

AMBIENTI E FACIES

Il termine **facies**, che in latino significa "aspetto" indica l'insieme dei caratteri litologici (colore, composizione mineralogica) ed eventualmente paleontologici (presenza di fossili) di una roccia che permettono di distinguerla dalle altre. La facies di una roccia dipende dall'ambiente fisico in cui si è formata. Nel caso delle rocce sedimentarie, è possibile distinguere facies continentali, facies di transizione e facies marine. L'**ambiente sedimentario fluviale** si può dividere in due parti: l'*ambiente pedemontano* e quello di *pianura alluvionale*. Nell'ambiente pedemontano si depositano soprattutto ghiaie e sabbie grossolane le cui rocce corrispondenti sono rispettivamente conglomerati e arenarie. La sedimentazione avviene nei *conoidi di deiezione*, là dove i corsi d'acqua provenienti da una regione montuosa si immettono nella pianura diminuendo bruscamente di velocità. Ricordiamo i conglomerati dell'Italia settentrionale che si sono formati durante l'innalzamento delle Alpi. Molto diffuse sono le rocce sedimentarie che si sono formate nelle *pianure alluvionali*. I depositi fluviali della Pianura Padana hanno uno spessore di alcune centinaia di metri. Nella loro composizione predominano la sabbia e il limo fine. L'**ambiente sedimentario lacustre** presenta differenze nella natura dei sedimenti che si depositano nella fascia costiera e al centro del bacino. La natura dei sedimenti è inoltre influenzata dal regime termico delle acque. Le facies lacustri sono formate da fanghi argillosi o calcarei. Gli strati sono paralleli se l'accumulo è avvenuto nella parte centrale del lago, mentre si assottigliano in una direzione se l'accumulo è avvenuto ai bordi del lago. In molti laghi di regioni temperate, con temperature relativamente elevate, la precipitazione di carbonato di calcio porta alla formazione di sottili lamine di calcare argilloso ricche di sostanza organica e gusci di diatomee. L'**ambiente palustre** ha quasi sempre estensione limitata, sia nello spazio che nel tempo, con esistenza relativamente breve. Esso è caratterizzato dallo sviluppo di vegetazione acquatica. I sedimenti tipici di questo ambiente sono di natura organogena. In paludi di vasta estensione si sono formati depositi di carbone. Depositati di torba e carbone si sono formate in paludi di dimensioni limitate associate all'ambiente fluviale o lacustre. L'**ambiente sedimentario glaciale** si estende sulle regioni coperte da ghiacciai. I sedimenti sono essenzialmente le *morene*.

Le morene si riconoscono facilmente per il loro aspetto caotico: si tratta di ciottoli di ogni genere e dimensione, spesso incisi da sottili strie e immersi in una matrice di limo argilloso. I *depositi fluvio-glaciali* si formano all'esterno delle morene e sono costituiti da materiale clastico, trasportato e depositato dalle acque di fusione dei ghiacciai. Depositati di questo tipo affiorano ai margini settentrionali e occidentali della Pianura Padana. Le **facies desertiche** sono caratterizzate dalle *dune*, collinette sabbiose accumulate dal vento. La sabbia è molto selezionata dal punto di vista della granulometria, mentre la stratificazione è piuttosto irregolare. Nell'**ambiente costiero** o **litorale** sedimentano rocce il cui studio è molto utile per la ricostruzione delle antiche linee di costa e per la ricerca di materiali utili. Infatti le arenarie depositate in questo ambiente sono spesso, a causa della loro porosità, la sede di accumulo di idrocarburi. Al largo delle coste alte si accumulano i blocchi strappati alla costa dall'azione erosiva delle onde. I depositi delle coste basse o *spiagge* consistono prevalentemente di sabbie quarzose. Questi depositi si formano durante una fase di trasgressione marina. L'ambiente litorale propriamente detto comprende una fascia situata tra le linee di alta e bassa marea, chiamata *avancosta* o *battigia* e una fascia più vicina al continente che viene raggiunta dalle onde più violente e che viene chiamata *retrocosta*.

Sulla battigia la sabbia si deposita in strati inclinati verso il mare composti da lamine parallele alla superficie della battigia stessa. Ogni lamina si forma durante un periodo in cui la risacca mantiene la stessa intensità. Nelle sabbie costiere sono frequenti le gallerie scavate da animali che vivono infossati nella sabbia per ripararsi dalle onde. Le **lagune** sono specchi d'acqua in parziale comunicazione col mare situati dietro fasce di sabbia (lidi e tomboli). I sedimenti lagunari in regioni a clima umido o temperato sono costituiti dal limo e dall'argilla portati dai fiumi e dalle maree.

Nelle lagune di regioni a clima arido, dove è forte l'evaporazione e non ci sono corsi d'acqua permanenti, i depositi sono prevalentemente chimici (evaporiti, calcari, dolomie). Rocce sedimentarie formate in ambiente lagunare possono contenere livelli fossiliferi perché pesci e altri organismi marini, portati dalle tempeste nel bacino lagunare, non sopravvivono a lungo a causa dell'eccessiva salinità. Alle foci dei fiumi i sedimenti si depositano per la brusca diminuzione di velocità del fiume e rimangono in posto se l'energia delle maree, delle correnti e delle onde è insufficiente a determinarne l'allontanamento. Gli **ambienti sedimentari marini** vengono divisi, a seconda della profondità, in *neritico*, *batiale* e *abissale*. L'ambiente neritico occupa le piattaforme continentali. La distribuzione attuale dei sedimenti neritici risente degli avvenimenti geologici dell'era quaternaria, e in particolare dell'abbassamento generale degli oceani conseguente alle glaciazioni delle ere geologiche passate. Durante le glaciazioni, le piattaforme continentali emergevano quasi completamente ed erano ricoperte da sedimenti continentali. Il mare è risalito al livello attuale da relativamente poco tempo, in conseguenza dello scioglimento delle calotte glaciali, ed ha sommerso le zone costiere, operando un rimaneggiamento dei sedimenti preesistenti. Si spiegano così i depositi ghiaiosi al largo delle coste Atlantiche dell'America settentrionale, la presenza di morene nel fondo del mare, le dune di sabbia sommerse nel Mare del Nord.

Il tipo di sedimento depositato nell'ambiente neritico è condizionato dalla topografia del fondo che regola il decorso delle correnti. Nell'ambiente neritico profondo è intensa la sedimentazione di sostanza organica, perché esso pullula di vita. Tra le rocce sedimentarie formate in ambiente neritico vi sono arenarie e argille normali o nerastre. I fossili sono frequenti. Comuni anche i calcari di qualunque tipo, le fosforiti e i depositi ferriferi. I sedimenti deposti in ambiente batiale e abissale, cioè sui fondi oceanici e sulla parte inferiore della scarpata continentale, sono caratterizzati da una varietà litologica minore rispetto a quelli neritici e da una minore velocità di accumulo. Sulla scarpata continentale si depositano i sedimenti più fini, portati al mare dai fiumi e che le onde e le correnti allontanano dalla costa. Si tratta di argille o di fango calcareo. Un sedimento di origine clastica, caratteristico dell'ambiente oceanico abissale attuale, è l'*argilla rossa* che ricopre vaste estensioni del fondo dei tre oceani.

L'ambiente di geosinclinale

Le geosinclinali sono vaste regioni della crosta terrestre soggette per un esteso intervallo di tempo a una forte subsidenza compensata da un potente accumulo di sedimenti. Questi eventi sono stati accompagnati da fenomeni magmatici intrusivi ed effusivi, e seguiti da un intenso ripiegamento tettonico e da un innalzamento delle formazioni ripiegate e spesso metamorfosate, a formare una catena di montagne. Le rocce sedimentarie formate in bacini geosinclinali costituiscono, per la maggior parte, le grandi catene montuose a pieghe, intaccate dall'erosione a diversi livelli. Nello studio dei processi di sedimentazione nelle geosinclinali si possono distinguere più fasi. La prima fase, detta fase di pregeosinclinale, è caratterizzata da una sedimentazione di piattaforma continentale con prevalenza di formazioni di limitato spessore ricche di fossili con argille e calcari. La seconda fase, detta euxinica, è caratterizzata dal deposito avvenuto in ambiente marino profondo di argille nere calcari e selci. La terza fase del ciclo sedimentario di geosinclinale è la parte principale ed è detta di flysch, dal nome con il quale furono designate formazioni sedimentarie delle Alpi prevalentemente argillose. Il flysch comprende formazioni di elevato spessore con alternanze di strati di arenaria ed argilla. Possono anche essere presenti calcari e conglomerati. Durante la fase di flysch possono aver luogo importanti fenomeni magmatici nella geosinclinale; il ripiegamento si fa progressivamente più intenso e nelle parti centrali e profonde della regione si formano e si consolidano batoliti granitici. La fase di flysch si conclude con un periodo di innalzamento della regione e di erosione delle sue parti centrali più elevate. La quarta ed ultima fase di sedimentazione geosinclinale viene detta di molassa, dal nome di un gruppo di formazioni arenacee affioranti sui declivi a nord delle Alpi. La molassa è prevalentemente costituita da arenarie che sono state depositate in ambiente fluviale, deltizio, costiero e marino poco profondo provenendo dall'erosione della catena montuosa in corso di sollevamento. Nelle formazioni della molassa sono anche presenti conglomerati originati in ambiente fluviale pedemontano.

LA STRATIGRAFIA

Le rocce affioranti costituiscono per il geologo un'importante fonte di informazioni circa gli eventi che si sono succeduti sulla Terra nel corso delle ere geologiche.



Le rocce che si possono oggi osservare in superficie non si presentano quasi mai con la loro giacitura originaria. Estese parti della superficie terrestre sono costituite da rocce stratificate la cui deposizione è avvenuta in mare nelle ere passate; è certo quindi che esse sono state per lo meno sollevate di centinaia di metri; molto spesso però sono state anche ripiegate, spostate lateralmente, fratturate.

Si definisce **formazione geologica** l'insieme di strati di rocce che hanno avuto origine in un ambiente omogeneo nello stesso lasso di tempo.

In una serie rocciosa lo **strato** è l'unità elementare. Uno strato è limitato da superfici generalmente parallele, dette *giunti di stratificazione* o *superfici limite*.

Si chiama *potenza* di uno strato lo spessore, ovvero la distanza tra due giunti di stratificazione. Con il termine *giacitura* si indica la posizione nello spazio di uno strato. Uno *strato chiave* è un livello dotato di qualche caratteristica particolare che lo distingua facilmente da tutti gli altri, potendo essere così utilizzato come elemento guida o di riferimento. Uno strato di notevole spessore viene chiamato **banco**.



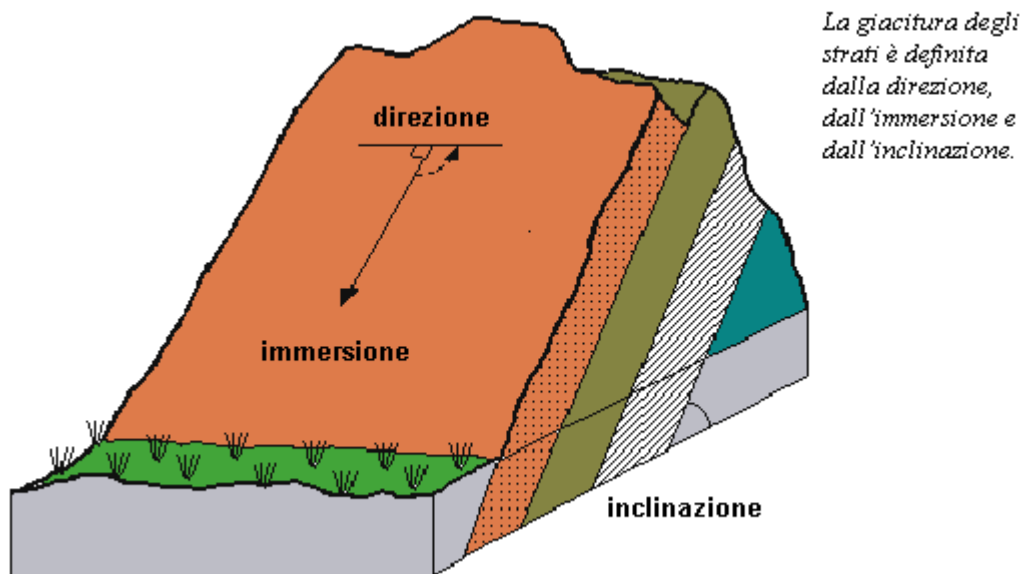
La stratificazione e l'alternanza di strati a differente composizione mineralogica riflettono la successione cronologica delle condizioni ambientali durante le varie fasi della sedimentazione. L'alternanza di strati di arenaria e di argilla testimonia la successione di periodi di acque mosse da correnti o da onde e di acque tranquille in un determinato ambiente sedimentario marino o lacustre; così l'alternanza di evaporiti di diversa natura (anidrite, salgemma, ecc.), ci fa capire che in periodi diversi le acque del bacino sedimentario sono diventate sature rispetto ai diversi sali in esse disciolti.

Non sempre però la stratificazione è determinata dall'alternanza di depositi con differente composizione mineralogica: a volte si tratta di depositi identici, nei quali i diversi strati si sono formati, ognuno durante un singolo atto sedimentario.

La giacitura di uno strato viene individuata da tre elementi:

1. la **direzione**, che è rappresentata dalla linea d'intersezione dello strato con un piano orizzontale;
2. l'**immersione**, che è rappresentata dal punto cardinale verso cui lo strato ha la sua massima pendenza ed è sempre perpendicolare alla direzione;
3. l'**inclinazione**, che è rappresentata dall'angolo che lo strato forma con il piano orizzontale.

La bussola del geologo è lo strumento utilizzato per misurare questi elementi.

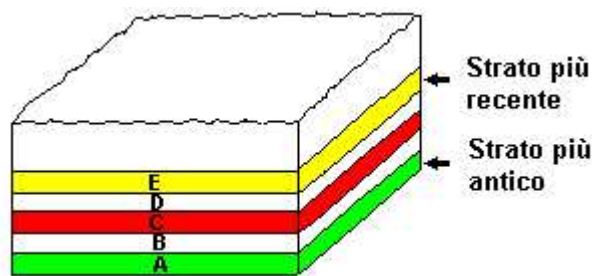


Un insieme di strati rocciosi che si sono originati in un ambiente omogeneo viene chiamato **formazione sedimentaria**. Ogni formazione ha caratteristiche particolari, che permettono di distinguerla dalle altre.

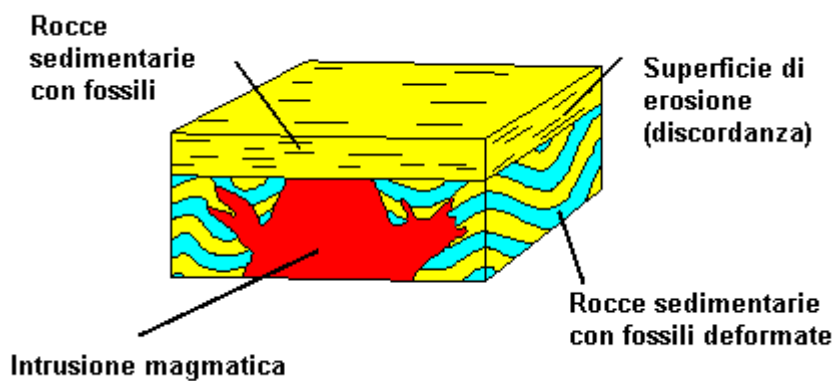
In una determinata regione è possibile ricostruire la successione delle varie formazioni geologiche che si sono succedute nel tempo in quella regione. La successione delle diverse formazioni geologiche viene chiamata **successione stratigrafica** e può raggiungere spessori di migliaia di metri.

L'età relativa di una serie di strati, e quindi la sequenza degli eventi geologici che si sono verificati in una data area, possono essere determinati sulla base di alcuni fondamentali principi.

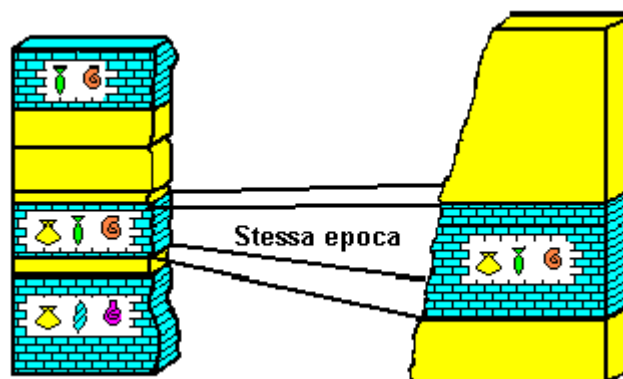
Il **principio di sovrapposizione** stabilisce che gli strati più antichi sono coperti da quelli più recenti. Così, in una sequenza sedimentaria, l'elemento più giovane si trova più in alto.



Per il **principio di intersezione**, se una serie di strati è attraversata da una faglia (frattura) o da un'intrusione magmatica, queste ultime sono più recenti dei sedimenti. Le rocce interessate da eventi di deformazione sono precedenti all'episodio di deformazione.



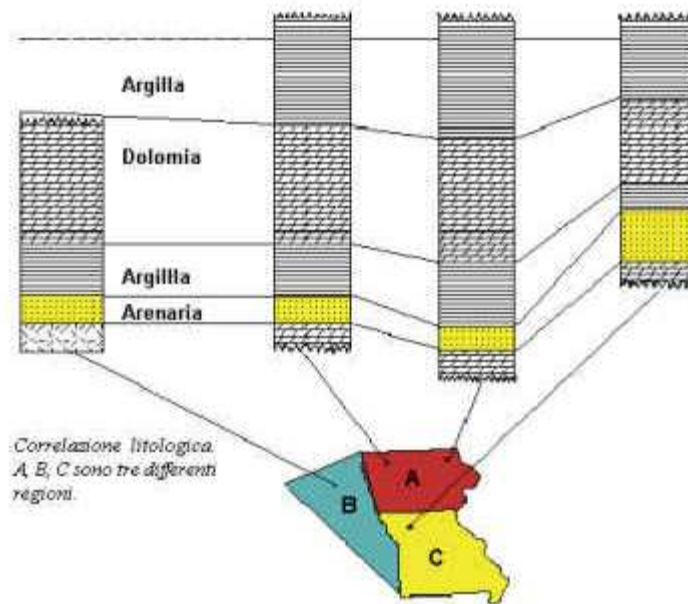
Il principio della **successione fossile** stabilisce che particolari forme fossili possono essere usate come marcatori dell'epoca nella quale si sono sedimentati e questo perché gli organismi si evolvono attraverso il tempo.



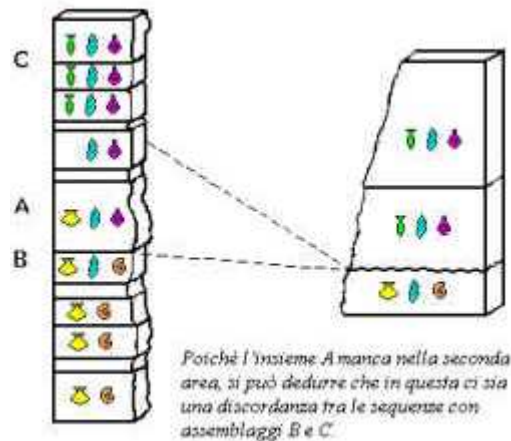
Ne consegue che sedimenti situati in località diverse e distanti fra loro che contengono gli stessi fossili, possono essere considerati della stessa età, cioè cronologicamente equivalenti.

Correlazione

È chiamato **correlazione** un metodo di indagine che utilizza analogie tra unità geologiche per estendere queste informazioni su una larga area geografica. Effettuando correlazioni tra successioni stratigrafiche situate in località diverse, è possibile ricostruire in modo completo la successione degli eventi geologici, biologici e ambientali di una data regione e dell'intera Terra. Nella **correlazione litologica**, una unità viene riconosciuta dal tipo di roccia o da una sequenza di tipi di rocce. Per esempio, la stessa sequenza di arenaria, argilla, dolomite, argilla rilevata in regioni diverse indica che in queste regioni si sono succeduti gli stessi eventi geologici.



Nella **correlazione paleontologica** si utilizza la presenza di fossili per determinare l'età relativa dei vari strati.



Le strutture stratigrafiche

Quando in una successione stratigrafica tutti gli strati sono tra loro paralleli, si dice che esiste una **concordanza stratigrafica**. Strati concordanti indicano che le modalità del processo di sedimentazione e le condizioni ambientali in cui si è realizzato sono rimasti costanti per un certo periodo di tempo.

Se in una successione stratigrafica si osserva una discontinuità fra le parti sottostante e sovrastante, vuol dire che nell'ambiente di sedimentazione sono intervenuti dei cambiamenti nel ritmo o nelle modalità della sedimentazione.

Se una discontinuità è dovuta ad una interruzione nella sedimentazione, si osserva la mancanza di uno strato o di un gruppo di strati: in questo caso si parla di **lacuna sedimentaria**.

Una lacuna corrisponde al periodo di tempo in cui non è avvenuta la sedimentazione. Nello stesso periodo di tempo in cui si è determinata una lacuna, la sedimentazione può essere continuata regolarmente in regioni più o meno lontane e ciò si può mettere in evidenza correlando strati che affiorano in località diverse.

Dove si è avuta una interruzione nel processo di sedimentazione, perché è intervenuto un periodo di erosione o si è verificato un episodio di deformazione, gli strati rocciosi registrano l'interruzione come una superficie di

discontinuità chiamata **discordanza**. Una discordanza segna l'inizio di una nuova successione che può essere parallela alla precedente (discordanza semplice) oppure inclinata (discordanza angolare).

Le strutture sedimentarie che presentano discordanze indicano spesso episodi di *trasgressioni e regressioni* marine che determinano anche una variazione nella granulometria delle rocce sedimentarie che si formano. Una data regione, nel tempo, può essere stata sommersa una o più volte dal mare e altrettante volte può essere emersa per periodi più o meno lunghi. In una successione di strati depositatisi durante una trasgressione marina, i materiali più grossolani si rinvengono alla base e quelli di granulometria più minuta nelle parti più alte. In una successione di strati depositatisi durante una regressione marina, i materiali più fini si trovano in basso e i più grossolani in alto. La successione di strati rocciosi compresi tra due trasgressioni, o tra due regressioni, è detta **ciclo sedimentario**. Tra le due formazioni c'è una lacuna stratigrafica e una superficie di erosione che corrispondono al periodo di emersione. Trasgressioni e regressioni marine possono essere provocate da variazioni del livello medio del mare durante i periodi glaciali, da movimenti verticali della crosta per aggiustamenti dell'equilibrio isostatico o per fenomeni orogenetici.

PRINCIPALI TIPI DI ROCCE SEDIMENTARIE

La prima classificazione delle rocce sedimentarie più comunemente accettata si basa sulla loro genesi. Esistono anche altre classificazioni che considerano prevalentemente la composizione mineralogica. Noi faremo riferimento alla prima, ma è bene ricordare che in natura non esistono schemi rigidi e che, perciò, ci saranno anche vari tipi di rocce non classificabili a rigore nell'uno o nell'altro gruppo. Una prima suddivisione individua tre gruppi principali: rocce clastiche o detritiche, rocce di deposito chimico e rocce organogene.

Rocce sedimentarie clastiche o detritiche

Tra le rocce clastiche vanno considerati sia i sedimenti sciolti, sia le rocce compatte formatesi in seguito alla diagenesi.

Prodotti della degradazione meteorica	Sedimenti	Rocce
Ciottoli	Ghiaie	Conglomerati
Granuli	Sabbia	Arenarie
Particelle fini	Fanghi e minerali delle argille	Argille Marne

Le **ghiaie** sono sedimenti e i loro equivalenti litificati si chiamano **conglomerati**. Ghiaie e conglomerati sono costituiti da frammenti di diametro maggiore di 2 mm. Nei conglomerati può essere presente del materiale clastico più fine (sabbia e limo) negli interstizi come cemento. Altre volte il cemento è costituito da sostanze precipitate chimicamente. Spesso sono presenti sia la matrice clastica che il cemento chimico. I conglomerati si dividono in *brecce* (con ciottoli a spigoli vivi) e *puddinghe* (con ciottoli arrotondati).



Le *morene* sono depositi clastici prodotti dall'attività erosiva e di trasporto dei ghiacciai. In base alla granulometria si possono distinguere morene superficiali e morene di fondo. Le morene di fondo hanno subito l'azione tritillante del ghiaccio in movimento e sono quindi principalmente costituite da limo nel quale si trovano, ridotti in granuli finissimi, tutti i minerali già presenti nella roccia madre. Le morene superficiali sono invece formate da blocchi e frammenti caduti sulla superficie del ghiacciaio dalle pareti rocciose circostanti. I ciottoli morenici hanno spesso forma appiattita e arrotondata; inoltre quelle non molto dure mostrano caratteristiche striature parallele, prodotte dall'attrito contro la roccia in posto o altri ciottoli durante l'avanzata del ghiacciaio.

Le caratteristiche dei ciottoli morenici sono oggetto di particolare attenzione da parte degli studiosi perché molto utili nello studio dei climi del passato. Nella [storia della Terra](#) sono avvenute estese glaciazioni e ognuna di esse ha lasciato i suoi depositi morenici.

Le morene delle Prealpi italiane sono ridotte ad ammassi argillosi impregnati di ossidi di ferro, il cosiddetto «ferretto», formatosi durante il periodo interglaciale Mindel-Riss. Conglomerati di vario tipo sono presenti in molte località italiane. Tra i più noti, ricordiamo i conglomerati appartenenti al cosiddetto «Verrucano alpino» di età [permiana](#) affioranti nelle Prealpi centrali e nelle Alpi orientali. Questi conglomerati sono caratterizzati da un colore rosso cupo prodotto da ossidi di ferro. Le *carniole* diffuse nelle Alpi occidentali sono costituite da frammenti di dolomia nerastra immersi in una matrice calcitica giallastra, impregnata di ossido di ferro. Le **sabbie** sono sedimenti formati da granuli con diametro compreso tra 1/16 di mm e 2 mm. Corrispondenti litificati delle sabbie sono le **arenarie**.



*Strati di arenaria
nei pressi della città di Petra*

Le *arenarie quarzose* presentano granuli composti in prevalenza da quarzo cementati da quarzo o da altre forme della silice come opale o calcedonio, da calcite o da altri minerali. I fossili sono generalmente assenti perché i gusci calcarei vengono frammentati durante i ripetuti rimaneggiamenti che il materiale detritico subisce prima della sedimentazione finale; la calcite dei frammenti viene poi disciolta e asportata. Le *arcose* sono arenarie a grana grossolana di colore biancastro o rossastro che contengono elevate percentuali di feldspati. I fossili sono per lo più scarsi o assenti. Le arcose postorogeniche sono formazioni sedimentarie di notevole spessore depositate per lo più in ambienti continentali o di transizione (fluviale, deltizio) in seguito alla rapida erosione di una catena di montagne di recente formazione. Le *arenarie vulcaniche* sono arenarie nelle quali abbondano frammenti di rocce e vetro vulcanico. Le *arenarie tufacee* sono depositi ibridi costituiti da materiale piroclastico mescolato a materiale detritico non di origine vulcanica. Le *grovacche* sono arenarie compatte e fortemente litificate che contengono una quantità notevole di argilla e limo fine ed hanno caratteristiche tali da farne attribuire la sedimentazione a correnti di torbidità. Sono rocce assai diffuse e si alternano con le argille in formazioni (*flysch*) che possono raggiungere notevole spessore.



Grovacca

Nelle Prealpi centrali si trovano arenarie intercalate ai conglomerati del Verrucano risalenti al Permiano. Nelle Alpi orientali ricordiamo le arenarie della Val Gardena in parte di origine marina. Banchi di arenaria, si trovano negli "scisti del Collio" delle Prealpi bresciane. Le arenarie di Sarnico in Lombardia e la *pietraforte* della Toscana risalgono al [Cretacico superiore](#).

Dai minerali delle argille derivanti direttamente dalla roccia madre e dai fanghi più fini si ottengono in seguito al processo di litificazione le **argille**.



Nelle *argille limose* prevalgono i minerali delle sabbie, cioè quarzo, feldspati e miche. Sono comuni nell'ambiente continentale fluviale, presso le foci dei grandi fiumi, e nell'ambiente marino neritico. Un particolare tipo di argilla limosa è il *loess*, un deposito eolico di colore giallastro.

Le *argille fini residuali* sono diverse da tutte le altre rocce sedimentarie detritiche perché non hanno subito trasporto. Un particolare tipo di argilla residuale, diffuso nelle Prealpi, è il *ferretto* di colore rossastro formato per alterazione meteorica di depositi morenici e fluvioglaciali senza che siano intervenuti processi di trasporto.

Le *argille glaciali* sono rocce sedimentate in regioni glaciali. L'azione triturante dei ghiacci in movimento sul materiale detritico produce grandi quantità di frammenti assai fini costituiti dai principali minerali presenti nelle rocce.

Le *argille fluviali* sono state deposte dalle acque in piena dei fiumi su estese superfici. Possono contenere abbondante sostanza organica di origine vegetale.

Le *argille lacustri* mostrano caratteristiche analoghe a quelle fluviali. La stratificazione è più regolare che nelle argille fluviali e la sostanza organica può raggiungere percentuali considerevoli.

Le *argille marine* contengono fossili o microfossili marini. Nelle argille marine è comune la presenza di carbonato di calcio sia di origine chimica che di origine organica.

Nell'area mediterranea le argille originate da rocce calcaree contengono idrossidi di ferro e prendono il nome di **terre rosse**. La *bauxite* formata da idrossidi di alluminio è una roccia compatta bianco-rossastra. Le *lateriti* derivano dai graniti e sono ricche di idrossidi di alluminio e ferro. Le argille sono rocce comuni in Italia. Tra le formazioni prevalentemente argillose di maggiore estensione e spessore, ricordiamo quelle della formazione permiana degli «scisti del Collio» in Lombardia e gli estesi e depositi dell'Appennino settentrionale. Il *loess* è un'argilla limosa di deposito eolico presente in varie località ai piedi delle Alpi. Le **marne** sono rocce sedimentarie di origine clastica che si sono formate in seguito al deposito del materiale detritico in mare aperto, in lagune o in bacini lacustri. Dal punto di vista della composizione si distinguono marne calcaree, argillose o silicee. In Italia si trovano nell'Astigiano, nell'Alessandrino, nell'Oltrepò Pavese, nelle Prealpi varesine, comasche e bresciane. Marne argillose ricche di foraminiferi (fossili) si trovano nell'Appennino centro-meridionale. Le marne costituiscono materia prima per l'industria dei cementi.

Rocce sedimentarie di deposito chimico

Queste rocce si formano all'interno di un bacino sedimentario da componenti chimici sciolti nell'acqua del mare. Queste sostanze chimiche possono essere rimosse dall'acqua del mare e trasformate in rocce da processi chimici, o con l'intervento di processi biologici (come la formazione delle conchiglie). In alcuni casi è difficile separare i due processi, per cui esse sono raggruppate insieme.



Formazioni calcaree in Turchia

Le **evaporiti** sono rocce formatesi dall'evaporazione del mare o di acqua dolce in seguito alla quale alcune sostanze disciolte diventano supersature e precipitano formando depositi. Il gesso e il salgemma sono esempi di rocce evaporitiche. Il salgemma forma spesso ammassi cupuliformi (*diapiri*) di notevoli dimensioni dovuti a una deformazione plastica della roccia e alla sua risalita dentro le rocce incassanti più dense. Il Gran Lago Salato nello Utah e il Mar Morto sono esempi di specchi d'acqua che hanno prodotto e producono evaporiti.

Depositi evaporitici prevalentemente gessosi si trovano nel Veneto e in Lombardia. Evaporiti di gesso, anidrite e salgemma affiorano in varie località dell'Appennino e in Sicilia.



Evaporiti nello Utah



Depositi di gesso presso Agrigento

I **calcarei oolitici** sono calcarei composti in prevalenza da ooliti, corpuscoli sferici delle dimensioni di granelli di sabbia in cui si distingue un nucleo, che può essere formato da qualsiasi corpuscolo detritico, e un involucro di calcite microcristallina. Le **calcareeniti** sono rocce calcaree detritiche formate da granuli delle stesse dimensioni della sabbia di natura calcarea per più del 50%. I **travertini** sono depositi calcarei molto porosi e fittamente laminati, formati a valle di cascate di corsi d'acqua ricchi di carbonato di calcio in soluzione. Queste rocce racchiudono spesso resti vegetali e sono usate come pietre da costruzione e da rivestimento. Depositi di travertino si trovano nell'Italia centro meridionale. Le **concrezioni** sono incrostazioni o riempimenti di sostanze minerali depositate per precipitazione da soluzioni circolanti in cavità delle rocce o del suolo. Possono assumere forme diverse e possono essere costituite da silice, calcite, dolomite, gesso, ossidi di ferro, ecc. Le **stalattiti** e le **stalagmiti** o **alabastrini calcarei**, compatti e spesso con belle zonature di colore si producono in seguito a fenomeni di soluzione e rideposizione della calcite in regioni con forte circolazione di acque sotterranee (regioni carsiche) in particolare nelle grotte (Castellana, Postumia, Toirano, ecc.). Grandi masse di concrezioni calcaree sono utilizzate come pietra ornamentale (ad esempio onice del Carso). Nella zona del Monte Grappa e del Carso si trovano estese formazioni calcaree con grandiosi fenomeni carsici (doline, inghiottitoi, grotte, foibe).



Rocce sedimentarie di origine organica

Le **rocce organogene** (o biochimiche) hanno origine da resti di organismi viventi con scheletri, conchiglie o gusci ricchi di sali minerali quali carbonato di calcio (spugne, madrepori, molluschi), biossido di silicio e fosfati, che costituiscono scheletri, conchiglie e gusci.

La diagenesi successiva al deposito di tali resti produce rocce sedimentarie a chimismo calcareo, siliceo o fosfatico.

Conchiglie, gusci e scheletri calcarei danno origine direttamente a scogliere coralline e madreporiche.

I *calcari di bioherma* o di scogliera sono costituiti da scheletri di organismi acquatici che si sviluppano in alcune aree del fondo marino, a piccola profondità. Tra gli organismi costruttori ricordiamo le alghe capaci di fissare il carbonato di calcio, i coralli, i briozoi, i lamellibranchi, i gasteropodi, i brachiopodi e i foraminiferi. L'esempio più tipico è rappresentato dalle scogliere coralline che formano barriere parallele alla costa, talvolta estese per migliaia di chilometri. Calcari di bioherma si trovano nelle Alpi Carniche, nel Veneto e nell'Italia meridionale.

I *calcari di biostroma* sono masse di rocce carbonatiche di origine organogena costituiti da accumuli di gusci di organismi, sia bentonici che planctonici. Si differenziano da quelli di bioherma perché si estendono su aree assai più vaste e soprattutto perché sono stratificati.

I *calcari pelagici* sono rocce compatte a grana fine di colore spesso chiaro e biancastro che si sono formate dall'accumulo di minuti gusci calcarei di organismi unicellulari (foraminiferi e flagellati) in ambiente marino e a profondità variabili.

Alcune specie di alghe che vivono in colonie possono provocare la precipitazione di carbonato di calcio dalle acque marine in seguito alla funzione clorofilliana. Il carbonato di calcio depositato in lamine regolari sopra le colonie di alghe può dare origine a strati di calcare.

I calcari di origine organogena sono rocce molto comuni. Ricordiamo la *pietra litografica* di Solenhofen (Baviera), la *maiolica* delle Prealpi lombarde, il *biancone* del Veneto.

Alcuni calcari sono usati in architettura come pietre ornamentali; presentano spesso resti fossili che in alcuni casi formano disegni particolari messi in risalto da differenze di colore: il *giallo di Segesta* (Trapani) mostra forme arboreescenti, mentre la *pietra paesina* della Toscana mostra immagini paesaggistiche.

I calcari compatti si possono tagliare in lastre e lucidare, e vengono quindi usati per fare pavimenti e rivestimenti interni o esterni di palazzi.

Le **rocce silicee non detritiche** organogene derivano dalla sedimentazione di gusci o parti scheletriche silicee di organismi appartenenti ai gruppi delle spugne (*spongoliti*), delle diatomee (*diatomiti*) e dei radiolari (*radiolariti*). Complessivamente vengono designate con il nome di **selci**. In Italia ricordiamo le diatomiti affioranti in Romagna, in Sicilia e presso il Monte Amiata in Toscana.



Selci

La **dolomia** è una roccia sedimentaria di origine chimico-organogena, che in alcune regioni del mondo forma intere catene montuose. Il colore è in genere chiaro, grigiastro, giallastro o rosato. La struttura è caratterizzata da granuli, spesso della stessa dimensione a contorno poligonale, immersi in una grana minuta.

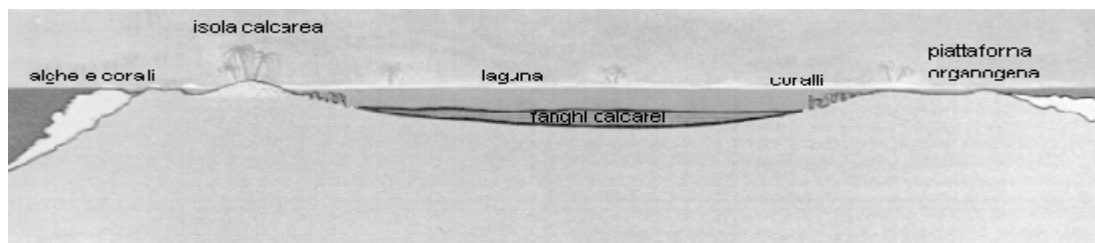


La dolomitizzazione (il processo attraverso il quale una roccia calcarea si trasforma in dolomia) può avvenire durante e dopo la deposizione di un sedimento calcareo, e può essere parziale o totale. Nella dolomitizzazione parziale solo i cristalli più piccoli subiscono la dolomitizzazione, mentre quelli più grossi ed eventuali fossili mantengono la loro natura calcitica. La dolomitizzazione è invece totale quando si trasforma tutta la struttura della roccia tranne la pasta di fondo. La dolomitizzazione distrugge spesso i fossili contenuti nei sedimenti e così pure le tessiture originarie. Nella maggior parte dei casi il processo di dolomitizzazione è dovuto ad una reazione chimica di doppio scambio tra i sali di magnesio disciolti nell'acqua ed il carbonato di calcio dei calcari marini (solitamente dovuto ad accumulo di gusci, scheletri e parti calcitiche di piccoli invertebrati quali coralli, briozoi, echinidi e molluschi). Si tratta insomma di una sostituzione, detta metasomatica, di ioni calcio con ioni magnesio, per azione di acque ricche di sali di vario tipo sui sedimenti calcarei. Tale tipo di dolomitizzazione ha interessato molti antichi calcari di scogliera, soprattutto nelle parti più profonde. In altri casi la dolomitizzazione può avvenire, in modo indiretto, per azione delle acque d'infiltrazione sotterranea, che erodono e sciolgono il carbonato di calcio originando le così dette dolomie vacuolari, ricche di vuoti. Nei depositi del Permiano superiore delle Alpi centro-orientali vi sono sottili livelli di dolomie formate in ambiente evaporitico. Le dolomie delle Alpi occidentali, quelle dello Sciliar in Alto Adige e la dolomia di Esino in Lombardia appartengono al [Triassico](#). Le rocce dolomitiche del Triassico superiore e medio formano i maggiori rilievi delle Dolomiti nelle Alpi Orientali e contengono spesso resti di alghe calcaree e di coralli. Durante il Triassico la regione nella quale sorgono le Dolomiti era ricoperta da un mare dove gli organismi marini costruttori (coralli e alghe calcaree) formavano potenti ed estese formazioni di scogliera.



Dolomia stratificata nelle Tre Cime di Lavaredo.

La *dolomia metallifera*, contenente diversi metalli utili si trova nelle Grigne (Como), nel Resegone (Lecco), nel monte Arera, nella Presolana e nel monte Albenza, tutti nei dintorni di Bergamo. Le rocce dolomitiche del Gargano si sono formate nel [Cretacico inferiore](#). Le dolomie dell'Algeria e dell'Iran hanno una notevole importanza in quanto rocce serbatoio del petrolio. Le **fosforiti** sono rocce fosfatiche originate da depositi di ossa o di guano. In quanto prodotti dalla trasformazione di sostanza organica si considerano rocce organogene anche i carboni e il petrolio. Le **barriere coralline** sono grandi formazioni calcaree costituite dallo scheletro esterno protettivo di particolari specie di coralli e madrepori; questi organismi formano enormi colonie di milioni di individui, particolarmente sui margini occidentali dei grandi oceani, dove trovano le condizioni ottimali di esistenza che consistono in particolare in una temperatura compresa tra i 18 e i 30 °C. La barriera corallina lungo le coste dell'Australia orientale si estende per ben 2.200 chilometri. Le colonie di coralli possono svilupparsi sia lateralmente, anche per centinaia di chilometri, sia verticalmente, anche per migliaia di metri. Il diverso sviluppo segue le vicende del fondale. Se questo si abbassa, per motivi vari, i coralli si sviluppano in altezza, se rimane stabile, si sviluppano lateralmente. Le barriere coralline sono costituite dal carbonato di calcio (CaCO_3) utilizzato dai polipi dei coralli per edificare la propria struttura di sostegno; i polipi assorbono questa sostanza dal mare e la fissano allo scheletro esterno. Gli **atolli corallini**, frequenti nell'Oceano Pacifico, sono isole costituite da una barriera corallina di forma anulare racchiudente una laguna che si è edificata sui resti di un'isola vulcanica.



I FENOMENI CARSICI

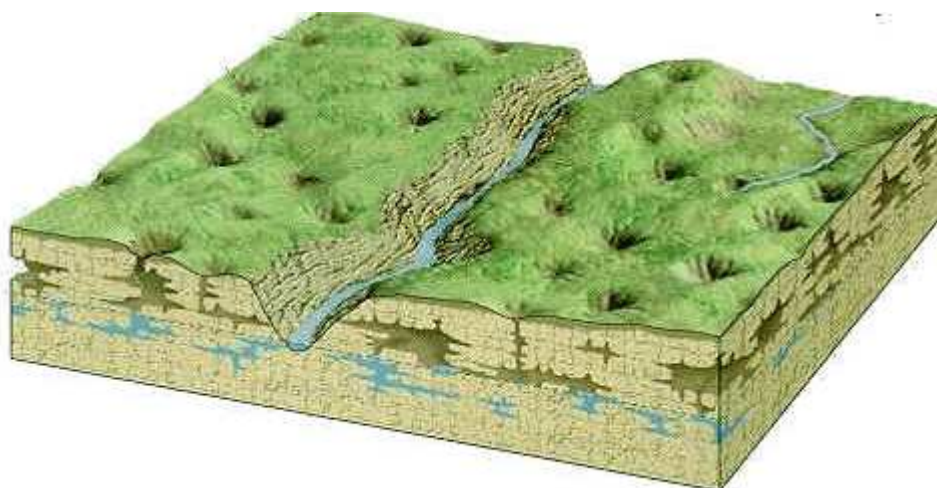
Se l'acqua piovana giunta al suolo assorbe acidi, per esempio acido umico, diviene non saturata rispetto a un sale solubile come il carbonato di calcio (calcare) che quindi si può sciogliere. Normalmente nell'acqua piovana si trova sempre disciolta una certa quantità di anidride carbonica CO_2 e questo fatto aumenta la solubilità del carbonato di calcio. L'azione di dissoluzione del calcare si manifesta secondo la seguente reazione chimica:



La doppia freccia indica che la reazione è in equilibrio: in presenza di concentrazioni elevate di CO_2 è spostata a destra (formazione di bicarbonato di calcio solubile), mentre in presenza di concentrazioni ridotte di CO_2 è spostata verso sinistra (formazione di carbonato insolubile). In presenza di rocce calcaree (formate da carbonato di calcio) l'azione solvente dell'acqua può provocare l'allargamento di piccole fessure presenti nella roccia e spingendo questa azione sempre più in profondità può formare delle grotte. Questo fenomeno, chiamato **carsismo**, è piuttosto diffuso nel nostro paese per l'abbondanza di massicci calcarei. In superficie il paesaggio carsico presenta campi solcati, inghiottitoi, buche circolari (doline) che immettono in grotte, voragini, abissi, fiumi che all'improvviso scompaiono sotto terra per continuare a scorrere nel sottosuolo.

Nelle cavità sotterranee lo sgocciolamento dalle volte e dalle pareti fa sì che una parte di CO_2 si libera nell'aria. La diminuzione di CO_2 in soluzione favorisce la deposizione del carbonato. Si accumulano così gli *speleotemi*, come vengono chiamati collettivamente stalattiti, stalagmiti, vasche e vele.

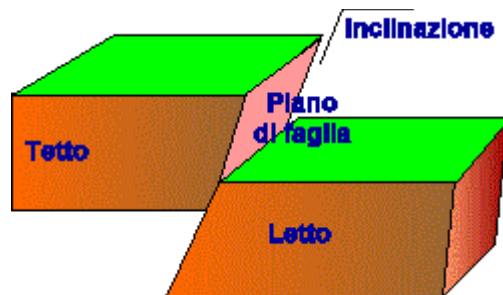
Anche altri tipi di rocce, come dolomie, gesso, salgemma, possono dare origine a fenomeni di carsismo: in questo caso si parla di *paracarsismo* o *pseudocarsismo*.



FENOMENI CARSICI	
Doline	Depressioni del terreno a forma di imbuto, calice o scodella, di dimensioni variabili da qualche metro a 500-600 metri. Possono avere un inghiottitoio che raccoglie le acque superficiali e le convoglia in profondità.
Uvala	Depressioni del terreno costituite dall'unione di più doline.
Polje	Depressioni del terreno a fondo pianeggiante che possono essere drenate da una o più cavità carsiche oppure possono ospitare un lago.
Campi solcati	Forme di corrosione superficiale, costituite da solchi profondi da qualche centimetro a qualche metro, separati da creste; sono formate dall'azione di dissoluzione delle acque piovane.
Pozzi carsici	Cavità verticali che possono talvolta continuare in un reticolo carsico profondo.
Cavità verticali inverse	Costituite da un uno o più vani intercomunicanti, che possono o meno comunicare con la superficie topografica.
Gallerie	Si formano quando una frattura è stata completamente allargata e l'acqua circola con una certa pressione.
Sale	Si possono formare per la confluenza di più gallerie, oppure per il crollo di pareti di due o più gallerie contigue.

LE FAGLIE

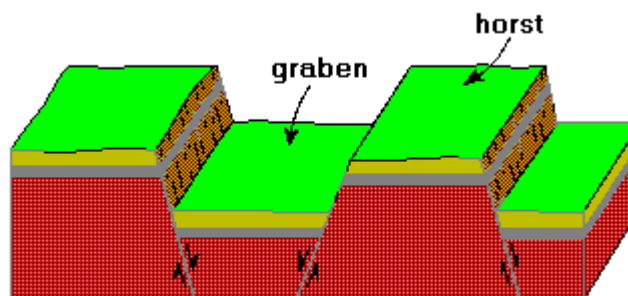
Una **faglia** è una frattura lungo la quale vi è movimento relativo dei due blocchi di roccia. Molte valli, catene montuose e aree desertiche mostrano gli effetti delle faglie. Le faglie si distinguono per il repentino cambiamento nella tessitura della roccia o nella composizione. A volte una faglia può essere individuata per il dislocamento di un particolare elemento quale uno strato o una vena. Una faglia può estendersi per centimetri fino a migliaia di chilometri. I luoghi migliori per osservare faglie sono usualmente in sezioni stradali, cave, e negli affioramenti di scogliere. La superficie più o meno inclinata lungo la quale avviene il movimento dei due blocchi di roccia è detta **piano di faglia**. In base ai movimenti di un blocco di roccia rispetto all'altro avremo differenti tipi di faglie. Quando, come accade molto spesso, il piano di faglia è inclinato, i due blocchi di roccia vengono a trovarsi sopra e sotto il piano stesso. Il blocco che sta sopra il piano di faglia viene chiamato **tetto** mentre quello che sta sotto viene chiamato **letto**. Il reciproco spostamento dei due blocchi, misurato lungo il piano di faglia, è detto **rigetto**.



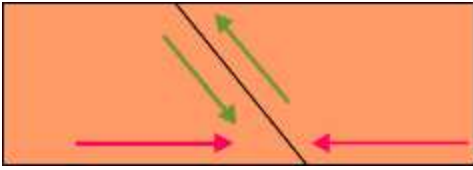
Il movimento può essere improvviso, comunemente, però, è di lungo termine, cumulativo, lento, e impercettibile, come nelle masse montagnose che si sono sollevate per movimenti di faglia. Le faglie vengono classificate in base alle modalità con cui avviene il movimento relativo tra i due blocchi. Qui di seguito descriviamo i quattro tipi principali. Le faglie originate da sforzi di distensione, cioè da tensioni che stirano le formazioni rocciose fino a fare occupare loro uno spazio maggiore del precedente si dicono **normali** o **dirette**. In questo tipo di faglia, c'è uno scivolamento del blocco roccioso che sta al disopra della parete di faglia (detto "hanging wall" in figura quello di destra) rispetto all'altro. Il tetto si muove verso il basso relativamente al letto.



Queste faglie delimitano blocchi di roccia che affondano creando depressioni alternate a blocchi che restano rilevati come pilastri. Il piano di faglia usualmente forma un ampio angolo con la superficie (> 45 gradi). Possono essere isolate o associate in sistemi paralleli, e possono dar luogo alla formazione di strutture a *horst* (pilastri) e *graben* (fossa), tipiche delle fosse tettoniche dove due sistemi paralleli di faglie disposti a gradini provocano l'abbassamento della striscia di crosta tra essi compresa.



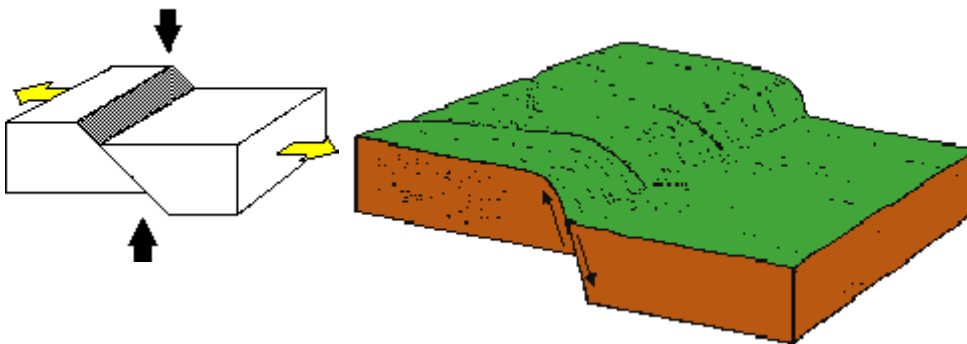
Dove si manifestano forze di compressione (blocchi di roccia spingono l'uno verso l'altro) si possono avere **faglie inverse** o **faglie trascorrenti**. In una **faglia inversa**, le masse vengono spinte una sopra l'altra lungo la superficie inclinata della parete di faglia (accavallamento). In questo tipo di faglia, il blocco roccioso al disopra della parete di faglia sale rispetto all'altro. Il piano di faglia solitamente forma un piccolo angolo con la superficie (< 45 gradi). Faglie inverse sono associate con compressione crostale, in particolare nelle zone interessate da corrugamenti montuosi: in questo caso, le pressioni cui vengono sottoposte le formazioni rocciose finiscono con il ridurle in uno spazio minore rispetto a quello che occupavano in precedenza.



Nelle **faglie trascorrenti** il piano di faglia è verticale e i due blocchi scorrono uno di fianco all'altro, si muovono entrambi verso sinistra o verso destra, uno relativamente all'altro. Si parla di **faglia trascorrente destra** quando da un lato della faglia si vede muovere l'altro lato verso destra. Quando invece da un lato della faglia si vede muovere l'altro lato verso sinistra, si parla di **faglia trascorrente sinistra**. Le faglie trascorrenti sono responsabili degli spostamenti orizzontali della crosta terrestre. Nei casi in cui lo scorrimento orizzontale delimita i margini di due placche si usa il termine **faglia trasforme** (*transform fault*) si applica invece ai casi in cui. Le faglie trasformi infatti sono generalmente situate trasversalmente alle dorsali medioceaniche, e ne interrompono la continuità conferendo loro un tipico andamento a zig-zag. Le faglie trasformi possono, in taluni casi, venire allargate dall'intrusione di magmi e sono responsabili dell'intensa sismicità delle dorsali medioceaniche. Lo studio accurato delle faglie è indispensabile non soltanto per la comprensione della struttura geologica di una regione, ma anche per la soluzione di molti problemi di ingegneria mineraria, di geologia applicata e di ingegneria civile. Molti depositi di minerali utili sono spesso interessati da faglie che, spostando i giacimenti rispetto alla loro posizione originaria, complicano i lavori di ricerca dello strato produttivo. Molte sacche petrolifere vengono sigillate nel sottosuolo a opera di faglie. La conoscenza della localizzazione e delle caratteristiche delle faglie e delle stesse diaclasi (fratture senza movimento delle parti), ha grande importanza nella progettazione di dighe, nella realizzazione di laghi artificiali, di gallerie e di tunnel ferroviari o autostradali.

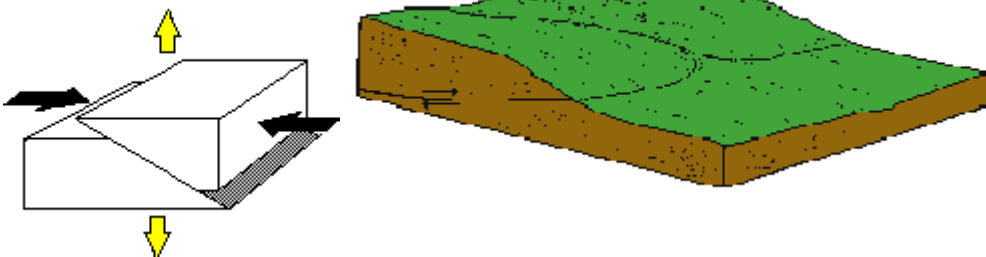
Faglia normale o diretta

FAGLIA NORMALE



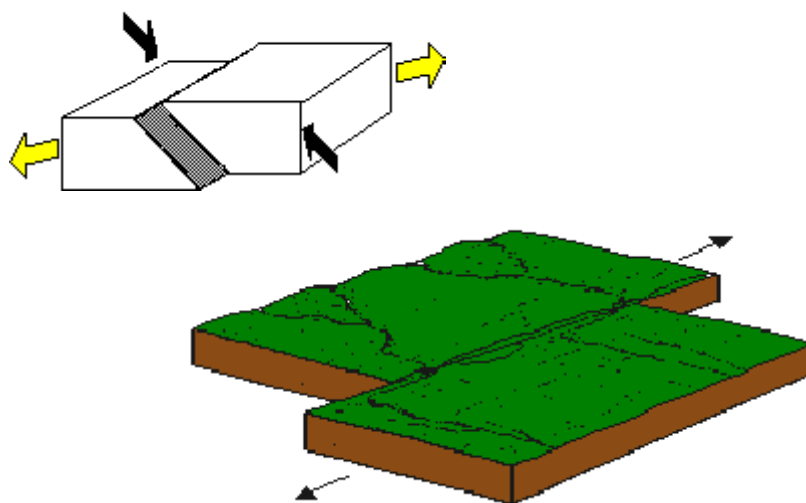
Faglia inversa

FAGLIA INVERSA



Faglie trascorrenti

FAGLIA TRASCORRENTE



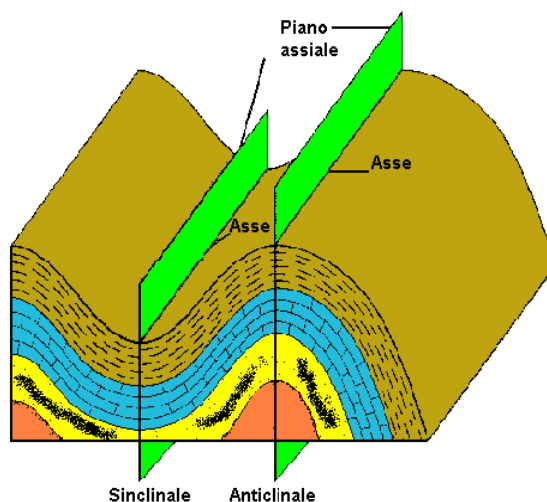
PIEGHE

Molte rocce, come le argille e il gesso, presentano un comportamento plastico anche nelle condizioni di temperatura e pressione presenti in prossimità della superficie, altre acquistano plasticità quando si trovano ad una maggiore profondità. In ogni caso, se sottoposte a sollecitazioni contenute entro l'intervallo di plasticità, subiranno una deformazione continua che si manifesta sotto forma di pieghe di diverso tipo. Un piegamento può essere causato da forze di compressione. Le pieghe più frequenti sono le successioni di **anticlinali** (convesse verso l'alto) e **sinclinali** (convesse verso il basso). Riguardo alle dimensioni esistono pieghe che interessano intere regioni della crosta terrestre e micropieghe visibili in frammenti di roccia.

Nella struttura di una piega completa si distinguono alcuni elementi caratteristici:

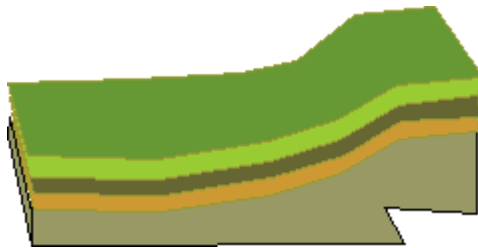
- la *cerniera* corrisponde al tratto di massima curvatura degli strati;
- i due *fianchi* si trovano ai lati della cerniera;
- il *piano assiale* è il piano di simmetria passante attraverso l'apice della piega;
- il *nucleo* è la parte centrale della piega ed è compreso tra i due fianchi;
- l'*asse* della piega è la linea d'intersezione dell'apice della piega con il piano orizzontale.

Rispetto all'inclinazione del piano assiale, una piega può essere *diritta*, *inclinata*, *coricata* o *rovesciata*. Nelle pieghe sinclinali, gli strati al centro della struttura sono i più giovani e diventano più vecchi in direzione radiale. Nelle pieghe anticlinali, l'età degli strati aumenta verso il centro della struttura.





Un'improvvisa piegatura in una successione di strati orizzontali viene chiamata **flessura** o **monoclinal**.



Sovrascorrimenti

Quando una piega è sottoposta per lungo tempo ad una spinta molto intensa, può accadere che si rovesci sopra un'altra piega ad essa contigua. In questa situazione, il fianco inferiore può assottigliarsi fino a fratturarsi. La formazione che ne deriva viene definita *piega-faglia*. Se una piega-faglia viene ulteriormente stirata, le masse rocciose soprastanti scorrono su quelle sottostanti: a questo fenomeno i geologi danno il nome di **sovrascorrimento**. Se il fenomeno di sovrascorrimento è così esteso da interessare vaste regioni, allora si parla di **falde** o **coltri di ricoprimento**. Strutture a pieghe e falde di ricoprimento sono presenti nelle catene montuose di recente formazione, come le Alpi, gli Appennini, l'Himalaya e le Montagne Rocciose. I terreni sovrascorsi, che hanno perduto ogni collegamento con la zona in cui è iniziato il movimento, vengono chiamati **alloctoni**. Se i terreni sui quali è avvenuto il sovrascorrimento non si sono mossi dal luogo di origine vengono definiti **autoctoni**. Il margine della falda più avanzato si chiama **fronte**. I terreni che subiscono il sovrascorrimento rimangono nascosti sotto quelli che li ricoprono. Se per azione dell'erosione si forma un tratto di valle che permette di vedere i terreni al di sopra dei quali è avvenuto il sovrascorrimento, questo prende il nome di **finestra tettonica**.