

A. BOSSIO (*), R. MAZZEI (**), G. SALVATORINI (**), F. SANDRELLI (**)

GEOLOGIA DELL'AREA COMPRESA TRA SIENA E POGGIBONSI ("BACINO DEL CASINO")

Riassunto - Il nuovo rilevamento geologico (Carta Geologica allegata alla scala 1:25.000) e lo studio geologico-stratigrafico di un'area che comprende il Bacino del Casino e la parte settentrionale e meridionale rispettivamente del Bacino di Siena e di quello della Val d'Elsa, hanno portato nuovi elementi di discussione sulle formazioni neogeniche, cui è dedicato questo lavoro. La successione neogenica ha inizio con la deposizione dell'Arenaria di Ponsano, di età serravalliana superiore. Col Tortoniano superiore, si individuano in Toscana depressioni tettoniche a direzione appenninica. Da questo momento nell'area studiata iniziano a deporsi formazioni continentali costituite dai Conglomerati di Pod. Luppiano e dalle Argille del T. Fosci *p.p.*, di ambiente prima fluviale e poi lacustre, appartenenti al Turoliano. Nel corso della deposizione delle Argille del T. Fosci rimangono aperte le comunicazioni fra i bacini di Volterra-Chiusdino e dell'Elsa-Siena; il dominio lacustre viene sostituito da quello lagunare salmastro di età Messiniano basale. Successivamente il Bacino Elsa-Siena si separa da quello di Volterra-Chiusdino per cui non viene raggiunto dalla seconda trasgressione messiniana; mancano di conseguenza le formazioni messiniane, marine ed evaporitiche, ben rappresentate nei bacini più occidentali. La sedimentazione riprende nel Messiniano superiore con formazioni, (Argille del Casino, Conglomerati di Lilliano e Breccia di Grotti) di ambiente dulcicolo o debolmente salmastro, discordanti su quelle inframessiniane. La sedimentazione marina pliocenica è rappresentata dalle Argille azzurre, dai Conglomerati di C. Stieri, dai Conglomerati di Gaggiano e dalle Sabbie di Talciona. Nel settore nord-orientale le Argille azzurre materializzano due cicli sedimentari separati da un episodio continentale corrispondente ai Conglomerati di C. Stieri.

Parole chiave - Neogene, stratigrafia, geologia regionale, Toscana meridionale, Appennino settentrionale.

Abstract - *Geology of the Siena-Poggibonsi area ("Casino Basin")*. The Neogene sedimentary successions, cropping out in the Casino Basin and the northern and southern region of the Siena and Val d'Elsa basins respectively, have been extensively investigated (see also Lazzarotto & Sandrelli). In most of the study area, is located between the "Dorsale Medio Toscana" (DMT) and the "Dorsale del Chianti" (DdC), Neogene sediments unconformably overlain the Ligure Complex (see attached map, scale 1:25.000). Their deposition is mainly related to a distensive tectonics starting from the Middle Miocene (Carmignani *et al.*, 1994 e Elter & Sandrelli, 1995). Formations

of the Ligure Domain are exposed only in the periphery of the investigated area and are briefly discussed herein. The first distensive phase started after the late Early Miocene and led to the deposition of the marine late Serravallian Arenaria di Ponsano (Mazzei *et al.*, 1981; Bertini *et al.*, 1991; Elter & Sandrelli, 1994). This unit is composed of inner shelf sandstones. Its base is marked by a transgressive conglomerate. In the late Tortonian a second distensive (Bertini *et al.*, 1991; Bossio *et al.*, 1993; Elter & Sandrelli, 1994) phase produced tectonic depressions with NW-SE (Appenninic) trend, such as the Volterra-Chiusdino and Elsa-Siena basins. Deposition of late Tortonian lacustrine sediments, i.e. Conglomerati di Pod. Luppiano and Argille del T. Fosci *p.p.*, is associated with the formation of these basins. During the deposition of Argille del T. Fosci, the starting rising DMT was not yet an obstacle for the connections between the Volterra-Chiusdino and Elsa-Siena basins (Bossio *et al.*, 1995) and, therefore, that the first Messinian transgression, which is well recorded in the westernmost basins, reaches also the study area. This event led to a gradual transition from a lacustrine to a brackish-lagoonal domain, as clearly showed by the microfaunal content of the uppermost part of the Argille del T. Fosci. The progressive rise of the DMT caused the definitive closure of the connections between the Volterra-Chiusdino and Elsa-Siena basins, the latter being not interested by the second, more important Messinian transgression. As a consequence the marine and evaporitic Messinian formations, which extensively crop out in the westernmost basins, are not present in the studied area. The early Messinian units are succeeded unconformably by late Messinian deposits comprising the Argille del Casino, the Conglomerati di Lilliano and the Breccia di Grotti. The outcropping area of the Argille del Casino is wide, extending all over the length of the Casino Basin. This formation consists of clays, silty clays and marls with lenses and horizons of lignite, with a microfaunal content characteristic of freshwater or meiomarine water. The uppermost levels of the Argille del Casino are characterized by ostracofaunas typical of the Parathetys (Bossio *et al.*, 1993b). These assemblages are indicative of the "lago-mare" biofacies which is distinctive of those Mediterranean areas where the Pliocene transgression took place "water on water" leading to a change from Late Miocene continental to Pliocene open marine environment (Iaccarino & Bossio, 1999). The fluvio-lacu-

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa, Via S. Maria 53, 56100 Pisa.

(**) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena, Via Laterina 8, 53100 Siena.

strine Conglomerati di Lilliano, which are intercalated in lenses within the Argille del Casino and interfingering to their uppermost part, crop out in the westernmost and easternmost areas of the basin. The Breccia di Grotti, deposited in an alluvial and/or deltaic system, is exposed in the south-western area of the basin. Available data indicate that the Late Miocene lacustrine domain extended deeply southwards reaching at least the Grotti area, but they shed no light about the areal extent of this domain northwards. Pliocene sediments (comprising the Argille azzurre, Conglomerati di C. Stieri, Conglomerati di Gaggiano and Sabbie di Talciona) are well represented in the north-west part and the southern extremity of the studied area. The Pliocene succession varies according to location. In the north-west the Argille azzurre record two distinct cycles separated by a continental event (Bossio *et al.*, 1993b). The first cycle is represented by fossiliferous clays of early Zanclean age, which rest conformably ("water on water" transgression) upon the Argille del Casino. The fluvio-lacustrine Conglomerati of C. Stieri separate the deposits of the first cycle from the Zanclean-Piacenzian, fossiliferous silty-clays of the second cycle. In the southern outcrop the base of the second cycle is marked by the transgressive Conglomerati di Gaggiano.

The silty-clays are followed by the Sabbie di Talciona in both the southern and northern areas. This unit consists mainly of yellow-ochreous sands and sandstones, which include a level of conglomerates. The Sabbie di Talciona shows a quite variable stratigraphical position, occurring above (as regressive deposits), below (as transgressive deposits) and laterally to the Argille azzurre. These geometric relationships suggest a Zanclean *p.p.*-Piacenzian *p.p.* age for the Sabbie di Talciona.

Key words - Neogene, Stratigraphy, Regional Geology, Southern Tuscany, Northern Apennines.

PREMESSA

L'area considerata in questa ricerca fa parte di quel settore intermedio della depressione tettonica, che si estende per circa 300 km con direzione SSE dalla Valle del Serchio alla Valle del Tevere, compreso tra la Dorsale Medio-Toscana e la Dorsale del Chianti-Cetona. Tale settore include il Bacino del Casino, la porzione meridionale del Bacino dell'Elsa e le propaggini settentrionali del Bacino di Siena (Fig. 1). Negli anni posteriori alla seconda edi-

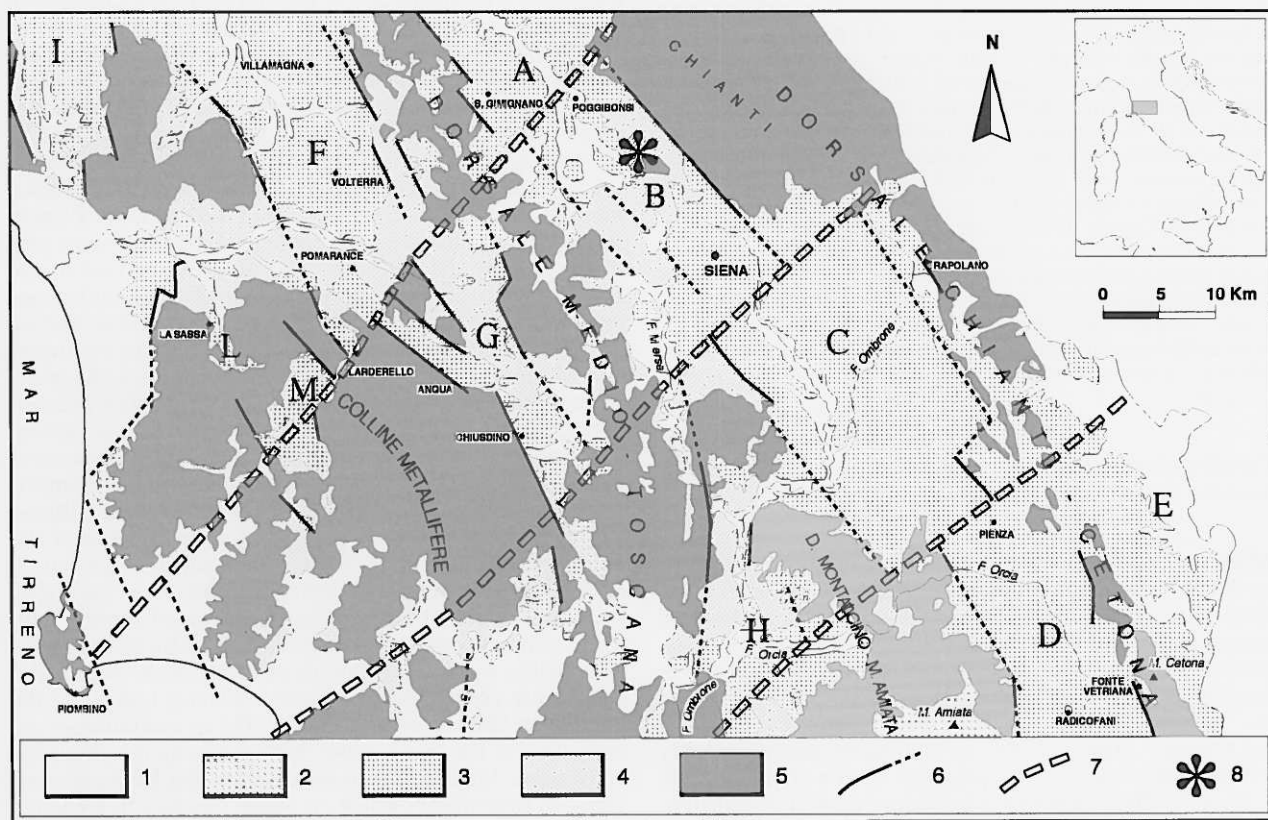


Fig. 1 - Schema geologico della Toscana centro-meridionale con l'indicazione dei principali bacini neogenici: A - B. dell'Elsa; B - B. del Casino; C - B. di Siena; D - B. di Radicofani; E - B. della Val di Chiana; F - B. di Volterra; G - B. di Radicofani-Chiusdino; H - B. del Medio Ombrone; I - B. della Val di Fine; L - B. di La Sassa; M - B. di Serrazzano-Lustignano. Simboli: 1 - Sedimenti marini e continentali quaternari; 2 - Formazioni magmatiche neogene e quaternarie; 3 - Formazioni marine e continentali plioceniche; 4 - Formazioni marine e continentali mioceniche; 5 - Formazioni delle Unità toscane e liguri l.s.; 6 - Faglie di bordo delle principali depressioni tettoniche; 7 - principali linee trasversali di discontinuità; 8 - ubicazione dell'area studiata.

zione del Foglio 113 - Castelfiorentino (scala 1:100.000) vari sono gli studi di tipo geologico ad esso relativi, condotti da parte sia degli scriventi, sia di colleghi delle Università di Siena e Pisa (Pasini & Sandrelli, 1977; Lazzarotto & Sandrelli, 1979; Mazzei *et al.*, 1981; Costantini *et al.*, 1988; Bossio *et al.*, 1993a, b; Bossio *et al.*, 1996). Il presente studio, sviluppatosi con un rilevamento alla scala 1:25.000 (Carta Geologica allegata), si inserisce in questo contesto di lavori per fornire ulteriori elementi utili alla comprensione dell'evoluzione geologica del settore suddetto; nell'area, infatti, si rinvenivano le testimonianze di quasi tutti gli episodi sedimentari che si sono succeduti nel versante tirrenico dell'Appennino Settentrionale durante il Neogene.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

L'attuale assetto strutturale delle formazioni neogeniche affioranti nei bacini della Val d'Elsa e di Siena è il risultato di più fasi deformative: quelle più antiche, tardo mesozoiche e terziarie, si sono realizzate a seguito di una tettonica in regime compressivo; quelle più recenti, iniziate con la fine dei grandi movimenti traslativi, si sono invece sviluppate in ambito estensionale. Studi recenti nell'ambito del Tirreno settentrionale e relativi alle formazioni epiliguri hanno permesso di porre alla fine del Miocene Inferiore l'inizio degli eventi deformativi in regime distensivo (Carmignani *et al.*, 1994; Elter & Sandrelli, 1995). Secondo Bertini *et al.* (1991) ed Elter & San-

drelli (1995) tali eventi si sono realizzati attraverso due fasi principali. Durante la prima si è verificato un forte assottigliamento della crosta superiore ad opera di faglie dirette a basso angolo che hanno determinato, in vaste aree, la diretta sovrapposizione delle Unità liguri sulle Anidriti di Burano o, addirittura, sui termini superiori dell'Unità di Monticiano-Roccastrada (il grado di estensione calcolato è di almeno il 60%). Durante la seconda fase, che ha avuto inizio nel Tortoniano superiore, si sono sviluppate faglie dirette che hanno tagliato le strutture precedentemente formatesi dando origine ad un sistema di fosse tettoniche, subparallele e a direzione appenninica (Fig. 2), la cui apertura si è realizzata con gradualità procedendo da occidente verso oriente (il grado di estensione, sensibilmente inferiore, è di circa il 7%).

Un'ampia documentazione attesta che nella Toscana Meridionale la paleogeografia neogenica e l'evoluzione sedimentaria sono state condizionate da movimenti verticali della crosta indotti dalla tettonica distensiva post-collisionale (Bossio *et al.*, 1993a *cum bibl.*, Bossio *et al.*, 1998). Alcuni sollevamenti, che hanno prodotto significativi cambiamenti paleogeografici, sono da mettere in relazione con un anomalo riscaldamento della litosfera cui sono legati gli eventi magmatici di tipo anatettico, penecontemporanei o appena successivi alle fasi di sollevamento della crosta (Baldi *et al.*, 1994). Oltre che da movimenti verticali la sedimentazione di ambiente continentale e marino, sviluppata nelle fosse tettoniche a partire dal Tortoniano superiore, è influenzata anche da significative variazioni eustatiche (Bossio *et al.*, 1998 *cum bibl.*).

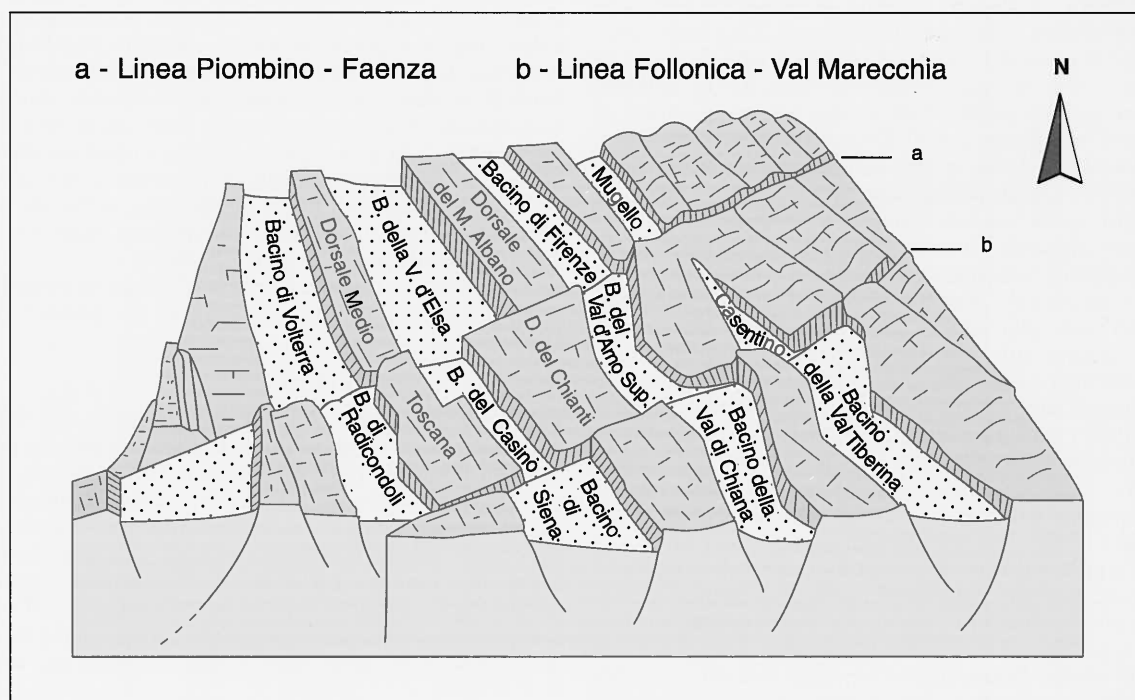


Fig. 2 - (da Bossio *et al.*, 1996) - Stereogramma strutturale schematico e non in scala, mostrante i probabili rapporti delle linee trasversali dell'Appennino Settentrionale con le strutture rigide distensive, generatesi in un settore del versante tirrenico a partire dal Tortoniano sup. e con quelle plicative del corrispondente settore adriatico.

CENNI STORICI SULLE CONOSCENZE GEO-PALEONTOLOGICHE DEL BACINO DEL CASINO

Con il termine di Bacino del Casino si usa indicare quel settore della fossa tettonica compreso tra Siena e Poggibonsi, nel quale affiorano sedimenti miocenici (Tortoniano sup.-Messiniano) che a nord (Bacino della Val d'Elsa) ed a sud (Bacino di Siena) soggiacciono, scomparendo, ai sedimenti marini del Pliocene. Fin dalla metà dell'Ottocento l'area ad esso corrispondente ha destato molto interesse tra gli studiosi sia per la presenza di giacimenti di lignite (in misura minore per quella di zolfo), sia per l'abbondanza di resti di Vertebrati. Si fa fede a Pantanelli (1879) secondo cui il primo a citare gli strati del Casino è Soldani, il quale, tra l'altro, già nel 1789 riconosce per essi un'origine lacustre. Successivamente, altri studiosi pongono l'attenzione sui sedimenti di questo bacino, soprattutto per il rinvenimento di numerosi fossili in concomitanza con le escavazioni minerarie. In particolare, Forsyth-Major (1875; 1877) attribuisce loro un'età pliocenica sulla base di un'ampia analisi di vertebrati; allo stesso risultato giungono Fuchs (1878) con lo studio delle stesse faune e Peruzzi (1876) con quello delle filliti. De Stefani (1877), invece, riconosce come sicuramente miocenici gli strati contenenti *Hipparion gracile* Kaup.. Pantanelli (1879) considera il bacino soprattutto dal punto di vista geologico e per primo descrive la successione lacustre in esso affiorante. Egli riferisce al Miocene l'intera successione sulla base del confronto dei resti di vertebrati del Casino con quelli di altri depositi lacustri toscani. Pantanelli (1903), Manasse (1907) e De Castro & Pilotti (1933 *cum bibl.*) ci danno notizie della successione "gessoso-solfifera" di Poggio Orlando, ricostruibile però solo attraverso dati di miniera e di sondaggio. Una breve citazione del Bacino del Casino è offerta anche da parte di Gemina (1963) in una monografia sulle ligniti italiane. Per avere dati più puntuali sul bacino occorre giungere ai lavori per l'esecuzione del F° 113 - Castelfiorentino (Merla & Bortolotti, 1967) e alla nota di Lazzarotto & Sandrelli (1979). Questi ultimi sono, in ogni caso, i primi ad analizzarlo nella sua interezza ed a produrre nuovi dati per quanto riguarda l'assetto strutturale e la caratterizzazione della successione stratigrafica. In particolare, tali Autori riconoscono due "complessi lacustri, entrambi lignitiferi" dei quali quello superiore, di età Messiniano sup.-(?)Pliocene inf., giace in discordanza su quello inferiore deformato, riferibile al Tortoniano sup.-Messiniano inf. In questi anni escono anche le note di Pasini & Sandrelli (1977) e di Mazzei *et al.* (1981) sull'Arenaria di Ponsano degli affioramenti di Rencine (ad est di Castellina Scalo). Esse consentono di precisare l'età della formazione, presente nell'area con la sua base. In seguito, Bossio *et al.* (1993b) evidenziano, in corrispondenza di una cava di argille nel B.ro della Strolla (ad est di Poggibonsi), una successione composta da sedimenti lacustri, riconducibili alla biofacies di "lago-mare", che passano in continuità a sedimenti marini di pertinenza della base del Pliocene (Zona *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. dei foraminiferi planctonici, Zona a *Discoaster variabilis* s.l. dei nannofossili); su questi ultimi riconoscono poi la trasgressione di altri sedimenti marini riferibili al Pliocene Medio.

STRATIGRAFIA

• Formazioni del Dominio ligure

Le formazioni appartenenti al Dominio ligure affiorano ai bordi del bacino, in un ordine geometrico che non coincide con quello originario di deposizione. Più in particolare, le ofioliti e le Argille a palombini del bordo orientale appaiono incluse, come olistoliti, nella porzione superiore della Formazione di S.Fiora mentre quelle del bordo occidentale, che giacciono sempre al di sopra della Formazione di S.Fiora, potrebbero essere interpretate come facenti parte dell'Unità ofiolitifera superiore. La probabile presenza, quindi, delle stesse formazioni in più unità tettoniche ci induce ad usare, nella loro descrizione, il solo criterio cronologico; per tale motivo si inizierà dalle ofioliti che rappresentano le rocce più antiche di questo dominio paleogeografico.

Ofioliti (Of)

Le Ofioliti sono presenti in due aree collocate nella porzione centrale della carta geologica: quella di Rencine-Trasqua e quella a NE di Lilliano. Esse sono rappresentate quasi per intero da serpentiniti. Si tratta di rocce metamorfiche ultrabasiche (tettoniti lherzolitiche serpentinite) dal tipico colore variabile dal verde chiaro al verde molto scuro, quasi bluastro, con tessitura massiccia o debolmente foliata. All'esame in sezione sottile risultano costituite da prevalentemente serpentino a cui si associano, con contenuti modal subordinati, clorite, brucite e magnesite. Localmente le serpentiniti si rinvencono brecciate con elementi di dimensioni variabilissime da centimetriche a metriche. Anche se in subordine, alle serpentiniti si associano talvolta gabbri e basalti. I primi si presentano prevalentemente a grana da media a medio-grande (gabbri "eufotidi"); quando alterati assumono l'aspetto di un'"arenaria grossolana" di colore ocreo. I secondi, dal colore variabile dal grigio scuro al verde cupo, mostrano di norma una tessitura massiccia ed afanitica (talvolta però nella pasta di fondo si rinvencono fenocristalli di plagioclasio) e localmente patine di alterazione, arrossate per la presenza di ossidi di ferro. Lo spessore massimo delle "masse" ofiolitiche è di circa 200 metri.

Le Ofioliti della Toscana Meridionale sono riferite al Giurassico medio-superiore (si veda ad es. Abbate *et al.*, 1988).

Argille a palombini (Cp)

La formazione, pur associata quasi sempre alle Ofioliti, non mostra con quest'ultime caratteri di rapporto primario. Dal punto di vista litologico la sua parte più cospicua è costituita da argilliti grigie; a queste si intercalano calcari silicei grigi, a grana finissima (palombini), e in subordine calcari e calcari marnosi. Gli strati calcarei hanno una potenza variabile da 15 centimetri a circa 1 metro, quelli argillosi sono di norma superiori al metro. Lo spessore complessivo di questa formazione è di difficile valutazione; esso viene stimato, comunque, intorno ai 150 metri.

Le Argille a palombini sono comunemente attribuite al Cretaceo inferiore (Lazzarotto, 1967; Buonasorte *et al.*, 1988; Bertini *et al.*, 2000).

Pietraforte (CP)

Affiora soltanto nell'estremità settentrionale dell'area studiata dove è costituita da strati torbiditici prevalentemente silicoclastici rappresentati da arenarie miste (quarzoso-calcaree), alla base, che sfumano a siltiti argillose. Ottime esposizioni si hanno poco a nord della zona studiata in corrispondenza di un marcato fronte di cava; dell'unità qui si apprezza la monotona ritmicità della formazione con strati arenacei (spessi 8-20 cm) che si alternano ad altri pelitici (di 5-10 centimetri di spessore). Lo spessore minimo affiorante è valutato in circa 160 metri. La Pietraforte è ritenuta di pertinenza del Cretacico superiore (Cerrina Feroni & Mazzanti, 1967).

Formazione di S.Fiora (CSF)

La formazione è ben sviluppata lungo il margine orientale del bacino e, in minor misura, in quello occidentale (dove soggiace a formazioni del Complesso ofiolitifero). È costituita da argilliti, di colore grigio e grigio-marrone, alle quali si intercalano calcari marnosi, marne, calcilutiti e arenarie miste (arenarie quarzoso-carbonatiche). A causa delle estese ed intense colture viticole le successioni torbiditiche della formazione non sono state osservate. Nell'area a nord di Lilliano si rinvenivano, inglobate nella porzione più alta dell'unità, potenti olistoliti di Ofioliti e Argille a palombini. La presenza di questi ammassi lenticolari nella fascia di passaggio tra la Formazione di S.Fiora e quella di M.Morello è illustrata per la zona del Chianti da Giannini & Lazzarotto (1972, *cum bibl.*). L'età della formazione comprende tutto il Cretacico superiore ed il Paleocene (Boccaletti & Sagri, 1965).

Formazione di Monte Morello (PEM)

Anche questa unità è ampiamente sviluppata nel settore orientale dell'area studiata. Essa è presente in corrispondenza dei tagli artificiali della SS 429. La sua parte più cospicua è caratterizzata da banchi (spessi fino a 4 m) di prevalenti calcari marnosi, marne, calcilutiti e subordinate argilliti e arenarie miste. Questi litotipi sono disposti in sequenze torbiditiche, generalmente molto simili, caratterizzate alla base da uno strato di arenarie calcaree o di calcareniti che passa verso l'alto a calcari marnosi e/o marne e/o argilliti marnose grigie. Lo spessore massimo della formazione è valutabile in almeno 200 m. Per quanto riguarda l'età essa è riferita su basi micropaleontologiche al Paleocene-Eocene inf. e medio da Giannini & Lazzarotto (1972, *cum bibl.*).

Formazioni neoaotocitone toscane

Nell'area di studio sono rappresentate quasi tutte le formazioni neogene, deposti dopo la strutturazione della Catena appenninica, che caratterizzano l'intervallo Miocene Medio-Pliocene Medio della Toscana Meridionale. Esse sono costituite da varie litofacies riferibili ad ambienti marini e continentali. Queste vengono descritte a partire dalla più antica.

Le formazioni mioceniche

I sedimenti miocenici, ad eccezione di quelli marini della formazione più antica, sono tutti di ambiente lacustre o

lacustre salmastro. Le formazioni lacustri, come indicato da Lazzarotto e Sandrelli (1979 *cum bibl.*) sono riconducibili a due differenti episodi separati da una fase tettonica ben evidenziata da una marcata discordanza angolare; il "Lacustre inferiore" comprende i Conglomerati di Pod. Luppiano e le Argille del T.Fosci mentre il "Lacustre superiore" le Argille del Casino, i Conglomerati di Lilliano e la Breccia di Grotti (Fig. 3).

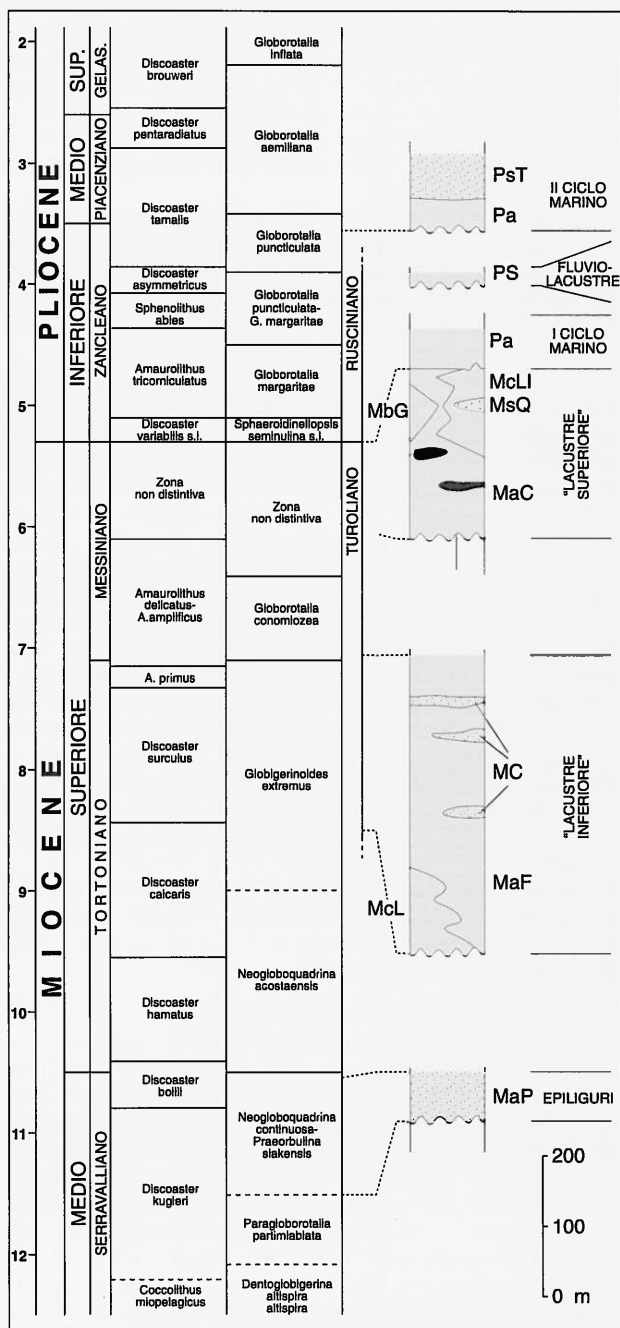


Fig. 3 - Inquadramento della successione neogenica nel contesto bio-cronostratigrafico e geocronologico di Bossio et al., 1991 con lievi modifiche. Per le sigle si faccia riferimento al testo.

Arenaria di Ponsano (MaP)

È presente ad oriente di Castellina Scalo in affioramenti di modesto spessore (max 80 m); essa giace trasgressiva e discordante sul Complesso ofiolitico qui rappresentato dalle Ofioliti e dalle Argille a palombini.

Il litotipo di gran lunga prevalente è rappresentato da arenarie grigio-verdi, da non a mal classate, suddivise in strati di potenza variabile da 0,2 a 3 m, con superfici di stratificazione osservabili solo nei tagli freschi. Difficilmente si rinvenivano strutture sedimentarie per la presenza di una diffusa bioturbazione. Alle arenarie si intercalano sottili livelli di siltiti marnose e, in subordine, conglomerati ad elementi prevalentemente subarrotondati, costituiti da calcari, calcari marnosi, ofioliti e diaspri; alcuni clasti di piccole dimensioni (max 3 cm) si trovano dispersi nel sedimento psammitico.

Localmente è ben evidente, alla base dell'unità, un livello conglomeratico di spessore variabile (max 2,5 m), costituito da clasti eterometrici di gabbro, serpentina, diaspri e calcari; i clasti, talvolta con fori di litofagi, sono associati ad una matrice sabbiosa, prevalentemente ofiolitica, debolmente cementata.

I macrofossili presenti a Rencine e nei pressi di Trasqua, sono descritti da Pasini e Sandrelli (1977). Tali Autori evidenziano la prevalenza di Bivalvi; essi si presentano in cattivo stato di conservazione o in modelli e calchi e contengono *Acanthocardia paucicostata* Sowerby, *Lutraria oblonga* (Chemnitz), *Megacardita jouanneti laeviplana* (Dépéret), *Meretrix gigas* (Lamarck), *Panopea faujasi* Ménard, *Pholadomya alpina* Matheron, *Venus subplicata* (d'Orbigny); ad essi si associano raramente Gasteropodi (tra cui *Ficus*) e piccoli denti di Squalo. L'esame micropaleontologico condotto da Mazzei *et al.* (1981) su campioni prelevati presso Trasqua ha mostrato in genere associazioni povere e mal conservate sia nei foraminiferi che nei nannofossili. Nei campioni più favorevoli, tuttavia, sono presenti elementi significativi che consentono di riconoscere una porzione inoltrata delle zone N13 ed NN7, rispettivamente dello schema di Blow (1969) e di quello di Martini (1971), e quindi la parte superiore del Serravalliano.

La deposizione dell'Arenaria di Ponsano, iniziata con i sedimenti clastici grossolani di trasgressione, si sviluppa mantenendosi nell'ambito della porzione inferiore della piattaforma interna (Foresi *et al.*, 1997).

Conglomerati di Pod. Luppiano (McL)

La formazione costituisce la base della successione lacustre ed affiora unicamente nell'area a SE di Castellina Scalo, dove poggia in discordanza sull'Arenaria di Ponsano. Le sue migliori esposizioni si hanno in corrispondenza di alcuni tagli stradali; qui i conglomerati mostrano un aspetto massiccio, sono prevalentemente clasto-sostenuti e in gran parte disorganizzati, presentano matrice arenacea arrossata. I clasti, la cui composizione è riconducibile ai litotipi delle formazioni liguri (con netta predominanza di calcari silicei su arenarie, ofioliti e diaspri), sono in genere subferici e subarrotondati, hanno dimensioni variabili tra 30 e 2 cm (10-2 cm nella porzione superiore) e di norma presentano una patina ematitica che conferisce loro una diffusa colorazione rossastra. Lo spessore dei Conglomerati di Pod. Luppiano raggiunge al mas-

simo 90 metri.

I caratteri sedimentologici della formazione sono del tutto simili a quelli evidenziati da Martini *et al.* (1995) per la stessa unità nell'area a est di Volterra (Monte Soldano-Spicchiaiola); è verosimile, quindi, interpretare i conglomerati come legati ad una conoide alluvionale posta ai margini di un bacino lacustre.

In accordo con quanto indicato da Bossio *et al.* (1996 *cum bibl.*) per gli affioramenti della località tipo (area della Spicchiaiola), la formazione è riferibile al Turoliano (parte corrispondente al Tortoniano superiore).

Argille del T.Fosci (MaF)

La formazione affiora in una ampia area della parte centrale del bacino rilevato, compresa tra il Borro dei Carfini a nord e il T. Gena a sud; presenta le sue esposizioni migliori in piccoli e isolati calanchi (la base topografica della zona a NE di Cerna indica vaste zone a calanchi oggi alquanto ridotte per l'intensa coltivazione viticola) o in corrispondenza di tagli stradali. È costituita essenzialmente da argille cui si intercalano strati e banchi lentiformi di arenarie. Le argille, di colore grigio, sono a luoghi marnose, generalmente massicce e contengono rare e sottili lenti di lignite. Localmente (ad esempio presso la cava del Pod. Coltaccio) sono presenti lenti (dello spessore massimo di 50 cm) di paraconglomerati legati a flussi gravitativi; i clasti sono calcarei o ofiolitici, mediamente subangolosi, di dimensioni variabili tra 2 e 15 cm e dispersi nel sedimento pelitico. Le arenarie si presentano da fini a grossolane e di colore grigio o giallo-ocraceo se alterate. Quelle a granulometria più fine affiorano in sottili strati; una loro buona esposizione è osservabile in un taglio artificiale nei pressi di località Casetta (a NE di Castellina Scalo), dove si presenta una successione di strati arenaceo-pelitici (da pochi centimetri a qualche decimetro) a gradazione normale. Quelle medio-grossolane, invece, si ritrovano in banchi lentiformi ben cementati (Arenarie della Caprareccia-MC) che si intercalano nella porzione più bassa e in quella più alta della successione argillosa (Fig. 4a), dove si presentano mal cernite e con piccoli ciottoli calcarei e silicei sparsi. Al loro interno le strutture sedimentarie sono scarse e rappresentate in genere da stratificazione incrociata (come, ad esempio nell'area di S. Antimo). Queste intercalazioni arenacee documentano come il bacino fosse episodicamente interessato da ingenti apporti terrigeni che localmente rappresentano la porzione più distale di un sistema deltizio. Una interpretazione analoga per le Arenarie della Caprareccia del settore orientale del Bacino di Volterra è stata fornita da Martini *et al.* (1995).

Lo spessore della formazione è di difficile valutazione: una stima di circa 800 m è ricavabile dalle sezioni geologiche.

Il contenuto in macrofossili delle Argille del T.Fosci è poco diversificato e rappresentato in genere da *Dreissena*, Gasteropodi in frammenti e opercoli di *Bithynia*. Quello in microfossili è costituito in prevalenza da Ostracodi. Tra i taxa più frequenti si ricordano *Bullocypris robusta*, *Candona* aff. *labiata*, *Cyprideis heterostigma*, *C. sp.*, di rinvenimento più raro sono invece *Amnicthyre palimpsesta*, *A. sp. v.i.*, *Candona* cf. *postarmatica*, *C. sp. v.i.*, *Cyprideis belfortensis*, *C. heterostigma sublittoralis*.

In alcuni preparati per le analisi micropaleontologiche sono stati rinvenuti anche rari oogoni di *Characeae*, qualche opercolo di *Bithynia*, vegetali carbonizzati e concrezioni carbonatiche vacuolari legate a vegetali.

I fossili sopra menzionati indicano per la formazione un ambiente deposizionale lacustre caratterizzato da acque poco profonde; tale ambiente non è però attribuibile a tutta l'unità poiché nella porzione sommitale di questa (area a NW di Bibbiano) si rinvencono ostracofaune di tipo salmastro; infatti in esse sono presenti *Loxoconcha* aff. *pseudovelata*, *Tavanicythere lepida*, *T.* aff. *lepida* e *T.* sp. per la cui presenza Bossio *et al.* (1996) correlano la parte più alta e salmastra delle Argille del T.Fosci della zona di Volterra con i calcari marini dell'Acquabona dell'area di Rosignano Marittimo, riferiti da Bossio *et al.* (1986) alla base del Messiniano. Il riconoscimento anche nel Bacino del Casino di sedimenti lagunari salmastri consente quindi di attribuire la formazione all'intervallo Tortonian superiore (Turoliano)-Messiniano basale.

Argille del Casino (MaC)

Affiorano in una ampia fascia che da Siena (poco a sud del limite meridionale della carta) si estende verso nord fino al F.sso Bacio (poco a ESE di Poggibonsi) per una lunghezza di circa 16 km. In questa fascia ricadono località e borghi come Fizzano, Cignan Rosso, Lilliano, Topina e Monteo presso i quali, nella prima metà del 20° secolo, si sono realizzate numerose escavazioni minerarie per l'estrazione in galleria della lignite. L'unità è costituita da argille e argille siltoso-marnose di colore grigio e da marne bianche e grigio-avane, caratterizzate da una diffusa laminazione e contenenti talvolta diffusi macrofossili (*Dreissena*, *Lymanocardium* e Gasteropodi a guscio sottile e liscio). Buone esposizioni della formazione si hanno in corrispondenza di tagli stradali; in particolare tra Lornano e Quattrostrade (area di Topina), ad essa sono intercalati livelli lentiformi (max 5m) di marne (a luoghi calcari marnosi fetidi) sottilmente stratificate (Fig. 4b), ricche in *Dreissena*, calchi di Gasteropodi e impronte di filliti. Nelle Argille del Casino sono contenuti sia lenticelle di torba dello spessore di qualche millimetro, sia banchi di lignite (in forma di lenti più o meno estese) di potenza mai superiore a 3 m (in superficie individuabili attualmente duran-

te il periodo delle arature come "macchie nerastre" nel sedimento argilloso). In corrispondenza di alcune discariche di lignite (secondo De Castro & Pilotti, 1933, si tratta di una lignite xiloide bruna; essa si trova in più livelli e mostra spessore variabile da zona a zona) presso Monteo e Cignan Rosso si rinvencono marne "cotte" color rosso mattone generatesi a seguito di processi di auto-combustione. Queste marne "cotte" e le "macchie nerastre" sopra ricordate rappresentano ormai l'unica testimonianza della fiorente attività mineraria sviluppatasi in quest'area nella prima metà del secolo (fino agli anni '80 era conservato, poco a sud di Lilliano, un piccolo villaggio minerario in gran parte rappresentato da magazzini con strutture portanti in legno e tetti molto inclinati caratterizzati da estese gronde per l'essiccamento e stoccaggio della lignite). La presenza di numerose lingue e lenti di conglomerati riferibili ai Conglomerati di Lilliano e alla Breccia di Grotti ben evidenzia i rapporti laterali intercorrenti tra queste due formazioni e le Argille del Casino (si veda la carta geologica). La potenza complessiva della formazione è di poco inferiore a 200 metri.

Nelle Argille del Casino sono presenti abbondanti ostracofaune costituite in genere da frequenti *Cyprideis pseudogrignentina*, *C.* spp., *Loxoconcha schweyeri*, *L.* aff. *schweyeri*, *L.* sp. oltre che da rari o comuni *Amniccythere* sp., *Bakunella* aff. *balkanica*, *Candona* aff. *labiata*, *C. ossoinae* milovanovici, *Chartocythere* sp., *Caspiolla* sp. v.i., *Cyprideis* aff. *pseudogrignentina*, *C. agrigentina*, *C. gr. torosa*, *Cyprinotus* sp., *Ilyocypris gibba*, *Loxoconcha aspera*, *L. mülleri*, *L. fistulosa*, *Paralimnocythere* sp., *Plesiocypridopsis* sp. e *Typhlocypridella* aff. *lineocypriformis*. L'analisi micropaleontologica ha evidenziato anche la presenza di oogoni di *Characeae*, opercoli di *Bithynia*, frustoli carboniosi, concrezioni carbonatiche vacuolari di origine vegetale, nonché quella di *Tecamebe* del genere *Centropyxis*, in precedenza rinvenute solo nei sedimenti di "lago-mare" della Val di Fine (Bossio *et al.*, 1981) e del medio-Ombro (Foresi, 1988).

Nell'area di B.ro Strolla la parte sommitale della successione argillosa (immediatamente al di sotto dei concordanti sedimenti attribuibili alla base del Pliocene), è caratterizzata da una ricca ostracofauna rappresentata da *Amniccythere propinqua*, *A. rosalinae*, *A. subcaspia*, *A.* spp., *Candona* aff. *portaferrica*, *C.* spp., *Caspiolla venusta*, *Cyprideis* sp., *Euxinocythere suzini*, *E. praebaquana*, *Loxoconcha* aff. *portaferrica*, *L. djaffarovi*, *L. mülleri*, *L. ludica*, *Loxocauda limata*, *Semicytherura* aff. *inversa*, *Tyrrenocythere ruggierii* e *Xestoleberis* sp.. Questa associazione, costituita da taxa tipici della Paratetide, è indicativa della parte sommitale della biofacies di "lago-mare" messiniana e la si rinviene dove la trasgressione pliocenica si realizza "acqua su acqua" sul dominio acquatico continentale supramiocenico (Bossio *et al.*, 1978; Cita *et al.* cum bibl., 1980; Bossio *et al.*, 1981; Bartoletti *et al.*, 1986; Bossio *et al.*, 1986; Iaccarino & Bossio, 1999 inter alias). Oltre agli Ostracodi sopra citati, in questo intervallo sono presenti consistentemente *Dreissena*, *Lymanocardium*, piccoli bivalvi e Gasteropodi, spesso accompagnati da grumi di pirite.

L'ambiente deposizionale espresso dalla formazione è di tipo continentale, con acque poco profonde, dolci o debolmente salmastre. Come già detto, esso è riconducibile alla



Fig. 4 - a: Banchi inclinati di Arenarie della Caprareccia all'interno delle Argille del T.Fosci presso S.Antimo (SSW di Lilliano); b: Marne sottilmente stratificate delle Argille del Casino presso Topina.

cosiddetta facies di "lago-mare" del Messiniano superiore. Con questo inquadramento cronostratigrafico (ovviamente integrato con quello dei sedimenti pliocenici immediatamente soprastanti; v. più avanti) viene così a correggersi l'estensione cronologica del "Lacustre superiore" di Lazzarotto & Sandrelli (1979); tali Autori, infatti, ne ipotizzavano l'appartenenza all'intervallo Turoliano-Rusciano inferiore (e quindi una possibile estensione nel Pliocene) sulla base di resti di Vertebrati.

Conglomerati di Lilliano (McLI)

Ai margini occidentale e orientale del Bacino del Casino sono presenti, in posizione laterale e al tetto delle argille, ciottolami che, sulla base della tipologia dei clasti che li compongono, consentono il riconoscimento di due differenti unità litostratigrafiche, caratterizzate peraltro da aree di affioramento ben distinte (Lazzarotto & Sandrelli, 1979): i Conglomerati di Lilliano (denominati per la prima volta da Bossio *et al.*, 1995) e la Breccia di Grotti.

I Conglomerati di Lilliano affiorano lungo una stretta fascia orientale che dal B.ro Strolla si estende verso sud fino alla periferia di Siena; essi sono discordanti sia sulle Argille del T. Fosci, sia sul substrato preneogenico. Inoltre sormontano le Argille del Casino e ne costituiscono una variazione laterale (com'è ben evidenziato dalle numerose lenti intercalate nella porzione superiore delle argille). La formazione consiste di un conglomerato poligenico ad elementi eterometrici (di dimensioni variabili da 1 a 40 cm) provenienti dalle unità liguri l.s., in prevalenza da subangolosi a subarrotondati; in genere il grado di elaborazione degli elementi aumenta da oriente verso occidente mentre le dimensioni degli stessi mediamente diminuiscono nella stessa direzione. Il conglomerato è in gran parte clastosostenuto anche se a luoghi passa ad un paraconglomerato per la presenza di una diffusa matrice argilloso-sabbiosa; quest'ultima situazione si realizza di norma nella porzione inferiore dell'unità dove si sviluppano veri e propri livelli di sabbie. Queste ultime, indicate con il termine di Sabbie di Quercegrossa (M_qQ), mostrano una prevalente granulometria da medio-fine a fine e colore giallo; localmente raggiungono spessori superiori a 10 m.

In alcuni affioramenti del bacino sono osservabili successioni assai significative per la comprensione dei rapporti verticali e laterali di queste sabbie con i conglomerati:

- presso Castello, a SW di Quercegrossa, le sabbie si interpongono, per uno spessore di circa 20 m, tra le Argille del Casino ed i conglomerati. Il contatto di letto si presenta graduale ed il passaggio tra le due tipologie si realizza nell'ambito di qualche metro per variazione granulometrica progressiva; quello di tetto, invece, è netto. Le sabbie, di colore giallo e a grana medio-fine, sono caratterizzate da diffusa laminazione piano-parallela; nella loro porzione intermedia mostrano una stratificazione incrociata del tipo *swaly cross-stratification*. Al loro interno si rinvengono anche numerosi "filaretti" di ciottoli minuti (delle dimensioni di 1-3 cm) e appiattiti. I clasti del conglomerato sono carbonatici, eterometrici (dimensioni medie di 4 cm) e si presentano sia piatti (dando indicazioni di una elaborazione lungo una linea di battaglia) che arrotondati. Le caratteristi-

che del tratto sabbioso-conglomeratico di questa successione esprimono un ambiente lacustre di *sho-reface* che passa ad uno fluvio-deltizio;

- presso Basciano le Sabbie di Quercegrossa con conglomerati alla base si intercalano, con uno spessore di circa 30 m, alle Argille del Casino o soggiacciono alla Breccia di Grotti. In corrispondenza della scarpata stradale le sabbie, fini e di colore giallo oltre che scarsamente cementate e mal stratificate, passano superiormente ad altre interessate da una diffusa laminazione piano parallela e contenenti rari e sparsi ciottoli minuti. Nella porzione medio-superiore dell'intervallo sabbioso si rinvengono due livelli lentiformi di conglomerati costituiti da clasti carbonatici vacuolari provenienti dal Calcare cavernoso. Anche in questa località la litofacies sabbiosa è interpretabile nel suo complesso come un deposito di *shoreface*;
- lungo un fronte di cava, in sinistra del B.ro Strolla, è ben esposta una successione conglomeratico-sabbiosa potente circa 45 m. A partire dal basso essa si compone di conglomerati (con spessore di circa 18 m) clastosostenuti e scarsamente cementati, con elementi carbonatici delle unità liguri l.s., eterometrici (da 2 a 50 cm) e subarrotondati, che nell'insieme mostrano una granulometria decrescente verso l'alto; la scarsa matrice è costituita da sabbie medio-grossolane. I conglomerati, organizzati in livelli lentiformi variamente sovrapposti e a base erosiva ("canali"), presentano una diffusa embriatura indicativa di una direzione N140 delle paleocorrenti (senso di flusso verso il quadrante sudorientale). Alcuni "canali" presentano *foreset* con accrescimento nello stesso senso delle paleocorrenti, altri verso i quadranti occidentali. Intercalate ai conglomerati si ritrovano piccole lenti di sabbie a grana medio-grossa, normalmente gradate e con diffusa laminazione incrociata alla base e piano-parallela al tetto. Questo intervallo conglomeratico è interpretabile come un deposito fluviale di tipo *braided*. Al di sopra dei conglomerati sono presenti, per uno spessore di circa 10 m, sabbie scarsamente cementate ed a grana da grossolana a fine, in strati lentiformi spesso amalgamati. All'interno di alcuni strati è riconoscibile una gradazione diretta per la presenza alla loro base di un esiguo (max 5 cm) livello di conglomerati a ciottoli minuti (delle dimensioni comprese tra 0,5 e 2 mm) che passa verso l'alto prima a sabbie grossolane e poi a sabbie fini (localmente ad argille sabbiose). Nelle sabbie sono visibili laminazioni piano parallele ed incrociate; sulla loro porzione grossolana si sviluppano *foreset*, mentre su quella fine si individuano *ripples*. Le sabbie rappresentano depositi di piana alluvionale in cui si sviluppavano sia piccoli canali meandriformi, sia canali *braided*. La litofacies più fine documenta come la piana alluvionale venisse occupata occasionalmente dalle acque del lago. Al di sopra delle sabbie si sviluppano ancora, per circa 15 m, conglomerati clastosostenuti (a debole matrice sabbiosa) e scarsamente cementati, ad elementi eterometrici (dimensioni variabili da 2 a 50 cm) subarrotondati, costi-

tuiti da calcari fini e arenarie calcaree delle formazioni liguri l.s. (eccezionalmente da calcari cariati del Calcare cavernoso e da quarziti e microanageniti del Verrucano indicativi di una provenienza dai quadranti occidentali). Nel loro insieme i conglomerati mostrano verso l'alto un aumento delle dimensioni dei clasti. Piccole lenti di sabbie grossolane con una debole laminazione incrociata a basso angolo sono inoltre presenti al loro interno. Anche questi conglomerati esprimono un deposito fluviale tipo *braided*. Nella porzione più alta del fronte di cava si osservano, per pochi metri, alternanze di livelli lentiformi di sabbie e di conglomerati. I livelli sabbiosi (al massimo dello spessore di 1 m) presentano una gradazione diretta oltre che laminazione piano-parallela ed incrociata a basso angolo, quelli conglomeratici (al massimo dello spessore di 60 cm), invece, mostrano clasti della stessa composizione ma di dimensioni minori (max 15 cm) di quelli sottostanti. Questi depositi sono riconducibili verosimilmente ad un ambiente fluviale-deltizio.

Lenti di conglomerati si intercalano frequentemente alle Argille del Casino nell'area tra Basciano e Siena. I clasti di queste lenti presentano in genere una maggiore elaborazione e minori dimensioni rispetto a quelli dei corpi conglomeratici rilevabili al bordo orientale del bacino; inoltre, l'unica struttura sedimentaria osservabile è costituita da una debole gradazione verso l'alto. Questi conglomerati rappresentano la parte subacquea distale di sistemi deltizi. La loro presenza al bordo occidentale del bacino testimonia come l'esigua larghezza di questo favorisce il suo frequente attraversamento da parte di sedimenti clastici grossolani. Alcuni campioni prelevati in corrispondenza degli intervalli sabbiosi oltre che della matrice dei Conglomerati di Lilliano contengono una ricca fauna ad Ostracodi sostanzialmente costituita da frequenti *Cypriideis pseudoagrigentina*, C. sp., C. sp. v.i., *Loxoconcha mülleri*, L. aff. *schweyeri*, L. *schweyeri* cui si accompagnano da rare a comuni *Candona* sp., C. sp. cf. *labiata*, C. sp. v.i., *Charitocythere* aff. *posterobursa*, C. sp., *Cypriideis tuberculata calabra* e *Thiplocypriella* aff. *lineocypriiformis*. Nei dintorni di Podere Valiano l'unità contiene anche esemplari di *Dreissena*, oogoni di *Characeae*, opercoli di *Bithynia* e numerose concrezioni carbonatiche vacuolari di origine vegetale. Nell'ambito dei Conglomerati di Lilliano sono stati osservati anche altri molluschi di acqua dolce; tra questi, Pantanelli (1879) ricorda *Melania elegantissima* e *Nematurella dalmatina*, oltre che *Dreissena simplex*.

Breccia di Grotti (MbG)

È presente, al di sopra dei terreni metamorfici della Montagna Senese, in un'ampia zona a sud di Poggibonsi corrispondente al margine occidentale dell'area rilevata. Si tratta sostanzialmente di un deposito clastico grossolano che assume le caratteristiche tipiche di una breccia soprattutto nella sua fascia più occidentale. L'unità è costituita quasi esclusivamente da elementi di Calcare cavernoso che presentano sempre un basso (o bassissimo) grado di elaborazione; tali elementi, frequentemente cariati con tipica struttura a cellette, sono eterometrici (con dimensioni variabilissime da centimetriche a metriche) e

sono accompagnati localmente da una diffusa matrice sabbiosa di color giallo ocra. Questi caratteri sono ben osservabili in alcune cave di pietrisco che si aprono sulla S.S. Cassia. In zone di affioramento più orientali, al contatto con le Argille del Casino, la Breccia di Grotti si arricchisce in matrice, mostra una maggiore elaborazione dei clasti e talora appare stratificata. Alcune lingue e lenti, che si intercalano alle argille al centro del bacino, presentano una stratificazione piuttosto evidente ed una gradazione appena accennata (es. Pod. Farneta); si tratta di strati spessi alcuni decimetri, ricchi in matrice nella porzione superiore dove i clasti assumono dimensioni minori. La Breccia di Grotti è da interpretare come un deposito di tipo continentale, con prevalenti caratteristiche di *debris flow*, legato a conoidi alluvionali che passano a sistemi deltizi verso oriente.

• Le formazioni plioceniche

I sedimenti pliocenici affiorano diffusamente nella Toscana a sud dell'Arno e sono rappresentativi di un unico ciclo sedimentario (dello Zancleano-Piacenziano) in alcune aree, di due cicli in altre (uno dello Zancleano-Piacenziano, l'altro del Piacenziano) (si veda, per tutti, Bossio *et al.*, 1993a). Nell'ambito del Bacino di Siena (tra S. Quirico d'Orcia e Montalcino, in Bossio *et al.*, 1992) e di quello della Val d'Elsa (Fig. 5 area del Borro Strolla, ad est di Poggibonsi, in Bossio *et al.*, 1993b 1999) sono stati registrati due cicli sedimentari marini separati da un episodio continentale: per il primo è documentabile, in entrambe le aree, la parte inferiore dello Zancleano, per l'altro una sua diversa estensione nell'intervallo Zancleano-Piacenziano. Al momento non si conosce lo sviluppo nei due bacini dell'episodio continentale; è inoltre del tutto probabile che le due fasi marine non siano solo l'espressione locale di una evoluzione marginale.

Argille azzurre (Pa)

Affiorano sia nel settore nord-occidentale che in quello sud-orientale dell'area rilevata. Nel primo settore esse occupano due posizioni stratigrafiche distinte in quanto legate a differenti cicli deposizionali (quelle relative al ciclo più antico sono evidenziate nella carta geologica con un sovrassegno rigato); questa situazione è stata documentata per la prima volta nella zona di B.ro Strolla da Bossio *et al.* (1993b); tali Autori indicano con il nome di Argille di C.Strolla e di Argille di B.ro dei Carfini rispettivamente le peliti del primo ciclo pliocenico e quelle del secondo.

In questa nota si è ritenuto opportuno considerare i due livelli argillosi come facenti parte di un'unica formazione (in proposito si veda anche Bossio *et al.*, 1999), nel rispetto di quanto operato per i Fogli 285, 295 e 306 (scala 1:50.000) del Servizio Geologico Nazionale. Il livello inferiore è costituito in prevalenza da argille grigio-azzurre, quello superiore da argille siltose grigio-azzurre fino a color tabacco. Da rilevare, inoltre, che nell'ambito del Bacino dell'Elsa la formazione mostra granulometrie differenziate, più grossolane nelle località di Cerna-Lecchi ed il Coltaccio, più sottili procedendo da queste località in direzione NW.

Le argille grigio-azzurre affiorano con buona esposizione

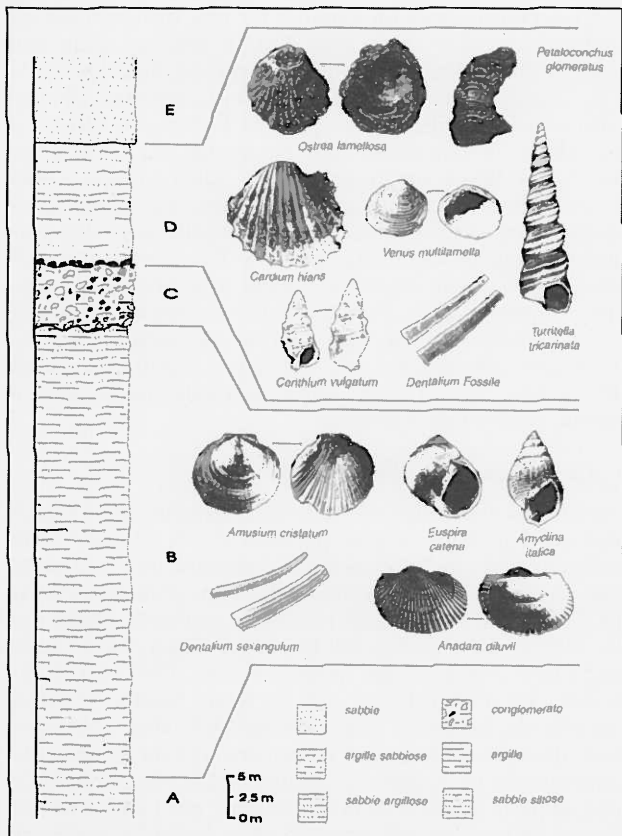


Fig. 5 - Colonna stratigrafica relativa ad una cava del Borro Strolla. Dal basso verso l'alto: A - Argille del Casino; B - Argille azzurre (I ciclo marino); C - Conglomerati di C.Stieri; D - Argille azzurre (II ciclo marino); E - Sabbie di Talciona. A lato della colonna stratigrafica i Molluschi maggiormente diffusi.

in alcune cave lungo il B.ro Strolla dove raggiungono spessori medi dell'ordine di una cinquantina di metri e dove giacciono, in concordanza, sui sedimenti di lago-mare; esse non appaiono stratificate e sono ricche di fossili fin dalla base (tra le forme più ricorrenti si ricordano *Amusium cristatum*, *Anadara diluvii*, *Sinodia islandicoides*, *Venus multilamella*, *Amyclina italica*, *Aporrhais uttingeriana*, *Lunatia helicina*, *Natica* sp., *Turritella spirata*, *Dentalium sexangulum*) (Fig. 5). Anche le argille siltose che le sovrastano nell'ambito delle stesse cave non mostrano chiare evidenze di stratificazione e contengono numerosi fossili (tra i taxa più diffusi si segnalano *Cardium hians*, *Chlamys multistriata*, *Circomphalus foliaceolamellosus*, *Corbula gibba*, *Mytilus scaphoides*, *Ostrea lamellosa*, *Pelecypora islandicoides*, *Venus verrucosa*, *Cerithium vulgatum*, *Natica tigrina*, *Neverita josephina*, *Petalocochus glomeratus*, *Turritella spirata*, *Turritella tricarinata*). A proposito di quest'ultima unità, affiorante a nord di Castellina Scalo (porzione meridionale del Bacio dell'Elsa) e di Siena (porzione settentrionale del bacino omonimo), si ricorda che localmente appare stratificata e che spesso presenta un discreto contenuto fossilifero. I fossili risultano particolarmente abbondanti in alcuni livelli di tagli stradali ubicati nell'area di Vico Alto-

S.Miniato e di Uopini, oltre che nella porzione inferiore della cava delle Piaggiole (in questa cava, ubicata nei pressi di Poggibonsi poco al di fuori dell'area rilevata, è osservabile il passaggio dell'unità alle soprastanti sabbie). Nel primo caso i taxa che talvolta assumono frequenze consistenti sono rappresentati da *Anadara pectinata*, *Cerastoderma edule*, *Glans intermedia*, *Ostrea lamellosa*, *Bittium reticulatum*, *Cerithium vulgatum*, *Gibbula seguenzai*, *Mitrella nassoides*, *Nassarius mayeri*, *Tricola tenuis*; nel secondo da *Anadara pectinata*, *Chlamys varia*, *Pecten bipartitus*, *Ostrea lamellosa*, *Cardium hians*, *Venus multilamella*, *Aporrhais uttingeriana*, *Cerithium vulgatum*, *Euspira catena*, *Natica tigrina*, *Neverita josephina*, *Turritella tricarinata*, *Dentalium vulgare*.

Le analisi micropaleontologiche di numerosi campioni prelevati nell'ambito del livello inferiore della formazione hanno messo in evidenza associazioni bentoniche (in genere rappresentata dai Foraminiferi *Bigenerina nodosaria*, *Bolivina alata*, *B. apenninica*, *B. dilatata*, *B. punctata*, *Bulimina minima*, *B. subulata*, *Cibicoides pseudoungerianus*, *Dorothia gibbosa*, *Globocassidulina subglobosa*, *Globobulimina affinis*, *Gyroidina soldanii*, *Gyroidinoides umbonatus*, *Hoeglundina elegans*, *Lenticulina* spp., *Marginulina costata*, *Martinottiella communis*, *Pullenia bulloides*, *Quinqueloculina vulgaris*, *Sigmoilopsis coelata*, *Siphotextularia affinis*, *Spiroplectammia wrighti*, *Trifarina angulosa*, *T. bradyi*, *Uvigerina peregrina*, *Valvulineria complanata* e dagli Ostracodi *Bythocypris producta*, *Echinocythereis pustulata*, *Henryhowella asperrima*, *Krithe* sp., *Occultocythereis bituberculata*, *Rectobantonia rectangularis*, *Ruggieria tetraptera*) che sono indicative di ambienti marini con condizioni batimetriche variabili all'interno del piano circalitorale. Quelle relative al livello superiore hanno mostrato, nell'insieme, microfaune bentoniche (costituite dai Foraminiferi *Ammonia beccarii*, *Astigerinata planorbis*, *Aubignyna perlicuda*, *Buccella frigida granulata*, *Cancris auriculus*, *Cibicides lobatulus*, *Criboelphidium decipiens*, *Elphidium crispum*, *E. complanatum*, *Florilus boueanus*, *Protelphidium granosum*, *Reussella spinulosa* e dagli Ostracodi *Basslerites berchoni*, *Callistocythere pallida*, *Cariocythereis antiquata*, *Costa edwardsi*, *Cytheridea neapolitana*, *Loxocochus ovulata*, *L. rhomboidea*, *Miocyprioides italiana*, *Ruggieria tetraptera*, *Xestoleberis communis*) testimonianti ambienti marini compresi nella porzione superiore del piano infralitorale. Il contenuto in plancton calcareo (Foraminiferi: *Globigerina bulloides*, *G. decoraperta*, *G. nephentes*, *G. quinqueloba*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *G. obliquus obliquus*, *G. seigliei*, *G. tyrrhenicus*, *Globorotalia acostaensis*, *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l.; nannofossili: *Amaurolithus delicatus*, *A. primus*, *Calcidiscus macintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *Cricolithus jonesi*, *Discoaster variabilis* s.l., *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera multipora*, *Pontosphaera* spp., *Rhabdosphaera procera*, *Reticulofenestra pseudumbilica*, *Syracosphaera histrica*, *Sphenolithus abies*, *Umbilicosphaera sibogae*) delle peliti del primo ciclo pliocenico ne permette il sostanziale riferimento alla Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. ed alla Zona a *Discoaster variabilis* s.l. (Fig. 3) e, quindi, alla porzione iniziale dello Zancleano (Pliocene Inferiore); quello (Foraminiferi: *Globigerina apertura*, *G. bulloides*, *Globigeri-*

noides elongatus, *G. obliquus extremus*, *G. quadrilobus*, *G. ruber*, *Orbulina universa*; nannofossili: *Braarudosphaera bigelowi*, *Calcidiscus macintyreii*, *Crenolithus doricoides*, *Coccolithus pelagicus*, *Cricolithus jonesi*, *Gephyrocapsa* spp., *Helicosphaera carteri*, *H. sellii*, *Pseudoemiliania lacunosa*, *Reticulofenestra* spp., *Rhabdosphaera procera* dei depositi argillosi del secondo ciclo l'attribuzione all'intervallo Zona a *Globorotalia punctulata* (parte superiore)-Zona a *Globorotalia aemiliana* (parte iniziale) ed alla Zona a *Discoaster tamalis* (Sottozona a *Gephyrocapsa* spp.) con il conseguente riconoscimento del Piacenziano (Pliocene Medio) e, forse, della porzione sommitale dello Zancleano.

Conglomerati di C. Stieri (Ps)

Questa unità, riconosciuta soltanto nel settore meridionale della Val d'Elsa ad est di Poggibonsi, rappresenta l'espressione sedimentaria di un episodio continentale di breve durata verificatosi nell'intervallo compreso tra la fine del primo ciclo pliocenico e l'inizio del secondo (Bossio *et al.*, 1993b; 1999). Affioramenti significativi della formazione si rinvennero in destra del Borro Strola, dove essa è interposta ai depositi marini dei due cicli, e a nord di Castellina Scalo, dove giace sopra le Argille del T. Foschi. L'insieme di questi rapporti indica che il contatto di letto è caratterizzato da una marcata discordanza angolare (a tal proposito si veda la Sez. AA'). L'unità consiste di conglomerati ad elementi non organizzati in prevalenza provenienti dalle formazioni liguri (arenarie e calcilutiti), eccezionalmente dal Calcare cavernoso. I clasti, di norma da arrotondati a subarrotondati, mostrano dimensioni variabili da 1 fino a 40 cm; prevalenti sono quelli al di sotto del decimetro. La matrice argilloso-sabbiosa grigia, talvolta screziata, è presente in quantità variabili; per questo motivo la formazione assume l'aspetto sia di un conglomerato clastosostenuto sia di un paraconglomerato. A nord di C. Stieri ai conglomerati, di colore dominante bruno ocraceo, si intercalano livelli e lenti di argille siltose che localmente diventano prevalenti (Fig. 6). Da questi livelli argillosi provengono campioni che hanno fornito ostracofaune povere (valve immature di *Candona* e *Cyprideis*) ma significative, indicative di un ambiente continentale di tipo fluviale o lacustre deltizio.



Fig. 6 - Successione fluvio-lacustre rappresentativa del Conglomerato di C. Stieri nell'area ad ovest di la Lama (in sinistra del Fosso di Talciona).

Conglomerati di Gaggiano (PcG)

Rappresentano i depositi trasgressivi della parte più alta del Pliocene Inferiore; quelli affioranti nelle aree settentrionali (zona Cedola-Gaggiano) appartengono sicuramente al secondo episodio marino della Val d'Elsa, quelli del settore meridionale (area della Ripa) costituiscono invece le propaggini più settentrionali del Pliocene marino del Bacino di Siena. Si tratta di conglomerati eterogenei rappresentati essenzialmente da ciottoli provenienti dalle formazioni di M. Morello e di S. Fiora oltre che dalla Pietraforte. Questi ciottoli, delle dimensioni variabili tra 1 e 3 cm, sono sia arrotondati che appiattiti e, in subordine, subangolosi. Sono inoltre accompagnati da una matrice sabbiosa contenente piccoli frammenti di Lamellibranchi. I clasti carbonatici sono frequentemente interessati da fori di litofagi; questi sono stati osservati anche sui blocchi calcarei del substrato.

Lo spessore dei Conglomerati di Gaggiano è variabilissimo perché l'unità riempie le depressioni della paleosuperficie su cui è avvenuta la trasgressione marina; da un massimo di 6 m esso si può ridurre, anche in breve distanza, a pochi centimetri. Nei conglomerati sono stati rinvenuti esclusivamente rari ostreidi (ad es. presso Podere Villa Cerna) e balanidi.

Sabbie di Talciona (PsT)

La formazione è ampiamente distribuita nei settori meridionale e nord occidentale dell'area studiata dove costituisce in prevalenza una litofacies regressiva; nelle zone di Gaggiano e di Monteriggioni essa è invece da considerare trasgressiva in quanto giacente sopra formazioni rispettivamente del Dominio ligure e del Miocene. L'unità consiste di sabbie e arenarie di colore giallo-ocra e a granulometria generalmente medio-fine, interessate da una elevata attività di organismi limivori. La stratificazione, di norma poco evidente, mostra in alcuni affioramenti frequenti laminazioni piano parallele, o inclinate a basso angolo (inferiore a 10°), che spesso risultano cementate in pacchetti da parte del carbonato di calcio. In posizione laterale (ad esempio presso le Colonne a nord-ovest di Monteriggioni) o intercalate (ad esempio, presso Bufardo a sud di Lecchi) alle sabbie si rinvengono arenarie calcaree o biocalcareni ricche di fossili (tra cui *Pecten*, *Ostrea* e vari Gasteropodi), sia interi che in frammenti. Nell'area di Monteriggioni sono localmente osservabili, sempre intercalati alle sabbie, calcari con colonie di Briozoi; in altre località (ad esempio, presso Capraia a nord di Siena) sono stati osservati invece esigui livelli costituiti da lumache di piccoli ostreidi.

Sia nel Bacino dell'Elsa che in quello di Siena è stata cartografata, all'interno delle Sabbie di Talciona, una litofacies prevalentemente conglomeratica e conglomeratico-sabbiosa (Conglomerati di S. Lucia - PcL). Le migliori esposizioni di questa litofacies si hanno lungo la strada che da Poggibonsi conduce a Castellina in Chianti; qui essa è costituita da livelli lentiformi (da decimetrici a metrici) di conglomerati, di calcari detritico-organogeni (biocalciruditi e/o biocalcareni) e di arenarie calcaree (e/o calcareniti) che si alternano o passano lateralmente gli uni agli altri. I conglomerati, che presentano solo a luoghi accenni di stratificazione (in più strati tra essi amal-

gamati) sono costituiti da clasti minuti (dimensioni 1-8 cm), ben elaborati (prevalentemente appiattiti) e localmente embriciati, spesso forati da organismi litofagi o incrostati da balanidi. La base erosiva è messa in risalto da marcate superfici ondulate che incidono profondamente le sabbie sottostanti; è possibile osservare alcune sequenze di canale nelle quali si passa da ciottoli a sabbie che contengono clasti isolati. I calcari detritico organogeni presentano laminazione piano-parallela obliqua a basso angolo; allineati lungo i piani di laminazione si rinvencono esemplari di *Ostrea* (anche in frammenti) e piccoli clasti appiattiti (dimensione 0,5-6 cm) di calcare e di arenarie calcaree. Generalmente i calcari passano verso l'alto a sabbie con dispersi pochi elementi ruditici. L'episodio sedimentario nell'insieme costituisce una sequenza tipo *finning upward*. Le arenarie calcaree sono costituite da set di lamine oblique (*foreset*), alcune ad alto angolo, separate da superfici erosive, marcate alla base, da allineamenti di minuti clasti o piccole ostree. I *foreset* sono inoltre inclinati verso i settori occidentali ma, a tratti, se ne riconoscono alcuni che presentano una debole inclinazione verso est.

Nella litofacies dei Conglomerati di S. Lucia sono stati talvolta inclusi alcuni orizzonti minori di sabbie medio fini che rappresentano più in generale la formazione.

L'insieme dei caratteri paleontologici e sedimentologici suggerisce per le Sabbie di Talciona un ambiente deposizionale di pertinenza di una porzione della piattaforma riferibile al piano infralitorale. Relativamente ai Conglomerati di S. Lucia può essere individuato inoltre un sistema deltizio caratterizzato da canali e/o barre.

Tenendo presente che la formazione sormonta le Argille azzurre ma ne costituisce anche una litofacies laterale e che, ai bordi del bacino, soggiace alle peliti del secondo ciclo pliocenico materializzando la trasgressione risulta verosimile un'età comprendente la parte più alta dello Zancleano e quella inferiore del Piacenziano.

• Le formazioni pleistoceniche ed oloceniche

La deposizione di queste formazioni si è realizzata in ambiente continentale ed è collegata alle varie vicende che si sono svolte sulle superfici morfologiche venutesi a creare a seguito del generale sollevamento della Toscana a partire dal Pliocene Medio inoltrato.

Calcari di Pian del Casone (Ca)

La formazione affiora ampiamente e con buone esposizioni tra S. Gimignano e Colle Val d'Elsa, in un'area poco ad ovest di quella considerata. I sedimenti relativi, descritti da Merla & Bortolotti (1967) come "travertini antichi", sono costituiti da più litofacies che si alternano. Sostanzialmente si hanno calcari fini, marne calcaree biancastre (entrambi localmente ricchi in Gasteropodi a guscio liscio) e travertini (secondo la classificazione di D'Argenio & Ferreri, 1985). Questi sono essenzialmente di tipo: fitoermale (incrostazioni su micro- e macrofite in posizione di crescita), microermale (incrostazioni su microfite con formazioni di strutture a microtuboli orientate o a maglie intrecciate), fitoclastico (detriti di incrostazioni su micro e macrofite); in minor misura, di tipo stromatolitico (laminati da biocenosi a cianofite e batteri). A questi litotipi si

aggiungono, talvolta, sottili intercalazioni lentiformi di sabbie travertinose e ciottoli calcarei (subarrotondati e di dimensioni variabili da 0,5 a 10 cm). In un affioramento presso Anghereccia (ad ovest di Staggia) è stata rinvenuta una mandibola sinistra di *Lepus* cf. *valdarnensis*, associata a frammenti non determinabili di denti, scapole ed ossa lunghe. Alcuni campioni prelevati nell'unità hanno fornito, insieme a rari oogoni di *Characeae* ed opercoli di *Bithynia*, un'associazione ad Ostracodi relativamente ricca e costituita da *Candona neglecta*, *C. sp. v.i.*, *Cyclocypris laevis*, *Cyprideis torosa*, *Ilyocypris gibba* e *Potamocypris fulva*. Tale associazione, indicativa di un ambiente lacustre di debole profondità, è inequivocabilmente attribuibile al Pleistocene (Wagner, 1957; Devoto, 1965). In proposito si ricorda che Berzi (1972) riferisce al Pleistocene medio-inferiore la fauna a Mammiferi (*Equus caballus* L., *Cervus elaphus* L., *Bos primigenius*, *Hippopotamus major*, *Elephas antiquus*) rinvenuta nei calcari della zona di Monte Oliveto (a SE di S. Gimignano) e che Ambrosetti *et al.* (1972), in un quadro classificativo più ampio dei depositi pleistocenici dell'Italia centrale, attribuiscono la stessa fauna al Galeriano.

Travertini (tr)

Si tratta di sedimenti carbonatici terrazzati presenti a nord di Monteriggioni lungo il corso del T. Staggia. Essi consistono in massima parte di calcare concrezionario fitoclastico e fitoermale, dal tipico aspetto vacuolare per la presenza originaria di corpi vegetali (cannucce, arbusti e fili d'erba); questi ultimi mostrano un diametro variabile ma sembrano raggiungere solo eccezionalmente quello di un centimetro. Localmente si rinvencono caratteristici "mound di canna" dovuti alla crescita su piccoli rialzi del fondo. In frattura fresca il calcare concrezionario presenta un colore biancastro che, a luoghi, sfuma in tonalità grigio-scuie fino a nerastre. Nell'area di Staggia, lungo il fiume omonimo, alla base dell'unità è osservabile un sottile livello di conglomerati ad elementi calcarei minuti che comprendono, in subordine, clasti di travertino. Secondo Merla & Bortolotti (1967), l'elevato tenore in stronzio dei travertini che riempiono il fondovalle del T. Staggia è indicativo di una loro origine termale da mettere in relazione con una faglia attualmente "coperta". Gli stessi Autori riferiscono i travertini all'Olocene.

Depositi alluvionali recenti (a) e terrazzati (at)

Sono presenti lungo i principali corsi d'acqua. Quelli recenti assumono il massimo sviluppo presso Badesse (ad ovest di S. Dalmazio) e tra Castellina Scalo e Monteriggioni; quelli terrazzati lungo il Bo. ro dei Carpinì, a sud di Talciona.

Essi sono costituiti da ciottolame e quantità assai variabili di sabbie e limi.

TETTONICA

L'assetto strutturale della zona tra Siena e Poggibonsi, da legarsi allo sviluppo della depressione tettonica realizzata nella seconda fase distensiva principale iniziata con il Tortoniano superiore, è stato dedotto sia attraverso studi condotti direttamente sugli affioramenti, sia attraverso

l'esame di prospezioni geofisiche e sondaggi per ricerche d'acqua che riguardano una zona più ampia. Gli studi strutturali si sono rivolti alla tettonica distensiva post-collisionale i cui effetti si sovrappongono alle deformazioni precedenti a carattere compressivo; le deformazioni semi-duttili delle formazioni liguri che affiorano sul margine orientale non sono commentate in questa nota.

Il settore considerato (Fig. 7) si colloca tra due importanti linee trasversali (Fig. 2) individuate su basi morfologiche e geofisiche: la linea Follonica-Rimini (1a; dell'Arbia in Costantini *et al.*, 1982) e la linea Piombino-Faenza (2a); esso è inoltre limitato ad occidente e ad oriente da due faglie principali a direzione appenninica di cui quella orientale è interna all'area rilevata. Durante il rilevamento sono state individuate dislocazioni di pertinenza sia del sistema antiappenninico (o trasversale) che di quel-

lo appenninico. Quelle a maggior sviluppo e/o ritenute più significative sono riportate con numero e lettera nello schema tettonico di Figura 7 e di seguito discusse.

Faglie a direzione antiappenninica (N40-70).

Le dislocazioni più importanti sono la Faglia dell'Arbia (1a) e la Faglia Piombino-Faenza (2a; segmento di Poggibonsi o Faglia di Poggibonsi) e, anche se di minor entità, le tre faglie del Borro Palagione (3a).

Le faglie 1a e 2a costituiscono segmenti di linee tettoniche trasversali (Follonica-Rimini e Piombino-Faenza) che tagliano la catena nord-appenninica dal Tirreno all'Adriatico (Fig. 2). Sul significato di queste linee e sul ruolo da esse svolto nella distribuzione dei principali bacini di sedimentazione durante il Pliocene ed il Quaternario si è molto discusso. Tra i vari Autori che hanno trattato l'argomento si ricordano Bartolini *et al.*, *cum bibl.* (1983) che, a conclusione dell'attività del Progetto Finalizzato Geodinamica (Sottoprogetto Neotettonica) del CNR, riportano la sintesi dei dati raccolti in un vasto settore dell'Appennino Settentrionale. Questi Autori affermano che la distensione "ligure-tosco-laziale non è uniforme, ma si verifica a settori; essa appare guidata da linee trasversali, che in questo periodo non sembrano avere un ruolo attivo di trascorrenza destra o sinistra, quanto invece quello di separazione e di discontinuità fra un settore e l'altro. Le fosse tettoniche appaiono perciò divise in segmenti, ciascuno dei quali costituisce un bacino indipendente dall'altro". Più recentemente (Lazzarotto & Sandrelli in Bossio *et al.*, 1996 pag.418) è stato indicato il ruolo passivo delle linee Piombino-Faenza e Follonica-Rimini ipotizzando per esse il significato di faglie di trasferimento (Fig. 2). Successivamente Bossio *et al.* (1996) hanno riconosciuto la contemporanea attività delle principali faglie appenniniche e antiappenniniche (in alcuni piani di queste si hanno indicatori cinematici rappresentati da strie ad andamento orizzontale o poco inclinato) del settore orientale del Bacino di Volterra (collocato sulla linea Piombino-Faenza) durante l'intervallo Messiniano-Pliocene basale; secondo questi Autori le prime sono da interpretare come *master faults*, le seconde come *transfer faults*. Nell'area studiata non è stato possibile osservare alcun specchio di faglia; si ritiene, tuttavia, che anche per le faglie trasversali rilevate possa essere fornita una interpretazione analoga a quella dedotta nella contigua area Volterrana.

Faglie a direzione appenninica (circa N130-170)

Fanno parte di questo sistema, che delimita ad est ed ad ovest la fossa tettonica, la Faglia di Quercegrossa (1b) e la Faglia di Scorgiano-Sovicille (2b); a queste si aggiungono altre faglie di minore entità non trattate nel testo (con l'eccezione della 3b).

La Faglia di Quercegrossa è costituita da segmenti rilevabili in superficie nell'area omonima; questa, già individuata da Lazzarotto & Sandrelli (1979), è responsabile del generale basculamento verso oriente delle Argille del T.Fosci (si veda sezioni BB' e CC'). Alla sua attività sono riferiti i forti valori angolari di inclinazione osservabili negli strati delle Arenarie della Caprareccia intercalati nella porzione medio-alta delle Argilliti del T.Fosci (Fig. 4a); questi raggiungono localmente la verticale ed eccezionalmente si rovesciano. Anche la piega evidenziata da

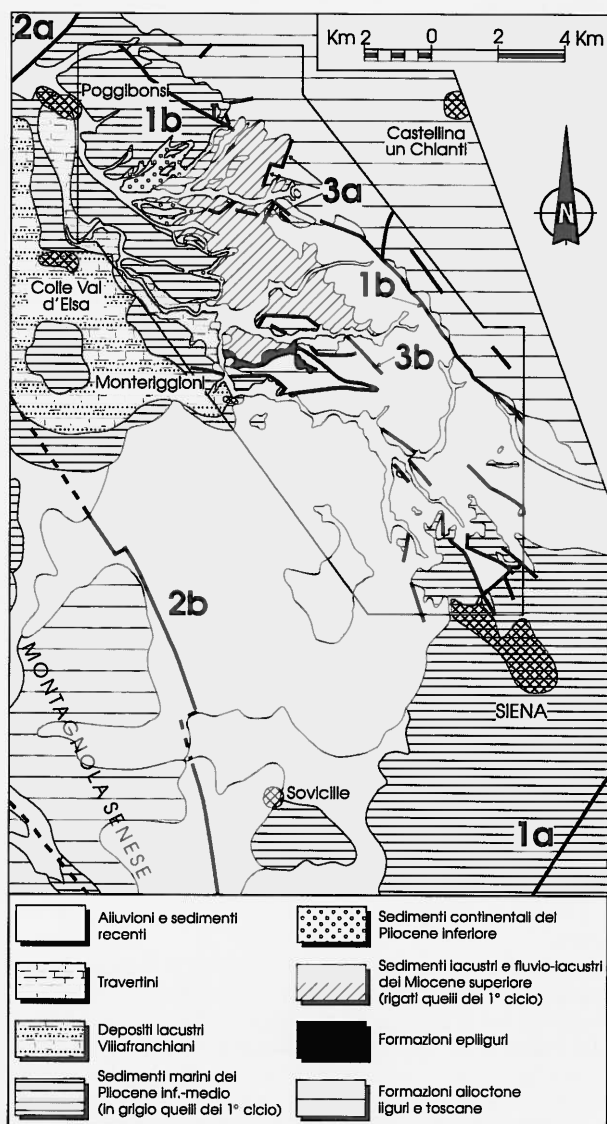


Fig. 7 - Schema tettonico dell'area Siena-Poggibonsi. Le principali faglie a direzione appenninica ed antiappenninica sono state indicate rispettivamente con le lettere b ed a.

Lazzarotto & Sandrelli (1979, pag. 758) in località Coltaccio, alla sommità di un fronte di cava di argilla, è da interpretare come uno *slump* a vergenza orientale (associati con questa struttura si rinvennero esigui livelli di ciottoli, ad elementi poco elaborati, che mostrano caratteri di *debris flow*) sviluppatosi durante la tettonica sinsedimentaria estensionale. È verosimile che la faglia 1b sia rimasta attiva durante la deposizione delle Argille del T.Fosci poiché, in corrispondenza della dislocazione, esse raggiungono un considerevole spessore (circa 800 m). Una risposta sedimentaria a tale attività potrebbe essere ricercata nei livelli detritico-grossolani delle Arenarie della Caprareccia; questi infatti, possono essere ricondotti ad una forte accentuazione erosiva legata ad un ringiovanimento del rilievo. Pur con minore intensità alcuni segmenti della faglia hanno agito anche dopo la deposizione dei sedimenti di lago-mare ("Lacustre superiore") in quanto localmente dislocano i Conglomerati di Lilliano. Anche se mancano dati probanti è verosimile ipotizzare, lungo tutto il bordo orientale del Bacino del Casino, la presenza di faglie sintetiche a quella principale di Quercegrossa; in questo caso lo spessore calcolato per le Argille del T.Fosci sarebbe più contenuto e di valori comparabili a quelli indicati da Bossio *et al.* (1996) per il settore orientale del Bacino di Volterra (circa 400 metri). Mariani & Prato (1988), che hanno condotto studi di tipo sismico-stratigrafico nel settore più settentrionale del Bacino dell'Elsa, suddividono questo in due parti separate da "un alto strutturale situato al centro del Graben"; tali Autori prospettano, riferendosi ad un generico Messiniano, "una maggiore subsidenza nella parte orientale dove lungo precedenti zone di distensione si sono impostate faglie listriche normali di accrescimento rotazionale". La Faglia di Quercegrossa potrebbe essere la continuazione meridio-

nale di questo sistema di faglie, particolarmente attivo durante il Tortoniano superiore-Messiniano inferiore; almeno in questo intervallo, quindi, la Faglia di Quercegrossa potrebbe essere considerata la *master fault* della depressione tettonica dell'Elsa che, in questo settore, presenterebbe caratteristiche di *semigraben*.

La Faglia di Scorgiano-Sovicille, è stata individuata nell'ambito di studi idrogeologici sull'area del Monte Maggio (NW di Siena) dove, sulla base di dati di superficie, di stratigrafie di numerosi pozzi ed usufruendo di indagini geoelettriche, è stato ricostruito l'assetto geometrico e strutturale degli acquiferi dell'area tra Sovicille e Monteriggioni così come riportato in Figura 8. Secondo questi studi la faglia in questione, a partire dall'area di Scorgiano, si sviluppa per diversi chilometri in direzione SE, all'interno della Breccia di Grotti ed il suo rigetto risulta considerevole.

In considerazione del fatto che la Breccia di Grotti rappresenta una conoide alluvionale depostasi in prossimità di scarpate e che la zona fornitrice di clasti di Calcere cavernoso era localizzata nell'area della Montagnola Senese, l'attività della Faglia di Scorgiano-Sovicille si è in gran parte svolta verosimilmente durante il Messiniano superiore.

Per quanto riguarda la Faglia di Macchia (3b) si rileva una attività differenziata nel tempo. Essa, infatti, mostra (si veda la sezione geologica CC1) un rigetto di circa 200 m determinatosi prima della deposizione delle Argille del Casino ed uno successivo, di circa 40 m, relativo alla dislocazione di quest'ultime.

EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA DEL BACINO DEL CASINO

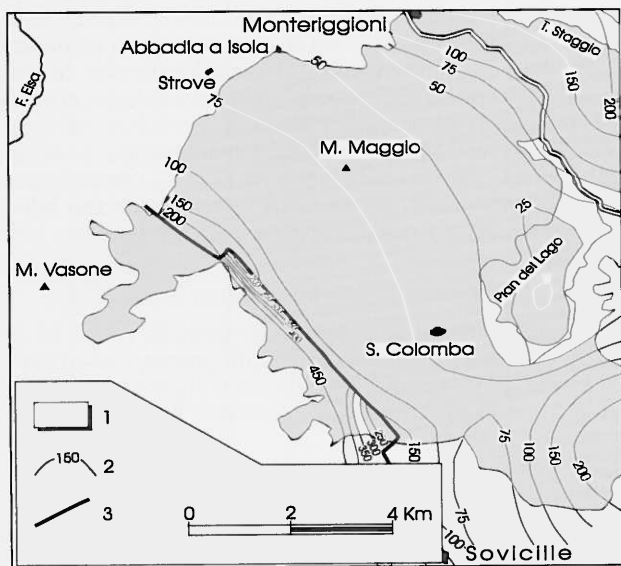


Fig. 8 - Carte delle isobate della base dell'acquifero ricostruita negli anni 90 nell'ambito di uno studio inedito dell'area di Monte Maggio (ovest di Siena) da parte di P.Barazzuoli, M.Salleolini e F.Sandrelli. Spiegazione delle sigle: 1) affioramenti della Breccia di Grotti-(?)Calcere cavernoso; 2) isobate della base dell'acquifero contenuto nella Breccia di Grotti-(?)Calcere cavernoso; 3) principali faglie dirette.

L'area studiata, in gran parte coincidente con il miocenico Bacino del Casino, ha un assetto che deriva dallo sviluppo, a partire dal Miocene Medio, di una tettonica estensionale alla quale sono collegati vari episodi sedimentari. In questo settore dell'Appennino l'episodio sedimentario neoautoctono (secondo l'ipotesi di Elter & Sandrelli, 1995) più antico è rappresentato dall'Arenaria di Ponsano la cui base è riferibile al Serravalliano superiore (Mazzei *et al.*, 1981). Esso si sviluppa verosimilmente in una depressione tettonica, generatasi per l'attivazione di faglie dirette profonde a basso angolo (tipo *sag basin*), relativa ad una prima fase estensionale durante la quale si sarebbero elise notevoli porzioni di unità tettoniche toscane (fenomeno della "serie ridotta"). L'entità di questa estensione è stata valutata di almeno il 60% lungo una sezione tra i Monti di Campiglia e Rapolano Terme (Bertini *et al.*, 1991).

Secondo Bossio *et al.* (1995) durante il Serravalliano superiore ed il Tortoniano inferiore un bacino marino si estendeva tra l'area di Pomarance-Larderello e i Monti del Chianti (Fig. 1). Con il Tortoniano superiore iniziavano ad identificarsi, a seguito di un generale sollevamento dell'area toscana che colloca la linea di costa ad occidente dell'Elba (Foresi *et al.*, 1997), quegli elementi strutturali (ancora oggi osservabili) che la caratterizzano e cioè la Dorsale Medio Toscana ed i laterali bacini dell'Elsa-Siena e di Volterra-Chiusdino (Fig. 2). Le due depressio-

ni tettoniche in sviluppo divennero il ricettacolo di una sedimentazione ipita fluviale e successivamente lacustre. Gli Autori ipotizzano, inoltre, che l'alto strutturale della dorsale non riuscisse inizialmente a fornire una separazione completa dei due bacini; tra l'altro, le Argille del T.Fosci risultano ugualmente caratterizzate da ostracofaune di acqua dolce che divengono salmastre nel tratto sommitale dell'unità, di pertinenza del Messiniano basale. Questa separazione si realizzava nell'ambito del Messiniano inferiore; certezze in questo senso sono offerte dalla successiva trasgressione marina messiniana che resta limitata al bacino occidentale.

Evidenze di attività tettonica inframessiniana al bordo occidentale della dorsale ed indicanti la "crescita" di questa sono segnalate da Bossio *et al.* (1996). Esse consistono sia nella presenza di olistostromi di Argille a palombini all'interno della parte superiore delle Argille del T.Fosci, sia nel fatto che i depositi marini di trasgressione giacciono in discordanza sulle argille lacustri. Al sollevamento della dorsale è da collegare la discordanza fra il primo ed il secondo episodio lacustre nel Bacino del Casino e lo spostamento complessivo verso est dell'area di sedimentazione dello stesso. Tenendo presente quanto sostenuto da Bossio *et al.* (1996) per l'area di Spicchiaiola-Pignano, durante questa fase di sollevamento si sono verosimilmente attivate, anche nel Bacino del Casino, le faglie a direzione appenninica e antiappenninica.

Nonostante che durante il Messiniano superiore nel Bacino del Casino e in quello di Volterra si sia sviluppata la biofacies di "lago-mare", si ritiene improbabile l'esistenza di comunicazioni dirette tra i due bacini nel tratto della dorsale compreso tra la Montagnola Senese e Iano. Il dominio lacustre del Miocene terminale doveva in ogni caso estendersi ampiamente verso sud, almeno fin all'area di Grotti (settore occidentale del Bacino di Siena) dove i depositi di "lago-mare" affiorano con notevoli spessori. Non sono invece disponibili dati certi circa lo sviluppo verso nord del bacino messiniano in quanto i sedimenti lacustri segnalati nel sottosuolo della Val d'Elsa da Ghelardoni *et al.* (1968) non possono essere ascritti con certezza al primo o al secondo ciclo miocenico.

Con l'inizio del Pliocene questo dominio acquatico continentale venne rapidamente sostituito da un altro prettamente marino, a seguito del ripristino delle comunicazioni tra l'area mediterranea e l'Oceano Atlantico. Al momento ciò è documentabile unicamente nella zona di B.ro Strolla (porzione settentrionale del Bacino del Casino) dove i depositi del Pliocene basale (Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l.; Zona a *Discoaster variabilis* s.l.) giacciono in concordanza su quelli di "lago-mare" (Bossio *et al.*, 1993b). Per la stessa zona risulta che il bacino, in rapido approfondimento nella parte iniziale del Pliocene, subì in breve una fase di sollevamento con conseguente diminuzione batimetrica e che, ancora nella porzione inferiore dello Zancleano (Zona a *Globorotalia margaritae*; Zona ad *Amaurolithus tricorniculatus*), doveva concludersi con l'emersione dell'area. A seguito di questa emersione l'area fu fortemente erosa e ciò precedette l'impostazione di un episodio lacustre rappresentato dai Conglomerati di C.Stieri; depone in tal senso la giacitura discordante di questa unità su termini miocenici (anche sulle Argille del T.Fosci) e pliocenici nel settore a nord di

Castellina Scalo. Nella parte più alta del Pliocene Inferiore (Zona a *Globorotalia puncticulata*; Zona a *Discoaster tamalis*, porzione inferiore) si realizzò una nuova trasgressione marina, più ampia delle precedenti, che portò alla deposizione delle Argille azzurre (parte alta) e delle Sabbie di Talcione (le due unità più diffuse in Val d'Elsa). Come indicato dall'alternanza di episodi francamente marini con altri salmastri, documentabile nella parte terminale della successione pliocenica nel tratto settentrionale della Val d'Elsa, la chiusura di questo secondo ciclo è da ritenersi innescata da eventi sia tettonici, sia eustatici. In ogni caso la sua conclusione è da collegarsi al generale sollevamento della Toscana realizzatosi nella parte più alta del Pliocene Medio (Bossio *et al.*, 1995 *cum bibl.*). Come detto in precedenza e come verificatosi in numerose aree della Toscana Meridionale (si veda, per tutti, Bossio *et al.*, 1993), l'impostazione del primo ciclo pliocenico nella zona studiata ricalcò le depressioni occupate dal "lago-mare". Seguendo questa ipotesi è logico supporre all'inizio del Pliocene una diretta comunicazione marina tra il Bacino del Casino e l'area senese di Murlo-Grotti. È altresì del tutto verosimile che questo collegamento si estendesse anche ad aree più meridionali (Bacino di Radiconfani) mentre non è possibile dare indicazioni su quelle più settentrionali poiché interamente occupate da sedimenti del secondo ciclo pliocenico. In ogni caso, al sollevamento (i cui effetti sono registrati nella sezione della Strolla, Bossio *et al.*, 1993b) responsabile della chiusura del primo ciclo è da attribuire la separazione dei bacini valdelsano e senese. La "soglia" relativa, individuata nel Pliocene Inferiore inoltrato (Zancleano inferiore), è delimitata dalle importanti linee tettoniche, trasversali e antiappenniniche, di Piombino-Faenza e di Follonica-Rimini (Fig. 2). Questa fase di sollevamento è stata documentata da Bossio *et al.* (1992) in un settore meridionale della stessa depressione tettonica (S. Quirico-Montalcino), da Bossio *et al.* (1994a, b) nei bacini di Volterra-Chiusdino e della Sassa, da Bossio *et al.* (1991) nel Bacino del medio-Ombro; essa viene così a configurarsi come una fase di valenza regionale.

Con il Pliocene Medio, il Bacino dell'Elsa e quello di Siena mantengono comunicazioni più o meno precarie, rappresentando bracci di mare che si sviluppavano verso nord il primo e verso sud il secondo.

RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia il Prof. Peter Martini per alcuni suggerimenti. Il lavoro è stato realizzato con i fondi ex 60% MURST (Sandrelli), ex 60% MURST (Salvatorini), ex 60% MURST (Bossio).

BIBLIOGRAFIA

- Abbate E., Bortolotti V., Conti M., Marcucci M., Principi G., Passerini P. & Treves B., 1988. Apennines and Alps ophiolites and the evolution of the western Tethys. *Mem. Soc. Geol. It.*, 31: 23-44.
- Ambrosetti P., Azzaroli P., Bonadonna F.P. & Follieri M., 1972. A schema of Pleistocene chronology for the tyrrhenian side of central Italy. *Boll. Soc. Geol. It.*, 91: 169-184.
- Baldi P., Bertini G., Cameli G.M., Decandia F.A., Dini I., Lazzarotto A. & Liotta D., 1994. La tettonica distensiva post-collisionale nell'area geotermica di Larderello (Toscana meridionale). *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. 1994/1: 139-150.

- Bartoletti E., Bossio A., Esteban M., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G., Sanesi G. & Squarci P., 1986. Studio geologico del territorio comunale di Rosignano Marittimo in relazione alla carta geologica alla scala 1:25.000. Suppl. Quad. Mus. St. Nat. Livorno, 6 (1985): 33-127.
- 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., Versesi P.L., Castaldini D. & Francavilla F., 1983. Carta Neotettonica dell'Appennino Settentrionale. Note Illustrative. Boll. Soc. Geol. It., 101, (1982): 23-549.
- 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 Geol. Camerti, 1991/1: 155-187.
- Bertini G., Cornamusini G., Lazzarotto A. & Maccantelli M., 2000. Stratigraphic and tectonic framework of the Ligurian Units in the Castellina M.ma Hills (Southern Tuscany, Italy). Boll. Soc. Geol. It., 119: 687-701.
- Berzi A., 1972. An early Middle Pleistocene fauna at Monte Oliveto (S.Gimignano, Siena, Italy). Paleont. It., 68: 29-33.
- Blow W.H., 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. Proc. First Intern. Conf. Plankt. Microf., Geneva 1967, 1: 199-422.
- Boccaletti M. & Sagri M., 1965. Strutture caotiche dell'Appennino. 1) Età, assetto, e giacitura del complesso argilloso calcareo affiorante nella parte occidentale del F° 129 "S. Fiora". Boll. Soc. Geol. It., 81 (1964): 155-190.
- Bossio A., Bradley F., Esteban M., Giannelli L., Landini W., Mazzanti R., Mazzei R. & Salvatorini G., 1981. Alcuni aspetti del Miocene superiore del Bacino del Fine. IX Conv. Soc. Pal. It., Pisa, ed. Pacini, 21-54.
- Bossio A., Cerri R., Mazzei R., Salvatorini G. & Sandrelli F., 1996. La successione neogenica nell'area della Spicchiaiola-Pignano (Prov. Pisa e Siena). Boll. Soc. Geol. It., 115: 393-422.
- Bossio A., Costantini A., Foresi L.M., Mazzei R., Monteforti B., Salvatorini G. & Sandrelli F., 1992. Notizie preliminari sul Pliocene del Bacino del Medio Ombrone e della zona di Roccastrada. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., 98(1991): 259-269.
- Bossio A., Costantini A., Foresi L.M., Mazzanti R., Monteforti B., Salvatorini G., Sandrelli F. & Testa G., 1994a. Note preliminari sul neautoctono dell'area di Sassa (settore SW del Bacino di Volterra) Province di Pisa e Livorno. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1994/1, Camerino: 33-43.
- Bossio A., Costantini A., Gandin A., Lazzarotto A., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G. & Sandrelli F., 1992. Il Bacino di Siena. In: Guide alle escursioni post Congresso. "76° Congresso S.G.I.", 227-244.
- Bossio A., Costantini A., Lazzarotto A., Liotta D., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G. & Sandrelli F., 1993a. - Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del neautoctono toscano. Mem. Soc. Geol. It., 49: 17-98.
- Bossio A., Costantini A., Lazzarotto A., Foresi L.M., Mazzanti R., Mazzei R., Pascucci V., Salvatorini G., Sandrelli F. & Terzuoli A., 1998. Neogene-Quaternary sedimentary evolution in the western side of the Northern Apennines (Italy). Mem. Soc. Geol. It., 52: 513-525.
- Bossio A., Esteban M., Giannelli L., Longinelli A., Mazzanti R., Mazzei R., Ricci Lucchi F. & Salvatorini G., 1978. Some aspects of the upper Miocene in Tuscany. Messinian Seminar, 4, Roma 9-14 settembre 1978, 25-45.
- Bossio A., Foresi L.M., Mazzei R., Salvatorini G. & Sandrelli F., 1995. Evoluzione tettonico-sedimentaria neogenica lungo una trasversale ai Bacini di Volterra e della Val d'Elsa. Studi Geol. Camerti, Volume Speciale, 1995/1: 93-104.
- Bossio A., Gueffi F., Mazzei R., Monteforti B. & Salvatorini G., 1981. Note geologiche e stratigrafiche sull'area di Palmareggi (Lecce, Puglia). Riv. It. Paleont. Strat., 97: 175-234.
- Bossio A., Mazzanti R., Mazzei R. & Salvatorini G., 1986. Analisi micropaleontologiche delle formazioni mioceniche, plioceniche e pleistoceniche dell'area comunale di Rosignano Marittimo. Ed. Favillini, Livorno.
- Bossio A., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G. & Sandrelli F., 1994b. Il Bacino di Volterra: notizie preliminari sull'evoluzione della sua area centro meridionale durante il Pliocene. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1994/1, Camerino: 19-31.
- Bossio A., Mazzei R., Salvatorini G. & Sandrelli F., 1993b. Nuovi dati sui depositi mio-pliocenici del settore meridionale del Bacino del Fiume Elsa. Paleopelagos, 3: 97-108.
- Bossio A., Mazzei R., Salvatorini G. & Sandrelli F., 1999. L'Alta Val d'Elsa: nascita ed evoluzione geologica. ElsaNatura, 1: 15-28.
- Buonasorte G., Caltadi R., Ceccarelli A., Costantini A., D'Offizzi S., Lazzarotto A. & Ridolfi A., Baldi P., Barelli A., Bertini G., Bertrami R., Calamai A., Cameli G., Dacquino C., Fiordelisi A., Ghezzi A. & Lovari F., 1988. Ricerca ed esplorazione nell'area geotermica di Torre Alfina (Lazio-Umbria). Boll. Soc. Geol. It., 107: 265-337.
- 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.
- Cerrina Feroni A. & Mazzanti R., 1967. Geologia della parte meridionale dei Monti Livornesi in Toscana. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. 73: 412-468.
- Cita M.B., Vismara Schilling A. & Bossio A., 1980. Stratigraphy and paleoenvironment of the cuevas del Almanzora section (Vera Basin). A re-interpretation. Riv. Ital. Paleont., 86: 19-20.
- Costantini A., Lazzarotto A. & Sandrelli F., 1982. Conoscenze geologiche strutturali. In: "Il Graben di Siena - Studi geologici, idrogeologici e geofisici finalizzati alla ricerca di fluidi caldi nel sottosuolo" CNR-PFE-RF9, Roma, 11-32.
- Costantini A., Lazzarotto A. & Sandrelli F., 1988. Sulle risorse geotermiche a medio-bassa temperatura nella parte meridionale del bacino neautoctono della Val d'Elsa. Studi preliminari - lineamenti geologici. CNR, PFE, SI5, 489-514.
- D'Argenio B. & Ferreri V., 1985. Criteri di analisi di facies e classificazione dei travertini pleistocenici dell'Italia meridionale. Soc. Naz. Scienze, Lettere e Arti di Napoli. Serie IV, 52: 1-47.
- De Castro C. & Piloti C., 1933. Bacino di lignite xiloide bruna miocenica di Val d'Elsa e Staggia. Mem. Descr. carta Geol. d'It., 23: 104-118.
- De Stefani C., 1877. Molluschi continentali pliocenici fino ad ora notati in Italia nei terreni pliocenici, ed ordinamento di questi ultimi. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., 3: 274-324.
- Devoto G., 1965. Lacustrine Pleistocene in the Lower Liri Valley (Southern Latium). Geologica Romana, 6: 291-368.
- Elter F.M. & Sandrelli F., 1995. La fase post-nappe nella Toscana meridionale: nuova interpretazione sull'evoluzione dell'Appennino settentrionale. Atti Tic. Sc. Terra, 37(1994): 173-193.
- Foresi L.M., Pascucci V. & Sandrelli F., 1997. Sedimentary and ichnofacies analysis of the Epiligurian Ponsano sandstone (Northern Apennines, Tuscany, Italy). Giornale di Geologia, 59: 301-314.
- Forsyth Major C.I., 1875. Considerazioni sulla Fauna dei Mammiferi pliocenici e post-pliocenici della Toscana. Atti Soc. Tosc. Sc. nat., 3: 233-245.
- Forsyth Major C.I., 1877. Considerazioni sulla Fauna dei Mammiferi pliocenici e post-pliocenici della Toscana. Atti Soc. Tosc. Sc. nat., 3: 207-221.
- Fuchs T., 1878. Stud. Über die Gliederung der Jungeren Tertiärbildungen Ober-Italiens. Sitzb. Akad. Wissensch. Abth. 1: 1-77.
- Gemina (Geomineraria Risorse-Roma), 1963. Ligniti e torbe dell'Italia continentale. Edizioni Ilte, Torino, 1-319.
- Gherardoni R., Giannini E. & Nardi R., 1968. Lineamenti di stratigrafia e di tettonica. In: "La Toscana Meridionale". Rend. Soc. It. Min. Petr. 27 fasc. speciale: 33-168.
- Giannelli L., Mazzanti R., Mazzei R., Menesini E. & Salvatorini G., 1981. Le cave di Poggibonsi e di Castelfiorentino nel quadro del Pliocene della Val d'Elsa. IX Convegno della Soc. Paleont. It., Pisa, 9-20.
- Giannini E. & Lazzarotto A., 1972. Significato paleotettonico e paleoambientale della Formazione di Lanciaia (Toscana meridionale) nel quadro dei corrugamenti verificatisi nelle aree di sedimentazione dei complessi liguri nel Cretaceo superiore e all'inizio del Terziario. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., mem. Ser. A, 79: 176-196.

- Iaccarino S.M. & Bossio A., 1999. Paleoenvironment of the uppermost Messinian sequences in the Western Mediterranean (Sites 974, 975 and 978). In: Zahn R., Comas M.C. and Klaus A. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 161: 529-541.
- Lazzarotto A., 1967. Geologia della zona compresa fra l'alta valle del Fiume Cornia ed il Torrente Pavone (Province di Pisa e Grosseto). *Mem. Soc. Geol. It.*, 6: 151-197.
- Lazzarotto A. & Sandrelli F., 1979. Stratigrafia ed assetto tettonico delle formazioni neogeniche del Bacino del Casino (Siena). *Boll. Soc. Geol. It.*, 96 (1976): 747-762.
- Lorenz H.G., 1968. Stratigraphische und micropaleontologische untersuchungen des braunkohlengbietes von baccinello (Grosseto-Italien). *Riv. It. Paleont.*, 74: 147-270.
- Manasse E., 1907. I minerali della cava di solfo di Poggio Orlando presso Lornano. *Atti Soc. Geol. Tosc. Sc. nat.*, Mem., 23: 125-144.
- Mariani M. & Prato R., 1988. I bacini neogenici costieri del Margine tirrenico: approccio sismico-stratigrafico. *mem. Soc. Geol. It.*, 41: 519-531.
- Martini E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation. In A. Farinacci (ed). *Proceedings II Planktonic Conference*, Roma, 1970, 2: 739-785.
- Martini I.P., Pascucci V. & Sandrelli F., 1995. Late Miocene paleogeography of the Monte Soldano area, southern Tuscany (Italy). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 95: 3-28.
- Mazzanti R., Mazzei R., Menesini E. & Salvatorini G., 1981. L'Arenaria di Ponsano: nuove precisazioni sopra l'età. IX Congresso della Soc. Paleont. It., Pisa, 135-160.
- Mazzei R., Pasini M., Salvatorini G. & Sandrelli F., 1981. L'età dell'"Arenaria di Ponsano" della zona di Castellina Scalo (Siena). *Mem. Soc. Geol. It.*, 21 (1980): 63-72.
- Merla G. & Bortolotti V., 1967. Nota illustrativa alla Carta Geologica d'Italia, F° 113 "Castelfiorentino". *Serv. Geol. d'It.*, Roma: 1-62.
- Pantanelli D., 1879. Sugli strati miocenici del Casino (Siena) e considerazioni sul Miocene superiore. *Mem. R. Accad. dei Lincei*, ser. 3, 3: 1-21.
- Pantanelli D., 1903. Di alcuni giacimenti solfiferi della provincia di Siena. *Boll. Soc. Geol. It.*, 22: 124-126.
- Pasini M. & Sandrelli F., 1977. L'Arenaria di Ponsano nell'area a sud-est di Castellina Scalo (Siena). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 83: 641-644.
- Pasquarè G., Chiesa S., Vezzoli L. & Zanchi A., 1983. Evoluzione paleogeografica e strutturale di parte della Toscana meridionale a partire dal Miocene superiore. *Mem. Soc. Geol. It.*, 25: 145-157.
- Patacca E., Sartori R. & Scandone P., 1990. Tyrrhenian Basin and Appenninic arcs: kinematic relations since late tortonian times. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45: 425-451.
- Peruzzi G., 1876. Descrizione di alcune filliti della lignite del Casino. *Nuovo Giorn. Botan. It.*, 8: 63-77.
- Signorini R., 1966. I terreni neogenici del foglio "Siena". *Boll. Soc. Geol. It.*, 85: 639-654.
- Soldani A., 1789. *Testaceographiae ac Zoophytographiae*. Typographia Francisci Rossi, Siena.
- Wagner C.W., 1957. Sur les Ostracodes du Quaternaire Récent des Pays-Bas et leur utilisation dans l'étude géologique des dépôts Holocenes. Mouton & CO., 'S-Gravenhage.

