



## **Caratteristiche e proprietà dei sedimenti**



# Caratteristiche e proprietà dei sedimenti

I sedimenti, cioè il materiale sciolto che costituisce le spiagge ed i fondali marini possono essere di diversa origine:

- 1) **Detritica** → frammenti solidi di rocce preesistenti. La maggior parte dei sedimenti è di origine detritica
- 2) **Chimica** → il materiale è costituito da sostanze disciolte in acqua che precipitano (fanghi evaporitici, gessosi o calcarei)
- 3) **Biogenica** → il materiale che compone il sedimento è un precipitato per azione di organismi viventi (fanghi a globigerine, a pteropodi, sabbie organogene, etc..)

- Le particelle (o 'clasti') sono gli elementi di base di qualsiasi sedimento
- I sedimenti clastici (terrigeni o silicoclastici) rappresentano l'80-85% del record stratigrafico e consistono in particelle derivate da rocce preesistenti.
- I sedimenti non clastici sono quelli di derivazione chimica e biogenica
- Il termine 'clastico' può essere adottato a sedimenti di origine biogenica, qualora si tratti di detrito organico → bioclasti (es. tritume conchigliare)
- Per una più corretta terminologia è necessario quindi parlare di sedimenti terrigeni o silicoclastici, da contrapporre a quelli non litogenici.



## **Tessitura**

**La tessitura di un sedimento è l'insieme delle proprietà di un aggregato di particelle e come tale è definito da:**

- 1) Granulometria
- 2) Forma ed arrotondamento dei clasti
- 3) Morfologia superficiale
- 4) Relazioni tra clasti e matrice
- 5) Orientamento (Fabric)

## **Litologia**

La Litologia è la caratterizzazione generale di un sedimento o di una roccia sedimentaria (es. Sabbia grossa, s. fine, limo, argilla, arenaria, siltite)

## **Porosità e permeabilità**

Sono proprietà secondarie, derivate dalle caratteristiche tessiturali

L'insieme delle proprietà tessiturali può essere utilizzato per determinare:

- **La storia del sedimento**
- **I processi che hanno agito durante il trasporto e la deposizione**
- **Il comportamento dinamico del sedimento**

In questa sezione analizzeremo alcune delle proprietà tessiturali, in particolare:

- **I metodi di determinazione**
- **La terminologia usata per descrivere le proprietà**
- **Il loro significato**

Per definire la litologia di un materiale sciolto è necessario computare e rappresentare la distribuzione statistica dimensionale dei clasti che lo compongono →

## GRANULOMETRIA

### 1. Volume dei clasti

#### 1a. Determinazione basata sul peso

$$m = V\rho_s$$

dove:  $m$  è la massa di una particella  
 $V$  è il volume  
 $\rho_s$  è la densità.

$$V = \frac{m}{\rho_s}$$

1. Pesare la particella per determinare  $m$ .
2. Determinare o assumere la densità ( $2.65 \text{ g cm}^{-3} = \text{quarzo}$ )
3. Risolvere per calcolare  $V$

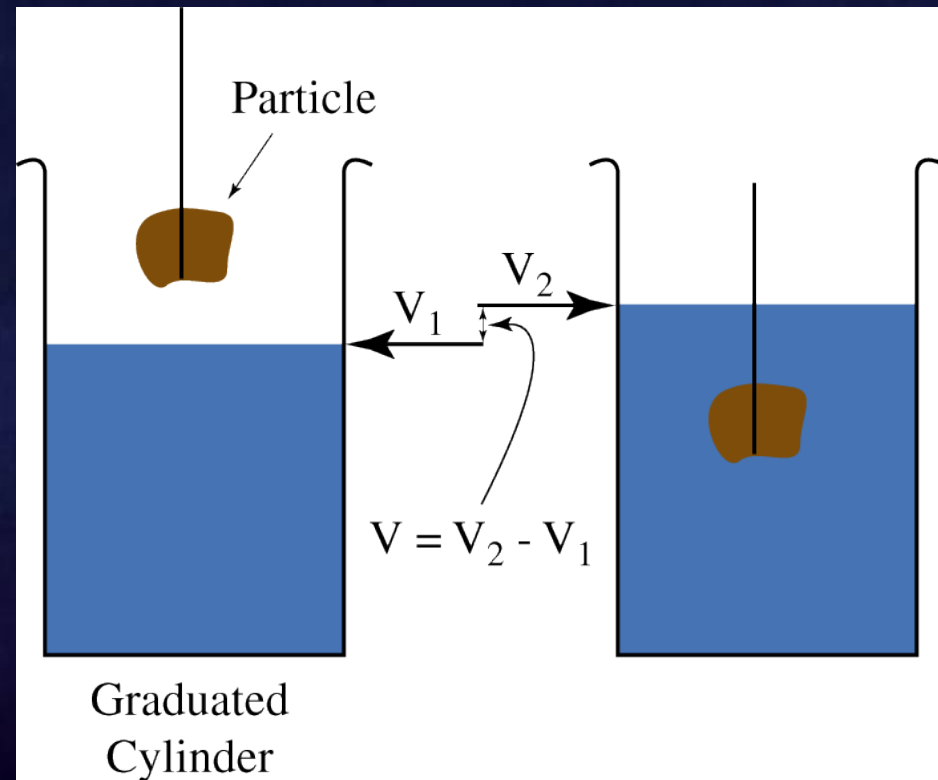
Limiti:

- Errori nella determinazione corretta della densità;
- Materiali porosi hanno una densità e un volume dei solidi minore e questo metodo tende quindi a sottostimare il volume complessivo.

# 1. Volume dei clasti

## 1b. Determinazione diretta

Può essere effettuata per immersione dei clasti, determinando la dislocazione (volume) del fluido entro il quale viene immerso il granulo



### Limiti:

- L'accuratezza dipende da quanto precisa è la misura di dislocazione del volume d'acqua o di un altro fluido;
- Determinazione poco pratica per particelle di piccole dimensioni
- Per materiali porosi questo metodo sottostima il volume esterno dei clasti.

## 1. Volume dei clasti

### 1c. Determinazione basata sulle dimensioni delle particelle

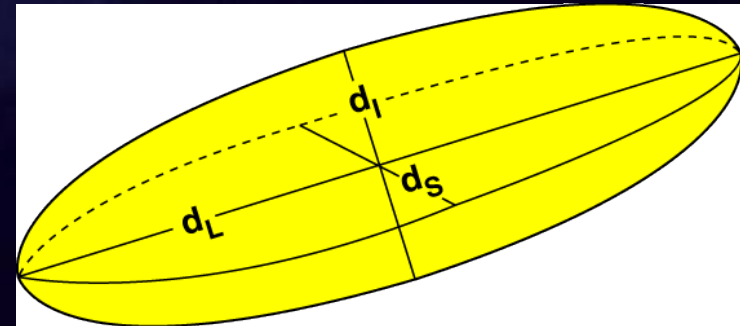
$$V = \frac{\pi d^3}{6}$$

dove:  $d$  è il diametro di una particella di forma perfettamente sferica.

Noto il diametro è possibile calcolare il volume, ma rimane il problema che le particelle non sono quasi mai di forma sferica

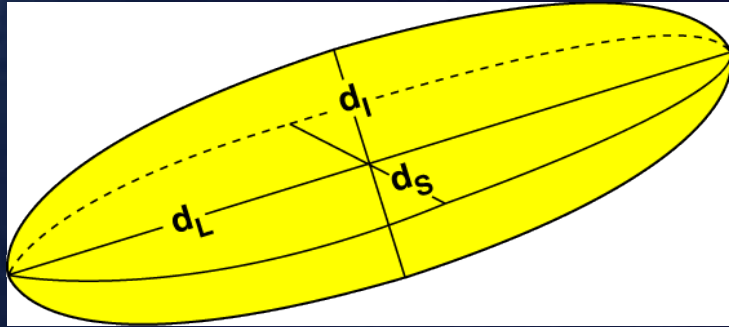
Le particelle naturali hanno forma irregolare ed è quindi difficile determinare quale dimensione lineare debba essere misurata.

La maggior parte non è una sfera e di conseguenza dobbiamo assumere che il miglior compromesso descrittivo sia dato da un *ellissoide triassiale* contraddistinto da tre assi principali →



$d_L$  = asse maggiore  
 $d_I$  = asse intermedio  
 $d_S$  = asse minore





La determinazione dei tre assi può essere fatta solo su particelle di grosse dimensioni (ciottoli) sia mediante calibro, sia mediante proiezioni rettangolari.

Per le particelle più piccole bisogna ricorrere alle sezioni sottili, con la grossa limitazione di non esser mai sicuri di aver sezionato il granulo nel modo più opportuno.

Noti i tre assi è possibile esprimere il volume della particella attraverso una singola dimensione, nota come *diametro nominale* ( $d_n$ ):

$d_n$  è il diametro di una sfera che ha lo stesso volume della particella

$V_1$  = volume della sfera

$$V_1 = \frac{\pi}{6} d_n^3$$

$$V_1 = V_2$$

$V_2$  = volume della particella

$$V_2 = \frac{\pi}{6} d_L d_I d_S$$

$$d_n = \sqrt[3]{d_L d_I d_S}$$

## Le dimensioni delle particelle: setacciatura

Si usa per determinare la distribuzione granulometrica di un sedimento.

I granuli sono obbligati a passare attraverso un insieme di setacci costruiti con maglie ad apertura quadrata. I setacci sono disposti su pile con aperture via via inferiori nella parte bassa. Il tutto è disposto su un agitatore che permette al materiale di distribuirsi in modo ottimale sulle maglie ed essere forzato a passare attraverso le aperture



Alla fine della setacciatura il materiale raccolto in ogni setaccio di maglia nota viene pesato. Se la densità del sedimento è assunta costante, il valore ponderale è proporzionale al volume  $\rightarrow m = V \cdot \rho_S$

## Le dimensioni delle particelle: velocità di sedimentazione

Una espressione alternativa dello spettro dimensionale delle particelle è dato dalle loro *velocità di sedimentazione*.

La velocità di sedimentazione  $w$  è la velocità terminale di caduta di una particella entro una colonna di acqua ferma.

Rappresenta un'espressione significativa delle dimensioni delle particelle, in quanto queste sono trasportate e si depositano in ambiente acqueo.

**Le proprietà idrauliche sono quindi più corrette per interpretare i meccanismi deposizionali marini, ovviando alla limitazione della separazione meccanica attraverso i setacci.**



Stessa dimensione al setaccio



$\rho_s = 2.65$

$\rho_s = 8.10$

Diversa velocità di sedimentazione

La velocità terminale di caduta delle particelle dipende dalle proprietà del fluido e delle particelle stesse. Le proprietà delle particelle includono →

- 1) **Le dimensioni,  $d$**
- 2) **La densità,  $\rho_s$**
- 3) **La forma**

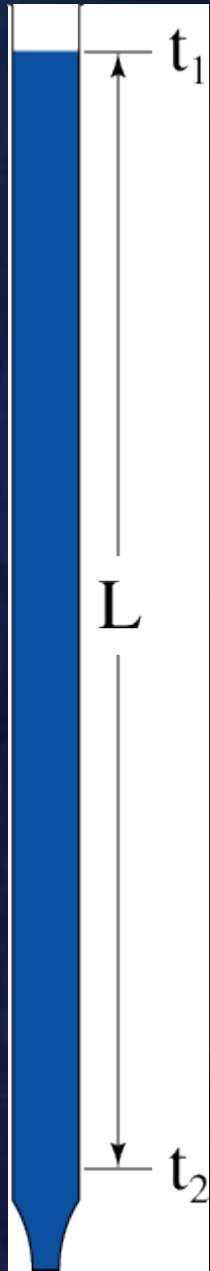
La misura della *velocità di sedimentazione* annulla tutte le differenze dei granuli in termini di dimensioni, densità e forma, considerando simili le particelle che sedimentano allo stesso tempo. In pratica ogni particella è intesa nella sua caratteristica idraulica, cioè del mezzo entro il quale normalmente decanta.

La misura della velocità di sedimentazione viene effettuata mediante il tubo di sedimentazione, un cilindro posto in verticale e di lunghezza sufficiente a minimizzare l'effetto di accelerazione iniziale di caduta.

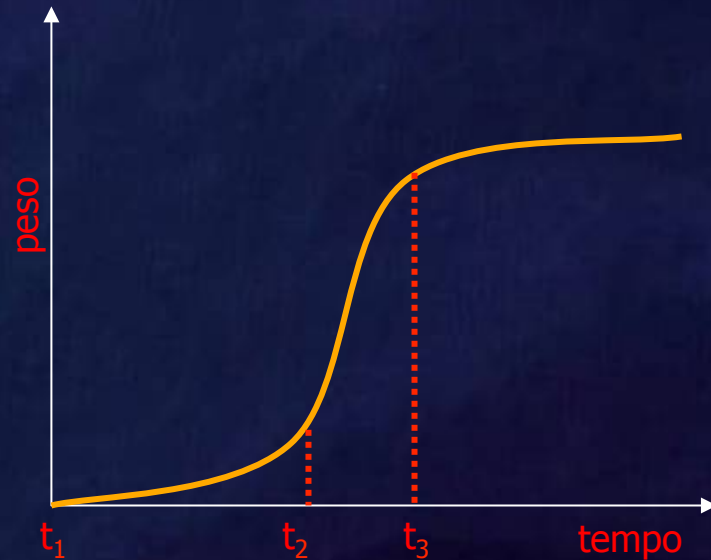
**W si calcola mediante il rapporto  $L/\Delta t$ , cioè spazio percorso (L) nell'intervallo di tempo.**







Alla base del tubo di sedimentazione viene posta una bilancia che cumula il peso immerso del materiale in funzione del tempo.



Quando tutto il materiale è sedimentato, la curva mantiene inalterato il valore del peso massimo.

La variabile *tempo* è convertita in velocità, considerando costante lo spazio percorso.

Nell'intervallo di tempo compreso tra  $t_2$  e  $t_3$ , ad esempio, sedimenta la maggior parte del materiale.

A tale materiale va assunta una velocità di sedimentazione compresa tra  $L/(t_2-t_1)$  ed  $L/(t_3-t_1)$ .

Sebbene possa essere mantenuto il valore di velocità di sedimentazione quale espressione equivalente alla dimensione delle particelle in acqua, risulta più consueto utilizzare dati dimensionali. Per fare questo è necessario conoscere le relazioni tra dimensioni, densità, forma e la velocità di caduta.

La velocità di sedimentazione può essere calcolata usando un'ampia serie di formule sviluppate sia teoricamente che sperimentalmente.

***La legge di Stokes è una relazione semplice che permette di calcolare la velocità di sedimentazione di una sfera di densità nota entro un fluido fermo.***

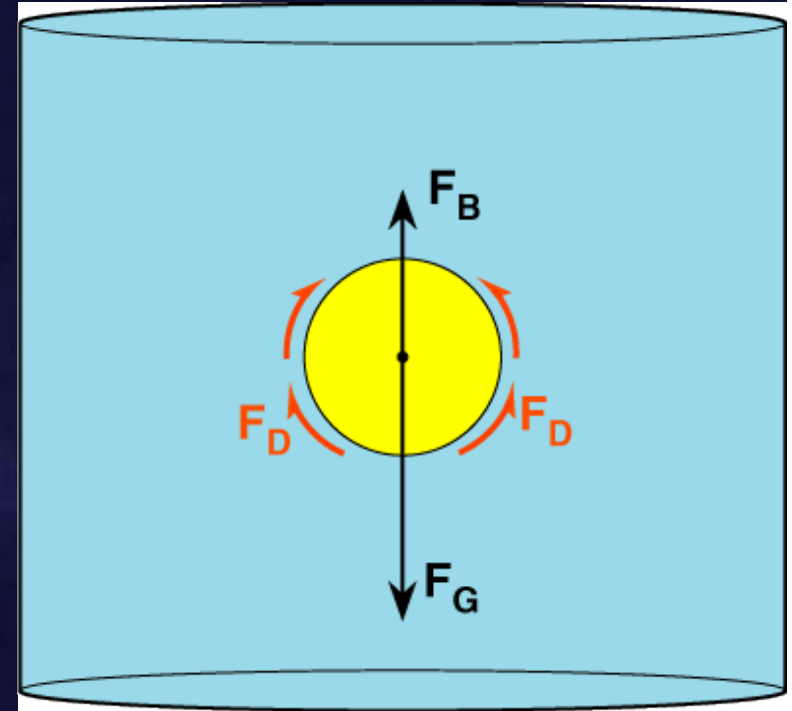
**Tale relazione si basa su un semplice bilancio di forze che agiscono su una particella quando precipita entro un fluido**

## Le forze in gioco sono:

$F_G$ , la forza di gravità che permette alla particella di sedimentare

$F_B$ , la forza di galleggiamento, che si oppone a quella di gravità e che agisce verso l'alto

$F_D$ , la forza di trascinamento o "forza viscosa", che rappresenta la resistenza del fluido al passaggio delle particelle entro il fluido stesso; anche questa agisce verso l'alto.



$F_G$  dipende dal volume e dalla densità delle particelle:

$$F_G = \frac{\pi}{6} d^3 \times \rho_s g = \frac{\pi}{6} \rho_s g d^3$$

$F_B$  corrisponde al peso del fluido dislocato dal passaggio delle particelle:

$$F_B = \frac{\pi}{6} d^3 \times \rho g = \frac{\pi}{6} \rho g d^3$$

dove  $\rho$  è la densità del fluido

$F_D$  è noto sperimentalmente che varia con le dimensioni delle particelle, con la viscosità del fluido e la velocità alla quale le particelle si muovono entro il fluido. La viscosità è la misura della "resistenza" del fluido alla deformazione quando una particella lo attraversa:

$$F_D = 3\pi d \mu U$$

dove  $\mu$  è la viscosità dinamica (o cinematica) del fluido ed  $U$  la velocità delle particelle;  $3\pi d$  è proporzionale all'area della superficie della particella sulla quale agisce la resistenza viscosa.



$F_G$  and  $F_B$  sono comunemente combinate a formare l'espressione del "Peso immerso"  $F'_G$  della particella: forza di gravità – forza di galleggiamento:

$$F'_G = F_G - F_B$$

$$F_G = \frac{\pi}{6} \rho_s g d^3$$

—

$$F_B = \frac{\pi}{6} \rho g d^3$$



$$F'_G = \frac{\pi}{6} (\rho_s - \rho) g d^3$$

**Forza di gravità netta che agisce su una particella che sedimenta in un fluido**

La legge di Stokes si basa sul bilancio delle forze:

$$F_D = F_G'$$

ovvero sull'uguaglianza:

$$3\pi d\mu U = \frac{\pi}{6}(\rho_s - \rho)gd^3$$

La velocità di sedimentazione può essere determinata posta come incognita la velocità  $U = w$ .

Semplificando l'uguaglianza e ponendo  $U = w$  quale incognita si ottiene:

$$w = \frac{(\rho_s - \rho)gd^2}{18\mu}$$

**LEGGE DI STOKES**

## Esempio:

Calcolare la velocità di sedimentazione di una particella sferica di quarzo con diametro  $d=0.1$  mm che decanta in acqua distillata a  $20^{\circ}\text{C}$

$$d = 0.0001\text{m}$$

$$\rho_s = 2650\text{kg/m}^3$$

$$\rho = 998.2\text{ kg/m}^3$$

$$g = 9.806\text{ m/s}^2$$

$$\mu = 1.005 \cdot 10^{-3}\text{ Ns/m}^2$$

$$\omega = \frac{(\rho_s - \rho)gd^2}{18\mu}$$

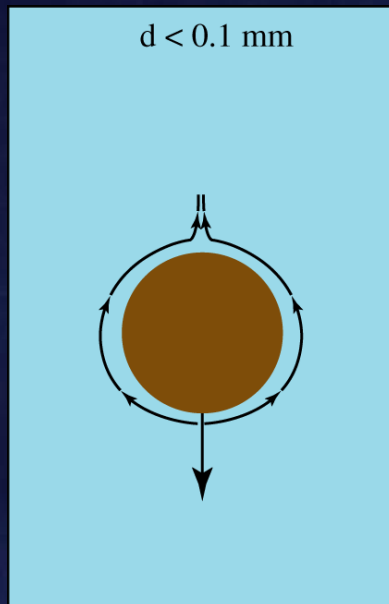
Con le condizioni indicate la legge di Stokes si riduce a:

$$\omega = (8.954 \times 10^5) \times d^2$$

$$w = 8.954 \cdot 10^{-3}\text{ m/s} \rightarrow \sim 9\text{ mm/s}$$

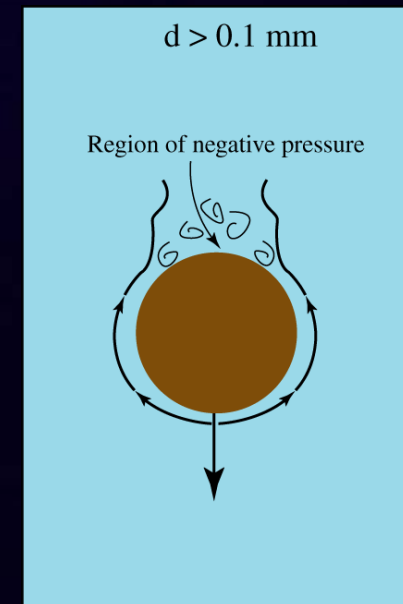
## La legge di Stokes ha diverse limitazioni:

- 1) Si applica bene solo a sfere perfette  
La forza di trascinamento ( $3\pi d\mu w$ ) è derivata sperimentalmente solo per sfere; forme diverse mostrano differenti distribuzioni della stessa forza.
- 2) Si applica solamente ad acqua ferma  
La sedimentazione in acque turbolente altera il tasso di sedimentazione; le turbolenze dirette verso l'alto fanno decrescere il valore di  $w$  mentre quelle rivolte verso il basso lo fanno aumentare.
- 3) Il campo di applicazione è limitato a particelle con diametro inferiore a 0.1 mm



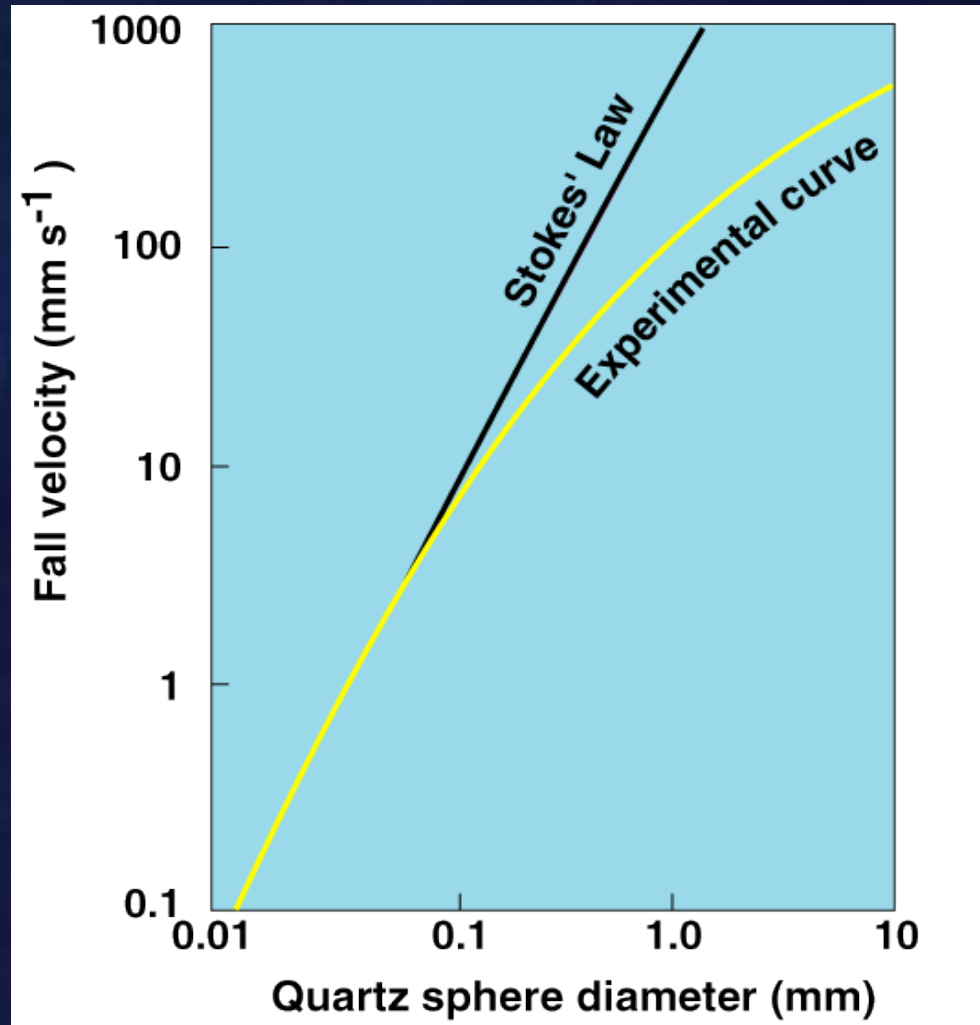
Con bassi valori di  $w$  ( $d < 0.1 \text{ mm}$ ) il flusso attorno alla particella segue la forma della sfera. La forza di trascinamento ( $F_D$ ) è legata solamente alla viscosità del fluido.

Con elevati valori di  $w$  ( $d > 0.1 \text{ mm}$ ) il flusso si separa dalla sfera e sviluppa un'area di turbolenza alle spalle del granulo. In questo caso agisce un campo di pressione negativa.



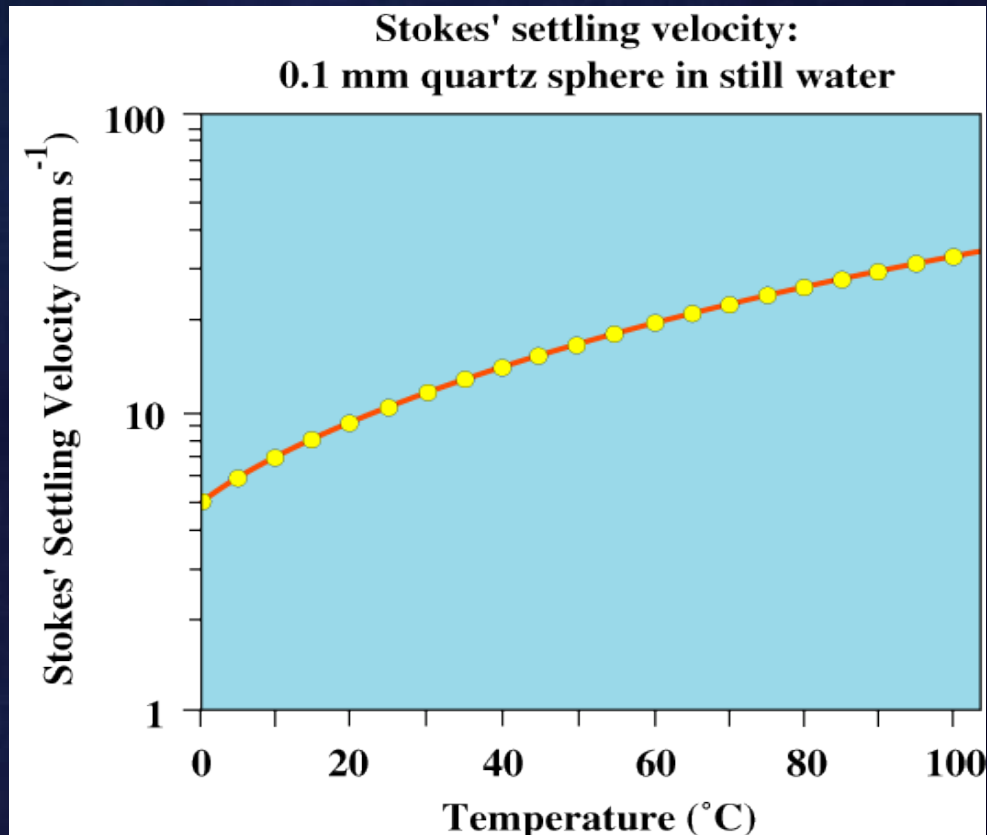


La pressione negativa ritarda il passaggio della particella, aggiungendo una nuova forza resistente. La legge di Stokes trascura questa forza e tende quindi a sovrastimare la velocità di sedimentazione per i granuli con  $d > 0.1$  mm.



Per diametri superiori a 0.1 mm è quindi necessario ricorrere ad espressioni di calcolo più complesse, derivate da esperimenti diretti o indiretti, finalizzati all'esatta determinazione della forza di trascinamento e al calcolo delle sottopressioni legate alla prevalenza delle forze inerziali.

4) La velocità di sedimentazione dipende dalla temperatura poichè la densità e la viscosità dell'acqua variano in funzione di essa.



Temp. °C	Viscosità $\mu$ (Ns/m <sup>2</sup> )	Densità $\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	Vel. Sed. w (mm/s)
0	1.792 $\cdot 10^{-3}$	999.9	5
100	2.84 $\cdot 10^{-4}$	958.4	30

A partire dalla legge di sedimentazione, sia che venga applicato Stokes, che polinomi più complessi di tipo sperimentale, è possibile derivare la dimensione dei granuli.

Questa dimensione viene assunta ipotetica, cioè equivalente a sfere di densità nota. Il diametro calcolato da leggi di velocità di sedimentazione viene perciò detto →

**diametro equivalente**

Dalla legge di Stokes, il diametro equivalente si ricava mediante:

$$\omega = \frac{(\rho_s - \rho)gd^2}{18\mu}$$



$$d_s = \sqrt{\frac{18\mu\omega}{(\rho_s - \rho)g}}$$

# Le scale dimensionali

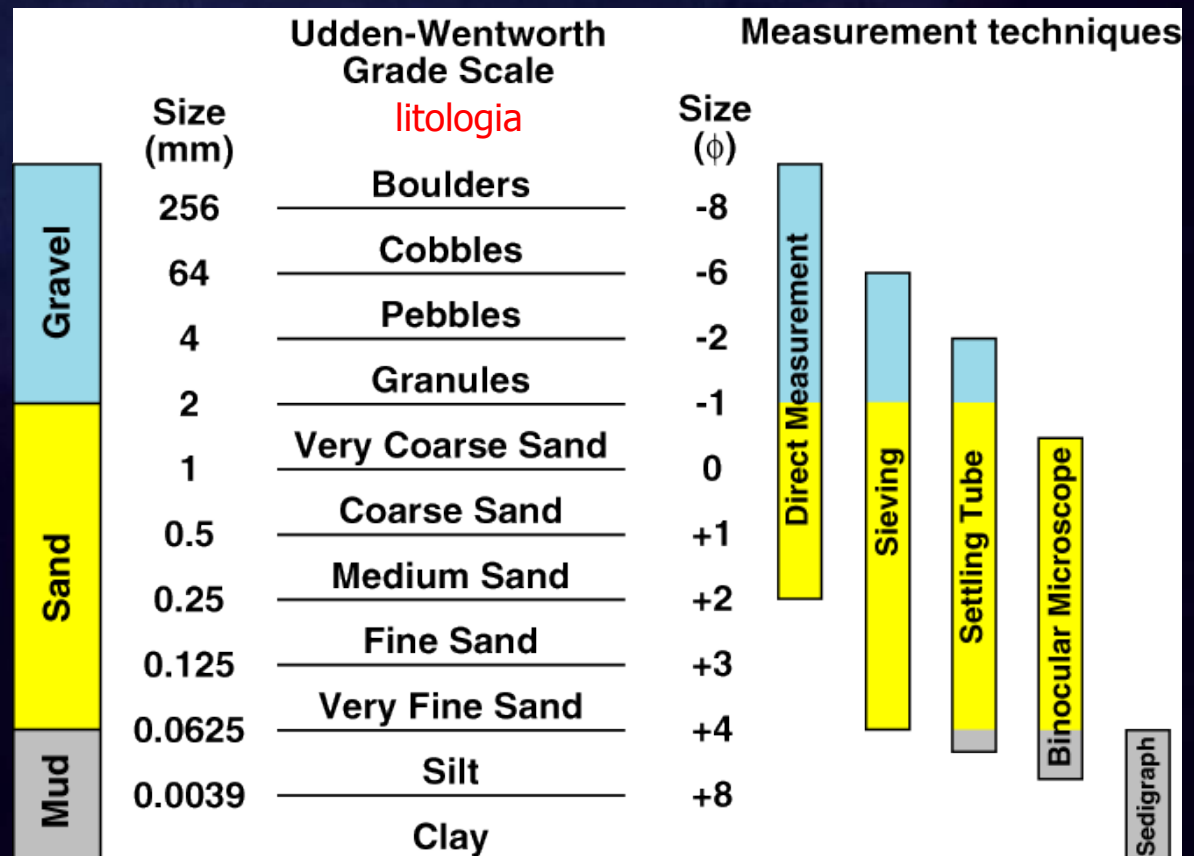
I sedimenti possono essere distinti in base alle dimensioni dei granuli che li compongono.

La distinzione si basa sulla scala di *Udden-Wentworth*.

I limiti di classe dimensionale sono posti secondo una progressione geometrica in base 2.

Questa progressione geometrica permette la creazione di una nuova unità di misura attraverso il calcolo del logaritmo in base 2 chiamato  $\phi$  (phi):

$$\phi = -\log_2 d(mm)$$



Phi è il valore negativo della potenza associata alla base 2, che corrisponde alle dimensioni dei grani in millimetri; il segno negativo permette di ottenere valori positivi di phi nel campo dei materiali sabbiosi e fangosi, che sono quelli maggiormente studiati.

$$\phi = -\log_2 1(mm) = 0\phi$$

$$2^{-0} = 1 \text{ mm}$$

$$\phi = -\log_2 .25(mm) = 2\phi$$

$$2^{-2} = 0.25 \text{ mm}$$

$$\phi = -\log_2 0.125(mm) = 3\phi$$

$$2^{-3} = 0.125 \text{ mm}$$

$$\phi = -\log_2 64(mm) = -6\phi$$

$$2^{-(-6)} = 64 \text{ mm}$$

Per calcolare il valore in  $\phi$  può essere adottata la relazione basata sul  $\log_{10}$ :

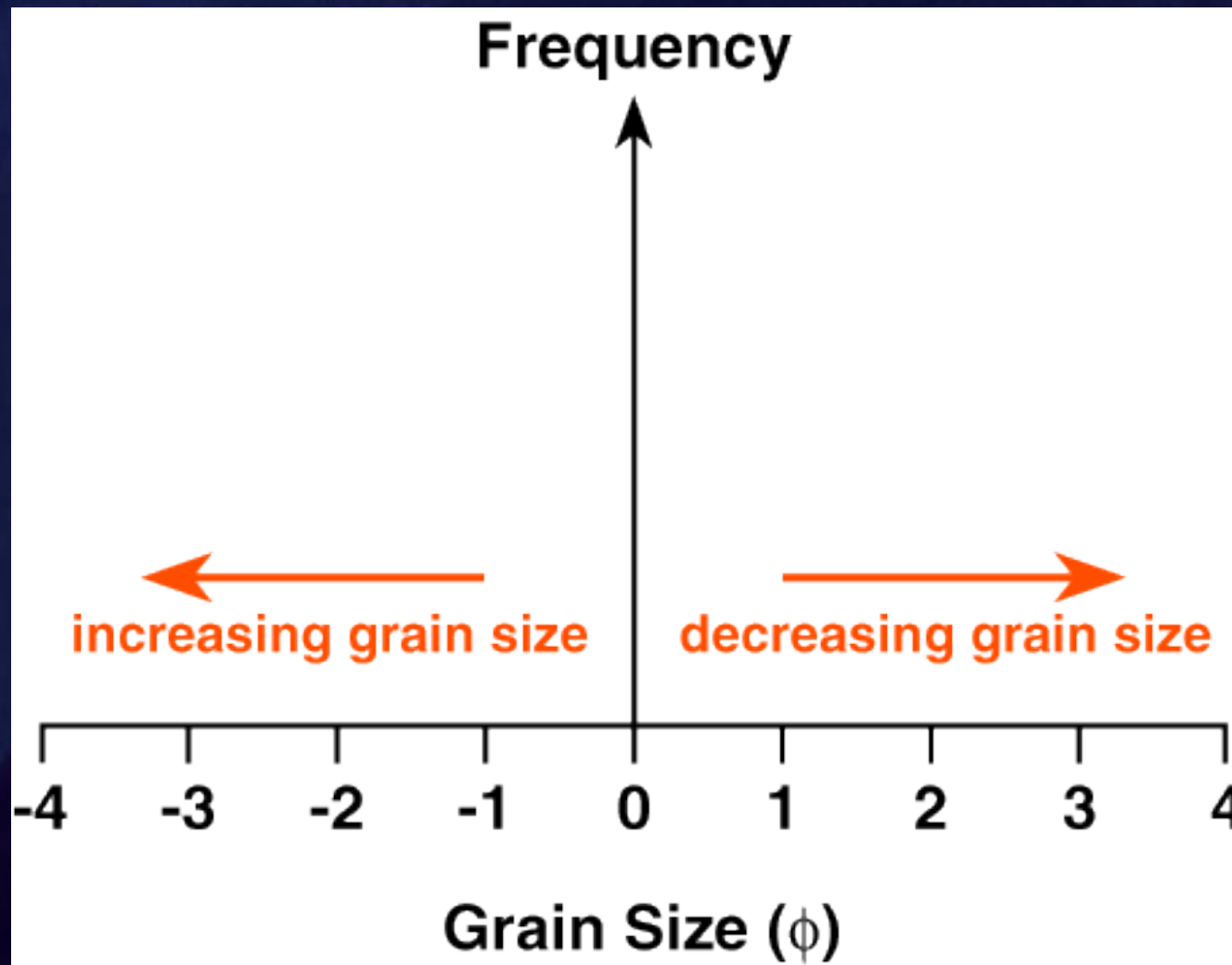
$$\phi = -\left(\frac{\log_{10} d(mm)}{\log_{10} 2}\right)$$

La conversione da  $\phi$  in millimetri:

$$d(mm) = 2^{-\phi}$$



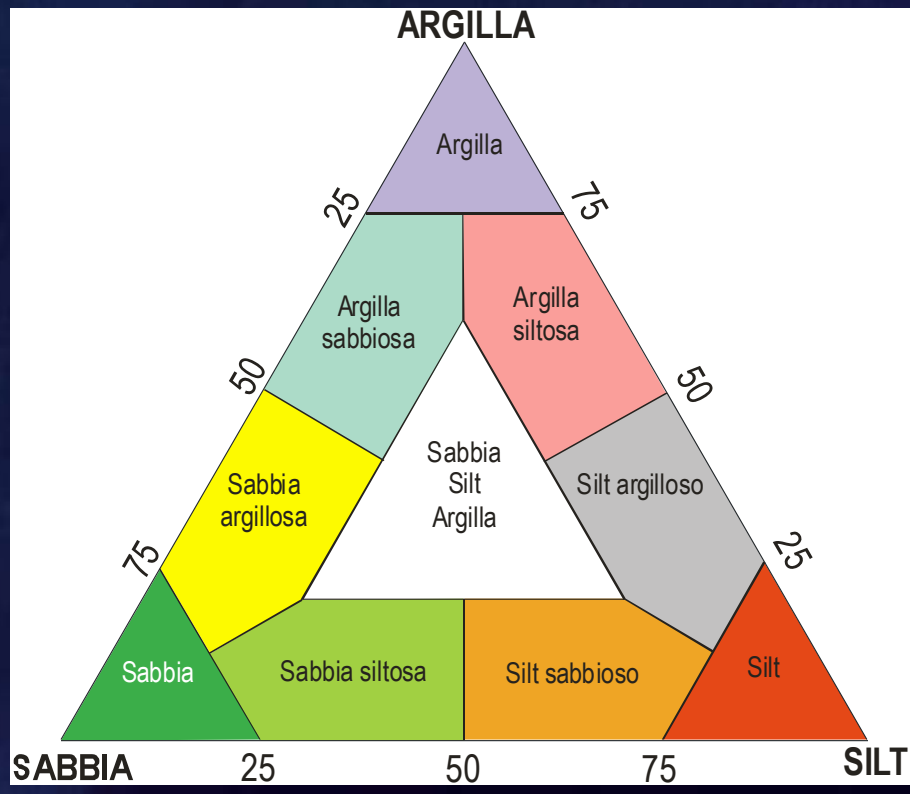
Da notare che quando si rappresenta la distribuzione granulometrica con unità phi, i granuli diventano via via più fini verso destra.....



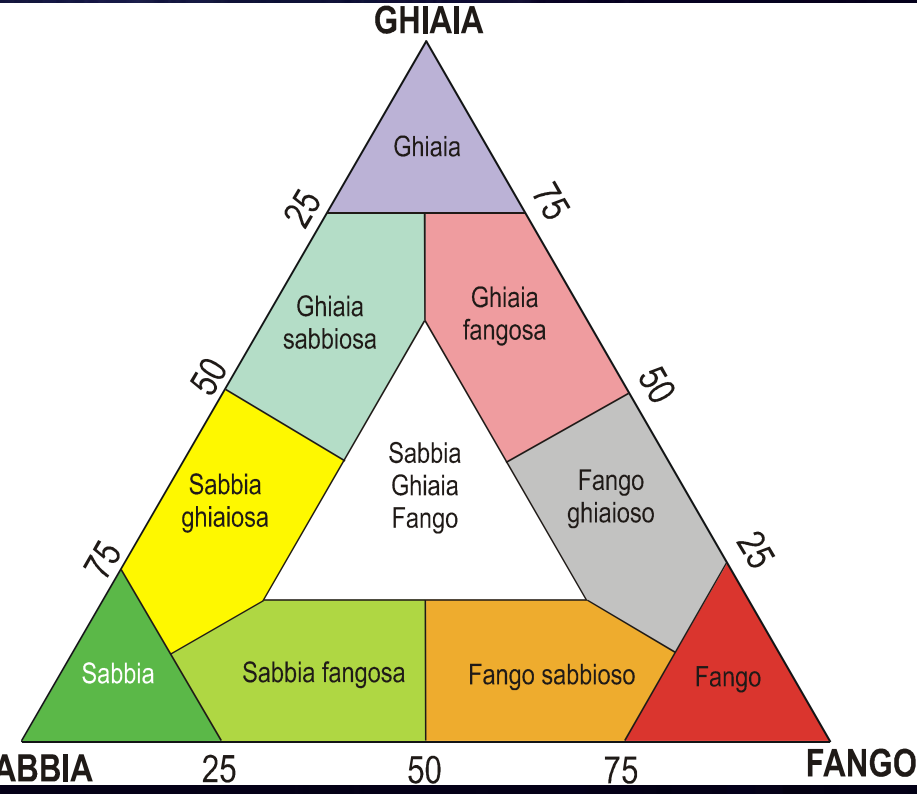
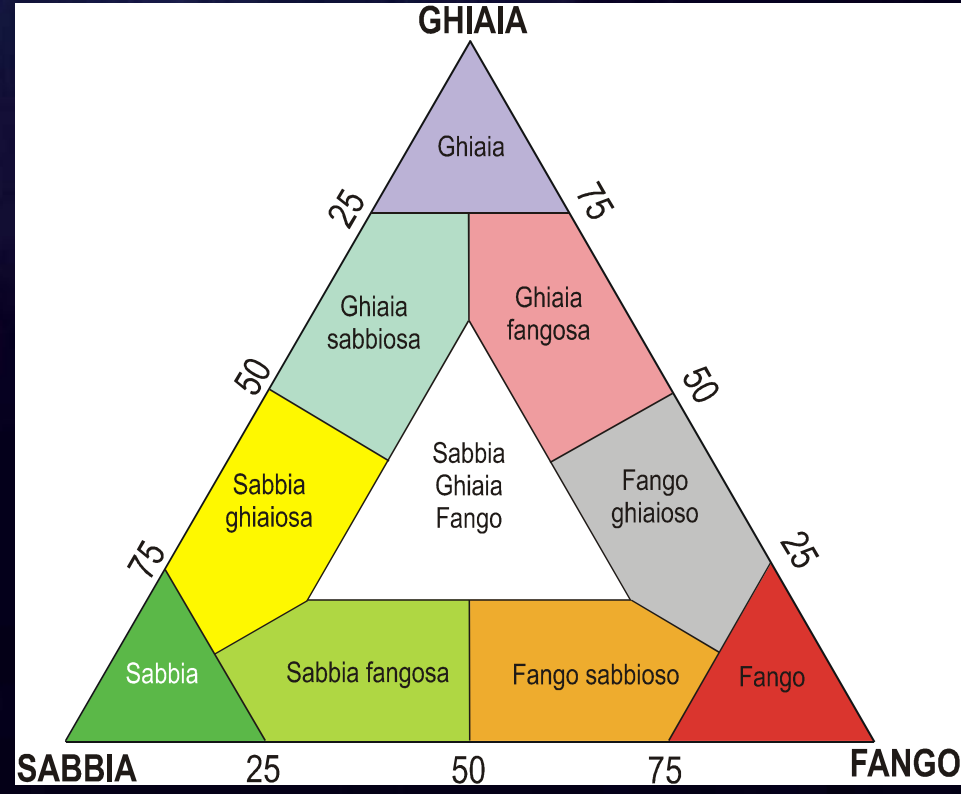
Dai dati ponderali delle diverse componenti granulometriche principali (ghiaia, sabbia, fango) possiamo fornire un connotato litologico al sedimento utilizzando un **diagramma ternario** (es. Shepard, 1954)

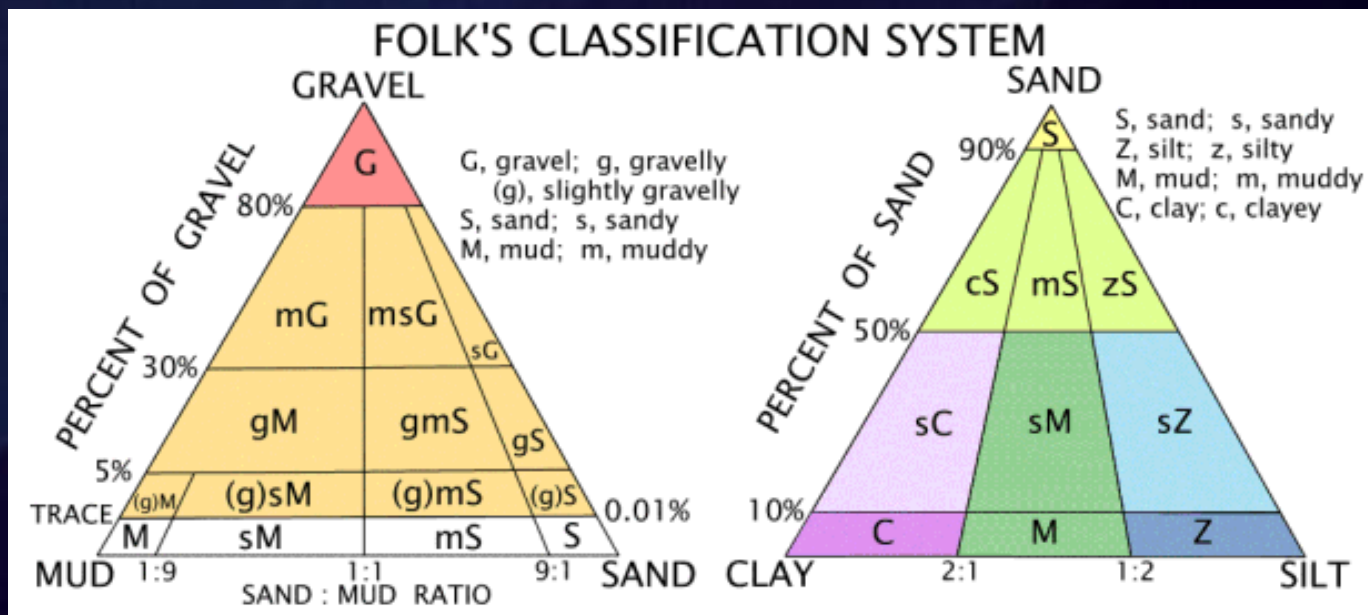
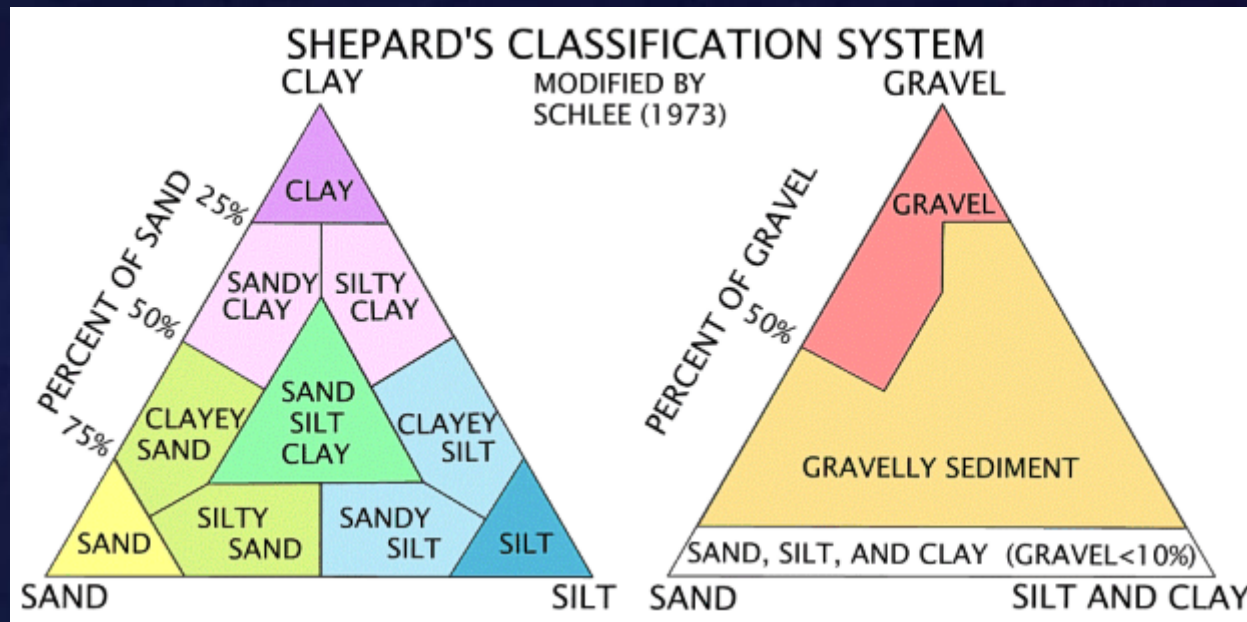
Le classificazioni sono numerose e utilizzano criteri diversi di suddivisione del triangolo....

**Classificazione di Shepard**  
Componenti: sabbia, silt, argilla



**Classificazione derivata da Shepard**  
Componenti: ghiaia, sabbia, fango





# Sediment Distribution

Adapted from "The Surficial Sediments of Chesapeake Bay, Maryland: Physical Characteristics and Sediment Budget," by R.T. Karlin, et al., 1988, Maryland Geological Survey.

DISPLAY:  
Longitude/latitude  
NAD 27

Maryland Geological Survey  
1000 E. Fort St., Annapolis, MD, 21404, USA  
410.326.3333  
www.mgs.md.gov

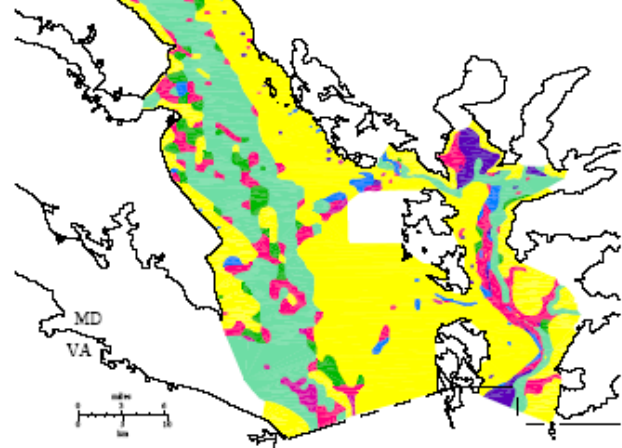
Surficial Sediment Distribution of Chesapeake Bay

Digital Map Series 05.1 rev 11/2005  
(contact point: Rob Cookeridge, [rob@mgd.gov](mailto:rob@mgd.gov))



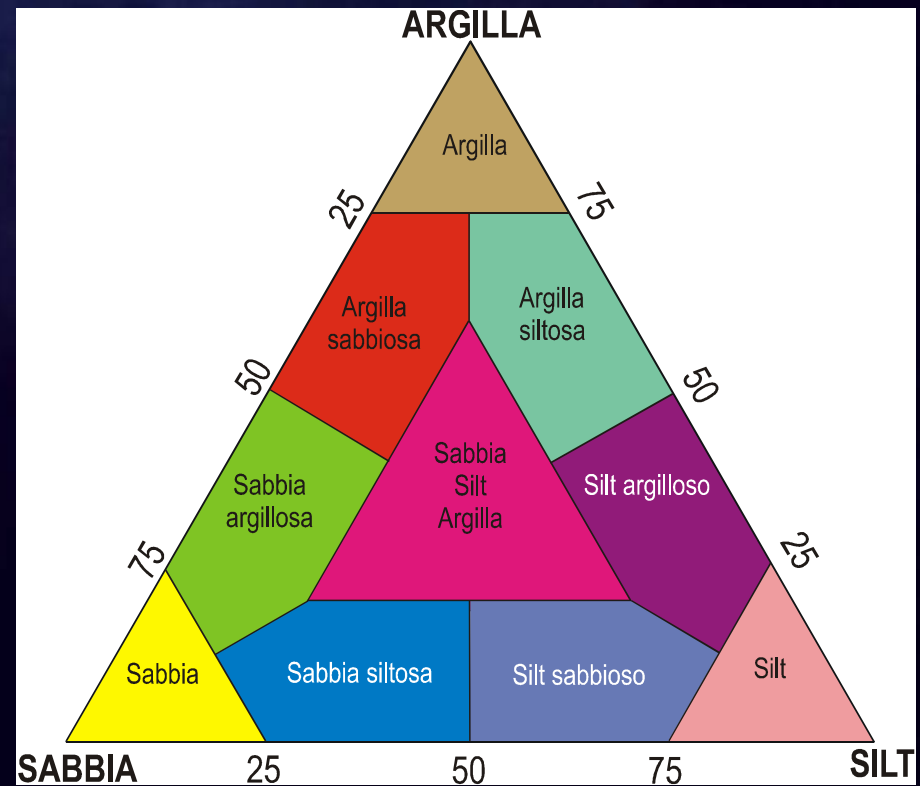
Shepard's Classification

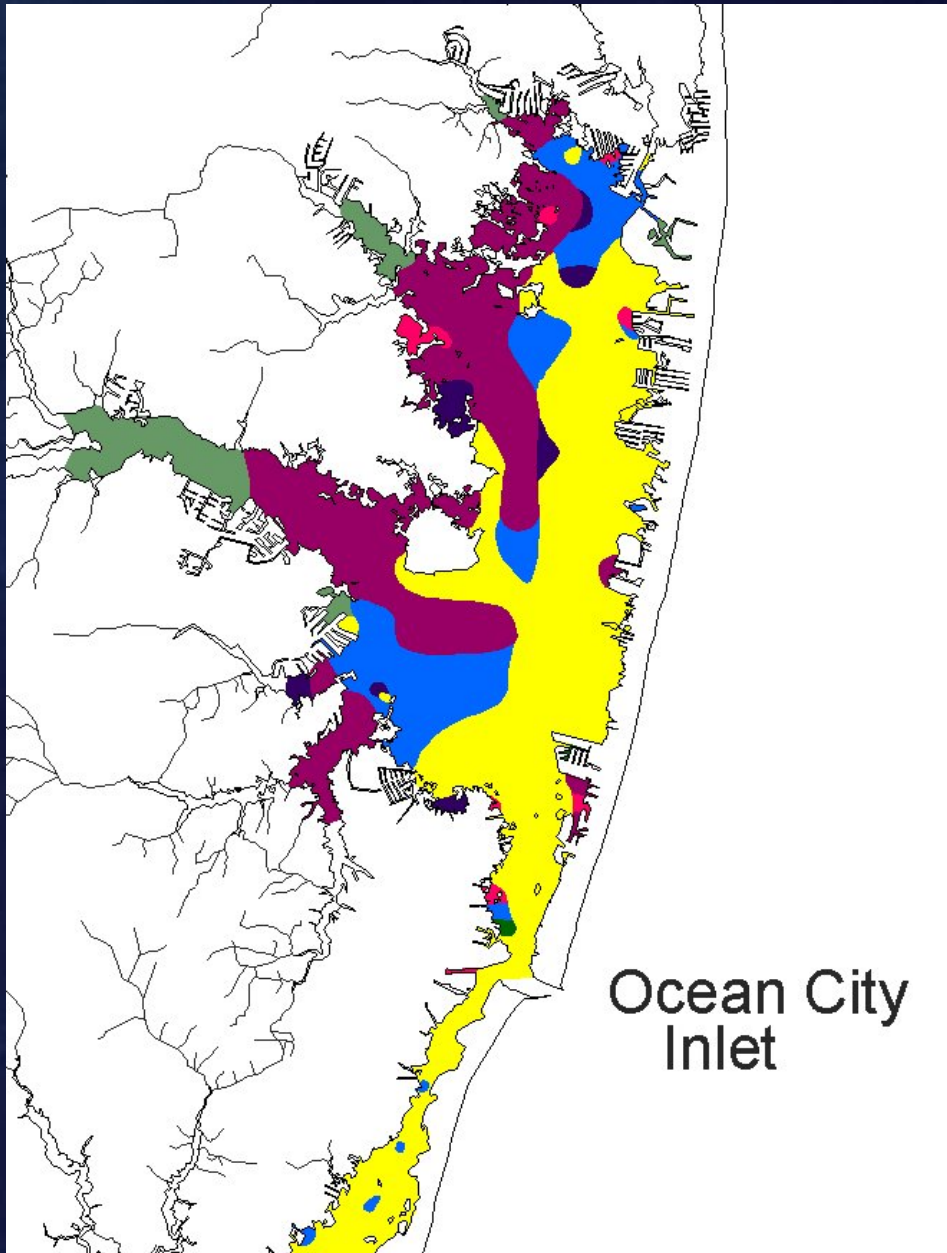
Use of this map is limited to illustrative purposes only



Esempio di applicazione della classificazione di Shepard

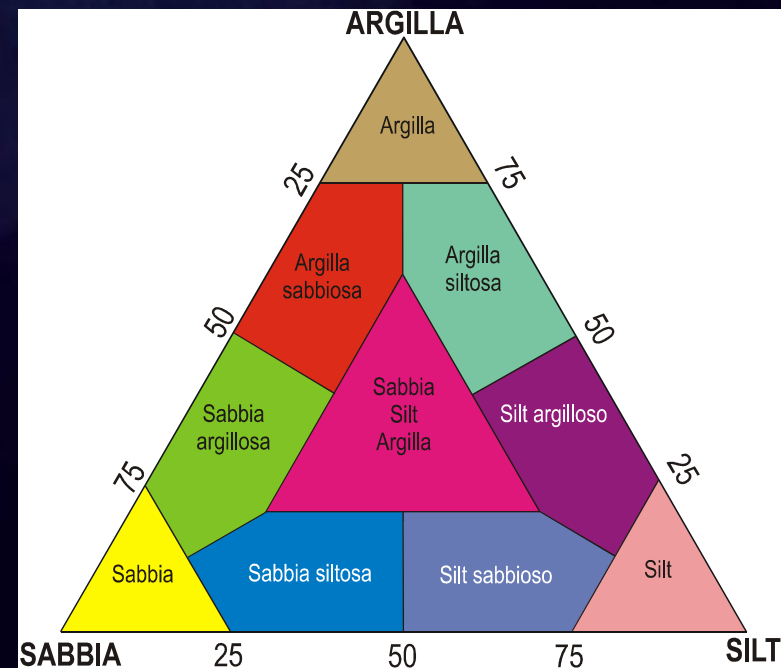
- Chesapeake Bay -





Esempio di applicazione della classificazione di Shepard

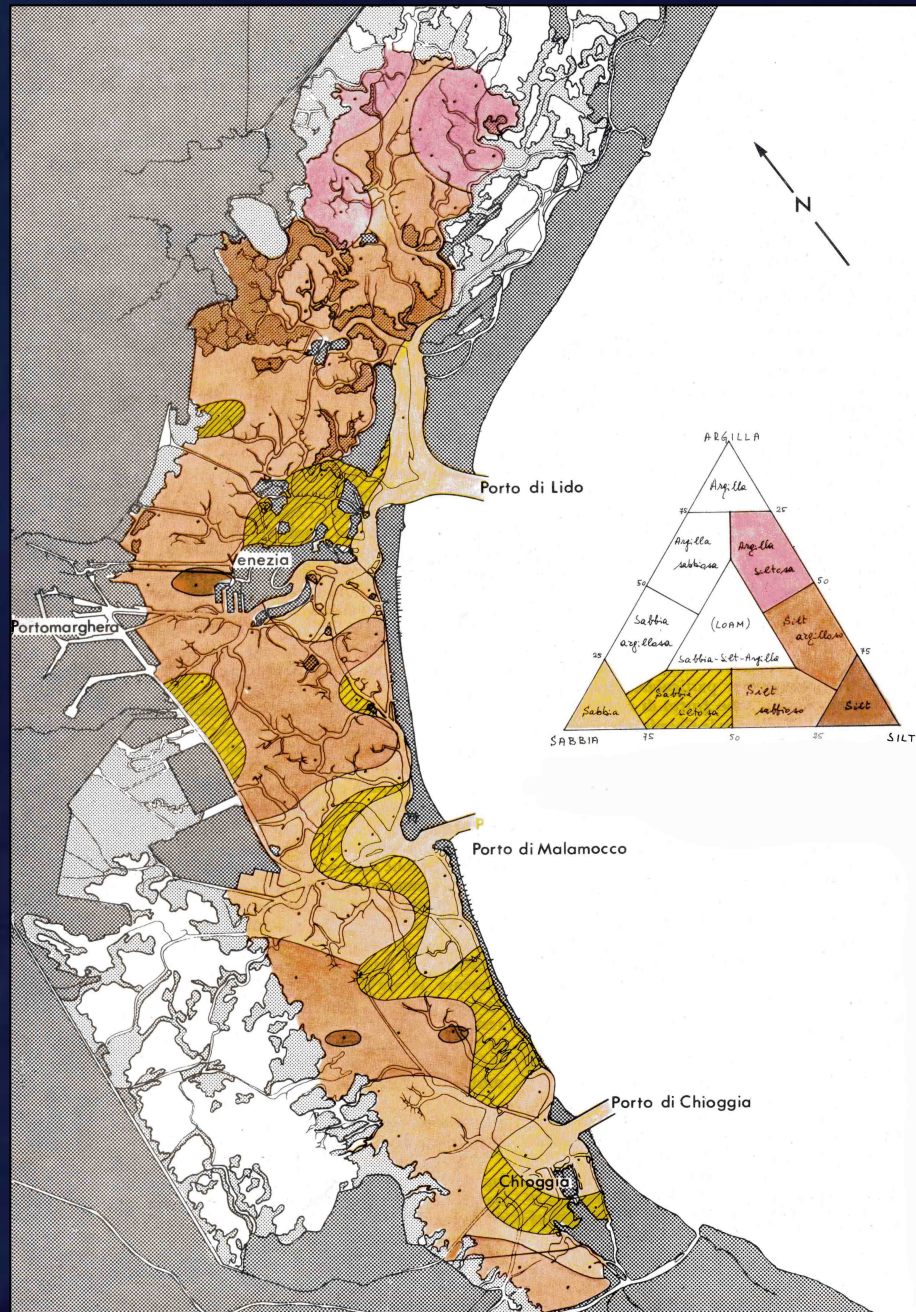
- Baia costiera di Ocean City, Maryland, USA -



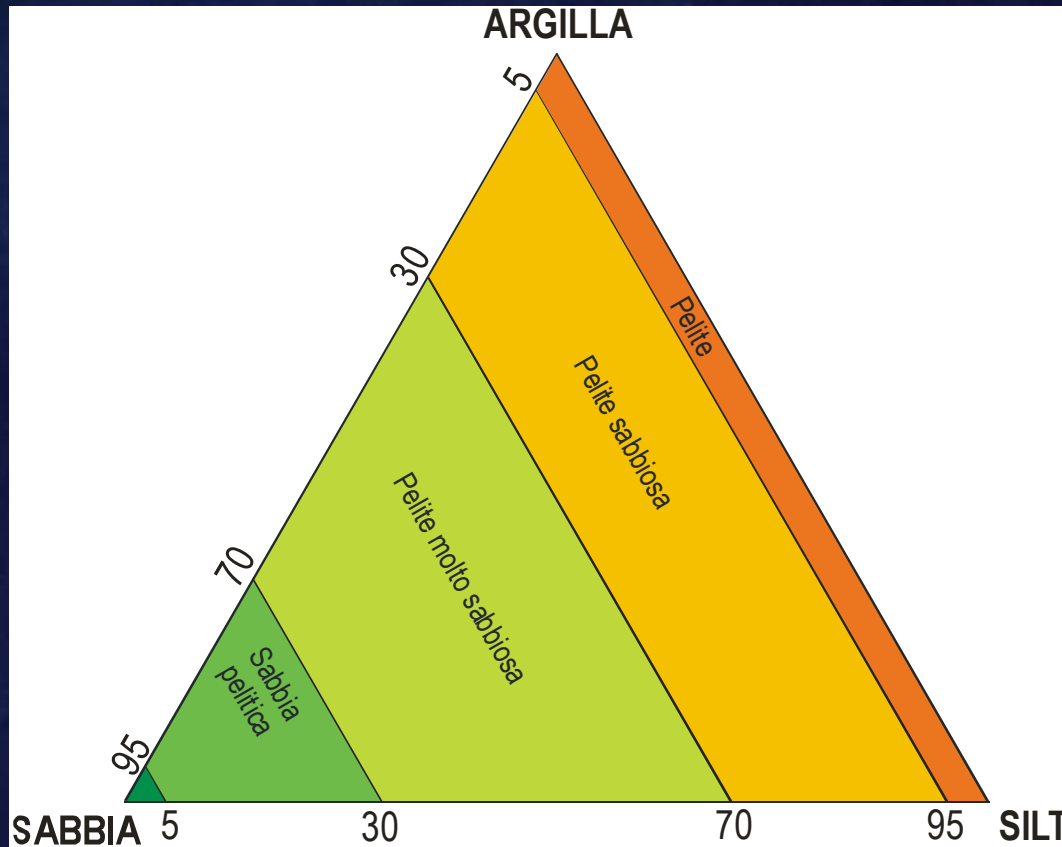


Esempio di applicazione della  
classificazione di Shepard

- **Laguna di Venezia** -



La litologia mista **sabbia + fango** può essere definita anche in termini binari (per ambienti a granulometria fine come in Olanda o in nord-Adriatico) utilizzando la classificazione di Kruit – Nota, 1954)



Silt ed argilla sono considerati assieme (fango) e definiti **PELITE**

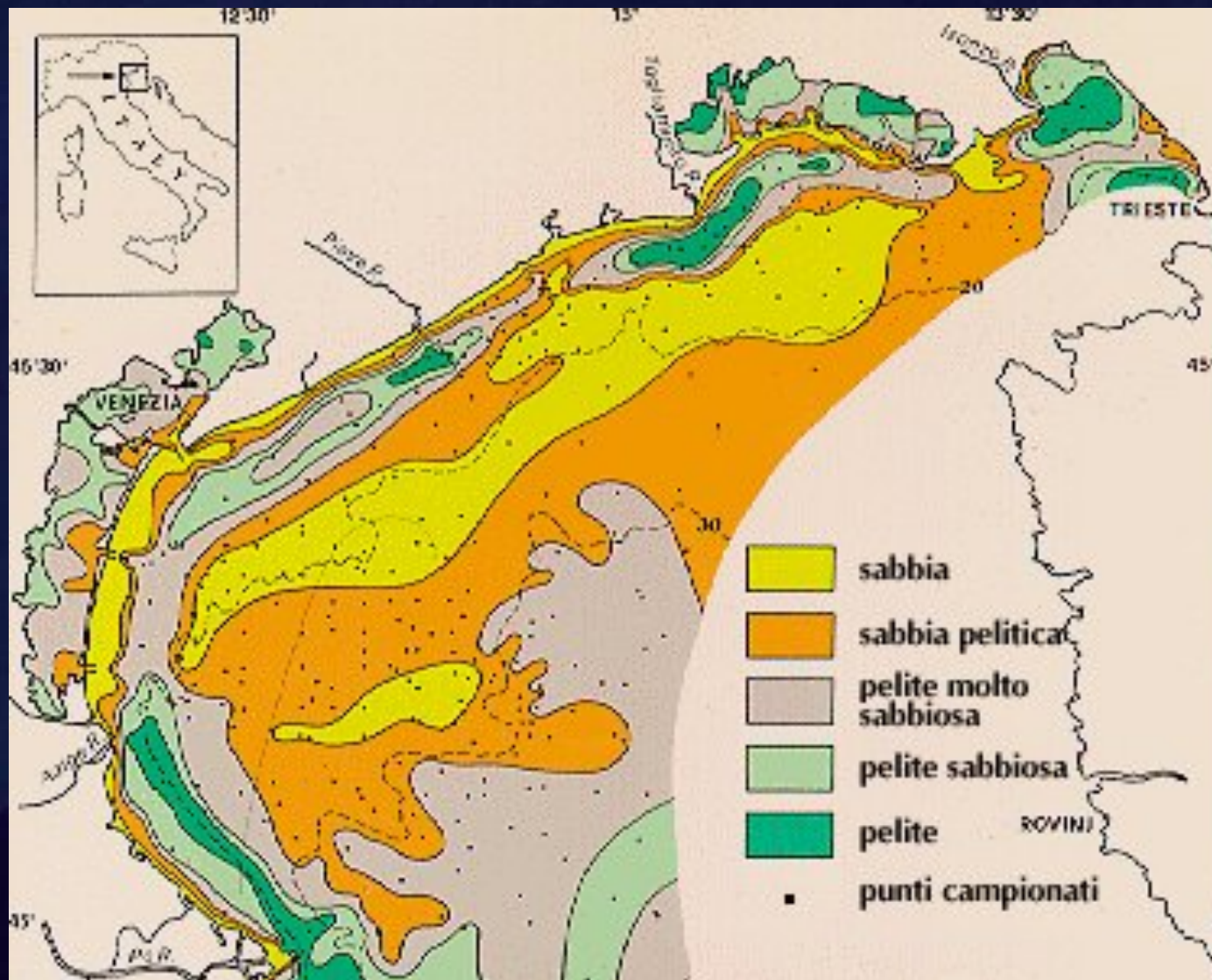
I termini litologici sono rappresentati dai limiti percentuali del 5, 30 e 70%.

La componente predominante esprime la tipologia sedimentaria (es. Sabbia o pelite), quella secondaria è indicata con l'aggettivazione "sabbioso" o "pelitico".

Solamente il sedimento misto con percentuali di sabbia e fango comprese tra il 30 e il 70% prende il nome di **PELITE MOLTO SABBIOSA**.



Con la classificazione di Nota è possibile rappresentare una distribuzione areale di sedimenti come un "continuum", che risulta particolarmente efficace in ambienti selettivi, come quelli a dominio mareale.



Per i sedimenti costituiti da una sola componente litologica (es. Sabbia) possiamo fornire un dettaglio maggiore calcolando la taglia media del materiale, chiaramente definita dalla scala di Udden-Wentworth.

Un sedimento con diametro medio di  $2.5 \phi$  è una sabbia fine

**SCALA GRANULOMETRICA**

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

## La distribuzione granulometrica

I dati ottenuti da un'analisi granulometrica sono rappresentati da classi dimensionali con relativo valore in peso. Da questi è possibile derivare la distribuzione sia in termini di frequenza relativa che in modo cumulativo:

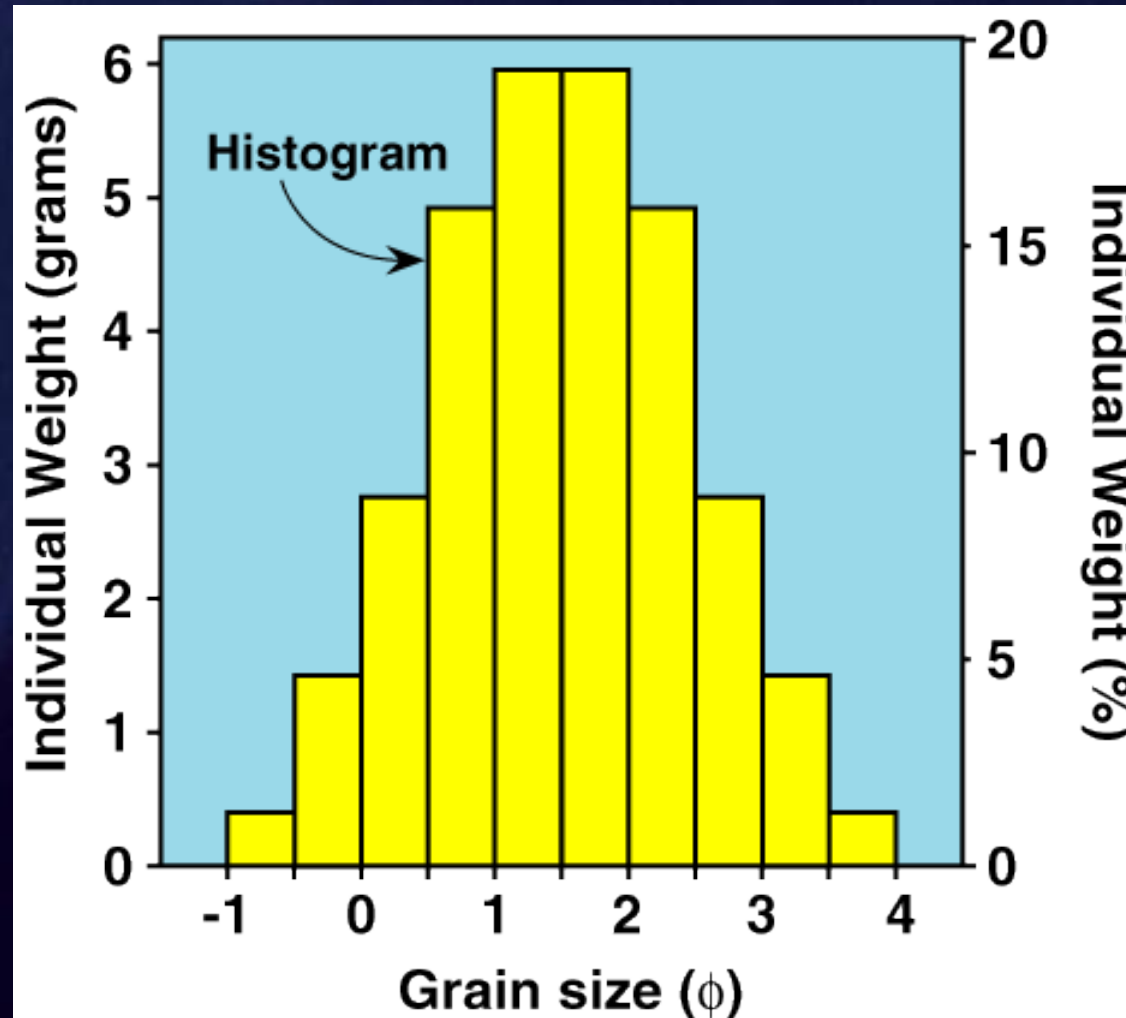
1. Grain Size Class ( $\phi$ )	2. Peso (grammi)	3. Peso (%)	4. Peso Cumulativo (%)
-0.5	0.40	1.3	1.3
0	1.42	4.6	5.9
0.5	2.76	8.9	14.8
1.0	4.92	15.9	30.7
1.5	5.96	19.3	50.0
2.0	5.96	19.3	69.3
2.5	4.92	15.9	85.2
3.0	2.76	8.9	94.1
3.5	1.42	4.6	98.7
4.0	0.40	1.3	100
Total:	30.92	100	



# Rappresentazione dei dati

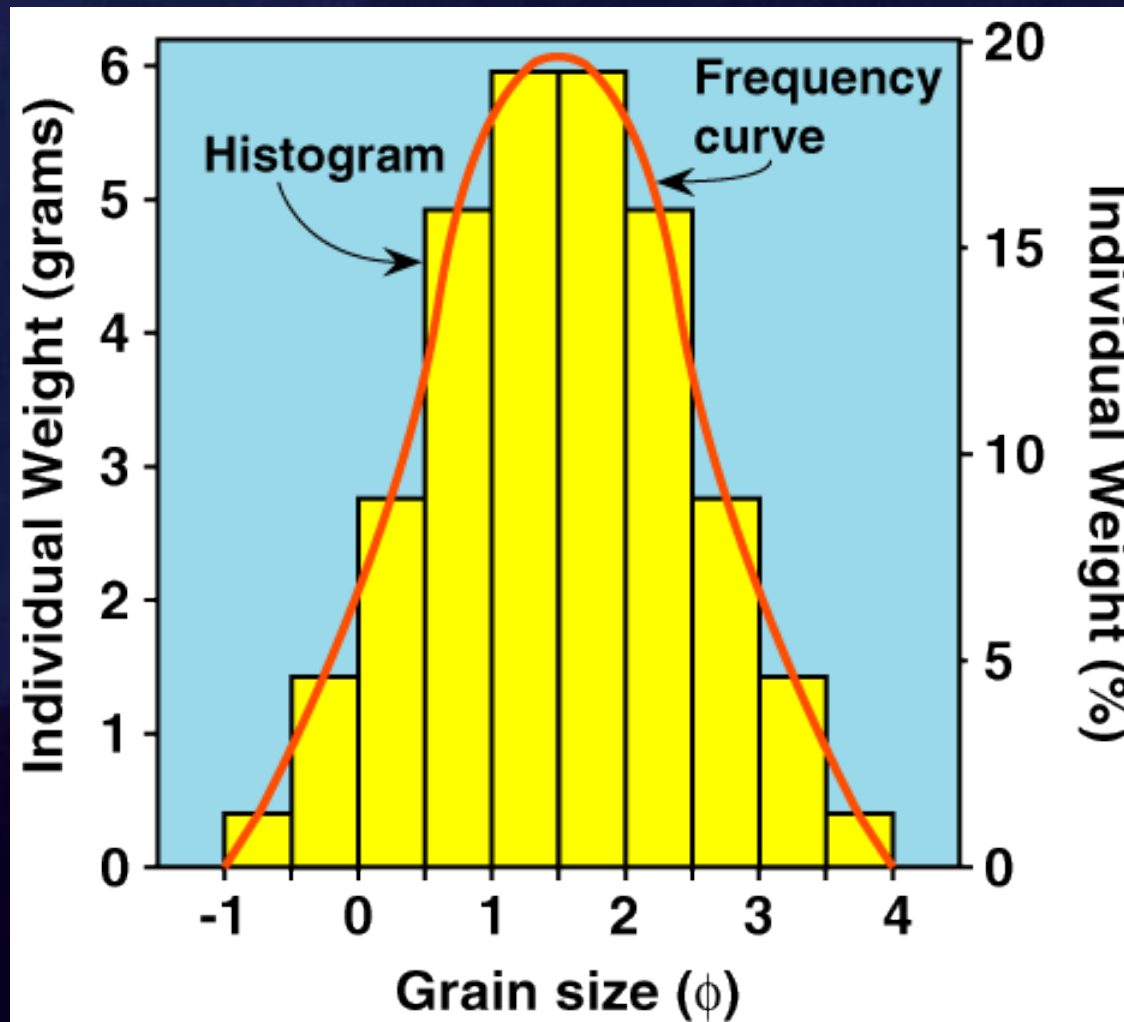
## i) Istogramma

I dati sono raggruppati per classi dimensionali:



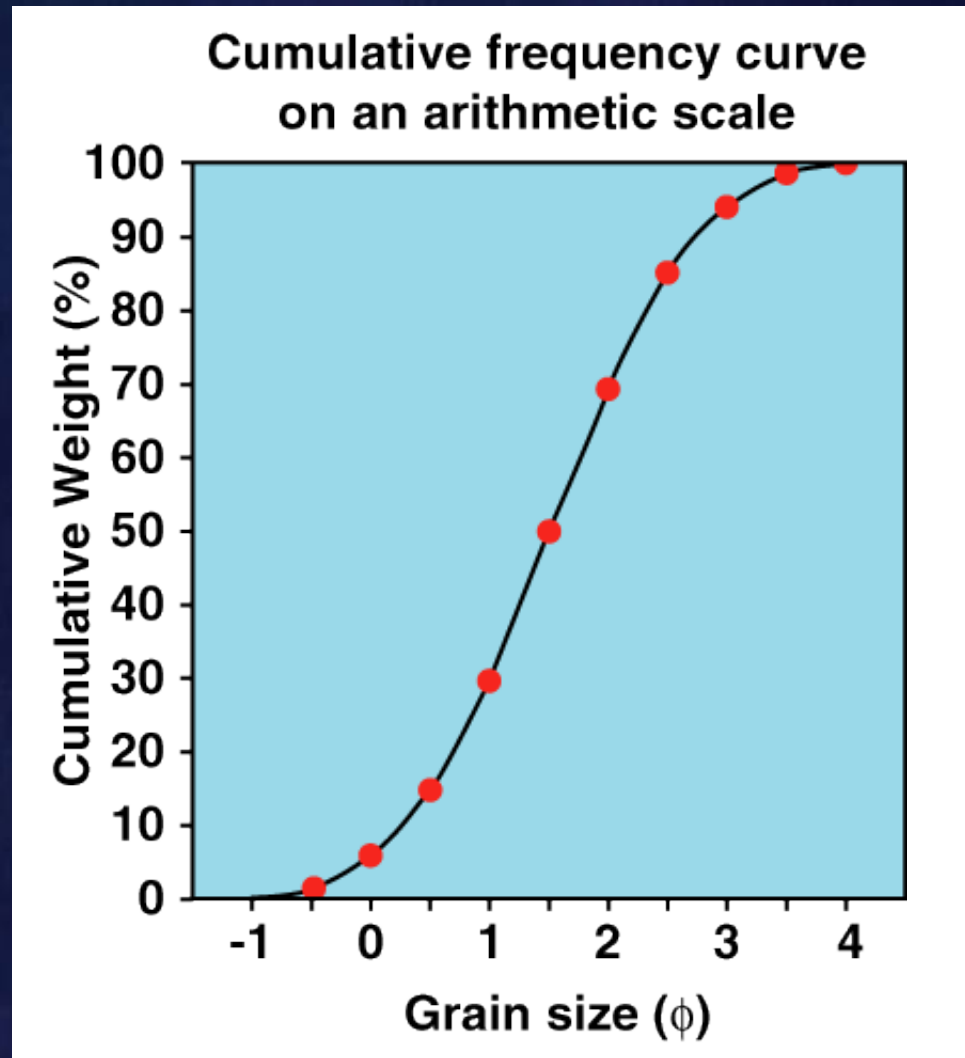
## ii) Curva di frequenza

Rappresenta la curva che congiunge i punti di mezzo delle barre dell'istogramma.



### iii) Curva cumulativa

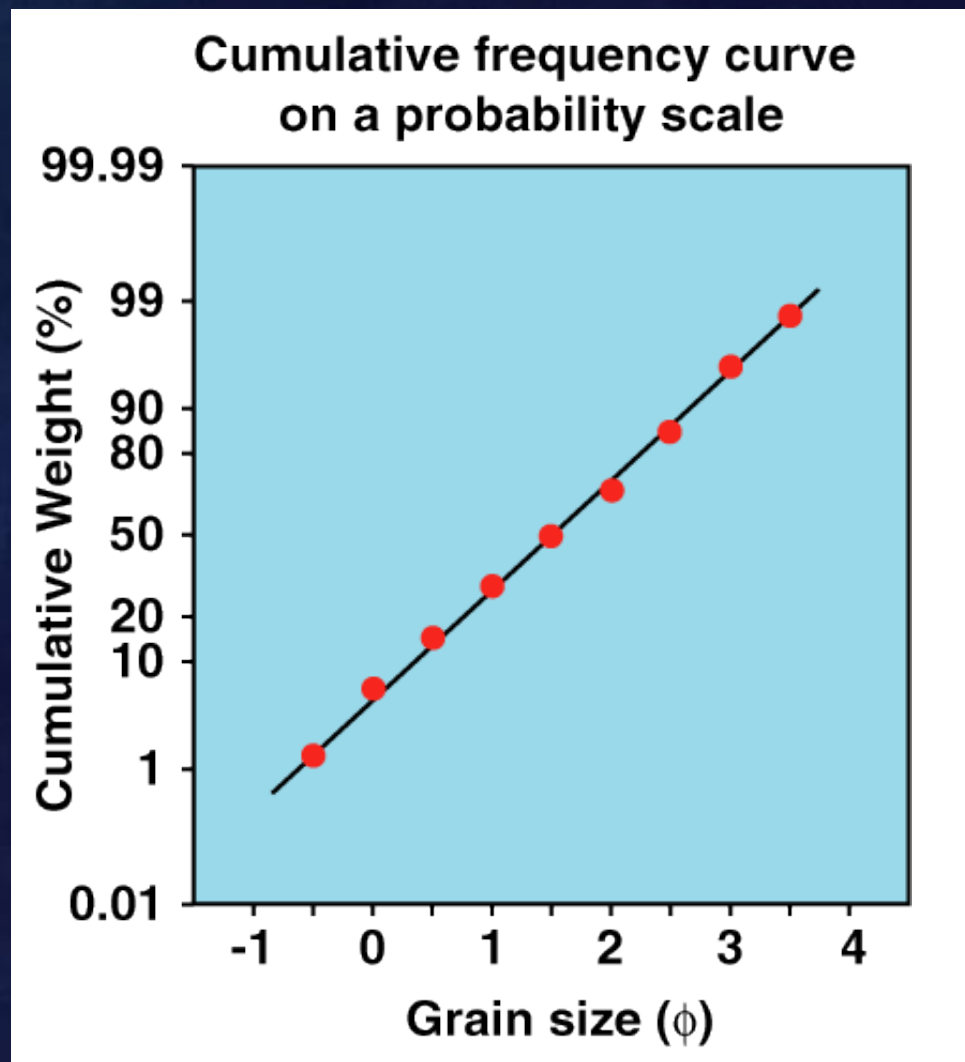
E' la curva che congiunge i valori di frequenza cumulati, a partire dalle classi più grosse



La rappresentazione cumulativa può essere fatta con due diversi tipi di scala delle ordinate:

#### 1) Scala aritmetica

Con questa rappresentazione una distribuzione normale (gaussiana) è rappresentata da un sigmoide, di difficile lettura soprattutto lungo le code della distribuzione.



## 2) Scala probabilistica

Con questa rappresentazione una distribuzione normale (gaussiana) è rappresentata da una retta, che favorisce la lettura dei dati su tutta la distribuzione.

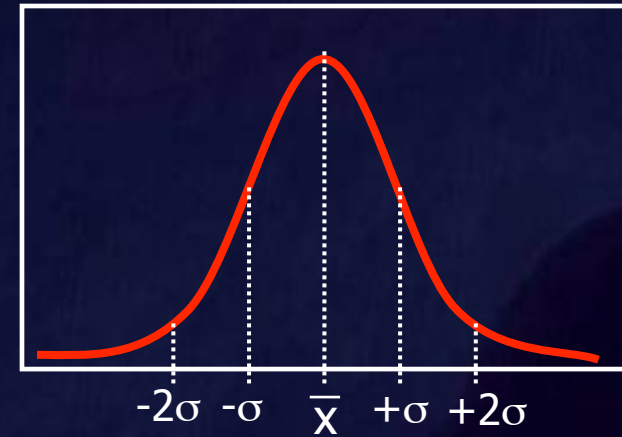
Va precisato che la retta rappresenta una curva log-normale, in quanto l'asse x è logaritmico.

In pratica la maggior parte dei sedimenti selezionati dagli agenti di trasporto (sia in acqua che in terra) presentano una distribuzione log-normale, o una distribuzione più complessa riconducibile a più subpopolazioni log-normali.

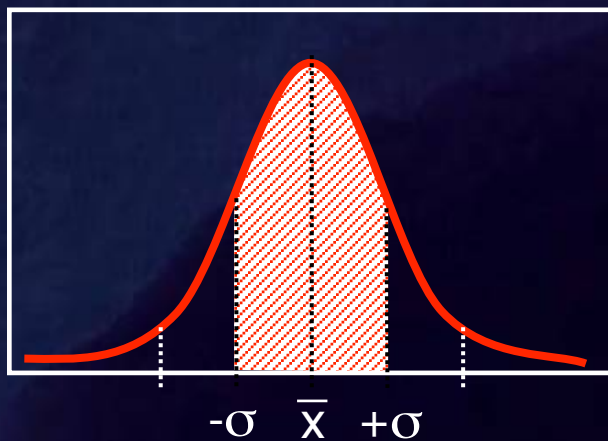
Questo fatto giustifica l'uso della progressione geometrica di scala dimensionale e la semplificazione dell'unità phi.

## La scala probabilistica

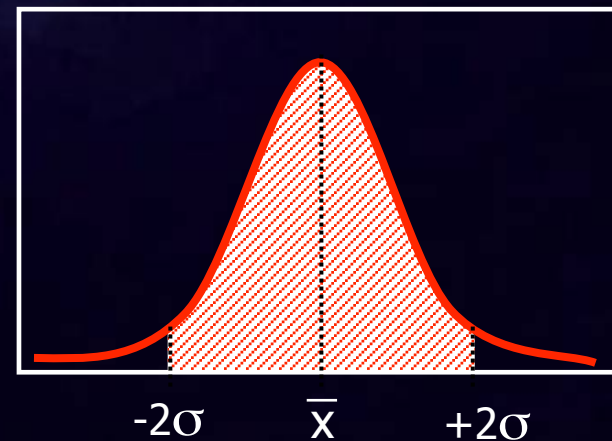
E' costruita considerando la probabilità legata alla distribuzione normale o gaussiana, definita da un valore medio  $\bar{x}$  e dalla deviazione standard  $\sigma$



In una gaussiana  
l'area occupata dai  
valori compresi entro  
 $x \pm \sigma = 68.27\%$



In una gaussiana  
l'area occupata dai  
valori compresi entro  
 $x \pm 2\sigma = 95.45\%$

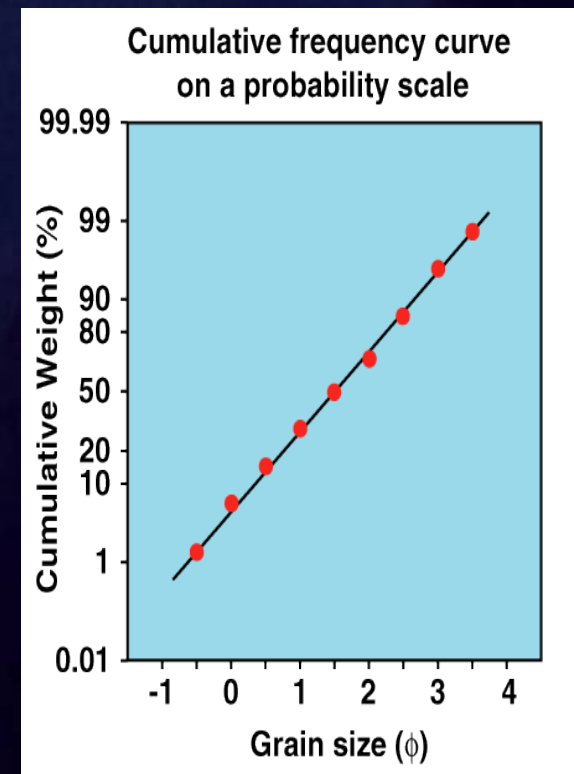
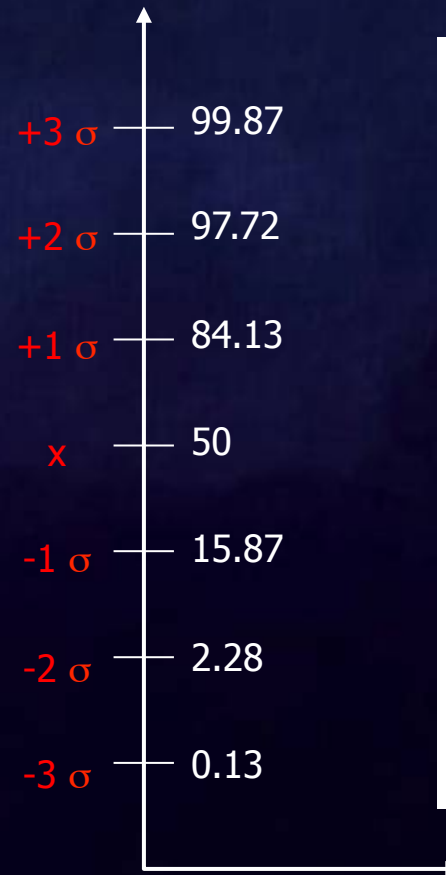




La distribuzione dell'area occupata secondo un ordine crescente di intervalli di  $\sigma$  (cumulativamente) è la seguente:

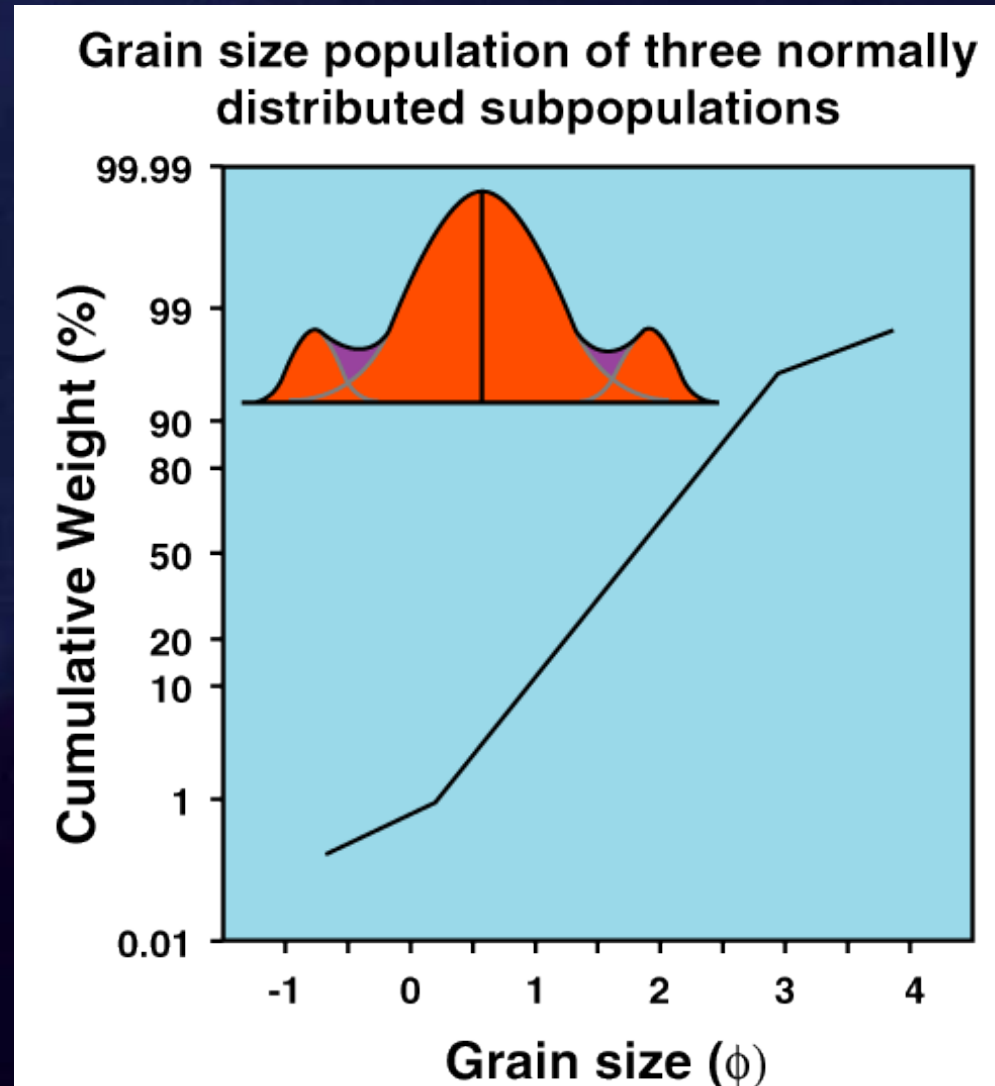
Dall'origine a:	% area occupata
$-3 \sigma$	0.13
$-2 \sigma$	2.28
$-1 \sigma$	15.87
$x$	50.00
$+1 \sigma$	84.13
$+2 \sigma$	97.72
$+3 \sigma$	99.87

Un diagramma costruito con tali valori di intervalli regolari di  $\sigma$  – ovvero di valori di percentuale cumulativa di area della gaussiana - è detto probabibilistico, indicando la probabilità di una reale distribuzione normale



In questo modo si comprime la rappresentazione attorno al valore centrale e si allarga la parte relativa alle code. **Una gaussiana sarà rappresentata da una retta.**

La rappresentazione di un campione costituito da subpopolazioni a distribuzione lognormale sarà data da un insieme di spezzate, ciascuna rappresentante la subpopolazione stessa.



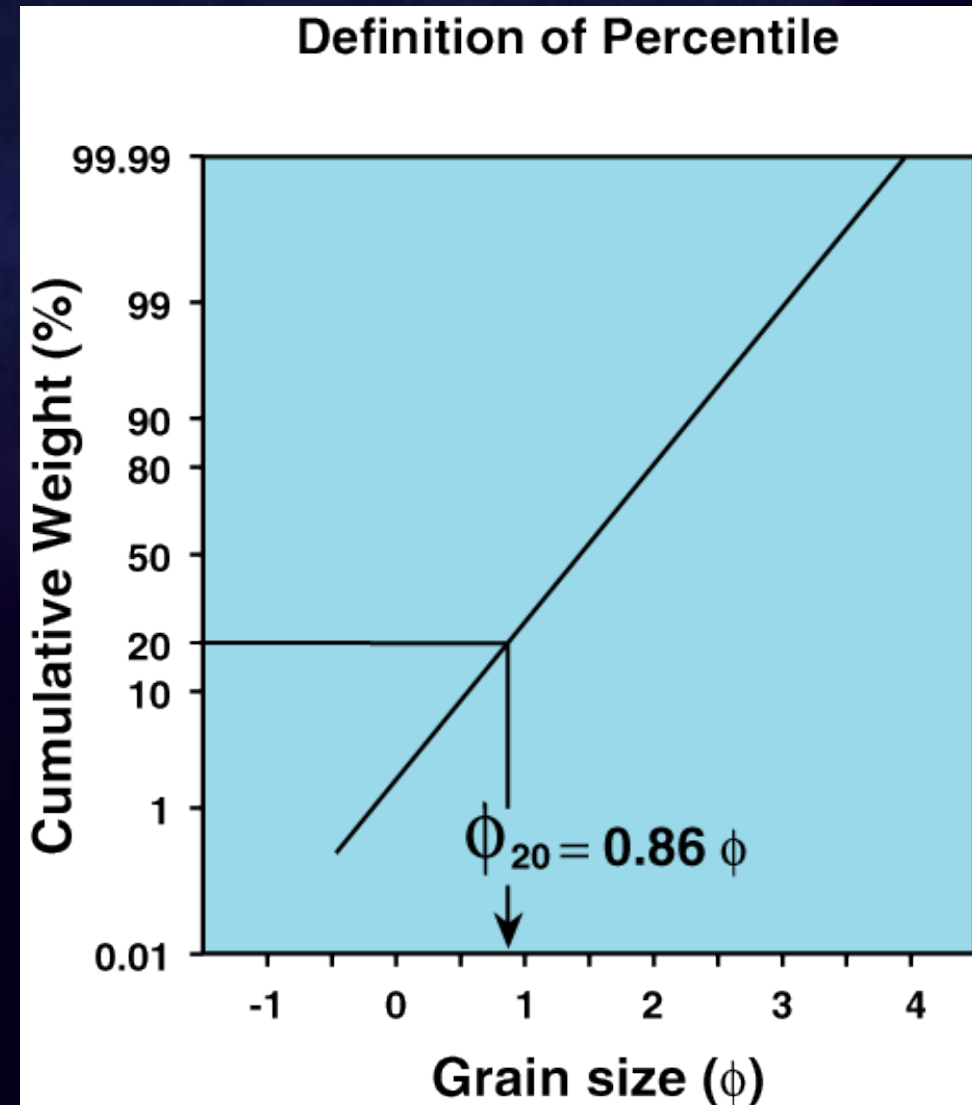
Il vantaggio della rappresentazione cumulativa è che possono essere letti i valori di percentuale di distribuzione (percentile) riferito ad una precisa dimensione:

Il percentile  $\phi_n$  è la dimensione al di sotto della quale è n% del campione totale.

$\phi_n$  rappresenta l'n-esimo *percentile* del campione.

Nell'esempio  $\phi_{20}$  è  $0.86 \phi$

In questo caso il 20% del campione è al di sotto di  $0.86 \phi$ .  
Alternativamente, l'80% del campione è al di sopra di  $0.86 \phi$



## Descrizione di una distribuzione granulometrica

Poichè le distribuzioni possono essere assimilate a curve gaussiane, la descrizione dello spettro dimensionale segue le regole dei parametri statistici classici.

Una curva gaussiana può essere descritta attraverso 4 parametri fondamentali:

- Media
- Deviazione standard
- Skewness
- Kurtosis

Che in termini granulometrici possono essere ricondotti a:

- Diametro medio
- Classazione (sorting)
- Asimmetria
- Appuntamento

I parametri statistici possono essere calcolati a partire dai dati analitici completi mediante computo dei *momenti*.

Il momento  $m$  di ordine  $k$  di una distribuzione gaussiana è dato da:

$$m_k = \sum f_i \cdot (x_i - \bar{x})^k$$

Dove  $f_i$  è la frequenza decimale della classe dimensionale  $i$ -esima (100% = 1),  $x_i$  è il punto di mezzo geometrico della classe e  $\bar{x}$  il valore medio della distribuzione

$$m_0 = \sum f_i \cdot (x_i - \bar{x})^0 = 1$$

Il momento zero corrisponde all'area della curva

$$m_1 = \sum f_i \cdot (x_i - \bar{x})^1 = 0$$

Il momento 1 corrisponde alla media

$$\sum f_i \cdot (x_i - \bar{x}) = 0$$



$$\bar{x} = \sum f_i \cdot x_i$$



$$m_2 = \sum f_i \cdot (x_i - \bar{x})^2 = \sigma^2$$

Il momento ord. 2 corrisponde alla varianza

Dalla quale può essere calcolata la deviazione standard o classazione



$$\sigma = \sqrt{\sum f_i \cdot (x_i - \bar{x})^2}$$

Dai momenti di ordine superiore possono essere derivati skewness (ordine 3) e kurtosis (ordine 4), analiticamente più complessi.....

I dati possono essere tabulati in questo modo per calcolare il diametro medio e la varianza, e quindi la deviazione standard:

$$D_{\text{medio}} = 1.5 \phi$$

$$\sigma = 0.8945^{1/2}$$

$$\sigma = 0.95 \phi$$

Grain Size Class ( $\phi$ )	Punto di mezzo $x_i$	Peso (gr)	Peso (f %)	Frequenza decimale ( $f_i$ )	$f_i \cdot x_i$	$(x_i - \text{media})^2 = A_i$	$f_i \cdot A_i$
-0.5	-0.75	0.40	1.3	0.013	-0.00975	5.0625	0.0658125
0	-0.25	1.42	4.6	0.046	-0.01150	3.0625	0.1408750
0.5	0.25	2.76	8.9	0.089	0.02225	1.5625	0.1390625
1.0	0.75	4.92	15.9	0.159	0.11925	0.5625	0.0894375
1.5	1.25	5.96	19.3	0.193	0.24125	0.0625	0.0120625
2.0	1.75	5.96	19.3	0.193	0.33775	0.0625	0.0120625
2.5	2.25	4.92	15.9	0.159	0.35775	0.5625	0.0894375
3.0	2.75	2.76	8.9	0.089	0.24475	1.5625	0.1390625
3.5	3.25	1.42	4.6	0.046	0.14950	3.0625	0.1408750
4.0	3.75	0.40	1.3	0.013	0.04875	5.0625	0.0658125
Total:		30.92	100	1.000	<b>1.5</b>		<b>0.8945</b>

Prima dell'avvento dei computer, Folk & Ward (1957) hanno proposto di utilizzare un *Metodo Grafico* per calcolare i vari parametri statistici che descrivono la distribuzione, usando solamente i percentili delle curve cumulative.

Mediana  $Md = \phi_{50}$

Media  $M = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$

Deviazione standard  $\sigma = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$

Skewness  $Sk = \frac{\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_{95} + \phi_5 - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$

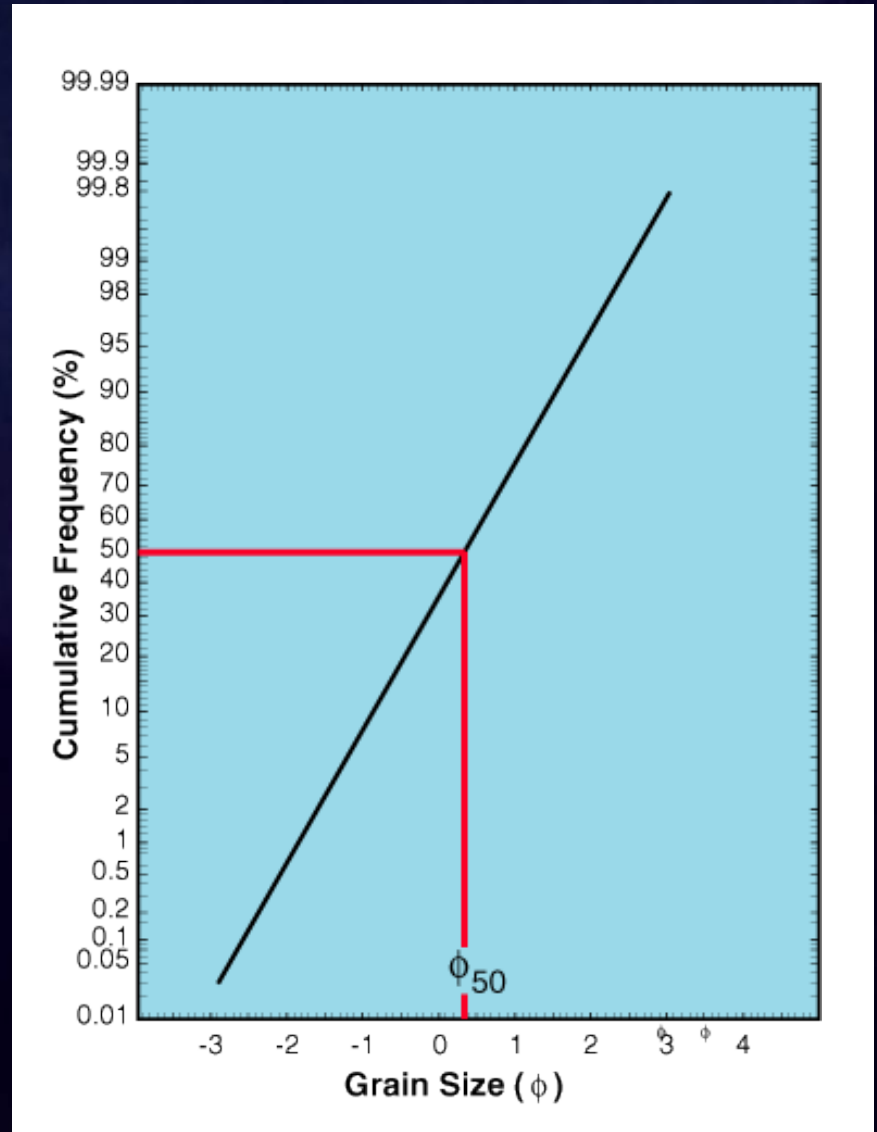
Kurtosis  $K = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$

## Mediana (Md)

Si calcola tracciando il valore dimensionale a partire dal 50-esimo percentile.

E' il punto di mezzo della distribuzione: 50% del campione è più fine della mediana e 50% è più grossolano.

Nell'esempio la mediana è di circa  $0.35 \phi$ .



# Media (M)

E' la media aritmetica della distribuzione, con classi in unità phi.  
Se la distribuzione è simmetrica, mediana e media coincidono.

Una volta nota la media, si usa la terminologia basata sulla scala di Udden-Wentworth per descrivere il sedimento.

Esempio:

Se  $M = 0.34\phi$ ,  
il sedimento è definito  
**sabbia grossa**.

	Udden-Wentworth Grade Scale	Measurement techniques
	Size (mm)	Size ( $\phi$ )
Gravel	Boulders	-8
	Cobbles	-6
	Pebbles	-2
Sand	Granules	-1
	Very Coarse Sand	0
	Coarse Sand	+1
	Medium Sand	+2
	Fine Sand	+3
	Very Fine Sand	+4
	Silt	+8
Mud	Clay	+8

## Metodo grafico per il calcolo della Media:

Mediana e media possono essere definite graficamente da:

$$Md = \phi_{50}$$

$$M = \frac{\phi_{16} + \phi_{84}}{2}$$

La media può essere quindi calcolata su tre percentili:

$$\text{Media} \rightarrow M = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

Determinare  $\phi_{16}$ ,  $\phi_{50}$  e  $\phi_{84}$

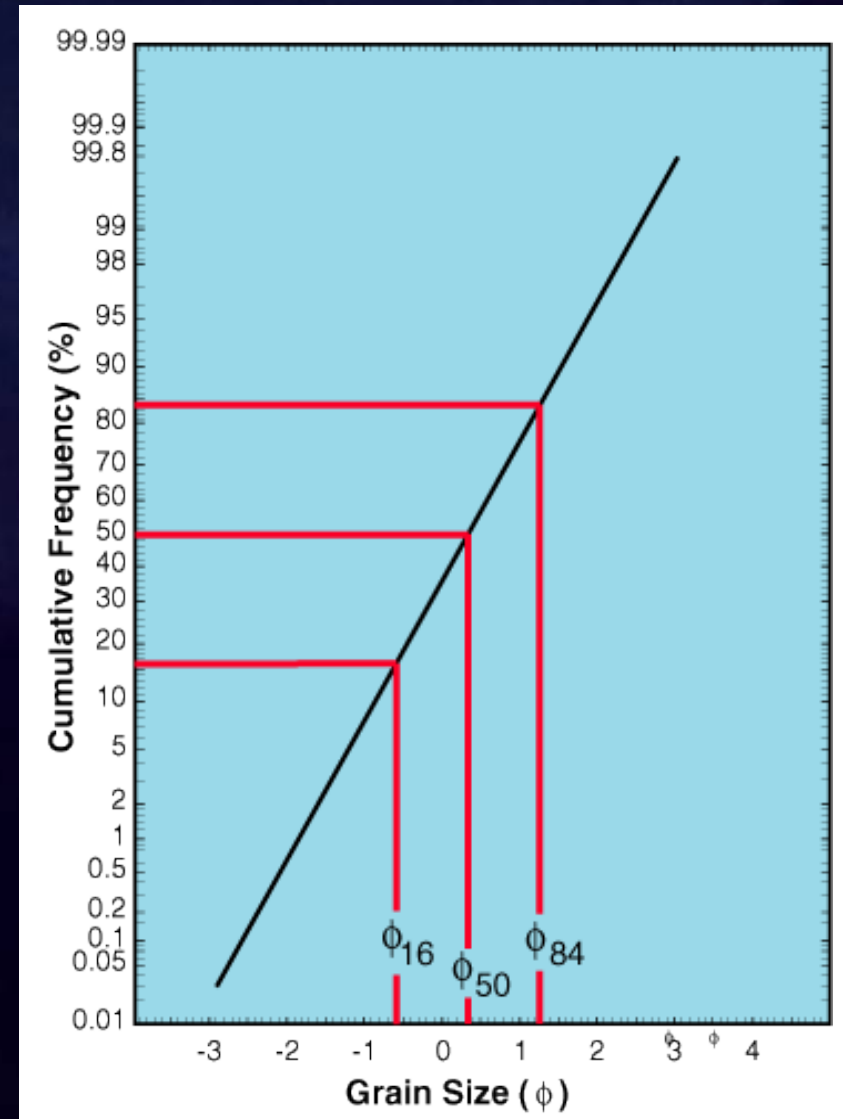
$$\phi_{16} = -0.59 \phi$$

$$\phi_{50} = 0.35 \phi$$

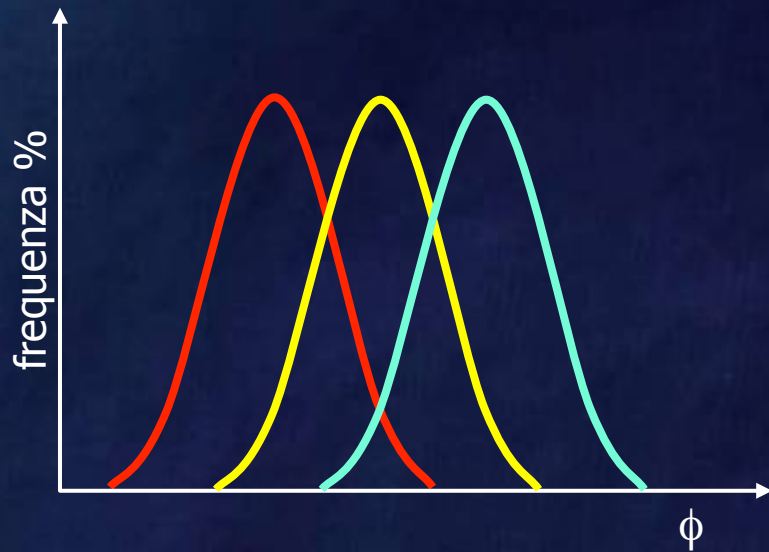
$$\phi_{84} = 1.27 \phi$$

$$M = \frac{-0.59 + 0.35 + 1.27}{3}$$

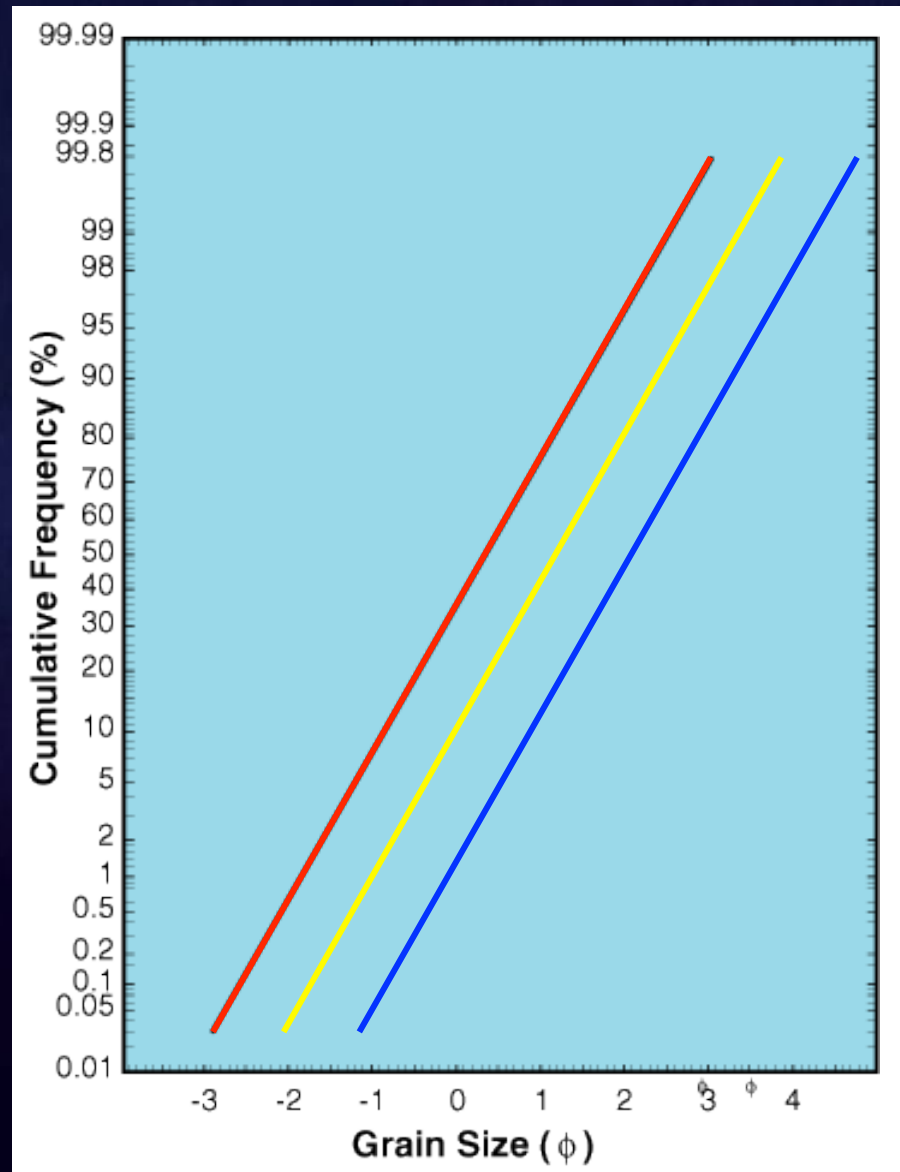
$$M = 0.34 \phi$$







Graficamente, a parità di altre condizioni, la variazione di  $M$  si visualizza in una traslazione sia della curva di frequenza che di quella cumulativa



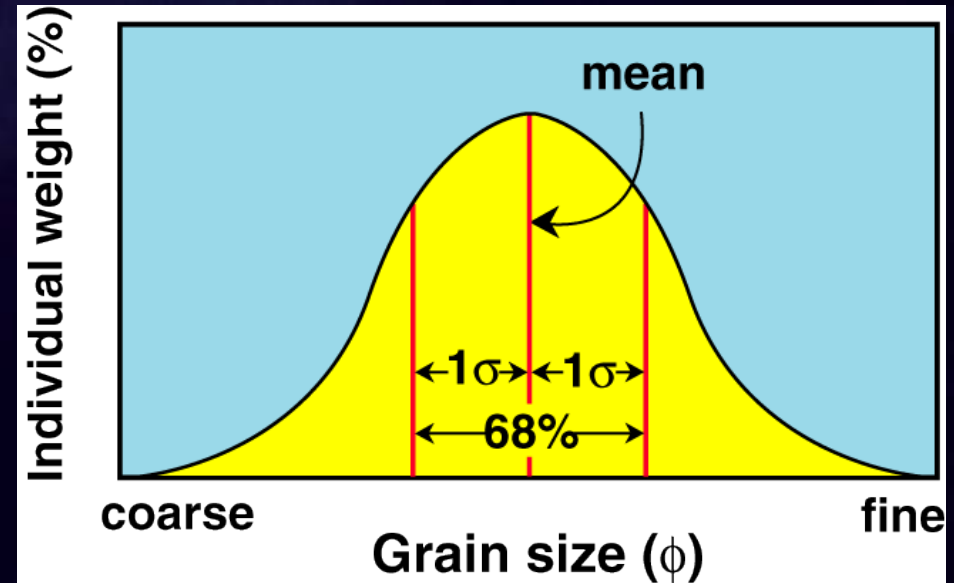
## Deviazione Standard ( $\sigma$ )

Definita alternativamente come *classazione*, *coefficiente di sorting* o *coefficiente di dispersione* del sedimento.

L'unità di misura è phi.

Rappresenta la misura della variabilità dimensionale entro il campione, ovvero del grado di omogeneità o di eterogeneità nella dimensione dei clasti

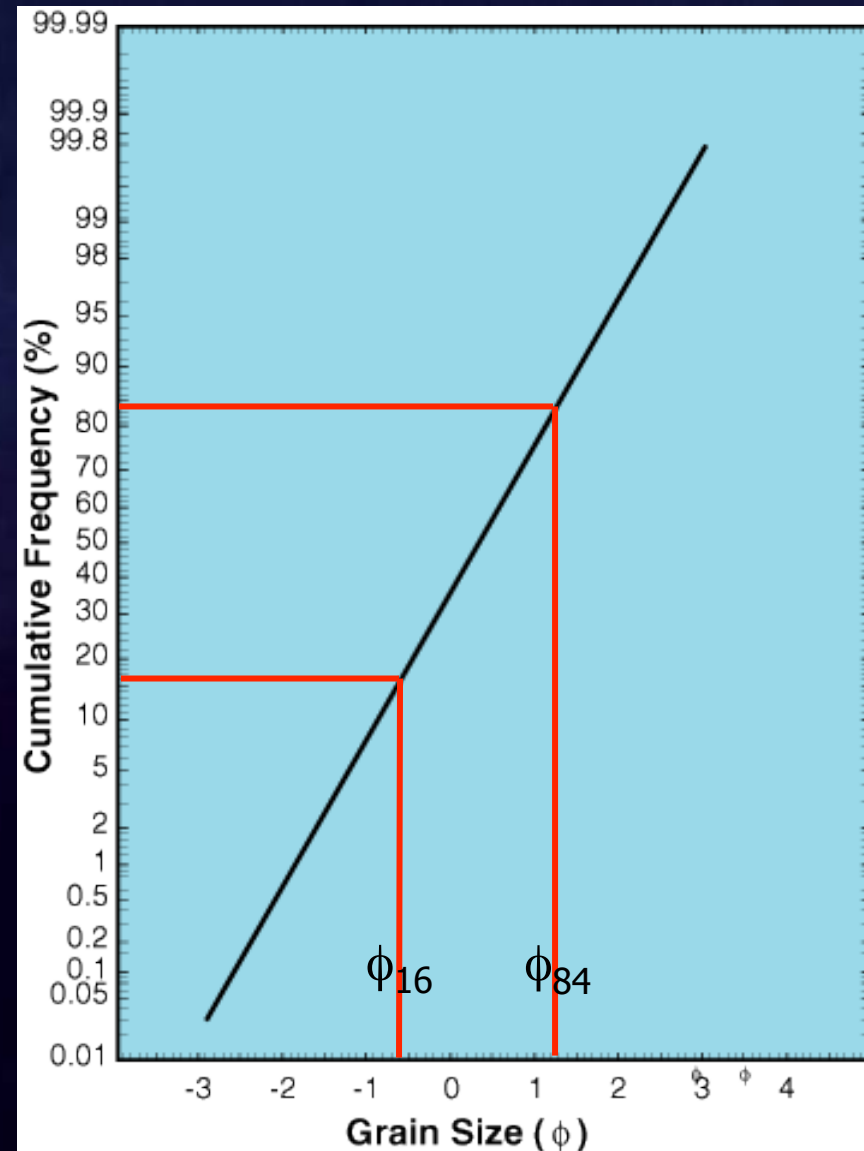
Il 68% del peso totale del campione ricade entro la dimensione compresa tra  $M \pm \sigma$



Graficamente questo valore può essere espresso, entro l'intervallo compreso tra  $M \pm \sigma$ , nel seguente modo:

$$\sigma = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2}$$

Folk & Ward propongono di calcolare la dispersione della curva anche entro un intervallo maggiore di  $\pm \sigma$ , per considerare la dispersione entro un valore ponderale maggiore del 68%  $\rightarrow$  più precisamente entro il 5% e il 95% della distribuzione



La dispersione entro l'intervallo ponderale 5-95% equivale al 90% della distribuzione.

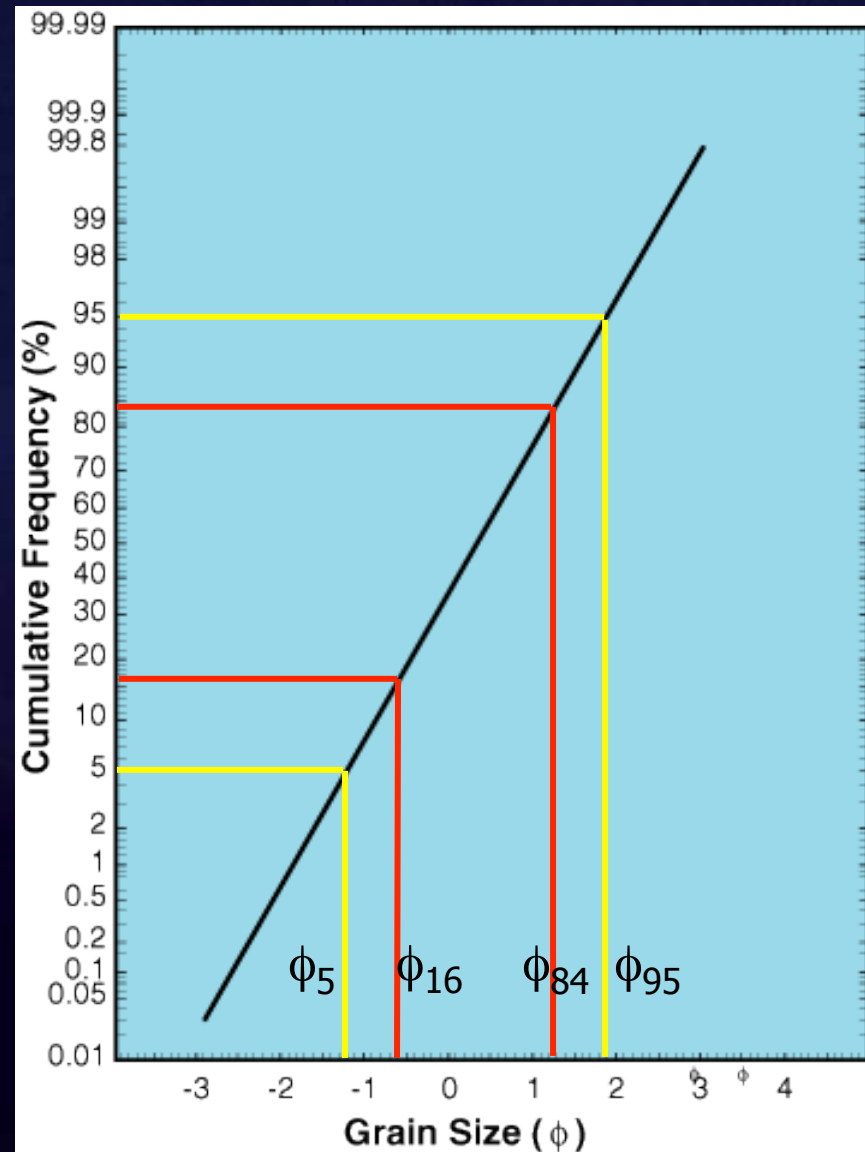
In termini di deviazione standard il 90% della distribuzione è compreso entro  $M \pm 1.65 \sigma$ .

Quindi:

$$\sigma = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{3.3}$$

La deviazione standard grafica è rappresentata dalla media di  $\sigma$  calcolata entro la porzione centrale e quella calcolata considerando parte delle code:

$$\sigma = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$$



Esempio:

Calcolare i percentili:

$$\phi_5 = -1.25$$

$$\phi_{16} = -0.59$$

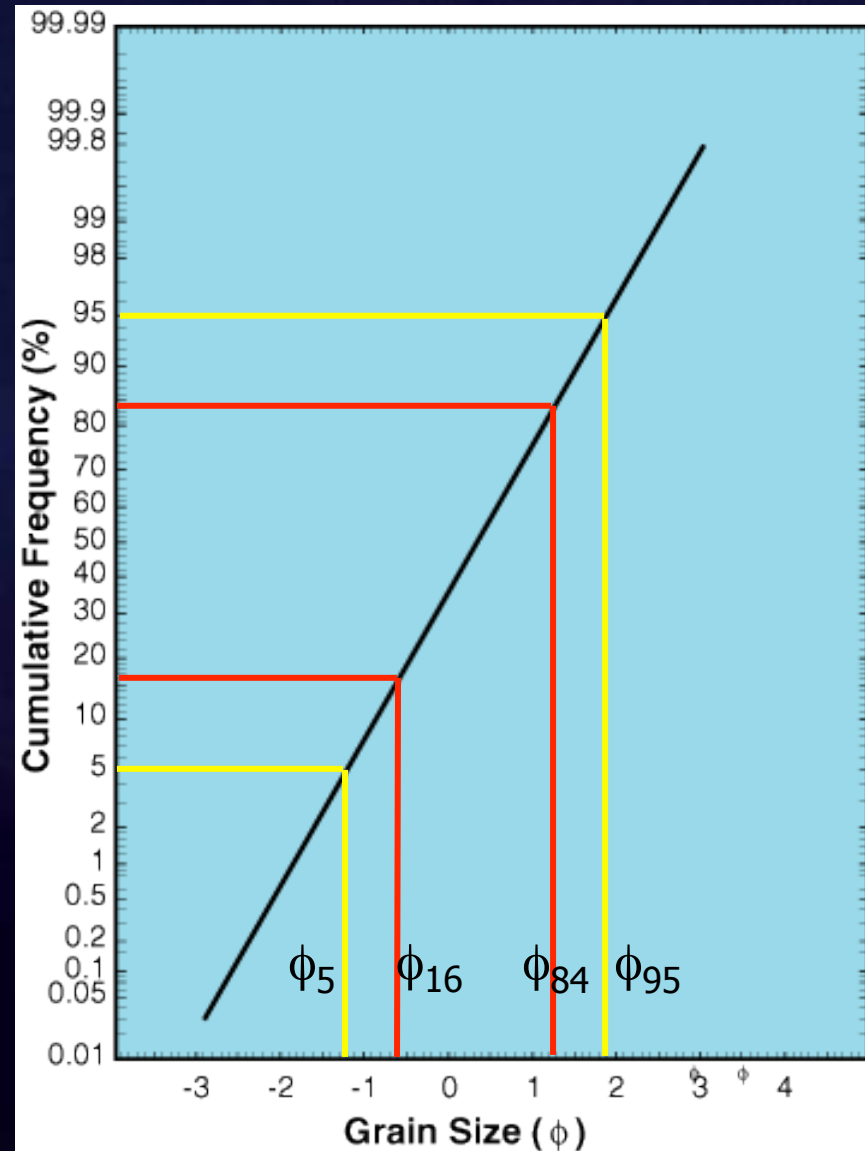
$$\phi_{84} = 1.27$$

$$\phi_{95} = 1.87$$

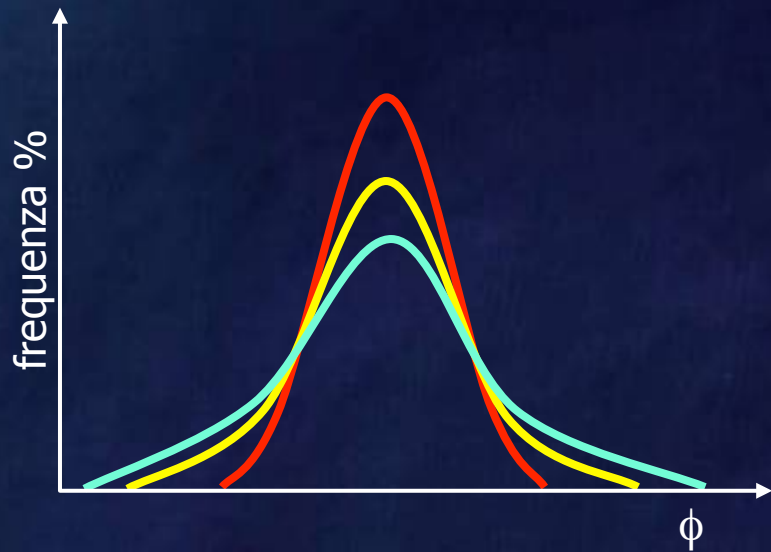
$$\sigma = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$$

$$\sigma = \frac{1.27 - (-0.59)}{4} + \frac{1.87 - (-1.25)}{6.6}$$

$$\sigma = 0.465 + 0.473 = 0.938$$



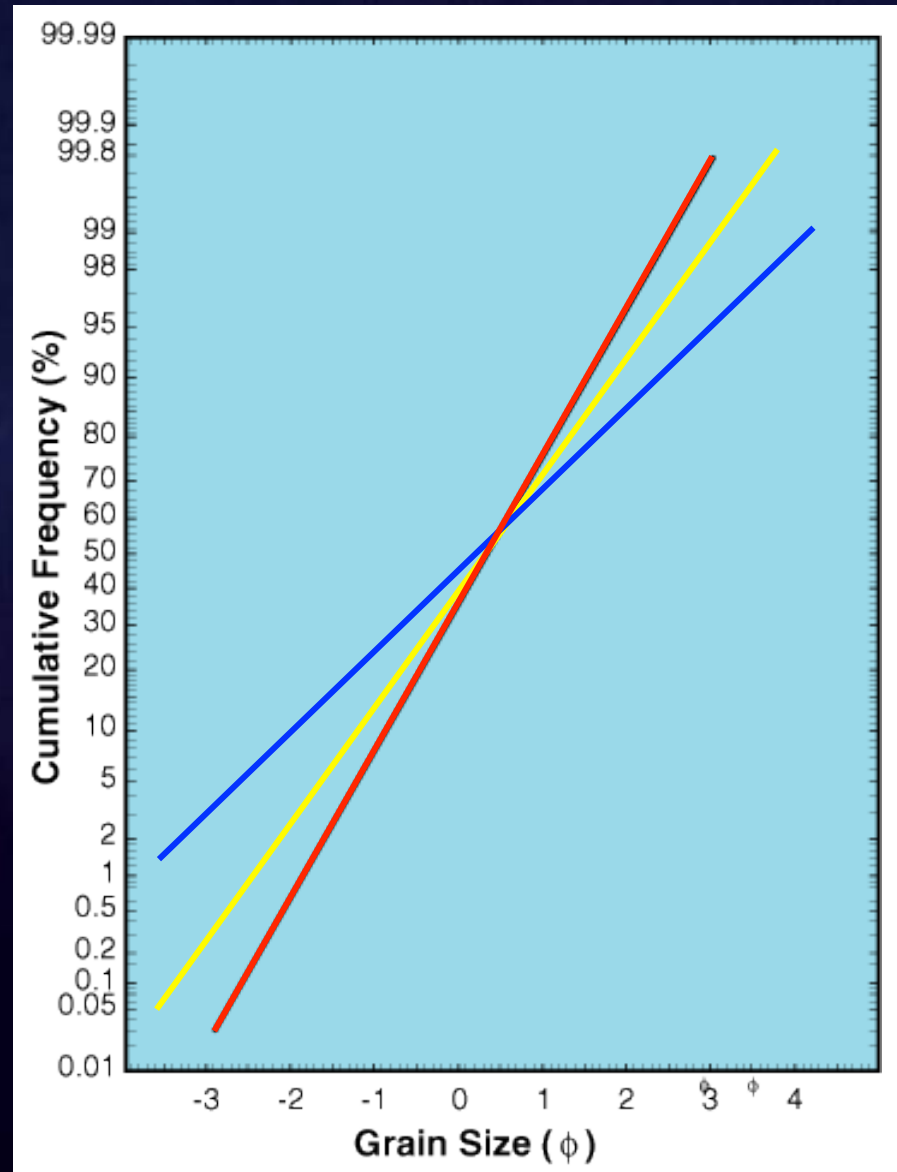




L'aumento del sorting è dato da un incremento del numero di classi dimensionali, che tende ad appiattire la curva di frequenza, a parità di M.

In forma cumulativa si evidenzia dalla diminuzione della pendenza della retta.

Idealmente, quando il sedimento è costituito per il 100% da una sola classe dimensionale, la curva è perfettamente verticale.

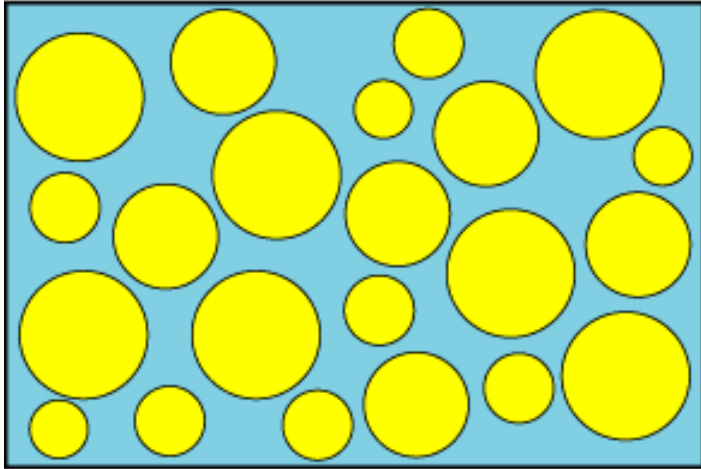


A seconda dei valori di sorting il sedimento può essere definito:

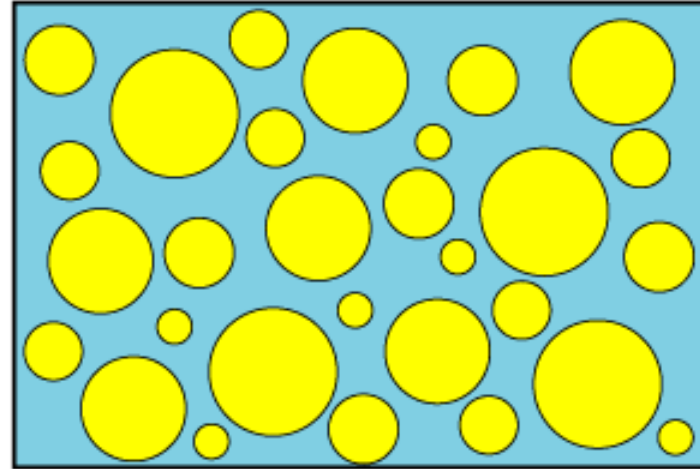
Molto ben classato	$0 < \sigma < 0.35\phi$
Ben classato	$0.35 < \sigma < 0.50\phi$
Moderatamente classato	$0.50 < \sigma < 1.00\phi$
Mal classato	$1.00 < \sigma < 2.00\phi$
Molto mal classato	$2.00 < \sigma < 4.00\phi$
Estremamente mal classato	$\sigma > 4.00\phi$

Esempi di classazione:

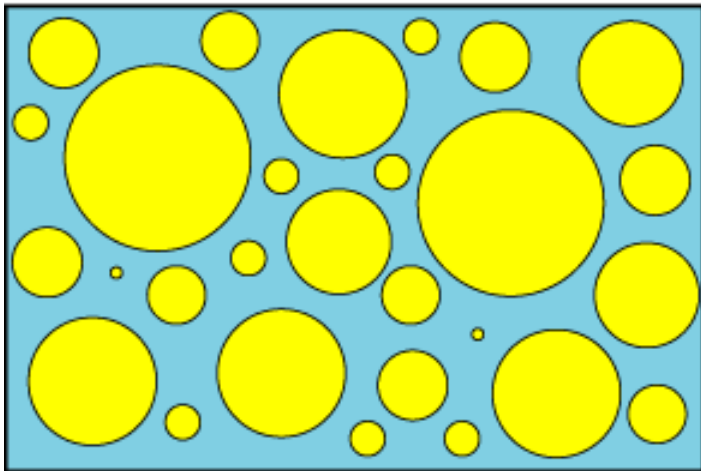
**Very well sorted**



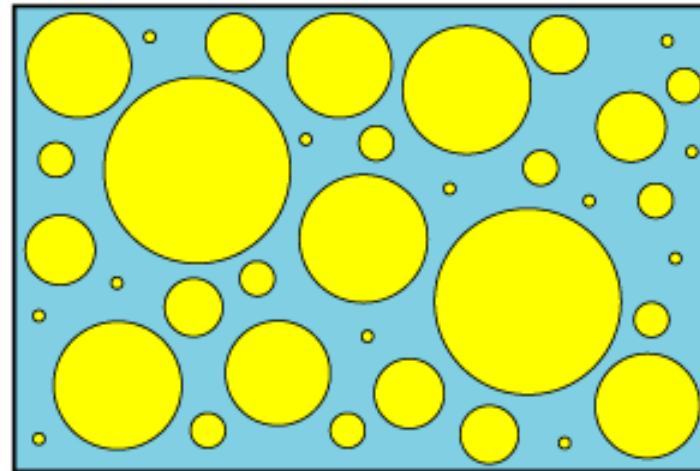
**Well sorted**



**Moderately sorted**



**Poorly sorted**

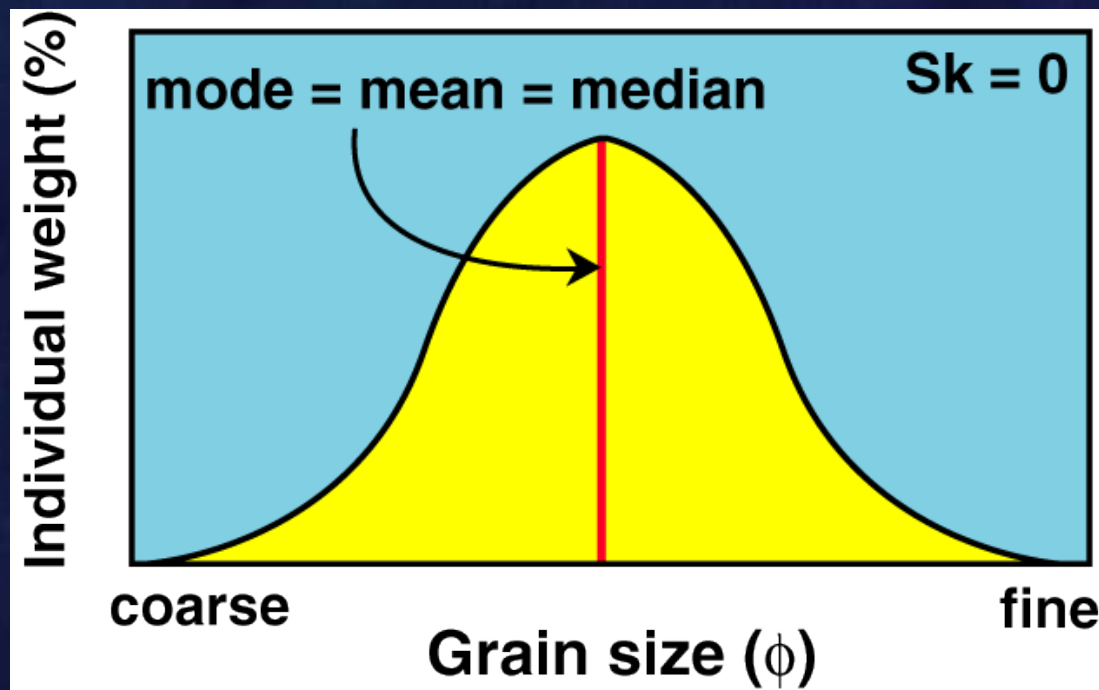


## Asimmetria (Skewness, Sk)

Come dice il termine, rappresenta la misura della simmetria della distribuzione.

I valori possono variare da  $-1.0$  a  $+1.0$ .

$Sk = 0 \rightarrow$  curva perfettamente simmetrica  $\rightarrow Md = M =$  punto di flesso massimo (MODA)



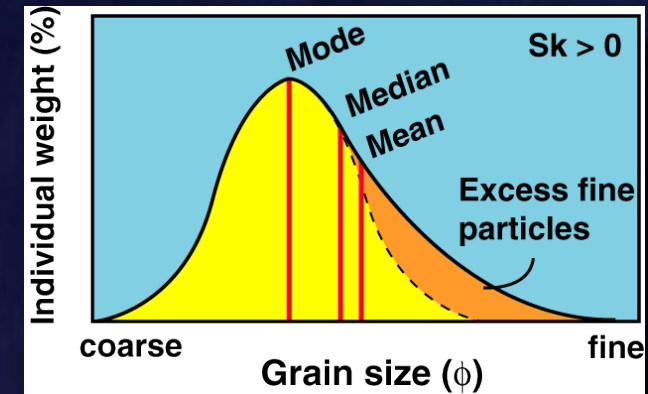
La simmetria rappresenta quindi la deviazione della mediana rispetto alla media, in rapporto alla deviazione standard:

$$Sk = \frac{M_{\phi} - Md_{\phi}}{\sigma_{\phi}}$$

Quando 
$$Sk = \frac{M_{\phi} - Md_{\phi}}{\sigma_{\phi}} > 0$$
 → Asimmetria positiva

La distribuzione presenta un eccesso di componenti fini rispetto ad una curva simmetrica. In questo caso si parla di "coda fine".

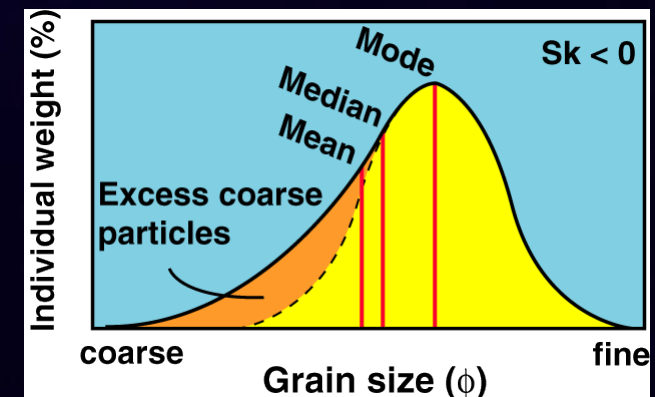
Con una *coda fine* la media è più fine della mediana, che in unità phi si espica in un valore M-Md positivo.



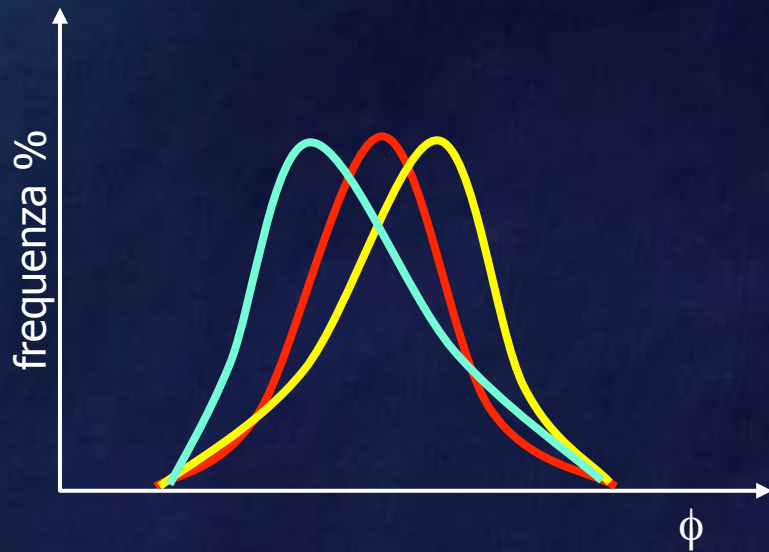
Quando 
$$Sk = \frac{M_{\phi} - Md_{\phi}}{\sigma_{\phi}} < 0$$
 → Asimmetria negativa

La distribuzione presenta un eccesso di componenti grossolane rispetto ad una curva simmetrica. In questo caso si parla di "coda grossolana".

Con una *coda grossolana* la media è più grossa della mediana, che in unità phi si espica in un valore M-Md negativo.

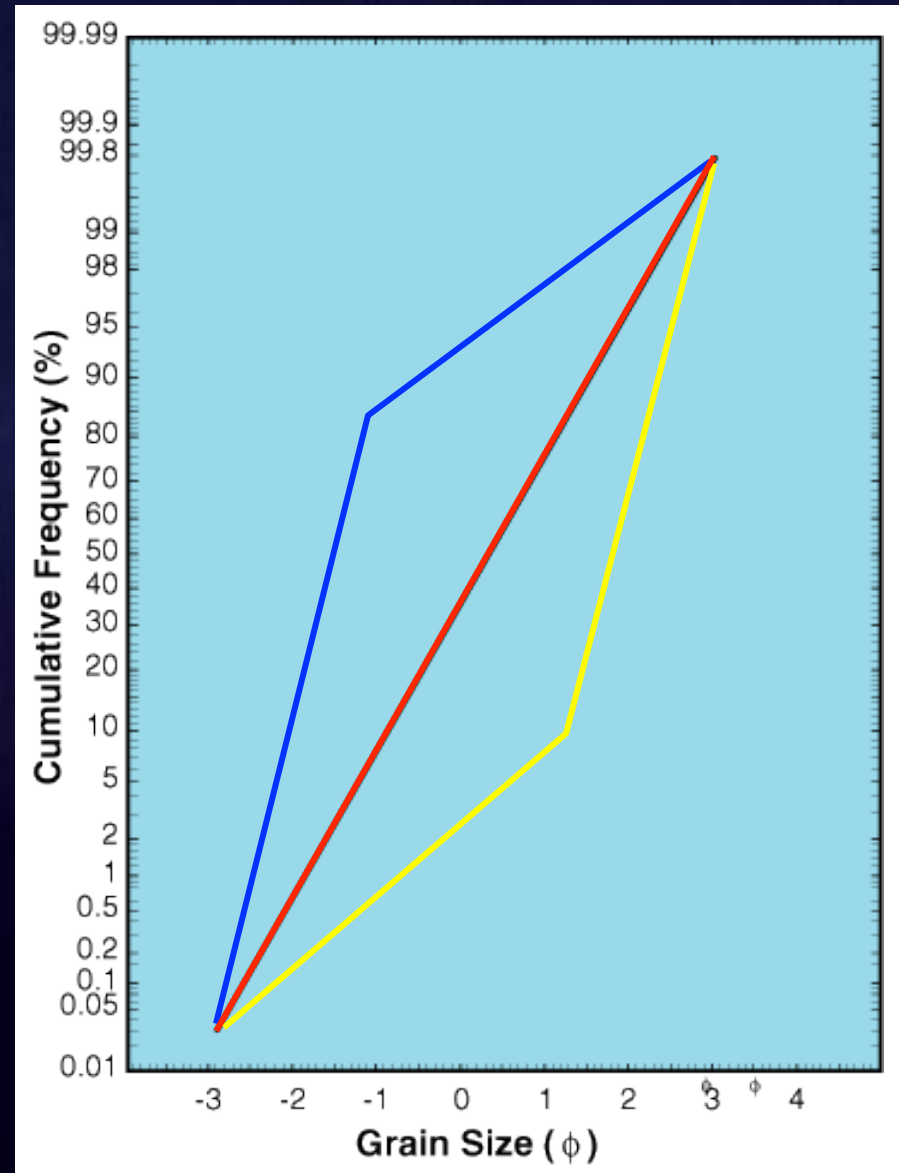






L'asimmetria positiva o negativa si evidenzia molto bene in cumulativa, poichè la popolazione è tipicamente rappresentata da spezzate.

Se ogni tratto della distribuzione è costituito da sub-popolazioni log-normali, l'asimmetria è riconducibile ad un processo di aggregazione di almeno due sub-popolazioni elementari



**Questo concetto sarà più chiaro in seguito.....**

In termini grafici, l'espressione  $Sk = \frac{M_{\phi} - Md_{\phi}}{\sigma_{\phi}}$  può essere scritta:

$$Sk = \frac{2M_{\phi} - 2Md_{\phi}}{2\sigma_{\phi}} = \frac{\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50}}{(\phi_{84} - \phi_{16})}$$

Considerando il 90% della distribuzione, Folk & Ward propongono:

$$Sk = \frac{\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_{95} + \phi_5 - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

Sulla base dei valori di  $Sk$ , il sedimento può essere definito

$$-1.00 < Sk < -0.30$$

asimmetrico molto negativo

$$-0.30 < Sk < -0.10$$

asimmetrico negativo

$$-0.10 < Sk < 0.10$$

simmetrico

$$0.10 < Sk < 0.30$$

asimmetrico positivo

$$0.30 < Sk < 1.00$$

asimmetrico molto positivo

## Appuntamento (Kurtosis, K)

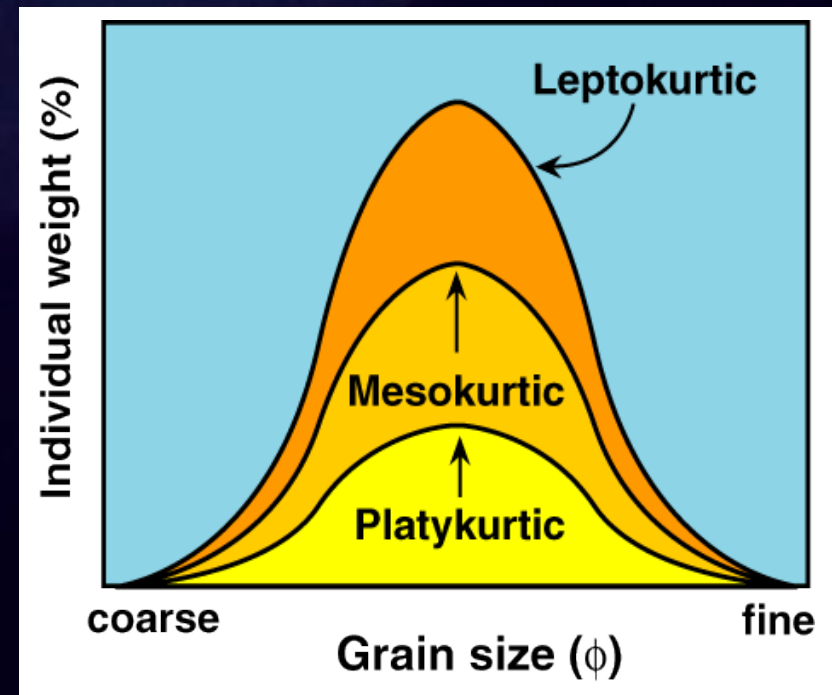
Rappresenta la misura dell'acutezza della distribuzione in rapporto al sorting.

Graficamente può essere ricavato da:

$$K = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

Sulla base dei valori di K, il sedimento può essere definito:

- $K < 0.67$  molto platicurtico
- $0.67 < K < 0.90$  platicurtico
- $0.90 < K < 1.11$  mesocurtico
- $1.11 < K < 1.50$  leptocurtico
- $1.50 < K < 3.00$  molto leptocurtico
- $K > 3.00$  estremamente leptocurtico

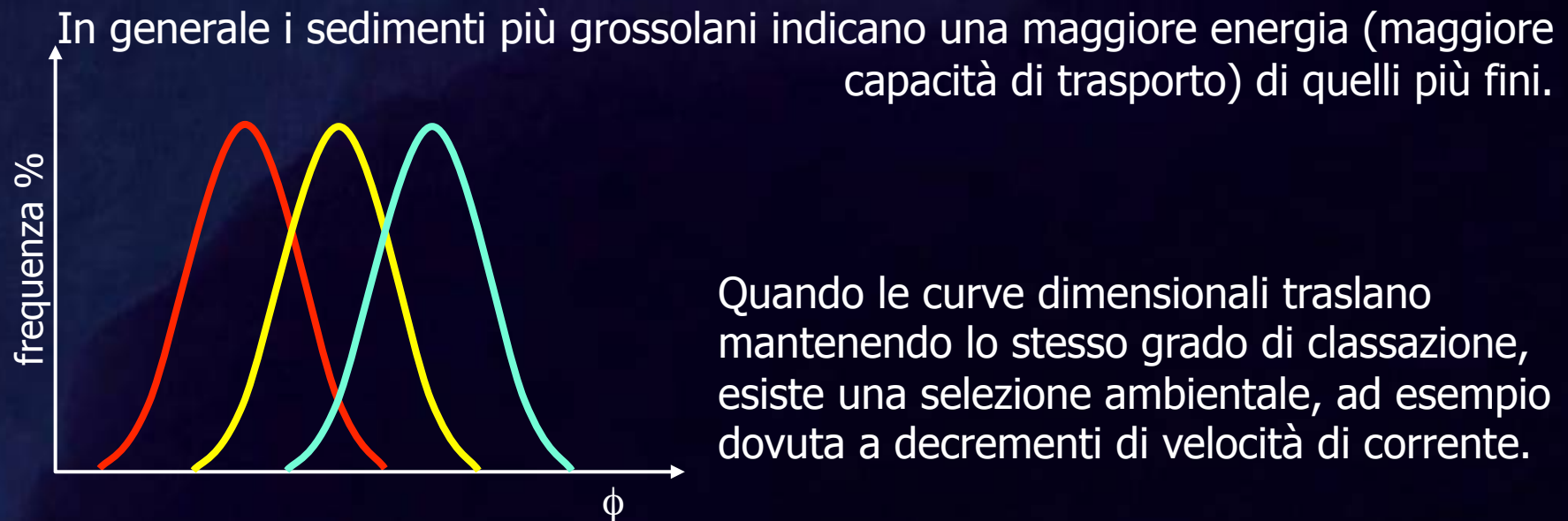


## Implicazioni della granulometria

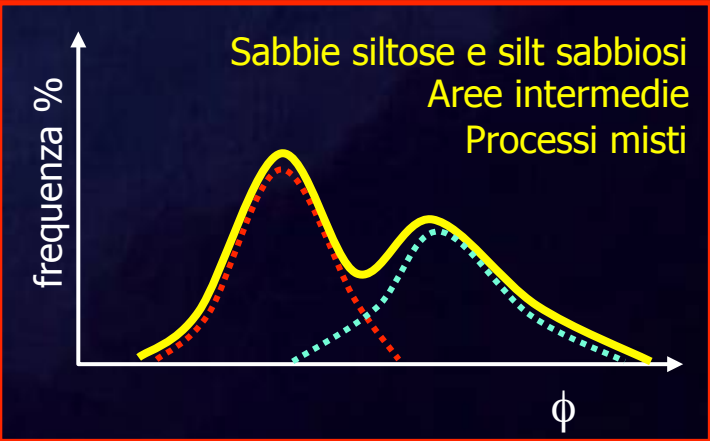
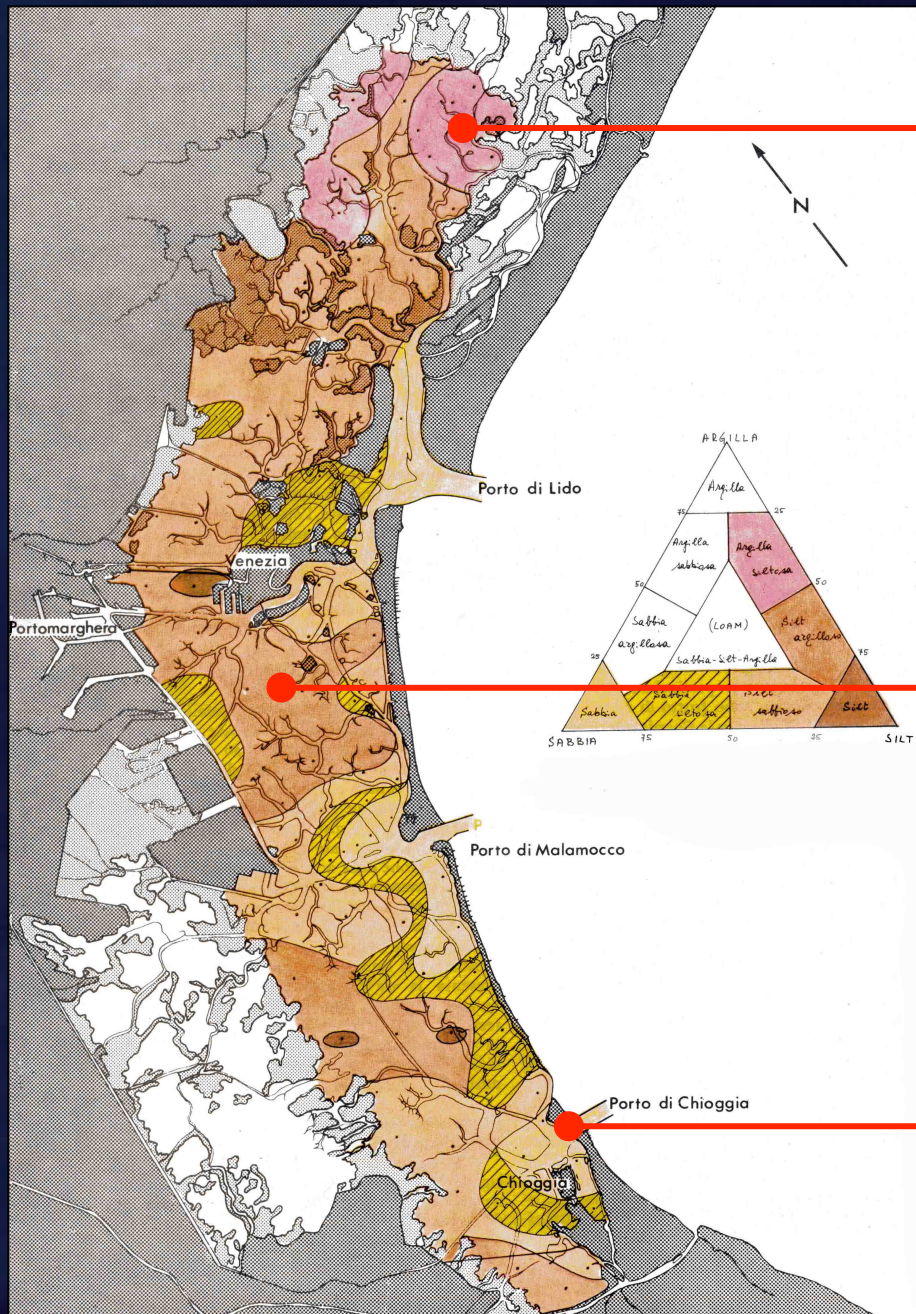
1. E' una proprietà fondamentale del materiale sciolto
2. Influenza altre proprietà del sedimento (porosità, permeabilità)
3. Le caratteristiche d'insieme possono essere discriminanti per comprendere l'ambiente di sedimentazione

### Tendenza Centrale → Media, Moda, Mediana

Fornisce indicazioni sulla capacità dell' agente di trasporto. La competenza massima può essere desunta dal valore dimensionale massimo, identificabile attraverso il valore del 1-percentile.





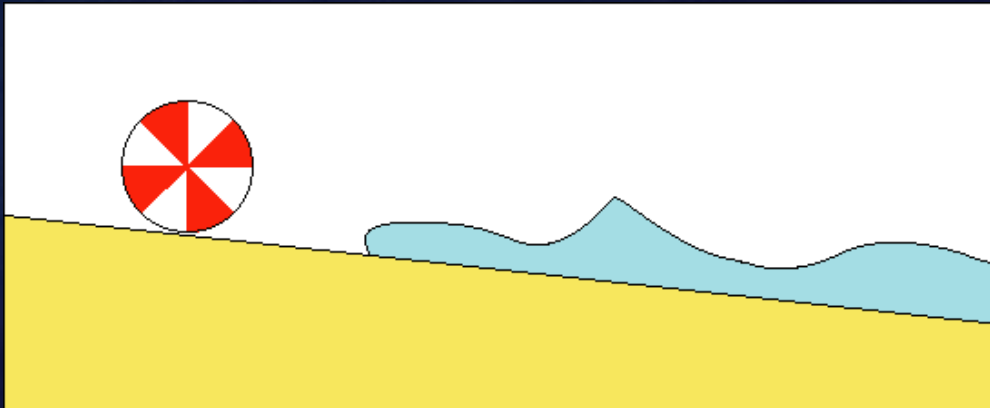




## Sorting, classazione

Fornisce indicazioni sulla variabilità energetica dell' ambiente deposizionale e quindi sulla capacità selettiva o classatrice del mezzo di trasporto.

Un sedimento ben classato è sottoposto ad una selezione costante, come ad esempio da parte del moto ondoso su una spiaggia



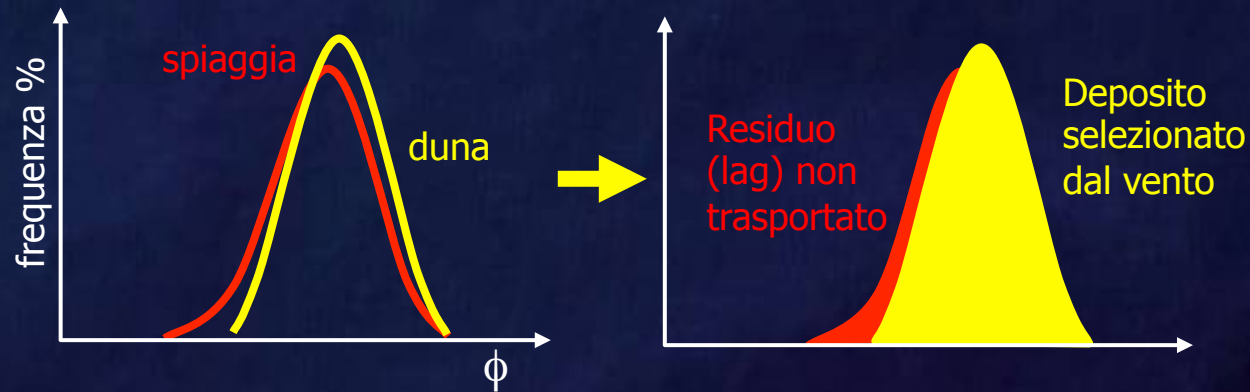
Le spiagge sono infatti sottoposte ad una azione ripetuta dello swash e del backwash sulla battigia, che produce un dilavamento continuo del materiale fine, che viene allontanato verso il largo.

Il sedimento che rimane è costituito da sabbia ben classata, eventualmente arricchita della componente più grossolana (bioclasti) quale residuo non trasportabile, che può portare ad una asimmetria negativa della distribuzione granulometrica.

## Esempi di variabilità del sorting

### Sedimenti ben classati

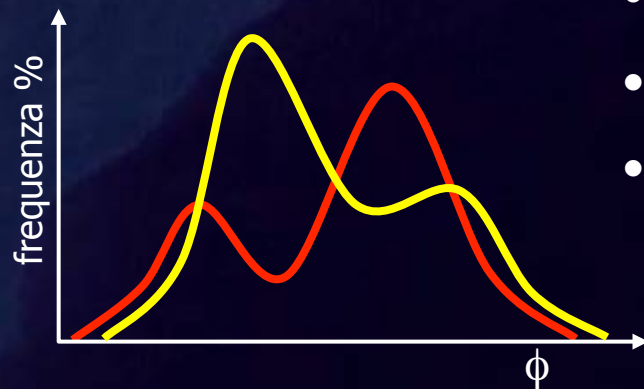
- spiaggia
- duna



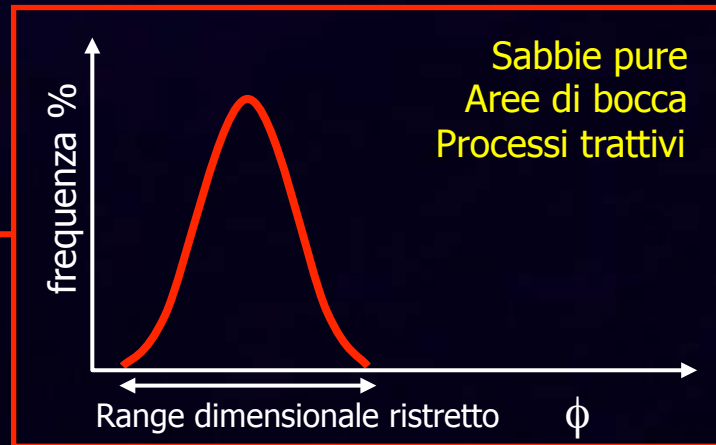
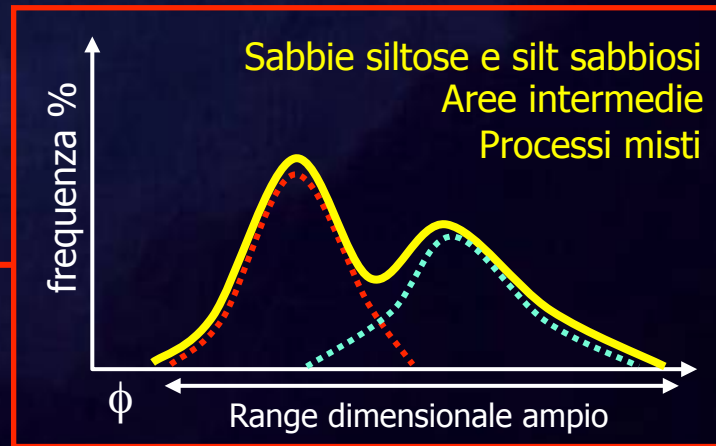
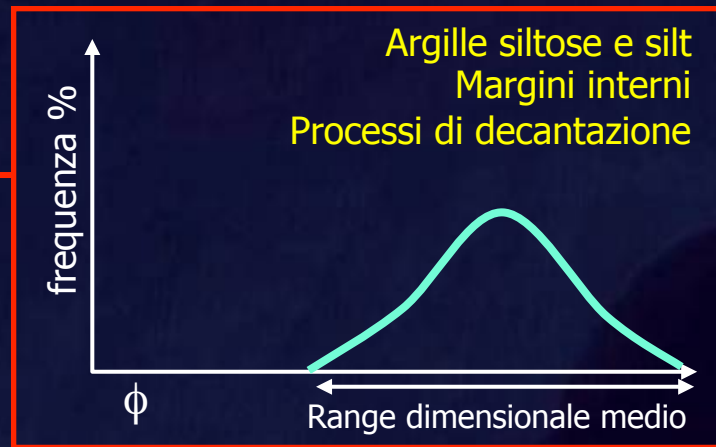
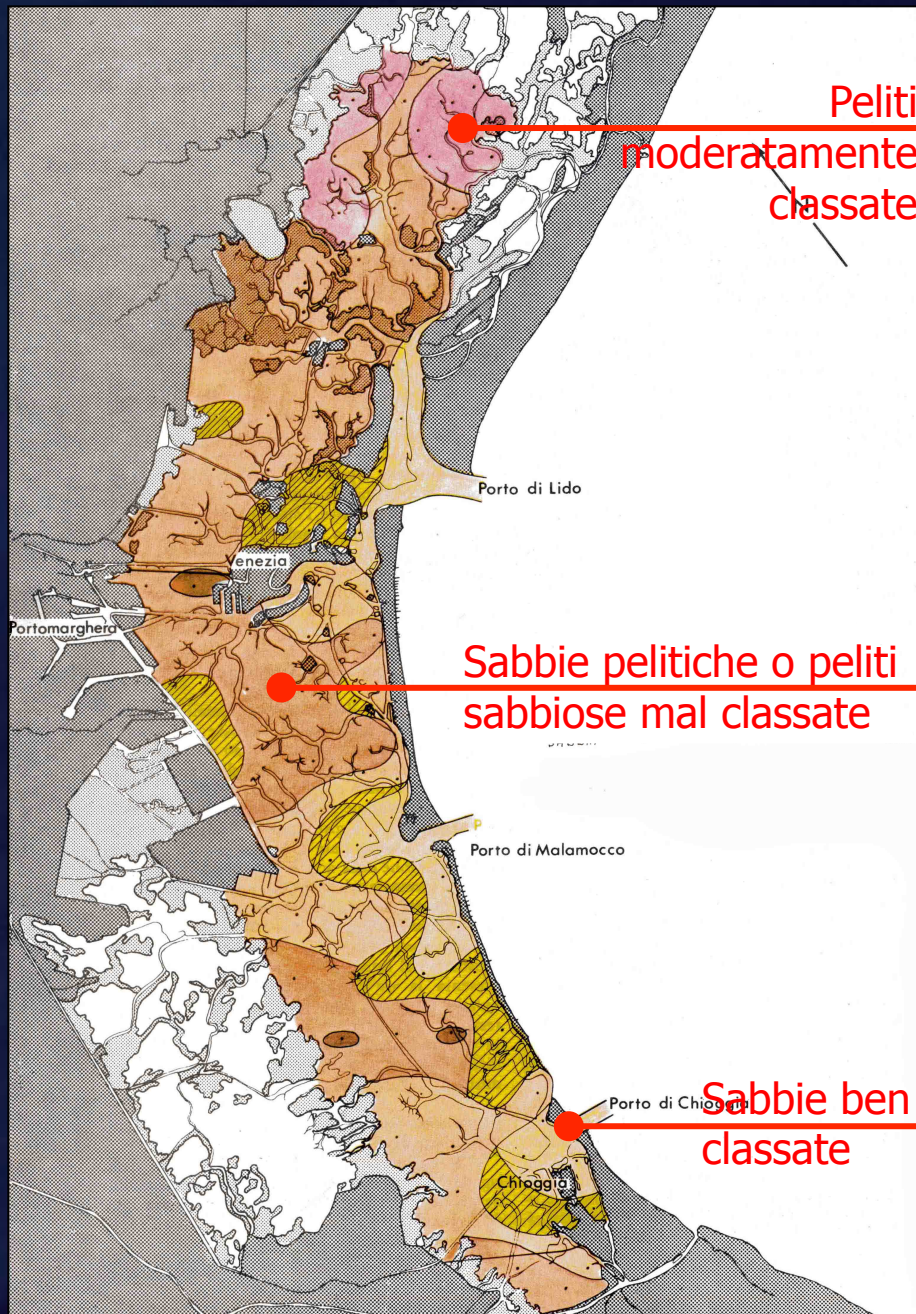
I depositi eolici sono i più ben classati in natura, perché il vento ha una capacità di trasporto limitata, che può selezionare ad esempio solo le componenti medio-fini di una spiaggia

### Sedimenti mal classati

- morene e depositi glaciali
- depositi fluvio-glaciali
- depositi fluviali
- mass & gravity flow



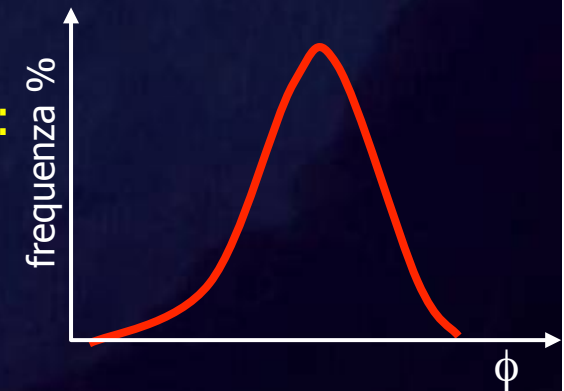
In generale tutti i sedimenti depositati in massa, quasi istantaneamente e non sottoposti a rimaneggiamento



## Asimmetria

Rivela l' omogeneità di una certa popolazione di granuli: una curva simmetrica è generalmente unimodale e log-normale. Un' asimmetria molto elevata indica spesso una bi- o pluri-modalità.

L' asimmetria può essere determinata da due distinti processi:



1) Ad una popolazione originaria si aggiungono e mescolano materiali di un' altra popolazione;



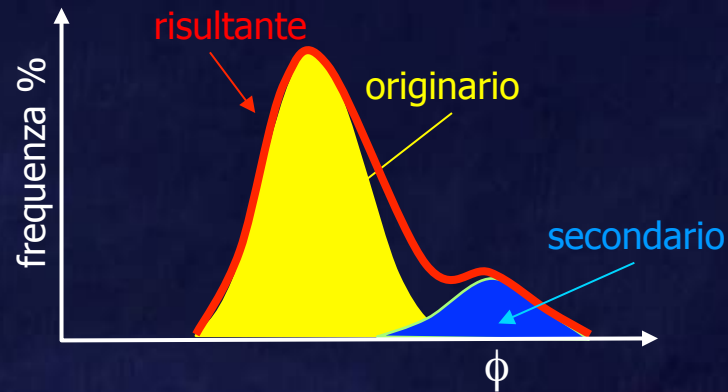
2) Ad una popolazione originaria viene sottratta una parte del materiale



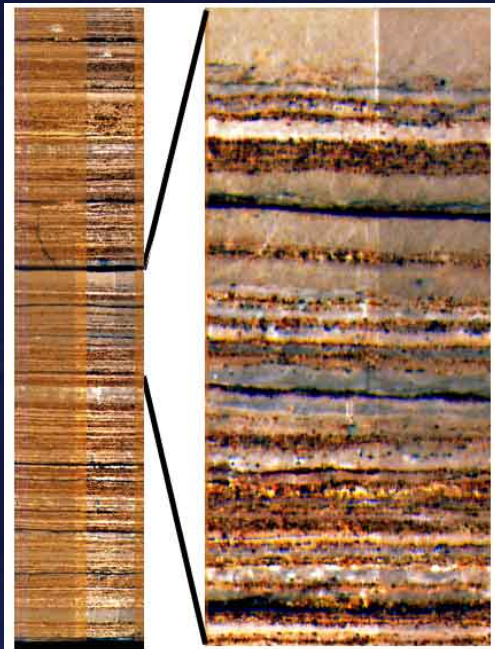


## Asimmetria per aggiunta di sedimento

- 1) Ad una popolazione originaria si aggiungono e mescolano materiali di un'altra popolazione.



Una corrente fluviale deposita dapprima la sabbia, poi – al diminuire della velocità – il materiale fangoso (silt e argilla).



Un esempio alternativo è dato da una successione tidale, in cui il materiale sabbioso rappresenta il sedimento deposto durante la massima fase montante o calante (cui corrisponde la massima velocità) ed il fango costituisce il drappoggio di sedimento che si depone durante le fasi di stanca.

Data l'esiguità degli spessori, un campionamento a media scala non riesce a segregare le diverse fasi deposizionali (palinsesto), dando luogo ad una **curva dimensionale composta, asimmetrica positiva**.

## Asimmetria per asportazione di sedimento

- 2) Ad una popolazione originaria viene sottratta una parte del materiale



E' abbastanza comune che ad un sedimento con una certa caratteristica originaria possa essere sottratta la componente più fine, semplicemente per incremento di velocità di corrente. La risultante è un sedimento che presenta un'asimmetria negativa.

L'esempio tipico sono i depositi grossolano-sabbiosi degli ambienti desertici di rimozione (in cui prevale la deflazione) noti con il termine di "desert pavement" e distinguibili in *hammada* (deserti pietrosi) e *serir* (deserti ciottoloso-sabbiosi)

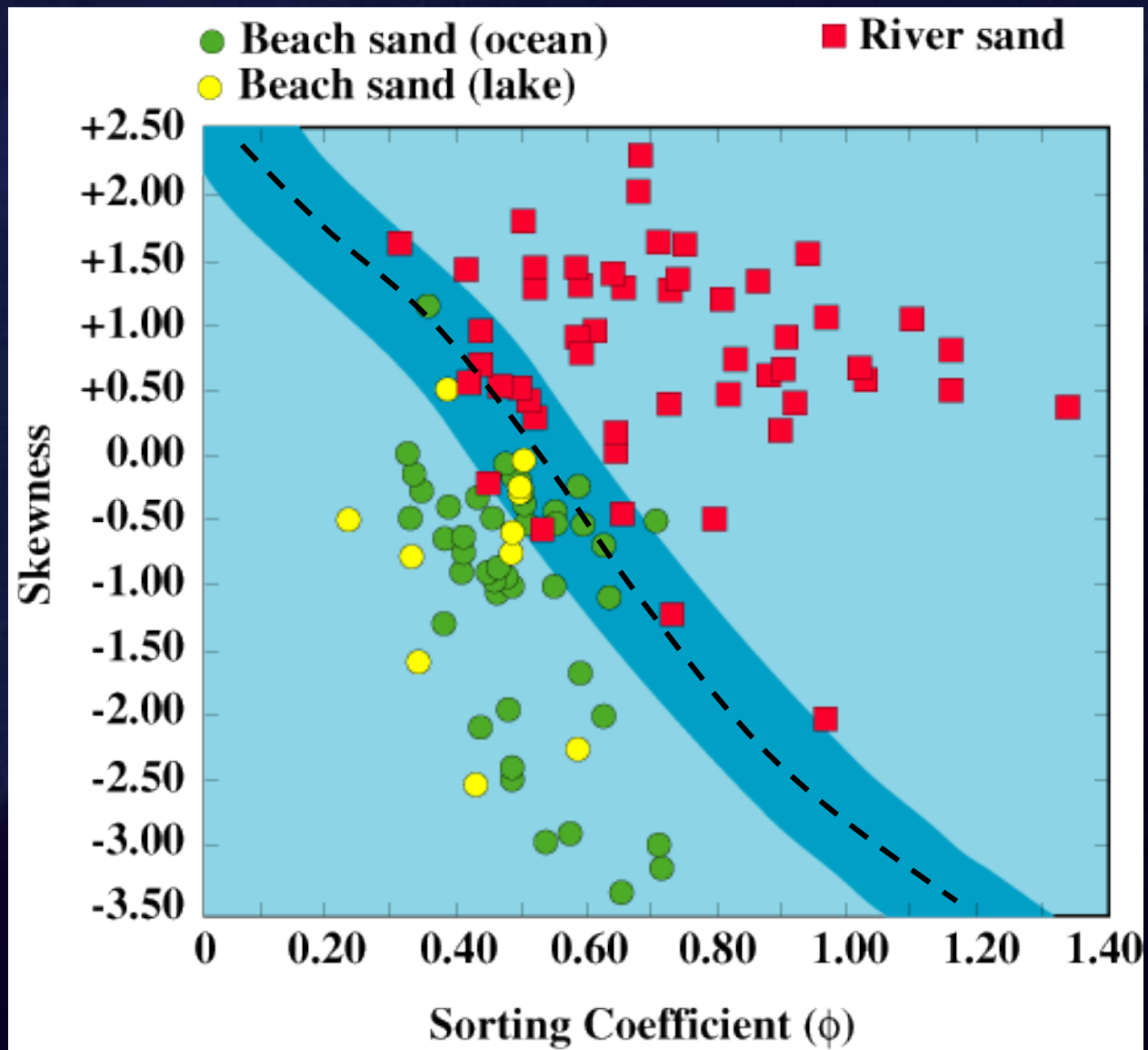
Sono il prodotto della "pulizia" operata dal vento su antichi depositi di piana alluvionale, che lascia alle spalle la sabbia ed il materiale più grossolano, non trasportabile (deposito residuale di *lag*).



Marocco meridionale, lago Iriki



# Possiamo distinguere gli ambienti in base ai parametri statistici?

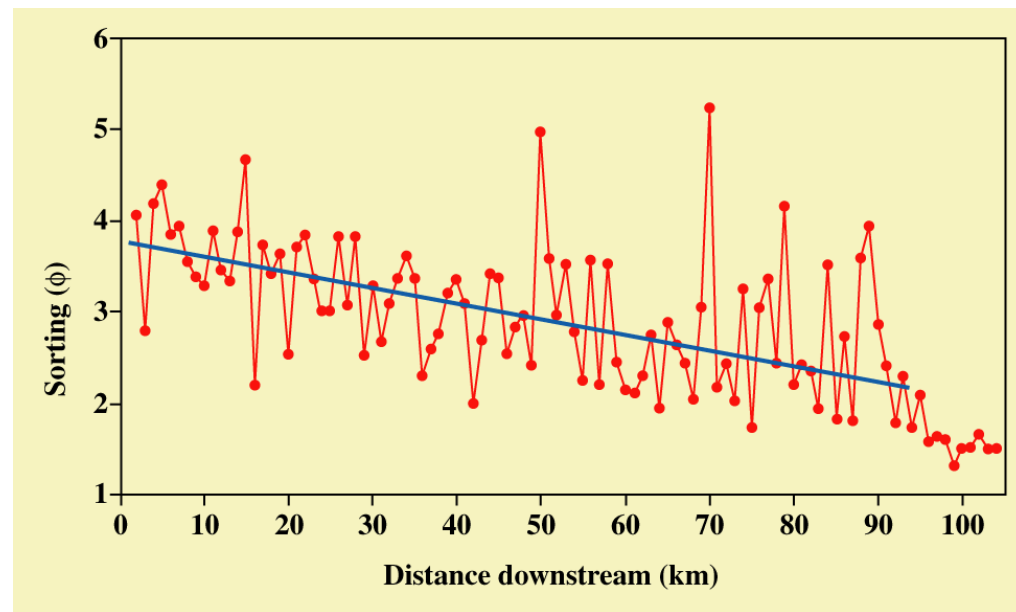


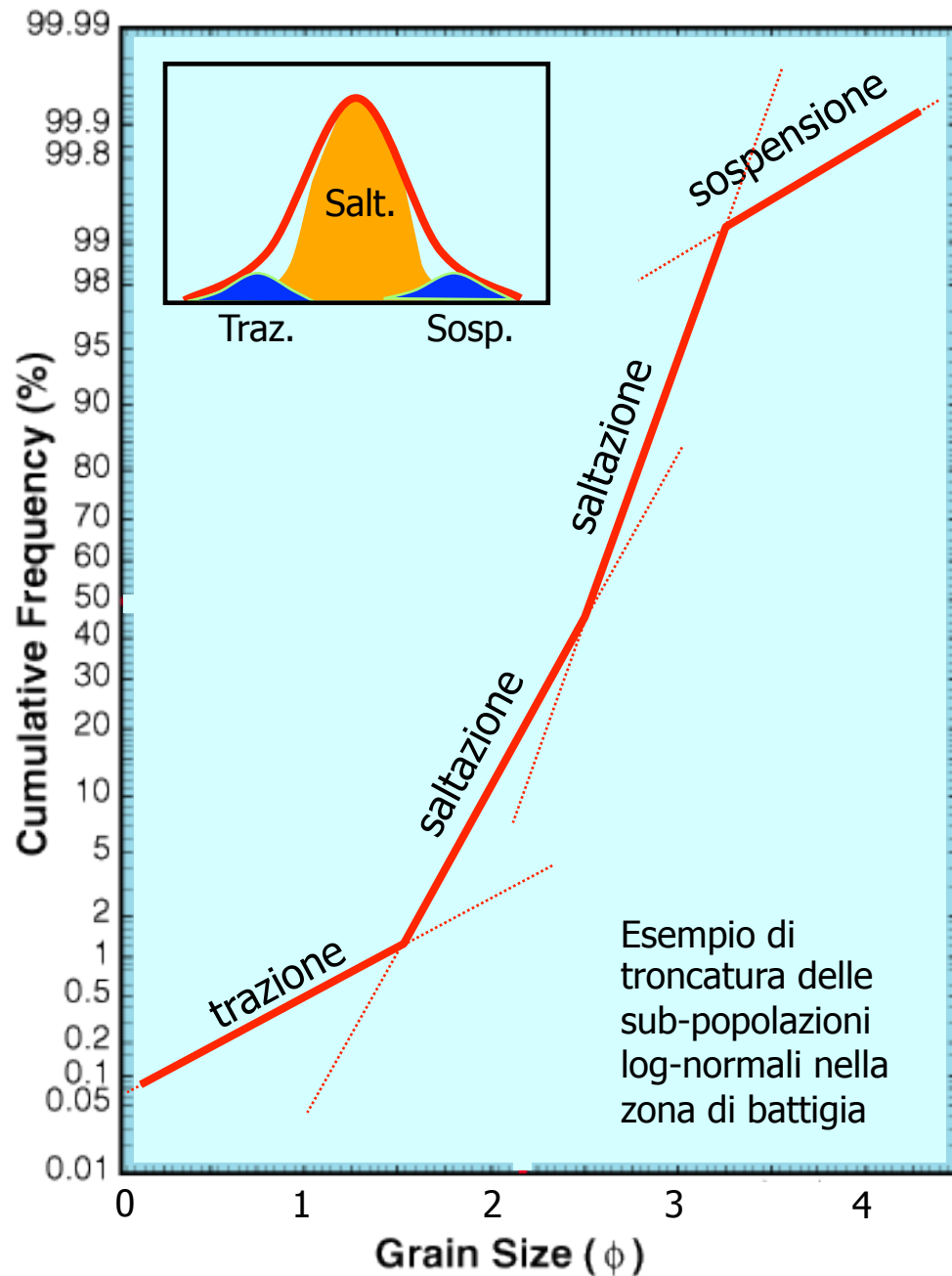
Sebbene contesti ambientali diversi possano tradursi in una diversa distribuzione dei parametri statistici, non è facile attribuire ad ogni ambiente delle proprietà univocamente ed universalmente diagnostiche.

Il problema è che una distribuzione granulometrica viene in genere ereditata dal materiale sorgente.

Se una spiaggia si forma da antichi sedimenti di fiume, i depositi litorali ereditano le caratteristiche dei depositi fluviali. Viceversa, se un fiume erode antichi depositi di spiaggia i sedimenti conserveranno parte dei connotati originari.

I sedimenti possono presentare connotati granulometrici diversi a seconda del grado di trasporto subito. Ad esempio, in un fiume il sorting tende a diminuire da monte a valle, a seguito dei processi di dilavamento che il sedimento tende a subire con l'aumentare delle distanze percorse, depauperando progressivamente il materiale della componente più fine.





Secondo **Visher** (1969) da un'analisi granulometrica possono essere evidenziati i diversi **processi di trasporto e deposizione** che hanno interessato un sedimento. Resta tuttavia difficile definire l'ambiente, poiché le modalità di trasporto di ambienti diversi possono essere le stesse.

L'esempio più classico riguarda le sabbie di spiaggia, che sono in genere costituite da più spezzate in cumulativa, riconducibili a modalità di trasporto diverse.