

# Una storia lunga 250 milioni di anni : ipotesi di evoluzione e modello geologico

Autor(en): **Carcano, Cipriano / Rogledi, Sergio / Riva, Mario**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Memorie / Società ticinese di scienze naturali, Museo cantonale di storia naturale**

Band (Jahr): **9 (2007)**

PDF erstellt am: **25.04.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-981623>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

## UNA STORIA LUNGA 250 MILIONI DI ANNI

### Ipotesi di evoluzione e modello geologico

di *Cipriano Carcano, Sergio Rogledi e Mario Riva*

La descrizione della geologia del Parco delle Gole della Breggia non può prescindere da un inquadramento regionale per riuscire a comprendere le peculiarità di quella regione a sud delle Alpi incastonata tra Ceresio e Lario. Allarghiamo quindi il quadro d'insieme per poter utilizzare situazioni geologiche, là dove sono particolarmente evidenti e ben espresse. Lo spessore e le caratteristiche delle successioni sedimentarie nel Sudalpino sono condizionate dalla storia deformativa. I movimenti tettonici influenzano l'ambiente di deposizione, elevando alcuni settori e sprofondandone altri. Le deformazioni sono dapprima distensive, dalla fine del Permiano al Cretaceo inferiore, e poi compressive, a partire dal Cretaceo superiore.

Una storia lunga oltre 250 milioni di anni per creare il territorio così come oggi ci appare. Vediamo di capire che cosa sia successo in questi 250 milioni di anni.

### INQUADRAMENTO GENERALE

La valle della Breggia attraversa, o meglio taglia e incide profondamente, una sequenza di rocce di età dal Giurassico inferiore fino a circa la metà del Cretaceo superiore (da 210 a 90 milioni di anni B.P.).

Di per sé sarebbe già una cosa straordinaria, ma l'ambiente circostante, dal Monte San Giorgio al Sasso di Cavallasca, e coprono la storia della Terra da 250 milioni di anni B.P. fino a praticamente oggi.

Per incominciare osserviamo la sequenza di rocce esposta nel Parco delle Gole della Breggia. Dalle sorgenti della Breggia, fino a poco oltre il *Punt da Canaa* si presenta una monotona serie di strati decimetrici con interstrati argillosi e marnosi, sottili, di colore nero, grigio a causa dell'alterazione superficiale. In certi punti sono evidenti noduli e liste di selce nera: Calcare Selcifero Lombardo, Lombardischen Kieselkalk o Calcare di Medolo. Al di sopra, scendendo lungo la valle, compaiono marne rosse sottilmente stratificate, ricche in fossili: Ammonitico Rosso. Seguono calcari marnosi biancastri e rossi, molto spiegazzati: Calcari Marnosi e Marne Pelagiche.

Al *Punt dal Farügin* compare una spessa sequenza di selce rossa e verde che forma le pareti della gola, la parte più stretta di tutta la valle: Radiolariti. Seguono calcari marno-

si con selce, biancastri e rossastri, variegati, Calcari ad Aptici e infine si accede alla cava. La cava è stata impostata su calcari bianchi quasi puri con liste e noduli di selce bianca o grigia e sottili intercalazioni di argilla: Maiolica. Questi ultimi strati hanno un'evidente pendenza verso sud e un'inclinazione

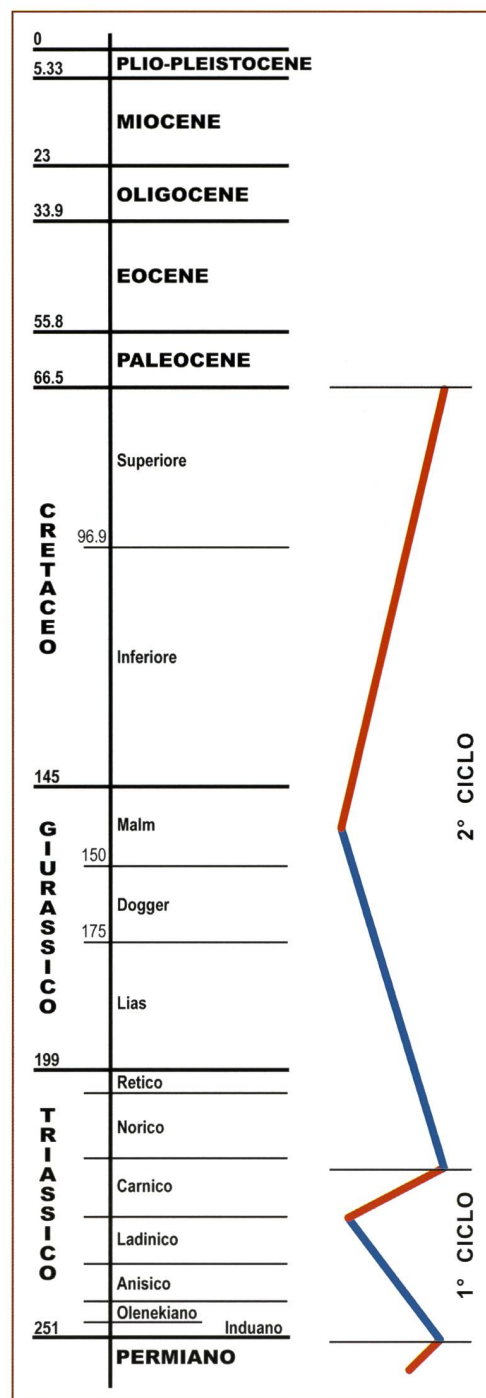


Fig. 1 – Schema dei due cicli tettono-sedimentari che hanno influito sull'assetto deposizionale e strutturale del settore sudalpino. Età assolute da Grandstein 2004.

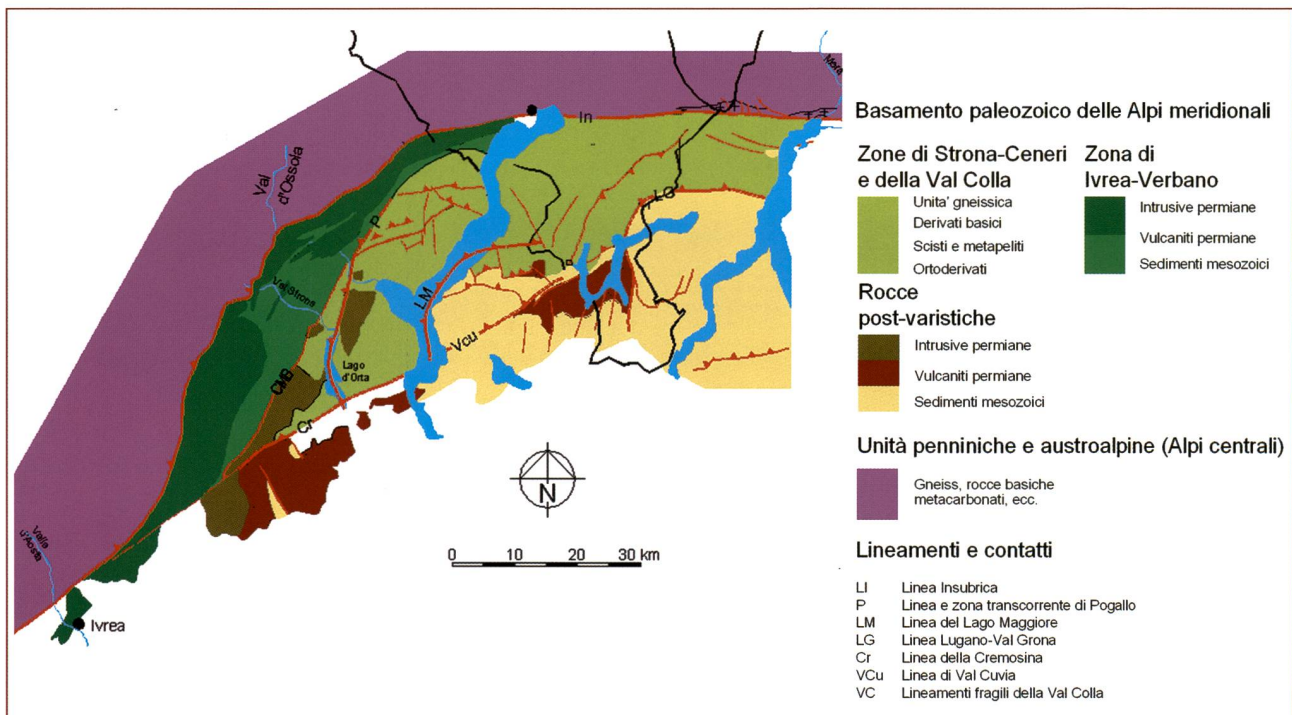


Fig. 2 – Carta geologica schematica con riportati i principali sistemi di faglie che hanno interessato a partire dal Mesozoico l'assetto deposizionale e l'evoluzione strutturale del Cantone Ticino meridionale.

di 70°. Il resto dell'area di sbancamento si sviluppa nel calcare marnoso della Scaglia nelle sue varie colorazioni, variegata, bianca, ben esposta dai lavori di cava, e infine rossa. Gli strati di arenaria e marna del Flysch al meandro di Caslaccio chiudono la serie del Parco delle Gole della Breggia.

Ciascuna delle caratteristiche delle rocce che compongono la valle ha una sua motivazione legata all'ambiente in cui si sono deposte e all'evoluzione che la zona ha subito; un'attenta lettura del paesaggio e delle rocce che lo costituiscono ci racconta la storia del territorio.

La serie del Parco delle Gole della Breggia si trova nel bel mezzo di un ciclo tettonico-sedimentario che si inizia nel Carnico terminale. Per meglio comprendere bisogna allargare il quadro geografico e temporale. Per cercare le tracce lasciate da questo ciclo tettonico-sedimentario fin dal suo inizio, quando una terra emersa incomincia a trasformarsi in un mare, si evolve in un oceano e infine di nuovo torna ad essere terra emersa siamo obbligati a uscire dal Parco delle Gole della Breggia. Siamo fortunati nel trovare al Monte San Giorgio l'inizio del ciclo trasgressivo che ha coinvolto la valle della Breggia. A dire il vero ci sono i resti anche di un ciclo precedente che copre l'intervallo di tempo dal Permiano terminale al Carnico.

Altrettanto importante è l'assetto strutturale, ovvero la distribuzione dei principali sistemi di faglie. Il sistema di faglie che oggi osserviamo è in buona parte la riattivazione dei sistemi paleozoici, particolarmente attivi durante il Mesozoico.

I sistemi di faglie principali, attivi nel Sudalpino durante il Mesozoico, hanno dire-

zione NNE e ENE. Durante il Permiano e buona parte del Mesozoico i primi sono utilizzati come faglie distensive, mentre i secondi come faglie di trasferimento.

Cercheremo qui di seguito di ricostruire la storia geologica dell'area, movimenti tettonici e ambienti deposizionali, desumibile dallo studio delle rocce sedimentarie.

### PRIMO CICLO TETTONICO-SEDIMENTARIO: DAL PERMIANO AL CARNICO SUPERIORE

Una prima traccia della storia geologica dell'area si ha a partire dal Permiano, con la deposizione di una potente successione di vulcaniti sugli Scisti dei Laghi, il *basamento varisco*. Localmente affiora un conglomerato carbonifero o, come nel caso di Cuasso, un'intrusione di bassa profondità, forse laccolitica, il «Granofiro di Cuasso».

Si osserva una distribuzione in senso est-ovest, degli accumuli di ignimbriti permiane con cadenza regolare. Sembra di poter associare gli accumuli di ignimbriti con i principali lineamenti strutturali: lineamento delle Giudicarie, della Val Camonica, di Lugano ecc.

La linea di Lugano che corre lungo le pendici occidentali del Monte Generoso, con direzione NNE, è il lineamento cardine per l'evoluzione strutturale dell'area della Breggia (Bernoulli 1964).

#### Permiano superiore: da 253 a 251 milioni di anni B.P.

Il Permiano superiore è caratterizzato da spesse coltri di conglomerato, arenaria e argillite, di colore rosso: Verrucano Lombardo. Imponenti accumuli sono noti, in affiora-



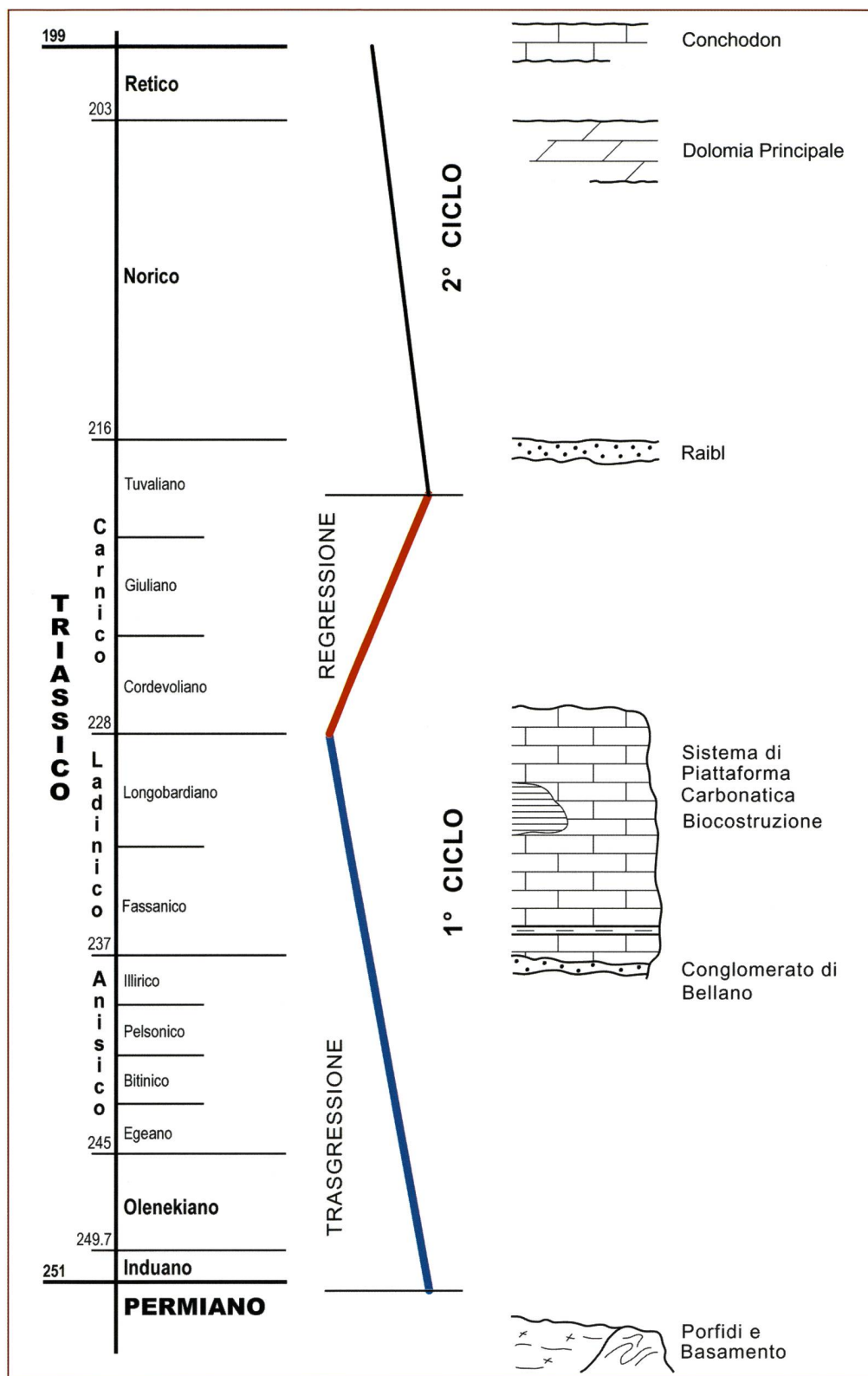


Fig. 3 – 1° Ciclo Tettonico-sedimentario: dal Permiano terminale al Carnico. Età assolute da Grandstein 2004.

mento, nella Lombardia centrale a partire dalla costa orientale del lago di Como, Valsassina e Alpi Orobie, ma anche nelle Alpi Marittime e nelle Dolomiti. Un simile deposito suggerisce condizioni ambientali piuttosto uniformi, vista anche l'uniforme e vasta distribuzione areale: un'ampia area continentale con alture e valli, probabilmente di tipo desertico, con anche ampie lagune

salate, *sabka*. Accumuli di Verrucano Lombardo dovrebbero essere presenti anche in quelli che oggi indichiamo come *Bacino del Monte Generoso* e *Bacino del Monte Nudo* (Bernoulli 1964).

Gli alti strutturali Grana - Val Colla, Monte Arbostora - Monte San Giorgio e Ivorio - Gozzano erano probabilmente già presenti e in erosione. Durante il Permiano superiore



nell'area dolomitica, a causa di una fase tettonica distensiva, si inizia un'ingressione marina evidenziata dalla deposizione di dolomia nera ed evaporite con uno spessore di 150 fino a 600 m: la Formazione a Bellerophon. La linea di costa a quest'epoca si situa pressappoco lungo uno dei grossi lineamenti NNE del sistema delle Giudicarie, l'attuale valle dell'Adige. La Lombardia e il Cantone Ticino sono quindi in ambiente continentale.

**Triassico inferiore:  
da 251 a 245 milioni di anni B.P.**

**Induano-Olenekiano:  
da 251 a 245 milioni di anni**

L'ingressione marina del Permiano superiore ha però nell'Induano e Olenekiano un rallentamento. (L'International Union of Geological Sciences (IUGS) ha sostituito, per il Triassico inferiore, la definizione di Scitico, con Induano ed Olenekiano). Si restaurano su tutta l'area, precedentemente invasa dal mare, condizioni di piana di marea terrigena: Formazione di Werfen o Servino. Localmente persistono condizioni di terra emersa in erosione, a giustificare l'enorme quantità di argilla presente nel bacino. Le condizioni di tipo continentale nella Lombardia occidentale e Cantone Ticino si mantengono inalterate anche per gran parte dell'Anisico (Brack e Rieber, 1993).

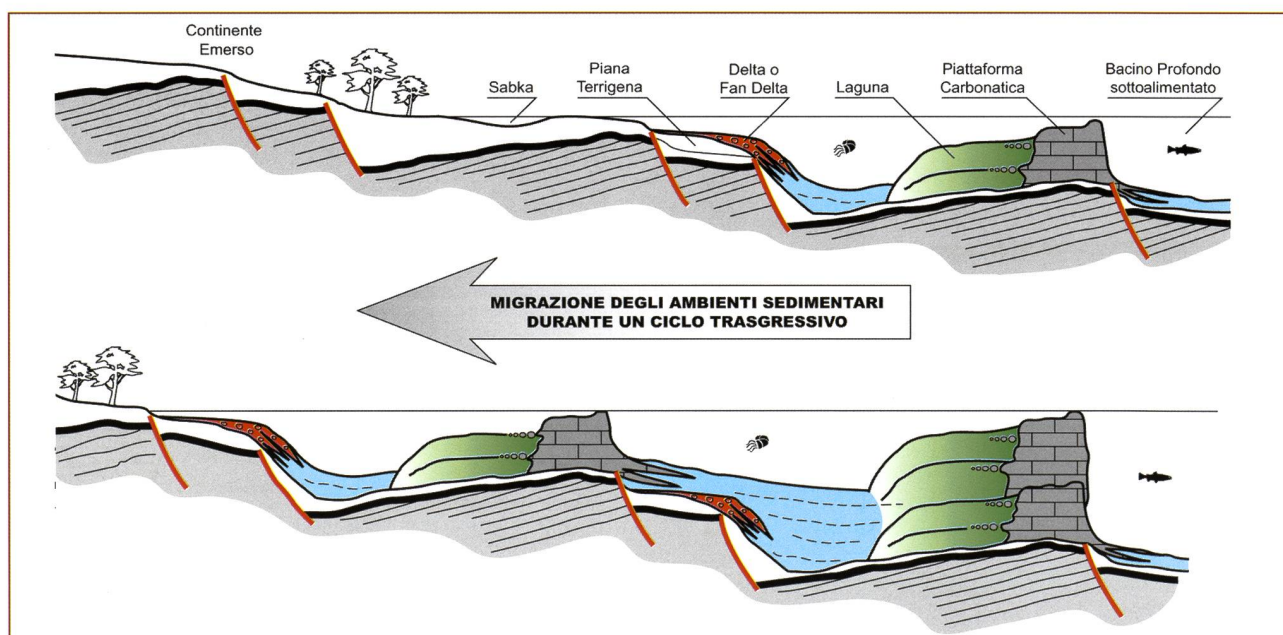
**Triassico medio:  
da 245 a 228 milioni di anni B.P.**

**Anisico: da 245 a 237 milioni di anni**

Si è posto in relazione il passaggio all'Anisico, in Dolomiti e Lombardia orientale, con la ripresa dell'ingressione marina e l'instaurarsi di estese *sabka*. Vuol dire che sono ripresi i movimenti distensivi e di conseguenza anche la subsidenza. Le depressioni che si vanno formando, nelle Dolomiti e

Lombardia orientale, danno poi il via, a seguito del progredire dell'approfondimento, ai primi bracci di mare poco profondi che separano aree emerse. Nei bacini dove non arriva il materiale silicoclastico portato dai corsi d'acqua si sedimenta calcare nero con locali veli o sottili strat di argilla: il Calcare di Angolo della Val Camonica. L'incremento di apporto di argilla al bacino alla fine della deposizione della parte inferiore del Calcare di Angolo è causato da una stasi della subsidenza che si manifesta con un incremento di erosione e la formazione dei depositi di conglomerato deltizio in Valsassina: il Conglomerato di Bellano. La ripresa della subsidenza e l'innalzamento del livello del mare che ne consegue è suggerita dalla comparsa di livelli carbonatici sopra il delta, che si è formato in Valsassina, e correlabili allo sviluppo di un'estesa piana carbonatica. Sono presenti piattaforme carbonatiche che si sviluppano sugli alti strutturali e incominciano ad aggrare in quanto tutta l'area sta sprofondando piuttosto velocemente. L'evoluzione è verso un progressivo approfondimento di tutto il settore. Nelle aree attorno alle piattaforme carbonatiche vi è una sedimentazione quasi del tutto priva di apporto terrigeno, generalmente costituita da calcare nodulare, in strati sottili. Man mano che la subsidenza procede, e di conseguenza il livello del mare sale, la linea di costa si sposta verso ovest e con essa tutti gli ambienti, dal marino marginale al marino profondo. Anche l'ambiente di *sabka* si è spostato più a ovest come pure i delta che risultano dall'erosione delle aree emerse. Si osserva una diacronia degli ambienti sedimentari, spostandosi da est verso ovest. La differenza in termini temporali, visto che siamo alla scala dei milioni di anni, potrebbe anche non essere percepibile, ma esiste. Ben coglie la situazione lo schema di Kalin e Trumpy (1977) in cui si osserva un marcato diacronismo nella distribuzione dei

Fig. 4 – Migrazione degli ambienti al procedere della trasgressione.





sedimenti silicoclastici al passaggio Olenekiano - Anisico e il ritardato sviluppo delle piattaforme carbonatiche nel settore occidentale. La trasgressione, infatti, si propaga verso ovest con un po' di ritardo e solo nel tardo Anisico raggiunge anche la Lombardia occidentale ed il Cantone Ticino. Nella nostra area emergevano forse ancora alcune aree di basamento varisco, l'*Alto dell'Arbostora*, Grona e Ivorio, testimoniate dalla sedimentazione del conglomerato tardo-anisico di Capo San Martino, e forse parte dei depositi terrigeni del Monte San Giorgio.

Nel Ticino meridionale ci sono evidenze di alti emersi testimoniati da sedimenti silicoclastici anche grossolani a formare dei fan delta e da serie marine contenenti ricche faune di habitat terrestre e abbondanti resti vegetali continentali. Uno di questi alti è stato localizzato in corrispondenza del Monte Arbostora. Attorno a esso sono significativi gli accumuli silicoclastici di Capo San Martino (Sommaruga *et al.*, 1997) e del Monte San Giorgio. Più a est il conglomerato di Bellano potrebbe derivare dallo smantellamento di un alto in corrispondenza del Monte Grona.

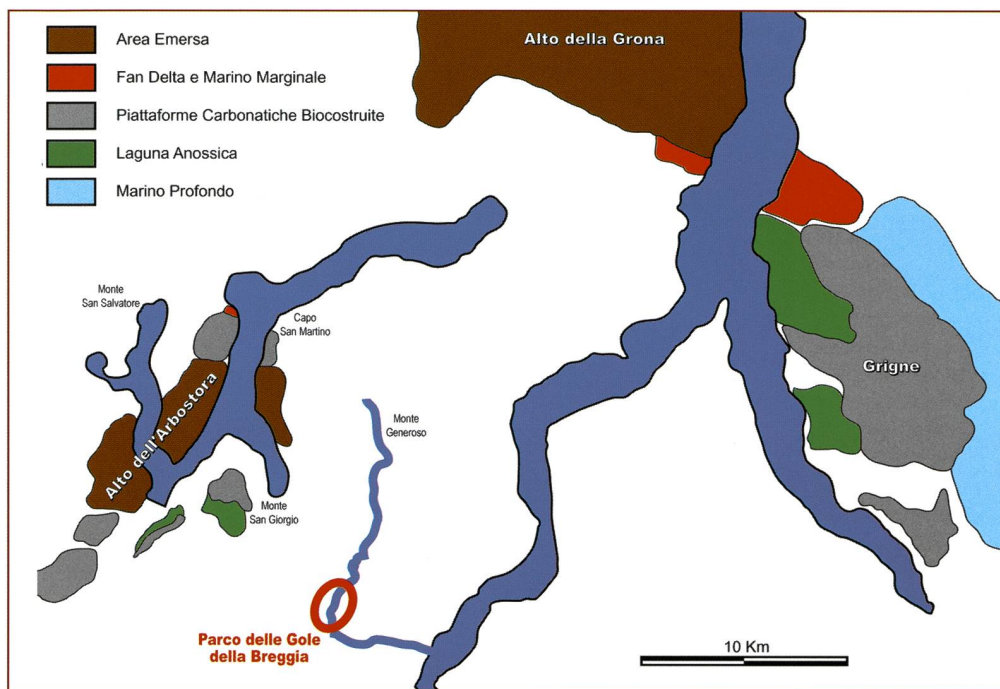


Fig. 5 – Distribuzione degli ambienti sedimentari nella Lombardia occidentale e Cantone Ticino.

Alla scala dei continenti, la situazione paleogeografica che si va delineando è quella di un ampio oceano, la Tetide, che si insinua separando i continenti Gondwana a sud ed Eurasia a nord. Il Norditalia e la Svizzera si trovano quasi nella terminazione occidentale di questo nuovo oceano, incastrati tra le aree continentali, Europa a nord, Massiccio Centrale francese e Spagna a ovest e Africa settentrionale fino alla Penisola arabica a sud. Le aree che abbracciano il nostro bacino, caratterizzate da un ridotto tasso di subsidenza, rimarranno per tutto il Triassico, da 250 a 210 milioni di anni B.P. in condizioni di ambiente continentale o di mare poco profondo e con depositi straordinariamente simili: Triassico Germanico. Tant'è vero che le stesse rocce del Triassico Germanico si trovano dall'altra parte dell'oceano della Tetide dal Nordafrica fino alla Penisola arabica. Le aree più subsidenti sono invece decisamente più articolate con alti strutturali emersi a formare isole sui cui fianchi si sviluppano piattaforme carbonatiche separate da bracci di mare relativamente stretti e profondi, almeno dalla fine dell'Anisico e per tutto il Ladinico.

Verso la fine dell'Anisico, in relazione alla forte subsidenza, si impostano le prime piattaforme carbonatiche sul lato orientale degli alti emersi. Pian piano si forma una piattaforma carbonatica costituita da alghe e spugne, o meglio dall'accumulo dei resti del disfacimento degli scheletri calcarei di questi organismi. Ciò che resta di queste piattaforme carbonatiche è osservabile, per fare qualche esempio, al San Salvatore, Monte San Giorgio

Fig. 6 – La piattaforma carbonatica ladinica, Calcare di Esino, della Grigna: in nero le clinoformi prodotte dall'aggradazione della piattaforma, in rosso una fase trasgressiva– regressiva.







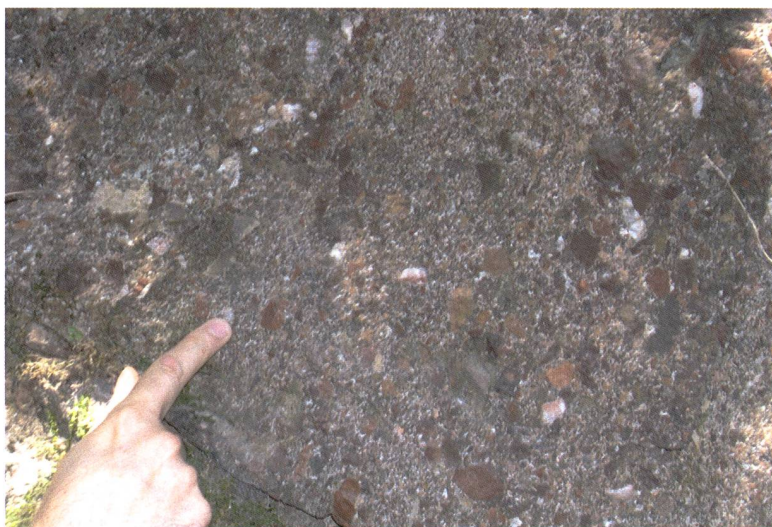
Fig. 7 – Le Maldive, esempio moderno di piattaforme carbonatiche allineate lungo assi strutturali di centinaia di chilometri.

e Campione d'Italia. Alle spalle della piattaforma carbonatica si trova una laguna. La laguna è caratterizzata da mare calmo e riparato, ricco di vita, un acquario tropicale. I resti degli organismi si accumulano sul fondo dove, se in presenza di un fondale anossico, si conservano. Da qui i meravigliosi reperti fossili della *Grenzbitumenzone* o Calcare di Besano, formazione ricca in materia organica che ha originato sia gli idrocarburi estratti dall'impianto di Spinirolo sia gli accumuli di petrolio coltivati nei campi della Pianura padana. Nel sottosuolo della Pianura padana ritroviamo infatti gli stessi paleoambienti delle formazioni rocciose affioranti al Monte San Giorgio.

#### **Ladinico: da 237 a 228 milioni di anni**

Il Ladinico è caratterizzato da una più intensa attività tettonica. La subsidenza dei bacini aumenta e si crea spazio che consente lo sviluppo delle potenti piattaforme carbonatiche. La presenza nel Ladinico inferiore (Fassaniano) di ingenti spessori di rocce vulcaniche è dovuta alla riattivazione dei sistemi di faglie. È anche ben documentata, sia in affioramento sia nel sottosuolo della Pianura padana, la presenza di livelli tufitici che suggeriscono l'esistenza di un'attività tettonica polifasica. Ad esempio in Lombardia e in Cantone Ticino affiorano, intercalati alle formazioni ladiniche, livelli centimetrici di tufi-

Fig. 8 – Un bell'esempio del conglomerato anisico di ambiente di delta è il conglomerato di Capo San Martino, presso Lugano, attribuito all'Anisico terminale, Illirico.



(località Capo San Martino). Livelli pluridecimetrisi sono segnalati nel Calcare di Meride al Monte San Giorgio. In Val di Dezzo, valle laterale della Val Camonica, area caratterizzata da rocce deposte in un ambiente sedimentario più bacinale, ci sono circa 100 m di porfirite con prodotti vulcanici associati. Nel sottosuolo della Pianura padana è invece documentata la presenza di tre livelli di vulcaniti per uno spessore complessivo di 80-100 m. Le tufiti con maggior spessore si sono messe in posto in settori del bacino Ladinico prossimi ai centri di emissione. Lontano dai centri di emissione si sedimentavano, invece, calcari nodulari in livelli sottili, tipici dei bacini sottoalimentati (Formazione di Buchenstein). Una condizione analoga si era già proposta nell'Anisico superiore quando si era verificato un aumento generalizzato della subsidenza. La differenza sostanziale di questa nuova fase è la massiccia presenza di selce. L'ingente apporto di silice al sistema da parte del vulcanismo favorisce lo sviluppo di organismi che utilizzano la silice per la costruzione delle parti scheletriche, come alcune specie di spugne e di organismi planctonici come i radiolari. L'evento risulta particolarmente evidente in bacini sottoalimentati come in questo caso. L'attività tettonica persiste per tutto il Ladinico mantenendo alto il tasso di subsidenza. L'alto tasso di subsidenza crea un maggior spazio di accomodamento, le piattaforme carbonatiche aggradano accumulando spessori di sedimenti che raggiungono le centinaia di metri fino a un chilometro, ad esempio la Dolomia di San Salvatore o Calcare di Esino. Le lagune alle spalle delle piattaforme ricevono grandi quantità di fango carbonatico ricco in materia organica, raggiungendo, come il Calcare di Meride i 700 m di spessore. Nei bacini profondi, invece, si deposita nello stesso intervallo di tempo un ridottissimo spessore di sedimento. Troviamo infatti successioni condensate come il Buchenstein. Un bell'esempio è osservabile in Valsassina sulle pendici orientali della Grigna, dove il bacino sottoalimentato del Buchenstein è addossato alla piattaforma carbonatica dell'Esino. Alle centinaia di metri di depositi di laguna e di piattaforma del calcare di Esino, si contrappongono poche decine di metri di calcare nero con selce, Formazione di Buchenstein (40-70 m). Durante il Ladinico superiore (Longobardiano), la piattaforma continua a crescere, dapprima aggradando, e poi quando la subsidenza si riduce e il bacino tende a colmarsi, progradando. La riduzione di subsidenza causa il rapido riempimento dei bacini che nel contempo ricevono apporti di materiale derivato dallo smantellamento degli edifici vulcanici e delle zone in emersione. Nel bacino si accumulano alcune centinaia di metri, fino a 400 m circa di depositi flyschoidi (Formazione di Wengen). La ricca presenza di residui vegetali nel Wengen e di faune terrestri, sauri, nel Meride



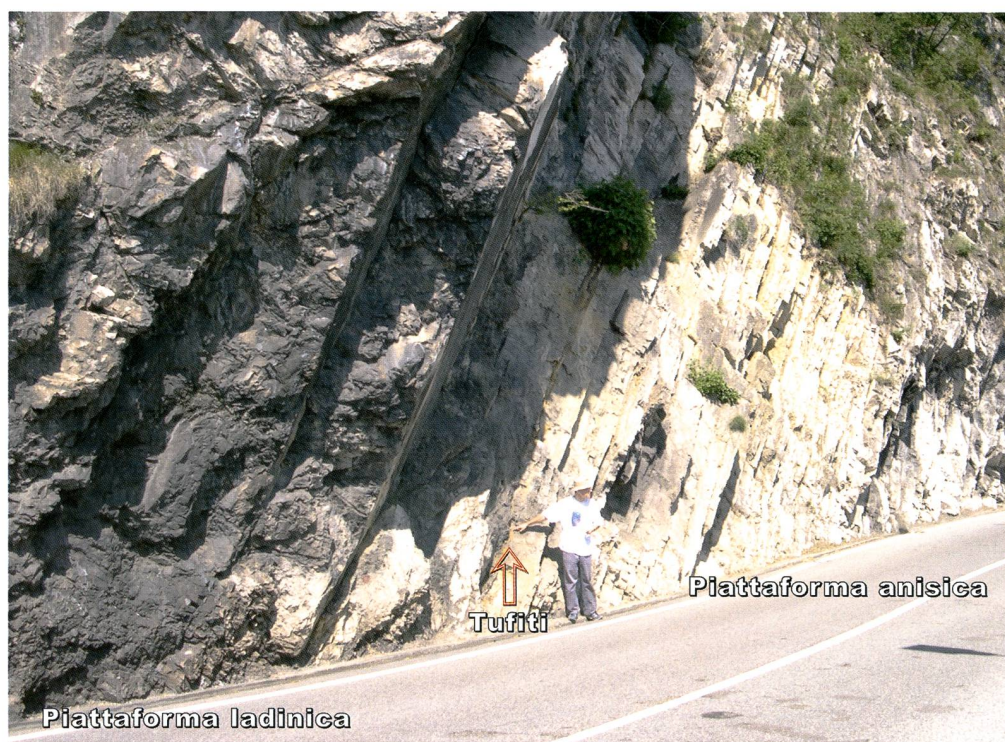


Fig. 9 – Un sottile livello di tufite di pochi centimetri segna il limite tra la piattaforma anisica e la sovrastante piattaforma ladinica del San Salvatore. Località: Capo San Martino, presso Lugano.

induce a pensare che le terre emerse non siano lontane e soprattutto siano abbastanza ampie da consentire la vita ai sauri. Le aree indiziate di essere degli alti strutturali sono il Monte Arbostora, la zona di Arogno e l'area compresa tra la Val Colla e la Val Cavargna, fino a Menaggio. Le aree emerse, alti strutturali, corrispondono alle creste dei blocchi, definiti e basculati dalle grandi faglie listiche. Queste aree solo con il ciclo successivo sono raggiunte dalla trasgressione.

Che cosa vi sia a est della linea di Lugano è pura speculazione in quanto la potente successione giurassica nasconde tutto ciò che la precede. In questo caso si possono solamente estrapolare le conoscenze regionali acquisite con la ricerca petrolifera, effettuata poco più a sud, in Pianura padana. In un'area che in senso paleogeografico può essere considerata come la prosecuzione verso sud del *Bacino del Monte Generoso* si osserva una condizione molto simile a quella affiorante. Un'area crestale probabilmente emersa, a ridosso della faglia caratterizzata da una successione medio triassica fortemente ridotta o assente. A est della medesima faglia, sul bacino ruotato, si ritrova il sistema laguna-piattaforma, e ancora più a est il bacino sottoalimentato.

**Triassico superiore:**  
da 228 a 199 milioni di anni B.P.

**Carnico: da 228 a 216 milioni di anni**

Il Carnico inizia senza differenze paleogeografiche di rilievo, rispetto a quanto già osservato nel Ladinico. Persistono le piattaforme carbonatiche, le lagune anossiche, i bacini e le terre emerse. Pian piano però il tasso di subsidenza diminuisce, seguendo la

tendenza già osservata nel Ladinico superiore. Le piattaforme carbonatiche, a causa della diminuzione dello spazio di accommodamento, progradano vistosamente sui bacini, come nelle Grigne o nelle Dolomiti.

Si conclude così, con una marcata regressione, il ciclo trasgressivo iniziatosi nel Permiano e protrattosi per 20-25 milioni di anni. Le piattaforme carbonatiche si sono estinte non avendo più spazio di accommodamento e con esse anche le lagune. I bacini profondi sono pressoché colmi. Il ciclo trasgressivo-regressivo iniziatosi nell'Anisico si conclude con la regressione e continentalizzazione tardo-carnica (Tuvaliano). Un nuovo ciclo decisamente più imponente sta per iniziarsi, si chiuderà con le prime fasi deformative alpine. Questo nuovo ciclo si svilupperà su un arco di tempo compreso fra il Triassico superiore (Carnico superiore) e il Cretaceo inferiore, circa 100 milioni di anni. L'imponenza e la durata di questo secondo ciclo sono legate all'apertura dell'Oceano *ligure-piemontese*, oceano laterale coevo dell'Oceano Atlantico. Il modello al quale ci riferiamo per spiegare l'importante regressione carnica è quello che prevede un sollevamento crostale per l'instaurarsi di un duomo termico precursore dell'imminente nuova apertura oceanica.

**SECONDO CICLO TETTONO-  
SEDIMENTARIO: DAL CARNICO  
SUPERIORE AL CRETACEO SUPERIORE**

Estesi ambienti di tipo continentale coprono tutta l'area sudalpina-Padana alla fine del 1° ciclo. Un deserto rosso si estende sulle aree una volta occupate dalle piattaforme carbo-





Fig. 10 – Carnio della Formazione di Raibl alla base della parete del Poncione d'Arzo, tipico deposito di ambiente semiarido. Segna la continentalizzazione alla base del 2° Ciclo tettono-sedimentario.

natiche, meravigliose lagune e profondi bacini marini.

A partire Carnio superiore (Tuvaliano) si osservano i primi segnali della nuova trasgressione imminente. Compiono estese lagune sovrassalate (sabka) che danno luogo a spesse successioni evaporitiche. Il tutto in un ambiente continentale di tipo desertico, con la presenza di corsi d'acqua, forse stagionali, ad alta energia. Sulle pendici settentrionali del Poncione d'Arzo affiorano infatti argille rosse, arenarie e conglomerati di questo periodo. Nella piana a sud di Meride erano in attività all'inizio del Novecento due cave di gesso che sfruttavano questi accumuli. Nei pressi di Menaggio, G. Jervis (1873), riferisce di un «...giacimento (di gesso), importante assai, che rinviensi nel terreno triassico superiore, ossia Keuper. Fu una volta oggetto di scavi...»

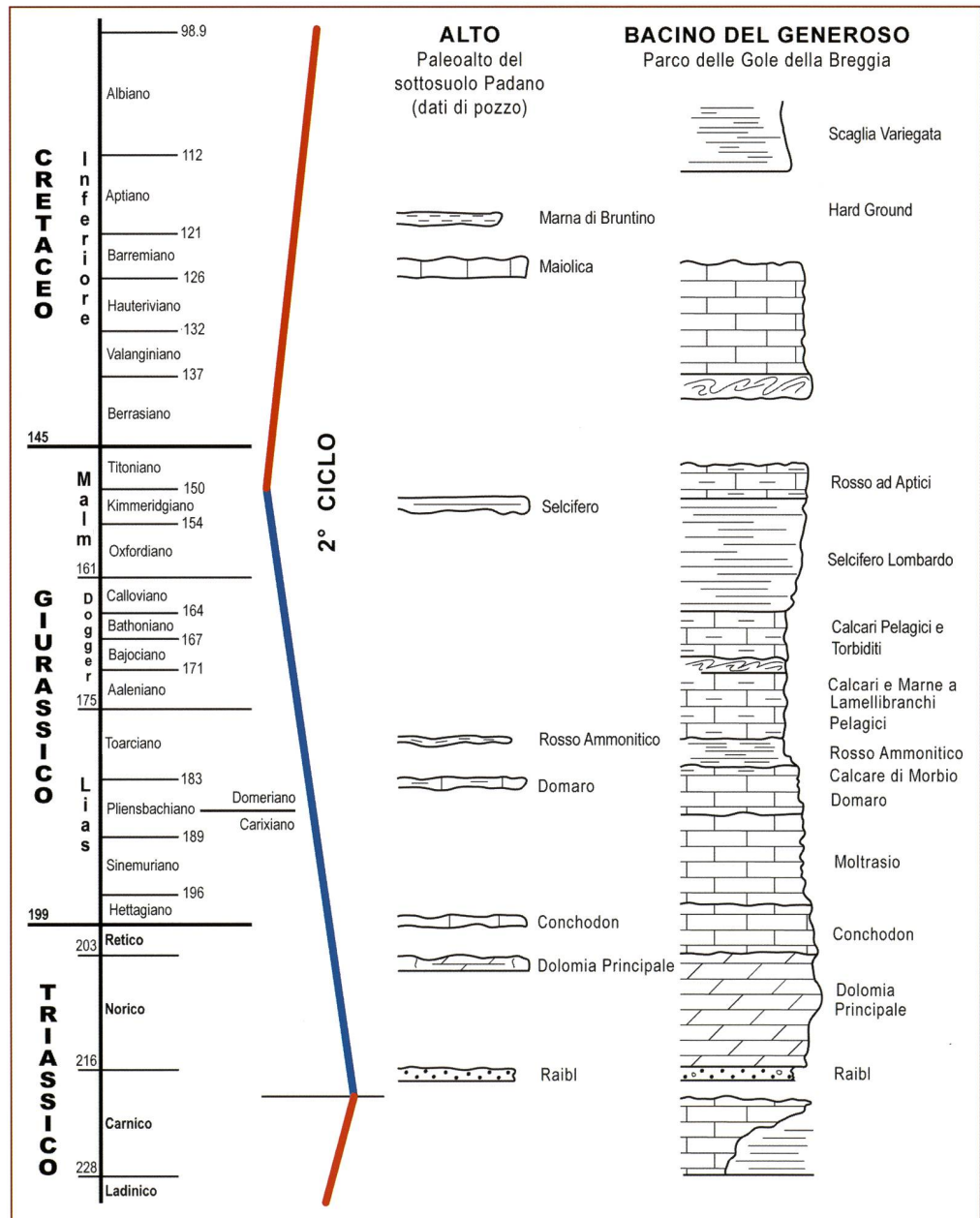


Fig. 11 – 2° Ciclo tettono-sedimentario. Prima parte: dal Carnio al Cretaceo inferiore. Età assolute da Grandstein 2004.



L'ambiente continentale desertico caratterizza il Carnico superiore dalle Dolomiti alla Pianura padana al Sudalpino, *Bacino del Monte Generoso* compreso.

#### **Norico-Retico: da 216 a 199 milioni di anni**

Un innalzamento relativo minimo del livello del mare coinvolge rapidamente un'area molto estesa. Quasi simultaneamente dai Carpazi alle Alpi Marittime, dal Sudalpino alla Sicilia si instaurano, a partire dal Norico, condizioni di piana di marea carbonatica dove incominciano a sedimentarsi la Dolomia Principale. Localmente, ad esempio in Appennino, persistono invece condizioni di *sabka*, testimoniate dalla deposizione delle dolomie ed evaporiti della Formazione Burano. Il tardo Norico e il Retico sono caratterizzati da grande instabilità tettonica, si ha la differenziazione molto spinta in alti con estese piattaforme carbonatiche e locali bacini molto subsidenti in cui si depositano argille e marne; il depocentro del Sebino raggiunge spessori di 2-3 km. Nelle situazioni di alto, come le zone crestali dei blocchi basculati, si mantengono condizioni di sedimentazione ridotta, come al Poncione d'Arzo e nei dintorni di Arogno, immediatamente a ovest della linea di Lugano. In questi settori si sono depositi spessori di carbonati di piattaforma del Norico e Retico, di poche decine di metri, come avviene in aree analoghe nel sottosuolo padano. È decisamente difficile immaginare che cosa ci si possa aspettare nella zona del Parco delle Gole della Breggia. Le poche decine di metri di Dolomia Principale al Poncione d'Arzo sono tutto quello che resta a testimonianza degli 8 milioni di anni di Norico; nelle Alpi Orobie durante il medesimo intervallo di tempo si sono depositi un paio di chilometri di Dolomia Principale. La stessa cosa si può dire per il Retico di cui nei dintorni di Arzo sono presenti solo pochi metri, contro i 2-3 km del bacino Sebino.

#### **Giurassico: da 199 a 145 milioni di anni B.P. Giurassico inferiore o Lias: da 199 a 175 milioni di anni B.P.**

#### **Hettangiano: da 199 a 196 milioni di anni**

Nell'Hettangiano, probabilmente durante un breve periodo di stasi tettonica, si sedimenta la Dolomia a Conchodon. Nelle cave di Arzo la dolomia è sostituita da breccie con argilla rossa residuale. La zona di Arzo è un alto sul margine del *Bacino del Monte Generoso*, spesso sottoposto a movimenti strutturali che causano innalzamenti e conseguente esposizione, erosione e accumulo di breccia di scarpata alla base delle falesie. La superficie in movimento può anche risultare beante e risucchiare il fango da poco depositato e ancora molle formando dicchi sedimentari e dicchi nettuniani. Un dicco nettuniano, riempito con argilla rossa e brachiopodi è ben esposto alle cave di Arzo. Una situazione analoga è presente nel sottosuolo padano, sull'alto di Gaggiano, a sud di Milano, e in affioramento a Zandobbio, dove un dicco nettuniano è caratterizzato dalla presenza di crinoidi.

Facendo un parallelismo con le successioni del vicino sottosuolo padano, possiamo ragionevolmente ipotizzare che la successione stratigrafica del *Bacino del Monte Generoso* sia completa e rappresentata da centinaia di metri dell'onnipresente Dolomia Principale, norica, dal Calcare di Zu, retico, dalla Dolomia a Conchodon, hettangiana. La sequenza norico-retica presenta una facies sismica molto caratteristica che ci permette, una volta che è stata calibrata con i pozzi, di riconoscerla sull'intero sottosuolo padano. Solo in situazioni particolari, come sugli alti strutturali la sequenza norico-retica è mancante; in rare occasioni si osservano, nell'ambito della facies sismica della Dolomia Principale, differenziazioni che possono far pensare all'esistenza di solchi intrapiattaforma. Questi solchi intrapiattaforma in affiora-

Fig. 12 – Carta geologica schematica del Cantone Ticino meridionale.

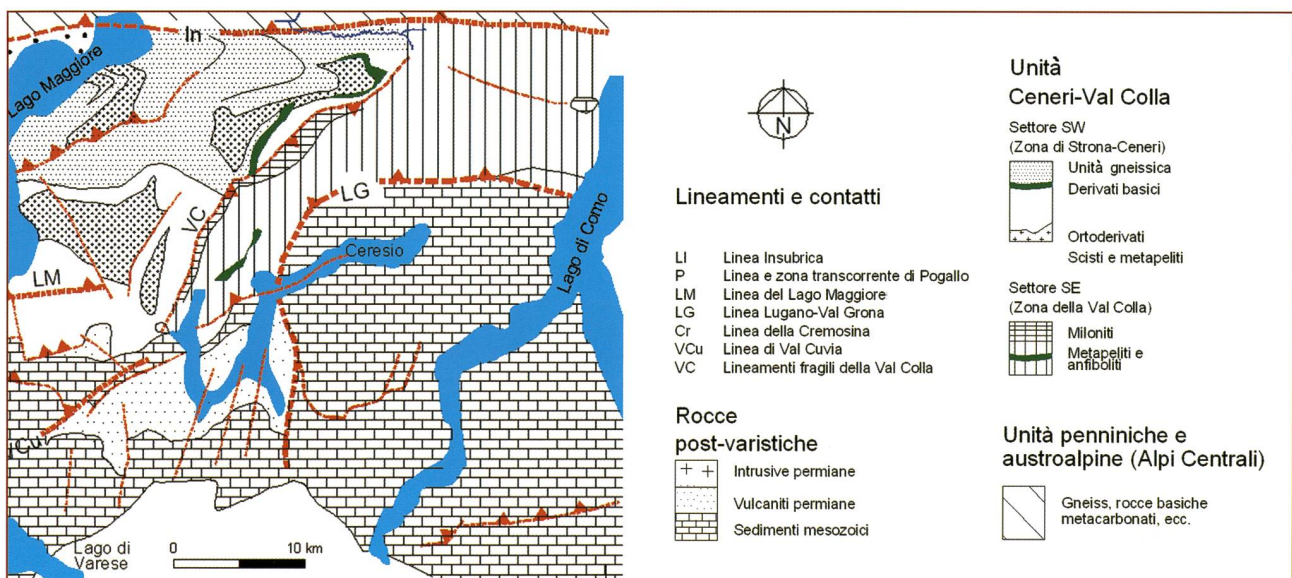




Fig. 13 – Calcare di Domaro del Parco delle Gole della Breggia.



Fig. 14 – Transetto schematico del sottosuolo della Pianura Padana, che ben evidenzia:

**A** la discontinuità angolare che divide il Medolo in Calcare di Moltrasio (8) e Calcare di Domaro (9).

**B** il raccordo tra l'alto e il bacino, a partire dal Lias e ancora persistente nel Cretaceo. Notare le differenze di spessore tra il paleoalto e il bacino.

- 1 Conglomerato di Bellano,
- 2 Buchenstein,
- 3L Meride Ladinico,
- 3C Meride Carnico, 4 Wengen,
- 5 Piattaforma carbonatica,
- 6 Raibl,
- 7 Dolomia Principale - Conchodon,
- 8 Moltrasio, 9 Domaro,
- 10 Rosso Ammonitico - Selcifero - Rosso ad Aptici - Maiolica, 11 Scaglia.

mento sono riempiti con successioni calcareo-marnose, note in letteratura con i nomi di Zorzino, Argillite di Riva di Solto e Calcare di Zu. Nel bacino Sebino tali formazioni raggiungono spessori di due-tremila metri. Nelle Dolomiti e nel depocentro Sebino sono stati misurati gli spessori maggiori, mentre nel Cantone Ticino e nel sottosuolo padano (a sud e a ovest di Milano) gli spessori sono inferiori perché siamo in un'area che ha avuto un tasso di subsidenza relativa più basso.

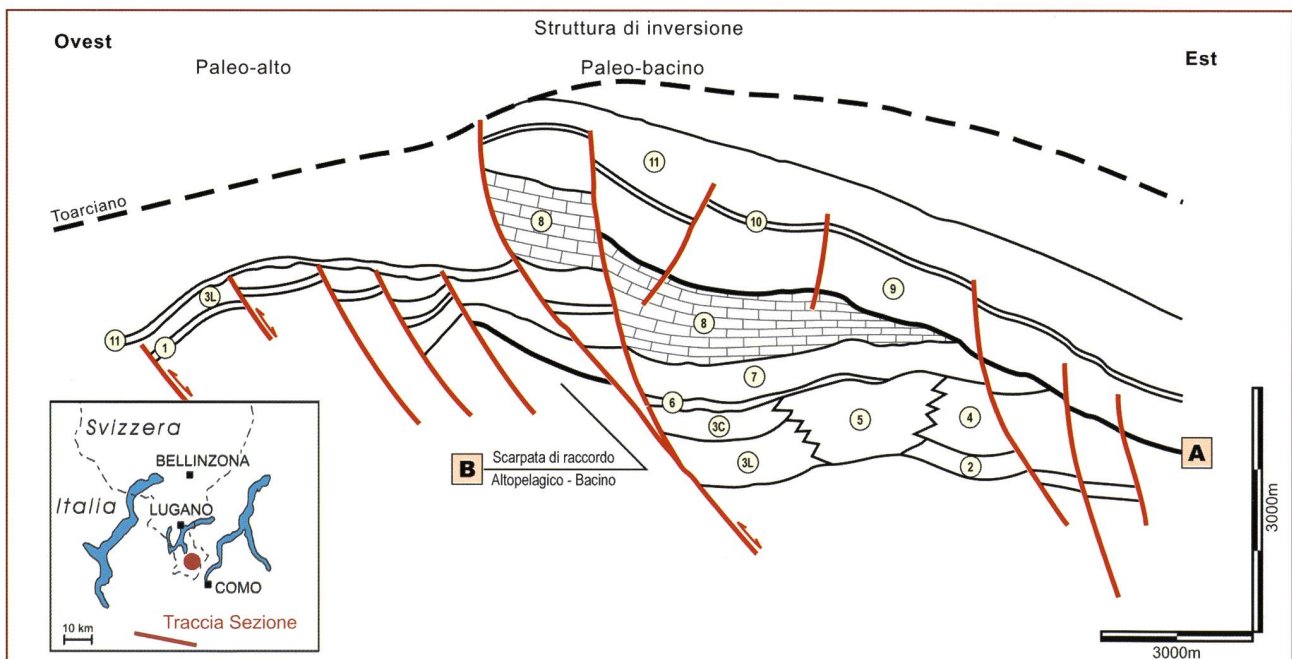
#### **Sinemuriano: da 196 a 189 milioni di anni**

L'instabilità tettonica del Triassico superiore e dell'Hettangiano si acuisce durante il Sinemuriano. I solchi si caratterizzano come aree decisamente pelagiche e subsidenti, mentre gli alti, ovvero le creste dei blocchi fagliati, si impostano come alto-fondi pelagi-

ci. Il risultato è la deposizione nelle aree più subsidenti di considerevoli spessori di calcare nero con selce. Colpisce la presenza abbondante di liste e noduli di selce e di resti di organismi silicei, come radiolari e spicole di spugne. Anche in questo caso la presenza di selce può essere associata all'intensa attività vulcanica che durante il Sinemuriano è presente nel vicino *Oceano Ligure-piemontese*. L'attività vulcanica arricchisce l'ecosistema di silice permettendo agli organismi con struttura scheletrica silicea di proliferare.

#### **Calcare di Medolo o Calcare Selcifero Lombardo, Lombardischen Kieselkalk.**

Calcare Selcifero Lombardo, Lombardischen Kieselkalk o Calcare di Medolo: Sinemuriano-Pliensbachiano. Lo spessore di sedimenti è di 1000-2000 m per un intervallo temporale di circa 13 milioni di anni. È pos-





sibile distinguere in tutto il Sudalpino e nel sottosuolo padano due cicli ben distinti: **Calcare di Moltrasio** e **Calcare di Domaro**, l'età del primo è fine Hettangiano-Carixiano, mentre del secondo è Carixiano terminale, Domeriano, Toarciano basale.

Il **Calcare di Moltrasio** è un calcare marnoso nero con abbondante selce per lo più nera in interstrati, liste e grossi noduli. Lo spessore misurato nei pozzi per l'esplorazione petrolifera della Pianura padana, varia dai 1500 m circa, del depocentro a sud del Sebino, ai 650 m circa del depocentro a ridosso dell'alto strutturale di Gaggiano, a sud di Milano.

Il **Calcare di Domaro** si distingue per l'incremento del contenuto di argilla, quindi il colore è grigio o grigio-nocciola, con rari noduli o sottili liste di selce. La selce diminuisce progressivamente verso l'alto e sono comuni le impronte di ammoniti, riempite di marcasite. Lo spessore misurato nei pozzi per l'esplorazione petrolifera della Pianura Padana, varia dai 400 m circa del depocentro a sud del Sebino, ai 200 m del depocentro a sud di Milano.

L'aumento di argilla nel Calcare di Domaro e la comparsa di quarzo metamorfico suggeriscono la presenza di aree emerse dove anche il basamento metamorfico pre-varisco è in erosione. Il passaggio tra Calcare di Moltrasio e Domaro è marcato da discontinuità angolare, particolarmente evidente nelle aree crestali dei blocchi basculati nel sottosuolo padano. In affioramento, la discordanza angolare non è invece chiaramente osservabile.

Nella sequenza del Calcare di Medolo sono anche visibili vistosi fenomeni di *slumping*, per esempio in Valle di Muggio lungo la strada appena a nord di Caneggio, e dopo Rovenna salendo lungo la strada che porta al Monte Bisbino.

La presenza di *slumping* è in qualche modo correlabile con le superfici erosive che si creano al raccordo tra i vari blocchi. Una situazione di questo tipo è ipotizzabile al raccordo tra il blocco dell'*Alto dell'Arbostora* e il blocco ribassato del *Bacino del Monte Generoso*. Il *Bacino del Monte Generoso* (Bernoulli 1964) è uno dei depocentri più subsidenti dell'area sudalpina.

Il Parco delle Gole della Breggia potrebbe trovarsi nella zona di raccordo tra l'*Alto dell'Arbostora* e il depocentro del *Bacino del Monte Generoso*.

La parte terminale del Domaro, nel Parco delle Gole della Breggia, per uno spessore di circa 15 m, è inquinata da argilla rossa che diviene predominante verso l'alto. Numerosi sono i resti fossili di ammoniti. Questo tratto sommitale della successione è stato scorporato dal Domaro e denominato **Calcare di Morbio**.

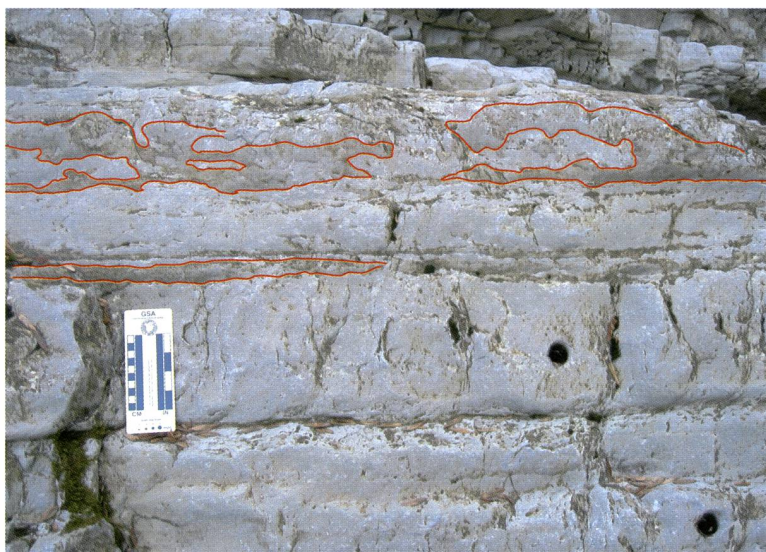


Fig. 15 – Calcare di Domaro, particolare dei rari livelli e liste di selce nera.



Fig. 16 – Formazione di Medolo. Il vistoso *slumping* lungo la strada della Valle di Muggio, poco a Nord del paese di Caneggio.



Fig. 17 – Formazione di Medolo. *Slumping* lungo la strada che sale al Monte Bisbino, poco oltre il paese di Rovenna.



Fig. 18 – Possibile paleofisio-  
grafia liassica con il raccordo  
tra un alto strutturale e il  
bacino, nel sottosuolo padano,  
ricostruita retrodeformando  
una linea simica. Le superfici  
stratigrafiche sono tarate con  
dati di pozzo.

A Situazione attuale.

B Retrodeformazione per  
ricostruire la paleogeografia  
liassica.

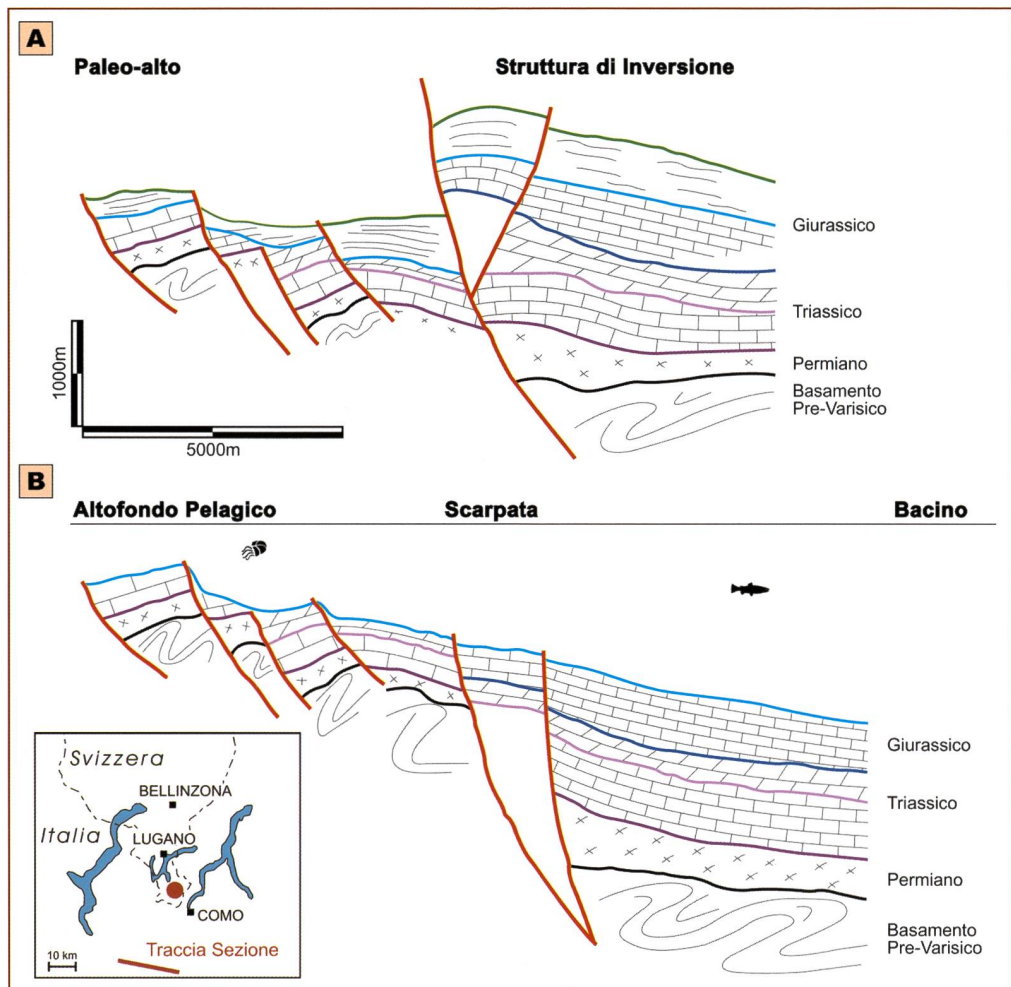


Fig. 19 – Calcare di Morbio,  
riva destra della Breggia.



### Giurassico inferiore o Lias

**Toarciano: da 183 a 175 milioni di anni**

**Rosso Ammonitico Lombardo o Calcare a cefalopodi**

Il Rosso Ammonitico Lombardo o Calcare a cefalopodi: Toarciano. Lo spessore è di circa 15 m per un intervallo temporale di circa 8

milioni di anni. Si deposita in continuità stra-  
tigrafica sul Calcare di Morbio.

Contrariamente a quanto ritenuto in passato,  
ossia deposito tipico degli alti fondi pelagici,  
il Rosso Ammonitico è invece presente in  
tutto il bacino, dagli alti strutturali alle scar-  
pate e perfino nei bacini profondi. Si noti  
infatti che il maggior spessore della succe-  
ssione giurassica, dal Rosso Ammonitico al

Fig. 20 – Resto di ammonite,  
sulla superficie di strato del  
Calcare di Morbio.





Fig. 21 – Rosso Ammonitico, alternanza di livelli prevalentemente marnosi, rossi, e più calcarei, bianchi.

Selcifero Lombardo, si trova nelle zone più depocentrali dei bacini, mentre è molto ridotto sugli alti. La prevalente colorazione rossa è probabilmente legata a variazioni del chimismo dell'acqua. Il Rosso Ammonitico è il prodotto di una sedimentazione estremamente condensata. Non mancano infatti marcate superfici di *Hard Ground* pelagici con presenza di glauconite. Il Rosso Ammonitico segue infatti una fase di collasso strutturale molto importante, che ha smembrato e ridotto le piattaforme carbonatiche. Le piattaforme carbonatiche residue sono inoltre costrette ad aggradare a causa della forte subsidenza. I bacini risultano invece sottoalimentati e caratterizzati da deposizione di argilla e calcari nodulari.

Il duomo termico che aveva innescato il ciclo tettono-sedimentario a partire dal Carnico si sta contraendo. Si assiste quindi a una subsidenza generalizzata, evidenziata da una sedimentazione praticamente uniforme su alti pelagici e bacini.

**Giurassico medio o Dogger:**  
da 175 a 161 milioni di anni B.P.

**Toarciano superiore-Aaleniano-Bajociano basale: da 175 a 171 milioni di anni**

**Calcari e marne a lamellibranchi pelagici**  
I Calcari e marne a lamellibranchi pelagici: Toarciano superiore, Aaleniano, Bajociano basale. Lo spessore è di circa 35 m per un



Fig. 22 – Calcari e marne a lamellibranchi pelagici, il vistoso fenomeno di *slumping*.



intervallo temporale di circa 4 milioni di anni. Anch'essi sono depositi tipici di un bacino sottoalimentato. La parte alta dei Calcari e marne a Lamellibranchi pelagici è costituita da un vistoso *slumping*. *Rütschung wird durch eine Bewegungsfuge gebildet, welche durch gegen SE (Bewegungssinn!) überkippte Fließfalten augenfällig wird* (Geologischer Führer der Schweiz 1967). Il meccanismo ci pare lo stesso degli altri *slumping* liassici, quelli presenti nel Calcare di Medolo per intenderci, generatisi lungo la scarpa poco pendente dall'Alto dell'Arbostora-Monte San Giorgio verso il Bacino del Monte Generoso.

#### Gruppo del Selcifero Lombardo

La sequenza del Selcifero Lombardo occupa l'estensione temporale dal Bajociano al Titoniano superiore ed è divisa in **Radiolariti del Selcifero Lombardo e Rosso ad Aptici**.

La parte inferiore del Selcifero Lombardo, per quanto attiene all'intervallo Bajociano, Bathoniano, è costituita nel Parco delle Gole della Breggia da una facies particolare non evidenziata in altre parti del *Bacino lombardo*: **Calcari pelagici e torbiditici**.

#### **Bajociano - Bathoniano: da 171 a 164 milioni di anni**

##### **Calcari pelagici e torbiditici**

Calcari pelagici e torbiditici: Bajociano-Bathoniano terminale. Lo spessore è di circa 40 m per un intervallo temporale di circa 7 milioni di anni. La sequenza basale del Selcifero Lombardo ascrivibile al Bajociano-Bathoniano è stata definita in modo informale: **Calcari pelagici e torbiditici**. Questi cal-

cari sono stati descritti da Bernoulli (1964). La successione sedimentaria è condensata, ed è caratterizzata dalla presenza di calcari marnosi con occasionale presenza di selce e da vari episodi di *slumping*. Un bacino in mare aperto, lontano da aree continentali in erosione, riceve sedimento per caduta a pioggia di organismi planctonici e per risedimentazione gravitativa del sedimento accumulato sugli alti e sui fianchi del bacino stesso. La risedimentazione gravitativa si realizza sotto forma di *slumping*, nel caso di provenienza locale (esempio dall'Alto dell'Arbostora), o come torbiditi nel caso di provenienza da lontano e sedimentazione diffusa sul fondo del truogolo. Nel caso del Parco delle Gole della Breggia, che come visto si ubica sulla scarpata di collegamento tra l'Alto dell'Arbostora e il bacino, la sedimentazione di calcari marnosi può essere spiegata con una provenienza locale del sedimento da un settore ancora in erosione che scarica nel *Bacino del Monte Generoso*. Fenomeni di *slumping* sono anche molto frequenti. Sulla falesia di fronte al «Prato delle Streghe» si possono osservare altri *slumping* oltre quello vistoso che chiude i Calcari e marne a lamellibranchi pelagici.

#### **Bathoniano terminale - Kimmeridgiano: da 161 a 150 milioni di anni**

##### **Radiolariti del Selcifero Lombardo o**

##### **Radiolariti**

Radiolariti del Selcifero Lombardo: Bathoniano terminale-Kimmeridgiano terminale. Lo spessore è di circa 50 m per un intervallo temporale di circa 14 milioni di anni. Le Radiolariti rappresentano l'oceanizzazione giurassica. Il collasso termico causa lo sprofondamento del *Bacino Ligure-Piemontese* a profondità oceaniche.

Sedimenti silicoclastici di origine continentale sono praticamente assenti, il che ci segnala una notevole distanza dalle aree emerse. Il carbonato di calcio azzerato indica la mancanza di piattaforme carbonatiche nelle vicinanze. Le bio-costruzioni più vicine sono, per quanto noto, in Veneto e Friuli, troppo lontane per contribuire alla sedimentazione. L'attività vulcanica lungo la dorsale medio-oceanica arricchisce l'acqua in silice permettendo una straordinaria fioritura di microorganismi a guscio siliceo, i radiolari. Tutta la selce presente è infatti di origine organica (McBride e Folk, 1979). Folk considera l'ambiente di deposizione delle Radiolariti poco profondo, da alcuni metri a poche centinaia di metri. Questo ben si allinea all'ambiente di deposizione delle Radiolariti del Parco delle Gole della Breggia, sul raccordo tra l'Alto dell'Arbostora - Monte San Giorgio e il depocentro del Monte Generoso. Sono anche frequenti laminazioni e incrostazioni ferro-manganesifere. Le Radiolariti hanno gli spessori maggiori nei truogoli dei bacini, mentre sugli alti lo spessore è ridotto (circa 10 m a Ligornetto, sulle propaggini meridionali dell'Alto del Monte San Giorgio), solo qual-

Fig. 23 – Calcari pelagici e torbiditici, uno dei fenomeni di *slumping* visibile sulla scarpata di fronte al «Prato delle Streghe».







Fig. 24 – La strapiombante parete delle Radiolariti nella gola della Breggia. Si noti la fitta e regolare stratificazione e la fratturazione a spigolo vivo.

Fig. 25 – La strapiombante parete di Selcifero Lombardo nella gola della Breggia.

Fig. 26 – Limite tra il Rosso ad Aptici e la Maiolica. È evidente l'ondulazione della superficie dell'ultimo livello di Rosso ad Aptici.

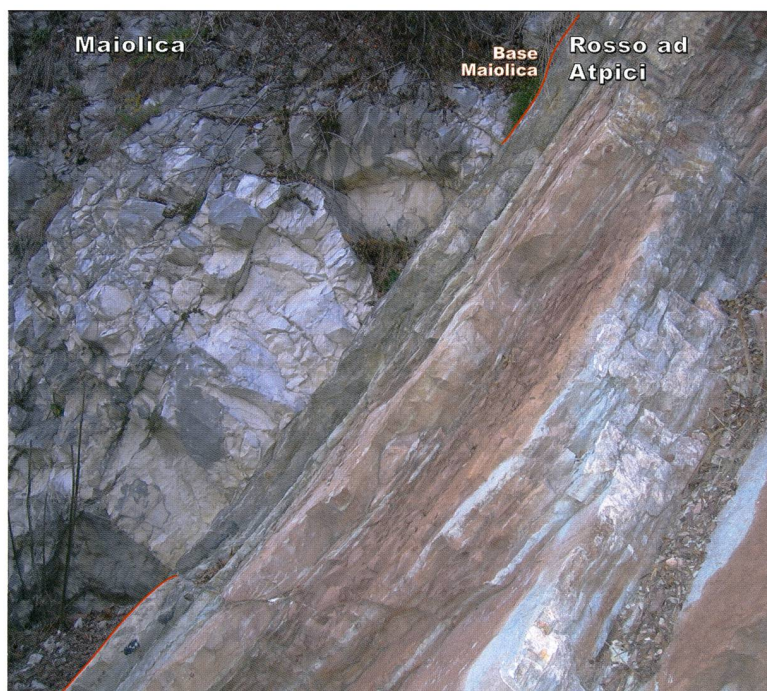
che metro sui paleoalti del sottosuolo padano. L'instabilità tettonica durante la sua sedimentazione è forte, si possono quindi ipotizzare frequenti fenomeni di risedimentazione nelle parti più depresse, a mezzo di *slumping* o vere e proprie correnti di torbida. I successivi fenomeni diagenetici cui le Radiolariti sono state sottoposte hanno probabilmente obliterato le tracce di questi fenomeni.

#### ***Kimmeridgiano terminale – Titoniano basale: da 150 a 152 milioni di anni***

##### **Rosso ad Aptici**

Il Rosso ad Aptici, Kimmeridgiano terminale - Titoniano basale, chiude il ciclo di sottoalimentazione del bacino. Con i suoi 15,8 m in circa 2-3 milioni di anni non mostra ancora un effettivo aumento del tasso di sedimentazione. La ripresa della sedimentazione carbonatica è però testimoniata dalla sua litologia, marna e calcare marnoso. I noduli e liste di selce, ancora abbondanti nei livelli basali, diventano poi molto rari nella parte superiore della serie.

L'incremento di deposizione carbonatica troverà pieno sviluppo con la deposizione della Maiolica. Il limite superiore del Rosso ad Aptici è caratterizzato dalla presenza di un *Hard Ground*. Nel *Bacino lombardo* l'estensione temporale del Rosso ad Aptici copre anche il Titoniano superiore, mentre la serie del Parco delle Gole della Breggia è limitata al Titoniano inferiore. Si può quindi ipotizzare una lacuna di un paio di milioni di anni. L'esposizione sulla scarpata, spazzata dalle correnti di fondo, ha causato l'indurimento del fango calcareo e la formazione di una tipica superficie ondulata. La presenza di una lacuna può essere dovuta a mancata deposizione o ad asportazione del sedimento da parte di correnti di fondo o fenomeni di *slumping*. I livelli terminali del Rosso ad Aptici sono caratterizzati da calcari marnosi variegati, dal rosso cupo al rosato a un bianco vagamente verde. Un cambio netto di colore e litologia fa da preludio alla deposi-





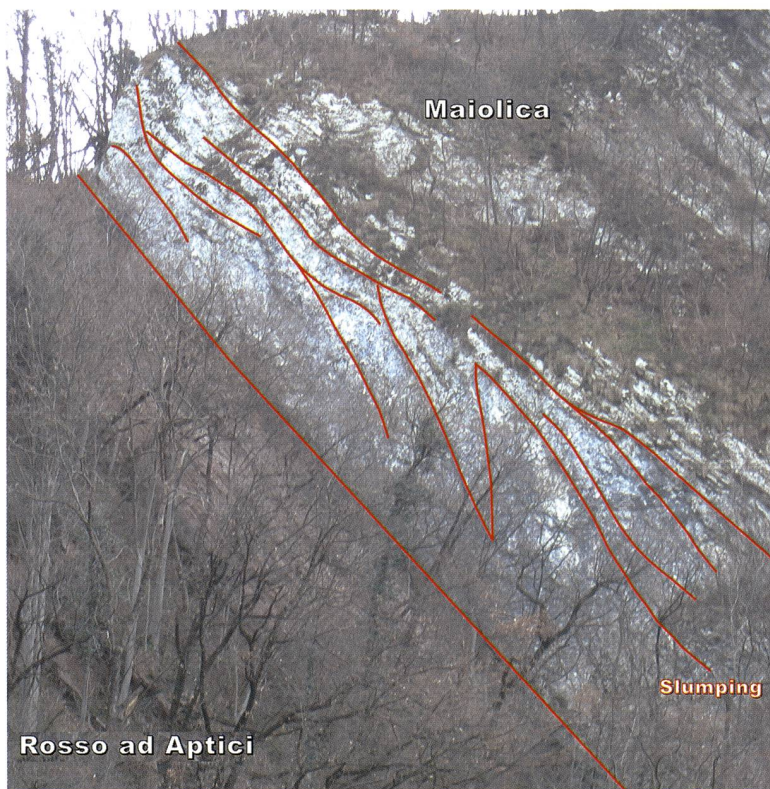
zione della Maiolica. Si passa dalla sequenza dei «rossi», calcari marnosi e selce che hanno caratterizzato il Giurassico medio superiore, Dogger e Malm, al calcare bianco, praticamente puro. Il netto passaggio alla Maiolica è collegabile a un'improvvisa stasi dell'apertura dell'oceano. La qualità dell'acqua, probabilmente in termini di acidità, è cambiata. Questo fatto può essere spiegato con una stasi dell'attività vulcanica, quindi minor disponibilità di silice nelle acque, e di conseguenza i micro-organismi a guscio carbonatico riprendono percentualmente il sopravvento sulle specie a guscio siliceo, oppure una variazione di circolazione all'interno del corpo di acqua per l'apertura di qualche soglia che disperde e diluisce la concentrazione di silice. Il risultato di questo cambiamento è la ripresa di una sedimentazione prevalentemente carbonatica con solo noduli o liste di selce.

**Giurassico terminale-Cretaceo inferiore:  
da 150 a 96.9 milioni di anni B.P.**

**Titoniano basale - Berriasiano terminale:  
da 150 a 137 milioni di anni**

La sequenza stratigrafica del Parco delle Gole della Breggia al passaggio Giurassico-Cretaceo è lacunosa. Manca l'intervallo stratigrafico che va dal Titoniano basale al Berriasiano terminale: un intervallo di circa 13 milioni di anni. Le aree depocentrali del *Bacino lombardo* ricevono durante questo periodo di tempo la deposizione di Maiolica. Che cosa sia successo nell'area del Parco delle Gole della Breggia è discusso nel capitolo successivo.

Fig. 27 – Il Rosso ad Aptici e lo *slumping* alla base della Maiolica.



**Berriasiano terminale - Barremiano basale:  
da 137 a 126 milioni di anni**

**Maiolica**

La Maiolica: età Berriasiano terminale - Barremiano basale. Lo spessore è di 134 m per un intervallo temporale di circa 11 milioni di anni. Nel Parco delle Gole della Breggia la Maiolica entra in scena in modo drammatico. I 134 m di calcari bianchi si sono depositati con un tasso di sedimentazione praticamente doppio o addirittura triplo se confrontato con quello calcolato per i sedimenti del Dogger e Malm. I primi 20 m, dal basso, sono rappresentati da un accumulo caotico di frana sottomarina avvenuta nel Berriasiano. In realtà la Maiolica, nel *Bacino lombardo*, fa il suo esordio nel Titoniano, alcuni milioni di anni prima.

Si ritiene che il Parco delle Gole della Breggia durante il Titoniano abbia rappresentato una porzione della scarpata che collega l'Alto dell'Arbostora con il Bacino del Monte Generoso. I sedimenti depositi su tale scarpata diventano talora instabili, vuoi per sussulti tettonici, vuoi per instabilità intrinseca del deposito, cioè difficoltà di dissipare i fluidi intrappolati nel sedimento stesso. Con l'instabilità si generano smottamenti più o meno localizzati con conseguente asporto di sedimento dall'area di distacco e conseguente accumulo verso i bassi. Questi scivolamenti di massa generano, lungo la scarpata, vere e proprie erosioni sottomarine. Questi fenomeni avrebbero generato la lacuna alla base della Maiolica, probabile area sorgente di uno o più *slumping* durante il Titoniano e Berriasiano inferiore. A seguito del *back-stepping* degli *slumping* si arriva poi nel Berriasiano terminale ad avere il vistoso accumulo alla base della Maiolica.

La scarpata, raccordo tra l'Alto dell'Arbostora e il Bacino del Monte Generoso, si è definitivamente impostata a partire dal Lias. Sono infatti numerosi gli *slumping* osservabili nelle formazioni giurassiche affioranti nella valle della Breggia, a partire da quelle liassiche. Il reiterarsi di questi fenomeni porta a ritenere che il Parco delle Gole della Breggia sia stato localizzato lungo questa scarpata. Solo quando la sedimentazione nel bacino riduce il dislivello con l'alto si inizia una sedimentazione più tranquilla e costante. La Maiolica da questo momento (Valanginiano) si sviluppa con una successione monotona di strati carbonatici con locali liste e/o noduli di selce, disturbata solo occasionalmente, durante il Valanginiano e l'Hauteriviano basale, da piccoli *slumping*.

Le peculiarità della Maiolica affiorante nel parco delle Gole della Breggia non sono però esaurite. La parte sommitale della formazione è infatti caratterizzata dalla presenza di 36 livelli centimetrici di argilla nera bituminosa. Questi livelli neri hanno un contenuto totale in materia organica, TOC (Total Organic Carbon) di 1,62-1,91%. Il potenzia-



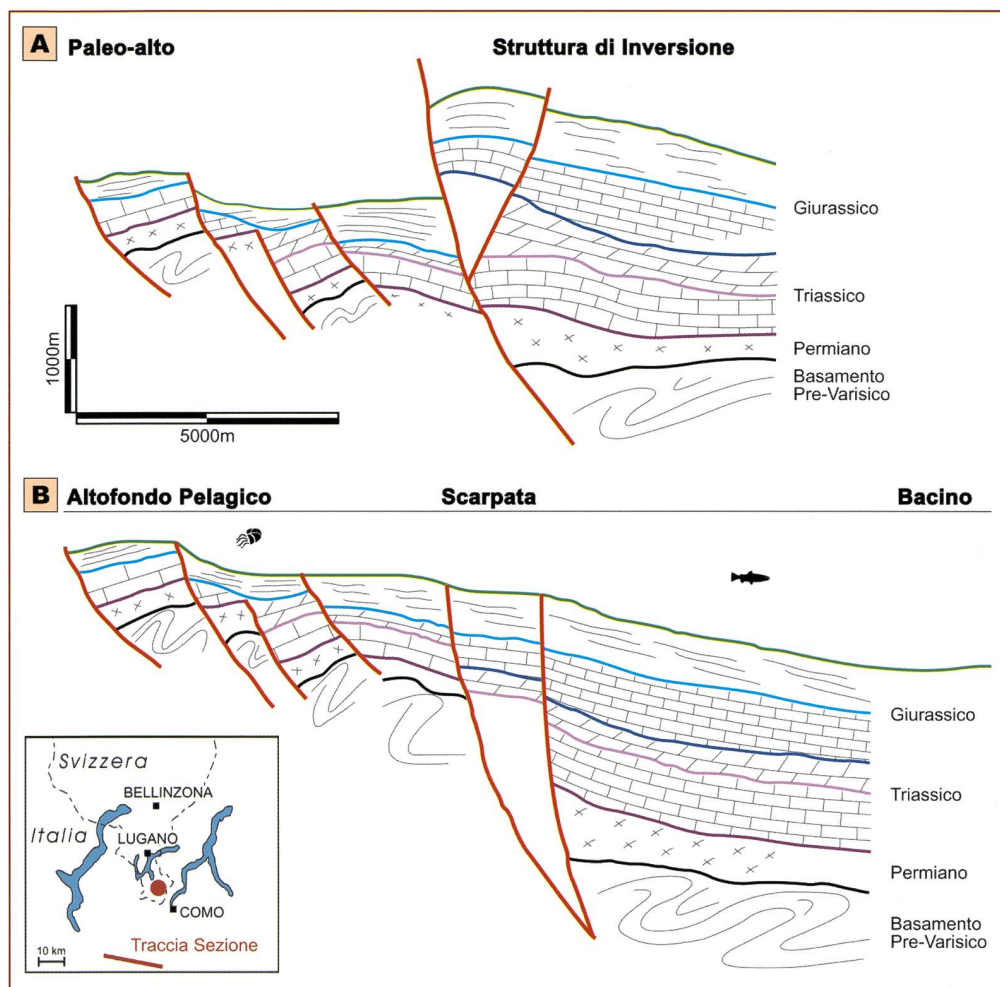


Fig. 28 – Rappresentazione della scarpata di raccordo tra l'Alto dell'Arbostora e il Bacino del Monte Generoso al tempo Maiolica.

A Situazione attuale.  
B Retrodeformazione per ricostruire la paleogeografia tardo-giurassica.

Fig. 29 – Maiolica, sezione terminale con in evidenza alcuni dei livelli anossici.

le petrolifero è superiore a 3 kgHC/t di roccia (kg di idrocarburi producibili per tonnellata di roccia). La materia organica è però immatura, non ha subito un riscaldamento superiore ai 60°C, che con un gradiente geotermico normale di 3°C/100 m equivale a circa 2000 m di seppellimento. L'ultimo strato della Maiolica è rappresentato da un *Hard Ground* con glauconite, indice di un'interruzione della sedimentazione.

#### **Barremiano basale - Aptiano superiore: da 126 a 112 milioni di anni**

##### **Hard Ground**

L'intervallo temporale, Barremiano basale - Aptiano superiore (circa 14 milioni di anni), è rappresentato da pochi millimetri di sedimento. L'*Hard Ground* non è una formazione geologica ma l'espressione sedimentaria di una deposizione estremamente condensata.

La Maiolica del Parco delle Gole della Breggia è rimasta esposta lungo il fianco dell'altopiano pelagico spazzato dalle correnti di fondo che hanno impedito l'accumulo di sedimento dal Barremiano all'Aptiano inferiore. In mancanza di qualunque tipo di sedimentazione si è piano piano formata una crosta ferro-manganesifera: l'*Hard Ground*.

#### **Aptiano superiore: circa 112 milioni di anni**

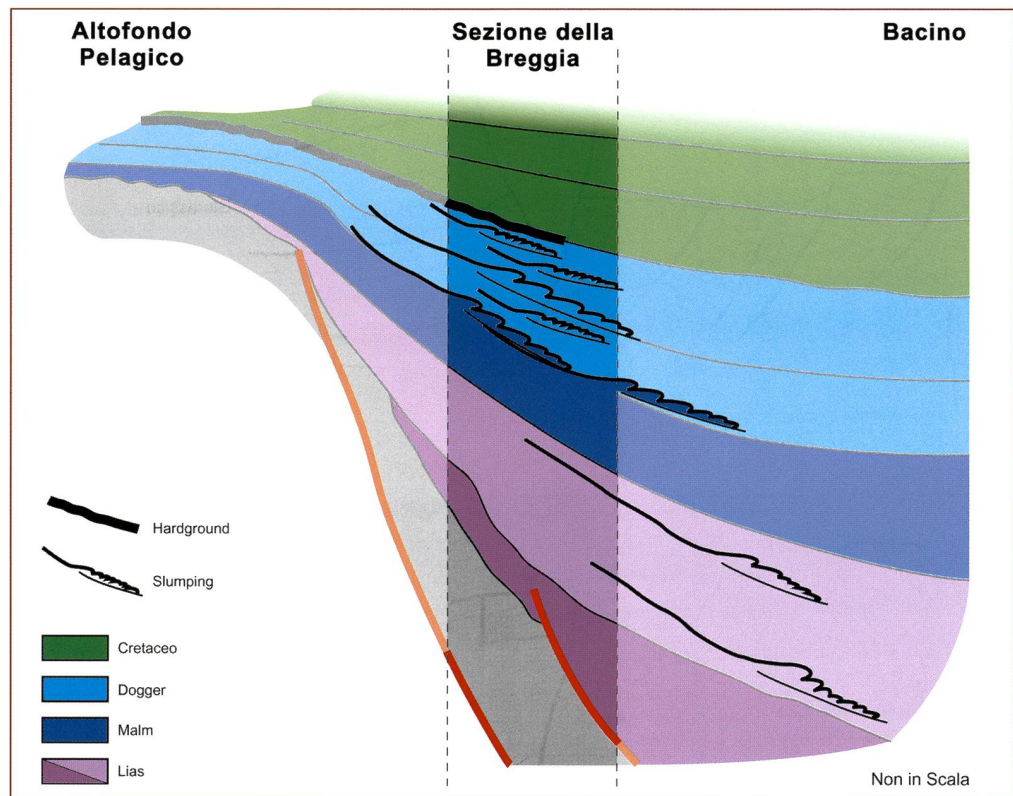
Un brusco cambio di facies si realizza con la



deposizione della *Scaglia Variegata*. L'incremento di apporto argilloso suggerisce che aree circostanti al bacino sono in erosione. In effetti si sta iniziando la fase austriaca dell'orogenesi alpina. Le Alpi sono in sollevamento e il basamento cristallino va in esposizione. Questo evento deformativo coinvol-



Fig. 30 – Schema semplificato della rampa di raccordo altofondo pelagico - bacino di tutta la sequenza giurassica. Sono messi in evidenza il «back-stepping» degli *slumping*, le lacune causate da erosione subacquea e l'*Hard Ground* al tetto della Maiolica.



ge marginalmente anche il *Bacino lombardo*. La compressione deve aver sollevato l'*Alto dell'Arbostora* e parte delle aree circostanti, trasformandolo in un altofondo pelagico privo di sedimentazione e spazzato dalle correnti sottomarine.

La sedimentazione riprende nell'Aptiano superiore con la deposizione della Scaglia Variegata. Questa formazione è lacunosa della sua porzione basale poiché la sedimentazione prima di arrivare a coprire i fianchi del bacino deve colmare la sua parte più profonda.

### Scaglia

La Scaglia s.l. affiora abbastanza estesamente nel sudalpino occupando anche un'ampia porzione del Parco delle Gole della Breggia. Diamo qui di seguito un inquadramento generale della formazione, prima di entrare nel dettaglio della successione presente nel Parco delle Gole della Breggia.

La Scaglia s.l. è litologicamente costituita da calcari e marne ed è caratterizzata dalla presenza di alcuni livelli anossici riconosciuti a scala globale (OAE: Oceanic Anoxic Event). Con l'Aptiano si inizia la prima fase di compressione che genera la chiusura dell'*Oceano Ligure-Piemontese* e il sollevamento delle Alpi. Nel Bacino padano e nel Sudalpino la deposizione della Scaglia si inizia dall'Aptiano. Questo porta a supporre che tutto il settore sia in sollevamento tranne il depocentro orobico e appenninico. Il sollevamento di ampie aree e la conseguente erosione mettono a disposizione grandi quantità di sedimento. La Scaglia s.l., nella successione del Parco delle Gole della

Breggia, è rappresentata da tre formazioni. Queste differiscono tra loro per età e per composizione litologica. La Scaglia Variegata (Aptiano p.p. - Albiano p.p.) evolve verso l'alto, nella Scaglia Bianca (Albiano p.p. - Cenomaniano) e poi nella Scaglia Rossa (Cenomaniano). Nel *Bacino lombardo* durante lo stesso intervallo di tempo si depositano invece la F.ne Marne di Bruntino (Aptiano p.p. - Albiano p.p.), il Sass de la Luna (Albiano sommitale) e la Scaglia (Cretaceo superiore - Terziario).

Il Cretaceo è un intervallo di tempo geologico caratterizzato dalla presenza di eventi anossici riconosciuti a scala globale (OAE). Tra questi i più evidenti e persistenti arealmente e correlati con gli Oceanic Anoxic Events (OAE) sono, dall'alto verso il basso:

- **Livello Bonarelli** (OAE 2) in prossimità del passaggio Cenomaniano-Turoniano.
- **Segmento Amadeus** (OAE 1c) Albiano superiore.
- **Livello Urbino** (OAE 1b) Albiano inferiore.
- **Livello Selli** (OAE 1a) alla base dell'Aptiano.

I livelli anossici del Cretaceo sono economicamente molto interessanti, si stima infatti, che abbiano contribuito alla generazione di oltre il 50% delle riserve petrolifere mondiali. I livelli anossici sono il risultato di particolari situazioni ambientali legate alla fisiografia dell'ambiente di deposizione e a variazioni climatiche a scala globale. Le particolarità dell'ambiente di deposizione devono essere tali da creare scarsa o nulla circolazione



d'acqua in corrispondenza dei fondali marini così da permettere la preservazione della materia organica derivante dalla deposizione postmortem di organismi unicellulari marini e/o resti vegetali provenienti da terre emerse. Queste condizioni di scarsa circolazione al fondo sono peculiari di bacini isolati o di truogoli sui fondali oceanici. Per avere livelli anossici a scala globale devono intervenire particolari condizioni che i modelli più recenti fanno risalire a variazioni climatiche innescate da diffusa attività vulcanica. Sostituite analisi geochimiche consentono di rilevare la presenza di materia organica nei sedimenti, di caratterizzarne l'origine (animale e/o vegetale) e di quantificarla. Questi dati sono molto importanti poiché, se

associati allo spessore dei livelli anossici e alla loro distribuzione areale, permettono di calcolare la quantità di petrolio producibile e/o prodotto da una formazione rocciosa, nel momento in cui tale roccia finisce per trovarsi ad adeguata profondità di seppellimento. L'esplorazione petrolifera non può quindi prescindere dallo studio di questo tipo di sedimenti.

**Aptiano terminale - Cenomaniano:  
da 112 a 98.9 milioni di anni**

**La Scaglia**

La Scaglia del Parco delle Gole della Breggia si divide in Scaglia Variegata, Scaglia Bianca e Scaglia Rossa.

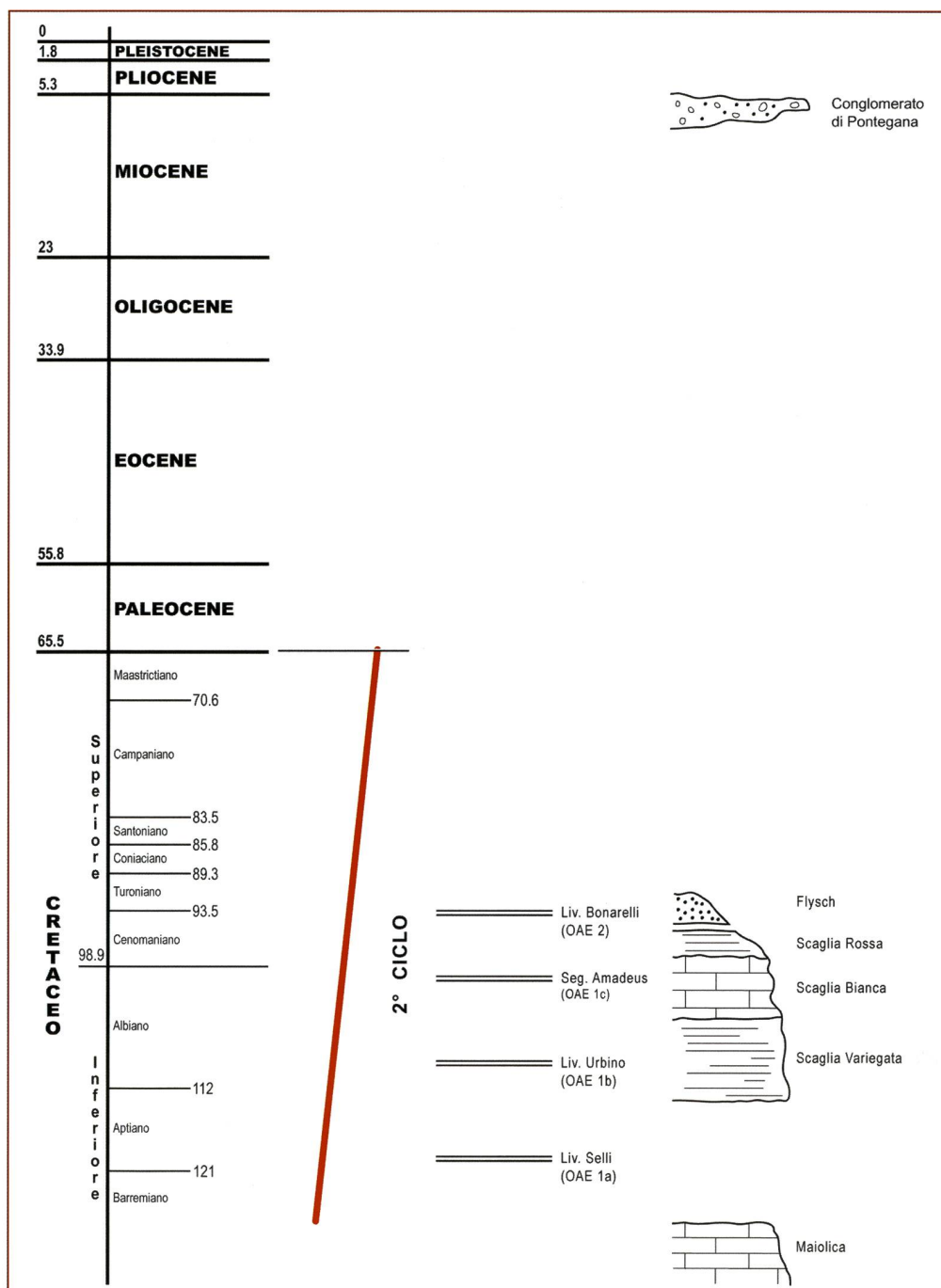


Fig. 31 – 2° Ciclo tettono-sedimentario. Seconda parte: Cretaceo inferiore al Cretaceo superiore. Età assolute da Grandstein 2004.



**Aptiano terminale - Albiano inferiore:  
da 112 a 106 milioni di anni**

La **Scaglia Variegata** si è deposta a partire dall'Aptiano superiore terminale fino all'Albiano inferiore (circa 6 milioni di anni); lo spessore è di 180 m. La zona del Parco delle Gole della Breggia si trova durante l'Aptiano sul fianco del bacino dove la deposizione è assente o talmente ridotta che le correnti di fondo asportano tutto il sedimento. Una volta che il bacino si è riempito, ovvero è aumentato l'apporto di sedimento, anche nel settore della Breggia si inizia una consistente deposizione. Si deposita un flysch carbonatico, in cui l'elemento silicoclastico, anche se trascurabile, testimonia la deposizione distale fine di un flysch. La deposizione avviene sul fianco di un alto poco subsidente, al margine occidentale del depocentro orobico. Il fatto di essere sul fianco inclinato ed instabile del bacino è anche evidenziato da Gandolfi (1942) che descrive

il livello degli «scisti a pesci con strati molto sconvolti», suggerendo la possibilità che si tratti di uno *slumping*. La lacuna aptiana è confermata sia dalla mancanza del **livello Selli** (OAE 1a) che dai dati micropaleontologici (Pika Biolzi 2002). Il **livello Urbino** (OAE 1b) dell'Albiano inferiore potrebbe invece corrispondere agli *scisti a pesci* (Gandolfi 1942).

**Albiano superiore:**

**da 106 a 98.9 milioni di anni**

La **Scaglia Bianca** depostasi nell'Albiano superiore - Cenomaniano p.p. ha uno spessore di circa 80 m. Si tratta di un flysch carbonatico con alternanza ritmica di calcare e calcare debolmente marnoso: litologicamente non è una tipica Scaglia Bianca, sensu *Bacino lombardo*. Questa formazione è caratterizzata dalla presenza di numerosi livelli anossici decimetrici. Questi livelli sono molto probabilmente generati dalla particolare fisiografia del fondale e dalla

Fig. 32 – Scaglia Bianca del Parco delle Gole della Breggia.



Fig. 33 – Particolare dei livelli anossici all'interno della Scaglia Bianca del Parco delle Gole della Breggia.



scarsa ossigenazione delle acque. Essi potrebbero essere l'equivalente del **segmento Amadeus** (OAE 1c) dell'Albiano superiore, descritto nella serie umbro-marchigiana.

**Cenomaniano inferiore:**

**da 98.9 – 96 milioni di anni circa**

La **Scaglia Rossa**, datata Cenomaniano p.p., ha uno spessore di 40 m. L'ambiente di sedimentazione è simile a quello della Scaglia Bianca. La diversa colorazione è data dal passaggio da un ambiente di deposizione prevalentemente riducente della Scaglia Bianca a un ambiente di tipo ossidante. Siccome non si osservano significative variazioni nella fisiografia, si deve essere decisamente modificata la circolazione al fondo. Il fenomeno è caratteristico di tutto il bacino della Scaglia durante il Cenomaniano.



Fenomeni a così ampia scala sono di solito innescati da variazioni climatiche globali che modificano la circolazione oceanica.

La successione stratigrafica della Scaglia s.l. affiorante nel Parco delle Gole della Breggia ha uno spessore circa 280 m. Nello stesso intervallo di tempo geologico nel depocentro del *Bacino lombardo* cominciano ad accumularsi i flysch silicoclastici che raggiungono spessori anche dell'ordine di 2000 m. Il ridotto spessore e le consistenti lacune della Scaglia s.l. presente nel Parco delle Gole della Breggia sembrano confermare la posizione marginale rispetto al depocentro del bacino, su un alto fondo intrabacinale o meglio sulla scarpata dall'*Alto dell'Arbostora* verso il *Bacino del Monte Generoso*.

#### I livelli anossici del Parco delle Gole della Breggia

I livelli anossici presenti nella serie della Scaglia s.l. del Parco delle Gole della Breggia sono costituiti da marna grigia più o meno scura e materia organica immatura di tipo terrestre (TOC è di 0.33-1.54%). La materia organica di tipo terrestre presuppone che nell'intorno, anche se non nelle immediate vicinanze, doveva esserci una vasta area emersa coperta da ricca vegetazione.

Come semplice curiosità, considerando i dati naftogenici medi per litofacies e l'incidenza percentuale di queste sullo spessore totale dell'unità – valutata in modo sommario: 50% sterili, 20% PP (Potenziale Petroliero) intermedio, 30% PP più elevato – si può assumere che il TOC originario medio pesato fosse dello 0.6%. Il PP originario medio pesato è valutabile in circa 1.2 kg HC / t roccia (Hydrocarbon Content/tonnellata). Sulla base di uno spessore valutabile in circa 15 m, lo SPI (Source Potential Index) originario è stimabile a circa 0.04 t HC/m<sup>2</sup>; l'interesse minerario è pratico nullo, a meno che venga considerato anche il contributo di altri livelli naftogenici presenti nella serie.

#### Flysch Lombardo

La serie del Parco delle Gole della Breggia termina con la deposizione del *Flysch Lombardo* (età Cenomaniano). Il flysch, avendo quasi completamente colmato la parte più profonda del bacino, comincia a ricoprire anche le aree di altofondo o meglio la scarpata dell'*Alto dell'Arbostora*. Il flysch è l'espressione di una forte fase di sollevamento dell'edificio alpino che con il Cretaceo superiore si intensifica.

**Cretaceo superiore - Paleocene - Eocene - Oligocene - Miocene superiore: da 96 a 6.4 milioni di anni B.P.**

L'erosione è un fenomeno capriccioso, incide profonde gole o asporta spesse sequenze di sedimenti. Un'erosione benefica ha inciso profondamente la valle del Parco delle Gole

della Breggia e messo a nudo la sua straordinaria successione. Un'erosione meno benefica ha invece asportato gran parte della serie Cretacea e Cenozoica. Il *Flysch Lombardo* con una paio di decine di metri di spessore chiude la serie al Cenomaniano. Mancano gran parte del Cretaceo superiore, il Paleocene, l'Eocene, l'Oligocene e parte del Miocene, una sciocchezza di circa 90 milioni di anni.

#### Miocene superiore

##### **Messiniano: 6.4 milioni di anni**

Lungo la riva idrografica destra della Breggia, sulla parete del meandro che chiude la conca del Mulino del Ghitello, affiora la Scaglia Rossa con gli strati subverticali modellati da una vistosa superficie di discontinuità. Al di sopra affiora un conglomerato grossolano, *Conglomerato di Pontegana*, attribuito da vari autori al Messiniano. Una situazione simile almeno dal punto di vista delle geometrie è osservabile sulle linee sismiche nel sottosuolo della Pianura padana, dove un superficie di discontinuità, datata alla base del Tortoniano, pialla gli alti strutturali. Il fenomeno è particolarmente vistoso in corrispondenza dell'alto di inversione del bacino Mesozoico visibile nella figura 36. Nella stessa figura è anche particolarmente evidente la differenza di spessore della Scaglia s.l. tra il paleoalto, altofondo pelagico e il bacino.

Si chiude qui al Mulino del Ghitello la lunga storia geologica che a partire dal Permiano del Monte San Giorgio ha plasmato questo settore del Cantone Ticino creando le sue splendide valli e monti.

Fig. 34 – La vistosa discontinuità strutturale a tetto della Scaglia Rossa.





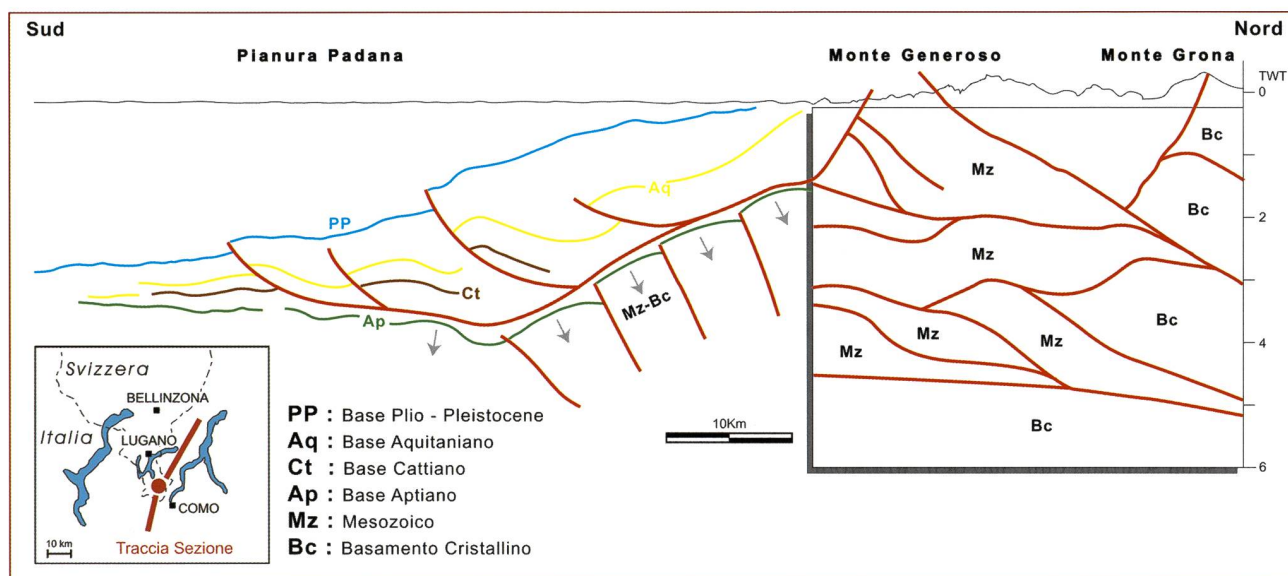


Fig. 35 – Riproduzione schematica delle Alpi meridionali, settore del Cantone Ticino (area nel riquadro), ridisegnato da Schonborn (1992) e Schumacher (1997), cui è stata aggiunta, verso la Pianura padana, l'interpretazione con la posizione di alcuni limiti di sequenza, effettuata su linee sismiche a riflessione. Scala verticale in TWT (two way time).

## MODELLO STRUTTURALE

Il Parco delle Gole della Breggia si situa quasi al centro del sudalpino dal Cantone Ticino meridionale alle Orobie, un'area ampiamente studiata dal punto di vista strutturale. Le recenti interpretazioni (Schonborn G. 1992, Schumacher *et al.* 1997) dell'assetto strutturale di questo settore di sudalpino derivano dall'interpretazione di profili sismici acquisiti per lo studio della crosta profonda delle Alpi attraverso la Svizzera centrale e il Norditalia. Le interpretazioni di questi profili sismici sono dominate da uno stile a falde.

L'interpretazione con falde di ricoprimento prevede un notevole raccorciamento in senso nord-sud di tutto il Sudalpino. L'entità dei raccorciamenti nelle Alpi meridionali, nell'interpretazione di Schumacher (1997), settore Cantone Ticino e nell'interpretazione di Schonborn (1992), settore Alpi Orobie, è dell'ordine di 50-60 km. Un simile raccorciamento è giustificato con un'ampia sovrapposizione di unità tettoniche, costituite dalla successione mesozoica, scollate a livello degli intervalli plastici del Carnico. Questi

piani vengono radicati in profondità nel basamento, con conseguente ampia traslazione del basamento metamorfico (v. fig. 35).

Immediatamente a sud di quest'area di catena, nella Pianura padana, negli ultimi decenni è stata condotta un'intensa attività di esplorazione petrolifera con l'acquisizione di una fitta maglia di linee sismiche e la perforazione di pozzi profondi. La successione sedimentaria attraversata dai sondaggi è costituita per quanto concerne la serie mesozoica, da successioni in buona parte confrontabili con quelle affioranti. A partire dalla fine dell'Eocene superiore, in buona parte dell'attuale Pianura padana, la successione sedimentaria diventa prevalentemente silicoclastica in relazione alle prime importanti fasi deformative che interessano le Alpi meridionali. In questi sedimenti terrigeni è possibile identificare alcune importanti superfici isocrone, che, calibrate con i dati stratigrafici dei pozzi, possono essere utilizzate per identificare stili e tempi della deformazione.

L'interpretazione sismica, a sud del Cantone Ticino, mostra la successione terrigena post-eocenica deformata con uno stile a strutture

*Didascalie figure pagina seguente:*

Fig. 36 – Ricostruzione schematica di un bacino di inversione nel sottosuolo della Pianura padana, che mostra una notevole similitudine con la struttura di inversione del Bacino del Monte Generoso. Il paleoalto è ora in una posizione più bassa rispetto al bacino che avendo assorbito le spinte orogeniche è stato espulso e sollevato. La discontinuità che nel Tortoniano pialla gli alti in sollevamento, così come si presenta ora nel sottosuolo padano è simile a ciò che chiude la successione mesozoica al Parco delle Gole della Breggia, v. fig. 34.

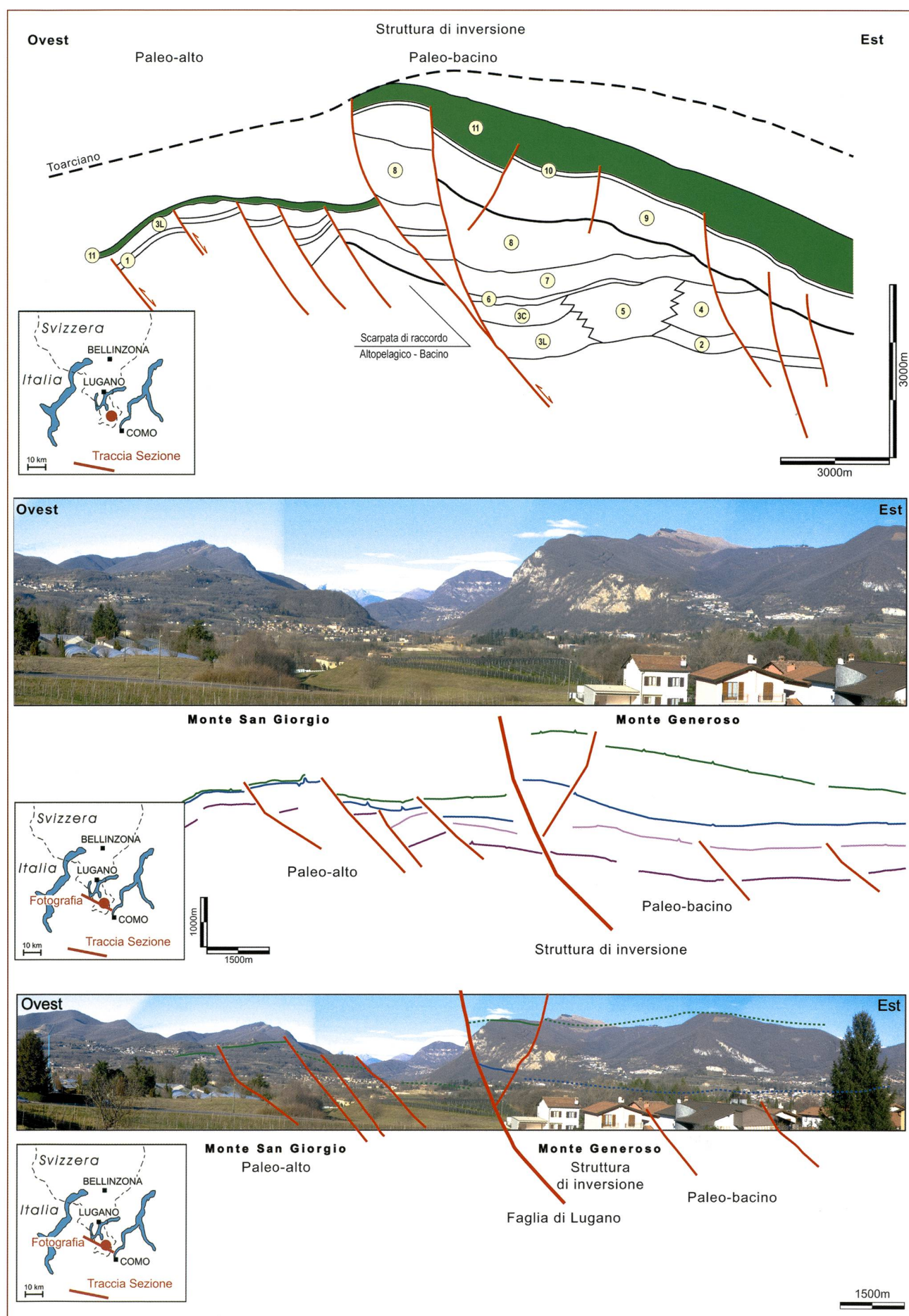
1 Conglomerato di Bellano, 2 Buchenstein, 3L Meride Ladinico, 3C Meride Carnico, 4 Wengen, 5 Piattaforma carbonatica, 6 Raibl, 7 Dolomia Principale - Conchodon, 8 Moltrasio, 9 Domaro, 10 Rosso Ammonitico - Sclifero - Rosso ad Aptici - Maiolica, 11 Scaglia.

Fig. 37 – Confronto tra la struttura di inversione del Monte Generoso e una simile struttura di inversione nel sottosuolo della pianura Padana.

Fig. 38 – Una struttura di inversione nel sottosuolo della Pianura padana a confronto con il Bacino del Monte Generoso. Sono paragonabili: l'assetto strutturale e la successione litostratigrafica.

Lo sfasamento delle superfici stratigrafiche, tra superficie e dato di sottosuolo è legato all'adattamento del dato di profondità in TWT (two way time) della linea sismica rispetto al dato di superficie in metri.







prevalentemente sud-vergenti, scollate dalle sottostanti unità di carbonati mesozoici e basamento. La successione mesozoica sottostante non sembra essere significativamente disaccoppiata dal basamento e suggerisce uno stile deformativo a blocchi. Si osserva infatti la presenza di faglie compressive e o transpressive che, in questo settore, tagliano il basamento e i carbonati mesozoici con angoli generalmente molto alti. Si tratta dei vecchi sistemi di faglie, varisici e mesozoici, ripresi e invertiti durante la fase compressiva di strutturazione alpina.

La deformazione compressiva risulta essere nel complesso modesta: nel transetto di figura 35, per la parte di pianura è nell'ordine di 5-10 km, cioè su valori decisamente inferiori a quelli necessari ad accomodare i sovrascorrimenti più profondi interpretati nei profili crostali (Schumacher *et al.* 1997). A questo punto l'interrogativo più importante è quanto entrare in catena con questo stile a blocchi. In superficie si osserva la conservazione dei rapporti di facies, alti strutturali e

relative scarpate di raccordo con le aree depocentrali. Questo fatto ci suggerisce che anche parte della catena affiorante possa essere interpretata con lo stesso stile strutturale visto nel sottosuolo padano. Questo stile strutturale è particolarmente evidente nel settore piemontese e lombardo-occidentale.

In questo contesto si situa una struttura di inversione, confrontabile per assetto lito-stratigrafico e strutturale a quanto pensiamo sia il rapporto *Bacino del Monte Generoso* e associato *Alto dell'Arbostora*. Questa struttura si trova nel sottosuolo della Pianura padana a sud di Milano ed è qui riprodotta in una semplificazione, figura 36. In questo contesto si osserva che il bacino, spinto lateralmente contro il paleoalto che lo delimita a ovest, utilizzando la scarpata come rampa, è stato espulso verso l'alto. Il sollevamento misurato è dell'ordine del chilometro. L'effetto è simile all'inversione del Bacino del Monte Generoso che spinto contro l'*Alto dell'Arbostora - Monte San Giorgio* si è sollevato dell'ordine di circa un chilometro.

## Glossario

**Accomodamento** per definire la quantità di spazio disponibile per l'accumulo di sedimenti. Subsidenza ed eustasia influenzano lo spazio di accomodamento.

**Aggradazione** accumulo di strati di sedimenti uno sull'altro, caratteristico del momento in cui la quantità di sedimenti eguaglia lo spazio di accomodamento.

**Anossico o anaerobico** condizioni di un ambiente in cui l'ossigeno libero è scarso o assente.

**Back-stepping** spostamento verso la zona dell'alto dei sistemi deposizionali, senza spostamento della linea di costa.

**Ciclo sedimentario** l'inizio di una fase distensiva provoca in genere un progressivo aumento della batimetria e uno spostamento dei vari ambienti marini verso le terre emerse, viceversa per la fase regressiva che interviene in genere durante una fase compressiva e di sollevamento. Ciascun ciclo è delimitato alla base da una superficie di discontinuità.

**Duomo termico** risalita verticale di materiale del mantello al di sotto di un continente o di un oceano, ha sufficiente energia per muovere le placche.

**Eustasia** livello globale del mare e sue variazioni. Cambiamenti del livello del mare sono il risultato di movimenti delle placche tettoniche che alterano il volume dei bacini oceanici, oppure quando modificazioni climatiche influenzano il volume di acqua accumulata nei ghiacciai e nelle calotte polari. L'eustasia influenza la posizione della linea di costa e i processi di sedimentazione.

**Facies sismica** riflessione sismica con parametri (configurazione, continuità, ampiezza, frequenza e velocità di intervallo) peculiari.

**Hard Ground** un settore del fondo del mare il cui sedimento è litificato a formare una superficie indurita, spesso pochi centimetri, incrostata, scolorita, con fori e notevole dissoluzione. A volte si può sviluppare una crosta per deposizione di ferro e manganese.

**Hiatus o lacuna** un'interruzione della deposizione di sedimenti durante la quale non si forma alcuno strato o si forma una superficie di erosione sullo strato sottostante, un'interruzione nella sequenza temporale del sedimento. Questo periodo può essere segnato dallo sviluppo di un Hard Ground o da una superficie corrosa.

**Progradazione** accumulo di sequenze per deposizione in cui gli strati sono depositi successivamente verso bacino perché la quantità di sedimento eccede lo spazio di accomodamento. Di conseguenza la posizione della linea di costa migra verso il bacino durante la progradazione; il processo è noto come regressione.

**Regressione** migrazione della linea di costa verso il bacino durante la trasgressione dovuta ad abbassamento relativo del livello del mare. La deposizione durante una regressione risulta nella giustapposizione di sedimenti di acqua poco profonda su sedimenti di mare profondo.

**Retrogradazione** accumulo di sequenze per deposizione in cui gli strati sono depositi successivamente verso terra perché la quantità di sedimento è limitata e non rie-



sce a riempire lo spazio di accomodamento disponibile. Di conseguenza la linea di costa migra all'indietro verso terra; il processo è noto come trasgressione.

**Sabka** un'area pianeggiante, sulla costa o all'interno, dove a seguito dell'evaporazione si cristallizzano i sali contenuti nell'acqua.

**Slumping** l'accumulo di sedimento crea un aumento di pressione dei fluidi sugli strati inferiori, che provoca l'annullamento degli attriti interni al sedimento. Una leggera inclinazione del substrato, se supera l'angolo di equilibrio, innesca lo scivolamento.

**Subsidenza** sprofondamento relativo della superficie terrestre. L'attività delle placche tettoniche (in particolare l'estensione crostale, che causa assottigliamento e affondamento) e il carico dei sedimenti sono processi che causano depressioni nella crosta terrestre. La subsidenza produce aree depresse in cui si accumulano i sedimenti e forma i bacini sedimentari.

**Trasgressione** migrazione della linea di costa dal bacino verso il continente durante la regressione. Una trasgressione può risultare in sedimenti di acqua poco profonda ricoperti da sedimenti di mare profondo.

## Terminologia per la valutazione della roccia madre

**kgHC/t roccia** chilogrammi di idrocarburi (Hydrocarbon Content) generabili per tonnellata di roccia.

**PP Potenziale Petrolifero** quantità di idrocarburi generabile per unità di peso.

**SPI Source Potential Index** tonnellate di idrocarburi producibili per metro quadro. È direttamente proporzionale al PP e allo spessore della roccia madre. Tonnellate di idrocarburi producibili da una colonna di roccia madre con altezza pari allo spessore ed area unitaria.

**TOC Total Organic Carbon**: quantità totale di carbonio organico contenuto nelle rocce. Il contenuto minimo di TOC perché un sedimento possa essere considerato una potenziale roccia madre è di 0.3-0.5%.

## Sigle

**B.P.** Before Present. L'NBS (U.S. National Bureau of Standards) quando introdusse lo standard per il calcolo delle datazioni assolute adottò l'anno 1950 come anno 0. La scelta dell'anno 1950 è arbitraria, ma è stata scelta in onore della prima datazione al Carbonio 14 pubblicata nel dicembre 1949 (Arnold and Libby, 1949).

**p.p.** pro parte.

**s.l.** senso lato.

**CROP** acronimo per CROsta Profonda, ovvero il progetto italiano per l'esplorazione sismica della crosta terrestre.

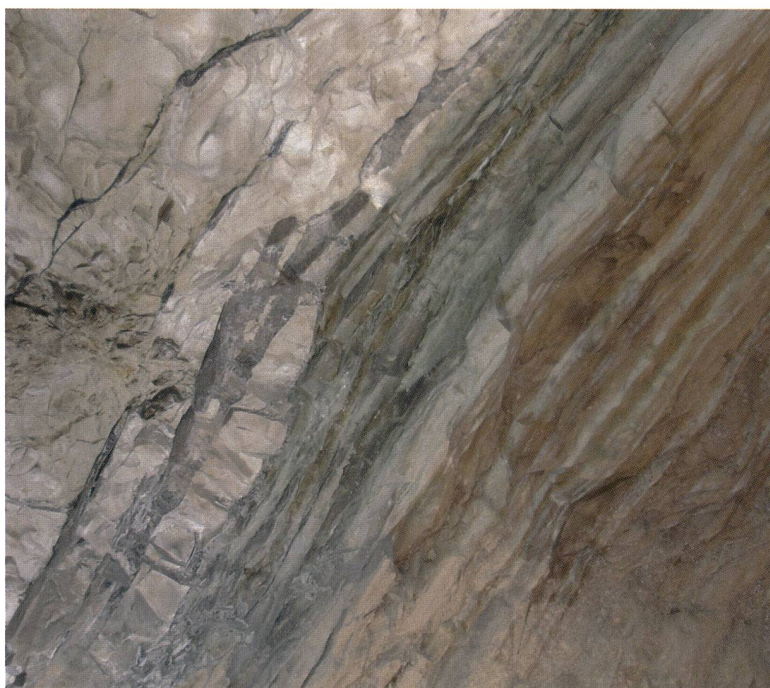
## Bibliografia

- AA.VV. 1967. *Geologischer Führer der Schweiz*. Heft 5 Grimsel-Susten-Simplon-Gotthard-Lukmanier und Tessin. Exkursionen Nr. 19-26. Herausgegeben von der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft. Redaktion: Prof. Dr. W. Nabholz.
- Assereto R. e Casati P. 1965. *Revisione della stratigrafia permo-triassica della val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. It. Paleont. Strat. v. 71/4 pp 999-1097, Milano.
- Arthur M.A. and Premoli - Silva I. 1982. *Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys*. In: Schlanger S.O. and Cita M.B. (eds) *Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies*, 7-54.
- Arthur M.A., Schlanger S.O. and Jenkyns H.C. 1987. *The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation*. In: *Marine Petroleum Source Rocks* (Edited by J. Brooks and A.J. Fleet), Geological Society Special Publication No. 26, pp. 401-420.
- Barberis A., Fossati S., Bersezio R. and Erba E. 1990. *Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Maiolica Formation from the Lombardy Basin (Southern Alps)*. Memorie Società Geologica Italiana, 45, 111-117.
- Brack P. and Rieber H. 1993. *Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps*. Eclogae Geol. Helv., v. 86, pp. 415-527, Basel.
- Bernoulli D. 1964. *Zur Geologie der Monte Generoso (Lombardischen Alpen)*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, 118 pp.
- Bernoulli D., Bertotti G. and Froitzheim N. 1990. *Mesozoic faults and associated sediments in the Austroalpine - South Alpine passive continental margin*. Memorie Società Geologica Italiana, 45, 25-38.
- Bertotti G. 1991. *Early Mesozoic extension and alpine shortening in the western southern Alps: the geology of the area between Lugano and Menaggio (Lombardy, northern Italy)*. Mem. Sci. Geol., v. 43 pp 17-123, Padova.
- Bitterli P. 1965. *Bituminous intercalations in the Cretaceous of the Breggia river, S. Switzerland*. Bulletin der Vereinigung Schweizerisches Petroleum-Geologen und -Ingenieur, 31, 81, 179-185.
- Casati P. 1979. *Tettonismo e sedimentazione nel settore occidentale delle Alpi meridionali durante il tardo Paleozoico, il Triassico e il Giurassico*. Riv. It. Paleont. Strat. v. 84/2 pp. 313-326, Milano.
- Channel J.E.T., Erba E. and Lini A. 1993. *Magnetostratigraphic calibration of the Late Valanginian carbon isotope event in pelagic limestones from Northern Italy and Switzerland*. Earth and Planetary Science Letters, 118 pp. 145-166 Elsevier, Amsterdam.
- Deconinck J.F., Bernoulli L. and Bernoulli D. 1991. *Clay mineral assemblages of Mesozoic*



- pelagic and flysch sediments of the Lombardian Basin (Southern Alps): implications for palaeotectonics, palaeoclimate and diagenesis.* Geologische Rundschau, 80/1, 1-17.
- Fiorentini Potenza M. 1957. *Studio petrografico-stratigrafico dei ciottoli componenti il conglomerato di Como.* Atti Soc. Ital. Sc. Nat. Vol.92 Milano.
- Folk R.L. and McBride E.F. 1978. *Radiolarites and their relation to subjacent «oceanic crust» in Liguria, Italy.* Jour. Sed. Petr. 48(4): 1069-1102.
- Gandolfi R. 1942. *Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch cretaccici dei dintorni di Balerna (Canton Ticino).* Rivista Italiana di Paleontologia Mem. IV Milano.
- Gradstein F.M. and Ogg J.G. 2004. *Geologic time scale 2004 - why, how, and where next!* Lethaia vol. 37 pp. 175-181. Oslo ISSN 0024-1164.
- Horner F. and Heller F. 1983. *Lower Jurassic magnetostratigraphy at the Breggia Gorge (Ticino-Switzerland) and Alpe Turati (Como, Italy).* Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 73, 3, 705-718.
- Jervis G. 1874. *I Tesori Sotterranei dell'Italia.*
- Kalin O. und Trumpy D.M. 1977. *Sedimentation und Paläotektonik in den Westlichen Sudalpen. Zur Triassisch-Jurassischen Geschichte des Monte Nudo Beckens.* Eclogae Geol. Helv., v. 70/2, pp 295 350, Basel.
- Lemoine M. and Trumpy R. 1987. *Pre-oceanic rifting in the Alps.* Tectonophysics, v. 133 pp. 305-320, Amsterdam.
- Longo V. 1968. *Geologie und Stratigraphie des Gebietes zwischen Chiasso und Varese.* Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule und der Universität Zurich N.F. 86 1-181.
- Marchant R. 1993. *The Underground of the Western Alps.* Memoires de Geologie, Lausanne, vol. 15, 137 pp.
- McBride E.F. and Folk R.L. 1979. *Features and origin of Italian Jurassic Radiolarites deposited on continental crust.* Jour. Sed. Petr. 49(3): 837-868.
- Pfiffner O.A., Lehner P., Heitzman P.Z., Mueller S. and Steck, A. 1997. *Deep structure of the Swiss Alps-Results from NRP 20.* BirkhaYser AG., Basel, 380 p.
- Premoli - Silva I. und Luterbacher H. 1965. *Kreide und Pliocaender Umgebung von Balerna (Süd-Tessin).* Bulletin der Vereinigung Schweizerisches Petroleum-Geologen und -Ingenieur, 31, 81, 160-178.
- Renz O. and Habicht K. 1985. *A correlation of the Tethyan Maiolica Formation of the Breggia section (Southern Switzerland) with Early Cretaceous coccolith oozes of Site 534A, DSDP Leg 76 in the western Atlantic.* Eclogae Geologicae Helveticae, 78, 2, 383-431.
- Rieber H. 1977. *Eine Ammonitenfauna aus der oberen Maiolica der Breggia-Schlucht (Tessin/Schweiz).* Eclogae Geologicae Helveticae, 70, 3, 777-787.
- Schumacher M.E., Schonborn G., Benoulli D. and Lauscher H.P. 1997. *Rifting and collision in the Southern Alps.* In Deep Structure of the Swiss Alps. Birkhauser Verlag Basel.
- Schonborn G. 1992. *Alpine Tectonics and Kinematic Models of the Central Southern Alps.* Mem. Sci. Geol., v. 44 pp 229-393, Padova.
- Sommaruga A., Hochuli P.A. and Mosar J. 1997. *The middle Triassic (Anisian) conglomerates from capo S. Martino, south of Lugano-Paradiso (Southern Alps, Switzerland).* Geologia Insubrica Vol. 2 n. 1.
- Stokar R. 2003. *Parco delle Gole della Breggia Guida Geologica.* Parco delle Gole della Breggia e Museo Cantonale di Storia Naturale Chiasso, 1-119.
- Weissert H. 1979. *Slumping in the Lower Cretaceous Lombardian Basin (Southern Alps, Italy).* Geological Society of America, Abstracts with Programs, 11, 7, 537.
- Weissert H. 1981. *Depositional processes in an ancient pelagic environment: the Lower Cretaceous Maiolica of the Southern Alps.* Eclogae Geologicae Helveticae, 74/2, pp. 339-352.
- Wiedenmayer F. 1980. *Die Ammoniten der mediterranen Provinz im Pliensbachian und unteren Toarcian aufgrund neuer Untersuchungen im Generoso-Becken (Lombardische Alpen).* Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, 93.
- Wiedenmayer F. and Bernoulli D. 1965. *Paleotectonic evolution of the western Lombardic Alps from upper Triassic to middle Liassic time.* Geological Society of America, Special Paper, 82, pp. 223-224.

Fig. 39 – Fascia di transizione fra Calcare ad Aptici e Maiolica, quest'ultima ricca di lenti e noduli di selce. Foto ripresa in una delle gallerie della cava della Saceba.



## Immagini

Autori figg. 1-6 e 8-38, C. Maremonti fig. 7, P. Oppizzi fig. 39.  
Disegnatore M. Scotti.