

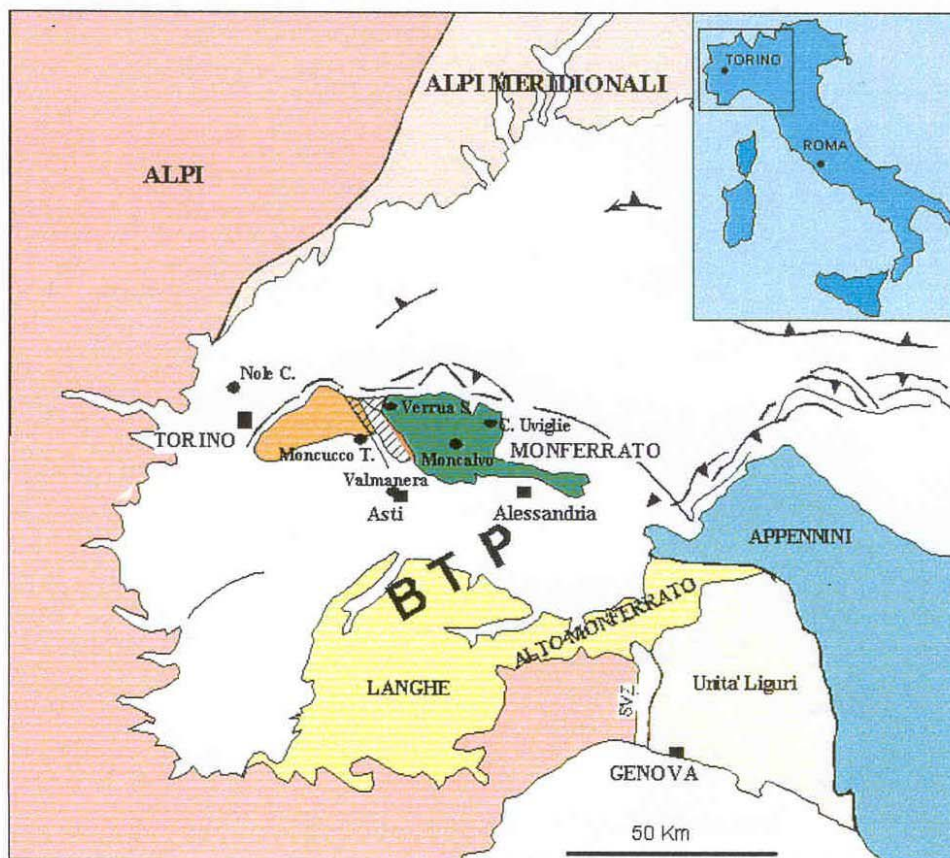


GIORNATE DI PALEONTOLOGIA 2003

ALESSANDRIA, 22-25 MAGGIO

GUIDA ALLE ESCURSIONI

Seconda Edizione



INTRODUZIONE ALLA GEOLOGIA DEL BACINO TERZIARIO PIEMONTESE

A. d'Atri, F. Dela Pierre, F. Piana, R. Polino

Sotto la generica definizione di Bacino Terziario Piemontese (BTP) (Fig. in copertina, modificata da Structural Model of Italy, 1990) vengono indicati in letteratura i depositi cenozoici (Eocene sup. – Messiniano) affioranti nel settore collinare del Piemonte meridionale, all'interno dell'arco delle Alpi occidentali (Sacco, 1889). Più recentemente, il BTP è stato suddiviso in due grandi settori separati da una struttura di estensione regionale nota come Linea Villalvernia-Varzi, che separa il BTP s.s. a Sud dal Monferrato a Nord, che in questa interpretazione viene considerato come il prolungamento Nord-occidentale della catena appenninica (Elter & Pertusati, 1973; Gelati & Gnaccolini, 1988; Laubscher *et al.*, 1992; Di Giulio & Galbiati, 1995). La Collina di Torino è stata accorpata al BTP s.s. da Biella *et al.* (1992) (Fig. 1), in base alla probabile pertinenza alpina del suo substrato; allo stesso modo Castellarin (1994) la separa dal Monferrato lungo l'allineamento Villavernia-Varzi-Rio Freddo.

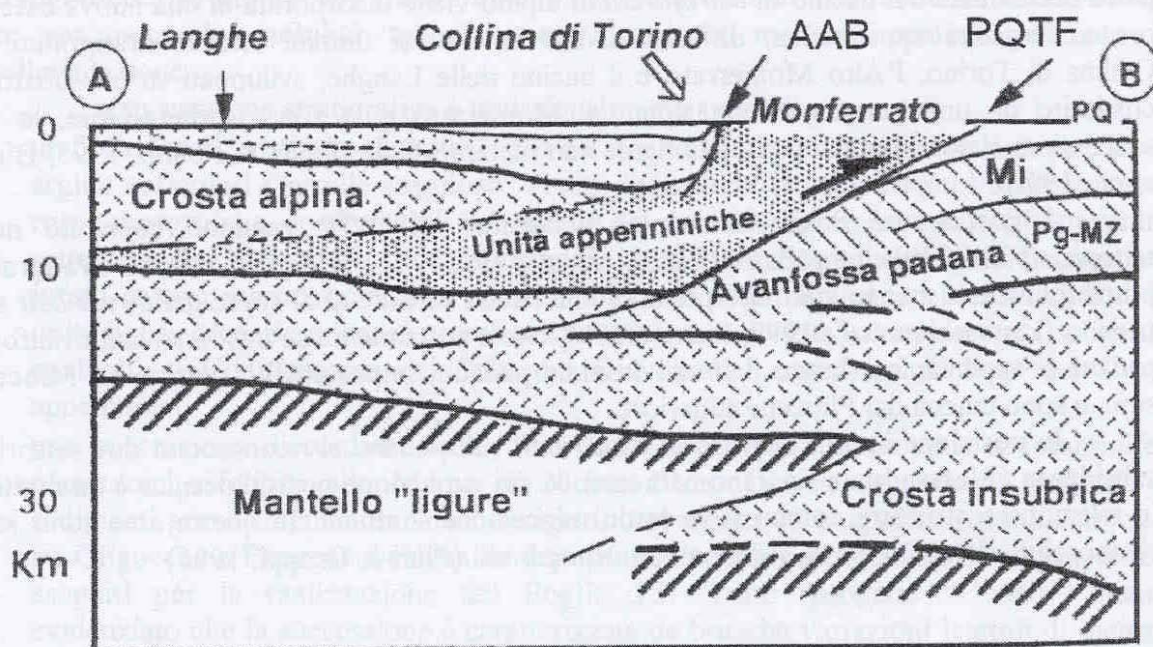


Fig. 1 - Sezione regionale N-S della configurazione crostale nella zona di raccordo tra Alpi ed Appennino. AAB = limite Alpi/Appennino; PQTF = fronti di sovrascorrimento plio-quadernari della Pianura Padana; PQ = depositi plio-quadernari; Mi = Miocene; Pg-MZ = Paleogene-Mesozoico (da Biella *et al.*, 1992, modificato).

Le successioni sedimentarie del BTP rivestono particolare interesse per i loro aspetti paleontologico-stratigrafici: infatti diverse unità cronostatigrafiche del Miocene (Langhiano, Serravalliano, Tortoniano) vi sono state istituite (Cita, 1971a, b; Boni & Selli, 1971); anche lo stratotipo della base del Neogene è stato formalizzato in questa regione (Steininger *et al.*, 1997).

Il significato geodinamico del BTP ha ugualmente attirato l'attenzione dei geologi, per la sua collocazione nella zona di giunzione tra le catene alpina ed appenninica: è noto da tempo che i depositi del BTP ricoprono in discordanza unità di diversa composizione e pertinenza crostale (unità metamorfiche alpine e unità sedimentarie liguri), giustapposte tra loro dalla fase collisionale eocenica mesoalpina (Castellarin, 1994), corrispondente alla

fase ligure (Elter & Pertusati, 1973). Tale configurazione è il risultato dell'evoluzione collisionale, a doppia vergenza, della catena alpina (Roure *et al.*, 1996) che ha portato all'individuazione, sul suo lato interno, di un prisma orogenico complesso, riconoscibile anche nel sottosuolo fino ad una profondità di 6-7 km.

A partire dall'Eocene superiore e fino a tutto l'Oligocene inf., al di sopra della parte interna del prisma orogenico alpino si è sviluppato un bacino (Bacino Terziario epimesoalpino di Mutti *et al.*, 1995) che può essere considerato come un bacino di *retroforeland* alpino. Esso comprende la parte basale (Oligocene inf.) della successione classicamente descritta per il BTP e nei bacini epiliguri dell'Appennino settentrionale. Alla fine dell'Oligocene inf., il contesto geodinamico regionale viene modificato dall'apertura del Bacino Ligure-Provenzale coevo all'individuazione, nel BTP, di bacini localizzati sede di una sedimentazione da terrigena a grossolana (F. di Molare nel BTP s.s., F. di Cardona in Monferrato) di ambiente da continentale a marino-marginale, evolvente verso l'alto a una sedimentazione pelitico-marnosa di piattaforma e/o scarpata. Successivamente, tra l'Oligocene superiore e il Miocene medio, la cinematica di questa parte della catena alpina viene influenzata dagli eventi tettonici coevi alla costruzione della catena appenninica e la parte occidentale del bacino di *retroforeland* alpino viene incorporata in una nuova catena, ora a vergenza appenninica, differenziandosi in diversi domini tettono-stratigrafici: la Collina di Torino, l'Alto Monferrato e il bacino delle Langhe, sviluppati su un substrato costituito da unità metamorfiche alpine; il Monferrato e la zona Borbera-Grue, le cui successioni si sono deposte su unità liguri non metamorfiche (Piana & Polino, 1995; Biella *et al.*, 1997).

A partire dal Serravalliano, le successioni del BTP vengono coinvolte nella tettonica Nord-vergente padana (Falletti *et al.*, 1995). I vari domini tettono-stratigrafici prima individuatisi sono stati interpretati come bacini satellite al di sopra del *thrust belt* sud padano (Laubscher *et al.*, 1992; Piana, 2000), che è attualmente sovrascorso sull'avanfossa padana (=appenninica) lungo il *thrust* frontale padano, impostatosi a partire dal Miocene sup., e sono emersi dal Pliocene superiore.

In posizione interna rispetto al *thrust belt* sud padano si riconoscono due settori in subsidenza (Alessandria e Fossano-Moretta), la cui evoluzione post-pliocenica è da mettere in relazione a strutture compressive tardo mioceniche - attuali. In queste aree sono stati riconosciuti oltre 3000 m di sedimenti plio-quadernari (Pieri & Groppi, 1981).

INTRODUZIONE ALLA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DEL MONFERRATO

F. Dela Pierre, P. Clari, F. Piana, D. Violanti

Il Monferrato è separato dal settore meridionale del BTP dalla fascia di depositi pliocenici dell'Astigiano ed è stato oggetto di recenti studi di carattere biostratigrafico, stratigrafico e strutturale (Clari *et al.* 1987;1995; Bonci *et al.* 1990; Bicchi *et al.*, 1994; Falletti, 1994; Ferrero *et al.*, 1994a, b; Piana & Polino, 1994; 1995; Dela Pierre *et al.*, 1995; Falletti *et al.*, 1995; Novaretti *et al.*, 1995; Valleri *et al.*, 1995; Piana, 2000). Precedentemente considerato come un unico dominio corrispondente al sistema collinare Torino-Valenza, negli studi citati viene diviso dalla Collina di Torino, da cui differisce sia per la successione stratigrafica sia per l'assetto strutturale. I due domini sono separati da una zona di taglio transpressiva di orientazione NNW-SSE di estensione plurichilometrica (zona di deformazione di Rio Freddo) che ha fortemente controllato la sedimentazione delle successioni oligo-mioceniche. Il Monferrato è contraddistinto da un assetto stratigrafico e strutturale che riflette un'evoluzione avvenuta in un contesto caratterizzato da una notevole mobilità tettonica, esplicatasi in maniera continua durante la sedimentazione.

La successione stratigrafica è tradizionalmente suddivisa in

- un "substrato", costituito da unità liguri ad assetto caotico, composte da una matrice di argille varicolori ("argille scagliose" Auct.) inglobante blocchi e lembi disarticolati di rocce mesozoiche, confrontabili con quelle del dominio ligure esterno dell'Appennino settentrionale (Elter *et al.*, 1966; Bonsignore *et al.* 1969; Sturani, 1973). Si riconoscono infatti calcari marnosi cretaci confrontabili con i vari Flysch ad Helmitoidi delle unità liguri, arenarie micacee correlate alle "Arenarie di Osta", conglomerati poligenici analoghi ai Conglomerati dei Salti del Diavolo dei complessi di base dei flysch appenninici
- una successione discordante sulle unità liguri, che inizia con marne a foraminiferi planctonici riferibili alle Marne di Monte Piano (Eocene superiore), seguite da sedimenti prevalentemente marini terrigeni, carbonatici ed evaporitici di età compresa tra Oligocene e Pliocene e chiusa da depositi continentali pleistocenici. I recenti rilievi eseguiti per la realizzazione del Foglio 157 Trino (progetto "CARG") hanno evidenziato che la successione è caratterizzata da brusche variazioni laterali di facies e di potenza ed è interrotta da superfici di discontinuità, che costituiscono la registrazione stratigrafica delle più importanti fasi deformative. La loro correlazione laterale ha consentito di suddividere la successione oligo-pliocenica in sei sintemi (Fig. 2), unità a limiti inconformi (Chang, 1975), seguiti da due sintemi pleistocenici (non indicati in Fig. 2), utilizzati per l'interpretazione dell'evoluzione tettonico-sedimentaria del Monferrato (Dela Pierre & Piana, 2002) e qui brevemente illustrati.

Nel corso dell'escursione di Sabato 24 Maggio 2003 verranno visitati affioramenti riferibili al secondo sintema (Castello di Uviglie) e al sesto sintema (Moncalvo, Verrua Savoia); nell'escursione di Domenica 25 Maggio saranno osservati affioramenti riferibili al quinto sintema (cava di Moncucco) e al sesto sintema (Valmanera e a Nole Canavese).

Primo sintema (Oligocene -Burdigaliano p.p.)

E' costituito da sedimenti prevalentemente terrigeni ed è delimitato alla base dalla discontinuità D1 che mette a contatto le Marne di Monte Piano a letto con la Formazione di Cardona a tetto. Quest'ultima unità, riferibile all'Oligocene p.p. (biozone P18-P21) è

costituita da depositi grossolani continentali (?) e marini-marginali, passanti verso l'alto ad alternanze arenaceo-pelitiche deposte in un contesto di piattaforma (Clari *et al.*, 1987). La successione prosegue verso l'alto con le formazioni di Antognola (Oligocene sup. – Aquitaniano, biozone P21b-N4 *p.p.*) e delle Marne a Pteropodi inferiori (Aquitaniano–Burdigaliano *p.p.*, biozone N4b.N5/6) (Novaretti *et al.* 1995), che evidenziano un progressivo approfondimento del bacino. Si tratta infatti di depositi fini di scarpata che, nel caso delle Marne a Pteropodi inferiori, contengono una rilevante frazione silicea riconosciuta anche in coeve successioni della regione circummediterranea (Amorosi *et al.*, 1995).

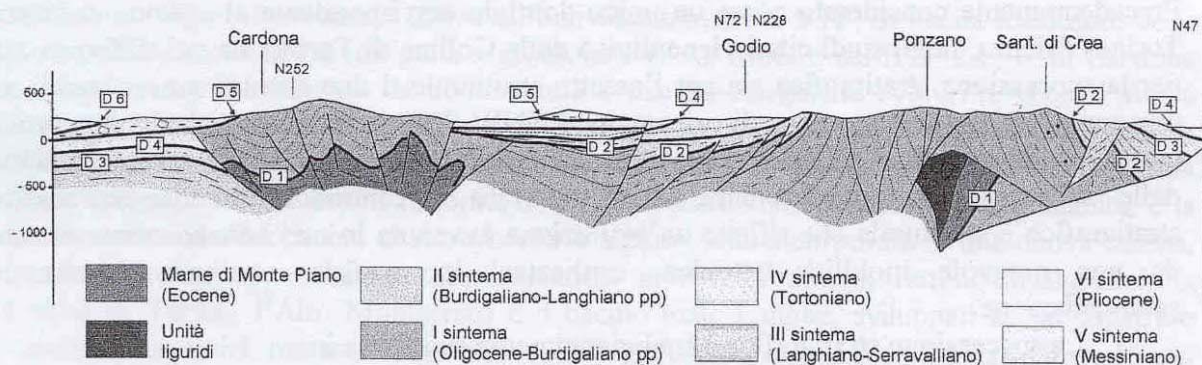


Fig. 2 – Sezione geologica nel Monferrato orientale (da Dela Pierre *et al.*, 2002)

Secondo sintema (*Burdigaliano pp.* – *Langhiano pp.*)

A partire dal Burdigaliano, i caratteri della sedimentazione cambiano a seguito di un evento tettonico regionale collegato ad una importante fase di costruzione della catena appenninica. In Monferrato, questo evento è registrato dalla discontinuità D2, conseguente ad una fase di sollevamento accompagnata, in vasti settori, da una brusca variazione della composizione dei depositi. I sedimenti del secondo sintema sono essenzialmente carbonatici, hanno una distribuzione più omogenea rispetto a quelli del primo sintema ed evidenziano ancora una distribuzione laterale delle facies congruente con un bacino articolato in settori a diversa mobilità. Nel Monferrato centro-orientale si osservano i sedimenti della Pietra da Cantoni (*Burdigaliano-Langhiano p.p.*, biozone N7b e N8) (Novaretti *et al.*, 1995), di piattaforma carbonatica di tipo “foramol” (Falletti, 1994; Clari *et al.*, 1995; Bicchi, 1998). Nei settori più orientali sono presenti facies prossimali di piattaforma interna (biocalciruditi ad alghe e molluschi) passanti verso Ovest a facies di piattaforma esterna, rappresentate da calcareniti a foraminiferi planctonici e glauconia e marne calcaree con intercalazioni silicee. Nel Monferrato occidentale si deposita invece una potente successione di scarpata (“Arenarie di Moransengo”, Clari *et al.*, 1995).

Terzo sintema (*Langhiano p.p.* - *Serravalliano*)

E' delimitato alla base dalla discontinuità D3, che indica una fase deformativa intra-langhiana, ed è caratterizzato da uniformità delle condizioni deposizionali. I sedimenti sono costituiti da areniti di piattaforma esterna (Areniti di Tonengo, Langhiano, biozone N8-N9a), seguite da depositi di scarpata (Marne di Mincengo, Langhiano–Serravalliano, sottozone N9a e N9b) che testimoniano un generale approfondimento del bacino e la probabile cessazione dei movimenti trascorrenti che avevano interessato il Monferrato tra l'Oligocene ed il Miocene inferiore.

Quarto sintema (Tortoniano)

E' interamente costituito da una monotona successione di marne argillose (Marne di S. Agata Fossili, biozona a *Globigerinoides obliquus extremus* di Iaccarino, 1985) che poggiano, tramite una discordanza angolare (D4) su vari termini della successione sottostante. Questi depositi mostrano una forte omogeneità anche se gli spessori sono maggiori nel settore nordorientale del Monferrato rispetto a quello sudoccidentale, dove essi sono localmente assenti. Ciò può essere imputato sia ad una eterogeneità laterale del bacino tortoniano, sia all'erosione differenziale messiniana.

Quinto sintema (Messiniano)

E' costituito dai depositi messiniani, delimitati alla base da una discordanza angolare (D5). A differenza di altri settori del BTP, ove il Messiniano è costituito dalla classica successione evaporitica (Sturani 1973; 1976), in gran parte del Monferrato si osserva il Complesso Caotico della Valle Versa, costituito da blocchi di varia composizione e dimensioni, inglobati da una matrice fine (Dela Pierre *et al.*, 2002). Sono stati differenziati blocchi di materiali formati nella fase pre-evaporitica (*rudstones* bioclastiche e lumachelle conchigliari spesso dolomitizzate, a bivalvi, gasteropodi, frammenti di echinoidi, alghe corallinacee, briozoi e foraminiferi bentonici), nella fase evaporitica (alternanze cicliche di gessi selenitici e di peliti anossiche, spesso contenenti diatomee, frammenti vegetali, ostracodi, resti di pesci; breccie monogeniche bioclastiche e calcari dolomitici vacuolari, testimonianti complessi processi diagenetici avvenuti durante la fase evaporitica) e nella fase post-evaporitica (conglomerati poligenici, calcari laminati, interpretati come depositi salmastri, calcari micritici e breccie carbonatiche molto cementati, con grandi bivalvi riferibili al genere *Lucina*, definiti come calcari metano-derivati, Clari *et al.*, 1994; Cavagna *et al.*, 2002).

Sesto sintema (Pliocene)

E' costituito dai depositi pliocenici, delimitati alla base dalla superficie di discontinuità D6. Il termine basale è rappresentato dalla Formazione delle Argille Azzurre, (Pliocene inferiore, biozone MPI 2-MPI 3), costituita da argille e silt grigio-azzurri, con locali livelli sabbiosi, di ambiente da epibatiale superiore fino a circalitorale. Nel settore nord-orientale del Monferrato i sedimenti siltosi coevi, affioranti sotto il Castello di Verrua Savoia, precedentemente indicati come Argille di Lugagnano (Bonsignore *et al.*, 1969), sono stati cartografati come Silt di Verrua Savoia nel Foglio 157 Trino (Boano *et al.*, in stampa; Dela Pierre *et al.*, in stampa) perchè i corpi sedimentari non risultano confrontabili, per caratteri sedimentologici e strutturali sensibilmente differenti. La successiva Formazione delle Sabbie di Asti, data da sabbie medio-fini, gialle, a volte cementate, caratterizzate da locali strutture da moto ondoso e da tracce di bioturbazione, in alcune località poggia sui sedimenti sottostanti tramite una superficie erosionale (D7), in altre sembra in eteropia con le Argille Azzurre. Le Sabbie di Asti risultano almeno in parte correlabili con la biozona MPI 4 (Pliocene inferiore-medio) e sono attribuibili ad un ambiente da litorale a infra-circalitorale. Corpi isolati di sedimenti grossolani, a volte consolidati, costituiti da alternanze di arenarie bioclastiche, sabbie e sabbie siltose, affiorano sia a Verrua Savoia (Calcareniti di Castel Verrua) che a Moncalvo (Membro calcarenitico delle Sabbie di Asti). Al margine sud-occidentale del Monferrato si sviluppa, in continuità di sedimentazione con i termini marini, la parte inferiore della successione "villafranchiana", costituita da sedimenti deltizi sabbiosi e siltosi (Sabbie di Ferrere e Silt di San Martino), il cui contenuto fossile in vertebrati continentali, molluschi, macroresti vegetali e pollini consente un riferimento al Pliocene medio (Carraro, 1996).

Sintema di Morialdo e Sintema di Cerrina (Pleistocene inferiore)

Sono complessi, di modesto spessore ed estensione areale, di sedimenti alluvionali sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi, corrispondenti alla parte superiore della successione villafranchiana (Sintema di Morialdo) o presenti solo nel tratto terminale della Val Cerrina (Sintema di Cerrina) (Boano & Forno, 1999; Boano *et al.*, 2002): in questi ultimi sono conservati resti fossili di mastodonti e rinoceronti (Giraudi, 1981) riferibili al Pleistocene inferiore.

STOP 2 - CASTELLO DI UVIGLIE

LA PIETRA DA CANTONI

E. Bicchi, F. Dela Pierre, E. Ferrero

La Pietra da Cantoni è costituita da un insieme eterogeneo di sedimenti carbonatici di età burdigaliana e langhiana pp. che poggiano tramite una superficie di discontinuità (D2) sui depositi più antichi (Bonsignore *et al.*, 1969). Questi sedimenti, "inquadabili" nel secondo sintema, sono indicativi di un ambiente di piattaforma "foramol" (Chiesa, 1989; Clari *et al.*, 1995). In particolare Clari *et al.*, (1995) distinguono nel Gruppo della Pietra da Cantoni tre litofacies di età burdigaliana superiore, la cui sovrapposizione indicherebbe un trend trasgressivo che avrebbe causato l'annegamento della piattaforma "foramol". La loro distribuzione laterale indicherebbe invece un approfondimento del bacino da E a W. Nei settori orientali del Monferrato (dove si svolge l'escursione) sono infatti presenti calciruditi ad alghe corallinacee e macroforaminiferi indicative di un ambiente di piattaforma interna di tipo "rodalgal". Verso Ovest queste facies passano a calcareniti a foraminiferi planctonici e glauconia caratteristiche di un ambiente di piattaforma "foramol" esterna e a marne calcaree intercalate a livelli silicei, indicative di un ambiente di transizione tra la piattaforma esterna e la scarpata superiore. Recentemente Bicchi (1998) e Bicchi *et al.* (1997, 1999) hanno distinto un intervallo più antico, costituito da calcareniti e calcisiltiti tipiche di ambiente di piattaforma esterna, attribuito al Burdigaliano inferiore (Zona N5/6) sulla base dell'associazione a foraminiferi planctonici e a macroforaminiferi. Questi sedimenti affiorano solo a Rosignano Monferrato e sono separati dai depositi del Burdigaliano superiore (Sottozona N7a, N7b) da una superficie di discontinuità poligenica assai complessa (discontinuità D2). Dato il loro esiguo spessore, la loro scarsa estensione laterale e la notevole analogia di facies, essi sono sempre stati inclusi nella Pietra da Cantoni, anche se sono delimitati al tetto dalla discontinuità D2 e dovrebbero perciò essere inquadrati nel primo sintema. La loro precisa collocazione entro lo schema delle unità a limiti inconformi proposto per l'attiguo Foglio Trino, potrà essere definita solo dopo il dettagliato rilevamento geologico del settore orientale del Monferrato.

LA SEZIONE DEL CASTELLO DI UVIGLIE

E. Bicchi, E. Ferrero, G. Pavia, M. Tonon, D. Violanti

La cava, ormai in disuso, il cui piano di base è stato parzialmente colmato ed adibito a vigneto, è ubicata nel comune di Rosignano Monferrato (AL). Essa interessa la sommità del versante NE del rilievo collinare dominato dal Castello di Uviglie, ad una quota di circa 235 metri.

La sezione misurata, potente circa 30 metri (Fig. 7), interessa le formazioni del Gruppo della Pietra da Cantoni e delle Marne di Mincengo (Fig. 8) ed è stata oggetto di dettagliati studi biostratigrafici (Bicchi *et al.*, 1997; 1999). In preparazione di questa escursione, uno degli autori (D.V.) ha ulteriormente analizzato i foraminiferi bentonici delle diverse litologie. La successione è costituita, dal basso verso l'alto, da:

- Calciruditi e calcareniti ad alghe corallinacee, macroforaminiferi e microforaminiferi bentonici, di colore bianco - giallastro, potenti 8,5 metri. Le rodoliti, di diametro variabile, anche superiore ai 10 centimetri, sono disposte in livelli suborizzontali e spesso si accrescono su clasti pelitici e talora si presentano incrostate da balanidi. La

frazione organogena, abbondante, è costituita principalmente da frammenti bioclastici di alghe corallinacee. L'associazione a foraminiferi planctonici, seppur piuttosto scarsa e mal preservata, ha permesso di inquadrare la bancata rodolitica nel Burdigaliano p.p. (Sottozona N7a, Novaretti *et al.*, 1995). L'associazione a foraminiferi bentonici (miliolidi, *Elphidium crispum*, *Neoconorbina orbicularis*, *Cibicides* sp.), prevalentemente epifaunali ed epifitici, è indicativa di un ambiente di piattaforma interna. Al tetto è visibile un livello decimetrico a bioclasti e litoclasti fosfatizzati e glauconitizzati ricco in bivalvi (pettinidi) e rodoliti. Tale livello è correlabile con quelli rinvenuti nei settori adiacenti quali Terruggia e Colma, sebbene ne differisca in parte per l'associazione paleontologica e per il grado di fosfatizzazione e glauconitizzazione (Bicchi *et al.*, 1997; 1999). Esso testimonia l'annegamento della piattaforma, in conseguenza ad un rapido innalzamento del livello marino relativo e al conseguente drastico rallentamento della sedimentazione.

La formazione della Pietra da Cantoni è nota nella letteratura paleontologica per l'abbondante record ittiolitico. Caretto (1973) descrisse diverse centinaia di denti di selaci raccolti nei livelli medio-inferiori della Pietra da Cantoni della cava ora abbandonata "la Mandoletta", nei pressi di Terruggia, circa 3 km a nord del Castello di Uviglie. La successione stratigrafica della Mandoletta è la stessa di Uviglie: vi spiccano il bancone rodolitico di base, a suo tempo coltivato per l'industria del cemento, il livello di condensazione a litoclasti e bioclasti fosfatizzati a tetto, la facies tipica della Pietra da Cantoni con iniziali evidenze di condensazione stratigrafica e tafonomica. Gli ittioliti della Mandoletta furono raccolti da tali livelli di condensazione dove si

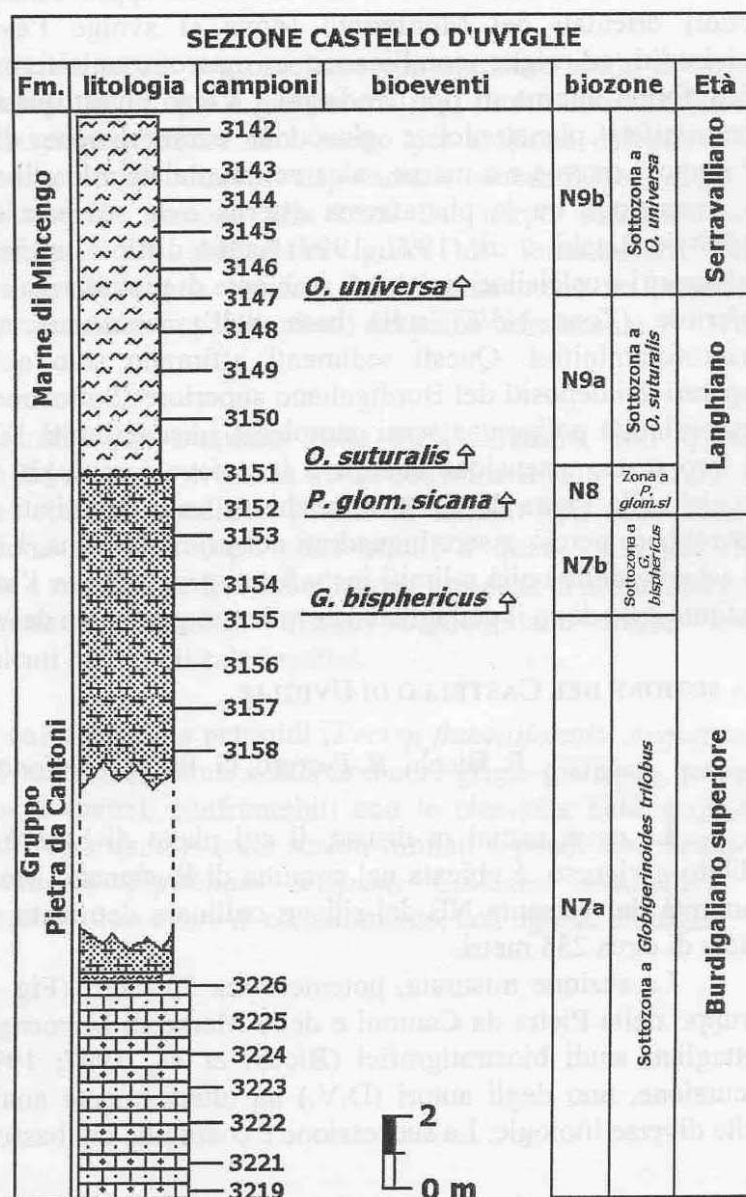


Fig. 7 - Litostratigrafia e biostratigrafia della sezione di Castello d'Uviglie

rinvenivano dispersi oppure concentrati in clusters occasionali. Tra i selaci, Caretto (1973) limitò le sue descrizioni a soli 6 taxa, ma è convinzione presso gli ittodontologi che una revisione di tale ingente materiale, ora conservato presso il Museo di Storia Naturale di Milano, porterebbe a una profonda revisione dell'impostazione di "lumper" di Caretto e a elenchi sistematici ben più corposi. Fra i taxa più comuni si ricorda *Isurus hastalis* con forme collegate e *Carcharodon megalodon*, il secondo con esemplari di altezza sino a 15 cm. Nella ex-cava del Castello di Uviglie non è raro rinvenire esemplari di *I. hastalis* e vertebre isolate di selaci, associati ai frequentissimi *Flabellipecten burdigalensis* che caratterizzano i livelli di condensazione a fossili fosfatizzati.

- Calcareniti bianco-grigio-giallastre fossilifere con rare rodoliti più frequenti alla base, potenti circa 13 metri. La frazione organogena è costituita per l'85% da foraminiferi planctonici in buono stato di conservazione. In base alla comparsa di *Globigerinoides bisphericus* e di *Praeorbulina glomerosa sicana* è stato possibile attribuire tali sedimenti al Burdigaliano p.p. e al Langhiano p.p. (biozone N7b e N8). La Zona N8 risulta ridotta (probabile lacuna), in quanto sono stati rinvenuti solo individui appartenenti a *P. glomerosa sicana*, primo stadio della linea filetica che porta a *P. glomerosa glomerosa* e si conclude con il genere *Orbulina*. L'associazione a foraminiferi bentonici, costituita da forme epifaunali e infaunali superficiali, è stata interpretata da Bicchi *et al.* (1997; 1999) come indicativa di un ambiente di piattaforma esterna. In livelli della sottozona a *Globigerinoides bisphericus* risultano comuni *Heterolepa mexicana*, *Lenticulina* spp., *Planulina renzi*, *Stilostomella nuttalli*, *S. verneuili*; anche tra gli agglutinanti sono presenti taxa profondi (epibatiali), quali *Cylindroclavulina rudis*, con parete formata da cemento calcareo e gusci di altri foraminiferi, qui prevalentemente planctonici.
- Marne grigio-biancastre, glauconitiche, a frattura concoide, fossilifere potenti 7 metri, attribuibili alla formazione delle Marne di Mincengo. I foraminiferi planctonici (75%) e i foraminiferi bentonici (25%) si presentano in ottimo stato di conservazione. In base alla comparsa di *Orbulina suturalis* e di *O. universa* le marne sono riferibili al Langhiano-Serravalliano (Sottozona N9a e N9b). L'associazione a foraminiferi bentonici, ricca e ben diversificata, è dominata da *Stilostomella* spp., *Nodosariidae* (varie specie di *Dentalina*, *Lenticulina*, *Vaginulina legumen*, ecc.), *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Uvigerina auberiana*, *U. striatissima*). Sono presenti taxa utili per l'interpretazione biostratigrafica: *Mucronina gemina*, comparsa alla base del Langhiano, *Planulina wuellerstorfi*, comparsa alla base del Serravalliano, *Ellipsoglandulina vasarhelyii*, estinta a tetto del Serravalliano. L'associazione è complessivamente caratterizzata dalla predominanza di forme infaunali, ed è indicativa di un ambiente di scarpata superiore. Il progressivo approfondimento del bacino è testimoniato anche dalla maggior frequenza di specie batiali (*Osangularia pteromphalia*, *Planulina renzi*) nei campioni sommitali (sottozona a *O. universa*).

Dal punto di vista paleoambientale, la successione evidenzia il passaggio da un ambiente di piattaforma interna a condizioni di piattaforma esterna testimoniate dalle calcareniti a foraminiferi e glauconia. In queste ultime si osserva infatti un incremento dei foraminiferi planctonici, la scomparsa dei macroforaminiferi e un'elevata percentuale di granuli di glauconia. Infine, questa tendenza deepening upward culmina con la deposizione delle Marne di Mincengo, di scarpata superiore, e conferma ulteriormente la situazione delineata per i settori adiacenti (Colma, Rosignano Monferrato, Terruggia) (Bicchi *et al.*,

1999; 2002b), in cui si osservano successioni simili.

Dal punto di vista paleoclimatico (Bicchi *et al.*, in stampa), le associazioni a foraminiferi planctonici indicano il persistere di condizioni temperato-calde durante la deposizione dei sedimenti di piattaforma della Pietra da Cantoni (Burdigaliano pp.-Langhiano pp.) ed un cambiamento verso condizioni più fredde nelle Marne di Mincengo, al passaggio Langhiano-Serravalliano. Tale inversione climatica potrebbe essere correlata ad un evento globale noto in letteratura come il "Middle Miocene Event M1" (Miller, 1991), collegato alla formazione della calotta antartica; questa interpretazione potrebbe però essere influenzata dalla dissoluzione selettiva di markers climatici caldi tra i foraminiferi planctonici.

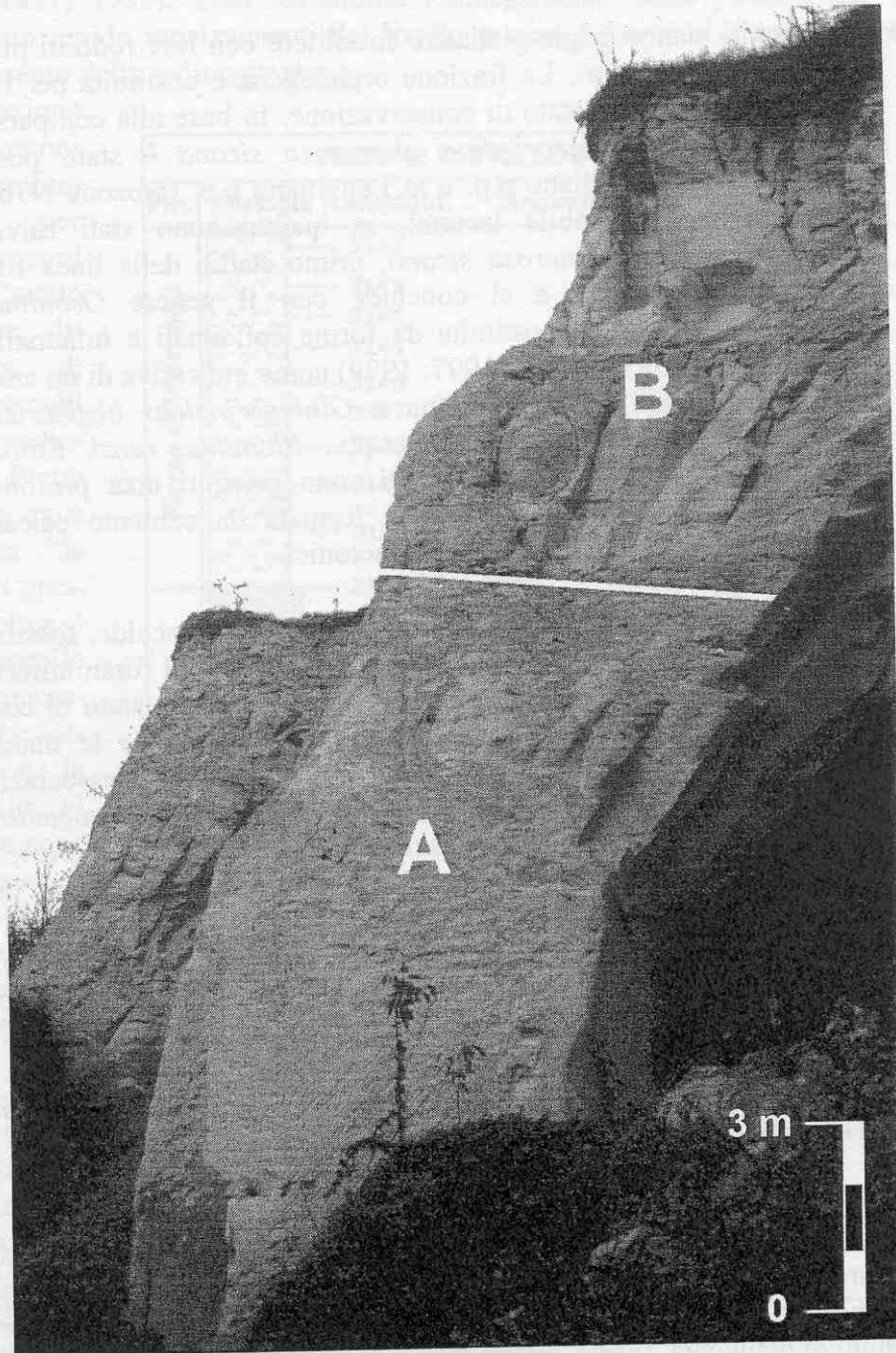


Fig. 8 - Cava di Castello d'Uviglie: nella sezione sono evidenziati gli strati calcarenitici (A) e gli strati marnosi (B)