

CAPITOLO 2

LA PALEONTOLOGIA DEL TERRITORIO DI NEMBRO.

**Resti fossili di chi viveva nel territorio del
Comune prima dell'uomo.**

A cura di Andrea Filisetti

2.1) Il passato come lente per capire il presente.

La paleontologia è quella branca delle scienze geologiche e naturali che si occupa di studiare e comprendere l'anatomia, la biologia e l'ecologia di forme di vita ormai estinte a partire dai resti fossili, spesso unica testimonianza rimasta della loro esistenza. I fossili sono tracce di vario tipo e natura, generalmente resti del corpo o impronte di un organismo pietrificati in rocce sedimentarie formatesi in un lontano passato, le quali in origine costituivano nella maggior parte dei casi il sedimento in cui il corpo era stato originariamente sepolto. Come vedremo, non tutto ciò che costituisce un organismo può fossilizzarsi. I fossili sono in genere costituiti da ossa, gusci, conchiglie e strutture organiche dure, ma anche escrementi, orme, tane, abitazioni biocostruite e talvolta l'intero corpo) di antichi organismi che, rimasti sepolti per innumerevoli millenni, hanno perso la loro composizione chimica e parte della loro struttura originaria, assorbendo ed assimilando sostanze dal substrato che li ricopriva. Quando quest'ultimo è stato trasformato in una roccia sedimentaria dall'accumularsi dell'azione della pressione e della temperatura nel corso del tempo, i resti hanno subito la sua stessa sorte. In effetti, certi tipi di rocce sedimentarie carbonatiche, in particolare le "micriti", sono composte quasi interamente proprio da fossili microscopici di organismi marini (generalmente appartenenti al plankton) e da frammenti di conchiglie e gusci di animali marini più grandi che hanno subito un processo di microdisarticolazione, ovvero disgregazione per cause biologiche e chimico-fisiche, trasporto per mezzo delle correnti e deposizione all'interno del sedimento dei fondali marini. Di ciò che un tempo erano organismi viventi in ere perdute non è rimasto che qualche spoglia pietrificata, come antichi bassorilievi scolpiti nella roccia, se hanno avuto abbastanza fortuna. Non tutti gli organismi vissuti in passato, infatti, hanno lasciato tracce fossili: la fossilizzazione, in sé, è infatti un fenomeno estremamente raro e necessita di condizioni molto specifiche affinché possa verificarsi.

In questo capitolo ci occuperemo dello studio del passato remoto, e di chi molto prima dell'uomo abitava il territorio di Nembro. Parleremo di un tempo in un cui il Monte Cereto ancora non esisteva, e dell'antico mare caldo tropicale che ricopriva quello che un giorno sarebbe diventato il nostro paese. Parleremo di luoghi ed organismi perduti, ma che hanno lasciato le loro indelebili tracce pietificate nelle rocce sotto i nostri piedi, su tutto il nostro territorio. Piccoli tesori, alcuni noti da molti secoli, che ci forniscono informazioni di come Nembro sia diventato come lo vediamo oggi. Prima di parlarne, però, occorre definire esattamente cosa siano questi tesori: in altri termini, cosa sia un fossile e quali fenomeni ne causino la formazione. Tutto comincia, ovviamente, con la morte dell'organismo stesso.

2.2) La Tafonomia, ovvero come da un organismo si ottiene un fossile.

➤ 2.2.1) Un'introduzione generale.



La paleontologia, in effetti, non si occupa solo del ritrovamento e dell'interpretazione dei resti fossili, ma anche dello studio dei processi implicati nella loro formazione. In particolare, la tafonomia è quella branca della paleontologia che studia i fenomeni cui un organismo va incontro da poco prima della morte fino al suo seppellimento (processi che collettivamente prendono il nome di biostratinomici) e poi tutto ciò che avviene al corpo sepolto, fino ad arrivare al suo processo di trasformazione in un resto fossile (fase in cui intervengono i processi detti di fossilizzazione). Il termine tafonomia (che deriva dalle parole greche *Taphos*, tomba e *Nomos*, studio), fu coniato dal paleontologo russo Ivan Antonovič El'fremov nel 1940, come "lo studio dei processi attraverso i quali i resti organici passano dalla biosfera alla litosfera come risultato dei processi biologici e geologici". Tutti questi processi sono relativamente frequenti in natura e sono il motivo che impedisce la conservazione di ogni singolo corpo all'interno di un ambiente, anche di quello più

favorevole alla conservazione. Studi pubblicati negli anni 90' (Kidwell & Bosence, 1991) stimarono che la percentuale di organismi con parti dure che ha la possibilità di conservarsi allo stato fossile varia, a seconda delle caratteristiche dell'ambiente in cui finiscono i loro corpi dopo la morte, dal 7 al 70%. La fossilizzazione degli organismi senza parti dure e delle parti molli in generale è un evento ancora più eccezionale, una vera rarità e richiede condizioni sedimentologiche e diagenetiche peculiari, ancora più restrittive di quelle richieste per la conservazione delle parti dure. Ciò ha importanti ripercussioni per lo studio della paleontologia, poiché gli organismi a corpo molle (privi di parti dure che possano subire permineralizzazione) rappresentano anche più del 60% degli individui in una tipica comunità marina (Jones, 1969). Se si considera che nelle comunità di organismi oggi viventi in mare solo il 40-50% delle specie possiede strutture anatomiche dure, mineralizzate o comunque suscettibili a mineralizzazione, si può constatare la mole di dati irrimediabilmente perduti sulle forme di vita che abitavano la Terra nel lontano passato, quando nessuno era presente per poterle documentare. Si calcola che circa il 99% delle specie viventi che sia mai vissuto sulla Terra è oggi estinto, e di questa incredibile diversità solo una parte ci è giunta fino a noi sotto forma di fossili. Sfortunatamente questa perdita di dati paleontologici è conseguenza del normale ciclo di riciclo delle sostanze nutritive negli ambienti terrestri, necessario per mantenere efficiente e produttivo il consumo di risorse da parte degli organismi, perché vengono reintegrati e riciclati attivamente la materia organica morta e i biominerali, rendendoli potenzialmente disponibili ed riutilizzabili all'interno della catena alimentare. L'ambiente riutilizza così risorse per le forme di vita che lo abitano, ma tale processo è al tempo stesso anche il principale ostacolo alla conservazione, una vera e propria spina nel fianco per un paleontologo, il quale non può mai pretendere di poter ricostruire nel dettaglio quali e quante specie vivessero in un ambiente ormai scomparso. Tutti quegli aspetti non registrati nel record fossile vanno dunque dedotti, a partire principalmente dai dati che si hanno a disposizione e dal confronto con gli ecosistemi attuali più somiglianti a quelli, ormai scomparsi, oggetto dello studio. A tutto questo va infine aggiunto il potenziale errore umano, soprattutto nella fasi di estrazione, preparazione e conservazione dei reperti (passaggi che per questo motivo vanno sempre e comunque documentati accuratamente), durante i quali è possibile perdere un notevole quantitativo di informazioni importanti e di danneggiare irrimediabilmente il reperto se non si presta sufficiente attenzione.

Nella pagina precedente potete apprezzare una tabella riassuntiva di tutti i processi che subisce un organismo, da poco prima della sua morte fino alla sua scoperta come fossile (se essa avviene) da parte del paleontologo. Iniziamo in questa fase a prendere in esame il primo passaggio essenziale per la trasformazione del corpo di un organismo, ovvero la sua morte, l'immane ed inevitabile inizio della sua storia tafonomica. Raramente un organismo in natura termina la sua esistenza gentilmente, alla fine del suo ciclo biologico. Le cause di morte prematura sono dunque ben più rilevanti per il paleontologo e possono essere molteplici: predazione, azione di parassiti e parassitoidi, patologie varie, shock dovuti a variazioni brusche dei parametri ambientali (variazioni di salinità in ambiente acquatico, di temperatura, della concentrazione ambientale di ossigeno e molto altro), combustione, seppellimento improvviso, traumi vari e molto altro.

Dedurre le cause della morte di un organismo estinto in un lontano passato richiede al paleontologo di improvvisarsi detective, anche se purtroppo non si può sempre avere l'assoluta certezza sulla veridicità delle conclusioni. Proprio come in un romanzo giallo il paleontologo deve cercare indizi, come tracce e segni sul reperto stesso che possano essere attribuibili all'azione di predatori o spazzini, oppure di parassiti o patologie. I segni di predazione sono uno degli aspetti più studiati sui fossili e sono molto variabili a seconda non solo del tipo di predatore, ma anche delle caratteristiche della preda. I predatori che utilizzano mezzi meccanici o chimici per procurarsi cibo (denti, becchi, artigli, chele, tentacoli, radule, secrezioni acide e qualsiasi altro strumento di offesa) producono fratturazioni, solchi e fori che, quando visibili sul fossile, possono essere usati per identificare il colpevole. Esempi sono i fori di predazione sui gusci dei bivalvi (spesso prodotti dall'azione di sostanze acide utilizzate da gasteropodi predatori), oppure i fori sul guscio delle Ammoniti americane del genere *Placenticerias* del periodo Cretaceo (attribuite tradizionalmente a predazione da parte di rettili marini e di pesci).



Figura 2.2.1.1, a sinistra. Reperto UMMP No.35484, fossile di ammonite *Placenticerias* con supposti segni di denti di un grande rettile marino. Foto del lato sinistro e destro dell'esemplare, tratta da Kauffman & Kesling, 1960, fig. 2 e 3, pag. 202 e 203.

Oltre che osservare il fossile stesso, è essenziale osservare e documentare sempre le caratteristiche della materia che lo ingloba. In particolare informazioni sedimentologiche sulla roccia che contiene il reperto, la sua posizione e orientamento assoluto e relativo ad eventuali altri resti fossili presenti nel giacimento, la concentrazione e la densità dei resti nello strato fossilifero, il grado di disarticolazione sono tutti aspetti da considerare quando si cercano di dedurre le cause della morte di un organismo ormai fossile. L'anossia, ovvero la mancanza improvvisa di ossigeno, è uno dei processi di morte più benefici per la successiva conservazione dei resti, per motivi che poi vedremo. Iniziamo a prendere in esame i processi biostratinomici, ovvero tutto ciò che può avvenire ad un organismo prima del suo seppellimento.

➤ **2.2.2.) I processi biostratinomici.**



I processi biostratinomici rappresentano l'insieme dei processi che, nella maggior parte dei casi, possono portare alla distruzione delle spoglie di un organismo prima che esse possano subire un opportuno seppellimento, anche se in alcuni casi particolari possono in realtà rivelarsi benefici alla conservazione di alcune categorie di resti. La formazione di un fossile, lo ripetiamo, richiede condizioni molto particolari. Dopo la morte di un organismo, infatti, durante la fase biostratinomica, si verifica in genere la completa distruzione dei resti degli organismi. Qualsiasi corpo privo di vita esposto all'aria tende a decomporsi e ad essere consumato per decomposizione piuttosto rapidamente, perdendo completamente le parti molli. Ossa, esoscheletri, gusci, cuticole e conchiglie possono sopravvivere all'aria aperta anche per parecchi mesi se le condizioni sono favorevoli, ma sono comunque suscettibili all'azione degli agenti atmosferici, dello stress termico dovuto dall'alternanza tra giorno e notte e delle stagioni, all'azione dei saprofiti (organismi che si nutrono di carcasse) più tenaci, al calpestio di animali di passaggio in ambiente subaereo o alla colonizzazione da parte di organismi incrostanti in ambiente acquatico (che causa bioerosione).

Poiché l'ambiente in cui gli esseri viventi vivono ha la tendenza a "riciclare" i loro corpi morti, spesso nella loro interezza, è raro che qualcosa si possa conservare a lungo in condizioni normali. Generalmente la condizione primaria indispensabile alla fossilizzazione è un rapido seppellimento, pre o post-mortem, in modo che il corpo possa sfuggire a tutti i fattori sopra descritti. Nel momento stesso in cui i resti vengono dissotterrati, essi tornano alla mercé degli agenti atmosferici, che possono distruggerli e assimilarli nell'ambiente anche se hanno già subito il processo di fossilizzazione (si parla in questo caso di pre-fossilizzazione). Il ritrovamento di un fossile richiede quindi anche una certa dose di tempismo da parte del paleontologo, oltre che di fortuna, per impedire che preziosi tesori, sopravvissuti fortuitamente nel corso dei secoli e riportati alla luce per cause naturali o nel corso di uno scavo, non vadano perduti per sempre. Qui di seguito viene riportato un breve elenco riassuntivo dei principali processi biostratinomici, poi ripresi successivamente nel paragrafo.

- **Necrolisi** (decomposizione dell'organismo), che include i processi di putrefazione della materia organica, disarticolazione, macerazione o microdisarticolazione, predazione e successiva bioconfezione e combustione. La necrolisi si verifica prevalentemente a carico delle parti molli di un organismo, ma può interessare anche quelle dure (ossa, esoscheletri, gusci, conchiglie, cuticole di rivestimento, corteccia e molto altro).



Figura 2.2.2.1, in alto. Classica rappresentazione della decomposizione di un organismo in ambiente subareo, basata solo su fattori fisici e non biologici (azione di animali spazzini).

- **Bioerosione**, ovvero i danni prodotti alle parti dure di organismi (vivi o morti) da parte di altri organismi. Tipica dell'ambiente marino, interessa in particolar modo animali bentonici (di fondale) dotati di conchiglia o che biomineralizzano il calcare in calcite o aragonite, fungendo da substrato per l'insediamento di alghe (come quelle della famiglia delle Dasycladacee) e spugne perforanti, vari gruppi di animali vermiformi, batteri, crostacei (Balani), coralli, briozoi, diversi gruppi di molluschi e molti altri.

- **Dissoluzione prediagenetica**, cioè la dissoluzione dei resti in ambiente acquatico se quest'ultimo è particolarmente acido o è sottosaturo (cioè presenta scarse concentrazioni) del minerale di cui sono composte le parti dure. Questo processo è successivo alla decomposizione della materia organica ed interessa in particolar modo gusci e conchiglie composte da biominerali, in primis quelli a base di carbonato di calcio (calcite ed aragonite) e silicio.
- **Trasporto**, che spesso comporta logorio meccanico, selezione meccanica e disposizione orientata dei resti.
- **Prefossilizzazione**, dovuta al dissotterramento di resti già parzialmente fossilizzati e alla loro riesposizione ai processi biostratinomici.

Il processo di necrolisi è stato studiato non solo in ambito paleontologico, ma anche in ambito forense, ed è quindi particolarmente conosciuto. Da questo e altri studi effettuati in ambito paleontologico è risultato che le possibilità di conservazione della carcassa tendono a migliorare se l'ambiente in cui avviene la sepoltura presenta parametri poco soggetti a rapide variazioni e particolarmente incompatibili con la sopravvivenza di decompositori microscopici (come batteri e muffe fungine) e saprofagi. In altri termini, ambienti tranquilli e poco ospitali per forme di vita tendono a migliorare le probabilità di formazione di un fossile.

Uno dei parametri più importanti in questo senso pare essere la concentrazione di ossigeno libero disponibile nell'ambiente: tanto più questa scarsa, tanto migliori diventano le condizioni per la conservazione di un futuro reperto fossile. Questo avviene perché i batteri decompositori aerobi (che necessitano cioè di ossigeno per sopravvivere) tendono ad essere più efficienti e distruttivi nella demolizione di una carcassa rispetto a quelli anaerobi, che non usano ossigeno nel loro metabolismo.

A seguito della decomposizione e causa dei gas provocati dalla stessa spesso può avvenire anche la disarticolazione del corpo, cioè lo smembramento della carcassa per implosione dell'addome (dove i gas tendono ad accumularsi), aiutato da fattori ambientali come forti venti in ambiente subaereo, correnti in ambiente acquatico, saprofagi o bioturbazione, cioè il movimento degli animali negli strati superficiali nel sedimento dei fondali di bacini lacustri, fluviali e soprattutto marini. Parti della carcassa possono dunque finire separati e subire un destino differente da quello cui va in contro il resto del cadavere. Nel caso dei resti di piccoli invertebrati marini dotati di esoscheletro o conchiglia si parla di microdisarticolazione, nella quale fattori come acidità dell'ambiente e bioerosione tendono ad essere particolarmente importanti. In alcuni casi la disarticolazione può non coincidere con la morte dell'individuo: per i vegetali, ad esempio, è assolutamente normale disperdere nell'ambiente foglie, spore, organi germinativi e sessuali, semi e frutti, che possono quindi essere rinvenuti e conservarsi anche a grande distanza dalla pianta madre. Le sostanze organiche che costituiscono l'involucro dei semi e delle spore nelle piante terrestri, come la sporopollenina, sono inoltre estremamente resistenti alla

degradazione e si comportano di fatto come le “parti dure” di altri organismi pur essendo del tutto organiche. Non sorprende in questo senso il rinvenimento di semi, rami e spore di piante terrestri in rocce antiche formatesi in ambienti marini, avvenimento relativamente comune in questa tipologia di giacimenti fossiliferi. Altri fattori che influenzano la decomposizione e lo smantellamento naturale di un corpo sono temperatura, acidità (o pH ambientale), la composizione geochimica e la morfologia del sedimento e la natura stessa del corpo (in altri termini, la natura dei composti organici a base di carbonio che lo compongono). In particolare, sbalzi e variazioni termiche repentine nell’ambiente tendono ad indurre la disgregazione anche delle parti dure; inoltre il calore favorisce il processo di decomposizione (entro i limiti biologici favorevoli alla sopravvivenza di batteri e saprofiti). Un ambiente acido può essere favorevole alla conservazione di alcune tipologie di resti organici. Un esempio è dato dall’ambiente di torbiera, come quello in cui sono stati rinvenuti i resti umani dell’età del ferro rinvenuti in nord Europa, il più famoso dei quali è l’uomo di Tollund, dalla località della Danimarca in cui è stato scoperto (si veda Glob, 1969). Si tratta di cadaveri eccezionalmente preservati, che conservano dettagli della pelle, dei muscoli e perfino dei vestiti grazie alla presenza di tannini e acido fulvico presente nella torba. Queste stesse condizioni hanno tuttavia dissolto completamente le ossa, rendendo i resti involucri vuoti di forma umana, ormai privi di parti dure.



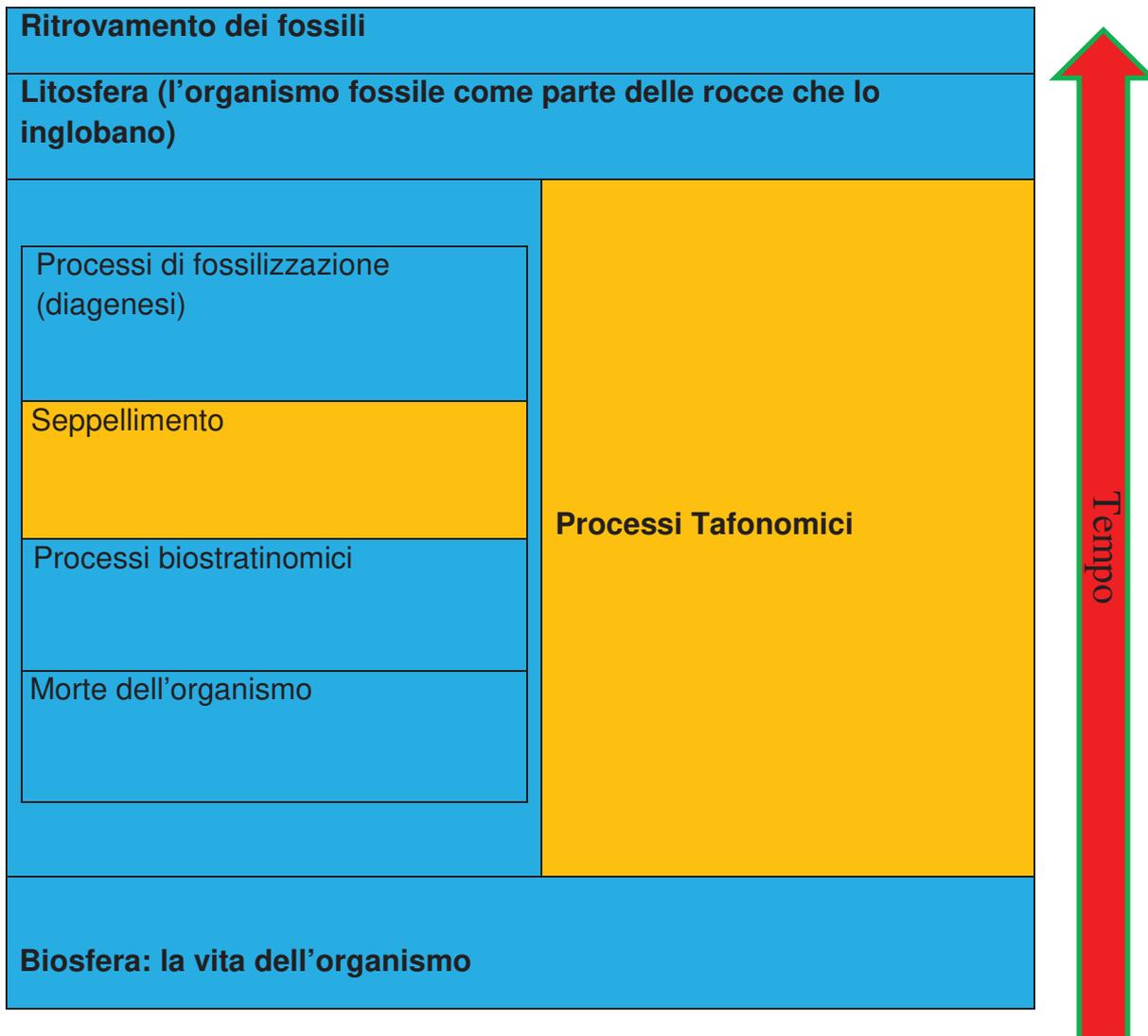
Figura 2.2.2.2, a sinistra. Foto dell’uomo di Tollund, mummia di palude rinvenuta in una torbiera dello Jutland, in Danimarca, dove è stato sepolto dopo esser stato impiccato. Nonostante la sua morte sia avvenuta almeno 2200 anni fa, la conservazione del corpo mummificato è eccezionale, a tal punto che sono rimasti conservati perfino organi interni. Foto tratta da Wikipedia.it.

Quindi condizioni che permettono la conservazione di parti molli non necessariamente permettono anche quella delle parti dure, così come spesso alla conservazione delle parti dure spesso non si accompagna quella della materia organica. Infine il sedimento fine tende ad essere più efficace nel conservare resti di organismi, perché non lascia vuoti e riduce al minimo le contaminazioni con l’ambiente esterno, oltre a riempire facilmente le cavità vuote del resto. L’ambiente acquatico può presentare più facilmente le condizioni sopra citate di quello subaereo ed è quindi quello dove avviene principalmente il processo di fossilizzazione (anche per gli organismi terrestri, dato che vengono spesso rinvenuti in depositi associati a depositi legati ad accumulo di detrito da parte di fiumi o correnti marine).

Esistono anche casi particolari di fossilizzazione in ambiente subaereo¹, ma in generale le terre emerse, al di fuori dei bacini fluviali o lacustri, offrono scarse possibilità di conservazione delle spoglie di organismi per migliaia e milioni di anni. Da queste osservazioni deriva un'importante considerazione: l'ambiente dove avviene il seppellimento e la conservazione di un resto fossile spesso non lo stesso che l'organismo abitava quando era in vita, il che significa che la carcassa di un animale conservatasi fino ai nostri giorni come reperto fossile può aver subito un processo di trasporto post mortem prima del seppellimento. Il trasporto è in genere operato da flussi d'acqua, ad esempio correnti fluviali o marine, oppure correnti di torbidità di fondale. Questo genere di trasporto può determinare una particolare disposizione relativa dei reperti, detta disposizione orientata, che dipende dalle caratteristiche del flusso delle correnti, in particolare velocità, direzione ed orientamento. Il trasporto può essere anche attuato dagli organismi stessi, volontariamente come nel caso di un mammifero predatore che trasporta e nasconde la carcassa di una preda in un nascondiglio per usi futuri, oppure involontariamente: quest'ultimo è il caso dei semi dotati di piumini adesivi che possono viaggiare per centinaia di chilometri fissati al pelo o alle piume di grandi mammiferi ed uccelli, oppure dei resti non digeriti rinvenuti bioconfezionati all'interno di escrementi e pellet fecali e fossilizzatisi al loro interno. Per quanto possa fare specie, i resti fossilizzati delle feci degli animali (o coproliti) sono in effetti miniere di informazioni sulla biologia e l'etologia delle specie estinte, mostrando cosa esse mangiassero e dunque permettendo di ricostruire in parte il funzionamento della catena alimentare in un determinato paleoambiente. Prima di parlare di come si può formare un fossile una volta avvenuto il seppellimento è opportuno specificare quali strutture o parti anatomiche di un organismo possano subire il processo di fossilizzazione e quali no. Normalmente in un fossile si conservano solo le parti dure, in pratica tutti quei tessuti composti almeno in parte da una componente dura mineralizzata, che non può essere decomposta da saprofiti o decompositori. Va precisato che anche le parti dure non si conservano integralmente come fossili: il processo stesso di fossilizzazione prevede la sostituzione di una porzione delle componenti originarie da parte di sostanze contenute nella matrice in cui il resto organico è sepolto e da cui è impregnato, in un processo noto come permineralizzazione, di cui parleremo più approfonditamente nel capitolo dedicato ai processi di fossilizzazione. La composizione chimica originaria, in altri termini, viene dunque persa del tutto o quasi del tutto, a prescindere dalle condizioni di conservazione del resto. I sedimenti a granulometria più fine (cioè composti da particelle di piccole dimensioni, come le già citate micriti) tendono a favorire tale processo.

¹ Note: per esempio la conservazione all'interno dell'ambra per organismi di piccole dimensioni, oppure la conservazione in grotte, ambienti molto aridi o nel permafrost tramite mummificazione per quelli di dimensioni maggiori. Si veda il prossimo capitolo per ulteriori informazioni sull'argomento.

➤ **2.2.3) Il seppellimento e quello che viene dopo: i processi diagenetici.**



Il seppellimento, che come si è visto è essenziale per la formazione di un fossile, è considerato in tafonomia come quell'evento che sottrae i resti di un organismo all'azione dei fattori biostratinomici. A quel punto l'organismo, è entrato a far parte del sedimento e ciò determina l'inizio della diagenesi, insieme dei processi chimico-fisici e litologici che porta alla lenta trasformazione dei resti dell'organismo e del sedimento che li ingloba in roccia sedimentaria. In questa fase termina l'azione di gran parte dei processi biologici distruttivi caratteristici dei processi diagenetici ed entrano in gioco altri processi, dipendenti in larga misura dalla granulometria e dalle composizioni del sedimento che ingloba l'organismo morto. Tra i vari modi in cui un organismo può rimanere sepolto, quattro sono particolarmente comuni e studiati. Principalmente si distinguono le seguenti tipologie di seppellimento o immurazione.

1. Seppellimento in detrito minerale, il più comune e di gran lunga il più studiato, prevede la sepoltura del resto all'interno di sedimenti di varia natura (calcarei, silicei, marnosi ecc.), privi di componente organica, ma che possono comunque essere il risultato dell'attività di organismi. I granuli che compongono il sedimento prendono il nome di clasti e le loro dimensioni (parametro noto agli addetti ai lavori come granulometria) determinano le possibilità di conservazione delle spoglie degli organismi in essi sepolte. In generale, clasti grossi (a granulometria elevata, tipici di breccie, conglomerati, sabbie e ghiaie) tendono ad essere più distruttivi nei confronti dei reperti e tendono a risparmiare solo quelli più resistenti, selezionandoli per taglia (in genere si conservano solo i più grandi, come le ossa lunghe di grandi rettili e mammiferi). Tenderanno inoltre a disarticolare i resti, separandone le varie parti. I sedimenti molto fini, al contrario (come argille, limi e sabbie a granulometria molto bassa), sono molto più favorevoli alla conservazione dei reperti, anche in connessione anatomica e di quelli più piccoli e fragile se l'ambiente deposizionale è particolarmente tranquillo. Sedimenti particolarmente fini permettono inoltre la formazione di calchi ed impronte in negativo che possono in certi casi ritrarre particolari che non si possono osservare sul reperto stesso².

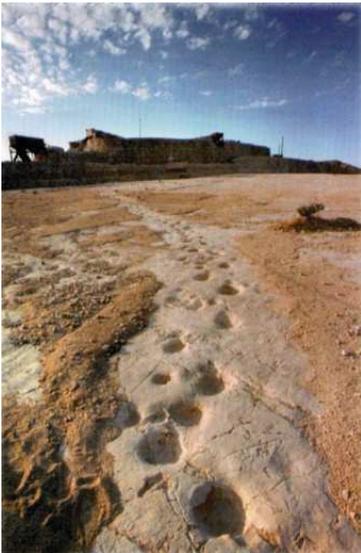


Foto 2.2.3.1, a sinistra. Pista di impronte di dinosauri alla cava di Pontremoli, Altamura (Puglia). Esse sono la testimonianza del passaggio di dinosauri sulla sabbia di un'antica spiaggia, 70 milioni di anni fa circa, e che si sono conservate fino ai nostri giorni. Foto tratta da <http://bari.repubblica.it/cronaca/2014/07/25/news/dinosauri-92334916/>.

² Note: altri casi esemplari, oltre a quello illustrato nella foto in alto, sono ad esempio i calchi di pelle e tessuti molli in mummie di dinosauro trovate in Canada, la piume e le penne del primitivo uccello *Archaeopteryx lithografica* conservati nei calcari litografici delle miniere di Solnhofen, nella Bavaria tedesca, e le piste di impronte fossilizzate, come quelle presenti in Italia ai Lavini di Marco in Friuli e ad Altamura, in Puglia, in una cava abbandonata presso Poltrelli.

2. Seppellimento in detrito organico, composto da resti di organismi (foglie, plankton, torba e molto altro). Meno diffuso del seppellimento in detrito minerale, ma particolarmente rilevante perché permette spesso un'ottima conservazione dei resti, anche in grande quantità. Tale tipologia di sedimento richiede condizioni particolari: spesso lo si trova in ambiente continentale o costiero, associato a torbiere, paludi, stagni, acquitrini, laghi e lagune, sempre caratterizzati da scarsa ossigenazione e ricambio delle acque quasi assente per via della presenza di poche correnti. Qui si possono accumulare grandi quantità di materia vegetale, che a causa della scarsità di ossigeno possono diventare depositi di torba, antracite e carbone. Riprenderemo questo tipo di ambiente sedimentario quando tratteremo della conservazione della materia organica.

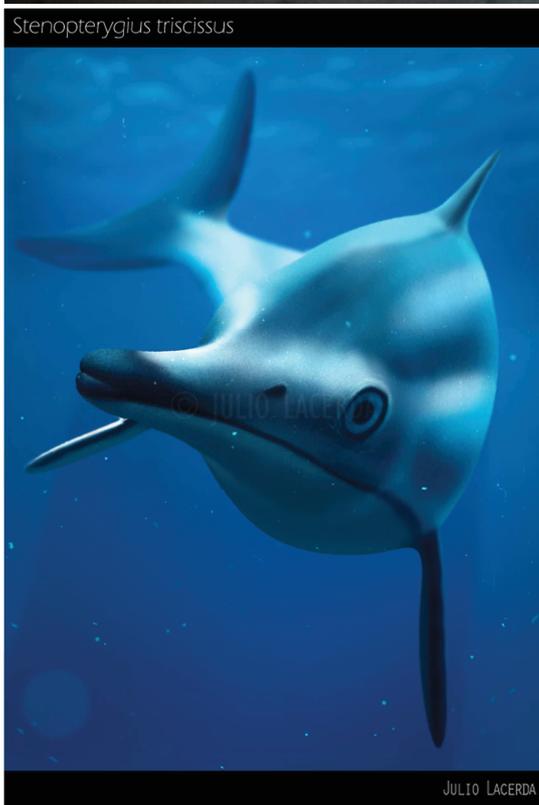


Foto 2.2.3.2, sopra. Fossile di ittiosauro *Stenopterygius quadriscissus* rinvenuto a Lyme Regis, Inghilterra, famoso sito fossilifero del Giurassico inferiore e medio. Il profilo dell'animale è rimasto impresso in un film carbonaceo, probabilmente dovuto all'accumulo di batteri decompositori sulla carcassa dell'animale mentre questa affondava, e conservatosi grazie alle condizioni anossiche del fondale. Nel film carbonaceo che costituisce il profilo di alcuni esemplari di questa specie di ittiosauro sono state rinvenute strutture dermiche fibrose. Foto dell'autore di un reperto conservato al Natural History Museum di Londra.

Figura 2.2.3.1, a sinistra. Rappresentazione del paleoartista Julio Lacerda di un esemplare del genere *Stenopterygius* in vita (da DeviantArt).

3. Inglobamento in fluidi più o meno viscosi e chimicamente non reattivi, in genere di origine organica (le già citate resine vegetali, il petrolio greggio, il catrame sono gli esempi più lampanti). Si tratta di una tipologia di seppellimento relativamente rara, ma particolarmente favorevole alla fossilizzazione. Infatti, dato che spesso l'inclusione in fluido di un organismo è anche direttamente o indirettamente causa della sua morte, questo processo sottrae istantaneamente la carcassa all'azione dei processi biostatinomici. Classici esempi sono gli insetti e i microvertebrati (anche se recentemente è stata rinvenuta perfino parte della coda di un piccolo dinosauro conservata in questo modo) conservati nell'ambra e le pozze di catrame di Rancho La Brea, in California, vere e proprie miniere di ossa di grandi mammiferi dell'era glaciale, rimasti intrappolati nel vischioso fluido.

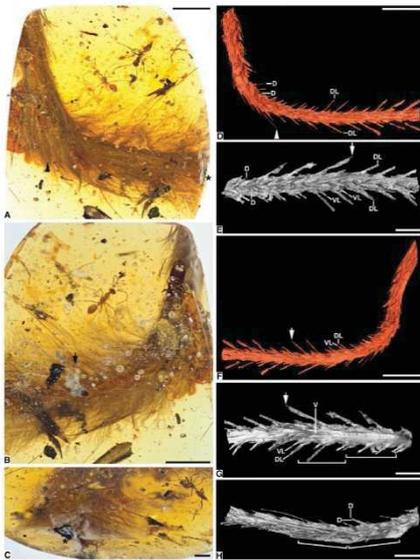


Foto 2.2.3.4, a sinistra. Parte della coda di un piccolo dinosauro conservata in ambra e recentemente rinvenuta in un sito paleontologico della Birmania, datato al Cretaceo medio (circa 99 milioni di anni fa). Si noti il piumaggio (le estroflessioni a “lisca di pesce”) che si estroflette dalla coda. Foto tratta dall'articolo di **Xing et al. 2016** (<http://dx.doi.org/10.1016/j.cub>), nel quale potrete leggere la descrizione (in inglese) dello straordinario reperto.

Anche la cenere vulcanica può fungere da materiale inglobante, comportandosi così come una sorta di fluido che incapsula il reperto, conservandolo fin nei minimi dettagli. Esempari sono i reperti di dinosauri piumati rinvenuti nella provincia del Lianoning, in Cina, vittime di una preistorica eruzione vulcanica che li ha preservati per 125 milioni di anni fino ai nostri giorni.

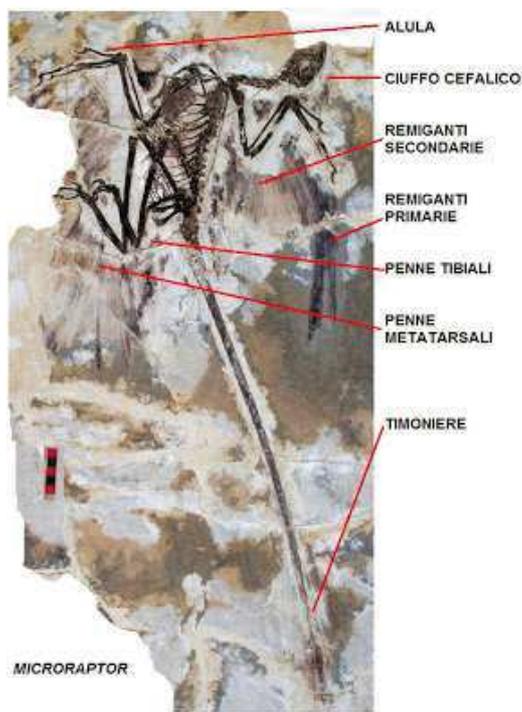


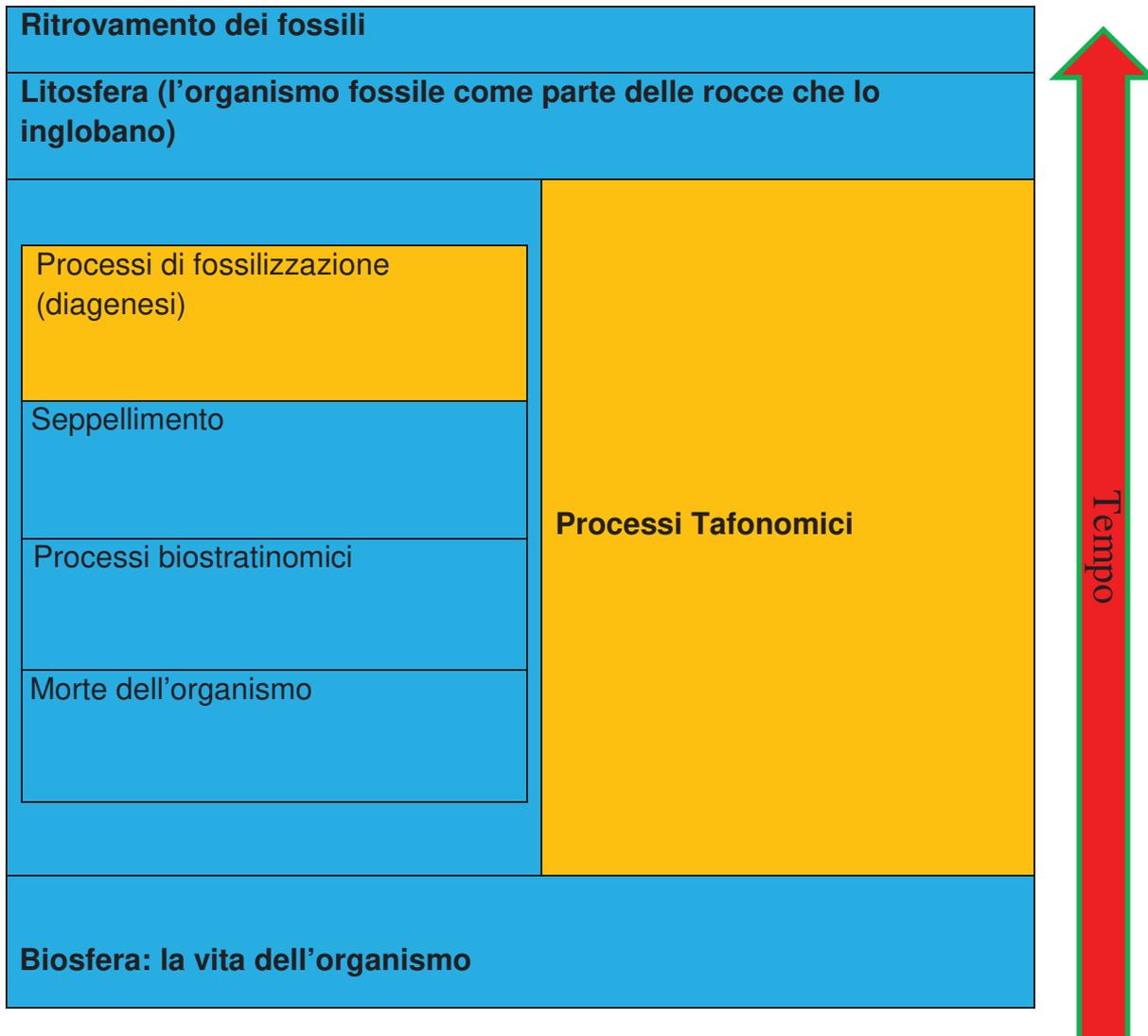
Foto 2.2.3.5, a sinistra. Foto raffigurante un esemplare di *Microraptor gui*, piccolo dinosauro rinvenuto nella provincia del Liaoning, in Cina, e morto sepolto da una colata di ceneri vulcaniche. Foto tratta dal sito <http://theropoda.blogspot.it>, sito in cui potete trovare molti articoli estremamente dettagliati sulla paleontologia dei vertebrati, in particolare i dinosauri.

4. Incrostazione, chimica o biologica, entrambe molto comuni nel record fossile. Non si tratta in questo caso di un vero e proprio seppellimento, ma permette la formazione di modelli e calchi in negativo dei resti, anche di quelli che non hanno subito la mineralizzazione (come spesso avviene per le parti molli). Può essere dovuta all'accumulo e sedimentazione di minerali contenuti in liquidi non organici percolanti o all'interno della colonna d'acqua (calcare, travertino), oppure essere prodotta dall'azione di organismi incrostanti (spugne, coralli, lamellibranchi, brozoi e molto altro). Nel secondo caso si parla di bioimmurazione, caratterizza principalmente piante ed animali dotati di conchiglia (come i Bivalvi). Esempi di incrostazione chimica (in travertino) sono i resti umani rinvenuti in una grotta presso Altamura, in Puglia, e i crani di elefantini nani *Elephas falconeri* dell'era glaciale rinvenuti in Sicilia.



Foto 2.2.3.6, a sinistra. Foto raffigurante l'Uomo di Altamura, uomo di Neanderthal vissuto tra 130 e 172 mila anni fa e conservato in una grotta presso Altamura, in Puglia. Si notino le incrostazioni di calcite che ricoprono parte del cranio ed il resto dello scheletro (dal sito http://www.repubblica.it/scienze/2016/04/26/news/ricostruiti_il_corpo_e_il_volto_dell_uomo_di_a_itamura-138513679/).

➤ **2.2.4) La fossilizzazione: il processo di fossilizzazione.**



La fossilizzazione è la tappa definitiva per la conservazione dei resti di un organismo e rappresenta il loro definitivo trasferimento alla litosfera. Solo a questo punto, in effetti, si può effettivamente parlare di fossili veri e propri. In questa fase i resti diventano in questa fase un tutt'uno con la roccia che lo ingloba. Una volta superata la fase generalmente distruttiva dei processi biostratinomici e dopo aver subito il seppellimento, la materia organica diventa a tutti gli effetti sedimento, al pari della matrice inorganica che la circonda. A questo punto i resti dell'organismo subiranno la stessa sorte del sedimento che li circonda: quella di essere trasformati, nel corso del tempo, in roccia. Questa fase prende il nome di diagenesi, l'insieme dei processi che concorrono alla formazione di una roccia sedimentaria. Tra quelle finora trattate è di gran lunga la fase più lunga, poiché può richiedere anche diversi milioni di anni per completarsi.

La diagenesi agisce essenzialmente attraverso la circolazione di fluidi interstiziali (compresi quelli derivanti dalla necrolisi), l'aumento di pressione e di temperatura.



Foto 2.2.4.1, a sinistra. Ammonite limonitizzata rinvenuta in affioramenti Liassici (Giurassico inferiore) presso Lonno. In questo caso la conchiglia di quello che un tempo era un lontano parente dei polpi e delle seppie attuali è stato impregnato da minerali ricchi di ferro durante la sua permanenza nel sedimento. Ere geologiche più tardi il reperto è stato riportato in superficie per via dell'azione degli agenti atmosferici e dell'orogenesi e i minerali ferrosi in esso contenuti, a causa dell'azione dell'ossigeno atmosferico, sono stati ossidati, producendo il minerale limonite che oggi ricopre la conchiglia. Foto di Gianni Comotti, per sua gentile concessione.

I fluidi interstiziali sono soluzioni acquose ricche di sostanze minerali che occupano gli spazi interstiziali lasciati liberi dal sedimento per via della decomposizione all'interno dei resti dell'organismo. Tali soluzioni tendono ad impregnare il sedimento e i resti stessi, andando a modificarne la composizione chimica nel corso del tempo. La composizione chimica stessa dei fluidi interstiziali è a sua volta influenzata dal sedimento circostante (in particolare nella sua componente minerale) e tende a sua volta a modificarsi gradualmente al passare degli anni. La pressione è esercitata dai sedimenti che ricoprono e sovrastano i resti organici, i quali tendono ad accumularsi e ad aumentare più o meno gradualmente nel corso del tempo. Provoca la compattazione e lo schiacciamento dei sedimenti, inclusi spesso quelli organici se non sono abbastanza resistenti, che possono così perdere la loro tridimensionalità e diminuire di molto il loro volume iniziale. Interagisce inoltre con le trasformazioni chimiche subite dalla materia organica ed inorganica, influenzando anche indirettamente la composizione dei liquidi interstiziali. Per sedimenti composti da detrito organico, in particolare per quelli di origine vegetale, la compattazione porta ad una riduzione sostanziale del volume originario (oltre il 90% in certi casi), mentre i detriti minerali in generale tendono a subire in modo variabile la pressione, dipendentemente dalla loro granulometria (in particolare i sedimenti a grana grossa tendono a subire poco la compattazione). La pressione, raggiunta una certa soglia, tende inoltre a spingere via i liquidi interstiziali, che evacuano verso la superficie, favorendo così la formazione di nuovi minerali e alla cementificazione del sedimento in una matrice inorganica, che andrà a comporre la base per la roccia sedimentaria in formazione, all'interno della quale si conserveranno i resti organici ormai mineralizzati.

La temperatura è un altro parametro che tende ad aumentare man mano che procede l'accumulo del sedimento sopra i resti e la loro profondità all'interno della litosfera cresce (si parla, in termini tecnici, di profondità di giacitura). In questo caso anche eventi geologici e tettonici, come la risalita di magma o rocce calde semifuse dall'astenosfera e dagli strati più profondi della litosfera, può influire su questo parametro. Le alte temperature catalizzano la deposizione di nuovi minerali e la cristallizzazione di quelli presenti. Pressioni eccessivamente elevate, unite alle temperature, possono avere effetti deleteri sui fossili, poiché innescano il processo di metamorfizzazione delle rocce sedimentarie, ovvero la loro trasformazione in rocce metamorfiche. Certi fossili particolarmente resistenti alle alte pressioni e temperature possono sopportare un minimo grado di metamorfismo, ma in genere nelle rocce metamorfosate non si conserva nulla di organico.

2.3) Nembro, storia di un caldo mare preistorico.

Finalmente, come promesso ad inizio capitolo, siamo giunti a parlare della storia paleontologica di Nembro, il nostro paese. Come anticipa il titolo, in questa sezione non parleremo direttamente del Nembro in cui viviamo, dei boschi che lo circondano e delle montagne che lo sovrastano, tutti aspetti del paesaggio del nostro paese cui siamo familiari. Parleremo piuttosto brevemente del tipo di ambiente che esisteva in un lontanissimo passato, molto prima che il paese esistesse, per come ci è stato possibile ricostruirlo dalle informazioni contenute nelle rocce sotto i nostri piedi. Questo volo pindarico nella preistoria ci porterà a conoscere vari tipi di ambienti, nei quali si sono deposte le rocce che compongono la stratigrafia dei rilievi intorno a casa nostra. Parleremo del caldo mare tropicale che esisteva in questa zona nel periodo Mesozoico (tra i 252 e i 65 milioni di anni fa), cui appartengono le più antiche formazioni presenti sul nostro territorio, quando l'Italia stessa si trovava molto più a sud rispetto ad ora e si stava gradualmente staccando da quella che oggi è l'Africa, muovendosi in senso antiorario fino a scontrarsi con la placca europea, processo che eventualmente porterà alla formazione delle nostre Alpi.

Sul territorio di Nembro sono presenti molte formazioni diverse appartenenti a questo periodo geologico. Qui di seguito, presento una sommaria ricostruzione della storia geologica della nostra penisola a partire dalla fine del periodo Triassico (il più antico rappresentato nelle rocce presenti intorno a Nembro) fino ai nostri giorni. Questa ricostruzione è essenziale per comprendere che tipo di ambiente esistesse nel lontano passato sul nostro territorio e quali tipo di trasformazioni progressive abbiano infine dato origine al paesaggio che oggi conosciamo così bene. All'interno di questa sezione sarà presente una veloce carrellata e descrizione delle principali formazioni presenti sul nostro territorio, con alcuni dei fossili che sono stati rinvenuti al loro interno.

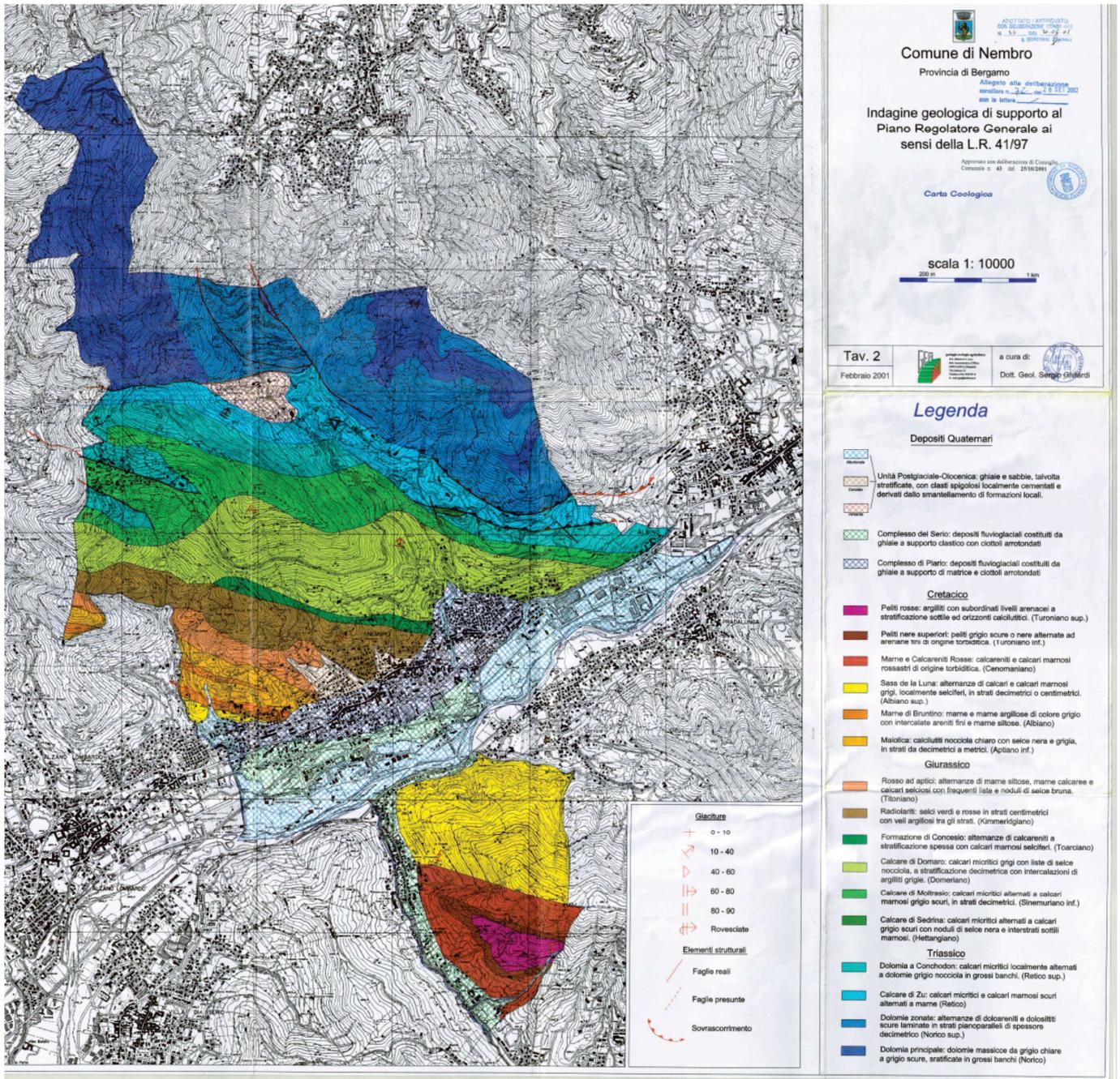


Figura 2.3.1, in alto. Carta geologica del Territorio del comune di Nembro, per gentile concessione del catasto del Comune. Si notino le varie formazioni, rappresentate in vari colori e descritte brevemente nella legenda a destra.

➤ **2.3.1) Il Pre-Triassico e il Triassico fino al piano Norico (Trias superiore (fino a 220-216 milioni di anni fa)).**

Poche notizie si hanno del periodo precedente il triassico, poiché non sono sopravvissute fino a noi formazioni appartenenti a periodi precedenti sul nostro territorio. Basandoci su indagini geologiche ad ampio spettro (Jadoul et al, 1994) si può comunque ipotizzare che il nostro territorio abbia subito, nelle ere più antiche, lo stesso destino di quello del resto delle Prealpi: di conseguenza è possibile ricavare alcune notizie sulle forme di vita che abitavano qui basandoci sui reperti fossili rinvenuti in siti a poca distanza da Nembro. Per la nostra trattazione, è opportuno iniziare a raccontare la nostra storia a partire dalla fine del periodo Permiano (252 milioni di anni fa), evento che corrispose alla più grande tragedia avvenuta nella storia della vita: la più Grande Estinzione di massa di cui si abbia notizia, nella quale, stando alle stime attuali, tra l'85 e il 95% delle specie viventi si estinse. A quell'epoca le terre emerse erano tutte raggruppate in un unico, gigantesco Supercontinente, la Pangea, (dal greco *Pan*, tutto e *Gea*, terra), formatosi tra la fine del Carbonifero (358-299 milioni di anni fa) e l'inizio del Permiano (299-250 milioni di anni circa). Questo enorme isola circondata dal mare era a sua volta suddivisa in una porzione settentrionale (Laurasia) e una meridionale (Gondwana), connesse verso ovest da un ponte di terre emerse, mentre ad est esisteva un enorme oceano interno (ribattezzato Tetide dai geologi e dai paleontologi). Questa configurazione del pianeta comportava un clima caldo e arido e gli animali terrestri potevano spostarsi da un capo all'altro della Pangea senza incontrare mari o oceani da attraversare. Verso la fine del Permiano la configurazione dei continenti portava all'instaurarsi di un clima arido sulla maggior parte delle terre emerse: frequenti erano le regioni desertiche ed aride.

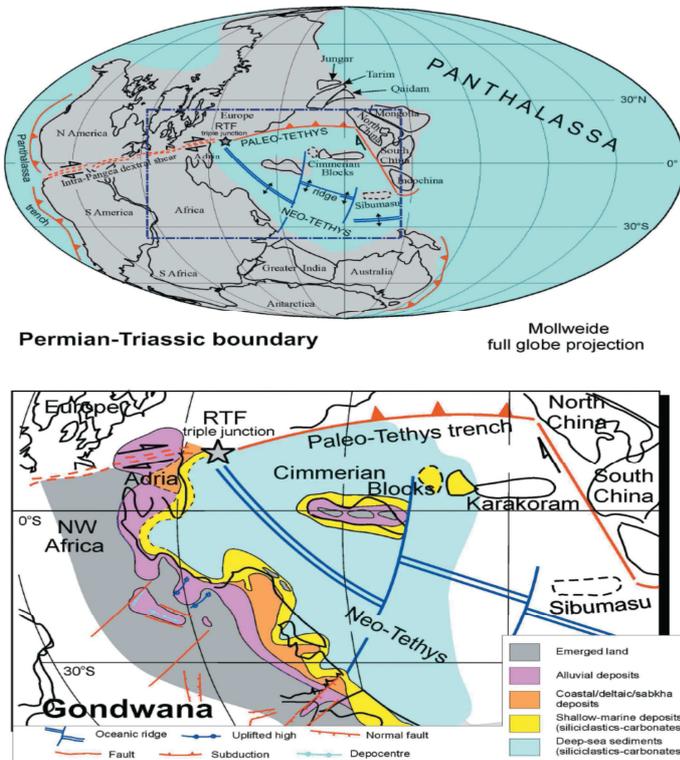


Figura 2.3.1.1, a sinistra.

Rappresentazione della Terra all'inizio del Triassico. È visibile la presenza di un supercontinente, la Pangea, che comprendeva la maggior parte delle masse continentali odierne, e l'oceano della Tetide, suddiviso in Neotetide, in espansione da sud-ovest verso nord-est, e Paleotetide (originatasi nelle ere precedenti e ora in fase di chiusura, schiacciata contro i futuri continenti asiatici ed europeo). Le coste di nord-est della Paleotetide erano bordate da zone di subduzione, nelle quali il fondale oceanico sprofondava al di sotto della placca continentale. Da Berra & Angiolini, 2014, modificato.

Al tempo stesso, in questo stesso periodo, si registra nelle rocce un'intensissima attività vulcanica, le cui tracce più spettacolari sono state rinvenute in Russia (Siberian Traps): è assai probabile che questo fenomeno sia stato una delle cause della Grande Estinzione. Sulle Alpi stesse, nelle rocce appartenenti al Permiano terminale, sono comuni le rocce di origine magmatica, segno che anche qui l'attività magmatica doveva essere molto intensa. Inoltre l'ambiente stesso stava subendo mutamenti drammatici: se per tutto il Permiano l'ambiente alpino era stato per lo più continentale, verso la fine di questo periodo il mare iniziava ad occupare i territori precedentemente all'asciutto, avanzando da est verso ovest. L'avanzamento del mare continuerà nel successivo periodo Triassico, motivo per cui le formazioni di questo periodo, del Giurassico e del Cretaceo in Italia sono in gran parte di origine marina. Indizi di questo cambiamento ambientale si possono trovare in vari siti alpini, se si sa dove guardare e cosa cercare. In particolare, sulle Dolomiti si trovano sequenze spettacolari di arenaria rossa, roccia di origini continentali, che ci hanno restituito fossili di piante e animali e spettacolari piste fossili di impronte di rettili grandi e piccole, sovrastate da formazioni decisamente marine, che conservano resti di conchiglie di animali acquatici. Luoghi particolarmente rilevanti in questo senso sono le gole del Bletterbach e del Passo della Gardetta, famose per le piste fossili di impronte lasciate da antichi animali sulle sponde di fiumi, stagni e laghi (nel caso del Bletterbach) o su antiche spiagge, sulle quali si rifrangevano le onde del mare in avanzamento. Il territorio di Nembro all'epoca era molto probabilmente ancora continentale, dato che le formazioni alpine più vicine facevano parte del basamento cristallino ercinico che costituiva la base di un antichissimo continente: occasionalmente rocce Permiane possono essere rinvenute sulle sponde del Serio, trasportate a valle dalla corrente e provenienti da depositi a monte, dall'Alta Val Seriana, oltre Clusone (in particolare da formazioni del "Gruppo Dei Laghi Gemelli"). Il Triassico sarebbe stato un periodo felice per gli amanti delle spiagge e per gli stabilimenti balneari: il mare tropicale poco profondo della Tetide lambiva le coste europee e africane, che all'epoca si trovavano a latitudini equatoriali, ed era ricco isolotti vulcanici, atolli e scogliere tra i quali nuotavano molte forme di vita, alcune delle quali ci sarebbero risultate tutto sommato familiari, mentre altre non sfigurerebbero nei vecchi racconti dei lupi di mare sui mostri marini: grossi rettili dal lungo muso, superficialmente somiglianti agli attuali delfini (gli ittiosauri), cacciavano pesci e calamari dove l'acqua era più profonda, mentre nelle acque più basse i pesci dovevano guardarsi da bizzarri lucertoloni dal corpo sinuoso (i notosauridi e i pachipleurosauridi), mentre animali simili ad un incrocio tra iguane e testuggini (i placodontidi) andavano in cerca di prede più coriacee.

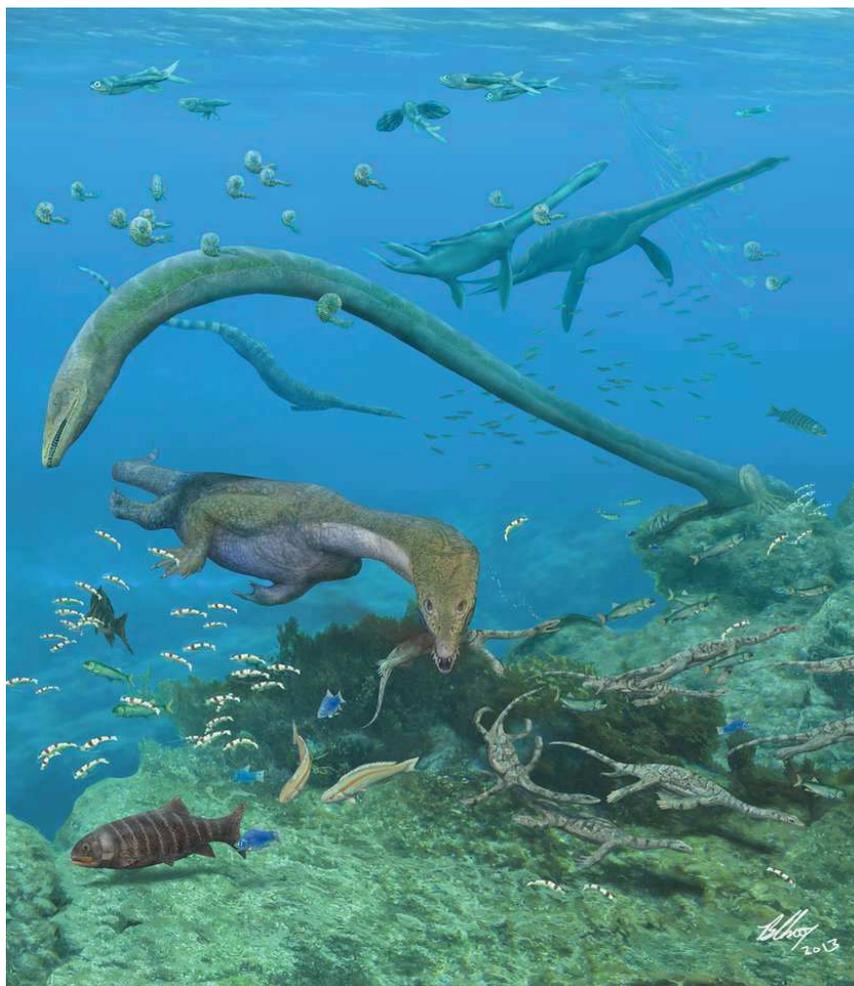


Figura 2.3.1.2, a sinistra.

Rappresentazione paleoartistica di una tipica scena di vita in un mare nel Triassico medio, in questo caso basato sulla paleofauna rinvenuta a Xingji, in Cina, che presenta molte affinità con quella rinvenuta in molti siti Triassici alpini coevi (famosa è la Formazione di Besano, sul Monte San Giorgio, che ha restituito una fauna del tutto simile a quella cinese). Immagine tratta dall'articolo di Benton & al., 2013.

Le Dolomiti, così come alcune delle montagne più belle della val Maira, sono il ricordo di quel mare basso e caldo, nel quale gessi, anidridi, calcari e dolomie sedimentavano turbati, di tanto in tanto, dalle eruzioni vulcaniche. Un paesaggio apparentemente paradisiaco, l'ideale per una pennichella pomeridiana un ombrellone dopo una lunga nuotata in acque limpide. Avremmo faticato però a trovare bagnini, ombrelloni e la tipica fauna associata alle isole tropicali odierne. Non avremmo visto gabbiani, sule, albatros, cormorani, fregate o altre tipici uccelli marini, poiché gli uccelli ancora non esistevano. I cieli non erano tuttavia privi di animali volanti affamati di pesci: rettili volanti (o pterosauri), lontani parenti dei famosi dinosauri, solcavano i cieli, mentre rettili di ogni forma e dimensione occupavano gli ruoli ecologici oggi occupati dai mammiferi. Sul nostro territorio sono presenti diverse formazioni del periodo Triassico, nessuna delle quali risalenti tuttavia a prima del piano Norico, circa 220 milioni di anni fa. Abbiamo quindi poche testimonianze dirette delle primissime fasi della storia del nostro territorio. Da segnalare è la presenza di alcune rocce sul territorio di Nembro appartenenti alla formazione del Calcare di Zorzino, che risale appunto a circa 220 milioni di anni fa, probabilmente gli affioramenti più antichi noti all'interno dei confini di Nembro.

- Il Calcarea di Zorzino.

Il Calcarea di Zorzino è una formazione rocce formatesi in di bacini intrapiattaforma, vicini alla terraferma, orientati lungo il margine occidentale del grande mare interno della Tetide. Si tratta di depositi di detriti che si accumulavano all'interno delle porzioni più depresse della piattaforma carbonatica, dove i corpi di organismi trascinati dalla corrente potevano accumularsi e fossilizzarsi. Il fondale in effetti doveva essere povero di ossigeno e piuttosto tranquillo, favorevole dunque alla conservazione della materia organica. Affioramenti di questa formazione, composta da calcari e marne di colore grigio scuro, si trovano in tutto il Nord Italia, dalla Lombardia fino in Carnia lungo le Prealpi e a sud fino in Campania. I livelli più ricchi di fossili paiono essere quelli marnosi e sottilmente stratificati, mentre quelli carbonatici, più massicci, sono più poveri. Il Calcarea di Zorzino è in vari punti a contatto con la grande piattaforma carbonatica della Dolomia Principale, una delle formazioni più importanti sul nostro territorio. Benché in Val Seriana Il Calcarea di Zorzino sia ben rappresentato, sul nostro territorio sono presenti solo pochi affioramenti: per lo più sono rocce affioranti lungo la destra orografica della Valle del Carso, presso Trevasco San Vito, al di sotto del livello delle case e delle bancate del calcarea di Zu e delle Dolomie Zonate. Si tratta, probabilmente, di massi provenienti da uno dei tanti affioramenti della Val Seriana, come quelli di Cene, Endenna o Zogno. Le formazioni più antiche del nostro territorio, in effetti, sono quasi contemporanee al Calcarea di Zorzino, e sono figlie di un tipo diverso di ambiente di deposizione, dove le rocce differiscono da quelle rinvenute presso Cene. Ancora non si hanno notizie certe circa possibili ritrovamenti fossili di questa formazione in questo comune. Tuttavia, sulla base dei ritrovamenti fossili in altre località della Val Seriana, ci possiamo fare un'idea di quali organismi abitassero questa zona 220 milioni di anni fa. Nel giacimento di Cene sono state rinvenute varie specie echinodermi, bivalvi, crostacei, brachipodi e rari cefalopodi (Ammonoidi). In particolare i crostacei decapodi, generalmente piuttosto rari nel Triassico, sono ben rappresentati e sono stati rinvenuti reperti squisitamente conservati. I Vertebrati sono molto comuni. I pesci ossei sono rappresentati da diverse specie, molte delle quali rappresentano equivalenti ecologici di animali che oggi troviamo in mare: da piccoli pesciolini simili ad aringhe e sardine (i generi *Peltopleurus* e *Pholidophorus*) a grandi predatori scattisti simili a barracuda (il grande *Saurichthys*, uno dei generi più diffusi nei mari del Triassico), passando per grossi pesci simili a cernie (genere *Birgeria*), specie dal corpo alto simili alle attuali orate e saraghi (generi *Sargodon*, *Brembodus*, *Paralepidotus*, *Dandya* e *Dapedium*), fino ai primi pesci volanti conosciuti (il genere *Thoracopterus*). Non solo i pesci, ma anche i rettili sono ben rappresentati e comprendono sia specie legate all'ambiente marino sia specie terrestri...o addirittura volanti! Il giacimento fossilifero di Cene, non lontano da noi, vanta in effetti un primato ragguardevole: lì è stato scoperto il più antico finora noto rappresentante del gruppo degli Pterosauri, strani rettili alati di ogni forma e dimensione che durante l'era dei dinosauri e prima dell'evoluzioni degli uccelli dominavano i cieli mesozoici.

Il reperto di Cene appartiene ad un piccolo animale volante, delle dimensioni di una cornacchia, che in vita era dotato di una lunga coda e ali membranose. Questo piccolo rettile, ribattezzato dai paleontologi che lo descrissero *Eudimorphodon ranzii*, scoperto per puro caso durante i lavori di costruzione di una strada nel 1975 ed è di gran lunga uno dei fossili più preziosi mai scoperti sul suolo italiano.



Foto 2.3.1.1, a sinistra. Immagine del calco dell'esemplare di *Eudimorphodon ranzii* conservato al Museo Civico di Storia Naturale E.Caffi di Bergamo, Città Alta. Foto dell'autore.

Altri rettili rinvenuti nel Calcare di Zorzino in Val Seriana comprendono specie appartenenti ai gruppi dei placodontidi (che riprenderemo più avanti), dei fitosauridi (simili superficialmente a dei gaviali, coccodrilli attuali con muso lungo e sottile, nativi dell'India e del sud-est asiatico) e degli enigmatici drepanosauridi, simili a lucertole arboricole, con code prensili ed artigliate. Gli scheletri fossilizzati di questi animali nello Zorzino si rinvengono spesso insolitamente articolati e ben conservati, rendendo i giacimenti di questa formazione miniere di informazioni sulla fauna del Triassico superiore. Benché finora nulla è stato scoperto nelle poche rocce dello Zorzino a Nembro, non si può escludere che vi si nascondano sorprese inattese, visto che la formazione è sicuramente molto ricca in altri siti.

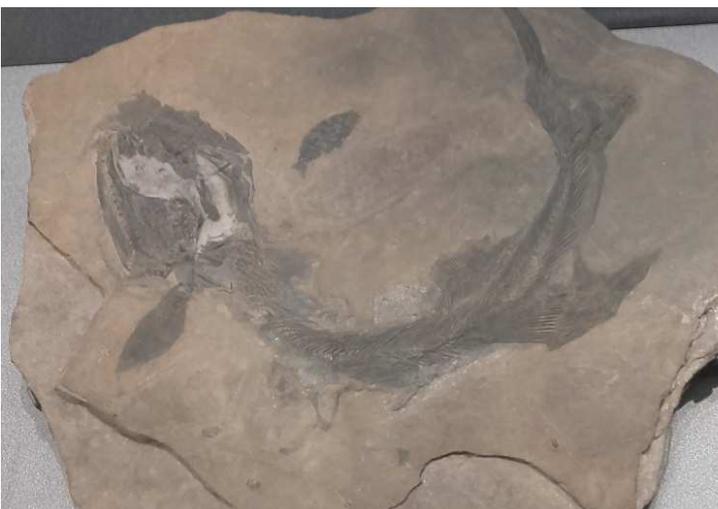


Foto 2.3.1.2, a sinistra. Esemplare di *Birgeria*, pesce osseo molto simile alle attuali cernie, rinvenuto nel Calcare di Zorzino. L'esemplare è conservato al Museo Civico di Scienze Naturali E.Caffi di Città Alta (BG). Foto dell'autore.



Foto 2.3.1.3, a sinistra. Particolare del cranio dell'esemplare di fitosauro (genere *Mystriosuchus*) conservato al Museo Civico di Scienze Naturali E.Caffi di Città Alta (BG), uno dei molti esemplari di rettili rinvenuti nel sito del Calcare di Zorzino di Endenna. Foto dell'autore.



Foto 2.3.1.4, a destra. Esempio di *Archeopalınurus*, genere di crostaceo simile ai gamberi attuali Calcare di Zorzino, presso Cene. L'esemplare è conservato al Museo Civico di Scienze Naturali E.Caffi, Città Alta (BG). Foto dell'autore.

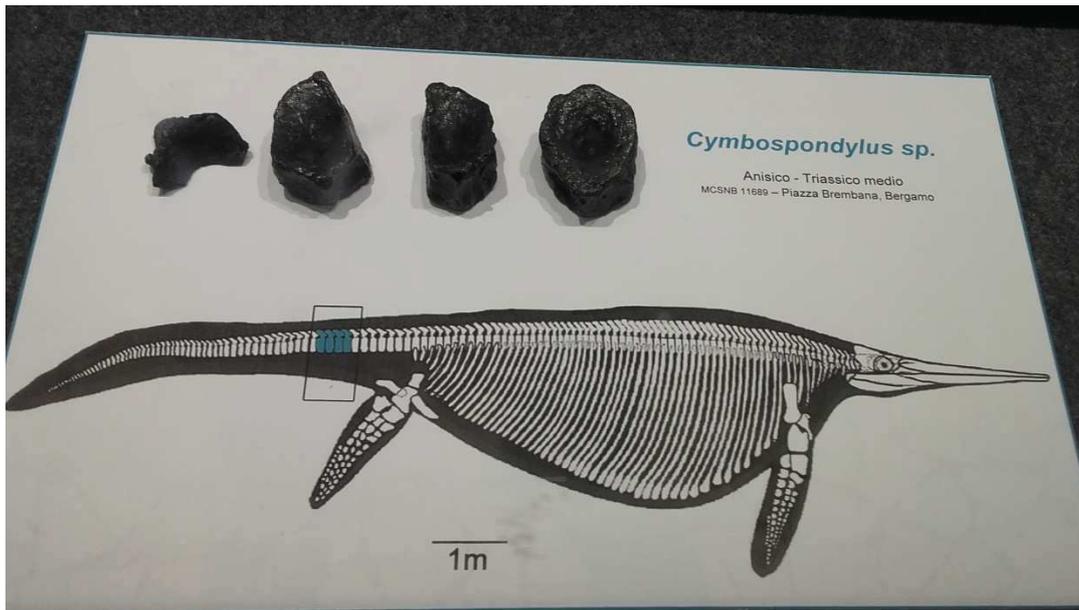


Foto 2.3.1.5, in alto. Fotografia di vertebre caudali di un esemplare di *Cymbospondylus*, genere di ittiosauro di grandi dimensioni. risalenti al piano Anisico del Triassico medio (formazione del Calcare di Prezzo), scoperte in località Piazza Brembana, presso Lenna (BG). Foto dell'autore di reperti conservati al Museo Civico di Scienze Naturali E.Caffi, Città Alta (BG).

➤ **2.3.2) Seconda metà del Triassico superiore (216-200 milioni di anni fa).**

Tra i 230 e i 228 milioni di anni fa incominciava il processo di fratturazione del centro del supercontinente della Pangea. Esso era circondato dal vasto oceano della Panthalassa, una propaggine del quale si insinuava in un vastissimo golfo localizzato lungo il margine est della Pangea, andando a formare il bacino marino della Tetide (all'interno del quale si trovavano quei territori che avremmo chiamato Italia, milioni di anni più tardi, come mostrano le prossime immagini che troverete nel capitolo). La spaccatura avvenne verso ovest, lungo quella che oggi viene definita faglia di Adria, a causa della formazione di un rift continentale, in modo simile a quello che oggi avviene in Africa orientale, nella Rift Valley, presso il corno d'Africa. Si trattava di una zona sismicamente attiva, lungo la quale avremmo trovato enormi canyons, vallate e probabilmente margini attivi da cui in certi punti fuoriusciva magma, tutti segnali di quel processo di tettonica a zolle che causa terremoti e il lento movimento delle terre emerse, portando all'apertura e alla chiusura di mari ed oceani e ad un continuo e lento mutamento della struttura del mappamondo terrestre. A causa della spaccatura, due settori continentali, Gondwana e Laurasia, cominciarono a separarsi. Il primo, il settore continentale meridionale che componeva la Pangea, aveva origini molto più antiche di quelle del supercontinente, risalendo addirittura al periodo Cambriano (541-485 circa milioni di anni fa). Ad esso appartenevano tutti i blocchi continentali che oggi si trovano a cavallo o a sud dell'Equatore, ovvero l'Antartide, l'Africa, l'Oceania e l'America del Sud, in aggiunta alla penisola Arabica e all'India (che fino al Mesozoico erano unite all'Africa). La Laurasia era invece il settore settentrionale della Pangea. Era composto dai territori che un giorno diventeranno gli attuali Asia, Europa, Groenlandia e Nord America. La linea di separazione fra i due settori continentali veniva man mano colmata dalle acque provenienti dal vasto mare interno della Tetide, che durante il Permiano e il Triassico inferiore e medio lambiva le coste orientali della Pangea alle basse latitudini, insinuandosi all'interno di un enorme golfo individuato dalle terre emerse. Ebbe inizio così un processo che portò, verso la fine del Mesozoico, all'allontanamento dei continenti nell'emisfero boreale da quelli nell'emisfero australe. Le terre emerse che un giorno verranno battezzate Italia erano all'epoca per lo più parte di un fondale marino localizzato sulla placca detta di Adria e sui suoi margini a contatto con la zolla africana ed europea (come illustrato nella figura nella pagina successiva).

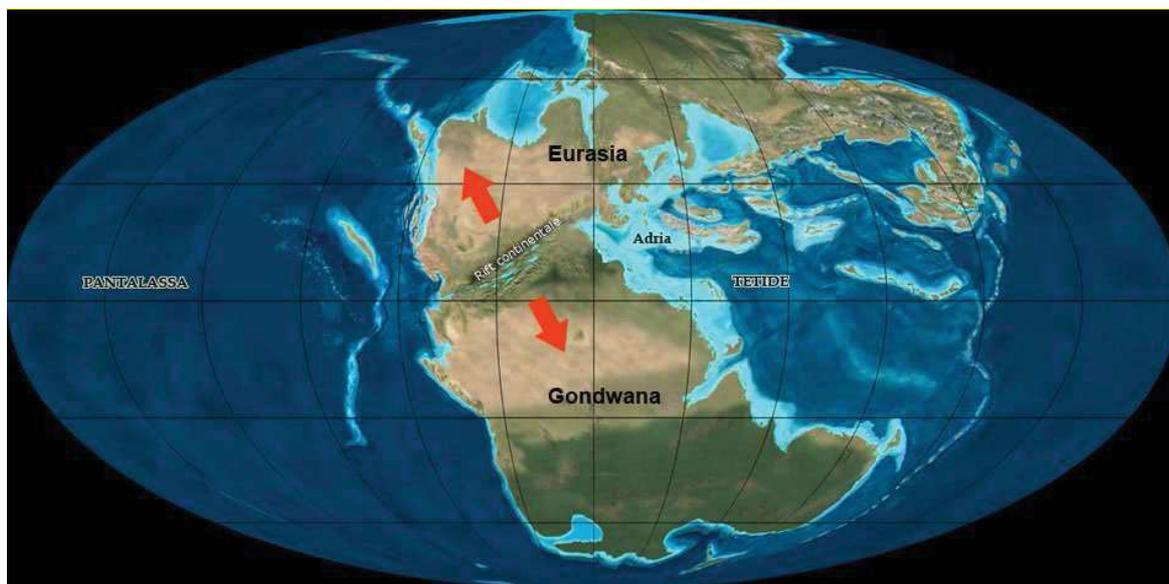


Figura 2.3.2.1, in alto. Carta paleogeografica che rappresenta la separazione della Laurasia dal Gondwana. Si può osservare anche la placca di Adria, sulla quale si trova l'attuale Italia. Foto tratta dal sito <http://www.digilands.it/natura-ill>.

L'Italia all'epoca non esisteva ancora ed al suo posto si estendeva un mare basso tropicale, forse simile a quello delle odierne Bahamas, ricco di isolotti e atolli circondato da pianure di marea periodicamente invase dalle acque. Tali condizioni erano ideali per lo sviluppo e la diffusione di organismi marini, in particolare coralli, molluschi, brachiopodi ed echinodermi, i cui frammenti di gusci ed esoscheletri di carbonato di calcio (o calcare, CaCO_3), diventeranno nel corso delle ere geologiche i principali costituenti delle rocce carbonatiche calcaree. Nel frattempo, sulle pianure di marea l'elevata evaporazione superficiale, unita all'abbondanza di calcare, causò la formazione di dolomie. Negli ambienti di laguna, invece, la precipitazione dei sali dovuta all'evaporazione dell'acqua marina portò alla formazione di rocce evaporitiche, tra le quali un esempio particolarmente noto è rappresentato dai gessi anidri di Burano. Nelle aree in cui si trovavano le foci dei corsi d'acqua, invece, a causa del trasporto di materiale terrigeno da parte dei fiumi, ebbero origine le arenarie. Tutte queste facies sedimentarie sono visibili sulle formazioni della zona del ritrovamento e sono testimonianza dell'incredibile varietà di ambienti che si è succeduta nel corso delle epoche. Nelle Alpi bergamasche si nota il passaggio da successioni più ricche di dolomie (Dolomia Principale) a quelle composte prevalentemente da calcari marnosi (Calcare di Zu), fino ad arrivare ai depositi di piattaforma carbonatica del limite Triassico-Giurassico (formazione dell'Albenza). Il Triassico superiore nel territorio di Nembro è caratterizzato dalla serie di formazioni rocciose denominata Gruppo dell'Aralalta, rappresentato in successione dalla Dolomia Principale, dalle Dolomie Zonate e dal Calcare di Zorzino, a cui si sovrappongono i successivi Calcari di Zu e la Dolomia a Conchodon (ora chiamata Formazione dell'Albenza).

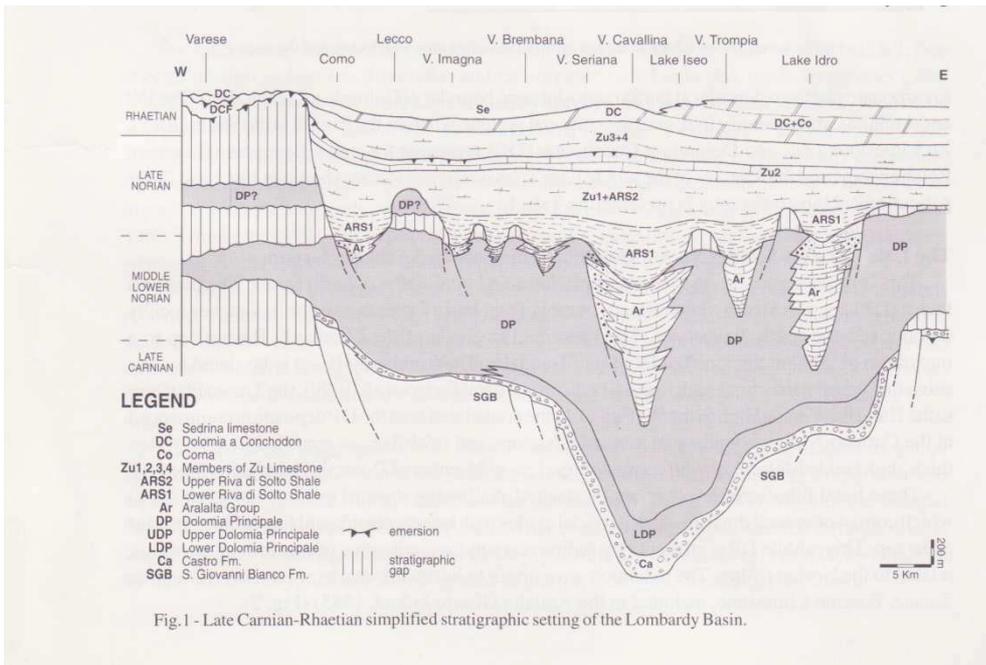


Fig.1 - Late Carnian-Rhaetian simplified stratigraphic setting of the Lombardy Basin.

Figura 2.3.2.2, in alto. Stratigrafia del Triassico superiore delle Prealpi bergamasche da est a ovest, tratto da Jadoul & al, 1994, pag 5.

- Dolomia Principale.

La Dolomia Principale è la formazione più antica fra quelle rinvenibili sul territorio (circa 228 milioni di anni fa). Si tratta di una successione di facies^{3*} di bacini di piattaforma carbonatica, di colore chiaro, e intrapiattaforma (più scuri) molto spessi, o potenti, tanto da raggiungere uno spessore di circa 2000 metri lungo la sponda est del lago d'Iseo (Jadoul et al, 1994).

Entrambe le facies sono ricche di dolomite, roccia sedimentaria contenente un'alta percentuale del minerale noto come dolomite, un doppio carbonato di calcio e magnesio, in formula $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. La dolomite, infatti, deriva da un'alterazione dei carbonati, per la quale una parte degli ioni calcio contenuti nella composizione chimica di questi ultimi vengono convertiti in ioni magnesio, in un processo noto come dolomitizzazione. La sua formazione sembra essere associata ad ambienti sedimentari di mare poco profondi caratterizzati da elevata precipitazione di minerali disciolti, per esempio negli ambienti di scogliera alle basse latitudini, dove vi è anche un elevato tasso di deposizione dei carbonati.

La facies più diffusa all'interno della formazione della Dolomia Principale nel nostro territorio, che affiora soprattutto lungo i crinali tra Corna Bianca e Monte Purito, è quella intrapiattaforma, la più arcaica, caratterizzata da dolomie e dolomie calcaree massicce e scure, da grigie a nere in grossi banchi dello spessore medio di 2-3 metri, a seconda della zona. Questo tipo di rocce si formate a partire dalla trasformazione di fanghiglia calcarea con resti organici depositatasi in fondali marini poveri di ossigeno.

³ Note: una "facies" è l'insieme dei caratteri chimici, fisici e sedimentari che permettono di distinguere raggruppamenti di rocce sedimentarie formati nello stesso ambiente di deposizione, distinguendolo così da altri raggruppamenti simili.

Presentano una caratteristica laminazione parallela con alternanza di bande di colore diverso, indizio di cambiamenti periodici nell'ambiente di deposizione e dunque delle condizioni di ossigenazione e profondità sul fondo del bacino (i sedimenti più chiari sono tipici di ambienti ben ossigenati, quelli più scuri di ambienti più poveri di ossigeno). Questa facies è particolarmente diffusa nella porzione settentrionale del territorio del comune di Nembro.

Un'ulteriore facies presente nel nostro territorio e appartenente a questa formazione, quella superiore e più recente, meno diffusa di quella basale, è composta soprattutto da dolomie e rocce calcareo-dolomitiche ben stratificate, con spessori che vanno dai 5 ai 50 centimetri, di colore variabile dal grigio chiaro al nero.

La Dolomia Stratificata affiora soprattutto lungo la dorsale del Monte Cereto, e le valli che risalgono verso Selvino, al di sopra della frazione di Trevasco San Vito.

Nel territorio di Nembro in questa formazione si possono trovare fossili di lamellibranchi e gasteropodi, come dimostrano i campioni nelle foto nella pagina seguente.

In particolare, i fossili guida (cioè quelli più caratteristici, la cui abbondanza permette di identificare la formazione stessa) per la Dolomia Principale sono un genere di Lamellibranco (il Bivalve *Megalodon*), il Gasteropode *Worthenia* e le alghe calcaree incrostanti della famiglia delle Dasycladaceae.



Foto 2.3.2.2, in alto. Gasteropode del Norico della formazione Dolomia Principale (probabilmente del genere *Worthenia*), per gentile concessione di Gianni Comotti.



Figura 2.3.2.3, in alto. Lamellibranco del Norico della formazione Dolomia Principale, per gentile concessione di Gianni Comotti.

- Dolomie Zonate.

Con questo nome viene indicata una formazione più o meno contemporanea alla facies più recente della Dolomia Principale e costituita da un insieme di rocce diverse alternate fra loro, disposte in strati molto evidenti, con clasti chiari e scuri inseriti in una matrice, massa di fondo di rocce che include i clasti, grigio scura. Questa formazione costituisce parte del “Gruppo dell’Aralta”, assieme al Calcere di Zorzino (cui sono più o meno coeve), entrambe queste formazioni sono state deposte in ambienti di piccoli bacini marini caldi e chiusi all’interno della piattaforma carbonatica della Dolomia Principale, che costituisce i margini e la base su cui si poggiano le Dolomie Zonate.

Il limite inferiore è caratterizzato dalla comparsa di ritmiti*⁴ ben stratificate intercalate ai banchi di dolomie chiare ricristallizzate dell’unità sottostante limitrofa (la facies superiore della Dolomia Principale, già descritta in precedenza). Le ritmiti si presentano in lamine parallele e oblique, sulle quali talvolta sono visibili ripple, cioè deformazioni dovute a correnti di fondale sul sedimento, che hanno lasciato tracce sulla roccia derivante.

- Calcere di Zu.

L’unità definita Calcere di Zu (località in comune di Riva di Solto, in provincia di Bergamo, dove è stata descritta la serie tipo) è composta prevalentemente da calcari e calcari debolmente marnosi di colore grigio scuro, bruno o nerastro, ai quali sono spesso alternate marne, argilliti marnose e argilliti nerastre. Queste ultime sono frequenti nella parte basale della formazione, ma diventano sempre più rare salendo lungo la successione stratigrafica; ciò sembra indicare una tendenza all’aumento della profondità dell’ambiente di deposizione delle rocce stesse, che da fondale poco profondo di un mare costiero nel sfociavano parecchi corsi d’acqua (marne e argilliti sono composte principalmente da detriti e sedimenti fini trasportati dai fiumi in mare) si trasformò gradualmente in un bacino un po’ più profondo, di mare quasi aperto.

Presso Trevasco San Vito, il Calcere di Zu affiora in prossimità della media Valle del Carso fino alle pendici meridionali del Monte Cereto e Monte Rena, in prossimità della vetta del monte Poieto e nell’area compresa tra i Corni e il Forcellino di Lonno.

Inferiormente il calcere di Zu passa bruscamente alle Dolomie Zonate.

Ciò è particolarmente evidente nel cambio della morfologia del pendio fra Trevasco San Vito e Trevasco Santa Trinità, tra il versante meridionale del M. Cereto e la Valle del Carso.

Superiormente è a contatto con la Formazione dell’Albenza, particolarmente evidente sulla sinistra orografica della valle del Carso in cui si passa a calcari oolitici e dolomitici di colore più chiaro a stratificazione massiccia e indistinta, e con il Calcere di Moltrasio (che invece troviamo sulla destra orografica della valle).

⁴ Note: strati di rocce regolarmente disposti, indicatori di variazioni stagionali nella velocità di deposizione, dovuti per esempio all’alternanza stagionale di piogge e siccità; in questo caso sono composte da rocce grigio-nerastre, principalmente siltiti e dolomie.

Fossili tipici del calcare di Zu sono i coralli, in particolare specie come *Thecosmilia clathrata* e *Thamnasteria rectilamellosa* e bivalvi del genere *Conchodon*.

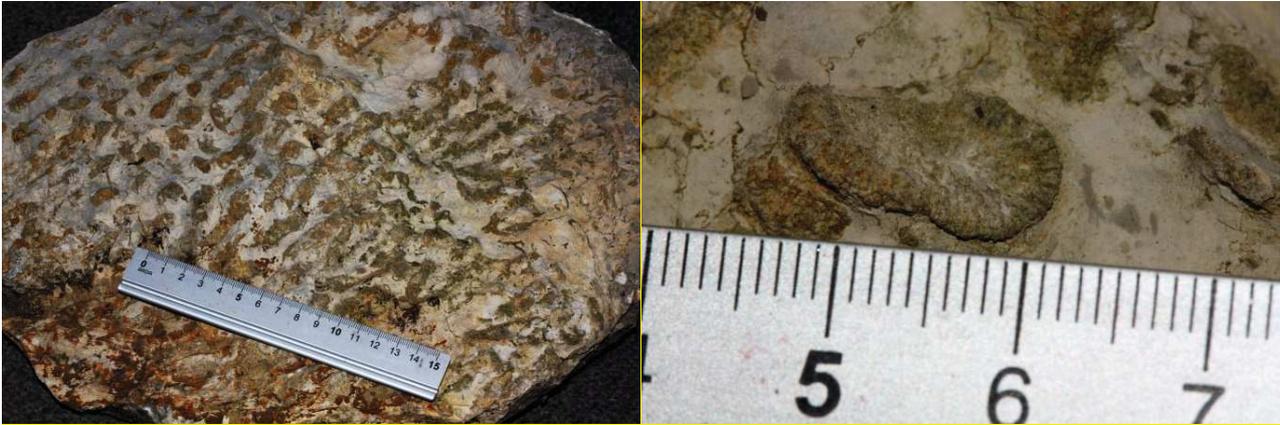


Foto 2.3.2.4, in alto. Colonia di *Thecosmilia clathrata*, specie di corallo particolarmente diffusa nel calcare di Zu, rinvenuta in un affioramento presso San Vito. Foto dell'autore.



Foto 2.3.2.5, in alto. Frammenti di conchiglie di Bivalvi associati ai coralli della foto precedente. Foto dell'autore.

Anche resti di pesci sono presenti negli affioramenti del calcare di Zu, intorno a Nembro, in particolare appartenenti a tipici abitanti delle scogliere e delle acque basse del Triassico, come il genere *Paralepidotus* (si veda la foto sottostante).



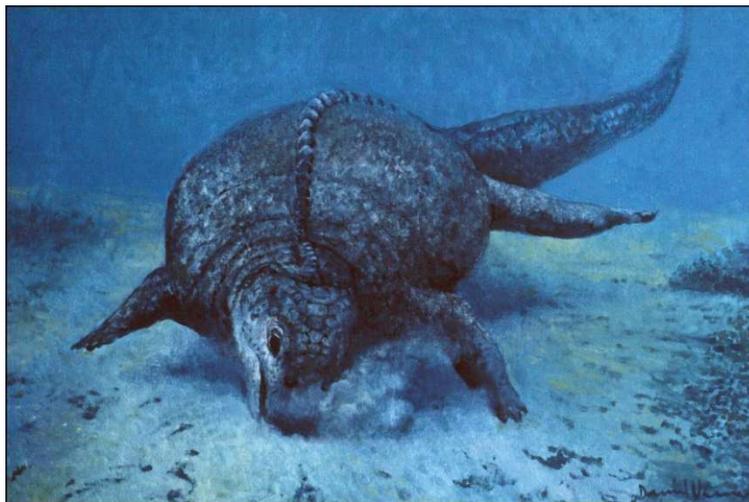
Foto 2.3.2.6, a sinistra. Reperto fossile di pesce attribuito al genere *Paralepidotus*, rinvenuto sulle bancate del calcare di Zu presso Trevasco San Vito. Per gentile concessione di Gianni Comotti .

In zona Trevasco, sono anche stati rinvenuti denti palatali di placodonte, grosso rettile marino comune nel Triassico, con dentatura specializzata a rompere il guscio di bivalvi e altri molluschi. Quello dei placodonti è un ordine di rettili marini esclusivo del periodo Triassico, tipici abitanti delle acque basse costiere e specializzati a cibarsi principalmente di prede con guscio duro. La specie più comune nel Triassico superiore alpino, quella molto probabilmente rappresentata dai reperti nembresi, è *Psephoderma alpinum*, simile esteticamente ad una grossa tartaruga provvista di una lunga coda (curiosamente, i placodonti, non sembrano molto imparentati con le tartarughe moderne, nonostante la superficiale somiglianza). Per questi reperti non si conosce l'esatta formazione di provenienza, ma considerata la zona di rinvenimento è probabile vengano anch'essi dal Calcare di Zu, o comunque da altri affioramenti del Norico superiore, e sono prova della presenza di fossili di rettili marini sul territorio del nostro paese.



Foto 2.3.2.7, in alto a destra e a sinistra. In alto a sinistra, dente palatale del placodonte *Psephoderma alpinum* trovato in località Trevasco , per gentile concessione di Gianni Comotti. In alto a destra, scheletro quasi completo di un esemplare della stessa specie esposto al Museo Civico di Scienze Naturali E.Caffi di Bergamo, Città Alta (foto dell'autore).

Figura 2.3.2.3, in basso. Ricostruzione artistica dell'animale in vita del paleoartista Dan Varner.



Meno comuni sono altri fossili molto interessanti, tra i quali uno in particolare che sta particolarmente a cuore a chi scrive. Questo fossile in particolare ha una storia piuttosto interessante, che vale la pena di raccontare.

Box info 2.3.2.1: “Lo Squalo di Nembro”...



Il giorno di Pasqua del 1976, Gianni Comotti, naturalista nembrese ed attuale assessore della giunta comunale, stava passeggiando nei boschi intorno a Nembro in compagnia della sua fidanzata (e futura moglie), quando, a poca distanza dal comune di San Vito, su un affioramento che poi si rivelerà essere del calcare di Zu, notò un curioso oggetto arcuato, di colore scuro, incastonato all'interno della roccia più chiara. Il nostro naturalista non era passato da quelle parti per pura coincidenza, in realtà. Nei giorni precedenti, infatti, aveva rinvenuto in quella stessa formazione fossili di denti palatali di pesci (appartenenti probabilmente al genere *Paralepidotus*, comune nel Triassico superiore delle Alpi); i denti di questi pesci erano simili a quelli dei saraghi e dei pesci pappagallo attuali, specializzati nel nutrirsi di alimenti coriacei come coralli e bivalvi.



Foto 2.3.2.8, a sinistra. Denti di pesce durofago attribuiti al genere *Paralepidotus*, ritrovati presso Trevasco, San Vito. Esemplare e foto di Gianni Comotti, per sua gentile concessione.

Concludendo subito correttamente che il nuovo reperto potesse essere un fossile di un pezzo scheletrico di qualche animale estinto, decise di estrarlo per farlo vedere ad un esperto. Nel pomeriggio Gianni tornò sul posto con il materiale adatto al recupero. Poiché il fossile si trovava su un bancone di roccia molto compatto e rigido, utilizzò dello stucco, modellato in modo tale che prendesse la forma del reperto stesso per ricoprire il ritrovamento man mano che procedeva ad estrarlo con martello e scalpello, con l'intento di impedire che si frantumasse mentre lavorava sulla matrice. Nonostante gli accorgimenti il reperto si ruppe in tre pezzi, che però grazie allo stucco non andarono perduti e vennero assemblati in un secondo momento. Dopo ore di lavoro, finalmente il reperto venne estratto, portato a casa e posto nell'inventario personale del naturalista con la sigla 51 i.

In seguito Gianni tornò più volte in loco a cercare altri resti dell'animale, ma senza successo. Successivamente mostrò il reperto a vari esperti, e preparò un calco dell'esemplare, che consegnò poi al museo di Bergamo.

Giunto a Milano, nelle mani del professor Andrea Tintori, il fossile venne riconosciuto come appartenente a qualche Condritto estinto, gruppo di pesci che include gli squali e le razze attuali. Si tratta di un fossile raro in quanto generalmente questa parte del corpo dell'animale, che in vita è composta da cartilagine, in genere non fossilizza.

La spina fu presa in consegna per studi più approfonditi il 27 ottobre del 2000 e da allora fa parte della collezione di fossili del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli studi di Milano.

Nel 2014 chi scrive, all'epoca studente al secondo anno in Scienze Naturali in cerca di un argomento per la propria tesina, venne a sapere del ritrovamento e decise di interessarsene. Grazie a Gianni Comotti e al professor Tintori, questo reperto divenne il soggetto della mia tesi di laurea triennale.

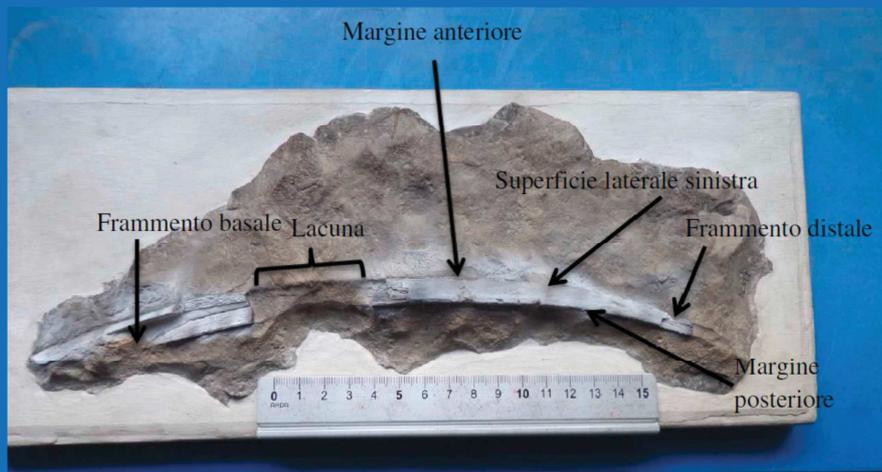


Figura 2.3.2.9, a sinistra.

Foto del reperto. Il colore bianco è dovuto al cloruro di ammonio, spruzzato sul reperto in modo da metterne in risalto i dettagli
Foto dell'autore tratta dalla sua tesina triennale.

Il reperto è ciò che resta della spina di sostegno ossificata della pinna dorsale di un pesce cartilagineo che nel Triassico nuotava in quel che oggi è Nembro. Si tratta di un reperto piuttosto raro e di valore, poiché i pesci cartilaginei generalmente non possiedono uno scheletro interamente cartilagineo e non suscettibile ai normali processi di fossilizzazione delle parti dure. Nella maggior parte dei casi, in effetti, dei rappresentanti estinti di questo gruppo si conoscono denti fossili e poco altro, il che rende il ritrovamento particolarmente prezioso.

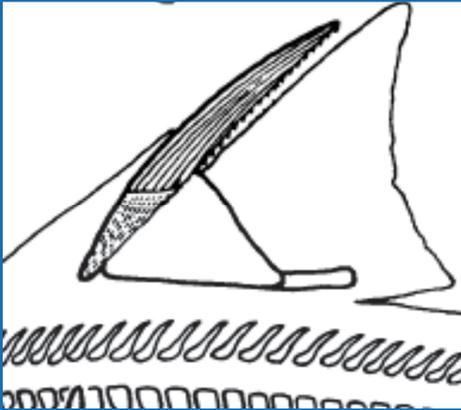
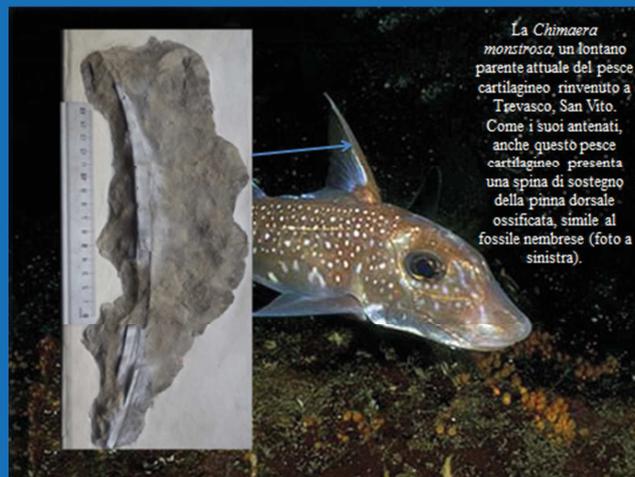


Figura 2.3.2.10, a sinistra. Disegno schematico della pinna di sostegno della pinna dorsale di un tipico rappresentante della fauna dei mari del Triassico alpino: uno squalo Hybodont. Resti di simili animali non sono frequenti, ma sono noti i vari siti triassici delle Alpi. Notare i solchi longitudinali e il margine posteriore dentellato, caratteri tipici. Foto tratta da Maisey, 1982.

Risalire all'identità del proprietario della spina non è stato semplice e ha richiesto due mesi di ricerche la spina infatti non presentava molte delle caratteristiche morfologiche tipiche dei più comuni gruppi di pesci cartilaginei del triassico alpino in Italia, come gli Hybodonti (gruppo estinto di squali di enorme successo nel Mesozoico, caratterizzati da grosse spine scanalate e molto ornate). Alla fine si è concluso che il reperto appartenesse ad un Myriacanthide, gruppo noto sulle Alpi solo per via del ritrovamento di alcuni reperti in Svizzera negli anni Settanta. Si tratta di un gruppo estinto non molto comune nel record fossile, imparentato con le attuali chimere (come la chimera *Chimaera monstrosa* presente nel Mediterraneo, nota volgarmente anche come pesce coniglio, si veda la figura 2.3.2.5, sotto).



La *Chimaera monstrosa*, un lontano parente attuale del pesce cartilagineo rinvenuto a Trevasco, San Vito. Come i suoi antenati, anche questo pesce cartilagineo presenta una spina di sostegno della pinna dorsale ossificata, simile al fossile nembrese (foto a sinistra).

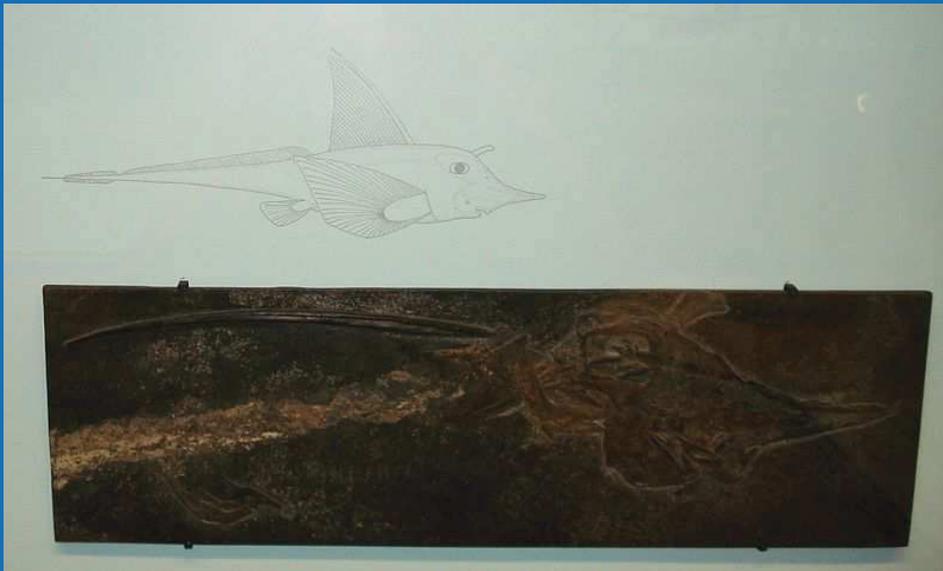


Figura 2.3.2.6, in alto. Foto di ricostruzione e di reperto di *Acanthorhina jackeli*, piccolo rappresentante della famiglia dei Myriacanthidi, possibile parente del reperto rinvenuto a Nembro. Il reperto in questione è conservato al Museo di Scienze Naturali di Stoccarda (Staatliches Museum für Naturkunde Stuttgart). Foto tratta da https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Acanthorhina_jackeli.JPG.

Altro aspetto importante del reperto, se correttamente identificato e collocato all'interno della sequenza stratigrafica del territorio nembrese, è la sua datazione: la maggior parte delle specie note di Myriacanthidi è vissuta durante il Giurassico, il periodo successivo al Triassico, e sarebbero dunque più recenti del reperto di Trevasco San Vito. Insieme ai reperti svizzeri sopra citati, che sono pressappoco contemporanei, il Myriacanthide nembrese potrebbe essere il più antico rappresentante del gruppo noto fino ad ora. Forse può non sembrare molto, e sicuramente il fossile in sé non sembra particolarmente impressionante, tuttavia è la prova che sul nostro territorio si nascondono sorprese paleontologiche decisamente inaspettate: un motivo in più per i paleontologi per continuare la loro caccia al tesoro.

➤ **2.3.3) Il Giurassico (200 - 145 milioni di anni fa).**

Nel periodo Giurassico continua il processo di frammentazione del supercontinente della Pangea, processo che viene ad interessare anche i territori della placca di Adria, sui quali oggi si trova gran parte della nostra Penisola (ad eccezione di Sardegna e Corsica, che appartengono alla placca europea). Sempre ad Adria appartengono i futuri territori del Mare Adriatico, di parte della Penisola Balcanica, della Grecia e delle Alpi Orientali, compresi i territori in cui oggi sorgono Innsbruck, Salisburgo e Vienna. Una spaccatura si era aperta al centro della Pangea, dividendo i continenti meridionali da quelli settentrionali e causando l'apertura verso ovest della Tetide, il grande oceano interno, continuò ad allargarsi finché, tra i 180 e i 160 milioni di anni fa, si ebbe la completa separazione dell'Africa dalla placca Eurasiatica. La frattura fra il continente Africano dalla futura Europa venne rapidamente colmato dalle acque marine: questo portò alla nascita dell'Oceano Ligure-Piemontese. Questo imponente bacino marino caratterizzò l'area mediterranea per gli 80 milioni di anni successivi, raggiungendo un'ampiezza di oltre 1000 chilometri. L'Oceano Ligure-Piemontese era un mare molto più profondo rispetto alla Tetide Triassica, ricco di fosse oceaniche e dorsali oceaniche attive, simili a quelle che si trovano oggi al centro dell'Atlantico. L'antico bacino marino era una grande depressione dovuta alla lacerazione della crosta oceanica nel punto ove la piattaforma Africana e quella Europea si separarono. Il processo di espansione dell'Oceano Ligure-Piemontese durerà fino Cretaceo inferiore, contribuendo a provocare lo sprofondamento delle terre emerse nel precedente Triassico superiore. Questi eventi portarono in questo periodo alla definitiva frammentazione della Pangea, con il progressivo allontanamento di Africa ed Europa. I territori appartenenti all'attuale Italia, originariamente parte del continente africano, si staccarono da esso, avvicinandosi gradualmente all'Europa. Sulle terre emerse i Dinosauri, già apparsi nel precedente periodo Triassico, occuparono gran parte delle nicchie ecologiche disponibili, diventando dominanti in tutti gli ecosistemi terrestri. Alla loro ombra i nostri lontanissimi antenati, i primi Mammiferi, iniziavano a muovere i primi timidi passi in un mondo di rettili giganteschi. Nei mari, nel frattempo, si assistette ad un cambiamento ecologico marcato rispetto al periodo Triassico: avvenne la colonizzazione delle acque profonde di alto mare, con l'evoluzione di molte specie animali adatte a vivere in mare aperto. Le Ammoniti in particolare, dopo aver subito gli effetti dell'estinzione di massa alla fine del Triassico, passarono una vera e propria età d'oro. Tra i pesci compaiono molte forme pelagiche, equivalenti attuali di aringhe, sgombri e tonni. Vari gruppi di rettili marini occupavano gli stessi ruoli ecologici occupati oggi da delfini e balene, raggiungendo dimensioni anche notevoli. All'epoca dei dinosauri buona parte dell'Italia era sotto il livello del mare, ma è certo che esistevano anche spiagge giurassiche emerse abitualmente frequentate da molte specie di animali, grandi e piccoli, come testimoniano le decine di impronte fossili scoperte nel sito paleontologico dei Lavini di Marco (TN), l'esempio più famoso, ma non certo l'unico, di piste di orme di grandi rettili sulle Alpi.

Se potessimo osservare il paesaggio rappresentato dalla nostra penisola all'inizio Giurassico, difficilmente la riconosceremmo: al suo posto avremmo trovato un oceano profondo anche più di 3000 metri in certi punti, costellato da plateau sottomarini, bordato da piattaforme carbonatiche con atolli ed isolotti simili alle attuali Maldive.



Foto 2.3.3.1, a sinistra.

Foto di una delle tante piste di impronte di dinosauro della Dolomia Principale ai Lavini di Marco, testimonianza della presenza di terre emerse in questa formazione del Giurassico inferiore. Foto dall'Archivio della Fondazione del Museo Civico di Rovereto.

- Formazione dell'Albenza (precedentemente nota come Dolomia a Conchodon).

Questa formazione è costituita da calcari contenenti dolomia in grossi banchi, alternati con calcari oolitici (contenenti corpi sferoidali di carbonato di calcio, spesso microfossili), a laminazione generalmente parallela.

Il colore delle rocce è grigio chiaro, bruno o grigio nocciola, quest'ultimo caratteristico delle rocce particolarmente ricche di CaCO_3 che sono state utilizzate in passato anche per la produzione di calce idrata; in superficie è generalmente presente una patina di alterazione biancastra.

I pendii caratterizzati dalla Formazione dell'Albenza tendono ad essere particolarmente ripidi o addirittura a picco, con affioramenti di rocce fessurate e ricche di cavità carsiche, ai cui piedi si deposita il materiale eroso e trasportato dall'azione dell'acqua nel corso del tempo.

L'Unità giace in concordanza sopra il Calcarea di Zu con limite netto e sotto il Calcarea di Sedrina (con il quale ha invece un limite relativamente graduale, in corrispondenza della comparsa di calcari grigi e grigio scuri stratificati).

Il limite superiore è rappresentato dal limite netto con il Calcarea di Sedrina.

Questa formazione venne battezzata Dolomia a Conchodon (Negri e Spreafico, 1869) perché inizialmente ritenuta molto ricca di fossili di Bivalvi del genere Conchodon, invece molto abbondante nel calcarea di Zu. Inoltre è prevalentemente composta da calcari, cui le dolomie sono del tutto subordinate. Ciò nonostante, i Bivalvi sono comunque importanti rappresentanti della fauna fossile di questa formazione e sono rinvenibili anche sul nostro territorio, come testimoniano i ritrovamenti lungo la destra orografica della Valle del Carso, presso Trevasco, San Vito e lungo la strada per Lonno, lungo il versante meridionale dei

Corni, dove la Formazione dell'Albenza raggiunge i massimi spessori e dove sono ancora presenti le tracce dell'attività mineraria di estrazione della calce idrata, risalente al secolo scorso.



Foto 2.3.3.2 , a sinistra. Fossile di Bivalve rinvenuto presso Trevasco, in un affioramento della Formazione dell'Albenza. Foto e reperto di Gianni Comotti, per sua gentile concessione.

- Calcare di Sedrina.

Questa unità si presenta come una successione ben stratificata di calcari bioclastici (ricchi di resti di antichi organismi, in genere frammentari), in qualche punto dolomitici, oolitici o marnosi. Tipici del calcare di Sedrina e del successivo Moltrasio sono i noduli di selce, di colore variabile da grigio a nerastro.

Sul tetto della formazione in certe zone può essere presente un intervallo con spessore superiore ai dieci metri, intensamente silicizzato e di colore bianco o grigio scuro fino a nero. La successione del Calcare di Sedrina può essere suddivisa schematicamente in tre zone: la prima è costituita da calcari grigio scuri a strati paralleli, con rare liste e noduli di selce; la seconda, da calcari a granulometria finissima e marne di colore grigio scuro; la terza è infine prevalentemente costituita da frammenti di microfossili, spesso fortemente silicizzati, disposti in piani obliqui o tabulari.

Il limite inferiore normalmente corrisponde al passaggio tra i calcari dolomitici massicci della Formazione dell'Albenza ed una successione stratificata, di colore più scuro, con intercalazioni marnose e più abbondanti noduli di selce. Il limite superiore può essere netto, identificato da un aumento nel quantitativo di intrusioni di silice poco prima del passaggio al Calcare di Moltrasio. Tipici fossili rinvenibili in questa formazione sono i cefalopodi: Nautiloidi, Belemniti, Ammonoidi possono essere portati alla luce lungo la strada che sale verso Lonno. Oltre agli Ammonoidi anche gli Echini sono presenti, in particolare crinoidi e ricci di mare. Il Calcare di Sedrina in altre località ha restituito anche resti di vertebrati marini, i quali per il momento non sono ancora stati rinvenuti negli affioramenti nembresi.



Foto 2.3.3.3, a sinistra. Esemplare di Belemnite rinvenuto presso Lonno. Le Belemniti erano lontani parenti degli attuali polpi e calamari e possedevano una conchiglia interna, affine per certi aspetti all'”osso di seppia”. Erano particolarmente diffuse nei mari del Triassico e del Giurassico e si estinsero nel periodo Cretaceo, durante l'ultima parte del Mesozoico. Foto ed esemplare di Gianni Comotti, per sua gentile concessione.

- Il Calcarea di Moltrasio.

Il Calcarea di Moltrasio, insieme al Calcarea di Domaro costituisce il Gruppo del Medolo. Questa formazione in passato ha rivestito, insieme al Calcarea di Sadrina e alla Formazione di Concesio, un ruolo vitale nell'economia Nembrese: si tratta di una delle formazioni dalle quali venivano ricavate le tradizionali Pietre Coti.

La formazione è costituita da una successione di calcari marnosi grigio scuri o grigio nerastri leggermente bituminosi, con grossi noduli di selce nera, la sua principale caratteristica. I vari strati, con uno spessore massimo di circa 40 cm, sono separati fra loro da livelli a marne e argille, indici di cambiamenti periodici nell'ambiente di deposizione (molto probabilmente, di periodi di prolungate piogge, che causavano un aumento nell'afflusso di detriti fluviali all'interno del bacino sedimentario).

Superiormente il Calcarea di Moltrasio è a contatto con il Calcarea di Domaro.

Le due unità si distinguono in genere per il colore: è più chiaro per il calcarea di Domaro per via del minor contenuto di argilla, per il maggior contenuto in marne e per la grana (la composizione dei clasti che formano la matrice delle rocce), più grossolana. Entrambe le unità affiorano in successione stratigrafica sia sulle pendici basse del Monte Cereto sia sul versante sud del Monte Valtrusa, lungo la direzione E-O.

A livello fossilifero il Calcarea di Moltrasio è localmente piuttosto ricco, e in certe località possono essere rinvenuti perfino organismi privi di parti dure, rarissimi nel record fossile, e parti molli conservate di vertebrati ed invertebrati di cui solitamente si conservano a malapena scheletri, gusci e conchiglie. Nel territorio di Nembro comuni sono i fossili di Ammonoidi e le bioturbazioni, tracce fossili di organismi che vivevano nel sedimento all'interno del fondale: principalmente batteri, vermi e molluschi che si nutrivano della materia organica che pioveva dall'alto. Queste bioturbazioni variano all'interno della formazione stessa per forme e dimensioni: nell'unità più antica tendono ad essere spesse e tubolari, nel livello intermedio diventano più sottili e ramificate, spesso a fiamma, mentre più in alto diventano dense e raggruppate il che indica variazioni nella composizione delle

faune che abitavano il fondale e, di conseguenza, variazioni graduali nell'ambiente delle acque profonde del mare giurassico.

Nelle porzione più sopraelevate del bacino vivono anche altri organismi di fondale, come vari specie di Echinodermi, in particolare ricci di mare e crinoidi.



Foto 2.3.3.4, in alto a sinistra. Ammonite della formazione del Calcere di Moltrasio della Valle del Carso (immagine presa dalla relazione PLIS-Piazzo-Trevasco aggiornata con osservazioni).

Foto 2.3.3.5, in alto a destra. Riccio di mare Liassico, foto ed esemplare di Gianni Comotti, per sua gentile concessione.

Box info 2.3.3.1: le Pietre Coti, quando la storia e la preistoria di Nembro si incontrano.



Foto 3.3.3.6, in alto: foto di esemplari tradizionali di pietre coti, conservati al Museo delle Pietre Coti di Nembro. In altro, esemplari all'interno di una mola, un tornio in pietra utilizzato per la raffinazione e la rifinitura finale delle pietre coti. A sinistra, esemplare di pietre coti. A destra, immagine al microscopio di spicole silicee, conservatesi all'interno della matrice, che conferiscono alla pietra le sue proprietà abrasive, rendendola un ottimo strumento per affilare lame di strumenti metallici. Foto dell'autore di esemplari presi al Museo delle Pietre Coti di Nembro (MuPiC).

Una delle attività umane che più caratterizzarono la storia del nostro paese (dimenticata dai più, purtroppo) fu l'attività mineraria connessa alla raccolta e produzione delle pietre coti, frammenti di pietra calcarea di forma ellittica, a doppia punta, utilizzate fin dall'antichità per affilare lame metalliche. La pietra cote più antica a noi nota utilizzata per l'affilatura di lame sembra risalire addirittura al II millennio a.C ed è conservata attualmente nella collezione del Museo Egizio di Torino. Molto si potrebbe raccontare dell'attività in sé, che diede lavoro fino ai tardi anni '60 del secolo scorso ad innumerevoli famiglie che abitavano nella nostra valle, da Pradalunga fino ad Abbazia ed oltre, in valle del Lujo. Nembro era il centro più importante per l'estrazione di queste pietre dopo Pradalunga: in effetti, in epoca romana, il nostro paese era principalmente un centro minerario, come vedremo nei prossimi capitoli. Prova dell'antichità dell'industria mineraria sul nostro territorio sono, tra le altre, le annotazioni dello storiografo romano Plinio il Vecchio, il quale le chiamava "aquaries cotes" (Historiae, XXIV 1-2). La loro produzione a Pradalunga e in Valle Seriana è documentata negli Statuti di Bergamo del 1248 e le pietre coti si esportavano, già a quell'epoca, in Europa del Nord, attraverso Bellinzona e Trento e via Genova nei paesi oltremare.

I motivi della fioritura di questa industria lungo il corso del fiume Serio derivano, non a caso, dalle caratteristiche peculiari delle antiche rocce che compongono i nostri rilievi: in particolare quelle che compongono il Calcarea di Moltrasio, il Calcarea di Sedrina e in particolare la Formazione di Concesio. Si tratta, come si è visto nel testo principale, di rocce giurassiche formatesi in un contesto di mare piuttosto profondo e sono composte da calcari piuttosto scuri, contenenti spesso grandi quantità di microscopici prismi e poliedri di silicio, simili a tante piccole sculture di vetro soffiato. Queste curiose forme geometriche sono il segreto delle particolari proprietà della pietra cote, ciò che le permette di abradere il metallo. Esse sono costituite da resti di teche di antichi microorganismi marini a guscio siliceo e, in particolare sul nostro territorio, da spicole di spugne che abitavano il fondale marino: veri e propri fossili intrappolati nella roccia che l'uomo, senza neppure sospettare della loro origine, ha fin dall'antichità considerato uno strumento preziosissimo per il lavoro agricolo e una rara merce di scambio. Il mare profondo che qui era presente nel periodo Giurassico, un distretto del più vasto Oceano Ligure-Piemontese menzionato nel testo principale, era soggetto a continui apporti di sedimenti ricchi di silicio trasportati dal vento e di materiale eruttato dalle faglie attive sottomarine presenti lungo le dorsali che si aprivano, come lunghe ferite nella crosta oceanica, sui fondali al centro di questo oceano preistorico. La grande disponibilità di silice eruttata o fornita dai sedimenti continentali la rendeva favorevole la proliferazione di quegli organismi che la utilizzano per costruire teche protettive o impalcature adatte a sorreggere i loro corpi. La silice saturava inoltre i fondali dei bacini, il che la rendeva resistente alla dissoluzione dovuta alle condizioni estreme delle alte profondità marine ed adatta agli scopi degli organismi che la abitavano. Proprio per questo motivo i fondali oceanici dovevano brulicare di spugne a spicole silicee, parenti strette di quelle che ancora oggi popolano i fondali marini più ricchi del prezioso composto. Alla morte di questi organismi, la componente organica dei loro corpi veniva decomposta, mentre le spicole ricadevano e si ammucchiavano insieme agli altri sedimenti sul fondale. Secoli e secoli di trasformazioni diagenetiche trasformarono i sedimenti dell'antico fondale marino in roccia calcarea compatta, con all'interno il prezioso carico di spicole dalle mille forme geometriche. Infine, i processi di orogenesi che portarono alla formazione della catena alpina e che ancora oggi plasmano, lentamente ed inesorabilmente, il nostro territorio, portarono al sollevamento delle rocce dell'antico fondale, che oggi affiorano sui pendii della destra orografica della Val Seriana. Per chiunque desideri approfondire l'argomento, in particolare l'aspetto più umanistico e culturale dell'estrazione della pietra cote, si consiglia una visita al museo delle Pietre Cote (MuPiC) di Nembro, al Museo della Miniera o ad una qualsiasi delle strutture gemelle nei paesi a noi vicini (in particolare il Museo delle Pietre Cote Ligato-Fratelli, a Pradalunga).

- Il Calcarea di Domaro.

E' costituito da una successione di calcari marnosi, ricchi anche in selce e argille, grigio chiari o grigio scuri, a frattura scheggiata e con patina di alterazione grigio chiara, talora rugginosa, fittamente intercalati a marne scagliose e anche noduli di selce nera , soprattutto nella parte basale .

La stratificazione è sottile o media, localmente, soprattutto nella parte basale, sono presenti noduli di selce nera.

Frequenti sono le incrostazioni di limonite, che caratterizzano i fossili di questa unità stratigrafica.

Il limite superiore è rappresentato dalla Formazione di Concesio con un graduale passaggio da calcari marnosi a marne calcaree seguite dalla comparsa di calcareniti e calciruditi molto caratteristiche (a sud del Colle Bastia). Il limite è generalmente diverso a seconda della zona di affioramento; nelle zone più settentrionali dell'area studiata, l'unità in questione è ricoperta direttamente dal Selcifero Lombardo, più precisamente dalle radiolariti (a Sud del Pizzo di Lonno); il contatto non si riesce però a vedere completamente. Fossili particolarmente rappresentativi sono le Ammoniti (come i generi *Fucinieras* e *Protogrammoceras*).

- La Formazione di Concesio.

La Formazione di Concesio comprende alternanze di calcari di origine organica e arenarie, a granulometria sottile, a stratificazione spessa con marne e calcari marnosi selciferi nella parte inferiore per passare a calcari con abbondanti noduli e liste di selce nella parte superiore della successione.

La parte superiore comprende una litozona caratterizzata da una intensa silicizzazione, che preannuncia il passaggio alle sovrastanti Radiolariti. Nell'area del comune di Nembro, la formazione di Concesio si trova a nord del Colle Bastia, nella valle del Lonzo e sopra S. Pietro. Come il precedente Calcarea di Domaro, anche la Formazione di Concesio è piuttosto ricca di Ammoniti e di spicole di spugna.

- Radiolariti.

La formazione delle Radiolariti è costituita da selci sottilmente stratificate (fino ad un massimo di 15 cm) di colore rosso bruno o verde, con interstrati argillosi e marnosi e livelli marnoso-calcarei.

Le superfici degli strati presentano un'evidente ondulazione e mostrano frustoli di frammenti vegetali carbonizzati o limonizzati che, strappati dalla pianta madre (forse a causa degli agenti atmosferici o di eventuali piene fluviali), sono stati trasportati al largo dalle terre emerse, depositandosi infine sul fondale marino. Altri fossili comuni sono Echinodermi (Crinoidi), Brachiopodi, Bivalvi ed Ammonoidi. Superiormente sono ricoperte dal Rosso ad Aptici con cui formano il Gruppo del Selcifero Lombardo.

Le radiolariti costituiscono un'ampia fascia estesa dal M. Ganda fino all'abitato di Nembro in corrispondenza delle alluvioni del fiume Serio.



Foto 2.3.3.7, a sinistra.

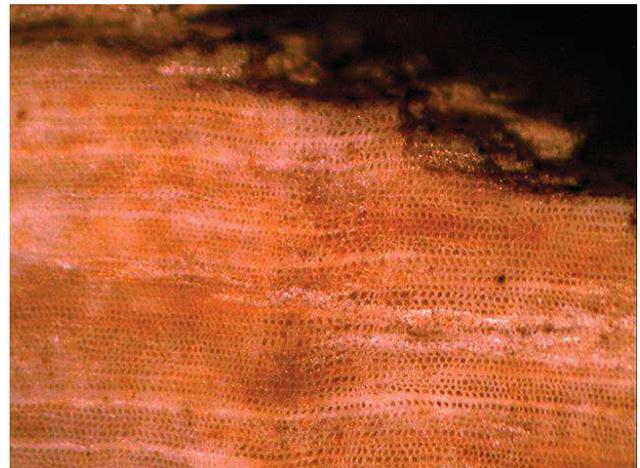
Esemplare di conchiglia Ammonite della valle del Carso. Reperto e foto di Gianni Comotti, per sua gentile concessione.



Foto 2.3.3.8, a sinistra.

Esemplari di conchiglie di Brachiopodi rinvenuti presso il Santuario dello Zuccarello. Reperti e foto di Gianni Comotti, per sua gentile concessione.

Foto 2.3.3.9 e 2.3.3.10, in basso. Immagine al microscopio ottico di frustoli vegetali silicizzati rinvenuti nell'area Colle/Bastia, provenienti dalla formazione delle Radiolariti. Foto di Gianni Comotti, per sua gentile concessione



- Rosso ad Aptici.

La Formazione del Rosso ad Aptici è costituita da una successione di marne, marne calcaree, calcari marnosi e calcari arenacei debolmente silicei, in strati di 5 a 20 cm di spessore. Rappresenta un ambiente marino, di mare alto, piuttosto profondo con apporti di materiale fine dai continenti trasportato da fiumi, correnti e venti. Deve il suo nome all'abbondante presenza di aptici, i macrofossili più diffusi della formazioni. Gli aptici costituivano l'opercolo della conchiglia di cefalopodi (in particolare Ammoniti); spesso erano cornei ed erano utilizzati per sigillare l'ingresso della conchiglia quando il mollusco si ritirava al suo interno, per esempio se l'animale si sentiva minacciato, come se fossero l'uscio di un appartamento. Si tratta di strutture molto resistenti alla dissoluzione e per questo potevano fossilizzarsi più facilmente del resto della conchiglia carbonatica quando questa si depositava, alla morte dell'animale, sul fondale profondo.

I colori predominanti sulle rocce della formazione sono i rossi, sui quali si sovrappongono venature verdi, quasi bianche all'alterazione. Le selci tendono a localizzarsi nella parte centrale degli strati, in lenti, noduli e liste. La stratificazione è solitamente sottile.

Il Rosso ad Aptici normalmente ricopre le Radiolariti, ma in alcune aree, dove la lacuna del Giurassico medio è più evidente, si può osservare il contatto tra il Rosso ad aptici ed il Rosso Ammonitico Lombardo.

Superiormente si passa gradualmente alla Maiolica (si veda il Cretaceo).

➤ **2.3.4) Il Cretaceo (145-65 milioni di anni fa).**

L'espansione dell'Oceano Ligure-Piemontese venne infine bloccata nel Cretaceo dal processo di separazione di Africa ed America, che porterà alla nascita dell'Atlantico meridionale. Infatti, circa 90 milioni di anni fa il continente africano stava compiendo una rotazione antioraria che spingeva la placca di Adria contro l'Europa. Come conseguenza l'Oceano Ligure Piemontese si trovò compresso e schiacciato tra Africa ed Europa in avvicinamento e venne a poco a poco eliminato, sparendo sotto il margine africano. Al suo posto si sarebbero poste le basi per la futura formazione della catena alpina.

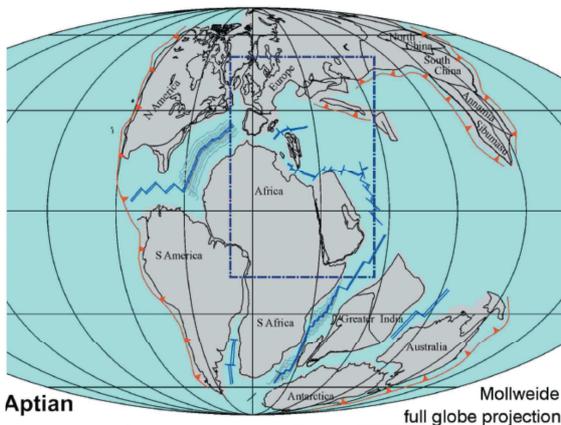
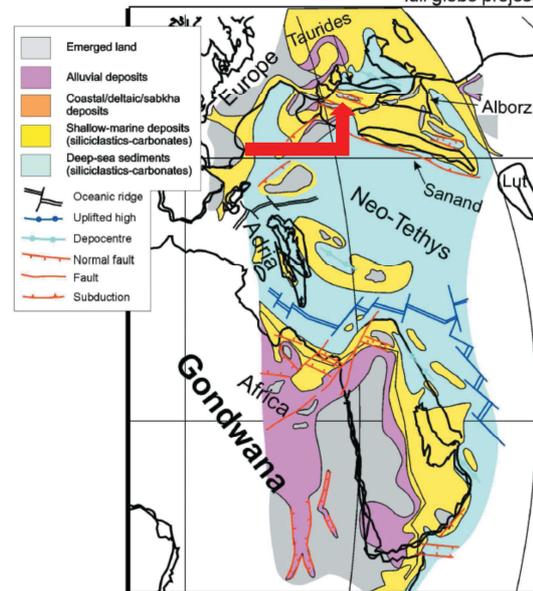


Figura 2.3.4.1, a sinistra.

Rappresentazione nel piano Albiense, nel Cretaceo inferiore. Si può notare la rotazione della placca di Adria in senso antiorario. Da Berra & Angiolini, 2014, modificato.



Movimento antiorario del continente africano durante il Cretaceo., che spinge la placca di Adria contro l'Europa: si pongono le basi per la futura formazione delle Alpi.

Durante questo periodo si formarono le unità stratigrafiche che nel loro insieme vanno a costituire il gruppo della Maiolica-Biancone (dei piani Aptiano-Albiano) parte del “Flysch Lombardo” (del Cenomaniano Turoniano): al primo gruppo appartengono la Maiolica, le Marne di Bruntino e il “Sass della Luna”, al secondo le Marne e Calcareniti Rosse (Scaglia Rossa), le Peliti Rosse (Flysch Rosso) e le Peliti Nere.



Foto 2.3.4.1, a sinistra. Foto di esemplare di Rudista, grosso bivalve coralliforme tipico del periodo Cretaceo. L'esemplare è stato rinvenuto a Gavarno, presso l'ingresso di alcune miniere. Molto probabilmente proviene dalla formazione del Sass della Luna, descritta più avanti.

Foto dell'autore di un esemplare scoperto da Gianni Comotti, per sua gentile concessione.

- Maiolica.

La Maiolica è una formazione estremamente estesa, formatasi tra la fine del Giurassico e la prima parte del Cretaceo. E' diffusa su tutto il territorio della penisola, avendo equivalenti perfino in Sicilia (dove prende il nome di Lattimusa).

Caratteristico della Maiolica è il colore chiaro, che va dal quasi bianco al grigio rosato, dei calcari che la compongono, composti da sedimenti a grana generalmente finissima e ben stratificati, formati principalmente dai gusci calcarei di microscopici organismi planctonici. Altra caratteristica della Maiolica sono i livelli, incastonati all'interno della massa di roccia chiarissima, composti da sedimenti silicoclastici molto ricchi di materia organica e per questo molto scuri, quasi neri, tanto che vengono spesso definiti in letteratura livelli a “black shales”. Questi livelli segnalano periodi di elevata piovosità (che causò l'accumulo di materiale silicoclastico) e di anossia nel bacino deposizionale. L'anossia, che ha impedito la completa decomposizione della materia organica caduta sul fondo del bacino, è la causa del colore scuro della roccia in questi intervalli stratigrafici: il materiale di origine organica, in ambiente povero di ossigeno, tende infatti ad assumere colorazioni molto scure (si pensi a quello che avviene alla torba in stagni ed acquitrini). La Maiolica tende inoltre ad essere una formazione molto potente, anche se in realtà sul territorio Nembrese gli spessori massimi raggiunti da questa formazione non vanno oltre i 50 cm (in altri luoghi delle Prealpi lombarde supera i 300 metri).

Questo è dovuto al fatto che il territorio del nostro paese molto probabilmente si trovava, all'epoca della formazione della Maiolica, in una zona sopraelevata rispetto al resto del bacino di deposizione (un “alto strutturale”, in termini tecnici).

La frattura è concoide e sono presenti noduli e liste di selce nera (caratteristica della nostra zona, poiché altrove può essere di colori che vanno dal rosa al grigio) che

diminuiscono generalmente verso l'alto della formazione dove, tra i banchi di calcare, si intercalano dei livelli più scuri, grigi, composti da peliti (rocce derivate da fanghi e argille, generalmente associate a periodi di intenso trasporto fluviale).

Inferiormente la Maiolica è a contatto con il Gruppo del Selcifero Lombardo e a tetto il limite è con la Marna di Bruntino.

A livello fossilifero la Maiolica è piuttosto ricca di resti di invertebrati, in particolare di Ammoniti, Brachiopodi, Gasteropodi, Echinidi (in particolare crinoide e ricci di mare) e talvolta Bivalvi (come le Rudiste rinvenute sul nostro territorio, si veda la foto sottostante).

- Marna di Bruntino.

Questa formazione è costituita da marne prevalentemente grigio scure, rosso vinate, verdastri e gialle con il colore disposto a fiamme, alternate a scisti argillosi neri e bituminosi e a strati calcarei spessi al massimo 20/30 cm, di colore grigio giallastro. La componente carbonatica ha un progressivo aumento andando da Ovest verso Est. Superiormente la Marna di Bruntino è ricoperta dal Sass della Luna.

Le Marne di Bruntino affiorano nella parte bassa della valle del torrente Luio e sul M.Ganda.

- Sass della Luna.

Il nome di questa formazione, tratto dall'uso locale, è dovuto al colore bianco-giallognolo, effettivamente lunare, della sua patina di alterazione.

La formazione del Sass della Luna poggia in concordanza con le Marne di Bruntino, con limite graduale.

Si è formata nell'Albiano superiore (105-100,5 milioni di anni fa), ed è rappresentata da una successione di torbiditi marnoso-calcaree di spessore variabile (oltre 120 metri in alcuni punti), di colore grigio o bruno. Le rocce che compongono questa unità sono facilmente intaccabili dagli agenti climatici esterni, da cui la caratteristica patina di alterazione.

Interessa buona parte della bassa Valle Seriana tra Alzano L. e Villa di Serio, in particolare nel comune di Nembro affiora nella bassa valle del torrente Luio e sulla parte finale del Costone di Gavarno.

- Marne e Calcareniti Rosse (Scaglia Rossa).

Questa unità è composta da rocce calcaree, marnose ed arenacee.

La porzione più antica è composta da un insieme di calcari rossastri, prodotti da accumulo di detriti dovuto a trasporto fluviale e correnti di torbidità. Al di sopra si trovano un gruppo di calcari chiari a granulometria molto fine, contenenti noduli di selce. Al di sopra si trovano piani sottili, di colore giallastro, a composizione mista (in questo caso sedimenti silicei mescolati ad altri di origine carbonatica) e infine una nuova sequenza di calcari a granulometria finissima simili ai precedenti.

Tutte queste litologie si depositarono durante il Cenomaniano (100-93 milioni di anni fa), il primo piano del Cretaceo superiore, caratterizzato da profondi cambiamenti climatici: in particolare, durante questo periodo sembra che il livello dei mari abbia raggiunto il livello più alto degli ultimi 600 milioni di anni (oltre 150 metri al di sopra di quello attuale). In particolare, comuni sono in questo periodo i bacini marini all'interno dei continenti, caratterizzati da basse acque calde e brulicanti di forme di vita. Le poche terre emerse erano costituite da altipiani e rilievi, soggetti a forte erosione: motivo per cui le rocce generate nei bacini marini di quel periodo, comprese quelle sul nostro territorio, tendono a contenere grandi quantità di materiali dilavati dalle terre emerse, piccole isole circondate da un vasto mare in un globo allagato.

La sequenza cenomaniana affiora in continuità sulle pendici dei monti e sui colli bergamaschi ed è particolarmente riconoscibile il località Gavarno. Il contenuto fossilifero della formazione è discontinuo, ma molto interessante quando presente. A Nembro possono occasionalmente essere rinvenuti fossili di Ammoniti in buone condizioni. Superiormente la formazione è ricoperta dalle Peliti Nere Superiori.

- Peliti Nere Superiori.

La Formazione comprende una successione potente circa 25 metri costituita da argilliti nere talora molto ricche in materia organica, le black shales del livello Bonarelli, la cui origine si deve ad un importante evento di anossia globale avvenuto tra la fine del Cenomaniano e l'inizio del Turoniano. Si tratta di un livello molto ricco di teche silicizzate di radiolari, che all'epoca dovevano costituire in questa zona la maggior parte del plancton marino. In effetti il territorio di Nembro all'epoca era posizionato alle basse latitudini, vicino all'Equatore. In queste condizioni anche oggi si verificano spesso fioriture del plancton per via della risalita delle correnti profonde, che a causa dei venti equatoriali che rimuovono continuamente acqua dalla superficie del mare e la richiamano dalle profondità, e per via delle precipitazioni elevate, con il conseguente aumento dell'apporto di sedimenti da parte dei fiumi. In aggiunta a tutto ciò, si registrano nelle rocce di questo periodo grandi quantità di ceneri vulcaniche, che arricchivano ulteriormente di silicio le acque oceaniche.

L'abbondanza di nutrienti, in particolare di silicio, favoriva la fioritura di microorganismi che lo utilizzavano, come appunto i radiolari. Una fioritura eccessiva del plancton in superficie ebbe l'effetto collaterale di depauperare il bacino dell'ossigeno (che era consumato a tassi troppo elevati): questo causò eventi di stratificazione delle acque oceaniche e di anossia diffusa, durante i quali la materia organica non poteva essere decomposta del tutto e

precipitava in massa sul fondo. Le cause a monte di questi eventi anossici, piuttosto comuni nel Cretaceo non sono ancora del tutto chiarite. Gli esperti tendono ad attribuire tali episodi a variazioni nella circolazione delle correnti oceaniche, probabilmente collegabili a variazioni geografiche su larga scala (nella distribuzione dei continenti e dei fondali oceanici (collegati anche all'apertura dell'Atlantico e alla riduzione dell'Oceano Ligure Piemontese nel Cretaceo Superiore, che causarono modificazioni climatiche in tutto il mondo. La parziale decomposizione dei sedimenti organici in un ambiente povero di ossigeno causò inoltre la produzione massiccia di idrogeno solforato e altri composti acidi, che andarono a diminuire il pH delle acque marine e a causare gravi danni agli organismi dotati di guscio carbonatico, sensibili all'acidità. Per questo motivo in questi livelli anossici è difficile trovare conchiglie fossili di quegli organismi così comuni nelle altre formazioni del Cretaceo, come Foraminiferi, Ammoniti, Bivalvi, Crinoidi e Brachiopodi.

Questa è l'origine delle black shales che sono tanto spesse in questa formazione. La formazione è comunque localmente molto ricca di fossili, in particolare di frustoli vegetali, pesci e rettili marini, anche se per ora non sono stati segnalati giacimenti fossiliferi sul nostro territorio, in futuro potrebbe rivelare sorprese.

Le Peliti Nere Superiori sono intercalate con marne grigie e torbiditi fini siltoso-arenitiche, a stratificazione piano parallela.

- Peliti Rosse.

Le Peliti Rosse comprendono una successione di argille litificate alternate a livelli di arenarie a stratificazione sottile e calcari detritici a grana fine (calcilutiti) normalmente silicizzate. Queste rocce si depositarono sul fondale di un profondo mare caldo e tropicale, probabilmente relativamente vicino alle terre emerse, poiché molti dei sedimenti che compongono le litologie della formazione provenivano dai rilievi alpini, che all'epoca avevano appena incominciato ad innalzarsi, e furono trasportati qui da fiumi e venti. Le Peliti Rosse si identificano lungo costituiscono la parte orientale del Costone di Gavarno, lungo la riva sinistra del fiume Serio. Purtroppo ancora poco si sa del contenuto fossilifero della formazione nella nostra zona.

➤ **2.3.5) Terziario (65– 2,5 milioni di anni fa) e Quaternario (2,5 milioni di anni fa - oggi).**

Il Terziario, il lungo intervallo di tempo che va dall'estinzione dei dinosauri fino all'ultima, grande serie di glaciazioni, non è purtroppo rappresentato dalle formazioni presenti sul nostro territorio; tuttavia è estremamente importante accennare agli eventi avvenuti dopo la fine del Mesozoico per comprendere meglio l'evoluzione del nostro territorio e i passaggi che lo hanno portato a diventare quello che è adesso. Nel Terziario la placca di Adria, ruotando su se stessa, spinse e corrugò i materiali che si trovavano nell'oceano contro il margine europeo. E' questa la genesi delle Alpi e della catena Alpino-Himalayana, che avvenne tra la fine del Cretaceo e l'inizio del Cenozoico.

Tra l'Oligocene superiore e il Miocene inferiore, circa 24 milioni di anni fa, la zolla tettonica contenente i territori corrispondenti alle attuali Corsica Provenza ruotarono in senso antiorario, causando il distaccamento di questi territori dall'Europa per portarsi verso la posizione attuale. Una conseguenza di questo fenomeno fu lo sprofondamento dei territori a ovest del blocco Sardo-Corso, e la conseguente formazione del Bacino Balearico e del Mar Ligure. Inoltre la rotazione compressa e accumulò i materiali verso est: fu l'inizio del processo che portò alla nascita degli Appennini.

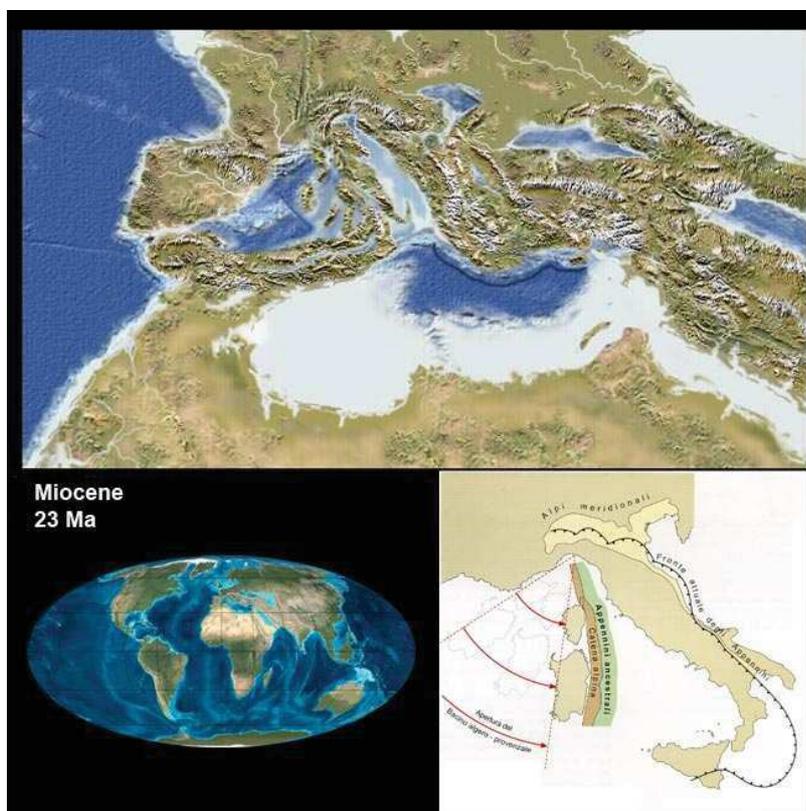


Figura 2.3.5.1, a sinistra. Carta paleogeografica del bacino del Mediterraneo durante il periodo Miocene (23-6,9 milioni di anni fa), periodo in cui il bacino del Mediterraneo come lo conosciamo noi era ormai quasi formato, con la chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese. Anche la penisola italiana è ormai in via di formazione, con la catena alpina ormai formata e quella appenninica in via di formazione. Immagine tratta da <http://www.digilands.it/natura-illustrata/scienza/cultura/orogenesi/index.html> (foto ©Michele Pregliasco 2010 - Tutti i diritti riservati).

Il peso della catena appenninica in formazione causò la formazione di una depressione chiamata avanfossa lungo tutto il margine della catena.

Contemporaneamente si formarono depressioni a nord degli Appennini che vennero rapidamente riempite dalle acque marine: così nell'Oligocene la Pianura Padana fu in gran parte ricoperta dal mare, andando a formare il Bacino Terziario Piemontese. Le argille grigie e le sabbie gialle del Pliocene rinvenibili nel sottosuolo di Ranica, Albino, Villa di Serio, Torre de' Roveri contengono infatti nuove evidenti tracce di vita marina, come i gusci di animali unicellulari, di molluschi e di echinodermi (soprattutto ricci di mare).

Circa 6,9 milioni di anni fa, il lento avvicinamento e la conseguente collisione delle placche europea e africana, unito all'abbassamento del livello globale dei mari globale dovuto all'avanzamento dei ghiacciai (si stava entrando in un'era glaciale) produsse la chiusura dello stretto di Gibilterra. Il Mediterraneo divenne un mare chiuso quasi del tutto chiuso, soggetto ad una intensa evaporazione. Ciò determinò un abbassamento del livello delle acque con la conseguente emersione di vaste aree e formazione di enormi depositi di rocce evaporitiche e di sali (spessi anche più di 1000 metri in certi punti) che ancora oggi si possono trovare scandagliando i fondali del Mediterraneo. Sulle terre emerse indizi di questo processo sono le imponenti sequenze evaporitiche, in particolare gessi messiniani, affioranti dalla Siciliana fino al Monferrato.

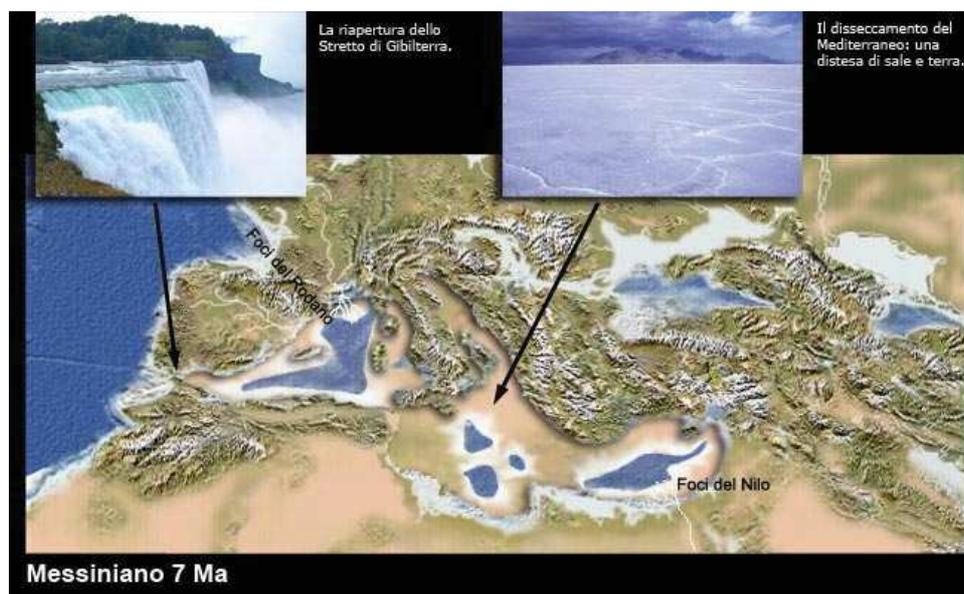


Figura 2.3.5.2, a sinistra. Carta paleogeografica del bacino del Mediterraneo durante il periodo Messiniano (6,9-3,5 milioni di anni fa), periodo in cui il nostro mare si prosciugò per via della chiusura dello Stretto di Gibilterra. Il Mediterraneo a laghi salati isolati e l'intensa evaporazione favorì la deposizione di Sali sul fondale. Immagine tratta da <http://www.digilands.it/natura-illustrata/scienzacultura/orogenesi/index.html> (Courtesy Ron Blakey, NAU Geology modificato, Messiniano).

Circa 3,5 milioni di anni fa l'acqua cominciò nuovamente ad entrare dallo stretto di Gibilterra: cascate alte 3000 metri cominciarono a riempire il bacino del Mediterraneo. Tra la fine del Terziario e l'inizio del Quaternario si susseguirono una serie di periodi glaciali, con conseguenti fluttuazioni del livello del mare. Nel territorio del comune di Nembro, come spiegato nelle premesse, sono presenti soprattutto i depositi del Quaternario, contemporanei o successivi all'ultimo massimo glaciale. Ecco i principali, concentrati prevalentemente in prossimità del fiume Serio e sulla cima di alcuni rilievi.

- Complesso di Piario.

E' composto da facies alluvionali e glaciali, conglomerati con ciottoli ben arrotondati fino a 30 cm e matrice arenacea con supporto prevalentemente clastico e cementazione da buona nella parte bassa a praticamente nulla nella parte alta, dove aumenta anche la dimensione dei clasti (che arrivano anche a misurare alcuni metri e risultano molto erosi in superficie) e la matrice arenacea lascia spazio ad un substrato di sabbie stratificate e laminate. L'unità risale al Pleistocene medio e deriva dall'azione di trasporto ed accumulo dovuto a ghiacciai e acque eluviali.

- Complesso del Serio (alveo e valli tributarie).

Si tratta di depositi glaciali, alluvionali e di versante ad essi correlati, caratterizzati da ridotto grado di alterazione e con una buona conservazione delle morfologie. Le facies alluvionali sono formate in prevalenza da ghiaie e ciottoli arrotondati, quindi il supporto è di tipo clastico, mentre la matrice è sabbiosa. Tali litologie compongono terrazzi discontinui su entrambe le rive del fiume Serio.

- Unità Postglaciale.

E' composta da sedimenti incoerenti e si suddivide in facies di versante, di conoide e alluvionali.

Nelle prime rientrano i depositi eluvio ed eluvio-colluviali, i detriti di falda più o meno stabilizzati e le fasce di raccordo dei versanti (depositi colluviali), costituiti da argille e limi. Le facies di conoide sono costituite da ciottoli, ghiaie, in supporto di matrice oppure clastico.

Infine, la facies alluvionale, derivante dai depositi alluvionali dei greti dei corsi d'acqua, è formata da ghiaie e sabbie di varie dimensioni e composizioni, talvolta in lenti cementate.

Anche se i depositi Quaternari non conservano generalmente fossili sul nostro territorio, questo non significa che durante l'ultima grande Glaciazione qui non ci fosse vita, anzi. All'epoca ormai erano già presenti i rilievi che circondano la nostra vallata, anche se probabilmente non avremmo riconosciuto molto del paesaggio al di là di essi: il clima era più freddo di oggi, e la vegetazione era dunque ben diversa da quella che siamo abituati. Inoltre il territorio era selvaggio e doveva perciò essere popolato dalla stessa fauna che è stata rinvenuta in siti dell'era glaciale a noi vicini. Da questi giacimenti fossiliferi, come quello di Sovere, sappiamo che le nostre valli nell'ultimo milione di anni hanno ospitato una ricca selvaggina, composta sia da animali tutt'oggi presenti sul territorio (cinghiali, volpi, caprioli, molte specie di roditori), ma anche probabilmente da rappresentanti estinti della megafauna dell'era glaciale, alcuni dei quali sopravvissuti fino noi (anche se non più presenti sul territorio di Nembro): lupi, cervi, alci, bisonti e altri grandi bovidi, orsi bruni e orsi delle caverne, perfino mammut, rinoceronti, iene e leoni cavernicoli e felini dai denti a sciabola.

Per fare alcuni esempi, in Val Gandino sono noti diversi siti in cui sono stati scoperte ossa di grandi animali, come l'imponente elefante meridionale (*Mammuthus meridionalis*), una specie di mammut a pelo corto e uno degli elefanti più grandi mai vissuti, le cui ossa sono conservate al museo E.Caffi di Bergamo, Città Alta.



Foto 2.3.5.1, in alto. Parte della mascella (compresa di zanne, 2° e 3° molare) di un esemplare di *Mammuthus meridionalis*, morto nel Pleistocene medio presso il luogo dove oggi sorge Leffe. Foto dell'autore di un esemplare conservato al Museo Civico di Scienze Naturali E.Caffi, Città Alta (BG).

A Sovere è stato scoperto un giacimento fossilifero risalente a 700000 anni fa: il letto di un antico lago, le cui sponde hanno visto nascere e crescere, nutrirsi e riprodursi, combattere e morire molte specie ormai scomparse. Il fossile più rappresentativo e meglio conservato di quella fauna scomparsa è un cervo conservato al museo E.Caffi di Bergamo, Città Alta, un parente piuttosto stretto dell'attuale cervo rosso o cervo nobile.



Foto 2.3.5.2, a sinistra. Il Cervo di Sovere (*Cervus acoronatus*), conservato al Museo Civico di Storia Naturale E.Caffi di Bergamo, Città Alta. Foto dell'autore.

Sempre al museo si possono osservare resti di mammut e altri pachidermi rinvenuti in scavi presso Petosino e risalenti a soli 20000 anni fa, poco prima dell'inizio dell'ultima fase glaciale.

Altro grande mammifero dell'era glaciale le cui ossa si possono osservare al museo in Città Alta appartengono al grande orso delle caverne, specie estinta che viveva in tutta Europa durante l'era glaciale. La maggior parte delle ossa provengono da un sito in Val Brembana, presso Zorzone, in località Oltre il Colle, dove è stata scoperta una grotta ricca di ossa; una delle tante che veniva utilizzata come riparo, durante i rigori invernali. Nella grotta sono stati scoperti finora almeno 60-70 esemplari, per lo più femmine in allattamento e cuccioli che non riuscirono a sopravvivere all'inverno (per questo motivo il sito è anche noto come "La Grotta delle Orse"). Grotte piene di ossa di orsi, morti nel luogo dove cercavano rifugio dall'inverno in grotte e cavità carsiche, sono piuttosto comuni in tutta Europa e in tutta Italia. Anche in Val Seriana sono presenti numerose grotte e cavità carsiche che possono esser state utilizzate, durante l'era glaciale, come riparo per animali piccoli e grandi. La forte predominanza di rocce carbonatiche rende il fenomeno del carsismo molto rilevante nelle nostre zone. Si tratta di un modellamento dei versanti prodotto dall'acqua piovana che, acidificata dall'anidride carbonica presente in atmosfera, favorisce lo "scioglimento" della roccia si formano doline, forre, grotte e le acque sotterranee si convogliano in sorgenti carsiche spesso captate dall'uomo. Le grotte naturali carsiche note in Val Seriana sono ormai molte decine e alcune sono molto antiche. Alcune hanno conservato allo stato fossile faune e flore pleistoceniche che documentano le variazioni climatiche del Quaternario. Grotte simili sono presenti anche sul territorio di Nembro, alcune risalenti all'era glaciale.

Una in particolare, la "Tana del Lok" presso Lonno, potrebbe essere stata una di queste grotte preistoriche.

Infine, impossibile non citare il rinvenimento, nelle grotte presso San Vito, di resti di marmotte e altri roditori, che qui vivevano durante l'era glaciale.

Inoltre va menzionata la Grotta del Cervo, sul Monte Misma che, pur non essendo strettamente contenuta nel nostro territorio, ha restituito fossili di grossi mammiferi del Quaternario, tra cui ungulati e perfino denti di orso bruno (*Ursus arctos*).

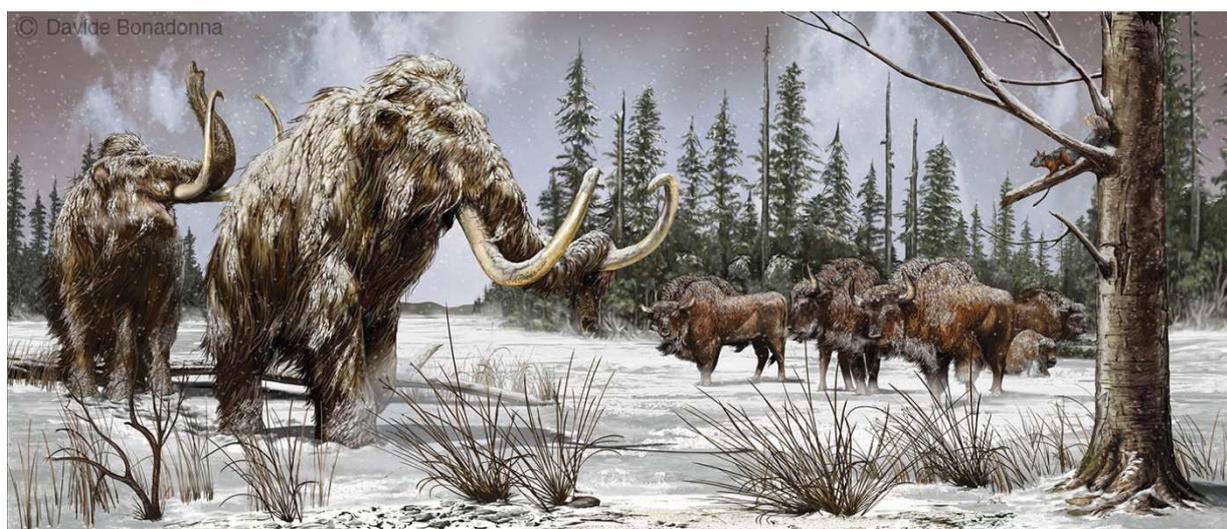


Figura 2.3.5.3, in alto. Due esemplari di Mammut lanosi (*Mammuthus primigenius*) attraversano una steppa dell'era glaciale, osservati da una mandria di bisonti (*Bison priscus*). Una scena di questo tipo doveva essere comune durante i periodi di massimo glaciale del tardo Pleistocene, anche in Val Seriana. Immagine del paleoartista Davide Bonadonna, tratto da <http://www.davidebonadonna.it/>.

Anche il nostro territorio, insomma, possedeva nel Quaternario una fauna e una flora molto probabilmente simile a quella che si rinvergono in altri siti fossiliferi dell'era glaciale. Ci possiamo così immaginare come doveva essere il paesaggio solo 700000 anni, l'equivalente di un battito di ciglia in confronto ai milioni e milioni di anni della storia della vita sulla Terra: mammut che si aprono la strada tra conifere, salici, querce, carpini e pioppi nel fondovalle durante i periodi caldi e attraverso un paesaggio simile alla tundra nei periodi più freddi, mentre mammiferi più piccoli, come cervi, caprioli ed orsi, abitavano i pendii. In altre parole, abbiamo indizi sufficienti per poter affermare che a Nembro, poco prima dell'arrivo dell'uomo, era comunque ben lontano dall'essere disabitato.



Foto 2.3.5.3, a sinistra. Mandibola di marmotta rinvenuta nella grotta carsica presso Trevasco, San Vito. Foto e reperto di Gianni Comotti, per sua gentile concessione. Per ulteriori informazioni sul reperto, consultare il capitolo 5, pag. 246.



Foto 2.3.5.4, a sinistra. Secondo molare inferiore destro di *Ursus arctos*, rinvenuto presso la Grotta del Cervo sul Monte Mismo. Esso rappresenta un esempio della fauna che abitava la valle prima dell'arrivo dell'uomo. Foto e reperto di Gianni Comotti, per sua gentile concessione.

1. **Bibliografia.**

- 1) Benton eal, 2003
Benton M. J., Zhangb Q., Hub S., Chenc Zhong-Qiang, Wen W., Liub J., Huangb J., Zhou C., Xieb T., Tong J., Choo B. (2003), "**Exceptional vertebrate biotas from the Triassic of China, and the expansion of marine ecosystems after the Permo-Triassic mass extinction**", Earth-Science Reviews, Volume 125, pag. 199–243.
- 2) Berra F. and Angiolini L. (2014)
"The Evolution of the Tethys throughout the Phanerozoic: A Brief Tectonic Reconstruction", L.Marlow, C.Kendall e L.Yose eds., Petroleum systems of the Tethyan region, AAPG Memoir 106, pag 1-27.
- 3) Briggs D.E.G and Crowther P.R (1990)
"Paleobiology, a Synthesis", Blackwell Scientific Pub ed., capitolo 3.
- 4) Ghilardi S. (2001)
Relazione Tecnica "Indagini geologiche di supporto al piano regolatore generale ai sensi della L.R. 41/97", Ghilardi&C. s.n.c., Ranica, pag. 8-38.
- 5) Glob, P.V. (1969).
"The bog people". Faber, Londra.
- 6) Jadoul et al, (2009)
Jadoul F., Forcella F., Bini A., Ferliga C. (2009), "**Carta Geologica della Provincia di Bergamo, Servizio Territorio della Provincia di Bergamo**", Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Milano e Centro di Studi per la Geodinamica Alpina e Quaternaria del CN
- 7) Jadoul et al, 1994
Jadoul F., Masetti D., Cirilli S., Berra F., Claps M., Frisa S. (1994), "**Norian-Rhaetian Stratigraphy and paleogeographic evolution of the Lombardy Basin (Bergamasc Alps)**", 15° Meeting regionale IAS (Ischia), Dipartimento di Scienze della Terra A.Desio, Università degli Studi di Milano.
- 8) Jones G.F. (1969)
"The benthic macrofauna of the mainland shelf of Southern California", *Allan Hancock Monographs in Marine Biology* 4, pag.1-219
- 9) Kauffman, E.G. & Kesling, R.V. (1960)
"An Upper Cretaceous Ammonite Bitten by a Mosasaur", Contributions from the Museum of Paleontology of Michigan, XV (9), pag.193-248
- 10) Kidwell S.M.& Bosence D.W.J. (1991)
"Taphonomy and time-averaging of marine shelly fauna", Allison P.A., Briggs D.E.G. (editori), Plenum Press, New York, pag. 115-166
- 11) Maisey J. G. (1982)
"The anatomy and interrelationships of Mesozoic Hybodont Sharks", American Museum Novitates, 2724, pag. 1-48
- 12) Negri G. & Spreafico E. (1869)
."Saggio sulla geologia dei dintorni di Varese e di Lugano"; Memorie dell'Istituto lombardo di scienze e lettere; Ser.3; Bd. 11

13) **PLIS-Piazzo-Trevasco aggiornata con osservazioni** (2008)

14) Xing et al., 2016.

. Xing L., Ryan C., Xing X., Li G., Bai M., Persons W. S., Miyashita T., Benton M. J., Zhang J., Wolfe A. P., Yi Q., Tseng K., Ran H., Currie P. J. (2016), **“A Feathered Dinosaur Tail with Primitive Plumage Trapped in Mid-Cretaceous Amber”**, Current Biology, Volume 26, Issue 24, pag. 3352–3360.