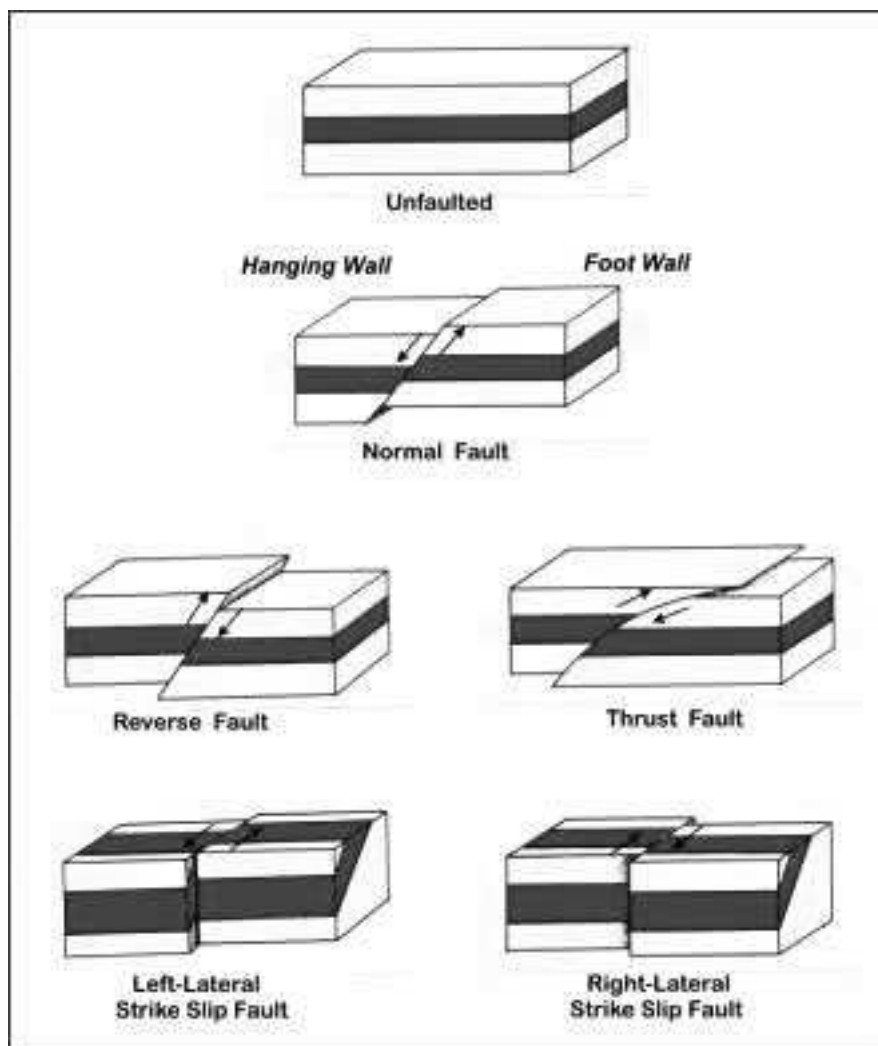


Appunti di Geologia Strutturale

di Emanuele Paone
emanuele_paone@yahoo.it



SOMMARIO

1. INTRODUZIONE	3
2. SFORZO	3
3. DEFORMAZIONE	6
4. RISPOSTA DELLE ROCCE ALLO SFORZO: COMPORTAMENTO MECCANICO DEI MATERIALI	8
5. LA DEFORMAZIONE FRAGILE	9
6. DETERMINAZIONE DELLA GEOMETRIA DEL CAMPO DI STRESS DALL'ANALISI DEGLI INDICATORI CINEMATICI DELLE STRUTTURE FRAGILI	12
7. ASSOCIAZIONI STRUTTURALI	13
8. MECCANISMI FOCALI	15
9. GEOMORFOLOGIA STRUTTURALE	16
10. STUDIO DELLE STRUTTURE FRAGILI DI UN'AREA	18
11. LA DEFORMAZIONE DUTTILE	18

1. INTRODUZIONE

Geologia strutturale:

1° la geologia strutturale si occupa degli effetti delle strutture sulla morfologia di un regione.

2° faglie e pieghe di rilevanza regionale sono le strutture tettoniche che condizionano i caratteri morfologici di un'area.

•GEOLOGIA STRUTTURALE E TETTONICA. TERMINOLOGIA IN USO.

La geologia strutturale è l'analisi della geometria delle strutture, la tettonica è il numero di teorie che esplica le strutture in relazione ai movimenti

•DEFORMAZIONI TETTONICHE E MOVIMENTI DELLE PLACCHE LITOSFERICHE.

Le deformazioni tettoniche sono le deformazioni indotte dai movimenti litosferici ed aventi origine nella struttura più profonda della terra.

•CONCETTO DI SCALA NELLE DEFORMAZIONI TETTONICHE.

Le strutture si catalogano anche sulla base della loro grandezza in:

Macro: strutture che si osservano con strumenti satellitari

Meso: strutture che si studiano con foto aeree

Micro: strutture che si osservano dall'occhio nudo al microscopio

•IMPORTANZA DELLA GEOLOGIA STRUTTURALE IN CALABRIA.

La Calabria subisce nella sua formazione una quantità rilevante di stress tettonici che la fanno per così dire riorganizzare per posizione e forma necessita quindi di un attento esame strutturale.

•SINTESI TETTONICO-EVOLUTIVA DELLA CALABRIA

La storia geologica della nostra regione inizia circa 23 milioni di anni fa quando essa si trova unita alla Corsica ed alla Sardegna in un sol blocco con le Alpi. A causa degli sforzi compressivi tra le placche europea ed africana si formarono delle faglie. Si formò dapprima il golfo di Valentia che ampliandosi diede origine al bacino balearico (18 milioni di anni fa). Circa cinque milioni di anni fa si forma il bacino che diverrà il mare Tirreno all'origine della separazione della nostra regione da Corsica e Sardegna. Il movimento è perdurato fino all'Olocene con conseguente slittamento della nostra regione fino alla posizione attuale. I più di mille chilometri sono di viaggio della Calabria sono ora imperniati la zolla tra due faglie: quella del Pollino e quella di Taormina

2. SFORZO

•CONCETTO DI FORZA E DI SFORZO

Sforzo e deformazione:

Dicesi di un oggetto come un blocco di roccia che sia sottoposto ad uno sforzo qualora o sia deformato o forze applicate sulla sua superficie producano al suo interno degli stati di stress o delle forze.

La forza che comporta la deformazione delle rocce è collegata alla gravità ed alle forze indotte dai movimenti termici e gravitazionali all'interno del mantello e della crosta. La forza di gravità agisce ovunque ed è sempre attrattiva verso il centro della Terra.

Altri tre tipi di forze, ma che agiscono a livello atomico, sono la:

1) forza elettromagnetica: descrive l'interazione fra cariche atomiche

2) forza nucleare: descrive la forza fra nuclei nell'atomo

3) forza debole: descrive la forza collegata alla radioattività.

La forza altera o tende ad alterare lo stato di quiete di un corpo oppure anche che tende ad alterare il suo moto uniforme. Cio' comporta variazioni di velocità, nel primo caso, o di direzione nel secondo caso

Forza: $F = ma$ (II legge di Newton) $ma = [ml/t^2] = kg \cdot ms^{-2} = N$ (Newton)

Forze di volume: agiscono sull'intero volume (la forza di gravità ad esempio: $F_g = Mxg$).

Forze di superficie: agiscono sulla superficie dell'intero volume (pressione alla base di una colonna: $P = F_s/S$).

Dimensioni della forza: $F = m \cdot a$; ----> **$F = M \cdot L \cdot T$**

M=massa, **L**=lunghezza, **T**=tempo.

In generale definiremo lo sforzo come variante col variare dell'orientazione della superficie.

•COMPONENTI DELLO SFORZO

Le componenti di uno sforzo possono essere sempre definite come “ σ ” e “ τ ”;

Si consideri un cubo di dimensioni infinitesime i cui i tre spigoli siano paralleli agli assi cartesiani, l'origine dei quali sia comune e posta in un vertice del cubo, gli sforzi agenti su ogni singola faccia siano scomponibili in tre componenti parallele agli assi di riferimento.

•DEFINIZIONE ANALITICA DELLO STATO DI SFORZO

Stato di sforzo di un cubo

$$\sigma_{xyz} \left\{ \begin{array}{ccc} \sigma_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yz} & \sigma_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_{zz} \end{array} \right\}$$

gli indici applicati in matrice sigma e tau indicano la giacitura del piano e la direzione degli sforzi.

Il campo di sforzi sarà definito omogeneo se sono uguali in ogni punto del corpo le componenti, disomogeneo se le componenti saranno disuguali nei vari punti.

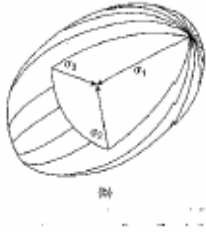
Gli assi perpendicolari ai piani σ_x , σ_y e σ_z saranno definiti σ_1 , σ_2 e σ_3 ed ordinati per grandezza $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

•DEFINIZIONE GEOMETRICA DELLO STATO DI SFORZO: L'ELLISSOIDE DEGLI SFORZI

La rappresentazione matematica così definita dalla matrice sarà anche traducibile in geometrica dall'ellissoide degli sforzi; avremo differenti configurazioni geometriche per differenti sforzi:

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{Sforzo uniassiale: } \sigma_1 \neq \sigma_2 = \sigma_3 = 0 \\ \text{Sforzo biassiale: } \left\{ \begin{array}{l} \sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 \neq 0 \text{ (sferoide prolato)} \\ \sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3 \neq 0 \text{ (sferoide oblato)} \end{array} \right. \\ \text{Sforzo triassiale: } \sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3 \neq 0 \text{ (ellissoide)} \\ \text{Sforzo idrostatico: } \sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 \neq 0 \text{ (sfera)} \end{array} \right.$$

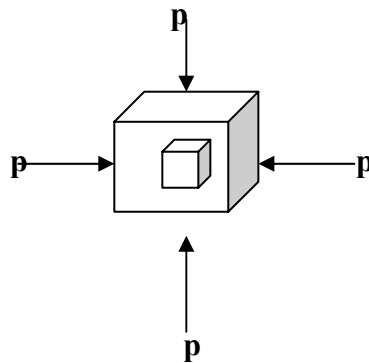
Nelle tre dimensioni si può descrivere un ellissoide degli stress siffatto:



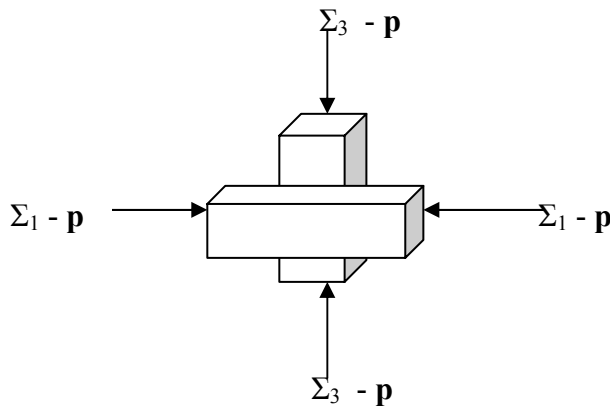
•SFORZO MEDIO E SFORZO DEVIATORICO

Lo sforzo avente effetto solo sul volume è definito medio:

$$\bar{\sigma} = \left[\frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3} \right]$$



Lo sforzo che ha effetto sulla forma è definito sforzo deviatorico: $\sigma = (\sigma - \bar{\sigma}) = \sigma - \left[\frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3} \right]$



•STATO DI SFORZO IN UN PIANO COMUNQUE ORIENTATO (CERCHI DI MOHR)

Cerchio di Mohr:

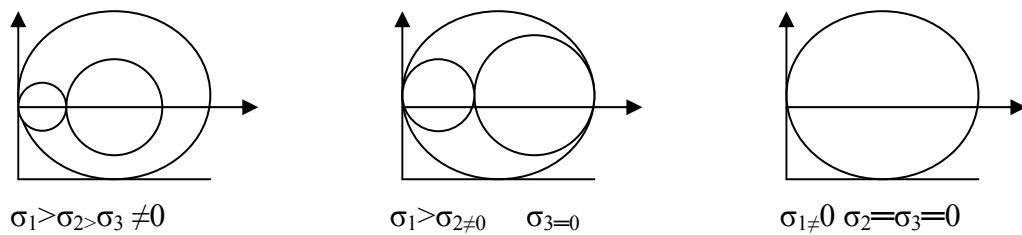
Considerato un piano all'interno di un cubetto modulare, noti i sigma, analizzando 2 di essi per semplicità il 1° e il 3°, il piano formi un angolo theta con la direzione di sigma tre, diremo gli sforzi scomposti in due componenti una normale alla superficie ed una tangenziale alla superficie.

$\sigma_N = \left[\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cdot \cos 2\theta \right]$ la descritta è l'equazione fondamentale dello stress per ricavare il valore di σ_N in qualsiasi piano comunque orientato.

$$\tau = \left[\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \right] \cdot \sin 2\theta$$

questa qui rappresentata è l'equazione fondamentale dello stress per ricavare il valore di τ in qualsiasi piano comunque orientato.

I cerchi di Mohr rappresentano i vari stati di sforzo cui è soggetto un corpo in funzione delle caratteristiche dei campi di sforzi..



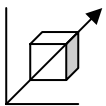
3. DEFORMAZIONE

La deformazione è lo spostamento delle particelle all'interno di un corpo che sia sottoposto a stress. Diremo quindi deformazione qualsiasi operazione che modifichi forma, dimensioni o posizione di un corpo da uno stato iniziale ad uno stato finale.

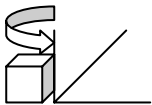
•COMPONENTI DELLA DEFORMAZIONE: TRASLAZIONE, ROTAZIONE E DISTORSIONE

I quattro tipi fondamentali di deformazione sono:

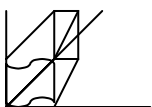
1° Traslazione



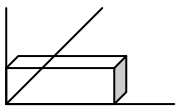
2° Rotazione



3° Distorsione



4° Dilatazione



•DEFINIZIONE DI DEFORMAZIONE

Un corpo nel deformarsi subirà una serie di effetti di tipo deformativi associabili ai quattro definiti i movimenti di una singola particella dalla sua posizione iniziale non sono ricostruibili ma si può ricostruire un vettore che descriva il movimento totale della particella detto vettore spostamento.

•DEFORMAZIONE OMOGENEA E DISOMOGENEA

Le deformazioni possono essere di tipo omogeneo o disomogeneo, nelle prime,

1° **omogenee**, sono le deformazioni che lasciano \parallel le linee prima della deformazione \parallel .

2° **disomogenee** se le linee \parallel prima della deformazione non sono rimaste tali.

• MISURE DELLA DEFORMAZIONE

I parametri necessari a valutare l'entità delle deformazioni sono tre:

- 1° **Elongazione** o $\underline{\epsilon}$ è il rapporto tra l'incremento di lunghezza e la lunghezza iniziale.
- 2° **Stiramento** o \underline{S} è il rapporto tra la lunghezza di una linea prima e dopo la deformazione.
- 3° **Elongazione quadratica** o $\underline{\lambda}$ è il quadrato dello stiramento.

• ELLISSOIDE DELLA DEFORMAZIONE

Se un cubo prima della deformazione diventerà un parallelepipedo una sfera prima della deformazione diventerà un ellissoide dopo, l'ellissoide sarà caratterizzato da tre piani principali “ \perp ” tra di loro e tre assi anche essi detti principali e “ \perp ” tra di loro.

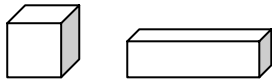
Le deformazioni possibili descritte da questo modello sono tre

- 1°) deformazione uniassiale $\epsilon_x \neq \epsilon_y = 0 \quad \epsilon_z = 0$
- 2°) deformazione biassiale $\epsilon_x, \epsilon_y \neq 0, \epsilon_z = 0$
- 3°) deformazione triassiale $\epsilon_x, \epsilon_y, \epsilon_z \neq 0$

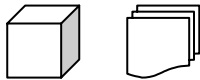
• ALCUNI TIPI DI DEFORMAZIONI OMOGENEE: TAGLIO PURO E TAGLIO SEMPLICE

Talvolta deformazioni diverse danno luogo a identiche rappresentazioni ellissoidali, è il caso del taglio puro e del taglio semplice.

• **Taglio puro** è detta la deformazione derivata da estensione pura lungo un asse e compressione pura lungo l'altro, associabile ad un quadrato che si trasforma in un rettangolo.



• **Taglio semplice** è qualora i due fianchi di un quadrato di partenza subiscano taglio angolare, si osserverà un fenomeno simile in blocchetto di fogli sovrapposti.



• RAPPRESENTAZIONI GRAFICHE DELLA DEFORMAZIONE OMOGENEA: DIAGRAMMI DI FLINN E DI HSÜ

Esistono alcune rappresentazioni grafiche degli stress come il diagramma di Flinn e quello di Hsu, Flinn esprime il rapporto tra il modulo dell'asse maggiore e dell'asse intermedio dell'ellissoide delle deformazioni con: $\frac{1+\epsilon_1}{1+\epsilon_2}$

$$\frac{1+\epsilon_1}{1+\epsilon_2}$$

il rapporto tra il modulo dell'asse intermedio e dell'asse minore dell'ellissoide delle deformazioni con: $\frac{1+\epsilon_2}{1+\epsilon_3}$

$$\frac{1+\epsilon_2}{1+\epsilon_3}$$

Si ricava il **K** e i vari **K** esprimono:

- | | | |
|---------------------------|--------------------------------------|---|
| • K=0: | ellissoide uniassiale oblat | $\left\{ \begin{array}{l} \text{(raccorciamento)} \\ \text{(schiacciamento)} \\ \text{(planare)} \\ \text{(costrittivo)} \\ \text{(estensione uniforme)} \end{array} \right.$ |
| • 1 < K < ∞: | <i>ellissoide oblat</i> | |
| • K = 1: | <i>ellissoide triassiale</i> | |
| • ∞ < K < ∞: | <i>ellissoide prolato di tipo</i> | |
| • K = ∞: | ellissoide uniassiale prolato | |

Il valore di **K** sarà quindi indicativo della classificazione della deformazione.

Hsu esamina il rapporto tra $\frac{\text{deformazione totale} \cdot \gamma}{\text{naturale} \cdot \epsilon}$

Lo stato di deformazione viene rappresentato da un arco di cerchio di raggio ϵ_3 lungo cui vengono riportati i valori di γ

- $K=\infty$ $\gamma=-1,0$ deformazione assiale di estensione
- $K=+1$ $\gamma=0$ deformazione planare a volume costante
- $K=0$ $\gamma=+1,0$ deformazione uniassiale di raccorciamento

4. RISPOSTA DELLE ROCCE ALLO SFORZO: COMPORTAMENTO MECCANICO DEI MATERIALI

Lo studio della risposta delle rocce allo sforzo dei materiali è affidata alla reologia, le caratteristiche che la influenzano sono quelle intrinseche del materiale e quelle fisiche del sistema in cui ritrova il materiale durante la deformazione.

•CLASSI DI MATERIALI

Le classi di materiali sono:

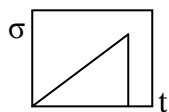
disomogenei per di materiali che hanno caratteristiche meccaniche che variano da punto a punto;
omogenei per le classi di materiali che restano invariate in tutti i punti della massa rocciosa,
isotropo se le caratteristiche restano invariate in tutte le direzioni,
anisotropo se l'applicazione del carico evidenzia direzioni preferenziali in cui la risposta è medesima.

•CLASSI DI RISPOSTA: COMPORTAMENTO DEI MATERIALI E RELAZIONI SFORZO-DEFORMAZIONE

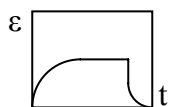
Le classi di risposta di risposta dei materiali allo sforzo sono:

1°)comportamento **elastico**, il quale evidenzia una risposta deformativa allo sforzo

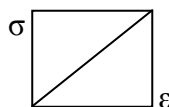
- a)di tipo proporzionale allo stress subito parimenti proporzionali
- b)attraversante configurazioni di equilibrio è il materiale se lo stress viene sottratto con gradualità,
- c)al diminuire immediato dello stress corrisponde un ritorno repentino allo stato iniziale di riposo del materiale.



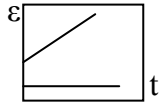
2°)comportamento **anelastico** (visco-elastico): di deformabilità pari ai materiali elastici quelli visco-elastici hanno però una risposta non istantanea al sottrarsi dello sforzo



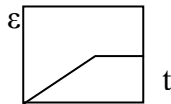
3°)comportamento **viscoso**: i materiali viscosi differiscono dai precedenti per irreversibilità della deformazione siano essi viscosi propriamente detti o newtoniani, nei materiali viscosi lo sforzo è una funzione lineare della velocità di deformazione.



4°)comportamento **elasto-viscoso** e caratterizzato da risposta elastica e reversibile agli sforzi istantanei e da deformazione irreversibile per gli stress che permangono per un periodo di tempo.



5°)comportamento **plastico** è quello che per forze fino ad una certa entità detto punto critico hanno comportamento elastico superato il valore di snervamento hanno comportamento viscoso e deformazione irreversibile.



•PROVE PRATICHE DI LABORATORIO

Le prove più significative da svolgersi in laboratorio sono:

1° prova a compressione uniassiale caratterizzata dalla sollecitazione a rottura uniassiale, le dimensioni del provino sono centimetriche. La prova uniassiale evidenzia il comportamento elastico lineare o non, il comportamento anelastico e le macrofratturazioni.

2°prova a compressione triassiale somma alla pressione uniassiale quella di sconfinamento e lo sforzo differenziale

3°prova a deformazione controllata tipicizzata da una variabilità dello stress applicato nel corso dell'esperimento varia cioè il carico e talvolta la temperatura nel corso della prova.

4°prova a carico costante o di *creep*

•CRITERI DI ROTTURA DELLE ROCCE: CRITERI DI MOHR-COULOMB E DI GRIFFITH. INFLUENZA DEI FLUIDI NEI CRITERI DI ROTTURA

In un definito campo di sforzi è necessario prevedere l'orientamento del piano di frattura e lo sforzo che la causa. Secondo Mohr la rottura inizia nel momento in cui lo sforzo di taglio raggiunge il valore chiamato di resistenza al taglio. Generalmente in natura le superfici per cui i materiali si rompono sono a 30° sebbene la geometria teorica voglia la direzione di massima compressione a 45°, l'inizio della rottura avviene lungo una superficie sulla quale lo sforzo di taglio τ è massimo, esso è contrastato da due azioni: l'attrito interno del materiale lungo la superficie di rottura e la forza di coesione dello stesso. Griffith registrò l'effetto della resistenza a trazione dei vetri e la trovò enormemente più bassa, la deduzione più semplice fu ascrivere la minor resistenza alla presenza di difetti reticolari e microfratture che comportavano la propagazione ed il collegamento di molte di esse fino alla rottura del provino.

Studi successivi hanno evidenziato la diminuzione del carico di rottura in rocce contenenti fluidi negli interstizi porosi; la pressione idrostatica esercita una forza normale alle pareti tendendo a chiudere il poro, la pressione interstiziale esercita una tendenza parimenti normale alla parete del poro ma tende ad aprirlo.

5. LA DEFORMAZIONE FRAGILE

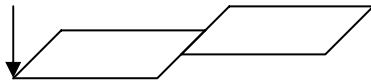
•FAGLIE E PIANI DI TAGLIO (DIREZIONE, IMMERSIONE, INCLINAZIONE, TETTO, LETTO, RIGETTO, PITCH, ECC.)

•*Faglia*: è una frattura della crosta terrestre caratterizzata da scorrimento, le faglie sono dette macro meso o micro proporzionalmente alla loro dimensione.

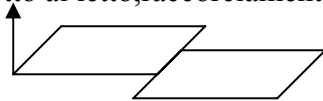
- *Piano di taglio*: faglia con movimento relativo di modeste dimensioni
- *Piano di faglia*: superficie irregolare a cui spesso sono associate fasce di deformazione più o meno spesse caratterizzate da numerosi piani di taglio.
- *Specchio di faglia*: si ha quando le superfici di contatto tra i due blocchi di scorrimento possono essere lucidati durante il movimento, utili alla classificazione nel caso presentino strie di frizione che preservano indicazioni al verso del movimento.
- *Direzione*: angolo formato tra la linea orizzontale tracciata dal piano di faglia ed il nord geografico.
- *Immersione*: la direzione indicativa verso cui si dirige la faglia
- *Inclinazione*: angolo formato dal piano di faglia con l'orizzontale
- *Tetto*: blocco che si trova al di sopra del piano di faglia
- *Letto*: blocco che si trova al di sotto del piano di faglia
- *Rigetto*: rappresenta lo spostamento dei due blocchi in punti omologhi lungo il piano di faglia.
- *Pitch*: angolo formato sullo specchio di faglia tra la stria e la direzione dello specchio stesso

• TIPI DI FAGLIA

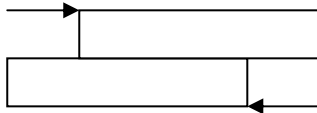
- *Faglie normali*: abbassamento relativo del tetto rispetto al letto, allungamento orizzontale dei blocchi, spostamento perpendicolare al piano di scorrimento.



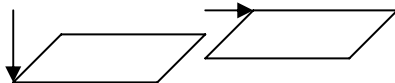
- *Faglie inverse*: spostamento perpendicolare al piano di scorrimento, innalzamento relativo del tetto rispetto al letto, raccorciamento orizzontale dei blocchi.



- *Faglie trascorrenti*: spostamento lungo il piano di scorrimento, destre o sinistre se il blocco opposto al punto di osservazione va in una direzione o l'altra.



- *Faglie oblique*: di caratteristiche intermedie tra le faglie già definite.



• RELAZIONI TRA FAGLIE/PIANI DI TAGLIO E GEOMETRIA DEL CAMPO DI STRESS: IL MODELLO DI ANDERSON (1951)

In un mezzo isotropo ed omogeneo non interessato da fratture preesistenti un campo di stress produce deformazioni fino alla rottura di un angolo $<45^\circ$, Anderson ha sistematizzato un metodo che ci permette di risalire al campo di stress a partire da un sistema coniugato di faglie. Sulla base della classificazione di Anderson distinguiamo:

- 1° Faglie normali σ_1 verticale σ_2 orizzontale e giacente lungo il piano di faglia σ_3 orizzontale
- 2° Faglia inversa σ_1 orizzontale σ_2 orizzontale e giacente lungo il piano di faglia σ_3 verticale
- 3° Faglia trascorrente σ_1 orizzontale σ_2 verticale e giacente lungo il piano di faglia σ_3 orizzontale

• CLASSIFICAZIONE DELLE FAGLIE BASATE SU LORO INTERRELAZIONI

1°Faglie en echelon: presentano eguale direzione e tendono a sovrapporsi, a sinistra o a destra secondo il verso.

2°Faglie parallele: di stessa direzione

3°Faglie a gradinata:eguali direzione ed immersione

4°Faglia principale:costituisce il fenomeno di dislocazione principale

5°Faglia secondaria:di importanza minore e coordinata con la precedente suddivise in

a)Faglie sintetiche:di stessa immersione della principale

b)Faglie antitetiche:di immersione opposta alla faglia principale

8°Faglie listriche:di profilo cicloide e concavità rivolta verso l'alto

•FRATTURE DI ESTENSIONE E DIACLASI

Fratture di estensione di forma lenticolare in sezione con bordi aperti nella parte centrale e congiunti alle estremità.

direzionalità dei minerali fibrosi d'abito accentuatamente \perp ai bordi.

Diaclasi che non evidenziano componenti di taglio ed hanno i bordi uniti.

•GIUNTI STILOLITICI

Superfici di discontinuità con picchi e creste a forma di colonna o coniche,le dimensioni sono mesoscopiche e i blocchi sono strettamente compenetrati,comuni in ambiente calcareo ed associati a fratture di estensione.

•RELAZIONI TRA FRATTURE DI ESTENSIONE/DIACLASI, STILOLITI E GEOMETRIA DEL CAMPO DI STRESS

La parallela al piano di estensione/diaclasi corrisponde alla direzione di massima compressione σ_1

La perpendicolare al piano di estensione/diaclasi indica la direzione di massima estensione σ_3 , le fratture di estensione sono associate a sistemi tettonici.

La direzione degli stiloliti indica il σ_1 per le altre due direzioni ci si affiderà alle fratture di estensione/diaclasi.

•CINEMATICA DELLE FAGLIE

Lo scorrimento che avviene lungo le faglie lascia delle tracce note come indicatori cinematici, slickenside o tectoglifi, l'analisi dei suddetti permette di determinare il senso relativo tra i due blocchi e ricavare il campo di stress.

•NATURA DEGLI INDICATORI CINEMATICI

La natura degli indicatori cinematici è influenzata da a)la litologia dei blocchi,b)geometria delle superfici di scorrimento,c)velocità di spostamento,d)condizioni fisiche al contorno.

•ANALISI DEGLI INDICATORI CINEMATICI SU ROCCE CALCAREE E SU ROCCE NON CALCAREE

Le rocce calcaree, saranno interessate da:

1°)strie con gradini di calcite le quali si formano per l'allontanamento e lo scorrimento dei blocchi, i quali formando vuoti che vengono poi colmati con la formazione di minerali fibrosi come la calcite, i cristalli presentano forma lenticolare e su un lato si raccordano con continuità mentre dal lato opposto presentano un gradino di grandezza millimetrica.

2°)strie con stiloliti: lo scorrimento dei blocchi è caratterizzato da compenetrazione dei quali, la natura degli indicatori cinematici sarà quindi stilolitica e la polarità degli indicatori opposta al senso del movimento del blocco mancante.

Gli indicatori cinematica su rocce non calcaree sono divisi in due classi di tectoglifi:

1°)Ciottoli improntati,

a) di tipo erodibile diminuendo di dimensione e volume con lo scorrere della faglia lasciano scanalature a forma di “v” con apice nella direzione di scorrimento.

b) poco erodibili tendono a penetrare nel blocco di scorrimento e lasciano forma a “v” nelle scanalature con apice opposto alla direzione di scorrimento.

c) nicchie a forma di semiluna originate da ciottoli di dimensioni maggiori con penetrazione rapida nel piano di faglia, il senso di scorrimento del blocco mancante corrisponde alla direzione verso cui il limite della nicchia si raccorda con continuità con la superficie di faglia.

2°) fratture di estensione/diaclassi divise in:

a) semi-fratture di estensione inclinate di 30-50° rispetto al piano di faglia la loro immersione indica la direzione del blocco mancante, piane o curve

b) fratture R di Riedel inclinate di 10-30° l'immersione indica la direzione del blocco mancante.

c) laminazioni sigmoidali si formano a causa di laminazioni, il senso di movimento della faglia è indicato dalla direzione dell'angolo acuto che le laminazioni formano con il piano di faglia.

•STRIE SOVRAPPOSTE

rigetti istantanei che si producono sul piano di faglia al momento del sisma.

Rigetti totali di scala molto maggiore delle precedenti sono il risultato della sovrapposizione di molte faglie, come tali possono essere equidirezionali o non conseguentemente alla cinematica della faglia.

•ALTRI INDICATORI CINEMATICI

La giacitura degli strati può essere indice della cinematica della faglia, specie in rocce sedimentarie poco consolidate. L'andamento delle fratture associate a faglie trascorrenti di importanza regionale.

6. DETERMINAZIONE DELLA GEOMETRIA DEL CAMPO DI STRESS DALL'ANALISI DEGLI INDICATORI CINEMATICI DELLE STRUTTURE FRAGILI

La geometria del campo di stress legata a differenti eventi tettonici che hanno interessato un'area può essere determinata dall'analisi delle mesodeformazioni fragili delle rocce.

•METODI DI RAPPRESENTAZIONE DEI PIANI NELLO SPAZIO

Le faglie o loro piani possono essere rappresentate mediante:

1°) rappresentazione mediante ciclografiche

2°) rappresentazione mediante poli

•METODI DI RAPPRESENTAZIONE STEREOGRAFICA SU DIAGRAMMI DI SCHMIDT

Il metodo di Schmidt consente di rappresentare su un piano l'orientazione di qualsiasi retta nello spazio, il reticolo che usa è di tipo stereografico, le ciclografiche che ne derivano sono la proiezione dallo zenit di una sfera in piani corrispondenti ad archi di cerchi massimi.

•ESERCITAZIONI SU ALCUNE FAGLIE E PIEGHE

referirsi alle esercitazioni

•RICERCA DEL CAMPO DEGLI SFORZI RESPONSABILE DELLO SCORRIMENTO SU UNA POPOLAZIONE DI FAGLIE IN UN MEZZO ROCCIOSO FRATTURATO

Strutture utili per la determinazione del campo di sforzi:

- 1°) macro faglie: elementi morfostrutturali sono utili per determinare il senso di spostamento lungo le strutture tettoniche del primo ordine
- 2°) meso-faglie: gli indicatori cinematici permettono di determinare la giacitura del piano di faglia, la giacitura delle strie o di altri elementi atti a determinare il senso di movimento
- 3°) micro-faglie: stesse determinazioni che per le meso-faglie mediante microscopio elettronico.
- 4°) stiloliti: danno informazioni sulla direzione del σ_1
- 5°) fratture di estensione: come le stiloliti danno informazioni sulla direzione del σ_1

• ANALISI CINEMATICA SEMPLICE

Si prendono in considerazione le giaciture: dei piani di faglia, delle fratture di estensione, dei piani di stilolizzazione.

In ambiente tettonico distensivo si osservano:

Faglie normali, fratture di estensione verticali, picchi stilolitici verticali.

In ambiente tettonico compressivo si osservano:

faglie inverse, giunti di stilolizzazione verticali, fratture di estensione/diaclassi orizzontali.

In ambiente tettonico trascorrente si osservano:

faglie trascorrenti, giunti di stilolizzazione verticali, fratture di estensione/diaclassi verticali.

• ANALISI CINEMATICA COMPLESSA: METODO BASATO SUL MODELLO DI DEFORMAZIONE TRIASSIALE DI ANDERSON E METODO DI ANGELIER (GEOMETRIA DEL CAMPO TENSIONALE PER UNA SINGOLA FAGLIA E PER PIÙ FAGLIE).

Il metodo di Anderson: ammette che in un sistema di faglie si raggruppano in sistemi di taglio coniugati che contengono σ_1 lungo la bisettrice dell'angolo acuto tra i due piani coniugati, σ_3 lungo la bisettrice dell'angolo ottuso tra i due piani coniugati.

La geometria del campo tensionale si determina sulla base del diagramma a poli delle faglie rilevate; si tracciano le linee di isofrequenza al fine di determinare i poli medi dei due sistemi principali coniugati di faglie, si tracciano le ciclografiche dei punti medi il cui punto di intersezione rappresenta la direzione del σ_2 . lungo la ciclografica di cui σ_2 rappresenta il polo si ubicheranno il σ_1 ed il σ_3 .

Il metodo di Angelier: tale piano permette di risalire alla geometria del campo di stress considerando un insieme di piani di faglia striati. Per ogni piano è possibile definire quattro quadranti separati dal piano di faglia e dal piano ausiliario perpendicolare alla stria.

In base al tipo di movimento che caratterizza il piano di faglia i quadranti conterranno alternativamente le direzioni di massima (σ_1) e minima (σ_3). compressione ubicati lungo la bisettrice.

7. ASSOCIAZIONI STRUTTURALI

• DEFORMAZIONI LUNGO FAGLIE TRASCORRENTI E STRUTTURE ASSOCIATE

Questa parte della geologia strutturale esamina le strutture minori legate alla forma della superficie di scorrimento in rapporto al vettore-spostamento. Il movimento tra due blocchi generalmente presenta fenomeni di convergenza o divergenza a causa dell'irregolarità del piano di faglia.

Deformazione transpressiva distinguibile da settori di raccorciamento e sollevamento, le strutture più comuni sono pieghe con assi tendenzialmente di 45° rispetto alla direzione del piano di faglia principale (perpendicolare al σ_1). Faglie inverse oblique rispetto alla zona di taglio principale dette *upthrust* individuano una serie di cunei di estrusione tettonica e rialzati.

•ZONE DI TERMINAZIONE E DI INTERAZIONE TRA FAGLIE TRASCORRENTI.

Distinguiamo i movimenti trascorrenti su crosta continentale, riferiti alle **faglie trascorrenti** da quelli che si sviluppano su crosta oceanica riferiti alle **faglie trasformi**.

Quando il piano di faglia "circa verticale ed i movimenti su questa superficie indicano un movimento prevalente parallelo alla direzione del piano di faglia, definiamo questa struttura come faglia trascorrente. La faglia trascorrente può poi essere ulteriormente classificata in destra o sinistra a seconda del movimento del blocco posto davanti all'osservatore. Le aree caratterizzate da tettonica trascorrente mostrano una notevole complessità di strutture per la possibile coesistenza di strutture compressive, distensive e trascorrenti, come indicato dalla figura qui accanto. La deformazione determina, secondo quanto riconosciuto dagli esperimenti di Riedel, lo sviluppo iniziale delle strutture R, successivamente delle R' e, se la deformazione continua, delle strutture compressive e distensive. Il sistema cinematicamente coordinato. Le faglie trascorrenti si sviluppano in sistemi en-echelon. Il movimento si trasferisce da un settore all'altro attraverso zone che possono essere soggette ad estensione od a compressione, a seconda della geometria delle faglie trascorrenti e delle relazioni con il campo della deformazione. Avremo quindi delle aree dove i due blocchi tendono ad allontanarsi e quindi si aprono spazi (zone di **transtensione**) e delle aree dove invece i due blocchi tendono ad avvicinarsi (zone di **trans-pressione**). Nelle zone di trans-tensione si formano bacini di **pull-apart** mentre nelle zone di trans-pressione si sviluppano le strutture compressive.

I movimenti trascorrenti sono spesso associati:

- alle zone di collisione come per la catena himalayana (indentation model).
- alle zone distensive o compressive, come strutture di trasferimento (transfer faults, lateral ramp)

•EVOLUZIONE DI UN BACINO DI PULL-APART.

•COMPATIBILITÀ TRA FAGLIE DI DIVERSO TIPO

•PROBLEMI DI COMBINAZIONE DI FAGLIE IN TERMINI DI STRESS: COMPATIBILITÀ CINEMATICA

•THRUST E FALDE: SUPERFICI DI FLAT E DI RAMP, THRUST E PIEGHE, IMBRICATE FAN, STRUTTURE A DUPLEX, CULMINATION, BACKTHRUST, I THRUST IN 3D

Se nella successione stratigrafica si sviluppano due faglie una in alto ed una in basso. Abbiamo due possibilità:

- 1) le faglie si propagano in maniera indipendente;
- 2) le faglie si collegano lungo una superficie e sono cinematicamente collegate

La superficie di faglia assume una geometria articolata.

La parte della faglia che forma un alto angolo rispetto alla stratificazione si dice ramp; la parte invece che è parallela alla stratificazione si dice flat. Una rampa si sviluppa quando il livello lungo cui si sviluppa lo scollamento incontra rocce meccanicamente più resistenti: la superficie di sovrascorrimento cambia di inclinazione tagliando così la stratigrafia.

Se le rocce più resistenti hanno una continuità laterale articolata, accade che la superficie di sovrascorrimento cambia inclinazione in luoghi diversi. Il movimento del tetto rispetto al muro determina la formazione di un anticlinale di tetto. Uno dei due fianchi della piega è dovuto alla gravità mentre l'altro è dovuto al movimento del tetto rispetto al muro. Possiamo adesso distinguere rampe rispetto al tetto e rispetto al muro.

I sovrascorimenti possono svilupparsi in sistemi embricati mantenendo lo stesso livello di scollamento. Il punto dove il sovrascorrimento si collega con la superficie si definisce branch point. In tre dimensioni, abbiamo la branch line. Lo sviluppo di un sistema embricato definisce singoli elementi sovrascorsi che vengono definiti horse. un caso particolare di sistema embricato è il duplex. Il duplex prevede che ogni singolo elemento sovrascorso (horse) sia circondato da superfici

di sovrascorrimento. Quando i sovrascorrimenti hanno in comune lo stesso branch point, si otteniamo un antiformal stack. La lunghezza del sovrascorrimento è uguale allo spostamento. Se invece i branch point più recenti sono davanti a quelli più vecchi, lo spostamento supera la lunghezza del sovrascorrimento. I sistemi di sovrascorrimento possono svilupparsi nel muro del primo sovrascorrimento oppure nel tetto del primo sovrascorrimento. Nel primo caso parliamo di una sequenza di piggyback (il sovrascorrimento più recente porta sulle spalle il sovrascorrimento più vecchio) oppure parliamo di una sequenza di overstep (il sovrascorrimento più recente salta sopra il sovrascorrimento più vecchio). I sovrascorrimenti che mostrano una vergenza opposta a quella dei sovrascorrimenti principali sono detti back thrust. Possono essere spiegati come effetto di compressioni laterali legate alla gravità durante la salita del tetto sulla rampa.

Un thrust è una faglia inversa con inclinazione inferiore ai 45° , il thrust rappresenta una risposta naturale ad una compressione orizzontale in condizioni fragili,

•HORST E GRABEN: ASSOCIAZIONI STRUTTURALI HORST-GRABEN SEMPLICI E COMPLESSE, HALF-GRABEN, RIFT (ESEMPLI: RIFT DEL RENO, RIFT AFRICANI, RIFT DEL MAR MORTO, RIFT DEL LAGO BAIKAL, RIFT DEL MAR ROSSO, RIFT DELL'AFAR) Fino a non molto tempo fa, circa 15 anni, la nostra conoscenza dei meccanismi distensivi era dominata dalla teoria di Anderson, per cui i modelli geometrici per la tettonica distensiva che se ne ricavava era quello di faglie dirette coniugate ed immergenti sempre di circa 60° ; si ottenevano così horst e graben.

Horst = blocchi relativamente sollevati, non ruotati e delimitati da faglie dirette convergenti verso l'alto.

Graben = blocchi relativamente ribassati, non ruotati e delimitati da faglie dirette convergenti verso il basso.

Questo tipo di geometria comunque soddisfa soltanto piccole entità di estensione, in quanto l'estensione massima è limitata dalla profondità alla quale il blocco di crosta che definisce il graben può affondare. Faglie dirette piane ed inclinate che ruotano lungo una superficie comune di scollamento estensione Questa associazione di faglie dirette è spesso definita modello del domino (domino model od anche bookshelf model). Con il modello del domino si sviluppa sia la rotazione degli strati che la rotazione del piano di faglia. L'estensione che si può raggiungere è molto elevata, maggiore di quella che si potrebbe raggiungere con faglie piane e non rotazionali. Con questa geometria si ottengono i semi-graben (half graben), così detti perché delimitati da una sola parte da faglie dirette. In queste depressioni può svilupparsi la sedimentazione. Intrusioni magmatiche o brecce di faglia riempiono i vuoti che si producono in prossimità della superficie principale di scollamento. Se il processo distensivo che ha determinato questa associazione di faglie dirette procede, una volta che il primo sistema di blocchi ha raggiunto la posizione di stabilità, si può sviluppare una seconda generazione di faglie dirette che delimitano altri blocchi anch'essi in rotazione. Il livello di scollamento si approfondisce.

•MODELLO GENETICO DI UN GRABEN

8. MECCANISMI FOCALI

•TEORIA DEL RIMBALZO ELASTICO

Considerando due blocchi separati da una superficie di scorrimento, ponendo attenzione a linee di riferimento all'interno dei blocchi, le forze di attrito vengono superate dalle reazioni elastiche che tendono a far ritornare le particelle in posizione di equilibrio originaria, si ha movimento relativo tra

i due blocchi, in tal caso l'attrito cede nel punto più debole e la frattura si propaga dall'ipocentro lungo la superficie di faglia. Secondo la teoria del rimbalzo elastico un terremoto si origina per il fatto che il lavoro delle forze viene accumulato sotto forma di energia elastica di deformazione che viene ceduta istantaneamente al momento della rottura. La teoria sin qui descritta dimostra anche alcuni fenomeni riscontrati in prossimità di faglie attive, sovente lo spazio risulta essere diviso in quattro quadranti alternativamente in compressione e distensione.

•PIANI NODALI E LORO RAPPRESENTAZIONE GRAFICA

Lo spazio all'intorno dell'epicentro di un sisma è diviso quattro quadranti determinati dall'incrocio dei piani nodali, i quali sono quello principale coincidente con il piano di faglia e quello ausiliario perpendicolare al vettore spostamento, l'ipocentro è posto all'intersezione tra i due piani. Il piano principale è anche evidenziato dalle scosse secondarie che sovente seguono la principale nei sismi. La rappresentazione grafica dei piani, sarebbe la proiezione su di un piano equatoriale del diagramma di Schmidt dei punti di arrivo dei primi segnali e dei piani nodali, la rappresentazione così chiamata è detta reticolo meccanismo focale.

•TIPI DI MECCANISMI FOCALI IN FUNZIONE DEI TIPI DI FAGLIA

- 1°) faglia trascorrente destra con piano di scorrimento verticale
- 2°) faglia trascorrente destra con piano di scorrimento non-verticale
- 3°) faglia inversa con piano di scorrimento sub-verticale
- 4°) faglia diretta con piano di scorrimento sub-verticale
- 5°) faglia inversa con componente di trascorrenza sinistra
- 6°) faglia normale con componente di trascorrenza normale

9. GEOMORFOLOGIA STRUTTURALE

GEOMORFOLOGIA STRUTTURALE

- 1° la geomorfologia strutturale si occupa degli effetti delle strutture sulla morfologia di un regione.
- 2° faglie e pieghe di rilevanza regionale sono le strutture tettoniche che condizionano i caratteri morfologici di un'area.
- 3° poiché in Italia meridionale le faglie sono le principali cause di modificazioni strutturali si tratterà principalmente questa parte della materia in questione.

FAGLIE E FORME DEL TERRITORIO INDICATORI NEOMORFOTETTONICI

Scarpate di faglia:

1° Età

- Scarpate di faglia: sono le principali forme tettoniche associate alle faglie.
 - Erosione è il fenomeno che più di frequente e proporzionalmente all'età della struttura cancella gli effetti dell'erosione al punto da non far coincidere in molti casi il piano di faglia con la scarpata di faglia.
 - Tipo di faglia e litologia sono invece le cause fondamentali nella conservazione del piano di faglia.
- ##### 2° Tipo di faglia
- la non coincidenza piano di faglia e scarpata è tipico specialmente delle faglie inverse in quanto il tetto è geometricamente posto in posizione sporgente rispetto al letto e pertanto risulta facilmente erodibile.
 - le faglie normali hanno il letto esposto e quindi maggiormente degradabile.
 - le faglie trascorrenti come le normali non hanno tendenza alla manifestazione di scarpate.

3° Litologie coinvolte nel ragliamento:

- Una scarpata di faglia si conserva meglio in materiali difficilmente erodibili e più resistenti(granito>argille).
 - Faccette triangolari e/o trapezoidali sono settori di scarpata di faglia causati da:
 - dislocazione verticale di sistemi creste-corsi d'acqua(triangolari in catena costiera su terreni poco erodibili).
 - degradazione dei corsi d'acqua dell'originaria scarpata di faglia(tipica di materiali facilmente erodibili).
- Discontinuità altimetriche e planoaltimetriche di crinale
- I crinali presentano differente morfologia connessa con il settore di sviluppo.
 - 1°litotipi coerenti sono associati a morfologia spigolosa e sviluppo in pianta rettilineo.
 - In profilo una serie di discontinuità altimetriche, talora di diverse decine di metri, rappresentate da selle e gradini; in pianta tali discontinuità trovano una certa corrispondenza con i crinali adiacenti a riprova della loro natura tettonica.
 - 2° in associazione con sedimenti granulari e poco coesivi o coerenti i crinali sono arrotondati e con sviluppo curvilineo in pianta, non presentano discontinuità di crinale o forme tipiche.
 - Deviazioni di corsi d'acqua
 - Allineamenti di picchi isolati
 - Allineamenti di paleosuperfici(altri indicatori morfotettonici sono resti di antiche superfici morfologiche, di tipico aspetto subpianeggiante ed ondulato, di sovente a vari livelli di quota dalle faglie normali).
 - Coni di detrito di faglia(presenti in piede di scarpata di faglia testimoniano il sollevamento e la conseguente erosione per aumento dell'energia di versante).
 - Faglie di superficie(da leggersi come tracce di eventi sismici di livello critico).
 - Shuttermidges(faglie all'incrocio tra superficie terrestre ondulata e movimento trascorrente).

SCARPATE DI LINEA DI FAGLIA

La scarpata di linea di faglia è una forma litostrutturale da contatto tra due litotipi che genera un contatto morfologico simile a quello della scarpata di faglia ma imputata ad un arretramento dell'originaria.

A)scarpata di linea di faglia resequente(congruente con la struttura tettonica).

B)scarpata di linea di faglia obsequente(non congruente con la struttura tettonica).

·scarpata di linea di faglia di tipo esumata(causata da erosione selettiva della coltre alluvionale).

INVERSIONE DEL RILIEVO

- In corrispondenza di faglia per erosione selettiva si può formare un rilievo che sovverte l'impostazione strutturale.
- Particolari condizioni possono dare una scarpata di linea di faglia obsequente.
- le prime fasi di sviluppo fanno corrispondere ad un livello di base inalterato lo smantellamento della scarpata di faglia
- successivamente un abbassamento del livello di base con conseguente erosione selettiva compare una scarpata di linea di faglia obsequente, quest'ultima speculare rispetto alla primitiva non sorge per cause tettoniche bensì per la posizione depressa del blocco dx che consente di preservare il livello resistente, ed alla ripresa dell'erosione.
- ultimo sviluppo è la formazione di un livello resequente geometricamente analogo a quello iniziale in cui l'erosione selettiva evidenzia la struttura tettonica da tempo inattiva.
- Oltre che singoli rilievi l'inversione di faglia può interessare sistemi di faglia.

IL RETICOLATO FLUVIALE NEI SISTEMI DI FAGLIA:

- Le faglie hanno anche una parte fondamentale nel condizionamento del reticolato fluviale
- Le principali tipologie di reticoli influenzati da sistemi di faglie/fratture sono tre:

1° reticolo parallelo costituito da collettori sub-paralleli tipico di terreni impermeabili con un controllo strutturale di fratture parallele a sensibile acclività.

2° reticolo rettangolare dipendente dalle strutture l'ubicazione dei corsi d'acqua risulta essere non solo parallela ma allineata

3° reticolo angolare mostra un reticolo con ramificazioni presentanti due direzioni prevalenti indica un controllo strutturale di due fasci di faglie, fratture, o discontinuità litologiche.

DISADATTAMENTO LITOSTRUTTURALE DELL'IDROGRAFIA:

Talvolta il reticolato idrografico è interessato da caratterizzazione dovuta ad eventi precedenti il sorgere di fenomeni strutturali, i pattern attivi nell'influenzare il reticolato sono remoti e morfostrutturalmente preesistenti. I casi tipici sono due:

1° Sovraimposizione (permanenza di un corso d'acqua durante l'incisione qualora questo incontri in profondità condizioni litostrutturali diverse da quelle che avevano originato il tracciato stesso)

2° Antecedenza (il corso d'acqua mantiene il suo percorso attraverso una struttura tettonica attiva rispetto alla quale il corso d'acqua è più antico cioè antecedente).

10. STUDIO DELLE STRUTTURE FRAGILI DI UN'AREA

•METODOLOGIA DI STUDIO PER IL RICONOSCIMENTO DI STRUTTURE E MORFOSTRUTTURE TETTONICHE

•PRINCIPALI STRUTTURE FRAGILI DELLA CALABRIA

11. LA DEFORMAZIONE DUTTILE

•LE PIEGHE

Il piegamento è il risultato di condizioni di piccolo contrasto di competenza ed in presenza di filiazioni secondarie lungo cui si sviluppa il movimento relativo

•DEFINIZIONE DEGLI ELEMENTI DELLE PIEGHE

La piega è distinta

1. da un piano assiale pianori simmetria passante per l'apice della piega
2. dall'asse intersezione dell'apice della piega con il piano assiale
3. fianchi che si trovano ai lati della cerniera
4. nucleo che è la parte compresa tra i due fianchi
5. cerniera che rappresenta il tratto di massima curvatura degli strati

•NOMENCLATURA DELLE PIEGHE

Le pieghe sono:

A) sinclinali, qualora il materiale al centro sia più giovane di quello sui fianchi.

B) anticlinali qualora il materiale al centro sia più vecchio di quello sui fianchi.

•CLASSIFICAZIONI DELLE PIEGHE

La classificazione delle pieghe procede in base all'inclinazione del piano assiale distinguendo

Le pieghe in diritte inclinate coricate o rovesciate

•MECCANISMI DI FORMAZIONE DELLE PIEGHE

La piega è il risultato generalmente o di un ambiente che comporta la duttilizzazione del materiale per alte pressione o-e temperatura o di uno stress molto poco forte ma di particolare durata, ciò non toglie che alcuni materiali siano naturalmente predisposti a raggiungere valori mai critici che favoriscono questo tipo di strutture.

•GLI ALTRI TIPI DI DEFORMAZIONE DUTTILE

Altre strutture minori che possono svilupparsi durante il piegamento sono:

Vene di estensione: gli strati più competenti, sottoposti a taglio per scorrimento, possono sviluppare vene di estensione (tension gashes)

Boudin: l'estensione che si sviluppa sui fianchi della piega durante il flexural slip può portare alla fratturazione e separazione degli strati più competenti

giunti: giunti paralleli al piano assiale: sono spiegati come aspetti di estensione legati alle fasi di piegamento; giunti ortogonali al piano assiale: giunti di estensione paralleli alla massima compressione; giunti coniugati: giunti di taglio.

•FOLIAZIONI - SPACED CLEAVAGE - SLATY CLEAVAGE - CRENULATION CLEAVAGE – SCISTOSITÀ

La superficie di scarto è detta foliazione primaria e corrisponde sempre e soltanto ad un cambiamento litologico. Possiamo distinguere quattro tipi di clivaggio:

CLIVAGGIO DISGIUNTIVO (*disjunctive cleavage, stylolitic cleavage*). E' costituito da Discontinuità meccaniche secondarie originatesi per processi di dissoluzione. La dissoluzione si sviluppa nelle rocce con parti argillose diffuse. Si sviluppa preferenzialmente nei livelli più ricchi di argilla, probabilmente per la maggiore presenza di molecole di acqua. L'evoluzione del clivaggio disgiuntivo prevede il progressivo sviluppo ed aumento di spessore del dominio stilolitico dove si concentrano gli elementi insolubili. Se la deformazione continua, il processo di dissoluzione può determinare la crescita del dominio stilolitico fino a rappresentare un luogo preferenziale di erosione (per la presenza di materiale più fine) e dare origine a discontinuità meccaniche che possono essere confuse con fratture. **PENCIL CLEAVAGE**. Si sviluppa in rocce a granulometria particolarmente fine (argilliti) e determina la fratturazione della roccia in elementi isolati a forma di matita. Tale fratturazione deriva dall'intersezione della superficie di clivaggio con la stratificazione (se è variazione litologica: argilla/silt) oppure dall'intersezione dei piani di clivaggio con le superfici legate alla isorientazione dei minerali argillosi che avviene durante la compattazione. Il pencil cleavage caratteristico di argilliti poco deformate. E' un clivaggio non penetrativo (il singolo piano di clivaggio non interessa l'intero corpo roccioso) E' ritenuto costituire la fase iniziale per lo sviluppo dello slaty cleavage (clivaggio penetrativo).

LA SPAZIATURA DEL CLIVAGGIO

Dipende dal contenuto di minerali argillosi e dallo strain. A parità di condizioni litologiche, minore la spaziatura, maggiore ' lo strain. A parità di strain, minore ' la spaziatura, maggiore ' la quantità di minerali argillosi. Il dominio compreso fra due superfici di clivaggio viene definito *microlithon*.

Il clivaggio si definisce spaziato fra 1mm ed 10 cm; si definisce continuo se è spaziato meno di 1 mm. La scistosità è una foliazione secondaria su cui si sviluppa cristallizzazione. I nuovi minerali risultano spesso allungati secondo una direzione preferenziale (lineazione mineralogica). La scistosità quindi si sviluppa in condizioni metamorfiche. Diversi processi deformativi coesistono determinando lo sviluppo della foliazione. Essi sono: *rotazione di minerali, ricristallizzazione e schiacciamento di elementi preesistenti*.

•LINEAZIONI

La lineazione è costituita da minerali ed aggregati di minerali allungati. I minerali più comuni sono le miche, il quarzo, l'anfibolo ed il feldspato. La lineazione mineralogica si trova sul piano di scistosità (piano XY dell'ellissoide dello strain: vedi figura a fianco). Poiché i minerali tendono a crescere nella direzione che gli è più favorevole, la lineazione mineralogica indica la direzione di massimo allungamento (asse Y dell'ellissoide dello strain). La direzione della lineazione mineralogica non cambia durante la deformazione anche se il piano di scistosità ruota fino a parallelizzarsi con i limiti della superficie di taglio. La lineazione mineralogica quindi ci indica la direzione (ma non il verso!!!) del trasporto tettonico; ha lo stesso significato delle strie sui piani di faglia.

•ZONE DI TAGLIO DUTTILI

La scistosità e la lineazione trovano la loro massima espressione nelle zone di taglio duttili e ciò in zone tabulari di una larghezza definibile ed in cui lo strain è considerevolmente più elevato che nelle zone circostanti. Nelle zone di taglio duttili la deformazione si sviluppa senza perdita di coesione. Esse sono caratterizzate da una elevata componente di taglio semplice così che esiste sempre spostamento relativo. La deformazione, in una zona di taglio duttile, può essere omogenea (a) od eterogenea (b). Notare, all'interno della zona di taglio, la rotazione del piano XY dell'ellissoide e la conseguente deflessione del piano di scistosità.

Questo testo è stato stampato dal file “ GEOSTRU.pdf ” prelevato gratuitamente dal sito web:

“ Geologia 2000 ” [www.anisn.it/geologia2000]

Questo testo e il suo file sorgente non possono essere utilizzati a scopo di lucro, cioè non possono essere venduti né possono essere ceduti attraverso attività pubblicitarie o promozionali di qualsiasi tipo senza esplicito consenso dell'autore.

In ogni caso la libera diffusione deve rispettare l'integrità del testo e la citazione chiara e completa di autore e provenienza.

Diffida di chi non rispetta queste regole.

Appunti di Geologia Stratigrafica

di Emanuele Paone
emanuele_paone@yahoo.it
Unical (Cosenza-rende)



1) Metodi di studio, cronologia e tecniche di correlazione stratigrafica, unità stratigrafiche formali

- Metodi di cronologia relativa:

Con le misure relative possiamo stimare quanto una roccia è più vecchia o più giovane di un'altra in termini di n unità litostratigrafiche (litostratigrafia), n unità sequenziali (stratigrafia sequenziale), n zone biostratigrafiche (biostratigrafia), n magnetozone (magnetostratigrafia), n escursioni isotopiche (stratigrafia isotopica), n periodi astronomici (astrostratigrafia). Tutti questi metodi NON esprimono quindi l'età della roccia in anni, ma in maniera relativa. Sono metodi però che forniscono informazioni abbondanti e continue in senso stratigrafico, mentre le misure "assolute" da datazioni radiometriche sono molto più puntiformi nel tempo poichè fortemente vincolate ai tipi di rocce-minerali utilizzabili in laboratorio per le analisi. Il segreto sta nell'INTEGRARE le misure relative con misure "assolute" da datazioni radiometriche, ottenendo SCALE TEMPORALI di riferimento.

- principi di Stenone (sovrapposizione, originaria orizzontalità degli strati e relative eccezioni, originaria continuità laterale degli strati);

PRINCIPIO DI SOVRAPPOSIZIONE

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

Principio di orizzontalità degli strati

Gli strati si sono depositati orizzontalmente e solo in seguito si sono deformati assumendo altre giaciture. "Gli strati sia perpendicolari all'orizzontale che inclinati erano un tempo paralleli all'orizzontale."

Principio di originaria orizzontalità

Le rocce sedimentarie si depongono con geometrie (sub)orizzontali parallelamente alla superficie terrestre (sul particolare sedimentario agisce la forza di gravità)

PRINCIPIO DI CONTINUITÀ LATERALE

Si può assumere che gli strati continuassero lateralmente molto più lontano rispetto a dove finiscono attualmente. "I materiali che formano ogni strato erano continui lungo tutta la superficie della Terra a meno che qualche altro corpo solido non li interrompesse."

PRINCIPIO DI INTERSEZIONE

Gli elementi che tagliano gli strati, li postdatano. "Se un corpo o una discontinuità taglia attraverso uno strato, deve essersi formata dopo quello strato.

- rapporti stratigrafico-geometrici tra diversi corpi litologici come base della cronologia relativa (cross-and-cut relationships);

Cross and cut

Un evento che interrompe una roccia tagliandola trasversalmente (intersecandola) è più giovane della roccia tagliata. Gli eventi possono essere: paraconcordanze, discordanze angolari, intrusioni magmatiche e faglie.

Discontinuità:

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

Discordanza angolare.

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.

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).

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.

Unità Litostratigrafiche

La litostratigrafia si occupa di suddividere e gerarchizzare le successioni rocciose in unità formali distinte sulla base della loro litologia; 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).

Le unità litostratigrafiche formali risultano così gerarchizzate: strato (colata)-membro- formazione-gruppo.

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

1. 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.

2. 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.

3. 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.

Sono caratteri fondamentali per una formazione la riconoscibilità sul terreno e la cartografabilità. La cartografabilità impone uno spessore minimo per la formazione;

4. 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. Il gruppo ha uno stratotipo composito, dato dagli stratotipi delle unità che lo compongono.

5. Supergruppo e Sottogruppo

Il supergruppo riunisce gruppi o insiemi di gruppi e formazioni sulla base della condivisione di alcune proprietà litologiche. Deve essere istituito solo in caso di reale utilità. Un sottogruppo è una divisione interna ad un gruppo.

6. Complesso

È un'unità litostratigrafica che comprende diversi tipi di rocce (sedimentarie, ignee, metamorfiche) e risulta caratterizzata da mescolanza litologica irregolare o complicazioni nei rapporti strutturali tra i diversi componenti, tali da oscurare la sequenza originaria delle rocce componenti e da non permettere la cartografabilità delle singoli componenti rocciose o della sequenza rocciosa. Il termine può essere usato come parte di un nome formale al posto di un termine litologico o gerarchico. Orizzonte litostratigrafico o litoorizzonte o livello guida È una superficie distinta per le sue peculiari caratteristiche litologiche (ad esempio un limite di un'unità litostratigrafica o una superficie all'interno dell'unità stessa), oppure un livello marker di limitato spessore con litologia distintiva a scala apprezzabile

Caratteri degli strati:

Per osservare nel dettaglio le caratteristiche relative degli strati si prendano in esame due tipi di essi:

- ✿ Uno starto torbiditico, effetto di deposizione catastrofica e istantanea, la deposizione avviene per progressiva decelerazione dovuta agli attriti esterni, al suo interno la deposizione è chiaramente verticale e verso diminuisce la percentuale numerica dei clasti mentre inversamente proporzionale alla profondità è la granulometria. Così come è noto per la sequenza di Bouma.
- ✿ Lo strato tidale ha un tempo variabile che può prolungarsi fino alle migliaia di anni, variabili in un così ampio lasso di tempo sono anche i processi che incontra. Flusso e riflusso non sono equivalenti quasi mai, i cicli che si osservano hanno le durate più varie, da quella annuale, a quella sigiziale, a quella diurna o addirittura semidiurna. Ciò nonostante la stratificazione è chiara. In linea generale si distinguono gruppi di strati e di lamine, associati per origine e sviluppo, nonché per morfologia. uno starto può essere monolitologico o plurilitologico.

Gli strati possono contenere letti e lamine, essere o non omogenei, il secondo caso presenta almeno 2 variabili

- ✿ Strati organizzati
- ✿ Strati disorganizzati

Un fattore ulteriore, di cui tener conto nello studio degli strati è l'ambiente che influenza il potenziale di preservazione, infatti, le condizioni in cui uno strato è depositato in origine ne determinano direttamente la durata, così come è significativo il fatto che uno strato depositatosi per cause improvvise e catastrofiche è consumato ed eroso da fattori che non contrastano l'improvvisa crescita nel bilancio del materiale depositato, è il caso delle torbiditi e non delle spiagge a ciclo erosione deposizione stabile.

Significato dello spessore degli strati:

Una classificazione dei corpi sedimentari può essere stabilita in funzione del loro 'spessore' che il più delle volte (ma non sempre) è sinonimo dell'importanza dell'evento sedimentario che lo ha generato.

Per spessore distinguiamo.

In cm strati di tipo:

- ⌘ 1000 < megastrati
- ⌘ 100 < molto spessi
- ⌘ 30 < spessi
- ⌘ 10 < medi
- ⌘ 3 < sottili
- ⌘ <3 molto sottili

In mm lamine:

- * 100 < molto spesse
- * 30 < spesse
- * 10 < medie
- * 3 < sottili
- * <3 molto sottili

Se invece andiamo ad una classificazione geometrica degli strati, li divideremo in:

- ❖ A strati paralleli
- ❖ A strati non paralleli

- ⌘ Discontinui
- ⌘ Continui

Per morfologia:

- † Curva
- † Ondulata
- † Piana

Successioni sedimentarie

La maniera più semplice di dividere le successioni sedimentarie è rappresentata dalla suddivisione per variazioni litologiche. Alle volte, agiremo in modo da distinguere una successione relativa, altre volte, n'osserviamo le correlazioni con i bacini circostanti..

Unità crono stratigrafiche

Le successioni possono essere considerate suddivise da superfici isocrone che le delimitano, sono cioè spessori di sedimento depositi in un intervallo di tempo preciso. Tra gli altri utilizzi geocronologici, le unità cronostatigrafiche sono necessarie alla correlazione dei margini esistenti sui continenti ai lati dell'oceano atlantico, continenti che un tempo si trovavano uniti in una sola massa continentale.

Differenza tra le unità litostratigrafiche e cronostatigrafiche:

Sostanzialmente abbiamo due classificazioni: una morfologico strutturale, che definisce un bacino caratterizzato da una sua propria natura litologica , cioè chimica-granulometrica-composizionale, sarà utile quindi per la ricerca di un sito minerario o per la ricerca di idrocarburi, poichè siffatte risorse hanno facies, loro associate,

tipiche, una cronologica basata sull'appartenenza di una facies ad un range temporale, le unità cronostratigrafiche, che si distinguono in questa seconda classificazione, sono unità concettuali di tipo non visibile, spesso però necessarie al formarsi di opinioni, scientificamente supportate, su quelle che erano le caratteristiche tipiche di un periodo.

Un modo per potere distinguere le facies a grande scala è quello di suddividerli in base alle loro differenze litologiche. Questo principio è quello che regola la definizione delle Unità litostratigrafiche.

La suddivisione di pacchi di rocce, impilate secondo una successione stratigrafica, utilizzando un metodo litostratigrafico è l'approccio più semplice e diretto che si possa adottare sul campo. I limiti di che separano le diverse unità sono quindi limiti di variazione litologica.

Alle volte però, l'applicazione del metodo litostratigrafico non è sufficiente, soprattutto dove esistono delle successioni poco spesse (condensate) che riassumono svariati milioni di anni e che sono caratterizzate da un'unica litologia.

Un modo di classificare i corpi sedimentari usando criteri litostratigrafici è la formazione (o unità formazionali). La formazione è una successione di sedimenti, i cui affioramenti sono riconoscibili e presenti a scala di bacino, caratterizzata da una o più litologie che la distinguono dalle successioni sotto- e sopra-stanti, la cui età deve essere ben riconosciuta. La formazione, quando costituita da due o più litologie, può essere ulteriormente suddivisa in MEMBRI. La formazione assume la denominazione del luogo in cui viene meglio riconosciuta, descritta e documentata. È chiamato correlazione un metodo di indagine che utilizza analogie tra unità geologiche per estendere queste informazioni su una larga area geografica. Effettuando correlazioni tra successioni stratigrafiche situate in località diverse, è possibile ricostruire in modo completo la successione degli eventi geologici, biologici e ambientali di una data regione e dell'intera Terra.

Unità Biostratigrafiche:

nozione di fossile-guida, correlazioni per mezzo dei fossili; biozone;

- CLASSIFICAZIONE BIOSTRATIGRAFICA

La classificazione biostratigrafica è finalizzata a suddividere ed organizzare una sezione stratigrafica in unità biostratigrafiche, definite sulla base del loro contenuto fossilifero. Le possibilità di classificazione sono diverse. Comune denominatore deve essere l'utilità e la riconoscibilità.

Le unità biostratigrafiche devono essere ritenute presenti solo quando siano effettivamente esistenti gli elementi paleontologici che le identificano. La pura somiglianza di litologia, l'equivalenza di età o di ambiente deposizionale non giustificano l'inclusione di una successione di strati in una data unità biostratigrafica.

Le unità biostratigrafiche sono delle unità descrittive. L'estensione temporale e geografica di un'unità biostratigrafica è dipendente dai fossili che la determinano o caratterizzano; pertanto sono possibili nel tempo variazioni dello spessore e dell'estensione laterale delle unità biostratigrafiche, soprattutto in funzione dell'evoluzione delle conoscenze tassonomiche e delle distribuzioni dei fossili.

Zona biostratigrafica o Biozona. Un corpo roccioso definito o caratterizzato sulla base del suo contenuto fossilifero. Il prefisso bio- serve a distinguere le zone biostratigrafiche dagli altri tipi di zona, ma qualora nel contesto sia già stato chiarito il significato del termine, può essere semplicemente usato il termine "zona". Lo stesso vale per il tipo di biozona. Poiché lo status tassonomico dei fossili può variare, anche la nomenclatura, l'estensione geografica e temporale delle biozone potrà subire modificazioni. 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.

Bioorizzonte. Rappresenta un limite stratigrafico, una superficie o un'interfaccia attraverso la quale si manifesta un cambiamento significativo e riconoscibile nei caratteri biostratigrafici.

ZONE BIOSTRATIGRAFICHE

Uno stesso intervallo roccioso può essere suddiviso in zone biostratigrafiche differenti a seconda 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. La biozona oppeliana

1. Biozona di distribuzione

Successione di strati che rappresenta la distribuzione conosciuta per uno o più elementi scelti nell'ambito dell'associazione fossile presente in un certo intervallo stratigrafico. Il termine "distribuzione" va inteso sia in senso stratigrafico che geografico e può essere riferito ad un'unica categoria tassonomica (specie, genere, famiglia, ecc.), ad un gruppo di taxa o ad una qualunque caratteristica paleontologica. I limiti di una biozona di distribuzione devono sempre essere definiti esplicitamente.

2. Biozona di intervallo

Successione di strati fossiliferi compreso tra due bioorizzonti. Ne consegue che un intervallo sterile tra due bioorizzonti non costituisce una biozona d'intervallo e che una biozona d'intervallo non è definita dal suo contenuto specifico, ma solo dai suoi limiti. Tipiche biozone d'intervallo sono i pacchi di strati compresi tra un evento di comparsa ed uno di estinzione.

Biozone di intervallo possono essere definite anche in corrispondenza della distribuzione parziale di un taxon o della distribuzione concomitante di due taxa, qualora la distribuzione dei fossili-indici non sia continua

3. Biozona filetica

Successione di strati contenenti esemplari che rappresentano un segmento specifico di una linea evolutiva. Può essere rappresentata dall'intera distribuzione di un fossile, oppure dalla sua distribuzione al di sotto della comparsa di un ramo laterale nella linea filetica (discendente). I limiti della biozona sono pertanto definiti da eventi filetici, entro la linea in oggetto

4. Biozona di associazione

Successione di strati caratterizzata da un'associazione tipica di tre o più fossili, i quali, considerati congiuntamente, permettono di distinguerla dagli strati adiacenti. I limiti sono definiti in corrispondenza di bioorizzonti, che rappresentano i limiti di presenza dell'associazione caratteristica dell'unità. È quindi necessario definire esplicitamente l'associazione sulla base della quale è definita la biozona, ma non tutti i membri caratterizzanti devono essere presenti per assegnare una successione di strati alla biozona;

5. Biozona di abbondanza

Corpo roccioso nel quale l'abbondanza di un determinato taxon o di un gruppo di taxa è significativamente maggiore rispetto agli strati adiacenti (ad esempio, l'abbondanza di *Calpionella alpina* identifica la base della Biozona a C. alpina nella scala di REMANE, 1985). I limiti sono definiti da bioorizzonti in corrispondenza dei quali avvengono cambiamenti nell'abbondanza del taxon o dei taxa che definiscono la biozona.

Le tecniche biostratigrafiche e biostratinomiche devono essere applicate a sezioni stratigrafiche e non a singoli campioni. La metodologia di lavoro parte dalla misurazione e descrizione di sezioni stratigrafiche di dettaglio, per poi passare ad una fase di campionamento, di studio paleontologico, la cui finalità è la costruzione di una tabella di distribuzione dei fossili e la distinzione di biozone. La fase del campionamento risulta particolarmente importante e va eseguita strato-per-strato. La classificazione biostratigrafica porta, infatti, al riconoscimento delle biozone ed alla conseguente possibilità di stabilire correlazioni e di costruire scale biostratigrafiche. Il dettaglio del campionamento determina la precisione e l'affidabilità delle scale biostratigrafiche stesse.

Un modo per potere distinguere le facies a grande scala è quello di suddividerli in base alle loro differenze paleontologiche. Questo principio è quello che regola la definizione delle Unità bio-stratigrafiche. Esistono particolari specie di macro- e micro-fossili che possono scandire la scala dei tempi geologici in funzione della loro 'comparsa' e della loro conseguente 'scomparsa' (o estinzione). Il ritrovamento o la

perdita di una o più specie, ci può fornire la possibilità di suddividere una successione stratigrafica in differenti unità, che vengono chiamate unità biostratigrafiche. Ognuna di esse è caratterizzata da una determinata associazione paleo-faunistica.

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

- Cronostratigrafia:

Un modo per potere distinguere le facies a grande scala è quello di suddividerli in base alle loro differenze di età, calcolate con metodi assoluti. Questo principio è quello che regola la definizione delle unità cronostratigrafiche.

La datazione assoluta delle rocce avviene attraverso l'utilizzo della datazione radiometrica (o isotopica). Essa impiega elementi naturali radioattivi come il rubidio-87 (^{87}Rb) che perdendo un elettrone si trasforma in stronzio-87 (^{87}Sr). Un altro elemento, molto abbondante nelle rocce è il carbonio-14 (^{14}C). Ogni atomo possiede un TEMPO DI Decadimento radioattivo La datazione delle rocce avviene misurando questo tempo, risalendo al momento in cui l'atomo ha avuto origine.

Cronologia geologica:

La ricostruzione degli eventi che hanno interessato la storia della terra può essere effettuata stabilendo l'antiorità o la posteriorità di un evento rispetto ad un altro; questo tipo di datazioni erano considerate le uniche fino alla scoperta della radioattività, nonché delle datazioni assolute e si chiamavano datazioni relative.

Cronologia relativa:

La datazione relativa si basa sulla sovrapposizione, già noto principio stratigrafico basato sulla teoria di stesone, i limiti del principio di sovrapposizione sono anche conosciuti e quindi quelli della datazione relativa. E' anche riconosciuto valido il metodo della datazione sulla base dei fossili, i quali avendo un range definito compreso tra loro apparizione e loro scomparsa, sia essa dovuta ad estinzione o pseudoestinzione. Sostanzialmente si osserva la diversità delle specie in una sequenza di strati in verticale, basti pensare a fossili che sono così tipici di un periodo da dargli nome (Nummulitico-paleocenico). Con la raccolta di dati basati sullo studio dei fossili e le loro associazioni si è diviso il tempo in tabelle geocronologiche, esse hanno come riferimento periodi via via più piccoli così nominati:

- ❖ Eoni.
- ❖ Ere.
- ❖ Periodi.
- ❖ Epoche.
- ❖ Età.

Secondo la stratigrafia tradizionale un'età, in ultimo è divisa in croni, l'insieme degli strati formati in un crono è una cronozona. Nella datazione relativa degli strati di origine intrusiva si osservano le relazioni tra le differenti intrusioni. Ad esempio si osservi che i filoni più giovani tagliano sempre quelli più antichi, o che uno strato

metamorfosato srà sempre più antico rispetto all'intrusione al suo contatto, parimenti si prenderà atti di superfici di erosione sulle quali si hanno nuove deposizioni

- Datazioni radiometriche:

- principi generali e principali metodi (Uranio-Piombo, Potassio-Argon, Rubidio-Stronzio, Carbonio 14);

Metodo	T _{0.5} in anni	Minerali o rocce utilizzati
Metodo del Rubidio/Stronzio		
⁸⁷ Rb / ⁸⁷ Sr	47 miliardi	Feldspati potassici, Miche, Rocce metamorfiche
Metodo del Torio/Piombo		
²³² Th / ²⁰⁸ Pb	13.9 miliardi	Zircone, Pechblenda
Metodo dell'Uranio 238/Piombo		
²³⁸ U / ²⁰⁸ Pb	4.51 miliardi	Zircone, Pechblenda
Metodo del Potassio/Argon		
⁴⁰ K / ⁴⁰ Ar	1.3 miliardi	Muscovite, Orneblenda, Feldspati, Rocce vulcaniche
Metodo dell'Uranio 235/Piombo		
²³⁵ U / ²⁰⁷ Pb	723 milioni	Zircone, Pechblenda
Metodo del Carbonio 14 (in Azoto 14)		
¹⁴ C / ¹⁴ N	5700	Rocce sedimentarie, materiale organico
⁸⁷ Rb / ⁸⁷ Sr	47.000 milioni	Feldspati potassici, Miche, Rocce metamorfiche

Cronologia assoluta

Le rocce contengono un certo numero di elementi radioattivi naturali derivanti dal magma originario. Molti isotopi radioattivi naturali possono essere usati per le misure radiometriche ma i più utilizzati sono: uranio, torio, potassio, rubidio e carbonio. Questi isotopi sono largamente presenti nella maggior parte dei minerali ed hanno un ampio spettro di tempo di dimezzamento permettendo la datazione assoluta di un ampio numero di rocce.

Le misure radiometriche permettono di risalire all'età assoluta di una roccia sulla base del tasso di decadimento radioattivo cioè del numero di atomi dell'isotopo radioattivo che si trasformano in uno più stabile nell'unità di tempo.

Il tasso di decadimento viene quantificato come tempo di dimezzamento cioè il tempo necessario per far decadere la metà degli atomi dell'elemento radioattivo.

Metodo rubidio-stronzio

Usato per datare antiche rocce terrestri ignee e metamorfiche, e campioni di rocce lunari, questo metodo si basa sul decadimento del rubidio 87 in stronzio 87, con emissione di particelle beta. È frequentemente usato per verificare l'esattezza delle datazioni potassio-argo, dato che lo stronzio, anche se esposto a temperature moderatamente alte, non tende a disperdersi come l'argo.

Metodo potassio-argo

Il decadimento del potassio 40 in argo è ampiamente usato per la datazione di rocce, in particolare di miche, feldspati e orneblende, in cui questo elemento è presente in grandi quantità. La fuga di argo costituisce un problema se la roccia è stata esposta a temperature superiori a 125 °C: in questo caso l'età determinata indicherà l'ultimo episodio di riscaldamento subito dalla roccia, e non il tempo trascorso dalla formazione.

Metodo del Carbonio

Questa tecnica, sviluppata nel 1947 dal chimico statunitense Willard Libby e dai suoi colleghi dell'Università di Chicago, è spesso utile per risolvere problemi cronologici in archeologia, antropologia, oceanografia, pedologia, climatologia e geologia recente.

Attraverso l'attività metabolica, il livello di carbonio 14 in un organismo vivente si mantiene pari a quello presente nell'atmosfera o nelle parti dinamiche della Terra, come l'oceano. Dopo la morte dell'organismo, il carbonio 14 comincia a decadere con tasso di decadimento noto, senza che sia possibile una reintegrazione di carbonio dall'atmosfera. Una misura del livello di carbonio consente quindi un calcolo dell'età dei resti; tuttavia il rapido decadimento del carbonio fa sì che l'applicazione di questo metodo sia limitata alla datazione di oggetti di circa 50.000 anni, benché con tecniche moderne e sofisticate sia a volte possibile estendere l'intervallo di tempo a circa 70.000 anni; l'incertezza aumenta tuttavia con l'età del campione.

Nel 1962 il tempo di dimezzamento del radiocarbonio è stato ridefinito da 5570 ± 30 anni a 5730 ± 40 anni, cosicché alcune date determinate in precedenza necessitano di correzione; inoltre, per tener conto della radioattività recentemente introdotta nell'atmosfera, le date al radiocarbonio vengono calcolate con riferimento all'anno 1950. Tra i fattori di incertezza che possono portare a errori nella definizione di una scala temporale, il problema più serio consiste nella contaminazione successiva di un campione, che può essere causata da percolazione di acque, da incorporazione di carbonio più giovane o più antico, e dalla contaminazione sul campo o in laboratorio causata dagli stessi ricercatori.

IL TEMPO GEOLOGICO

I geologi suddividono il tempo geologico in Ere, Periodi, Epoche ed Età (o Piani). Queste ultime sono le divisioni unitarie più brevi del tempo geologico. La maggior parte dei Piani è stata definita sulla base delle comparse e delle scomparse di organismi prima ancora che fossero applicati metodi di datazione più precisi o alternativi. Le Età sono riferite a "stratotipi". Lo stratotipo, affioramento roccioso ben esposto e documentato da abbondanti fossili, rappresenta lo standard per la definizione e il riconoscimento di una determinata Età in tutto il mondo. Le associazioni fossilifere presenti nello stratotipo di un Piano costituiscono la base per effettuare correlazioni temporali relative tra rocce che affiorano in luoghi diversi e che contengono gli stessi fossili. Tutto questo si basa sulla supposizione che l'età di questi fossili caratteristici sia la stessa in tutto il mondo. La parte sommitale dello stratotipo di un Piano non corrisponde tuttavia necessariamente, in termini di età, alla base del Piano successivo. Gli stratotipi che rappresentano Piani o Età successive si trovano in genere a grandi distanze tra loro, magari in paesi o continenti diversi. Ecco quindi che per definire il limite tra diverse Età, i geologi devono designare altri affioramenti nei quali i limiti siano ben esposti e documentabili sulla base di diversi criteri come le variazioni delle specie fossili, le proprietà geofisiche e geochemiche delle rocce, ecc. Questi affioramenti rappresentano le Sezioni Globali di Stratotipo e di Punto per i vari limiti cronostratigrafici, in altre parole i GSSP.

. Unità cronostratigrafiche

Corpo roccioso che si è formato durante un certo intervallo di tempo. Le unità cronostratigrafiche sono limitate da superfici sincrone. Le unità cronostratigrafiche sono organizzate gerarchicamente (Eonotema, Eratema, Sistema, Serie, Piano, Sottopiano, cui corrispondono le unità geocronologiche Eon, Era, Periodo, Epoca, Età, Sottoetà o Età). L'unità fondamentale è il piano, che rappresenta l'unità di maggior utilità pratica nelle correlazioni interregionali e la più piccola unità riconoscibile a livello globale. Inoltre, esistono unità cronostratigrafiche formali non gerarchiche, ovvero le cronozone

1. Piano

L'unità cronostratigrafica 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.

2. Sottopiano

È una suddivisione del piano. Non tutti i piani sono suddivisi in sottopiani denominati formalmente. Il sottopiano è definito dagli stratotipi dei limiti. Le regole nomenclaturali sono quelle valide per il piano.

3. Serie

È 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. La serie è definita dagli stratotipi dei limiti inferiore e superiore, che coincidono rispettivamente con lo stratotipo inferiore del piano più antico della serie e lo stratotipo inferiore del primo piano al di sopra della serie. Se la serie non è suddivisa in piani, ha stratotipi propri.

4. Sistema

È un'unità cronostratigrafica di rango compreso tra la serie e l'eratema.

È 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.

6. Eonotema

È l'unità cronostratigrafica di rango più alto. Sono distinti tre eonotemi, denominati, dal più antico al più recente, Archeano, Proterozoico e Fanerozoico

Cronozona È un'unità cronostratigrafica formale, ma non riveste un rango preciso nell'ordine gerarchico.

Rappresenta un corpo roccioso che si è formato ovunque nel mondo durante l'intervallo temporale corrispondente ad un'unità stratigrafica o ad un evento geologico. Ad esempio, la cronozona può essere definita su basi biostratigrafiche; in tal caso rappresenta l'estensione temporale massima di una biozona, ma non è vincolata alla presenza del o dei fossili che definiscono la biozona stessa. Se la cronozona è riferita ad un'unità per la quale è stato definito uno stratotipo, la sua estensione temporale può essere fissa e corrispondere a quella dello stratotipo, oppure può essere variabile e corrispondere all'estensione massima dell'unità (che può essere maggiore di quella dello stratotipo e soprattutto può subire variazioni con l'incremento delle conoscenze sull'unità). Se la differenza temporale è sensibile, dovrebbe essere reso esplicito il riferimento allo stratotipo oppure all'estensione conosciuta dell'unità. In questo modo è chiaro se i limiti della cronozona possono cambiare nel tempo col progredire delle conoscenze, oppure se sono fissi e coincidono, ad esempio, con limiti tra piani o sottopiani. L'estensione geografica di una cronozona è concettualmente illimitata; tuttavia, la sua applicabilità pratica è solitamente limitata all'area nella quale si riconosce l'unità su cui è definita.

- trasferimento dei dati numerici di età alle successioni sedimentarie;
- Magnetostratigrafia:
- la scala delle inversioni di polarità del campo geomagnetico ed il suo uso per le correlazioni stratigrafiche.

La magnetosfera ed il campo magnetico terrestre:

Le linee di forza del campo magnetico terrestre possono essere tracciate fino a grandi altezze e definiscono la magnetosfera; essa è la principale forma di difesa del sistema terra dal vento solare, questo vento o plasma si evidenzia nelle aurore polari. La complessa struttura magnetosferica comprende le fasce di Van Allen, zone in cui le particelle si muovono a spirale attorno alle linee di forza del campo magnetico terrestre. Il campo magnetico terrestre si definisce anche sulla base di intensità direzione e verso, sulla superficie del pianeta:

- ❖ L'intensità si esprime in nanotesla.
- ❖ La direzione è l'angolo tra la proiezione dell'angolo sul piano orizzontale e il Nord geografico.
- ❖ L'inclinazione è l'angolo tra l'ago e l'orizzontale

Il paleomagnetismo:

Il paleomagnetismo si occupa dello studio dell'intensità, direzione e verso del vettore "magnetizzazione

residua" (NRM Natural Remanent Magnetization). La NRM è di grande utilità nella classificazione stratigrafica; essa indica: (i) lo stato di polarità magnetica nella roccia, normale o inversa, (ii) l'inversione di polarità magnetica nella roccia, da normale a inversa e viceversa, (iii) la posizione nello spazio del polo paleomagnetico corrispondente, che può mostrare una migrazione apparente dovuta al movimento della placca alla quale il polo si riferisce, (iv) le variazioni di intensità della componente dipolare del campo magnetico terrestre, e (v) le variazioni delle caratteristiche delle componenti non dipolari del campo magnetico terrestre. Quando una qualsiasi di tali proprietà varia all'interno dei corpi rocciosi, può costituire la base per la distinzione di unità stratigrafiche note complessivamente con il nome di unità magnetostratigrafiche. La proprietà magnetica più utile in stratigrafia è indubbiamente il cambiamento di verso del vettore della magnetizzazione residua naturale delle rocce, causato dalle inversioni di polarità del campo magnetico terrestre, avvenute frequentemente nel corso della storia geologica della Terra. Se si può stabilire con sufficiente approssimazione che la NRM di un corpo roccioso è stata acquisita al momento della sua formazione, e non costituisce una rimagnetizzazione successiva, allora i cambiamenti di verso del vettore della NRM registrati in una successione rocciosa possono essere utilizzati per suddividerla in unità caratterizzate dalla loro polarità magnetica: tali unità vengono denominate unità di polarità magnetostratigrafica.

Le unità di polarità magnetostratigrafica possono essere normali o inverse.

Secondo studi degli ultimi duecento anni, le rocce preservano la direzione che ha il campo magnetico durante il loro raffreddamento, si osservò però che la temperatura

oltre un punto critico detto punto di Curie smagnetizza ogni tipo di materiale, questo, però non avviene in una lava, essa appena solidificata ed in via di raffreddamento, attraversando il punto di Curie, acquisisce una robusta direzionalità nella magnetizzazione. I minerali che registrano il campo magnetico sono la magnetite (Fe_3O_4) e l'ematite (Fe_2O_3). La magnetizzazione di questo tipo detta "termorimane" risulta essere piuttosto tenace rispetto alle sollecitazioni meccaniche e termiche. Oltre alle rocce magmatiche anche i depositi sedimentari preservano una certa direzionalità nelle particelle ferrose in essi contenute, il fenomeno che si osserva in questo caso si chiama magnetizzazione detritica residua, e interessa particelle di dimensioni inferiori a 10 micrometri. Un ultimo tipo di magnetizzazione è quella chimica, essa è il risultato di particelle magnetizzate durante la formazione, poi trasportate in soluzione, e quindi ridepositate in un nuovo sedimento.

Un ulteriore modo per potere distinguere le facies a grande scala è quello di suddividerli in base alle loro differenze di paleomagnetismo misurate all'interno dei sedimenti. Questo principio è quello che regola la definizione delle UNITA' MAGNETO-STRATIGRAFICHE. Durante la sua evoluzione geologica, il globo terrestre ha progressivamente invertito l'orientazione del suo proprio campo magnetico. Queste inversioni possono essere state registrate dai sedimenti particellari fini.

Se la sedimentazione avviene in condizioni di quiescenza, ogni singola particella ('ferrosensibile') può orientarsi verso il nord comportandosi come l'ago di una bussola.

2) Analisi di facies e ricostruzione degli ambienti di deposizione

- Facies: definizione di facies in sedimentologia; analisi delle diverse componenti fisiche e biologiche che entrano nella definizione di "facies": a) composizione mineralogico-petrografica; b) stratificazione c) strutture sedimentarie deposizionali e post-deposizionali; d) contenuto fossilifero (inclusi gli aspetti tafonomici); e) modelli di bioturbazione; f) eventuali trends evolutivi dal basso verso l'alto).

Legge di Walter

I sedimenti della stessa facies si depositano gli uni accanto agli altri. I sedimenti di facies attigue si depositano gli uni accanto agli altri (eteropia). A causa di trasgressioni e regressioni, i depositi di facies migrano lateralmente e si sovrappongono a depositi di facies attigue

- Analisi di facies in sottosuolo: cenni sui log geofisici di pozzo (raggi gamma, resistività, potenziale spontaneo, dipmeter), con riferimento alle sequenze di facies esaminate al punto D.

3) Stratigrafia dinamica

- Trasgressioni e regressioni: definizione, esempi, lettura dei trends trasgressivi e regressivi nelle successioni stratigrafiche reali; modelli di impilamento delle sequenze di facies.

- L'apporto della stratigrafia sismica all'interpretazione delle geometrie deposizionali

- Eustatismo e subsidenza; definizione di eustatismo; sue cause (glaciazioni; velocità di espansione delle dorsali, lunghezza complessiva del sistema di dorsali). Definizione di subsidenza; tipi di subsidenza (tettonica, termica, da carico).

Eustatismo. Termine coniato da SUESS nel 1906; indica fluttuazioni globali del livello marino, misurate tra la superficie del mare ed un punto fisso, generalmente localizzato al centro della Terra.

I fattori principali che causano le variazioni eustatiche del livello del mare sono rappresentati da un lato da variazioni della capacità volumetrica dei bacini oceanici (ad esempio cambiamenti di volume delle dorsali oceaniche o mutamenti legati alla riorganizzazione delle placche litosferiche) e dall'altro da variazioni di volume dell'acqua oceanica

- Cenni di stratigrafia sequenziale: sequenze deposizionali di vario ordine. I trend maggiori nella variazione del livello marino ed il Ciclo di Wilson.

La Stratigrafia Sequenziale si basa sul seguente concetto: Nelle aree marine, la sedimentazione dei grossi sistemi deposizionali avviene secondo una natura ciclica, poiché essa è legata alle oscillazioni cicliche del livello del mare relativo.

Per RELATIVO LIVELLO DEL MARE si intende la combinazione dei movimenti prodotti dallo spostamento verticale del continente (subsidenza e sollevamento) con le oscillazioni del livello del mare (eustatismo). Questa azione combinata produce una curva che viene chiamata CURVA DI OSCILLAZIONE RELATIVA DEL LIVELLO DEL MARE. L'unità fondamentale della Stratigrafia Sequenziale è la SEQUENZA DEPOSIZIONALE. Una SEQUENZA DEPOSIZIONALE è data da una successione di sedimenti, geneticamente legati tra di essi, che sono compresi alla base ed al tetto da superfici di discordanza e che rappresentano un ciclo completo di oscillazione del relativo livello del mare. Una SEQUENZA DEPOSIZIONALE può essere suddivisa in systems tract. Ogni systems tract (composto a sua volta da sistemi deposizionali) si forma durante un preciso momento della curva di oscillazione relativa del livello del mare.

Variazioni relative del livello del mare. Variazioni misurate tra la superficie del mare ed una superficie di riferimento locale e mobile, come ad esempio il basamento o una superficie all'interno della successione sedimentaria. Non deve essere confuso con la profondità dell'acqua marina, quest'ultima misurata tra la superficie del mare ed il fondale in una certa località geografica in un preciso momento. Le variazioni relative del livello del mare causano variazioni delle superfici deposizionali come sinteticamente riassunto nella. Vari fattori possono causare variazioni relative del livello del mare: subsidenza o sollevamento della superficie di riferimento, compattazione dei sedimenti, fluttuazioni eustatiche.

Livello di base.

Rappresenta un fattore di controllo fondamentale nell'accumulo dei sedimenti. Da un punto di vista del significato stratigrafico, il concetto è stato formulato da BARREL (1917), il quale definisce il livello di base come quella superficie lungo la quale le forze esterne tendono ad indebolirsi, la superficie lungo la quale non c'è erosione né deposizione", e da SLOSS (1962), il quale descrive il livello di base come "una superficie di equilibrio al di sopra della quale una particella sedimentaria non può trovare equilibrio ed al di sotto della quale deposizione e seppellimento sono possibili". Oggi il termine "livello di base" viene usato (implicitamente o esplicitamente) per indicare una superficie ondulata di equilibrio che interseca in vario modo la superficie terrestre e che fluttua in risposta a vari fattori di controllo tra cui subsidenza tettonica, eustatismo, apporto sedimentario, ecc. Le variazioni del livello di base esercitano un controllo sull'architettura stratigrafica alla scala delle sequenze deposizionali.

Accomodamento (accommodation). Spazio reso disponibile per il potenziale accumulo dei sedimenti (JERVEY, 1988). È controllato da eustatismo e tettonica, dagli apporti sedimentari e dalla profondità del mare secondo le seguenti relazioni (EMERY & MYERS, 1996):

$\Delta \text{accomodamento} = \Delta \text{eustatismo} + \Delta \text{subsidenza} + \Delta \text{compattazione}$
 $\text{profondità del mare} = \text{eustatismo} + \text{subsidenza} + \text{compattazione} - \text{apporti sedimentari}$

Geometria progradazionale (downstepping stacking pattern). Si ha quando il tasso di apporto sedimentario è maggiore del tasso di creazione di accomodamento nel topset (si veda oltre per la definizione) e le facies migrano verso il bacino.

Geometria retrogradazionale (backstepping stacking pattern). Si ha quando gli apporti sedimentari sono minori del tasso di creazione di spazio e le facies migrano verso terra lungo il profilo della piattaforma.

Geometria aggradazionale. Si ha quando i due tassi si equilibrano e le facies si sovrappongono verticalmente, senza migrazione dell'offlap break (si veda oltre per la definizione).

Topset. Parte prossimale nel profilo del margine di un bacino, caratterizzata da bassi gradienti topografici ($< 0.1^\circ$). Generalmente comprende sistemi deposizionali fluviali, deltaici e marini di acque basse.

Clinoforme o Foreset. Zona a maggior pendenza ($>0.1^\circ$) nel profilo del margine del bacino, che si sviluppa in posizione distale rispetto al topset. Esso comprende sistemi deposizionali di acque via via più profonde .

Bottomset. Zona alla base del foreset caratterizzata da bassi gradienti topografici e comprendente sistemi deposizionali di acque profonde .

Offlap break. Punto di cambiamento di pendenza (rottura di pendio) principale nel profilo deposizionale, coincidente con il raccordo tra topset e foreset. La posizione dell'offlap break ha grande importanza durante gli abbassamenti relativi del livello del mare.

Toplap. Terminazione di riflettori sismici al limite superiore di una sequenza (MITCHUM et alii, 1977).

Baselap. Terminazione dei riflettori sismici al limite inferiore di una sequenza (MITCHUM et alii, 1977). Si distinguono due tipi di terminazioni di letto a diversa geometria, onlap e downlap.

Onlap. Contatto verso terra di strati originariamente orizzontali su una superficie originariamente inclinata, o di strati originariamente inclinati su una superficie originariamente più inclinata (MITCHUM et alii, 1977).

Downlap. Contatto distale di strati originariamente inclinati su una superficie originariamente orizzontale o inclinata (MITCHUM et alii, 1977).

- S e q u e n z e

Sequenza. È l'unità fondamentale (informale) della stratigrafia sequenziale. Nell'accezione originale della stratigrafia sequenziale indica un'unità stratigrafica costituita da una successione relativamente continua di strati geneticamente legati, delimitata alla base ed alla sommità da superfici di discontinuità o dalle superfici di continuità ad esse correlabili (MITCHUM et alii, 1977) . È spesso impropriamente usato come termine per "successione".

Limite di sequenza (sequence boundary). Superficie di discontinuità che si forma durante la fase di abbassamento relativo del livello marino (MITCHUM & VAN WAGONER, 1991).

Nella definizione iniziale (MITCHUM et alii, 1977), il termine discontinuità aveva un significato generale, comprendendo hiatus marini e intervalli condensati.

Successivamente il significato del termine è stato limitato a superfici separanti strati più giovani da strati più antichi, in corrispondenza dei quali si verifica un'erosione subaerea ed, eventualmente, sottomarina ed esposizione subaerea, e vi è uno hiatus significativo (VAN WAGONER et alii, 1988).

In base all'entità dell'abbassamento del livello marino e dell'erosione ad essa associata, i limiti di sequenza vengono distinti in limiti di tipo 1 e limiti di tipo 2: limite di sequenza di tipo 1. È caratterizzato da esposizione subaerea di tutta l'area del topset e concomitante erosione associata a ringiovanimento dei corsi d'acqua, spostamento delle facies verso bacino, spostamento verso il basso (downward shift) dell'onlap costiero (descritto da BOSELLINI et alii, 1989, come riattacco degli onlap costieri più al largo) e onlap degli strati sovrastanti. Lo spostamento delle facies verso il bacino provoca la sovrapposizione di depositi continentali o parali su sedimenti di mare basso, senza che vi siano interposte facies intermedie. Secondo VAN WAGONER et alii, (1988) un limite di sequenza di tipo 1 si origina quando il tasso di abbassamento eustatico supera il tasso di subsidenza del bacino in corrispondenza dell'offlap break, causando un abbassamento relativo del livello del mare in quel punto.

limite di sequenza di tipo 2. Si origina quando il livello relativo del mare si abbassa lungo il topset, senza però raggiungere l'offlap break. Esso viene riconosciuto in base allo spostamento verso il basso dell'onlap costiero fino ad un punto posizionato verso terra rispetto all'offlap break. In corrispondenza di tale limite non si verificano quindi significativi fenomeni erosivi, spostamento delle facies verso il bacino e formazione di conoidi sottomarine (torbiditi bacinali). Secondo EMERY & MYERS (1996) tale limite è difficile da riconoscere sia in affioramento che sulle sezioni sismiche, dove la risoluzione (qualche decina di metri) non permette di distinguere il piccolo cambiamento di giacitura di un topset in onlap sul precedente topset.

Alcuni Autori come POSAMENTIER & ALLEN (1999) suggeriscono l'abbandono di questa distinzione ritenuta artificiale, al fine di semplificare la terminologia e di evitare cattive interpretazioni di questi concetti.

Geologia Stratigrafica

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.

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 geochemiche. 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

Le unità formalizzabili

- unità litostratigrafiche: unità basate sulle proprietà litologiche dei corpi rocciosi;
- unità biostratigrafiche: unità basate sul contenuto fossilifero dei corpi rocciosi; -
- unità cronostratigrafiche/geocronologiche:
- unità di polarità magnetostratigrafica: unità basate sulla polarità della magnetizzazione residua dei corpi rocciosi;
- unità a limiti inconformi (Unconformity-bounded Stratigraphic Units, UBSU): unità delimitate inferiormente e superiormente da discontinuità stratigrafiche significative;

UNITÀ CRONOSTRATIGRAFICHE ED UNITÀ 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.

UNITÀ TETTONOSTRATIGRAFICHE

• Il trattamento dal punto di vista stratigrafico delle rocce ignee e metamorfiche rappresenta per gli stratigrafi ed i geologi dei basamenti cristallini un argomento ancora in discussione, del quale diamo qui un breve accenno.

• Il problema principale è se la litostratigrafia possa essere estesa a ricoprire anche questi tipi di rocce, in particolare nei casi in cui non siano stratificate, oppure se esse debbano rientrare in una nuova categoria stratigrafica. Nonostante la presa di posizione del NASC (1983), che prevede le unità litodemiche per classificare e cartografare le rocce ignee e metamorfiche sulla base della sola litologia, l'ISG (SALVADOR, 1994) ha respinto formalmente questo tipo di soluzione.

L'impossibilità di riconoscere la posizione stratigrafica di queste rocce è infatti stato considerato un motivo valido per escludere l'introduzione di una nuova categoria di unità stratigrafiche. Le rocce ignee e metamorfiche sono state quindi trattate nell'ISG, 1994, alla stregua delle unità litostratigrafiche, classificabili come gruppo, formazione, membro, oppure, nel caso di rapporti geometrici complessi e mescolanza di più tipi litologici, come complesso. Lo stesso approccio è stato suggerito in Italia anche dalla Guida al Rilevamento (PASQUARÈ et alii, 1992).

• Queste indicazioni si sono scontrate spesso nei casi reali con l'impossibilità di formalizzare questi corpi rocciosi, definendo uno stratotipo, la potenza ed altre caratteristiche richieste dall'ISG, 1994.

• Nel caso di rocce metamorfiche intensamente deformate, inoltre, i processi tettonometamorfici possono portare all'uniformità litologica di protoliti originariamente diversi ed appartenenti a successioni sedimentarie distinte e/o di età differente; viceversa, successioni di rocce originariamente simili dal punto di vista litologico, possono subire processi tettonometamorfici diversi che portano a successioni metasedimentarie differenti. Lo strumento litostratigrafico in questo caso non è sufficiente a riconoscere e valorizzare i processi post-deposizionali.

LITOSTRATIGRAFIA

• La litostratigrafia si occupa di suddividere e gerarchizzare le successioni rocciose in unità formali distinte sulla base della loro litologia; 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).

1. Strato

•É 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".

•i, formazione/i sovrastante/i, formazione/i eteropica/che, formazione incassante), contenuto fossilifero, attribuzione cronologica, ambiente deposizionale, dominio paleogeografico ed unità strutturale di appartenenza della formazione.

2. Membro

•É 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.

3. Formazione

•É 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.

4. Gruppo

•É 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.

- Il gruppo ha uno stratotipo composito, dato dagli stratotipi delle unità che lo compongono.

5. Supergruppo e Sottogruppo

- Il supergruppo riunisce gruppi o insiemi di gruppi e formazioni sulla base della condivisione di alcune proprietà litologiche. Deve essere istituito solo in caso di reale utilità. Un sottogruppo è una divisione interna ad un gruppo.

6. Complesso

- È un'unità litostratigrafica che comprende diversi tipi di rocce (sedimentarie, ignee, metamorfiche) e risulta caratterizzata da mescolanza litologica irregolare o complicazioni nei rapporti strutturali tra i diversi componenti, tali da oscurare la sequenza originaria delle rocce e componenti e da non permettere la cartografabilità delle singoli componenti rocciose o della sequenza rocciosa. Il termine può essere usato come parte di un nome formale al posto di un termine litologico o gerarchico.

7. Orizzonte litostratigrafico o litoorizzonte o livello guida

- È una superficie distinta per le sue peculiari caratteristiche litologiche (ad esempio un limite di un'unità litostratigrafica o una superficie all'interno dell'unità stessa), oppure un livello marker di limitato spessore con litologia distintiva a scala apprezzabile (ad esempio, il Livello Bonarelli ed il Livello Selli del Cretacico dell'Appennino).

8. Unità litostratigrafiche informali

- Se un'unità litostratigrafica merita un nome, necessita una definizione ed una descrizione formale. In tal modo si impone una disciplina con lo scopo di limitare il rischio di creare unità mal definite, che portano ad incomprensioni. Le possibilità di equivoco tra unità formali ed informali sono infatti molte; ad esempio, nel caso vengano pubblicate delle unità con la lettera iniziale del termine litologico o gerarchico minuscola (utilizzo informale), può accadere che prima o poi siano ripubblicate con la lettera iniziale maiuscola (utilizzo formale), creando in tal modo confusione. Inoltre, nella lingua parlata e nelle presentazioni orali non è possibile distinguere tra termini che abbiano la lettera iniziale maiuscola o minuscola. Infine, l'uso di nomi geografici per unità informali, preclude successivamente l'utilizzo degli stessi per unità formali.
- Pertanto, se possibile, è preferibile evitare il riconoscimento e l'utilizzo di unità litostratigrafiche informali che possano col tempo correre il rischio di essere trattate come unità formali.

•I termini “litozona” e “zona” sono stati utilizzati informalmente per quelle unità litostratigrafiche distinte sulla base delle proprietà litologiche, alle quali si fa riferimento occasionalmente, ma per le quali non sussistono le caratteristiche per giustificare una designazione formale. Corpi litostratigrafici distinti più per la loro utilità che per la loro litologia (come acquiferi, sabbie petrolifere, livelli carboniosi, giacimenti minerali) sono da considerarsi informali anche se distinti da un nome. Tali unità, tuttavia, possono essere riconosciute formalmente come strati, membri o formazioni se risultano importanti per l'interpretazione della stratigrafia regionale.

BIOSTRATIGRAFIA

•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.

CLASSIFICAZIONE BIOSTRATIGRAFICA

•La classificazione biostratigrafica è finalizzata a suddividere ed organizzare una sezione stratigrafica in unità biostratigrafiche, definite sulla base del loro contenuto fossilifero. Le possibilità di classificazione sono diverse. Comune denominatore deve essere l'utilità e la riconoscibilità.

•Le unità biostratigrafiche devono essere ritenute presenti solo quando siano effettivamente esistenti gli elementi paleontologici che le identificano. La pura somiglianza di litologia, l'equivalenza di età o di ambiente deposizionale non giustificano l'inclusione di una successione di strati in una data unità biostratigrafica. Le unità biostratigrafiche sono delle unità descrittive. L'estensione temporale e geografica di un'unità biostratigrafica è dipendente dai fossili che la determinano o caratterizzano; pertanto sono possibili nel tempo variazioni dello spessore e dell'estensione laterale delle unità biostratigrafiche, soprattutto in funzione dell'evoluzione delle conoscenze tassonomiche e delle distribuzioni dei fossili.

ZONE BIOSTRATIGRAFICHE

•Uno stesso intervallo roccioso può essere suddiviso in zone biostratigrafiche differenti a seconda 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. La biozona oppeliana

1. Biozona di distribuzione

- Successione di strati che rappresenta la distribuzione conosciuta per uno o più elementi scelti nell'ambito dell'associazione fossile presente in un certo intervallo stratigrafico. Il termine "distribuzione" va inteso sia in senso stratigrafico che geografico e può essere riferito ad un'unica categoria tassonomica (specie, genere, famiglia, ecc.), ad un gruppo di taxa o ad una qualunque caratteristica paleontologica. I limiti di una biozona di distribuzione devono sempre essere definiti esplicitamente.

1a. Biozona di distribuzione totale

- Successione di strati che rappresenta la distribuzione conosciuta (stratigrafica e geografica) di un taxon (specie, genere, famiglia, ecc.). È costituita dalla somma delle distribuzioni documentate in tutte le sezioni nelle quali il taxon è stato riconosciuto. I limiti, sia in senso verticale che orizzontale, sono definiti dalla comparsa e scomparsa del taxon, rendendo quindi distinguibile la biozona dagli strati adiacenti. Sono quindi delle superfici (bioorizzonti) che segnano i limiti esterni di presenza di un taxon in ogni singola sezione dove il taxon sia stato rinvenuto. Il nome della biozona è definito dal nome del taxon di cui la biozona rappresenta la distribuzione.

1b. Biozona di distribuzione concomitante

- Successione di strati che comprende la parte concomitante, coincidente o sovrapponibile delle distribuzioni conosciute di due taxa scelti tra quelli che costituiscono la documentazione paleontologica presente in un certo intervallo stratigrafico. I suoi limiti sono definiti dall'inizio e termine della presenza concomitante dei due fossili-indici. Le biozone di distribuzione concomitante prendono il nome dai due taxa che caratterizzano la biozona per via della sovrapposizione delle loro distribuzioni.

2. Biozona di intervallo

- Successione di strati fossiliferi compreso tra due bioorizzonti. Ne consegue che un intervallo sterile tra due bioorizzonti non costituisce una biozona d'intervallo e che una biozona d'intervallo non è definita dal suo contenuto specifico, ma solo dai suoi limiti. Tipiche biozone d'intervallo sono i pacchi di strati compresi tra un evento di comparsa ed uno di estinzione. Biozone di intervallo possono essere definite anche in corrispondenza della distribuzione parziale di un taxon o della distribuzione concomitante di due taxa, qualora la distribuzione dei fossili-indici non sia continua.

3. Biozona filetica

- Successione di strati contenenti esemplari che rappresentano un segmento specifico di una linea evolutiva. Può essere rappresentata dall'intera distribuzione di un fossile, oppure dalla sua distribuzione al di sotto della comparsa di un ramo laterale nella linea filetica (discendente). I limiti della biozona sono pertanto definiti da eventi

filetici, entro la linea in oggetto. Se da un punto di vista teorico questa biozona assicura la definizione della reale distribuzione verticale totale, non inficiata da carenze di documentazione paleontologica, l'applicabilità di tale tipo di biozona è assai scarsa ed ha uso limitato, anche perché risente dell'interpretazione, che può essere soggettiva, dei possibili rapporti filetici. L'applicabilità di tale biozona risulta limitata anche arealmente, in quanto condizioni ambientali diverse possono concorrere a influenzare lo sviluppo morfologico dei rappresentanti di una data linea filetica, rendendo più interpretativo il riconoscimento dei taxa-indice.

4. Biozona di associazione

- Successione di strati caratterizzata da un'associazione tipica di tre o più fossili, i quali, considerati congiuntamente, permettono di distinguerla dagli strati adiacenti. I limiti sono definiti in corrispondenza di bioorizzonti, che rappresentano i limiti di presenza dell'associazione caratteristica dell'unità. È quindi necessario definire esplicitamente l'associazione sulla base della quale è definita la biozona, ma non tutti i membri caratterizzanti devono essere presenti per assegnare una successione di strati alla biozona; la distribuzione totale dei suoi componenti non interviene rigorosamente nella definizione di una biozona.

5. Biozona di abbondanza

- Corpo roccioso nel quale l'abbondanza di un determinato taxon o di un gruppo di taxa è significativamente maggiore rispetto agli strati adiacenti. I limiti sono definiti da bioorizzonti in corrispondenza dei quali avvengono cambiamenti nell'abbondanza del taxon o dei taxa che definiscono la biozona. Ugualmente significativo è il concetto opposto, connesso con intervalli particolarmente impoveriti, definibile come paracme. La biozona di abbondanza prende il nome dal taxon o dai taxa dei quali rappresenta il bioevento di maggiore abbondanza.

LAMAGNETOSTRATIGRAFIA

- 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.

ILMAGNETISMO DELLE ROCCE

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

- Magnetizzazione residua termica (TRM)

•É 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).

•É 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.

- Magnetizzazione residua chimica (CRM)

•É la magnetizzazione dovuta a trasformazioni mineralogiche in seguito a processi metamorfici o a fenomeni di ossidazione a temperatura ambiente. In questi casi, infatti, il minerale ferromagnetico di nuova formazione si orienta parallelamente alla direzione del campo magnetico presente durante la trasformazione mineralogica. Le reazioni che avvengono più comunemente sono reazioni di disidratazione (trasformazione di goethite in ematite), reazioni di ossidazione (trasformazione di titanomagnetite in titanoematite) e reazioni di riduzione (trasformazione di ematite in magnetite).

UNITÀ CRONOSTRATIGRAFICHE

•Le unità cronostratigrafiche sono corpi rocciosi che si sono formati durante un determinato intervallo di tempo. Il corrispondente periodo di tempo in cui l'unità si è formata è definito come unità geocronologica

1. 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.

2. Sottopiano

- É una suddivisione del piano. Non tutti i piani sono suddivisi in sottopiani denominati formalmente. Il sottopiano è definito dagli stratotipi dei limiti. Le regole nomenclaturali sono quelle valide per il piano.

3. Serie

- É un'unità cronostatigrafica 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
- La serie è definita dagli stratotipi dei limiti inferiore e superiore, che coincidono rispettivamente con lo stratotipo inferiore del piano più antico della serie e lo stratotipo inferiore del primo piano al di sopra della serie. Se la serie non è suddivisa in piani, ha stratotipi propri.

4. Sistema

- É un'unità cronostatigrafica 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.

5. Eratema

- É un'unità cronostatigrafica 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

6. Eonotema

- È 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.

Cronozona

- È un'unità cronostratigrafica formale, ma non riveste un rango preciso nell'ordine gerarchico. Rappresenta un corpo roccioso che si è formato ovunque nel mondo durante l'intervallo temporale corrispondente ad un'unità stratigrafica o ad un evento geologico. Ad esempio, la cronozona può essere definita su basi biostratigrafiche; in tal caso rappresenta l'estensione temporale massima di una biozona, ma non è vincolata alla presenza dei fossili che definiscono la biozona stessa. Se la cronozona è riferita ad un'unità per la quale è stato definito uno stratotipo, la sua estensione temporale può essere fissa e corrispondere a quella dello stratotipo, oppure può essere variabile e corrispondere all'estensione massima dell'unità

UNITÀ A LIMITI INCONFORMI

• 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).

• Il riconoscimento delle unità a limiti inconformi ha una lunga storia, iniziata quando Sloss et alii (1949, pp. 109-111) hanno introdotto il termine di sequenza per indicare unità comprendenti insiemi di strati separati da discontinuità marcate, tracciabili e correlabili su lunghe distanze in base a cambiamenti litologici e faunistici e alla continuità di distribuzione e di facies degli strati trasgressivi posti al di sopra della discontinuità. Gli stessi autori hanno inoltre messo in evidenza che la sequenza non ha uno specifico significato temporale, poiché i suoi limiti non coincidono con linee tempo.

• Successivamente KRUMBEIN & SLOSS (1951), SLOSS (1963) e KRUMBEIN & SLOSS (1963) modificarono la definizione di sequenza, descrivendola come un'unità litostratigrafica di rango superiore al gruppo anche al supergruppo, tracciabile attraverso estese regioni e delimitata da discontinuità a scala interregionale.

Unità a limiti inconformi

- Corpo roccioso
- delimitato alla base e alla sommità da superfici di discontinuità specificatamente designate, significative e dimostrabili, aventi preferibilmente estensione regionale o interregionale. I criteri diagnostici utilizzati per stabilire e riconoscere queste unità stratigrafiche sono le due discontinuità che le delimitano.

Discontinuità

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

a. Discordanza angolare.

- 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.

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.

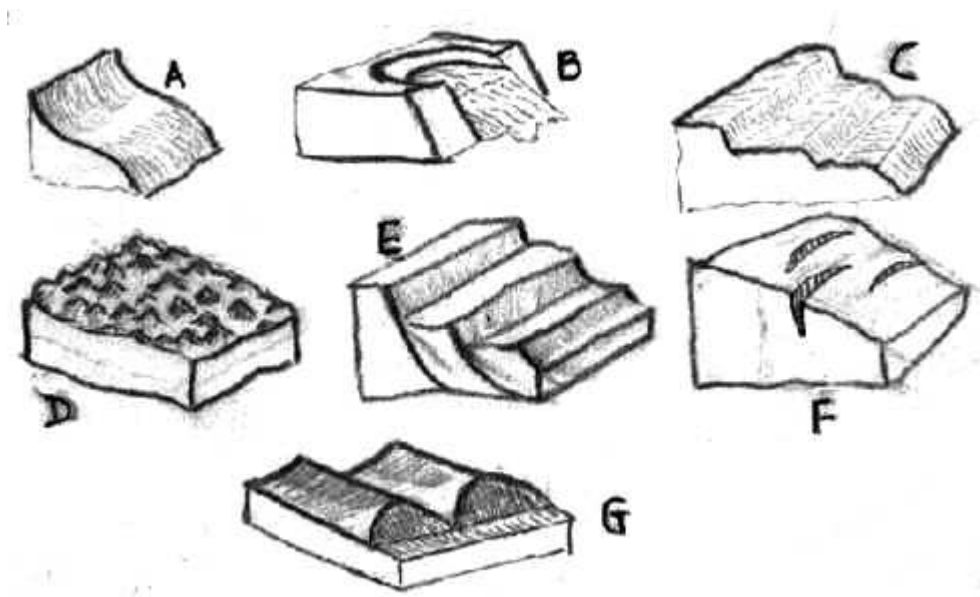
- Una breve interruzione nella sedimentazione con poca o senza erosione prima della ripresa della sedimentazione. Questi brevi arresti nella sedimentazione hanno generalmente un'estensione laterale limitata e non rappresentano elementi appropriati sui quali basare unità a limiti inconformi.

d. Paraconformità.

- Discontinuità tra successioni geometricamente concordanti.

Appunti di Geomorfologia

di Emanuele Paone
emanuele_paone@yahoo.it



SOMMARIO

Il modellamento dei versanti, fenomeni di denudazione:	3
Processi di dilavamento e forme che ne derivano:	3
Calanchi e Badlands:	4
Morfologia fluviale	4
Ciclo di Davis:	4
Pediment:	5
Il letto:	5
Velocità trasporto e sedimentazione:	5
Misure del trasporto fluviale	6
Forme di deposito alluvionale:	6
L'erosione fluviale:	6
Il profilo longitudinale:	7
Fiumi - Mare	8
EROSIONE COSTIERA	13
Idrodinamica costiera	13
Manufatti in aree costiere	14
Subsidenza	15
Morfologia vulcanica:	16
GLI AMBIENTI GLACIALI	17
Le forme di erosione	17
SISTEMI DUNALI	19
Frane:	20

Il modellamento dei versanti, fenomeni di denudazione:

Il materiale alterato è disgregato è soggetto a rimozione, i processi che allontanano il materiale di copertura sono classificati come processi di denudazione. In generale diremo i fenomeni di denudazione responsabili del modellamento dei versanti, nel dettaglio il denudamento è responsabile sia dell'abbassamento con la "degradazione" e con "l'erosione", sia del colmamento delle bassure con "aggradazione" ed "accumulo". Si distinguono due superclassi che distinguono i processi causati da fenomeni gravitativi da quelli in cui interviene un agente di trasporto.

Una classificazione sommaria vuole la distinzione di questi tipi di fenomeni:

Soliflusso assimilabile al movimento fluido di una massa viscosa, non è necessariamente associato a forti pendenze, richiede invece suoli capaci di forte imbibizione come il limo o l'argilla, qualora l'origine del movimento non sia da ricercarsi nella natura del substrato si porrà attenzione alla temperatura, un tipo particolare di soliflusso è il geliflusso. La velocità di questo tipo di fenomeni varia da qualche mm a qualche metro all'anno. Il soliflusso interessa il substrato in tutta la sua profondità formando terrazzette, lobi, increspature o colate.

Soilcreep tipizzato da una lentezza tale da non danneggiare che raramente le piante, sebbene le quali presentino caratteristiche curvature, riconoscibile perché il materiale in posto è curvato solo per gli strati superiori che scorrono più velocemente di quelli sottostanti.

Caduta di detrito riguardante generalmente masse di materiale modeste fino ad interessare solo piccoli frammenti di materiale, la zona interessata dal predetto fenomeno è generalmente riconoscibile dal piede del versante che diventa falda detritica per l'accumulo di materiale, talvolta i depositi prendono forma di cono detritico. Generalmente l'angolo di riposo è compreso tra 30° e 35° d'inclinazione ma le variabili sono imposte dalla roccia madre.

Processi di dilavamento e forme che ne derivano:

Il dilavamento è il risultato della parte di precipitazioni che non alimentano la circolazione profonda ma danno luogo al ruscellamento, il percorso delle acque cariche di sedimento si arresta nel colluvium, i processi elementari di ruscellamento che originano il colluvium sono :

1. Azione diretta della pioggia sul terreno.
2. Azione areale del ruscellamento.
3. Ruscellamento embrionale o la parte più piccola che riusciamo a distinguere dei rivoli che si assommeranno a formare canali di modeste dimensioni.
4. Ruscelli di dimensioni bastanti a formare fossi, solchi d'erosione e calanchi.
5. Inondazione a lamina o azione areale di spessore consistente delle acque.
6. Erosione sottocutanea indotta da porosità del terreno.
7. 1.+5.= associati ad aumentare la percentuale di acque contenute nel terreno.
8. Ruscellamento nivale.

Fattori regolanti il dilavamento diremo invece:

A) La natura del materiale, nella fattispecie la litologia, la granulometria e la capacità coesiva del materiale.

B) Fattori morfologici ovvero pendenza forma e lunghezza del declivio.

C) Fattori climatici come direttamente agenti o preparatori del dilavamento.

D) Copertura vegetale come eccezionale inibente il dilavamento.

Il generale diremo relativamente ai fattori abbiano pregnanza lo scorrimento che può essere laminare oppure turbolento od ancora ad impulsi, dipendeva intensità e durata delle precipitazioni, rugosità della superficie del terreno e durata delle precipitazioni, pendenza e lunghezza del versante; l'infiltrazione altresì regolata da vegetazione, umidità e tessitura nonché struttura del suolo, ed ancora permeabilità della roccia madre.

Calanchi e Badlands:

Sostanzialmente un calanco è una valletta ripida, a versanti scoscesi e spogli. L'acqua piovana agendo sull'argilla asporta le lamelle di argilla staccate dal disseccamento, le spappola e porta con sé altro materiale previa imbibizione artificiale. Sovente i calanchi si dispongono in gruppi organizzati in sistemi di vallecicole minutissime. Ragioni varie permettono il formarsi di disposizioni geometrizzanti delle vallecicole in forma di raggiera, o isoorientate o a spina di pesce ancora a pettine etc. le ragioni sono da ricercarsi nel clima o nel materiale parentale.

Piramidi di terra o pilastri di erosione:

Sono forme create dal dilavamento pluviale su rocce poco coerenti eterogenee, contenenti grossi blocchi. L'erosione lascia in rilievo molte esili guglie, sormontate alla sommità da massi che ne determinano la mancata erosione sommitale.

Trasposti in massa:

Così classificato è l'occasionale trasposto di materiali coerenti, l'acqua si mescola a fango e pietre, la densità media è notevole e la velocità e la forza non lo sono meno. Lo sparpagliarsi in lingue del materiale al termine del movimento può determinare la formazione di coni di deiezione.

La forma dei versanti:

Il versante nel senso più ampio del termine si interpreta sulla base di:

Riconoscimento di forme dovuta a differenze litologiche.

Le caratteristiche dell'evoluzione nel tempo di un versante a seconda del fattore predominante.

L'assetto strutturale.

Morfologia fluviale

Si distinguono tre tipi di fiumi:

- torrente: si riferisce a corsi d'acqua di montagna di solito brevi, brevi, con letto in roccia o ciottoloso. Il regime delle portate è di solito irregolare;
- fiumara: è specifico di certi torrenti delle montagne calabresi o siciliane, con enorme letto ghiaioso, ripidi e quasi asciutti;
- uadi: indica i corsi d'acqua di ambiente desertico, a deflussi saltuari ed effimeri.

Ciclo di Davis:

per esporre al meglio questa teoria cominciamo dal caso più semplice: si immagina che fenomeni tettonici di sollevamento facciano emergere un ampio tratto di fondo marino quasi piano, portando il territorio ad una certa altitudine. Si immagina pure che da quel momento i momenti esogeni e soprattutto l'azione dei fiumi comincino la degradazione del rilievo.

Nello stadio di giovinezza i fiumi lavorano attivamente nell'approfondire le nuove valli, mentre altre valli affluenti si sviluppano per erosione regressiva.

Nello stadio di maturità l'approfondimento di tutte le valli è praticamente compiuto, la rete fluviale è assai ramificata in modo da rendere articolato il rilievo.

Nello stadio di vecchiaia i rilievi hanno perso il loro vigore, le valli sono larghe e a fianchi poco inclinati. Ci sono però delle critiche a questa teoria molto schematizzata: innanzitutto questo ciclo è di tipo molto scolastico, un'altra critica apportata a questa teoria è dovuta alla terminologia dei tre stadi, in quanto gli aggettivi giovane, maturo e senile non indicherebbero bene il significato dei processi.

Pediment:

E' una superficie d'erosione in roccia con debole inclinazione (spesso inferiore ai 5° - 7°), di regola situata al piede di un rilievo montagnoso. Nelle condizioni più semplici, si può avere un versante ripido passante in basso al pediment con un angolo netto, lungo una linea di contatto circa rettilinea. Un pediment può terminare in un pino di accumulazione oppure in un fondovalle fluviale.

Il letto:

nel letto si manifestano la maggiorparte dei processi morfologici del corso d'acqua, i fenomeni che li causano sono erosione trasporto e sedimentazione. Nel definire i confini dell'opera fluviale assommeremo al letto le aree allagabili per esondazione e divagazione del fiume. Nel senso più ampio considereremo il fiume con tutta l'interezza del bacino idrografico unità naturale posta. Il lavoro che il fiume svolge si deve alla forza cinetica che risulta dal suo potenziale, a monte lì dove il fiume ha origine troviamo lo stato di minor eccitazione energetica, la forza di gravità dovuta al dislivello sorgente-foce e ad i tratti intermedi si trasforma in energia cinetica che però non cresce con lo scorrere del fiume in maniera proporzionale per via del suo disperdersi in una infinità di processi di erosione trasporto e sedimentazione. Momenti di piena si alternano a magre così come tratti esagitati si alternano a tratti lenti, i momenti di maggior energia sono quelli che causano i processi morfologicamente pregnanti. Un substrato morfologicamente coerente darà maggior irregolarità dell'alveo che un deposito incoerente, Taluni processi si evidenziano nel lungo periodo altri sono istantanei od occasionali.

Velocità trasporto e sedimentazione:

Il movimento delle acque è associabile ad un moto di tipo turbolento, in linea del tutto generale diremo la velocità variabile nella sezione del fiume trasversale al suo corso secondo questi parametri: maggiore al centro che non sui fianchi per l'evidente maggior attrito dell'alveo, maggiore poco sotto la superficie che non sulla stessa per il diminuire dell'attrito dell'aria all'allontanarsi della superficie.

Il trasporto dei materiali si verifica in vari modi, in ordine granulometrico:

1. Trasporto in soluzione, relativo alla quantità di materiale che vanno sotto la categoria chimica di soluto.
2. Trasporto in sospensione, questo tipo di trasporto interessa materiale di granulometria piccola che può essere facilmente preso in carico, rappresenta la torbidità.
3. Trasporto per fluitazione è il tipo di movimento che interessa materiali che emergono per differenza di massa al disopra delle acque e discendono il corso galleggiando.
4. Trasporto per trascinamento sul fondo è il fenomeno che interessa i materiali non presi in carico completamente per maggior peso o granulometria o forma.
5. Trasporto in massa è il trasporto di materiale attivato per fenomeni occasionali di piena o caduta di detriti nel fiume, non è selettivo.

La somma dei materiali trasportati ne rappresenta la *competenza*, la forza necessaria a strappare materiale dal fondo (anche se esso è già separato dal materiale parentale) è sempre maggiore che quella necessaria al suo trasporto; talvolta nel suo corso il fiume produce sostituzione ovvero cede del materiale in carico per prenderne dell'altro più facilmente trasportabile.

Misure del trasporto fluviale

Il trasporto fluviale è rappresentato in massima parte dal trasporto in sospensione, circa il 90 % è rappresentato da questo tipo di trasporto infatti. Le misure dirette o indirette sono poi registrate in annali idrologici che divideranno la quantità di masse in detriti misurata in vari indici:

1. La portata torbida espressa in Kg/sec è la quantità in peso dei materiali in sospensione passanti per una sezione data nell'unità di tempo
2. Il deflusso torbido espresso in Tonnellate è la quantità complessiva dei materiali trasportati nell'unità di tempo
3. La torbidità specifica è il rapporto del valore tra la portata torbida e quello della portata liquida registrati nella stessa sezione nella stessa unità di tempo si esprime in Kg/m^3 .
4. Il deflusso torbido unitario si ottiene dividendo il deflusso torbido per la superficie del bacino fluviale considerato.

Forme di deposito alluvionale:

L'aspetto subpianeggiante delle forme di deposito alluvionale si spiega con la tendenza a divagare del fiume durante l'azione di deposito.

Le pianure alluvionali sono distinte in:

1. Pianure costiere per lo più formate da materiale molto fine, morfologicamente distinte da dossi fluviali, e interposte bassure paludose o morbose, talvolta dei veri e propri laghi, in generale nel bacino a valle di un sistema fluviale troveremo le forme tipiche delle zone allagabili che percorrono il corso.
2. Pianure pedemontane e pianure intravallive il dislivello è più marcato e raggiunge il 5% , le alluvioni grossolane depositate distinguono questi depositi la cui granulometria diminuisce al diminuire della quota s.l.m. , forma tipica al diminuire immediato della pendenza è la conoide alluvionale che hanno dimensioni maggiori nelle pianure pedemontane che in quelle intravallive o dei torrenti, gli spostamenti dell'alveo frequenti determinano la forma della struttura sin qui descritta.
3. pianure di bacino intramontano.

L'erosione fluviale:

Essa innanzitutto ha due tendenze fondamentali quella dell'incisione e quella dello scalzamento laterale che poi sarà causa dell'arretramento, l'azione dell'acqua sull'alveo è essenzialmente meccanica, anche se in minima parte è rappresentata da disfacimento fisico e chimico. La corrosione operata oltre che dall'acqua dal detrito preso in carico, opera sovente forme tipiche; le varie parti dei materiali e il momento in cui agiscono le forze determineranno variabili infinite nella morfologia tuttavia frequentemente compaiono scanalature e nicchie semicilindriche in roccia compatta, ai piedi delle cascate invece scavi profondi si formano per la pressione, vortici e rapide formeranno, per i movimenti subcircolari della sabbia e dei detriti, caldaie e marmite dei giganti, quest'ultimo processo è detto evorsione. L'azione di fondo del corso d'acqua è la tendenza alla regolarizzazione delle pendenze del corso d'acqua, è anche nota e piuttosto consistente in alcuni casi l'azione di arretramento che si produce nei salti di livello nello scorrere del fiume verso valle per intenderci all'altezza delle cascate ove le scarpate arretrano di volumi che raggiungono nel caso del Niagara circa il metro all'anno.

Il profilo longitudinale:

Nel considerare l'evoluzione del corso fluviale principiamo col definire le sue parti essenziali: Il profilo di base è da intendersi come livello più o meno fisso; difatti le variazioni sono possibili, una causa qualunque come:

- le principali cause delle variazioni sono :
Le variazioni del livello di base: se si abbassa il livello del mare in cui un corso d'acqua, questo sposterà in avanti la foce, cioè si allungherà acquistando un nuovo tratto ha pendenza abbastanza forte, prende inizio una fase di incisione che si propaga verso monte. Se invece il livello del mare si alza la foce viene portata indietro.
- Fenomeni di sbarramento: provocano sedimentazione e, a volte, la formazione di un lago lungo il tratto più a monte; l'eventuale eliminazione dell'ostacolo e la conseguente ripresa erosiva del fiume, provocano poi l'incisione dei depositi che si erano formati.
- Movimenti tettonici: movimenti d'insieme di sollevamento o di abbassamento non accompagnati da inclinazione, possono avere conseguenze simili alle variazioni del livello di base.
- Variazioni di portata: in linea di massima un aumento di portata (causato il più delle volte da cambiamenti climatici) provoca incisione, per l'aumento dell'energia disponibile.
- Variazioni nel trasporto solido: un incremento dell'apporto solido grossolano provoca sedimentazione specialmente nelle aste iniziali dei fiumi, e aumento della pendenza. Se vi è invece diminuzione di detriti vi è una conseguente diminuzione di pendenza.
- Variazioni della rete idrografica: una deviazione fluviale provoca di solito variazioni di portata e di trasporto solido, accorciamenti dei corsi d'acqua e così via.
- Azioni antropiche varie: queste hanno oramai modificato profondamente le condizioni naturali per molti fiumi.

La tendenza generale del corso è l'autoregolazione che il fiume opera tendendo a regolarizzare il suo profilo in modo da renderlo il più possibile di pendenza stabile; la pendenza dei profili regolarizzati procede diminuendo progressivamente dalla sorgente alla foce, una definizione valibile del profilo di equilibrio è fornita da Birot: il profilo di equilibrio è tale quando il fiume trasporta tutto il materiale che riceve dai versanti durante le alluvioni fino alla foce, senza però disporre di una potenza eccedente che si tradurrebbe nell'erosione della roccia in posto. Tra i fattori che influenzano la morfologia del profilo fluviale ricordiamo:

- La portata, inversamente proporzionale alla pendenza
- La quantità di detrito, maggiore erosione a monte darà maggiore pendenza.
- La composizione granulometrica, proporzionale la granulometria alla pendenza.

Tra le ragioni che ricordiamo relative alla variazione correlata con l'altezza del corso d'acqua le seguenti:

1. Da monte verso valle aumenta la portata per il contributo degli affluenti
2. Diminuisce la granulometria dei detriti a causa del logorio subito nel verso della discesa delle acque lungo i rilievi

Fiumi - Mare

Le lagune: sono specchi d'acqua abbastanza calma, separati dal mare aperto da cordoni sabbiosi in parte emersi, ma che lasciano dei passaggi per le correnti di marea. La laguna può avere profondità diverse, ma in ogni caso è un corpo d'acqua protetto, poiché il moto ondoso vi giunge smorzato: la barriera fa da frangiflutti naturale. Anche se la profondità è minima, il fondo è quindi melmoso; la sabbia può arrivarvi in occasione di tempeste che fanno brecce nei lidi esaurendo poi la loro energia nella laguna. Lasciano in questo modo degli strati distinti, intercalati al fango. I ventagli di sabbia prodotti da queste rotte si possono attaccare insieme lateralmente e crescere fino ad emergere dall'acqua; allora si impaludano e permettono la crescita di piante estendendo la terra emersa sul retro delle barriere. La sabbia vi è portata ciclicamente dal flusso di marea. Si forma allora un lobo sabbioso detto delta di marea. La salinità in una laguna varia poco, e vi è ossigeno sul fondo. Se la circolazione è limitata, l'acqua si può stratificare e l'ossigeno viene consumato. Potremo dunque trovare o no resti di organismi bentonici. In assenza di questi, il sedimento non viene disturbato e la sua stratificazione si conserva perfettamente. In climi umidi le acque lagunari diventano salmastre, in climi aridi si hanno acque sovrassalate.

Le piane di marea: sono zone costiere a basso gradiente, sviluppate lungo coste soggette a onde di bassa potenza e a forti escursioni di marea. Il sedimento prevalente è fango, mentre la sabbia è subordinata. Alcune piane sono protette da isole-barriera, altre sono aperte verso mare. Condizione per la loro esistenza è una grande disponibilità di sedimento e una scarsa pendenza della costa. Le piane sono incise da canali e cinte, verso terra, da paludi salate. Una rete di canali è essenziale per il ricambio dell'acqua; essa vi entra dal mare col flusso, li riempie e tracima nella piana. Dopo aver qui sostato durante la fase di inversione del ciclo di marea, in cui la corrente si annulla, l'acqua defluisce verso mare lasciando la piana esposta all'atmosfera. La parte alta riceve solo fango durante l'alta marea, il fango depositato si può screpolare per l'esposizione all'aria durante la bassa marea. La parte occupata da paludi, detta zona supradittale, è invasa dall'acqua delle massime maree; per il resto resta emersa. Nella parte intermedia si registra una tipica alternanza di strati di sabbia e fango. Nella piana inferiore e nei canali c'è più sabbia, i drappi di fango sono più sottili e discontinui. Le due correnti opposte, di flusso e di reflusso, non hanno, di solito, la stessa intensità. La corrente della marea montante è quindi più veloce di quella della marea calante. Se le correnti sono della stessa forza, ognuna deposita il suo strato di sabbia e vi imprime le sue strutture, in due strati sovrapposti si osservano allora lamine inclinate di verso opposto. (STROMATOLITI)

Gli estuari: sono foci fluviali in cui l'acqua marina si mescola con acqua dolce innescando correnti di densità. Ciò avviene nella parte intermedia di un estuario; la parte esterna è soggetta all'azione delle maree; la parte interna è dominata dall'acqua dolce. Gli estuari più aperti hanno forma ad imbuto. Dove prevale l'apporto di sedimento del fiume e l'azione delle maree è meno potente, l'estuario si riempie e un delta prende il suo posto. Possiamo distinguere vari tipi di estuario. Quello con minima influenza delle maree si caratterizza per una stratificazione di densità dell'acqua. L'acqua del fiume galleggia su quella salata del mare, più densa; lo strato inferiore di acqua marina si assottiglia a cuneo verso terra. I due strati sono separati da una zona detta la alcalina, lungo la quale si sviluppano onde interne per l'attrito di trascinamento esercitato dal più veloce strato superficiale. Quando il fiume è in magra, il cuneo vi penetra per una certa distanza; quando è in piena, il cuneo si ritira in mare. Il più tipico processo di sedimentazione che ha luogo negli estuari interessa il sedimento fine sospeso: si tratta della flocculazione. Le particelle argillose si aggregano in fiocchi che cadono rapidamente sul fondo. La flocculazione non avviene nell'acqua dolce del fiume, ma dove questa si mescola con l'acqua salata. Negli estuari parzialmente rimescolati, la flocculazione non è diffusa ma forma una zona di massima torbidità. È una specie di nuvola di fango fluido, una via di mezzo tra acqua e sedimento. Essa si localizza presso il cosiddetto

punto nullo, dove la corrente fluviale si stacca dal fondo incontrando la punta del cuneo salato.

I delta: la loro funzione è di distribuire acqua e sedimento. La forma deriva da un equilibrio tra forze contrastanti: quella del fiume, che si riflette nella portata liquida e solida, e quella del mare espressa da onde e correnti di marea. Il delta esiste in quanto, nel sedimento portato dal fiume, c'è una quantità "in eccesso" che il mare non riesce a distribuire. Questo sedimento va a riempire un tratto di mare davanti alla foce e la costa avanza. Il delta ha una parte sommersa e anche questa avanza in mare, la sua avanzata è chiamata progradazione. I fiumi che costituiscono delta hanno importanti bacini di drenaggio alle spalle. L'abbondanza di vegetazione e la rapidità di sedimentazione e seppellimento fanno sì che si accumulino e si conservino nel sottosuolo grandi quantità di sostanza organica, che si trasforma in carbone e idrocarburi. In ogni delta si distinguono varie parti: piana deltizia, fronte deltizio e prodelta. La piana è una zona piatta, appena sopra il livello del mare, attraversata da vari canali, detti canali distributori. Il fronte comprende la linea di costa e la parte meno profonda del delta sommerso. Il prodelta è la parte più profonda e fuori costa del delta. Il delta avanza in genere sulla piattaforma continentale. I processi deltizi consistono nell'interazione fiume/mare e riguardano, da un lato le masse d'acqua, dall'altro il sedimento. I più caratteristici si localizzano lungo il fronte del delta. Con la sedimentazione la profondità diminuisce ulteriormente e aumentano sia l'attrito sia l'effetto di espansione laterale, accentuando la sedimentazione. Ciò può portare a chiudere la foce, ma prima o poi il fiume, quando porta meno sedimento, si apre la strada sui fianchi della barra o sulla sommità, erodendola. I delta dominati dalle maree si trovano in zone dove l'escursione di marea supera i 3-4 m, generando correnti molto forti. Sono estuari riempiti che si protendono in mare. Il sedimento che giunge in mare viene rapidamente rielaborato in forma di cordoni sabbiosi subacquei, lunghi parecchi chilometri e alti anche 20m. man mano che il delta avanza i cordoni emergono dal mare e sono colonizzati da piante; formano così delle isole che stanno davanti alle foci fino a che sono incorporate nella piana deltizia.

I delta dominati dalle onde, in questo tipo di delta, onde di alta energia, scontrandosi con la corrente fluviale, impediscono la stratificazione dell'acqua mescolando quella dolce con quella marina. Il pennacchio torbido è mantenuto sottocosta. Anche la sabbia viene distribuita sui fianchi della foce. Il delta è detto arcuato se le punte delle ali restano attaccate alla costa, alato se si separano e sono aggirate dal mare che vi forma delle baie. Vi sono infine tipi misti di delta, in cui sono riconoscibili gli effetti del fiume, delle maree e del moto ondoso.

I sedimenti: la natura dei sedimenti di piattaforma risente in larga misura del clima; questo regola il modo in cui le adiacenti masse continentali vengono degradate ed erose, e quindi il tipo di materiali che arriva in mare. Nelle regioni umide l'alterazione chimica è predominante: i suoi prodotti sono ioni e particelle solide. Ne risulteranno sedimenti fangosi e carbonatici. Alle alte latitudini prevale invece la degradazione fisica. Le rocce vengono spaccate, sminuzzate, usurate meccanicamente sia in posto sia durante il trasporto. Il sedimento terrigeno che troveremo nella piattaforma sarà più abbondante e grossolano. Va ricordato che esistono due categorie distinte di sedimenti nelle piattaforme: quelli in equilibrio con la dinamica attuale, che indicheremo come recenti, e quelli già definiti come relitti e residuali. Il sedimento recente forma un cuneo che si chiude in mare al massimo a una trentina di chilometri dalla costa: oltre, è esposto il sedimento relitto. Tale cuneo è poi costituito prevalentemente da sabbia sotto costa, da fango in piattaforma. In realtà la fascia costiera, a tre dimensioni, è un prisma; più stretta ma più spessa dal cuneo fangoso, trattiene i maggiori volumi di sedimento recente. Diciamo "trattiene" proprio perché estuari, delta, piane di marea ecc sono delle trappole sedimentarie che lasciano ben poco sedimento verso la piattaforma. Nella nostra limitata esperienza del tempo, ciò che sembra esistere "da sempre" è spesso uno stadio momentaneo di un'evoluzione e vive in una "fetta" sottilissima di tempo geologico. In

precedenza, vi era stata una rapida risalita del mare. Questa aveva preso in contropiede i processi di sedimentazione, avendo creato in poco tempo più spazio disponibile per il sedimento di quanto fosse il volume di sedimento messo a disposizione dai processi erosivi. Il riempimento di questo spazio è iniziato a partire dalla costa, e qui dovrà completarsi per proseguire nella piattaforma. Il sedimento recente presente in piattaforma è solo un sottile lenzuolo, e infatti è chiamato il drappo di fango. Quando andiamo a misurare lo spessore di sedimenti e rocce antichi, depositatesi in condizioni analoghe a quelle delle piattaforme attuali, vediamo che è molto maggiore e che comprende anche materiali grossolani. Darwin immaginava i suoi tre tipi di scogliera come stadi di un'unica evoluzione; i coralli crescevano prima lungo la costa di un'isola vulcanica, poi, man mano che questa affondava per subsidenza del fondo oceanico, acceleravano la crescita verticale per mantenersi a pelo d'acqua. Si formava così la laguna all'interno e questa si allargava fino a che la sommità dell'isola spariva sott'acqua: restava la scogliera a delimitare il contorno. I coralli non potevano crescere all'interno della laguna perché qui abbondano i prodotti di rifiuto mentre scarseggiano i nutrienti. Oggi sappiamo che le isole vulcaniche si sono formate sopra "i punti caldi" del mantello, sui quali scorrono le placche della litosfera, in particolare quella che sta sotto l'oceano pacifico. Le scogliere hanno un nucleo costituito da coralli e dalle alghe; questo fa da bastione contro cui si sfoga l'energia delle onde e delle maree. Il detrito di varia pezzatura strappato all'azione meccanica del mare si distribuisce in due fasce: una sul lato mare, più ripido, dove è accumulato dalla gravità, l'altra sul retro, dov'è portata specialmente dalle tempeste. Si distinguono così le seguenti zone: avanscogliera (qui, insieme al detrito, ci sono anche organismi in posto); margine o bordo di scogliera (con alghe e coralli in posizione di crescita); retroscogliera (cioè la laguna con sedimento fine cui si intercalano lingue di sabbia e detrito scaraventato da onde di tempesta). Dove non arrivano apporti terrigeni e neppure la sedimentazione carbonatica è attiva troviamo i sedimenti relitti.

I ghiacci che se ne vanno alla deriva lasciano cadere sul fondo marino le pietre e il detrito vario che lo inglobano; questo materiale è abbandonato in parte sulle piattaforme, alle latitudini più alte, ma può raggiungere qualsiasi profondità lungo il percorso degli iceberg. Avremo allora un sedimento glacio-marino. Gran parte del materiale terrigeno è però portato al mare dai fiumi e non può facilmente raggiungere le acque più profonde. Nel loro insieme, le zone di acqua bassa possono essere considerate zone di parcheggio dei sedimenti, zone in cui la sedimentazione non è definitiva. Se infatti il livello del mare si abbassa, essi si trovano esposti all'erosione e al trasporto. La rimobilizzazione avviene in due modi: per azione meccanica dell'acqua sul fondo e per collassi gravitativi, ovvero improvvisi cedimenti di masse su pendii instabili. La risospensione avviene quando grosse onde generate dal vento durante le tempeste generano a loro volta correnti che riescono ad intaccare il fondo marino fino al ciglio della piattaforma. Lo stesso moto di va-e-vieni delle onde di tempesta può avere effetti erosivi. I fenomeni di risospensione, oltre a essere sporadici, producono differenze di densità abbastanza piccole e, di conseguenza, movimenti lenti. In sostanza i processi di rimozione di sedimento dalla piattaforma che vedono come protagoniste le forze fluide del mare non spostano grandi quantità di materiale verso il mare profondo. Più importanti sono i collassi e i processi gravitativi.

Le frane sottomarine avvengono quando una massa cede sotto il suo peso e scorre lungo una superficie inclinata sepolta. Sul pendio vanno valutate due componenti del peso: una perpendicolare al pendio stesso, l'altra parallela. La prima tende a stabilizzare il sedimento. Iniziato il movimento, il piano di debolezza diviene piano di scorrimento. Mentre nelle frane subaeree il piano di scorrimento si trova tutt'al più a profondità di qualche metro, in ambiente marino può essere molto più profondo. Condizioni favorevoli al franamento sono create anche

dalla velocità di accumulo, dalla bioturbazione, dalla presenza di gas, da correnti che erodono il piede del pendio facendone aumentare l'inclinazione ecc.

Le colate di sedimento hanno origine simile alle frane. All'interno della massa gli attriti e le resistenze sono minori durante il movimento, e la deformazione aumenta di conseguenza. La stratificazione preesistente nel sedimento viene distrutta, i materiali meno compatti formano una poltiglia che scorre come un fluido, e quelli più compatti formano schegge e blocchi che vengono avvolti dagli altri o vi galleggiano sopra. Se la poltiglia è fornita in prevalenza da limi e argille, avremo colate di fango, o di fango più detrito vario. Altrimenti, la colata sarà di sabbia o mista. L'elevata viscosità del fango fa sì che il moto sia paragonabile a un flusso laminare; i vari livelli non si mescolano, o si mescolano poco. I frammenti inglobati in una colata viaggiano come su dei binari e non vi è selezione idraulica. Dal punto di vista granulometrico, i materiali di una colata sono molto eterogenei e disposti alla rinfusa; si va da grossi blocchi alle minute particelle di fango. L'aspetto dei depositi da colata è spesso caotico. In Italia è usato il termine olistostroma per indicare colate sottomarine e olistolite per i singoli blocchi di sedimento indurito o di roccia.

Le correnti di torbida sono correnti di densità veloci e turbolente in cui il sedimento è più concentrato che nelle normali sospensioni marine, ma meno che nelle colate. Le correnti di torbida sono i più formidabili agenti di trasporto nelle profondità marine; possono avere le stesse cause delle frane e delle colate, e rimuovere gli stessi volumi di sedimento, ma la loro efficienza di trasporto è molto maggiore: la loro velocità arriva a 90 km/h, la distanza di percorso può superare i 1000 km e i materiali sospesi non sono solo limo e argilla, ma anche sabbia e ciottoli. Le correnti di torbida scorrono su grandi fronti. E' probabile che le principali correnti di torbida si sono verificate quando il livello del mare era più basso, durante le glaciazioni. Ciò in quanto i sedimenti "parcheeggiati" nelle piattaforme erano più esposti alla rimobilizzazione da parte di onde e tempeste. I parametri critici, che danno un'idea dell'energia contenuta in una corrente di torbida, sono la concentrazione di sedimento sospeso, lo spessore o l'altezza del flusso e il pendio. La velocità della corrente è un indicatore. Influenzato da tutti i principali fattori. Per la densità delle correnti di torbida, si sono suggeriti valori di 1.5-2 g/l e altri maggiormente realistici di 1.03-1.4 g/l. nonostante la raccolta di tanti dati ed evidenze sulle correnti di torbida in natura, non se ne è mai potuta vedere una. Le correnti di torbida nascono sui pendii perché qui il sedimento si destabilizza più facilmente, ma per mantenerle in movimento, a rigore, la pendenza non è necessaria: basta vi sia un gradiente laterale di densità. In aggiunta, quando la loro massa è grande, bisogna tener conto dell'inerzia; una volta giunta alla base di un pendio, la corrente ha ancora energia per proseguire su un fondo orizzontale. Questa energia viene dissipata molto lentamente dagli attriti, che sono deboli; ciò che la fa diminuire è soprattutto la perdita di sedimento, cioè il deposito. La densità produce il movimento; questo genera turbolenza che applica una forza fluida tanto al sedimento sospeso quanto al fondo marino, che può essere eroso. Il sedimento eroso e incorporato nella corrente ne fa aumentarla densità e, di conseguenza, la velocità e la turbolenza. La corrente di torbida è un processo fluido. Tutti questi processi sono trasporto di massa. Ogni corrente di torbida deposita uno strato chiamato torbiditi; in esso le particelle diminuiscono di dimensioni dal basso all'alto, per lo più gradualmente. Le torbiditi sottili si depongono sugli argini dei canali. Gli strati più spessi li troviamo nelle zone di maggiore energia, come i canali, o dove si ha maggiore perdita di energia e potenza, all'uscita dei canali e in corrispondenza delle rotture di pendio. E' qui che troviamo le conoidi sottomarine. Le conoidi sono ubicate presso la base della scarpata, all'uscita dei canyon alimentatori; qui viene abbandonata la parte grossolana del carico. Nelle conoidi, dunque, si accumulano strati a prevalenza sabbiosa, non dobbiamo dimenticare che la torbida tende quasi sempre a coprire

questa sabbia con fango nello stadio terminale del suo deposito, che avviene dalla “coda” diluita e più lenta. oltre alla gradazione, nella sabbia di una torbiditi si nota una successione verticale di strutture, detta sequenza di “Bouma”. Le strutture in questione sono delle lamine, parallele, ondulate e incrociate; sono segno di trazione sul fondo e subentrano a uno stadio di deposizione pressoché massivo e viene trascinata sul fondo prima di essere sepolta. Si producono così forme di fondo trattive che restano però limitate per lo più alla scala dei ripple, e vengono comunque coperte dal sedimento terminale. Quando una corrente di torbida arriva nella piana sottomarina, può avere già perso il suo carico sabbioso. Ciò non toglie che il suo volume possa essere ancora enorme; anche se è diminuita la concentrazione e la granulometria del sedimento, la corrente può ancora depositare uno strato di spessore superiore al metro. Sarà però uno strato di limo, prevalentemente fangoso, destinato a diventare, col seppellimento e la compattazione, una pelite. Ricapitolando una corrente di torbida “normale”, di volume medio, ci si aspetta che depositi la maggior parte della sabbia nella zona di conoide sottomarina e la maggior parte del fango nella piana adiacente. Ciò nel presupposto che inizialmente trasportasse entrambi i tipi di materiale, in quanto presenti nella zona di alimentazione. Non possiamo dare per scontato che sia sempre così. Le proporzioni di fango e sabbia nel serbatoio originario possono variare. Ogni tanto può capitare che il volume della corrente di torbida sia veramente eccezionale, ad esempio decine di chilometri cubi. Questo può avvenire sia lungo margini continentali tettonicamente tranquilli sia lungo margini attivi. Nel primo caso, sono gli abbassamenti del livello del mare che rendono instabili grossi spessori di sedimenti accumulati sul ciglio delle scarpate e soprattutto nei delta. Nel secondo, terremoti e faglie attive rappresentano le cause più comuni. Gli starti che si formano sono stati chiamati megastrati o megatorbiditi. Le correnti di torbida molto voluminose non seguono un percorso canalizzato. Le conoidi sottomarine servono dunque a convogliare e distribuire le correnti di media entità, che vi scavano un sistema di canali più o meno stabili; alcune di queste conoidi sono piccole come quelle subaeree, costruite dai torrenti allo sbocco delle valli montane. La stessa conoide è una grossa lente di sedimento che si appoggia alla scarpata continentale; davanti a se può avere una piana aperta oppure un rilievo sottomarino che contribuisce a intrappolare il sedimento. Si può paragonare a un delta di mare profondo, e di fatto qualche analogia c'è: per esempio, la conoide, come il delta, è un apparato distributore. In acqua bassa predominano i processi selettivi, in acqua profonda quelli di massa controllati dalla gravità. Un delta cresce sulla piattaforma; questa deve essere quindi sommersa, il che capita quando il livello relativo del mare è alto. Se il mare si abbassa, il delta è sottoposto a erosione e il suo volume di sedimento può andare ad alimentare una conoide sottomarina, in quanto il fiume erode la piattaforma emersa e va a portare il suo carico fino al ciglio, dove è preso in consegna da uno o più canyon sottomarini. In sostanza, delta e conoidi sottomarine crescono in tempi diversi e le seconde lo fanno spesso a spese dei primi. Mentre le conoidi torbiditiche hanno una debole pendenza, le piane sottomarine sono pressoché orizzontali e piatte.

Modificazioni indotte da organismi e correnti: si può pensare che i sedimenti, una volta adagiatisi sul fondo, sotto parecchi chilometri di acqua e non più alla portata di onde e tempeste, se ne stiano tranquilli finché esiste il bacino oceanico. Quando si è cominciato a prendere fotografie dei fondi abissali, si è visto che non era così; anche dove non si vedono animali, ad esempio vi sono abbondanti tracce della loro attività. Ma l'attività biologica è solo una delle azioni di disturbo. Si è notato che per varie centinaia di metri sopra il fondo, la colonna d'acqua in certi luoghi è torbida. Non si trattano di particelle che scendono dalla superficie, in quanto la torbidità diminuisce verso l'alto, né di correnti di torbida, poiché le concentrazioni di materiale sospeso e le velocità di spostamento sono molto più basse. Questi strati d'acqua torbida profonda sono stati definiti strati nefeloidi e rappresentano sedimento

risospeso dal fondo. Responsabili della risospensione sono le cosiddette correnti di fondo, che fanno parte della circolazione geostrofica e termoalina. Le correnti di fondo sono dei flussi d'acqua permanenti, come dei fiumi profondi e senza sponde. Periodicamente vengono rafforzate proprio per influenza delle correnti di superficie. Si generano così sul fondo delle specie di tempeste abissali. Come conseguenza dello stato turbolento che domina molte parti del fondo oceanico, si individua il cosiddetto strato limite bentico, ben rimescolato e spesso qualche decina di metri. Esso influenza i processi chimici e biologici con i suoi movimenti, con la torbidità dell'acqua, con gli scambi acqua-sedimento. E' qui, anche, che si registra la massima concentrazione di materiali sospesi.

EROSIONE COSTIERA

L'ambiente costiero è un sistema altamente dinamico dove i fenomeni di erosione, e quindi di arretramento, della linea di costa sono controllati da numerosi fattori meteoroclimatici, geologici, biologici ed antropici. Sebbene in generale il "clima" sia da considerarsi come il principale motore degli agenti modificatori, localmente ciascuno degli altri parametri può assumere una prevalenza significativa. Basti pensare alla subsidenza naturale o indotta da estrazioni di fluidi dal sottosuolo, al ruolo di difesa delle piane costiere da parte dei sistemi dunali, al mancato apporto di sedimenti verso costa causato dall'alterazione dei cicli sedimentari per intervento antropico nei bacini idrografici (sbarramenti fluviali, regimazioni idrauliche, estrazioni di materiali alluvionali), all'influenza sulla dinamica litoranea dei sedimenti intercettati dalle opere marittime (opere portuali e di difesa) e delle infrastrutture viarie e urbanistiche costiere.

Un'adeguata conoscenza delle molteplici fenomenologie che caratterizzano i litorali è indispensabile per procedere a interventi strutturali che producano risultati soddisfacenti nella difesa dall'erosione e a impatti ambientali sostenibili nel medio-lungo periodo. A tal fine è necessario un approccio metodologico integrato tra dati geologici e storici, osservazioni sperimentali e modelli teorico-numerici, tenendo opportunamente conto delle indicazioni empiriche fornite dagli interventi già realizzati in situazioni simili.

Idrodinamica costiera

Un'approfondita conoscenza delle fenomenologie relative all'idrodinamica costiera assume grande rilevanza sia per quanto riguarda la gestione e tutela dell'ambiente marino, sia dal punto di vista della ricerca di base geo-fluidodinamica.

E' opportuno ricordare che:

- gran parte dei reflui delle città costiere si riversa tuttora nelle acque mediterranee senza alcun trattamento;
- circa un milione di ton/anno di idrocarburi viene disperso, più o meno

Incidentalmente, nel Mediterraneo, con una concentrazione cento volte maggiore di quella che si riscontra nel Mare del Nord.

Queste considerazioni evidenziano l'accentuata fragilità dell'ecosistema Mediterraneo in generale e di quello costiero in particolare. Tali problematiche assumono grande rilevanza per il nostro Paese, con i suoi circa 7000 km di coste, per lo più fortemente antropizzate e soggette all'azione dell'erosione ed a situazioni di emergenza ambientale. Esempi rilevanti sono stati l'affondamento della Haven e i fenomeni di eutrofizzazione manifestati nel mare Adriatico, eventi cui compete un impatto fortemente negativo sulla gestione delle risorse costiere come la pesca e il turismo. E' opportuno ricordare che le regioni costiere rappresentano un'area particolarmente sensibile sotto il profilo dello "scambio totale", in

quanto esse costituiscono un'interfaccia del complesso sistema terra-mare-atmosfera, dal quale derivano problematiche rilevanti e ancora aperte in merito alle fenomenologie di interazione. In effetti il ruolo dei litorali, in quanto produttori e ricettori di inquinanti, nel sistema marino complessivo risulta particolarmente delicato. E' peraltro ben noto che differenti aree costiere mostrano considerevole eterogeneità se le si confronta con quelle del mare aperto: questo fatto pone svariati problemi metodologici per quanto concerne l'idrodinamica costiera, laddove la si voglia inquadrare in un contesto unificante.

Manufatti in aree costiere

Per manufatti in aree costiere si possono intendere tutti quegli interventi di tipo ingegneristico che interagiscono con la tendenza evolutiva della fascia costiera, sia essa naturale o indotta da altre opere. Una prima suddivisione si pone tra le opere finalizzate allo sfruttamento della fascia costiera (per esempio, bonifiche, porti, villaggi turistici) e quelle finalizzate al controllo dei fenomeni dannosi per tali manufatti o per l'ambiente antropizzato nel suo complesso (in primo luogo erosione o eccesso di sedimentazione). L'origine di tali fenomeni può essere sia naturale sia indotta dai manufatti stessi per l'alterazione determinata dalla insufficiente comprensione delle dinamiche naturali nel loro complesso. Tra queste opere, dette di difesa costiera, vi sono le scogliere frangiflutti, le difese radenti, i pennelli. In generale, questi interventi mirano a diminuire l'intensità delle correnti litoranee e del moto ondoso, favorendo così localmente la deposizione dei sedimenti e quindi limitando l'arretramento della linea di riva o addirittura favorendone l'avanzamento.

Infine, tra gli interventi possono essere inclusi anche i ripascimenti (raccolta di sabbia da fondali profondi e sua distribuzione sui litorali in erosione) e i dragaggi nelle aree portuali. Questi ultimi sono effettuati periodicamente per garantire il movimento delle imbarcazioni nelle aree di manovra, ma sono frequentemente ostacolati o comunque resi molto onerosi dal contenuto d'inquinanti accumulati nei fanghi da rimuovere.

La scelta e la realizzazione delle opere marittime idonee a integrarsi opportunamente con i processi evolutivi del litorale, e quindi capaci di limitare al minimo il degrado dell'ambiente costiero, non possono prescindere dall'individuazione della dinamica del trasporto solido litorale e delle tendenze evolutive naturali (clima, variabilità del livello del mare, movimenti isostatici, subsidenza).

Va tenuto presente, inoltre, che qualunque opera a mare costituisce un ostacolo al libero propagarsi dell'onda e pertanto interagisce con essa, dando luogo a effetti di vario genere che possono risentirsi anche a grandi distanze. Ad esempio, un'opera di protezione limitata a un breve tratto di una riva in erosione può aggravare i fenomeni erosivi in atto o addirittura innescarne di nuovi sulle rive adiacenti non protette. Da qui la necessità di non limitare la programmazione degli interventi alle singole opere, bensì di includere in essa elementi conoscitivi e previsionali tipici della modellistica idrodinamica; tali elementi possono permettere la messa a punto di un sistema di difesa accuratamente studiato e progettato, che consenta un bilancio nel complesso positivo sia per l'uomo che per l'ecosistema lungo l'intera fascia litoranea coinvolta.

Aspetti non trascurabili nella fascia litorale sono infatti quelli ecologici, per l'impatto delle opere sull'ecosistema, e di conseguenza anche sul turismo e sulla pesca. Tra i tanti esempi possibili, ricordiamo il noto fenomeno dell'eutrofizzazione (peraltro grave), facilitato dal ristagno d'acqua intrappolata tra le scogliere frangiflutti e la linea di riva, soprattutto quando vi siano sorgenti trofiche nelle vicinanze (per esempio, sbocchi di corsi d'acqua e canali). Così l'alterazione del regime delle correnti sotto costa influenza la distribuzione dei nutrienti e la stratificazione termica.

Subsidenza

Per subsidenza si intende ogni movimento di abbassamento verticale della superficie terrestre, indipendentemente dalla causa che lo ha prodotto, dallo sviluppo areale e dall'evoluzione temporale del fenomeno, dalla velocità di spostamento del terreno e dalle alterazioni ambientali che ne conseguono.

L'abbassamento del suolo può essere legato a cause naturali, quali i processi tettonici, i movimenti isostatici e le trasformazioni chimico-fisiche (diagenesi) dei sedimenti per effetto del carico litostatico o dell'oscillazione del livello di falda. Altresì, alcuni aspetti dell'attività antropica possono influenzare in modo considerevole il fenomeno o addirittura determinarne l'insorgere.

La subsidenza indotta dall'uomo si esplica generalmente in tempi relativamente brevi (al massimo alcune decine di anni), con effetti che possono compromettere fortemente opere ed attività umane nel caso in cui non si intervenga preventivamente con azioni di controllo e gestione. Le cause più diffuse sono essenzialmente lo sfruttamento eccessivo delle falde acquifere, l'estrazione di idrocarburi, le bonifiche idrauliche. Il grado di urbanizzazione e industrializzazione di un'area "sensibile" alla subsidenza può quindi sia influenzare tale fenomeno, sia esserne condizionato. In Italia le aree interessate da processi di subsidenza sono individuabili in corrispondenza sia della pianura padana sia di molte pianure costiere. Ben noti e oggetto di un'attenzione particolare per la loro rilevanza economica e artistica sono i casi di Venezia e Ravenna. Qui hanno interagito negativamente, in passato, processi naturali e attività antropiche. Queste ultime sono ora sotto controllo, ma il fenomeno difficilmente si potrà arrestare del tutto, essendo connesso a processi diagenetici, tettonici e di riequilibrio isostatico ormai attivi da milioni di anni.

Variazione del livello marino

L'altezza del livello del mare non è costante nel tempo, ma varia su scala globale in funzione dell'aumentare o del diminuire del volume di acqua disponibile negli oceani: questa variabilità dipende essenzialmente dalle oscillazioni climatiche indotte dalle periodiche variazioni dei parametri orbitali del pianeta. A una diminuzione della temperatura media sulla Terra corrisponde una contrazione del volume delle acque oceaniche e un aumento di quello dei ghiacci "perenni" (le cosiddette fasi glaciali); nei periodi con temperature medie più alte (le fasi interglaciali) parte della calotta glaciale fonde originando un conseguente aumento dei volumi d'acqua disponibili.

Siamo a conoscenza delle variazioni del clima e del livello del mare in epoche geologiche grazie alle tracce rinvenute ad esempio sulle conchiglie. Le oscillazioni climatiche avvenute nel corso del Quaternario (ultimi 2 milioni di anni della storia della Terra) sono "registrate" con buona risoluzione nel guscio dei foraminiferi planctonici accumulati nei fondali oceanici (informazioni dedotte dall'andamento dei rapporti isotopici dell'ossigeno che compone il guscio), ben correlabili, almeno per gli ultimi 400.000 anni, con i cicli astronomici proposti da Milankovich già agli inizi del novecento. Sedimenti di spiaggia, solchi di battigia e incrostazioni su speleotemi in grotte sommerse, hanno permesso di ricostruire con una certa accuratezza la curva di oscillazione del livello marino a partire dall'ultimo interglaciale (stadiale 5e, corrispondente a circa 125.000 anni fa).

A quel tempo, il livello medio del mare era a circa +7 metri rispetto all'attuale. Poi è sceso rapidamente durante le successive fasi fredde, fino a portarsi a -120 metri durante l'ultimo picco freddo, intorno a 20.000 anni fa. Il riscaldamento climatico iniziato circa 15.000 anni fa ha determinato una veloce risalita del mare, particolarmente brusca all'inizio dell'Olocene (10.000 anni da oggi), fino a portarsi a livelli prossimi agli attuali intorno a 6.500 anni fa. A tale risalita è tra l'altro da attribuirsi lo sviluppo del mito del diluvio, così diffuso tra i popoli agli albori della civiltà (per esempio, Bibbia e saga di Gilgamesh). Dall'epoca greco-romana a oggi, la risalita residua (80 - 100 cm) è proseguita con tassi sempre più decrescenti, fino alla

sostanziale stasi odierna.

Senza entrare qui nell'acceso dibattito sull'attendibilità scientifica delle previsioni a breve-medio termine inerenti l'evoluzione climatica a scala globale, va sottolineato che in tale evoluzione l'influenza antropica interagisce con potenti fattori naturali, come evidenziato dalle oscillazioni climatiche sopra citate. Le previsioni sulla risalita del livello del mare nel corso dei prossimi decenni sono condizionate dalle obiettive difficoltà di interpretare adeguatamente un sistema così complesso.

Le più recenti previsioni dell'Ipcc (Intergovernmental Panel on Climatic Change) suggeriscono una risalita nel corso del secolo compresa tra 9 e 88 cm. I valori più elevati potrebbero determinare impatti molto significativi a scala locale. A solo titolo di esempio, si ricorda che la risalita del livello marino avvenuta nel corso dell'epoca romana non ha comunque impedito a molti porti dell'età imperiale, costruiti in corrispondenza di pianure costiere, di trovarsi lontani diversi chilometri dalla linea di riva già in epoca medioevale, a causa del progredire verso mare dei sedimenti alluvionali accumulati dall'attività dei principali corsi d'acqua. Fenomeni di subsidenza in alcune pianure costiere hanno determinato, negli ultimi decenni, tassi di abbassamento del terreno sensibilmente superiori a quelli attualmente proposti per la risalita del mare. Studi recenti addirittura non trovano conferma sperimentale della prosecuzione dell'innalzamento del livello marino e ipotizzano condizioni di sostanziale stasi del fenomeno o, in prospettiva, una possibile inversione del trend evolutivo, senza poter escludere naturalmente che la risalita possa riprendere, sia per cause naturali che eventualmente indotte dall'effetto serra.

Morfologia vulcanica:

Il materiale vulcanico eruttato produce l'edificazione dei rilievi vulcanici. La forma esterna e la struttura di un vulcano sono strettamente connesse. Talvolta l'apparato esterno non rileva ogni caratteristica dei fenomeni profondi. Gli eventi di tipo vulcano-oro-genetico possono essere:

Distruttivi: sprofondamenti, grandi erosioni, fenomeni erosivi etc.

Costruttivi: effusioni e estrusioni di lava, eruzioni o eiezioni con accumulo di prodotto piroclastico

Le forme principali derivate dall'attività vulcanica sono:

1° Colate di lava simili a fiumi di lava hanno origine in una o più bocche vulcaniche o nelle fessure, seguono nel loro evolversi le pendenze naturali del rilievo, hanno superficie scoriacea od a lastroni oppure a rivoli o a rughe fluide.

2° Laghi di lava che si formano quando la risalita di lava e gas è sufficiente a mantenere fluido il magma ma non al suo scorrimento, è sovente associato come fenomeno al cratere che ne è la preferita localizzazione.

3° Cupole, domi, tappi o guglie sono il risultato di rapido raffreddamento di lave acide o persiliciche.

4° Coni di lava sono il risultato di raffreddamento di lava traboccante o-e scorie nelle vicinanze della bocca.

5° Coni di scorie e ceneri sono la porta di uscita di materiale piroclastico.

6° Ignimbriti o reoignimbriti sono il risultato di raffreddamento di nubi ardenti, morfologicamente simili alle colate condensate presentano però caratteristici ripieni e rughe nonché mura di blocchi.

7° Campi di cenere di natura generalmente ampia derivano da deposizione di polvere fine.

8° I crateri che sono generalmente sub-circolari possono derivare da una pluralità di fenomeni comunemente quelli esplosivi o di svuotamento del camino eruttivo dopo l'eruzione. "Maar"

sono bocche di dimensioni minori imbutiformi di origine esplosivo-gassosa, le caldere sono invece crateri sui-generis per dimensioni e significato del collasso di pareti.

E' necessario abbozzare una classificazione dei vulcani in due generiche categorie:

Il primo tipo detto vulcano a scudo ovvero quel tipo di edificio a debole pendenza tra 7 e 10° che si formano da materiale iposilicico, un esempio tra tutti è l'isola di Hawaai che supera compresa la sua parte sommersa di 5-6000 metri i 10000 metri di altezza.

Il secondo tipo detto vulcano a strato o misto è caratterizzato da una alternanza nella deposizione di strati coerenti derivati da colate e coltri ignimbriche e strati meno o non-coerenti dovuti ad accumulo di materiali vari come lapilli, bombe ecc.

GLI AMBIENTI GLACIALI

In un recente passato geologico, durante il Quaternario, si sono ripetuti ciclicamente periodi di raffreddamento climatico, noti come Glaciazioni, che hanno consentito la formazione di ambienti glaciali in aree ben più vaste di quelle attuali, interessando ampie regioni dell'Europa centrale e della catena alpina. L'ultima di queste glaciazioni, quella Wurmiana, che si è sviluppata in un arco temporale compreso circa tra 75.000 e 20000 anni fa, ha interessato anche l'Appennino settentrionale, esercitando i suoi effetti a quote abbastanza basse, comprese tra i 1500 ed i 1000 metri di altitudine.

Quando il ghiacciaio nella zona di accumulo raggiunge uno spessore sufficiente in grado sia di portare sul punto di fusione la sua parte basale, sia di rompere le resistenze interne alla deformazione, esso comincia a scivolare lentamente sul substrato roccioso sotto forma di lingua glaciale.

I ghiacciai di questo tipo vengono chiamati ghiacciai vallivi di tipo alpino e sono in grado di produrre profonde trasformazioni morfologiche sul territorio che li ospita, tramite processi di erosione, trasporto e sedimentazione durante il loro movimento e nelle varie fasi di avanzamento e ritiro.

Le forme di erosione

L'erosione glaciale, nota con il termine di esarazione glaciale, viene esercitata dalle forti pressioni che si sviluppano al contatto tra il substrato roccioso ed il ghiacciaio in movimento, per effetto del suo stesso peso. I detriti, trascinati sul fondo del ghiacciaio, tendono a levigare e smussare le rocce in tipiche forme convesse subarrotondate, sulla cui superficie spesso sono presenti solchi e striature di sfregamento.

Il risultato complessivo dell'esarazione glaciale è quello di produrre tipiche superfici di modellamento caratterizzate da dolci ondulazioni in cui si alternano forme in rilievo, chiamate rocce montonate o a dorso di cetaceo e ripiani, o vere e proprie depressioni di varie dimensioni.

Durante le fasi di massima glaciazione i ghiacciai tendono a ricoprire vaste porzioni del territorio svolgendo un'azione di modellamento che si svolge in diversi modi:

- a) con l'allargamento della testata imbrifera delle valli attraverso l'escavazione di conche circondate da ripide pareti di forma semicircolare. Sul lato a valle della conca è spesso presente una soglia rocciosa montonata o un accumulo morenico. Queste tipiche forme sono chiamate circhi glaciali e rappresentano per le loro caratteristiche morfologiche di contenitore la più importante zona di alimentazione dei ghiacciai vallivi. Spesso, dopo lo scioglimento glaciale possono ospitare laghetti oppure sono sede di una sedimentazione di tipo palustre;
- b) con l'allargamento e l'approfondimento dalla sezione trasversale valliva che fa arretrare i versanti fino a fare assumere alla valle il classico aspetto di valle ad U con fondi ampi e

spesso gradinati, fiancheggiati da ripide scarpate. Non di rado, queste scarpate chiamate anche spalle glaciali terrazzano parti di precedenti fondi vallivi e spezzano la continuità laterale delle piccole valli laterali che, al ritiro del ghiacciaio, si ritrovano sospese sul nuovo fondovalle come valli pensili;

c) con la formazione di una serie di gradini e ripiani, che a volte possono evolvere in vere forme circoidi con i gradini forgiati a semicerchio ed i ripiani scavati in contropendenza. Nelle valli più glacializzate, questi circhi possono susseguirsi l'uno di seguito all'altro dando origine ai cosiddetti circhi in gradinata;

d) con la deposizione di detriti in varie modalità, ai quali viene dato il nome di morene frontali e laterali e si presentano in affioramento come un insieme disordinato di blocchi rocciosi sparsi dentro una matrice di sabbia e limo. Per le modalità della loro deposizione, le morene frontali rappresentano la testimonianza del massimo avanzamento di una lingua glaciale.

Al contrario, durante le fasi di deglaciazione, il ghiacciaio si ritira ed abbandona tutti i detriti ancora in carico, chiamati morena di fondo, che drappeggiano come una sorta di tappeto le superfici morfologiche riesumate dallo scioglimento.

Il carsismo è il fenomeno che insorge allorché un substrato di tipo evaporitico, carbonatico o comunque solubile in acqua (salgemma, gesso, calcare o dolomie) incontra l'acqua come agente erosivo. La soluzione delle rocce dà origine a una serie di fenomeni erosivi morfologicamente singolari e soggetti a studi e classificazione. La porzione di superficie terrestre interessata da calcari è il 15% di quella totale ma solo un quarto di essa presenta chiari fenomeni carsici, l'area della Cina è la maggiormente interessata da queste morfostrutture. L'origine filologica del termine carso è da ricercarsi nel termine indiano "Kar" che indica la roccia nuda. Esistono tipi di carsismo impropriamente, definiti tali poiché originati da agenti dovuti ad erosione meccanica, che insorgono su substrato basaltico o su loess od argille.

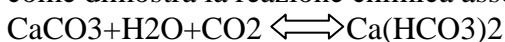
Tra i caratteri distintivi di una regione carsica distinguiamo:

- Assenza di scorrimento superficiale in fiumi.
- Drenaggio disorganizzato, frammentato e localizzato.
- Forme grandi e piccole di dissoluzione.
- Processi idrologici sotterranei e geomorfologici.

Tra i fattori che facilitano la formazione di carsi si rammentano:

1. Spessore notevole di calcare puro di alta resistenza alla compressione
2. Altezza significativa sul livello del mare.
3. Falda acquifera di origine profonda.
4. Importante apporto di precipitazione.
5. Sviluppo del suolo consistente.

Il fenomeno carsico presenta quindi dei presupposti per manifestarsi richiede la presenza di materiale calcareo ed acque opportunamente arricchite, tuttavia è relativamente frequente. E' essenziale ricordare che non la sola acqua comporta necessariamente lo sviluppo, se la litologia è adatta, quanto una percentuale variabile di acidi assorbibili dall'acqua piovana, la percentuale di acido sarà proporzionale al materiale dissolto e preso in carico dalle acque come dimostra la reazione chimica associata al carsismo:



Il fenomeno di assorbimento di acidi da parte dell'acqua piovana provoca innalzamento del punto di saturazione dei sali solubili come il carbonato di calcio, sarà quindi inevitabile il discioglimento del materiale lapideo attraversato dalle acque nel loro defluire.

Il riconoscimento del Carsismo è reso possibile dalla tipicità delle forme prodotte le quali possono essere distinte innanzitutto in macro e micro-strutture, o ancora in forme da deposizione note come speleotemi(stalattiti, stalagmiti, vasche e vele) e forme da dissoluzione (doline, marmitte, grotte etc.).

La condensazione in grotte di forme carsiche è dipendente da evaporazione del CO₂ che permetterà la rideposizione del carbonato di calcio precedentemente preso in carico.

E' proposta una classificazione che distingue :

Karren che corrispondono alla microforme di tipo carsico anche se in serie, i karren possono essere liberi, semilibri o coperti in base alla quantità di suolo e vegetazione che si trovano su di essi.

Fra i karren liberi ricordiamo le scannellature che corrispondono a piccoli solchi superficiali subparalleli, hanno dimensioni in lunghezza tra 10 e 60 centimetri, e profondità e larghezza mai superiore ai tre centimetri.

Le impronte che sono piccole cavità a fondo piatto e contorno semicircolare, hanno diametro tra i 5 e 10 centimetri.

Le docce sono solchi della larghezza e profondità di parecchi centimetri ed hanno lunghezza di diversi metri, Simili in tutto a micro letti fluviali presentano le stesse variabili morfologiche (meandri e andamento rettilineo).

I karren semilibri più osservati le vaschette di corrosione, presentano fondo piatto e morfologia cava e chiusa a perimetro sub-circolo-ellittico, dimensioni variabili tra alcuni centimetri e diversi metri.

Le variabili dei Karren coperti sono troppe per essere distinte e classificate, corrispondono comunque a molte forme arrotondate, spesso sono derivate da alterazione di forme libere o semi-libere.

Fra le forme maggiori la più tipica è la dolina spesso in associazione di gruppo come uvala; la dolina è una conca chiusa, caratterizzata da permeabilità del fondo non è mai riempita d'acqua ma l'acqua la attraversa forma e produce, le dimensioni variano tra due e mille metri per il diametro e 2-200 metri per la profondità. Le forme più tipiche sono ad imbuto, ciotola, piatto; dal punto di vista genetico distinguiamo

doline di soluzione normale, originatesi per soluzione concentrata nel centro della struttura
doline alluvionali che sono conche chiuse che si formano in materiali alluvionali in seguito all'originarsi di cavità carsiche di soluzione subsuperficiale o crollo.

doline di subsidenza

doline di crollo.

La coalescenza di più doline provoca una uvala o all'origine situazioni locali strutturalmente importanti originano queste conche.

Altra forma carsica di dimensioni ragguardevoli è il polje. Le dimensioni oscillano tra uno e più chilometri. Il fondo è sub-orizzontale e i fianchi relativamente ripidi. I polje attivi hanno stagionalmente il fondo allagato, il fondo è permeato da inghiottitoi. L' inondazione è la causa della brusca rottura del pendio direttamente prodotta da corrosione marginale. E' nata l'associazione stabile tra grandi polje e depressioni tettoniche e sovente al limite tra substrato solubile e roccia insolubile.

SISTEMI DUNALI

Le dune costituiscono un tipico elemento morfologico del sistema spiaggia-pianura costiera.

Esse, oltre a costituire ambienti di grande interesse naturalistico ed ecologico (specialmente in presenza della macchia mediterranea), delimitano e proteggono, interponendosi al mare, ambienti umidi di grande importanza ecologica: i laghi e le paludi costiere.

I sistemi dunali costieri, piuttosto diffusi fino ad epoche recenti, sopravvivono attualmente in

un numero alquanto ristretto di zone, in conseguenza delle bonifiche idrauliche che hanno determinato il loro smantellamento per contribuire principalmente allo sviluppo urbanistico. I restanti ambienti dunali sono tuttora minacciati da gravi e avanzati meccanismi di degrado legati essenzialmente alla diffusa antropizzazione e all'erosione dei litorali, che in Italia interessa oltre un terzo dei circa 3.250 km di spiagge ed è strettamente connessa all'alterazione dei cicli sedimentari causata dagli interventi antropici nei bacini idrografici e lungo costa.

L'arretramento della linea di riva è frequentemente associato alla demolizione delle dune. I sistemi dunali costituiscono, infatti, allo stesso tempo un argine naturale alle acque alte, una protezione per gli ambienti di retrospiaggia e un accumulo di sabbia in grado di alimentare la spiaggia e quindi contrastare in parte gli effetti dell'erosione. Da qui l'importanza della manutenzione e valorizzazione di tali sistemi, ricordando che al loro buono stato di conservazione è intimamente legato quello degli altri ambienti connessi, i quali, oltre alla funzione strettamente ecologica, rivestono anche un notevole valore economico.

Frane:

Con il nome di frana o fenomeno franoso (movimenti di versante) si intende il movimento di materiale (roccia, detriti, o terra) che avviene lungo i versanti (Cruden), le frane appartengono alla categoria dei movimenti di massa, ovvero ai processi morfogenetici caratterizzati dal movimento di materiale lungo i versanti ad opera della forza di gravità.

Le cause che predispongono e determinano questi processi sono molteplici, complesse e spesso combinate tra di loro. Tra queste faccio menzione dello scalzamento al piede di un versante a opera di acque fluviali o litorali dei processi di disgregazione meteorica.

Tra i fattori predisponenti:

- Le intercalazioni argillose
- Fratturazioni
- Incoerenza
- Stratificazione, fessurazione, laminazione o scistosità (con giacitura a franapoggio)

Una classificazione basata sul tipo di movimento distingue cinque classi:

Crolli, la massa si muove prevalentemente in aria, il fenomeno comprende la caduta libera, il movimento a salti e rimbalzi ed il rotolamento di frammenti di roccia e terreno sciolto.

Ribaltamenti, movimento dovuto ad un momento ribaltante attorno ad un punto di rotazione situato al di sotto del baricentro della massa interessata.

Scivolamenti,

rotazionali qualora la superficie di rottura si presenti concava verso l'alto,

traslativi se il movimento si verifica in prevalenza lungo una superficie piana o debolmente inclinata, spesso corrispondente a discontinuità strutturali quali faglie, giunti di stratificazione o di fessurazione, limiti litostratigrafici o contatti tra rocce in posto e detriti

Espansioni laterali, movimenti di espansione laterale spesso per liquefazioni o deformazione plastica del materiale sottostante.

Colate

1° in ammassi rocciosi se il fenomeno comprende deformazioni spazialmente continue sia superficiali che profonde. Comporta movimenti differenziali che sono lenti, generalmente non accelerati, fra unità che si mantengono relativamente intatte.

2° In terreni sciolti, il movimento è simile a quello dei fluidi viscosi, le superfici di scorrimento non sono generalmente visibili. Il limite tra la massa in movimento e il materiale in posto può essere una superficie netta di movimento e materiale differenziale oppure una zona di scorrimenti distribuiti. Il movimento può essere estremamente rapido o estremamente lento

Cui si aggiunge

6. Complessi (movimenti di detrito comprendenti due o più classi delle menzionate).

Ognuna delle classi è quindi suddivisa ulteriormente, sulla base del tipo di materiale coinvolto nel fenomeno franoso:

roccia

detrito

terra

in totale avremo all'incirca 20 tipi di movimento.

Una frana può essere divisa in zone:

- Zona di distacco spesso incavata nel versante e circondata da una scarpata, fessure o crepe sono indice che il movimento può proseguire.
- Zona di movimento e distinta sulla base di due ragioni :
 - a) perché occupa una zona cava di versante
 - b) la natura del materiale in posto è differente da quella della litologia ospite o del versante.
- Zona di accumulo evidenziata dall'avanzato stato di alterazione del materiale.

Ancora possiamo distinguere le parti del corpo di frana in:

- a. Scarpata principale, essa è rappresentata dalla prima parte della parete verticale, procedendo verso il basso, che evidenzia l'area quasi indisturbata circostante la parte sommitale della frana, provocata dall'allontanamento del materiale di frana da quello non spostato; questa e il suo prolungamento al di sotto del materiale spostato costituiscono la superficie di rottura.
- b. Testata o terrazzo di frana, essa rappresenta la prima zona di accumulo del materiale lungo il limite tra il materiale spostato e la scarpata principale, presenta una morfologia relativamente pianeggiante.
- c. Fessure trasversali, dovute alla movimentazione longitudinale del materiale ed alla progressiva perdita di terreno mobilitato, possono rappresentare un valido indizio per la valutazione della quiescenza o della ripresa del fenomeno franoso.
- d. Scarpata secondaria, essa è rappresentata da una ripida superficie che fraziona il materiale spostato prodotta da materiali differenziali all'interno della massa in frana.
- e. Terrazzo di frana secondaria seconda zona di accumulo del materiale all'interno della zona di trasporto del corpo di frana, presenta pendenze bassissime ed è a monte della zona di raccordo, tra la zona di distacco e quella di accumulo definitivo del materiale.

- f. Zone delle fessure longitudinali, in questa zona per effetto dell'inversione di pendenze, si viene a creare una zona depressa morfologicamente all'interno della quale ristagnano le acque di deflusso superficiale e sotterraneo conseguenti l'evento con formazione di laghetti effimeri; il materiale in frana per effetto della diversa velocità di mobilitazione, procede verso il basso determinando fratture longitudinali tra i diversi lembi.
- g. Zone delle fessure trasversali, situata al limite tra la zona di distacco e quella di accumulo, presenta fessure da trazione dovute alla espansione del materiale e conseguente essiccamento che tende a superare la zona di intersezione della superficie di rottura con la superficie topografica.
- h. Zona dei rigonfiamenti trasversali e delle fessure radiali, in questa zona presente nella zona di accumulo di frana in movimento sulla sottostante superficie di rottura, si vengono a generare delle fessure dovute al diverso comportamento dei materiali ad elasticità differente interessati dal movimento. La zona dei rigonfiamenti è caratterizzata anche dalla evidente espulsione delle acque di saturazione dalla massa in movimento per compressione e strozzamento del materiale.
- i. Unghia del cumulo di frana essa rappresenta la parte di materiale spostato che si trova a valle del margine inferiore della superficie di rottura. Questo materiale va in movimento tende ad ampliare la propria larghezza sulla precedente superficie topografica via via che si sposta verso valle; contemporaneamente tende a ridurre sia lo spessore che la velocità del movimento.

Questo testo è stato stampato dal file "GEOMORFAP.pdf" prelevato gratuitamente dal sito web:

" Geologia 2000 " [www.anisn.it/geologia2000]

Questo testo e il suo file sorgente non possono essere utilizzati a scopo di lucro, cioè non possono essere venduti né possono essere ceduti attraverso attività pubblicitarie o promozionali di qualsiasi tipo senza esplicito consenso dell'autore.

In ogni caso la libera diffusione deve rispettare l'integrità del testo e la citazione chiara e completa di autore e provenienza.

Diffida di chi non rispetta queste regole.