestones with associates volcanites were reworked (slide or debris flow) into the basin of the Scaglia toscana, during the deposition of the Nummulites calcarenites*”.

Eocene Medio-Superiore

1.1.9.4 - Membro delle calcareniti di Dudda (STO₄)

Le calcareniti di Dudda affiorano estesamente nella parte orientale dell'area ed in quella centrale e sono prevalentemente caratterizzate da argilliti e siltiti grigio scure e nocciola, suddivise in piccole scagliette, nelle quali si intercalano strati calcarenitici e calcilutitici spessi tra 10 e 50 cm, di colore grigio più o meno scuro. Nella parte medio-alta della successione aumenta lo spessore e la frequenza dei livelli calcarei prevalentemente costituiti da calcilutiti grigie. Lo spessore del membro è variabile fra 50 e 100 metri. L'ambiente di deposizione è marino profondo, “costretto” lateralmente, interessato da flussi torbiditici provenienti da piattaforme carbonatiche (FAZZUOLI *et alii*, 1996). L'età delle

calcareniti di Dudda è stata riferita all'Eocene *l.s.* (CANUTI *et alii*, 1965; FAZZUOLI *et alii*, 1996). Dalle campionature, da noi effettuate in vari affioramenti della formazione, sono emersi dati coerenti con la posizione stratigrafica nelle porzioni inferiore e superiore, indicativi dell'Eocene Medio-Superiore, mentre in quella intermedia la microfacies dei campioni prelevati dagli strati carbonatici è costituita da calcareniti bioclastiche con una microfauna cretacea (Foraminiferi del gr. *Hedbergella-Ticinella*, Globotruncane, *Pithonella ovalis* etc.) evidentemente rimaneggiata. Se ne deduce che gli strati calcarenitici basali e sommitali, contenenti Foraminiferi planctonici eocenici, stanno ad indicare un rimaneggiamento intrabacinale di sedimenti penecontemporanei. Diversamente, gli strati calcarenitici intermedi, che caratterizzano, peraltro, buona parte dell'unità stratigrafica, e che contengono, tra gli altri, bioclasti e Foraminiferi planctonici cretacei, rivelano, in questo caso, l'impostazione di un sistema torbido carbonatico di carattere extrabacinale, alimentato da aree sorgenti con rocce calcaree cretache.

Un campione prelevato alla base della successione del Pod. Cetinaia (BAMBINI *et alii*, 2009), ha rivelato, in sezione sottile, tra le forme più significative: *Acarinina bullbrooki* (BOLLI), *Morozovella* cf. *crassata* (CUSHMAN), *Globigerinatheka* cf. *kugleri* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), *G. sp.*, *Subbotina* sp., *Rotalia* sp. L'associazione è riferibile all'Eocene Medio. Significative indicazioni biostratigrafiche, peraltro non discordanti da quelle emerse dalla determinazione dei Foraminiferi, derivano dallo studio del nanoplankton calcareo. Le forme che costituiscono l'associazione sono: *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER (1930), *C. eopelagicus* (BRAMLETTE & RIEDEL, 1954) BRAMLETTE & SULLIVAN (1961), *Dictyococcites scrippsae* BUKRY & PERCIVAL (1971), rari Discoasteridi come *Discoaster barbadiensis* TAN (1927), *D. deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL (1954) e *Discoaster* sp., *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN, 1965) MARTINI & RITZKOWSKI (1968), *Reticulofenestra* sp., *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMAN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON (1967), *S. obtusus* BUKRY (1971), *S. radians* DEFLANDRE in GRASSÈ (1952), *Sphenolithus* sp. e *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) DEFLANDRE (1959). L'associazione, nel suo insieme, è risultata di pertinenza dell'intervallo Zona NP16 – Zona NP18 dello schema zonale di MARTINI (1971), corrispondente alla parte superiore dell'Eocene Medio – parte inferiore dell'Eocene Superiore. Negli ultimi 20 m dell'unità in esame, il contenuto organico delle biocalcareniti cambia completamente: la microfauna planctonica degli strati calcarenitici precedenti è quasi totalmente sostituita da una microfauna bentonica a Macroforaminiferi eocenici mentre i Foraminiferi planctonici sono presenti, in numero limitato, solo nella matrice marno-siltosa.

La parte più alta dell'unità in esame, è stata campionata in una località vicina, presso il Podere Campo d'Aia (BAMBINI *et alii*, 2009), dove è ben visibile il contatto, netto, con la formazione del Macigno.

A circa 10 metri dal contatto, compare un livello di biocalciruditi gradate, con bioclasti alla base che, in alcuni casi, superano il centimetro di diametro. La frazione organica è rappresentata per la maggior parte da Macroforaminiferi tra i quali sono riconoscibili: *Nummulites*, *Discocyclina*, *Assilina*, *Operculina*, *Alveolina*, *Fabiania* etc.; ad essi si associano Miliolidae, Rotaliidae, Alghe calcaree e frammenti di Molluschi. La scarsa matrice è costituita da una marna siltosa grigio marrone con Foraminiferi planctonici; in sezione sottile sono stati determinati: *Acarinina bullbrooki* (BOLLI), *A. pseudotopilensis* SUBBOTINA, *?Turborotalia* sp., *Globigerinatheka* spp., *Subbotina* spp.

L'associazione è caratteristica dell'Eocene Medio, indicando il limite inferiore di età del banco calciruditico.

Eocene Medio-Superiore

1.1.10. - Macigno (MAC)

Affiora estesamente nel settore nord-orientale del Foglio. Il Macigno è costituito da potenti strati di arenarie torbiditiche quarzoso-feldspatiche alle quali si alternano livelli di peliti micacee. Intercalati soprattutto nella parte basale della successione, sono osservabili potenti strati calcarenitici e calcareo-marnosi di modesto spessore (max 60 cm), di colore prevalentemente grigio chiaro.

Ciascuno strato è gradato in modo normale, con base calcarenitica e tetto calcilutitico o calcareo-marnoso, talvolta con laminazione piano-parallela e *ripples*. Le arenarie hanno granulometria variabile da medio-grossolana a finissima in strati di spessore variabile da plurimetrici a pochi decimetri ed un colore grigio in frattura fresca ed ocraceo se alterate. Le peliti hanno una colorazione grigio-verde oppure giallo ocre e si presentano con spessori variabili da 3-4 cm fino a 30-40 cm; spesso sono organizzate in coppie siltite-argillite dello spessore ciascuna di 10-15 cm.

Le bancate arenacee possono raggiungere spessori assai elevati (fino a 4 m) sebbene in generale il loro spessore si aggiri attorno al metro. Il rapporto arenaria/pelite varia da $\gg 1$ a < 1 . Le arenarie mostrano una variabilità nella maturità tessiturale, che comunque si mantiene sempre di tipo moderato-buono, con bassa o nulla presenza di matrice, tale da definirle come areniti. Le strutture sedimentarie sono quelle tipiche dei depositi torbiditici di conoide intermedio-distale; in particolare ricorrono facies inquadabili nelle “*classical turbidites*” di

WALKER (1978), caratterizzate dalla sequenza di BOUMA completa o parziale (in tal caso mancano gli intervalli inferiori), con gradazione normale, laminazione piano-parallela ed incrociata con *ripples*.

Le facies più ricorrenti in base alla classificazione di MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) sono C, D e B, mentre secondo la classificazione di MUTTI (1992) sono le facies F8-F9a e F5. Più in dettaglio, le facies dei depositi (fig. 4a) sono relative a correnti di torbida ad alta e bassa densità, con subordinati episodi relativi a flussi iperconcentrati o a torbide ad altissima densità. Gli strati massivi e grossolani, talora con strutture tipo tappeti di trazione, sono spesso interessati da strutture da fuga di fluidi (*dish and pillar*), da amalgamazioni. Gli strati riferibili a facies F8-F9a di MUTTI (1992), sono caratterizzati da marcata tabularità, mentre gli strati delle facies prossime alla F5 di MUTTI (1992), mostrano una certa lenticolarità. Le misure di paleocorrente, determinate su *groove casts* e *flute casts*, indicano scorrimenti dei flussi da NNO verso SSE.

Composizionalmente le arenarie sono costituite da clasti di quarzo, feldspati, miche e frammenti litici; tra questi ultimi prevalgono i litici metamorfici (micasisti, gneiss e filladi) ed a diminuire litici vulcanici e sedimentari, tra i quali una piccola frazione a composizione carbonatica. Analisi petrografiche quantitative condotte su una sezione ubicata nei pressi di Rigomagno (poco ad est del limite orientale del Foglio), ha permesso di indicare una composizione media Principale $Q_{63} F_{19} L+CE_{12}$, ed una composizione media della Frazione litica a tessitura fine $Lm_{79} Lv_{14} Ls+CE_7$ ($CE=2$) (CORNAMUSINI, 2002). Complessivamente, l'arenaria costituente il Macigno è quindi definibile come arcose litica-litarenite arcosica. Alla base degli strati sono talvolta presenti microconglomerati poligenici ("granitello"), costituiti da clasti di composizione simile a quella delle arenarie, le cui dimensioni non superano gli 0.5 cm. In un solo caso, appena un chilometro fuori carta, ad est di Montauto, alla base di un livello a *debris flow* con ciottoli bene arrotondati, *mud clasts* e matrice pelitico-sabbiosa, spesso circa 2 metri, sono stati rinvenuti ciottoli di rocce a composizione granitoide, fino a 30 cm di diametro. I granitoidi, mal conservati, sono attribuibili ad un unico litotipo, costituito essenzialmente da quarzo, feldspati, biotite e mica bianca. Inoltre, CORNAMUSINI (2004) segnala, nei dintorni di Pievasciata, nella parte alta del Macigno, in prossimità del contatto con le Liguridi, la presenza di strati lenticolari di arenarie, da grossolane a microruditi, a composizione mista/ibrida (*sensu* ZUFFA, 1980), contenenti silicoclasti, macroforaminiferi e frammenti di alghe, e strati arenacei grossolani contenenti abbondanti "blocchi" sparsi, da centimetrici a decimetrici, di calcari e calcari marnosi di provenienza ligure.

FACIES	CARATTERI SEDIMENTARI	TIPI DI FLUSSO
facies A - Slumps e frane sottomarine	slumps, strutture da scivolamento, strati deformati e smembrati	Slumpings e frane sottomarine
facies B - Depositi caotici	depositi matrix-supported, accennata gradazione inversa, assenza di strutture sedimentarie o grossolana organizzazione interna	Cohesive debris flow
facies C - Arenarie ciottolose con matrice pelitica	parziale matrix-supported, massive, gradazione normale, load casts, mud clasts	Flussi iperconcentrati o flussi granulari
facies D - Arenarie ciottolose massive	massive, assenza di strutture sedimentarie o laminazione incrociata o piano-parallela, fughe d'acqua, mud-clasts, scours	Correnti di torbida ciottolose ad alta densità o Flussi granulari
facies E - Arenarie ciottolose con tappeti di trazione	Tappeti di trazione, massive, gradazione inversa, laminazione incrociata e piano-parallela, scours, load casts, mud clasts	Correnti di torbida ciottolose ad alta densità o flussi granulari
facies F - Arenarie ciottolose gradate	Gradazione normale, laminazione incrociata e piano-parallela, mud-clasts, flute casts, scours	Correnti di torbida ciottolose ad alta densità o flussi granulari
facies G - Arenarie massive	massive, assenza di strutture sedimentarie o gradazione normale o inversa, sottili tappeti di trazione, laminazione incrociata o piano-parallela, fughe d'acqua, mud-clasts, scours, load and flute casts, divisione Ta di Bouma	Correnti di torbida sabbiose ad alta densità o flussi turbolenti
facies H - Arenarie gradate e laminate	Gradazione normale, laminazione incrociata o piano-parallela, laminazione convoluta, fughe d'acqua, mud-clasts, scours, load and flute casts, divisione Ta-e di Bouma	Correnti di torbida sabbiose ad alta densità o flussi turbolenti
facies I - Torbiditi sottilmente stratificate	Stratificazione sottile, basso rapporto A/P, gradazione normale, laminazione piano-parallela o ondulata o incrociata, laminazione convoluta, ripples, divisions Tc-e, Td-e di Bouma	Correnti di torbida a bassa densità o flussi turbolenti
facies ft - Arenarie grossolane a laminazione incrociata	Frequente stratificazione sottile, laminazione incrociata, granulometria arenarie medio-grossolane	Flussi da by-passing

Fig. 4 - Schema di facies del Macigno. Tipi di flusso sulla base degli schemi di MUTTI (1992) e di MUTTI et alii, 1999; da CORNAMUSINI (2004).

Lo spessore del Macigno, nell'area in esame, è molto variabile per ragioni tettoniche; esso va da poche decine di metri nella parte più settentrionale ad oltre 800 m in quella più orientale. Il contesto deposizionale è di tipo torbiditico nell'ambito di un bacino di avanfossa. Esso è ben definito da CORNAMUSINI (2004), che ha condotto una dettagliata analisi di facies su di una sezione, ubicata in prossimità di Rigomagno, di circa 320 metri di spessore. Tale sezione è ben esposta lungo la vecchia strada provinciale che porta a Rigomagno, ed è compresa per il 40% sul bordo sud - orientale del Foglio 297 "Asciano" e per il resto sul bordo sud-occidentale del Foglio 298 "Cortona". Sulla base del carattere e dell'organizzazione verticale delle facies e delle associazioni di facies, la successione di Rigomagno viene suddivisa in tre unità deposizionali: ar, br e cr, che denotano un trend complessivo di tipo "thinning-fining upward".

La prima unità deposizionale, inferiore, caratterizzata da litofacies prevalentemente arenacea, è riferibile ad un ambiente di lobo torbido di carattere distale o intermedio-distale (fig. 4b), in cui si evidenzia la tendenza progradazionale dei lobi, poi disattivati e sostituiti da lobi in posizione più distale (CORNAMUSINI, 2004); la seconda, intermedia, è caratterizzata dalla prevalenza di litofacies arenaceo-pelitica e pelitico-arenacea verso l'alto, indicativa di un ambiente di sedimentazione ancora più distale (evoluzione di lobo da intermedio-distale a distale); la terza, sommitale, caratterizzata quasi esclusivamente da sedimenti a litofacies pelitica e pelitico-arenacea, è da mettere in relazione ad una fase di sottoalimentazione di una porzione del bacino, conseguenza della migrazione depocentrale dell'avanfossa. Nell'ambito della unità deposizionale inferiore (ar), è stata elaborata un'analisi di facies di dettaglio, che ha consentito di evidenziare l'organizzazione verticale dell'unità, in più stadi di crescita, all'interno dei quali sono riconoscibili sequenze di ordine minore.

ASSOCIAZIONI DI FACIES	FACIES	ELEMENTI DEPOSIZIONALI
Associazione di facies I – depositi disorganizzati e torbiditi sottili	prevalentemente A, B, C e I, subordinatamente D, ft e E	canale, margine di canale, intercanale
Associazione di facies II – arenarie grossolane	Prevalentemente D, subordinatamente G, H, ft e I	Riempimento di canale, transizione lobo-canale, lobo molto prossimale
Associazione di facies III – arenarie a granulometria da media a grossolana	prevalentemente G e subordinatamente D	Lobo prossimale
Associazione di facies IV – arenarie da granulometria da media a fine	prevalentemente G e subordinatamente H e I	Lobo intermedio-distale
Associazione di facies V – arenarie a granulometria fine e torbiditi sottili	prevalentemente H e I	Lobo distale, frangia di lobo/conoide, interlobo

Fig. 4b - Schema delle associazioni di facies. Elementi deposizionali secondo lo schema di MUTTI & NORMARK (1987); da CORNAMUSINI (2004).

L'analisi delle associazioni di nannofossili calcarei (CORNAMUSINI, 1998) condotte su livelli carbonatici intercalati agli strati arenacei, ha fornito le seguenti forme più ricorrenti e significative: per i livelli più bassi *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER, 1970) WISE (1973), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE, 1966) BUKRY & PERCIVAL (1971), *Helicosphaera euphratis* HAQ (1966), *Sphenolithus dissimilis* BUKRY & PERCIVAL (1971); per i livelli più alti *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER, 1970) WISE (1973) (> 10 µ), molto rari *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE, 1966) BUKRY & PERCIVAL (1971), *Sphenolithus conicus* BUKRY (1971a), *S. dissimilis* BUKRY & PERCIVAL (1971), *S. delphix* BUKRY (1973c).

L'età del Macigno in quest'area è quindi riferita all'Oligocene superiore – Miocene inferiore, sia sulla base di macroforaminiferi, rinvenuti presso Farnetella, in un livello calcarenitico e calciruditico, intercalato tra i primi strati arenacei (DECANDIA & LAZZAROTTO, 1972), sia sulla base delle associazioni di nannoplancton calcareo, che permettono di indicare (Fig. 4c) la sottozona MNP25b dello schema di FORNACIARI & RIO (1996) per la parte inferiore e la sottozona MNN1a-b di FORNACIARI & RIO (1996) per la parte superiore, relative al passaggio Chattiano-Aquitano (COSTA et alii, 1997; CORNAMUSINI, 1998; 2002).

Oligocene Superiore-Miocene inferiore

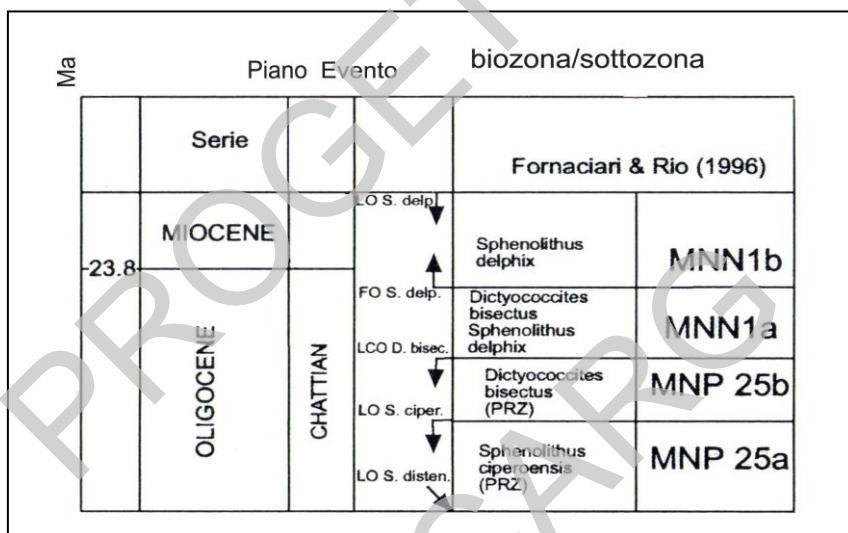


Fig. 4c - Schema biostratigrafico utilizzato per l'inquadramento delle unità oligo-mioceniche affioranti nell'area del Foglio (FORNACIARI & RIO, 1996).

1.1.10.1. - Olistostromi di Argille e calcari di Canetolo e di Calcari del Gruppo del Vescovo(ac e gv)

Nella zona del Torrente Ambra, sul fianco orientale dell'anticlinale rovesciata dei Monti del Chianti, a circa 1500 m dalla base del Macigno, è stato rilevato un corpo olistostromico, lenticolare, con uno spessore massimo di un

centinaio di metri, che compare in quattro affioramenti allineati in direzione NO-SE. Esso è costituito da una successione, pressoché indisturbata, di litotipi riferibili alla formazione delle Argille e calcari di Canetolo (**ac**), alla quale si intercala un corpo lenticolare, prevalentemente calcareo (**gv**), che mostra caratteri simili alle Calcareniti dell’Aia dei Diavoli del vicino Foglio 306 “Massa Marittima” (COSTANTINI *et alii*, 2002b) e a quelli del membro dei Calcari di Groppo del Vescovo (ABBATE & SAGRI, 1970). L’olistostroma **ac** è costituito da un’alternanza di strati argillitico-siltitici, di colore da grigio a marrone, e di calcareniti e arenarie calcarifere grigie, in strati di spessore variabile da 10 cm a 1 metro. La litofacies più calcarea **gv** è costituita da banchi torbiditici calcareo-marnosi, spesso con base calcarenitica, dello spessore di 2-3 metri, ai quali si intercalano livelli di marne color avana o rosse, di una decina di centimetri di spessore.

La campionatura effettuata lungo la strada provinciale, che da Villa D’Arceno porta al Torrente Ambra, ha dato i seguenti risultati: i campioni prelevati dai litotipi **ac** sono delle calcareniti bioclastiche e delle biomicriti con Radiolari, spicole di Spongari, Heterohelicidae e Foraminiferi del gruppo *Hedbergella-Ticinella*; questi fossili, a meno di un totale rimaneggiamento, sono indicativi del Cretacico superiore.

I campioni prelevati dai litotipi **gv**, presso una cavetta sul lato della strada, sono risultati delle biomicriti e delle calcareniti bioclastiche con Globigerine e Globorotalie. In particolare in un campione di calcarenite gradata sono stati individuati frammenti di Molluschi, Briozoi, Echinodermi e Macroforaminiferi; nella frazione più fine è stata rilevata la presenza di *Morozovella gr. aragonensis*, *Planorotalites* sp., *Acarinina* cfr. *bullbrookii*, *Morozovella gr. formosa*. Questi fossili permettono di attribuire la frazione di **gv** campionata all’Eocene Inferiore – Medio. Il corpo olistostromico in esame corrisponde bene, per i caratteri litologici e per la posizione stratigrafica, al secondo livello di olistostromi, segnalati da CASTELLUCCI & CORNAGGIA (1980) nel Macigno dei Monti del Chianti. La sua messa in posto è riferibile all’Oligocene superiore.

2. - DOMINIO LIGURE

2.1. - UNITÀ TETTONICA MORELLO

Questa unità, costituita dalle due formazioni sotto descritte (formazione di Sillano e formazione di Monte Morello) mostra i più estesi affioramenti nella parte nord-occidentale del Foglio, in corrispondenza del margine meridionale

delle Colline del Chianti. Piccoli affioramenti compaiono anche a SE di Rapolano Terme.

2.1.1.- *Formazione di Sillano (SIL)*

Questa formazione fu istituita da BORTOLOTTI nel 1962, su una sezione tipo ubicata sulle Colline del Chianti, presso S. Piero a Sillano, quattro chilometri ad ovest di Greve in Chianti. Essa è così descritta nella didascalia della carta geologica, allegata alla nota: “argilloscisti scuri, calcari marnosi e marnoso silicei, marne calcaree e arenarie calcarifere irregolarmente alternanti”, sormontati da un livello costituito in prevalenza da “argilloscisti siltosi” grigi o rossi. Essa fa parte di una successione cretacico – eocenica, costituita alla base dalla Pietraforte, cui fa seguito la formazione di Sillano e “l’Alberese”, quest’ultimo denominato più tardi “Formazione di Monte Morello” (BORTOLOTTI, 1965).

Nell’area in esame, la formazione di Sillano si sovrappone, con contatto tettonico a basso angolo, alla formazione del Macigno oppure si giustappone ad esso tramite faglie ad alto angolo. E’ sormontata in continuità stratigrafica dalla formazione di Monte Morello: il passaggio è graduale e si verifica per una diminuzione della frazione pelitica e per una tendenza della frazione calcarea ad assumere un colore grigio sempre più chiaro. La parte predominante della formazione è data da argilliti di colore marrone chiaro, suddivise in sottilissime e caratteristiche scagliette; alla frazione argillitica si intercalano banchi da metrici a decametrici di marne e calcari marnosi grigio-scuro, calcilutiti grigio-nocciola e, raramente, strati di calcareniti arenacee grigio-scure, con evidente gradazione normale dei granuli. Lo spessore della formazione è molto variabile e mal definibile a causa dell’assetto tettonico: nell’area tipo, BORTOLOTTI (1962) ha stimato uno spessore di 200-400 metri. L’ambiente di sedimentazione è riferibile ad una piana sottomarina (SAGRI & MARRI, 1981). Per quanto riguarda i riferimenti cronologici, BORTOLOTTI (1962) assegna alla formazione un’età compresa fra il Campaniano-Maastrichtiano e l’Eocene Inferiore. Per una verifica nell’area in esame sono stati prelevati alcuni campioni a sud del Podere San Felice, in un affioramento comprendente la parte alta della formazione di Sillano, il passaggio alla formazione di Monte Morello e la parte basale di quest’ultima. I campioni prelevati nella formazione di Sillano sono delle biomicriti più o meno argillose riferibili al Paleocene medio-superiore per la presenza di *Morozovella* gr. *aequa-angulata*, *M. gr. formosa*, *Planorotalites* cfr. *pusilla*. L’esame delle associazioni di nannofossili calcarei, condotta sulla prima sezione, ha permesso di determinare le seguenti associazioni e biozone. Un

campione prelevato alla base della sezione, ha fornito un'associazione caratterizzata da *Cruciplacolithus latipons* ROMEIN (1979), *Sphenolithus anarrhopus* BUKRY & BRAMLETTE (1969a), *Sphenolithus primus* PERCH-NIELSEN (1971b), *Ellipsolithus macellus* (BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961) SULLIVAN (1964), che permettono l'attribuzione all'intervallo zonale NP6-NP9-10 di MARTINI (1971), relativo al Thanetiano-Ypresiano basale (Paleocene superiore-Eocene basale). Campioni prelevati in prossimità del contatto con la formazione di Monte Morello, hanno fornito le seguenti forme come più significative, *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMAN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON (1967), *S. radians* DEFLANDRE in GRASSÈ (1952), *S. editus* PERCH-NIELSEN in PERCH-NIELSEN *et alii* (1978), *S. conspicuus* MARTINI (1976), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER (1930), *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) DEFLANDRE (1959), *Ericsonia formosa* (KAMPTNER, 1963) HAQ (1971), *Chiasmolithus grandis* (BRAMLETTE & RIEDEL, 1954) RADOMSKI (1968). Queste associazioni permettono di riferire i livelli all'intervallo zonale NP11-NP12 di MARTINI (1971), riferibile all'Ypresiano (Eocene Inferiore) (Tav. I).

Cretacico Superiore-Eocene Inferiore

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

La formazione fu istituita da BORTOLOTTI nel 1965, assumendo come sezione tipo, un tratto in affioramento per una lunghezza di 720 metri, compreso fra Borgo a Morello (ove è visibile il passaggio alla Pietraforte) e P.gio Casaccia nella zona di Monte Morello, pochi chilometri a nord di Firenze. Essa è costituita per la maggior parte da calcari e calcari marnosi, grigio chiari o nocciola, in strati da decimetrici a metrici. Ad essi si associano marne calcaree bianche e subordinatamente calcareniti, arenarie e argilliti. Questi litotipi sono organizzati in banchi, di spessore variabile dal metro alla decina di metri, che presentano alla base un sottile strato di calcarenite gradata, passante verso l'alto ad un calcare marnoso e ad una calcilutite. Ciascun banco è separato da quello sovrastante da un livello, di una decina di cm di spessore, di argilliti e marne argillose di colore variabile da avana a rosso. Sporadicamente, a queste sequenze si intercalano banchi gradati, dello spessore di alcuni metri, costituiti alla base da un calcare arenaceo (o arenaria carbonatico – quarzosa) sfumante verso l'alto in una marna siltitica e in una calcilutite. Nell'affioramento del Podere S. Bernardino, circa due chilometri a sud del T. Foenna, compare, fra gli strati carbonatici, un livello di arenaria ofiolitifera, per uno spessore di circa un metro e mezzo. La potenza della formazione è difficilmente valutabile a causa

delle deformazioni tettoniche o perché manca una sezione in cui essa sia visibile dalla base al tetto. BORTOLOTTI (1965), nelle diverse successioni studiate, assegna valori compresi fra i 600 e gli 800 metri. Le caratteristiche sedimentologiche della formazione di Monte Morello permettono di caratterizzare il flysch con una prevalenza di facies D di MUTTI & RICCI LUCCHI

(1972), indicativa di un ambiente di sedimentazione di parte distale di una conoide torbiditica nella piana sottomarina. BORTOLOTTI (1965) assegna alla formazione un'età eocenica medio-inferiore, senza escludere per la parte basale un'età paleocenica. Nell'area in esame è stata effettuata una campionatura a sud del Pod. S. Felice, in un affioramento comprendente la parte alta della formazione di Sillano e la parte basale della formazione di Monte Morello. I campioni prelevati sono delle bioncriciti più o meno argillose, contenenti Radiolari, spicole di Spongiari, Globigerine e Globorotalie. In particolare la presenza di *Acarinina bullbrooki* (BOLLI), *Morozovella* cfr. *aragonensis*, *M. gr. formosa* e *M. gr. aequa-angulata*, permette di riferire la porzione campionata ad un intervallo compreso fra il Paleocene superiore e l'Eocene Medio. L'analisi delle associazioni a nannofossili calcarei ha fornito i seguenti risultati; per quanto riguarda i livelli più bassi della formazione, a contatto con la formazione di Sillano, i taxa maggiormente significativi sono: *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMAN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON (1967), *S. radians* DEFLANDRE in GRASSÈ (1952), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER (1930), *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) DEFLANDRE (1959). I livelli più alti della sezione (nei pressi di Villa a Sesta) hanno fornito i seguenti taxa: *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMAN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON (1967), *S. radians* DEFLANDRE in GRASSÈ (1952), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER (1930), *C. eopelagicus* (BRAMLETTE & RIEDEL, 1954) BRAMLETTE & SULLIVAN (1961), *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL (1954), *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) DEFLANDRE (1959), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE, 1966) BUKRY & PERCIVAL (1971), *D. scrippsae* BUKRY & PERCIVAL (1971).

Per quanto riguarda le attribuzioni zonali, la porzione inferiore della formazione risulta ascrivibile all'intervallo NP11-NP16 di MARTINI (1971) dell'Ypresiano-Luteziano (Eocene Inferiore-Medio), mentre la porzione soprastante della sezione è riferibile all'intervallo zonale NP16-NP18 di MARTINI (1971) dell'Eocene Medio-base Eocene Superiore (dalla parte alta del Luteziano alla parte basale del Priaboniano).

Eocene Inferiore-Eocene Superiore p.p.

3. - SUCCESSIONE NEOGENICA DEL VERSANTE TIRRENICO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

I depositi neoautoctoni del Foglio 297 “Asciano” si estendono dal Miocene superiore all'Attuale.

Le associazioni presenti nei depositi pliocenici, in particolare, depositi in ambiente prevalentemente marino, vengono riferiti allo schema bio-cronostratigrafico a plancton calcareo di Tav. II. La biozonazione adottata deriva da quella di numerosi lavori precedenti, i più recenti dei quali dispongono anche della calibrazione astrocronologica dei bioventi.

Per i Foraminiferi planctonici sono da considerare come riferimento, fra gli altri, i lavori di CITA (1975), IACCARINO & SALVATORINI (1982), RIO *et alii* (1984), IACCARINO (1985), SPROVIERI (1993), HILGEN *et alii* (2000), FORESI *et alii* (2002), IACCARINO *et alii* (2007). Si veda quest'ultimo lavoro per i nomi e la definizione delle zone.

Per quanto riguarda i nannofossili calcarei, lo schema zonale utilizzato e gli eventi a nannofossili indicati provengono dai numerosi studi biostratigrafici condotti per l'area mediterranea, e pur tenendo conto delle zonazioni standard (MARTINI, 1971; PERCH-NIELSEN, 1985), si è fatto riferimento, in particolare, a RAFFI & RIO (1979), RIO *et alii* (1990) e RAFFI *et alii* (2003).

Per l'età e la calibrazione magnetocronologica delle biozone è stato fatto riferimento al lavoro di LOURENS *et alii* (2004).

Da segnalare che per il Pliocene e il Pleistocene è in corso una revisione della scala cronostratigrafica da parte della Commissione Internazionale di Stratigrafia. In questo lavoro si è fatto, comunque, riferimento alla scala finora adottata (Quad. Ser. III, n.1; IUGS, 1989).

3.1. - FORMAZIONI MIOCENICHE

3.1.1.- *Breccia di Grotti* (GRO)

Affiora in una ristretta area del settore sud-occidentale, dove poggia in concordanza sulle argille del Casino (SIN) oppure, in discordanza, sul substrato preneogenico. Le migliori esposizioni si rinvencono lungo il Fosso Fusola, circa 2 km ad OSO di Radi e nei pressi di Pod. Fontanella (1,3 km a sud di Radi). Lungo il corso del Torrente Fusola, poco a nord della Torre di San Ansano, è degna di nota la presenza di edifici (probabilmente mulini) ricavati in affioramenti di questa formazione, che in quest'area è particolarmente coesiva.

Dal punto di vista litologico, la maggior parte degli affioramenti è costituita da una breccia carbonatica, in prevalenza ad elementi di Calcarea cavernosa, massiccia o grossolanamente stratificata, di colore grigio chiaro con sfumature ocracee o grigio scure. Il grado di coesione è generalmente scarso, anche se localmente può essere elevato a causa del maggior grado di cementazione e/o della minor efficacia dei processi di alterazione. E' inoltre presente una prevalente matrice sabbioso-calcareo fine, di colore bianco sporco-giallo, all'interno della quale affiorano porzioni di breccie più cementate. In genere le dimensioni dei clasti non superano il centimetro; più raramente si rinvencono livelli con dimensioni medie dei clasti fino a 7 centimetri, in molti casi particolarmente coesivi. I clasti hanno composizione prevalentemente calcarea ed aspetto talora cariato; sono presenti anche frammenti di dolomia, in certi casi pulverulenta ed, occasionalmente, si ritrovano litotipi riferibili a formazioni appartenenti alle Unità Liguri. In alcuni affioramenti, strati centimetrici di limi calcarei grigio chiari si alternano a livelli decimetrici di microbreccie calcaree con dimensioni medie dei clasti di circa 3 millimetri.

Tale formazione è caratterizzata da una geometria lenticolare con spessore variabile da pochi metri fino ad un centinaio di metri. La breccia di Grotti, in cui non sono stati rinvenuti fossili, è eteropica con le argille del Casino (**SIN**) e con i conglomerati di Lilliano (**LIL**).

La scarsa maturità tessiturale dei depositi ed i suoi rapporti eteropici con le argille del Casino (**SIN**), suggeriscono per la breccia di Grotti un ambiente deposizionale alluvionale-lacustre. In particolare, rappresenterebbe apparati coalescenti di conoidi alluvionali e *fan delta*.

La breccia di Grotti è stata attribuita al Messiniano superiore (Turoliano superiore *Auct.*) per posizione stratigrafica, in quanto laterale alle argille del Casino.

Messiniano superiore (Turoliano superiore Auct.)

3.1.2. - Argille del Casino (**SIN**)

La formazione affiora nel settore sud-occidentale del Foglio (zona di Ville di Corsano) e poco a nord di Siena. Altri piccoli affioramenti sono presenti nel settore nord-occidentale (nell'alta valle del Torrente Bornia) e lungo il *thalweg* del T. Arbia.

L'unità è costituita da argille, argille marnose di colore grigio-nocciola e da marne bianche e grigie caratterizzate da una diffusa laminazione e contenenti a luoghi diffusi macrofossili; raramente sono stati osservati sottili strati (massimo 10 cm) di sabbie. Talvolta nelle argille si rinvencono aggregati di gesso a forma

di rosetta, patine sulfuree di alterazione e tracce di ossidazione. Localmente, sono inoltre presenti sia livelli centimetrici lentiformi di torba, sia banchi di lignite. Le marne intercalate alle argille sono osservabili nelle aree immediatamente ad est di Ville di Corsano e fra Pod. Barottoli e Pod. Arniano. Lo spessore della formazione non è stimabile direttamente, in quanto la base non è mai affiorante nell'area del Foglio (l'appoggio sul substrato preneogenico è visibile in aree più occidentali). Tuttavia, la porzione esposta misura circa 80 metri.

Le argille del Casino mostrano rapporti di eteropia con la breccia di Grotti (**GRO**) e con i conglomerati di Lilliano (**LIL**) mentre sono sormontate in discordanza dalle Argille Azzurre (litofacies **FAAs**) nell'angolo sud-occidentale del Foglio, dai conglomerati di Gambassi Terme (**GAM**) e dalle sabbie di S. Vivaldo (**SVV**) negli affioramenti a sud di Siena.

Nei litotipi argillosi, oltre ad abbondanti resti vegetali, sono presenti livelli a Molluschi bivalvi fra cui *Lymnocardium*, *Dreissena* e rari resti di piccoli Gasteropodi. Nelle aree a nord di Siena, sono stati rinvenuti anche Ostracodi tipici della Paratetide fra cui *Amnicythere propinqua*, *Candona* spp., *Euxinocythere prebaquana*, *Loxoconcha djaffarovi* e *Tyrrhenocythere ruggierii* (BOSSIO *et alii*, 2002).

Questa formazione si è deposta in un ambiente lacustre poco profondo, caratterizzato da acque dolci o debolmente salmastre (BOSSIO *et alii*, 2002). Le faune ad Ostracodi, ed in particolare la presenza di *L. djaffarovi*, consentono di riferire l'unità al Messiniano superiore (Turoliano superiore Auct.).

Messiniano superiore (Turoliano superiore Auct.)

3.1.3. - Conglomerati di Lilliano (**LIL**)

Affiorano in una ristretta area del settore nord-occidentale del Foglio, dove sormontano le argille del Casino (**SIN**). Compaiono anche in piccoli affioramenti nel settore sud-occidentale, a sud della fattoria di Corsano, in rapporti laterali sia con le argille del Casino che con la breccia di Grotti (**GRO**).

Sono costituiti in gran parte da paraconglomerati poligenici massivi, in genere poco cementati, che in aree soggette ad attività agricola si manifestano come ciottolami sparsi su un substrato prevalentemente argilloso. Raramente sono riconoscibili strati lenticolari (max 70 cm) di conglomerati ben cementati a tessitura clasto-sostenuta. In alcuni casi, come a nord di Pod S. Lucia, i conglomerati passano lateralmente ad una associazione di facies rappresentata da sabbie gialle stratificate a grana media con ciottoli di fango, a cui si

intercalano strati decimetrici di conglomerati a grana fine e livelli centimetrici di argille e lignite.

I ciottoli, le cui dimensioni sono comprese tra 1 e 30 cm, generalmente ben arrotondati, sono rappresentati soprattutto da calcari silicei grigi tipo "palombino", e subordinatamente da radiolariti rosse, siltiti grigie ed arenarie calcaree a grana fine di colore avana. La matrice, spesso prevalente, è costituita da sabbie o sabbie argillose.

Lo spessore dei corpi lentiformi varia tra 4 e 25 metri.

Sulla base dei caratteri sedimentologici e dei suddetti rapporti stratigrafici con le argille del Casino (**SIN**) e con la breccia di Grotti (**GRO**), i conglomerati di Lilliano sono riferibili a flussi gravitativi che si mettevano in posto in un ambiente lacustre.

In questa formazione non sono mai stati rinvenuti fossili: essa è stata attribuita al Messiniano superiore (Turoliano superiore *Auct.*) sulla base dei rapporti eteropici con le argille del Casino (BOSSIO *et alii*, 2002).

Messiniano superiore (Turoliano superiore Auct.)

3.2. – FORMAZIONI PLIOCENICHE

3.2.1. - *Conglomerati di Gambassi Terme (GAM)*

Questa unità affiora principalmente nelle aree marginali del Bacino di Siena, dove poggia in discordanza sul substrato pre-neogenico e sulle argille del Casino (**SIN**), rappresentando la porzione basale della successione pliocenica. Verso le aree più centrali, essa mostra rapporti di eteropia con le sabbie di S. Vivaldo (**SVV**), costituendo corpi conglomeratici lentiformi all'interno dei depositi sabbiosi di tale formazione.

Quest'unità è costituita principalmente da conglomerati grigio-verdi, sporadicamente rossastri e subordinate sabbie gialle; raramente, negli affioramenti delle aree marginali, in associazione ai conglomerati sono state rinvenute anche argille grigie e/o argille torbose di colore grigio-scuro, contenenti talora concrezioni carbonatiche e resti di radici. Da un punto di vista generale, le facies conglomeratiche si presentano massive o stratificate, generalmente ben litificate. I ciottoli, quasi sempre ben arrotondati, talvolta interessati da fori di Litodomi, hanno mediamente dimensioni comprese tra 2 cm e 15 cm (massimo 50 cm). Essi sono costituiti prevalentemente da calcari provenienti da formazioni del Dominio Ligure e, subordinatamente, da arenarie riferibili al Macigno.

La variabilità dei caratteri sedimentologici e del contenuto fossilifero riscontrato nei conglomerati, permette di riconoscerli sia facies fluviali, localmente presenti alla base (ad es. area compresa fra la Colonna del Grillo e Castelnuovo Berardenga, al margine orientale del Bacino di Siena), sia facies marino-costiere, le quali costituiscono gran parte dell'unità. Un'ulteriore testimonianza del locale sviluppo alla base dei conglomerati di Gambassi Terme di un ambiente alluvionale, è fornita dai resti di radici e dalle concrezioni carbonatiche presenti nei depositi argillosi, evidenze di esposizione subaerea e pedogenesi incipiente. Nell'insieme, quest'unità documenta una trasgressione marina pliocenica con locale sviluppo alla base di depositi alluvionali.

Lo spessore dei conglomerati di Gambassi Terme è massimo (fino a 40 metri) nelle aree di appoggio sul substrato pre-neogenico, e minimo (1-5 m) dove essi assumono il rango di lenti all'interno della formazione delle sabbie di San Vivaldo (SVV).

Nell'unità non sono stati rinvenuti fossili indicativi di età, comunque, sulla base dei rapporti stratigrafici, essa è riferibile all'intervallo Zancleano *p.p.* – Piacenziano *p.p.*

Un esame dettagliato di un'ottima esposizione nell'abitato di Siena, ha permesso di riconoscere in tale unità varie litofacies, non cartografabili, ciascuna rappresentativa di un particolare ambiente di sedimentazione e/o condizione idrodinamica. In particolare, nei depositi costieri sono state riconosciute le seguenti facies:

- **Conglomerati fini stratificati (max 1,5 m di spessore):** conglomerati clasto-sostenuti e ben cerniti, a stratificazione piano-parallela ben definita, generalmente embriicati e caratterizzati da un *trend coarsening-upward*. I ciottoli sono caratterizzati da forme appiattite e dimensioni comprese tra 2 – 10 cm (max 40 cm). Questa litofacies è indicativa di un ambiente di *upper beach*.

- **Conglomerati grossolani ben arrotondati (max 2 m di spessore):** conglomerati clasto-sostenuti a matrice sabbiosa, moderatamente classati, da mal stratificati a massivi. I ciottoli sono sempre ben arrotondati con dimensioni comprese tra 1 cm e 17 cm. All'interno di questa litofacies sono presenti lenti centimetrico-decimetriche di sabbie bioturbate. La bioturbazione è riferibile all'ichnofacies a *Macaronichnus*. Questa litofacies si è deposta in un ambiente di *lower beach*.

- **Sabbie e conglomerati (max 2 m di spessore)** si tratta di un'alternanza di areniti gialle (spessore compreso tra 10 cm e 40 cm) a grana media, talora con ciottoli, e livelli conglomeratici (spessore compreso tra 2 cm e 15 cm) caratterizzati da un *trend thickening-upward*. Le areniti sono generalmente lenticiformi alla scala dell'affioramento e mostrano talora base erosiva marcata da scours riempiti da conglomerati fini. Le areniti si presentano spesso stratificate, con stratificazione incrociata tabulare, stratificazione incrociata concava e laminazione piano parallela, oppure bioturbate. La bioturbazione osservata è riferibile generalmente all'ichnofacies a *Ophiomorpha* e *Skolithos*, mentre è del tipo a *Macaronichnus segregatis* e *Conichnus* nella parte alta di questa litofacies. Nell'insieme, tale litofacies è riferibile ad un ambiente di *upper shoreface*.

Per quanto riguarda, invece, la facies alluvionale basale, buoni affioramenti sono presenti lungo il corso del Fiume Arbia. Si tratta di conglomerati medio-grossolani clasto-sostenuti e ben arrotondati, da stratificati (stratificazione incrociata e piano-parallela) a massivi. Localmente sono presenti ciottoli embriicati che indicano flussi provenienti dai Monti del Chianti. I conglomerati della porzione basale mostrano rapporti di eteropia e/o sono ricoperti da i) corpi lentiformi di sabbie e conglomerati a laminazione piano-parallela con resti di Molluschi; ii) limi massivi caratterizzati dalla presenza di tracce di radici e concrezioni carbonatiche, a cui si intercalano subordinate sabbie e conglomerati a gradazione normale e rari orizzonti di argille con torba. In aree distali i suddetti livelli sabbiosi contengono resti di ostreidi ed abbondanti frustoli vegetali. Da un punto di vista paleoambientale, la deposizione della porzione conglomeratica basale è dovuta ad attività fluviale a bassa sinuosità che insisteva su una piana alluvionale a dominante sedimentazione argillosa. La messa in posto dei conglomerati avveniva in seguito ad eventi di piena, sia attraverso flussi ad elevata concentrazione di sedimento (flussi iperconcentrati), sia mediante correnti trattive (conglomerati stratificati). I livelli sabbiosi ad ostreidi intercalati ai limi ed i corpi lentiformi sabbioso-conglomeratici a laminazione piano-parallela con resti di Molluschi documentano rispettivamente lo sviluppo di lagune salmastre e corpi deltizi in seguito ad una ingressione marina.

Zanclano p.p.-Piacenziano p.p.

3.2.2. - Argille Azzurre (FAA)

Le Argille Azzurre affiorano estesamente nel settore centrale e sud-occidentale del Foglio. Esse poggiano con contatto discordante sulle argille del Casino (SIN) e mostrano rapporti laterali per interdigitazione con la formazione delle sabbie di San Vivaldo (SVV).

Quest'unità è costituita in prevalenza da peliti marnose massive, spesso bioturbate e caratterizzate dalla presenza di Molluschi, alle quali talora si intercalano rari strati sabbiosi tabulari a base erosiva e gradazione normale. La base di tali strati è spesso marcata da *mud clasts*, mentre al tetto è presente una laminazione piano-parallela, evidenziata da frustoli vegetali.

All'interno della formazione è stata distinta e cartografata una litofacies (FAAs) costituita da argille sabbiose e limi di colore nocciola, subordinatamente grigio, nella quale sono comuni macrofossili, spesso concentrati in livelli, rappresentati da Lamellibranchi e Gasteropodi. Inoltre tale litofacies marca, talvolta, il passaggio tra le Argille Azzurre (FAA) e le sabbie di San Vivaldo

(SVV). Il passaggio verticale a quest'ultima formazione, ben esposto in alcuni affioramenti poco al di fuori dell'area del Foglio (ad es. località Pian delle Fornaci), documenta la transizione tra una sedimentazione marina distale ad una prossimale.

Lo spessore della formazione delle Argille Azzurre è variabile ed aumenta da ovest verso est e da nord verso sud. Sulla base del rilevamento di superficie e delle prospezioni geofisiche si è supposto che esse raggiungano valori massimi dell'ordine di 600-700 metri.

In alcune località questa formazione si presenta molto fossilifera, come ad es. lungo la strada che collega Radi a Poggiarello, poco prima del ponte sul T. Fusola e nei pressi del Pod. Poggio le Pentì. In queste zone si possono rinvenire, tra gli altri: *Neopycnodonte navicularis* (BROCCHI), *Amusium cristatum* (BRONN), *Chlamys varia* (LINNEO), *Venus multilamella* LAMARCK, *Naticarius millepunctatus* (LAMARCK), *Neverita josephina* RISSO, *Dentalium sexangulum* SCHROETER.

Dal punto di vista micropaleontologico l'unità contiene spesso ricche associazioni a Foraminiferi (planctonici e bentonici) e a nannofossili calcarei, con variazioni qualitative e quantitative nello spazio e nel tempo (RIFORGIATO *et alii*, 2005). Per i Foraminiferi bentonici si ricordano *Anomalinoidea helacinus*, *Bigenerina nodosaria*, *Bolivina punctata*, *Bulimina costata*, *B. marginata* (negli affioramenti più orientali), *Cassidulina neocarinata*, *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Globobulimina affinis*, *Gyroidina soldanii*, *Heterolepa bellingtonii*, *Hoeglundina elegans*, *Melonis padanum*, *M. soldanii*, *Oridorsalis stellatus*, *Planulina ariminensis*, *Pullenia bulloides*, *Sigmoilopsis celata*, *Siphonina reticulata*, *Sphaeroidina bulloides*, *Textularia jugosa*, *Uvigerina peregrina*, *Valvulineria complanata*; per quelli planctonici *Globigerina bulloides*, *G. falconensis*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerinoides elongatus*, *G. extremus*, *G. gr. quadrilobatus*, *Globorotalia bononiensis*, *G. crassaformis*, *G. margaritae*, *G. puncticulata* (gli ultimi due taxa si rinvencono esclusivamente negli affioramenti occidentali), *Globoturborotalita apertura*, *G. decoraperta*, *Orbulina universa*, *Turborotalita quinqueloba*. Per quanto riguarda i nannofossili calcarei, i taxa più comuni e rappresentativi sono *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster pentaradiatus*, *D. surculus*, *D. tamalis*, *Geminilithella rotula*, *Gephyrocapsa* spp., *Helicosphaera carteri*, *H. sellii*, *Pontosphaera japonica*, *P. multipora*, *Pseudoemiliania lacunosa*, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (5-7µm), *Rhabdosphaera procera* e *Umbilicosphaera sibogae*.

Le caratteristiche sedimentologiche ed i fossili presenti nelle peliti, permettono di attribuire tale formazione ad un ambiente marino, caratterizzato dalla decantazione di sedimenti fini, occasionalmente interrotta dalla messa in

posto di sabbie attraverso correnti di torbida. L'unità si è deposta a profondità molto variabili nell'ambito del contesto bacinale, in regime trasgressivo e regressivo. Nelle fasi di maggiore approfondimento le batimetrie registrate sono compatibili con quelle della parte media della zona neritica esterna.

Per quanto riguarda l'inquadramento bio-cronostratigrafico (Tav. III), si deve precisare che i termini più antichi della formazione affiorano a sud di Siena, sul lato occidentale del Foglio, e sono attribuibili alla Zona MP13 per i Foraminiferi e alla Zona MNN14/15 per il nannoplancton; quelli più recenti, riferibili alla Zona MP15 per i Foraminiferi e alla Zona MNN16b-MNN17 per il nannoplancton, affiorano sul lato sud-orientale a ridosso della Dorsale Monti del Chianti-Rapolano-Monte Cetona. La formazione delle Argille Azzurre è quindi da riferire all'intervallo parte media dello Zancleano- parte media del Piacenziano (Tav. II).

Zancleano p.p.-Piacenziano p.p.

3.2.3. - Sabbie di Chiusure (CEH)

Questa unità costituisce un corpo prevalentemente sabbioso, intercalato nella formazione delle Argille Azzurre (FAA), presente nella parte centrale del Bacino di Siena ed affiorante nella parte centro - meridionale del Foglio (GANDIN & SANDRELLI, 1992). La formazione comprende due litofacies che si alternano fra loro: **CEHs** –sabbie torbiditiche in grossi banchi e **CEHa** – alternanze di sottili livelli di argille, silts e sabbie; sono presenti, inoltre, lenti e lingue della formazione delle Argille Azzurre (FAA).

La litofacies sabbiosa (**CEHs**) è costituita da un corpo composito, ad andamento lenticolare, con spessore massimo non superiore a 80 metri. E' formato da più intervalli sabbiosi, ciascuno dello spessore massimo di 4 m, separati da sottili strati sabbiosi e siltosi, da decimetrici a centimetrici. I banchi sabbiosi sono costituiti generalmente da strati amalgamati, raramente separati da letti decimetrici o centimetrici di argille siltose. Le sabbie sono a granulometria media e fine, ben calibrate, ricche di matrice argillosa, con clasti litici e intraclasti argillosi e siltosi.

La litofacies argilloso-siltosa (**CEHa**), di spessore variabile non superiore al centinaio di metri, è costituita da una fitta alternanza di strati sottili di argille, silts, sabbie e raramente di microconglomerati. Le sabbie sono prevalentemente fini, ricche in matrice argillosa, omogenee o con laminazione piano-parallela e debole gradazione, marcata dalla concentrazione alla base di frustoli vegetali carbonizzati.

La formazione ha un andamento lenticolare.

Lo spessore massimo è valutabile intorno ai 150 metri.

Per quanto riguarda l'ambiente di sedimentazione, GANDIN & SANDRELLI (1992), sulla base dello studio delle strutture sedimentarie, delle associazioni di facies, della generale organizzazione delle sequenze ed del contenuto fossilifero, ritengono che la formazione si sia deposta con un meccanismo di tipo gravitativo all'interno del bacino interrompendo la sedimentazione pelitica delle Argille Azzurre (fig. 5).

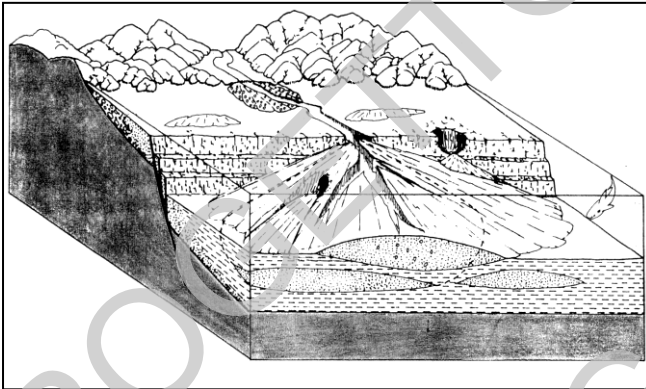


Fig. 5 - Ricostruzione dell'ambiente deposizionale delle diverse associazioni di facies nei depositi pliocenici del Bacino di Siena (da GANDIN & SANDRELLI, 1992).

Nel complesso le associazioni a Foraminiferi sono simili a quelle rinvenute nelle Argille Azzurre e consentono riferimenti paleobatimetrici simili. In alcuni livelli, però, si registrano associazioni con tendenza all'oligotopia: scarse di plancton e con bentonici rappresentati esclusivamente da bolivine e bulimine. Questa particolarità potrebbe indicare scarsa circolazione nella massa d'acqua probabilmente dovuta a cambiamenti nella paleogeografia del bacino. Comunque, i campioni più significativi raccolti nell'unità, consentono di riferirla alla Zona MP14 (Sottozona MP14b) dei Foraminiferi corrispondente, in termini cronostratigrafici, al Piacenziano basale (Tav.II).

Piacenziano p.p.

3.2.4. – Sabbie di San Vivaldo (SVV)

Questa formazione è presente soprattutto ai bordi del Bacino di Siena. Nell'area del Foglio 297 "Asciano", gli affioramenti più estesi compaiono nella parte settentrionale e orientale. Essa poggia sul substrato preneogenico, sui

conglomerati di Lilliano (**LIL**) e sulle argille del Casino (**SIN**); mostra rapporti di interdigitazione con i conglomerati di Gambassi Terme (**GAM**) e con le Argille Azzurre (**FAA**).

E' composta in prevalenza (80%) da areniti in genere debolmente cementate, più raramente ben cementate, e da sabbie, a grana da fine a media, di colore giallo oca. Entrambi i litotipi sono molto bioturbati; solo in alcuni casi si sono conservate la stratificazione incrociata a basso angolo, la struttura del tipo *planar-tabular cross-bedding* o *trough cross-bedding* e la laminazione piano parallela, messe in evidenza anche da variazioni cromatiche. FABIANI *et alii* (2002) hanno recentemente effettuato un'analisi petrografica delle arenarie affioranti nella zona ad occidente dell'abitato di Siena. Tali analisi hanno confermato ciò che è possibile intuire anche macroscopicamente e cioè che esistono sostanzialmente due tipi di arenarie con diverso grado di cementazione: arenarie debolmente cementate (4-5% di cemento calcareo) ed arenarie ben cementate (23-41% di cemento calcareo). Le prime sono le più diffuse, le seconde costituiscono sporadici livelli lenticolari all'interno delle altre.

Nelle arenarie e nelle sabbie sono presenti corpi lenticolari conglomeratici, con spessori massimi da 1 a 4 metri, matrice o clasto sostenuti riferibili ai conglomerati di Gambassi Terme (**GAM**), all'interno dei quali i ciottoli sono prevalentemente calcarei ed arenacei, denotando una chiara derivazione dalle formazioni liguri e subordinatamente toscane. I clasti si presentano sempre arrotondati e di forma sferica, ellissoidale o discoidale. Quelli discoidali, di solito di dimensioni minori (2-7 cm) rispetto ai ciottoli ellissoidali e sferici (3-17 cm), mostrano una diffusa embriciatura.

Presso l'abitato di Siena, intercalate alle arenarie, si rinvencono anche livelli di marne laminitiche, di colore complessivamente grigio chiaro o bianco, con frequenti lamine nere ricche di sostanza organica. Lo spessore delle marne laminitiche è in genere di qualche decimetro ma in alcuni casi raggiunge i due metri. Anche se molto subordinatamente a questi litotipi si associano: conglomerati eterometrici disorganizzati, con abbondante matrice sabbiosa e geometria lenticolare; sabbie giallo-arancio, a grana media, prive di strutture e in strati lenticolari; argille grigie con abbondante contenuto organico e livelli centimetrici di lignite; limi nocciola, sabbie fini o finissime dello stesso colore e fittamente laminate, alternanze centimetriche di argille grigio- nocciola.

Lo spessore della formazione è variabile con valori massimi intorno ad un centinaio di metri.

Relativamente ai microfossili, si evidenzia che le associazioni bentoniche sono più ricche di quelle planctoniche, le prime rappresentate da *Ammonia beccarii*, *Asterigerinata planorbis*, *Aubignyna perlucida*, *Cibicides lobatulus*, *C. refulgens*, *Cribrorhynchium decipiens*, *Cribronion advenum*, *Elphidium*

crispum, *Florilus boueanus*, *Fursenkoina schraebersiana*, *Protelphidium granosum* e *Reussella spinulosa*, le seconde da sporadiche *Globigerina apertura*, *G. bulloides*, *Globigerinoides elongatus*, *G. extremus*, *Globorotalia aemiliana* (nel settore orientale) e *G. puncticulata* (nel settore nord occidentale) fra i Foraminiferi e da *Coccolithus pelagicus*, *Crenolithus doronicoides*, *Cricolithus jonesi*, *Gephyrocapsa* spp. (con morfotipi di dimensioni piccole e medie), *Helicosphaera sellii*, *Pseudoemiliania lacunosa* e *Umbilicosphaera sibogae* fra i nannofossili calcarei. Questa microfauna è indicativa di un ambiente infralitorale.

Si deve però aggiungere, che alcuni campioni, in particolare quelli prelevati nelle porzioni marnose con livelli di lignite hanno restituito associazioni oligotipiche composte da *Ammonia beccarii tepida* e *Aubignyna perlucida* tra i Foraminiferi, da Ostracodi a carapace liscio, fra cui numerose *Cyprideis* sp., da piccoli Molluschi, sempre a guscio non ornamentato, oltre che da rari Briozoi, resti di pesci e oogoni di Characeae, a testimonianza anche della presenza di ambienti lagunari con acque debolmente salmastre fino a dolci. Nel complesso, quindi, per quanto riguarda l'ambiente deposizionale, le sabbie di San Vivaldo sarebbero rappresentative di una situazione marina a debole profondità, talvolta leggermente più "aperta", talaltra lagunare, con ripetute variazioni batimetriche e di salinità.

Dal punto di vista biostratigrafico, le successioni del margine nord occidentale e quelle degli esigui affioramenti del settore sud-occidentale sono riferibili alla Zona MP14a (Zona MNN16a dei nannofossili calcarei), mentre quelle del margine orientale sono da attribuire alla Zona MP15 (Zona MNN16b-MNN17 dei nannofossili calcarei). Perciò, dal punto di vista cronostatigrafico le sabbie di San Vivaldo, affioranti nel Foglio 297 "Asciano", sono da riferire, nel loro complesso, all'intervallo Zancleano sommitale – Piacenziano *p.p.*

Zancleano p.p.-Piacenziano p.p.

4.- DEPOSITI CONTINENTALI DELLA VALLE DEL T. AMBRA

4.1. – FORMAZIONE DI CASTELLO DI MONTALTO (TEN)

Affiora estesamente tra l'alta valle del Fiume Ombrone ed il Torrente Ambra; affioramenti di minore estensione si trovano nei pressi dell'abitato di Castelnuovo Berardenga.

Questa formazione costituisce un corpo sedimentario allungato, con profilo concavo in sezione ortogonale alla direzione di allungamento, spesso fino a

circa 40 m e delimitato alla base da una superficie di *unconformity*.

La porzione settentrionale di tale unità (area compresa tra le località “La Selva” e “Casalbosco”) poggia su formazioni del substrato pre-neogenico (Macigno, formazione di Sillano, formazione di Monte Morello), ha una direzione di allungamento circa NE-SO ed ampiezza di circa 1 km. La porzione meridionale (area compresa tra la località “Casalbosco” ed il Fiume Ombrone) poggia invece su depositi pliocenici (conglomerati di Gambassi Terme, sabbie di San Vivaldo), è allungata in direzione NO-SE e raggiunge un’ampiezza di circa 2,5 km.

La formazione di Castello di Montalto è costituita da ghiaie, localmente cementate, sabbie e peliti, e mostra una complessa architettura stratigrafica. In particolare, gli affioramenti settentrionali di tale unità sono rappresentati da conglomerati amalgamati a cui si intercalano strati lentiformi di sabbie con ciottoli.

I conglomerati, con granulometria da media a grossolana, sono clasto-sostenuti a base erosiva e geometria da tabulare a lentiforme. Internamente sono massivi, con gradazione normale poco sviluppata; raramente presentano una stratificazione piano-parallela. Le sabbie con ciottoli sono massive o, più raramente, a stratificazione incrociata.

Gli affioramenti meridionali si differenziano da quelli settentrionali per la granulometria più fine dei depositi e la loro migliore organizzazione. In particolare, le ottime esposizioni presenti lungo il corso del Fiume Ombrone hanno permesso di riconoscere, nei depositi meridionali di tale formazione, due successioni *fining-upwards*. La successione inferiore ha alla base conglomerati, con granulometria da media a grossolana, che passano a sabbie con ciottoli, massive, a loro volta ricoperte da un orizzonte decametrico di peliti con sottili intercalazioni di sabbie. Le peliti sono caratterizzate dalla presenza di tracce di radici, concrezioni carbonatiche e Casteropodi continentali (*Retinella* sp. e *Pomatia elegans*, MULLER) con distribuzione stratigrafica dal Pliocene Superiore all’Attuale (ESU & GIROTTI, 1991). L’orizzonte pelitico-sabbioso, che rappresenta il tetto della successione inferiore, è sempre presente, seppur con spessore variabile, nella porzione meridionale della formazione, ed è ricoperto, con contatto erosivo, da ghiaie analoghe a quelle della successione inferiore, a cui si intercalano sabbie lentiformi con ciottoli, da massive a stratificazione incrociata. Il tetto della successione superiore è costituito da sabbie tabulari a gradazione normale, su cui poggiano, con contatto erosivo, ghiaie riferibili ai depositi alluvionali terrazzati dell’unità **bn**.

Le litofacies, la geometria ed il contesto stratigrafico della formazione di Castello di Montalto suggeriscono che essa rappresenti il riempimento fluviale di una paleovalle (ALDINUCCI *et alii*, 2007) formatasi in seguito alla regressione

marina che alla fine del Pliocene Medio ha interessato i bacini sedimentari toscani (BOSSIO *et alii*, 1993). In particolare, i depositi conglomeratico-sabbiosi sono riferibili ad un ambiente di sedimentazione fluviale di tipo *braided*, caratterizzato da flussi provenienti dai Monti del Chianti, come documentato da misure di paleocorrenti e dati composizionali. I caratteri sedimentologici suggeriscono flussi ad elevata energia e concentrazione di sedimento. Flussi trattivi, a cui sono riferibili i depositi a stratificazione incrociata e piano-parallela, rappresentavano l'evoluzione dei precedenti dopo un fase di deposizione in massa, oppure costituivano eventi a minore energia e concentrazione.

L'orizzonte di depositi fini al tetto della successione inferiore, nella porzione meridionale della formazione, documenta l'istaurarsi di una piana alluvionale, con sviluppo di processi pedogenetici e la messa in posto di sabbie a seguito di flussi non confinati.

Il riempimento della paleovalle pliocenica rappresentato da questa formazione è stato attribuito (ALDINUCCI *et alii*, 2007) ad un aumento dell'apporto di sedimenti in seguito ad un sollevamento dei Monti del Chianti ed al miglioramento climatico che interessò l'area mediterranea durante il Pliocene Superiore-Pleistocene inferiore (SUC *et alii*, 1995).

La presenza dei Gasteropodi continentali sopra citati e la sua posizione stratigrafica permettono di attribuire questa formazione al Pliocene Superiore – Pleistocene inferiore (Villafranchiano *Auct.*).

Pliocene Superiore-Pleistocene Inferiore (Villafranchiano Auct.)

5.- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

5.1. – TRAVERTINI (f1)

Le più estese placche di travertino si trovano nelle aree di Rapolano Terme e Serre di Rapolano; sono legate a sorgenti termominerali e sono distribuite lungo una importante fascia di dislocazioni che separa i depositi pliocenici del Bacino di Siena da quelli mesozoico-terziari della Dorsale Chianti-Rapolano-Cetona. Altri piccoli affioramenti, di nessuna importanza economica, compaiono nei dintorni di Asciano, in corrispondenza di depositi alluvionali terrazzati, e circa un chilometro ad est di Taverne d'Arbia, in corrispondenza della sorgente termale dell'Acqua Borra.

Il Travertino di Rapolano, per le sue ottime caratteristiche fisico – meccaniche che ne permettono un largo uso nell'edilizia, è oggetto, ormai da

multi secoli, di estrazione e di lavorazione. I depositi travertinosi sono ripartiti, per la maggior parte, in quattro placche, che poggiano sulle formazioni marine, argillose e sabbiose (**FAA** e **SVV**) del Bacino pliocenico di Siena. La prima, di Borgo ai Piani, si estende in prossimità dell'abitato di Rapolano Terme; le altre tre a sud di Serre di Rapolano (Oliviera, Noceto-Capanni e Filicheto). La posizione di tali placche fu condizionata sia dalla presenza di sorgenti termominerali sia dalla morfologia; all'interno di ciascuna di esse si verificarono modalità di deposizione differenti nel tempo e nello spazio, legate a volte a meccanismi incrostanti particolari, che conferirono ai depositi travertinosi caratteristiche litologiche e sedimentologiche diverse. In rapporto a tali caratteristiche i travertini, affioranti in queste zone, sono stati raggruppati nei seguenti tipi da BARAZZUOLI *et alii* (1986; 1988):

- Travertini chiari stratificati (tipo A),
- Travertini chiari stratificati (tipo B),
- Travertini scuri compatti (tipo C).

I travertini, appartenenti ai primi due tipi, sono di colore nocciola chiaro, ben stratificati, e si differenziano per la facies: prevalentemente fitostromale nel tipo A, fitoclastica nel tipo B. Quelli appartenenti al terzo tipo sono di colore beige scuro, privi di stratificazione e caratterizzati da una facies microcarsica-pedogenetica. Altre caratterizzazioni sedimentologiche sono state effettuate da GUO & RIDING (1992; 1994; 1998; 1999). Lo spessore massimo del travertino nelle diverse placche oscilla fra i 20 e i 40 metri. L'analisi sedimentologico – petrografica ha fornito ottime indicazioni sui meccanismi e sui microambienti di deposizione: i travertini chiari stratificati di tipo A sono risultati formati per incrostazione di organismi (microalghe e cianobatteri) mentre quelli di tipo B per incrostazione di frammenti vegetali (steli e foglie). I travertini di tipo C sono testimoni invece di una storia più complessa in quanto si sono depositati, come fanghi calcarei, in vasche o laghetti e hanno successivamente subito una più o meno intensa rielaborazione per disseccamento, fatturazione, dissoluzione e successiva ricementazione ad opera di acque dure vadose (BARAZZUOLI *et alii*, 1988). I rari reperti paleontologici (Gasteropodi polmonati, ossa di Mammiferi e impronte di foglie), provenienti da cave diverse, consentono di assegnare ad alcune porzioni del travertino di Rapolano un'età molto recente, probabilmente non superiore ad una decina di migliaia di anni (in alcuni luoghi è ancora in fase di deposizione). Le filliti denunciano, infatti, una associazione di latifoglie eliofile (leccio, cerro, farnia, corniolo, pioppo nero, olmo campestre, fico, acero ungherese, nocciolo, carpino bianco) riferibile ad una zona climatico-forestale a *lauretum*, medio-fredda di tipo attuale (BARAZZUOLI *et alii*, 1988). In ogni caso, studi radiometrici condotti presso Cava Campo Muri (CARRARA *et alii*, 1998) e Cava Oliviera (BROGI *et alii*, 2010) indicano che la deposizione sia stata attiva

almeno dal Pleistocene Medio, senza poter escludere età anche più antiche.

Pleistocene-Olocene

5.2. – DETRITI DI FALDA (**a₃**)

Consistono di depositi detritici, eterometrici, angolosi, talora stratificati con matrice sabbiosa o sabbioso-limosa, accumulati essenzialmente per gravità in corrispondenza di versanti più o meno ripidi. Si rinvengono soltanto nella porzione nord-orientale del foglio nella formazione del Macigno.

Pleistocene-Olocene

5.3. – DEPOSITI PALUSTRI (**e₃**)

Si tratta di sottili depositi di natura prevalentemente limoso-argillosa e sabbiosa di colore grigio, presenti negli stagni di sbarramento di origine antropica creati per uso irriguo. Costituiscono un piccolissimo affioramento in una depressione valliva a nord di Casa Malena.

Olocene

5.4. – COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI (**b₂**)

Sono presenti alla base dei versanti o in corrispondenza di fondivalle privi di corsi d'acqua o di piccole valli tributarie. Sono costituite per lo più da limi (nella formazione **FAA**) o sabbie (nella formazione **SVV**) depositatisi per alterazione *in situ* e/o a seguito di limitati trasporti operati dalle acque di ruscellamento e/o dalla gravità. Il loro spessore nella maggior parte dei casi varia in relazione alla morfologia da alcuni decimetri ad alcuni metri.

Pleistocene-Olocene

5.5. – DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (**b_n**)

Sotto questa voce sono raggruppati depositi alluvionali di età quaternaria incisi, affioranti lungo le valli dei maggiori corsi d'acqua e dei loro principali affluenti. Essi sono costituiti da ghiaie, sabbie e peliti. Le ghiaie, talora debolmente cementate ed embriciate, con granulometria variabile da *pebble* a *boulder*, si presentano massive, disorganizzate o con gradazione normale poco

svilupata, oppure con stratificazione incrociata o piano-parallela. La composizione dei ciottoli è variabile, ma sempre riferibile ai litotipi delle formazioni liguri e del Macigno, anche se raramente sono presenti ciottoli derivanti da unità neogeniche. Le sabbie sono massive, disorganizzate o con gradazione normale poco sviluppata, oppure con stratificazione incrociata o piano-parallela, mentre le peliti, a cui si intercalano sottili livelli sabbiosi, si presentano generalmente massive, con evidenze di pedogenesi e tracce di radici.

Questi depositi si trovano a quote variabili tra 5 e 50 m rispetto agli alvei attuali; solo in alcuni casi si rinvencono a quote superiori (circa 90 m in località “Castell’in Villa”, alcuni km a nord ovest di Castelnuovo Berardenga). La scarsa preservazione delle morfologie originarie impedisce il riconoscimento delle scarpate dei terrazzi; per questo motivo depositi alluvionali terrazzati di diverso ordine sono stati cartografati come appartenenti ad un unico terrazzo.

I depositi di quest’unità si sono messi in posto in sistemi fluviali di tipo *braided* (litofacies ghiaioso-sabbiose) e nelle adiacenti aree di esondazione (litofacies pelitico-sabbiose). Nell’alta valle del Fiume Ombrone, sopra la formazione di Castello di Montalto (TEN) e le sabbie di San Vivaldo (SVV), essi sono riferibili ad un ambiente di conoide alluvionale che passa sottocorrente a sedimenti di piana alluvionale, attualmente testimoniata da superfici relitte di limitata estensione (terrazzi). Questi ultimi depositi contengono manufatti acheuleani (MAGI, 1992), ovvero riferibili alla parte alta del Pleistocene medio.

Pleistocene-Olocene

5.6. – DEPOSITI ALLUVIONALI (b)

Si tratta dei depositi di origine fluviale in evoluzione, distribuiti nell’attuale fondovalle del reticolo idrografico dei maggiori corsi d’acqua (T. Arbia e F. Ombrone). Nel caso del T. Arbia, i depositi sono composti principalmente da ciottolami poligenici grossolani con matrice sabbiosa-argillosa. I clasti sono ben elaborati, con grado di arrotondamento elevato e classazione modesta. Le dimensioni dei ciottoli variano fino a dimensioni massime di 30 cm. Nelle alluvioni del F. Ombrone, invece, è presente una maggiore predominanza delle granulometria più fini, con depositi di natura sabbiosa-limosa e con minore frazione ghiaiosa.

Lo spessore dei depositi, valutabili nell’ordine di una decina di metri nelle aree di massimo spessore, può localmente essere esiguo, con fenomeni di sovraescavazione fluviale ed incisione dei sottostanti depositi pre-quaternari (area di Montaperti).

Olocene

5.7. – DEPOSITI DI FRANA (**a**₁)

Accumuli gravitativi caotici con o senza evidenze di movimenti in atto. Si rinvencono, in ordine di frequenza, nelle formazioni **FAA**, **SVV**, **CEH**, **SIL** e **MLL**. Rari accumuli sono presenti anche in altre formazioni. Quelli verificatisi nelle formazioni argillose sono prevalentemente di colamento, gli altri di tipo misto.

Olocene

5.8. – DEPOSITI DI VERSANTE (**a**)

Depositi solitamente monogenici, in genere eterometrici e con scarsa elaborazione, accumulati lungo i versanti per fenomeni gravitativi. La natura litologica dei clasti è strettamente legata alla formazione che fornisce i frammenti di roccia.

Olocene

5.9. – DEPOSITI ANTROPICI (**h**)

Sotto questa sigla sono raggruppati i materiali misti, di varia natura e dimensione, messi in posto dall'uomo per vari utilizzi (diga di sbarramento, massicciata stradale, terreni di riporto, ravaneti, piazzali di cava, ecc.).

Olocene

V – TETTONICA

1.– INTRODUZIONE

Le conoscenze sull'assetto strutturale del territorio, compreso nel Foglio 297 "Asciano", derivano principalmente da analisi condotte in affioramento ed alla scala cartografica. I dati ottenuti sono stati integrati con quelli derivati dall'interpretazione di alcuni profili sismici a riflessione, acquisiti negli anni ottanta dal CNR nell'ambito del PFE (Progetto Finalizzato Energetica) e da AGIP-FINA, attraverso il Bacino di Siena-Radicofani ed integrati con dati di pozzo derivanti dall'esplorazione geotermica (Sondaggio Rapolano 1, Madonna a Colle) e mineraria (Sondaggi Ambra, Poggio S. Cecilia).

Come in tutta la Toscana meridionale, anche nell'area in esame l'assetto tettonico è conseguente allo sviluppo di eventi deformativi sovrapposti che hanno caratterizzato l'evoluzione strutturale dell'Appennino Settentrionale a partire dal Cretacico. Il più antico evento deformativo si è realizzato in un intervallo di tempo compreso tra il Cretacico e l'Eocene (Fase ligure) a seguito della convergenza del margine africano (microplacca Adria) con quello europeo (Massiccio Sardo-Corso). Ad esso è seguita la collisione tra i due margini continentali, avvenuta, nel settore appenninico, in un arco di tempo compreso tra l'Oligocene superiore ed il Miocene inferiore (Fase collisionale). A partire dal Miocene inferiore-medio fino al Quaternario, la parte interna dell'Appennino Settentrionale, a cui la Toscana meridionale appartiene, è stata interessata da una importante tettonica distensiva che ha determinato il collasso

della catena ed il conseguente smembramento delle unità tettoniche precedentemente impilate (Fase post-collisionale) (fig. 6).

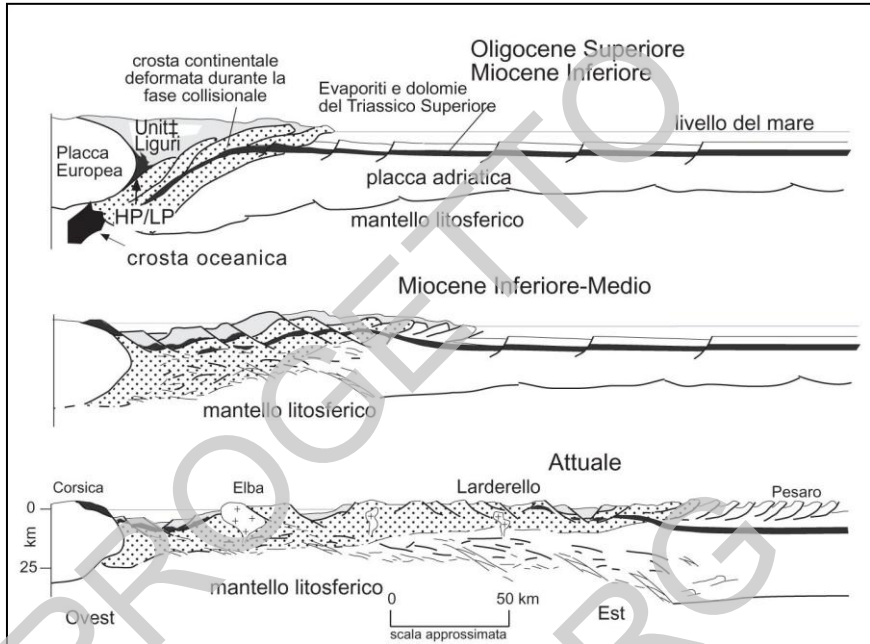


Fig. 6 - Sezioni geologiche crostali relative all'evento collisionale e post-collisionale attraverso il settore interno dell'Appennino Settentrionale (da LIOTTA et alii, 1998 con modifiche).

La descrizione degli eventi tettonici, che hanno portato alla definizione dell'attuale assetto geologico dell'area in studio, unitamente ai processi deformativi collegati, seguirà l'ordine dal più recente al più antico.

2. – TETTONICA DISTENSIVA POST-COLLISIONALE

2.1 - CARATTERI EVOLUTIVI DELLA TETTONICA DISTENSIVA

Le recenti ricerche, realizzate nell'ambito del Progetto CROP18 (BROGI *et alii*, 2005a, 2005b; LIOTTA & RANALLI, 2005), hanno permesso di ricostruire in

dettaglio l'evoluzione, gli effetti e l'età della tettonica distensiva che ha interessato il versante tirrenico dell'Appennino Settentrionale.

Come già descritto nei lavori di BALDI *et alii* (1994), CARMIGNANI *et alii* (1994, 1995) e DALLMAYER *et alii* (1995), gli eventi deformativi collegati alla tettonica distensiva post-collisionale nell'area tirrenica si sarebbero susseguiti senza soluzione di continuità dal Miocene inferiore-medio all'attuale. Tali eventi deformativi hanno dato luogo, inizialmente, allo sviluppo di *detachment* crostali a basso angolo (faglie a basso angolo con geometria *flat-ramp-flat*, in BERTINI *et alii*, 1991; DECANDIA *et alii*, 1993) che si sono esauriti in corrispondenza di una zona di taglio crostale corrispondente al livello evaporitico del Triassico superiore (BERTINI *et alii*, 1991; DECANDIA *et alii*, 1993; CARMIGNANI *et alii*, 1994; BROGI, 2006), base della successione stratigrafica della Falda Toscana. Al di sotto delle evaporiti triassiche la deformazione si è sviluppata mediante un comportamento duttile, generando pieghe asimmetriche e zone di taglio duttili (LIOTTA, 2002; BROGI *et alii*, 2005b). A partire dal Miocene superiore i *detachment* hanno interessato livelli strutturali più profondi, esaurendosi in corrispondenza di una zona di taglio crostale entro le filladi paleozoiche. Questa evoluzione ha portato allo sviluppo di un *boudinage* crostale (*megaboudinage*) che ha interessato tutte le unità tettoniche della catena, i cui attuali rapporti geometrici sono stati determinati dallo sviluppo delle strutture distensive (fig. 7).

I recenti studi sull'evoluzione della tettonica distensiva condotti nell'area del Monte Amiata e di Larderello-Travale (BROGI, 2004a, 2004b, 2004c, 2006, BROGI *et alii*, 2005b, 2005c), unitamente alla ricostruzione dell'evoluzione sedimentaria dei depositi miocenici (BROGI & LIOTTA, 2008) hanno permesso di vincolare i tempi di sviluppo del *boudinage* e dei *detachment* crostali, attribuendo ad un intervallo di tempo compreso tra il Langhiano ed il Tortoniano inferiore il *boudinage* della Falda Toscana e delle sovrastanti Unità Liguri, e ad un intervallo di tempo compreso tra il Tortoniano superiore ed il Messiniano superiore il *boudinage* delle Unità metamorfiche sottostanti (BROGI & LIOTTA, 2008). Questa evoluzione tettonica ha portato, nel suo insieme, ad un importante assottigliamento crostale e ad una distensione di almeno il 60%, calcolato in una sezione attraverso l'area di Larderello (BERTINI *et alii*, 1991), e di circa il 130%, calcolato in una sezione attraverso l'area del Monte Amiata (BROGI, 2006). All'assottigliamento crostale è seguito, a partire dal Miocene superiore, un diffuso magmatismo che ha permesso la risalita, verso i livelli medio-alto crostali, di corpi magmatici principalmente a composizione granitica (DINI *et alii*, 2005 *cum bibl.*), e una importante attività vulcanica (SERRI *et alii*, 1991, 1993, PECCERILLO *et alii*, 2001; PECCERILLO, 2002; POLI *et alii*, 2002).

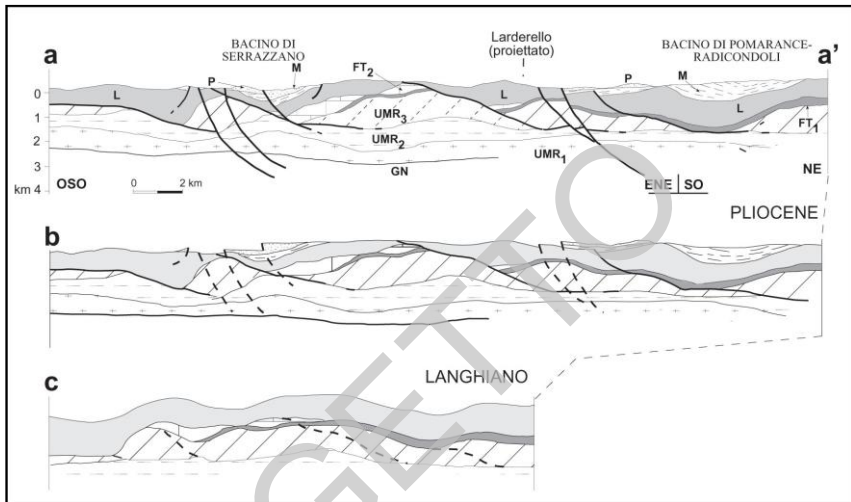


Fig. 7 - Sezioni geologiche retrodeformate nel tempo attraverso l'area geotermica di Larderello-Travale; da BALDI et alii (1994); Spiegazione delle sigle: P – Depositi pliocenici; M – Depositi miocenici; L – Unità tettoniche liguri e subliguri; FT2 – Unità tettonica della Falda toscana: successione del Miocene inferiore- Giurassico; FT1 – Unità tettonica della Falda toscana: successione del Triassico superiore; UMR3 – Unità tettonica di Monticiano-Roccastrada: Gruppo del Verrucano; UMR2 – Unità tettonica di Monticiano-Roccastrada: Gruppo filladico-quarzitico; UMR1 – Unità tettonica di Monticiano-Roccastrada: Complesso dei micascisti; GN – Complesso degli gneiss.

A partire dal Pliocene Inferiore la tettonica distensiva ha causato lo sviluppo di faglie dirette a geometria listrica, che hanno portato allo sviluppo di depressioni strutturali (spesso ne delimitano i margini) colmate da depositi principalmente di ambiente marino. In profondità, queste faglie si esauriscono in corrispondenza di un livello crostale caratterizzato da una peculiare risposta sismica in tutta la Toscana meridionale, noto come Orizzonte K (BATINI *et alii*, 1978; 1985). Tale orizzonte è interpretato come il tetto di una zona di taglio crostale, cinematicamente attiva, corrispondente all'attuale passaggio fra il dominio fragile e quello duttile (CAMELI *et alii*, 1993, 1998; LIOTTA & RANALLI, 1999; BROGI *et alii*, 2003a, 2003b).

Lo sviluppo della tettonica distensiva ha innescato in tutta la Toscana meridionale un importante processo di sollevamento ed esumazione al quale è corrisposta la progressiva migrazione del passaggio fragile-duttile verso livelli crostali più profondi. Questa evoluzione strutturale è avvalorata dai dati geocronologici (KLIGFIELD *et alii*, 1986; DEINO *et alii*, 1992; BRUNET *et alii*,

2000) e da quelli relativi alle paragenesi mineralogiche (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990; TEYE *et alii*, 1997; GIORGETTI *et alii*, 1998; ROSSETTI *et alii*, 1999; COSTANTINI *et alii*, 2002a) associate ai diversi eventi deformativi che hanno interessato le unità metamorfiche dell'Appennino Settentrionale a partire dall'evento collisionale. Il sollevamento crostale in Toscana meridionale, stimato da BOSSIO *et alii* (1995) assumendo come riferimento gli strati al passaggio Pliocene Inferiore-Pliocene Medio, ha raggiunto valori rilevanti, fino a 900 metri nell'area del Monte Cetona. Valori maggiori sono stati stimati per l'area vulcano-geotermica del Monte Amiata, dove il sollevamento avrebbe superato i 2000 metri (DISPERATI & LIOTTA, 1998; ACOCELLA, 2000; BROGI, 2008a).

L'evoluzione tettonica che ha interessato la parte interna dell'Appennino Settentrionale nell'intervallo di tempo compreso tra il Miocene ed il Quaternario è oggetto, da circa una decina di anni, di un acceso dibattito scientifico. A partire dalla metà degli anni '90, infatti, l'interpretazione distensiva della tettonica neogenico-quadernaria è stata duramente contestata da alcuni Autori che considerano la parte interna dell'Appennino sottoposta ad un regime tettonico compressivo, attivo dal Cretacico al Pleistocene (BOCCALETTI *et alii*, 1999; BONINI, 1999; BONINI *et alii*, 2001; FINETTI *et alii*, 2001; BONINI & SANI, 2002; FINETTI, 2006). In quest'ottica i bacini neogenico-quadernari della Toscana meridionale, ed in particolare quello di Siena-Radicofani, sono stati interpretati come bacini di *thrust-top* (*sensu* BUTLER & GRASSO, 1993) collegati allo sviluppo di *thrust* fuori sequenza che avrebbero causato un importante raccorciamento crostale (FINETTI *et alii*, 2001; BONINI & SANI, 2002; FINETTI, 2006). Questa nuova ipotesi è stata discussa e contestata in recenti lavori a cui si rimanda per un maggior approfondimento (BROGI *et alii*, 2005a, 2005b; BROGI, 2006; BROGI & LIOTTA, 2006; BROGI, 2008a; BROGI & LIOTTA, 2008).

2.2. - LA TETTONICA DISTENSIVA DEL FOGLIO 297 "ASCIANO"

Gli eventi deformativi distensivi che hanno interessato l'area compresa nel Foglio 297 "Asciano" sono principalmente tre: il più antico (Evento DA₁) si è realizzato nell'intervallo Langhiano-Messiniano, ha determinato lo sviluppo di contatti sottrattivi a basso angolo con connesse importanti elisioni stratigrafiche e ha dato luogo all'attuale assetto geometrico delle unità tettoniche ("serie ridotta" in BERTINI *et alii*, 1991 *cum bibl.*); il secondo evento distensivo (Evento DA₂), avvenuto durante il Pliocene, ha causato lo sviluppo di faglie dirette legate all'evoluzione del Bacino di Siena (Faglia di Rapolano, COSTANTINI *et alii*, 1982); il terzo evento (Evento DA₃), attivo a partire dal Pleistocene, ha dato

origine a faglie dirette e trascorrenti cui è associata la circolazione idrotermale che caratterizza il margine orientale del Foglio ed in particolare l'area di Rapolano Terme.

2.2.1. - *Evento DA3: faglie del Pleistocene – Attuale*

Le faglie di questo evento deformativo sono le principali responsabili della circolazione idrotermale e della risalita di CO₂ che caratterizzano principalmente il margine orientale del Foglio (BROGI, 2004d; BROGI, 2008b; BROGI & CAPEZZUOLI, 2008; BROGI *et alii*, 2008). I rapporti tra le faglie e la circolazione idrotermale verranno descritti più approfonditamente nel capitolo VI, paragrafo 2. A questo evento è probabile da riferire il sistema di faglie orientato circa OSO-ENE che, attraversando il Foglio 297 “Asciano”, potrebbe essere responsabile delle emergenze termali di S. Maria a Dofana (Sorgente dell'Acqua Borra) e di quelle presenti lungo il Torrente Ambra, dove per altro è attivo un campo pozzi per la captazione di CO₂. Questo sistema di faglie, noto in letteratura come linea Arbia-Val Marecchia (COSTANTINI *et alii*, 1982; LIOTTA, 1991), non ha evidenze riscontrabili in superficie poichè dislocano i depositi limoso-argillosi del Bacino di Siena e pertanto sono di difficile individuazione.

Queste faglie dislocano quelle degli eventi precedenti e, in parte, coinvolgono anche i depositi quaternari. L'età di queste faglie è stata determinata mediante i rapporti di sovrapposizione con le strutture più antiche e mediante le relazioni tra tettonica e deposizione dei travertini (vedi capitolo VI, paragrafo 2). Lo studio cinematico e geometrico delle faglie collegate con questo evento è stato realizzato principalmente nei fronti di tre cave, adesso non più attive, aperte nelle formazioni giurassico-cretaciche della Successione toscana e realizzate per il reperimento di materiale inerte. La cava più settentrionale si trova nei pressi di Pod. Buoninsegna, a nord di Rapolano Terme; la cava più meridionale è ubicata nella zona di Piazza Lupi (Cava S. Alberto), a sud di Serre di Rapolano; la terza cava (Cava Riccia) si colloca nei pressi di Monte Camerini, a sud di Rapolano Terme (fig. 8).

Nei fronti di cava sono state osservate faglie distinguibili per la loro cinematica e geometria e che sono da riferire sia a questo evento deformativo sia a quello che verrà descritto successivamente (Evento DA₂). Le faglie collegate con questo evento deformativo sono caratterizzate da sensi di movimento normali, trascorrenti e transtensivi con senso di taglio principalmente sinistro. Esse dislocano le precedenti strutture ed in parte le riattivano, come messo in

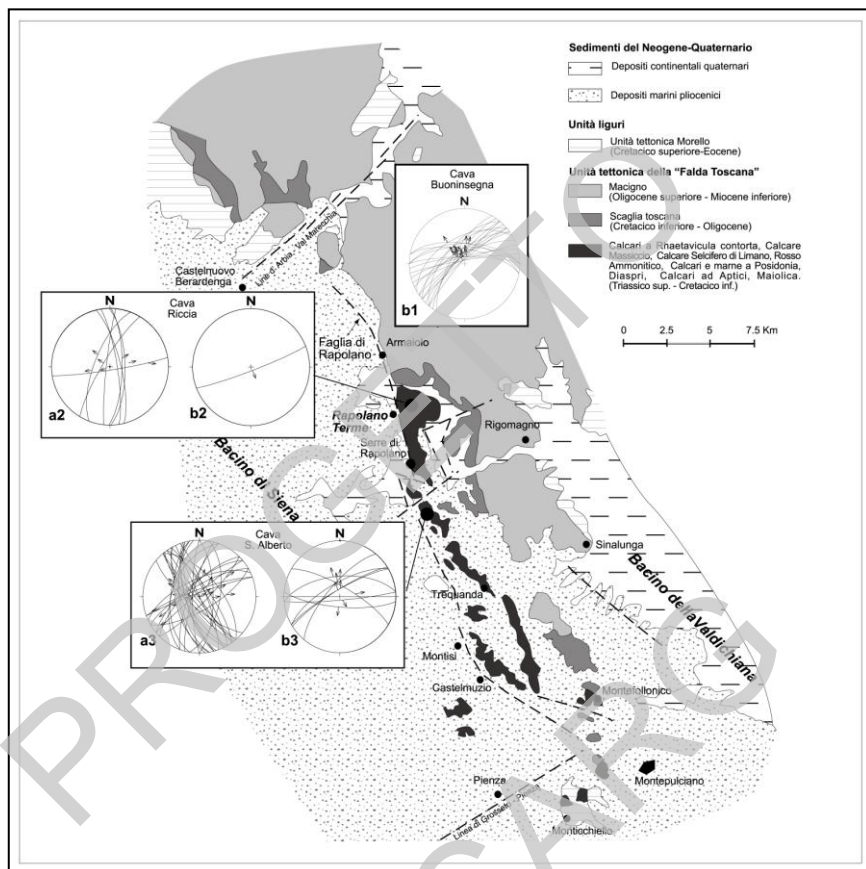


Fig. 8 - Schema geologico dell'area di Rapalano Terme ed ubicazione delle cave in corrispondenza delle quali sono state realizzate le analisi strutturali. Nei riquadri sono riportati i diagrammi stereografici (diagramma di Schmidt, emisfero inferiore) relativi alle faglie dirette e transtensive ad alto angolo. Con la lettera (a) sono riportate le ciclografiche ed il pitch delle strie delle faglie di età pliocenica, con la lettera (b) gli elementi relativi alle faglie di età pleistocenica (da BROGI, 2002, con modifiche).

evidenza dalla sovrapposizione di indicatori cinematici sui piani di faglia. Il loro rigetto massimo è nell'ordine delle decine di metri. Le faglie sono caratterizzate da superfici piane, con inclinazioni variabili da 60° fino a sub-verticale, quest'ultima più ricorrente e orientazione dei piani di faglia mediamente compresa tra $N50^\circ$ e $N120^\circ$. Gli indicatori cinematici sono rappresentati da strie (MEANS, 1987), fibre di calcite e gradini (HANCOCK, 1985; MEANS, 1987) (fig.

9). Le zone di faglia sono caratterizzate da zone di fratturazione (*damage zone*) meglio sviluppate nei litotipi calcarei, e da una zona ad elevata deformazione (*fault core*) le cui caratteristiche sono diverse a seconda dei litotipi coinvolti nella deformazione: si osservano cataclasiti a granulometria molto fine (*gouge*) La zona di danneggiamento, associata alle faglie, interessa l'ammasso roccioso fino a qualche metro dal piano di faglia, nel blocco di tetto. Il blocco di muro, al contrario, è meno fratturato ed è caratterizzato soltanto da alcune fratture aperte,

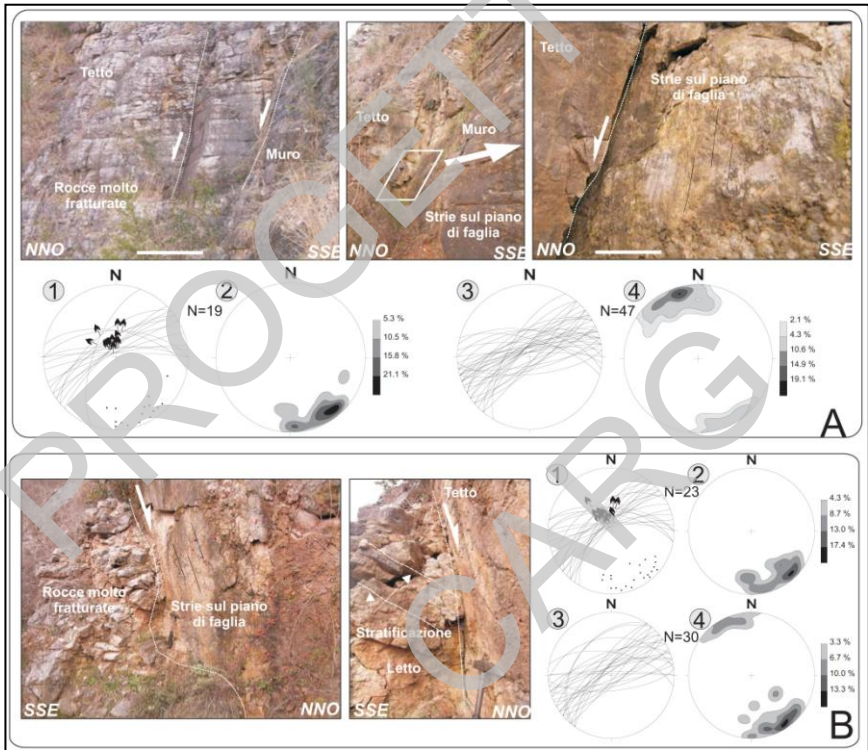


Fig. 9 - Particolari di faglie dirette ad alto angolo e relativi diagrammi stereografici. A) Faglie affioranti nel fronte orientale della cava abbandonata di Pod. Buoninsegna; B) Faglie affioranti nel fronte occidentale della suddetta cava. I diagrammi stereografici mostrano le ciclografiche dei piani di faglia, i relativi poli, l'orientazione degli indicatori cinematici ed i diagrammi con i relativi contouring.

localizzate nei pressi della zona centrale di faglia. Le fratture hanno funzionato da condotti preferenziali per la circolazione idrotermale, come testimoniano le

rocce alterate e le aree di riduzione degli ossidi di ferro, a testimonianza della quando le rocce deformate sono silicee ed argillose; cataclasi a granulometria maggiore, molto permeabili, se le rocce sono carbonatiche. circolazione di fluidi ricchi di H_2S , SO_2 , ecc.

2.2.2. - Evento DA2: faglie dirette del Pliocene

L'attività delle faglie di questo evento è coeva alla sedimentazione pliocenica del Bacino di Siena e localmente ha interferito con essa (si veda paragrafo 4 di questo capitolo).

Le strutture più importanti, collegate con questo evento deformativo,

appartengono ad un sistema di faglie dirette, orientate circa $N150^\circ - N180^\circ$ ed immergenti verso ovest; la più importante è la Faglia di Rapolano (COSTANTINI *et alii*, 1982), che attraversa quasi tutto il Foglio 297 "Asciano" e che delimita, ad ovest, l'allineamento morfostrutturale della Dorsale Rapolano-Trequanda (fig. 10).

Nella parte centrale del Foglio, la Faglia di Rapolano raggiunge il suo rigetto massimo valutabile intorno a 600-700 metri (si veda il paragrafo 4), e separa i

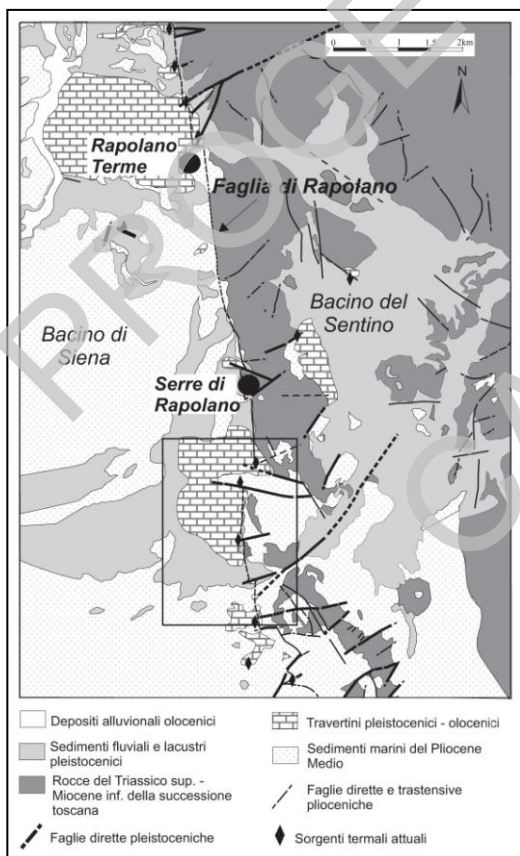


Fig. 10 - Carta geologica schematica dell'area di Rapolano Terme. I principali deiti di travertino sono collocati lungo la Faglia di Rapolano ed in corrispondenza dell'intersezione di quest'ultima con faglie dirette orientate circa perpendicolarmente (da BROGI, 2004d).

depositi pliocenici, ad ovest, da quelli pre-neogenici, ad est. La zona di faglia è quasi ovunque mal esposta a causa della copertura detritica e della forte attività antropica che ha alterato gli aspetti naturali del paesaggio; tuttavia la traccia di questa imponente struttura è ben definita dall'allineamento delle sorgenti idrotermali e degli estesi depositi di travertino (in merito si veda il capitolo VI, paragrafo 2.4). Nella parte meridionale del Foglio, a sud delle Terme di

Montalceto, la Faglia di Rapolano non è più riconoscibile in superficie perché sepolta dai depositi del Pliocene Medio. Anche nella parte settentrionale del Foglio, a nord di Armaiolo, la Faglia di Rapolano rimane sepolta dai depositi marini regressivi continentali plio-pleistocenici.

Nella parte più settentrionale del Foglio, laddove il margine del Bacino di Siena ha una direzione circa est-ovest, si osserva un sistema di faglie dirette, immergenti verso ovest, aventi rigetto decametrico ed orientate circa N140°, che coincidono, molto probabilmente, con la prosecuzione settentrionale del sistema di faglie a cui appartiene quella di Rapolano. Le più importanti di queste strutture sono riconoscibili presso Villa a Sesta, Monti di Sotto e Pontignano. A tale sistema di faglie sono associate strutture minori, sintetiche ed antitetiche a quelle principali, riconoscibili soprattutto lungo la dorsale mesozoica (fig. 11).



Fig. 11 - Foto panoramica di una faglia di età pleistocenica che mette a contatto i depositi marini sabbiosi del Pliocene Medio con il Calcarea selcifera di Limano visibile presso Pod. La Ripa.

Alcune faglie minori, relative a questo evento, sono state studiate in tagli artificiali di cava, laddove sono ben esposte e dove è stato possibile esaminarne la cinematica (BROGI, 2002; BROGI *et alii*, 2002). Gli indicatori cinematici, riconosciuti lungo i piani di faglia (strie, fibre e gradini di calcite), indicano movimenti di tipo verticale ed obliquo. Le strie sono caratterizzate da *pitch* variabili da 55° a 90°, suggerendo, in alcuni casi, una componente di movimento orizzontale. L'analisi statistica e cinematica delle faglie minori mette in

evidenza come quelle a prevalente componente di movimento verticale abbiano una orientazione predominante N140°-N170°, mentre quelle con componente obliqua siano circa ortogonali alle prime mostrando, alcune volte, indicatori cinematici che testimoniano un movimento verticale sovrapposto ad uno obliquo.

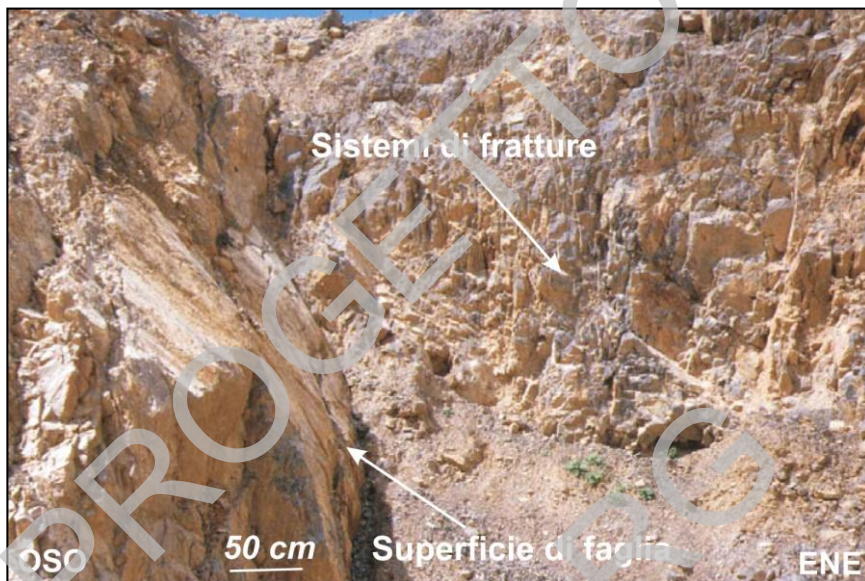


Fig. 12 - Particolare di una faglia ad alto angolo e della relativa zona di danneggiamento caratterizzata da fratture a circa 45° rispetto al piano di faglia. Cava di S. Alberto.

Questo suggerisce una loro attività polifasica e non esclude l'ipotesi che esse possano essere state riattivate durante l'evento DA₃. Le cataclasi associate alle faglie dirette e transtensive sono caratterizzate da breccie a clasti eterometrici, di dimensioni fino a 5 cm di diametro, laddove le rocce interessate sono di natura calcarea. I clasti sono immersi in una matrice composta da granuli calcarei di dimensioni millimetriche e submillimetriche, cementata da calcite di neoformazione. Le zone di danneggiamento (*damage zone*), associate alle zone di faglia (*fault core*), presentano sistemi di fratture (fig. 12) che hanno funzionato da condotti preferenziali per la circolazione di fluidi, come testimoniano le patine di ossidi di ferro che rivestono le pareti di alcune fratture.

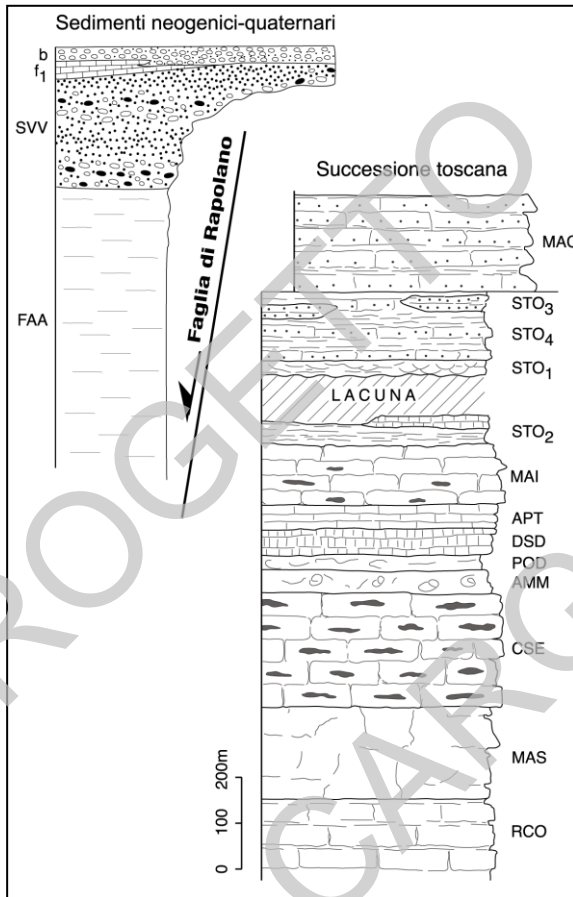


Fig. 13 - Rapporti tettono-stratigrafici dei depositi neogenico-quadernari e della Successione toscana nell'area di Rapolano Terme. Spiegazione delle sigle: *b* – depositi alluvionali; *f*₁ – travertini pleistocenico-olocenici; SVV – sabbie marine plioceniche; FAA – argille marine plioceniche; MAC – Macigno (Oligocene superiore-Miocene Inferiore); STO₄ – Membro delle calcareniti di Dudda (Eocene Medio-Superiore); STO₃ – Membro delle calcareniti di Montegrossi (Eocene Medio-Superiore); STO₁ – Membro delle marne del Sugame (Eocene Inferiore- Medio); STO₂ – Membro delle argilliti di Brolio (Albiano-Cenomaniano); MAI – Maiolica (Berriasiano-?Aptiano); APT – Calcari ad Aptici (Titonico superiore); DSD – Diaspri (Calloviano superiore-Titonico inferiore); POD – Calcari e marne a Posidonia (Toarciano p.p. –Calloviano inferiore); RSA – Rosso Ammonitico (Toarciano p.p.); LIM – Calcare selcifero di Limano (Hettangiano p.p.-Pliensbachiano); MAS – Calcare Massiccio (Hettangiano p.p.); RET – Calcari a Rhaetavicula contorta (Reticco).

L'età dell'attività di queste faglie è deducibile dai rapporti con la sedimentazione pliocenica. Esse infatti dislocano i depositi del Pliocene Inferiore e Medio i cui termini più recenti suturano le faglie stesse, come documentato immediatamente a sud del foglio, nell'area di Trequanda (BROGI *et alii*, 2005c) e nell'area di Spineta nel Monte Cetona. La Faglia di Rapolano, in particolare, ha dislocato i depositi pliocenici del Bacino di Siena, la cui età più recente riscontrata nel tetto della faglia è riconducibile all'intervallo corrispondente alla parte superiore dello Zancleano e a quella inferiore del Piacenziano. D'altra parte, in alcune zone, la faglia di Rapolano è sigillata da depositi marini riferibili alla Zona MPI5 (fig. 13).

2.2.3. - Evento DA1: faglie dirette a basso angolo mioceniche

A questo evento sono associate strutture distensive che hanno prodotto l'elisione di imponenti spessori di successioni stratigrafiche relative alla Falda toscana ed a parte delle Unità Liguri, come riconoscibile in tutto l'elemento morfo-strutturale dei Monti del Chianti-Rapolano-Monte Cetona ("serie ridotta" *Auct.*). Nel settore occidentale del Foglio, al di sotto dei depositi neogenici del Bacino di Siena, le Unità Liguri poggiano direttamente sulle evaporiti triassiche che costituiscono la base della Falda toscana. Tali rapporti, non visibili in superficie nell'area del Foglio 297 "Asciano" poiché sepolti dai sedimenti neogenico-quadernari, sono ben esposti immediatamente ad ovest ed a sud-ovest del margine occidentale del Foglio. Tali rapporti sono in ogni caso riconoscibili, al di sotto dei depositi neogenici, mediante l'analisi dei profili sismici a riflessione che attraversano l'intero Foglio 297 "Asciano". D'altra parte, immediatamente ad ovest del margine occidentale del Foglio (area di Fontazzi) si osservano le Unità Liguri direttamente a contatto con le evaporiti triassiche. Gli attuali rapporti geometrici tra le diverse unità tettoniche che compaiono in tutta l'area del Foglio sono stati fortemente influenzati dallo sviluppo delle faglie dirette a basso angolo collegate con questo evento deformativo. Il loro sviluppo, infatti, ha obliterato i contatti originari di sovrapposizione che separavano le diverse unità tettoniche, impilate durante le fasi di convergenza e collisione della catena. Attualmente sia la cinematica che l'assetto geometrico dei contatti tettonici, che separano le diverse unità tettoniche, sono riferibili a *detachment* estensionali a basso angolo collegati tra loro mediante tratti di raccordo più inclinati (*ramp* in BERTINI *et alii*, 1991; DECANDIA *et alii*, 1993). L'evoluzione di queste strutture ha prodotto, nel suo insieme, un sistema a *duplex* estensionale (*extensional duplex system*) che dato luogo a corpi discontinui (*boudin*) di Unità Liguri *s.l.*, di Falda toscana e di Unità

metamorfiche sottostanti (*extensional horses*) (fig. 14).

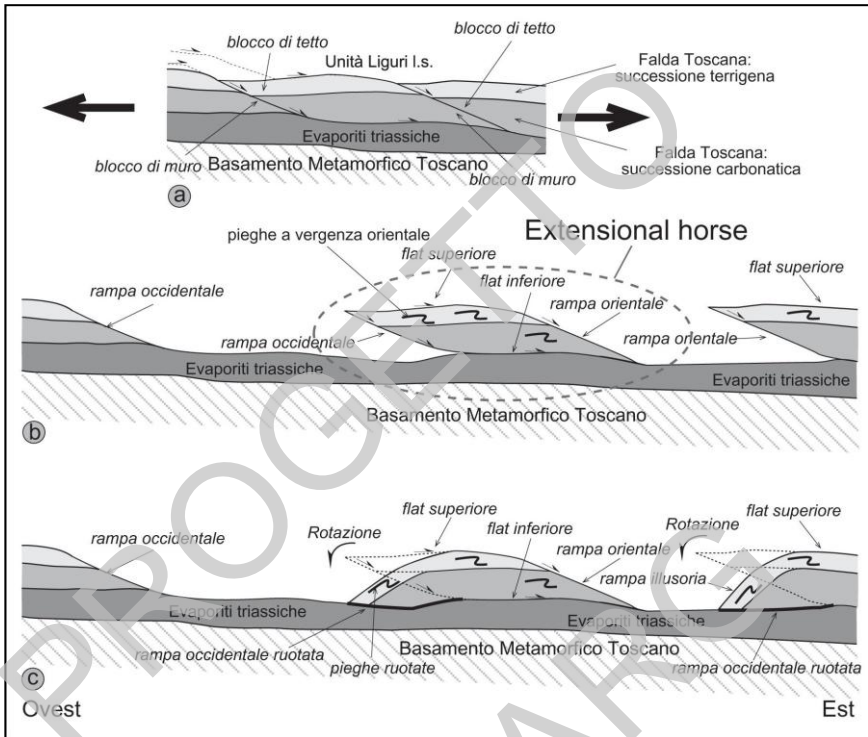


Fig. 14 - Schema che mostra lo sviluppo dei *extensional horse* dell' Unità tettonica della Falda Toscana in un contesto di tettonica distensiva mediante faglie dirette immergenti verso est con geometria flat-ramp-flat (da BROGI, 2004c).

Nelle aree del Foglio 297 “Asciano”, in corrispondenza delle quali affiora il substrato pre-neogenico, è possibile riconoscere alcuni di questi contatti sottrattivi a basso angolo che delimitano le diverse unità tettoniche o che ne determinano locali elisioni stratigrafiche. Nell’area del Torrente Ambra, l’Unità tettonica Morello poggia sul Macigno della Successione toscana. La scarsità di affioramenti non permette di riconoscere se tale contatto coincida, in quest’area, con un *detachment* estensionale oppure preservi le caratteristiche di un sovrascorrimento. Tuttavia immediatamente a sud, nell’area di Monastero d’Ombrone, si osserva la diretta sovrapposizione dei termini più alti della successione stratigrafica dell’Unità tettonica Morello (formazione di Monte

Morello) sul Macigno, che a sua volta è caratterizzato da uno spessore ridotto rispetto a quello riscontrato nelle aree più meridionali ed orientali del Foglio.



Fig. 15 - Particolare di una faglia diretta a basso angolo e relative strutture di trascimento osservabili presso la cava abbandonata di Selvapiana.

Questo suggerisce che il contatto, che attualmente separa la Successione toscana dall'Unità tettonica Morello, corrisponda ad una superficie tettonica di sovrascorrimento, riattivata nel Miocene medio-superiore, da una faglia diretta a basso angolo. Un altro riscontro si ha immediatamente ad ovest di quest'area, a nord di Castelnuovo Berardenga, dove si osserva la diretta sovrapposizione dell'Unità tettonica Morello su termini diversi della Falda toscana (Macigno e membro delle calcareniti di Dudda) e nell'area di Villa a Sesta, dove il Macigno presenta uno spessore estremamente ridotto. Elisioni stratigrafiche sono anche riconoscibili all'interno della Successione toscana dove si osservano sia riduzioni di spessore di alcune formazioni sia la loro completa delaminazione. In alcune zone, infatti, il Macigno poggia discordante su tutti i membri della Scaglia toscana, mentre in altre zone, come per esempio nei pressi di Villa Buoninsegna, a nord-est di Rapolano Terme, il membro delle calcareniti di Dudda della Scaglia toscana poggia direttamente sulla Maiolica che risulta intensamente delaminata. I *detachement* a basso angolo non sono, quasi mai, ben esposti; tuttavia, in affioramento sono riconoscibili strutture minori, come faglie a basso angolo e relative zone di taglio, associate alle strutture maggiori (fig. 15). Le strutture minori sono state riconosciute principalmente nella

Maiolica e, in alcuni casi, nella Scaglia toscana. La loro analisi cinematica ha permesso di riconoscere un senso di taglio verso est-nord-est di tutte le strutture osservate, come del resto testimoniato anche in altre parti della Toscana meridionale. Le zone di faglia sono poco sviluppate ed il piano di scorrimento è molto netto. Lungo la superficie sono riconoscibili striature meccaniche, mentre le cataclasiti sono assenti o poco sviluppate. In alcuni tratti si riconoscono pieghe di trascinamento ed un clivaggio stilolitico spaziato, presente in prossimità della zona di taglio, per qualche centimetro.

L'età dello sviluppo delle strutture collegate con la "serie ridotta" è riferita ad un intervallo di tempo compreso tra il Langhiano ed il Messiniano (BROGI *et alii*, 2005a, 2005b).

3.- TETTONICA COMPRESSIVA

Nell'area del Foglio 297 "Asciano" compaiono due unità tettoniche, una appartenente alle Unità Liguri (Unità tettonica Morello) ed una a quelle toscane (Falda toscana) (fig. 16). L'Unità tettonica Morello e la Falda toscana sono state coinvolte in deformazioni contrazionali di età diversa, sviluppate in contesti tettonici differenti.

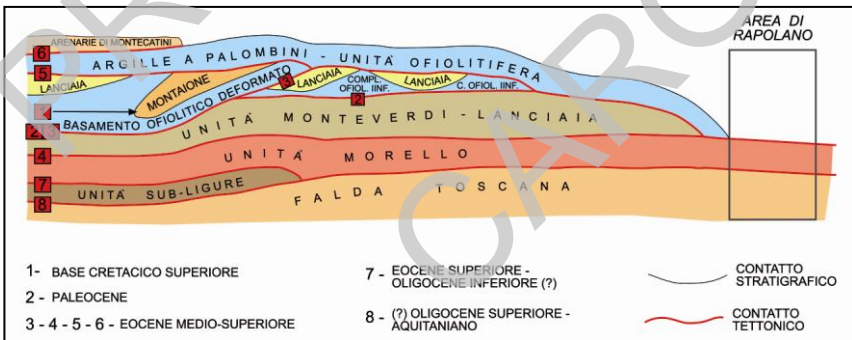


Fig. 16 - Relazioni strutturali tra le Unità tettoniche liguri, subligure e toscane nell'edificio a falde nella parte interna dell'Appennino settentrionale.

L'analisi strutturale condotta alla scala dell'affioramento è stata realizzata principalmente nei litotipi della Falda toscana, risultando questi ultimi particolarmente adatti alla registrazione della deformazione. Qui di seguito verranno descritte le strutture contrazionali a partire da quelle più recenti.

3.1. – SISTEMI DI PIEGHE A VERGENZA ORIENTALE

A questo evento sono associati sistemi di pieghe riconoscibili sia alla scala cartografica che mesoscopica che coinvolgono sia l'Unità tettonica Morello sia la Falda toscana. Queste strutture si sono sviluppate dopo l'edificazione dell'edificio a falde e quindi successivamente alla messa in posto delle Unità Liguri al di sopra della Falda toscana, come messo in evidenza nella limitrofa area di Sinalunga-Scrofiano (AQUÉ & BROGI, 2002) e nell'area del Monte Cetona (COSTANTINI *et alii*, 1993). Nell'area del Foglio 297 "Asciano" sono riconoscibili principalmente due coppie di anticlinali e sinclinali rovesciate vergenti verso est, orientate circa NNW-SSE ed assi debolmente immergenti verso nord; quella più occidentale corrisponde al prolungamento settentrionale della piega del Monte Cetona (LAZZAROTTO, 1973), mentre quella più orientale costituisce una delle strutture che la seguono verso est (AQUÉ & BROGI, 2002; BROGI *et alii*, 2002). A tali sistemi di pieghe sono associate strutture minori riconoscibili alla scala mesoscopica. Esse costituiscono deformazioni disarmoniche entro la Falda toscana; in essa sono riconoscibili domini strutturali ciascuno dei quali caratterizzato da differente stile tettonico, funzione delle diverse proprietà reologiche delle rocce. Tali domini sono separati da orizzonti di scollamento che coincidono con le rocce a comportamento relativamente più duttile. La Scaglia toscana, assieme ai Diaspri ed ai Calcari ad Aptici, sono quelle che hanno registrato la maggiore entità di deformazione (fig. 17).



Fig. 17 - Sistema a pieghe che ha interessato le radiolariti della Scaglia toscana presso Pod. Tallurino.

I sistemi a pieghe riconoscibili alla scala mesoscopica sono generalmente costituiti dall'accoppiamento di una anticlinale e di una sinclinale i cui rapporti geometrici sono ben definiti dall'unione dei fianchi "lungo-corto-lungo"; il fianco corto è spesso rovesciato. La loro vergenza, desumibile dal senso di rovesciamento, unitamente alla polarità stratigrafica, conferma ovunque il trasporto tettonico verso ENE delle strutture maggiori. L'orientazione delle

pieghe osservate in affioramento (N140°-N150°) è coerente con quella delle strutture maggiori alle quali sono associate ed i loro piani assiali sono principalmente immergenti verso ovest, con pendenze variabili da 10° fino a 50°. Alle pieghe è talvolta associata una foliazione tettonica, espressa come clivaggio disgiuntivo nei litotipi calcarei e come clivaggio di crenulazione nei litotipi a dominante pelitica. La foliazione tettonica è prevalentemente concentrata nelle zone maggiormente deformate, come le zone di cerniera dove diviene fittamente spaziata (1 cm), mentre ha carattere discontinuo in corrispondenza dei fianchi delle pieghe (20-30 cm), dove si possono osservare localizzati fenomeni di *boudinage*, soprattutto quando sono presenti alternanze di litotipi ad elevato contrasto di competenza. I rapporti angolari tra la superficie di stratificazione e la foliazione tettonica (tenendo in considerazione la polarità stratigrafica) indicano uno *structural facing* verso i quadranti orientali, coerentemente con la vergenza delle pieghe maggiori.

L'età di sviluppo delle pieghe è compresa tra la definitiva messa in posto delle Unità Liguri, riferita al Miocene inferiore (COSTANTINI *et alii*, 1995; CARMIGNANI *et alii*, 2001) e l'inizio della tettonica distensiva, riferita in Toscana meridionale all'inizio del Miocene medio (Langhiano) (BROGI *et alii*, 2005a, 2005b).

3.2. – SISTEMI A SOVRASCORRIMENTI ED IMPIAMENTO DELLE UNITÀ TETTONICHE

Lo sviluppo di queste strutture è legato alla chiusura dell'Oceano Ligure ed alla conseguente collisione dei margini europeo ed africano, a cui è seguita l'edificazione della Catena appenninica settentrionale. Tale orogene è costituito da un edificio a falde nel quale la disposizione delle unità tettoniche prevede la successione, dall'alto verso il basso: Unità Liguri, rappresentate nel Foglio 297 "Asciano" soltanto dall'Unità tettonica Morello; Unità Subliguri rappresentate dall'Unità delle Argille e calcari (non presenti nel Foglio 297 "Asciano"), Unità toscane di cui affiora soltanto la Falda toscana (fig. 16).

Gli attuali rapporti geometrici tra le diverse unità sono conseguenti allo sviluppo delle strutture distensive mioceniche, precedentemente descritte, che hanno smembrato la catena immediatamente dopo la sua edificazione. I rapporti tra le diverse unità, quindi, hanno ereditato una strutturazione collegata alla tettonica compressiva, ma l'assetto geometrico finale è conseguente allo sviluppo di strutture estensionali. Ne consegue che le originarie strutture di sovrascorrimento sono state pressoché obliterate in quasi tutta l'area del Foglio 297 "Asciano". Tuttavia, a testimonianza della tettonica compressiva collegata

all'impilamento delle Unità tettoniche, rimangono alcune strutture contrazionali, quali pieghe e faglie inverse, sporadicamente riconoscibili alla scala dell'affioramento. Tali strutture mostrano cinematica e geometria non coerente con le pieghe precedentemente descritte. Le pieghe sono spesso sradicate e in alcuni casi è possibile riconoscere soltanto alcuni nuclei di pieghe disarticolati, immersi nei litotipi argillitico-siltosi ad assetto caotico. Le faglie inverse hanno rigetti variabili da pochi centimetri fino a qualche metro ed hanno piani di faglia variamente orientati. Poiché i litotipi coinvolti sono prevalentemente di natura argillosa, le rocce del tetto e del muro risultano intensamente scompagnate, rendendo alcune volte difficoltosa la ricostruzione geometrica delle strutture.

L'età di questo evento è compreso tra l'Eocene Medio ed il Miocene inferiore (COSTANTINI *et alii*, 1995).

4. - L'ASSETTO STRUTTURALE DEL BACINO DI SIENA SULLA BASE DEI PROFILI SISMICI

L'analisi di alcuni profili sismici (fig. 18), realizzati da CNR e AGIP-FINA negli anni ottanta, integrata con i dati di superficie e di alcuni sondaggi realizzati a scopo di ricerca mineraria, hanno permesso di definire la geometria del bacino e di ricostruirne la sua evoluzione.

Il Bacino di Siena mostra una generale geometria sinforme, che, nell'area del Foglio 297 "Asciano", tende ad accentuarsi andando da nord verso sud. In prossimità del margine occidentale del bacino è presente un importante approfondimento della base del bacino che va a determinare una sinforme minore (*bowl shape*), larga al massimo 5 Km, più chiusa rispetto a quella che determina l'andamento generale del bacino stesso (fig. 19).

La sinforme minore è colmata da depositi che raggiungono la profondità di circa 900 metri al di sotto del livello del mare. Questi poggiano direttamente sul substrato pre-neogenico e mostrano chiaramente una discordanza interna con l'unità più antica, deformata ed inclinata verso i quadranti orientali, ricoperta in discordanza angolare dai depositi dell'unità più recente che hanno colmato l'intera depressione. Questa configurazione, rappresentata da due unità deposizionali sin-tettoniche, trova riscontro con quanto descritto da LAZZAROTTO & SANDRELLI (1979) per i depositi miocenici affioranti nel Bacino del Casino che, con buona probabilità, corrispondono a quelli qui presenti all'interno della sinforme minore e che affiorano, in parte, nel settore nord-occidentale e nell'angolo sud-occidentale del foglio. I depositi pliocenici, che hanno riempito la sinforme maggiore, mostrano una loro strutturazione interna

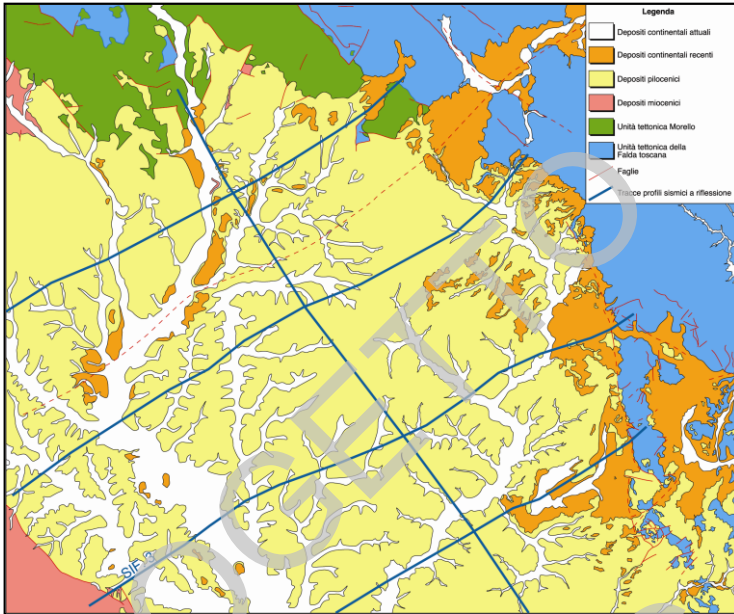


Fig. 18 - Ubicazione delle tracce dei profili sismici a riflessione realizzati da AGIP-FINA e CNR attraverso l'area del Foglio Asciano.

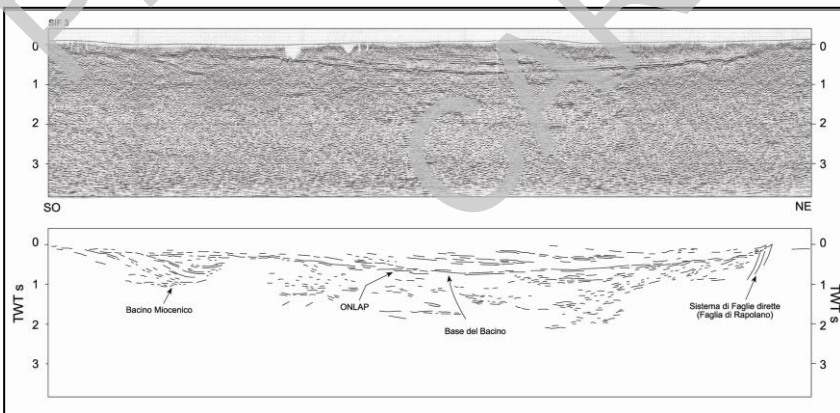


Fig. 19 - Immagine sismica del profilo AGIP-FINA Sif 03 e line-drawing con la relativa interpretazione geologica.

caratterizzata da una generale debole immersione verso est dei principali riflettori sismici. Si riconoscono, tuttavia, discordanze angolari, che indicano un progressivo ringiovanimento, da ovest verso est, dei depositi e della loro trasgressione sul substrato pre-neogenico. Il ringiovanimento dei depositi procedendo verso E è anche stato documentato dall'età dei depositi. Quelli più antichi, riferibili alla Zona MPI4 (Sottozona MPI4a) e alla Zona MNN16a dei nannofossili calcarei, si rinvengono sul margine occidentale (area di Radi), mentre quelli più recenti, attribuiti alla Zona MPI5 (Zona MNN16b-MNN17 dei nannofossili calcarei) occupano il settore orientale, dove si osserva anche la presenza dei primi rappresentanti del foraminifero *Bulimina marginata*, una specie che compare nella parte sommitale del Piacenziano (SPROVIERI & HASEGAWA, 1990; PATACCA & SCANDONE, 2004).

In prossimità della Dorsale Monti del Chianti-Rapolano-Monte Cetona, i riflettori sismici hanno una geometria sinforme molto aperta e non sembrano essere dislocati dalla Faglia di Rapolano. Quest'ultima struttura costituisce la più orientale di un sistema di faglie sintetiche che immergono verso ovest. L'analisi generale dei riflettori rappresentativi dell'architettura interna del Bacino di Siena mettono in evidenza una progressiva migrazione verso est del depocentro del bacino durante il Pliocene. Per quanto riguarda l'architettura interna dei depositi miocenici che riempiono la sinforme minore essi indicano una attività tettonica importante che, sulla base di quanto recentemente ricostruito nei bacini miocenici della Toscana meridionale, potrebbe essere messa in relazione al *boudinage* della crosta superiore che si sarebbe sviluppato in un arco di tempo compreso tra il Langhiano ed il Messiniano superiore (BROGI & LIOTTA, 2008; BROGI *et alii*, 2005a, 2005b). La migrazione del depocentro avvenuta nel Pliocene, invece, è da mettere in relazione all'attività del sistema di faglie dirette a cui appartiene la Faglia di Rapolano. Queste faglie avrebbero deformato i settori più orientali dell'area interessata dalla trasgressione pliocenica riferita, in questo tratto del bacino, alla Sottozona MPI4a dei Foraminiferi planctonici (Zona a MNN16a dei nannofossili calcarei). Questi depositi, infatti, ricoprono in discordanza quelli miocenici e definiscono una geometria a losanga con rapporti di on-lap sul substrato pre-neogenico, ben evidenti nel lato orientale del bacino. La parte orientale di tali depositi, così come il substrato su cui appoggiavano, risulta vistosamente ruotata per effetto della Faglia di Rapolano. Ne consegue che l'attività della faglia è iniziata successivamente alla loro deposizione e verosimilmente durante la Sottozona MPI4b (Zona MNN16a per il nannoplankton calcareo) e ciò è documentato anche dal "richiamo" verso il depocentro del bacino, dei sedimenti più grossolani relativi alle sabbie di Chiusure (CEH). L'attività della faglia ha poi

proseguito creando nuovo spazio di accomodamento verso est per i termini più recenti della successione pliocenica.

Quelli sommitali, però, non sembrano essere dislocati dalla Faglia di Rapolano e quindi l'attività di questa struttura, in quest'area, si può considerare esaurita nell'ambito del Pliocene Medio. Questi dati di età sono coerenti con quanto riconosciuto nell'area di Trequanda, a sud del Foglio 297 "Asciano", sulla base dei rapporti tra tettonica e sedimentazione relativi ad una faglia diretta, sintetica alla faglia principale che costituisce il proseguimento meridionale della Faglia di Rapolano (BROGI *et alii*, 2005c). Il rigetto massimo del sistema di faglie dirette che delimitano il Bacino di Siena nel settore orientale è di circa 0.5 s TWT. Considerando la velocità media delle onde P calcolata per i depositi pliocenici della Toscana meridionale, valutata intorno a 2200-2600 m/sec (BATINI *et alii*, 1978) e le velocità di NMO (*normal move out*) calcolate durante la procedura di *processing* (2000-2400 m/sec), il rigetto totale può essere stimato intorno a 600-700 metri.

VI – ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

A cura di P. Barazzuoli, M.R. Marchetti, R. Rigati & M. Salleolini

1.- ASPETTI IDROLOGICI ED IDROGEOLOGICI

L'area del Foglio 297 "Asciano" insiste per 2/3 sul Bacino del Fiume Ombrone e 1/3 sul Bacino del Fiume Arno. In dettaglio e in ordine di rilevanza areale, il Foglio in esame comprende il Fiume Ombrone, il T. Arbia, il T. Foenna e il T. Ambra (fig. 20).

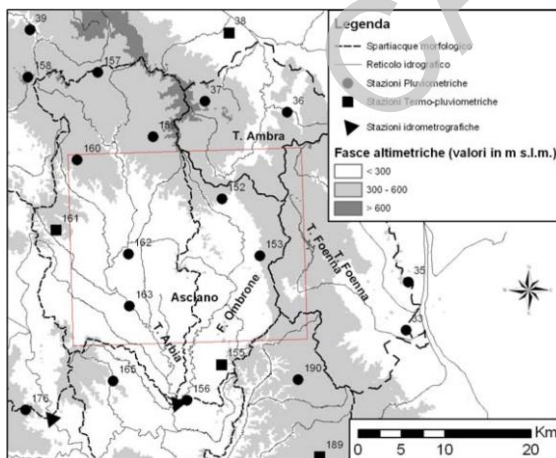


Fig. 20 - Limiti del Foglio 297 "Asciano" in rapporto ai bacini idrografici su cui insiste.

1.1.– IL CICLO DELL'ACQUA ED IL BILANCIO IDRICO

Con riferimento territoriale a tale Foglio e in rapporto all'Anno Idrologico medio (A.I.) 1967-1996, è possibile analizzare il ciclo naturale dell'acqua attraverso l'analisi dei parametri che contribuiscono a definirne il bilancio idrico:

$$P = Er + D + Ie$$

dove:

P = precipitazioni medie nell'A.I.;

Er = evapotraspirazione reale media nell'A.I.;

D = deflusso medio nell'A.I.;

Ie = infiltrazione efficace media nell'A.I.;

i valori dei suddetti parametri sono ragguagliati all'area esaminata ed espressi in mm/anno.

1.1.1. - Precipitazioni

Nell'area in esame le precipitazioni ammontano mediamente a 790 mm/anno, con valori massimi poco superiori ai 840 mm/anno registrati nel margine NE e con valori minimi poco inferiori a 740 mm/anno rilevati a S (fig. 21).

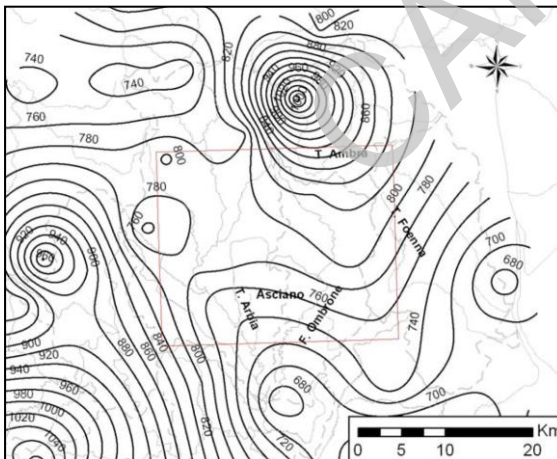


Fig. 21 - Carta delle precipitazioni medie annue nell'area in esame (A.I. 1967-1996)-(da A.A.T.O. 6, 1998).

1.1.2. - Evapotraspirazione reale

Con questo termine si intende la quantità d'acqua effettivamente restituita all'atmosfera sotto forma di vapore, sia per evaporazione diretta che per traspirazione delle piante. La sua valutazione è stata eseguita facendo ricorso alla metodologia proposta da THORNTHWAITE & MATHER (1957); con questa, basata sui valori medi mensili nell'A.I. di temperature (in fig. 22a è mostrato l'andamento delle temperature medie annue) e precipitazioni (vedi fig. 21), è stato ricavato un valore medio annuo delle perdite evapotraspiratorie pari a 580 mm, corrispondenti a quasi il 78% delle relative precipitazioni.

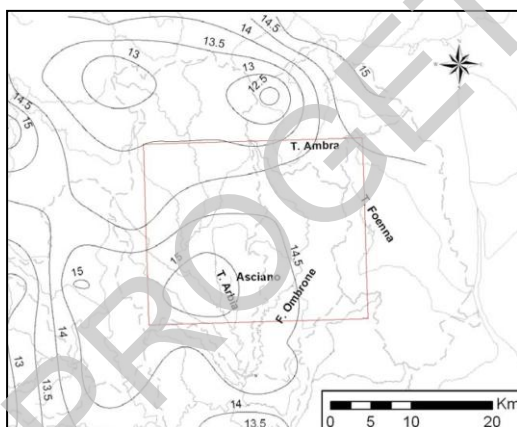


Fig. 22a - Carta delle temperature medie annue nell'area in esame (A.I. 1967-1996)-(da A.A.T.O. 6, 1998).

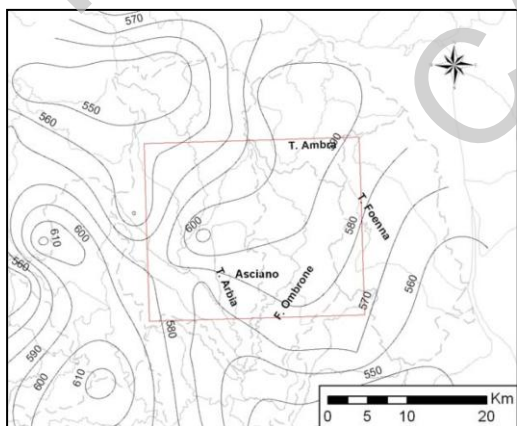


Fig. 22b - Carta dell'evapotraspirazione reale media annua nell'area in esame (A.I. 1967-1996)-(da A.A.T.O. 6, 1998).

Da un'analisi più dettagliata dell'andamento dell'Er nell'area in esame , riportata in fig. 22b, si rileva come tale parametro abbia una scarsa variabilità rispetto al valore medio: infatti si osserva un massimo pari a 600 mm/anno a NE di Asciano ed un minimo di 560 mm/anno nel settore NW del Foglio.

1.1.- LE RISORSE IDRICHE

1.2.1. - *Ecceденza Idrica*

Scrivendo l'equazione del bilancio nella sua forma generale $P-Er = D+Ie$, il termine di sinistra rappresenta il totale delle precipitazioni efficaci (Pe) e quello di destra rappresenta l'ecceденza idrica (Ws, *Water Surplus*). Il *Water Surplus* Ws, dato dalla somma di tutti i volumi d'acqua in uscita dal bacino esaminato che confluiscono nel deflusso superficiale (D) e di quelli che costituiscono il deflusso sotterraneo ($Ds = Ie$), rappresenta la potenzialità idrica totale del territorio esaminato, cioè il massimo volume d'acqua (superficiale e sotterranea) teoricamente utilizzabile. Se si escludono le perdite per via sotterranea (Ie), spesso di poco rilievo, rimane il Deflusso superficiale Ds che da solo rappresenta in genere la quasi totalità dell'ecceденza idrica comprensiva dell'apporto superficiale (R, ruscellamento) e del contributo delle acque sotterranee di circolazione interna (Isi) riemergente all'interno del bacino considerato.

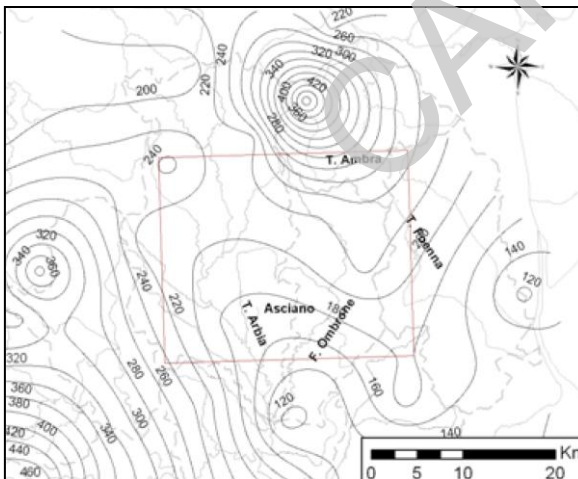


Fig. 23 - *Carta dell'ecceденza idrica (Ws) media annua nell'area in esame (A.I. 1967-1996)-(da A.A.T.O.6, 1998).*

Poiché, ed in riferimento al Foglio in esame, è difficile giungere univocamente ad una corretta valutazione delle risorse idriche superficiali e sotterranee senza disporre di misure di deflusso che sono riferibili solamente a bacini idrografici e non a porzioni di territorio, l'eccedenza idrica risulta l'unico parametro che può dare indicazioni sull'insieme della risorsa acqua nell'area in oggetto.

L'andamento del suddetto parametro in relazione al Foglio 297 "Asciano" (dove assume un valore medio nell'A.I. pari a 208 mm), è riportato in fig. 23; in essa si può vedere che le disponibilità idriche potenziali si attestano intorno a valori molto bassi, il valore torna ad alzarsi nel settore a NE del Foglio, in corrispondenza di un alto morfologico coincidente con una zona di massimo pluviometrico.

1.2.2. - *Considerazioni sulle risorse*

Nel Foglio in esame non sono presenti risorse idriche dotate di importanti caratteristiche quantitative, ma pur non potendo giungere ad una loro valutazione nei vari bacini idrografici (questo è possibile solo per quelle porzioni di bacino idrografico controllate da stazioni idrometrografiche che forniscono, come è noto, il valore del Deflusso in uscita dagli stessi e che sono assenti nell'area in esame) è possibile però dare alcune utili indicazioni a carattere strettamente idrogeologico relativamente ad alcuni acquiferi di rilievo qui presenti.

1.2.3. - *L'acquifero della bassa Val d'Arbia*

Si tratta di un acquifero ospitato nei depositi alluvionali recenti della Val d'Arbia; la porzione di territorio indagata è compresa tra l'abitato di Ponte a Tressa a NW e quello di Lucignano d'Arbia a SE.

L'elaborazione dei dati, censimento pozzi e relative stratigrafie, ha reso possibile la definizione spaziale dell'acquifero la cui estensione è di circa 5 km² e il suo spessore medio è di circa 4 m; quindi, tenendo conto della porosità efficace che risulta essere intorno al 15% per le sabbie e ghiaie, e vista la parziale natura confinata dell'acquifero considerato, il massimo volume immagazzinabile nell'acquifero risulta pari a circa 3*10⁶ m³. Questo volume d'acqua teoricamente rappresenta la riserva potenziale massima dell'acquifero.

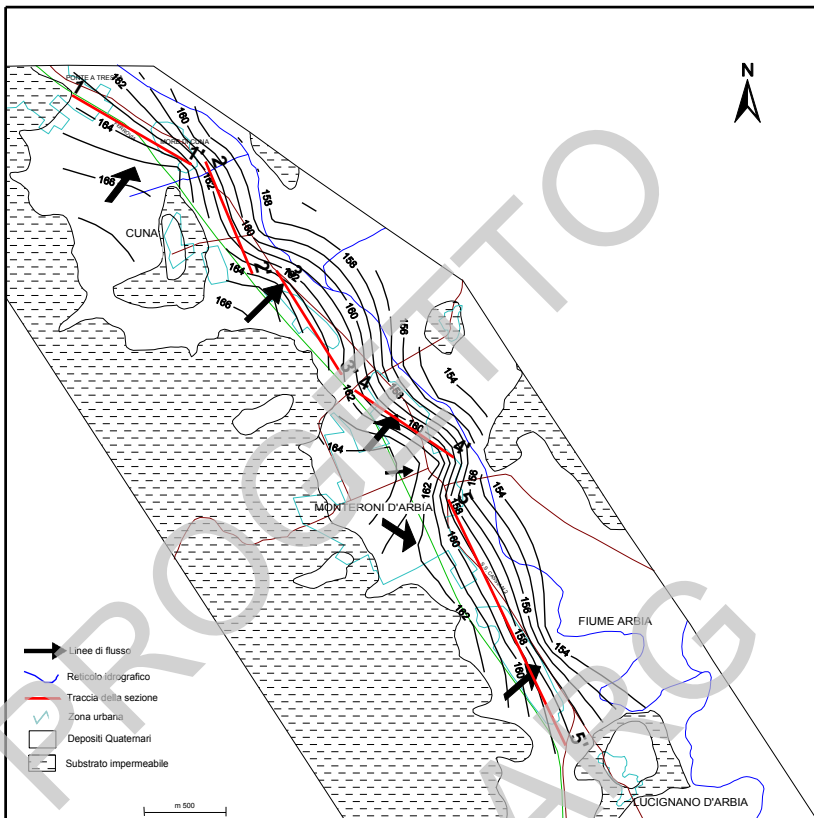


Fig. 24 - Carta piezometrica (valori espressi in m s.l.m.) (da GRASSI, 1997).

Una campagna di rilevamento piezometrico, a cadenza mensile, per un periodo di circa un anno nei pozzi presenti nella zona ha permesso di delineare i principali aspetti idrodinamici dell'acquifero (fig. 24), ed in particolare le direzioni preferenziali di flusso (freccie di colore nero) dell'acqua di falda.

L'andamento del livello piezometrico segue quello delle precipitazioni, soprattutto per quanto riguarda i periodi Aprile - Agosto e Dicembre - Febbraio, denotando così la loro importanza come fonte di ricarica. La piezometria minima si registra nel mese di Settembre a causa sia degli emungimenti via via più spinti che della scarsità di precipitazioni nei mesi precedenti; i mesi successivi sono invece caratterizzati da un graduale aumento

della piezometria, da imputare congiuntamente ad una diminuzione degli emungimenti e all'aumento della ricarica idrica per effetti meteorici.

Il movimento dell'acqua di falda avviene preferenzialmente secondo assi di drenaggio che si dirigono verso l'alveo del T. Arbia (linea azzurra), che rappresenta quindi il locale livello di base delle acque sotterranee (ad una quota di circa 154 m s.l.m.).

Combinando i dati raccolti, la piezometria della falda e i parametri idrodinamici dell'acquifero, si stima che la portata della falda, calcolata lungo sezioni disposte NNW – SSE (linee rosse), corrisponde a circa 32 l/sec.

1.2.4. - *L'acquifero di interesse geotermico: il termalismo nell'area di Rapolano Terme*

L'area in esame si colloca all'estremità settentrionale della Dorsale mesozoica Rapolano – Monte Cetona. L'acquifero è ospitato negli affioramenti carbonatici ed è a falda libera nelle zone di affioramento, e confinato quando è ricoperto dai sedimenti neoautoctoni (fig. 25).

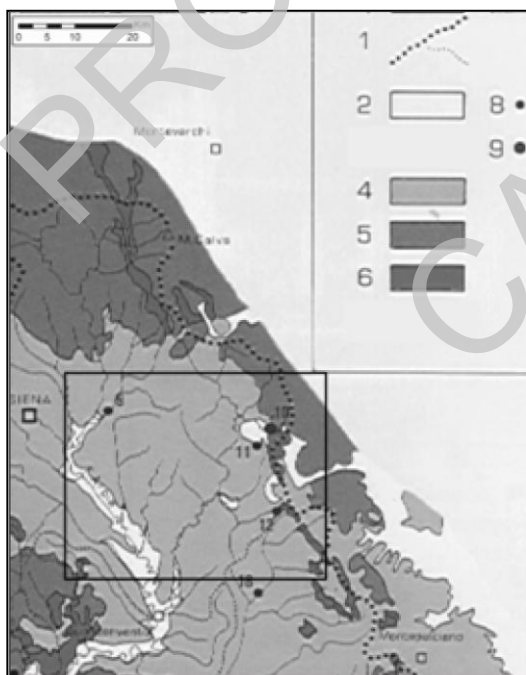


Fig. 25 - Schema idrogeologico: 1) spartiacque morfologico del bacino del F. Ombrone; 2) depositi prevalentemente continentali costituiti da ghiaie, sabbie, argille, calcareniti (Pliocene-Quaternario); 3) depositi marini e continentali composti da conglomerati, sabbie, argille, calcareniti (Miocene-Pliocene); 4) successioni prevalentemente flyschoidi (Cretacico-Miocene); 5) successioni carbonatiche (Triassico-Eocene); 6) sorgente termominerale (con relativo numero d'ordine); 7) gruppo di sorgenti termominerali con relativo numero d'ordine (da BARAZZUOLI & SALLEOLINI, 1993).

Il termalismo della zona, conosciuto fin dai tempi degli Etruschi, è messo in chiara evidenza dalla presenza di manifestazioni gassose e di numerose sorgenti, alcune delle quali ancora oggi usate per scopi terapeutici (Terme dell'Antica Querciolaia, Terme di S. Giovanni).

Le acque delle sorgenti termominerali, presenti in quest'area, costituiscono un raggruppamento abbastanza omogeneo per chimismo (fig. 26) e sistema idrotermale ed emergono in una fascia ben definita all'interno dei Comuni di Rapolano Terme ed Asciano.

In fig. 26 si vede come la maggior parte delle acque in esame appartenga al tipo bicarbonato-alcantino terroso, con due eccezioni:

a) l'acqua della sorgente n° 27 (Pod. S. Martino), che rientra nel quadrante delle solfato-alcantine terrose ed è quindi caratterizzata da un contenuto in ioni SO_4 più alto delle precedenti;

b) l'acqua della sorgente n° 3 (Casa Baccoleno), che è tipicamente clorurato-alcantina e per la quale è indicato un sistema idrotermale diverso da quello delle altre.

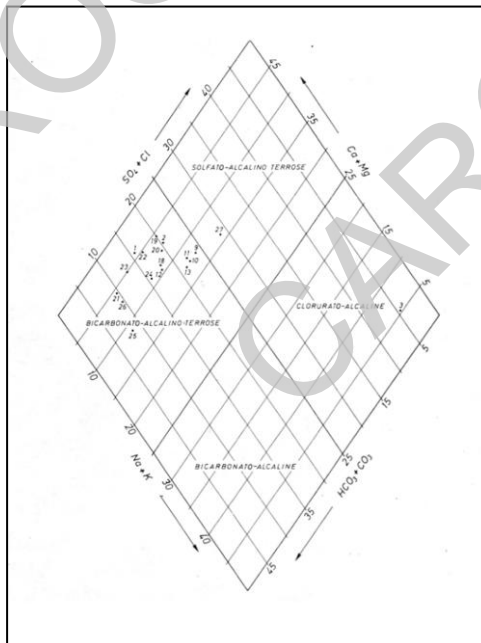


Fig. 26 -
Diagramma
riassuntivo di
PIPER per le
sorgenti dell'area
di Rapolano
Terme (da
BARAZZUOLI et alii,
1987).

Per la sorgente n° 27 il chimismo e la situazione geologico-strutturale dell'area consentono di ipotizzare una circolazione idrica a livello del serbatoio principale, mentre la più bassa temperatura d'emergenza ne suggerisce una risalita particolarmente lenta e difficoltosa. Invece per la sorgente n° 3 viene ipotizzata una circolazione idrica a livello del basamento regionale scistoso-quarzitico con una risalita lenta e difficoltosa rivelata anch'essa dalla bassa temperatura d'emergenza.

1.2.5. - *Caratteristiche idrogeologiche dell'acquifero superficiale*

Nella zona affiorano esclusivamente depositi continentali recenti dotati di buona ed elevata permeabilità sia primaria che secondaria, a cui si deve la presenza di una consistente falda d'acqua superficiale. Ma in relazione alle possibilità di alimentazione esterna diretta del corpo idrico presente, risultano limitati gli apporti idrici superficiali diretti (riferibili agli afflussi meteorici).

Quindi la sostanziale stabilità del livello freatico si può giustificare con un flusso idrico sotterraneo, legato ad un rilevante spessore dell'acquifero e ad una buona permeabilità, insieme, naturalmente, ad un'alimentazione costante e di notevole entità. Ciò è avvalorato da dati sulla temperatura e la conduttività dell'acqua nei pozzi che confermano un mescolamento fra l'acqua termale, che risale senza emergere, e l'acqua di infiltrazione esterna.

Un esempio di acquifero superficiale alimentato da acqua termale è l'acquifero costituito dai depositi travertinosi che affiorano nella zona Borgo dei Piani (fig. 27).

Sulla base dei risultati acquisiti con varie metodologie d'indagine, si può affermare che l'acquifero risulta alimentato in due modi diversi:

- a) l'apporto più rilevante (circa 65 l/sec) è dovuto alla risalita di acque profonde e presenta caratteristiche costanti di portata e di termomineralità;
- b) l'apporto minore (circa 25 l/sec nell'anno idrologico Agosto 1987 – Maggio 1998, pari al 28% del totale) deriva dall'infiltrazione diretta di acque meteoriche su tutta l'area di alimentazione ed è pertanto caratterizzato da una certa variabilità.

Il quantitativo d'acqua correttamente sfruttabile è pari all'intera portata della falda (circa 90 l/s nell'anno idrologico esaminato): tale quantitativo, peraltro, è da considerarsi approssimato per eccesso visto che l'intervallo temporale preso in esame è caratterizzato da un'eccedenza idrica ben più alta (483 mm) della media locale (304 mm, nel periodo 1935-1971).

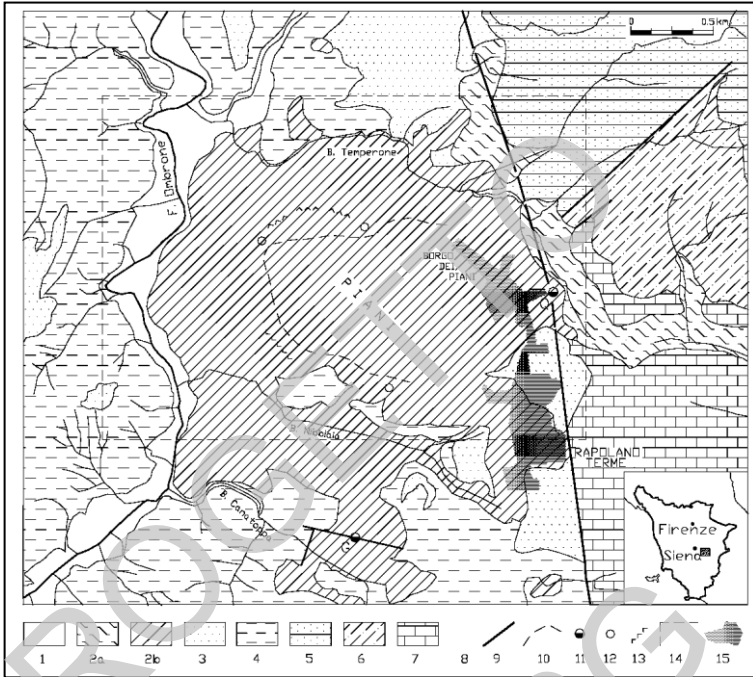


Fig. 27 - Schema geologico: 1) alluvioni recenti; 2) depositi continentali quaternari (a = sabbie e sabbie argillose con ciottoli; b = travertini); 3) sabbie e conglomerati del Pliocene; 4) argille plioceniche; 5) Macigno del Chianti; 6) Scaglia toscana; 7) formazioni calcareo-silicee della Falda toscana; 8) spartiacque morfologico del bacino del F. Ombrone; 9) jaglie; 10) orlo di scarpata morfologica; 11) principali sorgenti termominerali (Q = Terme Antica Querciolaia, G = Terme S. Giovanni); 12) sorgenti normali; 13) stillicidi; 14) zona in esame; 15) area urbanizzata (da BARAZZUOLI et alii, 1988 modificata e ridisegnata).

2. - RAPPORTI FRA LE STRUTTURE E LA CIRCOLAZIONE IDROTHERMALE

A cura di A. Brogi

2.1. - INTRODUZIONE

L'area del Foglio 297 "Asciano" dispone di un elevato potenziale geotermico a bassa temperatura, che da tempo viene utilizzato soprattutto per

scopi curativi e turistico-balneari (stabilimenti termali di Rapolano Terme) e per l'attività estrattiva della CO₂ (campo pozzi Ambra e Poggio S.Cecilia). Manifestazioni idrotermali e sorgenti spontanee di gas (principalmente CO₂) sono soprattutto collegate all'esistenza di strutture crostali che permettono la circolazione nei livelli superiori della crosta di fluidi di origine meteorica, surriscaldati dal calore naturale delle rocce, ai quali sono miscelati, in proporzioni diverse da luogo a luogo, componenti derivate da livelli crostali più profondi con contributi mantellici (MINISSALE *et alii*, 2002a).

Le manifestazioni idrotermali che caratterizzano quest'area sono collegate all'anomalia geotermica toscana che vede nelle aree di Larderello-Travale e del Monte Amiata i più elevati valori del flusso di calore (1000 mW/m² e 600 mW/m² rispettivamente, BATINI *et alii*, 2003 *cum bibl.*). Nell'area del Foglio 297 "Asciano" i valori del flusso di calore, calcolati mediante misurazioni sperimentali direttamente in pozzo, mostrano valori decisamente più bassi, compresi tra 53 e 128 mW/m² (BARAZZUOLI *et alii*, 1987). Il gradiente geotermico misurato varia tra 42°C e 110°C per Km, indicando valori superiori a quello medio, riferito a 3,3°C per 100m.

Manifestazioni idrotermali, rappresentate da sorgenti di acque calde con temperature che superano i 40°C ed emergenze spontanee di gas, sono diffuse in tutto il territorio del Foglio 297 "Asciano", con maggiore concentrazione nel lato orientale, lungo la dorsale Monti del Chianti – Rapolano - Trequanda. Alle sorgenti termali è associata la deposizione di travertino poiché il chimismo delle acque è caratterizzato da una elevata concentrazione in bicarbonato di calcio e di altri sali disciolti (Tav. III). Tuttavia, la circolazione idrotermale è stata attiva fin dal Pleistocene superiore, come testimoniano i giacimenti di travertino presenti principalmente nell'area di Rapolano e di Serre di Rapolano, allineati lungo la Faglia di Rapolano, oggi interessati da una importante attività estrattiva (fig. 28).

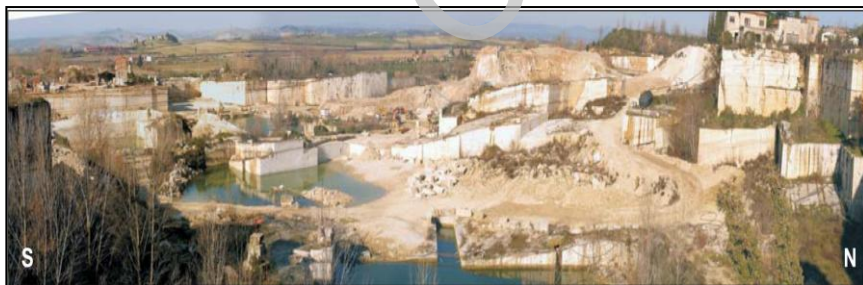


Fig. 28 - Foto panoramica della cava di travertino Filicheto-S.Andrea presso Serre di Rapolano.

Gli effetti della circolazione idrotermale, quindi, possono essere distinti in sistemi idrotermali fossili, testimoniati dai depositi di travertino, ed in sistemi attuali, comprendenti le sorgenti attive di acqua e di CO₂.

2.2. - SISTEMI DI CIRCOLAZIONE IDROTERMALE FOSSILI: I TRAVERTINI

I travertini presenti nell'area di Rapolano Terme costituiscono estesi affioramenti di rocce carbonatiche continentali che ricoprono un'area di circa 14 Km² e che compaiono in placche isolate, collocate principalmente lungo la traccia della Faglia di Rapolano (BROGI *et alii*, 1999) (fig. 10). In altri casi, alcuni affioramenti di travertino si collocano in prossimità di faglie minori. Le placche più estese e spesse compaiono nell'area di Serre di Rapolano e sono ancora oggi interessate da una intensa attività estrattiva, finalizzata principalmente al reperimento di travertino come pietra ornamentale. L'attività estrattiva del travertino nell'area in esame è attestata almeno dal periodo etrusco. Il processo di estrazione, notevolmente intensificato negli ultimi decenni e realizzato mediante tagli effettuati con il filo elicoidale e diamantato, ha permesso l'esposizione di ampi fronti di cava che mettono in evidenza diverse generazioni sovrapposte di travertino, e che permettono di ricostruirne, in dettaglio, i loro rapporti geometrici. Le diverse generazioni di travertino sono caratterizzate da discordanze angolari e sono separate, spesso, da paleosuoli e/o colluvi fino a qualche metro di spessore (fig. 29). I travertini collegati con i diversi eventi sedimentari sono caratterizzati da facies che denotano ambienti deposizionali differenti. Le caratteristiche litologiche e morfologiche degli affioramenti rispecchiano, infatti, gli ambienti e le modalità di deposizione del travertino stesso. La presenza di numerose sorgenti, alcune delle quali alimentavano bacini palustri isolati e con caratteristiche ambientali peculiari, ha dato luogo ad una vasta eterogeneità di litofacies assai variabili da luogo a luogo. Quest'ultime sono state dettagliatamente descritte nei lavori di CIPRIANI *et alii* (1972, 1977), GUO & RIDING (1992, 1998, 1999), GUO *et alii* (1996), ai quali si rimanda per un maggior approfondimento. Tuttavia, i travertini di Rapolano sono stati studiati piuttosto frammentariamente nell'arco degli ultimi decenni, soprattutto dal punto di vista sedimentologico e paleoambientale. Recenti lavori di geocronologia hanno permesso di riferire al Pleistocene superiore-Olocene (24±3 Ka – attuale, CARRARA *et alii*, 1998) alcuni intervalli relativi ai depositi affioranti nella cava attiva, collocata nell'area archeologica di Campo Muri (nord dell'area termale di S.Giovanni), mentre per il resto dei depositi rimane incerta la loro collocazione temporale. Nuovi dati sono stati ottenuti mediante uno studio di dettaglio condotto nell'area a sud di Serre di

Rapolano, presso la Cava Oliviera, che verranno illustrati nel capitolo precedente.

Nell'insieme, tutti i travertini presenti nell'area di Rapolano sono stati riferiti al Pleistocene-Olocene sulla base di studi macropaleontologici basati su conchiglie di gasteropodi polmonati, ossa di mammiferi e soprattutto filliti, rinvenuti in modo sporadico in cave differenti. L'età quaternaria dei travertini, comunque, è indicativa di tettonica recente che avrebbe caratterizzato l'area di Rapolano e quindi il margine orientale del Bacino di Siena (BROGI & CAPEZZUOLI, 2008). Le relazioni tra le strutture distensive che hanno interessato l'area di Rapolano ed i depositi di travertino sono state descritte in recenti lavori (BROGI, 2002; 2004d) che sottolineano come i depositi di travertino siano principalmente collocati all'intersezione di faglie dirette, di età quaternaria, con la Faglia di Rapolano, più vecchia ed orientata circa ortogonalmente rispetto alle prime. Questo argomento, tuttavia, sarà approfondito nel capitolo successivo.



Fig. 29 - *Discordanze angolari e paleosuoli tra diversi episodi deposizionali di travertino riconoscibili nei fronti della Cava Oliviera, presso Serre di Rapolano.*

2.2.1. - I depositi di travertino di Campo Muri

Campo Muri è una importante località archeologica collocata qualche centinaio di metri a nord dello stabilimento termale di S. Giovanni (fig. 30).

Presso questa località è presente una importante cava di travertino la cui attività ha riportato alla luce un insediamento di epoca romana (III Sec. a.C – IV Sec. d.C.) sviluppatosi attorno ad emergenze termali, rappresentate per lo più da una sorgente (Buca delle Fate) oggi non più attiva, venerata ed utilizzata per scopi ludici e terapeutici. La cava di Campo Muri offre una buona opportunità per lo studio dei rapporti geometrici e cronologici dei travertini presenti in quest'area. L'attività estrattiva interessa un deposito di travertino spesso fino a circa 25 metri che costituisce il riempimento di una valle orientata in direzione

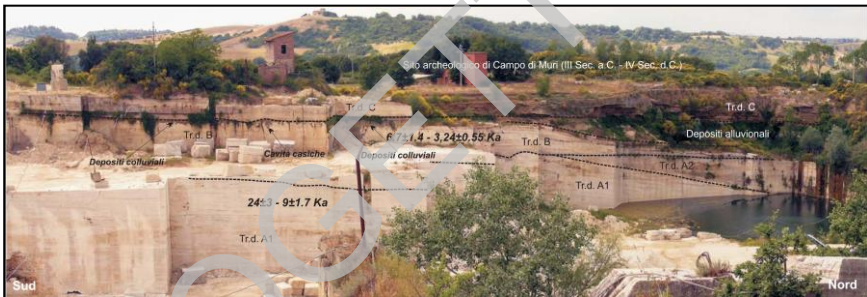


Fig. 30 - Fronte meridionale della cava di travertino di Campo Muri ed ubicazione del sito archeologico omonimo. Le linee tratteggiate separano i diversi corpi deposizionali che sono contraddistinti dalle sigle Tr.d. con le relative età ricavate mediante datazioni Th/U (da CARRARA et alii, 1998).

O-E (CARRARA et alii, 1998). Le sorgenti termali che hanno permesso la deposizione dei travertini più antichi osservabili in cava, erano collocate, con buona probabilità, in corrispondenza degli attuali stabilimenti termali di S. Giovanni Terme (BROGI et alii, 2008). In particolare, è possibile ipotizzare con buona approssimazione che la sorgente più importante coincida con l'attuale mofeta del Bossoleto, nei pressi degli stabilimenti termali di S. Giovanni, corrispondente con una dolina dal diametro di circa 80 m e profonda 20 m dalla quale fuoriesce abbondante CO₂ (99%), unitamente ad altri gas benefici (1%) (H₂S e SO₂) (VAN GARDINGEN et alii, 1997). La mofeta del Bossoleto, infatti, si colloca nella parte morfologicamente più elevata dell'area suggerendo di conseguenza che quella doveva essere l'area sorgente delle acque termali. Questa ipotesi è confermata anche dalla giacitura degli strati di travertino che sono inclinati con simmetria centrifuga rispetto alla mofeta ed in particolar modo immergono verso le aree morfologicamente depresse di Campo Muri (verso nord), dove scorre il Torrente Nibbiaia, ed il Borro di Canatoppa (verso sud). La mofeta del Bossoleto è collocata in corrispondenza di un terrazzo fluviale sviluppato a seguito dell'evoluzione idrografica del Fiume Ombrone

che scorre pochi chilometri ad ovest di questa area. Tale terrazzo costituisce una superficie morfologicamente piatta, collocata alla quota media di 280 metri sul livello del mare. Essa è costituita da depositi fluviali principalmente limoso-sabbiosi a cui s'intercalano localmente livelli carbonatici che, nell'area delle Terme di S.Giovanni raggiungono lo spessore di 15-20 metri. Tali depositi poggiano sulle argille marine del Pliocene Medio del Bacino di Siena. Le manifestazioni termali principalmente collegate con la sorgente del Bossoleto hanno permesso la deposizione di travertino che ha ricoperto parzialmente la spianata fluviale. Allo stesso tempo, la presenza delle due valli orientate in direzione O-E, attualmente coincidenti con quella del Fosso di Nibbiaia e del Fosso di Canatoppa, hanno influito notevolmente sul deflusso delle acque e sulla conseguente deposizione del travertino. Questo ultimo, infatti, ha riempito quasi totalmente la paleovalle del Fosso di Nibbiaia ed in parte quella del Borro di Canatoppa.



Fig. 31 - Porzione di un canale di età romana ricoperto da travertino a seguito dell'abbandono del sito di Campo Muri, avvenuto nel IV sec. d.C.

L'età dei travertini presenti nell'area delle Terme di S.Giovanni, così come la loro evoluzione paleogeografica e paleoambientale, sono stati dettagliatamente ricostruiti da CARRARA *et alii* (1998) sulla base di osservazioni

effettuate nei fronti della cava di Campo Muri, attiva ancora oggi. Lo studio realizzato da CARRARA *et alii* (1998) ha permesso di riconoscere diversi episodi deposizionali di travertino ai quali si sono localmente intercalati depositi di natura alluvionale. La sezione studiata da CARRARA *et alii* (1998) ben esposta nel margine occidentale della cava (fig. 30), è collocata nel punto più spesso del deposito di travertino ed ha permesso, così, l'analisi di tutti gli eventi deposizionali qui presenti. Lo studio geocronologico basato su datazioni $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ e sugli isotopi del carbonio ha permesso di attribuire ai depositi di travertino più antichi un'età di 24 ± 3 ka. Tali travertini, tuttavia, costituiscono il punto più basso esposto nella cava, ma non costituiscono la base del giacimento che si trova a pochi metri sotto al piano di cava. L'età più recente dei depositi è indicata dalla presenza dei reperti archeologici attribuiti ad un periodo di tempo compreso tra il III Sec. a.C. ed il IV Sec. d.C. Tali reperti, tuttavia, sono stati in parte ricoperti da travertino a seguito dell'abbandono del sito, a testimonianza di una attività termale prolungata nel tempo (fig. 31).

La deposizione di travertino, tuttavia, è stata discontinua. Infatti nei fronti di cava si riconoscono diversi episodi deposizionali separati da paleosuoli e colluvi indicativi di un intervallo di tempo considerevole intercorrere tra un ciclo deposizionale e l'altro. Le datazioni effettuate da CARRARA *et alii* (1998), infatti, hanno messo in evidenza un periodo piuttosto lungo ($24\pm 3 - 9\pm 1.7$ ka) caratterizzato da una sedimentazione sub-aerea, sostanzialmente continua, che avrebbe permesso la deposizione della massa più importante di travertino (tr.d. 1 in fig. 30). A questo episodio sarebbe seguito un evento erosivo, perdurato qualche migliaia di anni, testimoniato da una intensa brecciatura dei livelli di travertino più superficiali. A questo è seguito nuovamente la deposizione di travertino (tr.d. 2 in fig. 30) in un periodo di tempo, compreso tra 6.7 ± 1.4 e 3.24 ± 0.55 ka, caratterizzato da un evento alluvionale molto importante che ha causato la deposizione, nella parte alta, di uno spessore di qualche metro di sedimenti alluvionali. La deposizione di travertino è continuata, poi, ininterrottamente fino al periodo dell'insediamento romano (III Sec. a.C. – IV Sec. d.C.) sebbene in questa fase il flusso delle acque sia stato regimentato e la deposizione del travertino sia stata quindi interrotta nell'area della cava. Durante il periodo dell'insediamento romano, abbiamo testimonianze dell'attività di una sorgente collocata in prossimità del sito (Buca della Fate), la quale potrebbe aver contribuito alla deposizione dell'ultimo livello di travertino riconoscibile in cava che, per altro, ha una giacitura orizzontale. Naturalmente non abbiamo la possibilità di escludere la concomitante attività della sorgente collocata in corrispondenza dell'attuale mofeta del Bossoleto.

Collegata con la sorgente della Buca delle Fate vi è una complessa rete di canali di travertino autocostruiti (*self-built channel*) conseguenti al deflusso delle

acque provenienti dalla sorgente verso il Fiume Ombrone. Tali canali raggiungono l'altezza di 5 metri e sono riconoscibili per una lunghezza di oltre 300 metri (fig. 32). Lungo alcuni tratti del canale più importante, laddove esso raggiunge la maggiore larghezza ed altezza, sono stati effettuati, probabilmente durante il periodo dell'insediamento di Campo Muri, alcuni tagli per il reperimento di materiale da costruzione. L'antichità di questa attività estrattiva è confermata dall'alterazione delle pareti tagliate, nonché dalla metodologia con cui sono stati realizzati gli scavi stessi, sostanzialmente effettuati mediante percussione come dimostrano le tracce lasciate in alcuni tratti delle pareti.

Sulla base dell'età più antica dei travertini di Campo Muri si può ritenere che l'inizio dell'attività sorgiva della sorgente del Bossoleto risalga a 24 ± 3 ka. Ne consegue che questa età possa coincidere con quella più antica dei travertini presenti nelle aree circostanti alla sorgente, collocati sul terrazzo fluviale sul quale si collocano gli attuali stabilimenti termali. Tuttavia il loro spessore risulterebbe molto ridotto negli alti morfologici poiché più vicini all'area sorgiva. Lo spessore del travertino che ricopre il terrazzo fluviale, infatti, è stato ricostruito mediante una perforazione realizzata in prossimità della mofeta, recentemente effettuata per la captazione di acque termali. Il sondaggio ha attraversato circa 24 metri di travertino chiaro, stratificato, sovrastante una alternanza di livelli travertinoso-sabbiosi di colore grigio e grigio scuro caratterizzati da una importante componente detritica costituita da granuli di quarzo e miche bianche. Tali successione è stata perforata fino a 37 metri, al di sotto della quale sono state incontrate le argille marine.



Fig. 32 - Canali autoconstruiti formati per il deflusso delle acque provenienti dalla Sorgente "Buca delle Fate" che alimentava lo stabilimento termale di epoca romana presso Campo Muri.

2.2.2. - I depositi di travertino di Serre di Rapolano: la Cava Oliviera

A cura di R. Aquè, M.E. Branca, A. Brogi, E. Capezuoli & M. Voltaggio

La successione della Cava Oliviera (fig. 33) è stata campionata lungo uno dei fronti di cava esistenti. Il corpo travertinoso esposto è composto dalla sovrapposizione di numerosi episodi deposizionali divisi da superfici erosionali e paleosuoli.

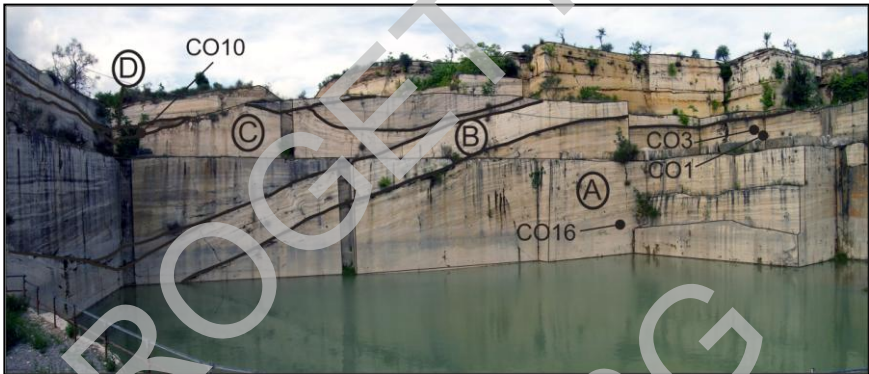


Fig. 33 - Parete campionata di Cava Oliviera, con indicazione delle successioni visibili, visualizzazione delle superfici di discontinuità, localizzazione stratigrafica dei campioni datati. In alcuni casi la posizione è proiettata.

L'episodio più antico (successione A), con spessore visibile di almeno 15 metri, rappresenta un Sistema Deposizionale Depressionale (*Depression Depositional System* – DDS) che verso ovest evolve in un Sistema Deposizionale di pendio (*Slope Depositional System* – SDS). Nel DDS sono presenti facies tipiche di ambiente di acque stagnanti (*marsh-pool facies*) con litofacies a cannuce (*reed*), zattere cristalline (*paper-thin rafts*) (fig. 34a), bolle di gas incrostate (*coated bubbles*) (fig. 34b) e livelli micritici in strati suborizzontali di spessore centimetrico. Nelle porzioni più alte sono presenti strati di croste cristalline (*crystalline crusts*) (fig. 34c), in una sequenza di progressivo aumento delle pendenze e delle energie deposizionali. La SDS è formato da facies di lieve pendio (*Smooth-slope facies*) con maggiore presenza di *crystalline crusts* rispetto alle corrispondenti porzioni orientali. Sono comunque presenti le litofacies a cannuce, a bolle e a zattere. Questi livelli carbonatici mostrano una inclinazione media di circa 7° ed indicazione di scorrimento delle acque dai quadranti SE verso quelli NE. La porzione superiore

della successione presenti almeno due livelli discontinui di paleosuoli, paraconcordanza con il resto della struttura deposizionale, con spessore centimetrico. Al top è presente una superficie di discordanza (fig. 34d) marcata dalla presenza di un livello di circa 30-40 centimetri composto da argille grigio scure con abbondanti bioclasti di gusci sottili. Questa discordanza, apparentemente continua su tutta la successione A, è generalmente di tipo angolare.

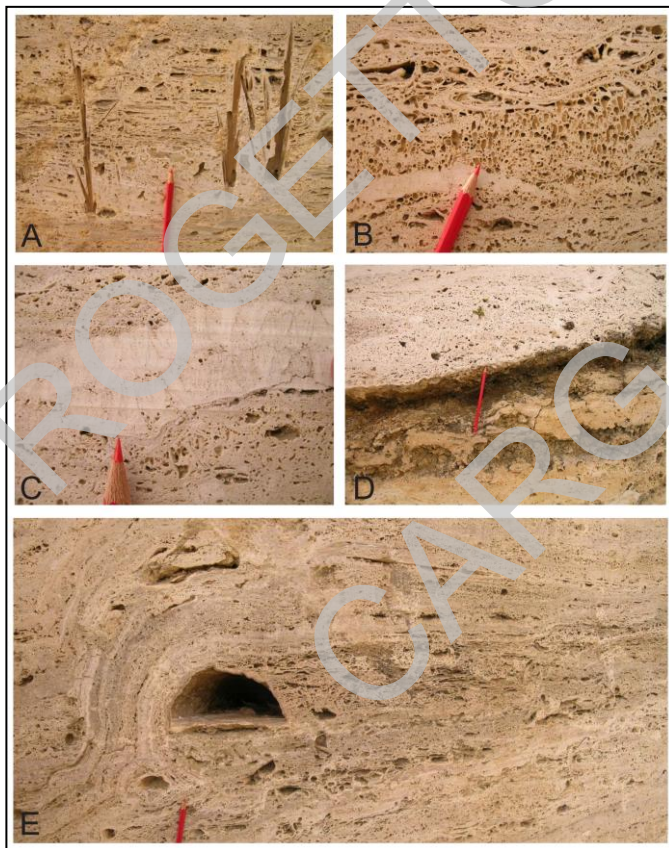


Fig. 34 - Esempi di strutture e litofacies osservati nella sezione di Cava Oliviera (nomenclatura da GUO & RIDING, 1998): A) livello di reed e paper-thin rafts; B) livello di coated bubbles; C) livello di crystalline crusts; D) superficie di discordanza segnata da paleosuolo e da intensa alterazione della porzione sottostante; E) esempio di terrace-pool.

La successione soprastante (successione B) rappresenta un sistema deposizionale di pendio (SDS) con facies di pendio a terrazzi (*Terrace Slope facies*) e di lieve pendio (*Smooth-slope facies*). La litofacies dominante è quella delle *crystalline crusts* in strati di circa 4-5 centimetri di spessore. In misura minore sono presenti *reed*, *paper-thin rafts* e *coated bubbles*, spesso riempimento di piccole pozze di retro-terrazza (fig. 34e). L'inclinazione media degli strati è di circa 30°, con scorrimento delle acque ancora da SE verso NW, ma con una progressiva diminuzione dell'inclinazione verso l'alto. Lo spessore è di circa 5 metri.

La discordanza angolare che divide la successione B e la sovrastante C è marcata da una forte alterazione dei livelli carbonati sottostanti, con diffusa cementazione secondaria. Quest'ultima successione presenta un *setting* deposizionale tipo DDS, formato principalmente da strati micritici suborizzontali centimetrici, con andamento nodulare. Lateralmente, questi strati sono eteropici a facies di *reed* con scarse porzioni litoclastiche, tipiche di acque con scarsa energia in un generale contesto deposizionale di tipo palustre. Lo spessore, di almeno 12 metri, comprende anche altre successioni deposizionali di estensione minore, delimitate da evidenti superfici di discontinuità.

Una superficie intensamente alterata, con parziale pedogenesi, interrompe e parzialmente erode questa successione, delimitando l'inizio di una nuova successione (D) verso le porzioni più esterne, e conseguentemente più recenti, del complesso. Questa successione, di spessore ridotto rispetto alle precedenti (circa 2 metri), segna un ritorno verso ambienti di tipo SDS, con litofacies tipo *crystalline crust* indicative di acque con elevate condizioni energetiche in contesti di accentuati pendii con morfologie terrazzate. La disposizione delle strutture cristalline, inclinate di circa 15°, indica sempre uno scorrimento delle acque dai quadranti sud-orientali verso quelli nord-occidentali.

I campioni datati provenienti dalle successioni A (in ordine stratigrafico: CO16 - 157±15Ka BP; CO1 - 92±9 Ka BP; CO3 - 64±5 Ka BP) e D (CO 10 - 43±3 Ka BP) hanno mostrato un graduale ringiovanimento delle età della struttura verso le successioni più esterne, in accordo con l'ipotesi di una progressiva accrezione dell'intera struttura carbonatica (Tab.1).

Tabella 1 – Analisi radiometrica $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dei campioni di travertino di Cava Oliviera.

sigla	lisciv grammi	res grammi	^{232}Th dpm/g	^{230}Th dpm/g	^{234}U dpm/g	^{238}U dpm/g	234/238 230/232	234/232 238/232	Th pob	U ppb	spike cc	età NC ka	234/238 inC ka	230/234C 234/238C	etàC ka		
C01	19.88	0.19	0.0023 0.0002	0.0171 0.0006	0.0278 0.0014	0.0207 0.0012	1.34 0.09	7.43 0.69	12.09 1.21	9.0 0.9	27.9 1.6	2	100 10	1.49 0.12	0.59 0.04	1.38 0.09	92 9
C03	39.58	0.22	0.0029 0.0001	0.0076 0.0002	0.0137 0.0006	0.0095 0.0004	1.45 0.09	2.64 0.10	4.75 3.29	12.1 12.6	2	95 6	1.71 0.11	0.46 0.03	1.59 0.09	64 5	
C010	41.39	0.23	0.0006 0.0008	0.0058 0.0003	0.0167 0.0005	0.0123 0.0004	1.31 0.06	9.28 26.8	20.57 2.6	17.3 0.3	2	44 3	1.36 0.07	0.33 0.02	1.32 0.06	43 3	
C016	38.88	0.32	0.0011 0.0001	0.0083 0.0003	0.0102 0.0004	0.0079 0.0004	1.28 0.06	7.69 0.82	9.44 7.36	4.5 0.5	10.8 0.5	2	163 16	1.50 0.13	0.80 0.04	1.32 0.08	157 15

2.2.2.1. – Cenni sul metodo $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ e procedura analitica

Il metodo è basato sulla misura dei disequilibri esistenti nell'ambito della famiglia radioattiva dell' ^{238}U , in particolare si fonda sull'accumulo nel tempo di ^{230}Th , per decadimento di ^{238}U e ^{234}U all'interno di sistemi in cui il ^{230}Th era inizialmente assente (SCHWARCZ & GASCOYNE, 1984).

La separazione dell'U dal Th è resa possibile dalla diversa solubilità che i due elementi possiedono in acqua (l'U ha una mobilità assai più elevata del Th) che fa sì che il primo venga trasportato facilmente dalle acque ed entri a far parte del reticolo cristallino dei carbonati da esse precipitati mentre il secondo è generalmente assente nei materiali puri essendo tendenzialmente adsorbito dalle particelle detritiche (LUNDBERG, 1990).

Il range temporale di applicazione del metodo è funzione del periodo di dimezzamento dei radioisotopi interessati e quindi del momento in cui viene raggiunto l'equilibrio tra l'attività del ^{230}Th e quella dell' ^{234}U (circa 350.000 anni). Tale limite può variare in funzione dell'accuratezza con la quale il rapporto viene misurato e della quantità di radionuclidi contenuti nel campione (LUNDBERG, 1990).

Affinché il metodo possa essere applicato con successo alla datazione dei carbonati devono essere rispettate le seguenti condizioni:

a) la cristallizzazione del materiale deve essere avvenuta unitamente alla sua deposizione e da quel momento esso deve costituire un sistema chimicamente chiuso: da quel momento cioè nessun processo di arricchimento o perdita di radionuclidi deve aver interessato il campione.

b) Il carbonato non deve contenere Th al momento della sua deposizione, il Th presente nel campione deve provenire esclusivamente dal decadimento radioattivo dell'U precipitato con il carbonato. Vanno pertanto scartati per le analisi i materiali contaminati dalla presenza di torio di provenienza detritica segnalata dall'isotopo ^{232}Th . Il rapporto $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ viene utilizzato come indice di contaminazione di un campione e qualora si registrino valori di tale rapporto inferiori a 10 il dato cronologico non può essere considerato attendibile (KU & LIANG, 1984), in questo caso le età ottenute vanno corrette per l'apporto dovuto alla frazione detritica.

I campioni vengono disciolti in HNO_3 1M e dopo la separazione dal loro residuo insolubile addizionati di una quantità nota di *spike*, soluzione contenente ^{232}U e ^{228}Th (rapporto di attività $^{228}\text{Th}/^{232}\text{U} = 1.027$). Successivamente U e Th vengono coprecipitati con idrossido di Fe mediante aggiunta di NH_4OH . Il precipitato formato contenente Fe, U e Th viene disciolto in HCl 10M e quindi fatto passare attraverso una colonna di resina anionica Dowex 1x8 condizionata

con HCl 10 M. La soluzione passata attraverso la resina viene portata a secco (frazione Th). Dalla colonna viene eluito l'U mediante HCl 0.1M e portato a secco (frazione U). Le frazioni U e Th vengono a questo punto ridissolte in HNO₃ 7M e purificate separatamente con passaggio attraverso colonna di resina anionica Dowex 1x8 (condizionata con HNO₃ 7M) e successivamente eluite con HCl 10 M e HCl 0,1 M rispettivamente. Dopo estrazione selettiva con TTA, le frazioni U e Th vengono depositate su vetrino e contate mediante spettrometria α .

I residui insolubili dei campioni che hanno fornito un rapporto di attività $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ minore di 10 vengono ridissolti in HF+HClO₄ ed analizzati seguendo la stessa procedura dei loro disciolti.

2.3. - SISTEMI DI CIRCOLAZIONE IDROTERMALE ATTIVI

Sono testimoniati, in superficie, da emergenze termali e da sorgenti di gas, alcune delle quali conosciute e sfruttate fin da tempi storici. Le più importanti sorgenti termali oggi presenti nel territorio del Foglio 297 "Asciano" sono, a partire da nord: la sorgente di S. Maria a Dofana, la sorgente di Madonna al Colle, la Sorgente delle Terme Antica Querciolaia, le sorgenti di S. Giovanni, la sorgente di Montalceto. Sono inoltre presenti, distribuite soprattutto lungo il margine orientale del Foglio, sorgenti minori la cui attività è intermittente e principalmente concentrata nei mesi invernali e primaverili. La mappatura delle sorgenti presenti nell'area del Foglio, con il relativo chimismo, è riportata in un recente lavoro di MINISSALE *et alii* (2002a) a cui si rimanda per un maggiore approfondimento. Ulteriori lavori di carattere idrogeologico, geochemico e geologico sono quelli di BARAZZUOLI & MICHELUCCINI (1982) BARAZZUOLI *et alii* (1986, 1988, 1991).

Qui di seguito verrà descritto nel dettaglio il sistema di sorgenti delle Terme di S. Giovanni ed il relativo modello della circolazione idrologica.

2.3.1. - *Le sorgenti termali delle Terme S. Giovanni*

A cura di A. Brogi & E. Capezzuoli

L'area termale di S. Giovanni è caratterizzata, fin da tempi antichi, dalla presenza di emergenze termali e di gas che fuoriuscivano naturalmente dal suolo. Oggi la circolazione idrotermale è rappresentata da scarse manifestazioni superficiali, molto ridotte rispetto al passato, in quanto i fluidi termali sono

captati in profondità da alcuni pozzi che alimentano lo stabilimento termale e che riducono notevolmente la pressione di risalita. Le ultime emergenze di acqua termale spontanee in superficie risalgono al Marzo 2003. Oggi, invece, si osserva una copiosa fuoriuscita di CO₂ soprattutto dalla mofeta del Bossoleto, protetta da una recinzione muraria che impedisce l'accesso, la quale costituisce un ambiente naturalmente arricchito in anidride carbonica e nel quale vengono condotte ricerche finalizzate allo studio dello sviluppo delle piante in aree arricchite in CO₂.

L'attività idrotermale che caratterizza quest'area ha causato, nel tempo, lo sviluppo di una struttura allungata costituita da travertino, sviluppata lungo una faglia ed in corrispondenza della quale sono allineate sorgenti dalle quali oggi fuoriesce soltanto gas (BROGI & CAPEZZUOLI, 2008). Strutture analoghe sono state documentate in altre parti del mondo e sono note come *travertine fissure-ridge* (FORD & PEDLEY, 1996). Le *travertine fissure-ridge* sono elementi morfo-strutturali collegati alla deposizione del travertino che possono fornire molteplici informazioni di carattere strutturale. Esse, infatti, sono collegate a sorgenti idrotermali allineate lungo una frattura, che consentono la deposizione di travertino con geometria centrifuga rispetto alla zona di emergenza. La progressiva deposizione di travertino porta alla formazione di un rilievo (*ridge*), generalmente simmetrico, che può raggiungere la lunghezza di qualche centinaio di metri, la larghezza di 20 metri e l'altezza di 30 metri. Sulla sommità



Fig. 35 - Particolare della porzione occidentale della fissure-ridge di travertino presente nell'area dello stabilimento termale di S. Giovanni.

di tale rilievo è presente una fessura più o meno larga (fino a qualche metro), che coincide precisamente con la frattura del substrato lungo la quale risalgono le acque termali. In varie parti del mondo (Turchia, USA, Kenya, ecc.) sono descritte *travertine fissure-ridge* fossili, cioè strutture in corrispondenza delle quali non avviene più circolazione e quindi deposizione di travertino. Tali strutture testimoniano, quindi, una attività idrotermale avvenuta in passato ed il

loro studio può contribuire alla ricostruzione dell'assetto tettonico ed idrogeologico da cui hanno avuto origine. Esempi di *fissure-ridge* attive, invece, sono molto rari e di notevole importanza perché la loro presenza indica l'attività di faglie e quindi l'esistenza di strutture attive e quindi potenzialmente sismogenetiche.

La *fissure-ridge* delle Terme di S. Giovanni (fig. 35) si colloca circa cento metri a sud dalla mofeta del Bossoleto e si estende per circa 250 metri in direzione ONO-ESE. Questa struttura raggiunge localmente la larghezza di 20 metri ed una altezza massima di 10 metri. Il suo sviluppo è essenzialmente legato all'esistenza di sorgenti allineate che hanno dato luogo alla deposizione di travertino con la conseguente edificazione di una dorsale allungata (fig. 36).

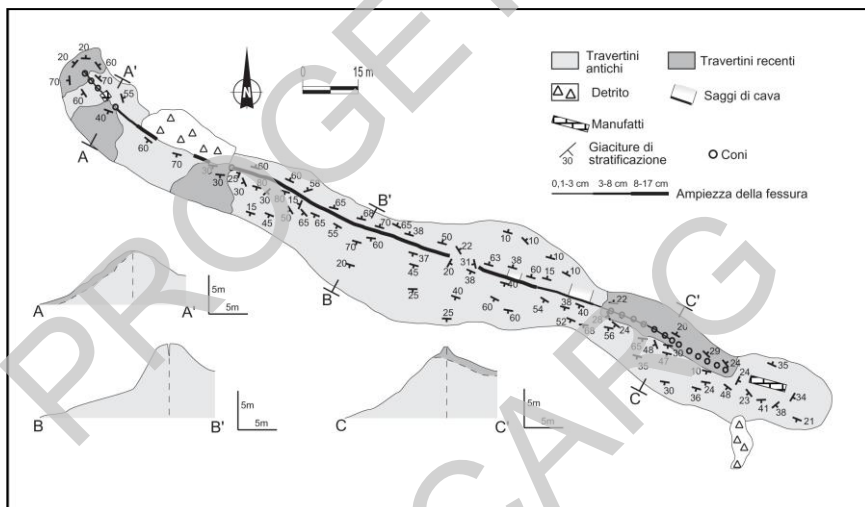


Fig. 36 - Schema evolutivo della fissure-ridge di travertino presente nell'area di S. Giovanni Terme e relative sezioni geologiche.

Il suo profilo tuttavia è asimmetrico: la parte meridionale è più alta e raggiunge la massima altezza, quella settentrionale invece non supera i 5 metri. Essa, infatti, si è sviluppata in corrispondenza di un gradino morfologico che raccorda due superfici orizzontali il cui dislivello è di circa 8 metri (fig. 37).

Tale gradino morfologico è riconoscibile anche agli estremi della *fissure-ridge* ed è particolarmente evidente, in foto aeree, per circa 300 metri verso la sua prosecuzione orientale. Tale gradino morfologico è riferibile alla scarpata di una faglia che avrebbe dislocato il terrazzo fluviale di quota 280 metri e che, in

corrispondenza della zona ribassata dalla faglia, raggiunge la quota media di 270 metri. Lo studio delle facies deposizionali dei travertini delle Terme di S.Giovanni è stato condotto da diversi autori che hanno concentrato le loro attenzioni soprattutto alla *fissure-ridge*, unitamente allo studio geochimico (GUO & RIDING, 1992; 1994; FOLK *et alii*, 1985; FOUKE *et alii*, 2000).

La fuoriuscita delle acque termali dalla frattura sommitale e dai conetti associati, e lo scorrimento lungo i fianchi della dorsale, ne ha determinato la crescita e lo sviluppo. Lungo i fianchi sono riconoscibili tre principali morfologie deposizionali: liscio, microterrazzato e macroterrazzato. I fianchi lisci sono formati dalla sovrapposizione di croste cristalline da bianche a grigie composte da larghi cristalli di calcite che crescono perpendicolari alla superficie



Fig. 37 - Visione panoramica della faglia che ha dislocato un terrazzo fluviale di età pleistocenica lungo la quale si è sviluppata la fissure-ridge di travertino presso lo stabilimento termale di S. Giovanni.

deposizionale. I fianchi microterrazzati si caratterizzano per la presenza di piccoli terrazzi disposti fittamente con un piccolo bordo liscio rialzato di alcuni millimetri e che creano micropiscine (*rimstone pool*, WARWICK, 1952) larghe alcuni centimetri quadrati. Identica strutturazione è presente nei macroterrazzi; la differenza risiede nelle maggiori dimensioni.

Le porzioni della dorsale dove la deposizione è attiva o inattiva possono essere riconosciute dalla colorazione dei travertini e dalla colonizzazione delle piante. Infatti le aree con recentissima deposizione sono di colore chiaro, talvolta bianco, e caratterizzate dalla totale assenza di piante. Questo “deserto bianco” contrasta totalmente con le aree fossili, caratterizzate da colorazioni grigie scure e presenza talvolta massiccia di giunchi ed altre macrofite. La colorazione scura è data dalla presenza di microcolonie batteriche (muschi, alghe, ecc.) che, come le macrofite, riescono a sopravvivere quando le condizioni chimico-fisiche iniziali (temperatura, gas disciolti, pH, ecc.) vengono mitigati dalla presenza di acque fredde e/o diluite dalle piogge. Questa colonizzazione avviene, oltre che nelle porzioni inattive, anche in quelle attive ma marginali (principalmente le superficie pianeggianti laterali alla dorsale)

dove le acque si diluiscono o sono presenti in maniera discontinua a causa delle direzioni di flusso e del regime di portata.

L'assetto interno della *fissure-ridge* è rilevato da piccoli saggi di cava presenti nel profilo trasversale. Esso risulta formato principalmente dalla sovrapposizione di sottili croste cristalline (*Crystalline crust*) parallele alla superficie deposizionale composti da cristalli di calcite o aragonite a ventagli (*Ray Crystals*: CHAFETZ & FOLK, 1984; FOLK *et alii*, 1985), o a piuma (*Feather Calcite Crystals*: GUO & RIDING, 1992).

Intercalate a queste croste si rinvencono le altre litofacies:

- livelli tabulari di strutture a cespugli (*shrub*) composti principalmente da calcite macrocristallina (*Needle Crystal Shrub*: GUO & RIDING, 1994, 1998) o insieme a porzioni micritiche (*Micrite/Spar-Rhomb Shrub*; GUO & RIDING, 1994, 1998). L'origine di queste strutture, tipica di ambienti con scarsa energia, viene indicata sia di tipo organico (CHAFETZ & FOLK, 1984) che inorganico (PENTECOST, 1990).

- livelli formati dalla sovrapposizione di lamine millimetriche cristalline (*paper-thin rafts*) che si depositano all'interfaccia acqua/aria di piccole pozze con scarsa energia. Quando l'energia è maggiore, le lamine si rompono depositandosi in accumuli sul fondo delle pozze.

- accumuli lenticolari di pisoidi di differenti misure, densamente impacchettati ed intercalati a livelli micritici. GUO & RIDING (1998) ne riconoscono tre tipi basandosi sulle microstrutture: laminati concentricamente (formati in ambienti turbolenti di alta energia e di origine inorganica, anche se con parziali componenti organiche), *Radial Shrub* (con delicata struttura dendritica, formati in pools saltuariamente agitate ed associate con batteri, cianobatteri e diatomiti) e mammellonati stromatolitici (di ambienti a bassa energia con concrescimenti irregolari, spesso coperti da filamenti cianobatteriali).

- livelli con cavità sferiche o circolari, di varia misura, aperte o chiuse ed interpretate come bolle di gas ricoperte di calcite (*coated bubble*) secondo un meccanismo illustrato da (CHAFETZ *et alii*, 1991). Il gas probabilmente deriva principalmente da attività microbica dei sedimenti sottostanti (GUO & RIDING, 1998) o per locale turbolenza delle acque.

- strutture isolate (*mounds*) o in livelli di manicotti calcarei cristallini in posizione verticale rispetto alla stratificazione (*reed*), incrostati intorno a colonie di organismi macrovegetali (solitamente giunchi). Si formano principalmente in pozze o laghetti palustri, dove le acque termali sono raffreddate o diluite da altre acque (pluvio-carsiche), permettendo la colonizzazione delle piante superiori. L'elevata presenza di queste piante costituisce una barriera al fluire dell'acqua e determina variazioni morfologiche

del sistema.

- accumuli lenticolari di granuli carbonati (*lithoclast travertine*) derivanti dalla rielaborazione penecontemporanea delle altre macrofacies calcaree. Possono contenere anche pezzi di vegetali incrostati e localmente gasteropodi, ostracodi (*skeletal grains*) e materiale extrabacinale (vento, apporti fluviali....).

- livelli continui, talvolta ben sviluppati, di silt argillosi oca scuri o rossi (*Paleosols*). Questi si formano in corrispondenza di superfici erosionali delle successioni carbonatiche o per prolungata esposizione subaerea.

La presenza ed l'associazione di queste litofacies suggeriscono il susseguirsi di differenti sistemi deposizionali (GUO & RIDING, 1998). Questi sono classificati in:

Slope depositional System; sistemi di scorrimento delle acque termali dove la litofacies caratteristica è la *crystalline crust*. E' suddivisibile in:

1. Terrace Slope Facies: a sua volta distinguibile in 3 "microambienti":
 - *Terrace walls*
 - *Terrace pools*, dove vi si possono trovare anche *shrub*, *pisoid*, *micritic*, *coated bubble* e *paper-thin*
 - *Terrace rims*.
2. Smooth Slope Facies, non terrazzato e con inclinazioni variabili da 10° a 40°.
3. Waterfall Facies, molto raro, formati su precedenti travertini erosi.

Depression Depositional System: sistemi di ristagno delle acque termali. Si riconoscono:

1. Shrub Flat Facies, sottili lamine di *shrub* intercalati a *lithoclast*, *coated bubbles* e *pisoid*.
2. Marsh-Pool Facies, livelli orizzontali di *lithoclast* e *reed*

Mound Depositional System: sistemi ad elevata velocità deposizionale.

1. Reed mound Facies, con livelli lenticolari di *Reed* con *Paper Thin rafts*, e *Coated Bubbles*.

2.4. - RELAZIONI TRA LE STRUTTURE, I DEPOSITI DI TRAVERTINO E LE SORGENTI TERMALI

Negli ultimi decenni lo studio dei depositi continentali carbonatici ed in particolare dei travertini ha subito un importante incremento, grazie allo sviluppo di nuove tecnologie d'indagine ed all'acquisizione di nuove metodologie di studio. La geochimica isotopica, per esempio, applicata ai depositi di travertino fornisce informazioni paleoclimatiche, sulla provenienza

delle acque termominerali da cui hanno avuto origine, sul loro percorso di risalita e sui processi di interazione del fluido con le rocce attraversate (LIVNAT & KRONFELD, 1985; JANSSEN *et alii*, 1999; KHARAKA *et alii*, 2000; MINISSALE *et alii* 2000, 2002a, 2002b, MARTÍN-ALGARRA *et alii*, 2003; DU *et alii*, 2005). Da pochi anni a questa parte, tuttavia, i travertini collegati alle sorgenti termominerali sono considerati anche ottimi elementi per studi di natura tettonica, principalmente riguardanti l'attività di faglie distensive o trascorrenti (HANCOCK *et alii*, 1999; ALTUNEL, 2005). Infatti, proprio per la loro natura, i travertini si depositano in prossimità di sorgenti termali strettamente collegate con la presenza di fratture nel substrato, attraverso le quali i fluidi idrotermali possono risalire verso la superficie (CUREWITZ & KARSON, 1997; HANCOCK *et alii*, 1999 *cum bibl*). Tali fratture, infatti, sviluppate in risposta a sollecitazioni tettoniche, danno luogo ad una permeabilità secondaria che può permettere la circolazione di fluidi in aree geotermicamente anomale e quindi favorire la loro emergenza in superficie. Tuttavia, l'alto potere incrostante delle acque termominerali in circolazione, se sovrassature, può causare, in breve tempo, il completo riempimento delle fratture mediante la deposizione di minerali di neoformazione (*self-sealing*). Ne consegue che la circolazione idrotermale può manifestarsi durante periodi relativamente brevi, la cui durata è funzione della salinità dei fluidi. Tuttavia, anche l'attività tettonica gioca un ruolo fondamentale per la durata dei sistemi idrotermali. Le continue sollecitazioni dovute all'attività prolungata nel tempo delle faglie, infatti, possono garantire la ripetuta generazione di fratture beanti, favorendo la circolazione idrotermale anche per lunghi periodi. Ne consegue che idrotermalismo ed attività tettonica costituiscono un binomio inscindibile (ALTUNEL & HANCOCK, 1993a; CUREWITZ & KARSON, 1997; HANCOCK *et alii*, 1999; ALTUNEL, 2005). Per questo motivo i travertini collegati a sorgenti termali costituiscono ottimi indicatori tettonici e la loro età di deposizione diviene indicativa per quella dell'attività tettonica (HANCOCK *et alii*, 1999; ALTUNEL, 2005). L'analisi morfologica dei travertini, così come la loro collocazione, forniscono, inoltre, importanti informazioni anche sulla geometria e cinematica delle faglie (ALTUNEL & HANCOCK, 1993a, 1993b; ÇAKIR, 1999; HANCOCK *et alii*, 1999; ATABAY, 2002). Numerosi studi condotti in varie parti del mondo, infatti, hanno messo in evidenza come le sorgenti idrotermali siano collocate lungo tratti ben precisi di faglie o fratture ad esse associate, e come la loro collocazione rispetto alle strutture possa fornire importanti informazioni sulla cinematica delle faglie.

Sulla base di queste considerazioni si può ricostruire il quadro tettonico che determina la circolazione idrotermale e l'età delle faglie.

Se consideriamo l'attività delle sorgenti idrotermali coeva con l'attività tettonica delle faglie, allora l'evoluzione deposizionale del travertino nell'area di

Rapolano testimonia un'attività tettonica prolungata nel tempo, iniziata almeno 157 ± 15 ka (sulla base dei dati geocronologici oggi a disposizione) e caratterizzata da periodi di attività alternati a momenti di stasi. In particolare, sulla base dell'attività idrotermale collegata alla fissure-ridge presso le Terme di S. Giovanni è possibile ipotizzare l'esistenza di attività tettonica probabilmente tuttora in atto. La *fissure-ridge*, infatti, si è sviluppata lungo la traccia di una faglia presumibilmente con cinematica normale che ha dislocato un terrazzo fluviale di probabile età pleistocenica, nonché i depositi di travertino collegati con l'attività della sorgente del Bossoleto, la cui età più antica è ipoteticamente riferibile a 24 ± 3 ka (CARRARA *et alii*, 1998) (fig. 38). La faglia lungo la quale si è sviluppata la *fissure-ridge* ha avuto una età necessariamente più recente di 24 ± 3 ka poiché disloca i travertini collegati con l'attività della sorgente del Bossoleto.

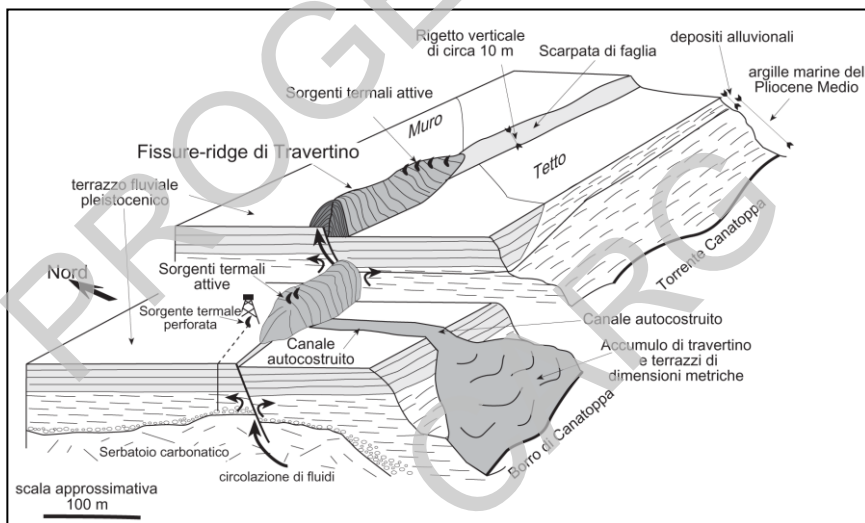


Fig. 38 - Schema che illustra il meccanismo di risalita dei fluidi idrotermali lungo il piano di una faglia che disloca, in superficie, i depositi alluvionali di un terrazzo fluviale pleistocenico e lo sviluppo della fissure-ridge di travertino presso lo stabilimento termale di S. Giovanni.

La circolazione di fluidi, ancora attiva in corrispondenza di tale struttura, conferma che la zona di fratturazione collegata al movimento della faglia è ancora permeabile, implicando l'esistenza di fratture beanti a sostegno dell'attività molto recente della struttura. Questo è confermato dalla dislocazione di travertini che si sono depositati nel Marzo 2003 in

corrispondenza nel margine orientale della *fissure-ridge* e che sono stati interessati da una fessurazione che oggi ha raggiunto i 2 mm.

Per quanto concerne il quadro tettonico a cui sono collegate le manifestazioni idrotermali si può constatare che i depositi di travertino e la maggior parte delle sorgenti termali sono ubicati in corrispondenza dell'intersezione di faglie orientate SW-NE con la faglia di Rapolano e con altre faglie, dirette, orientate circa NNW-SSE (travertini ad est di Serre di Rapolano).

Sulla base di queste osservazioni è possibile ipotizzare che la faglia di Rapolano abbia costituito una condizione necessaria alla risalita dei fluidi idrotermali ma non sufficiente alla loro emergenza. Quest'ultima invece sarebbe stata consentita dalle condizioni di maggior fratturazione in corrispondenza delle zone di intersezione tra la faglia di Rapolano e le faglie riattivate, orientate SW-NE. Queste evidenze confermano l'ipotesi di una attività delle faglie orientate SW-NE prolungata fino al Quaternario, in quanto il travertino si sarebbe depositato più o meno contemporaneamente alla loro attività.

Ulteriori manifestazioni idrotermali sono collegate a faglie orientate circa W-E, come, per esempio, quella lungo la quale si è sviluppata la *fissure-ridge* presso le Terme di S. Giovanni e le faglie che permettono la risalita di CO₂ lungo la Val d'Ambra, riferite, da alcuni autori, alla Linea Arbia -Valmarecchia (LIOTTA, 1991).

3. – RISORSE MINERARIE

A cura di A. Brogi

3.1. - MINERALI DI MANGANESE

Il Foglio 297 “Asciano” comprende un ampio territorio collocato ad est delle Colline Metallifere, lontano dalle note mineralizzazioni a solfuri misti che da secoli hanno rappresentato il centro economico della Toscana. Tuttavia anche in questo territorio, soprattutto nell'area di Rapolano Terme, sono presenti diffuse mineralizzazioni a manganese che hanno avuto una rilevante importanza economica soprattutto durante i due grandi conflitti mondiali. L'attività estrattiva, comunque, ebbe inizio a partire dal 1873 quando fu coltivato il cantiere minerario di Monte Martino (ad est di Serre di Rapolano), nel quale furono realizzate soprattutto trincee e scassi a cielo aperto. La produzione, protratta in un arco di sei anni, fino al 1879, fu di circa 15.000 tonnellate di minerale manganosifero. Agli inizi del 1900 furono intraprese numerose

ricerche anche nei territori limotrifi e furono aperti, così, altri cantieri minerari nella località di La Selva, collocata pochi chilometri a nord di Monte Martino. Con l'inizio della prima Guerra Mondiale riprese l'attività estrattiva nei cantieri di Monte Martino che fornirono minerale di ottima qualità. I lavori terminarono con la fine del conflitto, nel 1918, ma furono ripresi nel periodo autarchico quando furono ottenute nuove concessioni per lo sfruttamento di ulteriori masse mineralizzate presenti nei dintorni di Podere di Sotto (oggi Podere S. Barbara) (Concessione Modanella) e nei dintorni di Podere Buoninsegna (Concessione Poggio S. Cecilia). Con la fine della seconda Guerra Mondiale ogni attività mineraria venne definitivamente interrotta.

Le mineralizzazioni a manganese presenti del territorio di Rapolano Terme interessano i sedimenti argillitici e calcareo-silicei della Scaglia Toscana che costituiscono la parte alta delle argilliti di Brolio. Questo orizzonte stratigrafico, formato da strati di radiolariti scure alle quali si intercalano siltiti più o meno silicee, è caratterizzato dall'abbondanza di ossidi di manganese presenti negli interstrati e nelle fratture. La mineralizzazione mostra aspetti del tutto simili alle mineralizzazioni a manganese presenti in altre parti della Toscana meridionale e che interessano le successioni cretache della Scaglia toscana. Tali mineralizzazioni sono messe in relazione alla circolazione di fluidi collegata con il processo diagenetico che ha determinato l'apporto e la concentrazione di sostanze chimiche in soluzione, già presenti nei sedimenti.

I minerali principali associati alle mineralizzazioni sono gli ossidi di manganese (pirolusite e manganite), gli ossidi ed idrossidi di manganese e ferro. Altri minerali presenti in quantità inferiore sono i carbonati di rame (azzurrite e malachite), i solfuri di ferro e rame (pirite e calcopirite) oltre al quarzo, calcite e gesso.

3.2. - SILICE POLVERULENTA

Si tratta essenzialmente di masse rocciose derivate dall'alterazione di rocce silicee (radiolariti) e siltoso-silicee appartenenti alla Successione Toscana (formazione dei Diaspri e dei Calcari ad Aptici) provocata da fluidi idrotermali che hanno circolato lungo le zone di fratturazione collegate principalmente con l'attività della Faglia di Rapolano (si veda il capitolo VI, paragrafo 2). Tali rocce, discontinue e di spessore variabile, sono state oggetto di attività estrattiva nel periodo compreso tra la fine del XIX e l'inizio del XX secolo. I cantieri di estrazione, caratterizzati da scassi a cielo aperto e modeste gallerie di non oltre 20 metri di profondità, erano collocati immediatamente a sud di Serre di Rapolano, in località Aiaccia, e nei dintorni di Rapolano.

4 - NOTE DI GEOLOGIA URBANA

A cura di A. Costantini & A. Lazzarotto

La formazione del territorio della città di Siena, parzialmente rientrante nell'area del foglio, la distribuzione spaziale delle sorgenti ed il patrimonio ipogeo cittadino sono stati trattati nelle Note Illustrative del Foglio 296 "Siena", in corso di stampa al momento della stesura della presente nota. Qui di seguito si riportano gli ultimi risultati di carattere stratigrafico ottenuti a seguito dell'estensione degli studi condotti nell'abitato cittadino in tempi recenti (PETRONI, 2005; ULIVELLI, 2005; BANCALÀ, 2008) ed i risultati di un progetto di valorizzazione dei geositi allocati nel territorio della città di Siena.

Relativamente agli studi stratigrafici gli autori, avanti elencati, hanno evidenziato che le sequenze di facies negative (*coarsening upward*) nelle quali può essere suddiviso il sottosuolo della città non sono quattro, come precedentemente ipotizzato, ma almeno sette. Dall'alto al basso stratigrafico esse sono state denominate:

- Sequenza dei Cappuccini (VII)
- Sequenza di San Prospero (VI)
- Sequenza del Duomo (V)
- Sequenza del Laterino (IV)
- Sequenza di San Domenico (III)
- Sequenza di Fontebranda (II)
- Sequenza di via Massetana – Romana (I)

In particolare BANCALÀ (2008), a seguito dell'analisi di facies condotta nel settore centro-meridionale dell'abitato senese, ha precisato che le sette sequenze di facies a carattere *shallowing - coarsening upward*, sono simili tra loro nell'architettura deposizionale, nei materiali, nelle strutture sedimentarie, nelle ichnofacies e nella distribuzione stratigrafica degli ambienti deposizionali. Questi si susseguono, all'interno di ciascuna sequenza, secondo un *trend shallowing*, confermato anche dalle caratteristiche del contenuto micropaleontologico dei campioni analizzati. Tutte le sequenze infatti sono costituite da una simile successione di facies e di associazioni di facies che testimoniano come la profondità della colonna d'acqua si sia ridotta durante la loro deposizione di modo che ogni volta si sia passati da un ambiente di mare basso (in genere una *lower shoreface*) ad un ambiente di spiaggia e in alcuni casi ad uno salmastro o dulcicolo.

Ciascuna sequenza, depostasi in continuità di sedimentazione ha carattere regressivo ed è delimitata alla base e al tetto da una superficie di ingressione marina (*flooding surface*) che pone a contatto le facies di spiaggia della

sequenza precedente con quelle di *lower shoreface* della sequenza successiva.

I dati finora acquisiti sulle sequenze di facies studiate suggeriscono che la successione pliocenica senese sia costituita dalla sovrapposizione di almeno 7 parasequenze (*sensu* VAN WAGONER, 1995a, 1995b).

Lo spessore medio delle 7 sequenze di facies, le affinità tra loro riscontrate, suggeriscono che esse siano geneticamente collegate e che possano rappresentare dei cicli marini costieri con ciclicità ad alta frequenza (20-34 Ka).

4.1 - VALORIZZAZIONE DELLA GEODIVERSITÀ SENESE

Prima che il mare abbandonasse definitivamente la zona di Siena, circa 3 milioni di anni fa, si verificarono diverse oscillazioni del livello del mare. In un lasso di tempo in via di precisazione la sua profondità variò almeno sette volte, ciclicamente, da circa 15-20 m allo zero. In corrispondenza di ciascuna delle sette oscillazioni marine si accumularono i sedimenti che dettero origine alle rocce su cui è costruita la città.

E' questa pila di rocce che ha condizionato le caratteristiche del territorio senese, *in primis* quelle idrogeologiche, che tanta importanza hanno avuto per il reperimento della risorsa acqua a Siena.

Quando il mare abbandonò definitivamente la regione, l'acqua salata passò, per così dire, il testimone a quella dolce, che iniziò a "scolpire" i depositi da poco emersi dalle acque.

Le profonde incisioni vallive che si insinuano fin dentro il centro abitato nacquero presumibilmente come piccole e blande zone di impluvio, in corrispondenza delle quali si incanalavano i primi rivoli di acqua piovana. Con il passare del tempo, l'asportazione di roccia esercitata dai corsi d'acqua, unitamente ad altri fenomeni di modellamento dei versanti, hanno determinato approfondimenti, allungamenti ed ampliamenti delle valli.

Quando l'uomo preistorico è arrivato per la prima volta in questa zona ha trovato una situazione morfologica simile a quella attuale nelle grandi linee e diversa, ovviamente, nel dettaglio. Le colline e le valli erano già in fase di avanzata escavazione anche se è plausibile che quest'ultime fossero un po' meno incise e più strette di quelle attuali.

L'acqua piovana che si infiltra nelle arenarie e nei conglomerati permeabili del senese può riemergere, o lungo i versanti, in corrispondenza di intercettamenti di piccole falde o, più copiosamente, nel fondo delle valli, dove, per ovvi motivi altimetrici, più facilmente può essere intercettata la falda principale, quella cioè ubicata in prossimità della superficie di contatto tra le arenarie permeabili soprastanti e le argille impermeabili sottostanti.

Tutto ciò sottolinea in maniera incontrovertibile come le caratteristiche geologiche, derivanti dalla storia geologica cui è andato soggetto il territorio, abbiano condizionato le caratteristiche morfologiche ed idrogeologiche e quindi l'operato dell'uomo.

4.2. - I GEOSITI SENESI

Come tutti i territori del nostro pianeta, anche quello senese, deve la sua conformazione a vicende geologiche accadute in un passato più o meno remoto, ovvero al susseguirsi di episodi di formazione dei corpi rocciosi, seguiti da momenti di deformazione ed erosione degli stessi. Tali vicende sono tutte chiaramente "scritte" nelle rocce presenti nel nostro territorio. Se infatti le "leggiamo" dalla più antica alla più recente, esse ci "raccontano", ad esempio, di bacini marini, di vecchie linee di costa di milioni di anni fa e ci fanno capire il perché di certe caratteristiche morfologiche. Ad esempio ci "informano" che elementi fisiografici di grande spicco come il Monte Amiata, i rilievi del Chianti, le Crete senesi, etc., sono lì per un preciso motivo.

In Natura nulla accade per caso. Se esistono allora elementi unici del paesaggio, come quelli elencati prima, uniche debbono anche essere le vicende geologiche che hanno portato alla loro formazione. In altre parole ogni territorio, spesso, costituisce un *unicum* dal punto di vista geologico, presentandosi, almeno per alcuni aspetti, diverso da tutti gli altri. Esiste allora una diversità geologica (**geodiversità**), caratteristica del territorio da prendere in considerazione insieme alla più conosciuta biodiversità.

Come detto la storia geologica responsabile della costituzione del nostro territorio è stata scritta sulle rocce dalla Natura nel corso di milioni di anni. Ma come un codice antico che abbia subito danneggiamenti e mutilazioni, anche i nostri corpi rocciosi sono andati soggetti ad erosioni ed asportazioni; pertanto non tutte le pagine di questa lunga storia sono giunte fino a noi. Fra quelle rimaste, alcune sono più belle ed interessanti di altre e costituiscono dei veri Monumenti della Natura; pagine uniche ed irripetibili per il loro valore scientifico, didattico ed educativo: **i geositi**.

Essendo pagine importanti della storia del territorio, giustamente devono essere tutelate come faremmo con un significativo documento storico.

La loro individuazione e conservazione costituisce allora una concreta forma di valorizzazione del territorio il quale, oltre ad essere percorso e visto, viene anche "osservato e capito" nella sua realtà di ambiente dinamico che si è modificato in passato e si modifica tuttora. La bellezza, il fascino ed il richiamo dei luoghi ne risultano allora accresciuti perché se ne capiscono le ragioni.

4.2.1. - *I geositi presenti nell'abitato di Siena*

Nella città di Siena i principali affioramenti rocciosi si rinvengono nella parte meridionale dove per motivi morfologici sono presenti le valli più incise (Pescaia, Fontebranda, Riluogo). In loro corrispondenza alte balze, prevalentemente costituite da arenarie, mostrano le testimonianze dell'esistenza del mare pliocenico e di come la profondità di questo sia variata nel corso dei millenni.

Non mancano affioramenti anche in piena città, come lo splendido conglomerato di Piazza S. Giovanni, o della Piaggia della morte, o come la spiaggia fossile di Porta S. Marco, o, infine, il sistema di faglie lungo la strada che da Porta S. Marco conduce a colonna S. Marco.

Tuttavia le più continue esposizioni rocciose si rinvengono nel sottosuolo dell'abitato di Siena, in corrispondenza di alcune importanti cavità e degli splendidi cunicoli medievali dei Bottini.

Come affermato in precedenza ogni affioramento costituisce una pagina del grande libro della storia geologica senese. Le migliori pagine di tale libro (geositi) vanno conservate, valorizzate e rese fruibili al pubblico per soddisfare a plurime esigenze di conoscenza, divulgazione scientifica e valorizzazione del territorio.

Geositi in affioramento

Conglomerato di Piazza S. Giovanni (fig. 39)

Arenarie laminate di Porta S. Marco

Sistema di faglie tra porta S. Marco e colonna S. Marco

Balza della scalinata di S. Domenico

Balza della strada delle Grotte (fig. 40)

Geositi in sottosuolo

Le esposizioni rocciose visibili in corrispondenza di alcune cavità (ad esempio quelle sotto il Santa Maria della Scala, il palazzo dell'Amministrazione Provinciale, il Palazzo Pubblico) e soprattutto dei cunicoli degli acquedotti medievali dei Bottini (l'intera rete dei Bottini è da considerarsi un geosito) ci forniscono il privilegio di analizzare i corpi rocciosi seguendoli per rilevanti estensioni orizzontali. Ciò in particolare permette di verificare i rapporti laterali intercorsi tra i vari ambienti di sedimentazione e quindi ricostruire, ad un tempo definito, la vecchia geografia di quel lontano periodo. Inoltre il rinvenimento delle faglie che hanno disarticolato i corpi rocciosi senesi ci prova dove e come essi siano stati oggetto di sollecitazioni tettoniche, cui hanno risposto con rotture.

Infine i tratti in roccia delle cavità e dei Bottini, ci permettono di apprezzare il reale stato di salute del sottosuolo con importanti ricadute pratiche per la collettività.



Fig. 39 - Conglomerato di Piazza S. Giovanni. Conglomerato con ciottoli appiattiti di upper beach sovrapposto a conglomerato con ciottoli subsferici di lower beach.



Fig. 40 - Strada delle Grotte. E' esposta la sequenza di S. Domenico depositata in concomitanza di un progressivo assottigliamento della colonna dell'acqua.

APPENDICE

Elenco dei microfossili citati nel testo della stratigrafia del Neogene e relativi Autori.

Foraminiferi bentonici e planctonici

- Ammonia beccarii* (LINNEO, 1758)
Ammonia beccarii tepida CUSHMAN (1926)
Anomalinooides helycinus (COSTA, 1857)
Asterigerinata planorbis (D'ORBIGNY, 1846)
Aubignyna perlucida (HERON-ALLEN & EARLAND, 1913)
Bigenerina nodosaria D'ORBIGNY (1826)
Bolivina punctata D'ORBIGNY (1839)
Bulimina costata D'ORBIGNY (1852)
Bulimina marginata D'ORBIGNY (1826)
Cassidulina neocarinata THALMANN (1950)
Cibicides lobatulus (WALKER & JACOB, 1798)
Cibicides refulgens DE MONTFORT (1808)
Cibicoides pseudoungerianus (CUSHMAN, 1922)
Criboelphidium decipiens (COSTA, 1856)
Cribrononion advenum (CUSHMAN, 1922)
Elphidium crispum (LINNEO, 1758)
Florilus boueanus (D'ORBIGNY, 1846)
Fursenkoina schraebersiana (CZIZEK, 1848)
Globigerina apertura CUSHMAN (1918)
Globigerina bulloides D'ORBIGNY (1826)
Globigerina falconensis BLOW (1959)
Globigerinita glutinata (EGGER, 1895)
Globigerinoides elongatus (D'ORBIGNY, 1826)
Globigerinoides extremus BOLLI & BERMUDEZ (1965)
Globobulimina affinis (D'ORBIGNY, 1839)
Globorotalia aemiliana COLALONGO & SARTONI (1967)
Globorotalia bononiensis DONDI (1963)
Globorotalia crassaformis (GALLOWEY & WISSLER, 1927)
Globorotalia margaritae BOLLI & BERMUDEZ (1965)
Globorotalia puncticulata (DESHAYES, 1832)
Globoturborotalita apertura (CUSHMAN, 1918)
Globoturborotalita decoraperta (TAKAYANAGI & SAITO, 1962)
Gyroldina soldanii (D'ORBIGNY, 1826)

Heterolepa bellincionii (GIANNINI & TAVANI, 1960)
Hoeglundina elegans (D'ORBIGNY, 1826)
Melonis padanum (PERCONIG, 1952)
Melonis soldanii (D'ORBIGNY, 1846)
Orbulina universa D'ORBIGNY, 1839
Oridorsalis stellatus (SILVESTRI, 1898)
Planulina ariminensis D'ORBIGNY (1826)
Protelphidium granosum (D'ORBIGNY, 1846)
Pullenia bulloides (D'ORBIGNY, 1846)
Reussella spinulosa (REUSS, 1850)
Siphonina reticulata (CZIZEK, 1848)
Sigmoilopsis celata (COSTA, 1855)
Sphaeroidina bulloides D'ORBIGNY (1826)
Textularia jugosa BRADY (1884)
Turborotalita quinqueloba (NATLAND, 1938)
Uvigerina peregrina CUSHMAN (1923)
Valvulineria complanata (D'ORBIGNY, 1846)

Nannofossili calcarei

Calcidiscus leptoporus (MURRAY & BLACKMAN, 1898) LOEBLICH & TAPPAN (1978)
Calcidiscus macintyreii (BUKRY & BRAMLETTE, 1969) LOEBLICH & TAPPAN (1978)
Coccolithus pelagicus (WALLICH, 1877) SCHILLER (1930)
Crenalithus dornicoides (BLACK & BARNES, 1961) ROTH (1973)
Cricolithus jonesi COHEN (1965)
Discoaster pentaradiatus TAN (1927) BRAMLETTE & RIEDEL (1954)
Discoaster surculus MARTINI & BRAMLETTE (1963)
Discoaster tamalis KAMPTNER (1967)
Geminilithella rotula (KAMPTNER, 1956) BACKMAN (1980)
Gephyrocapsa KAMPTNER (1943)
Helicosphaera carteri (WALLICH, 1877) KAMPTNER (1954)
Helicosphaera sellii BUKRY & BRAMLETTE (1969)
Pontosphaera japonica (TAKAYAMA, 1967) NISHIDA (1971)
Pontosphaera multipora (KAMPTNER, 1948) ROTH (1970)
Pseudoemiliana lacunosa (KAMPTNER, 1963) GARTNER (1969)
Reticulofenestra pseudoumbilica (GARTNER, 1967) GARTNER (1969)
Rhabdosphaera procera MARTINI (1969)
Umbilicosphaera sibogae (WEBER-VAN BOSSE, 1901) GAARDER (1970)

Ostracodi

Amnicythere propinqua (LIVENTAL, 1929)

Euxinocythere prebaquana (LIVENTAL, 1929)

Loxoconcha djaffarovi SCHNEIDER (1956)

Tyrrhenocythere ruggierii DEVOTO (1967)

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- A.A.T.O 6 (1998) – *Valutazione del bilancio idrico ed idrogeologico dell'Ambito Territoriale Ottimale n°6 "Ombrone": relazione finale*. Rapporto inedito a cura del Dip. Sc. Terra, Università di Siena: pp.6.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. & SAGRI M. (1970) – *Introduction to the geology of the northern Apennines*. In: "Development of the northern Apennines geosyncline." *Sediment. Geol.*, **4** (Spec. Issue): 207-249.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) – *The eugeosynclinal sequence*. *Sediment. Geol.*, **4**: 251-340.
- ACOCELLA V. (2000) – *Space accommodation by roof lifting during pluton emplacement at Amiata (Italy)*. *Terra Nova*, **12**: 149-155.
- ALDINUCCI M., GHINASSI M. & SANDRELLI F. (2007) – *Tectonic and climatic signature of a Late Pliocene valley (Siena Basin, Northern Apennines – Italy)*. *Journ. Sedim. Res.* **77**: 398-414.
- ALTUNEL E. (2005) - *Travertines: neotectonic indicators*. In: OZKUL M., YAGIZ S. & JONES B. (Eds.): *Proceedings of 1st International Symposium on Travertine*, September 21-25, 2005, Denizli-Turkey: 105-106, Kozan Offset, Ankara.
- ALTUNEL E. & HANCOCK P.L. (1993a) – *Morphology and structural setting of Quaternary travertines at Pamukkale, Turkey*. *Geological Journal*, **28**: 335-346.
- ALTUNEL E. & HANCOCK P.L. (1993b) - *Active fissuring and faulting in Quaternary travertines at Pamukkale, western Turkey*. *Z.Geomorph.N.F.*, **94**: 285-302.
- AMBROSETTI P., CARBONI M.G., CONTI M.A., COSTANTINI A., ESU D., GANDIN A., GIROTTI O., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., NICOSIA U., PARISI G. & SANDRELLI F. (1979) – *Evoluzione paleogeografica e tettonica dei bacini tosco-umbro-laziali nel Pliocene e nel Pleistocene Inferiore*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **19**: 573-580.
- AQUÈ R. & BROGI A. (2002) - *La Dorsale Monti del Chianti – Monte Cetona nel quadro evolutivo della Catena Appenninica settentrionale: tettonica polifasata nella trasversale Trequanda – Sinlunga (Toscana meridionale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **121**: 365-376.
- ATABEY E. (2002) - *The formation of fissure ridge type laminated travertine-tufa deposits: microscopical characteristics and diagenesis, Kirşehir, central Anatolia*. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, **123-124**: 59-65.
- BALDACCIO F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) – *Nuove osservazioni sul problema della Falda toscana e sulla interpretazione dei Flysch arenacei di tipo "Macigno" dell'Appennino settentrionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **6**: 213-244.
- BALDI P., BERTINI G., CAMELI G.M., DECANDIA F.A., DINI I., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1994) – *Tettonica distensiva post-collisionale nell'area geotermica di Larderello (Toscana meridionale)*. *Studi Geologici Camerti*. Vol. Spec. **1**: 183-193.
- BAMBINI A.M., BROGI A., CORNAMUSINI G., COSTANTINI A. & LAZZAROTTO A. (2009) – *Nuovi dati litostratigrafici e biostratigrafici sulla Scaglia toscana nella Toscana meridionale (area di Rapolano Terme)*. *Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.)*, **128** (3):669-693.
- BAMBINI A.M., BROGI A., CORNAMUSINI G., COSTANTINI A. , FORESI L.M. & LAZZAROTTO A. (2010) – *Geologia dell'area di Rapolano Terme in Provincia di Siena (Appennino Settentrionale)*. *Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.)*, **129** (3).
- BANCALÀ G. (2008) - *Analisi di facies delle parasequenze plioceniche senesi*. Università di Siena, Tesi di Laurea Specialistica: pp. 151.
- BARAZZUOLI P., CENSINI G., COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., MICHELUCCHINI M., SALLEOLINI M., SALVADORI L. & SANDRELLI F. (1986) – *Studi geologici, idrogeologici e geofisici in un'area comprendente le emergenze termali dell'Acqua Borra*. In: "Sulle risorse geotermiche nella parte settentrionale del Bacino di Siena." CNR – PFE – SEG, **SI 4**: 191-201.
- BARAZZUOLI P., COSTANTINI A., FONDI R., GANDIN A., GHEZZO C., LAZZAROTTO A., MICHELUCCHINI M., SALLEOLINI M. & SALVADORI L. (1988) – *I travertini di Rapolano Terme*

- sotto il profilo geologico e geologico-tecnico. In: "Il Travertino di Siena". Al.Sa.Ba. Grafiche. Siena.
- BARAZZUOLI P., COSTANTINI A., GRASSI S., LAZZAROTTO A., MICHELUCCINI M., PIANTELLI F., SALLEOLINI M., SANDRELLI F., SQUARCI P., TAFFI L. & VERONESI C. (1987) – *L'energia geotermica in Provincia di Siena*. Dip. Sc. Terra, Università di Siena – Amm. Prov. Siena: pp. 201.
- BARAZZUOLI P., IZZO S., MENICORI P., MICHELUCCINI M. & SALLEOLINI M. (1991) - *Un esempio di acquifero superficiale alimentato da acqua termale (Rapolano Terme, Siena)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 3-14.
- BARAZZUOLI P. & MICHELUCCINI M. (1982) – *Studio delle risorse idriche del bacino del Fiume Cornia*. Centro offset, Siena: pp. 64.
- BARAZZUOLI P. & SALLEOLINI M. (1993) – *L'acqua: risorsa, rischio e pianificazione*. Monte dei Paschi Siena, Pizzi Ed., Milano: 173-246.
- BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., COSTANTINI A., FEDERICI P.R., GASPERI G., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZANTI R., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI F., VERCESI P.L., GASTALDINI D. & FRANCAVILLA F. (1983) – *Carta neotettonica dell'Appennino settentrionale. Note Illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., **101** (4) (1982): 523-552.
- BATINI F., BERTINI G., GIANELLI G., PANDELI E., PUXEDDU M. & VILLA I. (1985) – *Deep structure, age and evolution of the Larderello-Travale geothermal field*. Geothermal Res. Comm. Transaction, **9**: 1-7.
- BATINI F., BROGI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & PANDELI E. (2003) – *Geological features of Larderello-Travale and Monte Amiata geothermal areas (Southern Tuscany, Italy)*. Episodes, **26**: 239-244.
- BATINI F., BURGASSI P.D., CAMELI G.M., NICOLICH R. & SQUARCI P. (1978) - *Contribution to the study of the deep lithospheric profiles: Deep reflecting horizons in Larderello-Travale Geothermal field*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 477-484.
- BERTINI G., CAMELI G.M., COSTANTINI A., DECANDIA F.A., DI FILIPPO M., DINI I., ELTER F.M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) – *Struttura geologica fra i monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana meridionale): stato attuale delle conoscenze e problematiche*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. **1** (1991): 155-178.
- BOCCALETTI M., BONINI M., MORATTI G. & SANI F. (1999) - *Compressive Neogene-Quaternary tectonics in the hinterland area of the Northern Apennines*. J. Petr. Geol., **22** (4): 37-60.
- 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** (1980): 359-374.
- BOCCALETTI M. & MANETTI P. (1972) – *Caratteri sedimentologici del Calcare massiccio della Toscana a sud dell'Arno*. Boll. Soc. Geol. It., **91**: 559-582.
- BONINI M. (1999) – *Basement controlled Neogene polyphase cover thrusting and basin development along the Chianti Mountains ridge (Northern Apennines, Italy)*. Geol. Mag., **136** (2): 133-152.
- BONINI M., BOCCALETTI M., MORATTI M. & SANI F. (2001) - *Neogene crustal shortening and basin evolution in Tuscany (Northern Apennines)*. Ofioliti, **26**: 275-286.
- 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): 1- 35.
- BORTOLOTTI V. (1962) – *Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte – Alberese*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (2): 225-314.
- BORTOLOTTI V. (1965) – *Nota illustrativa della carta della distribuzione geografica della Formazione di Monte Morello (Alberese)*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (4) (1964): 157-190.
- BOSSIO A., CERRI R., COSTANTINI A., GANDIN A., LAZZAROTTO A., MAGI M., MAZZANTI R., MAZZEI R., SAGRI M., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1992) – *I bacini distensivi neogenici e quaternari della Toscana*. 76° Riun. Est. SGI: Guida alle escursioni: 199-277.

- BOSSIO A., COSTANTINI A., FORESI L.M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1995) – *Studi preliminari sul sollevamento della Toscana meridionale dopo il Pliocene medio*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec., 1995/1: 87-92.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1993) – *Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del Neautoctono toscano*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 17-98.
- BOSSIO A., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (2000) – *Geologia dell'area compresa tra Siena, Poggibonsi e Castellina in Chianti (Prov. di Siena)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **107**: 69-85.
- BOSSIO A., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (2002) – *Geologia dell'area compresa tra Siena e Poggibonsi ("Bacino del Casino")*. Atti Soc. Tosc. Nat., Mem. Ser. A, **107**: 69-86.
- BROGI A. (2002) - *Relazione tra strutture distensive neogenico-quadernarie ed i depositi di travertino nell'area di Rapolano Terme (Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **43**: 41-54.
- BROGI A. (2004a) - *Assetto geologico del nucleo di Falda Toscana affiorante nel settore occidentale del Monte Amiata (Appennino Settentrionale): strutture pre- e sin- collisionali relitte preservate durante lo sviluppo della tettonica distensiva post-collisionale*. Boll. Soc. Geol. It., **123**: 443-461.
- BROGI A. (2004b) - *Miocene extension in the inner Northern Apennines: the Tuscan Nappe megaboudins in the Mt. Amiata geothermal area and their influence on Neogene sedimentation*. Boll. Soc. Geol. It., **123**: 513-529.
- BROGI A. (2004c) - *Miocene low-angle detachments and upper crust megaboudinage in the Mt. Amiata geothermal area (Northern Apennines, Italy)*. Geodinamica Acta, **17**: 375-387.
- BROGI A. (2004d) – *Faults linkage, damage rocks and hydrothermal fluid circulation: tectonic interpretation of the Rapolano Terme travertines (southern Tuscany, Italy) in the context of Northern Apennines Neogene-Quaternary extension*. Eclogae Geologicae Helvetiae, **97**: 307-320.
- BROGI A. (2006) – *Neogene extension in the Northern Apennines (Italy): insights from the southern part of the Mt. Amiata geothermal area*. Geodinamica Acta, **19**: 33-50.
- BROGI A. (2008a) – *The structure of the Monte Amiata volcano-geothermal area (Northern Apennines, Italy): Neogene-Quaternary compression versus extension*. Doi:10.1007/s00531-007-0191-1.
- BROGI A. (2008b) – *Fault zone architecture and permeability features in siliceous sedimentary rocks: insights from the Rapolano geothermal area (Northern Apennines, Italy)*. Journal Structural Geology, **30**: 237-256.
- BROGI A., CAPEZZUOLI E., AQUÉ R., BRANCA M. & VOLTAGGIO M. (2010) – *Studying travertines for neotectonics investigations: Middle-Late Pleistocene syn-tectonic travertine deposition at Serre di Rapolano (Northern Apennines, Italy)*. Int. J. Earth Sci (Geol. Rundsch), **99**: 107-124.
- BROGI A., CAPEZZUOLI E. & GANDINI A. (2008) – *I travertini delle Terme di S. Giovanni (Rapolano Terme, Appennino Settentrionale) e loro implicazione neotettonica*. Il Quaternario, **20** (2): 1383-1398.
- BROGI A., CORNAMUSINI G., COSTANTINI A., DI VINCENZO G. & LAZZAROTTO A. (2000a) – *Cretaceous volcanism of the southern Tuscany: record of volcanic bodies from Tuscan succession of Rapolano Terme*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 329-337.
- BROGI A., CORNAMUSINI G., COSTANTINI A., DI VINCENZO G. & LAZZAROTTO A. (2000b) – *Vulcanismo cretacico della Toscana meridionale: nuovi dati geologici e geocronologici dei corpi vulcanici di Castiglioncello del Trinoro (Siena)*. 80^a Riun. Estiva S.G.I. – Trieste 6-8 settembre 2000: 105-106.
- BROGI A., COSTANTINI A. & LAZZAROTTO A. (1999) – *Carta geologica dell'area di Rapolano Terme*. S.El.Ca Firenze.

- BROGI A., COSTANTINI A. & LAZZAROTTO A. (2002) – *Structural setting of the Rapolano-Trequanda Ridge (southern Tuscany, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec.1: 757-767.
- BROGI A., GHINASSI M., ALDINUCCI M., BAMBINI A.M & FORESI L.M. (2005c) - *New constraints for age determination of the Pliocene normal faults affecting the Rapolano-Trequanda ridge (Southern Tuscany)*. Rend. Soc. Geol. It., **1** (2005), Nuova Serie: 34-35.
- BROGI A., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (2005a) – *Results of the CROP18 Project*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. **3**/2005: pp. 236.
- BROGI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., CROP-18 WORKING GROUP (2005b) - *Structural features of southern Tuscany and geological interpretation of the CROP 18 Seismic Reflection Survey (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **3**: 213-236.
- BROGI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., NICOLICH R. & RANALLI G. (2003b) – *L'orizzonte K nella crosta dell'area geotermica di Larderello (Toscana meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **122**: 103-116.
- BROGI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & RANALLI G. (2003a) – *Extensional shear zones as imaged by reflection seismic lines: the Larderello geothermal field (Central Italy)*. Tectonophysics, **363**: 127-139.
- BROGI A. & LIOTTA D. (2006) – *Understanding the crustal structures of southern Tuscany: the contribution of the CROP18 Project*. Boll. Geof. Teor. Appl., **47**: 401-423.
- BROGI A. & CAPEZZUOLI E. (2008) – *Travertine deposition and faulting: the fault-related travertine fissure-ridge at Terme S.Giovanni, Rapolano Terme (Italy)*. International Journal of Earth Sciences, doi:10.1007/s00531-007-0290-z.
- BROGI A. & LIOTTA D. (2008) – *Highly extended terrains, lateral segmentation of the substratum, and basin development: the Middle-Late Miocene Radicondoli Basin (inner Northern Apennines, Italy)*. Tectonics, doi:10.1029/2007TC002188, 2008.
- BRUNET C., MONIE P., JOLIVET L. & CADET J.P. (2000) – *Migration of compression and extension in the Tyrrhenian sea, insights from 40Ar/39Ar ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany*. Tectonophysics, **321**: 127-155.
- BUTLER R.W.H. & GRASSO M. (1993) - *Tectonic controls on base-level variations and depositional sequences within thrust-top and foreland basins: examples from the Neogene thrust belt of central Italy*. Basin Research, **5**: 137-151.
- ÇAKIR Z. (1999) - *Along-strike discontinuity of active normal faults and its influence on Quaternary travertine deposition: examples from Western Turkey*. Turkish Journal of Earth Sciences, **8**: 67-80.
- CAMELI G.M., DINI I. & LIOTTA D. (1993) – *Upper crustal structure of the Larderello geothermal field as a feature of post-collisional extensional tectonics (southern Tuscany, Italy)*. Tectonophysics, **224**: 413-423.
- CAMELI G.M., DINI I. & LIOTTA D. (1998) – *Brittle/ductile boundary from seismic reflection lines of southern Tuscany (Northern Apennines, Italy)*. Mem. Soc. Geol., It., **52**: 153-162.
- CANUTI P., FOCARDI P. & SESTINI G. (1965) – *Stratigrafia, correlazioni e genesi degli Scisti Policromi dei Monti del Chianti (Toscana)*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (6): 93-166.
- CANUTI P. & MARCUCCI M. (1967) – *Lacune della Serie Toscana. – IV Osservazioni sui rapporti stratigrafici tra Maiolica e Scisti Policromi nella Toscana centro-meridionale (Area di Rapolano)*. Boll. Soc. Geol. It., **86** (4): 809-818.
- CARIMATI R., GOSSEMBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) – *Catalogo delle unità formazionali italiane*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 343-542.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., KLIGFIELD R., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & MECCHERI M. (2001) – *Inner Northern Apennines*. In: GIAN BATTISTA VAI & I. PETER MARTINI (Eds.): "Anatomy of an Orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean Basins", Kluwer Academic.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., OGGIANO G. & TAVARNELLI E. (1995) – *Relazioni tra il Bacino Balearico, il Tirreno*

- Settentrionale e l'evoluzione neogenica dell'Appennino Settentrionale*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **1**: 255-268.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & MECCHERI M. (1994) – *Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, **238**: 295-315.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) – *Crustal extension in the Northern Apennines: transition from compression to extension in the Alpi Apuane Core Complex*. Tectonics, **9**: 1275-1303.
- CARRARA C., CIUFFARELLA L. & PAGANIN G. (1998) - *Inquadramento geomorfologico e climatico-ambientale dei travertini di Rapolano Terme (SI)*. Il Quaternario, **11**: 319-329.
- CASTELLUCCI P. & CORNAGGIA F. (1980) – *Gli olistostromi nel Macigno dei Monti del Chianti: analisi stratigrafico-strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 171-180.
- CHAFETZ H.S. & FOLK R.L. (1984) - *Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents*. J. Sedim. Petrol., **54**: 289-316.
- CHAFETZ H.S., RUSH F. & UTECH N.M. (1991) - *Microenvironmental controls on mineralogy and habit of CaCO₃ precipitates: An example from an active travertine system*. Sedimentology, **38**: 107-126.
- CIARAPICA G., CIRILLI S., PASSERI L., TRINCIANTI E. & ZANINETTI L. (1987) – “*Anidriti di Burano*” et “*Formation du Monte Cetona*” (nouvelle formation), biostratigraphie de deux series-types du Trias superieur dans l'Apennin septentrional. Revue de Pal., **6** (2): 341-409.
- CIPRIANI N., ERCOLI A., MALESANI P. & VANNUCCI S. (1972) – *I travertini di Rapolano Terme (Siena)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 31-46.
- CIPRIANI N., MALESANI P. & VANNUCCI S. (1977) – *I travertini dell'Italia Centrale*. Boll. Serv. Geol. It., **98**: 85-115.
- CITA M.B. (1975) – *Studi sul Pliocene e gli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VIII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record: a revision*. Riv. Ital. Pal. Strat., **81**: 527-544.
- CORNAMUSINI G. (1998) – *Evoluzione sedimentaria dell'avanfossa oligo-miocenica dell'Appennino settentrionale*. Tesi Dott., Università di Siena: pp. 252.
- CORNAMUSINI G. (2002) – *Compositional evolution of the Macigno Fm. of southern Tuscany along a transect from the Tuscan coast to the Chianti Hills*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. **1**: 365-374.
- CORNAMUSINI G. (2004) – *Evoluzione deposizionali di un settore del sistema catena-avanfossa dell'Appennino settentrionale: stratigrafia fisica e sedimentologia nel Macigno della Toscana meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **123**: 201-227.
- COSTA E., DI GIULIO A., PLESI G., VILLA G. & PALDINI G. (1997) – *I flysch oligo-miocenici della trasversale Toscana meridionale-Casentino: dati biostratigrafici e petrografici*. Atti Tic. Sc. Terra, **39**: 281-302.
- COSTANTINI A., DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZEI R., PASCUCCI V., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (2009) – *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1.50.000: Foglio 296 – Siena*. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- COSTANTINI A., ELTER F.M., PANDELI E., PASCUCCI V. & SANDRELLI F. (2002a) – *Geologia dell'area di Boccheggiano e Serrabottini (Colline metallifere, Toscana meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **121**: 35-49.
- COSTANTINI A., GANDIN A., GUASPARRI G., MAZZANTI R., LAZZAROTTO A. & SANDRELLI F. (1980) – *Neotettonica dei fogli: 111 Livorno - 112 Volterra - 113 Castelfiorentino - 119 Massa Marittima - 120 Siena - 121 Montepulciano - 126 Isola d'Elba - 127 Piombino - 128 Grosseto - 129 S.Fiora*. Contr. Prel. Carta Neotett.It., P.F.G., **356**: 1075-1186.
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2002b) – *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1.50.000: Foglio 306 – Massa Marittima*. Serv. Geol. d'Italia, Roma.

- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., MACCANTELLI M., MAZZANTI R., SANDRELLI F. & TAVARNELLI E. (1995) - *Geologia della Provincia di Livorno a Sud del Fiume Cecina*. Suppl. n. 2 Quad. Mus. Stor. Nat. di Livorno, **13** (1993): 1-164.
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A. & PANDELI E. (1993) - *Le successioni del "Macigno" nell'area a sud del M. Cetona (Toscana)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 305-313.
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A. & SANDRELLI F. (1982) - *Conoscenze geologico strutturali*. In: "Il Graben di Siena." CNR-PFE-RF **9**: 11-32.
- CUREWITZ D. & KARSON J.A. (1997) - *Structural settings of hydrothermal outflow: fracture permeability maintained by fault propagation and interaction*. Journ. Volcan. and Geother. Res., **79**: 149-168.
- CUSCANI POLITI P. (1963a) - *Resti di "Rhinoceros (Dicerorhinus) etruscus" rinvenuti nel Pliocene del Senese*. Atti Acc. Fisiocr., Sez. Agr., Ser. II, **10** (estratto): 1- 46.
- CUSCANI POLITI P. (1963b) - *Prove paleontologiche della pliocenicità della formazione argillosa in cui sono stati rinvenuti resti di "Rhinoceros etruscus" nel Senese*. Atti Acc. Fisiocr., Sez. Agr., Ser. II, **10** (estratto): 1- 56.
- CUSCANI POLITI P. (1978) - *Aggiunta alla malacofauna delle argille plioceniche a "Rhinoceros (Dicerorhinus) etruscus" di Castelnuovo Berardenga Scalo nei pressi di Siena (Toscana)*. Atti Acc. Fisiocr., Ser. XIV, **10**: 33-77.
- DALLMAYER R.D., DECANDIA F.A., ELTER F.M., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1995) - *Il sollevamento della crosta nel quadro della tettonica post-collisionale dell'Appennino Settentrionale: nuovi dati dall'area di Larderello (Toscana Meridionale)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., 1995/1: 337-347.
- DECANDIA F.A. & LAZZAROTTO A. (1972) - *Ritrovamento di macroforaminiferi oligocenici nella parte inferiore del Macigno del Chianti in località Farnetella (Siena)*. Boll. Soc. Geol. It., **91**: 511-521.
- DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1993) - *La "Serie ridotta" nel quadro dell'evoluzione geologica della Toscana meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 181-190.
- DEINO A., KELLER J.V.A., MINELLI G. & PIALLI P. (1992) - *Datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del metamorfismo dell'unità di Ortano-Rio Marina (Isola d'Elba): risultati preliminari*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., 1992/2: 187-192.
- DE STEFANI C. (1877) - *Descrizione degli strati pliocenici dei dintorni di Siena*. Boll. R. Com. Geol. It., **8**.
- DE STEFANI C. & PANTANELLI D. (1878) - *Molluschi pliocenici dei dintorni di Siena*. Boll. Soc. Malac. It., **4**.
- DINI A., GIANELLI G., PUXEDDU M. & RUGGERI G. (2005) - *Origin and evolution of Pliocene-Pleistocene granites Larderello geothermal field (Tuscan Magmatic Province)*. Lithos, **81**: 1-31.
- DISPERATI L. & LIOTTA D. (1998) - *Estimating uplift of clay-filled extensional basins through the porosity-depth curve: the case of the Radicofani Basin (Italy)*. Annales Tectonicae, **XII**(1-2): 162-176.
- DU J., LIU C., FU B., NINOMIYA Y., ZHANG Y., WANG C., WANG H. & SUN Z. (2005) - *Variations of geothermometry and chemical-isotopic compositions of hot spring fluids in the Rehai geothermal field, southwestern China*. Journ. Volcan. Geotherm. Res., **142**: 243- 261.
- ELTER P. (1960) - *I lineamenti tettonici dell'Appennino a Nord Ovest delle Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **79** (2): 273-308.
- ELTER F.M. & SANDRELLI F. (1994) - *La fase post-nappe della Toscana meridionale: nuova interpretazione sull'evoluzione dell'Appennino settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, **37**: 173-193.
- ELTER F.M. & SANDRELLI F. (1995) - *Inquadramento strutturale dei Monti del Chianti*. Boll. Soc. Geol. It., **14**: 537-547.
- ESU D. & GIROTTI O. (1991) - *Late Pliocene and Pleistocene assemblage of continental molluscs in Italy. A survey*. Il Quaternario, **4**: 137-150.

- FABIANI F., GIAMELLO M., GUASPARRI G., SABATINI G. & SCALA A. (2002) – *I materiali lapidei dell'architettura senese: l'arenaria pliocenica ("tufo impietrito")*. Nuova Immagine, Siena: pp. 71.
- FAZZINI P., MANTOVANI M.P. & PAREA G.C. (1968) – *Ricerche sul Mesozoico della Toscana a sud dell'Arno*. Mem. Soc. Geol. It., **7**(2): 129-193.
- FAZZUOLI M., PANDELI E. & SANDRELLI F. (1996) – *Nuovi dati litostratigrafici sulla Scaglia Toscana (Scisti policromi) dei Monti del Chianti (Appennino Settentrionale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **103**: 95-104.
- FINETTI I.R. (2006) – *Basic regional crustal setting and superimposed local pluton-intrusion related tectonics in the Larderello-M. Amiata geothermal province, from integrated CROP seismic data*. Boll. Soc. Geol. It., **125**: 117-146.
- FINETTI I.R., BOCCALETTI M., BONINI M., DEL BEN A., GELETTI R., PIPAN M. & SANI F. (2001) – *Crustal section based on CROP seismic data across the North Tyrrhenian–Northern Apennines–Adriatic Sea*. Tectonophysics, **343**: 135-163.
- FOLK R., CHAFETZ H.S. & TIEZZI P.A. (1985) – *Bizarre forms of depositional and diagenetic calcite in hot-spring travertines, Central Italy*. In: N. SCHNEIDERMAN & P. HARRIS (Eds): "The Biology of Blue-Green Algae". Oxford, Blackwell Scientific Publication: 434-472.
- FONDI R. (1991) – *Le collezioni paleontologiche*. In: *L'Accademia dei Fisiocritici di Siena*. Guida ai Musei. Ed. Donchisciotte, Siena: 37-102.
- FORD T.P. & PEDLEY H.M. (1996) – *A review of tufa and travertine deposits of the world*. Earth-Science Reviews, **41**: 117-175.
- FORESI L.M., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2002) – *Appendice: schema di biostratigrafia integrata a plancton calcareo per il Neogene-Quaternario*. In: A. BOSSIO, R. MAZZEI, B. MONTEFORTI & G. SALVATORINI (2002) – *Note illustrative alla Carta geologica della zona di S. Maria di Lèuca*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Serie A (2000-2001), **107**: 97-163.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) – *Latest Oligocene to Early Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropal., **42** (1): 1-36.
- FOUKE B.W., FARMER J.D., DES MARAIS D.J., PRATT L., STURCHIO N.C., BURNS P.C. & DISCIPLINO M.K. (2000) – *Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot spring (Angel Terrace, Mammoth Hot Spring, Yellowstone National Park, U.S.A.)*. Journ. Sediment. Res., **70** (3): 565-585.
- GANDIN A. (1967) – *Le microfaune dei terreni neogenici del Foglio Siena*. Boll. Serv. Geol. It., **88**: 43-56.
- GANDIN A. (1982) – *Considerazioni stratigrafico-paleogeografiche*. In: "Il Graben di Siena". CNR-PFE-RF 9: 34-36.
- GANDIN A. & SANDRELLI F. (1992) – *Caratteristiche sedimentologiche dei corpi sabbiosi intercalati nelle argille plioceniche del Bacino di Siena*. Giorn. Geol., **54**: 55-65.
- GELMINI R. (1974) – *Studio fotogeologico del Bacino neogenico senese (Toscana meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 837-860.
- GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1967) – *Studio geologico di una sezione fra i Monti di Campiglia Marittima e la parte centro meridionale dei Monti del Chianti*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **74** (1): 78-106.
- GIANNINI E., LAZZAROTTO A. & SIGNORINI R. (1971) – *Lineamenti di stratigrafia e tettonica*. In: "La Toscana meridionale" – *Fondamenti geologico-minerari per una prospettiva di valorizzazione di risorse naturali*. Rend. Soc. Ital. Miner. e Petrol., **27** (fasc. spec.): 33-168.
- GIANNINI E., NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) – *Osservazioni sul problema della Falda Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **81**(2): 17-98.
- GIORGETTI G., GOFFÉ B., MEMMI I. & NIETO F. (1998) – *Metamorphic evolution of Verrucano metasediments in Northern Apennines: new petrological constraints*. Eur. J. Mineral., **10**: 1295-1308.

- GRASSI F. (1997) – *Studio idrogeologico ed idrogeochimico del sottosuolo della Bassa Val d'Arbia: settore Monteroni d'Arbia*. Tesi di laurea inedita.
- GUASPARRI G. (1978) – *Calanchi e biancane nel territorio senese: studio geomorfologico*. L'Universo, **58** (1): 97-140.
- GUO L., ANDREWS J., RIDING R., DENNIS P. & DRESSER Q. (1996) – *Possible microbial effects of stable carbon isotopes in hot-spring travertines*. Journ. Sed. Res., **66** (3): 468-473.
- GUO L. & RIDING R. (1992) – *Micritic aragonite laminae in hot water travertine crust, Rapolano Terme*. Sedimentology, **39**: 1067-1079.
- GUO L. & RIDING R. (1994) – *Origin and diagenesis of Quaternary travertine shrub facies, Rapolano Terme, central Italy*. Sedimentology, **41**: 499-520.
- GUO L. & RIDING R. (1998) – *Hot-spring travertine facies and sequences, late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy*. Sedimentology, **45**: 163-180.
- GUO L. & RIDING R. (1999) – *Rapid facies change in Holocene fissure ridge hot spring travertines, Rapolano Terme, Italy*. Sedimentology, **46**: 1145-1158.
- HANCOCK P.L. (1985) – *Brittle microtectonics: principle and practice*. Journ. Struct. Geol., **7**: 437-457.
- HANCOCK P.L., CHALMERS R.M.L., ALTUNEL E. & ÇAKIR Z. (1999) – *Travtonics: using travertines in active fault studies*. Journ. Struct. Geol., **21**: 903-916.
- HILGEN F.J., IACCARINO S., KRIJGSMAN W., VILLA G., LANGEREIS C.G. & ZACHARIASSE W.J. (2000) – *The Global Boundary Stratotype Section and Point of the Messinian stage (uppermost Miocene)*. Episodes, **23**: 172-178.
- IACCARINO S. (1985) – *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: H.M. BOLLI, J.B. SAUNDERS & K. PERCH-NIELSEN (Eds.): "Plankton Stratigraphy", **1**: 283-314. Cambridge University Press.
- IACCARINO S., PREMOLI SILVA I., BIZOLZI M., FORESI L.M., LIRER F., TURCO E. & PETRIZZO M.R. (2007) – *Practical manual of Neogene planktonic Foraminifera*. Internat. School on planktonic Foraminifera, VI course, Perugia 19-23 Febbraio 2007: pp. 142.
- IACCARINO S.M. & SALVATORINI G. (1982) – *A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area*. Paleont. Strat. Evol., **2**: 115-125.
- JANSSEN A., SWENNEN R., PODOOR N. & KEPPENS E. (1999) – *Biological and diagenetic influence in Recent and fossil tufa deposits from Belgium*. Sediment. Geol., **126**: 75-95.
- KÄLIN O., PATACCA E. & RENZ O. (1979) – *Jurassic pelagic deposits from Southeastern Tuscany: aspects of sedimentation and new biostratigraphic data*. Ecl. Geol. Helv., **72** (3): 715-762.
- KHARAKA Y.K., SOREY M.L. & THORSEN J.J. (2000) – *Large-scale hydrothermal fluid discharges in the Norris-Mammoth corridor, Yellowstone National Park, USA*. Journ. Geochem. Explor., **69-70**: 201-205.
- KLIGFIELD R., HUNZIKER J., DALLMAYER R.D. & SCHAMEL S. (1986) – *Dating of deformation phases using K-Ar and 40Ar/39Ar techniques: results from the Northern Apennines*. Journal of Structural Geology, **8**: 781-798.
- KU T.L. & LIANG Z.C. (1984) – *The dating of impure carbonates with decay-series isotopes*. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, **223**: 563-571.
- LAZZAROTTO A. (1973) – *Caratteri strutturali dei nuclei mesozoici di Montalceto, Trequanda e Piazza di Siena (Prov. di Siena)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **79**: 251-266.
- LAZZAROTTO A. & SANDRELLI F. (1979) – *Stratigrafia ed assetto tettonico delle formazioni neogeniche nel bacino del Casino (Siena)*. Boll. Soc. Geol. It., **96** (1977): 747-762.
- LIOTTA D. (1991) – *The Arbia-Val Marecchia Line, Northern Apennines*. Ecol. Geol. Helv. **84** (2): 413-430.
- LIOTTA D. (2002) – *Stratigraphic and structural outline of the Montagnola Senese area (Southern Tuscany)*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. 2002/1: 705-713.

- LIOTTA D., CERNOBORI L. & NICOLICH R. (1998) – *Restricted rifting and its coexistence with compressional structures: results from the CROP03 traverse (Northern Apennines, Italy)*. Terra Nova, **10**: 16-20.
- LIOTTA D. & RANALLI G. (1999) - *Correlation between seismic reflectivity and rheology in extended lithosphere: Southern Tuscany, inner Northern Apennines, Italy*. Tectonophysics, **315**: 109-122.
- LIOTTA D. & RANALLI G. (2005) – *Structures in the continental crust and geothermal resources*. J. Volc. Geoth. Res., Vol. Spec. **148**: pp. 189.
- LIVNAT A. & KRONFELD J. (1985) - *Paleoclimatic implications of U-series dates for lake sediments and travertines in the Arava Rift Valley, Israel*. Quatern. Res., **24**: 164-172.
- LOSACCO U. (1953) - *La struttura del territorio di Rapolano e Lucignano (Siena e Arezzo)*. Boll. Soc. Geol. It., **70** (2) (1951): 402-434.
- LOSACCO U. & DEL GIUDICE D. (1958) - *Stratigrafia e tettonica degli affioramenti mesozoici posti fra le colline di Rapolano ed il Monte Cetona (Siena)*. Boll. Soc. Geol. It., **77**: 1-32.
- LOTTI B. (1910) – *Geologia della Toscana*. Mem. Descr. Carta Geol d'It., **13**: pp. 484.
- LOURENS L.J., HILGEN F.J., LASKAR J., SHACKLETON N.J. & WILSON D. (2004) – *The Neogene Period*. In: F. GRADSTEIN, J. OGG et alii (Eds.). "A Geologic Time Scale". Cambridge University Press: 409-440.
- LUNDBERG J. (1990) - *U-series dating of carbonates by mass spectrometry with examples of speleothems, coral and shell*. Ph.D. Thesis, McMaster University, Hamilton: pp. 271.
- MAGI M. (1992) – *Depositi fluviali di conoidi alluvionali del Pleistocene nell'alta valle dell'Ombrone, Siena*. 76^a Riunione estiva della Soc. Geol. It., Firenze 21-23 Settembre 1992, Riassunti: pag. 183.
- MARCUCCI M. & PASSERINI P. (1980) – *Nannofossil dating of post-ophiolite magmatic activity at Castiglioncello del Trinoro, southern Tuscany*. Ofioliti, **5** (1): 79-96.
- MARCUCCI M. & PASSERINI P. (1982) – *The age of Castiglioncello del Trinoro magmatic phase in southern Tuscany: a progress report and its relations to Cretaceous orogenesis in Corsica*. Ofioliti, **7**: 79-84.
- MARTÍN-ALGARRA A., MARTÍN-MARTÍNA M., ANDREOC B., JULIÀ R. & GONZÁLEZ-GÓMEZ B. C. (2003) - *Sedimentary patterns in perched spring travertines near Granada (Spain) as indicators of the paleohydrological and paleoclimatological evolution of a karst massif*. Sediment. Geol., **161**: 217–228.
- MARTINI E. (1971) – *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation*. In: A. FARINACCI (Ed.): "Proceedings II Planktonic Conference". Roma, 1970, **2**: 739-785.
- MARTINI R., GANDIN A. & ZANINETTI L. (1989) – *Sedimentology, stratigraphy and micropaleontology of the Triassic evaporitic sequence in the subsurface of Boccheggiano and in some outcrops of Southern Tuscany (Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **95** (1): 3-28.
- MEANS W.D. (1987) – *A newly recognised type of slickenside striation*. J. Struct. Geol., **9**: 585-590.
- MERLA G. (1952) – *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70** (1) (1951): 95-382.
- MINISSALE A., KERRICK D.M., MAGRO G., MURRELL M.T., PALADINI M., RIHS S., STURCHIO N.C., TASSI F. & VASELLI O. (2002b) - . *Geochemistry of Quaternary travertines in the region north of Rome (Italy): structural, hydrologic and paleoclimatic implications*. Earth and Planet. Sc. Lett., **203**: 709-728.
- MINISSALE A., MAGRO G., MARTINELLI G., VASELLI O. & TASSI G.F. (2000) - *Fluid geochemical transect in the Northern Apennines (central-northern Italy): fluid genesis and migration and tectonic implications*. Tectonophysics, **319**: 199–222.
- MINISSALE A., VASELLI O., TASSI F., MAGRO G. & GRECHI G.P. (2002a) - *Fluid mixing in carbonate aquifers near Rapolano (central Italy): chemical and isotopic constraints*. Appl. Geochem., **17**: 1329–1342.
- MUTTI E. (1992) – *Turbidite Sandstones*. Ist. Geol. Università di Parma. AGIP S.p.A, Amilcare Pizzi S.p.A Arti Grafiche, Cinisello Balsamo (Milano): pp.275.

- MUTTI E. & NORMARK W.R. (1987) - *Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts*. In: J.K. LEGGET, & G.G. ZUFFA (Eds.): "Marine Clastic Sedimentology". Graham and Trotman, London: pp.1-38.
- MUTTI E. & NORMARK W. R. (1991) - *An Integrated Approach to the Study of Turbide Systems*. In: L.WEIMER & M.H. LINK (Eds.): "Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems". Springer-Verlag: 75-125.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972) - *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Mem. Soc. Geol. It., **11** (2): 161-199.
- MUTTI E., TINTERRI R., REMACHA E., MAVILLA N., ANGELLA S. & FAVA L. (1999) - *An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective*. AAPG Course Notes.
- NOCCHI M. (1960) - *Osservazioni sulla stratigrafia e cenni sulla tettonica della parte meridionale dei Monti del Chianti*. Boll. Soc. Geol. It., **79** (2): 217-356.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation* (Bukry, 1973; 1975). Marine Micropal., **5** (3): 321-325.
- PANTANELLI D. (1877) - *Dei terreni terziari intorno a Siena*. Atti Accad Fiosiocr., Sez. 3, **1**.
- PASSERI L. & PIALLI G. (1973) - *L'ambiente di sedimentazione dei calcari a Rhaetavivula contorta dell'Umbria occidentale e del Monte Cetona*. Geol. Rom., **12**: 177-203.
- PASSERI L. & VENTURI F. (2005) - *Timing and causes of drowning of the Calcare Massiccio platform in Northern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **124**(1): 247-258.
- PASSERINI P. (1964) - *Il Monte Cetona (Provincia di Siena)*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 219-238.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2004) - *The Plio-Pleistocene thrust belt-foredeep system in the Southern Apennine and Sicily (Italy)*. In: U. CRESCENTI *et alii* (Ed.), Italian Geol. Soc. for the IGC 32 Florence 2004, Spec. Vol., Soc. Geol. It., Roma: 93-129.
- PECCERILLO A. (2002) - *Plio-Quaternary magmatism in Central-Southern Italy: a new classification scheme for volcanic provinces and its geodynamic implications*. Boll. Soc. Geol. It. Vol. Spec. **1**: 113-128.
- PECCERILLO A., POLI G. & DONATI C. (2001) - *The Plio-Quaternary magmatism of southern Tuscany and Northern Latium: compositional characteristics, genesis and geodynamic significance*. Ofioliti, **26**: 229-238.
- PENTECOST A. (1990) - *The formation of travertine shrubs: Mammoth Hot Springs, Wyoming*. Geological Magaz., **127** (2): 159-168.
- PERCH- NIELSEN K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: "Plankton stratigraphy". Cambridge University Press: 427-554.
- PETRONI C. (2005) - *Geologia del settore sud-occidentale della città di Siena: aspetti stratigrafici*. Università di Siena, Tesi di Laurea Specialistica: pp. 85.
- POLI G., PECCERILLO A. & DONATI C. (2002) - *Genesis of Miocene-Quaternary acid rocks from the Tuscan Magmatism Province: some implications for structure of the Apennine lithosphere*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. **1**: 129-140.
- RAFFI I., MOZZATO C., FORNACIARI E., HILGEN F.J. & RIO D. (2003) - *Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrobiochronology for the Mediterranean region*. Micropaleontology, **49** (1): 1-26.
- RAFFI I. & RIO D. (1979) - *Calcareous nannofossils biostratigraphy of DSDP Site 132-Leg 13 (Tyrrhenian Sea-Western Mediterranean)*. Riv.It. Pal., **85** (1): 127-172.
- RIFORGIATO F., FORESI L.M., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (2005) - *Chronostratigraphic revision of some Pliocene basins in Tuscany at the Zanclean/Piacenzian boundary*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. n. **3**: 7-13.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. Proceed. ODP, Sc. Res., **107**: 513-533.

- RIO D., SPROVIERI R. & RAFFI I. (1984) – *Calcareous plankton biostratigraphy and biochronology of the Pliocene-lower Pleistocene succession of the Capo Rossello area, Sicily*. Mar. Micropal., **9**: 135-180.
- ROSSETTI F., FACCECCA C., JOLIVET L., FUNICIELLO R., TECCE F. & BRUNET C. (1999) – *Syn-versus post-orogenic extension: the case study of Giglio Island (Northern Tyrrhenian Sea, Italy)*. Tectonophysics, **304**: 71-93.
- SAGRI M. & MARRI C. (1981) - *Paleobotimetria e ambienti di deposizione delle unita' torbiditiche Cretacico-superiori dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **21** (1980): 231-240.
- SCHWARCZ H. & GASCOYNE M. (1984) – *Uranium series dating of Quaternary deposits*. W.C. MAHANEY (Ed.): “*Quaternary Dating methods*”, Dev. Palaeontol. Stratigr., **7**: 33-51, Elsevier, New York.
- SERRI G., INNOCENTI F. & MANETTI P. (1993) – *Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary megamatism of central Italy*. Tectonophysics, **223**: 117-147.
- SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P., TONARINI S. & FERRARA G. (1991) - *Il magmatismo neogenico – quaternario dell'area toscano-laziale-umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino settentrionale*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. **1**: 429-463.
- SESTINI A. (1931) – *Il mare pliocenico nella Toscana meridionale*. Mem. Geol. Geograf., G. Dainelli, **2**: 238-333.
- SESTINI G. (1970) – *Postgeosynclinal deposition in development of the northern Apennines geosyncline*. Sediment. Geol., **4** (3/4): 481-520.
- SIGNORINI R. (1966) – *I terreni neogenici del Foglio “Siena”*. Boll. Soc. Geol. It., **85**: 639-654.
- SIGNORINI R. (1967) - *Foglio 120-Siena. Note Illustrative Carta Geologica d'Italia*. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- SISSINGH W. (1977) – *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. Mijnbouw, **56**: 481-520.
- SPROVIERI R. (1993) – *Pliocene-early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of the Mediterranean calcareous plankton bio-events*. Riv. It. Paleont. Strat., **99**: 371-414.
- SPROVIERI R. & HASEGAWA S. (1990) – *Plio-Pleistocene benthic foraminiferstratigraphic distribution in the Deep Sea record of the Tyrrhenian Sea (ODP Leg 107)*. In: K.A. KASTENS, J. MASCLE *et alii*, Proc. ODP Sc. Res., **107**: 429-459.
- SUC J.P., BERTINI A., COMBOURIEU-NEBOUT N., DINIZ N., LEROY S., RUSSO-ERMOLLI E., ZHENG Z., BESSAIS E. & FERRIER J. (1995) – *Structure of West Mediterranean vegetation and climate since 5.3 ma*. Acta Zoologica Cracoviensia, **38**: 3-16.
- THEYE T., REINHARDT J., GOFFÉ B., JOLIVET L. & BRUNET C. (1997) – *Ferro- and magnesiocarpholite from Monte Argentario (Italy): first evidence for High-pressure metamorphism of the metasedimentary Verrucano sequence, and significance for P-T path reconstruction*. Eur. J. Mineral., **9**: 859-873.
- THORNTWHAITE C. W. & MATHER J.R. (1957) – *Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance*. Thornthwaite Associates, Laboratory of Climatology, Centerton N.J., **10** (3): pp. 311.
- TREVISAN L.(1962) – *Consideration su deux coupes a traverse l'Apennin septentrional*. Bull. Soc. Geol. France, Sér 7, **9**: 675-681.
- ULIVELLI A. (2005) - *Geologia del settore sud-occidentale della città di Siena: aspetti strutturali*. Università di Siena, Tesi di Laurea Specialistica: pp.86.
- VAN GARDINGEN P.R., GRACE J., JEFFREE C.E., BYARI S.H., MIGLIETTA F., RASCHI A. & BETTARINI I. (1997) – *Long-term effects of enhanced CO2 concentrations of leaf gas exchange: research opportunities using CO2 springs*. In: A. RASCHI, F. MIGLIETTA, R.TOGNETTI & P.R. VAN GARDINGEN (Eds.): “*Plant responses to elevated CO2 evidence from natural springs*”. Cambridge University Press: pp. 272.

- VAN WAGONER J.C. (1995a) – *Overview of sequence stratigraphy of foreland basin deposits*. In: J.C. VAN WAGONER & G.T. BERTRAM (Eds.): “*Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits*”. American Associat. of Petroleum Geologists, Mem., **64**.
- VAN WAGONER J.C. (1995b) – *Sequence stratigraphy and marine to non-marine facies architecture of foreland basin strata*. In: J.C. VAN WAGONER & G.T. BERTRAM (Eds.): “*Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits*”. American Associat. of Petroleum Geologists, Mem., **64**: 137-223.
- VENTURI F. & NANNARONE C. (2002) – *Ammoniti del Sinemuriano inferiore del Monte Cetona (Prov. di Siena)*. Boll. Soc. Pal. It., **41** (2-3): 131-162.
- WALKER R. G. (1978) – *Deep-water sandstone facies and ancient sub-marine fans: models for exploration for stratigraphic traps*. Am. Ass. Petrol. Geo. Bull., **62**: 932-966.
- WARWICK G.T. (1952) – *Rimstone pools and associated phenomena*. Trans. Cave. Res. Group. GB., **2**: 153-165.
- ZUFFA G.G. (1980) – *Ibrid arenites: their composition and classification*. Journ. Sedim. Petr., **50**: 21-29.