

La tettonica delle placche: scopriamo l'oceano ed il continente sulle Alpi Apuane

**Un percorso didattico
dai libri di testo all'esperienza diretta**

PARTE 1. Inquadramento geologico

a cura di:

Montomoli C.¹, Bonaccorsi E.¹, Gioncada A.¹, Isola I.²,
Pieraccioni F.^{1,3}, Ragaini L.¹, Regattieri E.⁴, Zanchetta G.¹

1: Dipartimento di Scienze della Terra Università di Pisa

2: Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, sezione di Pisa

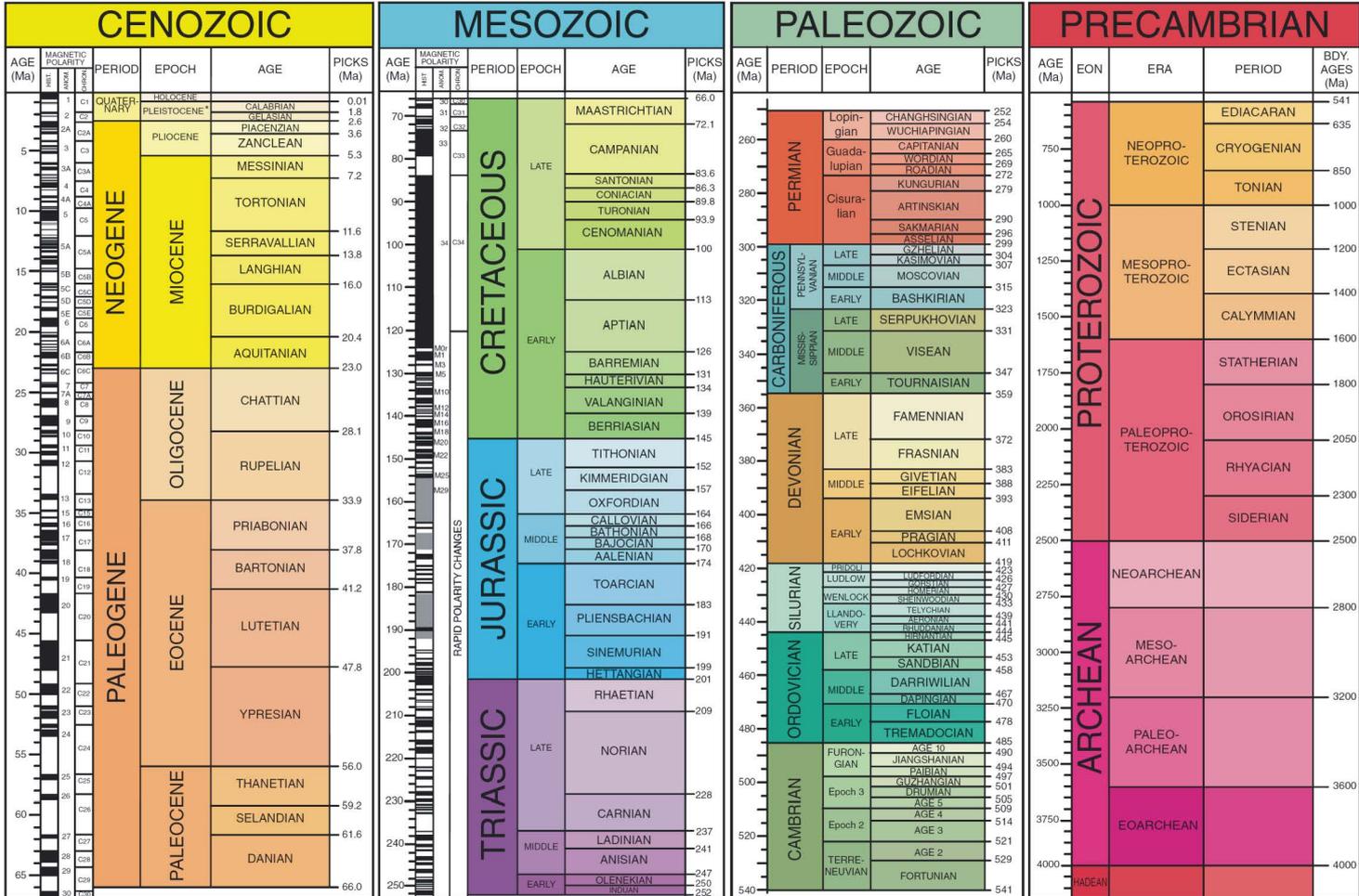
3: Scuola Toscana di Dottorato - Scienze della Terra XXX ciclo, Univ. Pisa

4: IGAG CNR Roma

**PIANO NAZIONALE
LAUREE SCIENTIFICHE**



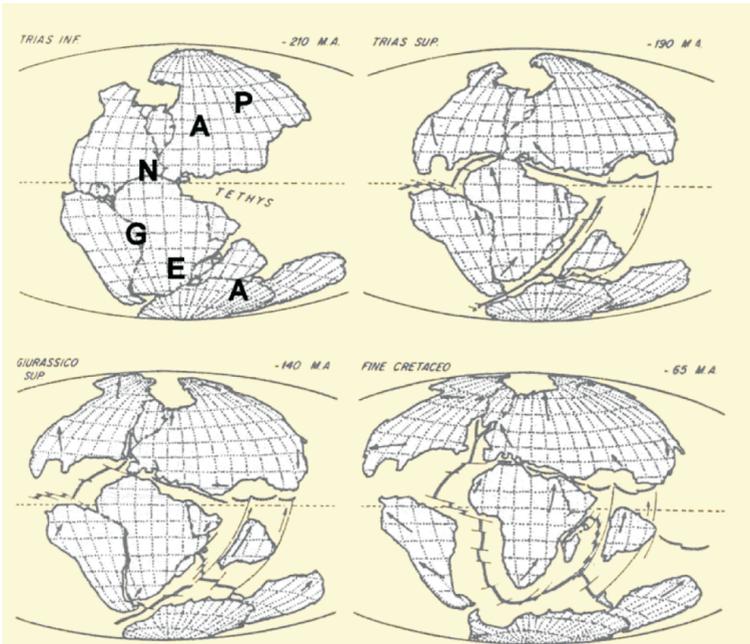
Inquadramento geologico dell'Appennino Settentrionale.....	1
Le rocce che costituiscono l'Appennino Settentrionale.....	4
Inquadramento geologico delle Alpi Apuane.....	6
Le rocce che costituiscono le Alpi Apuane.....	6
Le rocce si trasformano.....	10
Le pieghe	14
I giunti e le faglie.....	17
Elementi di geomorfologia glaciale	19



INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

L'Appennino Settentrionale è una catena orogenica di recente costituzione. Le fasi più importanti che hanno portato alla sua strutturazione e sollevamento sono avvenute negli ultimi 30 milioni di anni circa.

Insieme alle Alpi fa parte di una importante cintura orogenica chiamata comunemente alpino-himalayana che, dalla Spagna/Africa settentrionale, si prolunga fino all'Himalaya. Questa fascia orogenetica, secondo le teorie derivanti dalla tettonica a placche, nell'area mediterranea è il risultato dell'avvicinamento (Cretaceo superiore-Eocene) e della successiva collisione (Eocene superiore-Oligocene) del paleo-continente africano (o della microplacca Adria) con quello europeo che produsse, per subduzione di crosta oceanica al di sotto del margine europeo, la scomparsa dell'oceano giurassico che li divideva (oceano della Tetide).



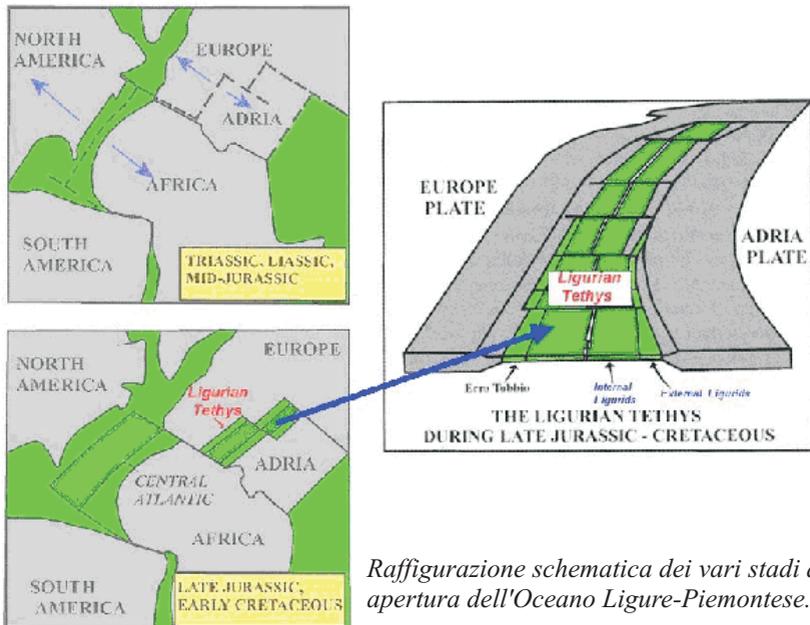
Frammentazione della Pangea ed evoluzione delle placche

In maniera molto schematica e sintetica le varie tappe che hanno portato alla formazione della catena appenninica possono essere così riassunte:

Carbonifero (circa 300 milioni di anni): tutte le masse continentali, costituite da rocce molto antiche (basamento cristallino), erano riunite in un unico continente (Pangea).

Permiano superiore - Triassico medio (circa 250-200 milioni di anni): la Pangea si frammenta e iniziano i movimenti di allontanamento della placca europea da quella africana.

Triassico sup - Giurassico (200-150 Milioni di anni): tra i due blocchi continentali si forma un braccio di mare che progressivamente diventa un vero e proprio oceano (Oceano Ligure-Piemontese, porzione della Tetide occidentale). Sul fondo oceanico, di natura basaltica, si depositano fanghi silicei e calcarei; sui margini continentali ha luogo



Raffigurazione schematica dei vari stadi di apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese.

dapprima la deposizione di sedimenti carbonatici di mare sottile in clima tropicale e successivamente la deposizione di melme calcareo-silicee di mare aperto (depositi pelagici).

Cretaceo - Eocene (circa 100-50 milioni di anni): cambia il quadro geodinamico ed il blocco europeo si avvicina nuovamente a quello africano a spese della Tetide. Inizia la deformazione con accavallamento e traslazione dei sedimenti oceanici sopra i sedimenti che si sono depositati sui margini continentali.

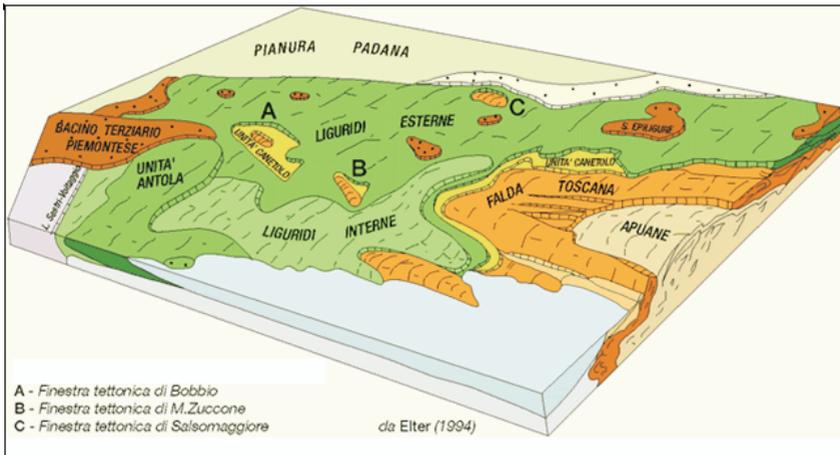
Oligocene - Miocene inferiore (35-20 milioni di anni): i due blocchi, europeo e africano, entrano in collisione e le rocce che si sono depositate nei vari ambienti (domini paleogeografici), oceanico e continentale, vengono traslate anche di molte decine di chilometri e accavallate le une sulle altre. La placca Adria va in subduzione sotto la placca europea, dopo che l'oceano compreso tra le due placche viene completamente “consumato”.

La microplacca della Corsica-Sardegna si distacca dall'Europa, in seguito alla formazione di un altro bacino oceanico (bacino Ligure-Provenzale) e ruota di circa 30° in senso antiorario.

Miocene inferiore - Pliocene/Pleistocene (< 20 milioni di anni): a partire dal Miocene inferiore si manifestano nella parte più interna dell'orogene (tra la Corsica e l'Elba) i primi fenomeni di rilassamento della pila tettonica appenninica. L'Appennino settentrionale si distacca dal blocco sardo-corso ruotando verso est, si origina il mar Tirreno ed emerge la catena appenninica. Questi fenomeni “estensionali” si propagano nel tempo sempre più verso Est dando origine, attraverso sistemi di faglie, a depressioni tettoniche o *graben* separate da dorsali o *horst*.

Le Unità Liguri (in verde nell'immagine della pagina precedente) sono caratterizzate da rocce “ofiolitiche” costituite da gabbri e rocce basaltiche *s.l.* sormontate da rocce che derivano dal consolidamento di sedimenti depositi in ambiente marino con acque molto profonde. Queste rocce rappresentano la testimonianza dell'antico oceano della Tetide che si è formato, a partire dal Giurassico, in seguito allo smembramento della Pangea. Rocce di questo tipo si stanno formando attualmente in corrispondenza delle dorsali medio oceaniche. Osserveremo rocce appartenenti alle unità Liguri il primo giorno dell'escursione (stop n°5).

Le Unità Toscane (celeste: Unità delle Alpi Apuane, rosa: Unità di Massa e marrone: Unità della Falda Toscana nello schema tettonico nella pagina precedente) sono costituite da rocce che si sono deposte su un margine continentale (placca Adria) che si è assottigliato in seguito all'allontanamento delle placche. Sono costituite da rocce, in origine di natura sedimentaria, che iniziano a depositarsi su rocce più antiche deformate durante orogenesi precedenti e che costituiscono quello che comunemente viene chiamato “basamento” e che noi osserveremo allo stop n°3 il primo giorno dell'escursione.



Block diagram rappresentativo delle principali unità tettoniche che costituiscono l'Appennino Settentrionale (da Elter, 1994)

Le Unità Toscane, pur presentando delle forti analogie litologiche, sono caratterizzate da gradi metamorfici diversi e le Alpi Apuane hanno raggiunto il maggior grado metamorfico, cioè durante l'orogenesi hanno raggiunto, durante le fasi di subduzione le profondità maggiori.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELLE ALPI APUANE

Le Alpi Apuane, geologicamente, fanno parte della catena montuosa dell'Appennino Settentrionale che si è formata circa 30 milioni di anni fa. Insieme ai Monti Pisani, alla dorsale di Monticiano-Roccastrada e ai Monti dell'Uccellina costituiscono un allineamento di rilievi conosciuto con il nome di Dorsale Medio Toscana che si estende con una direzione circa nord-sud e che comprende quasi tutte le rocce metamorfiche dell'Appennino Settentrionale.

Le rocce che costituiscono le Alpi Apuane

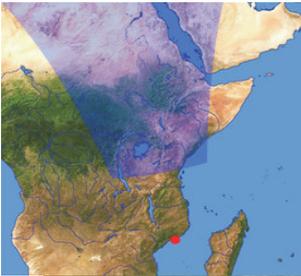
Le Alpi Apuane sono costituite da una potente successione di rocce sedimentarie depostesi in un lungo intervallo di tempo compreso tra circa 450 e 30 milioni di anni fa.

Le rocce si sono deposte in diversi ambienti che si sono succeduti nel tempo e testimoniano le varie fasi di spaccatura e lacerazione della Pangea che riuniva tutte le terre emerse alla fine del Paleozoico.

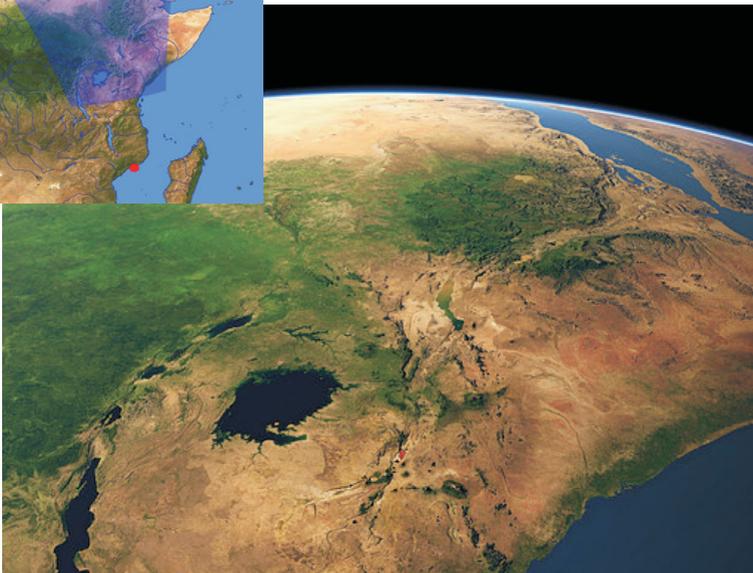
Le rocce più antiche delle Alpi Apuane rappresentano quello che resta di una precedente catena orogenica (la catena Varisica) formatasi circa 350 milioni di anni fa e che oggi affiora estesamente per esempio in Sardegna e in Corsica.

Le rocce più abbondanti e comuni delle Alpi Apuane si sono formate nell'era Mesozoica (250 e 65 Ma).

La storia della deposizione di queste rocce ha avuto inizio nel Mesozoico, quando il supercontinente Pangea inizia a smembrarsi per azione di forze che tendono ad allontanare le sue parti (circa 250 milioni di anni fa). Quando la Pangea iniziò a lacerarsi, le tensioni in gioco portarono alla formazione di un oceano che divise la placca europea da quella africana. Le varie fasi di assottigliamento e lacerazione della Pangea sono ben registrate nella successione di rocce ora esposte sulle Alpi Apuane. Il processo di assottigliamento crostale è stato simile a quello che sta accadendo attualmente in Africa orientale dove un sistema di fosse tettoniche (“Rift Valley”), che si estendono dalla Somalia fino alla foce dello Zambesi, sta progressivamente lacerando e spaccando il Corno d’Africa separandolo dal corpo principale del continente africano.



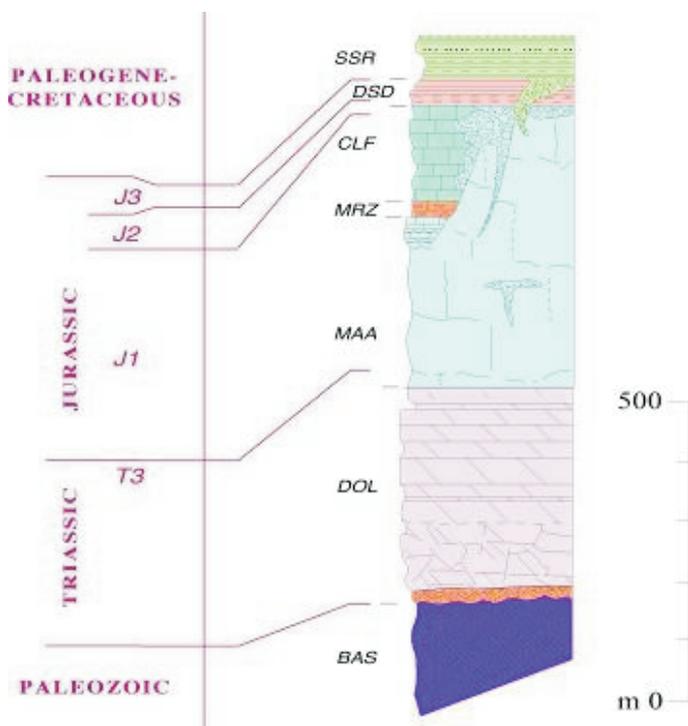
(tratto da <http://earth.imagico.de/>)



All'inizio dell'era mesozoica (Triassico) nella zona dei Monti Pisani e Alpi Apuane si stava progressivamente formando una fossa, simile alle “Rift Valley”, nel fondo della quale si trovava un'ampia pianura.

A mano a mano che la fossa si è ampliata il mare vi è entrato (trasgressione marina) occupando gradualmente le aree di pianura. Nelle rocce che si sono formate dal consolidamento dei sedimenti depositi in queste zone si possono osservare i resti di vita animale e vegetale che proliferavano in quel tempo. Le rocce che si sono deposte in questo ambiente sono rocce dovute principalmente al consolidamento di sabbie e limi.

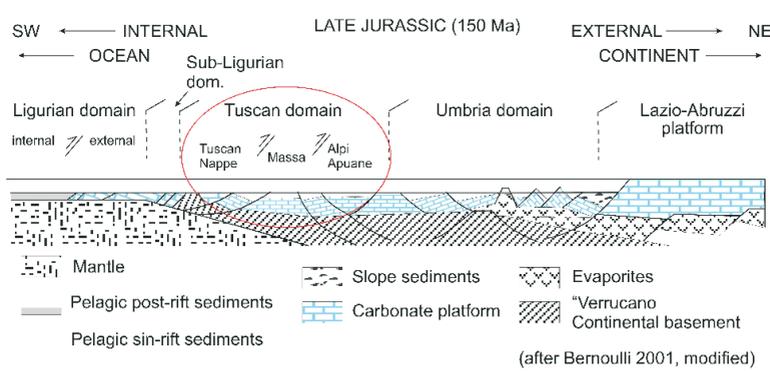
Quando la fossa ha iniziato a formarsi, ai suoi lati fiumi - talvolta a carattere torrentizio tipo le fiumare calabresi - erodevano le terre emerse e depositavano i sedimenti e i ciottoli che portavano in sospensione.



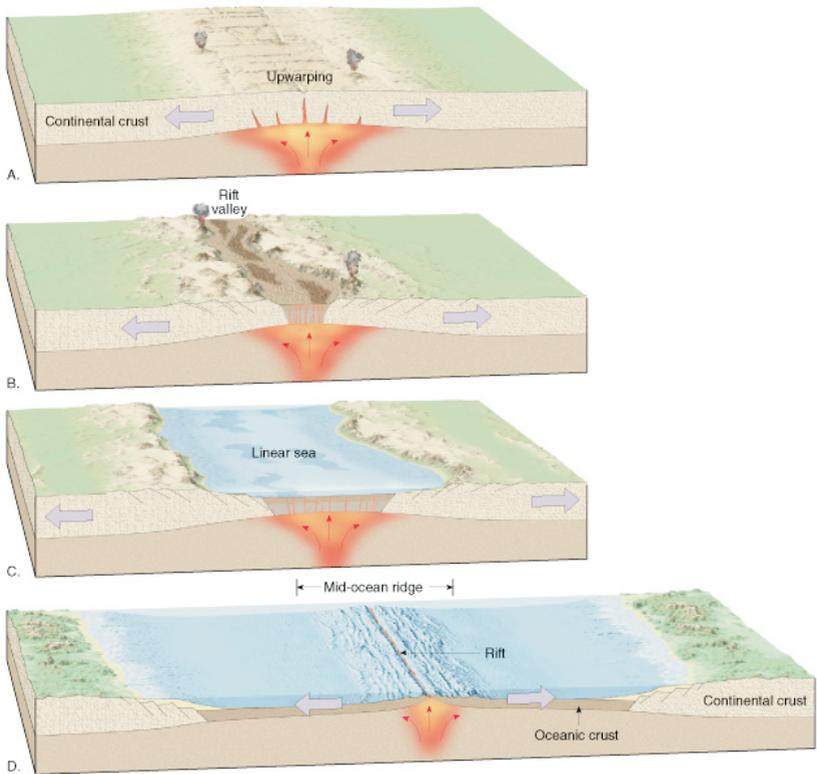
Rappresentazione schematica delle rocce principali che costituiscono le Alpi Apuane (bas: basamento; Dol: calcari dolomitici (Grezzoni auctt); Maa: Marmi; MRZ: Calcari pelagici; CLF: calcari selciferi; DSD: rocce silicee (Diaspri); SSR: scisti e peliti).

A mano a mano che la fossa ha continuato ad approfondirsi, il mare l'ha occupata del tutto creando un ambiente simile a quello dell'attuale Mar Rosso. Le antiche e grandi barriere coralline simili a quelle del Mar Rosso sono testimoniate dai Calcari e calcari dolomitici (Grezzoni), ora trasformati in marmi, che costituiscono la maggior parte delle rocce delle Alpi Apuane. I calcari sono ricchi di incrostazioni algali e resti di piccoli gasteropodi e molluschi testimonianze della vita nella barriera corallina. Il continuo assottigliamento crostale porta alla frammentazione della piattaforma calcarea con la formazione di zone più sprofondate nelle quali si sono depositi calcari di mare aperto rossastri ricchi di ammoniti. A mano a mano che il mare diventa sempre più profondo i depositi diventano sempre più ricchi di fanghi ricchi in silice (si formano rocce come il “Calcarea selcifera”) fino a diventare fanghi totalmente silicei, che consolidandosi formano le radiolariti o “Diaspri”. Intanto la fossa ormai è molto profonda, le due placche si sono separate e un oceano si è formato tra le due (Oceano Ligure-Piemontese).

Le rocce più giovani che affiorano sulle Alpi Apuane sono derivate dal consolidamento di depositi prodotti dallo smantellamento di catene già formate ed emerse (la catena alpina) e la sedimentazione termina intorno ai 30 milioni di anni.



Schema semplificato che rappresenta i diversi domini paleogeografici di deposizione delle rocce che andranno a costituire le principali unità tettoniche dell'Appennino Settentrionale.



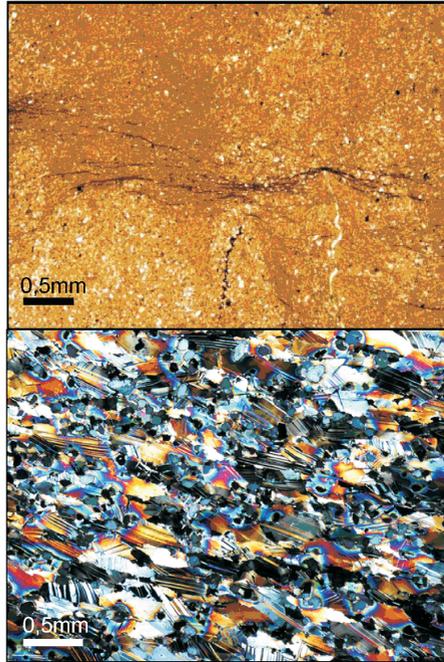
Disegno schematico dell'evoluzione di una dorsale oceanica a partire da una zona continentale stabile (A), allontanamento delle placche e loro relativo assottigliamento (B), trasgressione marina (C), stadio oceanico (D)

LE ROCCE SI TRASFORMANO

Una volta depostesi, durante i processi orogenetici le rocce vengono intensamente deformate. Durante il trasporto delle rocce in profondità e la conseguente deformazione, le rocce subiscono trasformazioni fisiche, chimiche e mineralogiche in funzione dei valori della pressione e temperatura circostanti, subiscono cioè un processo di trasformazione detto “metamorfico”. Per esempio un calcare si trasforma

in un marmo o una roccia a composizione pelitica si trasforma in una fillade. I nuovi minerali che si sviluppano e le loro dimensioni sono indicatori fondamentali per capire a che profondità nella crosta le rocce si sono venute a trovare.

Esempio al microscopio ottico di come si presenta un calcare non metamorfico e non deformato (in alto) e un marmo (in basso).



Le forze che entrano in gioco durante il movimento e la collisione delle placche causano deformazioni e traslazioni nelle rocce stesse, che vengono a trovarsi in una posizione molto diversa (da decine a centinaia di chilometri) da quella in cui si sono formate. Le originarie superfici di deposizione delle rocce (superfici di stratificazione) all'inizio disposte in modo più o meno orizzontale vengono deformate durante l'orogenesi e assumono posizioni molto diverse da quelle originarie.

Durante la collisione delle placche le rocce si deformano in modo diverso in funzione di due parametri principali che sono la temperatura e la pressione a cui sono sottoposte.

Entrambi questi parametri variano a seconda di quanto le rocce siano trasportate in profondità (più si va in profondità più aumenta sia la temperatura sia la pressione), variando quindi il loro livello “strutturale” cioè la loro posizione all'interno della crosta terrestre.

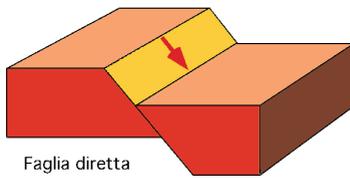
In seguito alla collisione infatti le rocce possono essere trasportate in profondità (livelli strutturali profondi) e successivamente riportate verso la superficie (livelli strutturali superficiali) attraverso diversi processi tettonici accompagnati dall'erosione più o meno intensa.

In generale, in una crosta normale, la pressione varia con la profondità di circa 0,33 kbar per chilometro mentre la temperatura mediamente aumenta con un tasso di circa 30°C al chilometro. Quindi ad esempio a 10 km di profondità possiamo trovare temperature intorno ai 300°C e pressioni di circa 3 kbar (equivalenti a 3000 volte la pressione atmosferica).

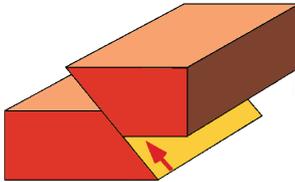
Le rocce trovandosi a profondità diverse nella crosta terrestre, e quindi a diversi valori di pressione e temperatura, possono comportarsi e deformarsi in modo molto diverso. Tutti hanno presente le eruzioni vulcaniche nelle quali le rocce fuse con temperature intorno o superiori ai 1000°C non sono rigide, come le vediamo normalmente, ma scorrono verso il basso soggette alla gravità, in modo molto fluido lungo le pendici dei vulcani. È chiaro quindi che più è alta la temperatura più le rocce tendono a fluire, a scorrere in modo cosiddetto plastico.

Una roccia in superficie è di solito rigida e se sottoposta a sforzi o tensioni tenderà a spaccarsi e dividersi in pezzi rigidi. Se la vogliamo modellare senza romperla (come facciamo con il pongo, la plastilina o la cera) dobbiamo scaldarla in un forno. In natura è sufficiente che la roccia sia trasportata a profondità crescenti per assumere un comportamento plastico.

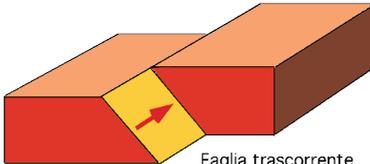
La diretta conseguenza di questi comportamenti diversi delle rocce in funzione della profondità si riflette nel tipo di strutture che si formano e che possiamo osservare nelle rocce stesse. Se la deformazione avviene “a freddo” causerà una rottura e frammentazione delle rocce. Viene chiamata deformazione di tipo **fragile**; si sviluppano in questo caso strutture denominate **faglie o giunti**. Si tratta di veri e propri piani di frattura che suddividono la roccia in due blocchi distinti. Se tali blocchi non si spostano tra di loro durante la formazione della frattura, la struttura prende il nome di giunto. Viceversa se i blocchi si spostano uno rispetto all'altro tali strutture si chiamano faglie.



Faglia diretta



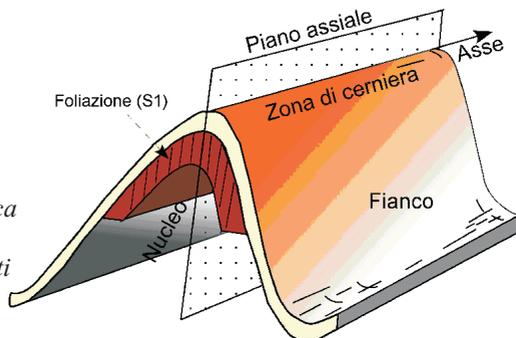
Faglia inversa



Faglia trascorrente

Disegno schematico di faglie che separano due blocchi che separano due blocchi originariamente uniti. I due blocchi possono avere movimenti relativi l'uno rispetto all'altro di tipo diverso che permettono di classificare le faglie come dirette (in alto), inverse (al centro) e trascorrenti (in basso)

Se le rocce si deformano o fluiscono in maniera **plastica** le strutture che si formano possono essere delle vistose ondulazioni che si chiamano pieghe. Le pieghe non prevedono una rottura della roccia stessa ma deformano la roccia “contorcendola”, facendole assumere una forma concava più o meno accentuata. Le pieghe sono caratterizzate da due fianchi variamente inclinati uniti attraverso la zona di cerniera, che raccoglie tutti i punti di massima curvatura. Sono inoltre caratterizzate da un piano assiale che è un piano ideale che passa per la zona di cerniera, raccogliendo tutti i punti di massima curvatura, e che divide la piega in due parti uguali.



Rappresentazione schematica di una struttura a pieghe e indicazione dei suoi elementi geometrici principali

Durante la formazione della piega con una orientazione parallela al piano assiale si può sviluppare una nuova superficie, chiamata foliazione, definita dall'allineamento di nuovi minerali che ricristallizzano o sono riorientati meccanicamente durante il processo di piegamento.

Tutte queste strutture, sia quelle fragili che quelle plastiche (giunti, faglie e pieghe), si sviluppano dalla scala microscopica (microscala) alla scala dell'intera montagna (mesoscala).

Le pieghe

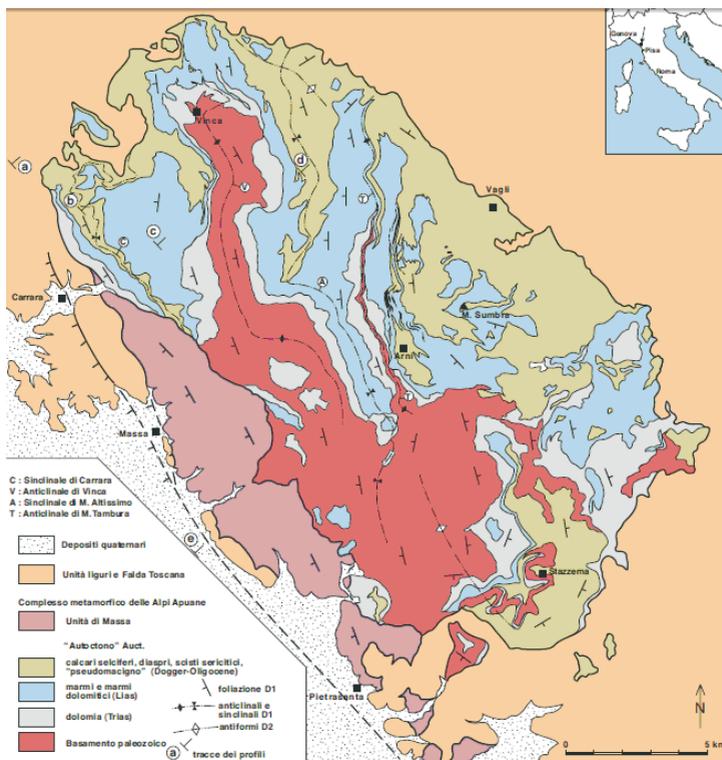
Le rocce delle Alpi Apuane derivano dalla deformazione e trasformazione di rocce sedimentarie, caratterizzate da numerosi strati di diverso spessore a seconda della litologia. Questi strati, quando le rocce sono sottoposte a forze compressive, tipiche dei processi di collisione tra placche, tendono a incurvarsi dando origine a pieghe e treni di pieghe. E' proprio la presenza di questi diversi strati che permette lo sviluppo delle pieghe stesse.

Sulle Alpi Apuane, ma in ogni contesto orogenetico, le strutture a pieghe si possono osservare a tutte le scale da quella metrica a quella microscopica, ma anche a quella chilometrica.

L'originaria superficie di deposizione (stratificazione) ben evidenziata da livelli a composizione diversa (interfaccia tra livelli quarzatici più competenti e livelli pelitici a granulometria più fine e quindi meno competenti) risulta deformata formando una piega anticlinale, cioè una piega con una concavità rivolta verso il basso. Nella parte centrale della piega (nucleo) è possibile osservare anche i piani di foliazione sviluppatasi durante il piegamento stesso.

Osservando queste rocce al microscopio ottico si nota che lungo i piani di foliazione si ha un allineamento e una isorientazione di minerali che ricristallizzano durante la formazione della piega stessa.

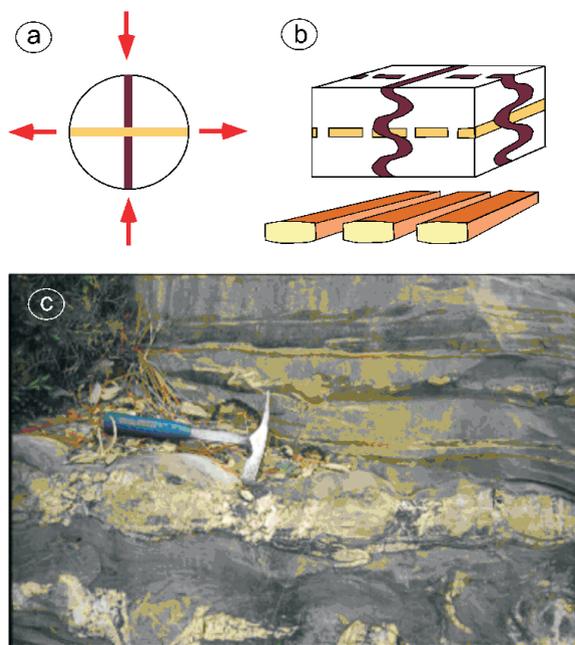
Strutture a pieghe così grandi vengono messe in evidenza dalle carte geologiche sulle quali il geologo riporta, su una base topografica ad una determinata scala, le diverse rocce che affiorano sul terreno, indicando rocce diverse con colori diversi. La distribuzione areale di tali rocce e le loro relazioni geometriche reciproche consentono di individuare l'assetto geologico-strutturale della zona e capire le strutture presenti sia in superficie che in profondità.



Carta geologica schematica del Massiccio delle Alpi Apuane

Dalla carta geologica si costruiscono le sezioni geologiche che costituiscono uno strumento fondamentale per la comprensione di tali strutture. Esse rappresentano uno spaccato verticale del terreno sul quale vengono proiettate le strutture geologiche e le loro relazioni geometriche reciproche.

Altre strutture di tipo plastico molto frequenti sulle Alpi Apuane sono i cosiddetti *boudins* (tipo “fila di salsicce”). Queste strutture si sviluppano quando abbiamo dei livelli più competenti, cioè più resistenti (rigidi) alla deformazione, immersi in una matrice più debole e plastica che vengono “stirati” o “allungati”. Se il livello a maggior competenza è circa perpendicolare rispetto alla direzione lungo la quale ho la massima compressione, esso risponde alle forze tensionali allungandosi e rompendosi in tante porzioni (*boudins*), mentre la roccia circostante tende a fluire intorno ai vari *boudins* andando a riempire gli spazi che si sono formati tra un *boudin* e l'altro.



a) stato indeformato rappresentato da un cerchio. I livelli rosso e giallo rappresentano due ipotetici strati di roccia con orientazione diversa rispetto alla direzione di massima compressione (freccie verticali) e di massima estensione (freccie orizzontali); b) stato deformato con rappresentazione schematica delle strutture registrate dai livelli rosso (formazione di pieghe) e giallo (formazione di boudin); c) esempio di boudins sviluppati in un livello di selce nel “Calcare selcifero”.

Esempi molto belli di strutture di questo tipo si sono sviluppati nei livelli di selce nel “Calcare selcifero” costituito da strati di calcare (relativamente più debole e quindi più deformabile) e strati a composizione silicea (molto più rigidi e resistenti). Durante la deformazione gli strati più deboli si allungano senza difficoltà e si assottigliano mentre gli strati rigidi interposti non riescono ad allungarsi allo stesso modo e subiscono l'allungamento rompendosi in molti pezzi, che una volta rotti vengono progressivamente allontanati l'uno dall'altro. Le pressioni presenti fanno sì che tali spazi vuoti vengano riempiti, o “risucchiando” gli strati più deboli, o “risucchiando” e facendo accumulare i fluidi che circolano nelle rocce.

I giunti e le faglie

Anche questo tipo di strutture sono ben riconoscibili sulle Alpi Apuane. Il movimento relativo dei due blocchi causa la formazione di molte strie sulla superficie di faglia dovute proprio allo scorrimento dei blocchi stessi. Infatti la presenza sulla superficie di faglia di piccoli clasti o asperità della superficie stessa forma delle vere e proprie strie che indicano la direzione del movimento dei due blocchi.

Spesso le fratture che si sviluppano nelle rocce più resistenti sono riempite da quarzo precipitato da fluidi prodotti dalle reazioni metamorfiche e circolanti nelle rocce durante la loro deformazione.

Lo studio delle strutture geologiche delle Alpi Apuane, la loro geometria ed orientazione nello spazio, affiancato dalla cartografia geologica di dettaglio, a diverse scale, hanno permesso di riconoscere nelle rocce che le compongono più sistemi di piegamento e lo sviluppo di faglie e giunti che li dislocano. Nel loro complesso e nel lungo percorso dalla formazione al metamorfismo fino al ritorno alla superficie, le rocce delle Alpi Apuane sono state sottoposte a diversi episodi di deformazione.

Le rocce, inizialmente depostesi con superfici orizzontali in vari ambienti di sedimentazione, sono state trasportate in profondità e di conseguenza deformate. Le relazioni geometriche tra le strutture

plastiche e quelle fragili hanno permesso di determinare un percorso della deformazione delle rocce avvenuto durante la formazione dell'Appennino settentrionale. Le rocce sono state portate in profondità durante la fase di collisione, della placca Adria che è sottoscorsa rispetto alla placca Europea con sviluppo, a livelli più profondi nella crosta, di strutture plastiche (pieghe) e successivamente riportate verso la superficie con la relativa formazione di strutture fragili a livelli strutturali più superficiali (faglie e giunti).

Lo studio dei minerali di nuova formazione ricristallizzati durante il processo metamorfico subito dalle rocce durante le fasi di approfondimento crostale, accompagnato da un aumento sia di temperatura che di pressione, ha permesso di stabilire che la profondità massima raggiunta dalle rocce delle Alpi Apuane è stata di circa 15-20 chilometri al di sotto della superficie terrestre con temperature di circa 400°C e pressioni di circa 7-8 kbar.

Schematizzando, sono stati riconosciuti due eventi principali di deformazione delle rocce (Fasi tettoniche) che comunemente vengono indicate come deformazione 1 (D1) e deformazione 2 (D2).

La fase D1 si sviluppa quando la placca Adria viene subdotta sotto la placca Europea e dà origine a pieghe di tutte le dimensioni e a traslazioni di entità di diverse decine di chilometri di rocce originariamente depostesi in ambienti molto diversi. La traslazione principale avviene da Ovest verso Est portando le unità Liguri (depostesi in ambiente oceanico) ad accavallarsi sopra le Unità toscane (depostesi sul margine continentale Adria). Durante questa fase le rocce coinvolte raggiungono le condizioni di pressione e temperature maggiori e il maggior grado di metamorfismo.

La fase D2, successiva alla fase tettonica descritta precedentemente, è anch'essa associata allo sviluppo di pieghe a tutte le scale. Questa fase tettonica si sviluppa mentre le rocce metamorfiche precedentemente deformate risalgono verso la superficie, quindi con valori di pressione e temperatura progressivamente decrescenti, detti "retrogradi".

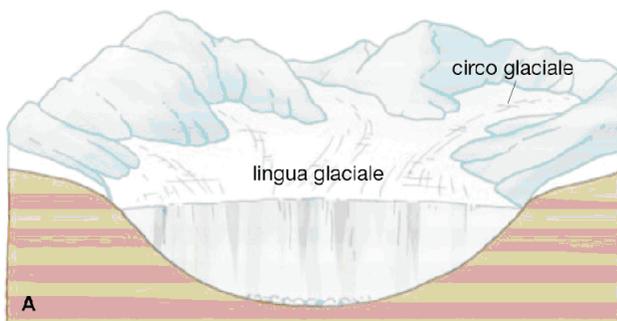
ELEMENTI DI GEOMORFOLOGIA GLACIALE

Le Alpi Apuane sono una ripida catena montuosa che sfiora i duemila metri situata ad un passo dal mare. Queste importanti peculiarità morfologiche e geografiche le conferiscono un clima particolare, con precipitazioni che possono raggiungere i 3000 mm di pioggia annui (Piccini *et al.*, 2008).

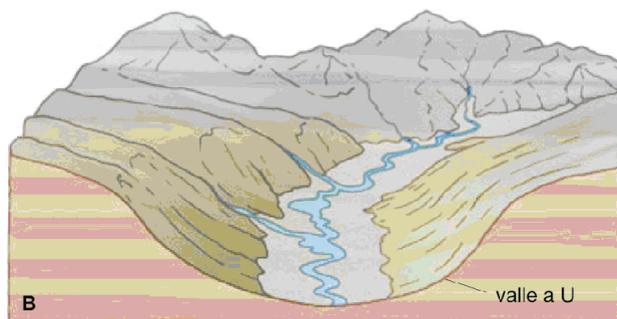
Lo spartiacque principale, che si estende parallelamente alla linea di costa per circa venti chilometri in direzione NW-SE, costituisce un'importante barriera orografica per gli umidi venti occidentali di diretta provenienza oceanica che, scontrandosi con i ripidi versanti apuani, danno origine a forti piovvaschi. A questo si aggiunge la grande influenza dell'area ciclogenetica del golfo di Genova cui le Apuane sono sottoposte. Masse d'aria fredda e umida provenienti dalle latitudini settentrionali scendono verso sud attraversando la Francia incanalandosi lungo la Valle del Rodano. Giunte in Mediterraneo, impattano sulle alte montagne della Corsica nord-occidentale risalendo verso NE fino al golfo ligure dove colpiscono le dorsali situate nelle immediate vicinanze del mare. Si instaura così una complessa interazione tra il contrasto tra l'acqua del Mar Ligure più tiepida e le masse d'aria fredda e umida di origine settentrionale ed il particolare contesto orografico della Liguria-Toscana-Corsica. Tale processo determina la formazione di un'area di bassa pressione nel Mar Ligure (Genoa Low) responsabile di precipitazioni, anche molto intense, sulla Liguria, l'alta Toscana ed in particolare sulle Alpi Apuane.

La grande disponibilità di precipitazioni ha fatto sì che durante periodi di deterioramento climatico ed in particolare durante l'ultimo periodo glaciale, grazie al forte abbassamento delle temperature, si sviluppassero sulle Apuane numerosi ghiacciai.

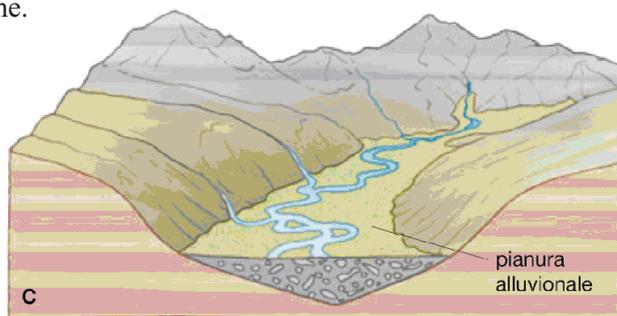
Il ghiacciaio è uno dei più importanti agenti capaci di modificare il paesaggio. L'enorme forza erosiva che la massa ghiacciata in movimento esercita sulle pareti e sul fondo delle valli ne modella i contorni conferendogli il caratteristico profilo ad U (vedi figura nella pagina seguente).



Il ghiacciaio nel suo lento movimento verso il basso erode sia i fianchi che il fondo della valle conferendogli il caratteristico profilo ad U.



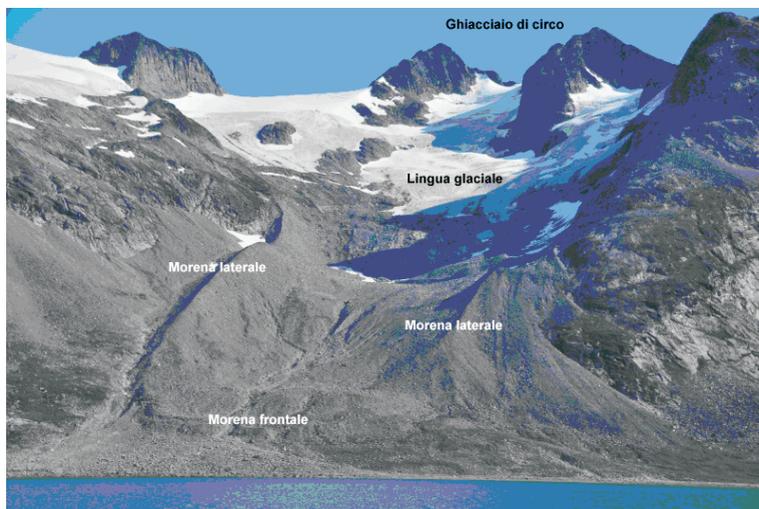
Dopo lo scioglimento del ghiaccio, il fondovalle, può essere occupato da un fiume.



Con il passare del tempo, se i corsi d'acqua trasportano abbondanti quantità di detriti, il fondovalle si riempie di depositi alluvionali e diviene pianeggiante.

Schema evolutivo semplificato di una valle glaciale (modificato da Lupia Palmieri, 2001)

Nel suo lento movimento verso valle il ghiacciaio trasporta un'enorme quantità di detrito che depositerà nelle fasi di stazionamento e/o ritiro sotto forma di collinette allungate lungo il perimetro della lingua glaciale (morena laterale e frontale), o di depositi sparsi sul fondovalle (vedi figura).



Schema semplificato di un ghiacciaio

I depositi glaciali sono costituiti da accumulo caotico di materiale detritico di varie dimensioni (till), dalle sabbie ai grandi massi, deposto dalla massa glaciale in ritiro senza alcun tipo di classazione. Sono caratterizzati dalla presenza di ciottoli con veri e propri graffi sulla superficie (strie) prodotti dallo sfregamento sul fondo o contro le pareti rocciose durante il trasporto.

I ghiacciai che hanno occupato le valli apuane erano ghiacciai di tipo Alpino, costituiti da un nucleo iniziale (ghiacciaio di circo) formatosi all'inizio del periodo glaciale ai piedi delle maggiori pareti rocciose. Con il perdurare di condizione climatiche favorevoli, grazie al continuo apporto nevoso, il ghiacciaio si accresce formando una lingua glaciale che dalla conca iniziale si propaga verso il basso invadendo le valli fluviali preesistenti e rimodellandole (ghiacciaio vallivo).

Le tracce glaciali in questa catena sono scarse e fortemente rimaneggiate da altri processi che si sono susseguiti nel tempo, sia naturali (fluviali, gravitativi) sia antropici (terrazzamenti agricoli, attività estrattiva). Sul versante marino delle Apuane, più ripido ed esposto verso i quadranti meridionali rimangono tracce principalmente nelle forme di erosione sui crinali e in piccole depressioni attestata alle quote più alte, mentre, nei versanti orientati verso i quadranti settentrionali, i depositi glaciali scendono fino ai 600 m. s.l.m. (es. Vagli, Gramolazzo), la quota più bassa di tutta la catena Appenninica.

A partire dal 1872, anno in cui Cocchi e De Stefani riconobbero i primi depositi glaciali apuani, numerosi autori hanno descritto forme di erosione o di deposito dovute all'azione glaciale, ma sfortunatamente fino ad oggi non sono state effettuate datazioni radiometriche che possano fornire un'età certa. L'attribuzione all'ultima espansione glaciale è infatti per analogia con depositi simili datati nell'Appennino Settentrionale e Centrale.



Questa piccola guida didattica alla geologia delle Alpi Apuane è stata preparata nell'ambito del PLS (Progetto Lauree Scientifiche) finanziato dal MIUR.

