Dipartimento di Agraria

- Corso di Laurea Magistrale in *Scienze e Tecnologie Agrarie* (LM69) -
- Corso *Gestione agronomica delle risorse idriche* (6 cfu)-

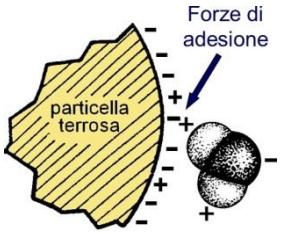
Carmelo Santonoceto

RAPPORTI ACQUA-TERRENO

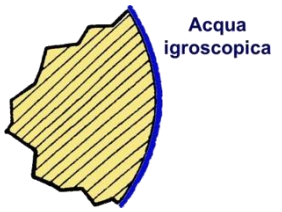
RAPPORTI ACQUA TERRENO

Le forze matriciali e l'acqua gravitazionale

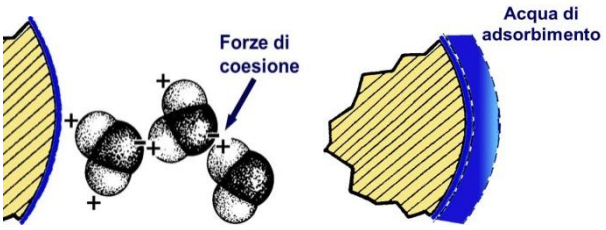
L'acqua si trova nel terreno allo stato di vapore, liquido e, talora, anche solido. La quantità complessiva di acqua può raggiungere anche il 40-50% rispetto al peso secco del terreno.
A seguito dei fenomeni di evaporazione, percolazione, assorbimento radicale e degli apporti naturali e artificiali, attraverso la pioggia e l'irrigazione, l'umidità del terreno è soggetta ad una continua evoluzione che modifica continuamente i rapporti tra la fase solida, liquida e gassosa.
Questi rapporti influenzano tutti i fenomeni chimici, fisici e biologici che si verificano nel terreno: detti fenomeni sono più favorevoli alla vita delle piante quando la microporosità è occupata dalla fase liquida e la macroporosità da quella aeriforme.
La conoscenza di questi rapporti si rivela determinante ai fini della gestione dello smaltimento delle acque in eccesso, dell'immagazzinamento e mantenimento dell'acqua nel suolo e della pratica irrigua.
Per una migliore comprensione dei fenomeni fisici che regolano il comportamento dell'acqua nel terreno si farà ricorso ad un esempio partendo da un terreno completamente privo di umidità.



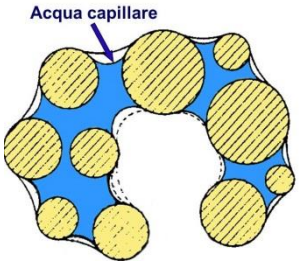
In queste condizioni le particelle di terreno sono in grado di captare acqua dall'umidità atmosferica. Queste particelle, infatti, riescono ad adsorbire molecole di acqua grazie alle cariche elettriche di cui la loro superficie è dotata ed alla natura dipolare delle molecole d'acqua che presentano una distribuzione asimmetrica delle cariche negative dell'ossigeno e quelle positive dei due idrogeni.
Le forze che si generano tra la superficie solida e le molecole d'acqua sono definite *forze di adesione*.



L'acqua captata dall'atmosfera, definita *acqua igroscopica*, andrà a costituire una sottile pellicola attorno alle particelle ed è così energicamente trattenuta da non essere disponibile per le piante.
Le forze di attrazione elettrostatica che si generano tra le molecole d'acqua, consentendo loro di stare unite, sono definite *forze di coesione* ed è grazie a queste ultime che man mano che gli apporti idrici nel terreno aumentano, ad esempio a seguito di pioggia o irrigazione, il manto liquido attorno alle particelle di terreno diviene più spesso. Questo manto costituisce l'*acqua di adsorbimento*.

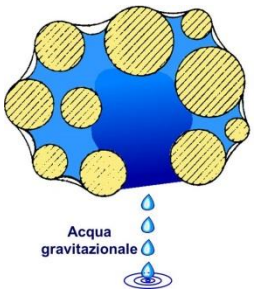


La forza attrattiva fra solido e liquido diminuisce col crescere della loro distanza. La tensione dell'acqua non è dunque omogenea in tutto lo strato che circonda le particelle colloidali: ne consegue che lo sforzo necessario per sottrarre acqua al terreno cresce man mano che la sua quantità diminuisce e il manto liquido si assottiglia, ovvero solo lo strato più esterno dell'acqua adsorbita risulta disponibile per le piante.

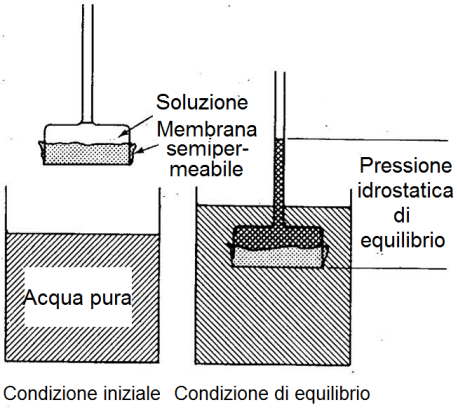


Se dal lato opposto alla singola particella esiste a breve distanza una seconda particella, le forze di adesione e coesione daranno origine, nel poro originatosi, al fenomeno della capillarità. Le forze di tensione dovute a questo fenomeno saranno tanto più elevate quanto più sono ridotte le dimensioni dei pori o al diminuire del contenuto idrico.
Tutte le forze sopra descritte prendono il nome di *forze matriciali* in quanto generate dall'interazione tra l'acqua e la matrice solida del terreno.

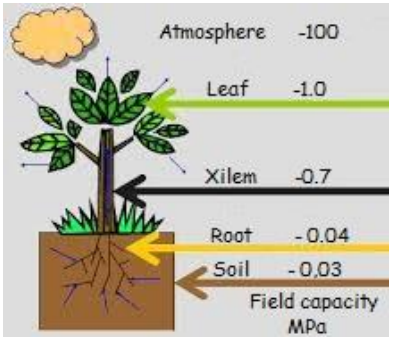
Quando dopo una pioggia o un intervento irriguo l'acqua va a riempire i pori più grossi le forze di coesione cederanno al peso dello stessa acqua che, sollecitata dalla forza di gravità, percolerà tanto più velocemente quanto più elevata è la dimensione dei pori. Quest'ultima quota di acqua rappresenta l'*acqua gravitazionale*.



Nel terreno non esiste acqua allo stato puro ma sotto forma di una diluitissima soluzione di sali dissociati. Com'è noto, la presenza di sali disciolti nell'acqua genera, solo in presenza di una membrana semipermeabile, una *tensione osmotica* alla stessa stregua di quanto accade in un osmometro nel quale una soluzione e l'acqua pura vengono separate da una membrana semipermeabile: si assiste ad un innalzamento del livello della soluzione fino al raggiungimento dell'equilibrio tra la pressione esercitata dal peso del liquido e la tensione osmotica generata dal soluto. Occorre precisare che la tensione osmotica si manifesta solo nei rapporti tra la soluzione circolante del terreno e le piante in quanto l'assorbimento avviene attraverso una sorta di membrana semipermeabile a cui è assimilabile la parete cellulare. Quanto più alta è la concentrazione di sali disciolti nell'acqua, tanto più alta è la tensione osmotica della soluzione, tanto maggiore sarà lo sforzo richiesto alla pianta per l'assorbimento dell'acqua.



L'insieme degli esempi visti sopra consente di stabilire che l'acqua nel terreno non è libera ma soggiace ad una serie di forze e che, per sottrarla ad esso, la pianta deve compiere uno sforzo. Viene definito ***potenziale idrico*** la forza con cui l'acqua è trattenuta dal terreno e, quindi, il lavoro che bisogna compiere per poterla sottrarre ad esso. La differenza di potenziale, pertanto, definisce la direzione del flusso idrico; così, la tendenza dell'acqua in natura è quella di muoversi da punti con energia potenziale maggiore a punti con energia potenziale minore.



Nel terreno l'acqua si muove da punti più umidi a punti più asciutti; il passaggio dell'acqua dal suolo alla pianta avviene solo se la seconda ha un potenziale più basso del primo; così il passaggio dell'acqua dalla pianta all'atmosfera.

Convenzionalmente, il potenziale idrico viene indicato con la lettera greca psi (ψ).

Le componenti del potenziale idrico

Per convenzione si afferma che l'acqua è libera quando non è trattenuta da nessuna forza. In queste condizioni, il potenziale idrico dell'acqua pura definisce lo standard di riferimento pari a zero. Quando invece essa è soggetta alle forze prima descritte, le componenti che determinano la riduzione dell'energia libera dell'acqua nel terreno sono:

-*componente matriciale* (ψ_m): così definita in quanto generata dall'affinità dell'acqua con la matrice solida. È dovuta alle forze di adsorbimento dei colloidi (adesione e coesione) e alle forze capillari che si generano nei micropori. Normalmente è la componente che in maggior misura contribuisce ad abbassare il livello di energia libera dell'acqua nel terreno.

-*componente osmotica* (ψ_π) generata dalla presenza di sali disciolti che contribuiscono, solo nella relazione acqua-pianta, a far diminuire l'energia libera dell'acqua in misura tanto più rilevante

quanto più aumenta la loro concentrazione. Quest'ultima può aumentare anche a seguito della riduzione del contenuto idrico del suolo.

-*componente gravitazionale* (ψ_g) generata dal peso del liquido e, quindi, dalla forza di gravità.

Data la difficoltà di misurazione del contributo di ciascuna componente alla riduzione dell'energia libera dell'acqua, comunemente si accetta di raggrupparle sotto il termine di *potenziale idrico totale* che è dato dalla somma delle tre componenti. $\psi_w = \psi_m + \psi_\pi + \psi_g$

Nel terreno possono verificarsi le seguenti situazioni:
$\psi = 0$ il potenziale viene considerato per convenzione pari a zero nel caso di terreno saturo di acqua (es. dopo un'irrigazione, una pioggia o nelle falde freatiche);

$\psi > 0$ (valori positivi) quando l'acqua è in pressione e, di conseguenza, è in grado di compiere un lavoro: questa situazione si verifica nelle falde in pressione (falde artesiane);

$\psi < 0$ (valori negativi) è il caso più frequente, si riscontra difatti nei terreni insaturi nei quali occorre spendere energia per sottrarre l'acqua. In altri termini l'acqua è sottoposta ad una pressione negativa o *tensione* e per estrarla le piante devono esercitare una suzione.

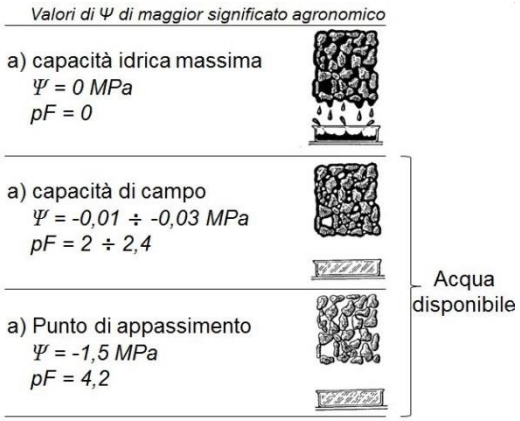
Espressioni del potenziale idrico

Il modo più comune e comodo per esprimere il potenziale idrico è l'unità di pressione, pertanto viene comunemente misurato in *Bar* o *Pascal*.
Altra unità di espressione del ψ è il *pF* che in analogia col *pH* (*F* sta per free energy) è il logaritmo in base 10 del valore assoluto del potenziale espresso in millibar. Si vedrà in seguito l'utilità della scelta della scala logaritmica proposta da Schofield.
I valori entro cui può variare ψ oscillano, infatti, da 0, in caso di terreno completamente saturo, a –10.000.000 mb, pari a -1000 MPa, con terreno privo di umidità; a questi due estremi corrispondono valori di pF pari, rispettivamente, a 0 e 7.

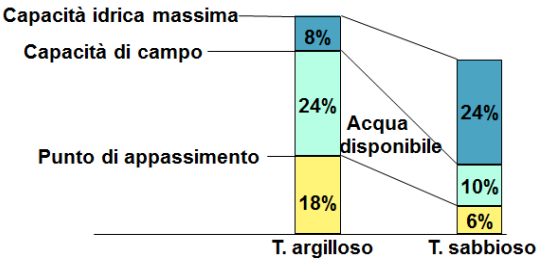
COSTANTI IDROLOGICHE
Subito dopo una irrigazione o una pioggia abbondante, il terreno è saturo di acqua, la quale occupa tutta la porosità del suolo ed ha una energia libera che per convenzione è uguale a 0: il contenuto d'umidità del suolo in questa situazione definisce la *capacità idrica massima.*
In condizioni di terreno saturo una parte dell'acqua contenuta percola sotto l'azione della forza di gravità; quest'acqua non trattenuta dal terreno è detta *acqua gravitazionale,* il cui volume corrisponde alla macroporosità.
L'acqua che resta ad imbibire il suolo dopo che la percolazione si è arrestata è quella trattenuta nei micropori, dove la componente matriciale è tanto alta da bilanciare e superare quella gravitazionale: in queste condizioni il terreno si trova alla *capacità di campo* che rappresenta la situazione ideale per il rifornimento idrico delle piante che attingono l'acqua senza grossi sforzi.
Col progressivo diminuire dell'acqua, per evaporazione dal terreno o per traspirazione delle piante, il velo d'acqua si assottiglia sempre di più localizzandosi in pori via via più minuti in cui il potenziale idrico scende a valori bassissimi. Arrivati al momento in cui le piante, almeno quelle comunemente coltivate, non sono più in grado di prelevare acqua dal terreno, fatto che si traduce nell'appassimento del vegetale, il contenuto d'umidità viene definito *punto di appassimento* o *di avvizzimento*. L'acqua presente nel terreno al punto di appassimento è *acqua non utilizzabile dalle piante:* è questa in parte acqua rimasta nei capillari più fini e in parte *acqua igroscopica* le cui ultime molecole sono trattenute con tensioni dell'ordine di -1.000 MPa.
Riepilogando:
-*Capacità Idrica Massima:* contenuto idrico in un terreno saturo (micropori e macropori sono pieni d'acqua). ψ = 0 pF = 0

-*Capacità di campo:* contenuto idrico in un terreno in cui i micropori sono pieni di acqua e i macropori pieni d'aria. ψ = -0,01 -0,03 MPa pF = 2 – 2,4.

-*Punto di appassimento:* contenuto idrico in un terreno nel momento in cui la maggior parte delle piante coltivate non riescono più a estrarre acqua da esso. ψ = -1,5 MPa pF = 4,2.



La frazione di acqua contenuta fra questi ultimi due limiti rappresenta la cosiddetta ***acqua disponibile (AD)*** *o* ***riserva utile (RU)***: da essa dipende in larga misura, la capacità del terreno agrario a costituire riserve idriche più o meno cospicue e di permettere alle colture di resistere a periodi più o meno lunghi in cui vengano a mancare apporti naturali o artificiali di acqua.
Al disotto del punto di appassimento rimane acqua non disponibile per le piante.

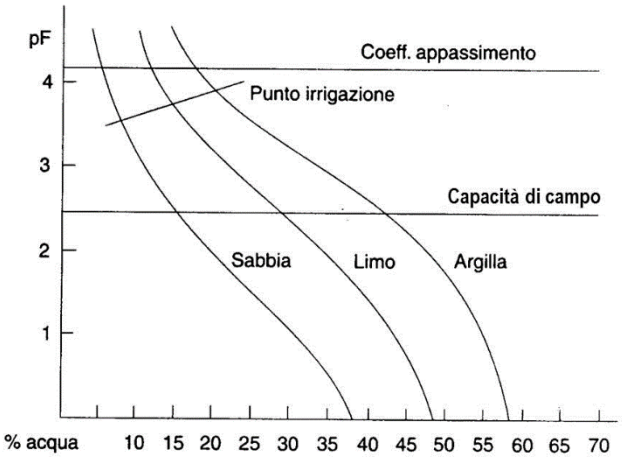


Il contenuto di umidità in corrispondenza di ciascun valore di potenziale è estremamente variabile in funzione della natura del terreno. In altri termini: a parità di potenziale due terreni diversi possono mettere a disposizione delle piante quantitativi di acqua disponibile differenti. Pertanto, oltre alla quantità d'acqua contenuta nel terreno conta conoscere anche la forza con cui questa è trattenuta, cioè il suo potenziale, per poter capire se detta quantità è disponibile o meno per le piante. Facendo riferimento alla figura riportata sopra, se i due terreni avessero entrambi un contenuto idrico pari al 16%, si potrà constatate che nel terreno argilloso non vi è più disponibilità di acqua per le piante, in quanto si trova sotto il punto di appassimento; mentre nel terreno sabbioso, che si trova alla capacità di campo, vi è la massima disponibilità. Dunque, per ogni terreno è necessario conoscere i rapporti tra contenuto d'umidità e potenziale idrico.

RELAZIONE TRA POTENZIALE IDRICO E UMIDITÀ DEL TERRENO

L'umidità può variare da un minimo uguale a zero (terreno completamente secco) ad un massimo che, opportunamente espresso, è pari alla porosità del terreno stesso. Mentre il valore del potenziale oscilla da -1.000 MPa a 0 MPa.

A seguito di questo ampio campo di variazione, nella rappresentazione grafica della suddetta relazione (umidità nell'ascissa e potenziale nell'ordinata) viene adottata una scala logaritmica perché si possa avere una buona visualizzazione dell'intervallo più interessante per la disponibilità idrica delle piante: quello compreso tra la capacità di campo e il punto di appassimento. La curva che si ottiene viene definita *curva di ritenzione idrica*.



L'andamento della curva di ritenzione idrica stabilisce i rapporti fra umidità del

suolo e suo potenziale in un determinato terreno. Ai fini pratici la conoscenza di tale andamento è importante per vari motivi:

a) permette di conoscere il grado di disponibilità dell'acqua presente nel terreno;
b) è sufficiente misurare il potenziale solo saltuariamente, in quanto la conoscenza della curva permette l'individuazione della disponibilità idrica con la sola determinazione del contenuto di umidità del suolo;
c) La curva di ritenzione cambia fortemente da un terreno all'altro conferendo un diverso significato agronomico alle riserve del suolo, come si evince dall'andamento delle curve di ritenzione idrica in tre diversi tipi di terreno della figura sopra riportata.

Da quanto osservato, le curve di ritenzione idrica cambiano fortemente in funzione della tessitura e della struttura del terreno; il rapporto tra micro e macropori è, in tal senso, determinante. La tabella sotto riportata illustra alcuni valori orientativi per due tipi di terreno e permette alcune osservazioni di interesse agronomico:

Valori di alcune caratteristiche idrologiche di due tipi di terreno e riserve idriche utilizzabili nei primi 40 cm di profilo

	% del volume				
Terreno	C.I.M.	C.C.	P.A.	A.D.	R.U. $m^3\ ha^{-1}$
Sabbioso	40	16	6.4	9.6	384
Argilloso strutturato.	54	42	18	24	960

I due tipi di terreno, portati alla CC, possiedono riserva utilizzabile (RU) di consistenza molto varia. Se, sulla base dei dati della tabella, valutiamo la R.U. presente in un ettaro, per la profondità di 40 cm, nei due terreni otteniamo:

1) Terreno sabbioso: 0,40 m x 10.000 m^2 x 9,6% = 384 $m^3\ ha^{-1}$

2) Terreno argilloso: 0,40 m x 10.000 m^2 x 24,0% = 960 $m^3\ ha^{-1}$

A parità di spessore, pertanto, il terreno argilloso riesce a immagazzinare e trattenere quantitativi di acqua disponibile (CC – PA = RU) per la coltura superiori rispetto al terreno sabbioso. Questa proprietà si riflette sulla tecnica irrigua in quanto, a parità di acqua da somministrare, nel primo terreno si può intervenire con volumi d'irrigazione più cospicui a intervalli (turni) più ampi; nel secondo terreno, di contro, per evitare perdite di acqua per percolazione, occorre apportare volumi più ridotti e adottare turni più brevi.

Si descrivono di seguito i metodi più semplici ed utilizzati per la determinazione del contenuto di umidità del suolo e del suo potenziale idrico.

MISURA DEL CONTENUTO DI UMIDITÀ

Metodo ponderale

Il campione di terreno umido viene pesato, messo in stufa a 105°C fino a completo essiccamento e pesato secco. L'umidità viene espressa come % rispetto al peso secco o in volume. Per passare dall'umidità in peso a quella in volume basta moltiplicare la prima per la densità apparente del terreno (*vedi argomento sulla tessitura*).

Il contenuto di umidità del terreno viene calcolato con la seguente formula:

- ✓ In riferimento al peso secco $$\mathbf{U_{\%ps}} = \frac{Pu - Ps}{Ps} \times 100$$

- ✓ In volume $\mathbf{U_{\%v}} = U_{\%ps} \times \Phi$

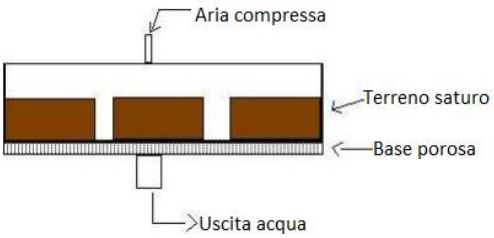
dove:

Pu = peso umido del campione di terreno
Ps = peso secco del campione di terreno (essiccato in stufa a 105 °C)
ϕ = densità apparente del campione di terreno

Il contenuto di umidità nei vegetali viene calcolato con la seguente formula:

- ✓ in riferimento al peso umido $\mathbf{U_{\%pu}} = \frac{Pu - Ps}{Pu} \times 100$

MISURA DEL POTENZIALE IDRICO DEL TERRENO

Membrana porosa o piastra di Richards

È il metodo di laboratorio più usato per determinare le caratteristiche idrologiche dei terreni. Un campione di terreno preventivamente portato alla saturazione è posto su una membrana porosa racchiusa entro un recipiente a tenuta stagna. Con un compressore di adeguata potenza, si immette una pressione (a un valore prefissato) che provoca il deflusso della quota di acqua del campione trattenuta con una tensione pari a quella della pressione esercitata. A questo punto il campione di terra viene rimosso e se ne determina il contenuto d'acqua con il metodo ponderale. L'operazione viene ripetuta più volte. Con una serie di pressioni opportunamente scelte (da - 0,1 a – 15 bar) si può ottenere, per un dato terreno, il grafico della curva di ritenzione idrica.