

Analisi e classificazione delle terre

Con il termine terra si indica un materiale formato da aggregati di granuli non legati tra loro o che possono essere separati per mezzo di modeste sollecitazioni o per mezzo di un più o meno prolungato contatto con l'acqua. Con il termine roccia si indica un materiale naturale che, in campioni al di fuori della loro sede, è dotato di elevata coesione anche dopo prolungato contatto con l'acqua. E' però necessario fare anche riferimento al termine ammasso roccioso che si riferisce alla roccia in sede, considerata assieme alle discontinuità strutturali proprie delle condizioni naturali.

Vi sono poi materiali di transizione aventi caratteristiche intermedie tra quelle delle terre e quelle delle rocce, quali le argille marnose, le argille varicolori, i tufi, ecc.

Le terre derivano da un insieme di fenomeni e processi che coinvolgono la crosta terrestre. La litosfera, l'idrosfera e l'atmosfera interagiscono tra loro attraverso processi endogeni ed esogeni.

Nei processi endogeni comprendiamo l'intrusione di magmi, le trasformazioni e le fusioni di minerali e rocce in condizioni di alta temperatura e pressione ed i fenomeni tettonici.

Nei processi esogeni comprendiamo i movimenti dei fluidi, il passaggio da uno stato fisico ad un altro, le trasformazioni chimiche, la gravità ecc. questi processi fisici e chimici danno luogo all'alterazione della roccia con separazioni di porzioni di dimensioni diverse e al trasporto e deposizione in altro luogo.

Generalmente quando ad esempio per un terreno si parla di sabbia ci si riferisce abbastanza spesso ad un materiale che può contenere anche piccole quantità di ghiaia, limo e argilla. La distribuzione percentuale dei grani di un campione di terreno secondo le dimensioni, rappresentata con una curva, costituisce la granulometria.

La granulometria è determinata con l'analisi meccanica a mezzo di vagli e setacci con maglie unificate per il materiale a grana grossa e con il metodo del densimetro per il materiale a grana fine.

La percentuale, p%, di materiale più fine di una certa dimensione è riportata in ordinata in scala naturale, mentre il corrispondente diametro dei granuli D in millimetri, è riportato in ascisse in scala logaritmica.

L'andamento di una curva granulometrica è importante specialmente per le terre granulari e può essere espresso dal **coefficiente di uniformità**:

$$C = D_{60} / D_{10}$$

L'uniformità è massima per $C=1$; si parla di materiale uniforme fino a $C=2$, di materiale poco graduato fino a $C=6$; per valori superiori di materiale ben graduato e per $C>15$ di materiale decisamente ben graduato.

Il volume del solido è indicato con V_s quello dell'acqua con V_w quello dei gas con V_g . Poiché le relazioni tra V_w e V_g cambiano al variare delle condizioni dell'acqua nel terreno così come al variare dei carichi, è conveniente indicare tutto il volume non occupato dalle particelle solide o volume dei vuoti con V_v .

Il peso dell'acqua è indicato con la sigla P_w quello delle particelle solide con P_s e il peso totale con P .

Se allora il volume totale viene indicato con V , la **porosità** è definita da:

$$n = V_v / V$$

ed è espressa frequentemente in percentuale. Più spesso si fa riferimento all'**indice dei vuoti**:

$$e = V_v / V_s$$

rapporto nel quale al denominatore figura il volume del solido che è sempre una costante.

Una delle priorità più importanti soprattutto per le terre a grana fine, è il **contenuto naturale di acqua w** definito da:

$$w = P_w / P_s$$

in cui P_w è il peso dell'acqua e P_s il peso del materiale solido essiccato a 105°C . I terreni sotto la falda freatica, ed alcuni terreni fini sopra la falda freatica, sono allo stato saturo mentre la maggior parte dei terreni sopra la falda freatica ha i vuoti riempiti parte di aria e parte di acqua. Anche alcuni terreni sommersi possono avere piccole quantità di aria o gas.

Il **grado di saturazione** è definito da:

$$S_r\% = V_w / V_v$$

Pertanto il terreno può trovarsi sia nella situazione trifase che in quella bifase con i vuoti riempiti solo da acqua (terreno saturo) o solo da aria (terreno asciutto).

Il peso dell'**unità di volume γ** è una delle più importanti proprietà fisiche di un terreno ed è definito da:

$$\gamma = P / V$$

dove P è il peso totale e V è il volume totale. Se il terreno è saturo il peso unitario viene indicato con γ_{sat} ; se è asciutto con γ_d dato da:

$$\gamma_d = P_s / V$$

Il peso unitario dell'acqua è indicato con:

$$\gamma_w = P_w / V_w$$

e il **peso unitario del terreno immerso** con:

$$\gamma' = \gamma_{sat} - \gamma_w$$

Si ha poi il **peso specifico** dei grani:

$$G_s = \gamma_s / \gamma_w$$

Tra la porosità n e l'indice dei vuoti e si hanno le seguenti relazioni:

$$n = e / (1 + e) \quad e = n / (1 - n)$$

il **grado di saturazione** è dato da:

$$S_r = G_s w / e$$

Nella situazione di terreno saturo ($S_r = 100\%$) si ha:

$$e = w G_s$$

nella situazione di terreno asciutto ($S_r = 0$) si ha:

$$\gamma_d = (\gamma_s / (1 + e)) \gamma_w$$

All'aumentare della densità aumentano i punti di contatto tra le particelle e il grado di mutuo incastro e quindi aumenta la resistenza al taglio e diminuisce la compressibilità. La presenza di acqua nei vuoti del terreno influenza più i terreni a grana fine come argille e limi. Ne consegue che è importante conoscere la quantità d'acqua presente in un terreno e confrontare questo contenuto con alcuni valori importanti del contenuto d'acqua, valori che in un certo modo costituiscono i limiti del comportamento del terreno.

I **limiti di Atterberg** sono dei contenuti d'acqua determinati in laboratorio con procedure standardizzate che rappresentano abbastanza bene dei passaggi critici di comportamento del terreno.

Se si fa variare in aumento con continuità il contenuto d'acqua w , si vede che lo stato del terreno argilloso passa da quello di solido fragile a quello di

semisolido, quindi a quello plastico e infine a quello fluido. A queste variazioni continue di stato possiamo abbinare una risposta della variazione deformazionale del terreno.

Il contenuto d'acqua che separa il passaggio dal solido fragile al semisolido è detto **limite di ritiro** w_S , quello dal semisolido al plastico **limite di plasticità** w_P e quello dallo stato plastico allo stato fluido **limite di liquidità** w_L ; la differenza fra il limite di liquidità e il limite di plasticità è detto **indice di plasticità** $I_P = w_L - w_P$ e indica il campo di contenuto d'acqua nel quale il terreno è allo stato plastico.

Il **limite di liquidità** si determina a mezzo dell'**apparecchio di Casagrande** ed è il contenuto d'acqua per il quale il solco tracciato con apposita spatola sulla terra posta in un cucchiaio si richiude dopo 25 cadute.

Il **limite di plasticità** viene determinato formando per rotolamento dei cilindri che raggiungono un diametro di circa 3mm ed è il contenuto d'acqua corrispondente al formarsi delle prime screpolature.

Il **limite di ritiro** viene determinato per progressivo essiccamento di un provino, misurando via via il volume e l'umidità, e il contenuto d'acqua per cui non si ha ulteriore riduzione di volume e proseguendo l'evaporazione, l'aria entra nei vuoti del terreno.

Questi limiti di Atterberg costituiscono una prova importante perché presentano una notevole fedeltà nei risultati; vengono determinati sulla frazione passante al setaccio 40 (0,42mm).

I valori dei limiti di Atterberg dipendono innanzitutto dal tipo di argille; si ha infatti una corrispondenza tra la composizione mineralogica e i limiti di Atterberg come si vede dalla tabella:

	w_L (%)	w_P (%)	w_S (%)
Montmorillonite	300 - 700	50 - 100	200 - 650
Illite	95 - 120	45 - 60	50 - 65
Caolinite	40 - 60	25 - 40	10 - 25

I limiti di Atterberg dipendono dalla percentuale di argilla che granulometricamente corrisponde alla percentuale di materiale inferiore ai 2 μm .

Da questo punto di vista si fa riferimento al **coefficiente di attività**:

$$A = I_p / \% < 2 \mu\text{m}$$

in base al quale le terre possono essere così divise:

terre inattive $A < 0,75$

terre mediamente attive $0,75 < A < 1,25$

terre attive $A > 1,25$

La consistenza del terreno è misurata dall'**indice di consistenza**:

$$I_c = w_L - w / I_p$$

o dall'**indice di liquidità**:

$$I_L = (w - w_p / I_p) = 1 - I_c$$

Un sistema di classificazione rappresenta un linguaggio di comunicazione tra tecnici e costituisce un metodo sistematico per suddividere il terreno in gruppi e sottogruppi in accordo con il suo probabile comportamento. Le proprietà da usare per la classificazione devono essere indipendenti dalle condizioni di sollecitazione e da quelle ambientali; ricadono fra queste proprietà la granulometria, principalmente per le terre a grana grossa, e i limiti di Atterberg principalmente per le terre a grana fine.

Attualmente vi sono due sistemi di classificazione usati su scala mondiale nell'ingegneria civile; si tratta principalmente del sistema di classificazione **USCS** riportato in Italia nelle raccomandazioni AGI e del sistema **AASHTO**.

Il sistema USCS è stato sviluppato da Casagrande. In questo sistema le terre a grana grossa sono classificate sulla base della granulometria, mentre quelle a grana fine sulla base delle caratteristiche di plasticità.

Le quattro maggiori suddivisioni riguardano:

- 1) le terre a grana grossa (ghiaie G e sabbie S);
- 2) le terre a grana fine (limi M e argille C);
- 3) le terre organiche (O);
- 4) la torba e altre terre altamente organiche (Pt).

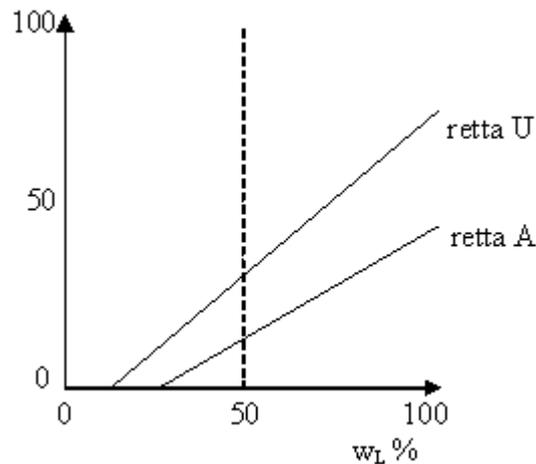
Quando la percentuale di trattenuto al setaccio n. 200 ASTM (0,075 mm) è maggiore del 50% si hanno le terre a grana grossa. Nella classificazione la ghiaia come dimensioni è compresa tra 75 mm e 4,75 mm (setaccio n. 4); la sabbia tra il setaccio n. 4 (4,75 mm) e il setaccio n. 200 (0,075 mm); le sigle W e P indicano rispettivamente una granulometria ben graduata e una poco graduata. Si hanno terre a grana fine quando la percentuale di passante al vaglio n. 200 (0,075 mm) è maggiore del 50%. Si hanno limi (m) quando nel diagramma di plasticità di Casagrande il punto rappresentativo ricade sotto la retta A e argille (C) quando ricade sopra.

La linea A divide i limi dalle argille e i materiali organici (torbe) dagli inorganici; fanno eccezione le argille e i limi organici che cadono sotto la linea A.

Si hanno terre organiche (O) quando il rapporto tra il limite di liquidità eseguito sul terreno essiccato in forno e il limite di liquidità sul terreno naturale è minore di 0,75.

Con il limite di liquidità inferiore a 50 si ha la lettera L, superiore la lettera H. la linea U nel diagramma di plasticità costituisce il limite superiore del limite di liquidità e dell'indice di plasticità; vicino a questa linea ricadono argille attive come la bentonite.

L'altro sistema di classificazione è quello AASHTO ideato nel 1942.



Nella prova edometrica standard si ha consolidazione unidimensionale e si misura la velocità e l'entità degli assestamenti derivanti dalle variazioni di volume del campione. Il campione indisturbato di argilla è posto in un anello metallico, cosicché è impedito ogni movimento laterale, mentre sulle facce superiori e inferiori sono poste delle piastre porose che permettono il drenaggio dell'acqua solo in direzione verticale. Il campione è caricato verticalmente e si misurano i cedimenti nel tempo a carico costante. Quando il cedimento è sostanzialmente completato si aumenta la pressione e si misurano i cedimenti nel tempo con il nuovo carico. Il procedimento viene ripetuto per tutto il campo di pressioni che si deve studiare. Con argille normalconsolidate il carico verticale deve raggiungere valori pari almeno a otto volte la pressione di consolidazione; in argille sovraconsolidate il carico verticale deve raggiungere valori superiori a otto volte la pressione di consolidazione. Dai risultati delle prove edometriche è possibile ottenere una relazione tra l'indice dei vuoti e la pressione effettiva ed un insieme di curve rappresentative dei cedimenti in funzione del tempo per ogni pressione di prova.

La variazione di altezza ΔH per unità di altezza H_0 , essendo questa una prova di compressione monodimensionale, è uguale alla variazione di volume ΔV per unità di volume V_0 cioè:

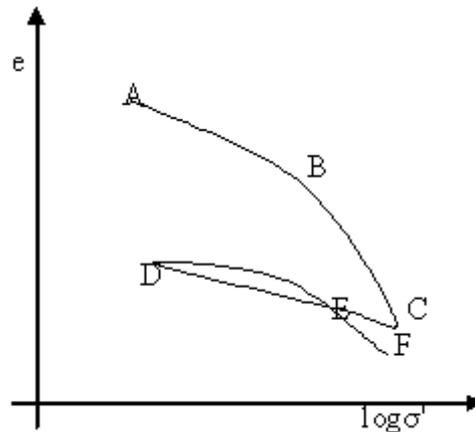
$$\Delta \varepsilon = \Delta H / H_0 = \Delta V / V_0$$

Si può esprimere allora ΔV in funzione dell'indice dei vuoti e , e quindi si può esprimere la diminuzione di spessore con la relazione:

$$\Delta H = H_0 \cdot \Delta e / (1 + e_0) = H_0 \Delta \varepsilon$$

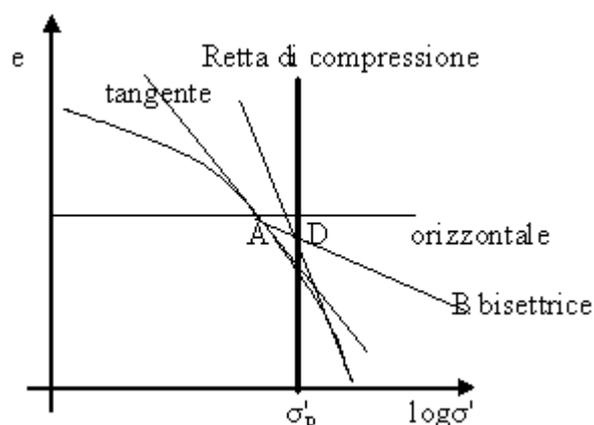
che è indipendente dal meccanismo che provoca la variazione di volume e dal grado di saturazione del terreno.

I risultati di una prova edometrica su un campione di argilla vengono spesso riportati nel diagramma indice dei vuoti e -pressione σ' e la pendenza della curva è chiamata coefficiente di compressibilità.



E' utile riportare i risultati della prova edometrica in scala semilogaritmica. Nel primo tratto AB, detto di ricompressione, la compressibilità del terreno è bassa e con deformazione prevalentemente elastica; nel secondo tratto BC detto di compressione, la compressibilità aumenta notevolmente e le deformazioni sono di natura prevalentemente plastica, come è evidenziato dal tratto CD di scarico o di rigonfiamento: il Δe corrispondente a Cd rappresenta la deformazione di natura elastica, mentre quello corrispondente ad AD rappresenta la deformazione plastica. Riprendendo a comprimere il provino si ha nel tratto DE un comportamento prevalentemente elastico fino alla massima tensione σ'_p (C) che aveva prodotto deformazioni sia elastiche che plastiche. La tensione σ'_p chiamata pressione di consolidazione, può essere considerata una tensione di snervamento, secondo Casagrande rappresenta la massima tensione di consolidazione cui è stato sottoposto il terreno e dipende da processi di consolidazione di vario tipo, come già detto precedentemente.

La determinazione della pressione di consolidazione σ'_p può essere eseguita graficamente con vari metodi, ma il più semplice e usato correntemente è quello di Casagrande:



nel diagramma $e\text{-}\log\sigma'$ di un campione di argilla prelevato correttamente, si individua il punto di massima curvatura A e si traccia la linea AB bisettrice dell'angolo tra l'orizzontale e la tangente per A. il punto di intersezione D di questa bisettrice con il prolungamento verso l'alto della parte retta della curva $e\text{-}\log\sigma'$ indica la pressione di consolidazione σ'_p .

Come è già stato detto, confrontando il valore della pressione di consolidazione σ'_p con la tensione verticale effettiva σ'_{u0} attuale, si può determinare il grado di sovraconsolidazione OCR definito dal rapporto $OCR = \sigma'_p / \sigma'_{u0}$; con $OCR=1$ si ha argilla normalconsolidata e con $OCR>1$ argilla sovraconsolidata.

E' stata sviluppata da Terzaghi una teoria per il calcolo della progressione dell'assestamento conosciuta come teoria della consolidazione. Essa conduce ad una relazione tra il grado di consolidazione medio e il tempo:

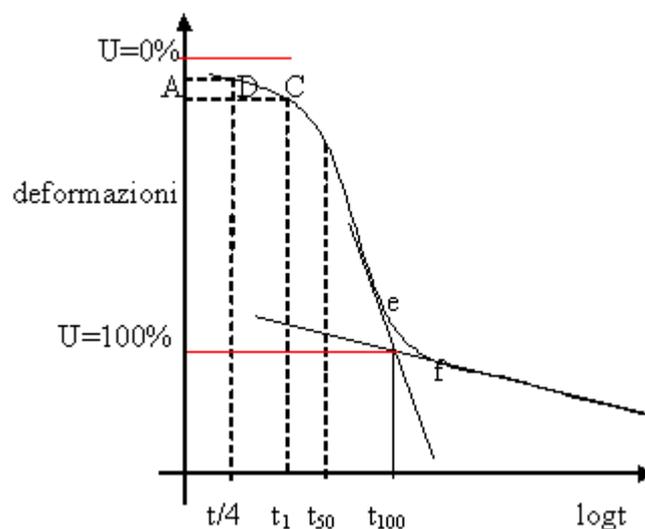
$$U\% = f(T_v) \quad \text{con } T_v = c_v t / H^2$$

dove: $U\%$: è il grado di consolidazione medio, cioè la percentuale di cedimento totale avvenuta ad un certo tempo t rispetto al cedimento totale;

c_v : rappresenta il coefficiente di consolidazione;

H^2 : rappresenta la metà dell'altezza del provino durante la prova edometrica.

La funzione precedentemente osservata può essere rappresentata graficamente per trovare le deformazioni $U=100\%$ e $U=0\%$:



Nella formula precedente la nostra incognita è rappresentata da c_v questo parametro può essere calcolato mediante l'ausilio del grafico: il primo passo è

costituito dalla valutazione delle deformazioni corrispondenti a $U=0\%$ e $U=100\%$.

Dal punto di massima inflessione della curva "e" si traccia la tangente a questo punto che incontrerà il prolungamento della parte retta della curva nel punto "f"; tracciando la verticale sull'asse dei tempi (in base semi-logaritmica) troveremo il t_{100} tracciando la verticale sull'asse delle deformazioni troveremo $U=100\%$. A questo punto si individua prima il t_{50} e dopo il t_1 che corrisponderà sulla curva al punto C; possiamo considerare il tempo $t/4$ che corrisponderà sulla curva al punto D.

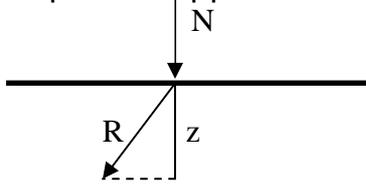
Tra i punti C e D vi è una distanza verticale A, se dal punto D prolungassimo questa distanza di un altro segmento A troveremmo $U=0\%$.

A questo punto è sufficiente calcolarsi $U=U\%/U100\%$; quindi essendo T_v un valore dimensionale basta calcolarsi $U100\%$. Una volta calcolato T_v è possibile calcolare la nostra incognita c_v .

$$c_v = H^2 T_v / t$$

TENSIONE VERTICALE INDOTTA

Supponiamo di prendere in considerazione un semispazio omogeneo ed isotropo e di applicare una forza N:



z: profondità
R : raggio vettore

Il valore della tensione litostatica γh è costante. L'applicazione della forza N genera condizione di equilibrio in ogni punto del terreno. La tensione verticale è indipendente dalle caratteristiche del mezzo.

Attraverso l'equazione di Boussinesque è possibile determinare la tensione verticale indotta:

$$\sigma_v = \frac{3N}{2\pi} \frac{z^3}{R^5}$$

Con questa equazione è possibile determinare la tensione verticale indotta per ogni punto del semispazio escluso il punto di applicazione della forza perché è indeterminato.

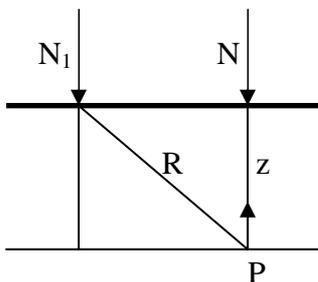
Lungo gli altri punti della superficie la tensione verticale indotta è \emptyset .

Le linee che uniscono tutti i punti con ugual valore di tensione verticale indotta rappresentano le ISOBARE delle tensioni verticali indotte.

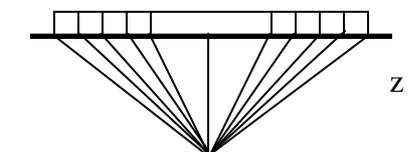
Per determinare il valore della tensione verticale indotta lungo la linea di applicazione della forza si applica questa equazione:

$$\sigma_v = \frac{3N}{2\pi} \frac{1}{z^2}$$

Supponiamo di aver determinato la tensione verticale indotta da una forza N e di applicare un'altra forza N_1 diversa da N, la tensione verticale totale nel punto P è uguale a $\sigma_{vN} + \sigma_{vN_1}$. Questo è detto principio di sovrapposizione.

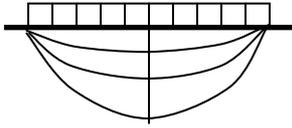


Consideriamo una fondazione larga x. Per ciascuno degli elementi della fondazione posso determinare la tensione verticale indotta



L'unità di misura considerata è x ed è possibile rappresentare tutte le misure all'unità di misura z . In letteratura l'unità di misura delle fondazioni è B .

Per tutta la lunghezza B della fondazione vanno costruite le isobare:



In corrispondenza della superficie di contatto della fondazione la tensione verticale indotta è uguale alla tensione di contatto. Lungo la verticale la tensione verticale indotta diminuisce all'aumentare del quadrato della profondità.

CEDIMENTI DIFFERENZIALI

Per valutare al meglio i cedimenti è necessario calcolare la tensione verticale indotta al top ed alla base dello strato.

A volte è importante realizzare fondazioni che coprano interamente l'area dell'edificio. Ciò si verifica normalmente quando i terreni in esame hanno dei cedimenti che la struttura in elevazione non può sopportare.

Se tra due plinti abbiamo dei cedimenti, può succedere che i cedimenti siano uguali e quindi non vi saranno sollecitazioni indotte nella sovrastruttura o che i cedimenti siano diversi cioè ci sia un cedimento differenziale e questo dev'essere assorbito dalla sovrastruttura.

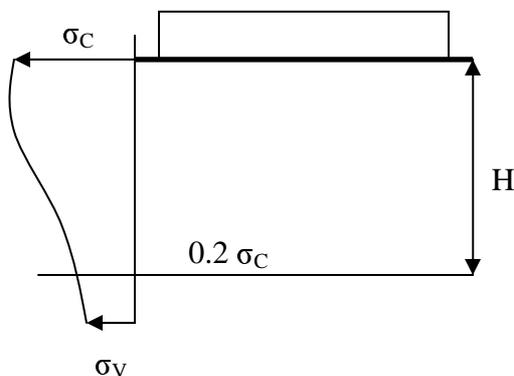
Per rendere più uniformi i cedimenti si cerca di usare plinti di diverse dimensioni, variando le dimensioni della fondazione varia la profondità del bulbo di pressione e quindi varia il cedimento.

L'equazione che ci permette di calcolare i cedimenti totali in condizioni edometriche è:

$$\Delta H = \frac{\Delta \sigma H}{E_{ed}}$$

E_{ed} : questo rappresenta il modulo di deformabilità che non è costante in profondità.

Nell'ipotesi che le condizioni edometriche non siano rispettate con un terreno omogeneo in profondità ci si ferma ad una profondità pari al 20% σ_c (che si colloca in asse alla fondazione all'isobara $0.2 \sigma_c$).



Una volta determinata la profondità solo lo spessore di terreno H contribuisce ai cedimenti. La tensione verticale indotta al di sotto di questa profondità non produce cedimenti.

Supponiamo ora che lo strato H sia suddivisibile in più strati. Si calcola lo spessore degli strati singolarmente sul grafico e si riporta tale spessore a quello reale, il fine è di determinare la tensione verticale indotta al top ed alla base di ogni singolo strato.

Naturalmente i cedimenti saranno più sensibili per un determinato volume di terreno. Il **volume significativo** del terreno sta ad indicare il volume di terreno che è interessato da cedimenti. Non tutto il terreno è influenzato dai

cedimenti ma una parte. Si assume che il volume significativo del terreno è preso fino all'isobara $0.2 \sigma_c$.

Alcuni autori suggeriscono nell'analisi dei sedimenti che il volume del terreno dovrebbe essere esteso alla profondità in cui il valore della tensione verticale indotta eguaglia un decimo della tensione litostatica efficace.

La tensione verticale indotta tende a diminuire con la profondità mentre la tensione litostatica efficace aumenta.

Per determinare il cedimento di uno strato esimo si utilizza la suddetta formula:

$$\Delta H_i = \frac{\alpha\sigma + \beta\sigma}{2} \frac{\gamma B}{E}$$

$\alpha\sigma + \beta\sigma / 2$ rappresenta la tensione media verticale indotta dove $\alpha\sigma$ è la tensione al top e $\beta\sigma$ la tensione alla base.

Il cedimento sarà:

$$\Delta H_i = \frac{\sigma}{E} B I_c (1 - \nu^2)$$

Dove:

I_c : indice di influenza $\alpha \beta \gamma / 2$

ν : modulo di Poisson

$\nu = 0$ in condizioni edometriche

$\nu = 0.5$ in condizioni non drenate

In conclusione quindi il cedimento sarà:

$$W = \frac{\Delta\sigma}{E} B \frac{(1 - \nu^2)}{2} I_c$$

Dove:

W : cedimento;

$\Delta\sigma$: esprime l'incremento della tensione sul piano di posa della superficie;

ν : modulo di Poisson.

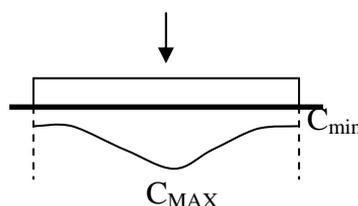
$$I_c = (1 - \nu^2) F_1 + ((1 - \nu - 2\nu^2) F_2)$$

Il primo termine si può leggere sulle curve intere il secondo sulle curve tratteggiate

Le fondazioni rispetto al terreno possono essere considerate rigide o elastiche a seconda della deformabilità del terreno e della fondazione.

Supponiamo che la fondazione sia indeformabile si può avere o un cedimento uniforme o una rotazione

Nella fondazione elastica il cedimento medio è sempre minore rispetto al cedimento max.



CARBONATI

In questa classe si riuniscono i minerali che dal punto di vista chimica possono venir considerati sali contenenti gruppi anionici XO_3 :

- Carbonati
- Nitrati
- Arseniti
- Seleniti
- Tellurici
- Iodati

Questi gruppi presentano nei casi più comuni una configurazione triangolare planare, ma possono essere anche piramidali. Di gran lunga più importanti in natura sono i carbonati. Alcune caratteristiche comuni dei carbonati sono la durezza non superiore a 5 l'aspetto generalmente litoide e l'alta birifrangenza dovuta ai gruppi CO_3 , planari e spesso disposti in strati paralleli. Inoltre sono solubili in acqua. Nelle strutture i gruppi XO_3 appaiono sempre isolati, senza formare aggruppamenti (finiti o infiniti) per condivisione di ossigeni. L'esistenza di sole strutture con gruppi XO_3 isolati rende impossibile classificare questi composti su basi propriamente cristallografiche. Dovremo perciò adottare una suddivisione fondata essenzialmente su criteri chimici, e per comodità di descrizione si possono considerare sei sottoclassi:

- 1) **carbonati anidri**;
- 2) carbonati anidri con altri anioni;
- 3) carbonati idrati;
- 4) carbonati idrati con altri anioni;
- 5) nitrati;
- 6) arseniti, seleniti, tellurici e iodati

Carbonati anidri : Fra questi minerali si hanno due serie una trigonale ed una rombica. Sono trigonale i carbonati dei cationi di media grandezza (gruppo isomorfo del magnesio) e rombici quelli dei cationi più grossi; il limite di separazione può essere posto a circa 1 Å per il raggio ionico. Il Ca^{2+} , che presenta appunto tali dimensioni, può dar luogo ad entrambe le forme: **calcite** ed **aragonite** che possono essere prese come capostipiti delle due serie. Una terza serie è quella della **dolomite**, comprendente carbonati doppi di Ca e Mg o Fe o Mn.

Serie della calcite : Vi appartengono i carbonati dei metalli bivalenti con raggio ionico tale da ammettere una coordinazione ottaedrica (Mg^{2+} , Co^{2+} , Fe^{2+} , Zn^{2+} , Mn^{2+}). I due minerali più rappresentativi di questa serie sono la calcite e la magnesite.

La **calcite** è un minerale costituito da carbonato di calcio ($CaCO_3$); insieme ai feldspati e al quarzo, è uno dei costituenti principali della crosta terrestre. Cristallizza nel sistema trigonale ed è noto per la grande varietà di abiti cristallini; tuttavia si trova anche in formazioni massicce e criptocristalline. Frequenti sono i geminati. Comune è la calcite in cristalli non euedrali, costituenti masse spatiche, concrezionate e granulari. Il minerale puro è perfettamente incolore e limpidissimo, ma per lo più è biancastro, appena traslucido, e talora debolmente colorato per impurezze. Come sostituenti può ospitare quantità piccole di Fe e di Mg e relativamente più elevate di Mn. È spesso fluorescente in vividi colori se illuminata con luce ultravioletta e assume colorazioni persistenti se sottoposta all'azione dei raggi X. La forma più pura di calcite presente in natura è conosciuta come spato d'Islanda, mentre calcare, maiolica, travertino, alabastro orientale e marmo sono alcune delle forme criptocristalline più diffuse. Di calcite sono costituite anche le stalattiti, che pendono dal soffitto di grotte e caverne, e il guscio di molti molluschi. Incolore, con durezza 3 e densità 2,72, la calcite pura è identificabile rapidamente per la facilità con cui può essere tagliata o sfaldata e per la prontezza con cui reagisce con acidi diluiti. Contaminanti come il magnesio, il ferro bivalente, il manganese e lo zinco alterano le proprietà del minerale in vario grado, a seconda della quantità presente.

La **magnesite** è un minerale costituito da carbonato di magnesio, $MgCO_3$. si presenta generalmente in masse granulari, talvolta concrezionate ma di regola a struttura saccaroide od anche compatte e terrose. Rari e ricercati sono gli individui euedrali. Cristallizza nel sistema trigonale, di solito in masse compatte. Ha colore bianco, grigio, giallo o bruno e lucentezza vitrea; è incolore o biancastro, ma assume toni gialli o bruni se contiene Fe o Mn. A differenza della calcite e della dolomite è attaccata solo da HCl. La durezza varia da 3,5 a 4,5 e la densità è circa 3. La magnesite è inoltre un componente di rocce sedimentarie carbonatiche. In alcune di queste sembra essere di deposizione primaria; in altre di origine metasomatica su calcari e dolomie. Giacimenti degni di nota si trovano nell'ex Unione Sovietica, in Austria, Grecia e Stati Uniti. La magnesite è utilizzata nella produzione di materiali refrattari per il rivestimento di fornaci, e se ne ricavano sali di magnesio per uso industriale e medicinale.

Serie della dolomite : La struttura dei sali doppi di Ca e Mg differisce da quella dei carbonati semplici per una minor simmetria. Vengono a mancare gli assi binari e gli slittopiani c con la conseguenza che resta soltanto l'asse ternario di inversione. La dolomite solidifica in cristalli appartenenti al sistema

trigonale; facile sfaldatura romboedrica, fortissima birifrangenza e segno ottico negativo. Il minerale più rappresentativo di questa serie è la dolomite.

La **dolomite** è un minerale molto diffuso, di formula $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, che si trova principalmente in masse rocciose di calcare dolomitico, o dolomia, e occasionalmente in filoni metalliferi e vene. Può presentarsi in cristalli ad habitus romboedrico, spesso costituiti dal solo romboedro di sfaldatura. Spesso i cristalli possono riunirsi in aggregati a mosaico (aggruppamenti selliformi). Ha durezza compresa tra 3,5 e 4 e densità 2,85. La dolomite solidifica in cristalli appartenenti al sistema trigonale, di solito incolori, bianchi o rosa, ma anche bruni, neri o verdi, a seconda delle impurità presenti. La dolomite è pure un importante minerale di rocce sedimentarie; in esse può risultare di genesi primaria, cioè depositata direttamente da precipitazione chimica in condizioni di alta salinità (ambiente evaporitico). Più spesso è penecontemporanea alla sedimentazione, e deriva dall'interazione del sedimento calcitico o aragonitico ancora fresco con le acque marine; può essere infine dovuta a processi di sostituzione metasomatica in preesistenti calcari. Quando reagisce con acido solforico, dà luogo a solfato di calcio (gesso) e solfato di magnesio. Trova impiego come materiale per l'edilizia, in particolare per la preparazione di cementi particolari. Le rocce composte quasi esclusivamente da dolomite sono dette dolomie.

Serie dell'aragonite : La loro struttura si differenzia da quella della calcite perché, fermi restando gli strati dei cationi, il luogo dell'unico strato interposto di gruppi planari CO_3 se ne hanno due posti a livello, ruotati di 30° verso destra e, rispettivamente, verso sinistra. Ne risulta un maggior spazio a disposizione per i cationi che vengono ad assumere numero di coordinazione 9. Nel suo complesso, si tratta dunque ancora di una struttura a strati. Questi minerali hanno pertanto due indici di rifrazione principali piuttosto elevati ed il terzo comparativamente assai basso; di conseguenza sono tutti otticamente negativi. Il minerale più rappresentativo di questa serie è l'aragonite.

L'**aragonite** è la modificazione rombica del (CaCO_3), e costituisce la fase stabile a pressione più alta ed a temperatura più bassa in quanto è più compatta ed in essa lo ione Ca^{2+} ha numero di coordinazione maggiore. Solidifica in cristalli appartenenti al sistema rombico. In condizioni ordinarie l'aragonite è nettamente instabile nei confronti della calcite. Si osservano ad es. frequenti paramorfosi di calcite su aragonite, e nei sedimenti organogeni la frazione aragonitica delle spoglie animali o vegetali viene rapidamente sostituita da calcite o dolomite. In intervalli di tempo molto lunghi tende a convertirsi in calcite, forma più stabile e più comune. I rapporti di stabilità tra calcite ed aragonite sono stati estensivamente studiati in condizione di alta pressione e temperatura. La curva di equilibrio riportata nella Fig. 2 è comunque influenzata anche da numerosi altri fattori: ad esempio la presenza di costituenti minori (un certo contenuto di magnesio sembra estendere il campo di stabilità della calcite); inoltre se la calcite di partenza è ricca di difetti ed imperfezioni, la sua trasformazione in aragonite appare alquanto facilitata.

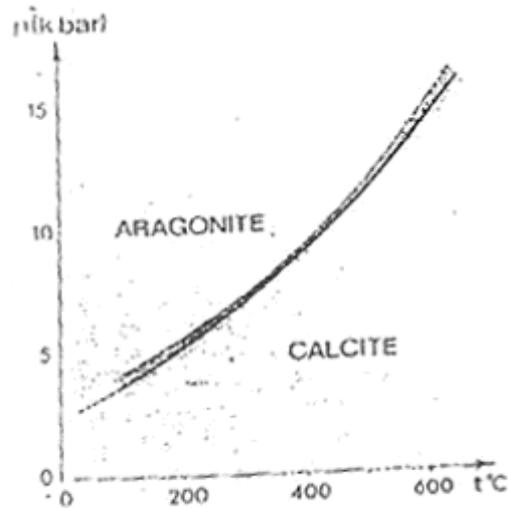


Fig.2 : Curva di equilibrio Calcite - Aragonite

Si trova in associazione a minerali di ferro, attorno alle sorgenti termali e nelle stalattiti; viene anche secreta da alcuni invertebrati sotto forma di madreperla, per costituire il rivestimento interno delle conchiglie, e di perla. I cristalli hanno forma allungata; sono fragili, di solito biancastri, trasparenti o traslucidi; ha durezza compresa tra 3,5 e 4 e densità pressoché uguale a 2,95.

Minerale	Durezza	Densità	S.C.	Morfologia	Colore	Lucentezza
Calcite (CaCO ₃)	3	2.72	TRIGONALE	SPATICHE GRANULARI CONCREZIONATE	incolore	Vitrea
Magnesite (MgCO ₃)	3.5-4.5	3	TRIGONALE	GRANULARI	Bianco Grigio Giallo	Vitrea
Dolomite CaMg(CO ₃) ₂	3.5-4	2.85	TRIGONALE	ROMBOEDRICO	Bianco Rosa	Madreperlacea
Aragonite (CaCO ₃)	3.5-4	2.95	ROMBICO	ALLUNGATA	Biancastri	Vitrea

Minerali Argillosi

I minerali argillosi possono essere divisi nei seguenti gruppi principali:

- a) **a due strati**;
- b) **a tre strati**;
- c) **quattro strati**;
- d) **a strati misti**.

Minerali argillosi a due strati : Lo schema strutturale è già stato descritto come l'unione T-O di uno strato tetraedrico con uno ottaedrico.

Il termine diottaedrico più comune è la **kaolinite** $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ triclina, meno frequente l'halloisite che però presenta una differenza sia chimica che strutturale in quanto contiene una molecola di H_2O che porta il periodo basale a 10 Å che può ridursi a 7 Å per disidratazione termica e dilatarsi a circa 11 Å per sostituzione di uno strato di acqua con uno di glicol.

Le sostituzioni isomorfogene sono minime in tutti questi minerali. La morfologia è tabulare per la kaolinite con contorni pseudoesagonale nelle varietà meglio cristallizzate mentre è tubolare per l'halloisite. La kaolinite, presente in lamelle grosse, mostra durezza 2-2.5 e densità 2.6-2.7.

La kaolinite è uno fra i comuni minerali argillosi: può essere depositata da soluzioni idrotermali ma più spesso è il prodotto di un'alterazione in ambiente acido dei feldspati.

Sotto il nome di **serpentino** si riuniscono diverse modificazioni polimorfe del composto $\text{Mg}_3(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$ corrispondente triottaedrico della kaolinite. Nel pacchetto T-O i due strati non si sovrappongono perfettamente perché lo strato tetraedrico ha dimensioni leggermente inferiori. Perciò, strutture stabili si possono ottenere solo mediante artifici vari realizzati nelle varie forme polimorfe.

Minerali argillosi a tre strati : Sono caratterizzati da un pacchetto di tre strati T-O-T intervallato da cationi interstrato.

Nell'**illite** il catione è il potassio: si ha quindi una notevole somiglianza con le miche (muscovite). La struttura è simile a quella della muscovite ma con minore regolarità nell'impilamento dei pacchetti. Il periodo basale è di circa 10 Å, non è influenzato da trattamenti termici e chimici perché al suo interno non vi è acqua. Le illiti non hanno morfologia tipica, ma si presentano in microspia elettronica in masse irregolari. L'illite è il costituente prevalente delle argilliti.

L'origine di questo minerale è dovuta all'alterazione in ambiente alcalino del feldspato

Facilmente scambiabili nei minerali del gruppo della montmorillonite sono i cationi interstrato Na e Ca. i cosiddetti montmorillonoidi o smectiti possono essere di- o triottaedrici e possono immaginarsi derivati rispettivamente da pirofillite e talco.

Le **montmorilloniti** presentano in massimo grado la capacità di scambio cationico e la possibilità di espandere il periodo basale in seguito alla sostituzione dell'acqua interstrato con altre molecole polari: caratteristico è lo spostamento a 17 Å per trattamento con glicerina o glicol etilenico. L'allontanamento dell'acqua per riscaldamento riduce il periodo basale a circa 10 Å. Le montmorilloniti sono sempre in aggregati minuti.

La **vermiculite** è molto simile alle montmorilloniti dalle quali si differenzia per avere cationi interstrato costituiti essenzialmente da Mg con un complesso di cariche maggiori in seguito ad una notevole sostituzione Si-Al negli strati tetraedrici.

Minerali argillosi a quattro strati : Così sia pure impropriamente possono essere descritte le **cloriti**. La struttura delle cloriti consta di un pacchetto talcoso T-O-T cui segue uno strato triottaedrico, da portare il periodo basale a 14 Å. la composizione chimica può variare entro limiti piuttosto ampi e di vari termini possono essere descritti in funzione del contenuto degli strati ottaedrica e di quelli tetraedrici.

Le cloriti sono generalmente verdi e brune e le varietà ossidate. Presentano una perfetta sfaldatura basale, flessibili ma non elastiche, hanno durezza 2-3 e densità 2.6-3.3.

Sono caratteristiche sia di rocce metamorfiche di basso grado (fase degli scisti verdi) che di rocce sedimentarie clastiche.

Minerali argillosi a strati misti : Poiché i materiali costitutivi delle sialliti sono sempre gli stessi, tetraedri Si-O e ottaedri (Mg,Al)-O, si può facilmente comprendere come sia possibile giungere a combinarli non solo secondo i tipi già descritti, ma anche in maniera complessa, cioè alternando, nella direzione di impilamento degli strati, pacchetti di diversa composizione. Si hanno così i minerali a strati misti che possono essere distinti in regolari e irregolari a seconda del modo di ripetizione dei pacchetti costitutivi.

I **minerali a strati misti regolari** derivano dall'alternanza regolare, spesso in rapporto 1:1, dei pacchetti componenti e si comportano normalmente alla diffrazione dei raggi X: il periodo basale è dato dalla somma di quello dei

componenti e si hanno le comuni riflessioni di ordine superiore con distanze reticolari pari a sottomultipli del periodo stesso.

Caratteristico è invece il comportamento dei minerali a strati misti irregolari: la sovrapposizione disordinata dei pacchetti conduce ad un periodo basale vero estremamente grande.

Questi minerali a strati misti sono molto diffusi nelle serie sedimentarie