

# GEOLOGIA B

dalle lezioni di  
**Armando Costantini**

# **Geologia B (A.A. 2014-2015)**

Modulo 2 dell'insegnamento: Geologia

**Armando Costantini**

Carico didattico, determinato in crediti formativi universitari: 6 cfu (4 lezioni +2escursioni) per 64 ore

## **PROGRAMMA**

# **1 INTRODUZIONE**

## **1.1 CENNI DI STORIA DELLA GEOLOGIA**

## **1.2 LA CONOSCENZA GEOLOGICA DEL TERRITORIO**

La corretta conoscenza del territorio come esigenza fondamentale dell'umanità

# **2 PRINCIPI DI SEDIMENTOLOGIA**

## **2.1 PROCESSO LITOGENETICO:**

### **2.1.1 - EROSIONE**

#### **2.1.1.1 – DEGRADAZIONE METEORICA**

- Disgregazione fisica o meccanica: espansione termica o termoclastismo, crioclastismo, rilascio di pressione, azione idraulica, la cristallizzazione del sale, l'azione dagli organismi viventi
- Alterazione chimica: dissoluzione, idratazione, idrolisi, ossidazione

#### **2.1.1.2 – ASPORTAZIONE: a causa della gravità operata dall'acqua, dal vento, dal ghiacciaio**

### **2.1.2 - TRASPORTO (Principi generali)**

#### **2.1.2.1 - PRINCIPALI AGENTI DI TRASPORTO**

#### **2.1.2.2 - CONCETTO DI SEDIMENTO**

#### **2.1.2.3 -TIPI DI FLUSSO**

- Tipico
- Reologico

#### **2.1.2.4 -TIPI DI TRASPORTO**

- Trasporto selettivo (selezione idraulica, trazione, decantazione, comportamento idraulico di una particella)
- Trasporto di massa

#### **2.1.2.5 -EFFETTI DEPOSIZIONALI DELLE VARIE MODALITÀ' DI TRASPORTO**

- Depositi organizzati
- Depositi disorganizzati

#### **2.1.2.6 -PROCESSI SELETTIVI E STRUTTURE SEDIMENTARIE PRODOTTE**

- Processi trattivi: forme di fondo, isorientamento, pressione tangenziale, tappeto di trazione, strutture trattive prodotte da correnti uni sensoriali (numero di Froude, ripple, set, coset, lamine ad alto e basso angolo), strutture trattive prodotte da correnti oscillatorie (stratificazione a lisca di pesce)

- Processi trattivi e decantativi: strutture da decantazione e trazione (ripple rampicanti)
- Processi decantativi: strutture da decantazione (gradazione diretta)
- Mescolanze granulometriche a seguito di processi selettivi

#### 2.1.2.7 - PROCESSI MASSIVI

- Processi gravitativi reologici: frane, colate
- Processi gravitativi fluidi: correnti di torbida
- Processi massivi non gravitativi: correnti di trascinamento e di rotta, correnti di tempesta, trasporti in massa di origine vulcanica

### **2.1.3 - SEDIMENTAZIONE (Gli ambienti sedimentari)**

2.1.3.1 – CONTINENTALI: glaciale, fluviale, lacustre, palustre, eolico

2.1.3.2 – TRANSIZIONALI: lagunare, deltizio, costiero

2.1.3.3 – MARINI: sublitorale o di piattaforma, batiale o di scarpata, abissale o di piana, le torbiditi, sedimenti emipelagici e pelagici, ambiente adale

### **2.1.4 - DIAGENESI**

2.1.4.1 - PROCESSI FISICI

Costipamento

2.1.4.2 - PROCESSI CHIMICI

Cementazione

Dissoluzione

.....

### **2.1.5 - STRUTTURE SEDIMENTARIE NON DEPOSIZIONALI**

2.1.5.1 – STRUTTURE EROSIVE (flute cast, crescent mark, groove cast, tool mark, canali)

2.1.5.2 – STRUTTURE DEFORMATIVE fisiche:

-deformazioni verticali (load structures, convolute lamination, ball and pillow, dish

-deformazioni orizzontali o tangenziali (da trascinamento: uncinature convoluzioni, gravitative: slump)

2.1.5.3 – STRUTTURE CHIMICHE (noduli e concrezioni)

2.1.5.4 – STRUTTURE BIOGENE (bioturbazioni)

### **2.1.6 - CARATTERI TESSITURALI DELLE ROCCE CLASTICHE**

2.1.6.1 - GRANULOMETRIA

2.1.6.2 - MORFOMETRIA (sfericità ed allungamento dei ciottoli)

2.1.6.3 - FABRIC

## **3 PRINCIPI DI STRATIGRAFIA**

### **3.1 IL TEMPO IN GEOLOGIA**

#### **3.1.1 - LA DATAZIONE RELATIVA**

#### **3.1.2 - LE DATAZIONI ASSOLUTE**

3.1.2.1 - LA DATAZIONE RADIOMETRICA

3.1.2.2 - LA DENDROCRONOLOGIA

3.1.2.3 - LE VARVE GLACIALI

#### **3.1.3 - LA SCALA DEI TEMPI GEOLOGICI**

## **3.2 I PRINCIPI STRATIGRAFICI**

### **3.2.1 - PRINCIPIO DELL'ATTUALISMO**

### **3.2.2 - PRINCIPIO DI SOVRAPPOSIZIONE STRATIGRAFICA**

### **3.2.3 - PRINCIPIO DI ORIZZONTALITÀ' ORIGINARIA**

### **3.2.4 – PRINCIPIO DELLA CONTINUITA' LATERALE**

### **3.2.5 - PRINCIPIO DI INTERSEZIONE**

### **3.2.6 – PRINCIPIO DI INCLUSIONE**

### **3.2.7 - PRINCIPIO DI IRREVERSIBILITÀ DELL'EVOLUZIONE DEGLI ORGANISMI**

### **3.2.8 - PRINCIPIO DELL'EQUIVALENZA CRONOLOGICA**

## **3.3 LA DISOMOGENEITA' DELLA REGISTRAZIONE GEOLOGICA RAPPRESENTATA DALLE UNITA' STRATIGRAFICO-DEPOSIZIONALI**

### **3.3.1 - SUPERFICI DEPOSIZIONALI E SUPERFICI DI STRATIFICAZIONE**

### **3.3.2 - ORIGINE DELLE SUPERFICI O GIUNTI DI STRATIFICAZIONE**

#### **3.3.3 - STRATI E LAMINE**

3.3.3.1 – CARATTERI DEGLI STRATI: semplici e composti, omogenei e disomogenei

3.3.3.2 – SPESSORE DEGLI STRATI

3.3.3.3 – GEOMETRIA DEGLI STRATI

3.3.3.4 – FIGURATI UTILIZZATI PER RAPPRESENTARE I PRINCIPALI CORPI ROCCIOSI

#### **3.3.4 - LA FACIES STRATIGRAFICO-DEPOSIZIONALE**

3.3.4.1 – PRINCIPIO DI WALTHER

## **3.4 LE MODALITA' DI DISTRIBUZIONE DEI CORPI ROCCIOSI NEL TEMPO**

### **3.4.1 - PRINCIPIO DI SOVRAPPOSIZIONE STRATIGRAFICA**

3.4.1.1 – CASI IN CUI IL PRINCIPIO NON E' APPLICABILE

### **3.4.2 – SEQUENZE STAZIONARIE, NEGATIVE E POSITIVE**

### **3.4.3 – LE FACIES ED IL TEMPO**

### **3.4.4 – TRASGRESSIONI REGRESSIONI E CICLO SEDIMENTARIO**

### **3.4.5 - SUCCESSIONI CICLICHE E RITMICHE**

### **3.4.6 - CONTINUITA', DISCONTINUITA' E LACUNE**

### **3.4.7 – PASSAGGI STRATIGRAFICI VERTICALI**

3.4.7.1 – PASSAGGI CONTINUI (senza lacuna)

3.4.7.2 – PASSAGGI DISCONTINUI (con lacuna)

Diastema (diastem)

Paraconformità (paraconformity)

Disconformità (disconformity)

Discordanza angolare (unconformity)

## **3.5 LE MODALITA' DI DISTRIBUZIONE DEI CORPI ROCCIOSI NELLO SPAZIO**

### **3.5.1 - PASSAGGI STRATIGRAFICI LATERALI**

## **3.6 LE UNITA' STRATIGRAFICHE**

### **3.6.1 - LA CLASSIFICAZIONE STRATIGRAFICA**

### **3.6.2 – UNITA' LITOSTRATIGRAFICHE**

### **3.6.3 - UNITA' BIOSTRATIGRAFICHE**

### **3.6.4 - UNITA' CRONOSTRATIGRAFICHE**

### **3.6.5 - UNITA' MAGNETOSTRATIGRAFICHE**

### **3.6.6 - UNITA' STRATIGRAFICHE A LIMITI INCONFORMI (UBSU)**

**Conoscenze, capacità e comportamenti che ci si propone di trasmettere o sviluppare, con riferimento agli obiettivi di apprendimento:**

**conoscenze:** processi erosivi, di trasporto, di accumulo e sedimenti caratteristici dei vari ambienti sedimentari; principali strutture sedimentarie; principi della Stratigrafia ed il relativo linguaggio; principali unità stratigrafiche.

**capacità:** di leggere i corpi rocciosi; di risalire ai processi di formazione delle rocce sedimentarie; di risalire all'ambiente in cui le rocce si sono formate; di percepire le relazioni spazio-temporali tra i vari ambienti del passato.

**comportamenti:** dedicare all'analisi dell'affioramento il tempo necessario alla sua più completa lettura; operare con rigore scientifico nel reperimento dei dati e nella formulazione delle ipotesi; fornire la consapevolezza dell'importanza della conoscenza nella risoluzione dei problemi geologici.

**Tipologie di erogazione adottate, anche in termini di ore complessive per ogni tipologia, e relative modalità di erogazione:** Lezioni frontali (4 cfu) pari a 32 ore, escursioni (2 cfu) pari a 32 ore.

**Modalità di verifica e di valutazione dell'apprendimento adottate:** esame orale

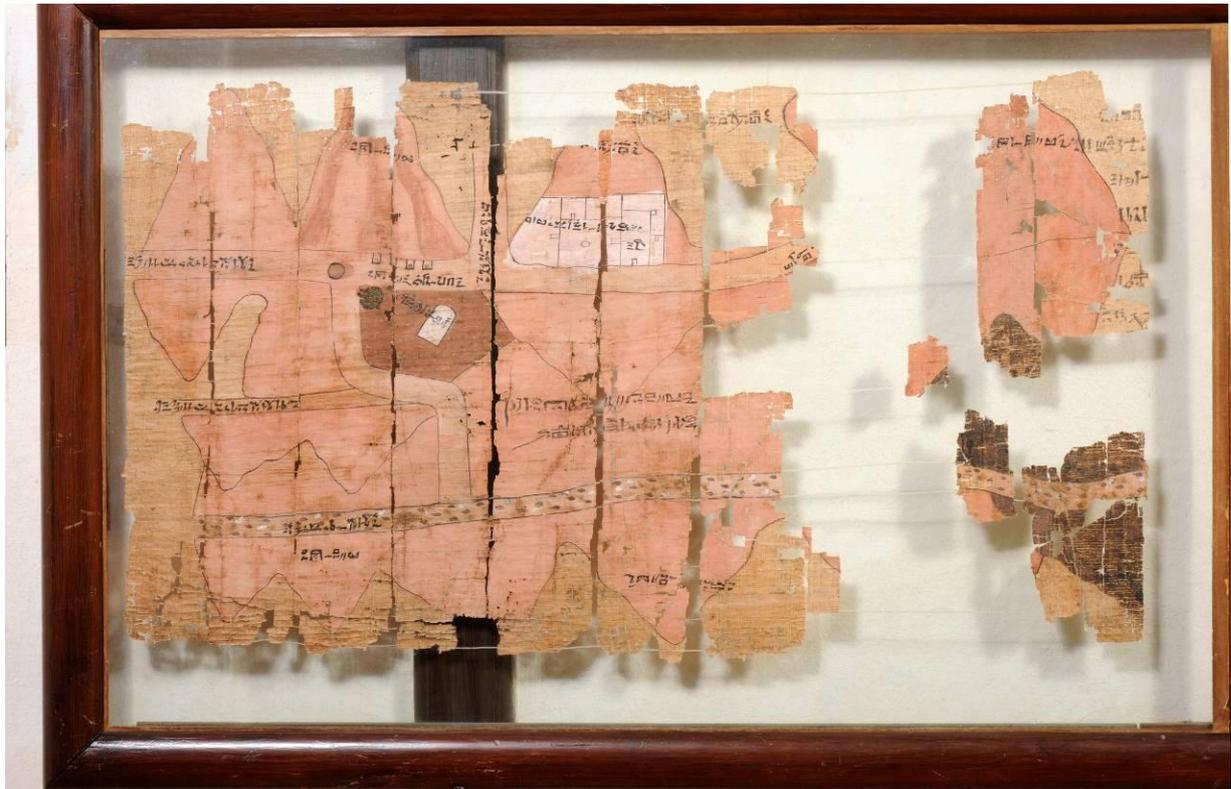
**Materiale didattico utilizzato e consigliato:** Dispense del docente.  
Bosellini, Mutti e Ricci Lucchi " Rocce e successioni sedimentarie" UTET 1989.

# 1 INTRODUZIONE

## 1.1 CENNI DI STORIA DELLA GEOLOGIA

### Gli egizi

La più antica carta geologica è raffigurata in un grande papiro realizzato intorno al 1150 A.C. conservato al Museo Egizio di Torino e riguarda i depositi auriferi dell'Egitto (da Quaderno 1 serie III Servizio Geologico d'Italia).



Papiro Deir el-Medina. Nuovo Regno, XX dinastia (1186-1070 a.C.) In nero le montagne dalle cui cave veniva estratta l'arenaria ed in rosa quelle di granito dalle cui miniere veniva estratto l'oro.

### I greci e i romani

Parecchie teorie, dove si mescolano credenze religiose e osservazioni, nascono in quest'epoca, in Grecia e dopo nell'Impero romano, in India, in Cina. La mineralogia e la vulcanologia per gli antichi non hanno nessun rapporto fra loro. Presso i greci, la geologia non è una scienza separata come l'astronomia ma fa parte della geografia, ciò che Karl Alfred von

Zittel riassume con un laconico « Non esiste la geologia antica ». Tuttavia qualche valida intuizione esiste, talvolta correttamente o almeno razionalmente fondata.

**Aristotele** introducendo la nozione di *ciclo*, a proposito del corso dei fiumi, considera che i continenti possono diventare mari e viceversa e soprattutto che la concatenazione di piccole cause per i lunghi periodi può produrre grandi effetti. La cattiva interpretazione della presenza di fossili, per Teofrasto, un seguace di Aristotele, resta comunemente avallata fino alla rivoluzione scientifica del XVII secolo. L'opera di questo antico greco sapiente, tradotta in latino e in altre lingue, servirà da riferimento per circa duemila anni.

Stratone di Lampsaco effettua un'analisi dei fenomeni d'erosione e dei trasporti fluviali dei sedimenti agli estuari. Ancora più notevole dal lato metodologico è l'esistenza di veri dibattiti secondo cui la Terra è esistita dall'eternità. L'argomento dell'erosione è osteggiato da Zenone di Cizio: « se la Terra non aveva mai avuto un inizio [...] tutti o monti sarebbero stati appianati allo stesso livello, tutte le colline sarebbero state riportate allo stesso livello delle pianure ».

**Strabone** (geografo greco antico) nella sua *Geografia*, libro XII, cap. 2 e 4, parla di corrispondenza delle « sporgenze e rientranze in perfetta opposizione » in un canyon nel fondo del quale scorre un fiume, per *sporgenze e rientranze* egli vuole significare i *letti* tagliati dal fiume ma senza includere la nozione di *letto*. Nello medesimo passaggio riconosce l'esistenza del trasporto del limo da parte dei fiumi e l'avanzare delle terre che possono risultare nei loro estuari. Strabone rifiuta anche la teoria d'**Eratostene** che spiega la causa della presenza dei fossili derivata da un livello più elevato del Mar Mediterraneo che esisteva quando in un passato mitico lo stretto di Gibilterra era chiuso. Strabone invoca una causa attuale e osservabile, i terremoti, per spiegare l'innalzamento dei fondi marini che condussero alla presenza di fossili nei luoghi elevati. Questa introduzione di causa osservabile per spiegare fenomeni anteriori è una delle innovazioni apportate dai greci che, senza spiegarli, considerano che si siano potuti produrre in una maniera più violenta in passato; per loro l'osservazione di un terremoto conduce a pensare all'innalzamento di un'isola, convalidando implicitamente l'esistenza di un sisma ben più violento che avrebbe sollevato zone molto più estese.

La geologia antica non è affatto inesistente, ma gli errori sono numerosi, in parte aggiunti da compilatori come Plinio il Vecchio, autore di un'opera di qualità molto discontinua, in parte durante il Medioevo. Questi errori e l'utilizzazione dei testi greco-romani durante il Medioevo come argomento d'autorità dà a questa scienza una reputazione solforosa; la geologia moderna del XVIII secolo non eredita direttamente dalla geologia antica.

## **I padri della chiesa**

I Padri della Chiesa si consacrano prima di tutto alla difesa della fede cristiana. Se si parla di geologia dunque, è solo con lo scopo di corroborare quando è scritto nella Bibbia. Molti di loro, Tertulliano, Eusebio di Cesarea, ..., riconoscevano i fossili di conchiglie e di pesci come animali pietrificati, concludendo ed avvalorando la veridicità del Diluvio. Gli apporti dei greci e dei romani vengono modificati per farli corrispondere alla Bibbia. L'idea dei lunghi tempi geologici è abbandonata da Isidoro di Siviglia ma l'applicazione della creazione del mondo in sei giorni in geologia non diventa influente se non nel XVII secolo.

## La Cina

I fossili sono conosciuti in Cina dal I sec. a.C. ma non sono sempre correttamente identificati con le specie moderne; i resti di un mollusco sono presi per ali d'uccello, le vene nelle rocce sono confuse con dei fossili. L'erudito Shen Kuo (1031–1095) osserva dei fossili nei differenti strati geologici della montagna T'ai-hang Shan, deducendo che l'erosione e il deposito di limo abbiano rimodellato i terreni e che queste montagne furono a un tempo situate a livello del mare. Shen Kuo pensa similmente che le piante fossili erano la prova dei cambiamenti graduali avvenuti nel clima.

La Cina è frequentemente devastata dai terremoti e la sismologia viene studiata senza che una teoria concernente le loro cause sia mai stata emessa. L'apporto principale è tecnologico con l'invenzione del **primo sismografo**. L'apparecchio è composto da una massa pesante in equilibrio in una giara capace d'indicare la direzione generale del sisma; Sono stati costruiti molti sismografi di questo tipo.



Il lavoro dei cinesi non sarà conosciuto in Europa che molto tempo dopo la nascita della geologia moderna.

## Il periodo arabo classico

Il periodo arabo classico è principalmente influenzato dagli autori greci, direttamente o indirettamente dalla traduzione del greco in siriano o tramite l'intermediazione dei Persiani; benché le connessioni con la scienza cinese siano conosciute in certi luoghi, la sua influenza è piuttosto debole o inesistente per quanto riguarda la geologia.

Le *Rasâ'il al-Ikhwân al-Safâ'* -- *Le epistole dei fratelli della purezza*, contengono una descrizione completa di un ciclo geologico: l'erosione prodotta dai sedimenti trasportati dai fiumi al mare che poco a poco si riempie. Questa descrizione si avvicina a quella di Aristotele ma in modo più dettagliato, apportando una nuova idea importante: la stratificazione degli strati sedimentari nel fondo dei mari, arrivando a un tentativo di spiegare l'orogenesi: « i [Mare|mari] depositano sabbia, argilla e ciottoli sul suo fondo, strato su strato [...] ammassando gli uni sugli altri formano così nel fondo dei mari montagne e colline ».

Avicenna è più influente dei *Frères de la pureté*, tuttavia i suoi apporti sono meno interessanti; inoltre il suo testo è conosciuto in occidente attraverso una traduzione di Alfred de Sareshel verso il 1200 che *taglia* il testo. Questo testo, *De mineralibus*, sarà prima attribuito ad Aristotele ed è spesso utilizzato nel Medioevo dagli alchimisti sebbene Avicenna nell'originale lo condanni. *De mineralibus* contiene due parti concernenti la geologia, *Della congelazione*

*delle pietre e Della causa delle montagne*. I fossili vi sono descritti come l'inclusione di animali e vegetali convertiti in pietre da una virtù pietrificante dei terreni sassosi. La parte esplicativa del fenomeno, "le terre contenenti i fossili marini che una erano volta immersi", è mancante nel testo latino. Avicenna spiega le montagne tramite due cause: i terremoti che sollevano il suolo e in misura inferiore l'erosione che lascia intatti i rilievi più duri. Avicenna conosce anche la stratificazione spiegandola come formata dalle progressioni e regressioni successive dei mari, ed ogni strato è dovuto a uno di queste progressioni.

## **Il Medioevo europeo**

Malgrado una certa censura da parte della Chiesa il carattere della scienza del Medioevo è relativamente libero. Se le autorità religiose propendono talvolta verso il dogma con l'interdizione di certe tesi di Aristotele verso il 1210, revocata nel 1234 per poi di nuovo essere condannate nel 1277, alcuni pensatori considerano che la scienza non sia incompatibile con la fede cristiana. Questa scienza trova il suo apogeo nella creazione delle prime università in occidente con l'avvento della scolastica. Eruditi come Roberto Grossatesta, Ruggero Bacone, Tommaso d'Aquino o Guglielmo d'Ockham sono degli scienziati. La condanna del 1277 è la premessa di una separazione della fede e della scienza, avallando così la *dottrina della doppia verità*, una concernente la fede e l'altra la ragione, verità che possono essere in contraddizione.

Albert le Grand riprende una parte delle idee di Aristotele e di Avicenna. Nell'ambito della geologia studia i fossili del bacino parigino ma sembra incerto sulla loro origine, da un lato cita Avicenna attribuendo loro un'origine animale, dall'altro evoca la possibilità che i fossili siano creati direttamente dalle pietre senza che abbiano un'origine biologica.. Questa ambiguità è condivisa da altri autori del Medioevo. Ristoro d'Arezzo arriva a pensare ad una origine organica dei fossili, Pietro d'Abano al contrario considera che siano generati nel suolo dall'azione degli astri. Ristoro d'Arezzo emette anche una teoria sull'origine delle montagne: una forma d'attrazione da parte delle stelle tende a sollevare la superficie della Terra. Curiosamente egli considera questa forza proporzionale alla distanza, al contrario della forza esercitata da una calamita o dalla gravitazione che rimane ancora da scoprire.

Giovanni Buridano ha l'idea di una composizione della Terra in due emisferi asimmetrici, forse ispirato dai *fratelli della purezza*. Le terre sono più leggere degli oceani e il sole riscalda le terre alleggerendole. Questo alleggerimento provoca un sollevamento delle terre combattuto dai fenomeni d'erosione. L'emisfero nord con una maggioranza di terre è più leggero dell'emisfero sud, il centro di gravità è eccentrico. Buridano utilizza una scala dei tempi incompatibile con la Bibbia; i fenomeni che egli descrive richiedono almeno diverse decine di milioni di anni e, inoltre, egli scollega anche le cause dell'astronomia, invocando solamente il Sole e non più le stelle. I suoi manoscritti non saranno mai dati alle stampe. Leonardo da Vinci riprende in parte l'idea dell'asimmetria del globo, ma Buridano ha meno influenza sul suo successore Albert de Saxe che reintrodusse l'astronomia nei cicli di formazione delle montagne. Buridano non rigetta l'idea del diluvio ma considera che un tale fenomeno non può avere delle cause naturali.

## **Il Rinascimento**

Il Rinascimento ha inizio nel XIV secolo in Italia per propagarsi nel resto dell'Europa tra il XV e il XVI secolo. L'incisione su legno poi su rame e l'invenzione dei caratteri mobili nella tipografia permette il diffondersi di autori moderni ed antichi. La caduta di Bisanzio permette l'arrivo di un gran numero di manoscritti ed eruditi di lingua greca in occidente, ma questa scoperta dei testi greci è anteriore alla caduta dell'Impero bizantino. Il Rinascimento è piuttosto un periodo di transizione che di effettiva rottura. Malgrado questo ambiente propizio la geologia progredisce poco durante questo periodo.

L'origine dei fossili, biologica o no, comincia ad essere realmente dibattuta a partire dal 1500, dibattito che prosegue durante la maggior parte del XVII secolo. All'inizio del Rinascimento l'origine animale non viene messa in dubbio dalla maggioranza degli autori, e le

principali divergenze riguardano le cause che hanno portato alla formazione dei fossili, soventi di origine marina, all'interno delle terre.

Per gli autori del Rinascimento le montagne sono il risultato dell'erosione (Da Vinci, Agricola, Bernard Palissy) oppure dei rilievi la cui esistenza risale alla creazione della Terra; fuochi sotterranei sono menzionati per spiegare il vulcanismo e i terremoti, ma queste cause non sono applicate all'orogenesi.

L'origine delle sorgenti è frequentemente riportata a un'origine oceanica, l'acqua degli oceani circola sotto la Terra e riaffiora. Durante il Rinascimento la profondità degli oceani non è conosciuta e lo stesso Palissy, il quale confuta questa teoria, considera che certe parti della superficie degli oceani sono più elevate della Terra.

**Leonardo da Vinci** non s'interessa né alla vulcanologia né ai terremoti. Non pubblica ciò che scrive sui fossili e l'erosione e la sua influenza è difficile da stimare. Confuta inoltre la teoria sulla genesi dei fossili sul posto e le teorie basate sul diluvio, in particolare nel *Codice di Leicester*. Ancora in questo codice identifica fra gli altri gli strati presenti di due lati di una valle erosa dalla presenza di un fiume. Leonardo Da Vinci non riesce a presentare una teoria globale della terra; gioca con molte idee, quella di una terra scavata, quella di una terra riempita d'acqua o ancora riprendendo le idee di Albert de Saxe e di Buridano.

I principali apporti di **Bernard Palissy** sono contenuti nel trattato delle *Acque e fontane (Eaux et fontaines)* dove confuta l'opinione frequentemente accettata fin dall'antichità di una origine oceanica delle sorgenti e dimostra che l'acqua dei fiumi proviene dalla pioggia. Palissy ammette l'origine biologica dei fossili ma rigetta una provenienza marina o che essi siano l'apporto derivato dal diluvio; per lui i fossili sono resti d'animali d'acqua dolce provenienti dai fiumi. Sulla questione dei fossili, Palissy non è un innovatore; i suoi apporti restano inferiori a quelli di Leonardo Da Vinci.

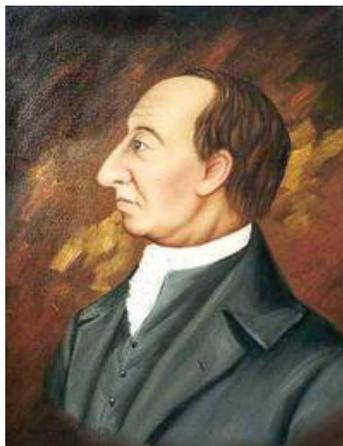
Il grande umanista Georg Bauer detto **Georgius Agricola (1494–1555)** riassume le conoscenze minerarie e metallurgiche del suo tempo nella sua più celebre opera *De re metallica* che apparve postuma nel 1556. Quest'ultima comporta anche un'appendice intitolata *Buch von den Lebewesen unter Tage (Libro delle creature sotterranee)*. Tratta particolarmente di energia eolica ed idrodinamica, del trasporto e della fusione dei minerali, dell'estrazione di differenti giacimenti, costituendo dunque il libro un vero e proprio trattato di metallurgia. Il *De re metallica* tratta anche della successione degli strati trovati al di sopra delle miniere in Sassonia, senza tentare di fornire spiegazioni. L'opera di Agricola che concerne più la geologia è pubblicata nel 1544 sotto il titolo *De ortu et causis subterraneorum*; in essa vi critica le ipotesi antiche ponendo i primi fondamenti di ciò che diventerà più tardi la geomorfologia per la sua descrizione riguardo all'erosione.

### **In Europa e i tempi attuali**

All'alba del XVIII secolo, Jean-Étienne Guettard e Nicolas Desmarest, effettuano misurazioni nel centro della Francia registrando le loro osservazioni su una carta geologica e sottolineando l'origine vulcanica di questa regione.

La geologia si è scontrata per lungo tempo contro il dogma della Chiesa cattolica riguardante l'età della Terra. In effetti, il concetto chiave della geologia è il *periodo (durata)*, e le prime osservazioni scientifiche contraddicono direttamente l'insegnamento biblico così come si trova nel primo capitolo del Vecchio Testamento, dove tratta della Genesi, vale a dire che la Terra fu creata in sei giorni.

Lo scozzese **James Hutton (1726–1797)** è considerato come il padre fondatore della geologia moderna. Nel 1785 presenta un articolo intitolato *Teoria della Terra; o un'indagine delle leggi osservabili nella Composizione, Dissolvimento e Ristabilimento delle terre sul globo* che fu pubblicato nel 1788 nelle « Transactions of the Royal Society of Edinburgh ». Questo articolo, sotto una forma praticamente immutata, costituisce il primo capitolo della sua opera apparsa nel 1795 in due volumi, intitolata *Theory of the Earth, with Proofs and Illustrations (Teoria della Terra, con Prove e Illustrazioni)*. Si può considerare il primo trattato



James Hutton (1726–1797)

moderno di geologia visto che Hutton vi espose i principi di uniformitarismo e di plutonismo. La nuova teoria geologica che Hutton propose implica che la Terra debba essere ben più vecchia di quanto si fosse supposto fino allora. In effetti, i tempi in cui le montagne iniziarono ad erodersi, e i tempi in cui vennero apportati i sedimenti per formare nuove rocce sotto il mare, che a loro volta saranno sollevate emergendo in superficie, non si può affatto valutare in millenni, ma debba invece calcolarsi in decine o addirittura centinaia di milioni di anni. Hutton fu senza dubbio un brillante ricercatore, ma espose le sue idee scritte in maniera troppo confusa e complicata affinché la sua geniale opera fosse immediatamente compresa. È il suo amico, il matematico scozzese John Playfair (1748–1819) che ne fece un'esposizione chiara e accessibile al vasto pubblico nel suo libro intitolato *Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth*, apparso nel 1802. È grazie a questa agevolazione di Playfair che la teoria di Hutton fu conosciuta e finalmente accettata da un numero sempre crescente di geologi, tra i quali figurerà lo scozzese Charles Lyell.

I successori di Hutton furono conosciuti sotto l'appellativo di *plutonisti*, poiché essi pensavano che le rocce fossero formate dal deposito di lava prodotto sotto la terra dentro i vulcani. In ciò essi si opponevano a coloro cosiddetti *nettunisti* che pensavano che le rocce si fossero formate nel grande oceano dove il suo livello veniva ad abbassarsi nel corso del tempo. Benché difensore essenzialmente delle tesi nettuniste, **Georges Cuvier (1769–1832)** e **Alexandre Brongniart (1770–1840)** postuleranno nel 1811 anche un'età molto più grande per la Terra. La loro teoria fu ispirata dalla scoperta da parte di Cuvier di fossili d'elefanti a Parigi. Per corroborare la loro tesi essi formularanno il principio stratigrafico secondo il quale gli strati geologici sovrapposti rappresentano una successione nel tempo. Tuttavia, essi non furono i primi ad enunciare il principio fondamentale della stratigrafia, poiché furono, apparentemente a loro insaputa, preceduti da **Nicolas Stenon (1638-1686)** e dal geologo **William Smith (1769–1839)** il quale disegna alcune delle prime carte geologiche cominciando l'ordinamento degli strati geologici d'Inghilterra e di Scozia ed esaminando inoltre i fossili in esso contenuti.

Sir **Charles Lyell (1797–1875)** pubblicherà la prima edizione dei suoi *Principi di Geologia* nel 1830, che aggiornò con nuove edizioni fino alla sua morte nel 1875. Egli pensava a ragione che i processi geologici erano lenti e avessero avuto luogo durante tutta la storia della Terra, e proseguissero allo stesso modo al giorno d'oggi (attualismo). Questa teoria, **l'attualismo**, si oppone al **catastrofismo** secondo il quale le caratteristiche terrestri si sono formate ed evolute grazie a una serie d'avvenimenti catastrofici. Sebbene le osservazioni contraddicano questa idea, i creazionisti ancora adesso non rifiutano gli scritti biblici. I lavori di Lyell, e i principi di cronologia relativa ben noti e ben sviluppati all'epoca, hanno condotto **Charles Darwin (1809–1882)** a pubblicare nel 1859 la sua opera monumentale, e cruciale per le idee filosofiche,



La prima Carta geologica moderna realizzata da William Smith nel 1819 in Inghilterra.



Charles Lyell (1797–1875)

intitolata *The Origin of Species (L'origine delle specie)* e più tardi, nel 1871, la sua non meno importante opera concernente gli antenati dell'uomo (*The Descent of Man, and Selection in*

*Relation to Sex*). L'osservazione di fossili in cima e ai piedi delle Ande spinge questo autore ad interrogarsi sulla serie di avvenimenti che avevano potuto portare a questa distribuzione disparata.

Nel XIX secolo, la geologia si dedica dunque seriamente alla spinosa questione dell'età della Terra. Le stime oscilleranno tra appena centomila fino a diversi miliardi di anni. La comunità geologica ha potuto tuttavia intendersi sul fatto che la Terra doveva almeno avere parecchie centinaia di milioni d'anni. A quest'epoca i fisici, e in particolare il molto influente Lord Kelvin, non accettarono molto questa ultima stima. In effetti, utilizzando le leggi della termodinamica, Lord Kelvin aveva calcolato che la Terra, nel raffreddarsi gradualmente dopo la sua formazione, doveva avere all'incirca cinquanta milioni di anni. Questo risultato suppone però che la diffusione del calore si attua per semplice conduzione, ignorando i fenomeni di convezione, sottostimando così l'età reale della Terra, errore segnalato da John Perry nel 1894. La spiegazione di Perry non fu accettata che nella seconda metà del XX secolo; l'errore di Kelvin essendo stato attribuito in un primo tempo all'ignoranza della radioattività insita nelle viscere della Terra, che fu scoperta nel 1896 da Henri Becquerel e Pierre e Marie Curie. La radioattività ha permesso dopo d'apportare una datazione delle rocce più antiche.

Un nuovo passo in avanti, definito « rivoluzionario » da alcuni geologi, ebbe luogo in geologia negli anni '60. Si trattava dello sviluppo e accettazione da parte della comunità scientifica della tettonica delle placche, consistente in una rivitalizzazione della teoria della deriva dei continenti, proposta dal 1912 dal meteorologista tedesco **Alfred Wegener (1880–1930)**, ma rigettata di primo acchito dalla maggioranza dei geologi (DuToit in Sudafrica e Arthur Holmes in Scozia costituiscono importanti eccezioni) e dalla totalità dei geofisici. In realtà, la teoria di Wegener peccava di due punti deboli:

- 1 con i metodi geodetici dell'epoca, era impossibile mettere in evidenza la deriva di due continenti l'uno in rapporto all'altro
- 2 nessuno riusciva a spiegare le forze capaci di muovere i continenti attraverso il mezzo resistente sottostante.

Gli elementi che hanno finalmente suggerito al canadese William Jason Morgan e al francese Xavier Le Pichon la nozione di placche rigide trasportate dai movimenti di convezione nelle grandi profondità della Terra, alla maniera di veicoli e oggetti posti sui nastri trasportatori, sono :

- le misure paleo magnetiche,
- la cartografia dei fondali marini per bisogni commerciali e militari,
- la ricognizione delle dorsali medio-oceaniche e quelle dell'espansione dei fondi oceanici,
- la cartografia degli epicentri sismici su scala mondiale.



Alfred Wegener (1880–1930)

Le forze capaci di fare spostare continenti interi trovano dunque la loro origine nella grande riserva di calore all'interno della Terra.

La teoria della tettonica delle placche possiede il vantaggio di raggruppare geologi, geofisici e geodetici in una stessa impresa dove lo scopo è quello di conoscere sempre più il nostro pianeta. I geologi vi contribuiscono con le loro osservazioni sul terreno, i sismologi tramite lo studio dei meccanismi che producono i terremoti, i geodetici con la determinazione sempre più precisa delle ondulazioni del geoide e delle anomalie gravimetriche con loro conseguenze, e i geodinamici tramite una modellizzazione matematica delle correnti di convezione all'interno della Terra.

Ma non bisogna dimenticare che si tratta sempre attualmente di una teoria che presenta molte lacune e debolezze, anche se i suoi punti essenziali sembrano definitivamente acquisiti. Attualmente la geologia sta ridefinendo se stessa, ed è passata ad un approccio che alcuni geologi iniziano a definire "post attualista". In pratica non si discute il principio Huttoniano che le leggi fisiche attualmente vigenti erano vincolanti anche in passato, ma si rifiuta che l'unico modo per spiegare i fenomeni geologici sia utilizzare l'osservazione del presente (attualismo). Alcuni fenomeni geologici e paleontologici sono spiegabili in maniera semplice ed efficace solo se si fa riferimento a fenomeni che nel mondo attuale non sono impossibili ma sono rarissimi o (fortunatamente) improbabili. In questa categoria ricadono tutta una serie di fenomeni catastrofici come l'impatto con un corpo celeste (cometa o asteroide), l'eruzione di un supervulcano o di vulcani ancora più grandi di quelli che esistono oggi sul pianeta, l'ipotesi del Verne shot, la scomparsa di un mare o di un oceano perché rinchiuso tra masse continentali, una mega alluvione causata dalla rottura di una diga di ghiaccio, il riempimento di un mare (come il Mar Nero) perché un istmo di terra crolla (per terremoto od erosione). Queste teorie, rispetto all'uniformitarismo e all'attualismo dell'ottocento, postulano una visione della terra molto più dinamica, in cui i fenomeni non sono più solo impercettibili e derivanti da un accumulo di fattori (come l'erosione) ma talvolta rapidissimi e quasi istantanei rispetto ai tempi geologici. In pratica una riedizione, ampiamente scientifica, del catastrofismo settecentesco.

Queste nuove teorie vennero avanzate una prima volta, e senza alcun successo, durante gli anni '20 dal geologo americano J. H. Bretz che formulò l'ipotesi di una gigantesca e rapida alluvione, per spiegare il paesaggio della zona di Spokane nello stato di Washington, in particolar modo postulava che, alla fine dell'ultima glaciazione, un enorme bacino lacustre, per lo scioglimento dei ghiacci che lo isolavano, si fosse riversato sulla terra. Questa teoria, con numerosi aggiustamenti, è poi stata verificata nel corso degli anni sessanta. Contemporaneamente un team internazionale di scienziati che studiava i fondali oceanici si accorse che il Mediterraneo si era prosciugato almeno una volta, e più probabilmente svariate volte, nel corso della sua storia, probabilmente perché si era formato un istmo vulcanico nei pressi del canale di Gibilterra. Di questo team faceva parte Kenneth J. Hsu, uno dei primi sostenitori della necessità di guardare oltre all'attualismo, poiché oggi nessun mare si sta prosciugando quel fenomeno geologico va studiato a mente libera da preconcetti. Poco dopo Walter Alvarez, studiando i calcari di Gubbio per datarne radioattivamente l'età, trovò un'anomalia di iridio nel limite K-T, formulando l'ipotesi, poi confermata, di un catastrofico impatto cometario o di un asteroide con la Terra, sufficiente a causare l'estinzione di un'enorme quantità di specie nel giro di poche generazioni, o addirittura di pochi mesi. In conclusione la storia della terra fu per buona parte del tempo priva di eventi traumatici, e modificata da eventi "normali" come l'erosione, la sedimentazione, l'orogenesi, la deriva continentale. Eventi cioè che modificavano il paesaggio lentamente e inesorabilmente, accumulando il cambiamento. Eugene Shoemaker iniziò a studiare gli eventi da impatto, sia sulla terra, sia, per quanto possibile, su altri corpi planetari come la Luna, Marte o i satelliti di Giove. Molti di questi scienziati negli anni ottanta diedero vita ad una scuola di pensiero iconoclasta, nota come "Renaissance Geology Group". Di tanto in tanto però eventi rari ma normali (come un'eruzione vulcanica, l'impatto con un corpo celeste, o un terremoto) possono assumere proporzioni gigantesche e modificare sensibilmente il paesaggio di province, regioni, o addirittura di un intero pianeta.

## 1.2 LA CONOSCENZA GEOLOGICA DEL TERRITORIO

### La corretta conoscenza del territorio come esigenza fondamentale dell'umanità

L'aumento della popolazione mondiale comporterà la soluzione di numerosi e gravi problemi, tra i quali: il reperimento di maggiori risorse idriche ed energetiche, lo smaltimento dei rifiuti, il degrado ambientale. Per risolverli non potremo fare a meno di operare nel territorio.

La sua corretta conoscenza è pertanto importante per:

motivi pratici (progettazione, interventi, prevenzione, etc.)

motivi culturali (crescita culturale della popolazione, aggiornamento dei programmi scolastici, eliminazione di luoghi comuni e della disinformazione: Es: le rocce di Siena non sono tufi, il Monte Maggio non è un vulcano, etc..)

motivi educativi (chi è educato non sciupa, non spreca, non sporca, etc...).

### IL TERRITORIO: un libro da leggere

Il Territorio è come un libro articolato nei seguenti capitoli:

Capitolo Geologia- rocce e paesaggio

- " Preistoria
- " Storia
- " Flora
- " Fauna
- " Impatto ambientale ed inquinamento
- " Etc....

Per poter asserire di conoscere bene un libro occorre leggerne tutte le pagine. Analogamente per poter asserire di conoscere bene il territorio dobbiamo esaminarlo in tutti i suoi aspetti e quindi "leggere" tutti i capitoli senza saltarne nessuno; in caso contrario sapremmo in partenza di aver trascurato qualcosa.

Nella realtà del nostro tempo il capitolo Geologia viene ancora saltato o letto frettolosamente! Questa scarsa attenzione presenta conseguenze negative non solo in caso di calamità naturali ma anche per ciò che concerne la mancata utilizzazione di risorse conoscitive che potrebbero essere opportunamente sfruttate.

### LA LETTURA GEOLOGICA DEL TERRITORIO

#### Cosa si "legge" nel territorio

Nel leggere un testo esaminiamo lettere, parole e frasi. Nel leggere il territorio esaminiamo invece **le rocce presenti, ciò che esse contengono, come sono associate tra di loro, i processi che le hanno interessate, etc...**

Se durante la lettura di un testo incontriamo una parola che non conosciamo bene ricorriamo al vocabolario, o ad un esperto. Nel caso di un'indagine sul territorio si può ricorrere a prove di laboratorio o ad uno specialista.

**Le rocce e le forme del paesaggio hanno una storia da raccontare, basta saperle leggere.**

### **Come si "legge" il territorio**

Si procede dapprima ad un **rilievo geologico**, così come procederemmo nel fare l'inventario di un negozio.

#### Il rilievo geologico richiede:

a) Attrezzatura di campagna consistente in:  
base topografica, bussola da geologo, altimetro, martello da geologo, acido cloridrico, lente ( 6x, 10x), taccuino per appunti, binocolo, macchina fotografica, matite colorate, lapis, tempera matite, gomma, etc..

b) Dimestichezza con le carte topografiche,

c) Conoscenza delle rocce e dei processi che le hanno interessate

- Le rocce non sono tutte uguali (esempi DIA)
- La lettura delle rocce dà informazioni sui processi responsabili della loro genesi. ( Le strutture sedimentarie) ( esempi DIA)
- Le rocce non si erodono tutte nella stessa misura (esempi DIA)
- La forma del paesaggio dipende dalle rocce ( esempi DIA)
- La lettura del paesaggio dà informazioni sui processi che hanno portato alla sua attuale configurazione (esempi DIA)
- Le informazioni fornite dai fossili contenuti nelle rocce, unitamente alle strutture sedimentarie, permettono di risalire all'ambiente di formazione delle rocce stesse (esempi DIA)
- Principio dell' attualismo e legge di Walter
- Le rocce successivamente alla loro formazione possono deformarsi, piegandosi e rompendosi. (Le pieghe e le faglie) ( esempi DIA)

d) Riporto in carta dei dati prelevati in campagna e realizzazione di una carta geologica.

Le carte geologiche sono pertanto il supporto sul quale è scritta la storia più antica di una determinata regione (esempi DIA)

Uso delle carte geologiche

## 2 PRINCIPI DI SEDIMENTOLOGIA

### 2.1 PROCESSO LITOGENETICO:

Forze endogene e forze esogene in competizione

#### 2.1.1 - EROSIONE

##### 2.1.1.1 – DEGRADAZIONE METEORICA

La degradazione meteorica (*weathering* in inglese) è il processo di disgregazione e alterazione dei minerali e delle rocce affioranti sulla superficie terrestre attraverso contatto diretto o indiretto con l'atmosfera. Il termine indica un fenomeno che avviene 'in situ' senza movimento, quindi da non confondere con l'asportazione, che invece è dovuta a movimenti e disintegrazione di rocce e minerali per effetto dell'azione e del contatto con acqua, vento e forza di gravità.

Avviene attraverso due processi:

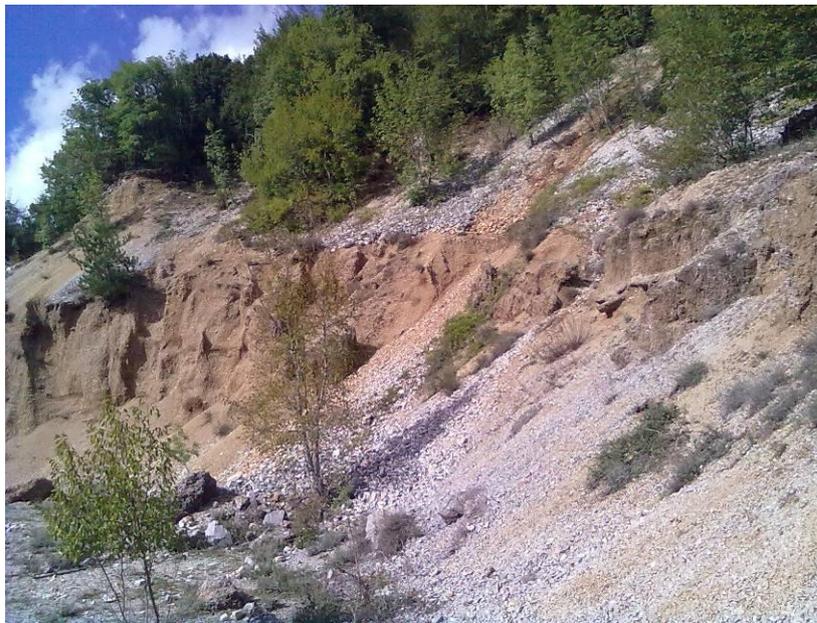
il primo è di tipo **meccanico** o **fisico (disgregazione fisica)**: le rocce ed i suoli vengono disintegrati attraverso il contatto diretto con l'atmosfera, la dilatazione termica, l'acqua, il ghiaccio e variazioni di pressione;

il secondo è di tipo **chimico (alterazione chimica)**, e avviene attraverso l'aggressione chimica e/o biologica di elementi chimici/biologici che disgregano le rocce.

I prodotti dovuti alla frantumazione, dopo i processi di alterazione chimica, della successiva sedimentazione minerale e della percolazione, si combinano con il materiale organico formando il suolo. I minerali ivi contenuti provengono da materiali originali, così il suolo derivato da un unico tipo di roccia, è spesso insufficiente per garantirne una buona fertilità, mentre un suolo derivante da una combinazione di diversi tipi di rocce (sedimenti glaciali, eolici, o alluvionali) è fertile.

#### **Disgregazione fisica o meccanica**

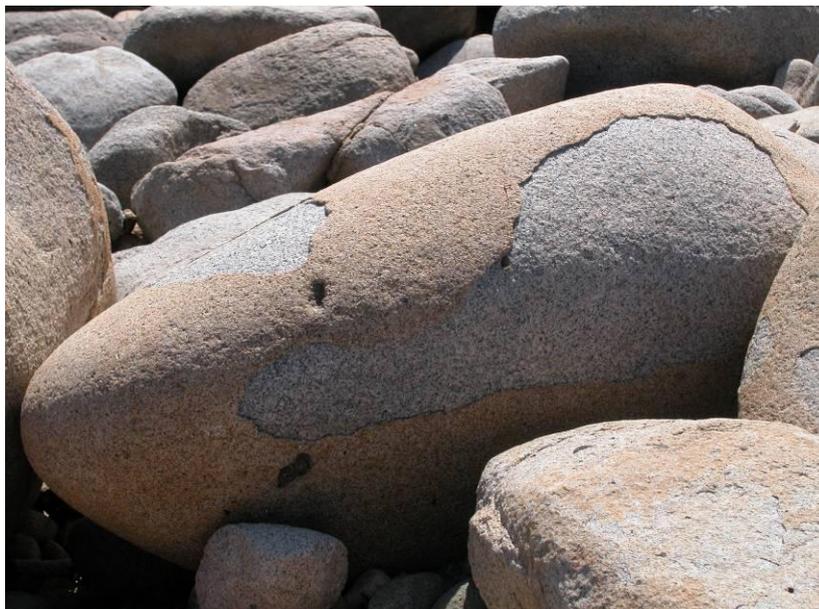
La disgregazione meccanica avviene a causa della disintegrazione delle rocce. Per la maggior parte del tempo questo meccanismo produce frammenti detti ghiaioni o falda detritica.



### **Espansione termica o termoclastismo**

L'espansione termica avviene in aree ad elevata temperatura, come nei deserti, luoghi sottoposti a una grande escursione termica e produce l'esfoliazione delle rocce.

Le temperature durante il giorno aumentano rapidamente assumendo valori elevati, mentre si abbassano a pochi gradi sopra lo zero durante la notte. Durante il giorno la roccia viene sottoposta a riscaldamento con conseguente dilatazione, mentre durante la notte a raffreddamento, con conseguente contrazione. La sollecitazione si manifesta maggiormente sui minerali presenti negli strati più esterni a causa del fatto che le rocce sono dei cattivi conduttori e causa il distacco delle porzioni più esterne delle rocce in fogli sottili (esfoliazione).



Esfoliazione delle rocce: in questo caso in rocce granitiche

### **Crioclastismo (ciclo gelo - disgelo)**

Il ciclo disgelo-congelamento, che può avvenire anche con una ritmicità diurna-notturna, conosciuto anche come *crescita dei cristalli di ghiaccio* o *ghiaccio incuneato*, avviene quando l'acqua si insinua nelle fessure aperte delle rocce, quindi congela espandendo il suo volume. L'espansione può esercitare una pressione fino a 21 megapascal (Mpa). Questa pressione è spesso maggiore della resistenza di molte rocce causando la conseguente rottura. Questo ciclo avviene soprattutto in presenza di elevata umidità e frequenti escursioni termiche sopra e sotto zero. Quando l'acqua congela in una fessura, il ghiaccio dilatandosi deforma il punto di giunzione aumentando di fatto la dimensione della frattura, fino a renderla definitiva, con la completa rottura. Questo processo avviene in quanto il volume dell'acqua ghiacciata è maggiore del 9% rispetto al volume dell'acqua a temperatura ambiente. Quando il ghiaccio si scioglie, l'acqua può ulteriormente penetrare nella roccia. Poi, quando la temperatura va nuovamente sotto zero l'acqua congela di nuovo causando un'ulteriore allargamento della frattura.

Cicli ripetuti di **disgelo - congelamento** indeboliscono la roccia, fino al punto di disgregarla in diversi frammenti che precipitati in basso formano la falda detritica. I frammenti di queste rocce si disgregano sempre di più in funzione della loro struttura interna. Possono anche formarsi cristalli di ghiaccio in rocce porose. Questi cristalli aumentano sempre più attirando l'acqua dai pori circostanti. Il ghiaccio crescendo indebolisce la roccia, che finalmente si frantuma. Il gesso, per esempio è una roccia porosa suscettibile all'azione di congelamento.



### **Rilascio di pressione**

Nel **rilascio di pressione**, materiali sovrapposti (non necessariamente rocce) sono rimossi (dall'erosione, o da altri processi).

Quando il materiale sovrastante è piuttosto pesante, le rocce sottostanti sono sottoposte ad una pressione elevata come nel caso del movimento dei ghiacciai. Il rilascio di pressione può anche provocare azioni di **esfoliazione**.

Le rocce ignee intrusive, per esempio il granito, si formano nella profondità della terra. Sono sottoposte ad una elevata pressione a causa del peso del materiale sovrastante. Quando l'erosione rimuove tali strati, la pressione diminuisce e tali rocce possono venire alla luce. In seguito alla diminuzione della pressione, la parte esterna di tali rocce tende quindi ad espandersi. L'espansione provoca una tensione che genera delle fratture parallele lungo la

superficie della roccia. Con il tempo, veri e propri 'fogli' di roccia si staccano dalla roccia esposta lungo le fratture.

### **Azione idraulica**

Avviene nel momento in cui l'acqua (generalmente a causa di potenti onde) si infiltra rapidamente nelle crepe della roccia, intrappolando uno strato d'aria nella parte inferiore, comprimendola e indebolendo la roccia. Quando l'acqua si ritrae, l'aria intrappolata viene improvvisamente rilasciata con forza esplosiva. Questa azione indebolisce la roccia allargando la stessa frattura, il processo peggiora sempre più, consentendo ad una maggior quantità d'aria di penetrare durante l'onda successiva. Questo sistema di feedback positivo, è la causa principale dell'indebolimento e rapida disgregazione delle scogliere marine.



### **La cristallizzazione del sale**

(aloclastismo / dal greco "háls"- "halós" sale marino e klastòs, rotto)

Si tratta di un fenomeno noto come aloclastismo, in quanto la genesi della clastesi (frantumazione) è legata allo sviluppo e crescita di Sali i quali, aumentando di volume durante la loro crescita, allargano e rompono le fratture dove sono si sono generati all'inizio.

I Sali che hanno un maggiore potere dirompente sono il **solfato di Sodio**, il **solfato di Magnesio**, il **cloruro di Calcio**; alcuni di questi sali provocano una espansione di 2/3 volte il loro volume iniziale. Questo fenomeno è particolarmente intenso nelle aree ove l'evaporazione è attiva, cioè nei deserti o lungo le aree costiere. Un tipico esempio è quello dei Tafoni costieri dove gli scogli si disgregano formando dei vuoti simili agli alveari causati dalla azione combinata dell'alterazione chimica e fisica.

### **L'azione dagli organismi viventi**

Anche gli organismi viventi possono contribuire alla disgregazione meccanica delle rocce. I **licheni** e il **muschio** crescono essenzialmente sulla superficie delle rocce creando un microambiente chimicamente più umido. L'aderenza di tali organismi alle rocce, intensifica sia l'azione fisica che chimica, creando delle microfessure nella loro struttura. Su larga scala il germogliare dei semi e la crescita nelle microfessure di piccole radici esercitano una pressione fisica e creano una via di scorrimento per successive infiltrazioni di soluzioni chimiche e di acqua.

Importante risulta anche **l'azione divaricatrice delle piante**.



## Alterazione chimica

Le rocce ignee e metamorfiche sono costituite da minerali formati da reazioni chimicamente stabili entro determinati campi di valori di temperatura, pressione e di composizione chimica dei fluidi associati; le stesse considerazioni sono applicabili ai minerali che precipitando formano il cemento delle rocce sedimentarie solidificate. L'affioramento di queste rocce sulla superficie terrestre di conseguenza sottopone queste rocce ad una condizione di disequilibrio chimico-fisico, in cui i minerali presenti reagiscono con trasformazioni comunemente definite come alterazioni della roccia.

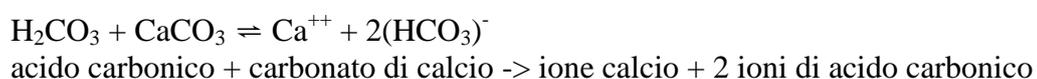
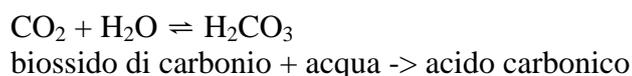
### Dissoluzione

Vi sono tre gas presenti nell'atmosfera che possono contribuire al processo di meteorizzazione:

- il biossido di zolfo,  $\text{SO}_2$ , prodotto dalle eruzioni vulcaniche o proveniente dai combustibili fossili, è in grado di trasformarsi in acido solforico ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) e, cadendo al suolo attraverso la pioggia, causare la dissoluzione delle rocce;
- l'azoto atmosferico,  $\text{N}$ , trasformandosi in acido nitrico ( $\text{HNO}_3$ ) può causare la disgregazione in soluzione delle rocce;
- il biossido di carbonio ( $\text{CO}_2$ ) proveniente dalle emissioni inquinanti.

Avviene nelle rocce contenenti carbonato di calcio, come le rocce calcaree e nel gesso quando la pioggia si combina con il biossido di carbonio presente nell'aria per formare l'acido carbonico ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ), un acido debole che reagisce con il carbonato di calcio (il calcare) per formare uno ione  $\text{Ca}^{++}$  e due ioni  $\text{HCO}_3^-$  in soluzione. Essi non si legano in modo stabile a formare il bicarbonato di calcio, perché esso esiste solo in soluzione, non allo stato solido. Questo processo accelera con il diminuire della temperatura divenendo la causa principale della disgregazione meteorica.

La reazione è la seguente :



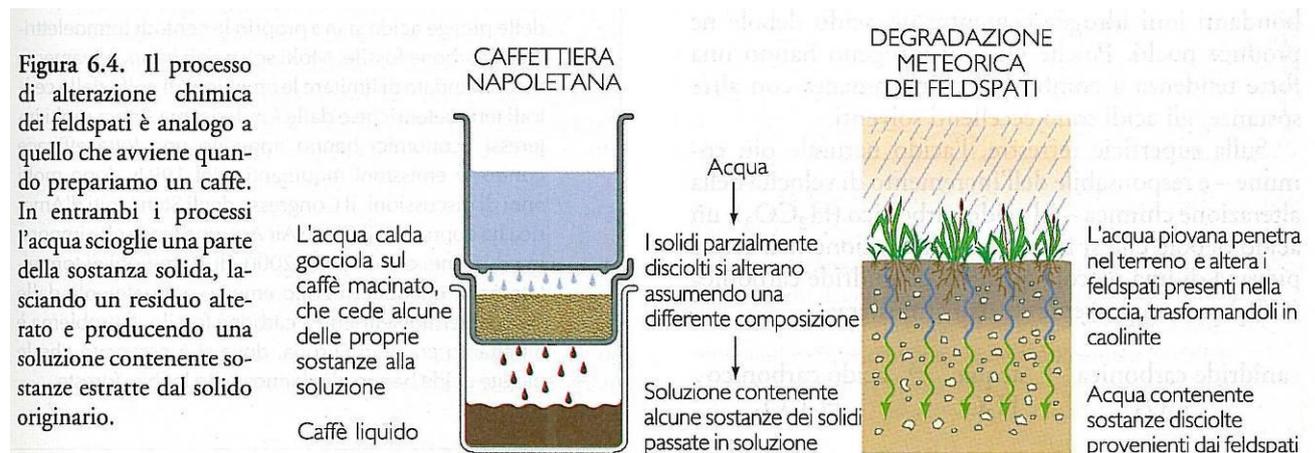
## Idrolisi (scissione prodotta dall'acqua)

L'idrolisi è un processo chimico che coinvolge i minerali silicei. In tali reazioni l'acqua si combina con la componente silicea delle rocce, per formare minerali come i pirosseni, gli anfiboli e i feldspati. Per esempio i feldspati, che si trovano nelle rocce tipo il granito, reagiscono con l'acqua per formare caolino, argilla e quarzo. La reazione può comportare la rimozione degli ioni solubili.

Es : idrolisi dei feldspati o caolinizzazione :



*Ortoclasio + Acqua*  $\longrightarrow$  *Caolino + Potassio + Silice* (che si allontanano in soluzione)



## Ossidazione

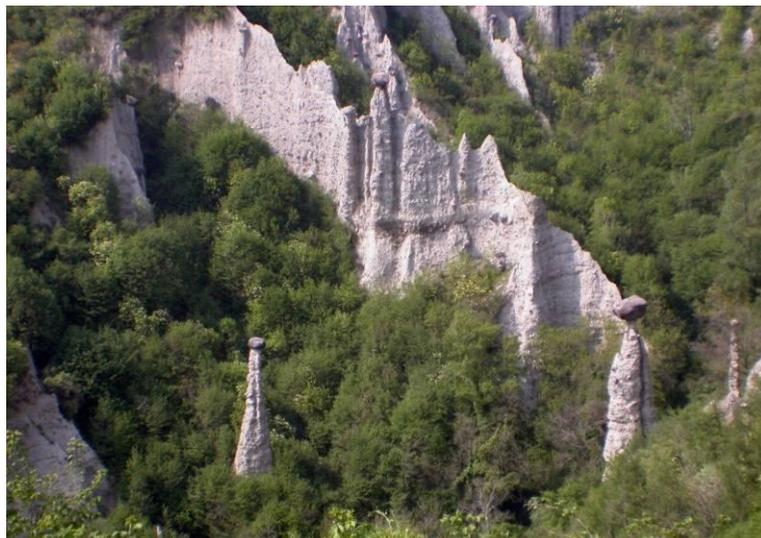
Nel processo di alterazione chimica ambientale dovuta all'ossidazione sono coinvolti diversi metalli. La più comune di queste è l'**ossidazione del Ferro**, a partire da  $Fe^{2+}$  (ferro ferroso) in combinazione con l'ossigeno e l'acqua per formare idrossidi e ossidi di  $Fe^{3+}$  (ferro ferrico), come la **geotite** ( $FeO(OH)$ ), la **limonite** ( $FeO(OH) \cdot nH_2O$ ) e l'**ematite** ( $Fe_2O_3$ ). Questo dà alle superfici delle rocce coinvolte nel processo, la caratteristica **colorazione colore rosso-marrone**, e porta ad uno sbriciolamento della roccia, accelerandone il processo di disgregazione. Questo processo di ossidazione del Ferro è quello che dà luogo alla formazione della ruggine.

## Idratazione

L'idratazione è una forma di disgregazione chimica che necessita di un forte legame di ioni idrogeno  $H^+$  e  $OH^-$  tra gli atomi e le molecole del minerale. L'ossido di ferro viene convertito in idrossido di ferro, mentre l'idratazione delle anidriti (solfato di calcio anidro) forma il gesso (solfato di calcio idrato).

### 2.1.1.2 – ASPORTAZIONE

E' dovuta a cause meccaniche ed è operata dalle **acque** dei torrenti, dei fiumi, dal moto ondoso dei mari e dei laghi, dall'azione abrasiva dei **ghiacciai**, dal **vento** e si realizza in conseguenza della forza di gravità



## **2.1.2 - TRASPORTO (Principi generali)**

### **2.1.2.1 PRINCIPALI AGENTI DI TRASPORTO**

I principali agenti di trasporto in ambiente non marino sono: le acque correnti, i ghiacciai ed i venti.

#### **Le acque correnti**

Esse possono erodere e trasportare materiale in **soluzione** in **sospensione** o mediante **rotolamento sul fondo**.

Il **carico** è costituito dal volume di materiale solido trasportato da un corso d'acqua misurato ad una data sezione del suo tracciato.

La **competenza** di una corrente indica invece la dimensione massima degli elementi che essa è in grado di trasportare in relazione alla sua velocità.

Un grande fiume di pianura come il Rio delle Amazzoni è dotato di un carico enorme ma di bassa competenza mentre un impetuoso torrente di montagna ha una competenza elevatissima ed un carico relativamente limitato.

In genere un grande fiume di pianura trasporta i 3/4 del suo carico in soluzione, il resto in sospensione, mentre è assai ridotto il carico di fondo.

Un torrente di montagna trasporta invece più della metà del suo carico in sospensione, quasi tutto il resto come carico di fondo e soltanto una minima parte in soluzione.

Considerato nella sua globalità il trasporto fluviale si attua prevalentemente per **sospensione**.

A parità di tipo litologico, maggiore è il trasporto e maggiore è l'arrotondamento e l'assottigliamento. L'acqua corrente smista i materiali secondo le dimensioni. Durante il trasporto i materiali si impoveriscono sempre più dei minerali meno stabili (perché più erodibili) mentre indirettamente si arricchiscono di quelli più stabili (quarzo).

#### **I ghiacciai**

Essi contrariamente alle acque correnti non operano una selezione dei materiali trasportati.

#### **I venti**

Possono trasportare soltanto materiali di esigue dimensioni (silt, sabbie) ed i depositi relativi sono i più classati in assoluto.

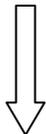
Anche il vento trasporta per rotolamento sul fondo, saltazione e sospensione.

## 2.1.2.2 - CONCETTO DI SEDIMENTO

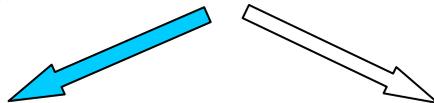
Il termine sedimento deriva dal latino *sèdere* = depositarsi

**In condizioni statiche** = particelle solide + interstizi + eventuali fluidi

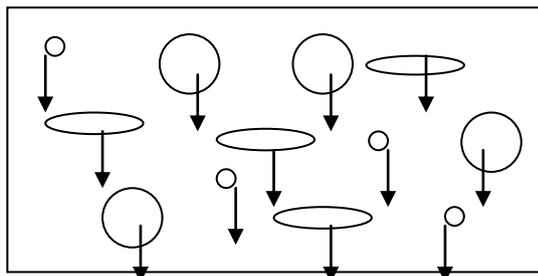
**In condizioni dinamiche** = sole particelle solide (nel fluido in movimento)



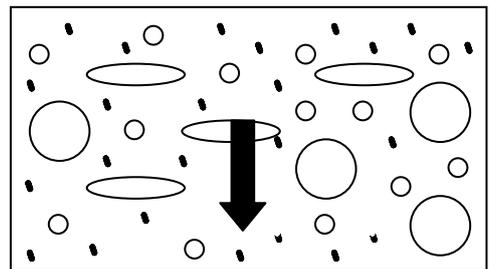
Due diverse condizioni dinamiche



- fluido e granuli si comportano come fasi distinte

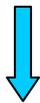


- fluido e granuli hanno un comportamento d'insieme (dispersione concentrata)



## 2.1.2.3 -TIPI DI FLUSSO

**FLUSSO TIPICO**  
o normale (idrico, eolico)



Trasporto e deposito  
**SELETTIVO**  
o  
**Particellare**

**FLUSSO REOLOGICO**  
o scorrimento



Trasporto e deposito  
**DI MASSA**  
Si realizza con:  
>30% di "inerti"  
o >10% di fango

## 2.1.2.4 -TIPI DI TRASPORTO

### Trasporto selettivo

Il primo e più importante effetto della **selezione idraulica** è costituito dalla **separazione** tra:

**carico sospeso**  
(sedimento fine: silt e argilla)

**carico di fondo**  
(sedimento grossolano: sabbia e ghiaia)

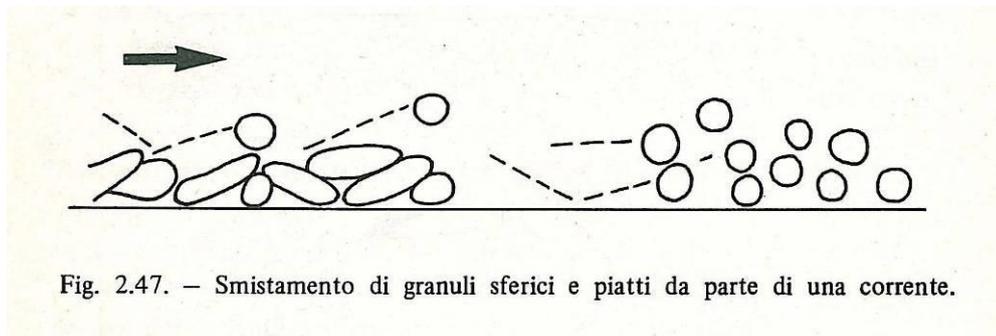
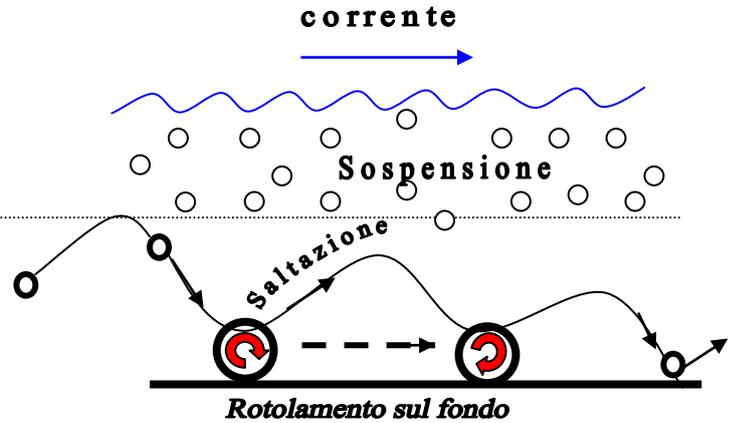


Fig. 2.47. - Smistamento di granuli sferici e piatti da parte di una corrente.

Trascinamento delle  
particelle sul fondo



**TRAZIONE**



Processi **TRATTIVI**

In condizioni di alta energia  
(turbolenza, correnti veloci)

Deposizione delle  
particelle in sospensione



**DECANTAZIONE**



Processi **DECANTATIVI**

In condizioni di bassa energia  
(correnti lente, acque calme)

Il comportamento idraulico di una particella sedimentaria dipende da: **granulometria, forma e peso specifico.**

Il comportamento idraulico delle **particelle che rientrano nella norma** (data dal quarzo per sabbia e silt e dai minerali argillosi, per i materiali più fini) è funzione soprattutto della **granulometria.**

Quando i granuli si scostano molto dalla norma il loro peso specifico (ad es. per i minerali pesanti) o la loro forma (ad es. per i frustoli vegetali, le lamelle di mica, etc..) hanno un'influenza rilevante sul loro comportamento idraulico.

In questi casi essi **tendono a concentrarsi nel deposito evidenziando al massimo la selezione idraulica.**

### Trasporto di massa

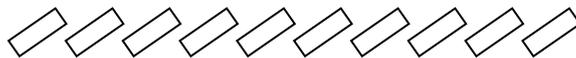
Contrariamente a quanto avviene nel trasporto selettivo in quello di massa non vi è scelta dei materiali che vengono raccolti tutti alla rinfusa.

### 2.1.2.5 -EFFETTI DEPOSIZIONALI DELLE VARIE MODALITÀ DI TRASPORTO

Trasporto selettivo



**deposito organizzato** (strati suddivisi in lamine, clasti orientati)



Un esempio di strato organizzato in cui è evidente la suddivisione dello strato in lamine

Trasporto massivo



**deposito disorganizzato** (strati caotici, massivi, omogenei)



All'interno di questo strato, dallo spessore notevole, sono presenti, a vari livelli ed in posizione casuale (strato caotico) numerosi ciottoli.

#### 2.1.2.6 -PROCESSI SELETTIVI (TRATTIVI E DECANTATIVI) E STRUTTURE SEDIMENTARIE PRODOTTE

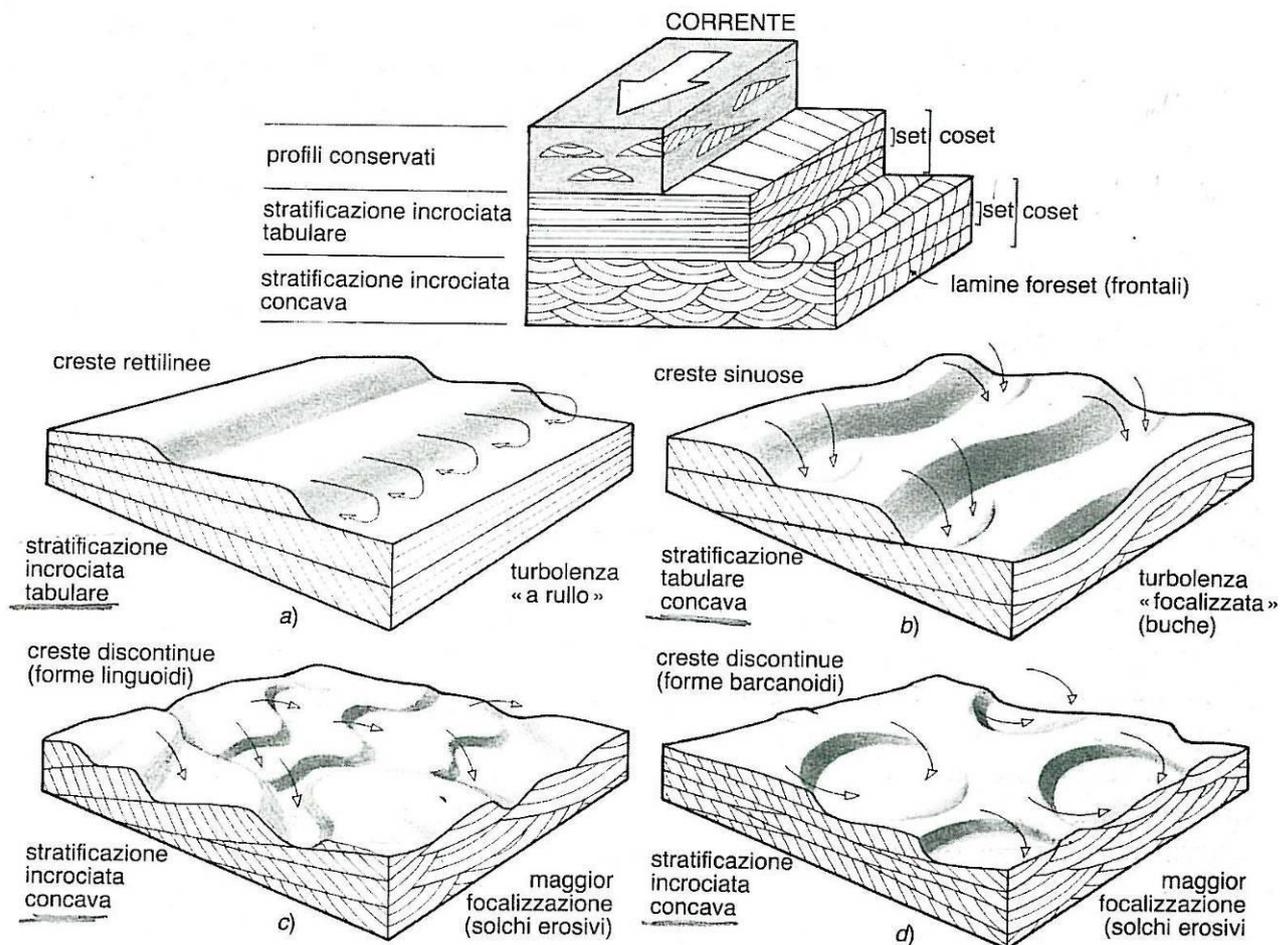
##### Processi Trattivi e strutture sedimentarie

I granuli "trasportati" sul fondo sono quelli troppo grossolani (di solito  $>0,1$  mm) o pesanti per andare in sospensione

I processi trattivi hanno una duplice azione: **di trasporto (non di accumulo) e di modellamento del fondo.**

**Fondo** = superficie sommitale del sedimento depositato in precedenza o **interfaccia deposizionale ID**.

Le tipiche strutture trattive sono le **forme di fondo (bedforms)**



**Fig. 9.6** - Le forme di fondo a tre dimensioni. Le sezioni tipo sono rispettivamente parallela e perpendicolare alla corrente. I due tipi principali di stratificazione incrociata (abbreviazione: STR-X) sono legati a creste rettilinee o sinuoso-discontinue. Un *set* o pacchetto di lamine concordanti individua un evento deposizionale (strato in senso sedimentologico) mentre un pacco di pacchetti (*coset*) può formare uno strato in senso litologico (non vi sono variazioni di litologia all'interno, ma varie superfici di discontinuità). (Da Allen, 1970 e Reineck e Singh, 1980.)

Una corrente può essere troppo debole per rimuovere i granuli ma non per spostarli e rimuoverli attorno al loro baricentro.

L'orientamento delle particelle è un **indicatore di corrente**.

Nella trazione, a causa del rotolamento, **l'isorientamento** stabile delle particelle allungate è **trasversale alla direzione del flusso**.

Una tipica forma di isoorientamento è l'**embriciatura**



Molti ciottoli fluviali qui raffigurati (quelli più appiattiti) sono inclinati ed immergono in senso contrario alla corrente che scorre da destra verso sinistra. Tale disposizione geometrica prende il nome di **embriciatura**.

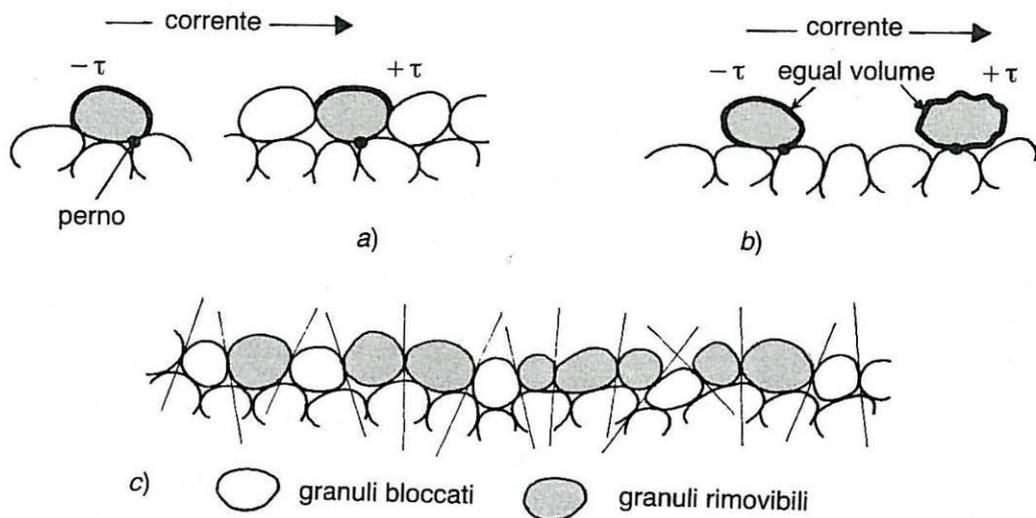
La trazione è funzione della velocità media della corrente sul fondo

Una particella viene rimossa e trascinata quando la **pressione tangenziale  $\tau$**  supera la sua resistenza inerziale e di attrito o

**soglia di rimozione:  $\tau_c = \text{coeff.} \times d$**

coeff. = peso specifico, concentrazione, angolo di attrito interno

**d = diametro della particella**



**Fig. 9.2** - La rimovibilità dipende dalla geometria del singolo granulo (a) e da quella del suo intorno (b, c). Lo stesso grano (a) può trovarsi in situazioni diverse: più facilmente rimovibile ( $-\tau$ , cioè soglia minore) o meno ( $+\tau$ ). In b) i due granuli in grigio differiscono solo per la superficie (più scabra e di area maggiore in quella di destra) mentre hanno lo stesso peso. In c) i granuli bloccati sono quelli per cui le tangenti ai contatti laterali divergono verso il basso (la spiegazione analitica è complicata, ma è sufficiente una intuitiva basata sul concetto di perno). (Da Yalin, 1972; modificato.)

Quando la soglia di rimozione è superata per un gran numero di particelle si realizza il **tappeto di trazione**.

Nel tappeto di trazione si determinano:

Selezione idraulica  
laterale

⇒ nastri

Selezione idraulica verticale { pressione dispersiva o collisionale  
effetto setaccio

⇒ lamine gradate  
inversamente

Strutture trattive prodotte da correnti unisensoriali

Le **forme di fondo** vengono suddivise in base alla scala (altezza del rilievo):

Piccola scala < 5 cm (ripple)

Media scala 5 - 100 cm (dune, antidune)

Grande scala > 1 m

Dal punto di vista dinamico le varie forme di fondo sono stabili in diverse condizioni di equilibrio regolate dal **numero di Froude**.

Il numero di Froude  $Fr$ , è un gruppo adimensionale che mette in relazione la forza d'inerzia e la forza peso. Deve il suo nome a quello dell'ingegnere idrodinamico ed architetto navale inglese William Froude (1810 - 1879).

La forza d'inerzia  $F$  può essere scritta, in base al secondo principio della dinamica, come prodotto tra massa e l'accelerazione:

$$F = m a = \frac{\rho L^4}{t^2}$$

Il peso  $P$  risulta essere il prodotto tra massa e l'accelerazione di gravità.

$$P = m g = \rho g L^3$$

Il rapporto tra le due forze:

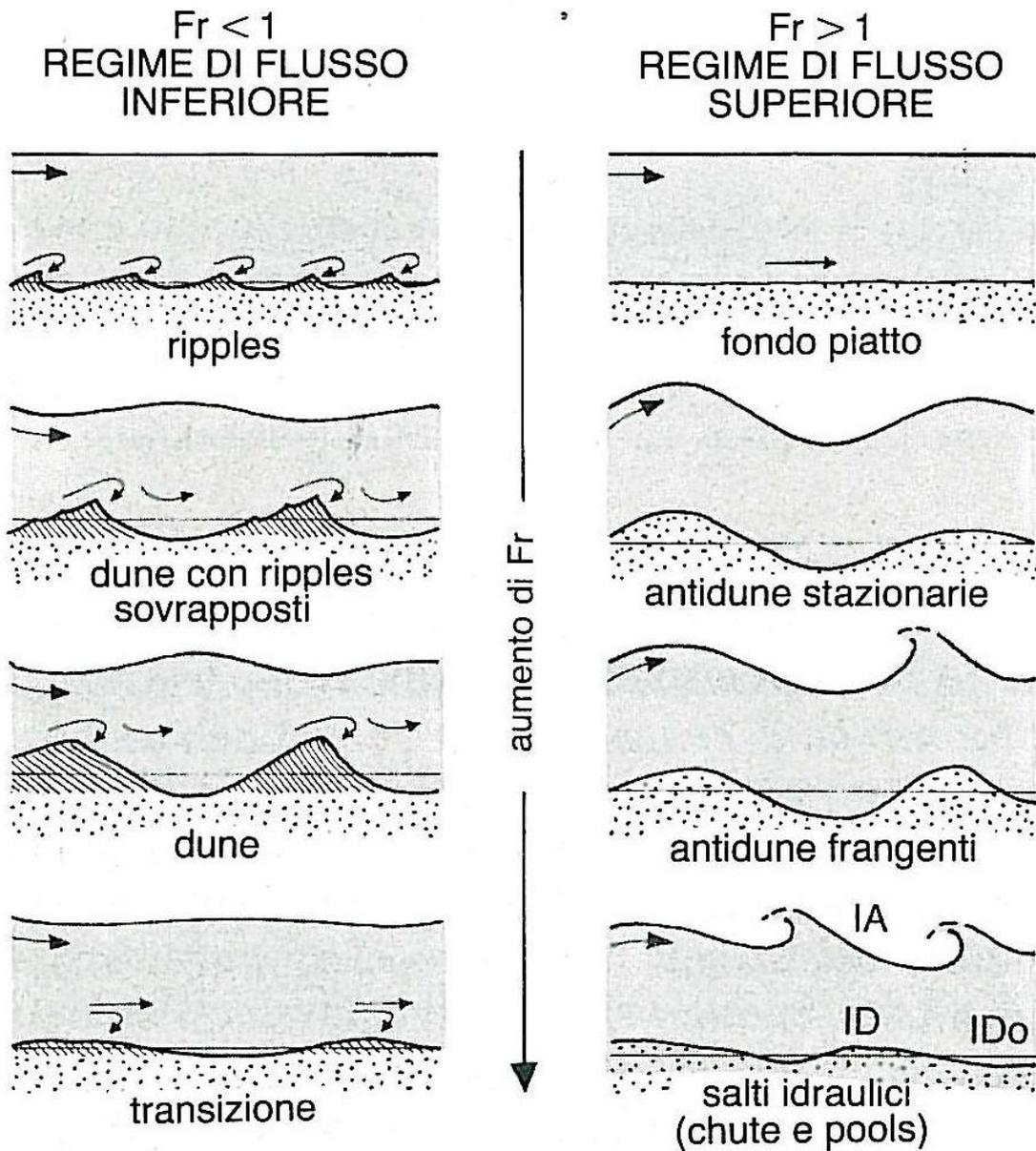
$$\frac{F}{P} = \frac{L}{g t^2}$$

è proporzionale al numero di Froude:

$$Fr = \sqrt{\frac{V_0^2}{g L_0}}$$

dove:

- $L_0$  è una lunghezza di riferimento;
- $V_0$  è una velocità di riferimento;
- $g$  è l'accelerazione di gravità di riferimento.



La sequenza illustrata nella figura è riproducibile in vasche artificiali ed è reversibile tranne che all'estremo inferiore.



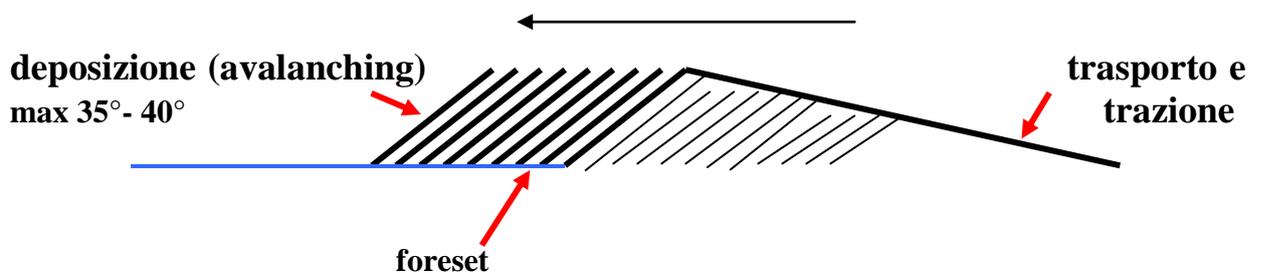
Al centro dell'immagine un salto idraulico in una corrente che scorre verso destra (vedi freccia).

I **ripple**, una volta formati, non possono essere più cancellati (**elevato potenziale di preservazione**). Ciò giustifica la loro diffusione allo stato fossile.

$Fr < 1$  Regime di Flusso inferiore o subcritico  
**si formano ripple e dune**

$Fr > 1$  Regime di Flusso superiore o supercritico  
**si formano antidune e salti idraulici**

ripple e dune hanno forma asimmetrica



Ciò che si conserva più facilmente sono i foreset i quali faranno parte di strati con laminazione inclinata

**Strutture trattive prodotte da correnti oscillatorie**  
(moto ondoso) ripple simmetrici



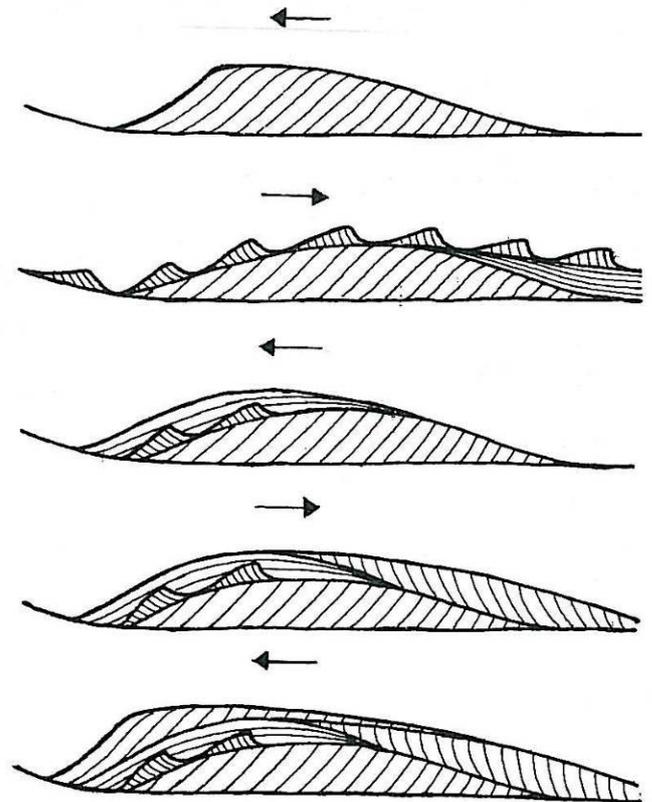
**ripple simmetrici da onda**

**Strutture trattive prodotte da correnti oscillatorie**  
(correnti di marea- flusso e riflusso)

Flusso e riflusso di uguale intensità **stratificazione a lisca di pesce**

Flusso e riflusso di diversa intensità si generano le **superfici di riattivazione**

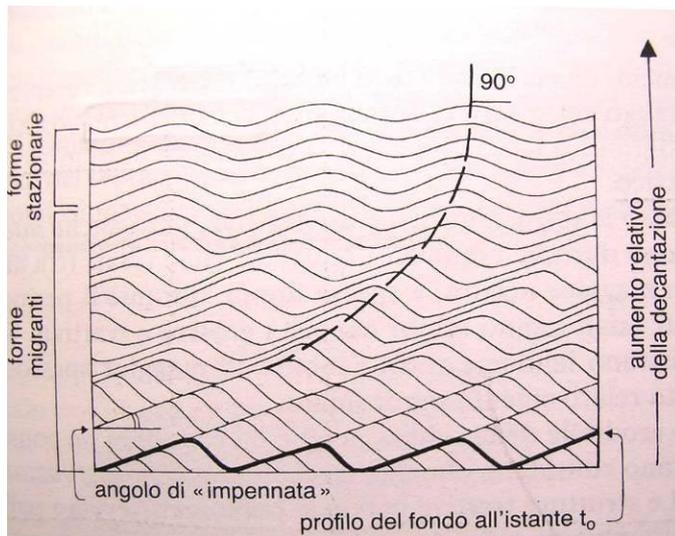
**Fig. 9.17** – Superfici di riattivazione; appaiono come discordanze (su cui talora poggiano *ripple*) tra pacchi di lamine *foreset* a scala per lo più media.  
(Da Klein, in Reineck e Singh, 1980.)



# Processi trattivi e decantativi e strutture sedimentarie

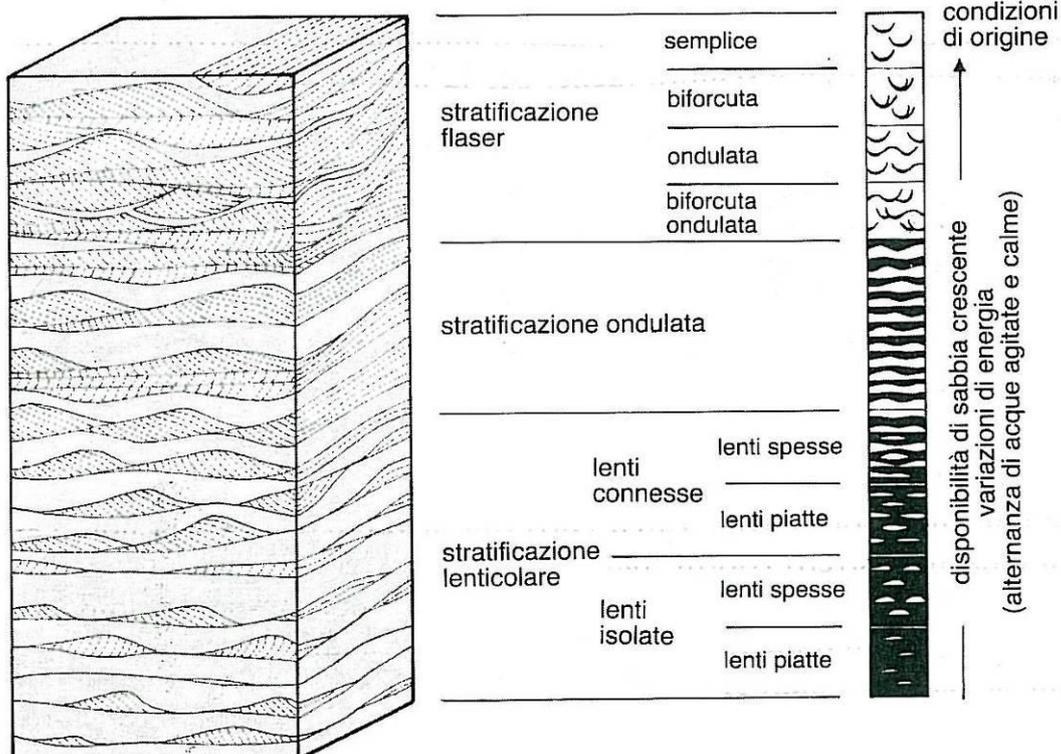
## Strutture da trazione e decantazione

- Si realizzano quando la corrente è in fase calante ed al progressivo diminuire della velocità la sedimentazione avviene anche sul lato sopracorrente. Si formano allora i **ripple rampicanti**



**ripple rampicanti**

- Si realizzano per periodiche fluttuazioni di energia idrodinamica con conseguenti alternanze di sabbia e fango



**Fig. 9.20** - La stratificazione ritmica delle alternanze sabbia-fango: esempi tratti dagli ambienti tidali, dove questa alternanza di trazione e decantazione rappresenta un processo normale, quotidiano. (Da Reineck e Singh, 1980 e Ricci Lucchi, 1978.)

# Processi decantativi e strutture sedimentarie

## Strutture da decantazione

Avviene da sospensioni diluite

Produce un deposito **gradato direttamente**

## Mescolanze granulometriche a seguito di processi selettivi

Normalmente le **mescolanze granulometriche** (mixiti, diamictiti) avvengono ad opera dei processi massivi; si pensi alle morene. Tuttavia, talvolta, si possono realizzare **anche in aree interessate da processi selettivi**.

In tal caso esse indicano:

- a) **contiguità areale e brusca transizione tra zone di alta e bassa energia** (onde di tempesta che abbandonano ciottoli e conchiglie nell'entroterra);
- b) **variazioni temporali di energia nello stesso luogo** (sedimentazione di materiale grossolano e successivamente di materiale fino che poi s'infiltra).

Se le mescolanze granulometriche sono soggette a successivi processi selettivi le diverse frazioni che le compongono possono essere di nuovo separate. Si possono così avere sabbie e ghiaie "sciacquate" o "pulite", perché private della matrice più fine. Ciò che rimane è solo il materiale più grossolano che costituisce i cosiddetti **depositi residuali (lag deposits)**.

### 2.1.2.7 -PROCESSI MASSIVI

Sono quelli collegati ad eventi sedimentari catastrofici aventi in genere breve durata e alta energia.

Nel caso di un **flusso reologico** (*Reologia = Scienza che studia gli equilibri raggiunti nella materia che fluisce o si deforma per effetto di uno stato di sollecitazione*) abbiamo un arresto brusco: si genera così uno strato caotico.

Nel caso di **flusso fluido** abbiamo l'arrivo istantaneo della massa di sedimento cui segue un graduale ritorno alla calma: si genera così uno strato che presenta gradazione.

## Processi massivi gravitativi reologici

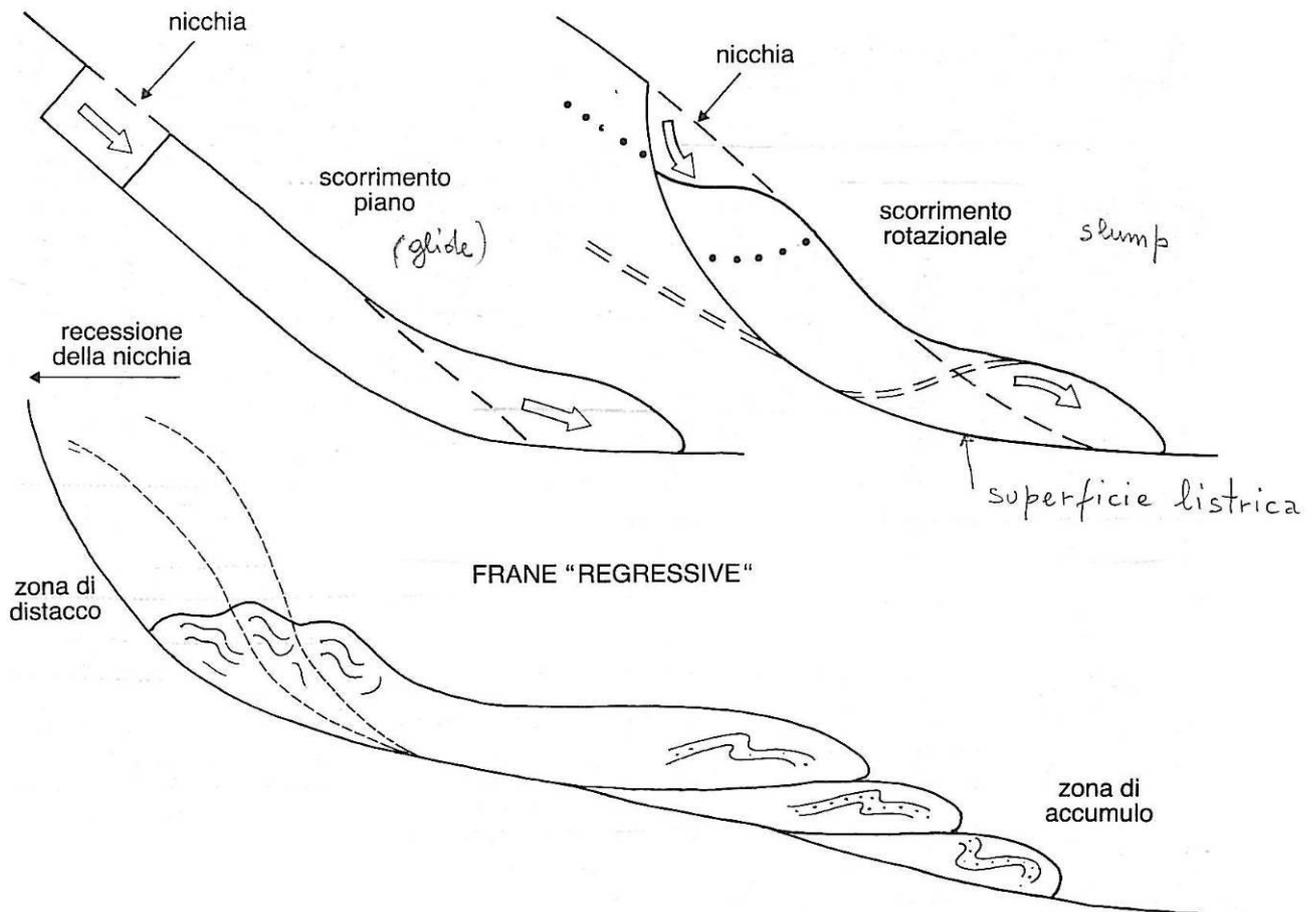
### Frane

Tra tutti gli eventi franosi interessano di più quelli subacquei perché danno vita ad accumuli decisamente più rilevanti rispetto a quelli subaerei.

Se un sedimento subacqueo è permeabile la pressione dell'acqua al suo interno non ha effetti destabilizzanti in quanto libera di uscire. Si dice allora che esso è **drenato**. In tal caso è ben difficile che si verifichino frane in quanto occorrerebbero acclività del fondo superiori ai 15°-20°, situazione poco frequente nel fondo marino.

Se invece un sedimento subacqueo non è permeabile la pressione dell'acqua al suo interno esercita un effetto destabilizzante diminuendo di molto la resistenza al taglio. Si dice allora che esso è **non drenato**. Sono allora sufficienti inclinazioni di 1°-2° per innescare il processo franoso.

Morfologicamente e cinematicamente le frane sono di due tipi:  
 a scorrimento piano-parallelo (glide)  
 a scorrimento rotazionale (slump)  
 Vedi fig. 10.4



**Fig. 10.4** – Frane sottomarine in sezione. La scala non è indicata, ma può essere molto più grande che nelle frane subaeree; la forma di base, invece, non cambia. Il caso rotazionale corrisponde allo *slump*, termine che però è stato esteso a qualsiasi tipo di franamento intraformazionale.

### Colate

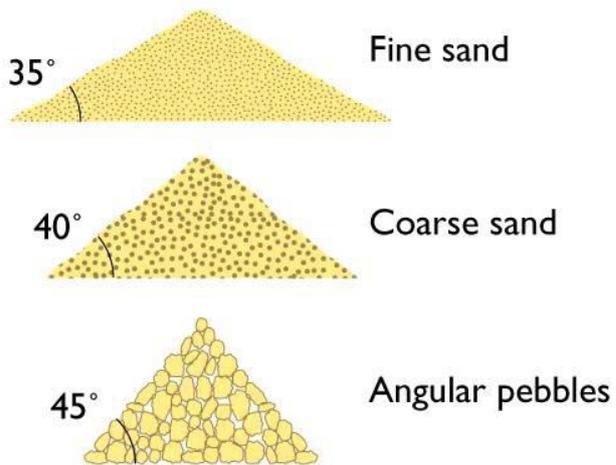
Le colate si dividono in: **fangose** (nelle quali il fango, in percentuale superiore al 10% del volume totale, conferisce all'insieme una viscosità tale da determinare un flusso reologico) e **granulari** (nelle quali la viscosità è data dagli attriti (urti) in parte solidi, in parte fluidi (grain flow)).

Tra le **colate fangose**, si possono distinguere quelle di:  
 solo fango (mud flow),  
 fango e sabbia (sand flow),  
 fango e detrito grossolano (debris flow).



Un esempio di debris flow.

Un esempio di **colate granulari** può essere rappresentato dallo scivolamento della sabbia asciutta quando si superi l'angolo di naturale riposo (mediamente 30-35°).



(a)

sabbia asciutta



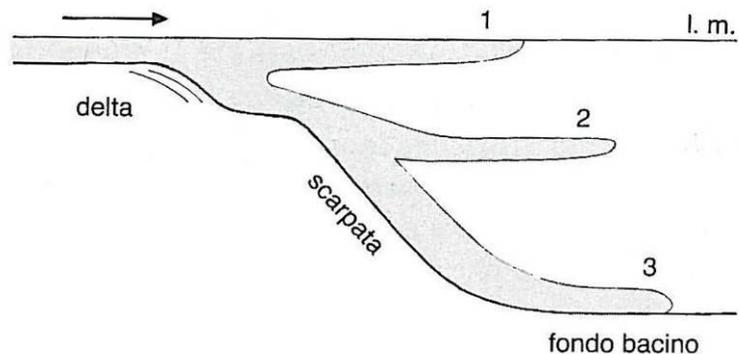
sabbia bagnata

## Processi massivi gravitativi fluidi

### La corrente di torbida

Le correnti di torbida sono sospensioni molto meno dense dei flussi reologici. E' la differenza di densità rispetto a quella dell'acqua che le fa scorrere. Sappiamo infatti che in presenza di due fluidi di diversa densità quello più denso scorre al di sotto di quello meno denso.

Le correnti di densità si possono espandere a diversi livelli nella colonna d'acqua (vedi fig.10.7).



**Fig. 10.7** – Correnti di densità create da sospensioni in un bacino sedimentario: 1) superficiale; 2) intermedia o sospesa; 3) di fondo. La 1) è detta pennacchio torbido, e si forma al largo di una foce fluviale. La 2) è una corrente di torbida *diluata*, o uno strato nefeloide, con sola lutite in sospensione (fango). La 3) è o uno stato nefeloide più denso oppure una tipica corrente di torbida (molto più veloce del precedente). Solo da quest'ultima si generano gli strati chiamati torbiditi.

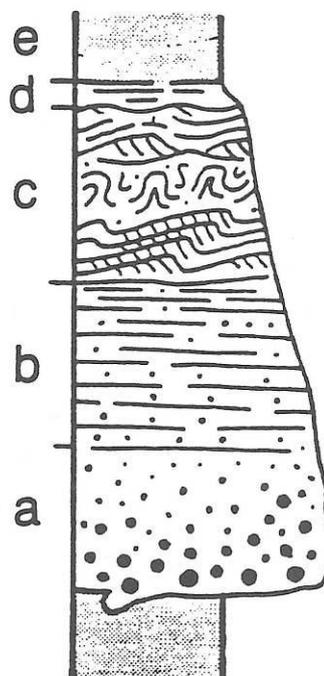


A partire dalla foce del corso d'acqua in piena si diffonde in mare una corrente di densità superficiale o pennacchio torbido

Il prodotto di sedimentazione di un'onda torbida è la torbidite che sovente è costituita da uno strato gradato.



Strato gradato



« sequenza di Bouma »

Fig. 43

## Processi massivi non gravitativi

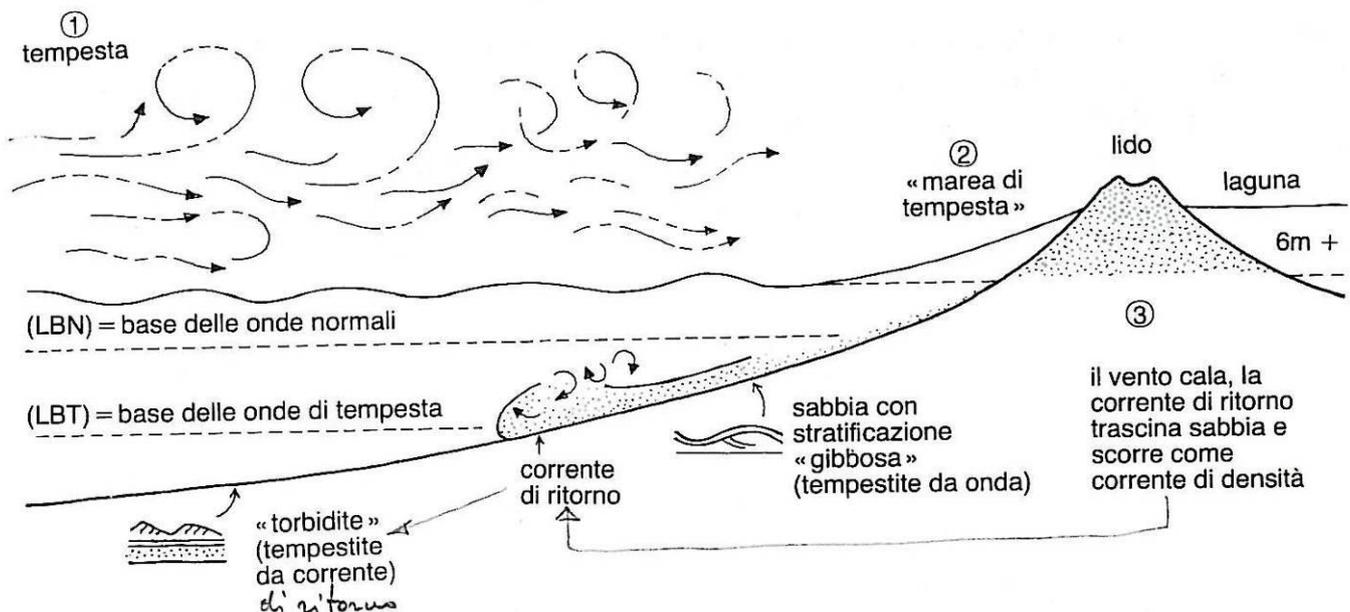
Sono legati per lo più ad eventi catastrofici (onde di piena, che determinano correnti di tracimazione e di rotta o tempeste).

Le **correnti di rotta** escono da una breccia verificatasi nell'argine e si espandono a ventaglio. I depositi di rotta possono avere forma allungata (lingue o *tongues*), o radiale (lobi - *lobes* o ventagli - *fans*) ed in genere sono rappresentati da un unico strato gradato.

Le **correnti di tempesta** si realizzano in occasione di tempeste. In questi frangenti l'enorme massa d'acqua accumulata sulla spiaggia dal vento determina l'insorgere di una corrente di ritorno diretta verso mare. Ad una fase di erosione del fondo segue una fase deposizionale di decantazione che produce una **tempestite**.

Al di sopra della base d'onda le correnti di ritorno ed il moto ondoso normale lasciano entrambe la loro firma sul sedimento. Si realizza così la laminazione parzialmente convessa a basso angolo (gibbosa o *hummocky*).

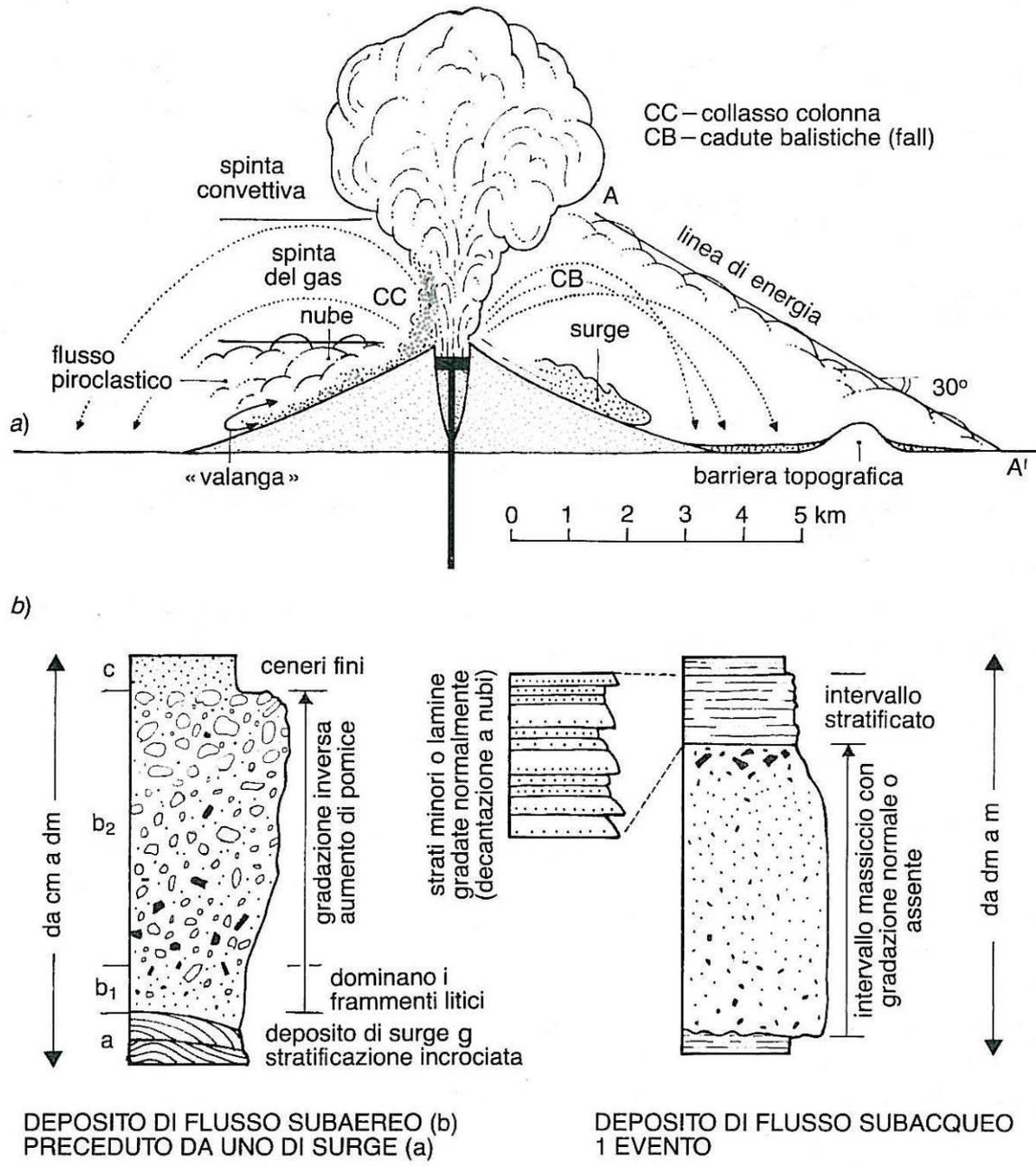
Al di sotto della base d'onda, dove predominano gli effetti delle correnti di ritorno, si formano lamine piano-parallele ed incrociate (alla scala ripple o duna, con foreset immergenti verso mare aperto) vedi fig. 10.14.



**Fig. 10.14** - Effetti trattivi e trattivo-decantativi di onde e correnti prodotte dalle tempeste in mare aperto.  
(Schema di R.G. Walker, 1979.)

## Trasporti in massa di origine vulcanica

Quando siamo in presenza di una attività esplosiva e dal cratere fuoriesce una colonna di gas e di particelle sospese questa può sollevarsi in aria e le particelle ricadere per gravità lungo le falde del vulcano. Se invece la colonna collassa essa scorrerà lungo i versanti del vulcano arrivando anche a distanze di chilometri dalla falde dello stesso. I flussi possono essere più o meno densi. I meno densi (**nubi ardenti o surge**) danno origine a depositi con distinta laminazione trattiva piano-parallela o incrociata a scala media. Tali depositi hanno marcate analogie con quelli generati dalle onde torbide (fig 10.15).



**Fig. 10.15** - (a) Schema di un'eruzione pliniana in un vulcano composto. La colonna di eruzione si divide in due parti, sostenute rispettivamente dalla forza esplosiva e da quella di galleggiamento (convettiva). La linea d'energia esprime la caduta di energia di un flusso gravitativo che parte dalla zona di spinta del gas per un collasso della colonna. Quando la linea coincide o quasi col pendio, la deposizione ha termine al suo piede. Energie iniziali più alte e minori gradienti consentono alle nubi «ardenti», cioè ai flussi piroclastici carichi di particelle sospese, di superare ostacoli alti anche decine o addirittura centinaia di metri (purché non sporgano dalla linea d'energia). Il flusso detto di *surge* può essere direzionale e compensa una minor energia gravitativa con una energia di spinta (esplosiva) laterale. Anche a basse densità (tali da consentire trasporto trattivo), il flusso può raggiungere velocità molto elevate (centinaia di km/h). (Da Sheridan, 1979.)

(b) Confronto tra depositi piroclastici subaerei e subacquei: i primi sono più diversificati in termini di materiali e meccanismi (caduta, *flow*, *surge*, modificazioni varie), mentre i secondi sono più selezionati poiché i flussi subacquei si lasciano indietro materiali più grossolani, o perché percorrono distanze maggiori, o perché alcuni di questi materiali restano galleggianti (es. pomici), ecc. (Da I

### 2.1.3 - SEDIMENTAZIONE (Gli ambienti sedimentari)

La superficie terrestre può essere divisa in tre grandi zone: continentale, marina e di transizione. Esse possono a loro volta essere suddivise, in base a caratteri fisiografici, climatologici ecc., in vari ambienti ciascuno dei quali è sede di complessi processi naturali, spesso diversi da ambiente ad ambiente. Il loro studio è pertanto vasto e multiforme perchè implica l'esame delle attività biologiche, fisiche e chimiche, che trovano sede in ciascun ambiente (fig. 23).

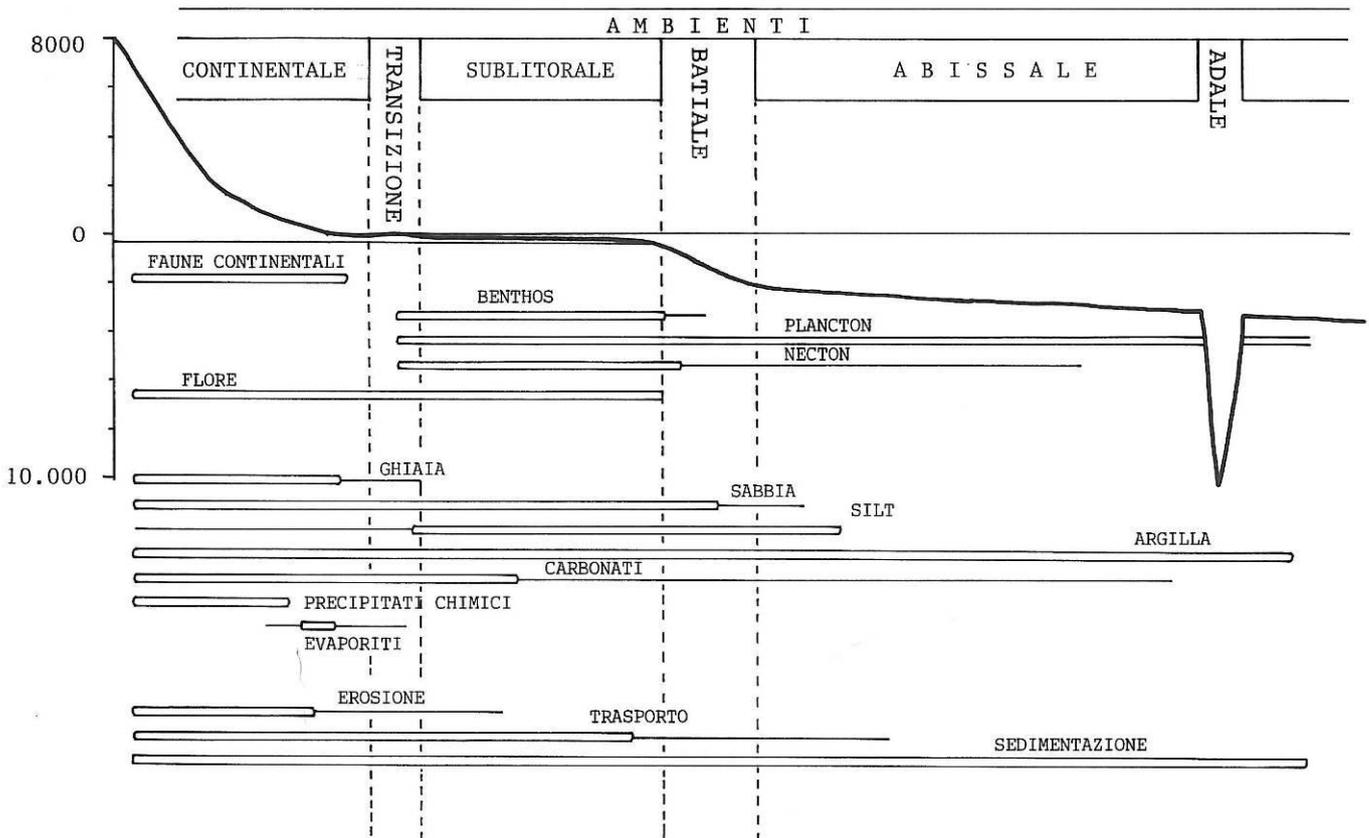


fig. 23 - Principali caratteri sedimentari della superficie terrestre

Poichè l'interesse di questo corso è rivolto in particolare ai sedimenti, la trattazione degli ambienti che seguirà sarà necessariamente parziale e indirizzata a mettere in luce gli aspetti

sedimentologici dei vari ambienti, con particolare riguardo alle caratteristiche che consentono il riconoscimento genetico dei sedimenti attuali e fossili.

Nella descrizione degli ambienti verranno esaminati pertanto i processi di erosione, trasporto, sedimentazione e le caratteristiche dei depositi sedimentari. I processi di erosione, trasporto e sedimentazione differiscono da ambiente ad ambiente: conoscere le loro caratteristiche e le modalità con cui esplicano, la loro azione, può essere di grande importanza ai fini sedimentologici. I caratteri dei depositi sedimentari che verranno esaminati sono la forma e le dimensioni dei depositi stessi, le dimensioni e la forma dei clasti che li compongono, la loro composizione mineralogica, le caratteristiche paleontologiche di interesse ambientale, la tessitura intesa come disposizione reciproca dei granuli.

Gli ambienti che verranno esaminati sono:

ambienti continentali: glaciale, fluviale, lacustre e palustre, eolico;

ambienti di transizione: lagunare, costiero, deltizio;

ambienti marini: sublitorale, batiale, abissale e adale.

Di particolare importanza nello studio degli ambienti è l'esame dell'energia totale che li caratterizza, intesa come sommatoria delle energie meccanica, termica, chimica e biologica.

In genere esse sono sempre presenti, ma in rapporti estremamente variabili; in particolare alcune volte una di esse prevale nettamente sulle altre. Poiché è l'energia che condiziona i processi e le trasformazioni che avvengono in ciascun ambiente, il prevalere dell'una o dell'altra favorisce lo sviluppo di alcuni processi piuttosto che di altri.

### 2.1.3.1 –CONTINENTALI

#### **Ambiente glaciale**

L'ambiente glaciale comprende le zone della superficie terrestre coperte da ghiacciai e le aree ad esse circostanti, ove l'influenza indiretta del ghiacciaio è ancora molto sensibile. Caratteristica principale di questo ambiente è la bassa temperatura che ostacola le attività biologiche e molti processi chimici. L'energia nettamente prevalente resta pertanto quella meccanica, dovuta all'azione diretta del ghiacciaio (a causa della forza di gravità) sulle rocce che lo sorreggono.

L'estensione dei ghiacciai sulla superficie terrestre varia al variare della temperatura media annua; bastano variazioni di pochi gradi per determinare fasi di ritiro o di avanzata delle coltri glaciali. Si spiegano così i periodi glaciali e interglaciali che hanno caratterizzato l'era quaternaria. Attualmente la Terra è interessata da un periodo post-glaciale in cui i ghiacciai sono notevolmente ridotti: essi subiscono in ogni caso periodiche, ma irregolari variazioni.

L'erosione glaciale è dovuta principalmente a due processi noti con i termini di estrazione ed esarazione. Il primo processo è dovuto alle alternanze di gelo e disgelo (crioclastismo) e alle variazioni di volume legate a quelle alternanze. L'acqua penetra nelle fessure della roccia allargando, quando ghiaccia, le spaccature per cui, a lungo andare, alcune parti rocciose restano senza sostegno e precipitano. Quest'azione si esplica soprattutto sulle pareti rocciose che delimitano il complesso glaciale.

Il processo di esarazione consiste invece nell'erosione meccanica vera e propria, da parte della massa glaciale e delle acque di fusione ad essa legate, sulle rocce sottostanti il ghiacciaio;

è dovuta al movimento della massa glaciale ed è favorita dai materiali clastici trasportati sul fondo del ghiacciaio. Essi operano un'azione erosiva che si riconosce per le caratteristiche striature che si rinvengono nella valle glaciale e talora sugli stessi ciottoli.

Le forme morfologiche derivate dall'azione dei ghiacciai sono due: i circhi glaciali e le valli glaciali dalla caratteristica sezione trasversale a U (Fig. X).

Il trasporto glaciale avviene ad opera del ghiacciaio oppure delle acque di fusione. Il ghiacciaio trasporta i clasti sulla sua superficie, all'interno della massa glaciale o sul fondo. Nei primi due casi i clasti si muovono solidalmente con la massa glaciale, rispetto alla quale sono quindi fermi. I singoli clasti non subiscono pertanto evoluzione morfologica di origine meccanica; eventuali riduzioni delle parti spigolose sono dovute a fenomeni di alterazione. Al contrario, i clasti presenti sul fondo del ghiacciaio subiscono una rapida evoluzione morfologica, trasformandosi, dopo brevi percorsi, in ciottoli.

Il potere di trasporto della massa glaciale è enorme per cui le dimensioni dei clasti trasportati variano fra quelle dei massi di grandi dimensioni a quelle dei silts e delle argille.

Il trasporto ad opera delle acque di fusione presenta caratteristiche analoghe a quelle di tutti i corsi d'acqua ed è pertanto condizionato dalla quantità delle acque e dalla morfologia dell'alveo nel quale esse scorrono; tuttavia è influenzato fortemente dalla variazione di temperatura fra stagione estiva e stagione invernale, che regola la quantità di acque disponibili.



Fig. X Lingua glaciale che esercita un'azione meccanica sulle rocce modellando le valli ad U

La sedimentazione glaciale in senso stretto avviene nella zona di fusione del ghiacciaio. Essa è dunque sempre presente al limite della lingua glaciale (ove dà luogo alle morene frontali) e, dopo il ritiro del ghiacciaio, nel fondo delle valli glaciali. In entrambi i casi il deposito sedimentario è dovuto al mescolamento delle morene superficiali con quelle di fondo.



Morena glaciale

Le morene frontali hanno sempre forma di semicerchio, dimensioni variabili in funzione delle dimensioni della lingua glaciale che le alimenta, clasti di dimensioni eterogenee e di forma sia evoluta che a spigoli vivi, disposizione caotica. Le morene sul fondo valle hanno forma allungata parallelamente alla valle e dimensioni che dipendono soprattutto da quelle della lingua glaciale che li ha abbandonati. La dimensione e la forma dei singoli clasti che le compongono sono molto variabili; in particolare i clasti provenienti dalle morene superficiali sono in prevalenza poco evoluti, mentre quelli della morena di fondo sono arrotondati e possono presentare striature. Le morene nel loro complesso sono fra i depositi meno classati che si conoscono.

I depositi morenici vengono anche denominati tilliti; secondo alcuni Autori questo termine deve attribuirsi a morene antiche.

I sedimenti periglaciali sono quelli che, originati dall'erosione glaciale e ripresi da altri mezzi di trasporto vengono poi depositi in regioni limitrofe a quella strettamente glaciale, conservando però caratteri facilmente distinguibili. Sedimenti periglaciali sono le varve e i loess.

Le varve, depositi caratteristici dei laghi periglaciali, sono costituite da alternanze regolari di livelli sabbiosi o siltosi chiari e di livelli argillosi scuri. Ogni coppia di livelli rappresenta il deposito di un anno: il livello sabbioso è relativo al periodo estivo, quando a causa dell'aumento delle acque di fusione vi è maggiore energia di trasporto. Il livello argilloso è di sedimentazione invernale, poichè in questo periodo la capacità di trasporto diminuisce col diminuire delle acque di fusione fino a cessare del tutto se le acque del lago ghiacciano. Le varve, per queste modalità di sedimentazione, costituiscono un ottimo mezzo di datazione assoluta; in Europa settentrionale le varve, contate e correlate, hanno permesso datazioni fin oltre i 15.000 anni.



Varve glaciali

I **loess** sono materiali glaciali fini, ripresi e risedimentati dal vento. Essi si differenziano dai depositi eolici in senso stretto per una minore dimensione dei granuli e per il colore giallastro.

Nella trattazione dei sedimenti glaciali vanno ricordati anche i materiali morenici che abbandonati dagli iceberg in ambiente marino lontani dalle zone glaciali, formano depositi glacio-marini. Durante le glaciazioni questo fatto costituiva un importante episodio sedimentario che ha dato luogo ad estesi depositi soprattutto nei mari antartici.

### **Ambiente fluviale**

E' attualmente il più esteso degli ambienti continentali; i sedimenti fluviali sono inoltre ben rappresentati anche nelle serie geologiche per cui si può pensare che esso fosse molto vasto anche in passato. Caratteristica principale di questo ambiente è la grande quantità di acqua dotata di notevole energia cinetica; essa determina tra l'altro, la presenza di una vita rigogliosa e di non trascurabili reazioni chimiche. Le energie disponibili nell'ambiente fluviale sono pertanto quella meccanica, quella chimica e quella biochimica. Le acque che scorrono in un bacino fluviale provengono da quelle di scorrimento superficiale (raccolte dal bacino idrografico) e da quelle sotterranee (raccolte dal bacino idrogeologico). I due bacini nella stragrande maggioranza dei casi non coincidono; mentre il bacino idrografico è quasi sempre facilmente delineabile, il bacino idrogeologico può essere di difficile individuazione rendendo altrettanto difficile la valutazione dei fenomeni ad esso connessi.

L'erosione fluviale avviene per via meccanica e per via chimica. L'erosione chimica è legata al potere solvente dell'acqua. Infatti a causa dell'elevato valore della costante dielettrica (81.07 farad/m) l'acqua ha un alto potere dissociante, che consente la conservazione degli ioni provenienti dalle sostanze in essa disciolte e dissociate. La presenza di questi ioni è della massima importanza ai fini dell'erosione perchè conferisce all'acqua una notevole aggressività.

L'erosione chimica può avvenire sia sulle rocce del bacino idrografico, sia su quelle del bacino idrogeologico. La sua entità è funzione del tipo di rocce attraversate dalle acque e del tempo di attraversamento, ma anche della presenza di altre sostanze (per esempio gli acidi humici) che possono favorire o accelerare il processo chimico.

L'erosione meccanica è dovuta alla forza gravitazionale delle acque che scorrono dai punti più alti a quelli più bassi. Esse scorrendo in alvei ben delimitati e organizzati (reticolo idrografico) operano un'azione lineare e scavano un solco sempre più profondo fino al raggiungimento del profilo di equilibrio. Al contrario le acque che scorrono liberamente in superficie (acque selvagge) operano un'azione erosiva superficiale. Parallelamente a queste due azioni erosive dirette si esplica quella di modellamento dei versanti vallivi (soliflussioni, smottamenti, frane, ecc.) legate strettamente all'approfondimento lineare operato dai corsi d'acqua e alla necessità da parte delle rocce che li circondano di raggiungere un profilo più stabile, via via che il corso d'acqua si approfondisce.

L'insieme di queste azioni provoca l'asportazione di enormi quantità di roccia sulle terre emerse e la loro deposizione nei bacini di raccolta delle acque fluviali, ossia in genere i mari e gli oceani. A titolo di esempio basterà ricordare che il Rio delle Amazzoni scarica ogni anno in Atlantico circa un miliardo di m<sup>3</sup> di sedimenti.

L'azione erosiva dei bacini fluviali procede dalla foce verso la sorgente; essa è detta quindi erosione retrograda. Il processo erosivo perde di velocità e di aggressività via via che si passa dallo stadio giovanile a quello senile nel quale il fiume si avvicina al profilo d'equilibrio.

Il trasporto fluviale avviene in due modi: i prodotti dell'erosione chimica vengono portati in soluzione e alimentano il trasporto per via chimica; essi sono funzione soprattutto della solubilità delle rocce attraversate dalle acque. I prodotti dell'erosione meccanica alimentano il trasporto torbido. Esso può avvenire, in funzione delle dimensioni delle particelle trasportate, per **sospensione** (le particelle più piccole), per **saltazione** (le particelle medie), per **rotolamento** (le particelle più grossolane). Le dimensioni massime delle particelle trasportate sono funzione dell'energia cinetica del corso d'acqua che varia da punto a punto della sezione trasversale dell'alveo. Il diagramma di Hjulström illustra i rapporti esistenti fra erosione, trasporto e sedimentazione in ambiente fluviale.

La sedimentazione della frazione clastica in ambiente fluviale avviene per perdita di velocità delle acque; essa può essere dovuta a varie cause. I motivi più frequenti sono la variazione di pendenza del profilo longitudinale del fiume e la variazione del profilo trasversale per allargamento dell'alveo fluviale. Tuttavia una perdita di potenza si può avere anche per ostruzioni del corso d'acqua (sbarramenti naturali o artificiali), per diminuzione del volume delle acque (evaporazione, assorbimento del terreno, deviazione di parte delle acque), per cessazione del flusso idrico (acque stagnanti), per eccessivo carico solido (aumento del processo erosivo, variazioni litologiche nei terreni erosi, cambiamenti climatici, attività umane).

Poichè i depositi fluviali possono accumularsi lungo tutto il bacino fluviale e sono fortemente influenzati dal regime e dallo stadio di maturità del fiume essi assumono forme e caratteristiche molto varie; sono stati pertanto oggetto di molte classificazioni e una loro descrizione generica risulta molto difficile. In linea generale si può ritenere che i depositi fluviali si formino in aree laterali rispetto ai filetti di massima velocità e nelle zone circostanti quelle di massima turbolenza.

L'ambiente fluviale viene comunemente diviso in tre subambienti: quello pedemontano, quello di raccordo e quello di pianura alluvionale. Questa suddivisione risulta particolarmente utile nell'esame dei depositi fluviali. E' indubbio che nella zona pedemontana, dove prevalgono i processi di erosione e di trasporto su quelli di sedimentazione, sono presenti i sedimenti più grossolani e i loro depositi possono assumere talora pendenze notevoli anche vicine al limite di riposo naturale dei detriti.

Nella fascia di raccordo fra la zona pedemontana e zona di pianura alluvionale si formano le conoidi, depositi fluviali a forma di ventaglio che caratterizzano la sedimentazione



Conoide alluvionale

in corrispondenza di cambiamenti di pendio nel profilo longitudinale dei corsi d'acqua.

Nella zona di pianura alluvionale, ove i processi di sedimentazione prevalgono su quelli erosivi e quelli di trasporto, sono presenti sedimenti mediamente più fini che nelle zone precedenti.



Piana alluvionale

Nella pianura alluvionale, soprattutto nelle fasi senili del ciclo fluviale, i processi erosivi sono legati alla presenza dei meandri, forme a S caratteristiche di corsi fluviali in cui il profilo longitudinale è molto vicino al profilo d'equilibrio. Essi si evolvono per erosione del lato esterno e per riempimento del lato interno (fig. 24). Si formano pertanto le **barre di meandro**.

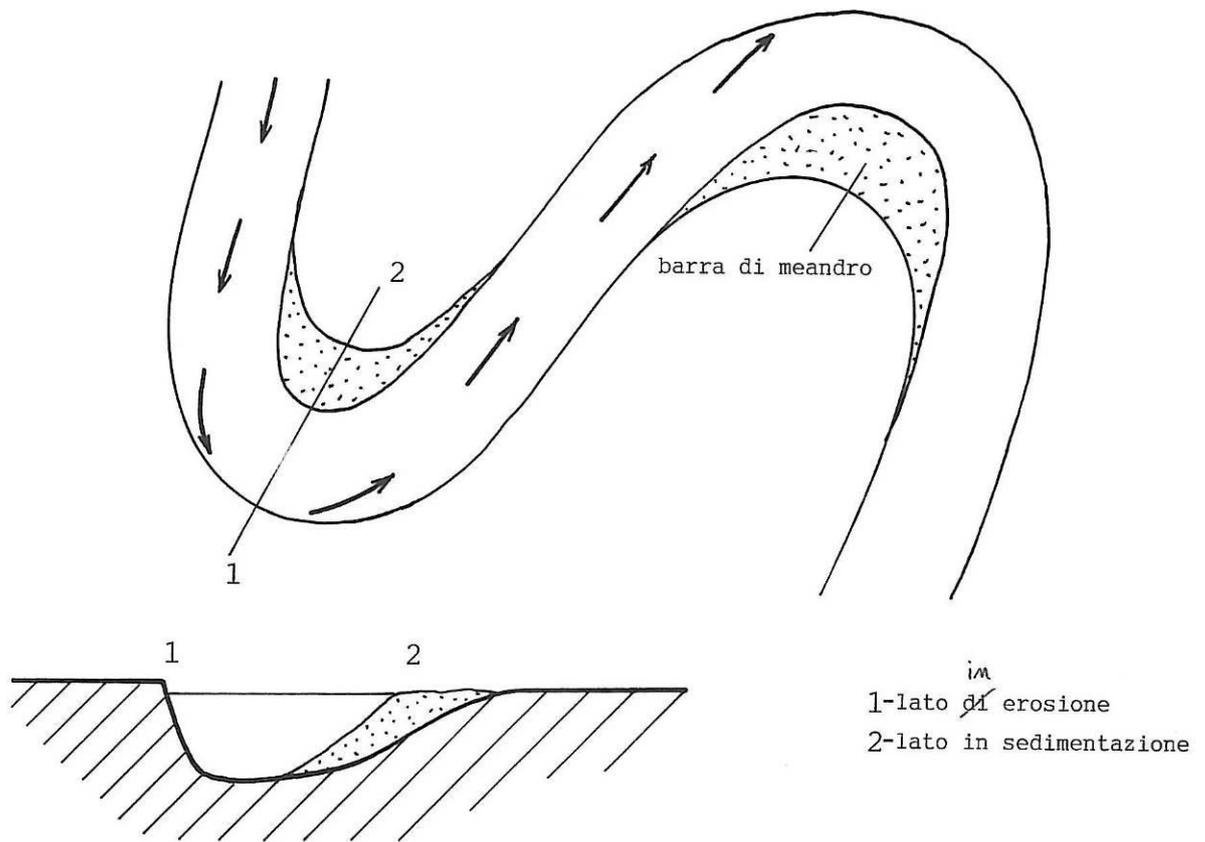


Fig. 24 Evoluzione di un meandro

Molti autori dividono i sedimenti fluviali in due grandi categorie: depositi di accrescimento laterale (es: barre di meandro) e depositi di accrescimento verticale (piana alluvionale). I depositi di accrescimento laterale sono quelli che si formano lungo il canale attivo o come risultato della sua migrazione; sono alimentati dal materiale trasportato sul fondo del corso d'acqua. I depositi di accrescimento verticale sono invece quelli che si formano al di fuori del canale attivo e quindi principalmente sulla pianura alluvionale per esondazione del corso d'acqua. In questi casi si possono avere depositi arealmente molto estesi, di spessore molto limitato e di grande interesse per le attività primarie dell'uomo.

La forma e le dimensioni dei depositi alluvionali sono condizionati dal tipo di deposito e dalle dimensioni del corso d'acqua. Nei depositi di accrescimento laterale predominano le forme allungate, mentre in quelli di accrescimento verticale la forma è tabulare (fig. 25). Le conoidi hanno la caratteristica forma a ventaglio, mentre le loro dimensioni sono estremamente variabili.

La dimensione dei clasti che formano i depositi è funzione delle caratteristiche energetiche del flusso d'acqua e quindi anche dello stadio evolutivo del fiume e del punto in cui il deposito si è formato. In generale si può ritenere che nei depositi fluviali possono essere presenti granuli di tutte le dimensioni (dalle argille ai blocchi) e che la dimensione dei granuli più grandi diminuisca procedendo dai depositi posti a monte verso quelli posti a valle.

Irrilevante ai fini del riconoscimento dei depositi fluviali clastici è la loro composizione mineralogico-petrografica, mentre può essere utile la presenza di abbondanti resti vegetali.

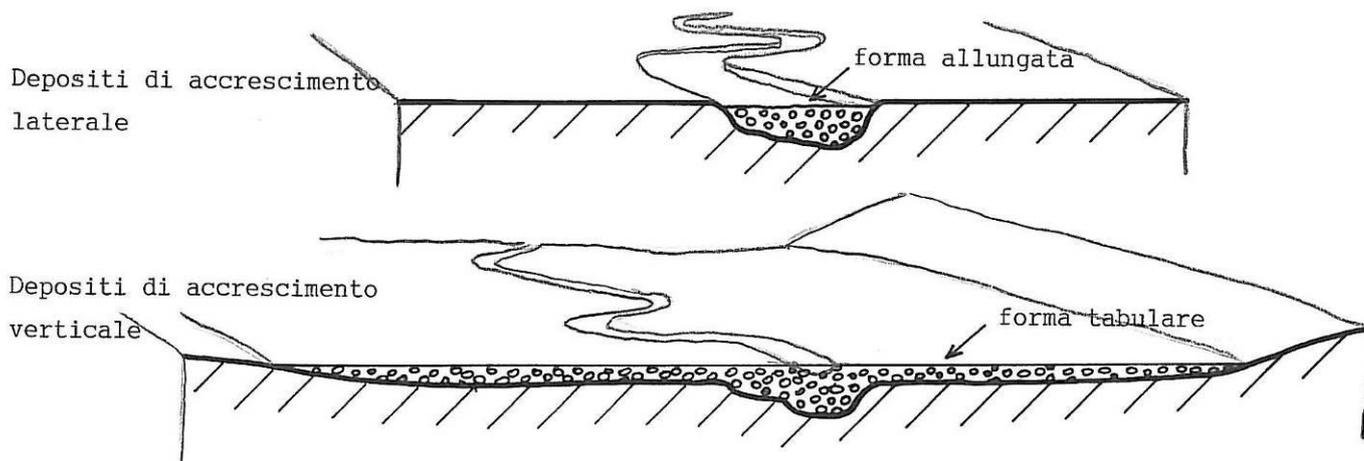


Fig. 25 Modalità di accrescimento e forma dei depositi fluviali di piana alluvionale.

Le strutture sedimentarie più ricorrenti nell'ambiente fluviale sono l'embriciamento dei granuli (e in particolare dei ciottoli) e le laminazioni incrociate.



Embriciatura dei ciottoli che nella foto risultano immergenti verso destra, al contrario del verso della corrente (verso sinistra).

### Ambiente lacustre

I laghi sono depressioni della superficie terrestre (in zone continentali) colmate d'acqua. Essi possono essere classificati in funzione del tipo d'acqua che li riempie (laghi d'acqua dolce e laghi salati), in funzione del loro regime (laghi permanenti e laghi temporanei), in funzione

della loro posizione (laghi costieri, laghi vallivi, ecc.), oppure in funzione della loro origine. Poichè i processi sedimentari che si svolgono nei laghi sono legati agli aspetti morfologici e alle condizioni energetiche, la divisione genetica resta, ai fini sedimentologici, la più importante.

- Laghi glaciali legati all'attività dei ghiacciai; sono a loro volta di tanti tipi. A seguito dell'attività erosiva del ghiacciaio si formano depressioni che, nei periodi di ritiro del ghiacciaio si colmano d'acqua: hanno questa origine i grandi laghi del Nord America. Altri laghi glaciali sono quelli di circo e quelli intermorenici: sono generalmente di piccole dimensioni.

- Laghi di sbarramento si creano per ostruzione di una valle fluviale (per esempio a causa di frane o di deposizione fluviale).

- Laghi carsici che riempiono depressioni superficiali o sotterranee di origine carsica.

- Laghi vulcanici che occupano il fondo di crateri vulcanici spenti.

- Laghi tettonici che occupano depressioni di origine tettonica (per esempio alcuni dei grandi laghi africani).



Date le differenze esistenti fra questi tipi di laghi, esistono altrettanto notevoli differenze fra i processi sedimentari che in essi hanno sede. Ci limiteremo ad esporre soltanto alcuni caratteri generali di tali processi.

L'ambiente lacustre è, fra i continentali, il più transitorio. Oggi il lago più antico esistente sulla superficie terrestre è il Baikal che sussiste ormai dal Miocene; ma la maggior parte dei laghi attuali hanno avuto origine nel Plio-pleistocene. Tuttavia ne sono esistiti anche di vita assai più breve; per esempio il lago Lirino nella bassa Valle Latina (che pure si estendeva per circa 35 Km di lunghezza e per 10 Km di larghezza) iniziò alla fine del Pliocene ed ebbe termine dopo il glaciale Riss per un totale di circa 500.000 anni.

Le caratteristiche sedimentarie sono strettamente legate a quelle morfologiche e ai fattori climatici. **L'energia meccanica** dell'ambiente è fornita dalle correnti, dal moto ondoso e dalle sesse; **l'energia termica** e **quella chimica** hanno importanza perchè favoriscono i processi biologici che localmente possono essere dominanti, dando luogo a forme di vita animali e vegetali molto sviluppate e creando quindi le premesse per la formazione di sedimenti ricchi di fossili.

**L'erosione** è condizionata dagli agenti energetici sopra ricordati; essi operano soprattutto lungo le coste dove avvengono per l'appunto i più vistosi fenomeni erosivi e sono funzione delle dimensioni (estensione areale e profondità) e della forma del lago. In generale è trascurabile l'erosione dovuta a fattori chimici e a fattori biologici. In definitiva i materiali che sedimentano nei laghi provengono in gran parte dagli immissari, in parte dall'erosione superficiale della conca lacustre e solo in quantità trascurabile dai processi erosivi che si svolgono nei laghi stessi.

Il **trasporto** è condizionato dagli stessi agenti energetici e data la loro modestia favorisce lo spostamento verso la parte centrale delle particelle più fini, mentre i materiali più grossolani si depositano in vicinanza delle coste. La frazione in soluzione può raggiungere concentrazioni non trascurabili nelle acque dei laghi quando nei siano ricchi gli immissari.

La **sedimentazione** clastica è in generale moto veloce perchè i laghi costituiscono delle ottime trappole sedimentarie nelle quali l'azione di svuotamento degli emissari è limitata. I materiali detritici danno luogo a depositi costieri e subacquei di forma e dimensioni dipendenti direttamente dalla forma e dalle dimensioni del lago, tanto che depositi di piccoli bacini legati ad un sistema idrografico possono talora confondersi con i sedimenti stessi dei fiumi. Nei laghi di maggiori dimensioni possono formarsi dei **delta** con i materiali più grossolani trasportati dai fiumi, mentre i materiali fini si disperdono al largo, sedimentando sul fondo del lago analogamente a quanto avviene nei bacini marini. Tuttavia correnti di torbida analoghe a quelle di ambiente marino (v. ambiente batiale) possono portare al largo anche i sedimenti più grossolani se si ha un sufficiente accumulo di materiale.

Nelle regioni glaciali o periglaciali durante la stagione invernale a causa del ghiaccio che ricopre la superficie del lago l'energia di trasporto diminuisce o cessa del tutto per cui la sedimentazione clastica resta legata al materiale in sospensione, mentre nella stagione estiva, con lo scioglimento dei ghiacci l'energia di trasporto raggiunge i suoi valori massimi e di conseguenza si ha sedimentazione di materiale più grossolano. In quelle regioni si ha dunque la formazione delle varve (v. ambiente glaciale). I sedimenti di spiaggia possono presentare grandi analogie con i corrispondenti marini; un esempio si ha nei laghi nord americani ove alcune spiagge a ciottoli presentano caratteristiche granulometriche, tessiturali e in parte morfologiche analoghe a quelle di alcune spiagge a ciottoli dell'Abruzzo adriatico. In generale si può ritenere che i sedimenti lacustri e marini depositi in condizioni energetiche simili, presentino caratteristiche (derivanti da quelle condizioni energetiche) analoghe.

**La sedimentazione clastica nei laghi è di norma prevalente e i sedimenti sono formati da tutte le frazioni granulometriche, con prevalenza di quelle fine o finissime** (argille, silt, sabbie e ciottolami).

**In alcuni casi anche la sedimentazione chimica può essere importante**; un esempio si ha nei laghi di Plitvice (Jugoslavia) ove la deposizione chimica di carbonato di calcio è molto intensa soprattutto nella stagione estiva quando con l'aumentare della temperatura aumenta l'attività e la quantità delle alghe e del fitoplancton. Esse producono una riduzione di  $\text{CO}_2$  e un aumento dell'alcalinità ( $\text{pH} > 7$ ); fattori che favoriscono la precipitazione del  $\text{CaCO}_3$  a spese del  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  disciolto nell'acqua e la deposizione di **calcari**.

La sedimentazione legata alle attività biologiche è importante perchè essa è sempre presente e l'indagine paleontologica costituisce in molti casi un metodo insostituibile per il riconoscimento dei depositi lacustri fossili. Inoltre i depositi organici di ambiente lacustre possono costituire talvolta giacimenti di non trascurabile importanza economica. Basta ricordare gli scisti bituminosi coltivati con grande frequenza, e le **farine fossili** (per esempio quelle dei laghi pleistocenici a nord di Roma) che sono formate da accumuli di gusci di diatomee e di altro fitoplancton.



Affioramento di farina fossile nell'area di Pitigliano.

### **Ambiente palustre**

Si tratta nella maggior parte dei casi di un'evoluzione dell'ambiente lacustre; l'ambiente palustre è rappresentato da specchi d'acqua stagnanti aventi bassissima profondità e coperti di solito da una fitta vegetazione. La loro durata nel tempo è per lo più breve. Nel caso di ambienti palustri in vicinanza del mare si possono avere acque salmastre che fanno passaggio ad ambienti di transizione. L'ambiente palustre si può avere anche in zone pianeggianti ricoperte da terreni impermeabili nei quali le acque superficiali per mancanza di pendenza scorrono con difficoltà o non scorrono affatto.

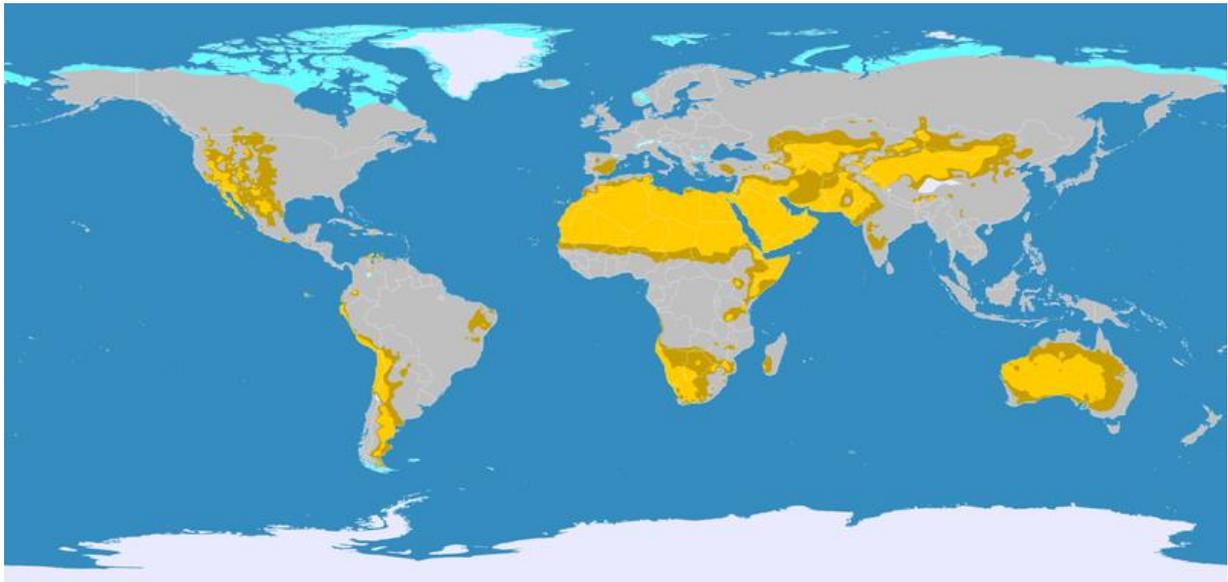
L'energia meccanica nell'ambiente palustre è pertanto molto limitata, mentre assumono importanza quella **termica** e quella **biochimica**. Per questo motivo non esistono vistosi fenomeni erosivi e il trasporto è limitato al materiale finissimo, a quello in soluzione e a quello legato alle attività biologiche. Data l'importanza che la vita assume nell'ambiente palustre anche ai fini dei processi sedimentari, sembra opportuno ricordare come la fauna sia caratterizzata dalla presenza di animali con cicli biologici particolari quali ad esempio quelli che sopravvivono anche nei periodi di siccità o che morendo lasciano le uova pronte a dischiudersi quando l'acqua torna a coprire la zona palustre, oppure quelli che si infossano, o che volando si trasferiscono in altre zone momentaneamente più adatte, o che compiono parte del loro ciclo vitale in ambiente acquoso e parte in ambiente aereo. Anche la flora è piuttosto specifica essendo limitata a quelle piante che vivono soltanto in terreni molto ricchi di acque.

I sedimenti clastici dell'ambiente palustre sono prevalentemente quelli **argillosi o argillo-siltosi**, mentre predominano i depositi **biochimici e organici** (in particolare quelli legati al grande sviluppo della vegetazione). Fra i sedimenti biochimici vanno ricordati il gas delle paludi (metano che prende origine dalla fermentazione metanica della cellulosa dei vegetali), il ferro delle paludi; fra i sedimenti organici la **torba** e alcune volte le **diatomiti**.

## Ambiente eolico

L'ambiente eolico caratterizza le regioni in cui l'energia dominante è **meccanica** e fornita dal vento. L'ambiente eolico per eccellenza è quello desertico, ma vanno considerate come zone a sedimentazione eolica prevalente anche quelle in cui l'accumulo dei sedimenti e la loro evoluzione sono dovuti soprattutto all'azione dei venti; ciò si verifica ad esempio in alcune fasce costiere soggette all'azione di venti stagionali.

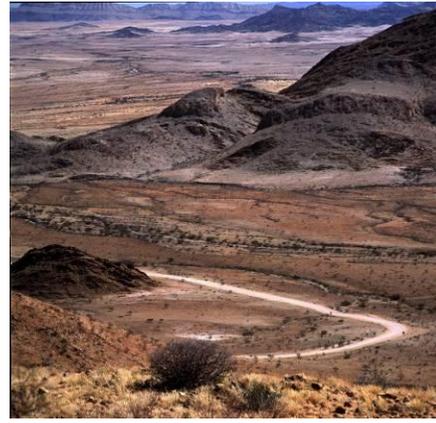
Il regime desertico è determinato dalla scarsità delle precipitazioni e prescinde dalla temperatura; per questo motivo i deserti sono presenti in regioni a clima caldo (deserto del Sahara in Africa settentrionale), in regioni a clima continentale (Deserto di Gobi in Asia Centrale) e in regioni a clima freddo (Deserto Islandese). Attualmente i deserti più estesi cadono in due fasce subtropicali; la loro estensione complessiva è valutata in circa 33 milioni di Km<sup>2</sup>.



Distribuzione dei deserti

Conseguenza della scarsità di piogge e fattore dominante nell'evoluzione delle regioni desertiche è la quasi totale mancaza di vegetazione che, come è noto, costituisce una naturale protezione dei suoli ed esplica un'azione moderatrice delle condizioni climatiche locali.

I deserti possono essere divisi da un punto di vista morfologico in vari tipi e con vari criteri; ai fini dell'esame dei depositi sedimentari noi possiamo considerare gli hamada, deserti con pochi o nulli sedimenti sciolti, i serir, coperti da ciottolami e gli erg o deserti sabbiosi. Gli hamada sono in genere zone pianeggianti in cui affiorano le rocce del substrato solo casualmente coperte da depositi di ciottolami. I serir sono coperti da ciottolami di varie dimensioni, ben evoluti e perfettamente lucidati a causa della azione abrasiva esercitata dalle sabbie rimosse e allontanate dal vento, ma operanti durante il trasporto. Gli erg infine sono caratterizzati dalla presenza di sabbie sciolte e mobili che possono costituire depositi informi e disordinati quando ci siano ostacoli che ne limitano



Deserto sabbioso

la mobilità (ad esempio alcune zone dei deserti australiani), oppure dare luogo ai depositi più caratteristici dell'ambiente eolico: le dune.

L'azione erosiva nei deserti è dovuta all'escursione termica e al lavoro di smerigliatura effettuato dai granuli di sabbia sospinti dal vento. L'escursione termica diurna nelle regioni desertiche è sempre rilevante e agisce direttamente sulle rocce perchè esse non sono protette nè dai suoli, nè dalla vegetazione. La forte insolazione diurna, cui segue il raffreddamento notturno (termoclastismo) provocano dilatazioni differenziali sui minerali con conseguente sbriciolamento delle rocce. L'altra erosione caratteristica dell'ambiente eolico è detta corrasione ed è dovuta all'azione di smerigliamento esercitata dai granuli sospinti con violenza contro le superfici rocciose. Poichè l'azione del vento è indipendente dalla forza di gravità, la corrasione avviene non soltanto dall'alto verso il basso, ma anche orizzontalmente e dal basso verso l'alto; ne seguono forme erosive di dettaglio molto caratteristiche. Va ricordato infine che il vento,



Erosione eolica

rimuovendo i sedimenti sciolti tiene costantemente denudate le superfici rocciose (deflazione) le quali, non protette dal manto detritico, sono più facilmente attaccate dagli agenti degradatori.

Il trasporto da parte del vento a parità d'intensità è funzione delle dimensioni delle particelle interessate al movimento. Le particelle più piccole vengono trasportate in sospensione, quelle intermedie per saltazione e quelle più grossolane per rotolamento. Nell'ambiente eolico esiste inoltre un quarto tipo di trasporto meccanico detto reptazione dovuto ai granuli che cadendo ne spostano altri con i quali vengono a contatto. Gli urti cui sono soggetti i granuli nell'ambiente eolico durante il trasporto contribuiscono in maniera determinante alla loro evoluzione morfometrica e morfologica.

Poichè il trasporto è legato strettamente al peso dei granuli esso opera una notevole azione selezionatrice, portando più distanti i granuli più leggeri. La fig. 26 mette in relazione la velocità del vento con le dimensioni dei granuli di quarzo spostati. Il continuo contatto fra granuli per sfregamento o per urto durante il trasporto, provoca una loro notevole usura (attrizione), con riduzione dimensionale più veloce dei granuli meno resistenti. Si opera quindi una selezione mineralogica a favore del minerale più resistente fra quelli presenti nella sabbia. La forma dei granuli è molto evoluta, prevalentemente subsferica; la loro superficie è a volte liscia e lucente, a volte opaca e picchiettata. Le sabbie eoliche costituiscono i depositi più classati che si conoscano.

La sedimentazione dei granuli avviene a causa dei continui sbalzi di velocità del vento o per progressivo calo con l'aumentare della distanza. Nel caso dei granuli trasportati per saltazione o per rotolamento un qualsiasi ostacolo si frapponga sul loro cammino può provocarne l'arresto. I granuli più fini, portati a grandi altezze, possono ricadere anche a migliaia di chilometri dalla zona d'origine; non di rado in Italia arrivano le frazioni più fini delle sabbie sahariane.

I depositi sabbiosi di origine eolica sono di tre tipi: piani di sabbia, accumuli informi o goze, campi di dune o erg. I piani di sabbia si hanno quando i granuli si muovono con difficoltà a causa per esempio di un forte tasso di umidità. I goze invece si hanno quando la vegetazione favorisce la rapida e disordinata deposizione dei granuli che peraltro presentano notevole mobilità. I campi di dune sono i depositi eolici più caratteristici e si formano là dove l'abbondanza delle sabbie si unisce ad un loro continuo movimento. Le dune possono essere presenti, oltre che nei deserti, anche in altre zone sottoposte all'azione dominante del vento quali ad esempio alcune fasce costiere.

Un esempio molto bello si ha lungo le coste del Benadir (Somalia centrale) ove cordoni dunali formati da sabbie silicatiche rosse si affiancano a depositi di sabbie calcaree bianche, solo raramente accumulate a formare dune. Le sabbie rosse provengono dalla degradazione delle rocce plutoniche del basamento che affiorano nell'entroterra a non meno di 150 Km di distanza, mentre le sabbie calcaree, alimentate a spese dei locali sedimenti carbonatici di piattaforma, sono ricche di umidità e quindi poco mobili.

Si conoscono dune di varia forma; fra le più caratteristiche ricordiamo quelle a mezzaluna o barcane e quelle a S o sif. Le dune sono caratterizzate da un profilo trasversale asimmetrico (fig. 27) con un pendio più dolce dal lato in cui spira il vento che sospinge i granuli di sabbia su per il pendio e da un lato più ripido sottovento ove i granuli ricadono per gravità. Questa particolare disposizione è causa della laminazione incrociata all'interno della duna. Le sabbie eoliche, col procedere della loro evoluzione, tendono ad essere formate da un solo minerale, presentando grande uniformità granulometrica e sono formate da granuli molto arrotondati.

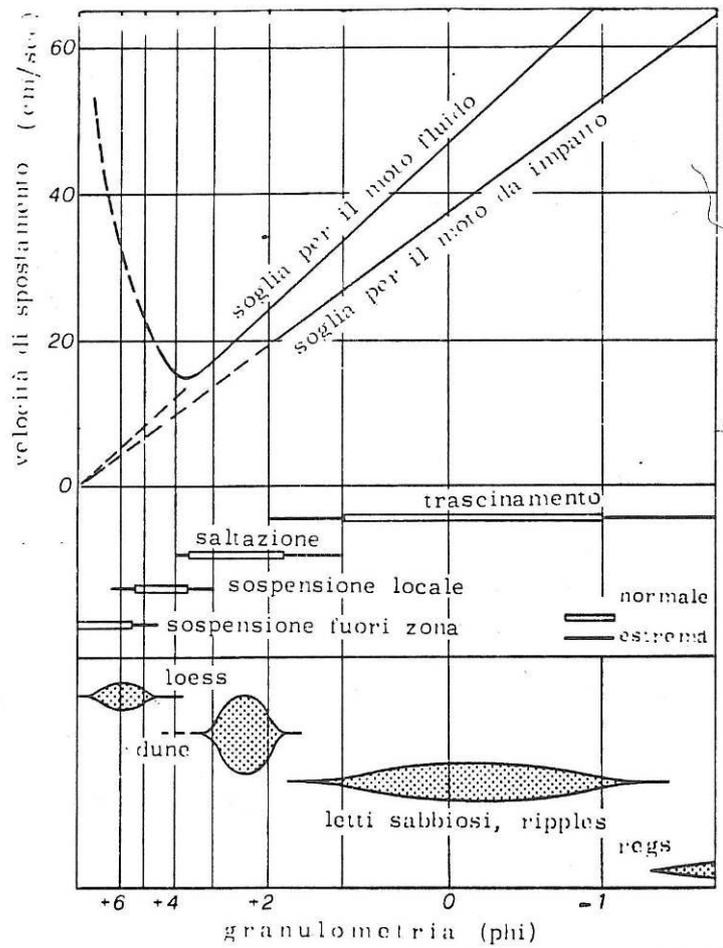


fig.26 - Azioni del vento su sabbie e silt

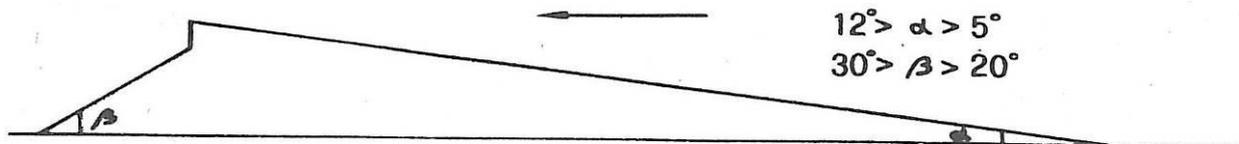


fig.27 - Sezione trasversale schematica di una duna  
La freccia indica la direzione del vento

I loess presentano le stesse caratteristiche delle sabbie eoliche dalle quali si differenziano soltanto per una granulometria più ridotta (si tratta di silt) e per il colore, generalmente giallastro, degli affioramenti.

### 2.1.3.2 –TRANSIZIONALI

#### **Ambiente lagunare**

Le lagune sono bacini d'acqua costieri, tranquilli e poco profondi separati dal mare da strisce di terra generalmente sottili. Essi si formano perchè il mare nel suo continuo lavoro di rettifica delle coste accumula sedimenti sciolti, dapprima sommersi e poi emersi, a formare cordoni fra due sporgenze costiere nel tentativo di arrivare a quelle coste lineari che costituiscono l'andamento litoraneo ideale.

La formazione delle lagune può essere favorita dagli apporti terrigeni fluviali; per questo motivo si hanno estese lagune in molti delta, quali ad esempio il delta del Po (lagune di Comacchio) e il delta del Mississippi nel Golfo del Messico. Altre volte la formazione della barra che dà luogo alla laguna, può essere favorita anche dalla formazione di dune costiere come avviene per esempio nel Mar Baltico a Zalew Wislay (golfo di Danzica) ove gli apporti fluviali e l'azione eolica hanno formato una barra di oltre 75 Km di lunghezza.

Le lagune possono comunicare col mare tramite una o più bocche, possono essere completamente isolate dal mare e possono ricevere periodicamente acqua salata in occasione dell'alta marea. Un esempio di laguna molto semplice si ha in Somalia a Ras Hafun. Altre volte le lagune possono costituire dei complessi caratterizzati da vari specchi d'acqua separati da barre e solcate da canali. Esempi di questo tipo si hanno nel delta del Mississippi e in Italia nel delta del Po (fig. 29). Le parti esterne di queste lagune in contatto col mare vengono dette **lagune vive**, mentre le parti interne, ormai isolate, vengono dette **lagune morte**.

Si tratta in genere di lagune in cui vi è apporto di acque dolci da parte dei fiumi e di acque salate da parte del mare, ma esistono anche lagune alimentate soltanto dal mare. Le condizioni ambientali determinano forti cambiamenti nella sedimentazione.

Nel caso in cui prevalga l'apporto di acque dolci e l'evaporazione sia inferiore allo stesso apporto di acqua, la salinità resta inferiore al 35‰ e si hanno **lagune sottosature o ipoaline**; quando invece a causa degli apporti marini e della forte evaporazione la salinità supera quel valore si hanno **lagune sovrassature o iperaline**. Esse sono più frequenti nelle regioni a clima arido e in corrispondenza di lagune morte.



Laguna di Venezia

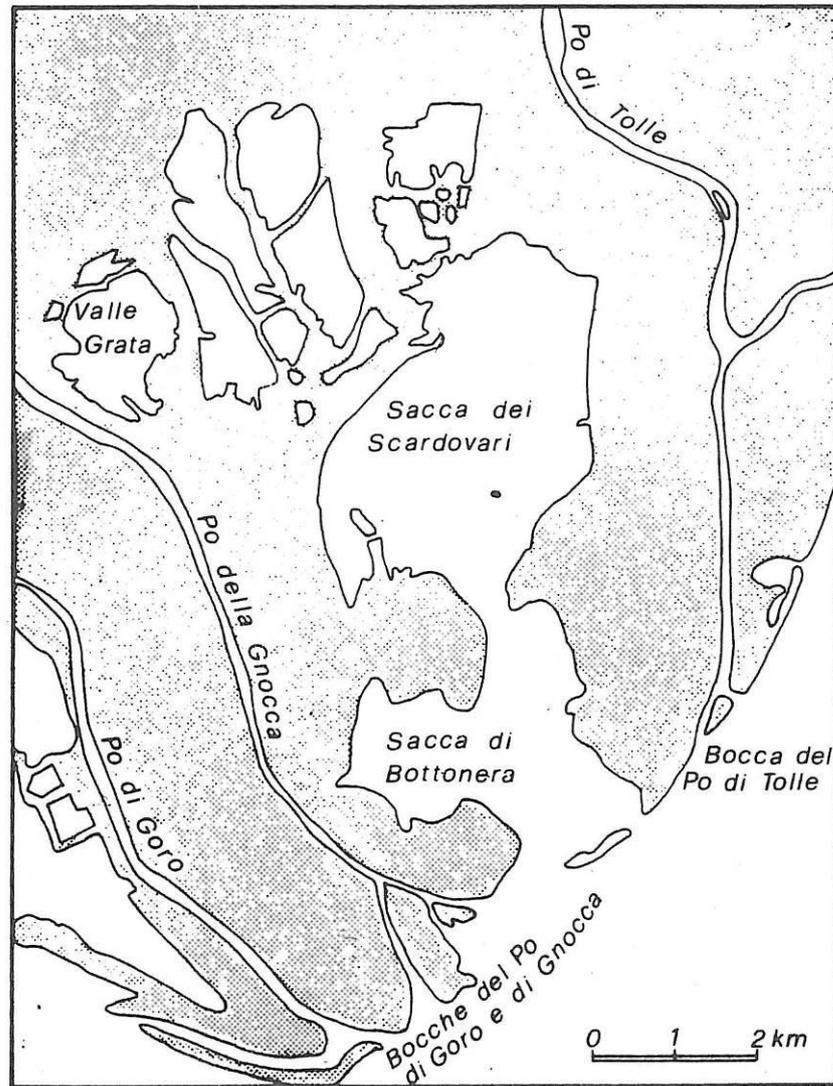


fig. 29 - Lagune vive e morte nel delta del Po

**L'energia dell'ambiente lagunare è prevalentemente termica e chimica;** subordinata resta l'energia meccanica che in vicinanza dei corsi d'acqua e dei canali di marea è determinata da correnti a bassa velocità. Si tratta di un ambiente fortemente instabile, che evolve per lo più verso stadi palustri o francamente continentali, ma può dar luogo anche ad ambienti tidali.

La scarsa energia meccanica a disposizione rende **trascurabili gli eventi erosivi** i quali, molto limitatamente si manifestano soltanto in vicinanza delle foci dei corsi d'acqua o dei canali di marea.

**Il trasporto** di materiali solidi è **limitato** alle frazioni siltose e argillose, mentre notevole importanza assume il trasporto in soluzione.

**Fra i sedimenti prevalgono quelli chimici e organogeni, subordinati solo quelli di origine clastica;** a volte assumono particolare rilievo quelli **evaporitici** dovuti all'eccesso di sali disciolti nelle acque e presenti quindi nelle lagune sovrassature. Sedimenti evaporitici sono noti anche nelle serie geologiche; in linea teorica dovrebbero essere caratterizzati da successioni che, dal basso verso l'alto, vanno dai termini meno solubili a quelli più solubili, ovvero: precipitano prima **i carbonati**, poi il **solfato di calcio**, il **cloruro di sodio** ed altri cloruri.

Fattori locali possono tuttavia alterare o variare l'ordine di sedimentazione.

La sedimentazione organica è dovuta all'abbondanza della vita animale (organismi planctonici e bentonici) e vegetale (piante acquatiche, fitoplancton); molto spesso i fanghi che caratterizzano i tranquilli fondali delle lagune prive di sedimentazione evaporitica, contengono un'abbondante quantità di materiale organico in decomposizione che può dar luogo alla formazione di sacche gassose .

**Nei canali** e in vicinanza della barra che delimita la laguna si trovano **sedimenti sabbiosi** mal classificati dovuti alla maggiore energia locale; essi hanno in genere andamento lentiforme e sono interessati da laminazioni incrociate. Passano rapidamente ai **termini argillo-siltosi e argillosi** privi di strutture sedimentarie inorganiche o con laminazioni parallele, presenti nella maggior parte di ciascuna laguna; questi termini sono **ricchi di sostanza organica in decomposizione, di faune salmastre, di resti vegetali (torbe, ligniti...) e di residui carboniosi**. La loro estensione areale è molto variabile.

### **Ambiente deltizio**

I delta sono costruzioni caratteristiche della foce di alcuni fiumi sia in mare (delta marini) che nei grandi laghi (delta lacustri).

Il nome deriva dalla lettera delta dell'alfabeto greco e fu dato da Erodoto (V secolo a.C.) alla foce del Nilo per la sua forma triangolare.



Delta del Nilo

Quando le acque del fiume giungono al mare (o al lago) perdendo velocità, perdono parte del loro carico solido in sospensione. Se l'accumulo dei detriti è più veloce di quanto gli agenti di trasporto marini (le maree e subordinatamente le onde e le correnti costiere) riescano a riprendere e a trasportare al largo si forma il delta; nei casi in cui l'azione marina riesca invece a tenere sgombra la foce del fiume, si ha l'estuario.

Nei casi di sbocchi in mare all'azione meccanica, dovuta alla semplice diminuzione di velocità, si aggiunge un'azione chimico-fisica perchè gli elettroliti presenti nell'acqua del mare

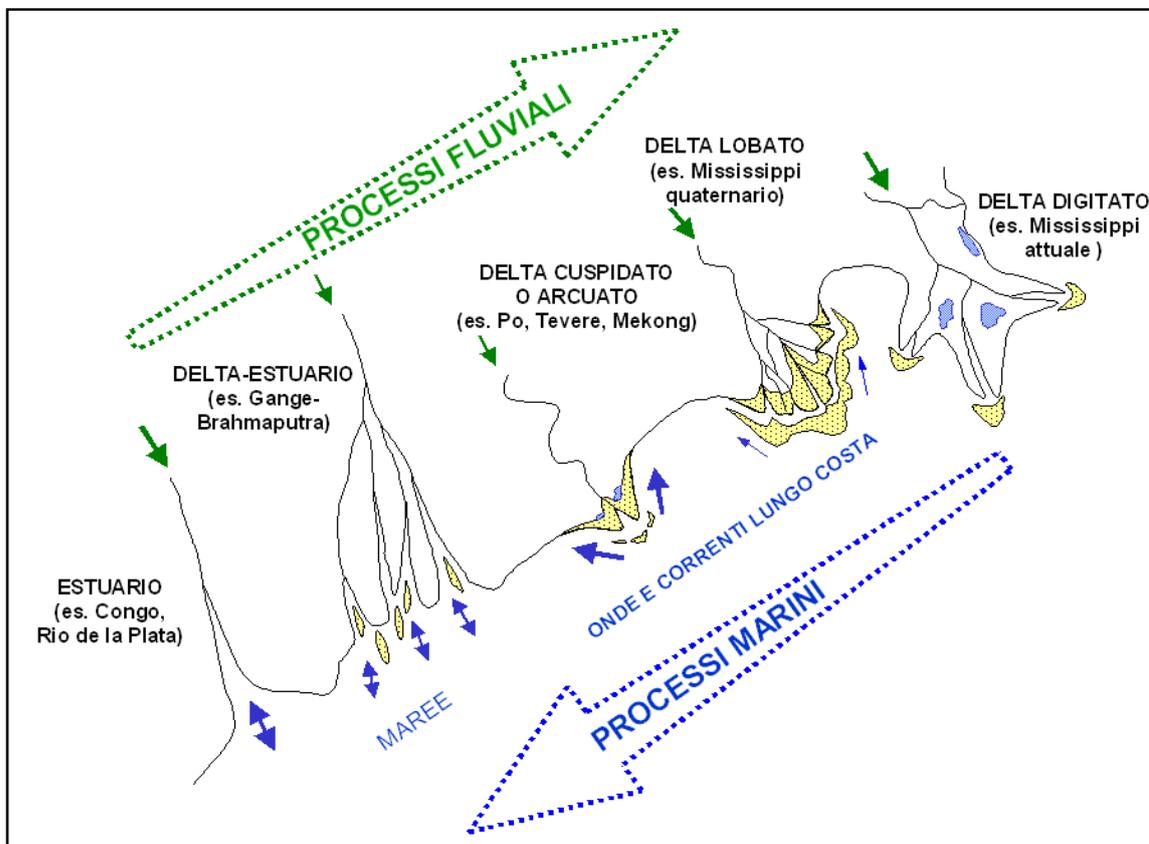


Estuario

ionizzando le particelle più fini presenti in sospensione, ne provocano la flocculazione e quindi la deposizione per gravità.

Quando l'avanzamento del delta è molto veloce si formano con grande facilità laghi e stagni costieri, lagune e paludi.

A causa della grande variabilità dei fattori che determinano la formazione del delta (in primo luogo: apporto solido del fiume e ampiezza dell'escursione di marea; in secondo luogo: moto ondoso, presenza di correnti costiere, morfologia della regione) si può dire che ogni delta ha una sua forma caratteristica; tuttavia



Tipi di delta in relazione all'intensità dei processi fluviali e marini

se l'apporto solido prevale nettamente sui fattori erosivi marini si hanno delta lobati o digitati quali quelli del Po, del Gange, del Mississippi (fig. 30a,b,c), se invece l'azione del mare riesce a smaltire parte dell'apporto solido si formano i classici delta triangolari quali quello del Nilo, del Danubio e dell'Ebro (fig. 30 d, e, f).

Nel caso dei delta lobati l'accrescimento è più veloce e più irregolare. Nel caso dei delta triangolari l'accrescimento è di solito ciclico: ad un avanzamento iniziale della foce segue una progressione delle ali; riprende poi l'avanzamento della foce e così via.

L'accrescimento del delta determina un allungamento del percorso fluviale e una diminuzione di pendenza terminale dell'asta fluviale; il regolare deflusso delle acque viene in tal modo ritardato e il fiume è costretto a trovare vie di sbocco più favorevoli attraverso nuovi canali, oppure esonda depositando nella pianura alluvionale parte del suo carico solido. Anche la crescita dei sedimenti alla foce costituisce un ostacolo al già precario deflusso; essa è compensata soltanto parzialmente dal fenomeno della subsidenza. Per questo motivo, anche se le condizioni che hanno portato alla formazione del delta persistono esso non si accresce all'infinito; la diminuzione progressiva dell'energia fluviale per la cause prima citate, porta col tempo all'equilibrio fra apporti terrigeni e azione erosiva del mare e quindi ad una stasi nella crescita del delta o addirittura ad una sua erosione (fig. 31).

Il delta si compone di una **parte emersa** e di una **parte sommersa** di gran lunga più estesa della prima.

I **depositi deltizi** sono per lo più caratterizzati da materiali fini o finissimi, ma esistono anche delta formati da ciottolami quale ad esempio il delta del F. Sangro nel medio Adriatico. In tutti i delta abbondano i resti vegetali per cui nei corpi deltizi si possono avere giacimenti di torbe o ligniti. Altre caratteristiche dei sedimenti di delta sono la frequenza delle strutture sedimentarie inorganiche (stratificazione e laminazione incrociate, ripple marks, lenti) e organiche e le notevoli eteropie laterali con i sedimenti di ambienti limitrofi.

I delta lacustri presentano di solito una minor variabilità di quelli marini. In essi prevale nettamente la forma triangolare e sono caratterizzati da una maggiore uniformità litologica e da minori eteropie. Il deposito sedimentario è formato da lenti disposte a ventaglio a partire dall'apice del delta con clasti dimensionalmente decrescenti verso il largo. Anche in questo caso sono presenti sia la stratificazione che la laminazione incrociate e spesso abbondano i resti vegetali. La composizione petrografica dei depositi deltizi clastici rispecchia la natura geologica del bacino di alimentazione, almeno per le frazioni più grossolane.

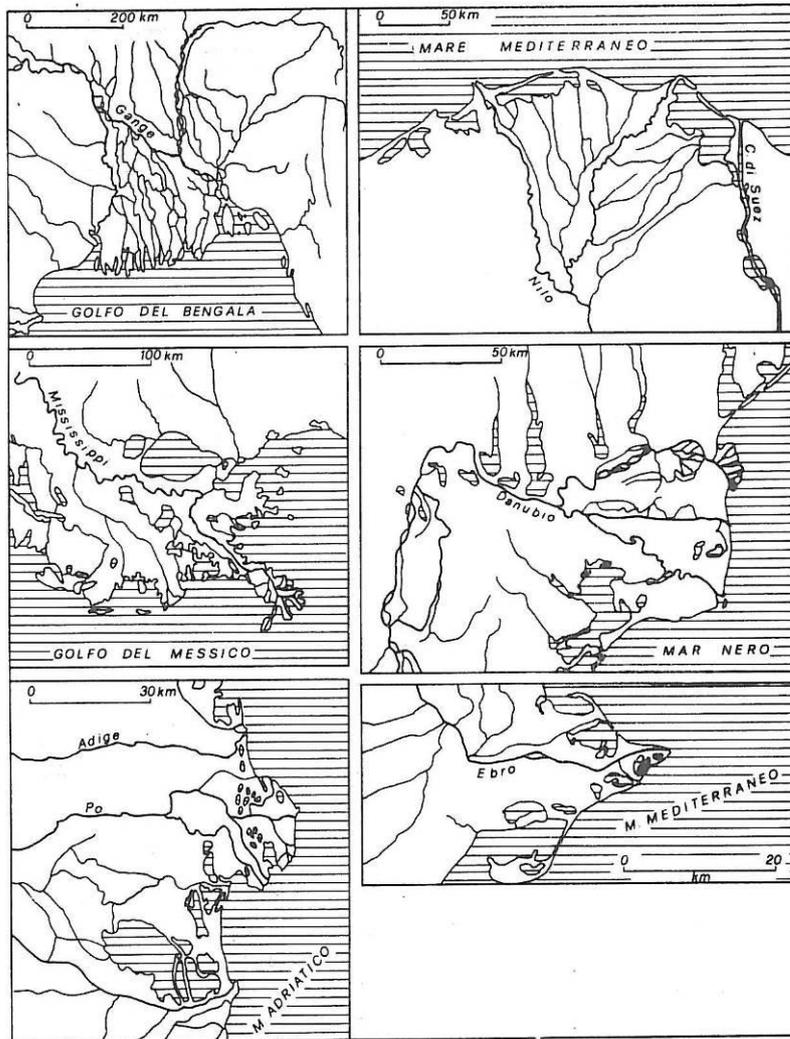


fig. 30 - Alcuni esempi di *delta lobati* (a Gange; b Mississippi; c Po) e di *delta triangolari* (d Nilo; e Danubio; f Ebro); si noti come il Gange pur essendo lobato ha forma triangolare e come il Danubio presenti un accrescimento di tipo lobato sull'ala settentrionale del delta.

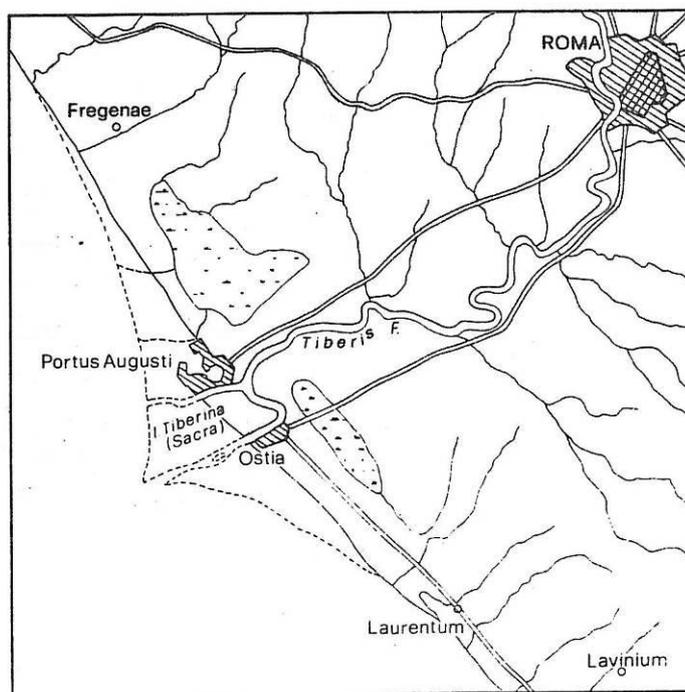


fig. 31 - Evoluzione del delta del Tevere in 2000 anni circa (dall'epoca Romana ad oggi). Attualmente esso è in fase erosiva perché i laghi artificiali costruiti nel tratto terminale della valle causano una diminuzione del trasporto solido. In questo caso l'inversione dell'equilibrio dinamico (da una fase di sedimentazione si è passati ad una di erosione) è dovuto a cause antropiche, ma alle stesse conseguenze si può arrivare con un lago formato per cause naturali.

## Ambiente costiero

E' l'ambiente di transizione per eccellenza perché segna il passaggio tra le terre emerse e i mari; solo localmente si sovrappone ad esso l'ambiente deltizio oppure il sistema costiero è reso più complesso dalla presenza dell'ambiente lagunare.

Si tratta di un ambiente che **subisce l'influenza di fattori marini e di fattori continentali**. Molte fasce costiere ricevono, dal continente, tramite i fiumi e i ghiacciai, gran parte del detrito che alimenta le spiagge e i sedimenti pure clastici che il vento accumula a volte nella zona retrostante la spiaggia. Il mare contribuisce in modo determinante alla loro morfologia tramite i fenomeni erosivi, lo spostamento e il deposito di materiali clastici; esso è anche la causa dell'elaborazione morfologica e tessiturale di questi stessi materiali.

I fattori che determinano le caratteristiche fisiografiche e sedimentologiche dell'ambiente costiero sono **prevalentemente meccanici** (marea, onde, correnti, vento) e subordinatamente climatici, biologici e chimici; tutti operano in modi diversi anche in funzione della natura litologica della regione. Profondi mutamenti negli ambienti costieri possono essere determinati da variazioni del livello del mare conseguenti a movimenti tettonici (innalzamento o abbassamento delle linee di costa) o a variazioni climatiche (glaciazioni).

L'azione morfologica del mare tende alla costruzione di coste lineari mediante l'arretramento dei promontori, ove si concentra l'azione erosiva delle onde (fig. 32) e l'avanzamento delle insenature ove, invece si accumulano i depositi clastici generalmente sabbiosi.

Le coste vengono divise, da un punto di vista morfologico, in coste alte e coste basse a seconda che la loro pendenza sia subverticale o orizzontaleggiante. Entrambe possono essere dovute a varie cause e a seconda del loro andamento e della loro genesi assumono nomi diversi. Fra le coste alte ricordiamo come esempio quelle dovute a sommersione di paesaggi fluviali (coste a rias, coste dalmate, ecc.), quelle dovute a sommersione di paesaggi glaciali

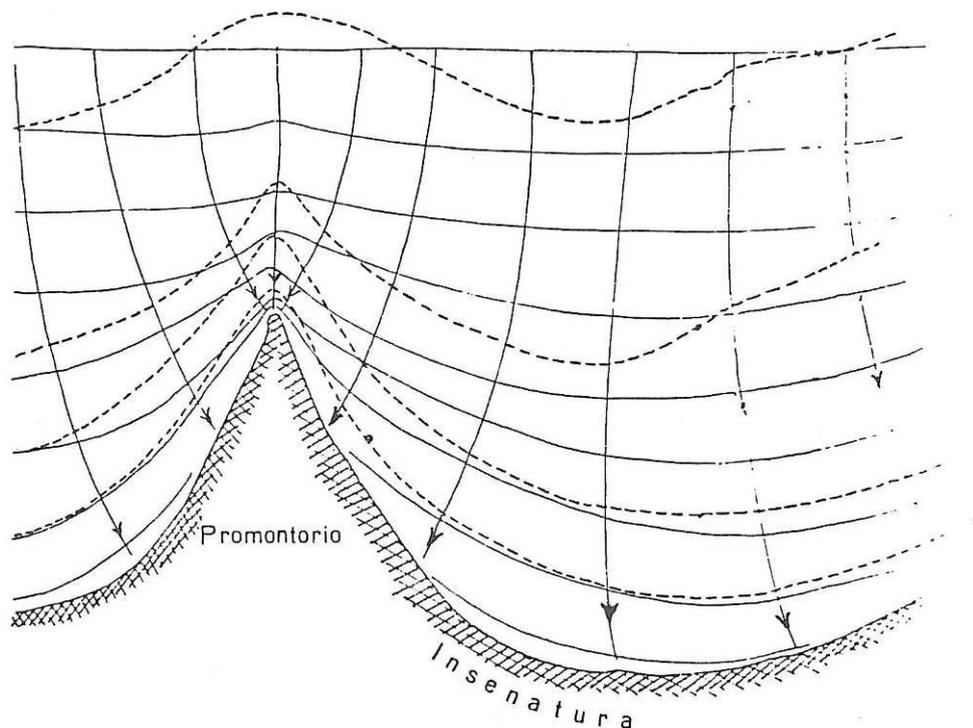


fig. 32.- Azione delle onde. Le linee interne indicano i fronti d'onda (ossia le creste delle onde), le linee tratteggiate indicano le isobate, le frecce indicano i raggi d'onda. La concentrazione dei raggi d'onda in corrispondenza del promontorio corrisponde ad una concentrazione di fronti d'onda e giustifica l'erosione cui è sottoposto il promontorio in contrapposizione ai fenomeni di deposizione che caratterizzano l'insenatura ove i raggi d'onda divergono.

(coste a fiordi, coste a skiär), quelle dovute a movimenti tettonici, quelle infine dovute a semplice azione erosiva su rocce costiere litoidi.

Fra le coste basse ricordiamo come esempio, quelle legate all'evoluzione di un litorale e quelle dovute all'evoluzione di un delta.

In generale è ben diversa l'evoluzione subita da una costa alta rispetto a quella di una costa bassa: le coste alte sono soggette soprattutto a fenomeni erosivi, mentre le coste basse sono per lo più interessate da processi di deposizione: Bisogna tuttavia tener presente che esistono casi di convergenza perchè in natura la differenza fra costa alta e costa bassa non è così netta come presupporebbe questa schematica classificazione. Nelle coste alte, a prescindere dai fattori marini, sono determinanti le caratteristiche morfologiche della costa stessa. Infatti le coste che limitano bracci di mare in cui l'energia è ridotta o quelle che sono accompagnate ad un fondale sufficientemente profondo, sono soggette a fenomeni erosivi più limitati per cui il loro arretramento può essere lentissimo o può mancare del tutto.

Un caso classico e abbastanza diffuso di evoluzione per erosione di una costa alta è quello che si verifica nelle falesie (coste alte subverticali delimitanti un mare profondo pochi metri). Le falesie si formano soprattutto in zone caratterizzate da rocce coerenti e compatte, poco o mal stratificate, o su versanti a reggipoggio; in quelle zone quindi ove l'azione erosiva che si esplica a livello del mare, non è accompagnata da un progressivo adeguamento della scarpata sovrastante. Il profilo della falesia è determinato direttamente dalle caratteristiche litologiche e strutturali della costa esposta all'azione marina.

Nelle falesie i processi erosivi del mare si esplicano su una zona verticale di ampiezza pari all'escursione di marea; questi processi (meccanici e solo talora chimici) determinano la formazione del solco di battigia al disopra del quale le rocce, prive dell'appoggio al piede, franano formando alla base della costa le brecce di falesia (fig. 33). Si tratta di un accumulo

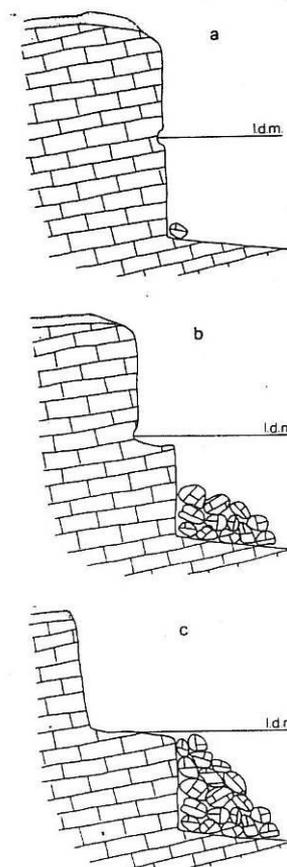


fig. 33 - Evoluzione di una falesia: a)-b) falesia viva, c) falesia morta.

clastico di materiali prevalentemente grossolani, poco evoluti e mal classati, disposti in allineamenti paralleli alla linea di costa che da un lato sono a contatto con la superficie di

erosione della roccia madre e dall'altro sono almeno in parte eteropici con sedimenti marini neritici, generalmente fossiliferi, di accumulo molto più lento. Il riconoscimento di falesie nelle serie fossili può essere talora agevolato dalla presenza delle tane di animali scavatori (litodomi) o di tracce di animali incrostanti sulla parete della falesia o sulla breccia di falesia. La presenza di queste strutture sedimentarie organiche è del resto caratteristica di tutti gli ambienti costieri.

Franamenti successivi, dovuti all'evoluzione della falesia, ne provocano l'arretramento per cui essa diventa sempre meno esposta all'azione del mare fino a diventare falesia morta. Questo processo d'invecchiamento è in genere favorito dalla stessa breccia di falesia che fungendo da frangiflutti, assorbe l'energia marina e protegge quindi la retrostante falesia.

Le coste basse o spiagge costituiscono la maggior parte delle zone di transizione dalle terre emerse al mare. Esse comprendono la fascia che va dal livello più alto raggiunto dalle onde di risacca durante le tempeste, fino alla zona sommersa in cui si risente l'azione dei marosi; questa si spinge approssimativamente intorno ai 10 metri di profondità (ma secondo alcuni Autori può raggiungere i 20 metri), al di sotto dei quali il movimento di clasti ad opera delle onde diventa trascurabile.



Foce del Fiume Ombrone

Le spiagge sono formate da accumuli detritici di provenienza continentale, se il loro rifornimento è causato da materiali trasportati in mare dai fiumi o dai ghiacciai, o di provenienza marina, se è dovuto all'azione erosiva del mare su zone costiere limitrofe o sulle rocce affioranti nella zona almeno periodicamente sommersa. La morfologia dell'ambiente litorale varia con facilità nel tempo perchè condizionata da un gioco di equilibri fra fattori diversi (onde, maree, correnti costiere, vento, apporti detritici e loro caratteristiche) che risentono direttamente delle caratteristiche fisiografiche della regione, delle variazioni del livello marino e delle vicende geologiche della zona. Per questi motivi i processi primari del ciclo sedimentario (erosione, trasporto e sedimentazione) si succedono in rapida frequenza operando continue trasformazioni nell'ambiente.

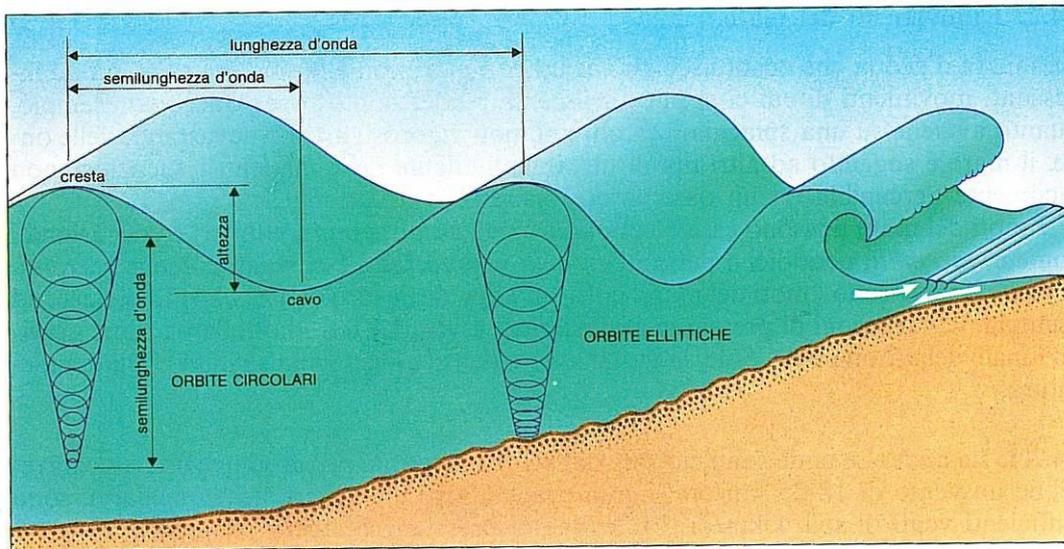


Figura 14-8. - *Le onde e il loro meccanismo di formazione.* Il punto più alto di un'onda si chiama *cresta*, quello più basso *cavo*; la distanza che separa due creste o due cavi successivi è la *lunghezza d'onda*, mentre il dislivello esistente tra cavo e cresta è l'*altezza*. Le onde consistono in un moto orbitale delle particelle d'acqua; quando la profondità dell'acqua diventa inferiore alla metà della lunghezza d'onda, l'onda tocca il fondo e le orbite si fanno ellittiche; allora essa si frange e muta il moto orbitale in moto traslatorio, generando il cosiddetto *frangente di spiaggia*.

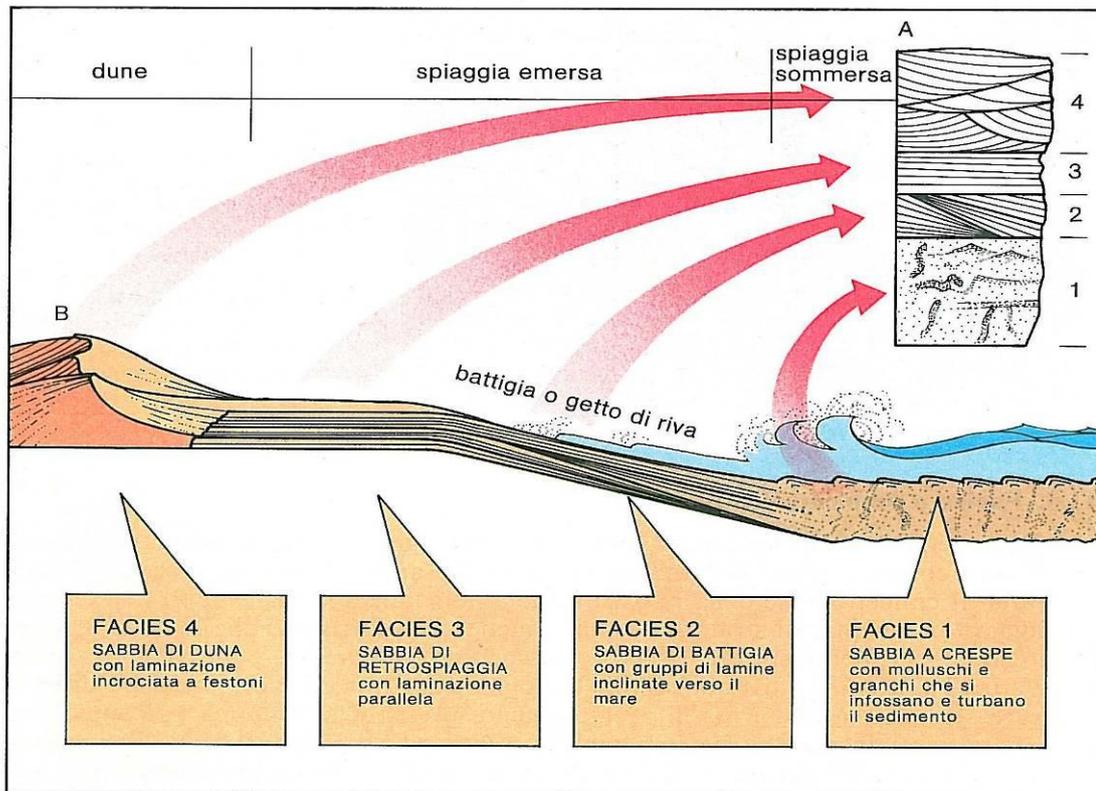


Figura 11-18. - Una sequenza verticale di facies (A) definisce, in accordo al principio della migrazione laterale delle facies e degli ambienti (vedi figura 11-15), un originario ambiente fisiografico (B) in cui le facies, prodotte da specifici meccanismi deposizionali, si trovavano l'un l'altra adiacenti. Nel caso illustrato in figura si tratta di un ambiente litorale (dune, spiaggia, mare basso) e la sequenza verticale è il prodotto di una regressione, cioè di una migrazione della spiaggia verso il mare.

Nelle coste basse possiamo distinguere tre zone morfologiche: la parte costantemente emersa o sopratidale, talora interrotta da un ripiano intermedio detto berma; la parte sottoposta all'azione della marea detta intertidale; la parte costantemente sommersa detta subtidale. Nelle regioni dove l'escursione di marea è nulla o trascurabile viene praticamente a mancare la zona intertidale. Se invece teniamo conto dei fattori energetici si possono distinguere 5 zone (fig. 34)

che dal mare aperto verso terra sono: la zona esterna (offshore), la zona dei frangenti (breaker zone), la zona di espansione dei frangenti (surf zone), la zona di transizione (transition zone) e la zona della risacca (swash zone). Esse si differenziano per le diverse modalità di trasporto dei sedimenti, dovute a diverse condizioni energetiche; molto spesso queste diversità sono causa di differenze granulometriche fra i sedimenti delle varie zone che presentano anche differenti strutture sedimentarie. Il riconoscimento di queste cinque zone negli ambienti fossili è per lo più molto problematico.

Nella zona esterna si hanno sedimenti grossolani accompagnati da megaripples lunati e rivolti verso terra; è presente la laminazione incrociata, anch'essa vergente verso terra.

La zona dei frangenti è caratterizzata dalla presenza di una barra la cui altezza e posizione è funzione delle caratteristiche delle onde. Secondo alcuni Autori la sua formazione sarebbe favorita da un dolce pendio del fondo, mentre mancherebbero per pendii superiori a 4°. Sulla barra si rinvengono le frazioni granulometriche più grossolane, mentre quelle fini si radunano nei canali ad essa laterali. In questa zona possono essere presenti le laminazioni parallele.

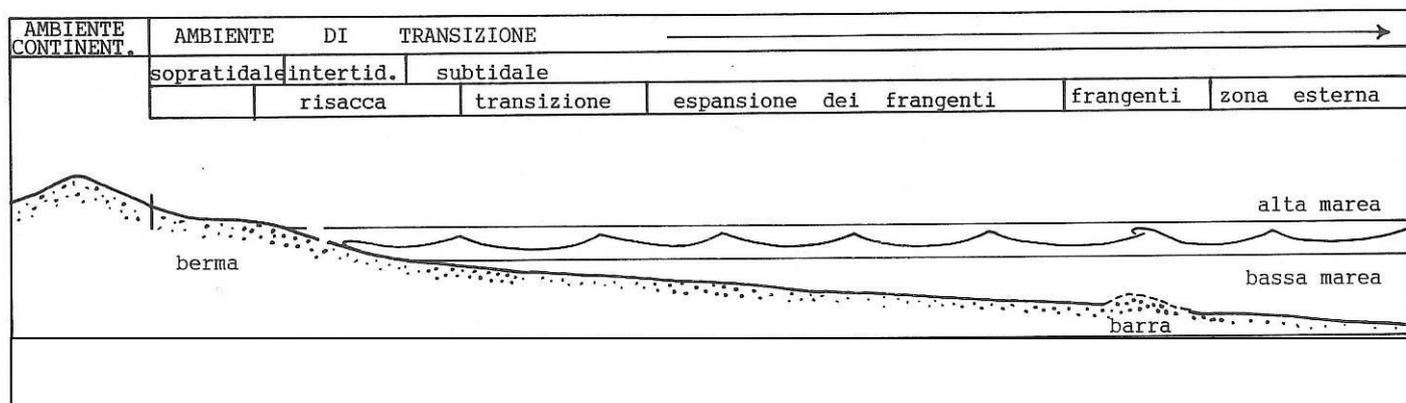
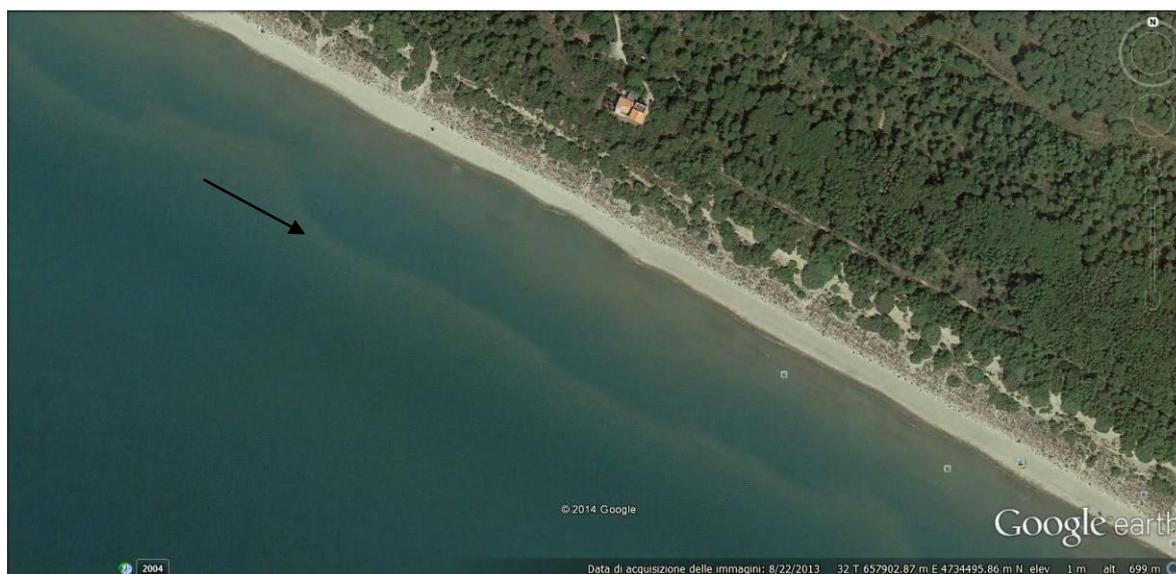


fig.34 - Suddivisioni dell'ambiente di spiaggia e principali caratteristiche dei sedimenti presenti in ciascuna zona



Barra sabbiosa sommersa in un tratto di spiaggia 6 km a NW di Marina di Grosseto

Nella zona di espansione dei frangenti si ha un grande movimento dei sedimenti; secondo alcuni Autori esso ammonta a un milione di m<sup>3</sup>/anno ed è dovuto all'azione diretta delle onde e alle correnti lungo riva che si formano come conseguenza dell'angolo d'incidenza delle onde sulla spiaggia. In questa zona si hanno ancora sedimenti grossolani e si possono avere ripple marks e crescentic bars.

Nella zona di transizione l'incontro dei marosi con la risacca favorisce la continua sospensione del materiale. In questa zona si hanno in genere sedimenti a distribuzione granulometrica bimodale e ripple marks simmetrici con laminazioni incrociate su entrambi i lati. L'altezza dei ripples generalmente diminuisce verso il mare aperto, come pure la granulometria delle sabbie che li formano.

Nella zona della risacca la classazione granulometrica del materiale è notevole perchè nella fase di ritiro l'onda porta con sé le frazioni più sottili. E' presente la laminazione parallela e, nei sedimenti meno classati, la gradazione. Nel caso di sabbie poliminerali vi è anche una selezione ponderale: i granuli più pesanti, anche se più piccoli, si concentrano alla base e passano verso l'alto a granuli di minor peso specifico, anche se talora più grossi.

Molto frequentemente le strutture sedimentarie prima citate vengono cancellate dall'attività biologica. Nella fascia costiera infatti è molto attiva sia la vita animale che quella vegetale; entrambe concorrono alla modificazione dei caratteri dei sedimenti. Le alghe, che a volte formano estese praterie nella zona intertidale e subtidale, trattengono i materiali più fini impedendo quel processo di classamento che in genere si verifica là dove esse mancano. Gli animali e soprattutto alcuni crostacei, elaborano il sedimento scavando tane e rimuovendolo durante i loro spostamenti; essi concorrono così direttamente a distruggere le laminazioni dovute ai processi dinamici (bioturbazione).

Da un punto di vista morfoscopico i granuli di spiaggia si presentano ben arrotondati e con una superficie esterna incisa da sottili, ma nitide striature e da minuscoli solchi a forma di V.

Meno diffuse, ma non trascurabili, le spiagge a ciottoli il cui riconoscimento nelle serie fossili è spesso problematico perchè, in mancanza di facies eteropiche sono difficilmente distinguibili dai depositi fluviali. Il rifornimento dei materiali che formano la spiaggia è dovuto ai fiumi, ai ghiacciai o all'erosione costiera di formazioni litoidi, in particolare se conglomeratiche.



Spiaggia con ciottoli

Alcuni Autori ritengono che i ciottoli di spiaggia siano generalmente più appiattiti di quelli fluviali, ma questo carattere è strettamente connesso con la litologia del ciottolo prima che al tipo di movimento cui esso è sottoposto; altri Autori sostengono che l'arrotondamento dei ciottoli sulle spiagge aumenti con l'aumentare dell'energia disponibile. Un parametro che sembra distinguere i depositi costieri da quelli fluviali è la **classazione**; essa è più spinta nel caso delle spiagge ove di solito mancano le frazioni fini e finissime, presenti invece nei depositi fluviali e continentali in genere. In entrambi i casi può essere presente l'**embriciamento** che nel caso dei fiumi ha direzione parallela al corso fluviale e quindi alle sponde; mentre nel caso della spiaggia è in genere perpendicolare alla linea di costa.

Soprattutto nelle spiagge a prevalente composizione carbonatica sono presenti le **beachrocks**. Si tratta di sedimenti della zona intertidale (con granuli delle dimensioni comprese fra la sabbia e i ciottoli) che sono stati oggetto di diagenesi precoce a causa della precipitazione di aragonite o di Mg-calcite nei vuoti. Esse si formano con grande velocità in aree tropicali o subtropicali (il loro accrescimento in alcune zone è addirittura annuo). Si ritiene che la precipitazione del carbonato venga favorita dalla forte salinità (da 1,2 a 4 volte superiore a quella della normale acqua marina) delle acque interstiziali; resta controverso invece il ruolo dei microrganismi che secondo alcuni Autori favoriscono la diagenesi precoce, mentre per altri non la influenzano. Le beachrocks si distinguono talora con difficoltà dalle altre formazioni costiere di tipo panchina o di tipo eolianite con le quali molto spesso sono a diretto contatto.



Piana di marea (Francia)

### 2.1.3.3 – MARINI

Nella figura sottostante è riportata la suddivisione batimetrica del fondo marino

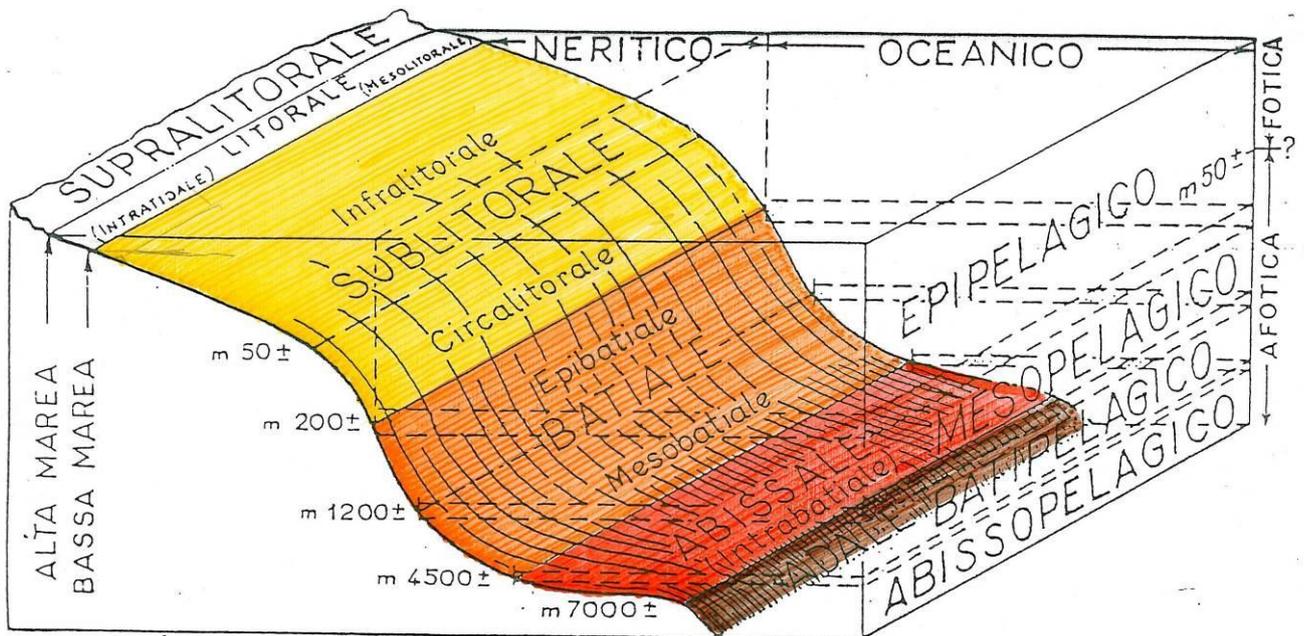


Fig. 8.3: – Suddivisione batimetrica del fondo marino e della sovrastante massa d'acqua.

#### **Ambiente sublitorale**

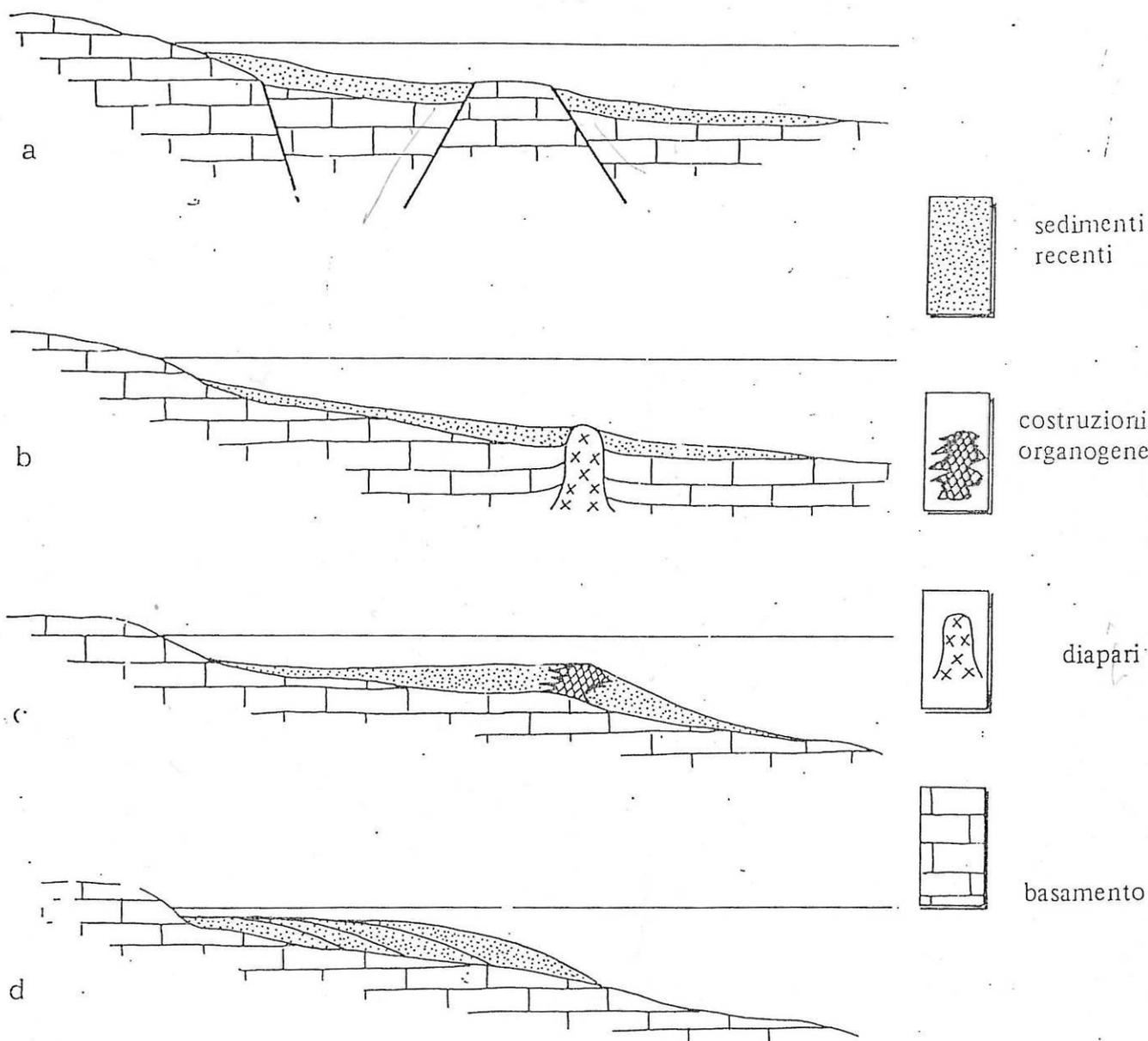
E' quello compreso fra la barra sabbiosa e l'isobata di 200 m.

Per lungo tempo il limite di 200 m è stato considerato corrispondente al limite della piattaforma continentale. L'estendersi e l'approfondirsi delle ricerche oceanografiche ha dimostrato invece che la piattaforma continentale ha una profondità massima molto variabile; infatti la linea che unisce i punti in cui si verifica il brusco incremento della pendenza del fondo (che segna appunto il passaggio dalla piattaforma alla scarpata continentale) ha la profondità media di 133 m con valori minimi di 20 m e massimi di 550 m. Pure variabile è l'estensione areale della piattaforma continentale la cui ampiezza media è di 78 Km, con minimi di 0 Km e massimi di 1.500 Km. Naturalmente tutte queste cifre potranno essere modificate sulla base di nuove ricerche. I caratteri della piattaforma dipendono in larga misura dalla sua genesi (fig. 36); la maggior parte delle piattaforme è dovuta ai processi erosivi causati dal moto ondoso, dai fiumi o dai ghiacciai nelle ere glaciali. Si conoscono tuttavia piattaforme dovute al riempimento di depressioni create per uno sbarramento formatosi al largo del continente; questo a sua volta può essere dovuto a cause tettoniche, a diapiri, a costruzioni organogene.

La sedimentazione sulla piattaforma continentale è di due tipi: terrigena e organogena. La prima prevale quantitativamente sulla seconda ed è strettamente condizionata dalle caratteristiche dell'ambiente marino e quelle del vicino continente. La maggior parte dei depositi terrigeni che ricoprono le piattaforme continentali sono forniti (o lo sono stati) dal trasporto fluviale e da quello glaciale e risentono quindi delle variazioni di competenza e capacità dei fiumi e del ritiro o dell'espansione dei ghiacciai. E' noto per esempio che i sedimenti antichi al largo del Mississippi sono più grossolani di quelli che oggi si depositano vicino al continente, trasportati dal fiume. Le ricerche oceanografiche hanno mostrato molte volte che sedimenti clastici grossolani sono presenti al bordo delle piattaforme, mentre più vicino alla terra emersa affiorano sedimenti più sottili. Questo fatto viene generalmente giustificato con le variazioni del livello del mare a causa delle glaciazioni quaternarie, ma può essere dovuto almeno in parte, anche al passaggio di alcuni fiumi dallo stadio giovanile a quello senile, con conseguente diminuzione del potere di trasporto.

In generale l'accumulo dei sedimenti clastici, indipendentemente dalla loro granulometria, è massimo in vicinanza delle foci dei fiumi (soprattutto di quelli con grande trasporto torbido) e diminuisce procedendo verso il largo. Per questo motivo la velocità di sedimentazione nell'ambiente neritico può variare, nelle zone a sedimentazione clastica, dai 100cm/100 anni nei grandi delta a 1 o 2cm/100 anni sul bordo esterno della piattaforma. La deposizione dei materiali forniti dai fiumi è anche influenzata dalle correnti marine che possono disturbare la disposizione tendenzialmente simmetrica (rispetto alla foce) dei materiali di origine continentale, provocando invece una distribuzione asimmetrica e differenziata sia granulometricamente che mineralogicamente. Esistono inoltre correnti con velocità tanto elevate da dar luogo a depositi con caratteristiche di alta energia (basti ricordare il campo di dune a ciottoli presente nello stretto di Messina o i depositi analoghi presenti nel mare dell'arcipelago di Ouessant all'estremità occidentale della Bretagna in Francia) oppure da rimuovere i materiali clastici, impedendo la sedimentazione e lasciando scoperto il substrato.

Gli Autori sono concordi nel ritenere che dal Pleistocene ad oggi vi sia stata una notevole diminuzione della sedimentazione terrigena sulle piattaforme continentali fatta eccezione per quelle antartica e artica ove con ogni probabilità si verificano ancora le condizioni esistenti precedentemente su buona parte delle altre piattaforme. In particolare vi è stata una riduzione maggiore nelle zone a clima arido o semiarido quali ad esempio il Golfo Persico, l'Africa occidentale e l'Australia occidentale. La sedimentazione terrigena resta peraltro notevole in vicinanza delle foci dei grandi fiumi ove l'accumulo sul bordo della piattaforma è tanto rapido che i processi diagenetici non riescono a stabilizzare il materiale deposto. La presenza di sedimenti incoerenti in rapida crescita in zone morfologiche favorevoli fa sì che si creino periodici franamenti che innescano il processo delle "correnti di torbida", uno dei meccanismi di sedimentazione più importanti dell'ambiente subacqueo.



35  
 fig. 35 - Alcuni esempi di piattaforme di diversa genesi. In tutti i casi lo accumulo sedimentario posteriore completa l'assetto morfologico.

- a) per sbarramento tettonico
- b) per sbarramento diapiritico
- c) per sbarramento organogeno
- d) per erosione

Anche in condizioni di bassa energia ambientale la frazione siltosa e quella argillosa possono essere trasportate in sospensione direttamente oltre la piattaforma continentale andando a sedimentare nelle parti più lontane degli oceani, oppure se sedimentano sulla piattaforma possono essere poi riprese e rideposte altrove, anche da correnti di bassa energia. Perché questo avvenga è necessario tuttavia che l'argilla deposta non si costipi, altrimenti la forza necessaria a sollevare le singole particelle può diventare troppo grande per le energie disponibili.

Le frazioni grossolane (sabbie e ciottoli) subiscono il trasporto sul fondo per saltazione o per rotolamento e hanno bisogno ovviamente di livelli energetici superiori, quali quelli che caratterizzano per esempio la zona infraneritica. Tuttavia esperienze di laboratorio e indagini in mare hanno dimostrato che per effetto di onde di grande altezza o **nel caso di tempeste** si può avere **spostamento di sabbie fino a 100 m di profondità**, anche in assenza di correnti subacquee.

Di importanza e significato locale sono i sedimenti a prevalente composizione piroclastica: essi caratterizzano le zone della piattaforma vicine a centri eruttivi attivi e recenti, come avviene, per esempio, nel Golfo di Napoli.

La maggior parte dei sedimenti che si depositano sulla piattaforma sono composti da minerali che provengono da rocce preesistenti, tuttavia si possono avere anche minerali autigeni e minerali residuali; entrambi assumono particolare importanza laddove l'apporto detritico è ridotto. Fra i minerali autigeni i più frequenti sono la glauconite, la fosforite, alcune cloriti, la sepiolite e l'analcime. Di importanza non trascurabile sono infine i minerali residuali quali ad esempio gli ossidi di manganese sulle superfici rocciose del substrato ove non sono coperte dalla coltre detritica.

La grande varietà di situazioni riscontrate negli ambienti sublitorali attuali fa sì che non sia stato possibile costruire dei modelli sedimentari caratteristici validi in ogni caso di sedimentazione sublitorale clastica; inoltre le continue variazioni del livello del mare verificatesi nel Quaternario hanno causato condizioni di sedimentazione del tutto diverse da quelle che caratterizzavano le ere precedenti. Anche nelle serie geologiche la distribuzione delle facies è molto variabile per cui i modelli proposti dagli Autori si adattano solo in parte alle molteplici situazioni di terreno; i casi più caratteristici sono schematizzati con due modelli sedimentari (fig. 37).

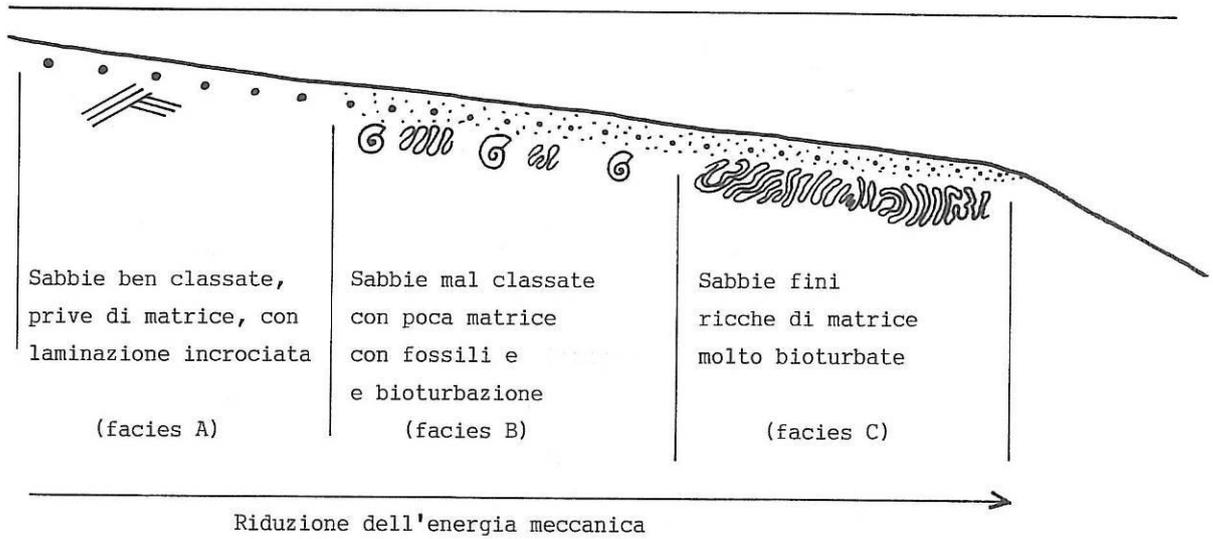
- Il primo è noto come modello di piattaforma gradata; esso prevede sedimenti progressivamente più sottili via via che ci si sposta verso il largo (gradazione orizzontale) e caratterizza aree con morfologia regolarmente degradante verso il mare aperto. Vi si distinguono tre zone principali: la prima più costiera coperta da sabbie ben classate, prive di matrice e con laminazione incrociata (facies A); la seconda coperta da sabbie mal classate, con poca matrice, fossili e bioturbazione (facies B); la terza più esterna con sabbie sottili molto ricche di matrice e con notevoli esempi di bioturbazione (facies C). Esse presentano quindi i caratteri di una progressiva riduzione dell'energia meccanica.

- Il secondo detto modello di barra sommersa è caratteristico di aree in cui una barra sommersa separa due zone ad energia degradante. Nella parte più esterna (zona X) si hanno sedimenti pelitici laminati di tipo pelagico; nella parte intermedia corrispondente alla barra, (zona Y) sabbie generalmente grossolane e laminazione incrociata; nella zona interna (zona Z) sedimenti più sottili fino a pelitici con laminazioni incrociate, bioturbazioni e presenza di matrice; essi fanno passaggio alla facies di transizione costiera ed evaporitiche.

Le piattaforme in cui la sedimentazione organogena condiziona la distribuzione dei sedimenti sono quelle carbonatiche per le quali è determinante la presenza delle scogliere coralline e degli organismi cosiddetti "produttori"; entrambi utilizzano il bicarbonato di calcio ( $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ) sciolto nell'acqua per scopi vitali trasformandolo in carbonato di calcio ( $\text{CaCO}_3$ ).

Una definizione classica di scogliera è stata data da Wilson nel 1950; "una scogliera è un assieme di rocce sedimentarie, grande o piccolo che sia, composto di resti di organismi (marini o di tipo coloniale) la cui vita si svolge in prossimità della superficie dell'acqua. La scogliera si sviluppa verticalmente in proporzioni relativamente maggiori dei sedimenti circostanti; gli organismi che l'edificano, in genere coralli, alghe calcaree, meno sovente crinoidi e briozoi, vivono su di essa e sono direttamente responsabili delle sue caratteristiche essenziali, anche morfologiche. Alla loro morte i resti rimangono per gran parte sul posto. Le scogliere tendono a svilupparsi in forma di collinette o piccole creste più o meno allungate, talora irregolari o asimmetriche. Caratteristica comune a tutte è lo sviluppo di una impalcatura rigida che non è soggetta a fenomeni di costipazione sotto il carico dei sedimenti che in seguito la ricoprono. Questa impalcatura permette, anche in ambiente fortemente agitato, che il margine della scogliera possa crescere verso l'alto e presentare lateralmente delle pendenze ben più elevate (talora addirittura verticali) di quelle che si riscontrano nei normali depositi clastici.

### MODELLO DI PIATTAFORMA GRADATA



### MODELLO DI BARRA SOMMERSA

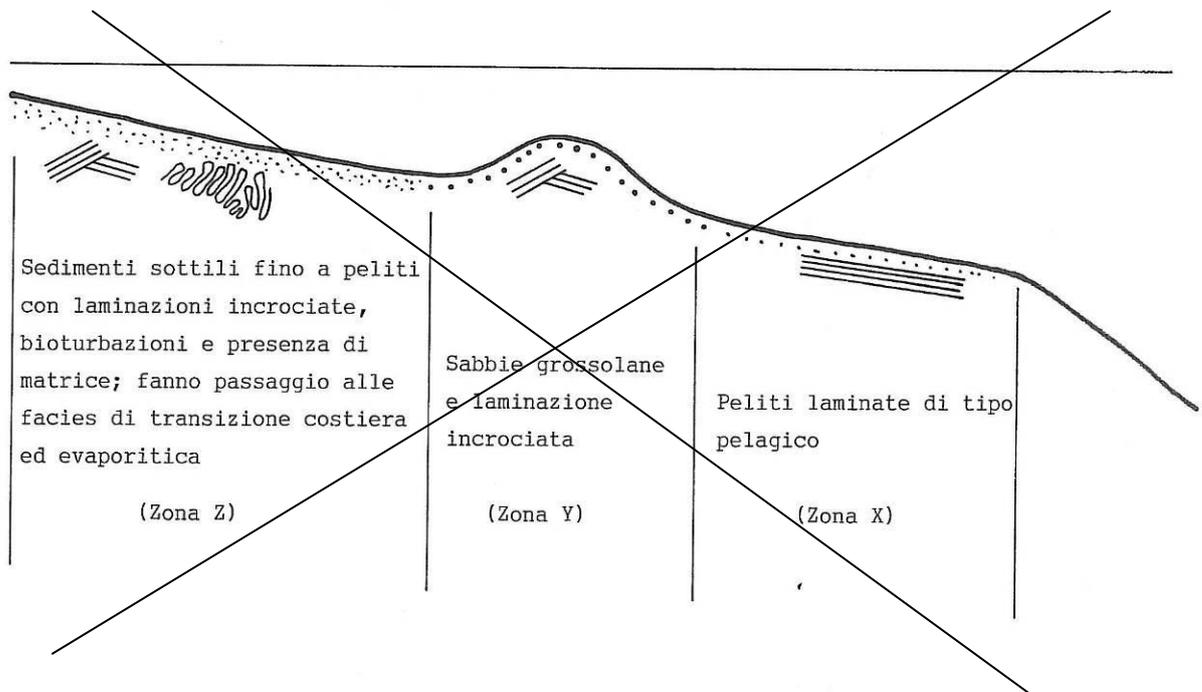


Fig. 37 Modelli sedimentari che schematizzano i tipi più diffusi di piattaforma.

Le scogliere sono comunemente caratterizzate dall'assenza di una stratificazione ben definita. Il diverso comportamento dei sedimenti che circondano la scogliera (in genere ben stratificati) li fa sovente chiudere a lingua sopra e intorno ad essa. A causa del suo peso i sedimenti su cui una scogliera si sviluppa possono costiparsi e deformarsi, assumendo un andamento sinclinaloide. Sedimenti detritici o di precipitazione chimica possono essere dei costituenti importanti delle scogliere, dalle quali non possono essere tenuti distinti".

A questa definizione se ne sono aggiunte in seguito molte altre più o meno corrispondenti; tutte accentuano il carattere di rilievo topografico positivo della scogliera rispetto ai sedimenti coevi circostanti. Ad essa ben si applica il termine bioerma mentre il termine biostroma indica un accumulo di resti di organismi di vario tipo, anche costruttori, disposti in banchi regolari, non differenziati come spessore (e quindi privi di rilievo sul fondale al momento della deposizione) rispetto ai sedimenti circostanti.

Nella terminologia anglosassone, reef indica la scogliera classica, costruita da organismi e resistente ai moti del mare; bank indica un accumulo di resti organici che non hanno la capacità di creare strutture positive resistenti; bioherm e biostrome non indicano differenze genetiche, ma differenze di forma geometrica.

Perchè una scogliera nasca e si sviluppi sono necessarie le seguenti condizioni ambientali:

1) la temperatura dell'acqua deve essere tutto l'anno superiore ai 20°C. La solubilità del bicarbonato di calcio diminuisce all'aumentare della temperatura e gli animali a guscio calcareo estraggono con maggiore facilità il carbonato dalle acque calde;

2) la salinità deve manifestarsi su valori medio-alti;

3) le acque devono mantenersi sufficientemente agitate per consentire il ricambio di cibo e di ossigeno ai coralli; tale agitazione, favorita dal moto ondoso, dalle maree, dalle correnti, ecc., è di solito maggiore nei versanti esposti al mare aperto dove pertanto la barriera corallina è maggiormente sviluppata;

4) la profondità deve essere idonea alla vita dei coralli; essa pertanto varia fra 1-2 metri e 50-60 metri;

5) le acque devono essere limpide, prive cioè di apporti terrigeni che disturberebbero la vita dei coralli;

6) il fondo deve essere roccioso, per sopportare il peso della struttura organogena che su fondi incoerenti tenderebbe a sprofondare;

7) affinché l'habitat si conservi è necessario che l'area sia interessata dal fenomeno della subsidenza il quale consente il mantenimento delle condizioni ambientali idonee alla vita del corallo. E' grazie alla subsidenza che si giustificano i grandi spessori raggiunti da alcune barriere coralline (per es. alle Bahamas) e accertati tramite sondaggi.

Per subsidenza si intende il processo di sprofondamento lento e costante che interessa alcune aree di sedimentazione; esso consente la compensazione alla crescita verticale dei sedimenti, mediante un abbassamento paritetico del substrato. Quest'azione reciproca fa sì che, anche in caso di notevole velocità di sedimentazione, la topografia dell'ambiente non subisca variazioni sostanziali.

## **Ambiente batiale**

L'ambiente batiale è convenzionalmente compreso fra -200 e -2000 metri; tuttavia esso coincide in pratica con la scarpata continentale i cui limiti batimetrici sono molto variabili.

La scarpata ha una pendenza media di 4-5°, è generalmente di origine tettonica ed è solcata da canyons talora molto profondi sulla cui origine sono state avanzate molte ipotesi.

La scarpata continentale è sede soprattutto di processi di bassa energia; essa, infatti, non risente dei movimenti superficiali del mare (maree e moto ondoso), ma è sede soltanto di correnti di fondo che nella maggior parte dei casi hanno velocità misurate di pochi cm/sec. Le capacità erosive di tali correnti sono praticamente nulle ed esse riescono a spostare per

trascinamento sul fondo limitate quantità di granuli di diametro inferiore al millimetro, con punte massime di granuli di pochissimi millimetri. Anche l'energia termica e quella luminosa sono praticamente assenti. Fanno eccezione a questo schema di bassa energia le correnti di torbida di cui si tratterà più avanti. Nel caso più generale la sedimentazione avviene solo per caduta di granuli di varia origine, sottoposti alla forza di gravità (fig. 38.) Fra questi granuli prevalgono quelli terrigeni finissimi che oltrepassano il bordo della piattaforma continentale; nei sedimenti di scarpata inoltre, sono anche presenti materiali di origine locale, granuli eolici (di provenienza desertica), materiali organici e particelle cosmiche. L'insieme di questi materiali dà luogo alla formazione di sedimenti emipelagici o emipelagiti.

- La scarpata continentale viene comunemente divisa in una parte superiore, dove possono aver luogo fenomeni erosivi di distacco dei materiali sedimentati in precedenza e in una parte inferiore ove avviene la sedimentazione delle parti rimosse. Uno schema dei processi attivi nella scarpata continentale è riportato in fig. 39.

E' noto come la scarpata sia solcata da canyons molto simili, da un punto di vista morfologico, alle valli fluviali; infatti si tratta di depressioni col profilo trasversale a V, con un corso che può essere sinuoso e che nella parte alta è caratterizzato dalla presenza di vari tratti tributari. Anche se durante le glaciazioni pleistoceniche i sistemi fluviali continentali possono aver contribuito alla loro formazione o al loro ampliamento, si ritiene ormai che la loro genesi sia prevalentemente subacquea e legata all'azione erosiva esercitata da grandi quantità di materiale clastico incoerente che si muove lungo la scarpata soprattutto in corrispondenza delle depressioni. Si tratta di masse dotate di grande energia e quindi in grado di erodere, approfondendo le depressioni iniziali.

I sedimenti provenienti da zone di alimentazione continentale o di piattaforma, vengono convogliati nelle testate dei canyons. Quando essi non sono più in equilibrio scendono, come onde di torbidità, fino allo sbocco dei canyons nella piana abissale. Qui a causa del cambiamento di pendenza, sedimentano formando conoidi sottomarine analoghe a quelle fluviali. Per la loro formazione sono necessarie le seguenti condizioni:

- 1) forte accumulo di sedimenti sulla piattaforma continentale. Esso può essere dovuto ad apporti fluviali o glaciali, a sedimentazione carbonatica di fore reef, a normali accumuli di sedimenti clastici sulla piattaforma in vicinanza della testata dei canyons sottomarini;
- 2) un agente (gravitativo, meteorologico, sismico) che metta in sospensione il sedimento;
- 3) una zona con pendenza al margine esterno dell'accumulo primario, tale da consentire il flusso sedimentario secondario e garantire l'accelerazione del flusso stesso;
- 4) un'elevata turbolenza del fluido per mantenere in sospensione i clasti durante il movimento e quindi un'alta velocità;
- 5) una zona a debole pendenza che ostacoli il movimento e favorisca la deposizione del materiale (risedimentazione).

Si tratta di condizioni che si verificano nel sistema piattaforma scarpata-piana abissale e sono particolarmente favorite dalla presenza dei canyons. Il processo dinamico si ripete tutte le volte che l'accumulo iniziale non si trova più in condizioni di stabilità (per superamento dell'angolo di riposo per cause sismiche ecc.) ed è quindi, nella maggior parte dei casi, ritmico. Attualmente molti canyons sono percorsi dalle correnti di risedimentazione con una frequenza di due anni, ma si può ritenere che in passato, quando vi erano condizioni più favorevoli, la successione dell'evento fosse più rapida. Il processo può interrompersi quando non vi sia più apporto primario di materiale; esistono infatti canyons attualmente inattivi perchè il



Quando la corrente torbida trova sul suo cammino una diminuzione di pendenza perde velocità e inizia la sedimentazione. Si forma un conoide del tutto simile a quelle fluviali e se il fenomeno avviene in una piana abissale sufficientemente ampia e pianeggiante la corrente, pur perdendo progressivamente velocità, può continuare ad espandersi dando luogo a depositi di facies diversa fra loro associati; essi sono funzione dei diversi momenti energetici della corrente. In condizioni favorevoli la conoide può raggiungere dimensioni enormi: attualmente la più grande conoide sottomarina esistente è quella del Gange-Bengala che ha uno spessore massimo di 12.000 metri ed un'estensione lineare di circa 2.500 Km.

Una prova dell'esistenza delle correnti di torbida in tempi recenti si è avuta come conseguenza del terremoto di Terranova nel 1929. In questa occasione una massa di materiale clastico incoerente si staccò nella zona dell'epicentro e precipitò nella sottostante piana abissale dando luogo a una corrente di torbida la cui velocità potrà essere calcolata sulla base delle interruzioni che si verificarono in tempi successivi nei cavi telefonici via via che venivano investiti dalla corrente di torbida. Fu così stabilito che la corrente raggiunse una velocità massima di 55 nodi; essa decrebbe rapidamente fino a pochi nodi appena raggiunse la piana abissale.

### **Le torbiditi**

Le correnti torbide sono un caso particolare di correnti di densità (figg.40e 41). Si tratta di masse fluide che, contenendo in sospensione materiali solidi, risultano più dense del fluido circostante, fino al punto di creare un gradiente idraulico, cioè una differenza di pressione idrostatica. Tale gradiente, quando è sufficientemente alto, fa scorrere le masse torbide sotto a quelle meno dense fino a ripristinare condizioni di equilibrio, cioè una stratificazione normale di densità (densità decrescente verso l'alto nella colonna d'acqua). Se esiste un pendio, anche molto debole ( $<1^\circ$ ), basta una differenza di densità dell'ordine di  $1,10^{-4}$  g/cm<sup>3</sup> tra acqua torbida e acqua limpida perchè la prima si metta in movimento.

In ambiente marino, dove già si ha una densità relativamente alta per il contenuto in sali, la densità critica per "innescare" una torbida è di 1,03-1,12 g/cm<sup>3</sup>.

Una corrente torbida è un flusso particolare, che potremmo chiamare rovinoso o catastrofico; rispetto a un punto di osservazione fissato al fondo su cui scorre, essa rappresenta una perturbazione violenta e improvvisa di un ambiente prima tranquillo, perturbazione che ha la massima intensità all'inizio per poi attenuarsi gradualmente lasciando una "coda" turbolenta che via via si dissipa.

In base a esperimenti in vasca, la corrente torbida può essere schematizzata come una "testa" seguita da un corpo e una "coda", o meglio come una corrente più o meno larga che si apre un varco entro una massa d'acqua meno densa, fissa o "stagnante". Il tipico profilo longitudinale (nella direzione di moto) consiste di una testa (o "naso") più alta del corpo principale che la segue (figg. 41 e 42).

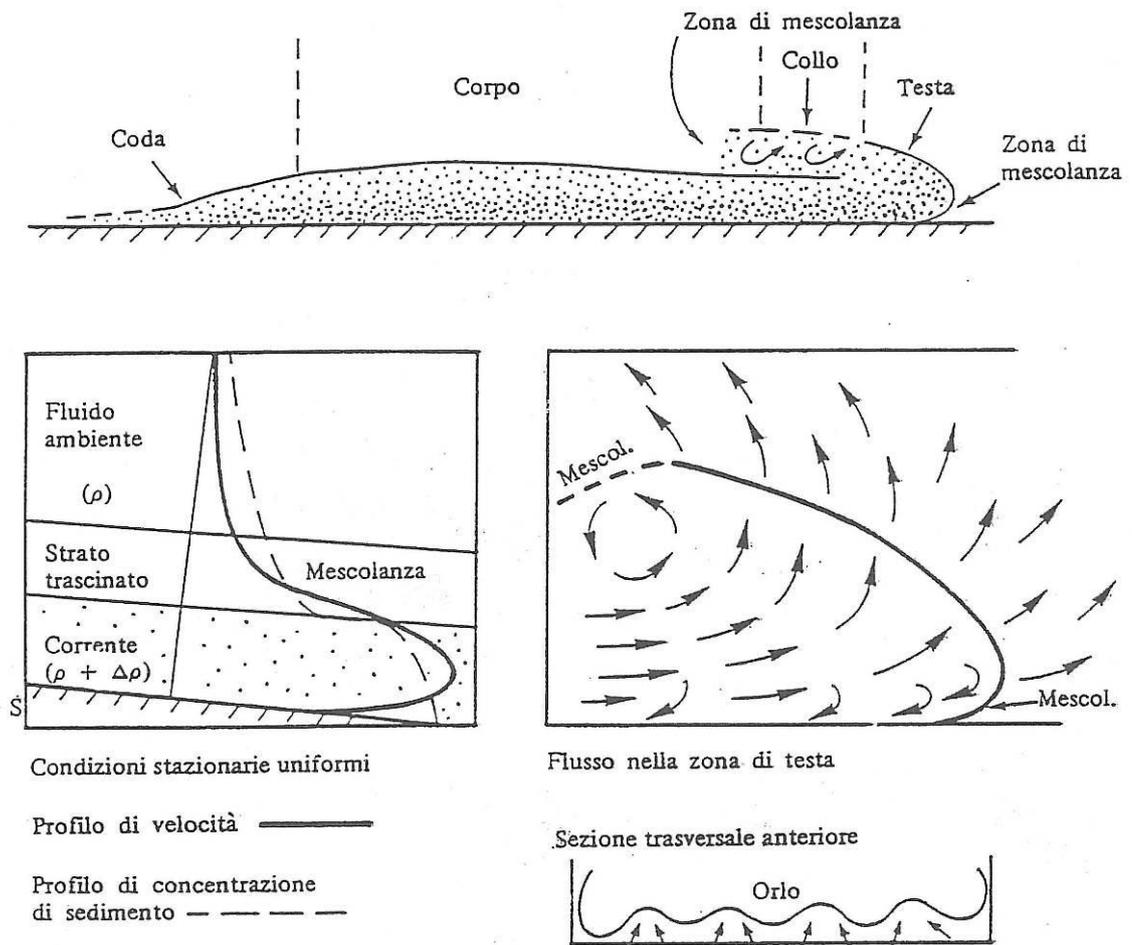


Fig. 42 – Schema di corrente di torbida. Da MIDDLETON & HAMPTON, 1973.

La testa è la parte più turbolenta e competente della corrente, con vortici prevalentemente ascendenti nella parte superiore (possibilità di sospensione di materiali grossolani), discendenti in quella inferiore. L'impatto dei vortici o degli oggetti da questi trascinati contro il fondo può determinare erosione; le impronte erosive sono immediatamente riempite da sabbia al passaggio del corpo.

Il corpo è la parte principale della corrente, quella che più facilmente si trova in equilibrio ma anche quella da cui si deposita la maggior parte del carico.

I depositi delle correnti torbide, o torbiditi, hanno molte caratteristiche indicative della risedimentazione gravitativa. Quella che è più interessante, perchè può essere osservata anche in un affioramento limitato o in una carota, è la gradazione cioè la variazione granulometrica verticale, presente in ogni punto della zona deposizionale ma più evidente dove sono disponibili granuli grossolani. Questi si trovano alla base dello strato torbiditico, che poi viene completato da materiali via via più fini, fino alle argille in sequenza continua. Oltre che una sequenza granulometrica, cioè uno strato gradato, la torbidite è anche una sequenza di strutture sedimentarie che rispecchiano nel loro ordine di sovrapposizione il variare delle condizioni idrodinamiche durante il deposito, cioè dopo il passaggio della testa della corrente.

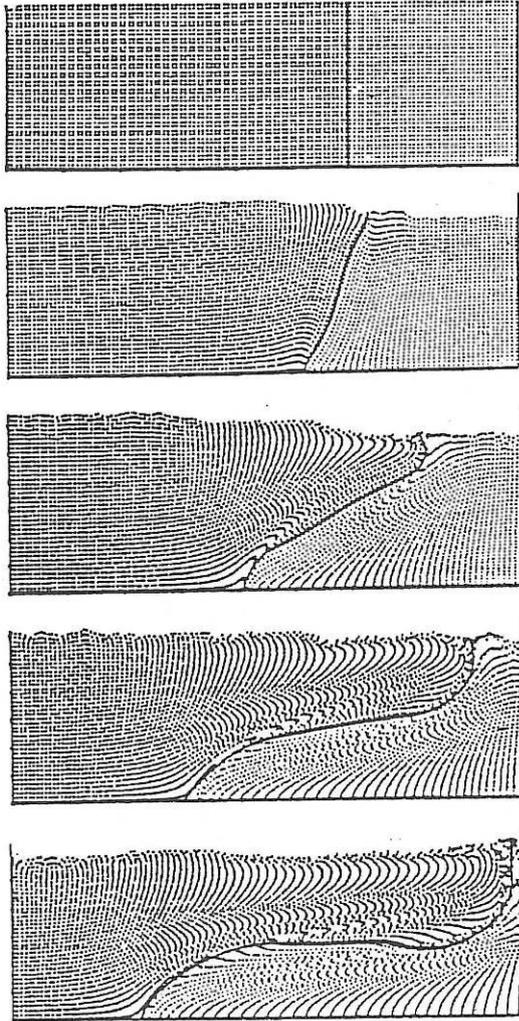


Fig. 40 – Movimenti delle particelle di due fluidi a diversa densità: inizio di corrente di densità (simulazione al calcolatore).

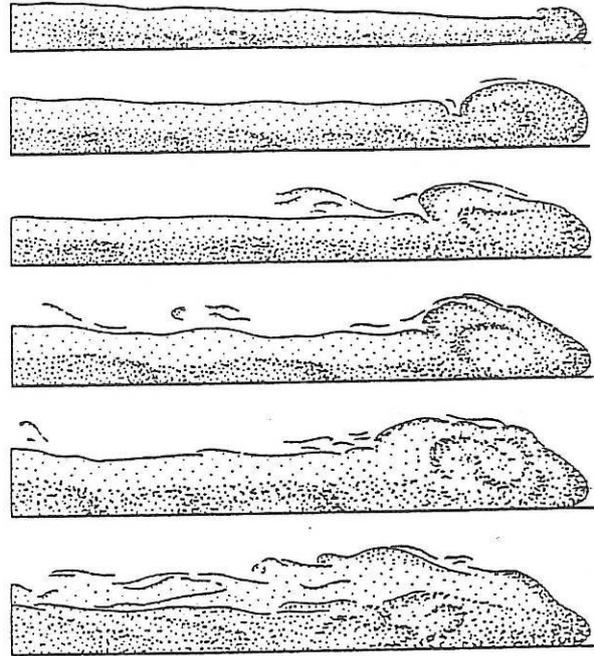
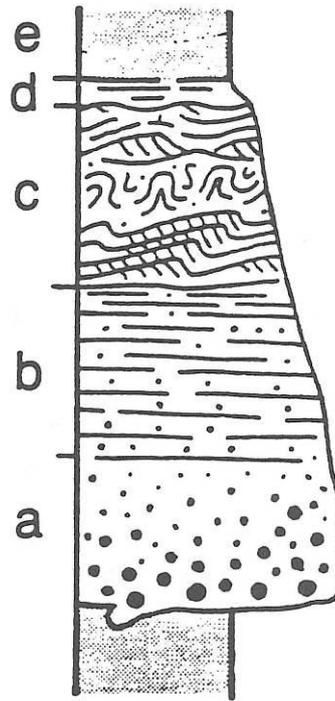


Fig. 41 – Correnti di densità prodotte in laboratorio con numeri di REYNOLDS crescenti dall'alto al basso.

Differenze di densità possono essere create dalla temperatura, dalla salinità, da dispersione di sedimento *entro lo stesso fluido*.

Le sequenze torbiditiche sono state definite dall'olandese BOUMA (1962), e sono anche dette sequenze di BOUMA; una sequenza completa comprende, nel loro ordine di sovrapposizione, i seguenti termini o intervalli (fig. 43):

- e pelite omogenea o massiccia (=priva di strutture)
- d silt a laminazione piano-parallela
- c sabbia finissima a laminazione incrociata, ondulata o convoluta
- b sabbia fine-media a laminazione piano-parallela
- a sabbia da fine a grossolana, massiccia o gradata



« sequenza di Bouma »

Fig. 43

L'intervallo a è depositato dalla parte basale più concentrata della corrente ed in genere vi si sviluppa una gradazione diretta (diminuzione verso l'alto di tutte le taglie).

Quando inizia la sedimentazione dell'intervallo b, il flusso diventa trattivo: i granuli, dopo la caduta verticale od obliqua dalla sospensione, subiscono un trascinarsi e si distribuiscono in sottili tappeti o nastri, che giustapponendosi e sovrapponendosi formano lamine piane di granulometria e spessore variabile, ma generalmente decrescente verso l'alto nell'insieme.

Diminuendo ulteriormente la velocità della corrente nel punto considerato, si entra nel regime di flusso inferiore e più precisamente nella fase di ripples, registrata dalla laminazione incrociata (intervallo c).

Con l'intervallo d comincia il lento deposito, sopra agli ultimi ripples di c, di particelle siltose; la velocità è ormai bassa (< 10 cm/sec). Le lamine non derivano più da trazione sul fondo, ma da segregazione da parte di strati o nubi di sospensioni a diversa concentrazione e bassa turbolenza, facenti parte della coda della torbida.

L'intervallo e, infine, rappresenta la sedimentazione per decantazione (caduta verticale) dell'estrema coda, cioè della parte più diluita della torbida.

Prendendo in considerazione il prodotto della deposizione di un unico episodio di onda torbida otteniamo un corpo sedimentario come quello schematizzato nelle figure 44 e 45. Ogni torbidite costituisce un corpo prismatico cuneiforme avente forma a ventaglio più o meno allungato, se ne consideriamo la conformazione in pianta (fig.44) e spessore decrescente dalla scarpata verso la piana (fig.45).

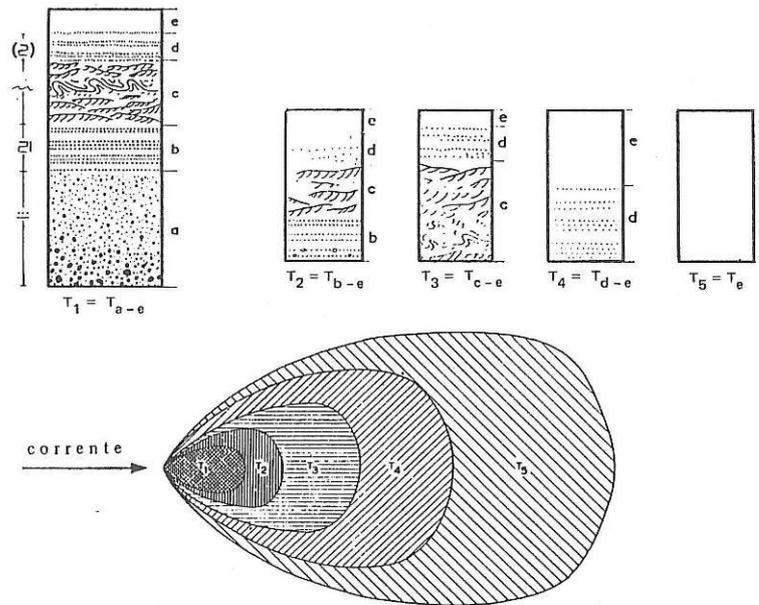


Fig. 44 – Variazioni areali di uno strato torbiditico lungo la direzione della corrente, con riferimento alle sequenze di BOUMA (da BOUMA, 1962).

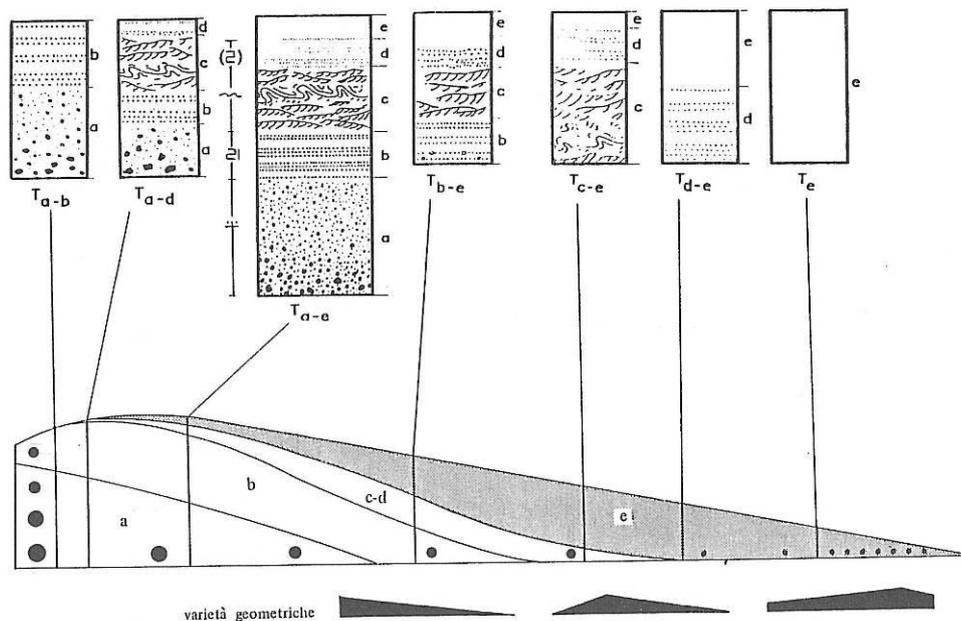


Fig. 45 – Variazione di spessore e granulometria di uno strato esteso all'intero bacino (es. tratto dalla Marnoso-arenacea miocenica). Sezione longitudinale (parallela alla corrente). Bianco: sabbia. Grigio: pelite.

Nelle suddette figure viene schematizzata la distribuzione dei cinque intervalli di Bouma, sia in pianta sia longitudinalmente alla corrente. In particolare nella fig.45 viene messo in risalto che le dimensioni dei granuli (pallini neri) all'interno di ogni torbidite variano diminuendo verticalmente (gradazione) ed orizzontalmente.

Più episodi deposizionali connessi con le onde torbide (torbiditi) danno vita alle conoidi sottomarine.

Nelle conoidi fossili, se deposte in condizioni morfologiche favorevoli, è possibile riconoscere due sub-ambienti deposizionali (fig.46): la conoide interna o superiore e la conoide esterna o inferiore.

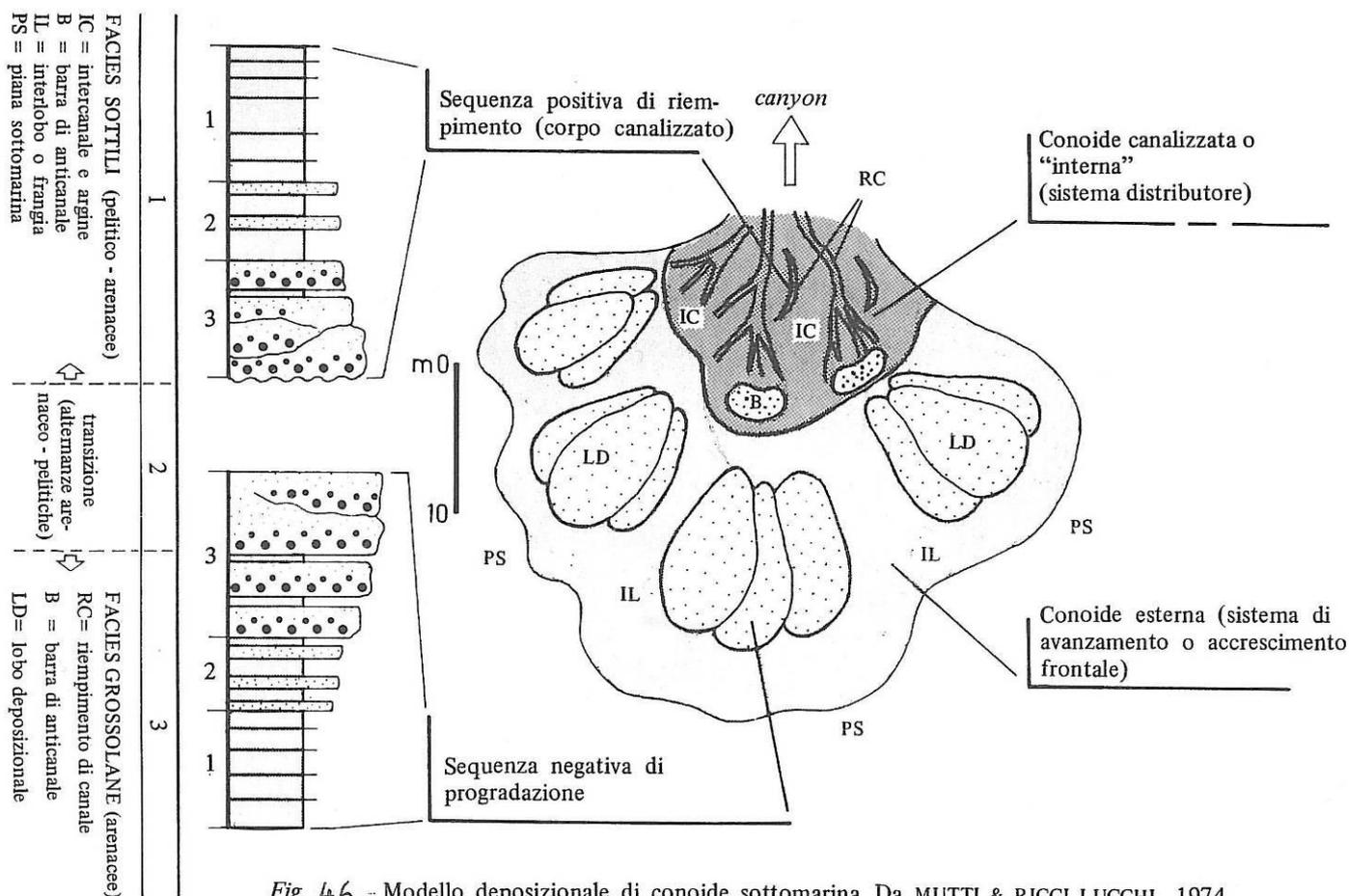


Fig. 46 - Modello deposizionale di conoide sottomarina. Da MUTTI & RICCI LUCCHI, 1974.

Nella conoide interna si sviluppa un reticolo di canali distributori che partono dal canyon. Essi possono presentare degli argini e sono separati da zone di intercanale ove sedimenta la parte più fine che per tracimazione esce dai canali. In queste due zone i corpi deposizionali si alternano alle superfici d'erosione dei canali stessi.

Nella conoide inferiore mancano i canali distributori; l'accumulo sedimentario avviene allo sbocco dei canali distributori in lobi allungati verso la piana. Anche in questa zona, materiale più fine sedimenta intorno ai lobi (zone di interlobo) e alla loro fronte (zone di frangia).

## Ambiente abissale

Si tratta del più esteso ambiente sedimentario terrestre; esso è caratterizzato da basse temperature (di poco superiori a 0°C), da totale mancanza di luce e in genere da basse energie. Il limite batimetrico con l'ambiente batiale è posto per convenzione a -2000 m, ma in realtà il passaggio fra scarpata continentale e piana abissale è segnato dal cambiamento di pendio fra questi due elementi morfologici; tale cambiamento si verifica a profondità diverse da zona a zona.

L'ambiente abissale è caratterizzato in prevalenza da superfici piatte e orizzontaleggianti, estese a volte molte centinaia di Km<sup>2</sup>; esse sono bordate da rilievi sottomarini (seamounts, colline e dorsali sottomarine ecc.) e da depressioni (zone di frattura, fosse oceaniche, ecc.) che delimitano bacini sedimentari diversi. Le ricerche oceanografiche, sempre più diffuse, hanno mostrato tuttavia come le piane sottomarine siano più accidentate di quanto non si supponesse in passato. Pur rappresentando ancora le superfici piatte più estese della Terra, esse presentano elementi morfologici (rilievi e canali) che ne interrompono l'uniformità o viceversa che mettono in comunicazione piane diverse.

Recenti registrazioni batimetriche hanno segnalato la presenza sul fondo di grandi ondulazioni sabbiose che testimoniano l'esistenza di correnti trattive dotate di grande energia; inoltre riprese fotografiche subacquee hanno messo in luce anche la presenza di ripple marks riferibili a correnti di minor intensità, ma comunque eccezionali per un ambiente a bassa energia quale è generalmente considerato quello batiale. Tuttavia anche in questo ambiente sono state misurate correnti acquee con velocità di qualche cm/sec; le massime finora note superano i 5 cm/sec.

I depositi tipici delle piane abissali sono:

- 1) i sedimenti torbiditici e in particolare quelli distali ossia quelli più fini, che si estendono talora per centinaia di Km;
- 2) le emipelagiti che pur intercalandosi alle torbiditi come già avveniva nell'ambiente batiale, tendono ora a diventare prevalenti come spessore e come frequenza;
- 3) i sedimenti pelagici, formati almeno per il 70% da materie in sospensione o in soluzione, precipitato per via meccanica o per via chimica;
- 4) i sedimenti piroclastici accumulati in seguito ad esplosioni vulcaniche sia subacquee che subaeree;
- 5) le polveri cosmiche che pur cadendo con uniformità sulla superficie terrestre sono più facilmente rilevabili nei sedimenti di mare profondo a causa della loro bassa velocità di accumulo.

### Tempi di sedimentazione delle particelle in 1.000 m di acqua marina

	mm 10	ore	1
sabbia	mm 2	"	1,5
	" 1	"	3
	" 0,1	"	16
silt	" 0,06	giorni	7,6
	" 0,01	"	46
argilla	" 0,004	anni	3,5
	" 0,001	"	14

## **I sedimenti emipelagici**

Le emipelagiti sono formate da fanghi che provengono in parte (<70%) dalla sedimentazione autoctona sia organica che inorganica e in parte da materiali di origine strettamente continentale. Si depositano in aree relativamente vicine alle terre emerse (in genere a meno di 500 Km) e la loro presenza è indipendente dalla profondità dell'ambiente. Oltre alle frazioni siltosa, argillosa e biogena possono contenere minerali autigeni quali pirite, cloriti, glauconite, ossidi, idrossidi e solfuri di ferro. Siltiti, marne e argilliti sono talora il prodotto della sedimentazione emipelagica.

## **I sedimenti pelagici**

Vengono compresi in questa famiglia tutti i sedimenti la cui composizione è dovuta soprattutto (>70%) a precipitazione di sostanze presenti in sospensione (organiche ed inorganiche) o in soluzione (inorganiche) nell'acqua marina. I sedimenti pelagici sono rappresentati da fanghi calcarei e silicei con abbondante componente biogena e da fanghi sterili.

La distribuzione dei sedimenti pelagici, nei tre grandi Oceani è stata calcolata da Kuenen come mostra la tab.. Sembra inoltre che siano presenti un pò ovunque abbondanti noduli di manganese, contenenti altri metalli (Fe, Al, Ni, ecc.); essi avrebbero dimensioni medie di 3 cm circa e presenterebbero concentrazioni dell'ordine dei 10 Kg/m<sup>3</sup>.

I fondi oceanici coperti da fanghi calcarei sono presenti soltanto in aree con caratteristiche ben precise, perchè è noto che la sedimentazione del CaCO<sub>3</sub> è condizionata da fattori locali (organismi produttori, quantità di CO<sub>2</sub> disciolta nell'acqua, temperatura) e dalla profondità.

Infatti al di sotto di una certa batimetria il carbonato di calcio eventualmente presente resta in soluzione senza precipitare per nessun valore della concentrazione; esso manca pertanto nella composizione dei sedimenti molto profondi. La profondità alla quale il carbonato di calcio resta in soluzione nelle acque marine è detta profondità di compensazione; essa varia fra i 4000 e i 5000 metri in funzione delle condizioni locali. I fanghi calcarei diagenizzati danno luogo ai calcari e ai calcari marnosi pelagici, il cui riconoscimento è possibile soprattutto su basi faunistiche.

Nei fondali coperti da fanghi silicei la frazione silicatica è di origine biogena. Si tratta di fanghi a diatomee e di fanghi a Radiolari. I primi, caratteristici delle zone fredde (di alta latitudine), si rinvencono a profondità non superiori ai 6000 m mentre i secondi, presenti nelle zone tropicali, sedimentano fino a 8000 m circa. Una volta diagenizzati questi fanghi danno luogo a radiolariti, diatomiti e a selci.

Le argille rosse o brune sedimentano a profondità superiori ai 4500 m e sono presenti anche nelle fosse oceaniche. Sono formate da minerali argillosi, ossidi di ferro, ecc.; nella base diagenetica possono arricchirsi di manganese e zeoliti.

I sedimenti piroclastici provengono da eruzioni vulcaniche e presentano granulometria molto variabile, in funzione della distanza dal centro eruttivo. In ambiente marino possono avere vari gradi di alterazione.

## **Ambiente adale**

E' quello delle fosse oceaniche, lunghe e strette depressioni e versanti ripidissimi; con profondità diverse esse bordano in alcuni punti i tre oceani principali. I sedimenti più caratteristici sono le già citate argille rosse o brune, ma trattandosi di un ambiente privo di energia costituisce una trappola sedimentaria in cui possono depositarsi anche sedimenti grossolani di provenienza continentale.

## **2.1.4 - DIAGENESI**

Si chiamano diagenetici quei processi che trasformano un sedimento in una roccia.

La diagenesi ha inizio non appena si ha sedimentazione, e le prime fasi della diagenesi avvengono mentre il sedimento è ancora a contatto con l'ambiente di sedimentazione.

I **processi diagenetici precoci** avvengono al momento della sedimentazione fino a un modesto seppellimento; in questa fase può essere molto intensa l'azione dei batteri.

I **processi diagenetici** cosiddetti **tardivi** hanno luogo invece dopo un seppellimento più profondo dovuto ad esempio a subsidenza.

La durata complessiva di questi processi può essere anche di milioni di anni.

Man mano che si ha deposizione di nuovi sedimenti, quelli vecchi vengono seppelliti e allontanati dal loro ambiente di deposizione e sottoposti a pressioni e temperature via via crescenti. **La temperatura sui continenti aumenta in media di 1°C ogni 30 metri di profondità e la pressione circa 1 atmosfera ogni 4,4 metri di profondità**

(**1 atm = 760 mm Hg = 760 torr = 101 325 Pa = 1013,25 mbar**). In questo caso intervengono i processi principali della diagenesi, fino ai limiti inferiori col metamorfismo nel quale sfocerebbe se la combinazione di pressione e temperatura fosse più elevata.

I cambiamenti diagenetici avvengono:

a temperature (fino a circa 200 °C)

a pressioni (2-3 bar)

Queste condizioni fisiche sono relativamente basse e possono avere come conseguenza variazioni della mineralogia e/o della struttura originale della roccia.

I principali processi diagenetici sono: fisici e chimici.

### 2.1.4.1 -PROCESSI FISICI

Il principale processo fisico post-deposizionale è il **costipamento** (compaction), che è dovuto al peso dei sedimenti sovrastanti (pressione litostatica); esso provoca la fuoriuscita delle acque interstiziali e quindi l'avvicinamento dei singoli clasti che si riorganizzano in forme maggiormente addensate; di conseguenza la porosità e la permeabilità tendono a diminuire durante la diagenesi (si veda fig. 175 p.p.).

### 2.1.4.2 -PROCESSI CHIMICI

Comprendono principalmente cementazione e dissoluzione.

La **cementazione** è uno tra i più importanti processi di litificazione e consiste nella precipitazione, negli spazi intragranulari, di nuovi minerali (calcite, silice) dalle acque percolanti tra gli interstizi del sedimento. Se la precipitazione è elevata, arrivando a riempire gran parte dello spazio dei pori entro la roccia, si ottiene la *cementazione* del sedimento stesso che da incoerente diviene infine coerente.

La **dissoluzione** consiste nella soluzione di minerali metastabili o instabili in ambiente diagenetico (aragonite), con formazione di cavità di dimensioni e connessioni variabili da roccia a roccia e con precipitazione o meno di nuove fasi mineralogiche stabili. Questo è un processo importante nella trasformazione di alcune rocce come la trasformazione della calcite in dolomite (dolomitizzazione). Comunemente la dissoluzione se accompagnata da pressione (costipamento ecc) crea strutture dette stiloliti.

Lo studio della diagenesi nelle rocce è usato per capire la storia tettonica a cui sono state

sottoposte e la natura e il tipo di fluidi che le hanno attraversate; da un punto di vista economico, permette di valutare la probabilità di trovare minerali sfruttabili e idrocarburi.

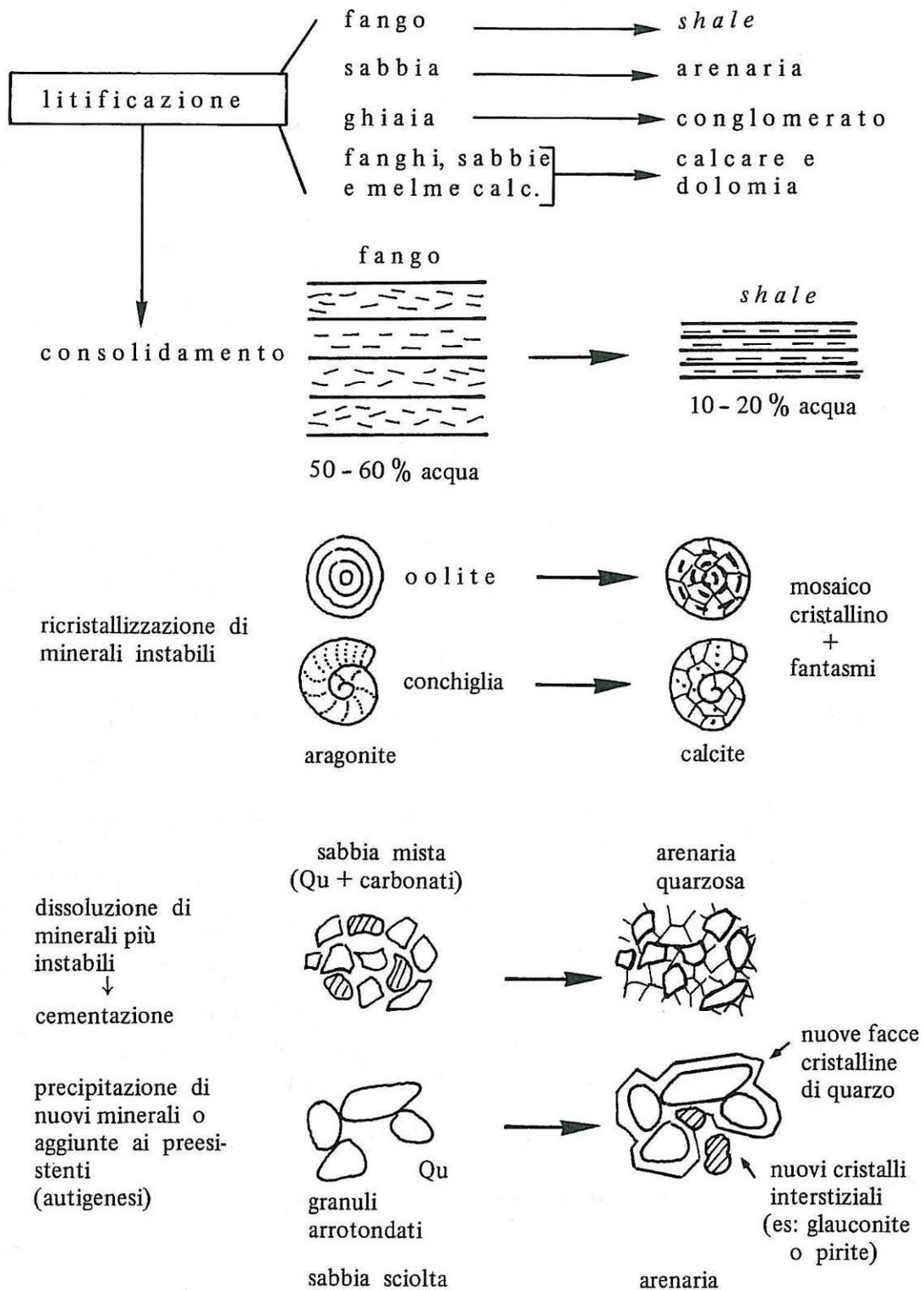


Fig. 175 – Alcuni importanti aspetti della diagenesi. Da PRESS & SIEVER, 1974. Vedi anche tessiture cristalline, parte I, par. 2.2.2., p. 101.

## **2.1.5 - STRUTTURE SEDIMENTARIE NON DEPOSIZIONALI**

### **2.1.5.1 –STRUTTURE EROSIVE**

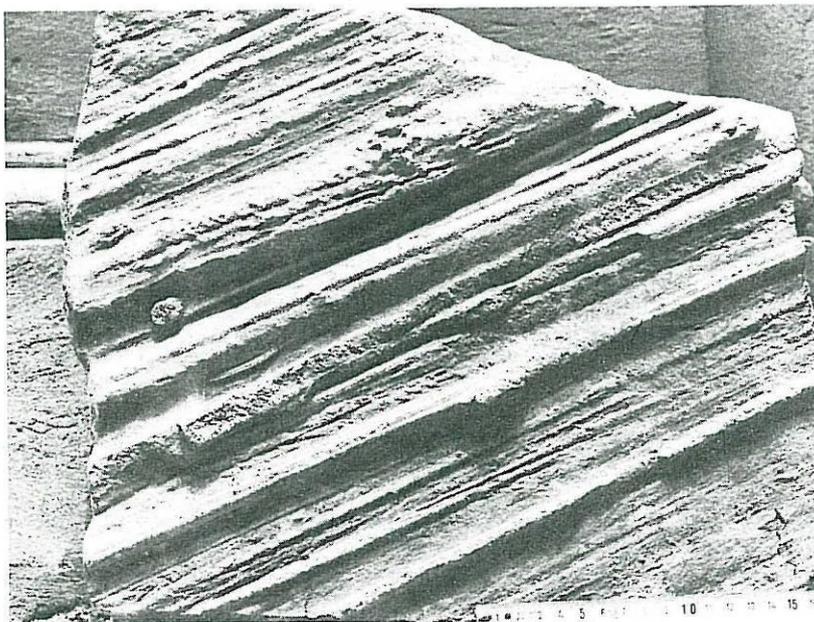
Gli agenti erosivi sono costituiti principalmente da: correnti idriche, vento ed onde. Queste esercitano la loro azione sui sedimenti dove formano strutture erosive che poi giungono fino a noi. Bosellini, Mutti e Ricci Lucchi distinguono le strutture erosive in base alla profondità  $H$  (= spessore del riempimento) in minori ( $H < 1\text{m}$ ) e maggiori ( $H > 1\text{m}$ ).

Le strutture minori si possono intendere come modificatrici del sedimento preesistente e quindi accessorie di uno strato o corpo sedimentario. Appartengono a queste quelle:

- scolpite dai vortici (**flute cast, crescent mark, etc..**)
- prodotte dal trascinamento (**groove cast**)
- prodotte dall'impatto di oggetti (**tool mark**) (vedi figure).



a)



b)

**Fig. 11.1** – Strutture erosive minori. (a) calchi di docce prodotte da vortici secondari (*flute casts*); (b) da oggetti trascinati (*groove casts*) e rotolanti alla base di una corrente su un fondo fangoso.

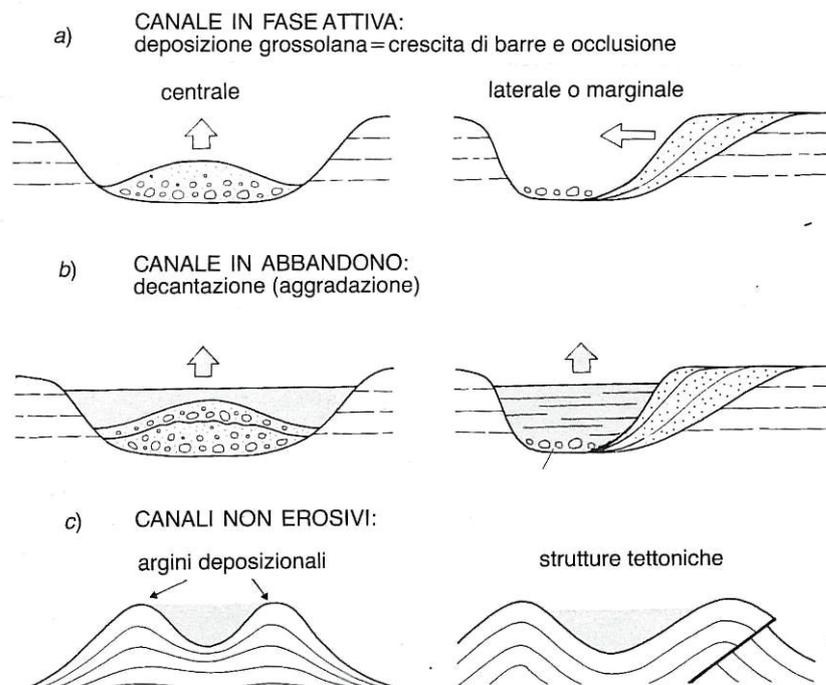
Le strutture maggiori possono avere carattere effimero o duraturo. Tra i secondi rivestono importanza i **canali**.



**Fig. 11.2** – Incisione localizzata di media scala, con riempimento pelitico. Depositi di pianura alluvionale.  
(Foto di G.G. Ori.)

In generale i canali nella loro evoluzione attraversano due fasi: la prima di attività, la seconda di abbandono.

Finchè il canale è attivo la sedimentazione al suo interno è scarsa ed è rappresentata in genere da materiale grossolano residuale (*channel lag*) o banchi di sabbia e ghiaia formanti (*barre*) (fig 11.4).



**Fig. 11.4** – Alcuni tipi base di canali, e relativi riempimenti, negli ambienti deposizionali.

Dopo il suo abbandono il canale viene lentamente colmato per decantazione da materiali pelitici. Avremo pertanto un deposito di canale attivo (alta energia) ed un deposito di abbandono (bassa energia).

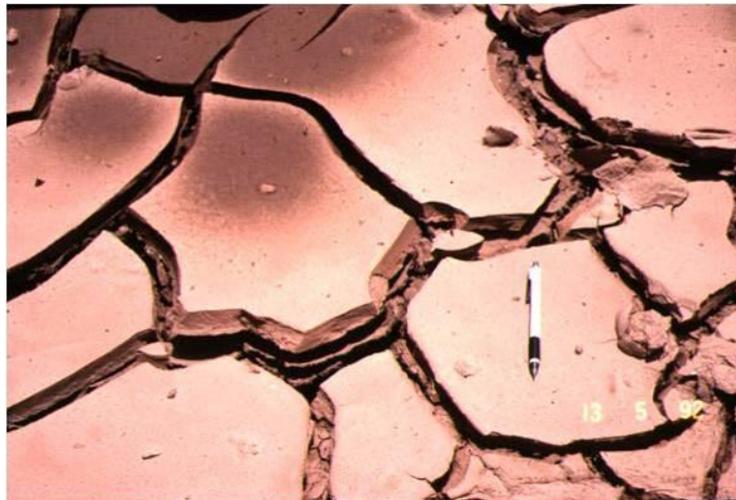
Il riempimento di un canale è costituito da una successione verticale costituita da vari strati che viene definita positiva o FU (fining upward) nella quale la granulometria decresce verso l'alto. La diminuzione di granulometria può essere accompagnata da una progressiva diminuzione dello spessore degli strati (TU= thinning upward).

#### 2.1.5.2 –STRUTTURE DEFORMATIVE

Si tratta di deformazioni che avvengono nei sedimenti durante o poco dopo la deposizione. Esse sono dovute ad agenti fisici o chimici o biologici.

##### **Strutture fisiche**

- Fessure e poligoni da contrazione (**mud crack**) dovute ad essiccamento.



mud crack

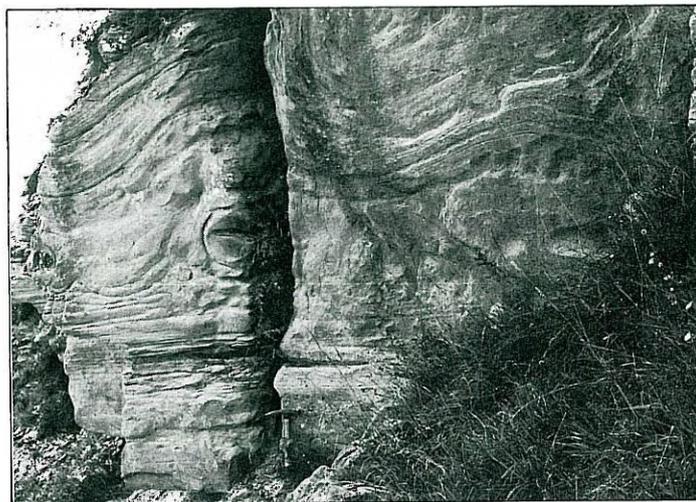
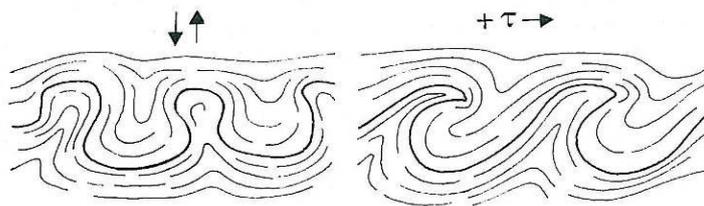
##### Deformazioni verticali

- Strutture da carico (load structures)



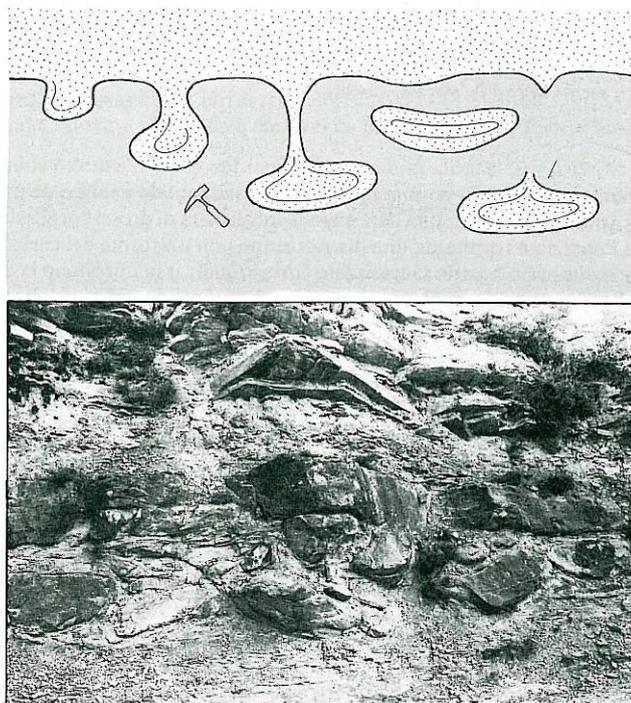
load structures

- Convoluzioni (**convolute lamination**) che si realizzano quando uno strato di sabbia viene depositato velocemente al di sopra di uno di fango soffice. Il carico esercitando pressione favorisce l'intrusione di parte del fango nella sabbia soprastante (vedi fig 11.8).



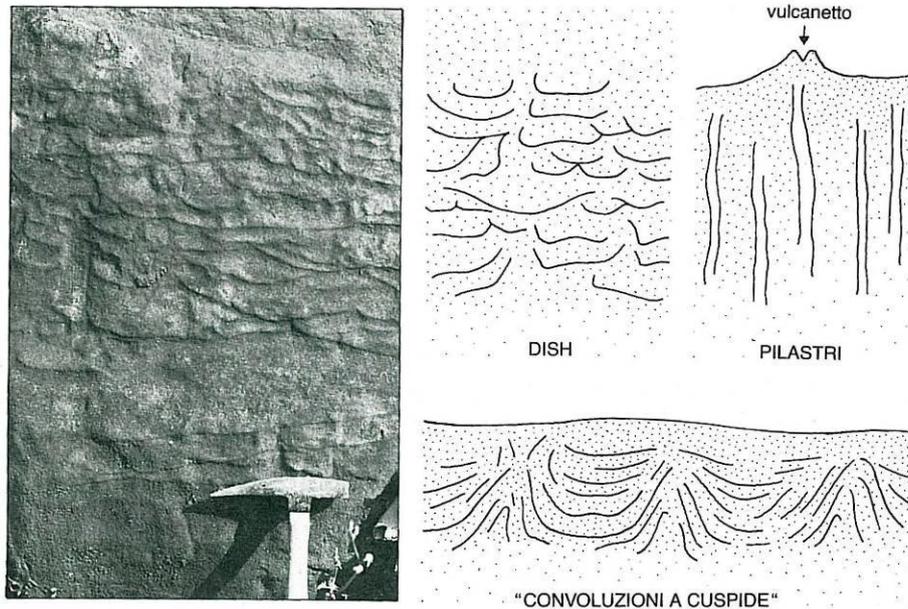
**Fig. 11.8** - Le convoluzioni si trovano comunemente in arenarie fini e siltiti, più raramente in materiali più grossolani. Sono interne allo strato, e non indicano scivolamenti né pendii instabili; richiedono solo un sedimento saturo, soffice, leggermente coesivo, dal comportamento duttile, soggetto a sforzo di taglio (si nota allora una vergenza nelle «pieghe») o semplicemente ad «autocollasso» gravitativo.

In alcuni casi il materiale sabbioso sprofonda in forma di lobi dando vita a (**ball and pillow**) (fig 11.9).



**Fig. 11.9** - Cuscini e pseudonoduli di arenaria fine alla base di un corpo arenaceo di piattaforma. Eocene, Pirenei meridionali.

- Strutture da fluidificazione che determinano cancellazione di strutture preesistenti, formazione di strutture verticali da fuga fluida (**dish**), affondamenti del materiale soprastante, iniezione verso l'alto del materiale fluidificato (fig. 11.10).



**Fig. 11.10** - Strutture da iniezione, fuga d'acqua e fluidificazione di sabbia; la foto mostra la struttura detta *dish* in arenarie appenniniche della Marnoso-arenacea.

### Deformazioni orizzontali o tangenziali

Distinguiamo:

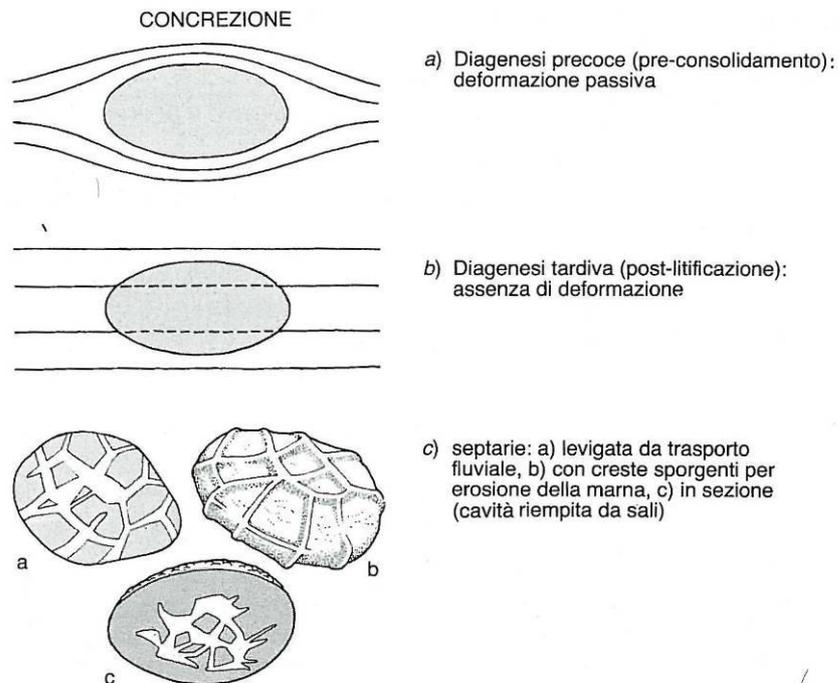
- strutture da trascinamento applicate da una corrente per attrito su sedimento già deposto o in via di deposizione (uncinatura, convoluzioni e fiamme vergenti, grinze e arricciamenti (deformazioni duttili) o lacerazioni e uncinature su fanghi coerenti con produzione di clasti intraformazionali );
- strutture gravitative (slump, pieghe smembrate e ridotte alle sole cerniere).



Slumps nella Formazione del Torrente Farma (gli strati, rovesciati in campagna, sono riportati nella foto in posizione diritta)

### 2.1.5.3 –STRUTTURE CHIMICHE (o diagenetiche)

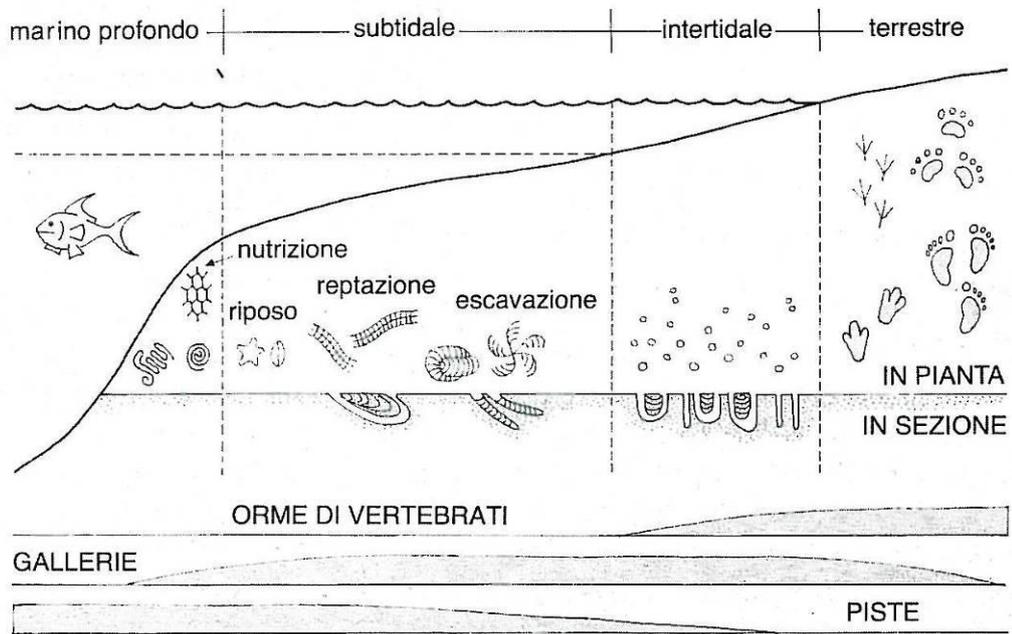
Tra cui troviamo: crescita di cristalli, noduli e concrezioni.



**Fig. 11.13** - Concrezioni diagenetiche. La distinzione è fatta su base geometrica e non composizionale. Per altri esempi di strutture diagenetiche, si vedano le rocce carbonatiche (cap. 4) ed evaporitiche (cap. 6).

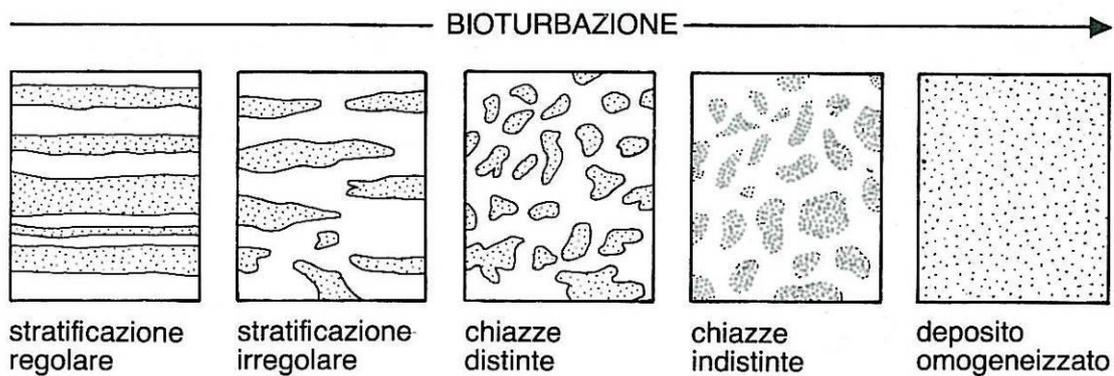
#### 2.1.5.4 –STRUTTURE BIOGENE (bioturbazioni)

La bioturbazione è opera di organismi bentonici che vivono sopra o sotto l'interfaccia deposizionale fino a profondità di poco più di un metro. Vi è una grande varietà di forme che riflette la varietà di organismi.



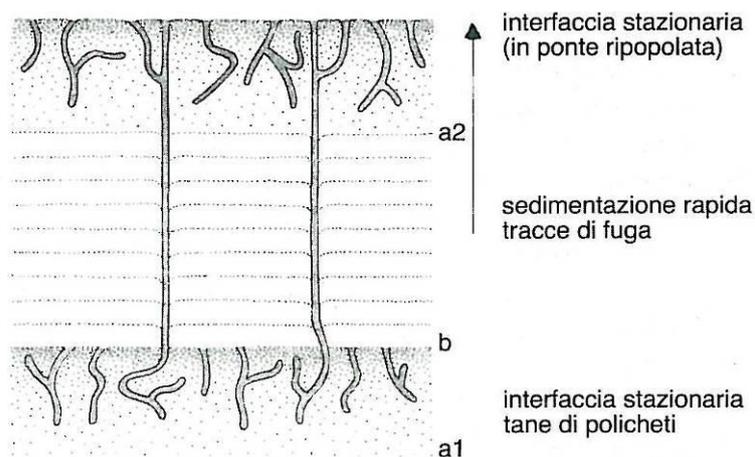
**Fig. 11.17** – Zonatura batimetrica delle tracce fossili secondo Seilacher (1967), rielaborato da Selley (1976). La profondità di penetrazione diminuisce verso il mare aperto da un lato, gli ambienti continentali dall'altro, a partire dalla zona intertidale.

I sedimenti in questo modo vengono destabilizzati e le strutture precedentemente presenti possono essere del tutto cancellate (Vedi fig. 11.14).



**Fig. 11.14** – Effetti quantitativi della bioturbazione sul sedimento = grado di preservazione delle strutture primarie = inverso del grado o indice di bioturbazione (obliterazione).

**Fig. 11.16** - Tracce di fuga: rade, compaiono in strati ad elevato tasso di accumulo (es.: eventi catastrofici). La parte sommitale di un simile strato è però bioturbata fittamente come un deposito più lento, a causa appunto del forte rallentamento della sedimentazione dopo l'evento rapido e del conseguente ripopolamento del fondo. La bioturbazione limitata al tetto è dunque uno dei vari *modificatori*, che servono a indicare non solo l'evento eccezionale ma anche, spesso, l'ambiente «normale» in cui esso è avvenuto. (Da Reineck e Singh, 1980.)



## 2.1.6 - CARATTERI TESSITURALI DELLE ROCCE CLASTICHE

### 2.1.6.1 -GRANULOMETRIA

La scala granulometrica tutt'ora in uso è quella di Wentworth sotto riportata.

## SCALA GRANULOMETRICA

MILLIMETRI	MICRON	SCALA Ø	CLASSI GRANULOMETRICHE (Wentworth)	
4096		- 12	Blocchi	GHIAIA
256		- 8	Ciottoli	
64		- 6	Ciottoletti	
4.00		- 2	Granuli	
3.36		- 1.75		
2.83		- 1.50		
2.38		- 1.25		
2.00	2000	- 1	Sabbia molto grossa	SABBIA
1.68		- 0.75		
1.41		- 0.50		
2.19		- 0.25		
1.00	1000	0	Sabbia grossa	
0.84		0.25		
0.71		0.50		
0.59		0.75		
0.50	500	1	Sabbia media	
0.42	420	1.25		
0.35	350	1.50		
0.30	300	1.75	Sabbia fine	
0.25	250	2		
0.210	210	2.25	Sabbia molto fine	
0.177	177	2.50		
0.149	149	2.75	Silt grosso	SILT (limo)
0.125	125	3		
0.105	105	3.25		
0.088	88	3.50		
0.074	74	3.75		
0.0625	62.5	4	Silt medio	
0.053	53	4.25		
0.044	44	4.50		
0.037	37	4.75	Silt fine	
0.031	31	5		
0.0156	15.6	6	Silt molto fine	
0.0078	7.8	7		
0.0039	3.9	8	ARGILLA	FANGO
0.0020	2	9		
0.00098	0.98	10		
0.00049	0.49	11		
0.00024	0.24	12		

$\frac{1}{16}$  mm

$\frac{1}{256}$  mm

Un frammento di roccia diventa ciottolo a seguito di abrasioni e smussature che si verificano durante il suo rotolamento sul fondo del corso d'acqua. Ovviamente un frammento di roccia facilmente erodibile si smusserà più velocemente di uno poco erodibile.

Con il proseguire del suo trasporto, e quindi dell'erosione, il ciottolo diventerà sempre più piccolo.

Se tuttavia confrontiamo due ciottoli di diversa dimensione non è detto che quello più piccolo abbia "fatto più strada" di quello più grande. Dobbiamo considerare a questo proposito due aspetti importanti: il primo è il tipo di roccia di cui è composto ed il secondo sono le dimensioni di partenza del frammento di roccia al momento della sua immissione nel corso

d'acqua. Quest'ultima informazione ovviamente ci manca. Pertanto solo a parità di litologia e di dimensioni di partenza un ciottolo è tanto più piccolo quanto maggiore è il trasporto che ha subito.

### 2.1.6.2 –MORFOMETRIA

Gli aspetti geometrici della forma dei clasti , soprattutto di quelli le cui dimensioni si possono agevolmente misurare (ciottoli) si analizzano attraverso la morfometria (misurazione della forma). La forma è la misura delle relazioni esistenti tra le tre dimensioni di un oggetto ovvero tra  $L$  = asse lungo,  $I$  = asse intermedio ed  $S$  = asse corto.

Mettendo in un grafico i rapporti tra le tre dimensioni i ciottoli possono essere classificati quantitativamente come **schiacciati** (tabulari o discoidali), **equidimensionali** (cubici e sferici) **a lama** (allungati e piatti) **a bastone** (allungati e sottili) (fig. 2.10).

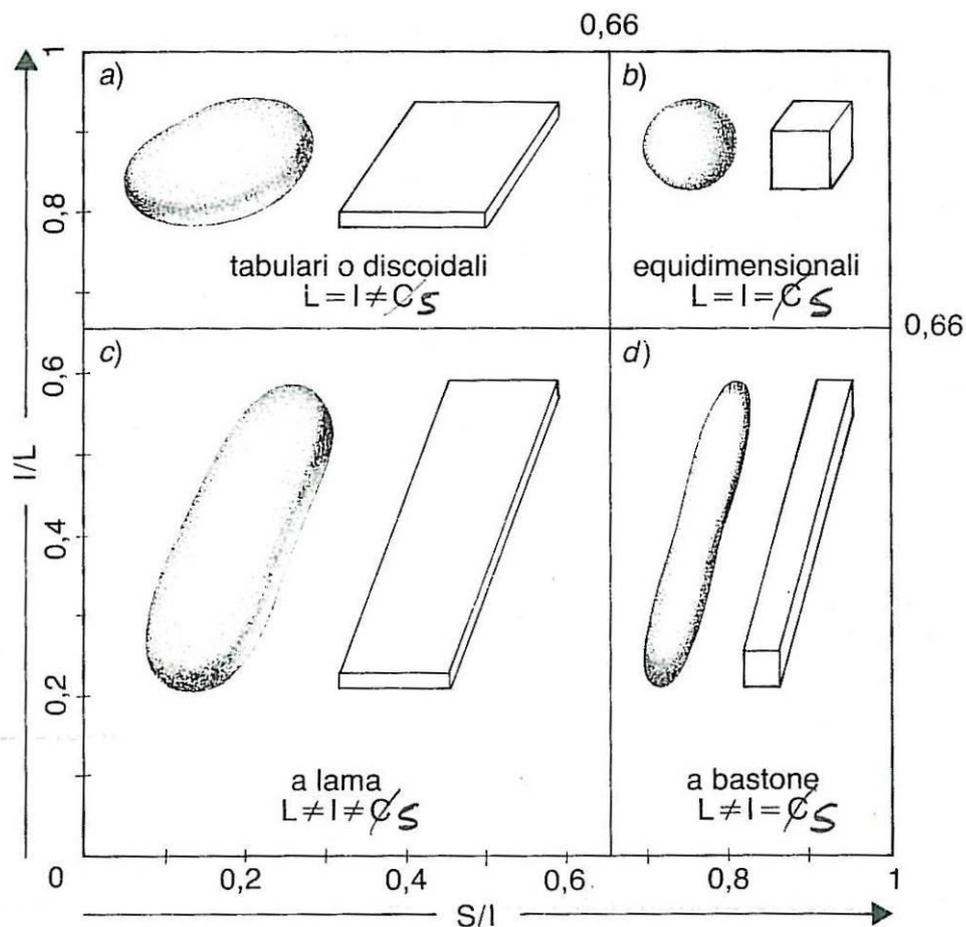


Fig 2.10 (da Zingg. 1935)

La **sfericità** attiene all'equidimensionalità di un ciottolo ed è indipendente dalla forma.

L'**arrotondamento** è una proprietà geometrica basata sulla curvatura degli spigoli ed è indipendente dalla sfericità e dalla forma. Per la stima dell'arrotondamento dei ciottoli si veda la fig 2.12.

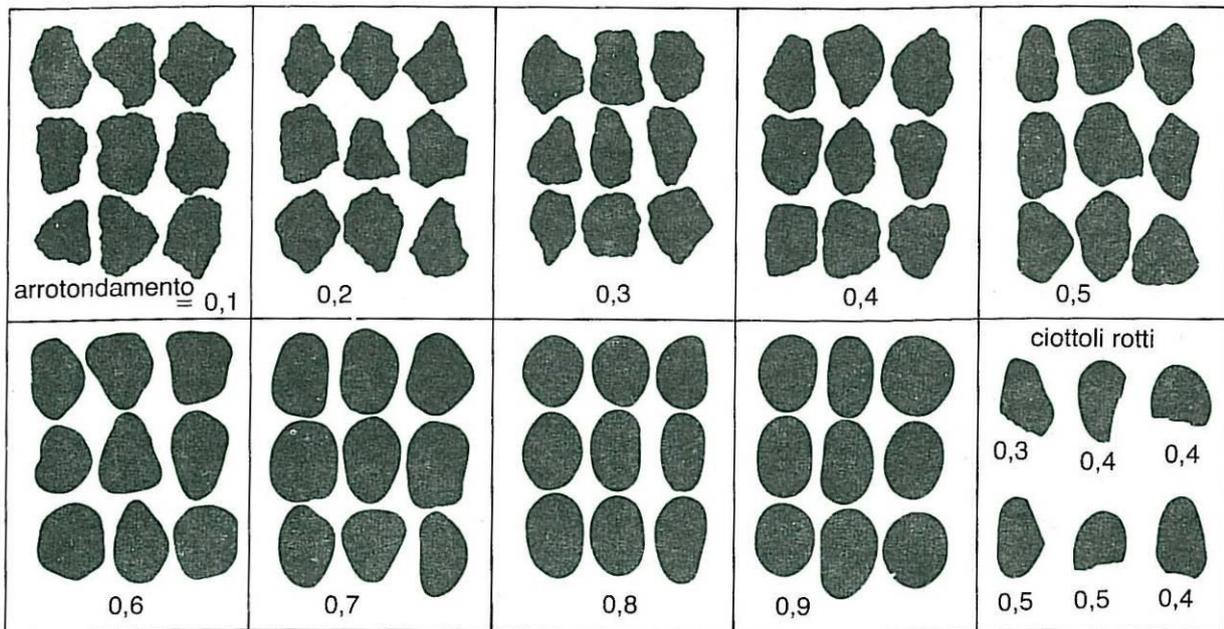


Fig. 2.12 - Carta di comparazione visiva per la stima dell'arrotondamento dei ciottoli. (Da Pettijohn, 1975.)

### 2.1.6.3 -FABRIC

Con il termine inglese **fabric** si intende l'orientazione e la distribuzione spaziale degli elementi che compongono una roccia.

In generale i clasti tendono a disporsi in una posizione stabile rispetto al flusso. Clasti discoidali o piatti assumono diversa orientazione spaziale a seconda se la deposizione e l'accumulo sono dovuti alla sola gravità o se a questa si associa anche l'azione della corrente (Figg. 2.15; 2.16).

Fig. 2.15 - Orientazione spaziale (in sezione) di elementi discoidali depositati sotto il controllo della sola gravità (a) e della gravità più una corrente unidirezionale (b). In questo secondo caso i ciottoli risultano embriciati (si veda anche fig. 2.17). (Ridisegnato da Potter e Pettijohn, 1963.)

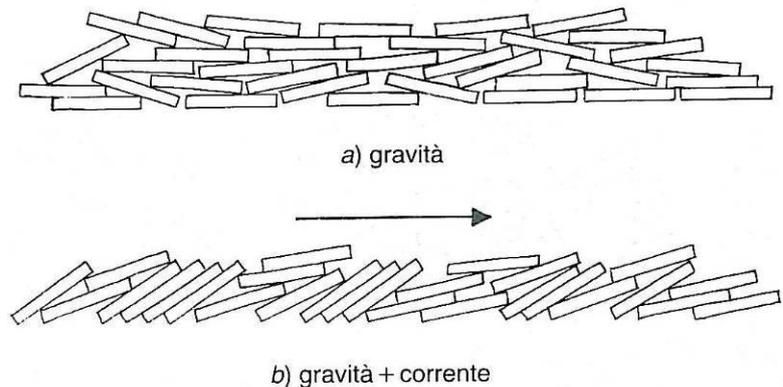
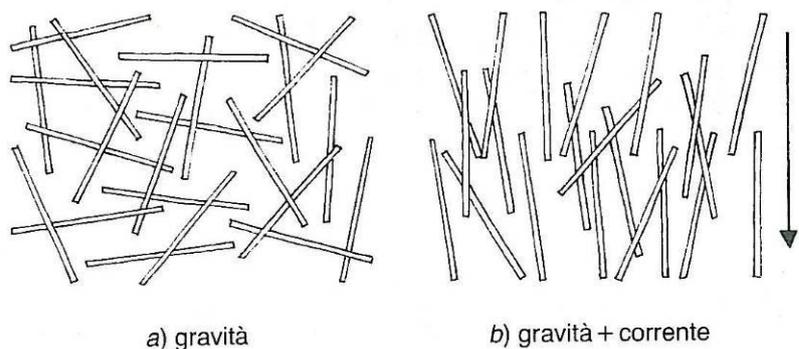
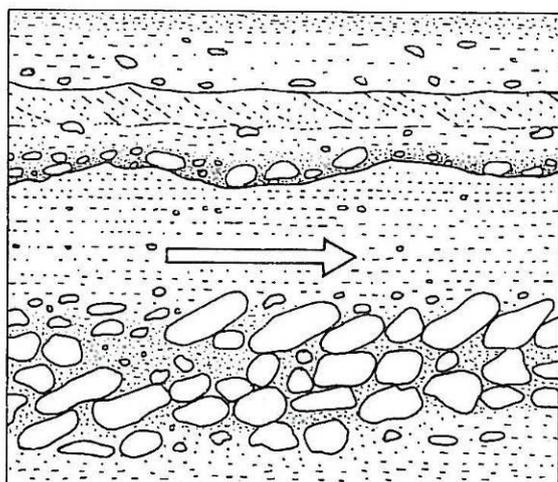


Fig. 2.16 - Orientazione areale di elementi allungati depositati sotto il controllo della gravità (a) e della gravità più corrente (b). (Ridisegnato da Potter e Pettijohn, 1963.)

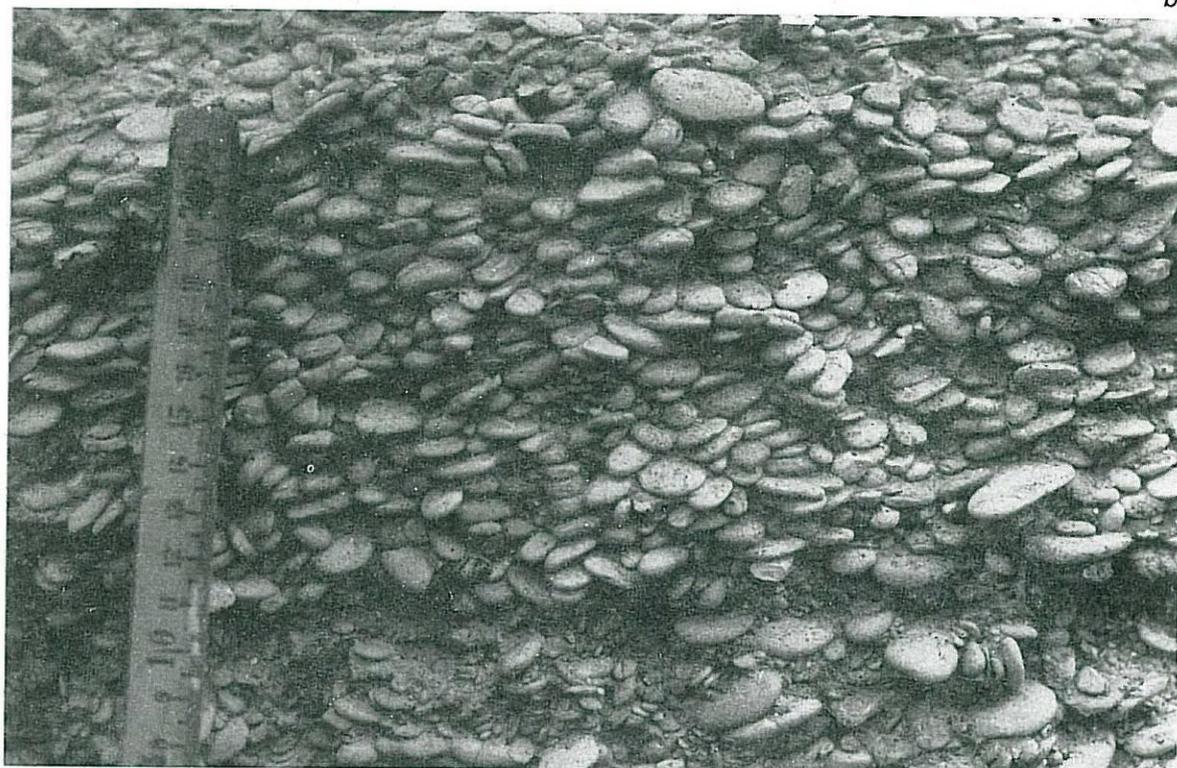


Osservazioni nei fiumi ed in altri ambienti attuali dimostrano che la maggior parte dei ciottoli discoidali si dispongono con la superficie più ampia inclinata contro corrente con un angolo compreso tra  $10^\circ$  e  $30^\circ$ . Questa disposizione caratteristica si dice **embriciatura**. Nelle spiagge ciottolose i ciottoli si dispongono ad embrice con inclinazione verso mare di  $15^\circ$  circa.



a)  $\leftarrow$  50 cm  $\rightarrow$

**Fig. 2.17** - L'embriciatura dei ciottoli. *a)* la disposizione spaziale in rapporto al flusso della corrente; *b)* ghiaia embriciata in un deposito di spiaggia pleistocenica.



b)

# 3 PRINCIPI DI STRATIGRAFIA

## DEFINIZIONE E SCOPO

Etimologicamente **stratigrafia** significa descrizione degli strati, derivando dall'unione tra il termine latino "stratum" ed il greco "graphia". È una delle più vaste discipline delle Scienze della Terra poiché **studia la disposizione nello spazio e nel tempo dei corpi rocciosi e gli eventi che essi rappresentano al fine di ricostruire la storia della Terra e la sua evoluzione.**

La stratigrafia comprende quindi lo studio di tutti i tipi di rocce sedimentarie, magmatiche e metamorfiche, sia stratificate che non stratificate.

Secondo la definizione anglosassone, che prende in considerazione gli aspetti più pratici della disciplina, scopo della stratigrafia è la descrizione di tutti i corpi rocciosi che formano la crosta terrestre e la loro organizzazione in unità distinte, utili e cartografabili, basate su proprietà loro intrinseche. I metodi della stratigrafia comprendono quindi la descrizione, classificazione, nomenclatura e correlazione di queste unità con lo scopo finale di stabilire le loro relazioni nello spazio e la loro successione nel tempo.

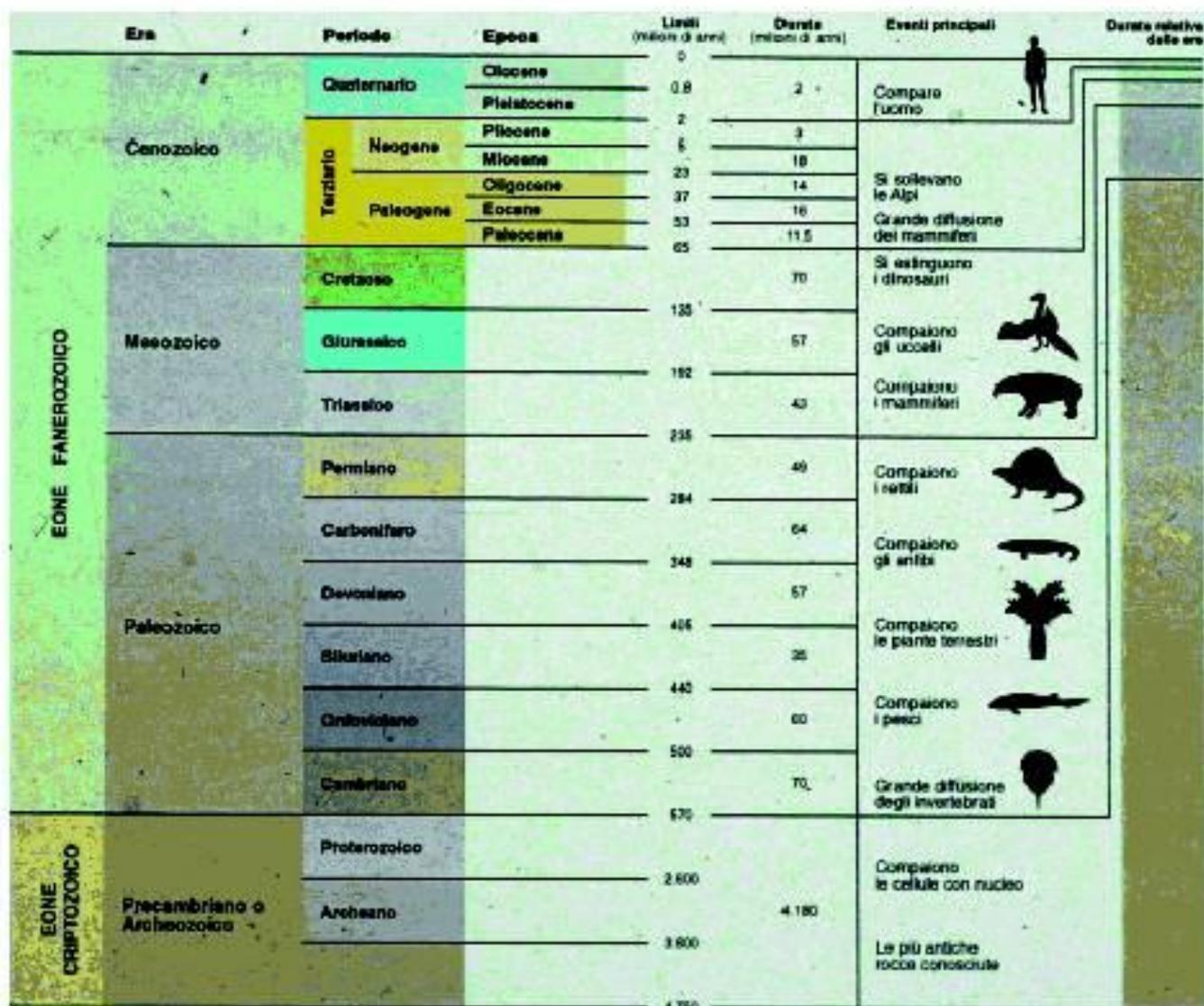
La stratigrafia spazia in un vasto campo di indagine, comprendendo una **componente temporale** (costruzione di una scala cronostratigrafica standard e determinazione delle relazioni temporali di corpi rocciosi a scala locale o regionale) e una **componente spaziale** (studio paleogeografico e paleoambientale). La componente temporale della stratigrafia prevede lo studio della successione e della cronologia dei corpi rocciosi; la seconda si occupa della loro distribuzione nello spazio e delle loro caratteristiche litologiche, paleontologiche, geofisiche e geochemiche. Le due componenti sono strettamente legate e lo studio dell'una non può prescindere dall'analisi congiunta dell'altra.

## 3.1 IL TEMPO IN GEOLOGIA

Il tempo geologico, la sua grandezza e i metodi per determinarlo: una premessa fondamentale per comprendere la storia geologica del nostro pianeta. Come l'astronomia ha dimostrato l'immensità dello spazio, così **la geologia ha dimostrato l'immensità del tempo.** La vastità del tempo geologico, che possiamo far iniziare con la fine del processo di accrezione dei pianeti, è di difficile comprensione per tutti noi; ci è quasi impossibile ragionare in termini di centinaia di milioni o miliardi di anni. Ma è proprio questa vastità che ci permette di capire in modo corretto come si verificano grandi fenomeni ed eventi geologici quali l'erosione di una grande valle fluviale, il sorgere delle catene montuose o la nascita dei bacini oceanici: non si tratta di eventi catastrofici, come spesso si legge su giornali e riviste, ma di movimenti lentissimi, impercettibili, che producono i fenomeni appena detti grazie all'enormità del tempo in cui si protraggono; basti pensare che lo spostamento di 1 mm all'anno implica uno spostamento di 1 km in un milione di anni.

La figura 1 è una tavola semplificata del tempo geologico, disegnata ad una scala appropriata per mettere in risalto l'enormità del tempo geologico rispetto alla presenza dell'uomo sulla Terra e ad alcuni avvenimenti fondamentali della storia terrestre.

FIG. 1. La scala dei tempi geologici. Come si può notare è soltanto con l'inizio dell'Era Paleozoica che si assiste alla massiccia comparsa di vari organismi sempre più complessi ed evoluti.



I geologi parlano di decine, centinaia di milioni di anni o addirittura di miliardi di anni. Ma come fanno a conoscere queste datazioni, da dove vengono questi numeri e con quanta fiducia possiamo accettarli? Innanzitutto occorre dire che esistono due metodi principali per datare le rocce, i fossili e gli eventi del passato geologico in genere; essi vengono chiamati rispettivamente **datazione relativa** e **datazione radiometrica** o, in modo inesatto ma più corrente, assoluta.

Il primo metodo è quello più antico e, come dice la parola stessa, non fornisce una datazione quantitativa, numerica (10, 100, 500 milioni di anni), ma soltanto relativa: una roccia o un fossile vengono riferiti a un certo periodo della storia della Terra collocato in una scala temporale di cui, fino agli inizi del secolo scorso, non si conosceva la misura quantitativa: se si dice che una roccia è del periodo Giurassico si sa che è più vecchia di una roccia del periodo Cretaceo e più giovane di una del periodo Triassico, ma non si danno valori in anni.

Il metodo radiometrico, basato sul processo fisico del decadimento degli elementi radioattivi, è invece in grado di quantificare, con buona e sufficiente approssimazione, l'età di un minerale, di una roccia o di un fossile. È stato così possibile, dopo la scoperta della

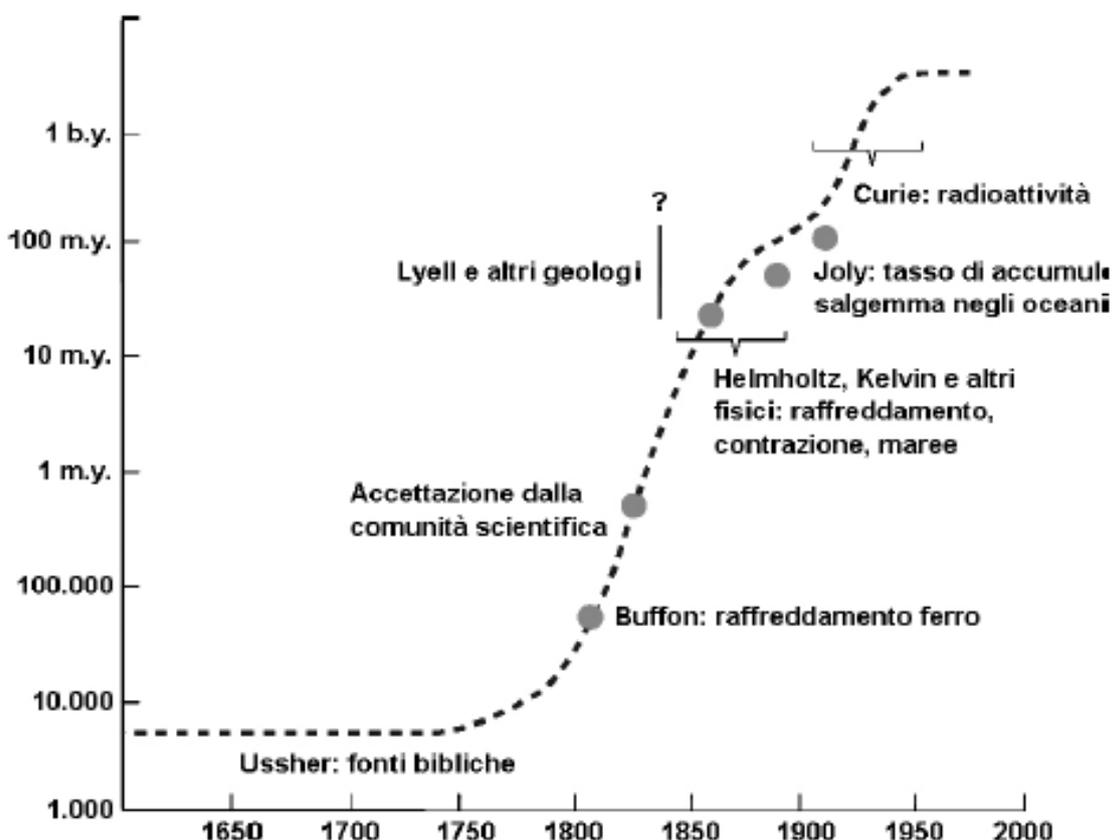
radioattività nel giro di pochi decenni, avere un quadro realistico del tempo geologico e della collocazione cronologica dei vari fenomeni succedutisi dalla formazione del nostro pianeta a oggi. Ci si è così resi conto che si trattava non di migliaia (come riportato nelle *Sacre Scritture*), ma di milioni e miliardi di anni (fig. 2).

### **3.1.1 - LA DATAZIONE RELATIVA**

Il metodo della cronologia relativa è fondato su due concetti base, quello della **sovrapposizione degli strati** e quello dell'**evoluzione biologica**. Il principio della sovrapposizione, secondo il quale assai banalmente lo strato che sta sotto è più vecchio di quello che sta sopra, è stato usato fin dai primordi della geologia, a metà del Seicento (Stenone). Già nel 1759, il veronese Giovanni Arduino stabilì una suddivisione cronologica relativa delle formazioni geologiche del Veneto in quattro categorie, da lui dette "ordini", e chiamate, dalla più recente alla più antica, quaternaria, terziaria, secondaria e primaria.

Per quanto riguarda il problema cronologico, occorre tener presente che, fino agli inizi del Settecento, in tutto il mondo cristiano si accettava che la *Bibbia* offrissi un racconto veritiero, di ispirazione divina, sulla primitiva storia della Terra. Nel 1654, l'arcivescovo irlandese James Ussher, analizzando le *Sacre Scritture*, concludeva che la Terra era stata creata nel 4004 a.C. E pochi anni dopo, il dottor Lightfoot di Cambridge, uno studioso della *Bibbia*, scriveva in modo assai specifico e categorico che il cielo e la Terra erano stati creati nel medesimo istante, assieme alle nubi, all'acqua e all'uomo, il 26 ottobre del 4004 a.C. L'idea di una Terra vecchia di 6.000 anni fu accettata, almeno fino agli inizi del Settecento, con soddisfazione dal mondo cristiano e questo dato cronologico fu stampato in molte edizioni della *Bibbia*.

FIG. 2. Diagramma mostrante la percezione dell'estensione del tempo geologico dalla metà del Seicento fino alla scoperta della radioattività, agli inizi del Novecento.



Furono i grandi geologi dell'Ottocento, quali lo scozzese James Hutton e l'inglese Charles Lyell a rendere il mondo scientifico consapevole che il tempo geologico doveva avere un'estensione enorme (Fig.2).

Per quanto riguarda la storia della Terra, Hutton concludeva un suo saggio del 1785 con la famosa frase: «*We find no vestige of a beginning no prospect of an end* » (noi non troviamo né la traccia di un inizio né la prospettiva di una fine), e a proposito dell'età del nostro pianeta, già nel 1830, i geologi ragionavano in termini di milioni di anni (Fig.2). Si aprì così la strada alla **teoria dell'evoluzione biologica, che verrà proposta da Darwin** una ventina di anni dopo. La maggior parte dei biologi è d'accordo nel ritenere che gli esseri viventi, dal momento della loro prima comparsa sulla Terra, oltre 3 miliardi di anni fa, sotto forma di organismi estremamente semplici, abbiano subito modificazioni più o meno ampie nel corso dei tempi. Queste variazioni, fissandosi nel patrimonio genetico, avrebbero fatto sì che i discendenti degli animali e dei vegetali appartenenti ad una determinata specie risultassero distinti dai loro progenitori, costituendo così una o più nuove specie derivate dalla precedente, i cui rappresentanti, variando successivamente a loro volta, hanno potuto generare altre specie ancora. Così, attraverso variazioni ora brusche (mutazioni) ora lente, gli organismi animali e vegetali avrebbero acquisito quei caratteri che sono propri delle forme attuali, quasi sempre molto diversi da quelli dei più antichi rappresentanti dei rispettivi gruppi. Anche se esistono opinioni diverse su come il processo si sia in realtà verificato, è comunque accertato che l'attuale stato biologico del nostro pianeta è il risultato di un lungo processo di variazioni e sviluppi gradualmente e completi che nel loro insieme prendono il nome di evoluzione.

Se la vita si è veramente evoluta gradualmente, i fossili di uno stesso gruppo di organismi dovrebbero variare gradualmente nelle rocce via via più recenti. E così è infatti. Si conoscono molti esempi di variazioni di tal genere che possono illustrare il fenomeno evolutivo per ogni gruppo importante di animali e vegetali, dai dinosauri, ai cavalli, agli invertebrati marini. La comparsa o l'estinzione di organismi furono usate per creare una scala cronologica e costruire una successione stratigrafica ideale, con le rocce più antiche in basso, in cui sono presenti i fossili primitivi, e con le rocce via via più recenti verso l'alto, con fossili via via più evoluti. Tale successione stratigrafica ci fornisce quindi **un'età relativa delle rocce, nel senso che sappiamo quali sono le più giovani e le più vecchie in relazione ai fossili in esse contenuti: l'orologio che scandisce il tempo è l'evoluzione degli organismi sulla Terra.** Ma non sappiamo (o meglio non sapevamo) quante migliaia, milioni o miliardi di anni sono coinvolti in questo tipo di cronologia relativa. È invece la cosiddetta datazione radiometrica che, come vedremo più avanti, fornisce un'età in migliaia, milioni o miliardi di anni di un evento geologico, di una roccia o di un fossile. Fu così che, con le necessarie conoscenze paleontologiche, basate sul concetto dell'evoluzione darwiniana, i geologi del XIX secolo cominciarono a distinguere e a catalogare, cioè a classificare, i gruppi fossili presenti nei vari livelli stratigrafici, correlandoli poi tra loro in tutto il mondo. A poco a poco fu costruita la scala dei tempi geologici basata sui fossili (Fig.1), che era praticamente già terminata alla fine dell'Ottocento. E come noi dividiamo il tempo in secoli, anni, stagioni, mesi e giorni, così i geologi decisero di dividere il tempo geologico in eoni, ere, periodi, epoche, ecc..

(Liberamente tratto da Bosellini).

### 3.1.2 - LE DATAZIONI “ASSOLUTE”

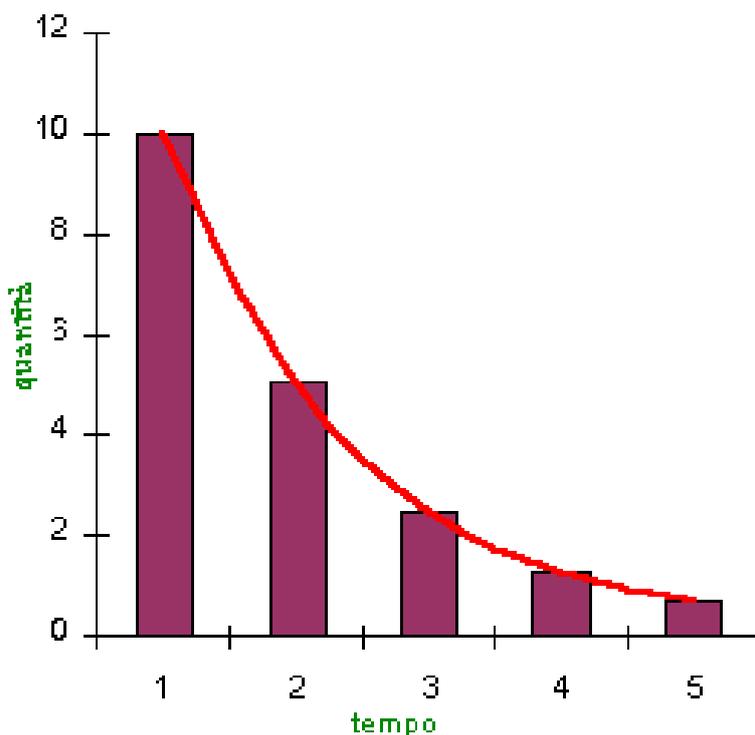
#### 3.1.2.1 -LA DATAZIONE RADIOMETRICA

La datazione radiometrica permette di stabilire esattamente il momento in cui si è verificato un determinato evento (inteso in anni, per quanto riguarda gli eventi geologici).

La valutazione quantitativa del tempo geologico, la cosiddetta datazione assoluta, è certamente un’aspirazione molto antica dell’uomo. Già Erodoto (484-424 a.C.) aveva pensato che il delta del Nilo fosse stato costruito dalle piene del fiume e che, siccome ognuna di queste grandi alluvioni aggiungeva solo pochi centimetri all’anno di limo e sabbia, dovevano essere state necessarie diverse migliaia d’anni per costruirlo. Fu però la scoperta della radioattività (1896) che offrì alle Scienze della Terra la possibilità di misurare il tempo geologico con una precisione prima di allora impensabile. Appena nove anni dopo la scoperta della radioattività, Lord Rutheford annunciò (1905) la possibilità di usare il decadimento radioattivo per misurare l’età delle rocce e tre anni dopo fu in grado di attribuire un’età di 500 milioni di anni ad un cristallo di fergusonite (un ossido di ittrio e niobio), in base al suo contenuto di uranio e elio. L’età così determinata viene definita età radiometrica.

**La datazione radiometrica, si basa sul decadimento degli isotopi radioattivi.**

Un isotopo radioattivo è un elemento che presenta un nucleo instabile, perciò tende a decadere, cioè a trasformarsi in un altro elemento più stabile, con un ritmo ben preciso, non alterabile da fattori chimici o fisici; per questo motivo il metodo di misurazione è estremamente attendibile.



Si definisce **tempo di dimezzamento** il tempo che una determinata quantità di un isotopo impiega a ridursi a metà.

Il tempo di dimezzamento è tipico di ogni tipo di isotopo come vediamo nella seguente tabella.

Progenitore Radioattivo	Tempo finale dimezzamento	Isotopo stabile
$^{14}\text{C}$	5.730 a	$^{14}\text{N}$
$^{40}\text{K}$	1.300 ma	$^{40}\text{Ar}$
$^{238}\text{U}$	4.510 ma	$^{206}\text{Pb}$
$^{235}\text{U}$	713 ma	$^{207}\text{Pb}$
$^{232}\text{Th}$	14.000 ma	$^{208}\text{Pb}$
$^{87}\text{Rb}$	47.000 ma	$^{87}\text{Sr}$

Ad esempio, se partiamo da 10 mg dell'isotopo  $^{14}\text{C}$ , dopo 5730 anni ne avremo 5 mg, dopo altri 5730 anni 2,5 mg e così via. Perciò, se in un campione trovo solo  $^{14}\text{C}$  significa che il campione è recente e non è ancora avvenuto il decadimento. Se invece trovo il 50% di  $^{14}\text{C}$  e il 50% dell'elemento da lui derivato vuol dire che sono trascorsi 5730 anni, ecc.

Quindi confrontando la quantità di isotopo radioattivo presente in un campione, rispetto al prodotto del suo decadimento e conoscendo il tempo di dimezzamento si può risalire all'età del campione stesso.

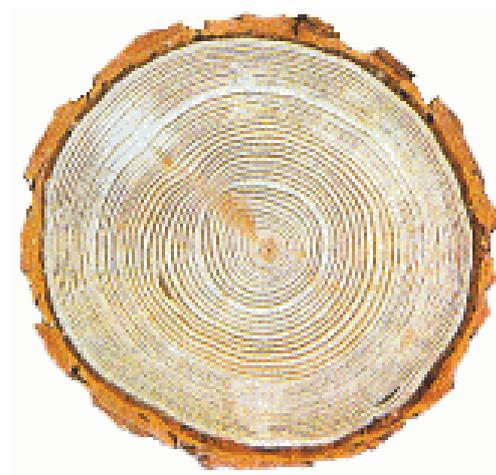
### 3.1.2.2 –LA DENDROCRONOLOGIA

La dendrocronologia è un particolare metodo di datazione assoluta che si basa sugli anelli di accrescimento degli alberi.

Ogni anno si forma un doppio anello: quello primaverile, chiaro che si trova all'interno e quello più scuro, esterno, formato in estate.

Delimitati gli strati, si può conoscere l'età della pianta e ricostruire i climi del passato osservando le dimensioni e il colore degli anelli: nelle annate secche o con inverni rigidi gli anelli sono sottili e scuri; nelle annate miti e piovose gli anelli sono larghi e chiari.

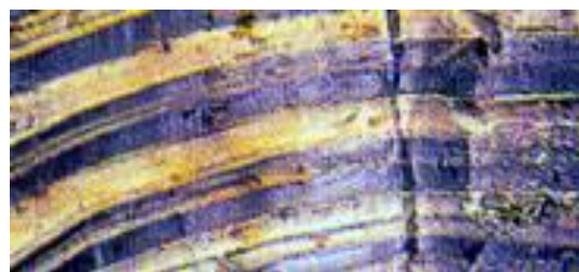
Confrontando gli anelli di più alberi (anche quelli delle vecchie costruzioni) della stessa zona, si può ottenere una datazione precisa fino a qualche migliaio di anni.



### 3.1.2.3 –LE VARVE GLACIALI

I sedimenti trasportati dai ghiacciai nei laghi formano sottili strati chiamati varve, che si presentano doppi: uno strato grossolano e chiaro deposto nel periodo estivo e uno più fine e scuro di deposizione invernale.

Confrontando più sequenze si possono effettuare datazioni fino a 20.000 anni. Inoltre ciascuno di essi fornisce indicazioni sulla piovosità e anche sull'ambiente, basandosi sui pollini delle piante.



**La scala dei tempi geologici si trova in fondo al testo nell'appendice**

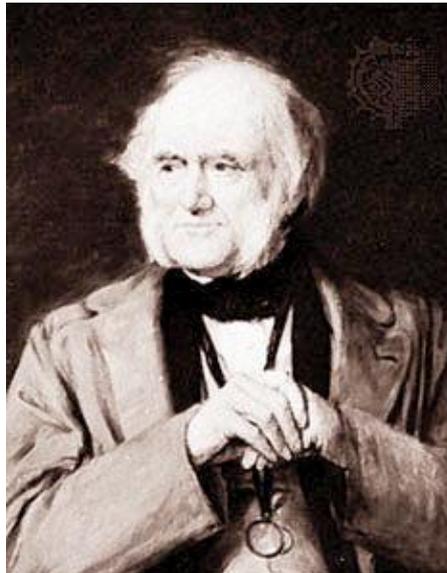
## 3.2 I PRINCIPI STRATIGRAFICI ( I fondamenti della Stratigrafia)

### 3.2.1 – PRINCIPIO DELL'ATTUALISMO O UNIFORMISMO

Fu enunciato da naturalisti scozzesi alla fine del XVIII secolo; viene infatti fatto risalire ai lavori del geologo **James Hutton** (1726-1797). E' il principio secondo il quale i processi naturali che hanno operato nei tempi passati sono gli stessi che possono essere osservati nel tempo presente. Il suo significato metodologico è compendiato frequentemente dall'asserzione: "**Il presente è la chiave per capire il passato**"; oppure, con una formulazione ancora più semplice, che ieri, come oggi, le stesse cause comportavano gli stessi effetti.

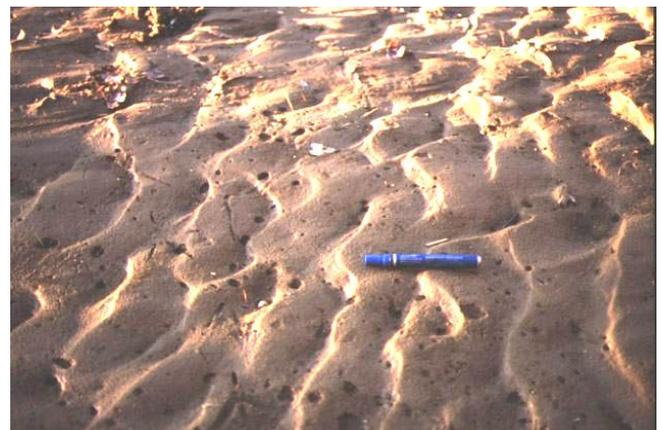
Si tratta di una teoria che rigetta l'idea che forze catastrofiche siano state responsabili dell'attuale condizione della terra. Piuttosto l'azione continua dei processi che conosciamo attualmente è responsabile delle condizioni passate, presenti e future del pianeta.

Le idee di Hutton non acquisirono credito presso la comunità scientifica fino a che Sir **Charles Lyell** pubblicò "Principles of Geology" (1830-1833) dove presentò evidenze che confermavano le ipotesi di Hutton.

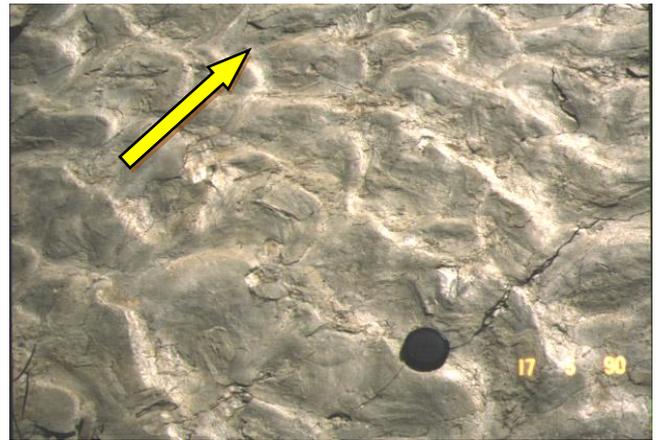


Sir Charles Lyell, 1797-1875

In un ambiente torrentizio attuale la corrente, che scorre da destra verso sinistra, ha realizzato una forma di fondo caratterizzata da una serie di ripples la cui asimmetria è congruente con direzione e verso della corrente (foto accanto).



Se, applicando il principio dell'attualismo, adoperiamo gli stessi criteri anche nel caso raffigurato nella foto accanto, che si riferisce ad una serie di ripples fossili, possiamo risalire alla direzione ed al verso della corrente che allora generò la forma di fondo.



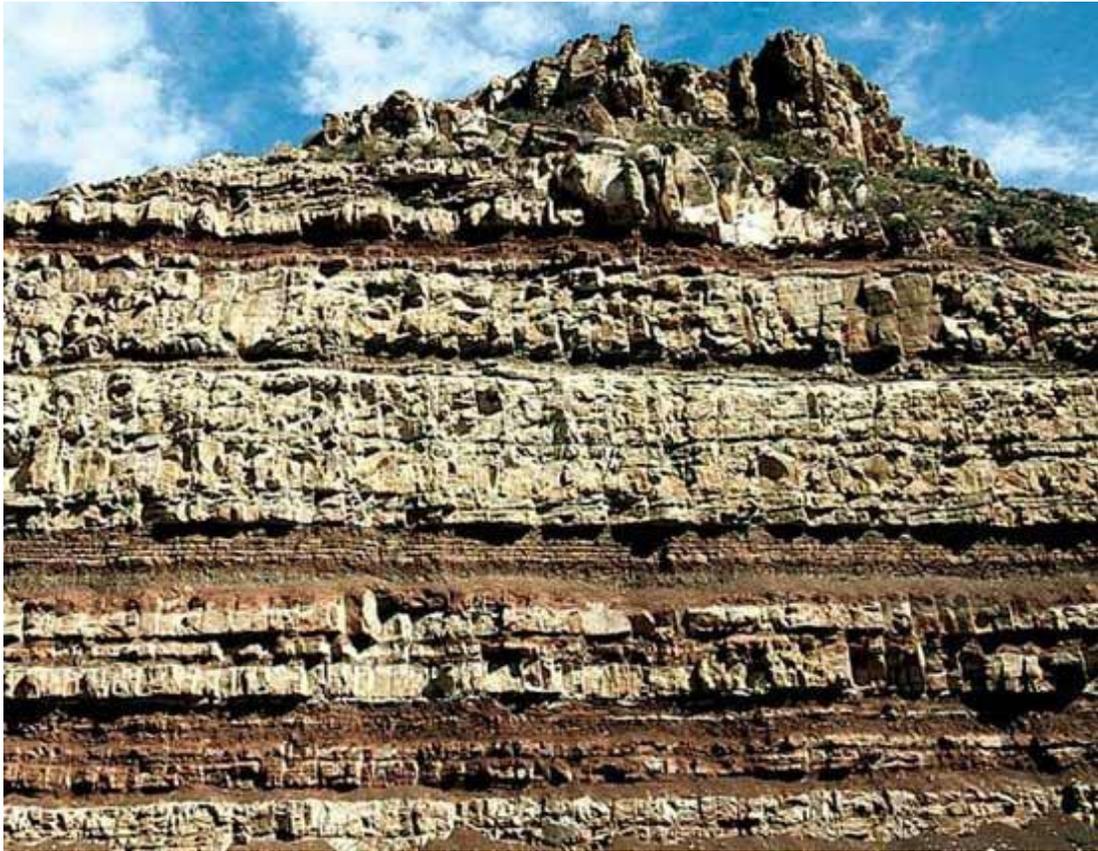
L'attualismo presume che le leggi fisiche operanti ai nostri giorni siano sempre state valide e abbiano sempre agito allo stesso modo. Essa si contrappone alla teoria del catastrofismo di G. Cuvier negando che nel corso delle ere geologiche i vari fenomeni possano aver avuto proporzioni maggiori che non nell'epoca attuale e mettendo in risalto il fatto che tale supposizione deriva dall'osservare nel presente i risultati dovuti alla combinazione e alla sovrapposizione di manifestazioni diverse esplicatesi per intervalli anche lunghissimi di tempo, risultati che possono far credere all'esistenza nei tempi passati di forze ben più intense di quanto non fossero in realtà.

**È invece il fattore tempo che rende comprensibile come fenomeni o forze di modesta entità abbiano consentito il realizzarsi di importanti processi geologici come l'erezione di catene montuose, la formazione di grandi corpi magmatici, il deposito di serie sedimentarie dello spessore di migliaia di metri.** La validità accertata di tale principio dell'attualismo non può però essere estesa con sufficiente sicurezza al periodo relativo alla formazione della primitiva crosta solida terrestre né a quello antecedente in cui i fenomeni dovettero avere una portata e una natura sensibilmente diverse da quelle dei fenomeni oggi noti.

### **3.2.2 - PRINCIPIO DI SOVRAPPOSIZIONE STRATIGRAFICA**

(Niels Stensen, danese, in italiano **Niccolò Stenone**; 1638-1686. Naturalista, geologo, anatomista e vescovo cattolico).

In condizioni normali, osservando una successione sedimentaria gli strati più antichi si trovano inferiormente, e viceversa gli strati più recenti si trovano in posizione più elevata o superiore. In altre parole **ogni strato è più recente di quello che è a lui sottostante ed è più antico di quello che lo sovrasta.**



### 3.2.3 – PRINCIPIO DI ORIZZONTALITÀ' ORIGINARIA

Il Principio di orizzontalità originaria venne proposto da colui che è considerato il padre della geologia, il danese Niels Stensen (1638-1686), italianizzato con il nome di **Niccolò Stenone**.



Questo principio stabilisce che, tranne poche eccezioni, **i sedimenti si depongono in strati orizzontali** quindi, una volta diagenizzati, dovrebbero mantenere una giacitura orizzontale. Il principio è importante per l'analisi degli strati piegati e inclinati.



Fig. Una sezione stratigrafica di roccia ordoviciana esposta nel Tennessee centrale, USA. i sedimenti che compongono queste rocce si formarono su un fondale marino, depositandosi in strati orizzontali.

Tuttavia non tutti gli strati sedimentari si depongono in senso orizzontale. Per esempio, i sedimenti a grana grossa come la sabbia possono essersi depositi con angoli di inclinazione che arrivano fino a 30 gradi, bloccati dall'attrito interno tra i granuli che evitano loro di ammucchiarsi con un angolo inferiore senza sforzi o rimaneggiamenti aggiuntivi. Questo è noto come l'angolo di riposo, e un primo esempio è la superficie delle dune di sabbia.

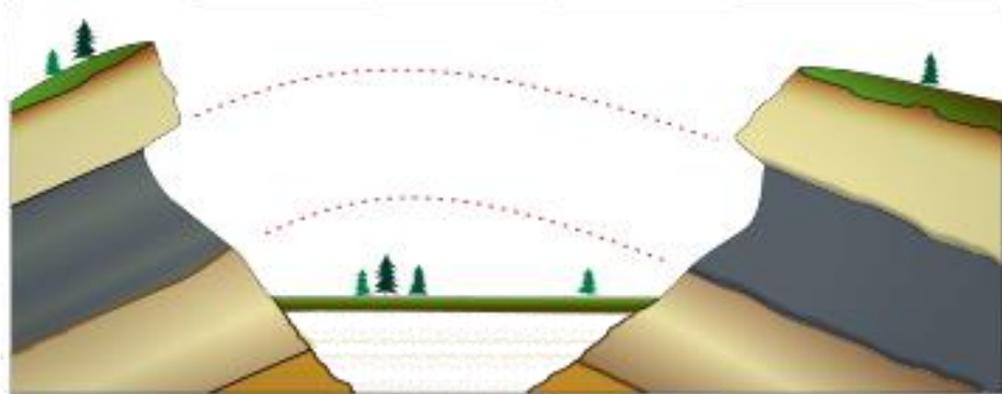


Questo principio quindi non sempre è valido, in quanto in ambienti deposizionali particolari, come margini di piattaforma, depositi esterni di scogliere, delta, i sedimenti possono accumularsi sopra una preesistente superficie inclinata, depositandosi di solito in modo uniforme ad essa: Questo assetto di strati originariamente inclinati viene chiamato **clinostratificazione**.

### **3.2.4 – PRINCIPIO DELLA CONTINUITA' LATERALE**

Il Principio della continuità laterale venne proposto dal danese Niels Stensen (1638-1686), italianizzato con il nome di **Niccolò Stenone**.

Il principio della continuità laterale stabilisce che **gli strati si estendano lateralmente in tutte le direzioni**; in altre parole, essi sono lateralmente continui. Di conseguenza, corpi rocciosi simili, e che oggi sono separati da una valle o altra caratteristica erosiva, possono essere considerati originariamente continui.



Rappresentazione schematica del principio della continuità laterale.

In realtà gli strati non si estendono indefinitamente, ma i loro limiti dipendono dalla quantità e dal tipo di sedimenti disponibili e dalla grandezza e forma del bacino di sedimentazione. Poiché la quantità di materiale diminuisce man mano che ci si allontana dall'area sorgente, lo strato di quel materiale diventerà di conseguenza sempre più sottile.

Spesso, il materiale a grana grossa non viene trasportato molto a lungo poiché il mezzo di trasporto non ha più energia sufficiente mentre continua invece la deposizione delle particelle più fini; si realizzerà così una transizione laterale del materiale sedimentato che va dalla grana più grossolana a quella più fine. Se il materiale sedimentario è disponibile a sufficienza, esso sarà depositato fino ai limiti fisici del bacino sedimentario. Spesso, il bacino sedimentario si trova dentro rocce che sono molto diverse dai sedimenti che lì vengono a depositarsi. In questi casi, i limiti laterali dello strato sedimentario verranno segnati da un brusco mutamento nel tipo di roccia.

### **3.2.5 – PRINCIPIO DI INTERSEZIONE**

(Charles Lyell 1797-1875)

**Un corpo roccioso che interseca altri corpi rocciosi è sicuramente più giovane della serie di corpi attraversati** (ad es. un filone).



**Gli elementi che tagliano gli strati collocano quest'ultimi in un'età precedente alla loro.**

### **3.2.6 – PRINCIPIO DI INCLUSIONE**

(Charles Lyell 1797-1875)

**Una roccia inclusa in un'altra è più vecchia della roccia includente** (si pensi ad esempio ai ciottoli di un conglomerato, ad un olistolite all'interno di depositi marini, etc).



### 3.2.7 PRINCIPIO DI IRREVERSIBILITÀ DELL'EVOLUZIONE DEGLI ORGANISMI. Charles Darwin, (1809-1882).

In biologia, l'**evoluzione** è il fenomeno di cambiamento, attraverso successive generazioni, del patrimonio genetico delle specie (il genotipo) e conseguentemente della sua manifestazione somatica (il fenotipo).

Tale processo si basa sulla trasmissione del patrimonio genico di un individuo alla sua progenie e sull'interferenza in essa frapposta dalle mutazioni casuali. Sebbene i cambiamenti tra una generazione e l'altra siano generalmente piccoli, il loro accumularsi nel tempo può portare un cambiamento sostanziale nella popolazione, attraverso i fenomeni di selezione naturale e deriva genetica, fino all'emergenza di nuove specie. Le affinità morfologiche e biochimiche tra diverse specie e le evidenze paleontologiche suggeriscono che tutti gli organismi derivino, attraverso un processo di divergenza, da progenitori ancestrali comuni.

La teoria dell'evoluzione delle specie è uno dei pilastri della biologia moderna. Nelle sue linee essenziali, è riconducibile all'opera di **Charles Darwin**, (1809-1882) che vide nella selezione naturale il motore fondamentale dell'evoluzione della vita sulla Terra.

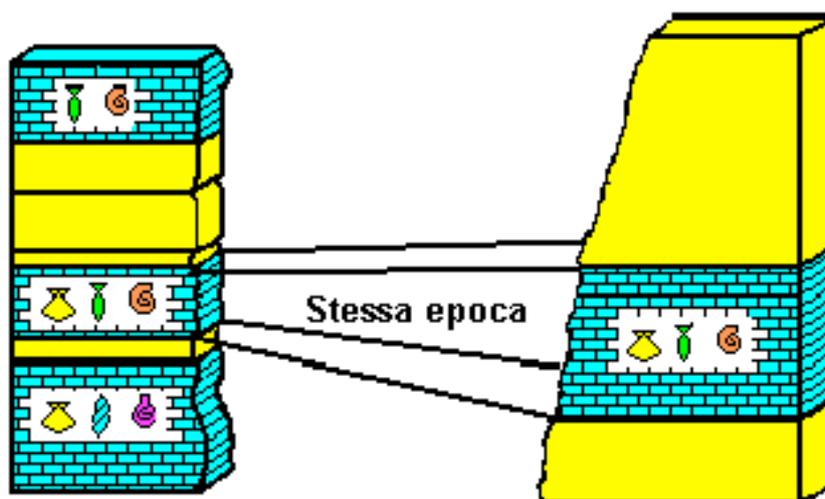
L'‘irreversibilità’ è il processo evolutivo senza ‘ritorno all'indietro’. Dollo (1893) stabilì una regola dell'evoluzione nota come ‘legge di Dollo’. L'evoluzione è irreversibile nel senso che il processo storico ha un passato irrevocabile ed è cumulativo; non si possono pertanto ripetere organismi ‘esattamente’ identici, poiché ‘lo stato iniziale’ è modificato senza sosta da nuovi caratteri.

### 3.2.8 – PRINCIPIO DELL'EQUIVALENZA CRONOLOGICA

**Due strati** sedimentari che, pur essendo situati **in località diverse**, contengono gli **stessi fossili guida**, si sono formati nel medesimo intervallo di tempo, sono cioè **cronologicamente equivalenti**.

I fossili guida sono costituiti da organismi che:

- hanno avuto una rapida evoluzione (cioè sono vissuti solo per un breve periodo di tempo),
- hanno avuto un'ampia distribuzione geografica (organismi planctonici marini).



### 3.3 LA DISOMOGENEITA' DELLA REGISTRAZIONE GEOLOGICA testimoniata dalle unità stratigrafico-deposizionali

Come un registratore registra un racconto illustrato da una persona così le rocce registrano (al loro interno e/o sulla loro superficie) i processi che hanno portato alla loro formazione, **gli ambienti** nei quali essi si sono verificati e, in alcuni casi, **gli organismi** che sono vissuti al momento della loro formazione.

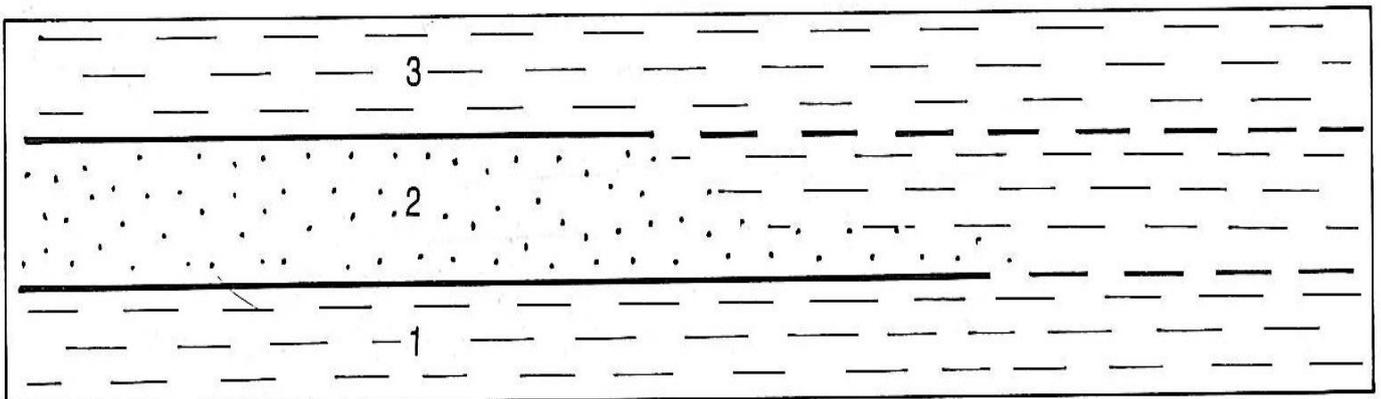
Per restare all'esempio del registratore di suoni, se il suono da registrare è costituito da una sola nota, tenuta per un lunghissimo tempo, il registratore ci restituirà una sola nota e per il medesimo arco temporale. Se invece oggetto della registrazione è un'armonia composta di diverse note il registratore riprodurrà l'armonia.

La complessità dell'armonia restituita dal registratore dipenderà esclusivamente dalla complessità del brano e non dall'apparecchio.

Per tornare alle rocce, che sono la testimonianza di ciò che è accaduto in passato, più vari saranno stati i processi e gli ambienti a seguito dei quali e nei quali si sono formate le rocce e più varie e differenti saranno le rocce che ne sono la risultante.

#### 3.3.1 - SUPERFICI DEPOSIZIONALI E SUPERFICI DI STRATIFICAZIONE

Ogni interfaccia acqua-sedimento costituisce una **superficie deposizionale** ma solo quell'interfaccia in corrispondenza della quale c'è stato un cambiamento litologico o di composizione o di tessitura è una **superficie di stratificazione** (vedi fig. sotto).



### 3.3.2 – ORIGINE DELLE SUPERFICI O GIUNTI DI STRATIFICAZIONE



Esempi:

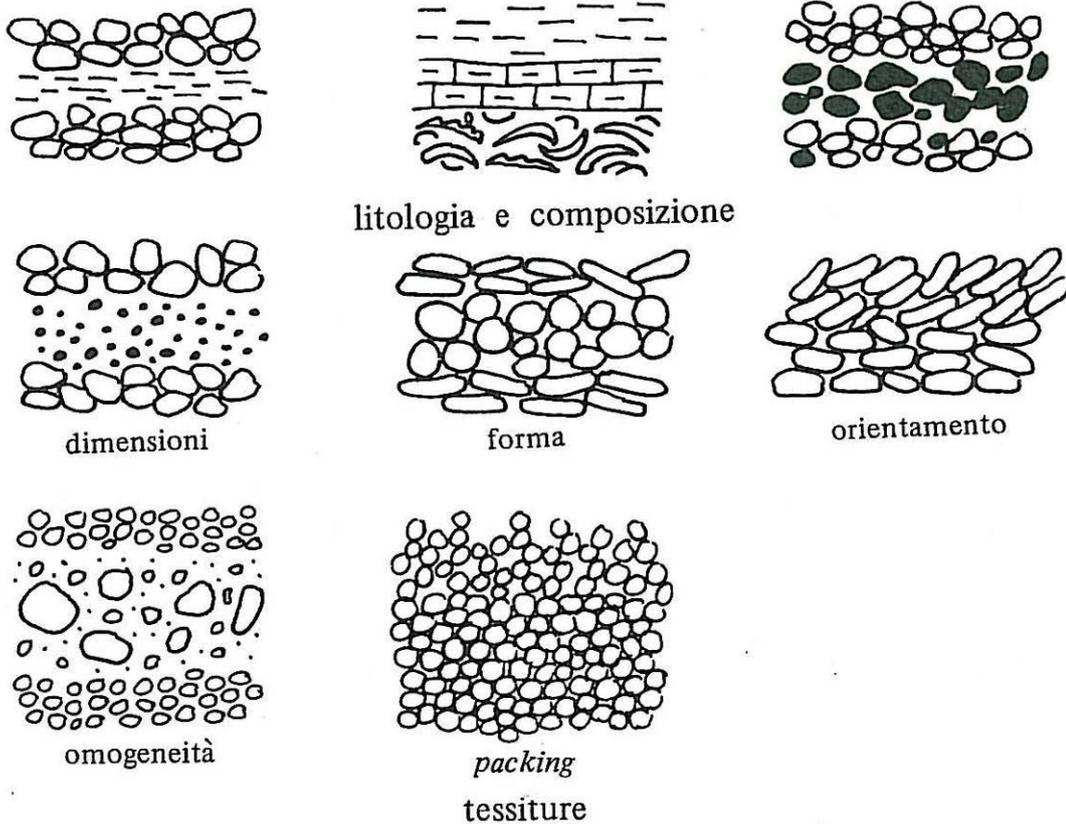


Fig. 44 – Origine delle superfici di stratificazione (da GRIFFITHS, 1967, modif.).

### 3.3.3 - STRATI E LAMINE

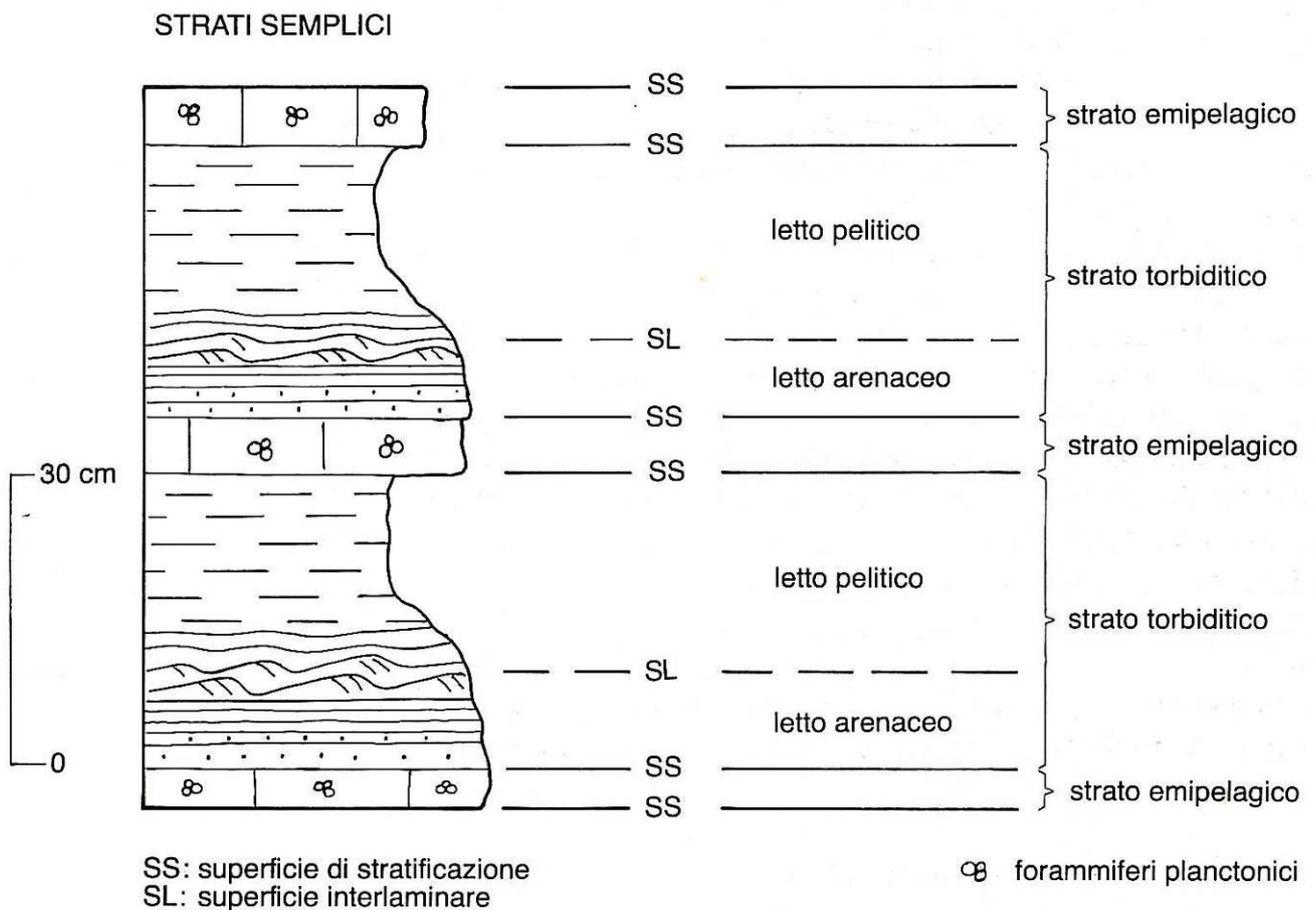
Le superfici di stratificazione si verificano pertanto in corrispondenza di cambiamenti improvvisi nelle condizioni di deposizione ed il corpo roccioso racchiuso tra due superfici di stratificazione successive costituisce uno **strato**.

Durante il processo di accumulo di uno strato possono avvenire modificazioni, di ordine gerarchico inferiore, che determinano la ripartizione dello strato in porzioni più piccole. Ciascuna di queste ripartizioni costituisce una lamina che quindi ha un rango gerarchico inferiore allo strato essendo compresa in esso.

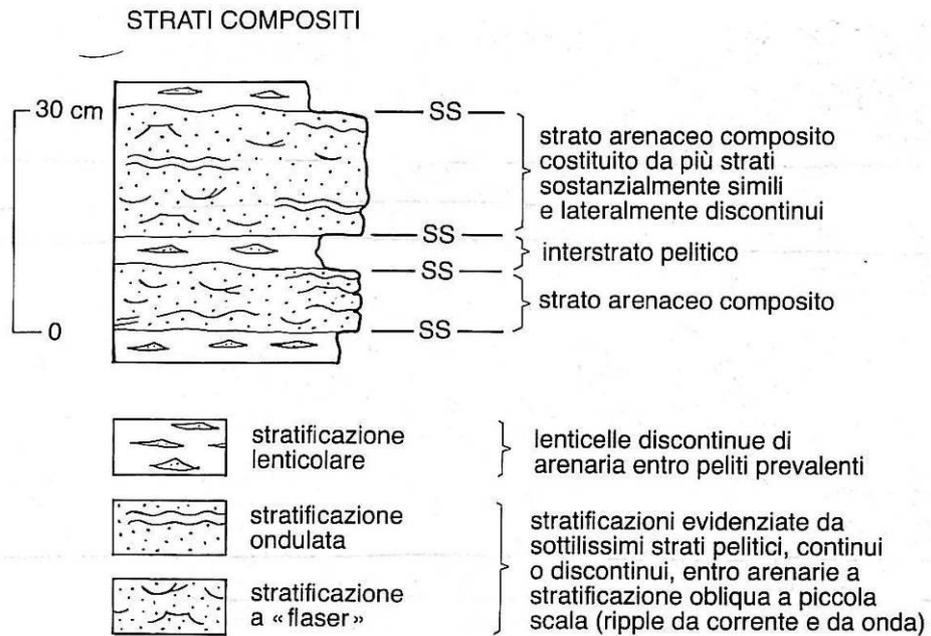
Le lamine si differenziano dallo strato per non essere ulteriormente scomponibili.

#### 3.3.3.1 – CARATTERI DEGLI STRATI

Nella pratica uno strato sarà tanto più facilmente riconoscibile quanto più semplice sarà stato il processo che lo ha prodotto. Possiamo allora avere **strati semplici** ovvero prodotti da un unico evento e come tali facilmente identificabili e **strati compositi** ovvero prodotti da numerosi eventi.

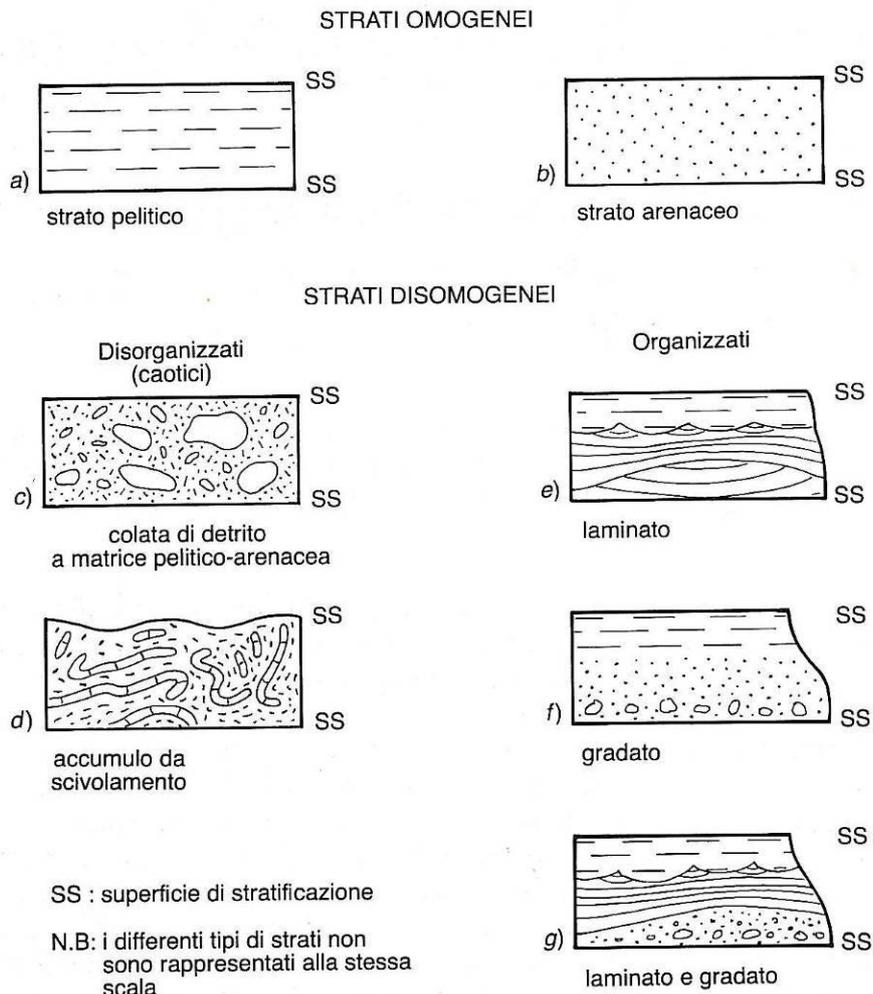


**Fig. 13.5** – Esempi di strati semplici rappresentati da torbiditi bacinali alternanti con depositi emipelagici. Si noti la differenza tra strato e letto. Si veda il testo per il significato di questo tipo di strati.

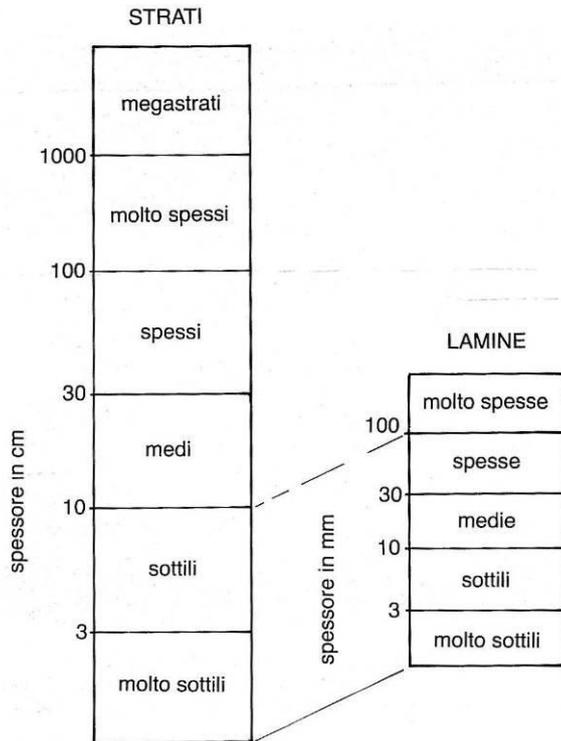


**Fig. 13.8** – Esempio di strati composti. Questi strati, che in realtà sono gruppi di strati (vedasi testo), si formano per la sovrapposizione di più strati semplici che solo raramente possono essere identificati come tali. Le separazioni argillose (strati depositi durante periodi di velocità zero nei cicli semidiurni tidali) forniscono la chiave per la comprensione genetica di questi depositi (vedasi testo per una discussione più approfondita).

### Strati omogenei e disomogenei

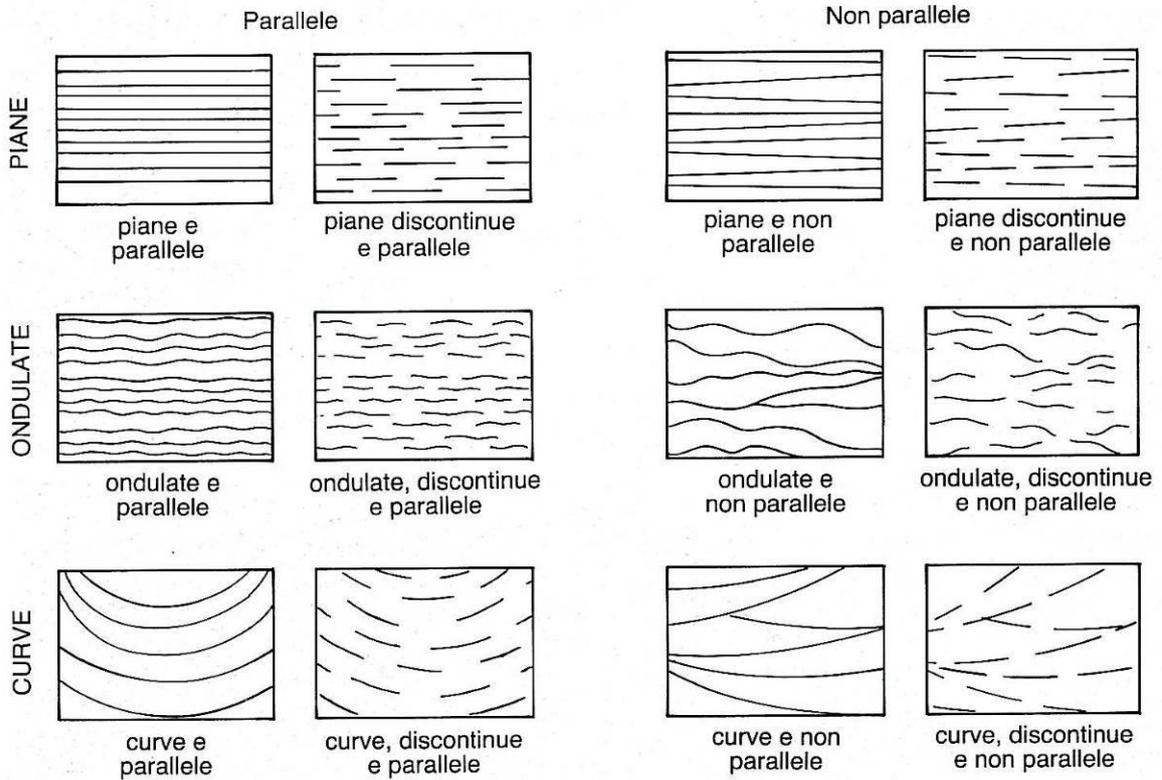


### 3.3.3.2 – SPESSORE DEGLI STRATI



**Fig. 13.17** – Schema di classificazione di strati e lamine sulla base del loro spessore. (Leggermente modificata da Campbell, 1967.)

### 3.3.3.3 – GEOMETRIA DEGLI STRATI



**Fig. 13.22** – Classificazione schematica delle principali geometrie delle superfici di stratificazione. La stessa terminologia viene spesso utilizzata per descrivere gli strati che sono definiti da tali superfici. (Da Campbell, 1967.)

### 3.3.3.4 – FIGURATI UTILIZZATI PER RAPPRESENTARE I PRINCIPALI CORPI ROCCIOSI

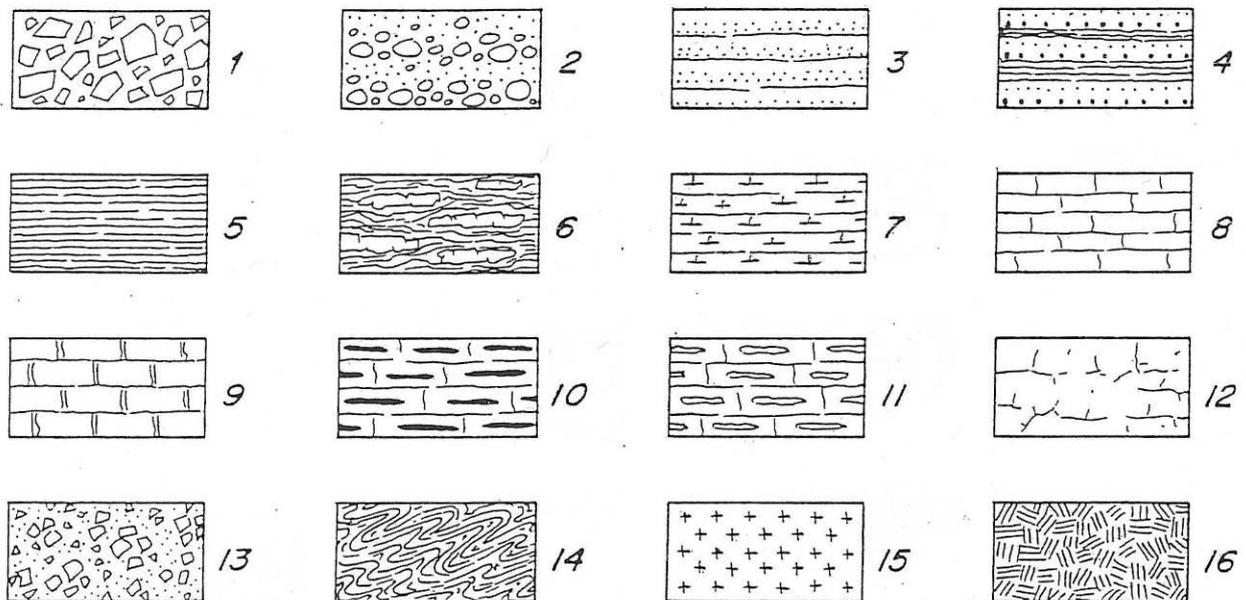


fig. 58 - Figurati dei vari terreni per sezioni geologiche.

1) Breccie; 2) Conglomerati; 3) Arenarie; 4) Flysch arenacei e polarità degli strati; 5) Argille; 6) "Argille scagliose" s.l.; 7) Marne; 8 e 9) Calcari stratificati; 10) Calcari a selci nere; 11) Calcari selciferi; 12) Calcari massicci; 13) "Calcari cavernosi"; 14) Scisti cristallini; 15) Graniti; 16) Pietre verdi (= ofioliti): serpentine, gabbri e diabasi.

### 3.3.4 – LA FACIES STRATIGRAFICO-DEPOSIZIONALE

Per **facies stratigrafico-deposizionale** si intende un corpo sedimentario (gruppo di strati simili) caratterizzato da attributi fisici che lo differenziano rispetto ai corpi circostanti.

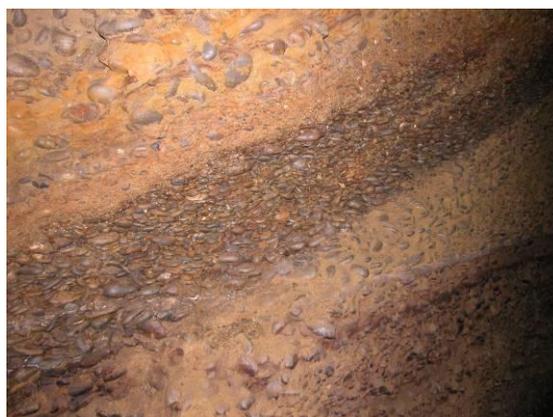
Gli attributi fisici includono:

- 1) natura litologica e tessitura
- 2) geometria e spessore degli strati
- 3) strutture sedimentarie all'interno degli strati
- 4) fossili e bioturbazioni
- 5) variazione verticale di determinati caratteri (spessore, granulometria)

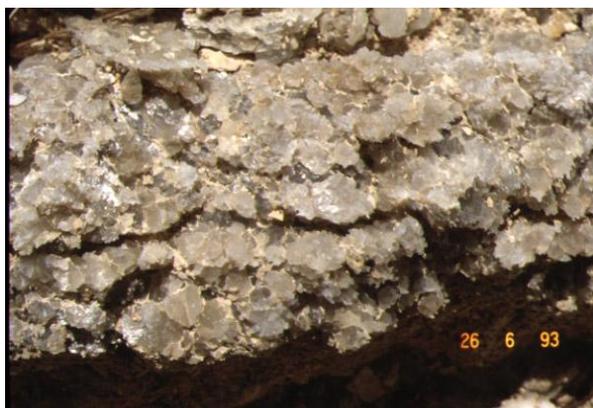
Quindi, in campagna, ciascuno di tali attributi permette di distinguere una facies.



Attributo 1) Breccia



Attributo 1) Conglomerati



Attributo1) Gessorudite



Attributo 1) Arenaria



Attributo 1) Argilla



Attributo1) Conglomerati ed arenarie  
(due facies)



Attributo 2) Strati spessi e strati sottili



Attributo 3) Arenaria con intervalli basali a,b e c



Attributo 3) Arenaria con laminazione ondulata



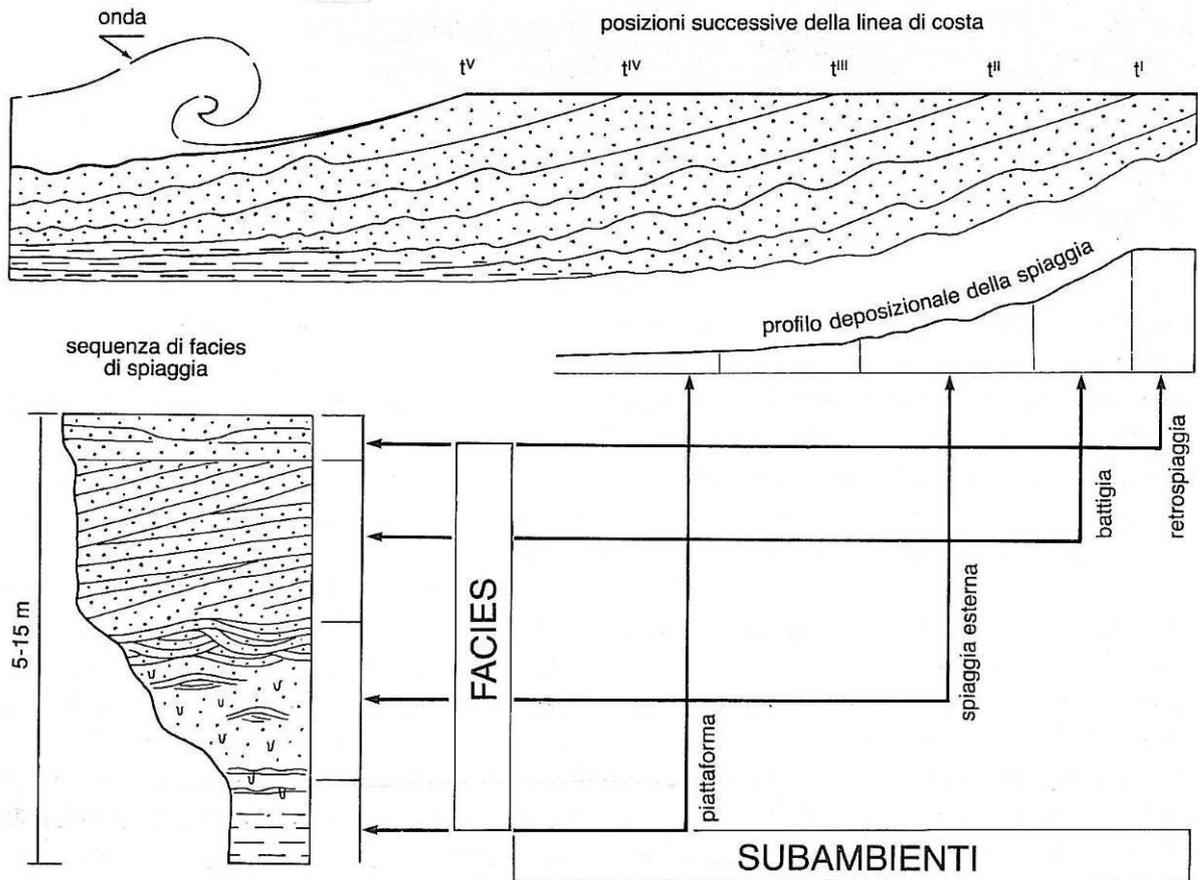
Attributo 3) Arenaria con clasti di fango



Attributo 3) Arenaria con laminazione piano-parallela

La facies è quasi mai un corpo sedimentario accidentale, a se stante ed isolato geneticamente dai sedimenti associati. La stessa facies è comunemente ripetuta a vari livelli entro una certa successione stratigrafica ed è soprattutto associata ad altre facies che si comportano nella stessa maniera. Un attento esame di campagna mostra che due o più facies si associano costantemente in successioni verticali ordinate o sequenze di facies, ove ciascuna facies passa gradualmente a quella soprastante. Questo fenomeno, osservato ed interpretato fin dalla fine del secolo scorso da Walther (1894), è alla base di gran parte della moderna analisi di facies. Il cosiddetto “**principio**” di Walther recita:

**si possono trovare sovrapposte in continuità di sedimentazione soltanto quelle facies che si vedono formarsi l’una accanto all’altra negli ambienti attuali.**



**Fig. 13.36** – Relazioni tra facies, ambienti di deposizione e principio di Walther. L’esempio è spiegato nel testo.

Il corpo sedimentario rappresentato in fig. 13.36 è un’associazione di quattro facies geneticamente legate e la successione verticale che lo caratterizza è una sequenza di facies.

Nell’analisi dei sedimenti fossili, la facies deve essere usata in senso descrittivo, secondo i criteri già visti, interpretata in termini di processi di trasporto–deposizione sulla base delle sue strutture deposizionali e, solo successivamente, interpretata in termini di ambienti e sottoambienti all’interno della associazione di facies di cui fa parte. Quest’ultimo passo è fatto per confronto con quanto si conosce degli ambienti attuali e sulle indicazioni eventualmente fornite dalle strutture organiche (fossili e tracce fossili) presenti nei sedimenti considerati.

## 3.4 LE MODALITA' DI DISTRIBUZIONE DEI CORPI ROCCIOSI NEL TEMPO

### 3.4.1 - PRINCIPIO DI SOVRAPPOSIZIONE STRATIGRAFICA

Alcuni autori attribuiscono la paternità del principio al danese (Niels Stensen) Nicola Stenone (1638-1686). Tale principio è stato comunque enunciato nella formulazione moderna dallo scozzese James Hutton (1726-1797) nella seconda metà del diciottesimo secolo.

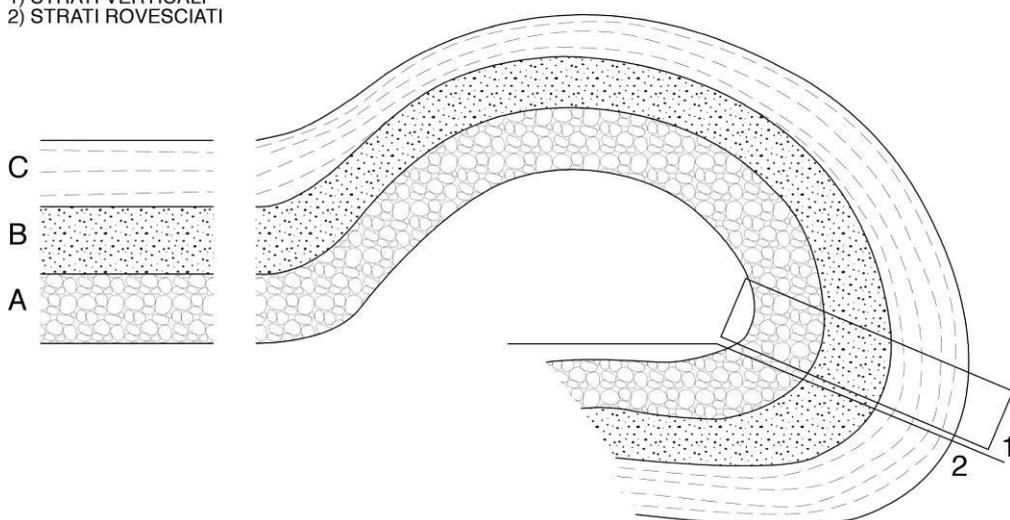
Il principio recita: **In una successione stratigrafica ogni strato è più recente di quello immediatamente sottostante e più antico di quello che lo ricopre**

#### 3.4.1.1 – CASI IN CUI IL PRINCIPIO NON E' APPLICABILE

Tale principio è sempre applicabile tranne che in presenza di:

- 1) Strati verticali
- 2) Fianchi rovesciati
- 3) Contatti di sovrascorrimento
- 4) Stock intrusivi, filoni magmatici
- 5) Riempimenti di grotte
- 6) Frane sottomarine
- 7) Terrazzi fluviali

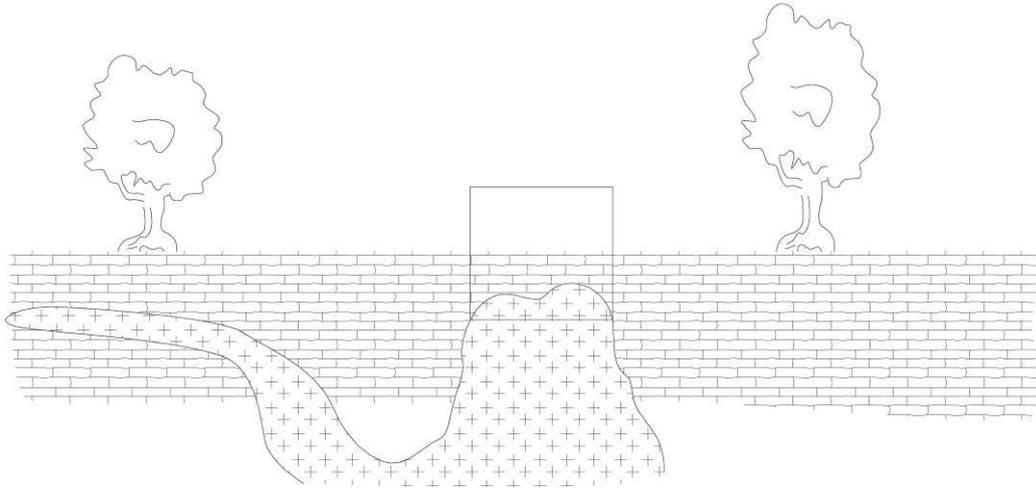
- 1) STRATI VERTICALI
- 2) STRATI ROVESCIA TI



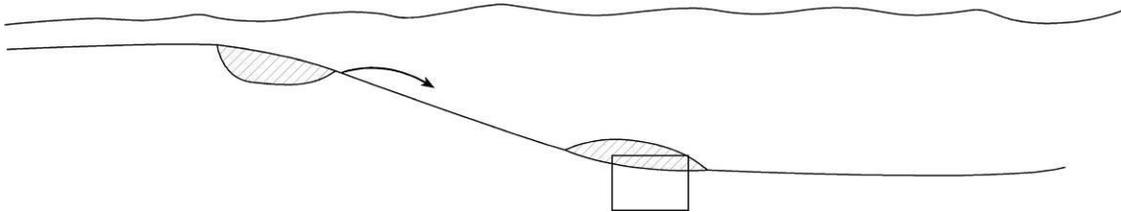
- 3) CONTATTI TETTONICI



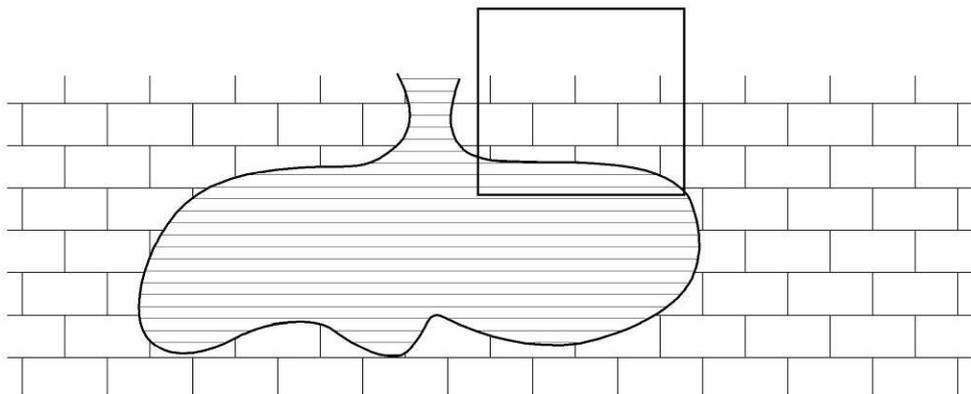
4) STOCK INTRUSIVI  
E FILONI MAGMATICI



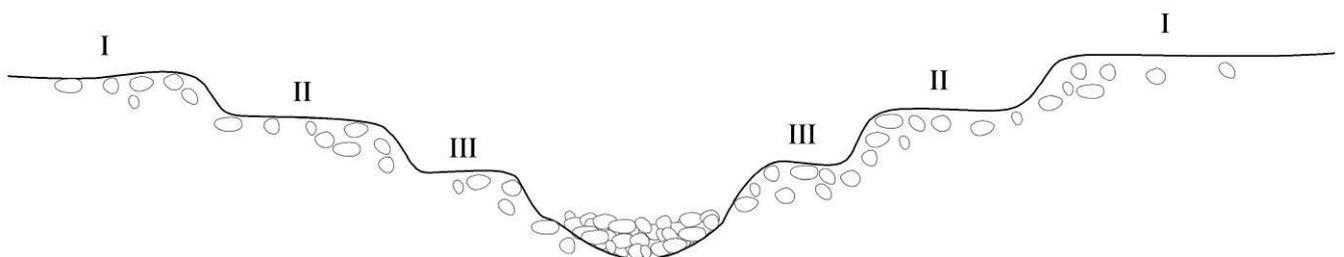
5) FRANE SOTTOMARINE



6) RIEMPIMENTI DI GROTTA



7) TERRAZZI FLUVIALI



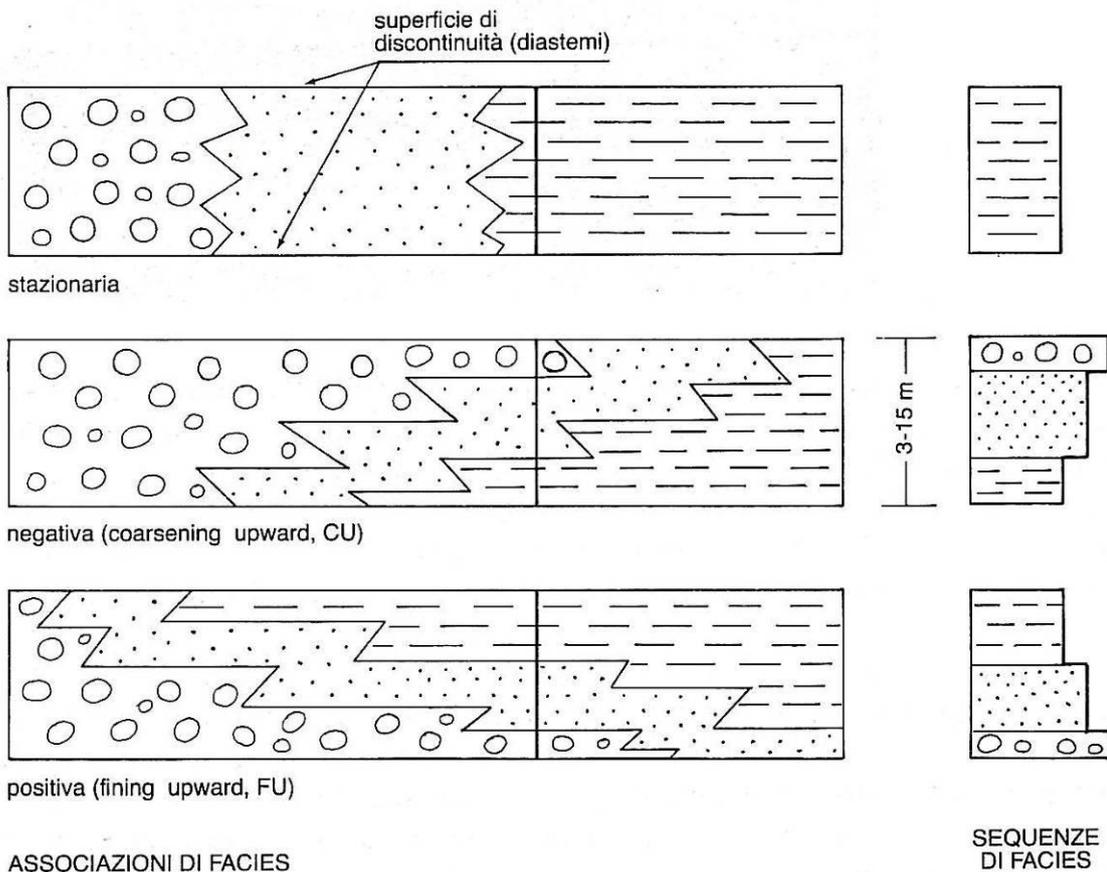
### 3.4.2 – SEQUENZE STAZIONARIE, NEGATIVE E POSITIVE

Se in più ambienti o sottoambienti contigui i depositi che si accumulano sono differenti e la sedimentazione mantiene le stesse caratteristiche nel tempo, le sequenze di facies che si realizzano si dicono **stazionarie** (rispetto al tempo). In questo caso, su ogni verticale, il prodotto sedimentario dell'ambiente considerato sarà espresso dalla solita facies.

Se invece nel tempo cambiano le condizioni di sedimentazione nei vari ambienti e sottoambienti non abbiamo stazionarietà ma variabilità. Potremo avere allora:

-sequenze **negative (coarsening upward, CU)** se i sedimenti più grossolani si sovrappongono progressivamente a quelli più fini,

-sequenze **positive (fining upward, FU)** se i sedimenti più fini si sovrappongono progressivamente a quelli più grossolani (Fig. 13.38).



**Fig. 13.38** – Associazioni e sequenze di facies stazionarie, negative e positive. Si noti che sia le associazioni che le sequenze sono delimitate verticalmente da superfici di discontinuità o diastemi. Il significato di associazioni e sequenze è discusso nel testo.

### 3.4.3 – LE FACIES ED IL TEMPO

Nella tabella sottostante vengono riportati i termini appropriati da usarsi quando si considerano le facies e la loro relazione con il tempo.

		F A C I E S	
		U G U A L E	D I V E R S A
E T A'	U C O E V E	isopico agg. [da iso -, e dal gr. <i>opsis</i> , aspetto] - Si dice di formazioni sedimentarie coeve che presentano facies identiche o molto simili. Es. zone isopiche, serie isopiche. Contr. eteropico.	eteropico agg. [dal gr. <i>heteros</i> , altro, e <i>opsis</i> , aspetto] - Si dice di formazioni od unità sedimentarie cronologicamente coeve, ma caratterizzate da facies anche molto diverse. Il passaggio laterale tra due unità può essere graduale o brusco, attraverso una fascia più o meno ampia di transizione con sedimenti di facies mista. Contr. isopico. s. f. eteropia.  eteropia s. f. [dal gr. <i>heteros</i> , altro, e <i>opsis</i> , aspetto] - Variazione laterale di facies tra due formazioni rocciose coeve. Contr. isopia.
	A S I N C R O N E	eterocrono agg. [dal gr. <i>heteros</i> , altro, e <i>khronos</i> , tempo] - Si dice di due formazioni che hanno la stessa facies ma età differenti. V. diacronismo. s. m. eterocronismo.  diacronismo s. m. [dal gr. <i>dia</i> , attraverso, e <i>kronos</i> , tempo] - Caratteristica di uno strato od orizzonte a facies costante, che cambia età geologica passando da un luogo ad un altro. Può essere il caso, ad es. di un conglomerato di base di una sequenza trasgressiva (Ingressiva), in quanto l'ingressione marina avanza su di un'area emersa secondo tempi diversi. Mettere in evidenza il diacronismo di una determinata facies può permettere di precisarne l'evoluzione sedimentologica in una determinata regione. V. anche eterocrono e obliquità delle facies. agg. diacrono.	

sincrono, agg., che accade nello stesso tempo; contemporaneo, simultaneo: moti, oscillazioni sincrone / est.: avvenimenti, fatti storici sincroni. S. concomitante. [E] gr. *synchronos*, comp. di *syn-*, da *syn* «con» + *chrónos* «tempo».

### 3.4.4 – TRASGRESSIONI REGRESSIONI E CICLO SEDIMENTARIO

Per **trasgressione** o **ingressione marina** si intende l'avanzata del mare su un'area emersa o per abbassamento dell'area considerata, o per innalzamento del livello marino.

La superficie di trasgressione è spesso irregolare. Generalmente corrisponde ad una superficie di degradazione ed erosione subaerea e, in tali casi, può essere accompagnata ad alterazioni della roccia sottostante, paleosuoli, crostoni calcarei di precipitazione chimica, ecc. Spesso questi materiali e parte di quelli sottostanti sono successivamente asportati dal mare avanzante per cui la discordanza corrisponde ad una superficie di erosione marina.

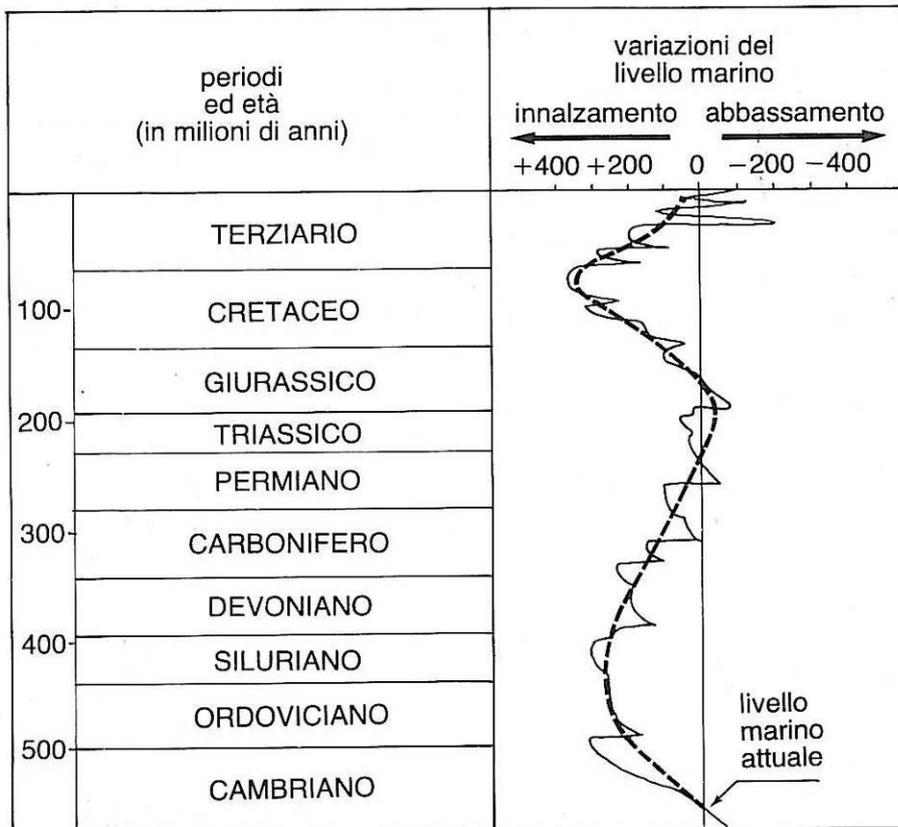
I depositi trasgressivi, se di natura clastica, possono iniziare con materiali grossolani, come breccie, conglomerati (conglomerati di base), sabbie e arenarie con abbondanti elementi ereditati dal substrato e fossili di ambiente litorale.

I litotipi ed i fossili della successione, e quindi delle unità che sovrastano la discordanza, dimostrano dal basso verso l'alto un progressivo approfondimento del mare (**sequenza positiva, F.U.**).

Talora, se l'avanzata del mare è stata rapida, o il rilievo preesistente accidentato, i depositi trasgressivi possono essere fin dall'inizio di mare abbastanza profondo.

È importante sottolineare che una superficie di trasgressione non è una superficie sincrona, ma sempre più recente nel senso dell'avanzata del mare. Nello stesso senso aumenta l'ampiezza della lacuna stratigrafica (vedi 3.4.6).

Durante il Cretacico, l'espansione del fondo oceanico creò un bacino nell'Atlantico relativamente poco profondo a spese del più profondo bacino del Pacifico. Questo ridusse la capacità del bacino oceanico complessivo su scala globale causando un innalzamento globale del livello del mare (Fig 14. 23).

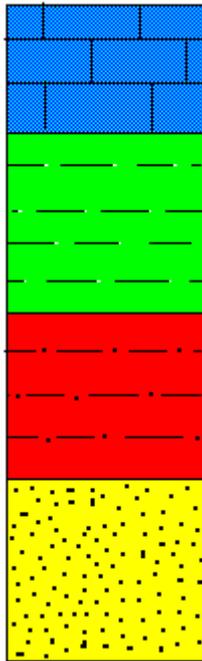


**Fig. 14.23** – Le variazioni globali del livello marino durante il Fanerozoico. La linea tratteggiata (da Pitman, 1978) mostra i grandi cicli di I ordine, quella continua e irregolare i cicli di II ordine; si noti che questi sono chiaramente asimmetrici, con graduale e lento aumento del livello marino a cui segue una brusca caduta dallo stesso. (Da Vail *et al.*, 1977.)

Per regressione si intende il ritiro del mare, che porta all'emersione di un'area.  
Analogamente alla trasgressione molte sono le cause che possono portare a tale effetto: abbassamento del livello marino, innalzamento dell'area, apporti terrigeni.

Le successioni regressive sono caratterizzate da una progressiva diminuzione di profondità del mare verso l'alto fino ad aversi sedimenti litorali ed addirittura continentali al tetto della successione (**sequenza negativa, C.U.**).

**Successione trasgressiva**  
(Sequenza positiva F.U.)



Facies di acque sempre più profonde si sovrappongono a facies di acque meno profonde  
**approfondimento verso l'alto**

**Successione regressiva**  
(Sequenza negativa C.U.)



Facies di acque sempre più basse si sovrappongono a facies di acque più profonde  
**assottigliamento verso l'alto**

Un **ciclo sedimentario** si compone di una ingressione marina a cui è seguito un ritiro del mare.

Dal punto di vista sedimentario un ciclo sedimentario marino è la somma di una successione trasgressiva e di quella regressiva che le si sovrappone in continuità. La prima è anche detta sequenza positiva, la seconda sequenza negativa. La sequenza negativa è sempre più ridotta di quella positiva.

Il concetto di ciclo implica una simmetria litologica, sedimentologica e paleontologica.

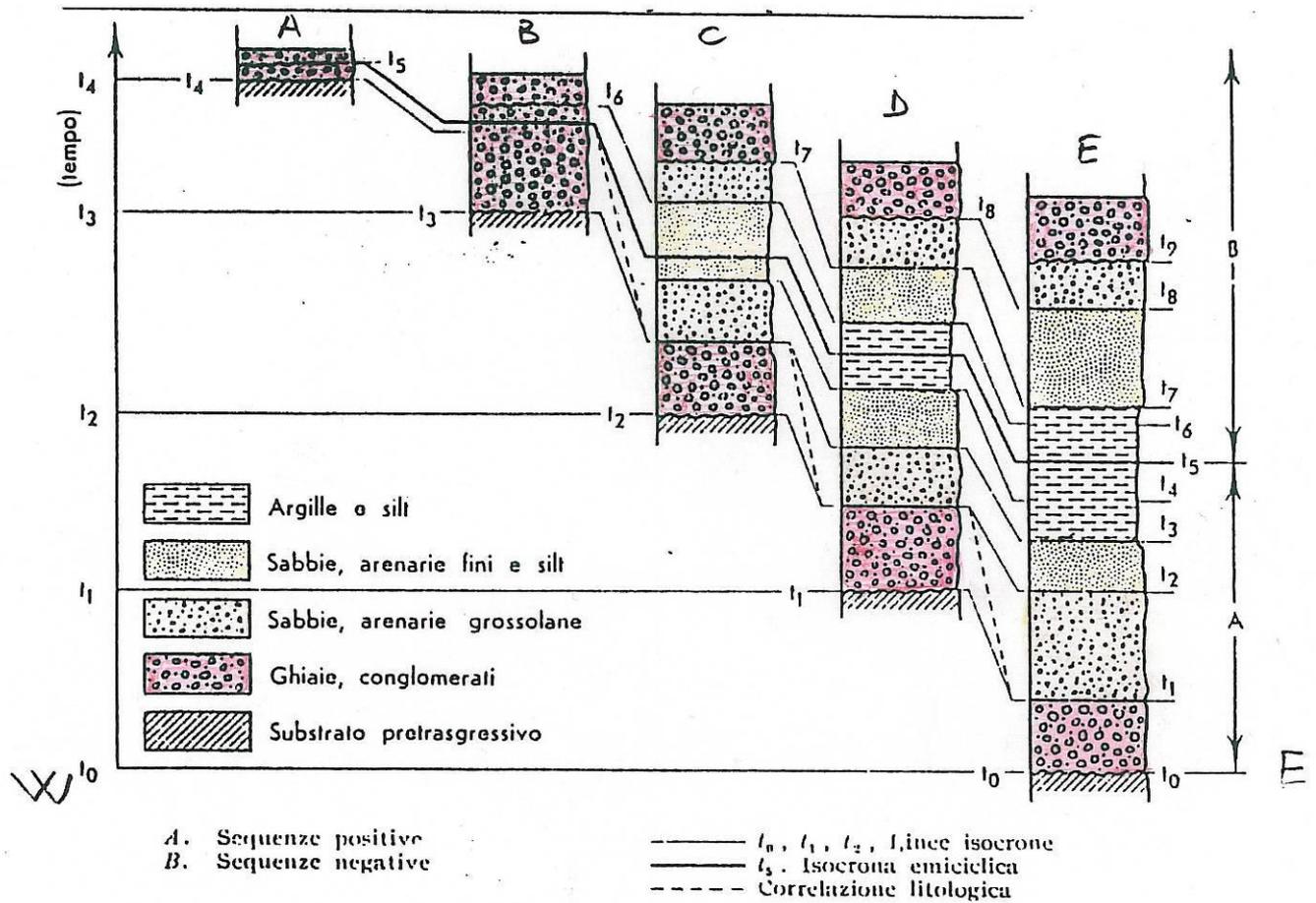


FIG. 16 Schema di ciclo sedimentario rappresentato mediante successioni stratigrafiche in cui sono indicati i differenti depositi, i loro reciproci rapporti geometrici e la loro posizione nella sezione in funzione del tempo.

Gli effetti delle maggiori trasgressioni e regressioni marine in Italia negli ultimi 5 milioni di anni.



Distribuzione delle terre emerse e dei mari durante la trasgressione del Pliocene, l'attuale pianura Padana era un grande golfo e l'Appennino una sottile penisola



Terre emerse e mari durante la regressione del Pleistocene.

### 3.4.5 - SUCCESSIONI CICLICHE E RITMICHE

Se durante la storia sedimentaria di un determinato bacino le condizioni di sedimentazione si mantenessero costanti nel tempo avremmo la deposizione dello stesso tipo di sedimento.

Quando ciò non accade e quindi quando nel corso del tempo cambiano gli apporti o i meccanismi deposizionali, o altro ancora, succede che il record geologico non è più rappresentato da un unico tipo litologico ma da tanti tipi; tanti quante sono state le variazioni accadute nel tempo. Abbiamo quindi una successione composta da vari litotipi.

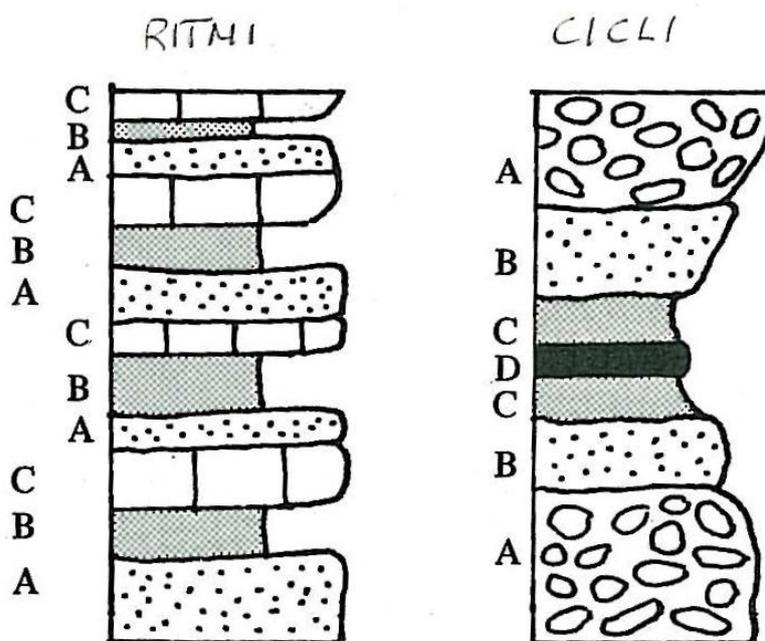
Il susseguirsi di tali litotipi dipende dal susseguirsi nel tempo delle condizioni che, volta volta, hanno determinato il tipo di sedimentazione.

Se tali condizioni si verificarono nel tempo con cadenza ritmica avremo una sequenza ritmica, se con cadenza ciclica avremo una sequenza ciclica, se senza cadenza, il susseguirsi dei vari litotipi sarà casuale.

In figura a sinistra un esempio di successione ritmica e a destra un esempio di successione ciclica.

La ritmicità e la ciclicità di una successione rocciosa sono più evidenti se il numero di tipi litologici è superiore a due.

Sia una successione ritmica, sia una ciclica possono essere collegate ad eventi deposizionali ciclici.



### 3.4.6 – CONTINUITÀ', DISCONTINUITÀ' E LACUNE

Una successione sedimentaria è considerata continua se presenta le seguenti caratteristiche: a) non mostra discordanze angolari fra i vari pacchi di strati; b) non contiene ovvie superfici di erosione; c) non contiene strati induriti e mineralizzati (*hard grounds: superficie di incrostazione e alterazione sottomarina, costituita da composti di ferro, manganese e fosforo, in genere associata a lacune stratigrafiche*). Gli h. si originano in zone a bassissimo tasso di sedimentazione, dove sono inoltre presenti correnti sottomarine che erodono il fondo. o prove di sedimentazione condensata; d) contiene tutte le unità biostratigrafiche (biozone) conosciute per quell'intervallo di tempo, ammesso che le condizioni ambientali siano state favorevoli.

Una successione di rocce è invece discontinua quando non si realizzano le condizioni sopra descritte.

Nel quaderno Serie III volume 9 dell'APAT, che raccoglie la nuova Guida Italiana alla Classificazione e alla Terminologia Stratigrafica, del 2003 una **discontinuità è una superficie tra due corpi rocciosi che rappresenta un'interruzione (lacuna) significativa nella successione stratigrafica.**

BOSELLINI *et alii* (1989) definiscono l'intervallo di tempo geologico mancante in corrispondenza di una superficie di discontinuità come "lacuna stratigrafica".

**Una lacuna stratigrafica può essere il risultato di:**

- non deposizione: in questo caso si adopera il termine "**hiatus deposizionale**",
- erosione di volume di roccia: si parla di "**vacuità erosiva**,
- una combinazione dei due processi.

### **3.4.7 – PASSAGGI STRATIGRAFICI VERTICALI**

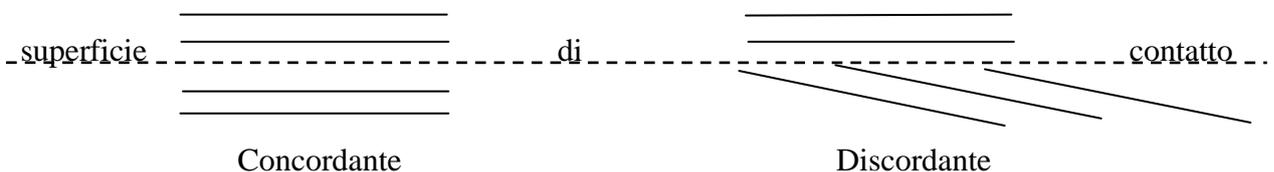
Ogni unità stratigrafica ha una superficie limite inferiore ed una superiore. Nel caso di unità litostratigrafiche tali limiti (contatti) corrispondono a variazioni litologiche. I rapporti verticali attengono all'evoluzione degli ambienti nel tempo.

Tra due corpi rocciosi il passaggio può essere:

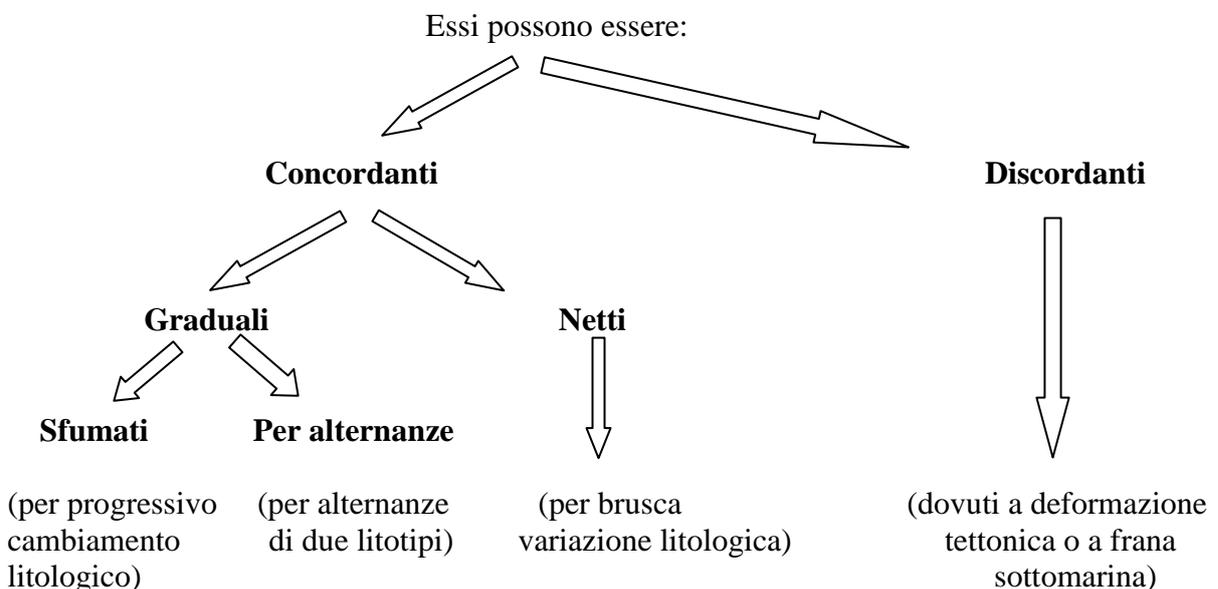
- **continuo (senza lacuna)**
- **discontinuo (con lacuna)**

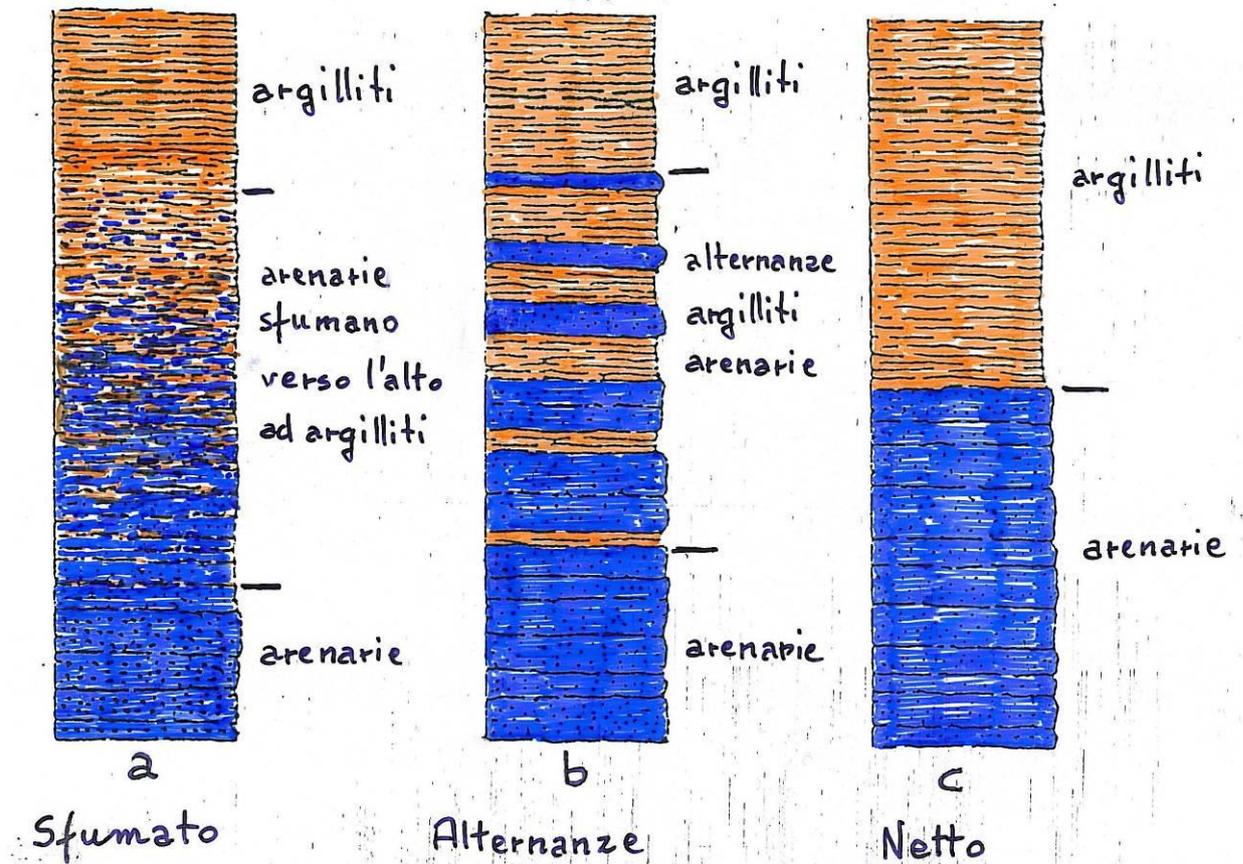
**Concordante** si dice un contatto che avviene tra due corpi rocciosi (diversi) i cui strati siano tra loro paralleli. Quando non avviene un contatto si dice discordante.

Concordanza e discordanza attengono quindi ad un semplice **rapporto angolare**.



#### 3.4.7.1 – PASSAGGI CONTINUI (senza lacuna)





### 3.4.7.2 – PASSAGGI DISCONTINUI (con lacuna)

Essi possono essere:

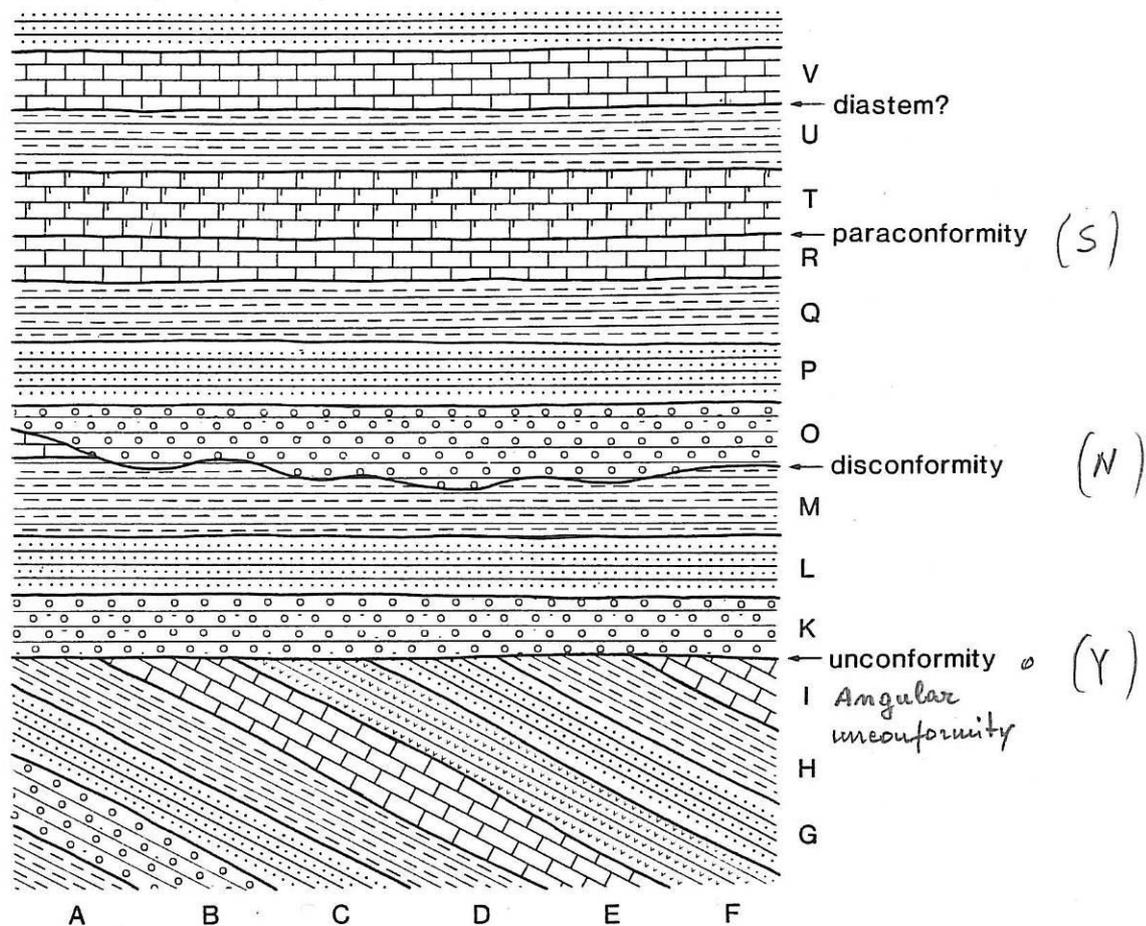
**Concordanti**

La lacuna stratigrafica che può essere determinata da arresto della sedimentazione, talora di breve durata (**diastema**) o da asportazione di parte dell'unità sottostante per erosione o per frana sottomarina (**paraconformity**). Comunque sia c'è perfetta concordanza angolare al passaggio tra le due unità.

**Discordanti**

La lacuna stratigrafica è dovuta ad emersione con conseguente erosione subaerea e successiva sommersione marina accompagnata dalla ripresa della sedimentazione marina (**disconformity**). Nel caso della **unconformity** c'è anche deformazione.

Vedi figura sotto



British terminology	Non-deposition	Uplift and erosion	Deformation
Diastem	Yes	No	No
Paraconformity	Yes	No	No
Disconformity	Yes	Yes	No
Unconformity	Yes	Yes	Yes

**Diastema (diastem).** Una breve interruzione nella sedimentazione con poca o senza erosione prima della ripresa della sedimentazione. Questi brevi arresti nella sedimentazione hanno generalmente un'estensione laterale limitata e non rappresentano elementi appropriati sui quali basare unità a limiti inconformi.

**Paraconformità (paraconformity).** Discontinuità tra successioni geometricamente concordanti. Per il riconoscimento di tali superfici di discontinuità è necessario utilizzare criteri biostratigrafici (che evidenziano lacune temporali) e sedimentologici (ad esempio sovrapposizione di facies non compatibili con il principio di Walther).

**Disconformità (disconformity).** Una discontinuità in corrispondenza della quale i piani di stratificazione delle unità sottostanti e sovrastanti sono essenzialmente paralleli. Generalmente questo parallelismo apparente è limitato ad aree ristrette, mentre a scala regionale è generalmente presente un certo grado di discordanza (troncatura erosiva dell'unità sottostante o onlap in quella sovrastante).

**Discordanza angolare (unconformity).** Una discontinuità in corrispondenza della quale i piani di stratificazione delle unità sottostanti e sovrastanti formano un angolo gli uni rispetto agli altri, indicando deformazione tettonica prima dell'erosione oppure un onlap molto marcato.



Discordanza angolare

## 3.5 LE MODALITA' DI DISTRIBUZIONE DEI CORPI ROCCIOSI NELLO SPAZIO

### 3.5.1 - PASSAGGI STRATIGRAFICI LATERALI

Di una unità litostratigrafica oltre i rapporti verticali interessano quelli orizzontali ovvero quelli relativi alla distribuzione degli ambienti nello spazio. Occorre precisare a questo proposito che soprattutto i corpi geologici sedimentari possiedono dimensioni orizzontali (estensione) enormemente più sviluppate di quelle verticali (spessore).

Le principali modalità con cui possono avvenire i passaggi orizzontali sono:

- a) chiusura per **convergenza**: i limiti inferiore e superiore dell'unità si avvicinano fino a venire a contatto (terminazione a becco di flauto) (fig 11 a)
- b) **interdigitazione**: mediante numerose lingue che si incastrano reciprocamente fra le due unità a contatto (fig.11 b, c)
- c) **passaggio graduale**: per modificazione progressiva delle caratteristiche litologiche in modo da sfumare in quelle dell'altra unità ( fig. 11 d)
- d) **discontinuo e discordante**: dopo una fase erosiva sottomarina o subaerea. Ad esempio riempimenti di canale, riempimenti di cavità e solchi notevoli di origine subaerea, trasgressione marina contro una falesia (fig. 11 e, f).

### PASSAGGI LATERALI

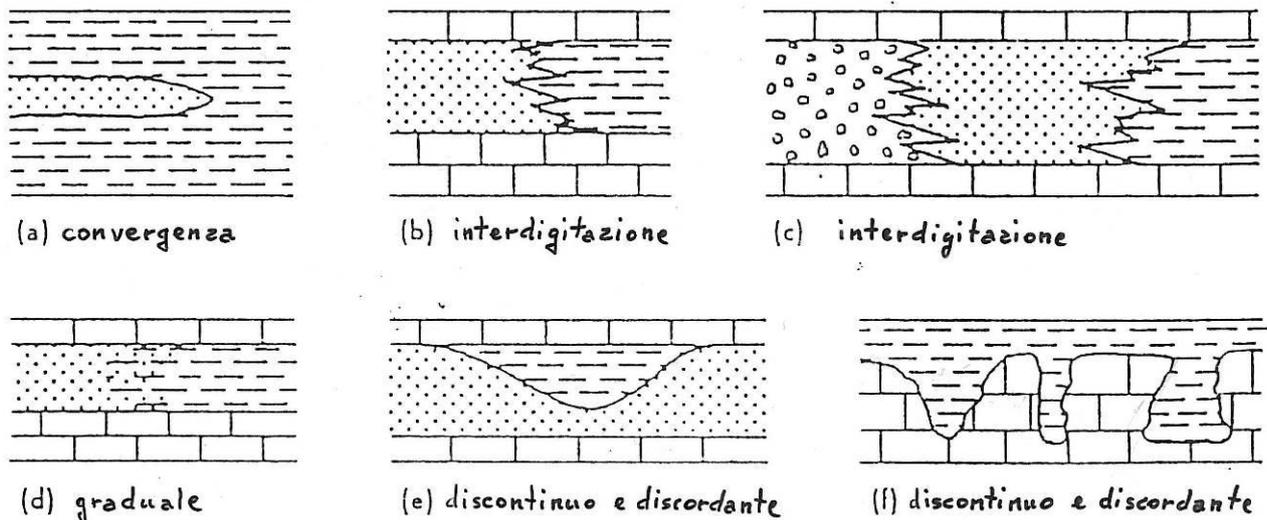


FIG. 11 Principali modalità di delimitazione verticale ed orizzontale dei corpi sedimentari.

Nei casi a, b, c, d di fig 11 le diverse facies, schematicamente rappresentate, si sono sedimentate le une accanto alle altre e nello stesso momento (sincrone). Tali facies si dicono **eteropiche**.

Nei casi e, f, di fig 11 invece le diverse facies non sono sincrone. Una delle due (i riempimenti di canale e di grotta) si è sedimentata accanto all'altra in un tempo successivo.

## 3.6 LE UNITA' STRATIGRAFICHE

Tratto da  
GUIDA ITALIANA ALLA CLASSIFICAZIONE  
E ALLA TERMINOLOGIA STRATIGRAFICA  
A P A T

*Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici\**

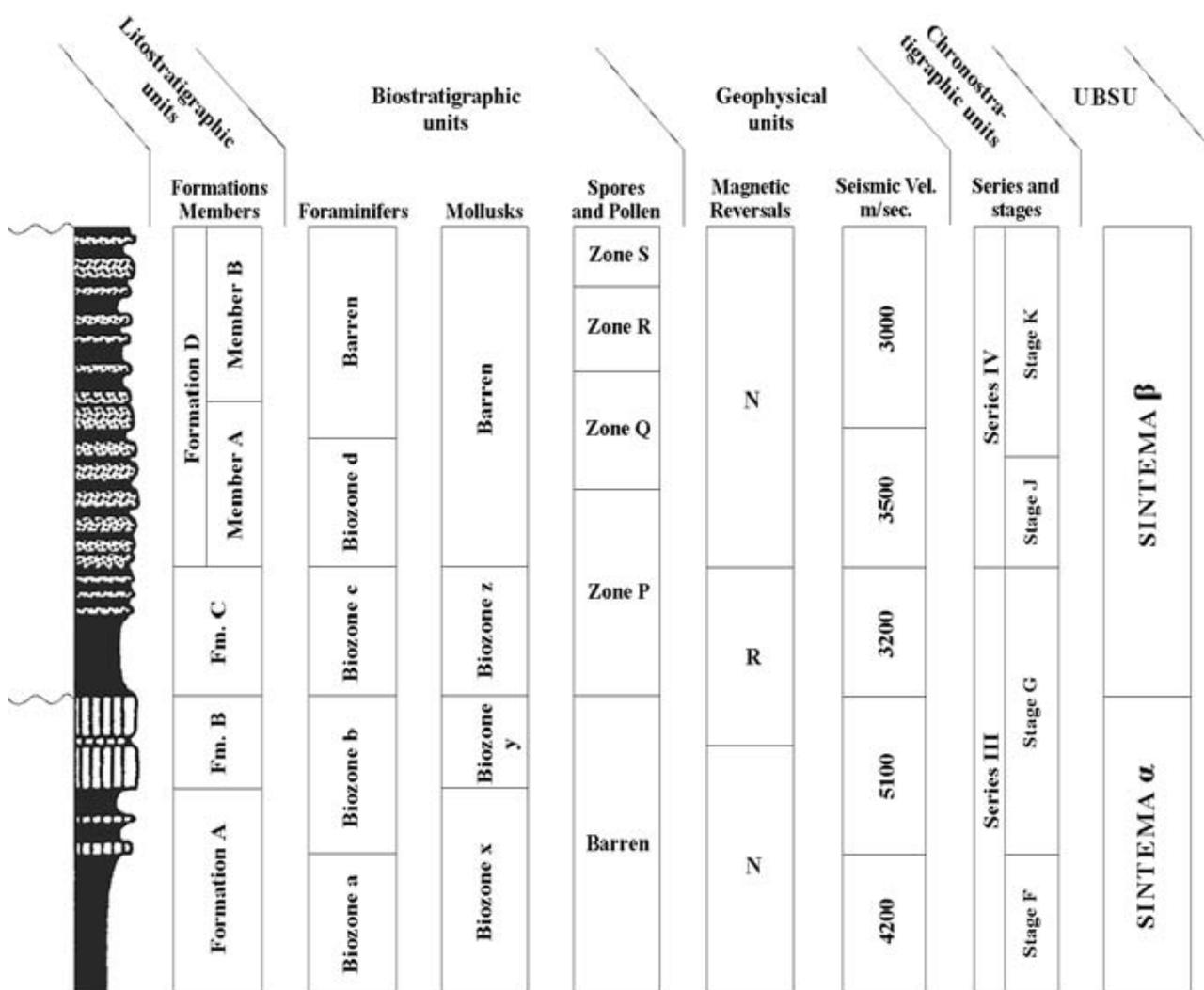
DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO

Organo Cartografico dello Stato (Legge N°. 68 del 2-2-1960)

QUADERNI serie III Volume 9 2003

### 3.6.1 - LA CLASSIFICAZIONE STRATIGRAFICA

La classificazione stratigrafica organizza i corpi rocciosi in unità basate sulle loro proprietà, quali la composizione litologica, il contenuto in fossili, la polarità magnetica, le proprietà elettriche, la risposta sismica, le caratteristiche geochimiche. Le rocce possono essere classificate anche in base al tempo e all'ambiente di formazione. Ogni corpo roccioso mostra molteplici attributi che possono essere usati singolarmente per la sua classificazione. Poiché la posizione stratigrafica del cambiamento di un attributo non necessariamente coincide con quella di un altro, i limiti delle diverse unità generalmente non coincidono (fig. 1).



Tutte le unità stratigrafiche devono essere materializzate da volumi di rocce, ma comprendono anche intervalli temporali privi di registrazione.

Le unità formalizzabili secondo l'International Stratigraphic Guide (SALVADOR, 1994) sono le seguenti:

- **unità litostratigrafiche:** unità basate sulle proprietà litologiche dei corpi rocciosi; ad esempio Arenaria di Ranzano.
- **unità biostratigrafiche:** unità basate sul contenuto fossilifero dei corpi rocciosi; Biozona a Rotalipora appenninica.
- **unità cronostratigrafiche/geocronologiche:** unità basate sull'attribuzione cronologica del corpo roccioso; ad esempio Piano/Età Gelasiano.

Per cultura personale in corsivo

- *unità di polarità magnetostratigrafica:* unità basate sulla polarità della magnetizzazione residua dei corpi rocciosi; ad esempio: Zona di Polarità Normale Gauss.
- *unità a limiti inconformi (Unconformity-bounded Stratigraphic Units, UBSU):* unità delimitate inferiormente e superiormente da discontinuità stratigrafiche significative; ad esempio sistema Acireale.

*SALVADOR (1994) cita inoltre come categorie informali funzionali e diffusamente utilizzate, unità basate su proprietà sismiche ed elettriche, sugli isotopi stabili e sui minerali pesanti.*

*Le unità in cui vengono distinti i corpi rocciosi vengono suddivise in termini gerarchici in funzione della loro importanza o durata relativa. La terminologia raccomandata per ciascuna unità definita è rappresentata nella tab. 1.*

Categorie di unità stratigrafiche	Termini principali	
LITOSTRATIGRAFICHE	Gruppo <b>Formazione</b> Membro Strato, Colata	
BIOSTRATIGRAFICHE     MAGNETOSTRATIGRAFICHE	<b>Biozona:</b> Biozona di distribuzione Biozona di intervallo Biozona filetica Biozona di associazione Biozona di abbondanza  <b>Zona di polarità magnetostratigrafica</b>	
A LIMITI INCONFORMI	Supersistema <b>Sistema</b> Subsistema	
Altri tipi di categorie (informali)	zona con suffisso appropriato (ad es. chemiozona, petrozona)	
CRONOSTRATIGRAFICHE	EQUIVALENTI UNITÀ GEOCRONOLOGICHE	
	Eonotema Eratema Sistema Serie <b>Piano</b> Sottopiano (Cronozona)	Eon Era Periodo Epoca <b>Età</b> Sottoetà (Crono)

### **3.6.2 – UNITA' LITOSTRATIGRAFICHE**

La litostratigrafia si occupa di suddividere e gerarchizzare le successioni rocciose in unità formali distinte sulla base delle loro caratteristiche litologiche; **l'unità litostratigrafica risulta quindi un corpo roccioso separabile da quelli adiacenti in base alle caratteristiche litologiche ed alla posizione stratigrafica.**

Ne consegue che concorrono alla definizione di un'unità litostratigrafica **solo caratteri fisici, facilmente riconoscibili sul terreno. È richiesta una complessiva omogeneità litologica o la presenza di caratteri litologici peculiari.**

Anche **il contenuto fossilifero, se particolarmente rappresentativo, può essere utile nella distinzione di unità litostratigrafiche** (ad esempio nel caso di coquine, radiolariti, livelli di carbone, ecc.; il Rosso Ammonitico, gli scisti ad aptici sono esempi di come i fossili possano essere uno dei caratteri più facilmente riconoscibili in una formazione).

.....OMISSIS.....

Le **unità litostratigrafiche formali risultano così gerarchizzate** a partire da quelle di rango inferiore: **strato (colata)- membro- formazione-gruppo.**

.....OMISSIS.....

#### **Strato**

**È un livello o letto delimitato da due discontinuità/superfici fisiche all'interno di una successione stratificata distinguibile da quelli adiacenti sulla base delle sue caratteristiche litologiche.** Ha uno spessore da pochi centimetri a pochi metri. Più letti contigui/sovrapposti, che presentino omogeneità litologica possono costituire un'unità litostratigrafica formale. Possono rivelarsi estremamente utili per correlazioni.

L'equivalente dello strato nell'ambito delle rocce vulcaniche è la "colata".

#### **Membro**

**È una parte di una formazione distinguibile dal resto della formazione stessa in base alle sue caratteristiche litologiche.** Non è vincolato a limiti di estensione o spessore; deve essere istituito formalmente solo in caso di reale utilità. Deve avere uno stratotipo chiaramente designato. L'istituzione di un membro non indica automaticamente che il resto della formazione sia un altro membro, cioè non è necessario che una formazione sia totalmente suddivisa in membri.

#### **Formazione**

**È l'unità litostratigrafica fondamentale.** Indica **un corpo roccioso distinguibile da quelli adiacenti sulla base delle caratteristiche litologiche.**

Una formazione risulta **definita unicamente dalla sua litologia** (composizione, tessitura, strutture, colore) **e dalla sua posizione stratigrafica;** può essere costituita da un qualsiasi tipo di roccia (sedimentaria, ignea, metamorfica o, in alcuni casi, associazioni di due o più tipi di roccia) **e può includere anche discontinuità deposizionali, a meno che non coincidano con significativi cambiamenti litologici.**

.....OMISSIS.....

Sono **caratteri fondamentali** per una formazione la **riconoscibilità sul terreno e la cartografabilità.** La cartografabilità impone uno spessore minimo per la formazione; il limite inferiore è infatti quello rappresentabile alla scala della carta geologica (ad esempio, per una carta alla scala 1:50.000 lo spessore minimo è di qualche decina di metri).

.....OMISSIS.....



Formazione del Macigno (Baratti)



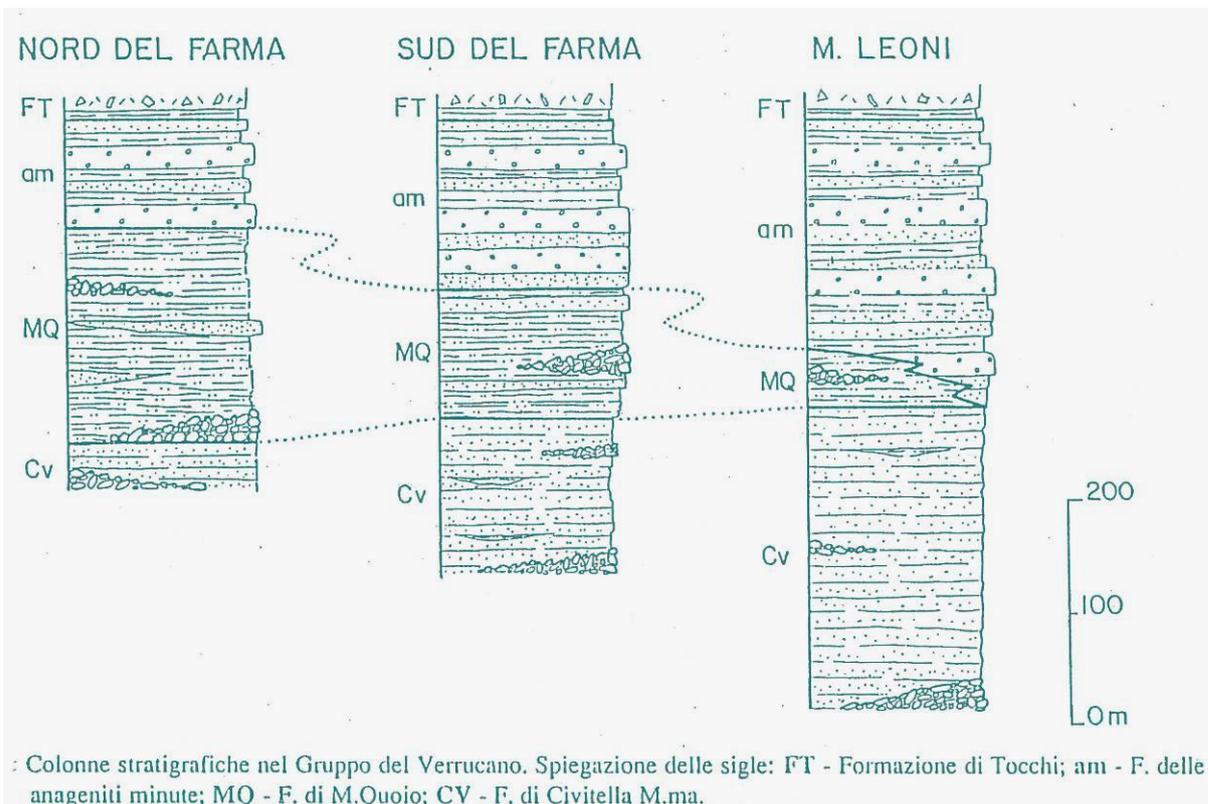
Formazione dei Conglomerati di La Foce



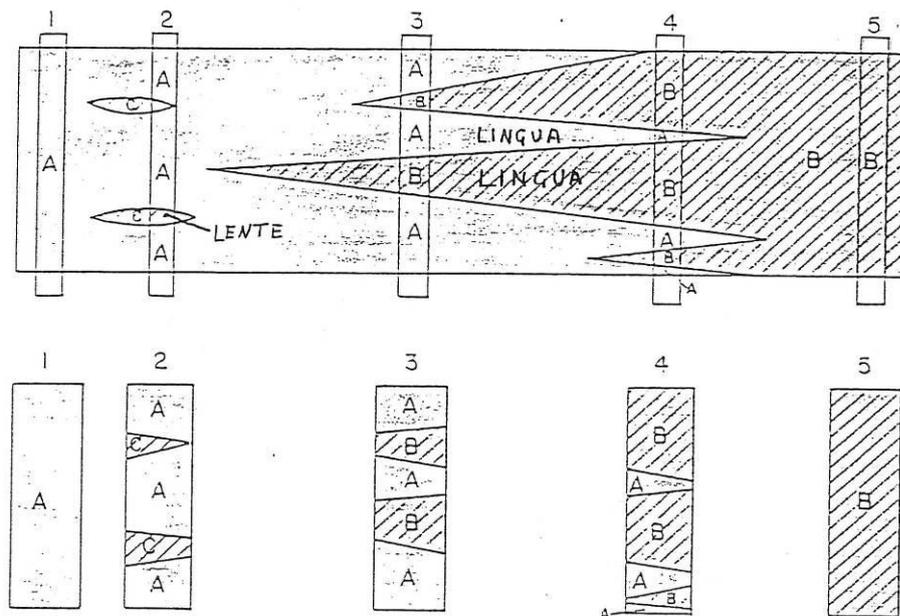
Formazione delle “Sabbie gialle” plioceniche

### **Gruppo**

**È un'unità litostratigrafica che raggruppa due o più formazioni con caratteri litologici comuni.** I gruppi sono di una certa utilità nella cartografia a piccola scala e negli studi regionali. Rispetto alle formazioni, mostrano più flessibilità; ad esempio possono essere costituiti da formazioni diverse in aree diverse, oppure una formazione può essere condivisa da gruppi adiacenti lateralmente.



Unità litostatigrafiche informali sono **la lingua e la lente**, dove per lingua si intende una parte di un'unità litostatigrafica che si protende al di fuori del corpo principale dell'unità stessa, mentre per lente si intende un corpo lenticolare distinto litologicamente dall'unità litostatigrafica che lo racchiude.



### **3.6.3 – UNITA' BIOSTRATIGRAFICHE**

#### **- INTRODUZIONE**

La diffusa presenza di resti fossili nelle rocce sedimentarie fornisce uno strumento per la loro classificazione e correlazione secondo alcuni criteri, tra cui quello temporale. La disciplina che si occupa di questo aspetto viene definita biostratigrafia.

Nei paragrafi successivi saranno discussi la natura della documentazione paleontologica (i fossili) e le diverse possibilità di classificazione delle successioni sedimentarie sulla base del loro contenuto fossilifero (classificazione biostratigrafica).

#### **I Fossili**

I fossili solitamente costituiscono una componente sparsa e quantitativamente minore di uno strato roccioso. Anche all'interno di una formazione definita fossilifera, non tutti gli strati contengono fossili, tranne in casi eccezionali (Calcari e marne a Posidonia).

A causa della loro abbondanza a livello locale, i fossili possono rivestire carattere litologico distintivo. In quanto resti di organismi, essi sono **indicatori di antichi ambienti e sono essenziali nell'interpretazione paleoecologica, paleobiologica, paleoclimatica e paleoceanografica**. Infine, poiché gli organismi sono l'espressione di una evoluzione non ripetitiva, i fossili da essi derivati sono particolarmente **efficaci nelle correlazioni, nelle datazioni relative dei livelli che li contengono (biocronologia) e nell'individuazione di continuità o discontinuità di deposizione nelle successioni sedimentarie**.

#### **Fossili rimaneggiati**

I fossili contenuti in rocce di una certa età possono venire riesumati, trasportati e rideposti in sedimenti di età più recente. Essi possono quindi essere mescolati ai fossili autoctoni, oppure possono rappresentare gli unici fossili nel sedimento più recente (es. Nummuliti di età eocenica nel Macigno). In alcuni casi i fossili rimaneggiati possono venir distinti agevolmente, mentre in altri casi non è possibile separarli. Ciò è particolarmente vero per i micro- e i nannofossili, ove il singolo fossile si può comportare come un granulo di sedimento e può passare attraverso uno o più episodi di sedimentazione.

.....OMISSIS.....

La classificazione biostratigrafica è finalizzata a suddividere ed organizzare una sezione stratigrafica in unità biostratigrafiche, definite sulla base del loro contenuto fossilifero.

.....OMISSIS.....

#### **Definizioni**

**Zona biostratigrafica o Biozona = un corpo roccioso definito o caratterizzato sulla base del suo contenuto fossilifero.**

.....OMISSIS.....

**La biozona è fondata sulla presenza di un singolo taxon o più taxa, ed è definita sulla base del suo contenuto e dei suoi limiti.** Lo stesso intervallo stratigrafico può essere classificato in modo diverso, attraverso unità biostratigrafiche basate su gruppi fossili diversi. I limiti tra le zone di queste diverse scale non sono di regola coincidenti.

.....OMISSIS.....

*Il termine **bioevento** può essere definito come un mutamento straordinario nell'ambito degli organismi (WALLISER, 1986) e comprende non solo mutamenti biostratigrafici, ma anche grandi eventi eco stratigrafici come mortalità in massa e rapide espansioni di popolazioni. Le superfici identificate dai bioeventi assumono una spiccata valenza di carattere cronologico.*

.....OMISSIS.....

***Scala biostratigrafica.** La successione di biozone nell'ambito di una provincia biogeografica per un determinato intervallo di tempo può venire riassunto in una scala biostratigrafica, che può comprendere tipi diversi di biozone.*

.....OMISSIS.....

***Zone biostratigrafiche.** Uno stesso intervallo roccioso può essere suddiviso in zone biostratigrafiche differenti a seconda del tipo di biozona utilizzato. I diversi tipi di biozone non hanno significato gerarchico e l'applicazione di un tipo non compromette l'utilizzo degli altri nello stesso contesto stratigrafico.*

*Sono distinti cinque tipi di biozone:*

*biozona di distribuzione,*

*biozona di intervallo,*

*biozona filetica,*

*biozona di associazione,*

*biozona di abbondanza.*

.....OMISSIS.....

### **3.6.4 - UNITA' CRONOSTRATIGRAFICHE ED UNITA' GEOCRONOLOGICHE**

Un'unità cronostratigrafica è un corpo roccioso che si è formato in un certo intervallo di tempo. Tale intervallo di tempo costituisce un'unità geocronologica, che non essendo rappresentata da un corpo tangibile, ma da unità di tempo geologico, non può essere considerata una categoria stratigrafica.

Se le unità cronostratigrafiche rappresentano quindi uno strumento tangibile (corpi rocciosi) per "misurare" la storia della Terra (ovvero suddividerla in Periodi, Epoche, Età, ecc.) e sono assimilabili ad unità di misura standard (come il "metro campione" di Parigi), le unità geocronologiche esprimono il tempo "in se stesso" di queste unità cronostratigrafiche.

Generalmente i rapporti tra unità cronostratigrafiche e geocronologiche vengono visualizzati tramite l'esempio della clessidra: le prime sono rappresentate dalla sabbia che scorre in un determinato intervallo di tempo, mentre le seconde misurano l'intervallo di tempo durante il quale la sabbia scorre. Si può dire che la durata del flusso di sabbia misura un certo intervallo di tempo (un'ora per esempio), ma non si può affermare che la sabbia stessa sia un'ora di tempo.

**La scala cronostratigrafica, essendo materializzata da rocce che generalmente presentano lacune, può essere considerata realmente discontinua. La continuità attiene solo ad unità astratte come quelle geocronologiche.** Tuttavia, secondo alcuni, l'identificazione delle unità cronostratigrafiche tramite i loro limiti inferiori e superiori rende immateriale la differenza tra unità cronostratigrafiche ed unità geocronologiche.

Le unità cronostatigrafiche consentono quindi di suddividere le rocce secondo un criterio temporale. I tre scopi fondamentali della classificazione cronostatigrafica sono:  
1) individuare un sistema di riferimento temporale per collocare qualunque evento geologico;  
2) favorire la correlazione temporale ed il confronto tra successioni coeve deposte in aree geograficamente differenti;  
3) costruire la Scala Cronostatigrafica Standard (SCS), nella quale sono comprese tutte le unità cronostatigrafiche di applicazione globale, organizzate temporalmente e gerarchicamente in modo da ricoprire la sequenza stratigrafica senza lacune né sovrapposizioni.

## DEFINIZIONI

**Unità cronostatigrafica = corpo roccioso che si è formato durante un certo intervallo di tempo. Le unità cronostatigrafiche sono limitate da superfici sincrone.**

Le unità cronostatigrafiche sono **organizzate gerarchicamente**. A partire da quella più importante sono:

Eonotema,            Eratema,            Sistema,            Serie,            **Piano,**

cui corrispondono le unità geocronologiche

**Eon,**                    **Era,**                    **Periodo,**            **Epoca,**            **Età,**

.....OMISSIS.....

Si ricorda che il termine “isocrono” significa “di uguale durata”, così come precisato dal NASC (1983, p. 849), da non confondersi col termine “sincrono”, spesso usato erroneamente come sinonimo del precedente, che significa “simultaneo, contemporaneo”).

.....OMISSIS.....

## Unità cronostatigrafiche

### **Piano**

**L'unità cronostatigrafica fondamentale è il piano; è definito dagli stratotipi dei limiti.** La durata temporale di un piano può essere varia, ma generalmente è compresa tra 2 e 10 Ma; lo spessore non è rappresentativo e può variare da luogo a luogo. **L'unità geocronologica corrispondente è l'età.**

Il nome del piano di norma deriva da un toponimo geografico relativo alla località dove si trovano lo stratotipo o l'area tipo (Oxfordiano, da Oxford; Langhiano, dall'area delle Langhe in Piemonte), oppure dall'unità litostratigrafica che lo rappresenta. In italiano il nome del piano termina solitamente in -iano, -ano (Burdigaliano, Serravalliano, Turoniano), oppure -ico (Ladinico, Retico). **L'età prende lo stesso nome del piano corrispondente.**

.....OMISSIS.....

## **Serie**

É un'unità cronostratigrafica gerarchica di rango superiore al piano, che risulta sempre dalla suddivisione di un sistema, normalmente, ma non necessariamente, suddivisa in piani (in genere in numero da 2 a 6). L'unità geocronologica equivalente è l'**epoca**.

.....OMISSIS.....

## **Sistema**

É un'unità cronostratigrafica di rango compreso tra la serie e l'eratema. É definito dagli stratotipi dei limiti, che coincidono con quelli delle unità di rango inferiore, se il sistema è suddiviso in serie. L'intervallo temporale rappresentato da un sistema solitamente varia da 22 a 80 Ma. L'equivalente unità geocronologica è il **periodo**. La denominazione dei sistemi è estremamente varia ed ormai di uso consolidato (Neogene, Permiano, Ordoviciano, Triassico, Cretacico, Quaternario, ecc.), pertanto non vengono definite regole nomenclaturali. Il periodo prende lo stesso nome del sistema corrispondente.

## **Eratema**

É un'unità cronostratigrafica di rango superiore al sistema. É denominata sulla base dei maggiori cambiamenti evolutivi della vita sulla Terra: Paleozoico (vita antica), Mesozoico (vita intermedia), Cenozoico (vita recente). L'unità geocronologica corrispondente è l'**era**, che prende lo stesso nome dell'eratema cui corrisponde.

## **Eonotema**

É l'unità cronostratigrafica di rango più alto. Sono distinti tre eonotemi, denominati, dal più antico al più recente, Archeano, Proterozoico e Fanerozoico (che comprende gli eratemi Paleozoico, Mesozoico, Cenozoico). L'unità geocronologica corrispondente è l'**eon**, che prende lo stesso nome dell'eonotema cui corrisponde.

.....OMISSIS.....

## **Stratotipi dei limiti**

Le unità cronostratigrafiche sono definite sulla base degli stratotipi dei limiti, anziché delle unità stesse; tale scelta deriva dalla necessità di evitare sovrapposizioni o lacune tra unità cronostratigrafiche successive.

.....OMISSIS.....

Gli stratotipi dei limiti rappresentano dei **momenti geologici unici**, a cui tutte le successioni affioranti in altre parti del mondo si devono correlare. Le regole per la loro definizione sono curate dalla ICS (International Commission on Stratigraphy) della IUGS (International Union of Geological Sciences), l'organo preposto alla scelta ed approvazione dei GSSP (Global boundary Stratotype Section and Point), e sono molto dettagliate, dal momento che le unità cronostratigrafiche debbono essere **riconosciute, accettate ed usate in tutto il mondo**, costituendo le basi della comunicazione e comprensione scientifica internazionale.

.....OMISSIS.....

### **La scala cronostratigrafica standard**

I GSSP definiti dalla ICS e ratificati dalla IUGS, confluiscono nella costruzione di una Scala Cronostratigrafica Standard, che serve da riferimento per la datazione di rocce ed eventi geologici in ogni parte del mondo. **La Scala Geocronologica rappresenta la calibrazione in anni della Scala Cronostratigrafica ed è oggetto di continue ricerche ed evoluzioni.** La necessità di una scala cronostratigrafica/geocronologica standard è il risultato del miglioramento nel corso del tempo degli strumenti di correlazione stratigrafica, che ha messo in luce frequenti sovrapposizioni o lacune tra gli stratotipi delle unità, errori di correlazione tra stratotipi regionali e la mancanza di un significato inequivocabile per molte unità cronostratigrafiche.

Negli ultimi trent'anni sono state definite, tramite il GSSP della loro base, meno di un terzo delle unità cronostratigrafiche del Fanerozoico; quindi, gli sforzi della comunità geologica nel prossimo futuro dovranno concentrarsi sulla definizione dei rimanenti GSSPs, in modo da giungere nel più breve tempo ad una successione continua (senza lacune, né sovrapposizioni) di unità cronostratigrafiche uniche, uniformi, standardizzate, che abbiano lo stesso significato e lo stesso nome in tutto il mondo.

### **3.6.5 – UNITA' MAGNETOSTRATIGRAFICHE**

La Terra è sede di un campo magnetico la cui origine e soprattutto il cui mantenimento è dovuto alla dinamica del ferro fluido presente nel nucleo terrestre.

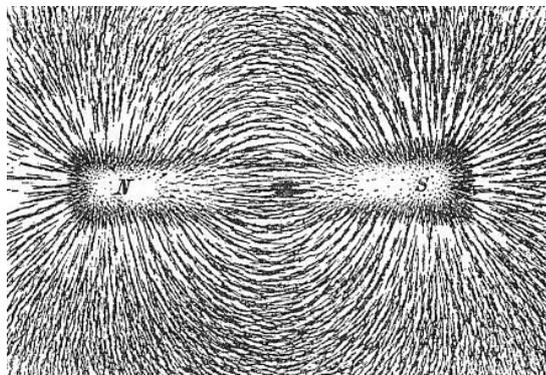
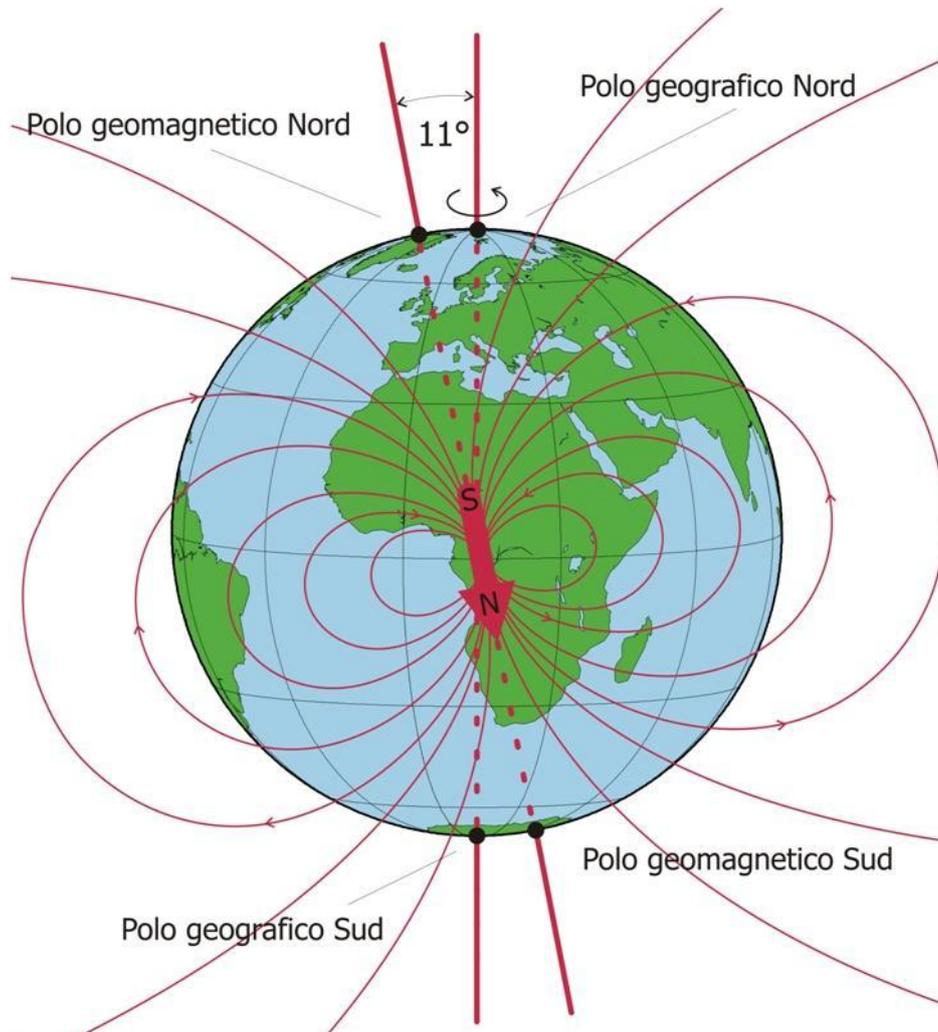


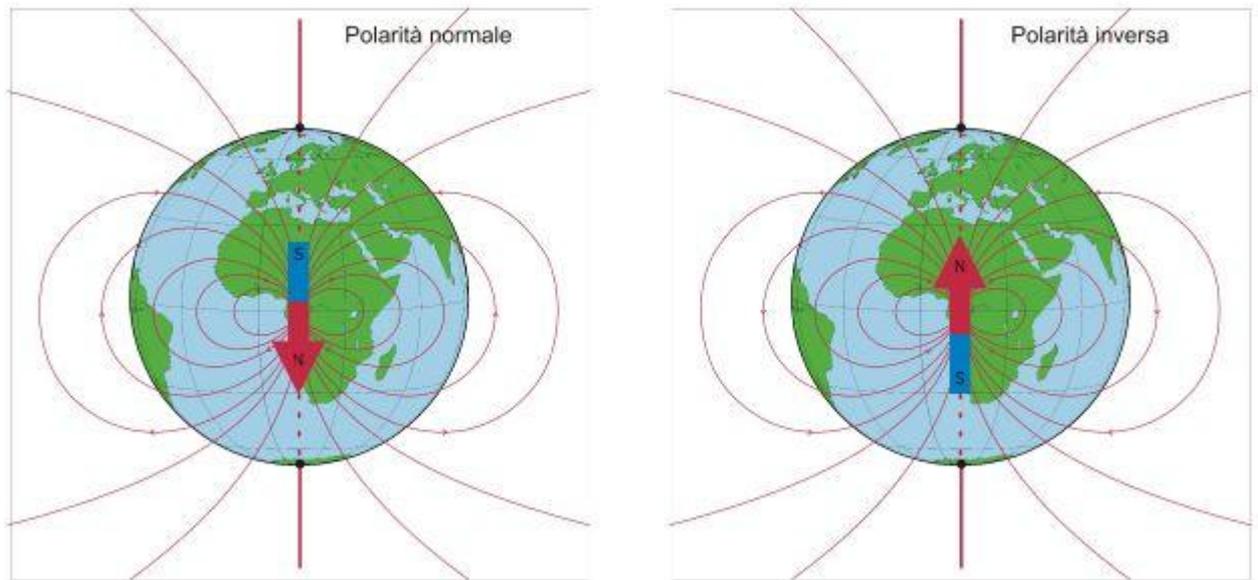
Fig. Linee di forza dovute ad un dipolo magnetico, visibili grazie all'orientamento della limatura di ferro su di un foglio di carta.

Un suo studio morfologico semplice mostra come il campo sia per il 95% analogo a quello generato da un dipolo situato al centro della Terra il cui asse è inclinato, rispetto all'asse di rotazione terrestre, di circa  $11.5^\circ$ .



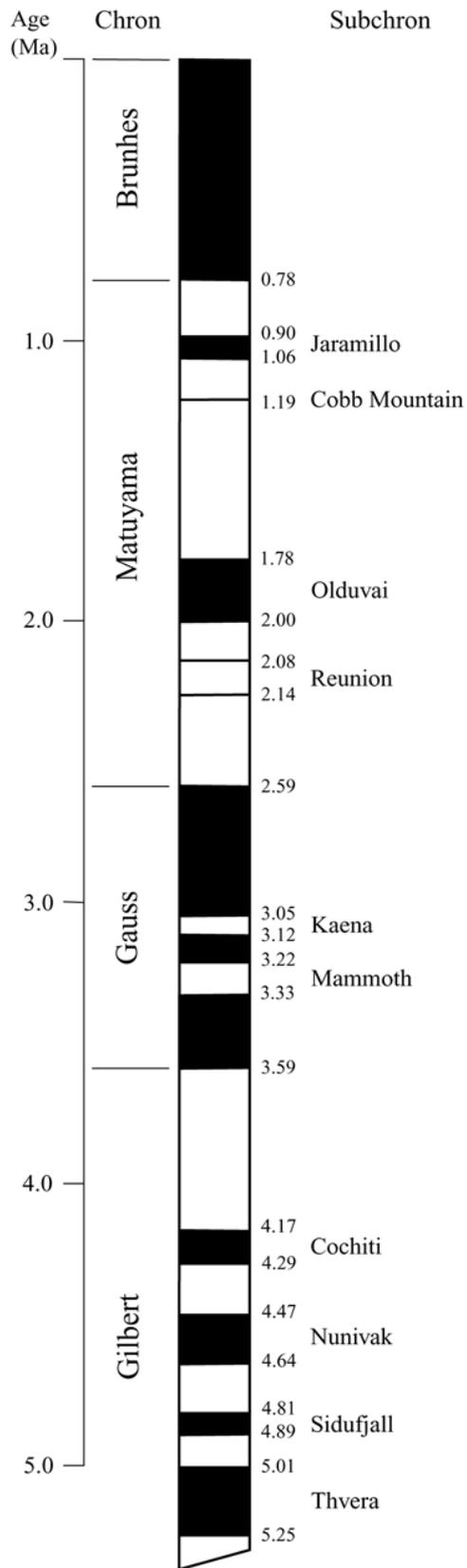
Per la sua geometria, il campo geomagnetico ha le linee di forza entranti nella Terra nell'emisfero Nord e uscenti in quello Sud; quindi l'estremo libero di polarità Nord (positivo) di un ago magnetico tenderà a disporsi in verticale con il suo Nord verso il basso in presenza del polo magnetico di polarità Sud (negativo). E' comunque tradizione chiamare polo magnetico Nord terrestre semplicemente quello che si trova nell'emisfero Nord e polo magnetico Sud quello che si trova nell'emisfero Sud, in accordo con i corrispondenti poli geografici.

## INVERSIONI DI POLARITÀ DEL CAMPO GEOMAGNETICO



L'ipotesi che il campo magnetico terrestre non sia sempre stato orientato come è oggi e abbia **invertito la propria polarità più volte** nel corso della sua storia, ha trovato conferma solo intorno agli anni '60 a seguito di studi di paleomagnetismo condotti su campioni di roccia provenienti da fondi oceanici. Sebbene quello delle inversioni di polarità del campo geomagnetico sia uno dei più interessanti fenomeni geofisici, i meccanismi che avvengono nel nucleo terrestre e che sono responsabili di tali inversioni sono ancora poco conosciuti. Da un punto di vista teorico, tuttavia, la possibilità che il campo magnetico terrestre possa invertire la propria polarità è nota. Infatti, le equazioni che governano l'evoluzione della dinamica dei fluidi interni al nucleo terrestre ammettono due possibili soluzioni per il campo magnetico ugualmente stabili: una in cui il campo di **polarità è normale** l'altra in cui il campo magnetico ha una **polarità inversa**. Ciò che sicuramente ancora oggi non è molto chiaro è il motivo per cui la Terra operi in due regimi: uno in cui hanno luogo le inversioni ed uno in cui quest'ultime non avvengono. Sembra comunque che un ruolo fondamentale sia svolto dai cambiamenti delle condizioni fisiche alla superficie di separazione nucleo-mantello.

Le più recenti scale di polarità del campo geomagnetico (vedi figura sotto) mostrano che **negli ultimi 166 milioni di anni sono avvenute più di 300 inversioni complete del campo**. Infatti, è stato trovato che il verso della parte dipolare del campo geomagnetico si inverte in media ogni 300.000-1.000.000 di anni. L'intervallo di tempo tra una inversione e l'altra è molto variabile, può andare dai 40.000 ai 35.000.000 di anni e finora non sono state trovate periodicità o regolarità nel susseguirsi delle inversioni. Infatti, lunghi intervalli in cui il campo ha mantenuto la stessa polarità possono essere seguiti da brevi intervalli con polarità opposta.



Stratigrafia magnetica degli ultimi 5 milioni di anni

## LA MAGNETOSTRATIGRAFIA

**Il paleomagnetismo si occupa dello studio dell'intensità, direzione e verso del vettore "magnetizzazione residua" (NRM Natural Remanent Magnetization), registrato nelle rocce all'atto della loro formazione, e delle tipologie, caratteristiche e quantità dei minerali magnetici responsabili della NRM delle rocce.**

La magnetostratigrafia ha avuto un grandissimo sviluppo negli ultimi 30 anni, anche se i primi studi sulle proprietà magnetiche delle rocce risalgono agli albori del novecento. BRUNHES (1906) notò per primo che alcuni campioni di rocce vulcaniche presentavano una direzione di magnetizzazione antiparallela rispetto al campo geomagnetico attuale. Successivamente, MATUYAMA (1929) studiò l'inversione della direzione del vettore paleomagnetico in una successione di rocce magmatiche quaternarie provenienti dal Giappone e dalla Manciuria, osservando che vi erano rocce più recenti a polarità normale e rocce più antiche a polarità inversa.

.....OMISSIS.....

Le problematiche concernenti l'origine delle inversioni furono risolte negli anni sessanta. COX (1969) e COX et alii (1963, 1964) hanno infatti dimostrato che tutte le rocce vulcaniche provenienti da diverse parti del mondo e raffreddatesi nello stesso periodo mostrano la stessa direzione di magnetizzazione normale o inversa e che esiste una sequenza ordinata di inversioni di polarità magnetica nel tempo geologico.

.....OMISSIS.....

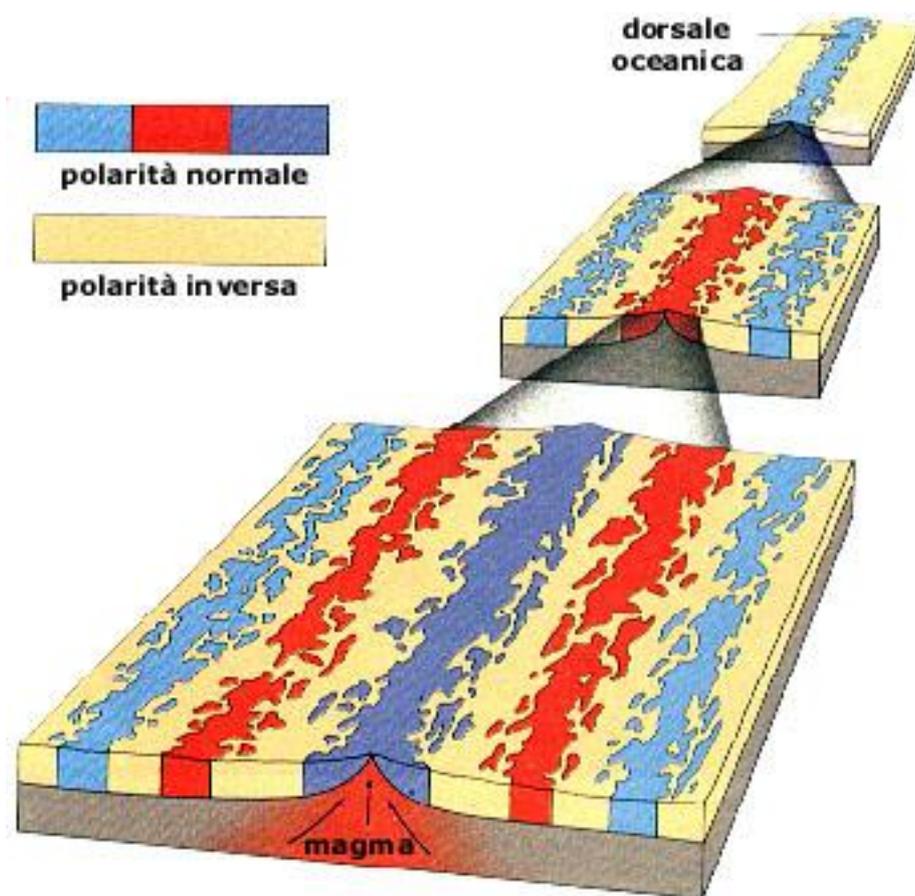
Le unità di polarità magnetostratigrafica possono essere **normali o inverse**.

**Per convenzione, nell'emisfero settentrionale la direzione di magnetizzazione positiva è quella inclinata verso il basso e che punta verso il polo nord magnetico attuale; un corpo roccioso con magnetizzazione positiva è detto a polarità normale.** Al contrario, se nell'emisfero settentrionale la magnetizzazione è inclinata verso l'alto e diretta verso il Polo Sud magnetico attuale, il corpo roccioso ha polarità inversa.

La successione delle inversioni di polarità delle unità di polarità magnetostratigrafica è stato ricostruito attraverso:

- 1) lo studio di successioni in affioramento o in pozzo (carote), determinando l'orientazione della magnetizzazione residua naturale in rocce sedimentarie e/o vulcaniche datate con metodi biostratigrafici e/o isotopici;
- 2) lo studio di profili magnetometrici eseguiti durante le crociere oceanografiche ed i rilievi aeromagnetici della seconda guerra mondiale. È stato riconosciuto che le anomalie magnetiche dei fondali oceanici costituiscono bande alternativamente a polarità normale e inversa, disposte parallelamente all'asse delle dorsali medio-oceaniche. Tali anomalie riflettono le successive inversioni del campo magnetico terrestre, registrate dalle lave effuse dalla dorsale oceanica durante il processo di espansione dei fondi oceanici.

Eseguendo rilievi magnetici dei fondali oceanici ci si accorse dell'esistenza, su entrambi i lati delle dorsali oceaniche, di anomalie dell'intensità totale del c.m.t., alternativamente positive e negative, e simmetriche rispetto alla dorsale; questo accade poiché dalle dorsali si forma continuamente nuova crosta oceanica accompagnata dal progressivo allontanamento di quella già formata dall'asse della dorsale. Quindi la lava che solidifica registra le inversioni del c.m.t. e si formano così delle fasce di fondale (larghe da 5 a 50 Km), simmetriche al punto di origine, che conservano proprietà magnetiche opposte. La carta delle anomalie magnetiche dei fondi oceanici è allora una carta della distribuzione della magnetizzazione, normale o inversa, delle rocce costituenti il fondo stesso. Questo ci porta ad una prima conclusione importante nel quadro evolutivo della Terra: nuova crosta oceanica si forma in continuazione dalle dorsali oceaniche, ma la Terra non è in espansione quindi da qualche parte la crosta in eccesso dovrà scomparire (appunto nei margini convergenti e nelle zone di subduzione).



In figura lo sviluppo delle inversioni magnetiche in relazione alla dorsale oceanica.

## IL MAGNETISMO DELLE ROCCE

I principali meccanismi di acquisizione della magnetizzazione residua naturale nelle rocce sono tre:

- **Magnetizzazione residua termica (TRM)**. È la magnetizzazione acquisita da una roccia durante il raffreddamento al di sotto della temperatura di Curie dei minerali ferromagnetici in essa contenuti. In corrispondenza di tale temperatura, i minerali naturalmente magnetici (come

la **magnetite**) acquisiscono una magnetizzazione che viene progressivamente fissata nella roccia secondo la direzione del campo esterno inducente mentre essa si raffredda fino a temperatura ambiente. La temperatura di Curie per la magnetite pura, particolarmente abbondante in alcuni tipi di rocce magmatiche (ad es. i basalti), è di 575°C.

- **Magnetizzazione residua detritica (DRM)**. È la magnetizzazione acquisita durante la deposizione in ambiente sedimentario di minerali magnetici di origine detritica o biogena. Si distinguono due tipi di DRM: la DRM deposizionale, dovuta all'allineamento dei minerali magnetici da parte del campo magnetico terrestre inducente durante la loro decantazione nella colonna d'acqua; la DRM post-deposizionale, legata alla rotazione dei minerali magnetici secondo il campo magnetico inducente quando essi si trovano nei pori interstiziali di un sedimento saturo in acqua.

.....OMISSIS.....

## DEFINIZIONI

**Magnetostratigrafia**. Branca della stratigrafia che si occupa delle caratteristiche magnetiche dei corpi rocciosi.

.....OMISSIS.....

**Unità magnetostratigrafica** (= magnetozona). Insieme di rocce caratterizzate dal fatto di possedere proprietà magnetiche simili (e pertanto non solo la polarità magnetica) che permettono di distinguerle dai corpi rocciosi adiacenti.

.....OMISSIS.....

**Polarità normale**. Quando le linee di forza del campo magnetico terrestre sono dirette verso il Polo Nord magnetico e hanno inclinazione verso il basso, cioè positiva, nell'emisfero settentrionale.

**Polarità inversa**. Quando le linee di forza del campo magnetico terrestre sono dirette verso il Polo Sud magnetico e hanno inclinazione verso l'alto, cioè negativa, nell'emisfero settentrionale.

.....OMISSIS.....

## CONCLUSIONI

Rispetto ad altri metodi, la magnetostratigrafia ha la potenzialità di riconoscere unità estese globalmente ed indipendenti dalle facies. Inoltre, un'inversione di polarità è un fenomeno che avviene in un intervallo di tempo di durata di poche migliaia di anni ed è pertanto un fenomeno istantaneo geologicamente che approssima quindi le superfici tempo.

La più grande limitazione della magnetostratigrafia consiste nel fatto che raramente può essere utilizzata indipendentemente da altri metodi tempo-diagnostici, come la biostratigrafia e la geocronologia, poiché gli eventi di polarità non sono univoci. Rocce a polarità normale ed inversa si susseguono infatti nel record geologico, impedendo il riconoscimento univoco dell'età di un campione solo in base alla sua polarità.....

.....OMISSIS.....

### 3.6.6 - UNITA' STRATIGRAFICHE A LIMITI INCONFORMI (UBSU)

#### INTRODUZIONE

In passato, i geologi hanno spesso posizionato i limiti delle unità in corrispondenza di superfici di discontinuità nella sequenza stratigrafica, poiché esse sono spesso indicate da elementi estremamente rilevanti, significativi e di facile riconoscimento (discordanze angolari, cambiamenti litologici e/o lacune faunistiche). Molti dei sistemi dell'attuale Scala Cronostratigrafica Standard corrispondevano originariamente in parte (il contenuto lito-faunistico era parte essenziale) a unità a limiti inconformi, poiché delimitati alla base ed alla sommità da discontinuità (ad esempio il Devoniano in Inghilterra).

.....OMISSIS.....

**Discontinuità.** Una discontinuità è una superficie tra due corpi rocciosi che rappresenta un'interruzione (lacuna) significativa nella successione stratigrafica.

BOSELLINI et alii (1989) definiscono l'intervallo di tempo geologico mancante in corrispondenza di una superficie di discontinuità come "lacuna stratigrafica". Essa consta di due componenti: lo "hiatus deposizionale", che è dovuto a non deposizione, e la "vacuità erosiva", che è il volume di roccia asportato dall'erosione. Una lacuna stratigrafica può essere quindi il risultato di non deposizione, erosione o di una combinazione dei due processi.

BOSELLINI et alii (1989) mettono inoltre in evidenza che sebbene i termini "discontinuità" e "discordanza" abbiano un significato differente (discordanza indica la relazione di non parallelismo tra due unità in successione verticale), essi vengono comunemente considerati sinonimi in letteratura. In particolare il termine inglese unconformity, che indica una discontinuità stratigrafica in senso generale, viene spesso tradotto in italiano con il termine "discordanza". Nella Guida al Rilevamento del Servizio Geologico Nazionale (PASQUAREÈ et alii, 1992) si è convenuto di tradurre il termine unconformity con "inconformità".

I tipi di discontinuità che vengono generalmente riconosciuti sono i seguenti:

**a. Discordanza angolare.** Una discontinuità in corrispondenza della quale i piani di stratificazione delle unità sottostanti e soprastanti formano un angolo gli uni rispetto agli altri, indicando deformazione tettonica prima dell'erosione oppure un onlap molto marcato.

**b. Disconformità.** Una discontinuità in corrispondenza della quale i piani di stratificazione delle unità sottostanti e sovrastanti sono essenzialmente paralleli. Generalmente questo parallelismo apparente è limitato ad aree ristrette, mentre a scala regionale è generalmente presente un certo grado di discordanza (troncatura erosiva dell'unità sottostante o onlap in quella sovrastante).

**c. Diastema.** Una breve interruzione nella sedimentazione con poca o senza erosione prima della ripresa della sedimentazione. Questi brevi arresti nella sedimentazione hanno generalmente un'estensione laterale limitata e non rappresentano elementi appropriati sui quali basare unità a limiti inconformi.

**d. Paraconformità.** Discontinuità tra successioni geometricamente concordanti.

Se nell'analisi stratigrafica di terreno è possibile discriminare alcuni tipi di discontinuità (ad esempio discordanze angolari o grandi forme di erosione subaerea), per il riconoscimento delle altre superfici di discontinuità è necessario utilizzare criteri biostratigrafici (che evidenziano lacune temporali) e sedimentologici (ad esempio sovrapposizione di facies non compatibili con il principio o legge di Walther).

.....OMISSIS.....

## NATURA DELLE UNITÀ A LIMITI INCONFORMI

**Le unità a limiti inconformi sono corpi rocciosi delimitati alla base ed alla sommità da discontinuità significative.** Sono quindi unità stratigrafiche cartografabili, che differiscono dalle unità sottostanti e soprastanti semplicemente per il fatto di essere separate da esse da superfici di discontinuità.

Le unità a limiti inconformi possono essere costituite da diversi tipi di rocce (sedimentarie, magmatiche e metamorfiche), ma le proprietà litologiche, il contenuto fossilifero e l'età dei corpi rocciosi non sono per nulla significativi o diagnostici per il riconoscimento delle unità di questo tipo; tali proprietà possono però rivelarsi utili per il riconoscimento delle discontinuità che delimitano le unità stesse.

Le unità a limiti inconformi sono unità naturali, di grande utilità per un approccio chiaro e pragmatico all'analisi stratigrafica, per le sintesi stratigrafiche regionali e per un'interpretazione lucida e descrittiva della storia geologica. Esse esprimono infatti alcuni aspetti dell'evoluzione geologica della Terra, come episodi orogenici e variazioni eustatiche del livello del mare, eventi che sono comunemente registrati da discontinuità nella successione stratigrafica. Per questa ragione, le unità a limiti inconformi sono state spesso ritenute equivalenti ai cicli sedimentari o a unità stratigrafiche controllate dalla tettonica (unità tettonostratigrafiche, tettoniche, stratotettoniche; cicli tettonici; fasi tettoniche o strutturali; ecc.), unità che hanno però un significato genetico e causale ben definito e che richiedono per il loro riconoscimento un'interpretazione dei rapporti stratigrafici osservati. Al contrario le unità a limiti inconformi non si basano su alcuna interpretazione genetica o causale; sono quindi unità oggettive e non interpretative. Esse vengono riconosciute senza precisare il significato delle discontinuità che le delimitano, siano esse il risultato di eventi orogenici, episodi epirogenici, variazioni eustatiche del livello del mare.

Secondo l'ISSC (1987), le unità a limiti inconformi sono state utilizzate con successo in aree cratoniche stabili, dove le discontinuità che le delimitano hanno una grande estensione geografica, e possono rivelarsi di estrema utilità anche nello studio di catene orogeniche o di zone tettonicamente instabili, sempre che vengano stabilite correttamente e non equiparate ad unità litostratigrafiche o cronostratigrafiche.

.....OMISSIS.....

## DEFINIZIONI

**Unità a limiti inconformi (Unconformity-bounded Stratigraphic Units o UBSU) = corpo roccioso delimitato alla base e alla sommità da superfici di discontinuità specificatamente designate, significative e dimostrabili, aventi preferibilmente estensione regionale o interregionale (fig. 2). I criteri diagnostici utilizzati per stabilire e riconoscere queste unità stratigrafiche sono le due discontinuità che le delimitano.**

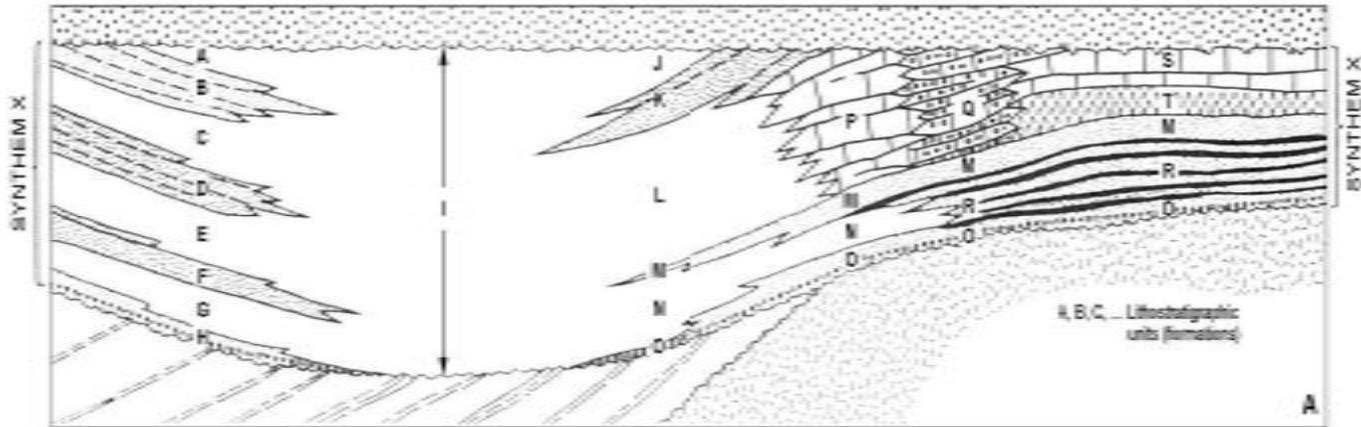
Le unità a limiti inconformi possono includere poche o molte altre unità stratigrafiche (litostratigrafiche, biostratigrafiche, magnetostratigrafiche, cronostratigrafiche, ecc.) sia in successione verticale che laterale.

.....OMISSIS.....

## Tipi di unità a limiti inconformi e gerarchia

L'unità fondamentale è il **sintema**, il cui nome deriva dal greco “syn” (insieme) e “them” (deposito di).

Se utile e necessario, un sintema può essere suddiviso in due o più **subsintemi** e due o più sintemi possono essere raggruppati in un **supersintema**.



Stabilire una **gerarchia all'interno delle unità a limiti inconformi** presenta comunque dei problemi, essendo essa **basata sull'importanza delle discontinuità che delimitano le unità stesse**. L'importanza di tali discontinuità si basa su tre criteri principali:

- il **grado di discordanza angolare** (geometrico),
- la **durata dell'intervallo di tempo** corrispondente allo hiatus deposizionale in corrispondenza della discontinuità (temporale),
- l'**estensione geografica della stessa** (spaziale), criteri che sono spesso indipendenti uno dall'altro e che possono avere un valore diagnostico differente a seconda dei casi.

.....OMISSIS.....

**Le indicazioni del Servizio Geologico Nazionale** per il rilevamento e la cartografia delle successioni continentali nell'ambito del progetto CARG prevedono che nel contesto geologico italiano i **supersintemi siano delimitati da discontinuità di importanza regionale**, mentre per i **sintemi ed i subsintemi le discontinuità possono essere anche di ordine subregionale e locale**; per i sintemi, tuttavia, le discontinuità dovrebbero essere almeno a livello di bacino di asta fluviale principale.

.....OMISSIS.....

# GUIDA ITALIANA ALLA CLASSIFICAZIONE E ALLA TERMINOLOGIA STRATIGRAFICA

A P A T

*Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici\**

**DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO**

Organo Cartografico dello Stato (Legge N°. 68 del 2-2-1960)

**QUADERNI serie III**

**Volume 9**

**Stratigrafia** - Scienza che si occupa della descrizione di tutti i corpi rocciosi (stratificati e non) che formano la crosta terrestre e la loro organizzazione in unità distinte, cartografabili, caratterizzate da particolari proprietà.

**Strato** - Corpo roccioso avente generalmente geometria tabulare, caratterizzato da proprietà litologiche, attributi o limiti che lo distinguono dagli strati adiacenti. Strati adiacenti possono essere separati da piani di stratificazione chiaramente visibili o da cambiamenti litologici meno percettibili.

**Classificazione stratigrafica** - Organizzazione sistematica dei corpi rocciosi, secondo i loro rapporti originali, in unità basate su una delle molteplici proprietà o attributi che essi possiedono. Esistono differenti tipi di classificazione stratigrafica, poiché molteplici sono le proprietà e gli attributi che possono rivelarsi utili nella classificazione stratigrafica.

**Unità stratigrafica** - Corpo roccioso riconosciuto come entità distinta, e quindi come unità, nella classificazione delle rocce della Terra, in base ad una delle molteplici proprietà o attributi che esso possiede. Unità stratigrafiche basate su una particolare proprietà non coincidono necessariamente con unità basate su un altro attributo. Risulta quindi essenziale utilizzare differenti terminologie per le diverse categorie di unità.

**Terminologia stratigrafica** - L'insieme dei termini comuni usati nella classificazione stratigrafica per indicare le diverse categorie di unità, come, ad esempio, formazione, piano, biozona, magnetozona. La terminologia stratigrafica può essere formale o informale.

- La terminologia formale utilizza termini che vengono propriamente definiti e nominati secondo uno schema di classificazione prestabilito, come, ad esempio, Formazione di Bellano, Piano Aquitaniano. Questi termini devono essere stampati con la lettera iniziale maiuscola. È possibile tuttavia osservare in letteratura l'uso improprio della lettera iniziale maiuscola anche per unità non formali.

- La terminologia informale utilizza i termini di unità con lettera iniziale minuscola senza che questi vengano definiti e nominati secondo uno schema convenzionale di classificazione: ad esempio formazione sabbiosa, zona a brachiopodi. L'utilizzo di termini informali può essere utile per acquiferi, serbatoi petroliferi, cave, profili sismici.

In tutti i casi in cui è possibile, va fortemente scoraggiato l'utilizzo della terminologia informale in documenti da pubblicare su riviste scientifiche e si consiglia di definire e descrivere le unità stratigrafiche nuove e meritevoli di un nome distinto.

**Nomenclatura stratigrafica** - L'insieme dei nomi propri che vengono attribuiti a specifiche unità stratigrafiche; ad esempio, Gelasiano, Biozona a Ticinella primula, Formazione dell'Auernig. Per l'Italia la validazione è di pertinenza della CIS.

**Zona** - Termine fondamentale in molte categorie di unità stratigrafiche. Esistono diversi tipi di zone, a seconda della proprietà stratigrafica considerata: litozona, biozona, cronozona, zona di polarità magnetica, zona metamorfica ecc. Termine adatto anche all'uso informale e generico (riportato con la lettera iniziale minuscola).

**Orizzonte** - Un orizzonte stratigrafico è un'interfaccia che indica una posizione particolare nella successione stratigrafica. In realtà, il termine orizzonte viene comunemente utilizzato per definire un livello di limitato spessore, geologicamente istantaneo e con caratteristiche peculiari utili per il suo tracciamento laterale. Esistono diversi tipi di orizzonti, a seconda della proprietà stratigrafica considerata: litoorizzonti (Orizzonte di Andraz nella Formazione di Werfen), bioorizzonti [bioorizzonte a boginense (VIIa) nel Calloviano inferiore], cronoorizzonti, orizzonti sismici, orizzonti di inversione di polarità magnetica.

**Limite** - Interfaccia o superficie di separazione tra due unità stratigrafiche.

**Correlazione** - Correlare significa dimostrare corrispondenze tra unità stratigrafiche in base a un carattere e/o alla posizione stratigrafica. Le correlazioni litostratigrafiche dimostrano corrispondenze nelle proprietà litologiche e nella posizione litostratigrafica; le correlazioni biostratigrafiche dimostrano la corrispondenza nel contenuto fossilifero e nella posizione biostratigrafica; le correlazioni magnetostratigrafiche dimostrano la corrispondenza nella posizione magnetostratigrafica.

**Geocronologia** - La scienza che data e determina la sequenza temporale delle rocce e degli eventi nella storia della Terra.

**Unità geocronologica** - Unità di tempo geologico. Non è un'unità stratigrafica, ma esprime l'intervallo di tempo in cui un'unità stratigrafica si è formata.

**Geocronometria** - Branca della Geocronologia che si occupa delle misure quantitative (in numeri) del tempo geologico, esprimendolo generalmente in migliaia (ka), milioni (Ma) e miliardi (Ga) di anni.

**Facies** - Aspetto, natura, manifestazione di un carattere delle rocce o di loro specifici costituenti, che generalmente indica le condizioni della loro origine. Il termine facies è stato originariamente introdotto da GRESSLY (1838) per indicare variazioni laterali di litologia. Successivamente, il termine è stato variamente utilizzato per indicare ambienti di sedimentazione o formazione, composizioni litologiche, contenuti fossiliferi, gradi metamorfici, associazioni geografiche o climatiche, associazioni tettoniche. È quindi uno dei termini geologici che comprendono la più vasta gamma di accezioni; ad esempio: facies pelagica, facies calcarea, facies a graptoliti, facies scisti blu, facies tetidea, facies orogenica.

**Caratterizzare** - Specificare l'unico attributo o la peculiare combinazione di attributi di un'unità stratigrafica.

**Classificare** - Organizzare i dati analizzati in categorie distinte che hanno limiti ben definiti o sono ben caratterizzate.

**Definire** - Indicare i limiti o le caratteristiche distintive delle unità nella classificazione.

**Descrivere** - Elencare il contenuto totale, tutte le caratteristiche e i rapporti di un'unità stratigrafica nella classificazione.

**Diagnosticare** - Indicare quale carattere o combinazione di caratteri permettono il riconoscimento inequivocabile di un'unità nella classificazione.

**Identificare** - Riconoscere che un gruppo di osservazioni rientra nei limiti definiti o possiede i caratteri specifici di un'unità stratigrafica.