

PROVINCIA
DI PIACENZA



All. B1.2 (R)

**La storia geologica
del territorio
piacentino**



PROVINCIA DI PIACENZA

**LA STORIA GEOLOGICA
DEL TERRITORIO PIACENTINO**

*A cura di
Giovanna Baiguera
Servizio Pianificazione Territoriale e Ambientale
Provincia di Piacenza*

Dicembre 2008

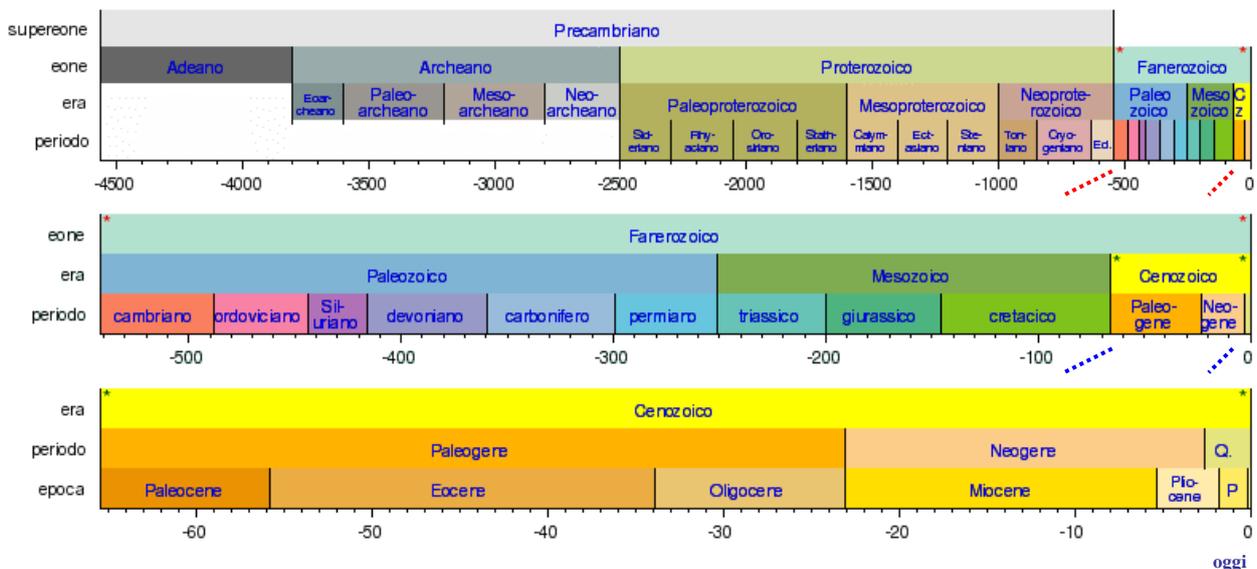
INTRODUZIONE

Quella che segue è una breve illustrazione delle tappe fondamentali della storia geologica del nostro territorio, risalente ad almeno 200 milioni di anni fa, corredata dall'indicazione delle aree di affioramento delle unità rocciose maggiormente rappresentative, come individuate nella cartografia del Quadro Conoscitivo e descritte nella corrispondente legenda fornita in altro allegato.

La descrizione rientra negli adempimenti richiesti al PTCP dalla L.R. n. 20/2000 (articoli A-1, A-2 e A-3), come specificati dalla Delib. C.R. n. 173/2001, per definire il quadro geologico di riferimento del sistema ambientale, al fine di riconoscere le valenze da sfruttare, individuare le sensibilità da proteggere e concorrere ad identificare le condizioni di sostenibilità degli insediamenti antropici.

Quale utile supporto per la successione degli eventi descritti nel testo, si riporta preliminarmente una rappresentazione della **scala del tempo** geologico (ricordando che ne esistono diverse versioni in letteratura).

Fig. 1 - Scala del tempo geologico, in milioni di anni, tratta dal sito <http://it.wikipedia.org/wiki/Geocronologia>, modificato. La seconda e la terza linea cronologica sono ognuna sottosezione della linea cronologica che le precede. Nell'ultima linea, Q sta per Quaternario e P sta per Pleistocene. L'Olocene (l'ultima epoca) è troppo breve per essere mostrata chiaramente su questa linea cronologica.



Si premette inoltre che l'origine e l'evoluzione del substrato geologico vengono interpretati studiando i **corpi rocciosi affioranti e sepolti** tramite rilievi geologici di superficie (analisi stratigrafica e strutturale) e rilievi geofisici indiretti (sismici, elettrici, magnetometrici e gravimetrici), integrati con sondaggi profondi (perforazioni finalizzate alla ricerca e al reperimento di risorse idriche o energetiche o ad indagini geognostiche) e analisi dirette (analisi chimiche, mineralogiche, paleontologiche, isotopiche, paleomagnetiche, ecc.).

Sulla base di questi studi è possibile classificare i corpi rocciosi in **unità geologiche** formali, ciascuna definita da un insieme tipico di caratteristiche fisiche, ambiente deposizionale e tempo di formazione.

Si sottolinea, a tale proposito, l'importanza del **significato spazio-temporale** delle unità rocciose, ossia della capacità delle rocce di registrare i principali eventi geologici del territorio. Ogni unità si inserisce infatti in un particolare contesto deposizionale e deformativo, il quale appartiene ad un corpo spazio-temporale più ampio, a sua volta inserito in un sistema maggiore. In altre parole, le unità cartografate costituiscono unità stratigrafico-sequenziali.

Su queste basi, sono stati identificati i settori tettonici primari, ad esempio il blocco alpino, quello appenninico e quello padano, e secondari, come l'insieme appenninico centro-settentrionale. Gli insiemi sono costituiti da diversi settori interni, i **domini**, a cui appartengono le unità geologiche cartografate.

Un'ultima annotazione riguarda l'**assetto geologico attuale** del territorio piacentino, dove sono presenti unità geologiche superficiali (affioranti o sub-affioranti) di genesi sedimentaria, di tipo per lo più detritico. Rocce di genesi magmatica e metamorfica sono comprese all'interno delle unità sedimentarie, sotto forma di olistoliti (clasti o blocchi) anche di notevoli dimensioni, come nel caso delle ofioliti.

Le unità geologiche piacentine si sono deposte in ambiente marino, transizionale e continentale. Nel settore meridionale del territorio è preponderante la presenza di unità marine, di prevalente origine torbiditica, sollevate e deformate nel corso dell'evoluzione tettonica della catena appenninica, mentre il settore settentrionale è occupato dai più recenti depositi continentali di tipo alluvionale, messi in posto nella fase di relativa calma tettonica che ha visto il riempimento sedimentario dell'antico golfo attualmente rappresentato dalla pianura padana.

Se si escludono i singoli inclusi, olistoliti o lembi formazionali più antichi contenuti in talune unità geologiche, l'età di deposizione delle compagini rocciose cartografate copre un intervallo di tempo molto ampio, che va dal Cretacico superiore, intorno ai 100 milioni di anni fa, fino ai giorni nostri. In accordo con la messa in posto del substrato geologico con una progressione degli eventi tettonico-sedimentari orientata da Sud-Sud-Ovest verso Nord-Nord-Est, le unità più antiche, di origine marina, si trovano nel settore montano, mentre quelle più giovani, continentali, giacciono nell'attuale pianura. La distribuzione cronologica delle unità di superficie è però tutt'altro che graduale e omogenea, in quanto complicata dai fenomeni di piegamento, fagliazione e accavallamento tettonico (prevalentemente nel settore montano) e dai fenomeni gravitativi e di divagazione e terrazzamento dei depositi alluvionali.

Le caratteristiche litologiche delle unità cartografate sono molto varie, ma si possono riconoscere alcune caratteristiche predominanti nel settore collinare-montano e in quello di pianura. Nel primo prevalgono materiali duri e compatti, stratificati (bancate arenacee o calcaree compatte) e non (ofioliti), materiali costituiti da alternanze tra livelli lapidei e pelitici (flysch), materiali granulari cementati (brecce, areniti), marne e argille consistenti (argilliti). In pianura sono invece presenti esclusivamente depositi "sciolti", cioè non litificati, seppur localmente cementati o molto addensati, derivanti dal disfacimento dei depositi rocciosi presenti nel settore montano. Si tratta di materiali ghiaiosi, sabbiosi, limosi e argillosi, trasportati e sedimentati ad opera delle alluvioni quaternarie.

LA STORIA GEOLOGICA PIACENTINA (IN BREVE)

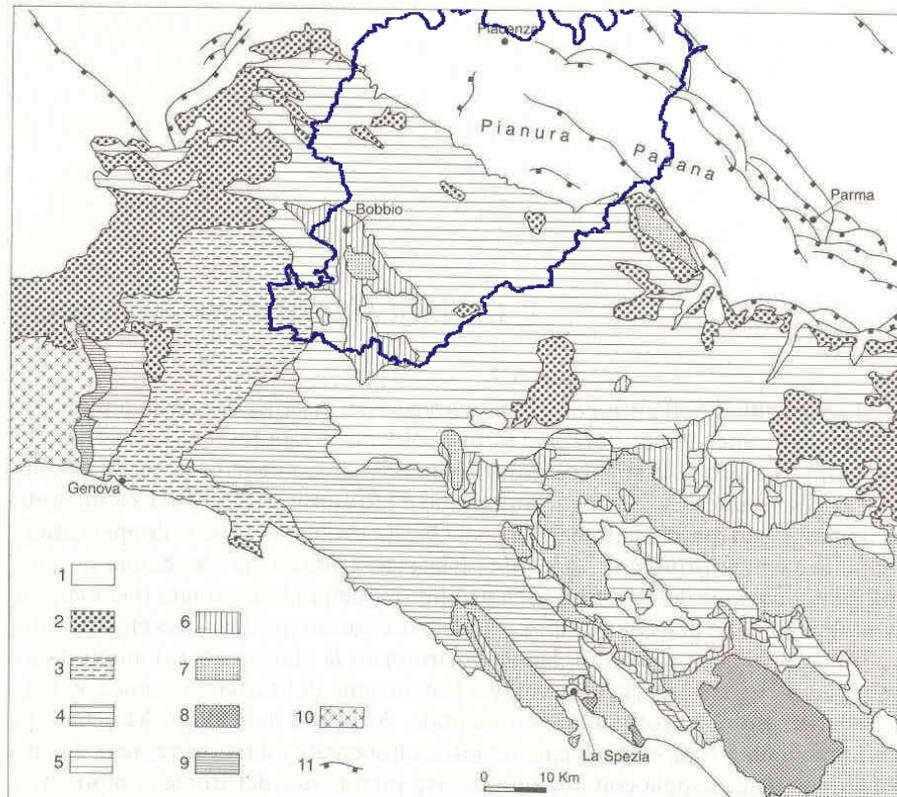
Per riassumere tanti milioni di anni in poche righe è necessario ricorrere a notevoli semplificazioni, cercando comunque di rispettare lo schema degli **eventi** tettonico-sedimentari riconoscibili anche al di fuori dell'ambito provinciale.

Tali eventi, di larga scala, sono rappresentati dai seguenti **domini** tettonico-stratigrafici, cui appartengono le unità geologiche cartografate nel territorio, poggianti su un basamento cristallino metamorfico (tra parentesi l'ambiente di deposizione prevalente):

- Dominio Padano-Adriatico (ambiente marino, transizionale e continentale)
 - Evaporiti messiniane (ambiente transizionale)
- Successione Epiligure (ambiente marino e transizionale)
- Dominio Ligure (ambiente marino)
- Dominio Subligure (ambiente marino)
- Dominio Tosco-Umbro (ambiente transizionale e marino)

La figura seguente ne illustra la collocazione areale.

Fig. 2 - Schema dei domini tettonici principali. 1 – Unità Padano-Adriatiche; 2 – Successione Epiligure (con Bacino Terziario Piemontese); 3/4/5 – Unità Liguri (Antola/Interne/Esterne); 6 – Unità Subliguri; 7 – Unità Toscane; 8 – Complesso Metamorfico Apuano; 9 – Unità della Zona Sestri-Voltaggio; 10 - Unità del Gruppo di Voltri; 11 – principali sovrascorrimenti sepolti. In blu il confine provinciale. Da “Note Illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 – Follio 197 BOBBIO” del Servizio Geologico d’Italia. modificato.



I domini sono elencati secondo l'ordine di sovrapposizione tettonica, dal più alto, cioè superficiale, al più basso, cioè profondo, in cui si trovano attualmente collocati, seppur a grande scala e in prima approssimazione. L'ordine sopra indicato potrebbe essere considerato anche in termini cronologici, ossia secondo il momento della deposizione delle unità più antiche del dominio, dalle unità più giovani (più superficiali) a quelle più vecchie (più profonde), con qualche eccezione.

Tuttavia, come si può notare dai seguenti spaccati geologici ad andamento SSO-NNE, i domini e le corrispondenti unità geologiche presentano in realtà una distribuzione tutt'altro che ordinata, dovuta al carattere evolutivo della nostra storia geologica. Gli assetti attuali sono infatti il risultato di un importante accavallamento tettonico e di una contemporanea massiccia sedimentazione avvenuta in bacini/domini paleogeografici differenti.

Fig. 3 - Sezione interpretativa lungo il tracciato Camogli – Cremona. Da Castellarin et alii (1994) in “Note Illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 – Foglio 179 PONTE DELL’OLIO” del Servizio Geologico d’Italia.

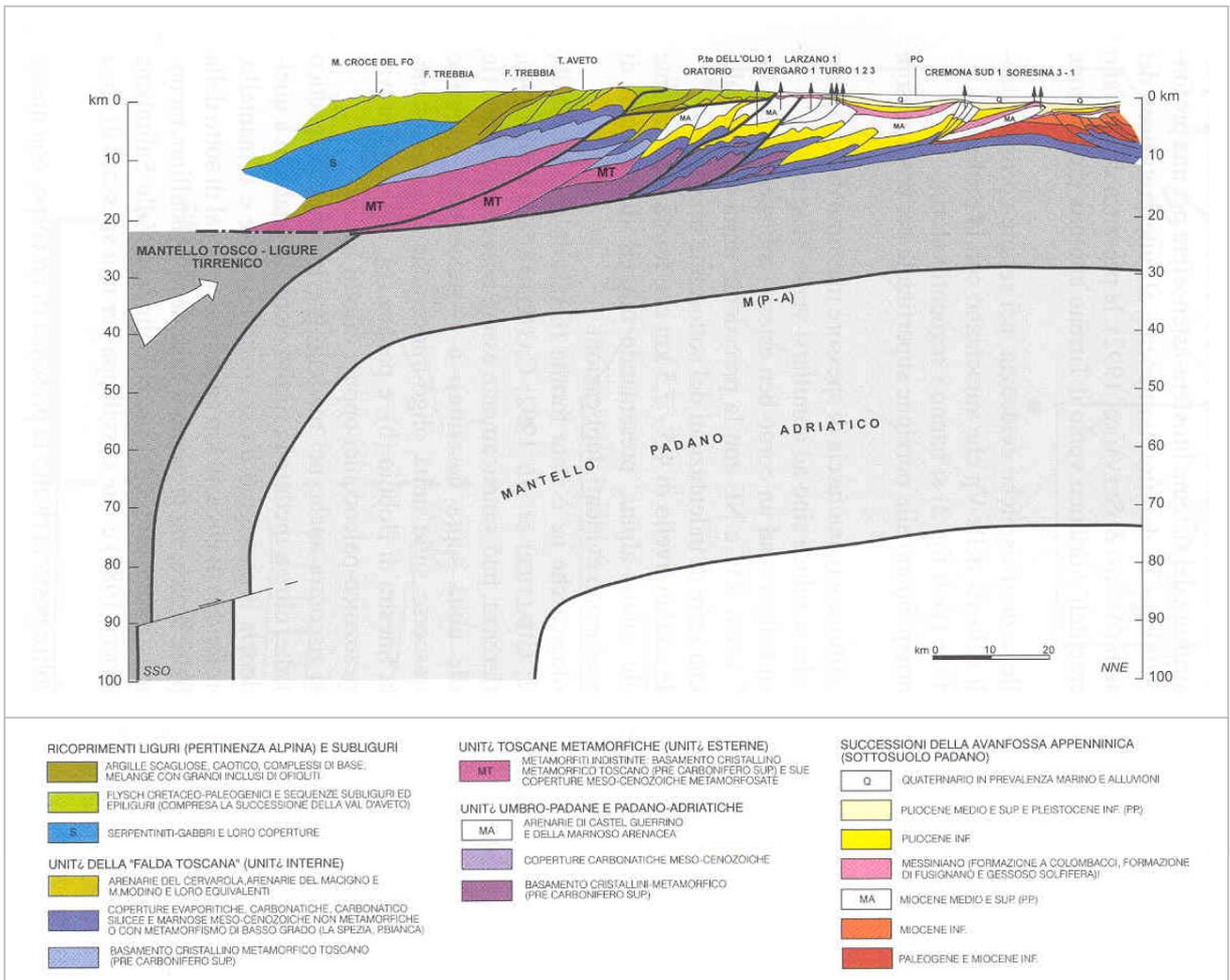
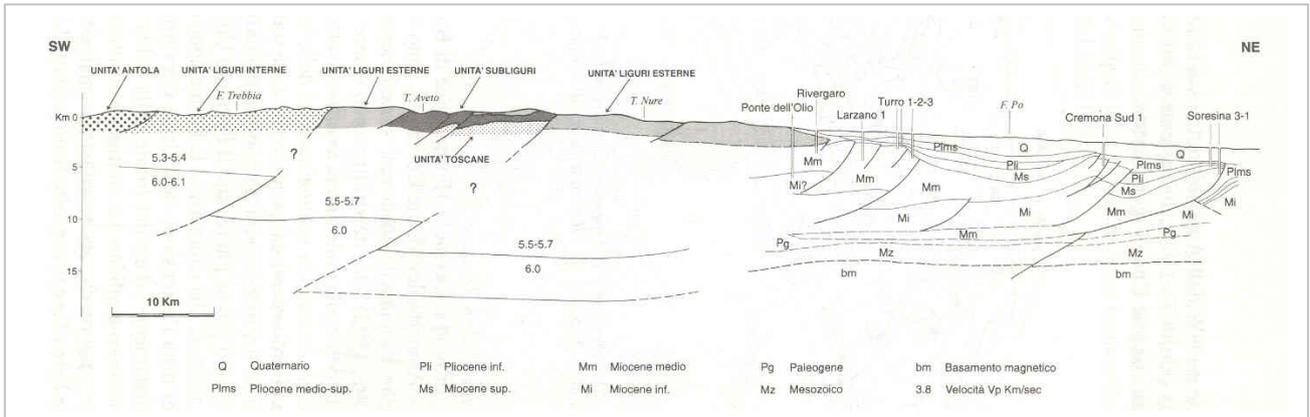
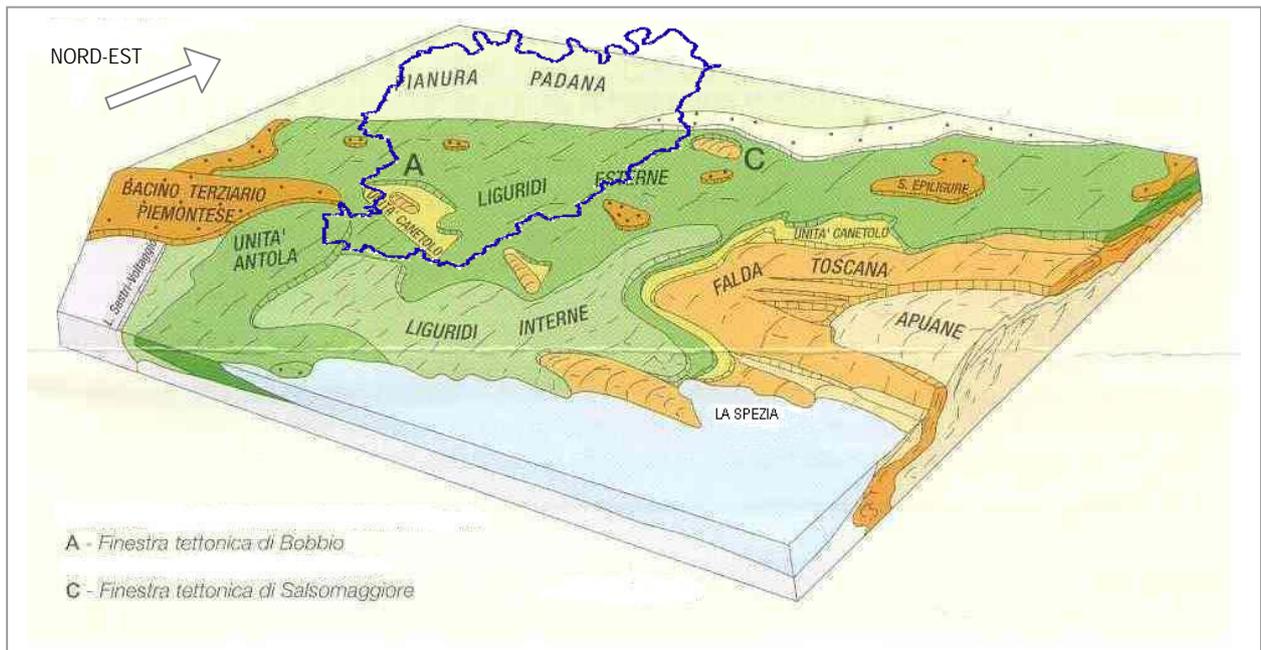


Fig. 4 - Profilo geologico schematico lungo la trasversale Camogli – Cremona. Da Elter et alii (1992) in “Note Illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 – Foglio 197 BOBBIO” del Servizio Geologico d’Italia, modificato.



La figura seguente illustra la collocazione areale dei domini citati nel testo, attraverso uno schema tridimensionale della loro distribuzione verticale e orizzontale. Per avere un’idea degli spessori in gioco, si tenga conto che in corrispondenza della Val Trebbia il basamento cristallino si incontra a profondità di 5-10 Km.

Fig. 5 - Blocco tridimensionale schematico dell’Appennino settentrionale. Il basamento cristallino è rappresentato in beige (affiorante nell’area delle Apuane), il Dominio Toscano è rappresentato in arancio, il Dominio Subligure in giallo (“Unità Canetolo”), il Dominio Ligure in verde, l’Epiligure in marrone puntinato e il Dominio Padano-Adriatico in verde chiaro. In blu il confine provinciale. Da Elter (1994) in “Itinerari geologico-ambientali nella Val Trebbia”, scala 1:30.000, Regione Emilia-Romagna (2002), modificato.



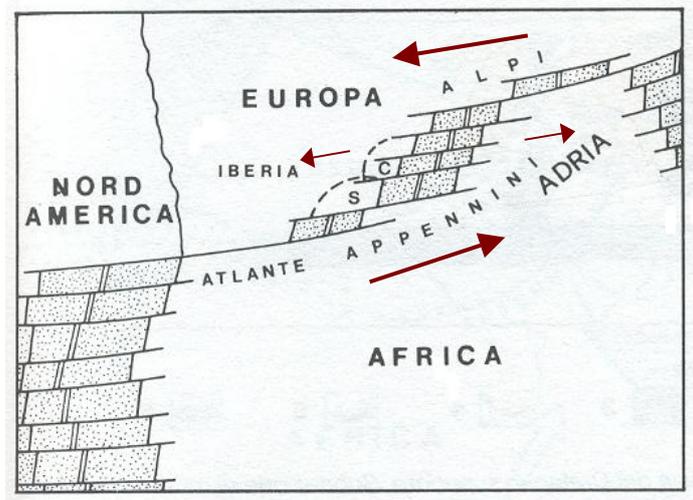
Come già anticipato, i domini rispecchiano le principali **fasi evolutive** distinguibili nella nostra storia geologica, che possono essere così suddivise:

- 1) FASE DISTENSIVA (Triassico - Cretacico, indicativamente da 200 a 100 milioni di anni fa)
- 2) FASE COMPRESSIVA (Cretacico – Miocene superiore, all'incirca da 100 a 10 M.a. fa)
- 3) FASE POST-COLLISIONALE (Miocene superiore – Attuale, ultimi 10 M.a. circa)

La **FASE DISTENSIVA** si è originata quando, all'interno di un basamento continentale paleozoico, si è aperto un braccio di oceano (detto "ligure-piemontese", da cui il termine "ligure" utilizzato per i domini), allungato in direzione SO-NE, a separare la placca africana (promontorio adriatico o apulo o insubrico) da quella europea (promontorio iberico o sardo-corso).

La tettonica estensionale delle placche in movimento ha determinato dapprima la formazione di crosta oceanica, prodotta attraverso effusioni magmatiche basaltiche (Triassico-Giurassico), e poi le condizioni per la deposizione di sedimenti silicei e calcarei di mare profondo (Giurassico-Cretacico).

Fig. 6 - Meccanismo di apertura oceanica nel regime trascorrente sinistro Europa/Africa durante il Giurassico superiore. Le frecce indicano la direzione principale di movimento delle placche. In puntinato la crosta oceanica di neoformazione. C e S indicano Corsica e Sardegna. Da Abbate et al. (1984) in "Guide Geologiche Regionali - Appennino Tosco-Emiliano" della Società Geologica Italiana (BE-MA editrice, 1992), modificato.



Il territorio piacentino ospita alcune importanti testimonianze di questi primi episodi, le più antiche del **Dominio Ligure**, ma solo sotto forma di clasti, breccie o lembi, anche di dimensioni ettometriche, inglobati in unità più recenti ("complessi di base", vedi oltre nel testo) a causa degli imponenti franamenti sottomarini intervenuti successivamente.

Tra questi elementi rocciosi, spiccano innanzitutto i basalti di fondo oceanico (con strutture "a pillow"), in parte serpentinnizzati, costituenti le note ofioliti (ad es., M. Maggioreasca, Ciapa Liscia e, fuori provincia, M. Penna – M. Tomarolo), poi le radiolariti o diaspri rossi (ad es., M. Lama) e i calcari tipo "Maiolica" o

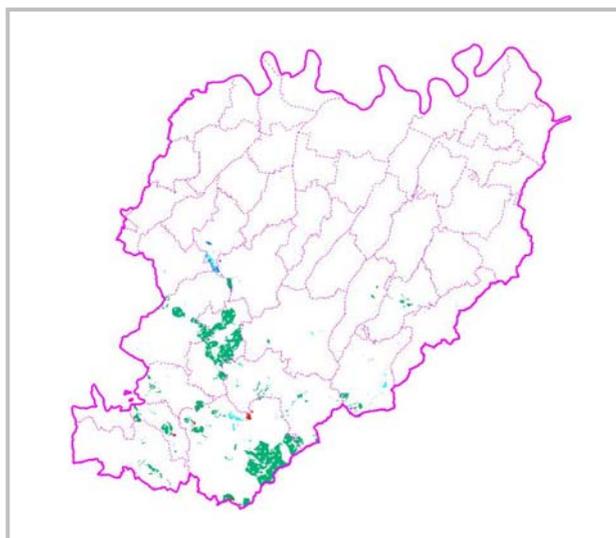
“Calpionelle” (ad es., Rocca Casali in Val d’Arda). Quando tali elementi raggiungono dimensioni significative, compaiono in cartografia come poligoni distinti (beta, DSD, CSE, MAI, ecc.).

Oltre a questi elementi di chiara pertinenza oceanica, si trovano altre unità, anch’esse definite ofiolitiche, che corrispondono a basalti serpentinizzati, rocce ultrafemiche più o meno serpentinizzate (solitamente peridotiti, probabilmente più antiche dei basalti in quanto attribuite al mantello), oppure oficalciti, oppure ancora breccie di natura incerta, rocce per le quali, complessivamente, si utilizza talvolta il termine di serpentiniti, per distinguerle dai basalti veri e propri. Nella nostra provincia sono presenti numerosi e ben visibili esempi (ad es., crinale M. Nero - M. Ragola, M. Megna, M. Menegosa, crinale M. S. Agostino – M. Capra, M. Armelio, Barberino e Pietra Parcellara – Pietra Marcia, cartografati come sigma, of, oc, ecc.).

Si trovano inoltre altri elementi, molto più rari e di minori dimensioni, di origine crostale profonda e/o continentale: granuliti, gabbri e rocce granitoidi (cartografati come gamma, ga, gr, ecc.).

Infine si possono trovare, in forma di clasti, rocce magmatiche effusive raffreddate in condizioni sub-aeree (pomici).

Fig. 7 – Elementi di fondo oceanico o di basamento inglobati nelle Unità Liguri nella cartografia geologica provinciale.



A rappresentare la massima espansione dell’area oceanica, avvenuta durante il Cretacico, sono le argille pelagiche abissali “a palombini” (APA in cartografia), i cui affioramenti sono scarsamente visibili in quanto sovente rimaneggiate dalle vicende tettoniche successive, ricoperte da corpi rocciosi più resistenti oppure disgregate/rimodellate dai processi geomorfologici quaternari (per erosione da parte degli agenti meteorologici o per azione gravitativa attraverso movimenti franosi).

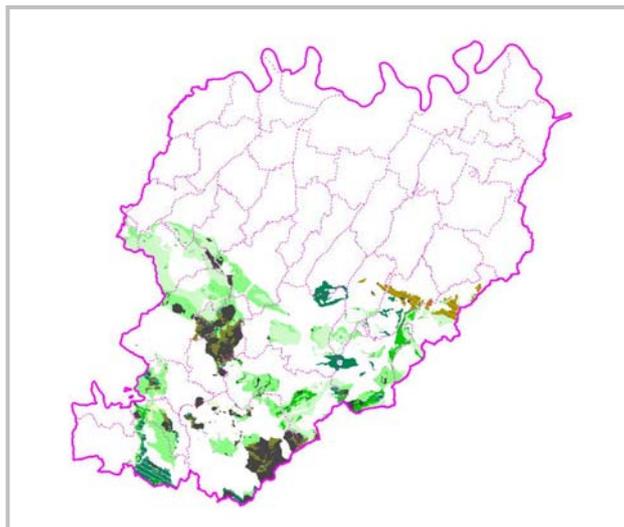
Queste unità geologiche sono comunque ampiamente diffuse in tutte le principali vallate piacentine, dalla Val Tidone alla Val d’Arda (in affioramento emergono, ad es., lungo il crinale M. Veri – M. delle Tane).

Altre unità deposte durante questa fase, altrettanto diffuse sul territorio provinciale, si presentano anch'esse in gran parte come compagini argillitiche (GUS, AVV, di cui un classico affioramento, color vinaccia, è visibile in Loc. Bonini, in sinistra Arda) o come complessi di composizione variegata e struttura caotica (CCV, MVE, MRA, CCB), i cosiddetti "complessi di base". L'affioramento di tali unità è favorito dalla presenza dei loro costituenti più resistenti agli agenti morfogenetici, ossia gli ammassi a breccie prevalenti e i già citati elementi di fondo oceanico o di basamento in essi contenuti.

Si anticipa che le unità argillose di questa fase, grazie alla loro collocazione e alle intrinseche caratteristiche fisico-meccaniche, hanno costituito il principale livello di scollamento tettonico delle successive fasi evolutive (compressive). Peraltro, al loro interno, si registrano già alcuni eventi torbiditici precursori di tali fasi, come per es. SCB, di composizione arenacea (di cui è visibile in località "Case Caldarola", lungo il taglio stradale, un livello di slump - deformazione plastica sin-sedimentaria - dalla curiosa forma arrotolata).

Nella cartografia provinciale, tutte le unità sedimentate durante questa fase (e deformate in quelle successive), individuate singolarmente, sono state raggruppate come "unità pre-flysch", senza indicare le unità tettoniche in uso nella cartografia geologica classica (vedi oltre nel testo).

Fig. 8 – Unità Liguri pre-flysch nella cartografia geologica provinciale (in nero le unità già formate).



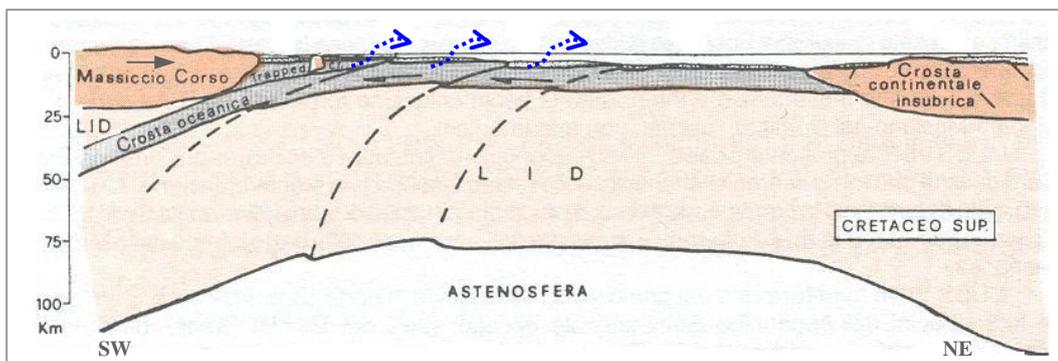
La **FASE COMPRESSIVA** ha inizio con l'instaurarsi di un nuovo regime geodinamico dovuto ad un cambio di direzione, ora convergente, delle due placche in movimento. Tale regime, responsabile della strutturazione ed emersione della catena appenninica, è stato fatto coincidere con la messa in posto bacinale di torbiditi arenacee e flysch, costituiti da materiali provenienti dai margini bacinali in via di sollevamento. Le cospicue quantità di sedimenti terrigeni e calcareo-marnosi deposte in questa fase costituiscono l'ossatura principale della catena appenninica nel territorio regionale.

L'orogenesi appenninica viene attuata, in questa fase, tramite la progressiva chiusura dell'oceano, attraverso un probabile processo di subduzione che ha visto il sottoscorrimento verso OSO della crosta

oceanica al di sotto del margine continentale europeo-iberico e il conseguente trascinarsi, nella stessa direzione, del margine africano-adriatico, realizzando un accorciamento crostale di centinaia di Km.

Questo processo ha prodotto uno sradicamento dei sedimenti del substrato bacinale e un loro continuo impilamento, tramite sovrascorrimenti da Ovest verso Est ("vergenza appenninica"), che ha portato le unità più occidentali ("interne") a ricoprire quelle orientali ("esterne"), come evidenziato nella figura seguente.

Fig. 9 - Fase dell'evoluzione orogenica dell'Appennino Settentrionale corrispondente al Cretaceo superiore. Le frecce nere indicano la direzione di movimento principale delle placche. La sigla LID identifica il mantello litosferico, parte sommitale del mantello terrestre, a componente peridotitica, che si muove solidalmente con la crosta, a formare la placca tettonica litosferica. La linea di separazione tra crosta e mantello corrisponde alla cosiddetta "discontinuità di Mohorovicic" o "Moho". Le frecce blu puntinate indicano la direzione degli accavallamenti delle unità rocciose "strappate" dal basamento crostale in movimento. Da Principi e Treves (1984) modificato in "Guide Geologiche Regionali - Appennino Tosco-Emiliano" della Società Geologica Italiana (BE-MA editrice, 1992), modificato.



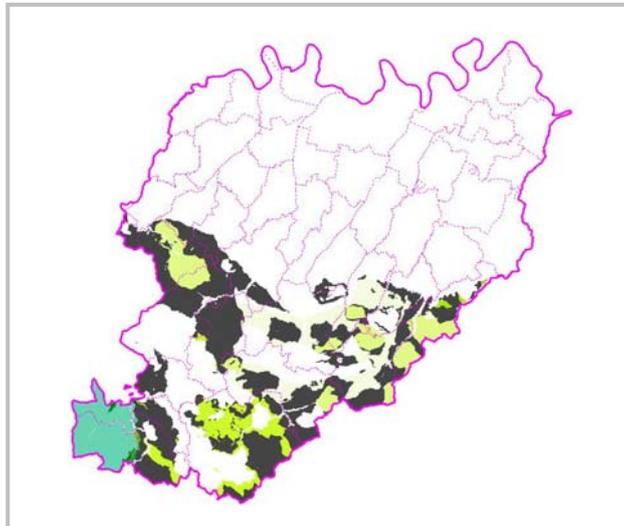
Da rilevare che i domini ligure e toscano vengono distinti proprio sulla base del substrato crostale di sedimentazione delle relative unità rocciose. Il primo, infatti, è costituito da corpi rocciosi che si sedimentano e si deformano nel bacino oceanico fino ai margini adiacenti (torbiditi di fossa, pelagiti abissali e scaglie di crosta oceanica); del substrato, per lo più scomparso in seguito alla subduzione, restano alcune riconoscibili tracce (ofioliti). Il dominio toscano è costituito invece dalle unità deposte sullo zoccolo continentale adriatico, in progressivo annegamento dal Mesozoico al Terziario (evaporiti, calcari di piattaforma, marne e calcari pelagici, arenarie torbiditiche); tale successione, in buona parte scollata e deformata, poggia però ancora sull'originale basamento continentale.

La convergenza è stata complicata da componenti tettoniche trascorrenti (trasversali rispetto ai margini continentali in movimento) e dalle irregolarità morfologiche del fondo del bacino, queste ultime in accentuazione con il progredire della deformazione. Queste sarebbero responsabili della compartimentazione in diversi sottobacini, dotati di una certa autonomia deposizionale, che ha dato luogo infine a distinti blocchi rocciosi, le cosiddette "unità tettoniche" riconosciute in letteratura.

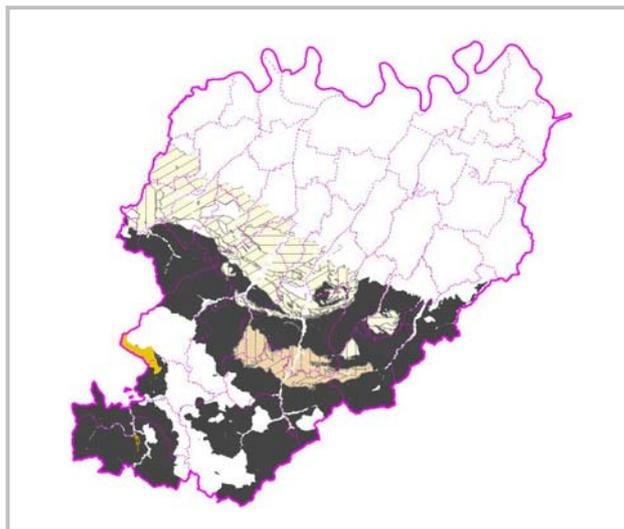
Se per semplicità si trascura tale suddivisione paleogeografica, le torbiditi del Dominio Ligure si possono distinguere, su base cronologica, in mesozoiche (cretaciche) e terziarie (paleocenico-eoceniche), individuate singolarmente e raggruppate in cartografia come “flysch e formazioni post-flysch”.

Esempi di torbiditi mesozoiche, i cosiddetti “flysch ad elmintoidi”, si osservano in tutte le principali vallate piacentine. Si possono citare le unità FAN, formazione che occupa tutta la Val Boreca, ossia tutto il Comune di Zerba e il settore occidentale del Comune di Ottone (di cui si compongono quindi il M. Lesima e il M. Alfeo), e poi CAO (area del Passo del Mercatello) e MCS (di cui si compongono il M. Obolo, il gruppo Croce dei Segni – M. Moria, ossia l’area del “Parco Provinciale”, e la costa del M. Carameto – M. Lucchi - M. Vidalto; in sponda destra Arda, a monte dell’invaso di Mignano, è visibile un interessante spaccato del MCS con pieghe coricate di tipo “chevron”; la stessa unità, in stratificazione verticale, è visibile anche sulla sponda sinistra della diga). Il BET, un altro flysch, in questo caso cretacicopaleocenico, occupa buona parte della bassa Val Perino, della media Val Nure e dell’alta Val d’Arda.

Fig. 10 – Flysch cretacici delle Unità Liguri nella cartografia geologica provinciale (in nero le unità già formate).



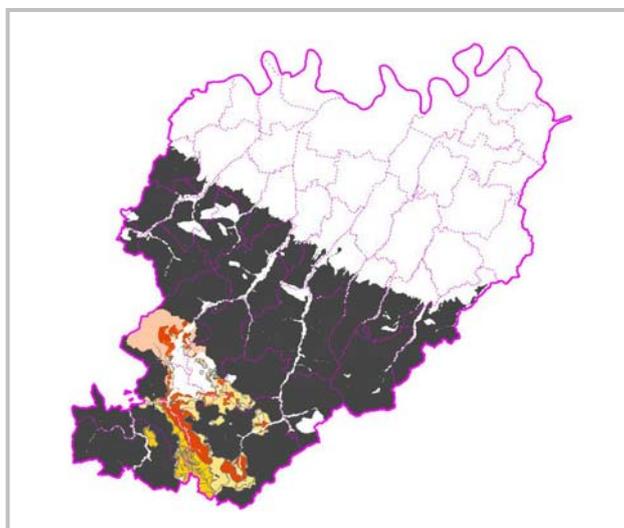
Le torbiditi terziarie occupano un’ampia fascia tra collina e montagna estesa dalla Val Tidone alla Val d’Arda. Il VLU, un flysch con elevata componente marnosa, costituisce il substrato di eccellenza delle colture vitivinicole del settore centro-occidentale della provincia, ricordando che tali coltivazioni si impostano anche su altre unità a prevalenza argilloso-limosa, solitamente liguri oppure padane (una parete arenacea del VLU, nota ai free-climber, è presente sulla sponda destra del T. Perino, alla confluenza con il F. Trebbia, mentre in Val Nure, nella zona di Ponte dell’Olio, i membri calcareo-marnosi dell’unità sono oggetto di importanti attività estrattive per la produzione di materiali da cemento). Il FAR, altro flysch terziario, è presente in un’ampia placca estesa dall’alta Val Perino alla Val d’Arda, passando dalla costa di M. Osero, da Farini capoluogo, dal M. S. Franca e da Morfasso capoluogo (a valle di Farini, in sponda destra Nure, è visibile la sua struttura sinclinalica coricata).

Fig. 11 – Flysch terziari delle Unità Liguri nella cartografia geologica provinciale (in nero le unità già formate).

Le unità liguri presenti nel territorio piacentino costituiscono la parte più avanzata, cioè settentrionale, del Dominio Ligure (vedi “Unità Antola” e “Liguridi esterne” nella fig. 5).

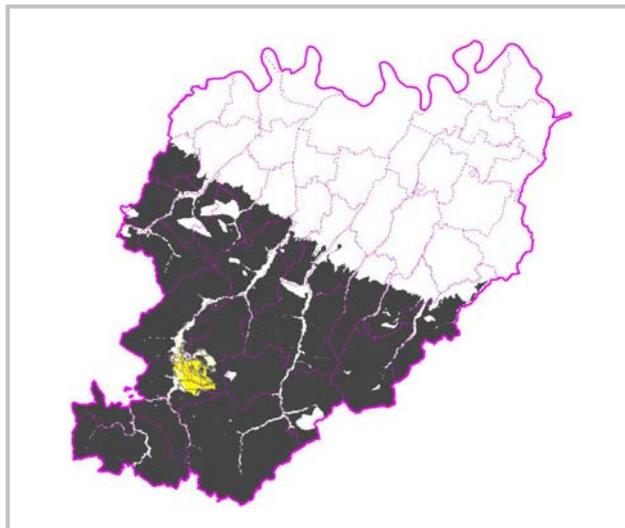
Data la già citata contemporaneità fra sedimentazione, deformazione e accavallamenti (verso Nord-Est), le unità dei domini sedimentati successivamente (almeno fino al Miocene) si trovano al di sotto delle unità liguri e quindi affiorano solo in finestra tettonica, in posizione più arretrata (cioè verso Sud-Ovest), laddove il piegamento, il sollevamento e l'erosione sono stati più accentuati.

Tra i domini successivi a quello Ligure, è stato dunque riconosciuto innanzitutto il **Dominio Subligure**, contenente dapprima flysch paleocenico-eocenici prevalentemente argillitico-calcarei, rappresentati da ACC, FVI, PEN (affioranti, per es., in corrispondenza del M. Crociglia e Carevolo, del M. Aserei e del M. Penice), e poi torbiditi prevalentemente terrigene o anche pelitiche, per lo più oligoceniche, rappresentate da ARF, AVE e FSN (affioranti in Val d'Aveto, dove sono presenti torbiditi in arenaria silicoclastica, note per il loro contenuto andesitico che rivela la presenza, tra le fonti di alimentazione del bacino, di particolari effusioni magmatiche in condizioni subaeree).

Fig. 12 – Unità Subliguri nella cartografia geologica provinciale (in nero le unità già formate).

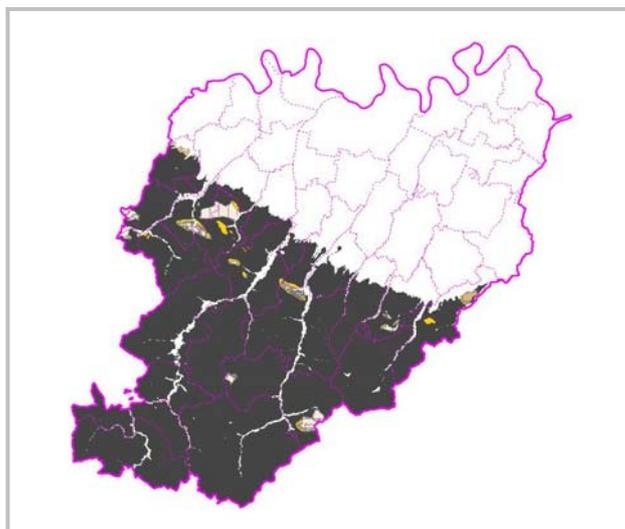
In posizione tettonicamente sottostante alle unità liguri e subliguri, e quindi affioranti anch'esse in finestra tettonica, si collocano le torbiditi più giovani, di età miocenica, del **Dominio Toscano**, affioranti nella cosiddetta "Finestra di Bobbio", presenti come imponenti affioramenti arenacei o anche pelitici, noti come BOB e MMC (fiancheggiati il tratto del Trebbia tra Bobbio e Marsaglia dove, in loc. S.Salvatore e Brugnello, si osservano i noti meandri incisi per "ringiovanimento morfologico" dell'area).

Fig. 13 – Unità Toscane nella cartografia geologica provinciale (in nero le unità già formate).



In questo contesto tettonicamente molto attivo, a partire dall'Eocene medio (circa 50 milioni di anni fa), al di sopra delle unità liguri in fase di deformazione e sovrascorrimento sulle unità antistanti, a loro volta in fase di sedimentazione e deformazione, si sviluppano bacini secondari, detti **Epiliguri**, anch'essi con sedimentazione torbiditica almeno fino al Miocene medio, rappresentati da MMP, RAN, ANT e CIG. Tali unità sono state trasportate passivamente al di sopra di quelle liguri e risultano tutt'oggi in posizione sopraelevata ed in condizione relativamente poco deformata, dando luogo a placche sinclinaliche isolate, poste nei settori più avanzati (esterni) del substrato ligure (nota l'area di Rocca d'Olgisio in Val Chiarone, di cui si apprezza la morfologia "a canoa", oltre alle placche del T.Spettine e del M.Roccone in Val Nure).

Fig. 14 – Unità Epiliguri nella cartografia geologica provinciale (in nero le unità già formate).



L'inizio della messa in posto della Successione Epiligure sulle Liguridi è un momento cruciale della storia geologica del nostro territorio perché si ritiene che abbia coinciso con la sparizione della crosta oceanica in subduzione sotto al margine europeo e dunque con la collisione tra i due margini continentali ("sutura").

Dopo tale evento collisionale, il raccorciamento crostale successivo, oligo-miocenico, si accompagna alla deposizione di spesse unità torbiditiche "di avanfossa" provenienti dallo smantellamento dei margini continentali in sollevamento (le già citate unità AVE nelle Subliguri e poi BOB nelle Toscare), oggi visibili solo in finestra tettonica.

La sedimentazione di avanfossa si sviluppa quindi contemporaneamente a quella dei più ristretti bacini epiligruri, in posizione più arretrata ma sempre in ambiente marino profondo, per questo definiti anche bacini "satelliti" (RAN, ANT).

La figura che segue mostra un'ipotesi del contesto tettonico oligocenico dell'area mediterranea, mentre la figura successiva ne rappresenta una sezione, riferita ad un periodo relativamente più recente. In entrambe vengono rappresentate le fasi iniziali dell'apertura di un nuovo oceano, quello ligure-balearico, che ha poi contribuito (insieme a quello tirrenico, citato oltre nel testo) alla rotazione antioraria del nuovo margine orientale.

Fig. 15 - Schema paleogeografico del Mediterraneo occidentale dopo la collisione continentale, durante l'Oligocene inferiore. I triangoli puntano verso la parte sovrascorrente (indicano infatti l'immersione della placca in subduzione). Si noti l'inizio dell'oceanizzazione ligure-balearica. La linea blu puntinata indica la traccia a cui si riferisce la figura successiva. Da Abbate et al. (1988) modificato in "Guide Geologiche Regionali - Appennino Tosco-Emiliano" della Società Geologica Italiana (BE-MA editrice, 1992), modificato.

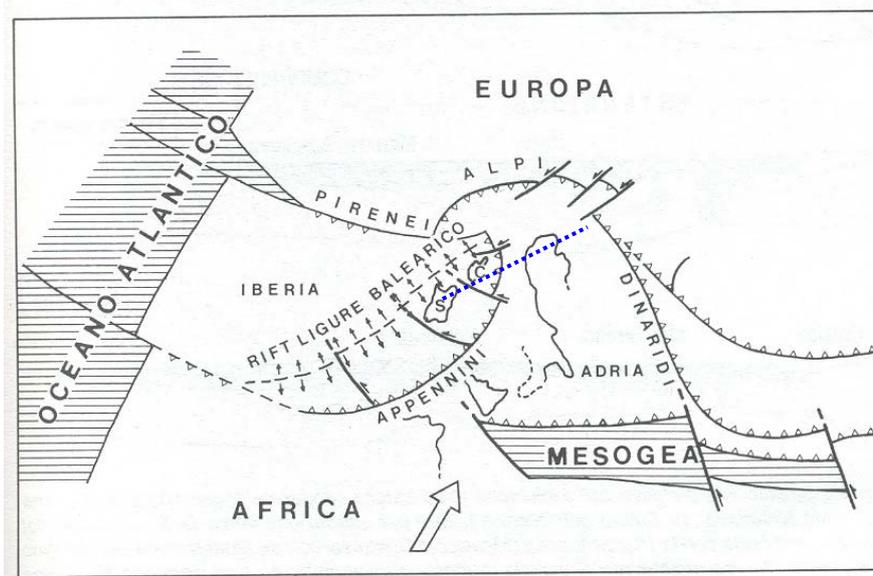
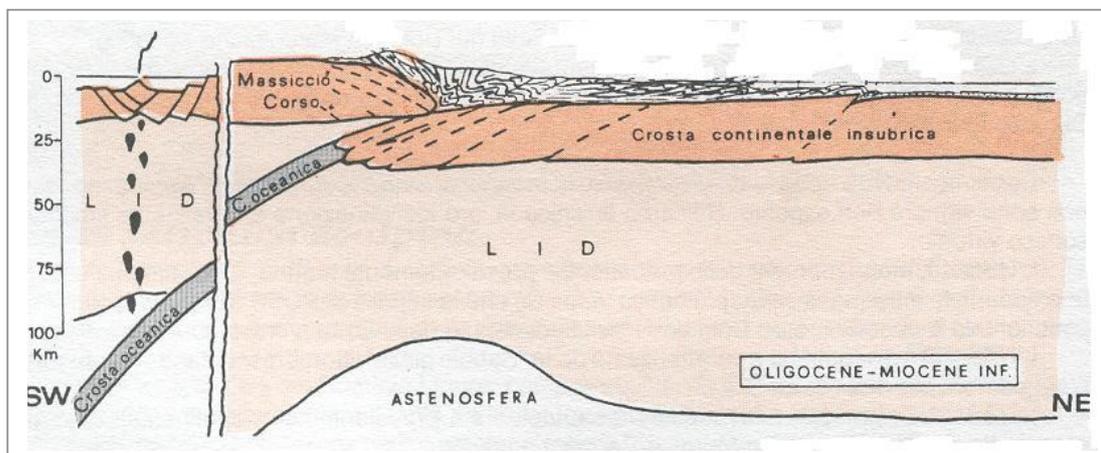


Fig. 16 - Fase dell'evoluzione orogenica dell'Appennino Settentrionale corrispondente all'Oligocene – Miocene inferiore. La freccia nera indica il movimento della placca. Si noti ad Ovest l'oceanizzazione ligure-balearica. Da Principi e Treves (1984) modificato in "Guide Geologiche Regionali - Appennino Tosco-Emiliano" della Società Geologica Italiana (BE-MA editrice, 1992), modificato.



La fine della sedimentazione Epiligure, nelle cui porzioni terminali compaiono i primi sedimenti di ambiente transizionale o comunque meno profondo (TER, conosciuta nel nostro territorio come "Bancone" o "Formazione di Vigoleno", con le cui gialle biocalcareni sono stati costruiti il castello e le mura di Vigoleno), segna la conclusione della fase compressiva, che si fa risalire al Miocene superiore (Tortoniano), quando, sul versante tirrenico della catena, si instaura un nuovo regime tettonico distensivo.

Questo regime estensionale dà nuovo impulso alla rotazione antioraria della penisola italiana, ora in separazione dal massiccio sardo-corso, ed è quindi considerato responsabile, in qualche misura, della prosecuzione della tettonica compressiva sul versante padano della catena. Sul nostro versante, infatti, la tettonica compressiva è proseguita almeno fino al Pliocene, seppure in un regime meno dinamico rispetto a quello precedente, dando luogo al progressivo riempimento e alla graduale emersione del settore frontappenninico-padano.

La figura seguente evidenzia l'assetto geologico attuale come determinato dalle ultime fasi tettoniche, mentre la figura successiva individua alcune delle unità litostratigrafiche più rappresentative sedimentate fino al Miocene, raggruppate in unità tettoniche e poste in ordine cronologico di deposizione (dal basso verso l'alto della figura) e secondo l'originaria disposizione lungo il profilo deposizionale del margine, da SO a NE (da sinistra a destra della figura).

Fig. 17 - Sezione della catena orogenica appenninica allo stato attuale. Si noti l'oceanizzazione del Dominio Tirrenico, associata a locale distensione nella catena appenninica e a compressione nella fascia padano-adriatica. Da Carmignani e Kligfield (1990) modificato in "Guide Geologiche Regionali - Appennino Tosco-Emiliano" della Società Geologica Italiana (BE-MA editrice, 1992), modificato.

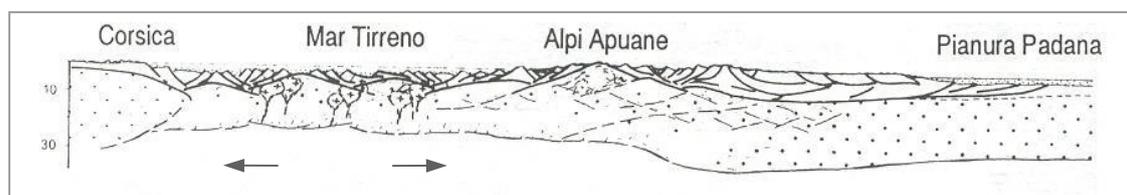
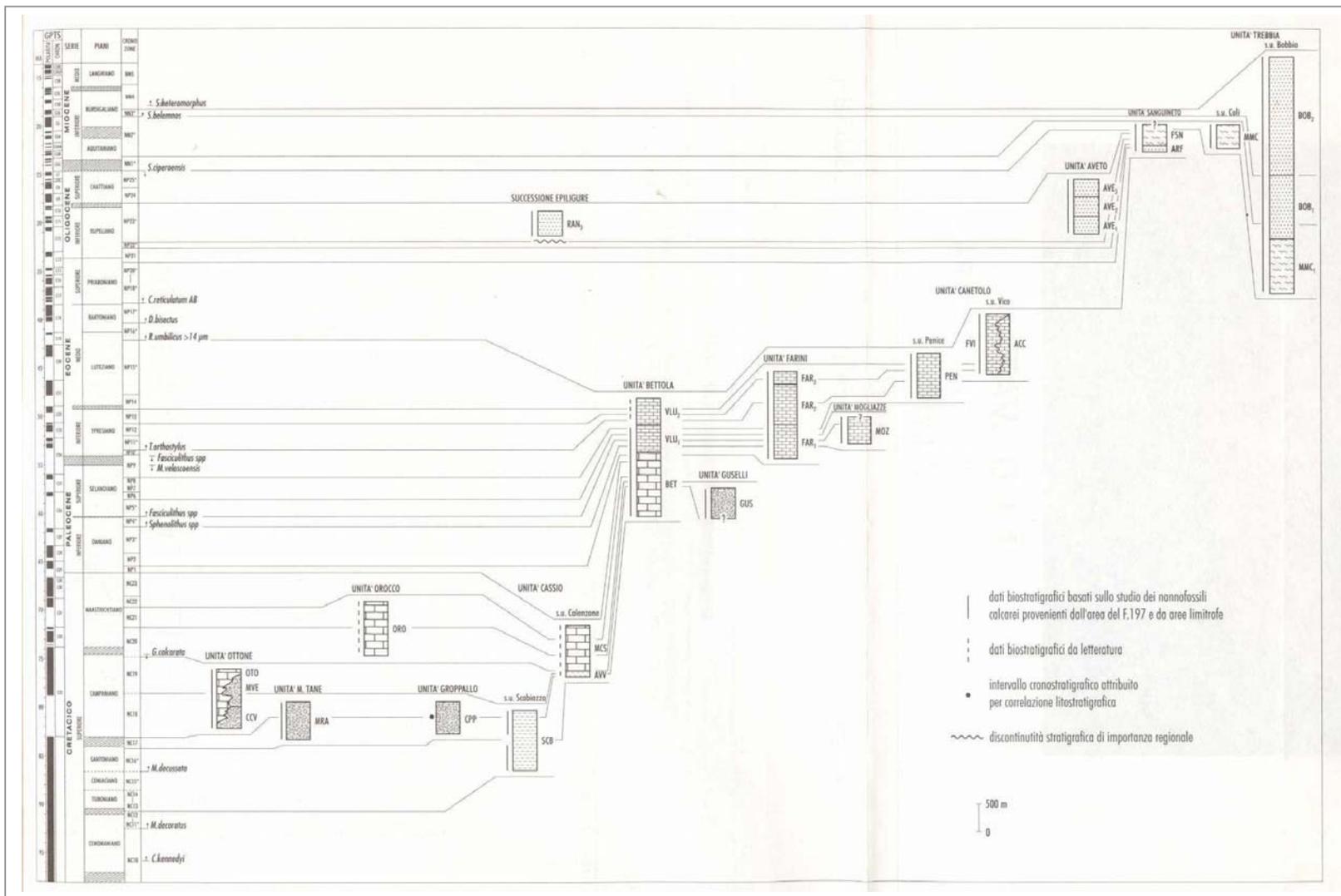


Fig. 18 - Schema cronostratigrafico delle successioni sedimentarie di alcune delle principali unità tettoniche presenti nel territorio provinciale. L'altezza delle colonne è proporzionale agli spessori stimati delle unità litostratigrafiche. Da "Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 – Foglio 197 BOBBIO" del Servizio Geologico d'Italia.



La **FASE POST-COLLISIONALE** comprende tutti gli eventi successivi all'orogenesi terziaria, al termine della quale il bacino padano costituiva un grande golfo, la cui superficie andava via via riducendosi, ad opera della compressione e del colmamento. Gli aspetti tettonici e sedimentari di tale fase meritano una trattazione separata.

- TETTONICA

Dato il perdurare dell'immersione verso SSO della placca adriatica al di sotto dell'Appennino, durante questa fase si compie un ulteriore accorciamento crostale, dell'ordine di alcune decine di Km, realizzato tramite sradicamenti, traslazioni e impilamenti delle unità rocciose deposte fino a quel momento e delle unità che andavano via via deponendosi.

Importanti, anche in questa fase, sono i **lineamenti trascorrenti**, di direzione SO-NE, zone di svincolo meccanico all'interno delle masse rocciose in movimento, in molti casi riconoscibili anche in superficie, non a caso costituiscono luoghi di impostazione preferenziale dei corsi d'acqua appenninici.

Tali lineamenti, protratti nel tempo, hanno anche consentito basculamenti, sollevamenti o abbassamenti differenziali dei depositi alluvionali, contribuendo, insieme alle vicende meteorologiche e alle dinamiche idrogeomorfologiche, al loro terrazzamento, localmente misurato in svariate decine di metri al di sopra degli alvei attuali.

Il T. Stirone, o meglio la "Linea (tettonica) dello Stirone", costituisce un esempio significativo delle situazioni sopra descritte.

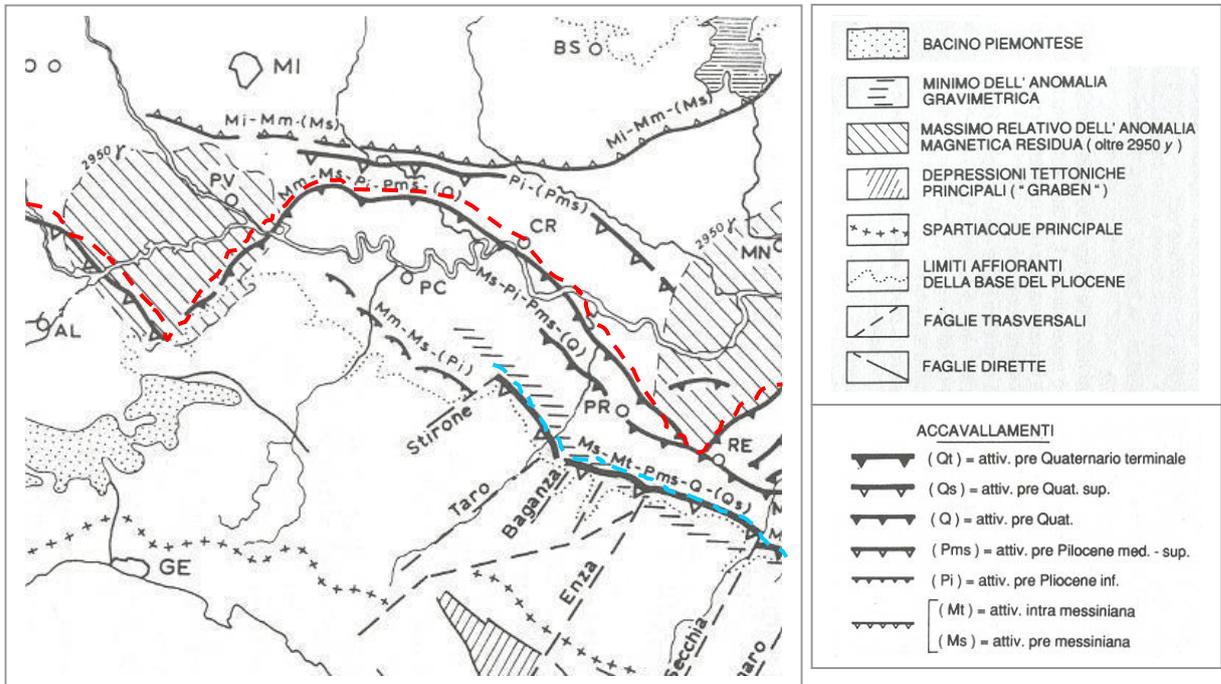
Le **strutture compressive**, di direzione ONO-ESE, sono visibili in affioramento nel settore collinare-montano (vedi la già citata Finestra di Bobbio), mentre a valle risultano sepolte al di sotto della copertura plio-quadernaria e si possono osservare solo tramite rilievi indiretti (prospezioni geofisiche).

Interessante notare come la sismicità registrata nella nostra pianura sia dovuta in gran parte proprio all'insieme delle dislocazioni trasversali sopra descritte e alle strutture compressive sepolte, queste ultime conosciute come "Arco delle Pieghe Emiliane" per l'andamento che assumono in pianta (vedi figg. 19 e 20).

Le Pieghe Emiliane sono costituite da due principali fronti anticlinali. Quello più interno è responsabile della Finestra di Salsomaggiore, che, come quella di Bobbio, porta in affioramento le unità toscane. Da notare che i sollevamenti delle avanfosse mioceniche si accompagnano spesso a fenomeni sorgentizi termo-minerali. Il fronte più esterno corrisponde invece ai rilievi sepolti di Busseto e Cremona (vedi anche figg. 3 e 4).

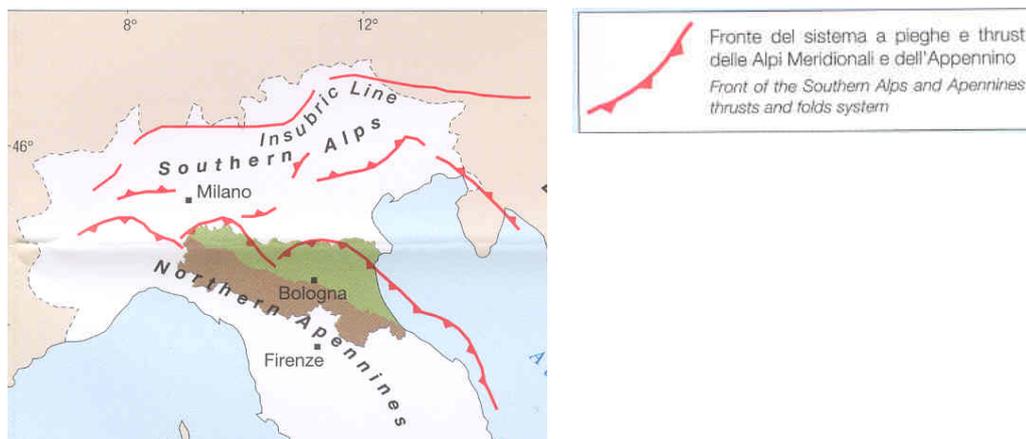
La figura seguente ne rappresenta la collocazione.

Fig. 19 - Struttura tettonica semplificata dell'area provinciale. I triangoli puntano verso la parte sovracorrente. Il tratteggio rosso individua il fronte esterno dell'Arco Emiliano (vedi figura successiva), mentre quello azzurro corre lungo il fronte interno. I dati del sottosuolo provengono da studi dell'AGIP. Da Castellarin et al. (1986) in "Guide Geologiche Regionali - Appennino Tosco-Emiliano" della Società Geologica Italiana (BE-MA editrice, 1992), modificato.



I sovrascorrimenti, sviluppatasi in gran parte in ambiente sottomarino, sono stati sepolti al di sotto di un notevole spessore di depositi marini plio-pleistocenici (vari Km) provenienti dalle catene alpina e appenninica in sollevamento. Da notare, infatti, che l'avampaese padano viene condiviso, in questo settore, dalle due catene appenninica e alpina in migrazione convergente, come illustrato nella figura seguente.

Fig. 20 - Strutture tettoniche principali del territorio. Delle Pieghe Emiliane citate nel testo, viene qui rappresentato soltanto il fronte esterno (tratteggio rosso della figura precedente). Tratto dalla "Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna" in scala 1:250.000, della Regione Emilia-Romagna (2004).



Il margine morfologico appenninico, in migrazione verso Nord-Est, si sarebbe stabilizzato nell'attuale posizione solo a partire dal Pleistocene inferiore, ossia dal Quaternario.

Il Quaternario è ancora interessato da una tettonica transpressiva (compressiva e trascorrente), ma molto attenuata rispetto al passato e apparentemente concentrata su semplici movimenti verticali e orizzontali, registrati dai depositi alluvionali di pianura.

▪ SEDIMENTAZIONE

La sedimentazione di quest'ultima fase è rappresentata dalle unità del **Dominio Padano-Adriatico**, che può essere suddiviso in due raggruppamenti: le unità frontappenniniche, per lo più pre-quaternarie, presenti esclusivamente nel settore orientale della provincia, e le unità emiliano-romagnole, quaternarie, dette "autoctone" per la posizione relativamente immutata rispetto alla collocazione originaria.

La base delle **unità frontappenniniche** è contrassegnata dai depositi gessosi del Messiniano (Miocene superiore), attribuiti ad un ambiente di laguna sovrassalata instauratosi a seguito di un repentino abbassamento del livello marino, legato all'evento denominato "crisi di salinità del Mediterraneo" (GES).

A questi depositi segue, con un salto batimetrico di diverse centinaia di metri di profondità, una sedimentazione dapprima marino-marginale (SVN, nella zona di Vernasca) e poi, dal Pliocene inferiore (Tabianiano o Zancleano), marina profonda (presumibilmente legata dell'apertura della soglia di Gibilterra), rappresentata dalle tipiche argille grigio-azzurre della Val d'Arda e d'Ongina, note in passato come Argille Azzurre (FAA, oggetto di importanti attività estrattive in prossimità di Lugagnano). Tali unità corrispondono al "Supersistema post-evaporitico" ("P1" riconoscibile nei profili sismici a riflessione).

Seguono poi depositi di piattaforma, prevalentemente siltitico-arenitici, dall'abbondante contenuto fossilifero, databili al Pliocene inferiore-medio (KER), seguiti da depositi di fronte deltizio e prodelta associati a depositi marino-marginali e di piattaforma, di composizione varia da siltitico-argillosa a sabbiosa a conglomeratici, databili al Pliocene medio-superiore (BDG). Tali depositi, in precedenza individuati come parte basale della Formazione di Castell'Arquato (criterio litostratigrafico), ora vengono accorpati nel "Supersistema della Val d'Arda" ("P2" nei profili sismici a riflessione, vedi fig. 23).

Si sviluppano infine unità di ambiente deltizio, marino-marginale e continentale, dapprima prevalentemente sabbiose e siltose fossilifere, di transizione tra il Pliocene e il Pleistocene (ATS), e successivamente, nel Pleistocene inferiore e medio (dal Calabriano al Milazziano), ghiaiose, sabbiose, limose e argillose (composizione molto variabile localmente), con una predominanza di sedimentazione continentale alluvionale (CMZ). Queste unità corrispondono al "Supersistema del Quaternario marino" ("Qm" dei profili sismici, vedi fig. 23), a sua volta suddiviso in tre Sintemi (Qm1, Qm2 e Qm3), precedentemente individuati, su base litostratigrafica, come Formazione di Castell'Arquato (Qm1) e "Sabbie gialle" (Qm2 e Qm3).

Il limite tra Pliocene e Pleistocene, ovvero fra Era Terziaria e Quaternaria, intorno ai 2 milioni di anni fa, corrisponde quindi ad una brusca migrazione verso mare dell'antica linea di costa, costituendo un importante "livello guida" nei profili sismici.

Nell'incisione dello Stirone, al confine orientale provinciale, a partire dal bordo collinare è possibile seguire tutta la successione sedimentaria dal Tortoniano al Pleistocene, con affioramenti rappresentativi di tutto l'arco temporale compreso fra gli 8 e gli 0.65 milioni di anni fa.

Si evidenzia che, generalmente, gli spessori che si osservano in affioramento, dell'ordine di metri, decine di metri o poche centinaia di metri, nel sottosuolo si ispessiscono approfondendosi per diverse centinaia di metri (qualche centinaio nelle sinclinali interne, superando i 1000 m a valle degli alti strutturali sepolti). Questo accade perché i Sintemi consistono in profili deposizionali completi, dalla porzione costiera a quella bacinale profonda (delta, piattaforma esterna, scarpata e bacino), con un aumento progressivo dei tassi di sedimentazione verso mare. Inoltre, ciascun Sintema si imposta in posizione sempre più distale, rivelando quindi un trend di generale diminuzione della profondità di sedimentazione (si noti l'assetto del Qm nella fig. 23).

Prima di passare alla successione continentale, merita un ulteriore approfondimento il passaggio tra il Pliocene e il Pleistocene, che, come si è detto, marca il passaggio dalla sedimentazione marina in senso stretto a quella transizionale e poi continentale. Questo momento geologico è infatti di notevole rilevanza per il territorio piacentino, il cui settore collinare orientale registra in modo esemplare le ultime fasi marine plioceniche, tanto da meritarsi l'appellativo di "culla del Pliocene". L'appellativo deriva dal ritrovamento di numerosi ed interessanti resti fossiliferi, taluni di notevole interesse, peraltro citati già da Leonardo da Vinci nel suo famoso Codice Leicester (dove ne riconosceva l'origine organica).

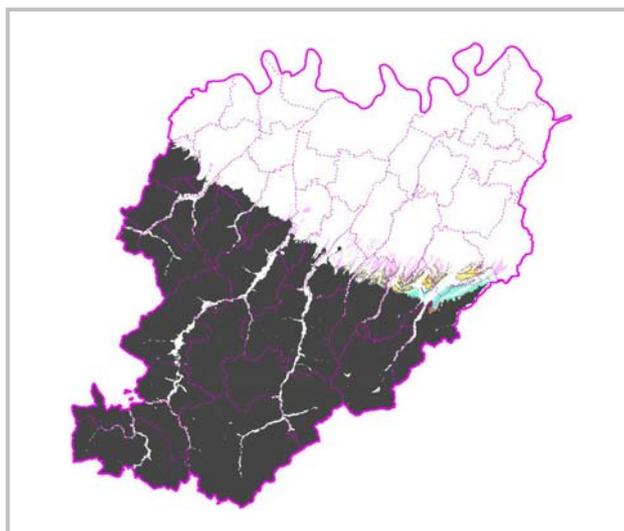
I sedimenti argillosi, siltosi e arenacei affioranti in quest'area, in particolare nelle zone circostanti gli abitati di Lugagnano, Castell'Arquato e Vernasca, hanno consentito addirittura la formalizzazione internazionale di un'Età della scala geocronologica, il "**Piacenziano**", istituita nel 1858 dal geologo svizzero Carl Mayer per identificare un preciso intervallo di tempo pliocenico della durata di circa 2 milioni di anni.

Nel dettaglio, a partire dai più ampi ai più ristretti intervalli di tempo della scala geocronologica, l'Età "Piacenziano" si colloca nell'Eon "Fanerozoico", nell'Era "Cenozoico", nella Sub-era "Terziario", nel Periodo "Neogene", nell'Epoca "Pliocene" e nella Sub-Epoca "Pliocene superiore". Secondo alcune versioni della scala, il Piacenziano corrisponderebbe esattamente al Pliocene superiore e quindi coprirebbe l'intervallo di tempo che va da 3.6 a 1.8 milioni di anni fa (secondo altre impostazioni, la parte terminale del Pliocene, da 2,6 a 1,8 Ma, sarebbe invece occupata dall'Età "Gelasiano").

La successione sedimentaria che si è deposta in questo intervallo di tempo è storicamente conosciuta con le già citate denominazioni di Formazione di Castell'Arquato (più recente, prevalentemente sabbiosa, di ambiente transizionale) e Argille Azzurre di Lugagnano (più antica, prevalentemente argillosa, di ambiente marino profondo).

La "sezione-tipo" del Piacenziano, definita da F. Barbieri nel 1967, copre uno spessore di circa 700 m di sedimenti frazionati in alcune distinte sezioni stratigrafiche affioranti in Val d'Arda (area in sponda sinistra, tra Lugagnano e Castell'Arquato, compresa fra M. Giogo, M. Padova, M. Falcone).

La valenza naturalistica di questo settore del territorio ha determinato l'istituzione della Riserva Naturale Geologica del Piacenziano, a cui sono affidati compiti di salvaguardia e valorizzazione dell'area.

Fig. 21 – Unità frontappenniniche nella cartografia geologica provinciale (in nero le unità già formate).

Proseguendo nel percorso storico-geologico, si giunge così alla **successione emiliano-romagnola**, attualmente definita “Supersistema Emiliano-Romagnolo”, la cui base è stata posta intorno agli 0.65 milioni di anni fa, nel Pleistocene medio, quando la sedimentazione è diventata ovunque di ambiente continentale.

Questa successione si è sviluppata in una fase di relativa calma tettonica, dove hanno predominato lenti movimenti verticali (sollevamento, subsidenza e basculamento) e si è quindi maggiormente esercitata l’influenza dei cicli climatici sulla sedimentazione. Anche questo Supersistema, pur costantemente in ambiente continentale, presenta un trend di generale diminuzione di profondità.

Si distinguono due distinte porzioni, il “Sistema (o Allogruppo) Emiliano-Romagnolo inferiore” (AEI), deposto tra 650.000 e 400.000 anni fa circa, e il “Sistema Emiliano-Romagnolo superiore” (AES), l’ultima unità deposta nel nostro territorio.

Il Sistema AEI, per lo più sepolto, corrisponde ad un ambiente di piana alluvionale, essendo composto da depositi prevalentemente fini, con intercalazioni di corpi ghiaiosi di limitata continuità laterale che diventano invece preponderanti solo in corrispondenza dei paleofiumi principali. Gli spessori variano da poche decine di metri nelle sinclinali sepolte interne e raggiungono qualche centinaio di metri nelle più profonde depressioni settentrionali.

Il Sistema AES è l’unità geologica di superficie maggiormente presente nel territorio piacentino in quanto affiora in tutto il settore di pianura. E’ costituito da depositi di conoide alluvionale, con ghiaie prevalenti in corrispondenza degli apparati fluviali principali e limi prevalenti o comunque più abbondanti nelle aree di interconoide.

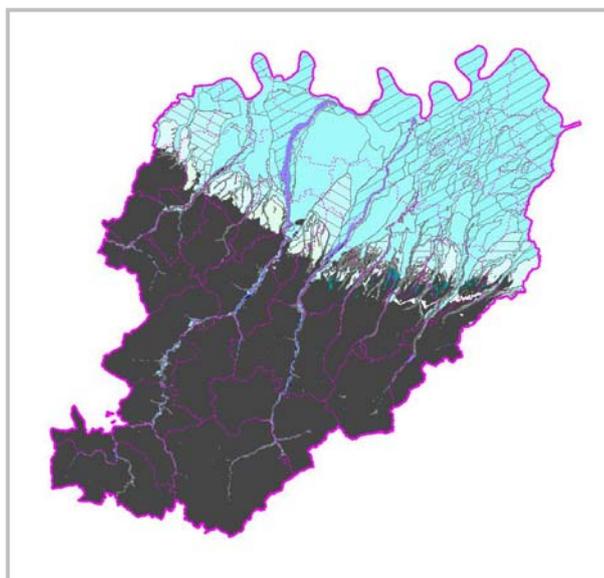
Soprattutto nei settori più meridionali, questi depositi risultano terrazzati, cioè in posizione sopraelevata rispetto agli alvei attuali, a testimonianza delle vicende tettoniche e climatiche che si sono verificate in questo periodo.

Ampi settori basso-collinari del piacentino si presentano, infatti, come piatte superfici topografiche inclinate verso la pianura, solcate dal reticolo di drenaggio. Alcuni dei terrazzi più antichi si possono osservare a valle di Momeliano, tra il T. Luretta e il F. Trebbia, e a valle di Veano, tra il F. Trebbia e il T. Nure.

I ritrovamenti archeologici rivelano che i pianalti terrazzati lontani dalle aree di divagazione fluviale hanno costituito zone preferenziali di insediamento sin dal Paleolitico.

La distinzione delle unità interne al AES, cioè la definizione dei Subsistemi, viene condotta in base a considerazioni morfo-pedostratigrafiche, deposizionali, radiometriche, paleontologiche e, per l'appunto, anche antropologiche (resti di pietre lavorate e altri manufatti). La distribuzione areale di tali emergenze mostra una generale migrazione verso valle della deposizione alluvionale.

Fig. 22 – Unità della successione emiliano-romagnola nella cartografia geologica provinciale (in nero le unità già formate).



L'origine tettonico-deposizionale delle unità plio-quadernarie determina il seguente assetto caratteristico, ben evidenziato nella figura seguente:

- le unità mostrano un progressivo aumento degli spessori andando da monte verso valle;
- le unità più antiche, a ridosso della collina, si immergono al di sotto di quelle più recenti che ricoprono la pianura.

Tale assetto geologico del substrato ha consentito un importante accumulo di acque dolci nel settore di pianura, a costituire gli acquiferi sotterranei più sfruttati del territorio, descritti nella sezione del Quadro Conoscitivo relativa alle risorse idriche, a cui si rinvia per gli approfondimenti.

Fig. 23 - Profilo sismico interpretativo di una trasversale che va da Salsomaggiore al Fiume Po. Sull'asse verticale non sono riportate le profondità ma i cosiddetti "tempi doppi" del rilievo sismico. I settori colorati raggruppano i riflettori appartenenti ai Supersintemi P2 (rosa), Qm (verde), AEI (arancio) e AES (marrone) citati nel testo. Il tratteggio blu si riferisce al settore rappresentato nella figura successiva. Da "Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna" di Regione Emilia-Romagna e ENI-AGIP (1998), a cura di G. Di Dio, modificato.

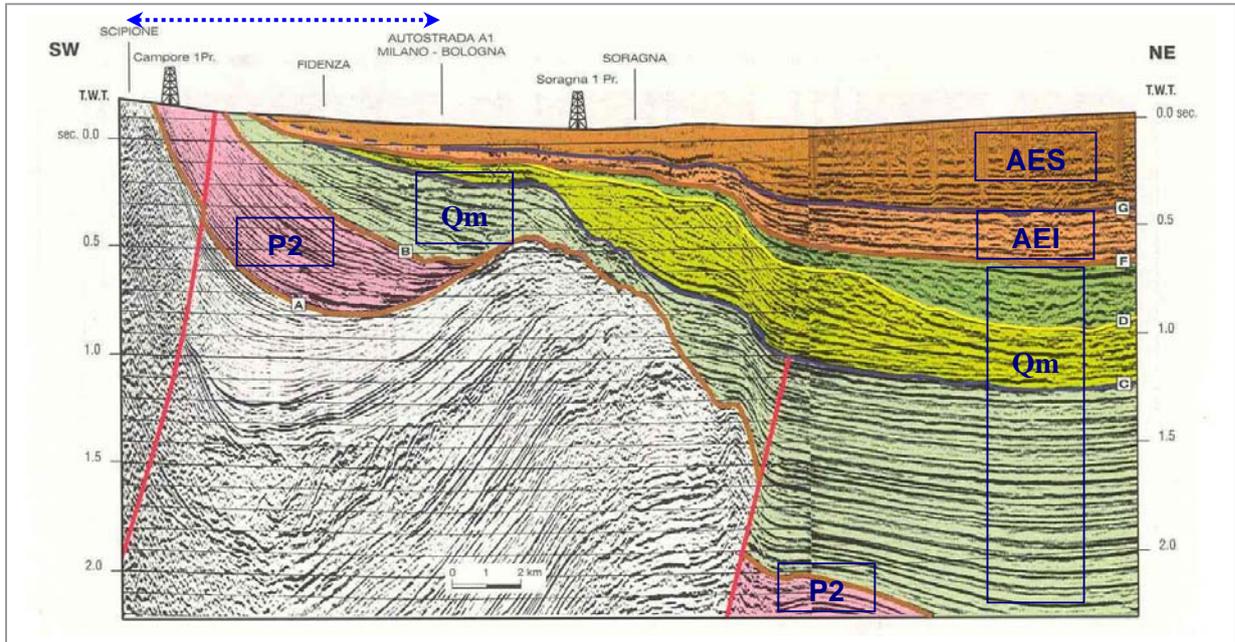
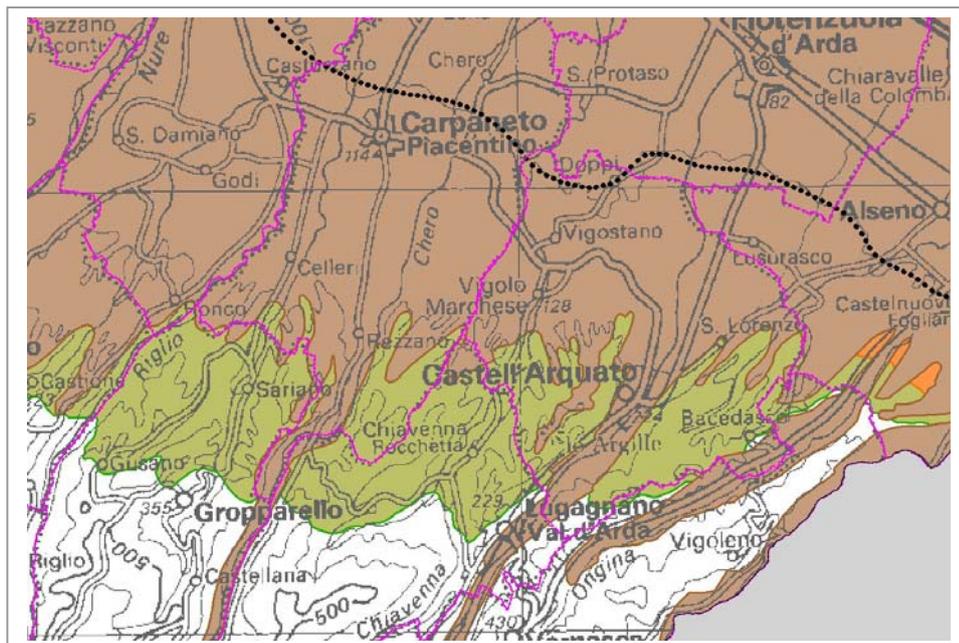


Fig. 24 - Settore del territorio piacentino dove affiorano i tre Sintemi AES (marrone), AEI (arancio) e P2-Qm (verde oliva, che raggruppa i colori rosa e verde della figura precedente). La linea tratteggiata nera corrisponde all'isoquota 100 m sul livello del mare. Il tratteggio lilla indica i confini amministrativi comunali.



IL QUATERNARIO PIACENTINO

L'assetto geologico che possiamo osservare attualmente è dunque il risultato delle complesse vicende che hanno visto dapprima la sedimentazione (in ambiente marino), la strutturazione e l'emersione della catena appenninica e successivamente, a partire da circa 650.000 anni fa, il riempimento della pianura padana ad opera delle deposizioni alluvionali (in ambiente continentale).

Durante il Quaternario, con la struttura complessiva già definita nei suoi tratti essenziali, si registra l'azione modellante degli agenti atmosferici sulle superfici rocciose emerse. Le superfici esposte vanno incontro a **fenomeni erosivi**, ad opera delle precipitazioni meteoriche (ruscellamento) e del detritismo di versante (frammenti). I detriti prodotti vengono in parte convogliati nei fondovalle e i corsi d'acqua principali trasportano le frazioni via via più fini verso la pianura, dove hanno luogo i maggiori **fenomeni alluvionali** deposizionali.

L'intensità dei fenomeni erosivi/deposizionali conosce periodi di maggiore o minore intensità, per il succedersi di periodi climatici con "estreme" caratteristiche di temperatura e umidità, conosciuti come periodi glaciali e interglaciali e sviluppatisi, a partire da circa 800.000 anni fa, durante il Pleistocene superiore (per questo detto anche "Pleistocene glaciale").

Lo scioglimento dei ghiacci dell'ultima fase, detta würmiana, iniziato intorno ai 20.000 anni fa, si è protratto fino a circa 10.000 anni fa, limite che peraltro segna il passaggio dal Pleistocene all'Olocene. E' interessante notare che quest'ultima glaciazione è stata vissuta dall'Homo Sapiens (la cui comparsa si fa risalire a circa 100.000 anni fa), corrispondendo al periodo preistorico del Paleolitico medio-superiore.

I passati episodi glaciali non hanno lasciato forti testimonianze geologiche nel nostro territorio appenninico che, data la scarsa elevazione, ha conosciuto piuttosto fenomeni di tipo periglaciale, più che altro riconducibili al modellamento crionivale, spesso obliterati dai rimaneggiamenti geomorfologici successivi. Alcune tracce relitte si possono comunque osservare, sia in termini deposizionali (detriti di falda e depositi morenici della cartografia del dissesto) che morfologici (in particolare le conche e i residui lacustri della sovraescavazione glaciale, come i Laghi Nero, Bino e Moo).

Tra tutti i fenomeni presenti, merita una menzione particolare la degradazione dei versanti, tipica del nostro territorio, soprattutto per la diffusa presenza di rocce argillose/marnose presenti come ammassi caotici o come interstrati, ma anche per la forte fratturazione e tettonizzazione delle compagini rocciose, il tutto associato ad un clima caratterizzato da decise alternanze stagionali e un reticolo di drenaggio localmente divagante ed erosivo. L'importanza del fenomeno ne ha richiesto l'assunzione negli strumenti di pianificazione, con la finalità di rendere le trasformazioni urbanistiche compatibili con le situazioni di pericolosità riscontrate (vedi sezione del Quadro Conoscitivo relativa al dissesto).

Si è detto che il Quaternario si caratterizza per una generale tendenza all'abbassamento dei rilievi e al riempimento delle aree depresse. La **forma del territorio** non risulta però affatto omogenea, a causa della differente resistenza che le compagini rocciose oppongono ai processi meteo-climatici, così accade che le porzioni litologicamente più rigide e in posizione strutturalmente favorevole si mantengono come

pareti incise (sponde acclivi di certi tratti dei corsi d'acqua appenninici) o rilievi (ad esempio i blocchi ofiolitici) svettanti al di sopra delle porzioni più erodibili o instabili che invece tendono a ribassarsi più velocemente (in particolare le unità marnose o argillose o le unità stratificate con giacitura a "franappoggio").

Oltre all'orografia, anche l'idrografia risente della geologia del substrato. Il reticolo di drenaggio principale mostra infatti andamenti diretti verso la pianura, trasversali agli allineamenti crinalici principali ("direzione antiappenninica", verso NNE), coerenti con la pendenza del territorio provinciale. Nel settore montano si osservano anche direzioni perpendicolari ("direzione appenninica"), conformi ai motivi strutturali di queste aree. I rilievi e i lineamenti tettonici possono imprimere forti deviazioni dei tracciati, come nel caso del T. Lavaiana, tributario di destra del T. Nure, che scorre in direzione OSO, cioè verso monte rispetto al territorio provinciale.

L'opera di **modellamento geomorfologico superficiale** sembra essere attualmente prevalente rispetto alle **modificazioni profonde del substrato geologico**. E' in effetti possibile che stiamo attraversando una fase di relativa calma tettonica, ma la scala di osservazione umana non può essere minimamente paragonabile a quella geologica. E' noto infatti che il nostro territorio si trova in un'area geologicamente molto attiva, come peraltro dimostra il continuo verificarsi di fenomeni sismici, talora non percepiti ma comunque registrati dai sismografi.

Questo significa che l'evoluzione geologica del nostro territorio è tutt'altro che conclusa.

NdA

Data la vastità della materia, ed anche la collocazione del presente elaborato, si è scelto di omettere la bibliografia esistente, riconoscendone tuttavia la fondamentale importanza per la stesura del presente elaborato.

Alcune inevitabili imprecisioni sono dovute allo sforzo di sintesi e alla presenza di diversi orientamenti interpretativi circa la datazione delle unità e degli eventi deposizionali/deformativi, oltre che alle differenti ipotesi esistenti sul significato evolutivo delle unità geologiche.