

Introduzione alla
Fisica del Terreno

Giuliano Vitali

Indice

Prefazione	6
Capitolo 1. Terreno come risorsa	7
1.1. Definizione di terreno	8
1.2. Il terreno in superficie	9
1.3. Il terreno in profondità	10
1.3.1. Descrittori degli orizzonti	10
1.3.2. Orizzonti agrari	13
Capitolo 2. Il terreno come sistema fisico	17
2.1. Il terreno come materiale omogeneo	17
2.1.1. Densità reale e densità apparente	18
2.1.2. Massa complessiva di suolo	20
2.2. Cenni sulle proprietà Meccaniche	21
2.3. Misurare la densità del terreno	22
2.3.1. La misura della densità apparente	22
2.3.2. Nota sulle tecniche di campionamento	24
2.4. Esercizi	25
Capitolo 3. La tessitura	27
3.1. Terreno come materiale granulare	27
3.2. La tessitura	28
3.3. Genesi e locazione dei terreni	30
3.4. Tessitura e proprietà meccaniche	30
3.5. La granulometria	31
3.6. Esercizi	39
Capitolo 4. Terreno come sistema poroso	41

4.1.	La porosità	41
4.2.	Distribuzione dei pori	42
4.3.	Porosità e granulometria	44
4.4.	Porosimetria	45
4.5.	Esercizi	47
Capitolo 5.	L'acqua nel terreno	49
5.1.	L'umidità del terreno	49
5.2.	Umidità e proprietà meccaniche	50
5.3.	La misura dell'umidità	52
5.4.	Esercizi	54
Capitolo 6.	La ritenzione idrica	55
6.1.	Le componenti del potenziale	56
6.2.	Il potenziale gravitazionale	57
6.3.	Il potenziale matriciale	58
6.4.	La curva di ritenzione	60
6.5.	Punti Caratteristici	62
6.6.	La frangia capillare	64
6.7.	La curva di ritenzione come funzione	65
6.8.	L'isteresi	67
6.9.	La misura del potenziale idrico	68
6.10.	Esercizi	70
Capitolo 7.	La dinamica idrica	71
7.1.	La legge di Darcy	71
7.2.	Tessitura e Permeabilità	72
7.3.	Osservazioni agronomiche	72
7.4.	La legge di Darcy - Buckingham	75
7.5.	Flusso verticale	77
7.6.	condizioni stazionarie	78
7.7.	Tipologie di flusso	79
7.8.	La componente orizzontale	82
7.9.	La misura della Conducibilità	85
7.10.	Esercizi	88
Capitolo 8.	Idrologia superficiale	89

8.1. Il Bilancio Idrico	90
8.2. Irrigazione	91
8.3. Coperture Superficiali (manti e coltri)	92
8.4. Ruscellamento (Runoff)	93
8.5. L'Erosione	95
8.6. Esercizi	99
Capitolo 9. Termodinamica del terreno	101
9.1. Grandezze caratteristiche	101
9.2. I processi di base	102
9.3. Esercizi	106
Capitolo 10. I soluti nel terreno	109
10.1. Acidità e pH	111
10.2. Salinità	111
10.3. Il Trasporto dei soluti	113
10.4. Esercizi	115
Capitolo 11. I colloidi del terreno	117
11.1. Le argille	117
11.2. La capacità di scambio cationico	121
11.3. L'adsorbimento	123
11.4. Il trasporto di argille	125
11.5. La materia organica	125
Capitolo 12. La struttura del terreno	129
12.1. Struttura e distribuzione dei pori	130
12.2. Gli agenti cementanti	130
12.3. La dinamica della struttura	131
12.4. La stabilità della struttura	134
12.5. Misura della stabilità di struttura	134
APPENDICE - La Pedogenesi	137
Riferimenti	141

Prefazione

Questo testo rappresenta un avvio allo studio della Fisica del Terreno. La materia si avvale dei concetti della fisica di base (meccanica, fluidodinamica e termodinamica) per sviluppare le conoscenze di un sistema che è fondamentale nella produzione vegetale. Molti concetti già presenti su testi di Agronomia tradizionali, quali [4], [1] aggiungendo approfondimenti tratti da [3], [6] e [5], con la gradualità necessaria a chi ha poca dimestichezza con il formalismo matematico.

I capitoli sono arricchiti di note metodologiche ed esercizi, che lasciano il posto, nei capitoli finali a tematiche trattate allo scopo di evidenziare come lo studio degli aspetti più complessi richiede la conoscenza di legami con altre materie quali la pedologia e la chimica del suolo e quindi cercando di permettere di inquadrare la materia in un più ampio schema di studio.

Versione riveduta e corretta.

Documento prodotto con L^AT_EX

GV - Dicembre 2016

CAPITOLO 1

Terreno come risorsa

Quando parliamo di **suolo** o di **terreno** occorre pensare ad un **corpo** che evolve e vive, un corpo che è esteso quanto il globo terrestre oppure un comparto ambientale dai confini piuttosto indefiniti, con un limite superiore netto ed uno inferiore meno definito, un corpo strutturato, stratificato ed estremamente diversificato nello spazio. Chi si occupa del terreno sono nel complesso diverse discipline, a cominciare dall'agronomia, che rivolge particolare attenzione alla **fertilità**; in tal senso la fisica del terreno si propone di studiare gli elementi fisici della fertilità, associati a:

- scambio gassoso - essenziale per la vita della maggior parte delle radici delle piante terrestri, implica non solo presenza di ossigeno ma anche assenza di componenti gassose dannose alla pianta più dovuti all'attività metabolica di microorganismi anaerobici,
- penetrabilità radicale - associata alla difficoltà di esplorazione dell'apparato radicale e quindi della disponibilità effettiva di risorse quali acqua e nutrienti, ma legata anche alla difficoltà di espansione degli organi stessi,
- ritenzione idrica - legata alla granulometria del terreno, e più direttamente alla distribuzione dei pori, che influisce sia sulla facilità del terreno di trattenere quanto di rilasciare acqua in rapporto tanto alla pianta quanto ai sistemi con esso confinanti quali l'atmosfera (piogge ed evaporazione) e la falda (drenaggio e risalita capillare),
- permeabilità idrica - legata alla capacità drenante di un terreno sia in presenza di acque in eccesso che a scopi

irrigui, associata quindi ad una caratterizzazione idrodinamica del terreno,

- termologia del terreno - legata al regime termico ottimale alla germinazione e all'attività radicale, e alla limitazione dell'evaporazione e di fenomeni di incrostamento.

Tali aspetti sono a loro volta legati ad altri fattori di ordine inferiore e squisitamente fisici quali la presenza di minerale grossolano (scheletro), quanto ad altri molto più legati alla matrice biologica, quali lo stato di aggregazione (struttura), su cui le attività dell'uomo hanno forte incidenza: si pensi alle lavorazioni del terreno.

Recentemente l'agronomia si è trovata spinta a vedere il terreno non solo in funzione degli aspetti produttivi, ma anche in riferimento a problematiche ambientali e sociali, quali l'**inquinamento delle risorse idriche**, sia superficiali che sotto-superficiali (acquiferi) e la **conservazione del suolo**. Solo una conoscenza delle caratteristiche fisiche unite a quelle chimiche, biochimiche e biologiche del terreno può essere in grado di dare risposte ad importanti quesiti. In particolare lo studio del terreno come sistema fisico, basandosi sull'utilizzo degli strumenti più avanzati della fisica e della matematica, permette di effettuare previsioni e calcoli maggiormente vicini a quelli dell'idrologia classica, permettendo di affrontare in modo pressoché esatto le problematiche dell'irrigazione e di fenomenologie quali il ruscellamento, l'erosione ed il trasporto in falda (es.inquinanti).

1.1. Definizione di terreno

Il terreno quel materiale di origine naturale che forma lo strato superficiale di molta parte della crosta terrestre, strato che può andare dai pochi mm a diversi metri. Tale strato proviene dalla disgregazione e metamorfosi delle rocce e dall'accumulo di materiali di origine organica, processi che possono aver avuto luogo localmente o associati ad un trasporto. Tale 'materiale', costituito da frazioni di diversa dimensione (scheletro e terra fine) incorpora componenti diverse (sostanza organica, acqua e aria). Nel concetto di terreno

è insita la capacità di ospitare forme di vita, e quindi il suo essere in certa misura **fertile**. Sebbene il terreno sia contraddistinto da dinamiche bio-chimiche, per la fisica del terreno esso è un materiale spesso studiato in laboratorio (**disturbato**) che in campo (**indisturbato**). In ambito agronomico lo studio riguarda peraltro il **terreno Agrario** che è inteso essere differente da quello naturale in quanto **perturbato** dall'azione dell'uomo.

1.2. Il terreno in superficie

Il primo impatto che si ha con un terreno è il suo aspetto in superficie, la cui analisi in un'area circoscritta è abituale delle indagini a carattere estimativo. In tal prevalgono descrizioni a carattere qualitativo e nell'intorno di punti prescelti (siti o stazioni). Tale valutazione parte naturalmente dalla descrizione di aspetti quali:

- **Rilievi** Con tale termine ci si riferisce alla presenza di differenze di altitudine nella morfologia del paesaggio; l'osservazione è di tipo qualitativa e tipica di quella cui ricorre il paesagista.
- **Micro-morfologia** La caratteristica si riferisce alla presenza di dossi ed avvallamenti su di una scala che va dalle decine di metri ai pochi decimetri.
- **Erosione** - Una descrizione adeguata della superficie non può non includere una valutazione dell'eventuale presenza di fenomeni erosivi e del grado a cui essi si manifestano (vedi avanti), onde comprendere le cause e l'eventuale contributo dell'azione dall'uomo. In questo è importante eseguire una comparazione tra versanti ad uso agro-forestale e versanti naturali sia allo scopo di quantificare il fenomeno che di identificare possibili approcci utili ad arginare il fenomeno.
- **Altitudine** s.l.m. (en: elevation) valore solitamente ricavato da mappe o strumenti e riportato nella relazione di stazione.

- **Esposizione** (en: aspect) indica un insieme di proprietà quali la **pendenza**, ovvero l'inclinazione del versante (solitamente espressa in %, pari al dislivello in metri su 100m orizzontali di **Lunghezza** nella direzione della massima pendenza) e l'**orientamento**, che si riferisce alla direzione verso cui volge la superficie (es. $90^\circ Ncw$ significa 90 gradi da Nord in senso orario (cw: clockwise). Talvolta si può specificare anche la **configurazione** intendendo con essa la forma del territorio: sia una spalla di una formazione alluvionale che il dorso di una collina hanno un aspetto **convesso**, in cui il gradiente aumenta al discendere del versante. Le pendenze ai piedi di un colle hanno viceversa una forma **concava** dando quindi luogo ad una graduale diminuzione della pendenza.
- **Vegetazione** - Nella valutazione di un sito è importante eseguire una corretta stima delle specie della vegetazione spontanea presente e della loro frequenza. Essa è infatti strettamente in relazione con caratteri pedologici, fisici e chimici del terreno. Qualunque informazione può mettere in luce relazioni tra specie e suolo ed un rilievo vegetazionale può essere d'aiuto anche nel definire i confini tra i vari tipi di suoli. La vegetazione, pur essendo estremamente variabile sia stagionalmente che dal punto di vista spaziale, permette ad un occhio esperto di ottenere indicazioni sulla profondità, reazione acida, stato di fertilità e disponibilità idrica di un terreno (vedi bio-indicatori).

1.3. Il terreno in profondità

Di minor interesse per l'estimo, ma più studiato dalla pedologia è la **stratigrafia**, fondamentale per la classificazione dei suoli naturali, descritti in base agli **orizzonti**, che tracciano la storia pedogenetica del suolo.

1.3.1. Descrittori degli orizzonti. Esistono alcune caratteristiche del terreno che si possono osservare anche sulla superficie, ma

che caratterizzano i vari strati che potrebbero apparire attraverso lo scavo di una trincea

- **Colore** - Una delle caratteristiche del terreno più facili da notare è il colore ma non è banale utilizzare il colore per classificare lo stesso. Uno dei metodi classici è rappresentato dal sistema **Munsell** (proposto nella prima versione nel 1905) che ha introdotto un sistema di coordinate a 3 indici (ben noto a chi si occupa di grafica): H (hue, cioè tonalità), C o S (chroma o saturazione), V o L (valore = luminosità). La tonalità è divisa in cinque colori di base: rosso (R), giallo (Y), verde (G), blu (B) e porpora (P), tra cui sono distinte 10 gradazioni. Il valore del livello di luminosità o oscurità di un colore, è definito in 11 incrementi da bianco a nero. La saturazione rappresenta invece l'intensità o purezza del colore ed è suddivisa in 15 gradazioni. Ampia è la disponibilità di atlanti e tabelle che consentono di ricavare il codice del colore secondo il criterio di Munsell. Recentemente si sono resi disponibili anche software specifici.
- **Scheletro** - La non completa trasformazione delle rocce o il rimescolamento con strati profondi può determinare la presenza nel terreno di una componente minerale grossolana, detta **scheletro**. La quantità di scheletro si misura per setacciamento e la trama di 2mm ne definisce il limite inferiore. In base al contenuto ponderale, la presenza di scheletro si definisce:
 - inconsistente se $< 5\%$
 - sensibile se $> 5\%$ ma $< 20\%$
 - abbondante se $< 20\%$ ma $< 40\%$
 - eccessiva se $> 40\%$: il terreno è detto in questo caso **a scheletro prevalente**, caratteristico di suoli autocotoni collinari e montani, di origine morenica e alluvionale presenti nelle fasce pedemontane (sia alpina che appenninica). Mentre la tipologia della roccia

che costituisce lo scheletro può influire sulle caratteristiche chimiche, la quantità di scheletro incide in modo non trascurabile sul comportamento idrologico del suolo. Un'elevata presenza di scheletro è solitamente correlata ad una forte aerazione e ad una elevata permeabilità idrica, che in passato è stata posta in relazione ad una forte esigenza idrica e di concimazioni. Lo scheletro rappresenta inoltre un ostacolo alle lavorazioni richiedendo una bonifica attraverso un allontanamento della componente più grossolana, ovvero una triturazione del pietrame.

- **La struttura** - Con questo termine si possono intendere diversi concetti. Esaminando il terreno in superficie con essa si può intendere la **Consistenza** descritta attraverso le sensazioni che si percepiscono al calpestamento o la manipolazione delle zolle (vedi umidità e aspetti meccanici). In profondità e nei **terreni naturali** si può invece descrivere la morfologia dell'unità di suolo detta **ped**, basata sull'uso di descrittori quali:
 - a particelle singole: suolo costituito da particelle fini incoerenti oppure compatto in cui le particelle sono cementate (es. crosta);
 - concrezionata;
 - grumosa: vera struttura, basata su cementazione ad opera di humus;
 - granulare: pseudo-struttura, basata su cementazione di argille;
 - di disgregazione: dovuta a sollecitazioni varie, generalmente meccaniche e idrologiche).

In fisica del terreno con tale termine si intende invece un aspetto fondamentale che sintetizza molta parte della fertilità fisica di un suolo e che vedremo solo nell'ultimo capitolo.

1.3.2. Orizzonti agrari. Nel terreno agrario (coltivato) l'azione anche pregressa di interventi meccanici non rende riconoscibile la stratigrafia originale dei primi strati. L'agronomia distingue solamente 2 strati su base funzionale, uno **superficiale attivo** ed uno **profondo sub-attivo** (vedi figura 1.3.1) in cui il concetto di **attività** non si riferisce a quella biologica ma alla presenza di attività radicale legata alla presenza di colture. Per strato attivo si intende quello strato esplorato dalle radici, e su cui mirano le attività agronomiche quali rimescolamento ad opera degli attrezzi meccanici, fertilizzazione ed irrigazioni. Tale strato ha normalmente una profondità difficilmente definibile. Mentre infatti gli attrezzi hanno dimensioni note, è difficile valutare lo spessore di suolo su cui insistono aggiunte di prodotti e apporti idrici: è proprio su questi aspetti che infatti si concentra maggiormente la fisica del terreno ed in particolare l'idrologia.

L'azione dell'intervento agronomico mira ad un controllo della fertilità sullo strato radicato, ma il grado di approfondimento delle radici, varia da specie a specie e varia dinamicamente.

Profondità del terreno - A fini estimativi, sui terreni coltivabili, può essere interessante definire la profondità di quello strato talvolta indicato come **massa o potenza del terreno**, profondità che rappresenta lo spessore di suolo utile all'approfondimento radicale. Tale profondità rappresenta il massimo spessore di ciò che è stato definito in precedenza strato attivo. La FAO ha delineato una relazione tra profondità del terreno e produttività attraverso un indice di potenzialità produttiva (IPP) dove 100 rappresenta la produttività massima di una qualunque coltura, i cui valori sono riportati in tabella 1.

In alcuni casi si possono avere indicazioni sulla profondità di un terreno esplorando i primi orizzonti pedologici in corrispondenza di punti di discontinuità, quali zone erose e solchi naturali o artificiali, in prossimità di torrenti o strade di campagna, e quindi più facilmente nelle zone scoscese e di collina; lo scavo di profili è un'operazione solitamente riservata ad un'indagine più approfondita.

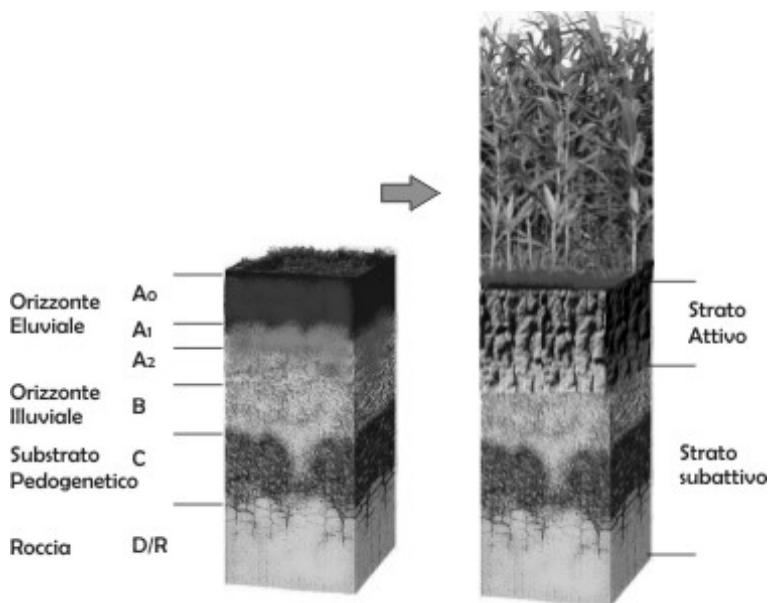


FIG. 1.3.1. Rappresentazione schematica delle maggiori differenze tra suolo naturale e coltivato

Tipo di suolo	Profondità (cm)	IPP
molto sottile	< 30	20
sottile	30 – 60	50
abbastanza profondo	70 – 90	80
profondo	> 100	100

TAB. 1. **Indice di produttività secondo la FAO**

Negli ultimi anni ricerche hanno messo in luce come il suolo sia da considerare una risorsa **non rinnovabile** in quanto i tempi di formazione sono di gran lunga maggiori a quelli relativi ai processi di perdita e deterioramento. Si è in particolare notato come attività

agricole quali le lavorazioni profonde su terreni scoscesi hanno facilitato la perdita del materiale terroso per erosione riducendo progressivamente lo strato di terreno fertile, coadiuvato dal fenomeno naturale del ruscellamento: in media nei versanti collinari, si parla di un'ordine di grandezza di 100 anni per ricostituire 1 cm di suolo a fronte di 1 cm di terreno perso ogni anno per erosione. Per contro nei suoli di pianura è assai frequente il problema della salinizzazione associata a costi di ripristino proibitivi.

Il limite inferiore dello strato utile è solitamente rappresentato dal substrato pedogenetico, ma in qualche caso si possono presentare orizzonti non favorevoli alla coltura, a causa della presenza di sostanze **nocive** alle piante, strati lapidei o strati aridi, come nel caso di orizzonti illuviali presenti in terreni di neoformazione o di montagna. In alcune zone d'Italia tali strati sono noti con nomi particolari (crostone, cappellaccio, ferretto).

Sovente possono essere le stesse lavorazioni a indurre o rafforzare nel terreno la presenza di uno strato difficilmente penetrabile dalle radici per compattezza a cui, in seguito ad una diminuita permeabilità, si può verificare la presenza di una falda pensile, causa di asfissia radicale.

CAPITOLO 2

Il terreno come sistema fisico

La fisica del terreno ha l'obiettivo di caratterizzare il terreno in base a misure ripetibili, e quindi introducendo grandezze misurabili. I caratteri che saranno presi in considerazione potranno fare riferimento ad un terreno che di volta in volta andrà visto come:

- materiale omogeneo: densità o peso specifico
- materiale coerente: caratteri meccanici
- materiale granulare: tessitura
- mezzo poroso: porosità, conducibilità
- materiale cementato: struttura, genere di cementi.

2.1. Il terreno come materiale omogeneo

Spesso nella coltivazione delle piante si usa riferirsi ad un terreno come **pesante** o **leggero**, carattere che fa riferimento alla facilità di operare con attrezzi meccanici. Volendo invece caratterizzare il terreno in base al 'peso' bisogna ricorrere a grandezze intensive, quali:

- **peso specifico** con cui si indica il rapporto tra peso (P) e volume (V) di un campione omogeneo di una certa sostanza:

$$(2.1.1) \quad \gamma = P/V$$

- **densità o massa volumica** con cui indichiamo invece il rapporto tra massa secca (M_S) e volume del campione (V):

$$(2.1.2) \quad \rho = M_S/V$$

Il peso è del resto come ben noto una forza, data dall'effetto della gravità su un corpo avente una certa massa.¹

L'unità di misura normalmente utilizzata è il kg/m^3 anche se non di rado si usa la $tonn/m^3$ che porta ad avere lo stesso valore numerico che si ottiene facendo uso del sistema CGS (centimetro, grammo, secondo) ovvero il g/cm^3 .

2.1.1. Densità reale e densità apparente. In questa prima chiave di lettura il terreno è inteso come un sistema sia omogeneo che multi-fasico, una miscela omogenea di 3 componenti, una solida (a sua volta data da una miscela granulare), una liquida (soluzione acquosa) ed una gassosa (atmosfera tellurica) (Fig. 2.1.1). Non si prende invece ancora in esame il livello di aggregazione, né delle componenti che la determinano, quali la componente organica.

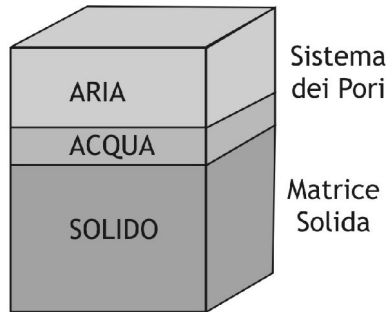


FIG. 2.1.1. Rappresentazione idealizzata delle 3 fasi presenti nel suolo

In particolare in questo primo capitolo si rivolge l'attenzione alla sola matrice solida e alla matrice porosa ad essa complementare

¹Peso e massa sono in diretta relazione attraverso la costante di gravità g . Se esprimiamo il peso specifico nel Sistema Tecnico (MKS) che ha il peso in kg-peso come unità fondamentale e la densità nel Sistema Internazionale che ha la massa in kg-massa come unità fondamentale, il valore numerico ad essi associato coincide: questo fatto permette di interpretare il valore del peso in kg di un oggetto ottenuto da una bilancia come valore della massa dello stesso, sempre in kg, attraverso un implicito cambio di Sistema di Unità di Misura.

senza pensare a ciò che potrebbe occupare i pori che la compongono (terreno secco). Il tasso con cui tali componenti si suddividono lo spazio complessivo determina la densità del **materiale terreno**. La densità della componente solida, pari alla densità media di tutte le componenti solide minerali e non che lo compongono, è detta Densità Reale o Effettiva, ed è data per l'appunto dal rapporto tra massa della componente solida M_S ed il volume effettivo V_S , ovvero quello occupato della sola costituente solida:

$$(2.1.3) \quad \rho_S = M_S/V_S$$

Per terreni con un modesto contenuto di materia organica il valore assunto dalla Densità Reale è prossimo a quello dei minerali più comuni, cioè compreso tra $2.4g/cm^3$ e $2.7g/cm^3$: in mancanza di misure specifiche e su terreni con una quantità limitata di sostanza organica, si fa uso del valore di $2.65g/cm^3$. Suoli organici e torbosi hanno valori di densità talvolta anche inferiori a quello dell'acqua ($< 1.0g/cm^3$).

Il terreno è in realtà tutt'altro che un corpo solido. Per comprenderne la struttura possiamo pensare ad una spugna ottenuta attraverso la progressiva eliminazione di porzioni di solido ad una scala via via più fine. Mentre il volume rimane lo stesso la massa si riduce passo passo considerevolmente nel processo di rimozione. (Figura 2.1.2).

La densità che potremo calcolare su tale corpo non è quella del materiale in se ma del mezzo poroso, tiene conto della disposizione della parte solida nello spazio e viene detta per questo **densità o massa volumica apparente**. Essa è data dal rapporto tra massa del solido M_S ed il volume **totale** del campione (V_Σ):

$$(2.1.4) \quad \rho_{APS} = M_S/V_\Sigma$$

La densità apparente è naturalmente sensibile ad ogni tipo di perturbazione di origine meccanica del terreno ma è anche fortemente dipendente dal modo in cui si possono disporre geometricamente le singole particelle minerali e soprattutto, dal livello di aggregazione delle particelle stesse.

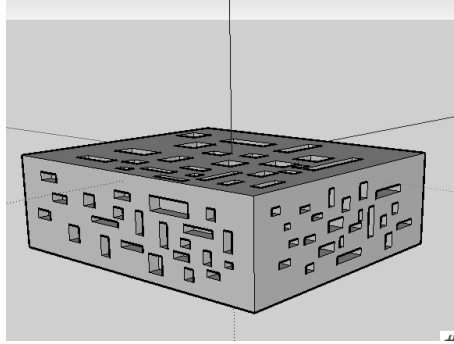


FIG. 2.1.2. - Rappresentazione semplificata del sistema porale del terreno

Nella tabella 1 sono riportati valori tipici del ρ_{APS} osservabili su importanti tipologie di terreno.

Tipo di Terreno	Set-Aside	Lavorato
Pesante (Argilloso)	$1.2g/cm^3$	$0.9g/cm^3$
Medio Impasto	$1.4g/cm^3$	$1.0g/cm^3$
Leggero (Sabbioso)	$1.6g/cm^3$	$1.3g/cm^3$
Torboso	$0.9g/cm^3$	$0.6g/cm^3$

TAB. 1. Valori tipici di densità apparente per terreni in diverse condizioni agronomiche

2.1.2. Massa complessiva di suolo. Nella pratica, durante la formulazione di correzioni chimiche (es. calcitazioni) aggiunte di ammendanti (organici) e interventi straordinari (movimentazioni terreno) può essere utile passare da una grandezza intensiva come la densità (o peso specifico) ad una estensiva, quale la massa totale del terreno.

Per effettuare tale conversione occorre far uso di due grandezze, ovvero l'estensione della superficie (A , m^2) e la profondità (H , m^2).

Talvolta può essere necessario tener conto del materiale grossolano (S , kg/kg).

La massa di terra fine da trattare sarà allora data da:

$$(2.1.5) \quad M = A \cdot H \cdot (1 - S)$$

2.2. Cenni sulle proprietà Meccaniche

Il terreno è un solido parzialmente coerente soggetto a deformazioni sostanzialmente isotrope, cioè non influenzate dalla direzione a cui è applicata lo sforzo di deformazione. È in questa veste che il terreno va visto nello studio di fenomenologie quali:

- crepacciatura, che si manifesta durante la fase di essiccazione in presenza di argille rigonfiabili (vedi avanti) che nella fase di perdita d'acqua determinano restringimenti anche consistenti;
- cedimento all'applicazione di carichi alla superficie; a tale fenomeno è associata anche la sofficietà, ovvero l'attitudine di un terreno ad abbassarsi di livello quando sottoposto a deboli pressioni, quali la pressione di una mano aperta.

Il terreno è invece visto come un mezzo continuo visco-elastico, ovvero un solido con proprietà semi-fluide, quando si esaminano fenomeni quali:

- tenacità - resistenza alla penetrazione di un organo lavorante, associata alla coesione delle parti;
- adesività, data dall'attitudine ad aderire agli organi lavoranti.

La trattazione fisico-ingegneristica dei fenomeni citati richiede la definizione del concetto di **sforzo**, pari alla **forza** esercitata su una superficie. Mentre però nei fluidi essa perde di direzionalità assumendo la natura di una pressione, nei materiali quasi-solidi (e quindi anche quelli parzialmente coerenti ed i visco-elastici), è importante definire la **superficie di riferimento**. La componente dello sforzo **normale** alla superficie è indicata col simbolo σ e determinerà una compressione del materiale, mentre la componente

della forza tangente alla superficie è detta **sforzo di taglio** e determina slittamenti, scorrimenti e fratture lungo quella superficie, ed è indicata come τ .

Le possibili reazioni del materiale allo sforzo possono essere distinte in:

- **Reversibili** se, alla rimozione dello sforzo, il materiale tende a tornare alla configurazione precedente: si parla di comportamento elastico. Nel caso del terreno tale comportamento si osserva p.es nelle torbe.
- **Irreversibile** se, alla rimozione dello sforzo, il materiale permane nella nuova configurazione. Tale comportamento, denominato plastico, si può osservare nelle argille, in cui si può osservare un cedimento spontaneo irreversibile; irreversibile è anche il **cedimento per rottura**.

2.3. Misurare la densità del terreno

2.3.1. La misura della densità apparente. La misura della Densità Apparente può essere svolta anche senza strumenti di particolare complessità: per la valutazione del peso una bilancia da cucina potrebbe essere in certi casi anche di adeguata precisione. Allo stesso modo un forno casalingo, se usato con attenzione può asservire alla fase di asciugamento. La parte più delicata è rappresentata dalla misura del volume del campione ed è su questa che si rischia di commettere l'errore maggiore.

metodo dell'escavazione - In questo metodo il campione di terreno è estratto praticando una buchetta del volume di $2 : 10 dm^3$ di cui è misurato il volume facendo uso di materiali sciolti o fluidi a densità (apparente) nota (es. sabbia asciutta, palline di plastica,..., oppure acqua e sistemi di impermeabilizzazione quali palloncini, buste di plastica, etc..). In tutti i casi è fondamentale operare con il terreno ad un umidità ottimale dal punto di vista della plasticità e dello sforzo di taglio al fine di operare l'estrazione del campione facendo in modo che le pareti della buca siano abbastanza regolari e limitando la presenza di suolo all'interno o tralasciando parti di campione. In generale è comunque difficile contenere l'errore: la

stessa taratura della densità dei materiali utilizzati per riempire la buchetta è infatti una importante sorgente di errore.

Metodo del Cilindretto - Esso è basato sull'estrazione del campione di terreno facendo uso di un tubo metallico (Figura 2.3.1): il volume del tubo è ottenibile con buona precisione ma le dimensioni esigue del campione (il diametro è solitamente non più di 10cm) fa sì che lo sforzo di taglio procuri una compressione portando ad una alterazione della densità apparente stimabile con difficoltà. Come nel metodo dell'escavazione la perizia dell'operatore è fondamentale, infatti è importante eseguire un buon taglio, non perdere parti di campione e che il terreno sia in condizioni ottimali onde evitare compressioni. Inoltre la reale applicabilità del metodo dipende dalla presenza di scheletro.



FIG. 2.3.1. Campione di terreno prelevato con cilindretto

Metodo del Picnometro - Questo metodo è utilizzato per la valutazione della Massa Volumica Reale. Il Picnometro è un contenitore a volume determinato ad altissima precisione, che viene utilizzato per ricavare il volume della massa solida del terreno a partire dal volume d'acqua necessaria a riempire il picnometro, e sfrutta la nota densità dell'acqua. Il metodo (vedi Figura 2.3.2) prevede 4 pesate, quella del picnometro vuoto, quella del picnometro pieno d'acqua, quella del picnometro col solo campione di terreno e quella del picnometro con campione ed acqua.

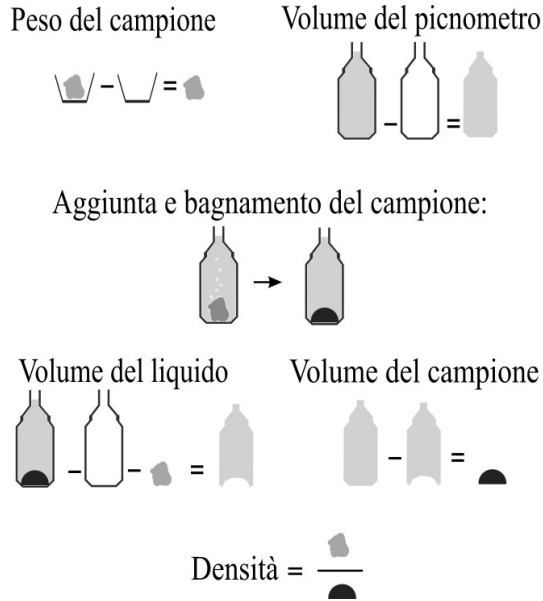


FIG. 2.3.2. Schema dei passaggi nella valutazione della densità reale di un terreno

2.3.2. Nota sulle tecniche di campionamento. Lo scopo del campionamento è quello di produrre un insieme di campioni di terreno che permettano di ottenere le informazioni che desideriamo su un particolare sito (es. appezzamento), specificando se il nostro interesse si ferma alla superficie oppure se vogliamo indagare anche in profondità. Prelevare ed analizzare un campione di terreno è molto dispendioso, lento e determina uno dei punti di debolezza di tutti gli approcci scientifici sulla comprensione fisica del terreno, perciò è anche la fase più importante. È in ogni caso ovvio che l'informazione che otterremo non potrà essere più accurata di quanto non permetta il metodo di campionamento utilizzato.

Nella scelta metodo di campionamento è importante far sì che il campione sia **rappresentativo** del sito da esaminare. Un campione si dice rappresentativo se riflette le proprietà di **gran parte**

(in volume, peso o rispetto alla superficie) del suolo in esame. È importante quindi procurarsi una mappa del sito, effettuare un sopralluogo annotando sulla mappa le caratteristiche salienti e documentarsi sulle tecniche di posizionamento dei punti di prelievo: è importante comprendere se desideriamo una valutazione unica del sito oppure una distribuzione, cosa giustificata se il sito ha dimensioni superiori a $0.1ha$ e che richiede metodi sviluppati nell'ambito della geo-statistica.

Se il sito ha dimensioni contenute comunque è bene prelevare più campioni all'interno dell'area delimitata. Allo scopo è bene dividere l'area in porzioni grosso modo delle stesse dimensioni. Se l'area complessiva non è omogenea, tale operazione andrà compiuta su ognuna delle porzioni omogenee.

Oggi esistono in molta parte d'Italia mappe pedologiche anche assai dettagliate da cui partire per valutare una consistenza dettagliata delle tipologie di suolo all'interno dell'azienda in studio. Alla suddivisione possono contribuire suggerimenti dettati dalla topografia o dal tipo di vegetazione.

In ogni porzione si procede quindi al prelievo del campione: in ogni area omogenea è bene prelevare almeno 3 campioni allo scopo di ottenere informazioni sulla media ed una stima dell'errore, da imputare questo alla variabilità del suolo e alla tecnica. Dovendo limitare il numero delle analisi senza rinunciare alla rappresentatività si ricorre alla molteplicità di prelievi, poi unificare in un **campione composto** da inviare ai laboratori di analisi.

2.4. Esercizi

- (1) Cercare su testi di fotografia e grafica, su internet o all'interno di software per elaborazione di immagini indicazioni riguardanti il sistema colorimetrico di Munsell.
- (2) Cercare su internet software per la classificazione colorimetrica dei suoli.
- (3) Dato un terreno con massa volumica apparente $\rho_{aps} = 1.20g/cm^3$ 1) esprimere il valore in kg/m^3 , 2) dire quali

sono le UdM nel S.I. ? 3) dire quale è il valore di ρ_{aps} nel SI.

- (4) Supponendo di mescolare 300 kg di sabbia asciutta ($\rho_S = 2.5$) con 30kg di torba ($\rho_S = 1.5$), anch'essa asciutta: 1) qual'è la densità reale del miscuglio ? 2) Confrontare il rapporto tra i pesi a quello tra i volumi; 3) La densità risultante è una media ponderata delle 2 densità ? Da cosa sono dati i coefficienti peso dei materiali ?
- (5) Dato un terreno di $\rho_{APS} = 1.2g/cm^3$, 1) quanto pesa uno strato di 20cm per 1ha? 2) qual'è il volume corrispondente ?
- (6) Seguendo il metodo dell'escavazione preleviamo 1.2kg di terreno che, seccato in stufa, perde 0.2kg d'acqua. Dato che il volume della buchetta era di $0.0008m^3$, qual'è la densità apparente ρ_{aps} del terreno?
- (7) Attraverso un sistema di raccolta, l'acqua di ruscellamento di una superficie di $500m^2$ è convogliata ad una vasca cubica di 1m di lato. Se dopo un evento piovoso raccogliamo 80cm di torbida da cui, dopo rimescolamento, preleviamo un campione da un litro da cui, dopo essiccamento in stufa, si ottiene un residuo di 10g, quanto terreno (in kg/m^2) è eroso dall'evento ?
- (8) Volendo eseguire una calcitazione all'1% su 50cm di un terreno di 2ha al 5% di scheletro, dovremo apportare: $0.01x(20000 \cdot 0.5 \cdot 0.95) = 95kg$ di Ca.

CAPITOLO 3

La tessitura

Se provassimo a prendere del terreno in mano e manipolarlo potremmo cogliere diversi aspetti quali scabrosità, grado di umidità ed una percezione della presenza di sostanza organica, mentre un confronto tra terreni diversi ci porterebbe ad usare aggettivi quali sabbioso ed argilloso legati ad un'esperienza personale con materiali aventi particolari caratteristiche. Ma tali caratteristiche, in realtà a quale proprietà del terreno fanno riferimento? Inoltre talvolta sentiamo parlare di terreni sciolti piuttosto che di terreni compatti, ma quanto queste caratteristiche dipendono dalle particelle che formano il terreno e quanto dalla disposizione spaziale e dalla aggregazione delle stesse? In questo capitolo cercheremo di analizzare il primo di questi aspetti lasciando la descrizione dell'aggregazione al capitolo sulla struttura del terreno.

3.1. Terreno come materiale granulare

La composizione granulometrica di un terreno è una caratterizzazione della componente minerale in termini di **particelle dis-aggregate**. Ciò significa che nella tessitura non vengono prese in considerazione quelle componenti che determinano aggregazioni, ed in primo luogo la sostanza organica ¹.

Tale composizione è solitamente espressa attraverso una distribuzione granulometrica discreta in cui le classi dimensionali sono definite da convenzioni internazionali.

¹Per terreni con una sensibile presenza di sostanza organica la corretta analisi granulometrica ne prevede l'eliminazione, per cui il concetto di tessitura assume un significato diverso per suoli a forte componente organica.

Mentre le dimensioni maggiori a $2mm$ identificano, come accennato in precedenza, lo **scheletro** (distinto in Pietre ($d > 25cm$), Ciotoli ($d : 25 - 10mm$), Ghiaia ($d : 10 - 5mm$) e Ghiaino ($d : 5 - 2mm$), la frazione di terreno costituita da particelle con dimensioni inferiore ai $2mm$ è detta **terra fine**, ed è solamente questa parte che viene caratterizzata dalla granulometria, attraverso le frazioni dette:

- Sabbia: $2mm > d > 0.02mm$, distinta in:
 - Sabbia Grossolana $2mm > d > 0.2mm$
 - Sabbia Fine $0.2mm > d > 0.02mm$
- Limo: $0.02mm > d > 2\mu m$
- Argilla: $d < 2\mu m$

Tale classificazione è quella accettata dalla Società Internazionale di Scienza del Suolo (ISSS). Il Ministero dell'Agricoltura USA (USDA) preferisce dettagliare la sabbia in ben 5 classi :

- Molto grossolana: $1 < d < 2mm$;
- Grossolana: $0.5 < d < 1mm$;
- Media: $0.25 < d < 0.5mm$;
- Fine: $0.1 < d < 0.25mm$;
- Molto Fine: $0.05 < d < 0.1mm$;

quindi è considerato limo anche la frazione più fine della sabbia ($0.02 < d < 0.05mm$).

3.2. La tessitura

La **tessitura** del terreno è un attributo che sintetizza la composizione granulometrica facendo uso di una classificazione. Tale **classificazione tessiturale** è ottenibile dalla distribuzione granulometrica del terreno facendo uso di un **triangolo della grana**, quali quello dell'USDA, su cui sono tracciate 12 classi tessiturali, riportato in figura 3.2.1: è importante notare che per fare uso di questo schema occorre che i dati granulometrici rispettino lo standard USDA.

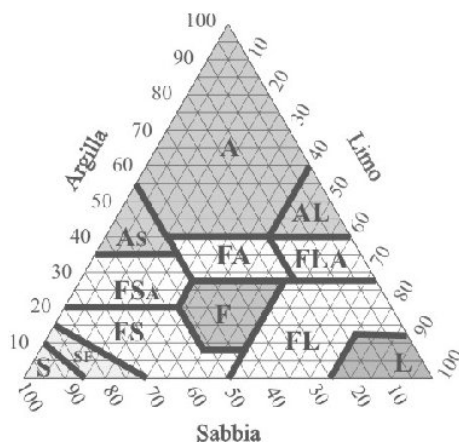


FIG. 3.2.1. - Triangolo tessiturale secondo l'USDA

Nella classificazione si può notare la diversa importanza che rivestono le 3 frazioni granulometriche nella definizione di un terreno.

In particolare la sabbia, nonostante dimensionalmente impegni quasi due ordini di grandezza, dona al terreno un connotato nettamente sabbioso solo con valori maggiori dell'85%. Per il limo ne occorre l'80%, mentre l'argilla con una presenza del 40% riesce già a dare ad un terreno una connotazione nettamente argillosa.

Questo avviene principalmente per due motivi, il diverso contributo delle particelle alla porosità di un terreno, e la superficie con cui sempre le diverse classi di particelle contribuiscono alla superficie attiva, superficie notevolmente importante sia dal punto di vista idrologico che in quanto sede di scambi ionici, reazioni e fissazione di elementi nutritivi.

Circa le sigle adottate nella classificazione delle diverse frazioni granulometriche anche a livello internazionale si riporta la tabella 1; in essa troviamo il termine di uso comune **franco** (in inglese **loam**), con cui si intende un terreno a **medio impasto** e quindi ben bilanciato in termini di composizione granulometrica.

<i>S</i>	SABBIA	<i>s</i>	Sand
<i>L</i>	LIMO	<i>si</i>	Silt
<i>A</i>	ARGILLA	<i>c</i>	Clay
<i>F</i>	FRANCO	<i>l</i>	Loam

TAB. 1. Elenco delle sigle utilizzate per classificare i terreni in italiano e inglese

La classificazione tessiturale include implicitamente riferimenti alla struttura, quali grado di scioltezza o compattezza di un terreno, e quindi alla densità apparente.

3.3. Genesi e locazione dei terreni

I **Terreni Sabbiosi** sono generalmente costituiti da depositi marini (conchiglie e coralli) e più frequentemente frammenti di rocce calcaree di difficile alterazione. Essi derivano da substrati residuali arenacei, granitici o quarzitici o di origine alluvionale o ancora da paleodune (eoliche), ma frequentemente osservabili anche in depositi alluvionali.

I **Terreni Limosi** sono solitamente costituiti dai frammenti di rocce (tanto silicati quanto calcari) più minuti.

I **Terreni Argillosi**, molto diffusi in Italia, caratterizzano suoli collinari ed argille plioceniche del centro e del meridione (es. biancane, crete, mattaioni) benché la derivazione della componente argillosa dalla normale evoluzione della componente minerale a base di silicati fa sì che siamo tendenzialmente argillosi molti suoli di origine alluvionale (es. Pianura Padana). Essi sono anche alla base di formazioni calanchive (Figura 3.3.1) e frane.

3.4. Tessitura e proprietà meccaniche

La granulometria incide fortemente su alcune proprietà meccaniche, proprietà cui ci si può riferire in modo sintetico utilizzando



FIG. 3.3.1. - Zona calanchiva nell'appennino bolognese

classificazioni come quella riportata in tabella 2 funzione del rapporto tra le frazioni granulometriche di Argilla e Limo (AL) e quella della Sabbia (S).

Anche in questo caso notiamo come affinché un terreno possa essere giudicato equilibrato la dose di particelle fini (AL) deve essere di circa $1/4$ rispetto a quelle più grossolane. Una dotazione in sabbia pari al doppio di Argilla e Limo non è infatti sufficiente ad evitare di trovarsi di fronte ad un terreno che sarà giudicato come pesante.

3.5. La granulometria

Per granulometria si intende l'insieme delle tecniche analitiche orientate a determinare la composizione nelle classi di particelle

Rapporto AL:S	Tipo di terreno
1 : 1	Tenace
1 : 2	Pesante
1 : 4	Equilibrato
1 : 5	Leggero
1 : 6..1 : 10	Sciolto
1 : 10..	Sabbioso

TAB. 2. Incidenza della composizione granulometrica sulla classificazione meccanica di un suolo[5]

solide di cui è composto un materiale sciolto. Questo ci dice subito che in presenza di un materiale aggregato, occorrerà applicare dei trattamenti aventi lo scopo di rimuovere le aggregazioni presenti. La granulometria non riguarda solo il terreno ma è un insieme di tecniche anche molto avanzate utilizzate, p.es. dall'industria per l'analisi della composizione di materiali granulari e polverosi quali ceramiche, saponi, ecc.

Il Setaccio (en: sieve) rappresenta il metodo classico utilizzato per la separazione delle particelle; le principali versioni sono a sezione cilindrica con diametro di c.ca $30cm$, con bordo rialzato di almeno $5cm$ e con base costituita da un piatto con fori circolari o a maglia quadrata (figura 3.5.1) .

Il setacciamento può essere svolto in asciutto ed umido, attraverso l'uso di particolari soluzioni disperdenti. Agitatori elettromeccanici permettono l'uso di setacci in serie, sia per la tecnica a secco che per quella a umido.

La Sedimentazione - Quando le due componenti che dobbiamo separare sono oltre che di dimensioni, di forma e peso specifico diverso, possiamo utilizzare un metodo per separare le particelle minerali che sfrutta la diversa velocità di sedimentazione in un fluido.

Sulla sedimentazione è basata la tecnica di separazione del più famoso dei minerali preziosi dalla sabbia utilizzata dai cercatori



FIG. 3.5.1. - Setaccio da laboratorio

d'oro nei corsi d'acqua, basata anche in questo caso la diversa velocità di sedimentazione operata prelevando della torbida in appositi recipienti a scodella.

Si deve a Stokes (George Gabriel Stokes 1819-1903), fisico irlandese studioso di fluidodinamica la legge che esprime la forza di attrito che trova una sfera muovendosi in un fluido : tale legge è abitualmente applicata anche per corpi non perfettamente sferici per ottenere la velocità a cui si muove tale corpo in condizioni stazionarie, ovvero quando la forza di attrito è in equilibrio con la forza di galleggiamento. La legge di Stokes è quindi presentata nella forma:

$$(3.5.1) \quad \tau = \frac{18 \cdot h \cdot \eta}{D^2 \cdot (\rho_S - \rho_L) \cdot g}$$

permette di calcolare il tempo di sedimentazione τ di particelle con diametro D e densità ρ_S in un liquido avente profondità h (m), densità ρ_L e viscosità (dinamica) η ($\simeq 10^{-3} Pa \cdot s$); g è la costante di gravità. L'equazione può essere semplificata nella:

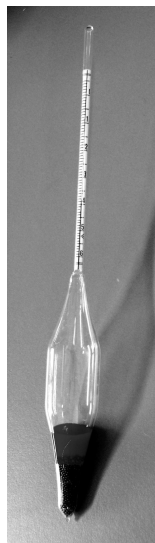
$$\tau \simeq \frac{h}{d^2}$$

in cui d il diametro delle particelle espresso in mm .

In laboratorio due sono i metodi che si basano sulla sedimentazione. In entrambi i casi occorre preparare il campione distruggendone prima meccanicamente gli aggregati, prelevando la frazione fine tramite setacciamento a secco a $2mm$. Affinché la dispersione abbia una concentrazione di minerale adatta allo strumento di osservazione selezionato, vanno setacciati c.ca $50g$ di terra fine. Il campione va quindi disperso in soluzione acquosa con aggiunta di deflocculante ².

Il **metodo dell'idrometro (di Buyoucos)** si basa sulla misura della densità di una sospensione di suolo disperso soluzione acquosa. Benché il suolo non sia disciolto nell'acqua, la sospensione si comporta infatti come un fluido con una densità maggiore di quella dell'acqua, densità che diminuisce a mano a mano che le particelle più pesanti (grandi) si depositano sul fondo. Per la misura si fa uso di un particolare densimetro, detto idrometro per la sua forma idrodinamica

A lato un Idrometro di Buyoucos



Il metodo prevede la misura della densità della sospensione al passare del tempo; fin dai primi istanti dopo l'agitazione, le particelle di dimensione decrescente precipitano sul fondo mentre la torbida si chiarifica e la densità torna gradualmente ad essere quella della soluzione disperdente. La legge di Stokes è utilizzata per ottenere i tempi a cui effettuare le osservazioni in relazione all'altezza del liquido e a partire dal termine dell'agitazione.

²Calgon - Sodio esametafosfato al 5%, che si ottiene mettendo da 20g di Calcio Esametafosfato e 5g di Sodio Carbonato ($CaCO_3$) in un pallone da 500cc e posto in agitazione per 4-5 ore.

Per un'altezza $h = 10\text{cm}$ è facile ottenere tempi di $4'$ per la sabbia (se si adotta il limite USDA, 40sec) e $7h$ per il limo (l'argilla la possiamo derivare per differenza).

Le densità rilevata ad ogni tempo permette di risalire, a partire dal volume totale e dalla quantità totale di materiale disperso, alla frazione di particelle presenti nella sospensione, cumulativamente date da quelle con un diametro più piccolo di quello utilizzato nella formula.

Per un'altezza $h = 10\text{cm}$ è facile ottenere tempi di $4'$ per la sabbia (se si adotta il limite USDA, 40sec) e $7h$ per il limo (l'argilla la possiamo derivare per differenza).

Le densità rilevata ad ogni tempo permette di risalire, a partire dal volume totale e dalla quantità totale di materiale disperso, alla frazione di particelle presenti nella sospensione, cumulativamente date da quelle con un diametro più piccolo di quello utilizzato nella formula.

Il **metodo della pipetta** è leggermente più laborioso del precedente, in quanto richiede la distruzione della sostanza organica e conseguente essiccazione del campione in stufa, fase che richiede una attenta pianificazione di laboratorio in presenza di numerosi campioni. Il rilievo delle frazioni è effettuato attraverso un prelievo della sospensione attraverso una pipetta tarata ad una profondità costante: la massa del campione è determinata per via termogravimetrica. Il metodo richiede estrema cautela nell'immersione della pipetta di prelievo e spesso il tempo decisamente superiore richiesto (dovuto principalmente alle fasi di essiccazione in stufa) non è ripagato in termini di accuratezza.

Il **sedimentografo** è un'apparecchiatura realizzata allo scopo di ottenere automaticamente la curva sedimentografica, utilizzati tanto nell'analisi dei terreni che per ogni mezzo granulare. È importante comprendere che l'uso di questi strumenti automatizza solo l'ultima parte dell'analisi ma non le fasi preparatorie del campione, quali come su detto, la complessa fase di eliminazione della sostanza organica. Tali strumenti inoltre permettono di conoscere la distribuzione granulometrica con dettagli assai superiori dei metodi

manuali ma introducono ipotesi che rendono i risultati difficilmente comparabili ai metodi di riferimento.

Limiti del metodo idrodinamico - Il metodo di Stokes è basato su ipotesi quali la sfericità delle particelle e la condizione laminarità del moto di caduta delle particelle all'interno del fluido, ipotesi che vengono a meno nel caso di particelle particolarmente grandi quali quelle che costituiscono la sabbia grossolana, la cui alta velocità di sedimentazione (che avviene nei primi secondi del processo) non consente una determinazione accurata: per essa si preferisce adottare l'uso del setaccio. Poco affidabile è anche la valutazione delle argille, a causa della forma a foglietto che ne determina anche qui una caduta con una dinamica lontana da quella di un corpo sferico.

Metodi semplificati - Ci si può fare una prima idea del genere di terreno con cui abbiamo a che fare con metodi semplificati. Il metodo della 'giara' sfrutta il principio sedimentologico: è sufficiente procurarsi un contenitore cilindrico trasparente ad imboccatura larga e fondo piatto, in cui andrà introdotto un campione di terreno che non dovrà superare il 20% dell'acqua utilizzata per la sua dispersione. Nel contenitore andrà anche aggiunto un cucchiaino di sapone da lavatrice (solitamente a base di esametafosfato di sodio, granulare) avente la funzione antiflocculante ed acqua per l'80% del volume del contenitore. Si agita ripetutamente fino ad estinguere la schiuma generata dai tensioattivi ed ottenere la completa disgregazione del campione (3.5.2) dopo di che si attende la chiarificazione, che può richiedere da pochi minuti ad alcuni giorni (terreni argillosi).

La composizione granulometrica si individua misurando lo spessore degli strati con colorazione diverse depositati sul fondo con un righello: si possono anche effettuare misure ai tempi dettati dall'equazione di Stokes tenendo conto dell'altezza del livello dell'acqua nella bottiglietta. Il rapporto dei 3 spessori sullo spessore totale restituisce le frazioni cercate.



FIG. 3.5.2. - Effetto della sedimentazione di terreni dispersi in fiale

Il **metodo della manipolazione** rappresenta il tradizionale schema per la classificazione diretta della tessitura e sfrutta le proprietà di adesività a carattere geometrico e mineralogico. Forge [7] ne ha descritto la procedura in 5 passi:

I) prendere tanto terreno quanto ne sta nel palmo di una mano, togliendo pietruzze e residui vegetali;

II) inumidire il terreno, impastando fino a che il terreno inizia a mostrarsi appiccicoso alle dita (limite di drenaggio);

III) lavorare per 1-2 min, osservare la presenza di granelli di sabbia; a questo punto possiamo già notare che 1) Un terreno sabbioso si mostra rugoso 2) Un terreno limoso si mostra setoso 3) Un terreno argilloso si mostra appiccicoso.

IV) lavoriamo il terreno con le mani cercando di ottenere una pallina o un piccolo nastro annotandosi la lunghezza a cui si può sostenere senza rompersi.

V) infine utilizziamo per il riconoscimento la tabella 3.

Pallina	Nastro (cm)	Sensazione al tatto	Tessitura
Non si forma	0.5	Granuloso con grani separati e appiccicosi	S (S)
Poco coerente	1.3 – 2.5	Grani ben visibili	SF (LS)
Coerente	1.3 – 2.5	Granuloso - sabbia fine	FL (FineSL)
Coerente	2.5	Liscia (e spugnoso)	F (L)
Coerente	2.5	Finemente sabbioso (e un po' spugnoso)	LF (LFineS)
Coerente	2.5	Molto liscio e setoso	FS (SL)
Molto coerente	2.5 – 4.0	Sabbioso con grani visibili	FAS (SCL)
Coerente	4.0 – 5.0	Plastico, liscio e ben modellabile	FA (CL)
Molto coerente	5.0 – 7.5	Plastico, liscio ma poco resistente alla rottura per pressione	FAL (LightC)
Molto coerente	> 7.5	Plastico, liscio, modellabile e moderatamente resistente al taglio	AF (MediumC)
Molto coerente	> 7.5	Plastico, liscio, modellabile ma rigido e molto resistente al taglio	A (HeavyC)

TAB. 3. - Tabella per la classificazione dei terreni col metodo della manipolazione

3.6. Esercizi

- (1) Calcoliamo il tempo di sedimentazione per particelle minerali del diametro di $10\mu m$ con $\rho_S = 2650kg/m^3$ e per una caduta di $20cm$
- (2) Servendoci del triangolo della grana, otteniamo la classificazione tessiturale del terreno le cui classi granulometriche siano risultate essere: Sabbia 20%, Limo 35%, Argilla 45%
- (3) Tracciare il triangolo della tessitura e rappresentarvi i 6 tipi di terreno determinati in base alle proprietà meccaniche (tabella 2.3).

CAPITOLO 4

Terreno come sistema poroso

4.1. La porosità

Se notiamo piante stentate o sofferenti, una delle ragioni potrebbe essere la mancanza di arieggiamento delle radici, dovuta ad un terreno troppo **compatto**, ma è anche vero che la compattazione è una variazione della densità apparente (ρ_{APS}) ovvero un aumento della frazione solida sul volume di riferimento, con inevitabile riduzione della frazione di pori. Tale frazione è detta **porosità**, pari dal rapporto tra volume dei pori e volume totale di un campione di terreno:

$$(4.1.1) \quad \phi = \frac{V_p}{V_\Sigma}$$

Con un po' di algebra possiamo anche accorgerci che la porosità può essere ottenuta direttamente dal valore di densità apparente di un terreno, una volta nota la densità reale:

$$(4.1.2) \quad \phi = 1 - \left(\frac{\rho_{aps}}{\rho_s} \right)$$

Poiché la densità reale è costante per un determinato terreno, la porosità è determinata dalla sola densità apparente.

Talvolta si fa uso di una grandezza nota come **indice dei pori**, pari al rapporto tra volume dei pori e volume della sola parte solida:

$$(4.1.3) \quad e = \frac{V_p}{V_s} = \left(\frac{\rho_s}{\rho_{aps}} - 1 \right)$$

Naturalmente, mentre ϕ è una frazione del volume totale, il suo valore sarà sempre < 1 mentre e potrà risultare anche molto maggiore di 1. In particolare se $\phi = 0.5$, $e = 1$.

Particolarmente importante in relazione alla conducibilità (sia dell'aria che dell'acqua) in un terreno è la **porosità efficace** che è la frazione di porosità ascritta ai vuoti intercomunicanti.

Tessitura	ρ_{aps}	e
S	1.65	38
S-Loam	1.50	43
Loam	1.40	47
L-Loam	1.37	48
C-Loam	1.35	49
LC	1.30	51
C	1.25	53

TAB. 1. Densità apparente e porosità di terreni di data tessitura (Hansen e al., 1979)

Prende invece il nome di **ritenzione specifica** quella frazione (complementare) da cui l'acqua non può essere estratta con metodi idrodinamici. In tabella sono riportati i valori della porosità totale (ϕ) ed efficace (ϕ_e) per alcuni tipi di materiali (tab.2).

4.2. Distribuzione dei pori

Il sistema porale è estremamente articolato e può essere principalmente descritto in termini di dimensione e frequenza dei pori presenti; sicuramente più complessa è invece la rappresentazione della loro connettività. La distribuzione dei pori in un terreno è solitamente trattata in modo discreto ed una prima classificazione è tracciata a partire da 2 limiti dimensionali, $1mm$ e $10\mu m$ corrispondente questo al diametro a cui si ritiene sia il limite dell'accessibilità da parte dell'apparato radicale della pianta, ovvero la dimensione minima dei peli radicali (vedi tabella 3):

Tipo di materiale	ϕ	ϕ_e	Fraz. Efficace %
Ghiaia grossa	28	23	82.1
Ghiaia media	32	24	75.0
Ghiaia fine	34	25	73.5
Sabbia grossa	39	27	69.2
Sabbia media	39	28	71.8
Sabbia fine	43	23	53.5
Limo	46	8	17.4
Arenaria	33	21	63.6
Argilla	52	3	5.8

TAB. 2. Porosità totale ed efficace secondo Johnson, 1962

- Pori Grandi: $d > 1mm$
- Macroporosità: $d > 10\mu m$
- Microporosità: $d < 10\mu m$

\emptyset	Tipologia
2 – 5cm	canalicoli
0.5 – 10mm	c.dei lombrichi
0.3 – 10mm	fittoni delle dicotiledoni
50 μm – 10mm	radici erbacee
< 30 μm	pori pieni d'acqua alla CIC
5 – 10 μm	peli radicali
2 – 20 μm	particelle di limo
0.3 – 5 μm	ife fungine
0.2 – 2 μm	argilla non colloidale
< 0.2 μm	pori con acqua al PA

TAB. 3. - Dimensione dei pori con riferimenti ad entità ospitate

Da un punto di vista idrologico i pori sono distinti in:

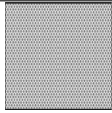
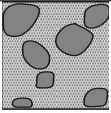
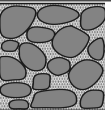
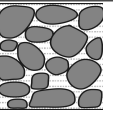
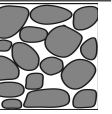
- Fessure: $d > 0.5mm$
- Pori di trasmissione: $d > 50\mu m$
- Pori si riserva: $50\mu m < d < 0.5\mu m$
- Pori residui: $d < 0.5\mu m$

Più operativamente, per una buona drenabilità è sufficiente la presenza di pori di $20\mu m$.

4.3. Porosità e granulometria

Sopra è stato evidenziato come le 3 classi granulometriche partecipano in modo assai diverso alla tessitura di un terreno. Ora, benché la disposizione spaziale di tali particelle è estremamente dipendente da componenti che determinano la rispettiva adesività (vedi struttura) esiste una certa relazione tra la composizione granulometrica e quella dei pori. Tuttavia il modo in cui le particelle di diverse classi si dispongono nello spazio fa sì che le porosità relative alla loro dimensione non sommano semplicemente perché particelle di dimensione via via minore vanno ad occupare i pori delle classi superiori. Per avere un'idea di quanto succede possiamo osservare l'esempio riportato nella tabella 4 riguardante la graduale miscelazione di due sostanze mono-granulometriche. Alle estremità della tabella sono collocati rispettivamente una argilla ed una sabbia aventi identica porosità totale ma composta di soli micropori nell'argilla e di soli macropori nella sabbia.

Aggiungendo sabbia all'argilla la microporosità diminuisce ma non vi è alcun apporto di macropori, in quanto intere aree sono sostituite da particelle riducendo la porosità in proporzione alla frazione di argilla aggiunta. Se invece aggiungiamo argilla al terreno sabbioso, la dose di micropori è proporzionale alla frazione di argilla aggiunta, ma anche in questo caso i micropori soppiantano completamente i macropori quando il contenuto in volume dell'argilla è pari alla frazione di macropori. In questo caso si verifica anche il minimo della porosità totale infatti il contenuto di sabbia è massimo).

	1	2	3	4	5
					
A	100	75	50	25	0
S	0	25	50	75	100
ϕ_μ	50	37.5	25	12.5	0
ϕ_M	0	0	0	25	50

TAB. 4. - Effetto sulla porosità (ϕ_μ : microporosità e ϕ_M : macroporosità) di differenti rapporti di due componenti granulometriche estreme A=Argilla e S=Sabbia

Ecco quindi che quello che potrebbe essere teoricamente un terreno di medio impasto non corrisponde all'ottimo in termini di porosità ma risulta il 'peggiore' in termini di porosità disponibile, rispetto a tutte le altre combinazioni. Dovendo viceversa stabilire un ottimo in termini di equo dosaggio delle classi porometriche è la combinazione D la migliore, con un contenuto di argilla pari grosso modo ad un terzo delle componenti grossolane. E questo è proprio quello che rivela il triangolo della grana, in cui i terreni a medio impasto individuano una regione in cui il contenuto d'argilla del 27% è sufficiente a far classificare il terreno come argilloso.

4.4. Porosimetria

La porosimetria è quella classe di metodi di osservazione e misura orientati alla determinazione della distribuzione dei pori. I risultati delle analisi porosimetriche sono sempre distribuzioni discrete ma con un dettaglio di classi spesso talmente spinto da poterle ritenere un'approssimazione di una distribuzione continua.

Porosimetria a intrusione di Mercurio - In questa analisi si procede su terreno in forma di aggregati di dimensioni medio-piccole (dal mm ai pochi cm) deumidificati. In un apparato detto

porosimetro (Fig.4.4.1) l'aggregato viene inizialmente portato sotto vuoto, quindi immerso in mercurio. Il mercurio ha affinità negativa con le superfici delle particelle del terreno per cui è necessario applicare una pressione crescente affinché entri nel sistema porale. Il volume dei pori si ottiene dalla misura di quello di mercurio che entra nel sistema porale ad una determinata pressione, relazionabile alla dimensione dei pori stessi (legge capillare di Washburn).



FIG. 4.4.1. - Porosimetro a mercurio

Metodo della curva di ritenzione - Analogo a quello dell'intrusione a mercurio, si basa sulla misura dell'acqua trattenuta dalla matrice solida sottoposta a diverse depressioni (vedi avanti).

4.5. Esercizi

- (1) Quali sono la porosità e l'indice dei pori per un terreno argilloso con $\rho_{aps} = 1.3t/m^3$?
- (2) Se un terreno dopo la preparazione del letto di semina ha una $\rho_{aps} = 1.1t/m^3$ mentre dopo alcuni anni di abbandono assume un valore $\rho_{aps} = 1.3t/m^3$ quale riduzione di porosità ha subito ?
- (3) Elencare almeno 2 differenze (evidenziando pro e contro) dei metodi porosimetrici sopra discussi.

CAPITOLO 5

L'acqua nel terreno

L'acqua è assieme alla luce una risorsa primaria del pianeta e condizione necessaria all'accrescimento di tutti gli organismi viventi. Anche se di recente (dopo la seconda guerra mondiale) i progressi dell'agricoltura sono imputati a meccanizzazione, fertilizzanti e fitofarmaci, l'acqua rimane per molte aree d'Italia e del mondo un bene limitato in quantità e/o qualità e quindi il fattore principale ed ineludibile della produzione. Il terreno è in tal senso quella matrice di supporto che consente l'immagazzinamento e la fruibilità nel tempo dell'acqua da parte della pianta. La matrice dei pori è del resto solo parzialmente occupata dalla soluzione acquosa: solo in certi momenti e nel sistema acquifero profondo (falde acquifere) i pori sono considerati completamente saturi.

5.1. L'umidità del terreno

La quantità d'acqua presente nel terreno è espressa attraverso la frazione o la percentuale di acqua presente riferita alla massa secca del campione di terreno, e si è soliti indicarla come **umidità** (en: moisture):

$$(5.1.1) \quad U = P_W/P_S$$

Quando il quantitativo d'acqua è invece riferito al volume, si parla di **contenuto idrico** (en: water content), più usato in idrologia:

$$(5.1.2) \quad \theta = V_W/V_\Sigma$$

Le due grandezze appena introdotte sono derivabili l'una dall'altra conoscendo la **densità apparente**:

$$(5.1.3) \quad \theta = U \cdot \rho_{aps}$$

In idrologia si fa anche uso di una grandezza-indice, detta Saturazione, che misura il contenuto idrico rispetto al suo valore massimo estraibile, dato questo dal contenuto idrico massimo θ_{SAT} detratto dal contenuto idrico residuale θ_R , prossimo a quello di un terreno secco all'aria:

$$(5.1.4) \quad S = \frac{(\theta - \theta_R)}{(\theta_{SAT} - \theta_R)}$$

Tale **indice** assume valore unitario ($S = 1$) quando il terreno è saturo mentre è nullo ($S = 0$) per un terreno secco.

Contenuto idrico alla saturazione e Porosità - Si può notare che il contenuto idrico, così come la porosità, è un rapporto tra due volumi perciò, in corrispondenza di una completa saturazione, essendo il volume occupato dall'acqua pari all'intero volume dei pori, il contenuto idrico alla saturazione corrisponde alla porosità del terreno stesso:

$$(5.1.5) \quad \theta_{SAT} = \phi = 1 - \frac{\rho_{aps}}{\rho_s}$$

Tale grandezza è anche indicata come Capacità Idrica Massima *CIM*.

5.2. Umidità e proprietà meccaniche

Lo sforzo è una grandezza definita per materiali solidi coerenti. Nel caso di materiali come il terreno si può parlare di **sforzo effettivo** (o efficace o inter-granulare) che solitamente è definito in assenza di umidità. Al variare dell'umidità del resto il terreno ha un comportamento molto vario, tanto da potersi trovare in diversi

stati di consistenza, le cui tipologie sono state definite da Atterberg attraverso limiti definiti proprio in base al tenore di umidità; aggiungendo acqua ad un campione completamente secco osserviamo nell'ordine:

- Limite di Contrattilità: valore di umidità a cui si inizia ad osservare una variazione di dimensione del campione (rigonfiamento)
- Limite di plasticità: umidità a cui il terreno inizia a poter essere plasmato a bastoncino
- Limite di liquidità: umidità sotto la quale il terreno inizia a fluire sotto il proprio peso
- Limite di flocculazione: passaggio allo stato di sospensione con separazione della fase liquida

In figura (5.2.1) si riporta la relazione qualitativa esistente tra consistenza (e) e contenuto idrico (w).

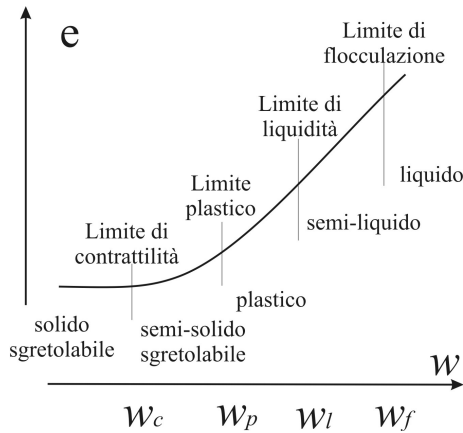


FIG. 5.2.1. - Stati di consistenza del terreno al variare del contenuto idrico

Alla consistenza è anche possibile associare un indice (vedi tabella 1) sviluppato allo scopo di determinare criteri di lavorabilità più rigorosi e meno infallibili di quelli tradizionali basati su osservazioni

descrittive di aspetti quali zollosità, polverizzazione, sbriciolamento, modellamento a fetta, transitabilità. L'indice è determinato facendo uso delle seguenti osservazioni:

- (1) **Suolo molto secco** - comprimendo il terreno sbriciolato non si riesce a formare una zolla
- (2) **Suolo secco** - non è possibile formare un bastoncino di 3mm di diametro
- (3) **Suolo umido** - un bastoncino di 3mm di diametro non è adesivo
- (4) **Suolo bagnato** - un bastoncino di 3mm di diametro è adesivo

Indice	condizioni
1	Suolo trafficabile
2	Suolo lavorabile
3	Posa dreni con aratro-talpa

TAB. 1. - Livelli di lavorabilità di un terreno

5.3. La misura dell'umidità

La misura dell'umidità del terreno può essere ottenuta principalmente con metodi gravimetrici che portano ad una stima del peso o della massa presente per unità di terreno secco. Stime dirette del volume di acqua presente sono praticamente assenti in letteratura, mentre tra quelle indirette, omesse in questa introduzione, sono ottenute con metodi elettrodinamici e magnetici, basati sull'interazione tra campo elettromagnetico e massa acquosa.

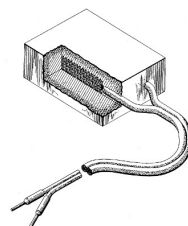
Metodo Termogravimetrico - Rappresenta il più classico, semplice ed affidabile dei metodi, e può anche essere considerato come l'unica misura diretta dell'acqua di un campione. Il campione può essere prelevato con metodi qualunque quali escavazione o trivellazione, avendo semplicemente cura di conservare il campione in contenitori ermetici in modo di evitare perdite di umidità prima

della prima pesata. Esso si basa infatti sulla valutazione dell'acqua contenuta per differenza tra peso del suolo umido e dopo essiccazione in stufa (a 105° per $24h$).¹

Metodo del cilindretto - è una variante del metodo sopra descritto che permette la stima del contenuto idrico (umidità in volume). In questo caso il prelevamento del campione è effettuato attraverso un cilindretto solitamente metallico di volume noto. Il prelevamento può essere compiuto sia verticalmente che orizzontalmente ma per campioni in profondità richiede lo scavo di trincee. Un grosso limite della tecnica è dovuto al fatto che l'inserzione del cilindretto nel terreno determina compressioni nel campione, per cui il metodo è applicabile solo quando il terreno si trova a tenori di umidità non troppo bassi (terreno eccessivamente secco) ne troppo elevati (limite di liquidità).

I blocchetti di Bouyoucos misurano la conducibilità elettrica in un mezzo poroso (gesso) in equilibrio dinamico col terreno di cui viene stimata l'umidità.

A lato raffigurazione di un blocchetto di Bouyoucos con disposizione delle placchette conducimetriche all'interno.



Sensori capacitivi - si tratta di una ormai vasta famiglia di sensori che stimano l'umidità del terreno a partire dalle caratteristiche dielettriche del mezzo. Essi comprendono il metodo del TDR (Time Domain Reflectometry) ed FDR (Frequency Domain Reflectometry), e si basano sull'inserimento nel suolo di circuiti ed antenne in forma di barre di diversa misura anche assemblate in modo da dare informazioni a profondità diverse.

¹Per le pesate, l'utilizzo di una bilancia a 2 cifre decimali permette di ottenere valori con un errore inferiore all'1%, sufficiente per la maggior parte delle applicazioni.

5.4. Esercizi

- (1) Porosità di un terreno saturo - L'umidità di un terreno saturo è $U = 40\%$. Sapendo che la $\rho_{APS} = 1.2t/mc$, qual'è la porosità?
- (2) Contenuto idrico - Sapendo che la $\rho_{APS} = 0.9t/mc$, qual'è il contenuto idrico (θ) del terreno all'umidità $U = 30\%$?
- (3) Acqua disponibile - Per un terreno con uno spessore di 80 cm, qual'è l'acqua disponibile totale (ADT) se il terreno, con un $\rho_{APS} = 1.3t/mc$ fosse all'umidità costante $U = 30\%$?
- (4) Bilancio Idrico - Si supponga di irrigare abbondantemente un terreno che riterremo omogeneo con $\rho_{APS} = 1.2t/mc$ fino alla profondità di 1m e con un'umidità costante sul profilo (pari alla CIC) $U = 25\%$. Calcolare l'acqua persa per evaporazione in 2 settimane se attraverso prelievi da trivella ottengo questi valori di umidità: 0 – 20: $U = 10\%$; 20 – 40: $U = 15\%$; 40 – 60: $U = 20\%$; 60 – 100: $U = 25\%$.
- (5) Studiamo l'effetto del costipamento sull'umidità. Se un terreno inizialmente con $\rho_{APS} = 1.2t/mc$ ed $U = 25\%$ viene compresso, 1) Come cambia il valore di U se il nuovo valore di $\rho_{APS} = 1.5t/mc$? 2). Se a $\rho_{APS} = 1.2t/mc$ la saturazione è $\theta = 40\%$, a che valore di ρ_{APS} questa sarà raggiunta ?

CAPITOLO 6

La ritenzione idrica

L'acqua contenuta in un terreno fuoriesce da questo spontaneamente solo quando è in eccesso o quando si trova in condizioni prossime alla saturazione. A tenori invece anche elevati di umidità essa tende a rimanere nella matrice dei pori. Questa capacità del terreno di trattenere l'acqua è indicata come **ritenzione idrica** e si misura come un **potenziale idrico** ovvero un **energia necessaria ad estrarre una quantità unitaria di acqua**.

¹

Notazioni ed Unità di Misura - A seconda di come riteniamo più conveniente esprimere l'unità d'acqua spostata, possiamo ricorrere a 3 possibili notazioni, la **massica**, la **volumica** e la **ponderale**, che rispettivamente corrispondono alla scelta di riferirsi all'unità di **massa**, di **volume** o di **peso**. Da tale scelta scaturiscono diverse dimensioni e quindi diverse unità di misura, come indicato nella tabella sottostante:

Comune in diversi ambiti è esprimere il potenziale come pF , che si riferisce ad una trasformazione logaritmica (decimale) del valore del potenziale espresso in $mBar$ (o cm_{H_2O}).

¹Il potenziale è un comune concetto della fisica utilizzato per descrivere un campo di forze: esso rappresenta il lavoro necessario (all'interno di questo campo di forze) per spostare un corpo o un'unità di sostanza, all'interno di quel campo di una unità di lunghezza nella direzione dell'azione del campo stesso.

notazione	dimensioni	unità
MASSICA	Lavoro/Massa	J/Kg
VOLUMICA	Pressione	$hPa, mBar$
PONDERALE	Lunghezza	cm_{H_2O}
pF	-	-

TAB. 1. - Elenco delle notazioni con cui rappresentare il potenziale idrico

6.1. Le componenti del potenziale

Il campo di forze all'interno del terreno è dovuto ad una serie di componenti, alcune prettamente fisiche, altre fisico-chimico, alcune naturali altre artificiali, alcune dominanti e ubiquitarie, altre presenti solo occasionalmente. In figura 6.1.1 sono riportate queste componenti: esse sono solitamente anche raggruppate attraverso una nomenclatura che evidenzia componenti di base e composte. Il potenziale totale ψ_t ha così una componente chimica ed una piezometrica che però non sono additive, in quanto il potenziale tensiometrico può essere ascritto ad entrambe. Al potenziale chimico contribuisce anche il potenziale osmotico, dato dalla differenza di concentrazione salina (es. sulle interfacce della membrana cellulare); sarà definito nel capitolo sui soluti. Al potenziale piezometrico contribuisce il potenziale gravitazionale ψ_g dato dal peso dell'acqua stessa. Il potenziale tensiometrico è a sua volta dato dalla somma del potenziale pneumatico, dato dalla pressione esercitata dall'aria intrappolata e dal potenziale matriciale ψ_m . Questo è dato dalla somma del potenziale di sovraccarico, dato da pressioni esercitate sul terreno (o dal terreno stesso sugli strati profondi) e dal potenziale di umidità. Questo è infine dato dalla somma del potenziale capillare ψ_c e dal potenziale Z che si determina alla superficie liquido solido (es. superficie delle argille).

In questo capitolo ci occuperemo delle due componenti più rilevanti, cioè del potenziale matriciale e di quello gravitazionale. Quello matriciale è il maggior responsabile della forza di ritenzione



FIG. 6.1.1. - Diagramma che illustra le diverse componenti del potenziale idrico totale di un terreno

idrica, mentre il secondo di quella di drenaggio. Avendo i due potenziali segno opposto, l'acqua sarà così trattenuta solo se $|\psi_m| > \psi_g$ nonché quando $\psi_t < 0$

6.2. Il potenziale gravitazionale

Nel terreno non tutte le forze contribuiscono alla ritenzione idrica; tra quelle che tendono a far fuoriuscire l'acqua del terreno sicuramente la principale è data dal peso dell'acqua stessa, quantificata dalla legge dell'idrostatica:

$$(6.2.1) \quad p = \rho \cdot g \cdot z$$

dove ρ è la densità del fluido, g è la costante gravitazionale mentre z rappresenta l'altezza a partire da un livello di riferimento. Se come livello di riferimento prendiamo la falda acquifera o l'estremo inferiore del terreno a cui avviene la percolazione, z rappresenta in ogni punto del terreno quell'altezza di colonna d'acqua **appesa** che tende a far defluire l'acqua verso il basso. Il potenziale gravitazionale non può essere, come le altre componenti, visto in termini

di pressione, in quanto ha un verso ben preciso, quello della forza gravitazionale.

6.3. Il potenziale matriciale

Il **potenziale matriciale** è determinato da un campo di forze generato dalla matrice solida all'interno di un sistema poroso. Come sopra illustrato al potenziale matriciale contribuisce in modo importante una componente, detta capillare dovuta all'interazione tra un liquido ed un solido e che la fluidostatica classica presenta in termini dei fenomeni della tensione superficiale e della risalita capillare. La tensione superficiale è quella forza che si genera sul liquido in corrispondenza della linea che delimita la fase liquida da quella gassosa (atmosfera) e da quella solida: a tale forza sono associati fenomeni assai diffusi in natura ed è sfruttata anche da alcune specie viventi (es. idrofile). La risalita capillare è il fenomeno che ha luogo quando una cavità di dimensioni ridotte è posta a contatto di un fluido, permettendo di osservare una risalita del fluido lungo la cavità; anche tale fenomeno è ampiamente presente in natura (es. vasi linfatici). Sia nel primo che nel secondo caso l'intensità del fenomeno è ricondotta a costanti fenomenologiche macroscopiche quali la tensione superficiale (γ), che dipende fondamentalmente dal liquido e l'angolo di contatto α che dipende dal grado di affinità tra le sostanze in gioco (es. polari o apolari) e responsabile della forma delle goccioline, come riportato in figura 6.3.1



FIG. 6.3.1. - Forma della goccia di un liquido appoggiato su superfici con diversa affinità

Se L è la lunghezza dell'interfaccia, la forza di capillarità è data da:

$$(6.3.1) \quad F = L \cdot \gamma \cdot \cos \alpha \simeq \pm L \cdot \gamma$$

dove il segno è dato dall'affinità. Nel caso l'interfaccia descriva un bordo circolare diventa:

$$(6.3.2) \quad F = 2\pi \cdot r \cdot \gamma$$

ed il fenomeno che si osserva è una **risalita capillare**. In figura 6.3.2 è rappresentato l'effetto della risalita sia per il caso di una sostanza come l'acqua su vetro ($\gamma_{H_2O} = 73mN/m$) sia nel caso di una disaffinità.²

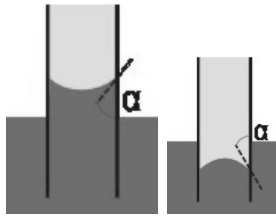


FIG. 6.3.2. - Fenomeno della capillarità in presenza di affinità (a sinistra) in presenza di disaffinità tra liquido e superficie (a destra)

Poiché la risalita capillare è misurata in condizioni di equilibrio del sistema, essa verifica l'annullarsi delle forze in gioco e quindi l'equivalersi della forza di tensione con il peso della colonna d'acqua :

$$(6.3.3) \quad 2\pi r\gamma = \rho \cdot g \cdot h \cdot (2\pi \cdot r^2)$$

da cui otteniamo la legge della risalita capillare:

$$(6.3.4) \quad h = 2\gamma / \rho \cdot g \cdot r$$

²Per il Mercurio (Hg) già incontrato nel caso della porosimetria si sfrutta esattamente lo stesso principio, sebbene la forza di capillarità non favorisca l'attrazione ma la repulsione (Fig. 6.3.2; per il mercurio $\gamma_{H_2O} = 430mN/m$, e quindi 6 volte maggiore, mentre il segno è dato dall'angolo di contatto, $\alpha_{H_2O} \simeq 140^\circ$).

che per la maggior parte delle applicazioni che riguardano l'acqua è approssimata da:

$$(6.3.5) \quad h(cm) \simeq 3/d (mm)$$

Il punto di bolla - Se immergiamo completamente un capillare all'interno di un liquido, non potremo naturalmente notare alcun effetto di risalita. Iniziando ad estrarre quel capillare in posizione verticale, esso però rimarrà totalmente pieno fino a quando la parte emersa non raggiunge il valore di risalita capillare che lo caratterizza, poi per quanto lo si estrapola, la risalita rimane costante, anche quando lo estraiamo completamente dall'acqua. Se ora applichiamo al suo estremo superiore però una piccola sovrappressione atmosferica, il capillare gradualmente si svuota fino a che non si raggiunge una pressione che libera tutto il capillare dall'acqua permettendo il passaggio d'aria. Questo piccolo esperimento ci permette di comprendere due aspetti: il primo che il valore la risalita capillare può essere vista in termini di pressione, ed in secondo luogo la possibilità di interpretare tale valore di pressione come **punto di bolla**.

Nei filtri e nei mezzi porosi esso fornisce una misura della pressione d'aria massima può essere esercitata sul mezzo prima che il **poro più grande** sia completamente svuotato, permettendo quindi aria di fluire da un lato all'altro del filtro. ³

6.4. La curva di ritenzione

Il terreno può essere pensato come un fitto intrico di pori di ogni dimensione e molteplicemente connessi gli uni agli altri. Quando tale sistema è saturo tali pori sono considerati tutti pieni d'acqua, perciò se si confina tale sistema tra due superfici e si applica una pressione atmosferica crescente su di un lato (quello superiore) si provoca lo svuotamento graduale del sistema. Tale svuotamento, per quanto detto poc'anzi, interessa dapprima i pori più grandi

³In caso di un mezzo filtrante si disponga del grado di finezza o mesh, il punto di bolla può essere ottenuto derivando da opportune tabelle di conversione; es mesh 400 = 0.037mm: $h = 3/0.037 = 81cm$.

e successivamente quelli più piccoli, vedendo la propria umidità ridursi gradualmente. L'insieme dei valori di umidità e la pressione corrispondenti prende il nome di curva di ritenzione e dipende dallo stato strutturale del terreno. La pressione esercitata contrasta la forza di ritenzione che in precedenza abbiamo identificato attraverso il potenziale totale. Poiché il campione ipotizzato ha una dimensione (verticale) limitata possiamo trascurare il potenziale gravitazionale e quindi equiparare la pressione esercitata al valore del Potenziale Matriciale cambiato di segno. In figura 6.4.1 se ne riporta l'andamento tipico per 3 terreni a diversa tessitura.

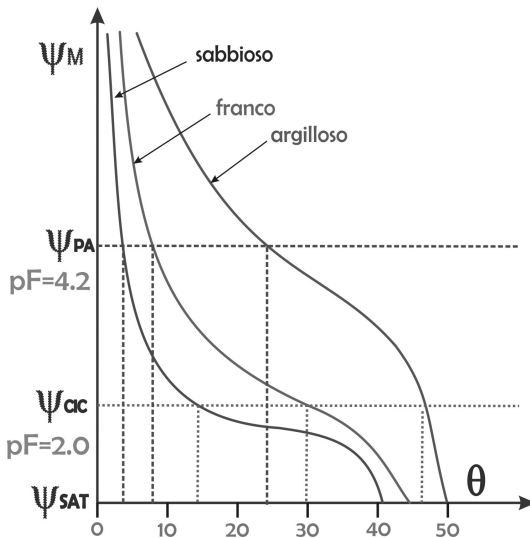


FIG. 6.4.1. - Curve di ritenzione tipiche di terreni di diversa tessitura

Si può osservare come un terreno sabbioso perda acqua molto facilmente, applicando pressioni anche molto basse, mentre il terreno argilloso arrivi a valori di umidità relativamente bassi solo a pressioni assai elevate.

6.5. Punti Caratteristici

La curva di ritenzione permette di individuare i valori di **umidità caratteristiche** di un terreno in termini di Potenziale Matriciale. Ciò è in particolare possibile per i valori di umidità (o di contenuto idrico) già visti in precedenza:

- CIM – Capacità Idrica Massima, rappresenta l’Umidità o Contenuto idrico alla saturazione, corrispondente quindi ad un valore di pressione / potenziale = 0.
- CIC (FC) – Capacità Idrica di Campo (100cm); è il valore di umidità a cui il potenziale totale si annulla: come su detto in campo al potenziale matriciale si sovrappone quello gravitazionale che ha l’effetto di far uscire l’acqua dal terreno. L’umidità compresa tra CIM e CIC è per questo detta acqua gravitazionale e rappresenta la frazione soggetta a drenaggio. Il valore di tensione di 50cm è associato a terreni molto sciolti (en: coarse) mentre 100cm è il valore più utilizzato in ambienti umidi e 330cm in ambienti siccitosi.

coltura	S	FS	F	FA	AL	A
U_{CIM}	38	43	47	49	51	53
U_{CIC}	9	14	22	27	31	35

TAB. 2. Valori di U alla CIC e alla CIC (Hansen e al., 1979)

- CA (PWP-Permanent Wilting Point) - Coefficiente d’avvizzimento, umidità associata al potenziale matriciale molto elevato, limite di estrazione d’acqua dalle piante (per la maggior parte delle quali si assume $1500kPa = 15bar$, ma tale assunto non vale per le Cactacee, in cui il valore può essere anche di $180bar$). Valori del Coefficiente d’Avvizzimento per diversi terreni e colture sono riportati nella tabella 3:

coltura	S	SL	F	FL	AL
mais	1.07	3.1	6.5	9.9	15.5
sorgo	0.94	3.6	5.9	10.0	14.1
frumento	0.88	3.3	6.3	10.3	14.5
avena	1.07	3.5	5.9	11.1	14.8
pisello	1.02	3.3	6.9	12.4	16.6
pomodoro	1.11	3.3	6.9	11.7	15.3
riso	0.96	2.7	5.6	10.1	13.0

TAB. 3. Valori di U_{CA} per alcune colture ([5])

- CI - Coeff. Igroscopico, pari all'umidità di un terreno secco all'aria al 50% di Umidità Relativa. In idrologia tale valore corrisponde grosso modo all'umidità residuale θ_R .

L'umidità gravitazionale (UG) è l'acqua contenuta nei macropori. Presente nel terreno dopo abbondanti piogge, irrigazioni o allagamenti, è quella frazione di umidità su cui la gravità prevale sulla ritenzione e che tende a percolare verso le falde sotterranee:

$$(6.5.1) \quad UG = CIM - CIC$$

L'umidità disponibile (UD) rappresenta la frazione di umidità disponibile per la pianta. Il suo valore massimo, UD_{max} è ottenuto come differenza tra la Capacità Idrica di Campo (CIC) ed il Coefficiente di Appassimento (o di Avvizzimento, CA):

$$(6.5.2) \quad UD = CIC - CA$$

CIC corrisponde all'umidità o contenuto idrico di un terreno che dopo una saturazione sia stato lasciato drenare liberamente, assumendo così un'umidità stabile nel tempo. CA è invece quello a cui le piante iniziano a mostrare effetti di stress idrico. Si vedrà tuttavia una definizione più rigorosa dopo aver introdotto la curva di ritenzione.

L'acqua Disponibile (AD, talvolta indicata come Riserva Utile-RU) rappresenta l'altezza dell'acqua disponibile sull'intera profondità del suolo, intendendo il terreno come un serbatoio. Il valore massimo (AD_{max}) è quello associato ad un suolo alla CIC e relazionabile direttamente alle precipitazioni o ai volumi d'acqua somministrata attraverso la pratica irrigua.

Il valore di **AD** è data dalla somma di quella per i diversi strati di terreno:

$$(6.5.3) \quad AD = \Sigma_i AD_i$$

ciascuna ottenuta a partire dallo spessore dello strato $h_i(mm)$ ed il Contenuto Idrico medio (θ_i):

$$(6.5.4) \quad AD_i = \theta_i \cdot h_i = \rho_{aps-i} \cdot U_i \cdot h_i$$

Esercizio - supponiamo di avere un terreno con una densità apparente di $1.3g/cm^3$, con umidità del 15% nei primi 20 cm e del 25% nel rimanente profilo, ed aventi CIC = 30% e CA = 10%; confrontiamo AD ed AD_{max} .

Dall'equazione precedente:

$$AD = 1.3 \cdot (0.15 - 0.10) \cdot 200 + 1.3 \cdot (0.25 - 0.10) \cdot 800 = 169 \text{ mm}$$

$$AD_{max} = 1.3 (0.3 - 0.10) 1000 = 260 \text{ mm}.$$

6.6. La frangia capillare

Se un sistema poroso come il terreno è affacciato ad un sistema idrologico saturo come la falda, sui pori più grandi si verifica una risalita capillare per la cui altezza il terreno si può considerare pressoché saturo e che prende il nome di **frangia capillare** (figura 6.6.1). Lo spessore di tale strato è commisurato alla dimensione dei pori più grandi presenti nel terreno, pori in cui il potenziale matriciale (la tensione capillare) supera il potenziale gravitazionale. A cominciare dalla fine della frangia capillare l'umidità diminuisce

gradatamente seguendo proprio l'andamento della curva di ritenzione (vedi dettagli nella sezione sulla dinamica).

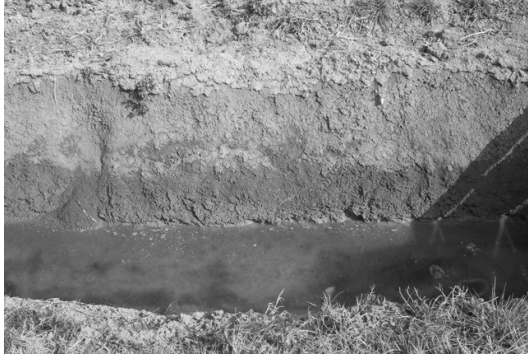


FIG. 6.6.1. - La risalita capillare è osservabile in trincee e fossi dove il livello dell'acqua libera è in equilibrio con la falda

6.7. La curva di ritenzione come funzione

Nonostante la complessità fisica dietro al concetto di Curva di Ritenzione che ne confutano la stessa definizione, essa rende possibile la soluzione di molte applicazioni. A questo scopo si è reso necessario adottare delle espressioni funzionali di questa curva, ed uno dei più semplici è rappresentato dal modello di **Brooks e Corey** (BK):

$$(6.7.1) \quad \theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \cdot \left(\frac{\psi_b}{\psi}\right)^\lambda$$

dove:

θ_s = contenuto idrico alla saturazione (m^3/m^3)

θ_r = contenuto idrico residuale (m^3/m^3)

ψ_b = pressione di bolla (kPa)

λ = indice della distribuzione dei pori

Esso è sostanzialmente dato da un'iperbole (vedi 6.7.1) delimitata da due punti caratteristici, il contenuto idrico residuale e la pressione di bolla. L'umidità alla saturazione è utilizzata come parametro di scala e come limite di validità d'utilizzo della funzione stessa, mentre λ è semplicemente un fattore di forma.

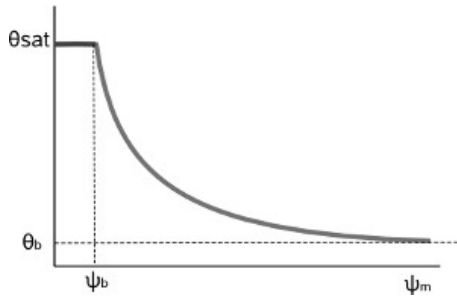


FIG. 6.7.1. - Rappresentazione della funzione di Brooks-Korey

Diffuso è anche il modello di **van Genuchten** (vG):

$$(6.7.2) \quad \theta = \theta_r + \frac{(\theta_{sat} - \theta_r)}{(1 + \alpha \cdot \psi^n)^m}$$

dove λ, α, n, m sono anche qui coefficienti di forma⁴.

Queste espressioni sono state principalmente utilizzate come generalizzazione dell'andamento della curva di ritenzione, ovvero in grado di rappresentarne l'andamento di base per ogni tipo di suolo. La diversità tessiturale dei terreni si scarica quindi sui parametri, su cui si è verificata la possibilità di esprimerli in funzione di caratteri più reperibili, quali:

- densità apparente
- frazione di sostanza organica
- frazioni granulometriche

⁴l'espressione di vG si riconduce alla BK quando: $\alpha = 1/\psi_b$; $n = \lambda + 1$; $m = \lambda/(\lambda + 1)$

Tali espressioni funzionali prendono il nome di *pedofunzioni*; si tratta per lo più di espressioni algebriche empiriche derivanti da analisi statistiche compiute su di un gran numero di terreni.

6.8. L'isteresi

Nel capitolo sulla porosità si è accennato al fatto che in un mezzo poroso come il terreno non tutti i pori sono comunicanti (porosità efficace). La loro presenza fa sì che la curva di ritenzione di fatto non sia unica: oltre a dipendere dalle condizioni strutturali del terreno, essa dipende anche dal senso del flusso idrico, ovvero se si tratta di asciugamento o bagnamento. Quando si parla di curva di ritenzione si intende comunemente la **curva di asciugamento**, tuttavia in condizioni reali, a seconda dell'umidità iniziale a cui si trova il terreno e se lo stesso attraversi una fase di asciugamento o di bagnamento, l'umidità evolverà secondo un cammino diverso (vedi figura 6.8.1).

Ne consegue che lo stato idrico di un terreno non segue strettamente la curva di ritenzione ma si trova all'interno di due curve limite, una di bagnamento ed una di asciugamento che racchiudono l'involuppo di tutte le curve possibili.

Ciò avviene a causa della complessità del sistema porale e la fenomenologia che ne sta alla base può essere compresa osservando l'acqua entrare ed uscire da un capillare: anche in questo semplice caso è possibile notare che a pari valori di pressione, il menisco assume nella fase di **bagnamento** una forma diversa rispetto a quella di asciugamento; poiché la forma del menisco racchiude una piccola quantità d'acqua, nelle due condizioni avremo un diverso contenuto idrico.

In pratica è come se il terreno, in bagnamento, sia leggermente idrofobo, assorbendo meno acqua di quanto atteso, mentre in asciugamento tenderà a rimanere più umido, e l'acqua richiede più lavoro per essere estratta. Ovviamente tale comportamento è tanto più evidente quanto maggiore è la ritenzione specifica.

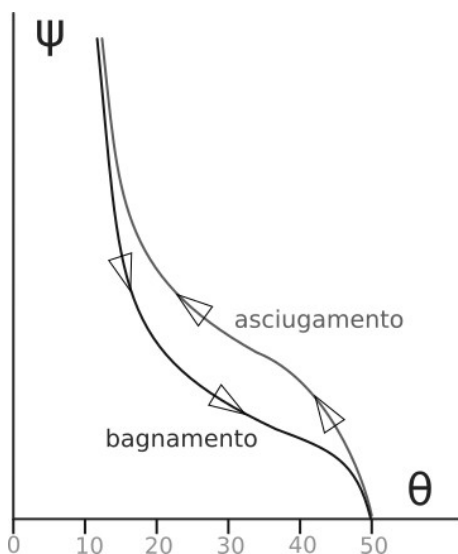


FIG. 6.8.1. - Effetto dell'isteresi sull'osservazione della curva di ritenzione nelle fasi di bagnamento e asciugamento

6.9. La misura del potenziale idrico

Il Tensiometro rappresenta ormai da anni un tradizionale strumento utilizzato in campo per la misura del potenziale idrico ed è costituito da ampolla di ceramica porosa piena d'acqua, collegata da un tubo ad un manometro. L'acqua del tensiometro viene attirata dal terreno e il manometro registra la misura di una pressione negativa quindi di una tensione. Limite: solo per valori di potenziali compresi tra 0 e -0,7 bar.

A lato un tipico tensiometro manuale in cui è ben visibile il manometro applicato lateralmente.



La curva di ritenzione è abitualmente stimata in laboratorio e due sono i metodi classici: la cassetta di Stackman e la camera di Richards. La prima è costituita da una scatola riempita con strati di materiale a granulometria decrescente verso l'alto, chiusa da una superficie in tessuto su cui poggiano i campioni. Dopo aver portato il sistema ed i campioni a saturazione (dal basso) si applica la tensione voluta abbassando gradualmente il livello di un serbatoio a troppo pieno (bottiglia di Mariotte) quindi, ad equilibrio raggiunto, si determina l'umidità del campione per via ponderale. In figura 6.9.1 se ne riporta lo schema di funzionamento. La cassetta di Stackman può essere utilizzata solo per la determinazione del primo tratto della curva di ritenzione.

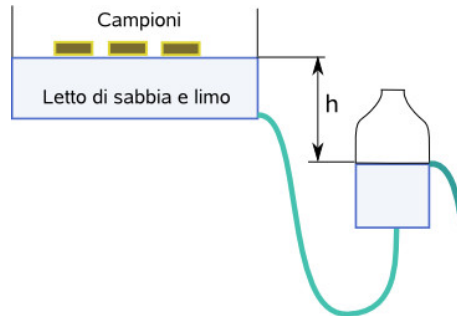


FIG. 6.9.1. - Principio di funzionamento della cassetta di Stackman.

La camera a pressione o di Richards è un contenitore ermetico che assomiglia ad una pentola a pressione (Fig. 6.9.2). Sui campioni inizialmente saturi d'acqua viene applicata una pressione atmosferica crescente che consente di far fuoriuscire l'acqua trattenuta al loro interno. I campioni poggiano su una membrana porosa che consente il drenaggio dell'acqua da un foro apposito. Al sopraggiungere dell'equilibrio si procede anche qui alla determinazione dell'umidità per via ponderale. La camera di Richards consente la determinazione della parte più spinta della curva di ritenzione.

Nella parte destra della figura 6.9.2 è riportato il modello per le pressioni più elevate.



FIG. 6.9.2. - Modelli di camera di Richards

6.10. Esercizi

- (1) Calcolare l'innalzamento (in mm) dell'acqua in un capillare del diametro interno di 1 mm.
- (2) Quanto vale all'incirca l'angolo di contatto che forma una goccia d'acqua su una superficie di vetro pulito?
- (3) Sapendo che per il Hg $\gamma = 13.6 t/m^3$, quanto vale l'**innalzamento** del volume di Hg in un capillare di vetro del diametro interno di 1 mm.
- (4) Se appendiamo 2 tappetini d'auto rettangolari appena lavati uno per il lato più corto ed uno per quello più lungo, quale dei due perderà più acqua ?
- (5) Qual'è il potenziale idrico corrispondente al valore di un $pF = 2$
- (6) Qual'è l'acqua disponibile totale massima in un terreno della profondità di 80cm con $CIM = 45\%$, $CIC = 30\%$, $CA = 10\%$, $\rho_{APS} = 1.2$

CAPITOLO 7

La dinamica idrica

La fluidodinamica è uno dei più settori più affascinanti della fisica classica. Come la termodinamica essa è basata sulla consapevolezza dell'impossibilità di descrivere il moto delle singole particelle (molecole) che compongono il fluido, e sulla necessità di considerare il moto medio. L'ingegneria descrive le diverse tipologie di moto in termini di **régimi** (es. laminare, turbolento) attraverso indici adimensionali (es. Numero di Reynolds, Nusselt) efficaci nella diagnostica e nella progettazione, meno per la comprensione dei fenomeni.

Quando il fluido si muove all'interno di un mezzo poroso la complessità aumenta, eppure anche in tal senso qualche risultato è stato raggiunto e permette di esaminare con una certa approssimazione la maggior parte delle dinamiche di moto in sistemi porosi omogenei ed isotropi.

7.1. La legge di Darcy

La legge fondamentale che regola il moto di un fluido in un mezzo poroso è la Legge di Darcy, secondo la quale il flusso idrico in un mezzo poroso **saturo** dipende dalla **viscosità** del fluido, dalla **tortuosità** della matrice porosa e dalla differenza di potenziale idrico totale tra i due punti a cui stiamo osservando il flusso.

$$(7.1.1) \quad q = -k_{sat} \cdot \nabla \psi_t$$

dove:

q = Portata specifica (per unità di superficie)

k_{sat} = Conducibilità Idraulica del mezzo in condizioni di saturazione

ψ_t = Potenziale idrico totale

Le proprietà del mezzo e quelle del fluido si integrano nel parametro di conducibilità $k_{sat} = K_s \mu$, pari al prodotto della viscosità dinamica del fluido μ [*cgs* : *cPoise*] e della **Permeabilità** K_s che misura quanto facilmente un solido si lascia attraversare da un fluido [*cgs* : *darcy*]. ¹.

7.2. Tessitura e Permeabilità

Anche se la permeabilità dipende sostanzialmente dalla struttura geometrica e dal grado di connessione della matrice porosa, di recente è stata tentata una delimitazione della relazione tra conducibilità satura e tessitura (Fig. 7.2.1) dove le classi fanno riferimento ad intervalli di valori indicativi della conducibilità come riportati in tabella 1.

Una classificazione di terreni e materiali in base alla loro conducibilità satura è riportata in tabella 1:

7.3. Osservazioni agronomiche

La tessitura permette già di dare importanti indicazioni sul possibile comportamento idrologico e termico di un terreno, permettendo di fare qualche considerazione a carattere agronomico.

I **terreni sabbiosi**, ovvero con un contenuto di sabbia > 50% sono quelli più adatti all'orticoltura. Sono caratterizzati da elevate macroporosità e permeabilità; soffici ed arieggiati, permettono di eseguire lavorazioni in qualunque momento, anche con terreno bagnato; non temono infatti il calpestamento.

¹ *darcy* è la permeabilità di un solido (poroso) tra le cui facce è imposta una differenza di pressione di 1 Atm, e attraverso una cui sezione unitaria (1cm^2) passa un volume unitario (1 cm^3) di un fluido con viscosità unitaria (1 cPoise) nell'unità di tempo (1 s). Nel SI non esiste un'unità di misura specifica ed ha le unità di una superficie: $1\text{ darcy} \simeq 0.98692 \times 10^{-12}\text{ m}^2$.

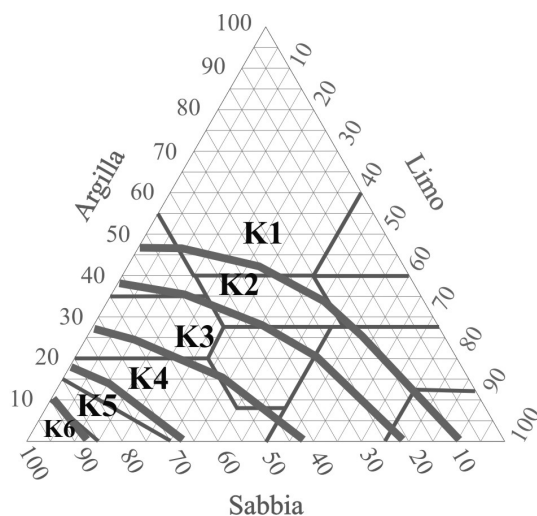


FIG. 7.2.1. - Rappresentazione delle classi di conducibilità satura

Classe	Tipo di suolo	k_{sat} (m/d)
molto bassa	Argilla senza pori	< 0.002
K1 - molto bassa	FA	0.002 – 0.005
K2 - molto bassa	FA	0.005 – 0.02
K3 - bassa	FA	0.02 – 0.05
K4 - bassa	FA	0.05 – 0.2
K5 - medio bassa	F	0.2 – 0.5
K6 - media	FL	0.5 – 1.0
medio-alta	FL, Sabbia Fine	1 – 2
alta	Sabbia media	2 – 5
molto alta	Sabbia grossolana	5-50

TAB. 1. Classi e valori di conducibilità di diversi materiali

In modo simile ai terreni con un'ampia dotazione in scheletro, hanno tuttavia una debole capacità di ritenzione, facili al dilavamento mentre l'elevata porosità e quindi capacità di mineralizzazione della sostanza organica li porta ad essere continuamente

in debito di elementi nutritivi; prони sia a sintomi di carenza idrica che di nutrienti.

In sintesi la disponibilità d'acqua e di nutrienti ne rende l'utilizzabilità di ampio spettro così come la possibilità di eseguire veloci (strette) successioni.

I **terreni limosi** sono quelli con un contenuto di limo $> 50\%$: il limo è dato da una miscela di particelle, le più grandi con caratteristiche simili alla sabbia mentre quelle di diametro più piccolo con proprietà molto simili a quelle dell'argilla.

Con una debole stabilità della struttura, polverosi allo stato secco, fangosi se bagnati tendono a formare **zolle dure** e compatte se lavorati non in tempera anche se non mostrano elevata aderenza agli attrezzi di lavoro.

La scarsa tenuta in termini strutturali ne determina una estrema facilità a ridurre la propria permeabilità a causa di piogge anche di basse intensità, difficoltà di irrigazione: sono infatti suscettibili a ristagno idrico (Fig. 7.3.1 sinistra) e ad un successivo incrostamento superficiale (Fig. 7.3.1 destra).

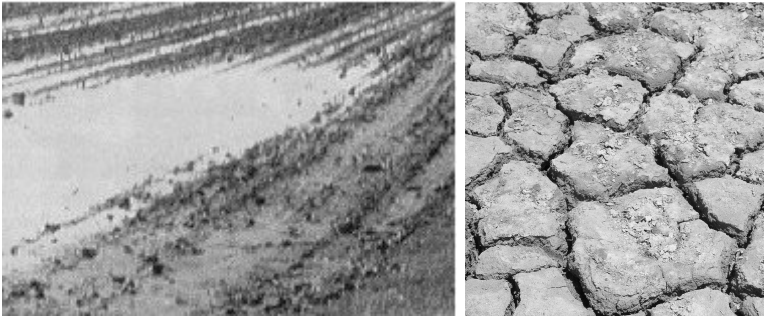


FIG. 7.3.1. - Foto di un terreno in condizioni di ristagno e successivamente durante il crepacciamento

Facile è anche il rischio di **asfissia radicale**. Generalmente poveri di elementi nutritivi determinano produzioni limitate. In genere più diffusi in Italia sono i **terreni argilloso-limosi**, p.es

a nord del Po, antichi altopiani e terrazzi, sono caratterizzati da una produttività discreta e richiedono un livello di lavorazioni e concimazioni atto a mantenere la struttura a livelli sufficienti.

A causa della forte ritenzione idrica, sono terreni **freddi**, e quindi utilizzabili sostanzialmente solo per colture di pieno campo (non orticole, limitatamente da radice), nei casi peggiori per foraggiere permanenti.

I **terreni Argillosi** sono quelli aventi un contenuto di argilla $> 40\%$; sono caratterizzati da una forte coesione fra le particelle allo stato secco (massima tenacità) e una notevole plasticità allo stato umido e conseguentemente tenaci, resistenti alla penetrazione di corpi estranei e perciò con una elevata resistenza agli attrezzi di lavoro, ed una particolare attenzione alle epoche di lavorazione. In condizioni di tempera del resto anche la strutturazione è anche più semplice.

In condizioni sfavorevoli o in presenza di una cattiva struttura possono diventare asfittici e impermeabili.

Anche i terreni argillosi sono **freddi**, a causa della elevata capacità di trattenere grandi quantitativi di acqua.

Solitamente ben dotati di elementi nutritivi quali NH_4 e K sono adatti alla pratica di colture a basso input (foraggiere, medica) di cui consentono anche elevate produzioni, ed una forte attitudine a colture da pieno campo classiche quali frumento e bietola.

7.4. La legge di Darcy - Buckingham

Il terreno si trova raramente in condizioni di piena saturazione perciò la legge di Darcy non può essere utilizzata per l'interpretazione della maggior parte delle dinamiche idriche in tale mezzo. Nel 1907 Buckingham riuscì tuttavia a dimostrare che essa continua a valere purché il coefficiente di conducibilità sia posto in funzione dell'umidità:

$$(7.4.1) \quad q = -k(\theta) \cdot \nabla \psi_t$$

Essa ovviamente richiede la conoscenza della relazione tra conducibilità e contenuto idrico $k(\theta)$ o nel caso sia nota la curva di ritenzione, $\theta(\psi_m)$ della relazione tra conducibilità e potenziale idrico $k = k(\psi_m)$. In figura 7.4.1 sono riportate alcune curve di conducibilità associate a 3 diversi terreni.

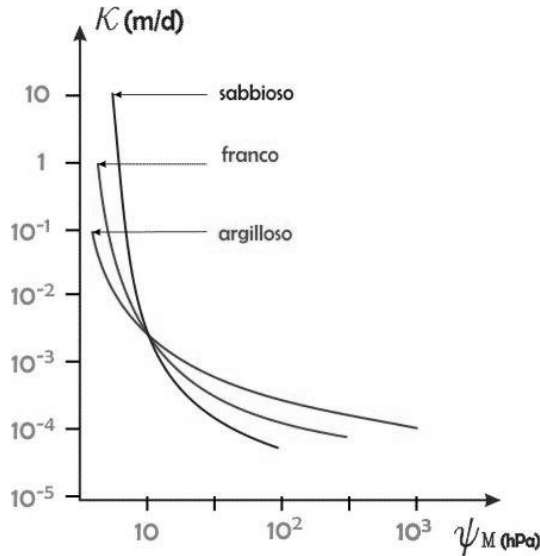


FIG. 7.4.1. - Relazione indicativa tra conducibilità e potenziale idrico per 3 diversi terreni

L'andamento della conducibilità in funzione dell'umidità è stato rappresentato con una legge a potenza:

$$(7.4.2) \quad k(\theta) = k_{sat} \cdot \left[\frac{\theta}{\theta_S} \right]^b$$

dove b assume valori compresi tra 5 e 20 andando da terreni sabbiosi a limoso-argillosi (dettagli su [2]).

Effetto della densità apparente - La conducibilità è del resto assai dipendente dalla densità del terreno. Le lavorazioni,

alterando la densità apparente del terreno, possono avere ripercussioni anche sulla conducibilità del terreno. In figura 7.4.2 si può osservare come una rullatura possa ridurre la conducibilità eccessiva di un terreno sabbioso a bassi potenziali (terreno quasi saturo) mentre una sarchiatura possa aumentare la conducibilità su terreni argillosi al punto di ottenere, in prossimità della saturazione, valori assai simili.

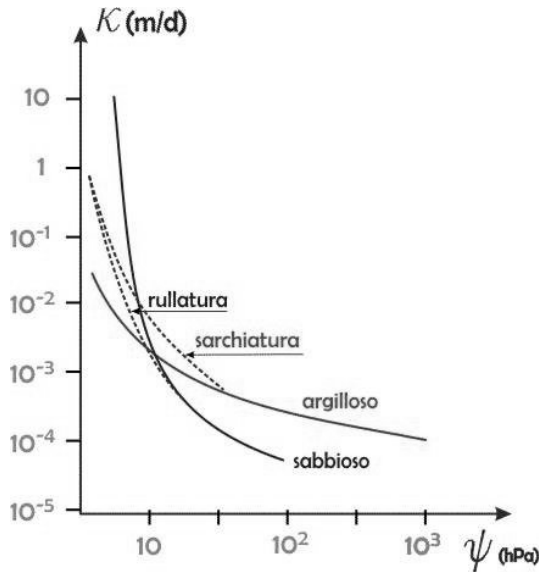


FIG. 7.4.2. - Diagramma dei potenziali idrici del terreno

7.5. Flusso verticale

In fluidodinamica si sa che il moto possa aver luogo nelle 3 dimensioni dello spazio, tuttavia per comprendere a fondo la teoria di base si inizia coll'analizzare ciò che avviene nei problemi di moto ad 1 e 2 dimensioni. L'equazione di Darcy-Buckingham 1-dimensionale (verticale) assume la forma:

$$(7.5.1) \quad q = -k(\psi_t) \cdot \partial\psi_t/\partial z$$

ed è particolarmente importante per comprendere quale sia il valore del potenziale **totale** alle diverse profondità in condizioni stazionarie. La legge di Darcy-Buckingham dice infatti che **si può osservare movimento d'acqua nel terreno solo se ci sono gradienti di potenziale totale**.

Decomponendo il potenziale totale nelle sue componenti fondamentali, il potenziale matriciale e quello gravitazionale, è infatti possibile esprimere l'equazione di Darcy-Buckingham come:

$$(7.5.2) \quad q = -k(\theta) \cdot \left[\frac{\partial\psi_m}{\partial z} + \frac{\partial\psi_g}{\partial z} \right]$$

7.6. condizioni stazionarie

In condizioni di quasi-assenza di flusso idrico risulta $q = 0$ quindi l'espressione precedente si riduce alla:

$$(7.6.1) \quad \frac{\partial\psi_m}{\partial z} = -\frac{\partial\psi_g}{\partial z}$$

che significa anche (a meno di una costante):

$$(7.6.2) \quad \psi_m = -\psi_g$$

A questo punto, in presenza di falda, in corrispondenza della profondità a cui essa si trova, l'acqua sarà al potenziale $\psi_m = \psi_g = 0$, per cui possiamo ottenere per le tre grandezze in gioco un andamento lungo il profilo del terreno particolarmente semplice:

$$\psi_t = 0 \quad ; \quad \psi_g = z \quad ; \quad \psi_m = -z$$

In tale scenario il potenziale matriciale varia linearmente con la profondità, assumendo valori tanto più elevati quanto più ci si

allontana dal pelo libero dell'acqua. In base alla curva di ritenzione è quindi facile desumere come a tale andamento corrispondono umidità via via decrescenti. Ciò permette di dedurre che in presenza di falda il concetto di CIC va messo in discussione: la stazionarietà di flusso non può infatti prevedere un valore di umidità unico sul profilo. Tale condizione si verifica peraltro comunemente nei substrati delle colture fuori suolo o in presenza di subirrigazione.

In generale il profilo di umidità anche in condizioni di stazionarietà dipende sia dalle condizioni inferiori che da quelle superiori, infatti l'unica grandezza che si mantiene costante è il **potenziale totale**.

7.7. Tipologie di flusso

In fluidodinamica per **problema** intendiamo lo studio di un particolare **scenario di flusso** corrispondente allo studio del comportamento delle equazioni fluidodinamiche quando vengano imposte **determinate condizioni iniziali e alle interfacce**.

I problemi classici dell'idrologia dell'insaturo sono collegati in parte alla dimensionalità ma soprattutto alle condizioni idrologiche agli estremi superficiali e sotto-superficiali dello strato di terreno oggetto della nostra analisi.

In primo luogo occorre porre un distinguo tra

- **Regime dinamico stazionario**, in cui il profilo dei valori di flusso e di umidità non cambia nel tempo;
- **Regime transitorio**, in cui l'andamento temporale di flussi e umidità cambia anche da punto a punto.

Ciascuno dei problemi canonici che vedremo ha una fase transitoria e, a condizione che le condizioni al contorno non cambino, è normale prevedere che a lungo andare si instauri un regime stazionario.

I problemi principali sono sostanzialmente 4, due riguardanti condizioni particolari in superficie e due il contatto con lo strato di materiale sottostante.

Infiltrazione - Tale processo identifica la penetrazione in superficie di acqua libera in terreno inizialmente insaturo. Tipico nei

problemi di infiltrazione è la presenza di un fronte di avanzamento, cioè di una zona di passaggio tra il terreno alle condizioni iniziali (e più asciutto) alle nuove e più umide condizioni che si propagano dalla superficie. In figura 7.7.1 sono visualizzate le diverse forme che può possedere un fronte d'avanzamento a seconda dell'umidità iniziale posseduta dal terreno: si nota soprattutto la differenza tra il caso in cui il terreno si trova inizialmente a valori di umidità molto bassi (prime 3 curve a sinistra) da quelli in cui il terreno è già molto umido, in cui il passaggio tra vecchi e nuovi valori di umidità è sempre più graduale.

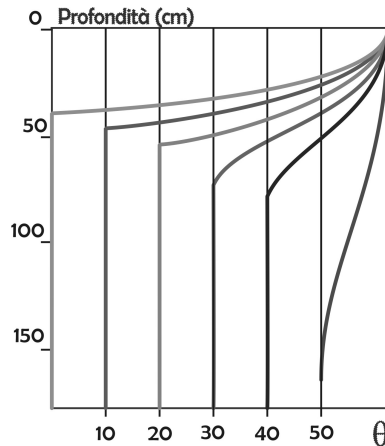


FIG. 7.7.1. - Rappresentazione della dinamica del fronte di avanzamento durante l'infiltrazione

Il processo dell'infiltrazione, intensamente studiato negli anni 1940-1970 (Horton, Green-Ampt, Philip), è caratterizzato da due flussi sovrapposti, uno inizialmente veloce che si riduce via via che il fronte d'avanzamento si allontana (il fronte di avanzamento in condizioni di suolo inizialmente poco bagnato determina una trazione) ed uno costante nel tempo, come nel modello di Philip:

$$(7.7.1) \quad I = At^{1/2} + Bt \quad ; \quad v = S + bt^{1/2}$$

in cui I è l'acqua infiltrata (cumulata), v la velocità di infiltrazione (A, B, S ed b sono parametri caratteristici del terreno).

L'infiltrazione è un processo fondamentale in quanto in relazione a pressoché tutte le dinamiche idriche superficiali, tra cui il ruscellamento (vedi avanti).

Evaporazione - L'Evaporazione superficiale determina un gradiente di umidità presso la superficie del terreno che accende un flusso idrico dal basso verso l'alto la cui intensità è conseguentemente legata alle variazioni del flusso evaporante, e a cui è associata una redistribuzione d'acqua nel profilo che va a compensare uniformemente la scomparsa dell'acqua che in uno strato spesso di pochi centimetri passa per l'appunto dallo stato liquido a quello gassoso per diffondere nell'atmosfera esterna.

Percolazione - Fuoriuscita di acqua dall'ultimo strato di terreno in condizioni sature ($\psi_t > 0$) verso un sistema non saturo; il drenaggio è legato ad una fenomenologia più ampia e legata a flussi non necessariamente verticali. La percolazione è quel processo attraverso il quale l'acqua esce dal profilo di terreno esaminato, passando in uno strato a maggior conducibilità (es roccia fratturata) posto al di sotto del profilo (di spessore H). In figura 7.7.2 è riportato un sistema di percolazione di uso domestico; anche in questo sistema l'acqua, dopo aver imbibito il filtro, ne fuoriesce al di sotto.

Risalita Capillare - Penetrazione dell'acqua in uno strato di terreno sotto-superficiale insaturo da un sistema sottostante saturo. In precedenza si è introdotto il fenomeno della **risalita capillare** che però rappresenta una condizione statica della distribuzione dell'acqua nel terreno. La risalita capillare rappresenta l'alimentazione di questo sistema quando esso evolve in una condizione dinamica indotta dal richiamo dell'acqua da strati posti più in alto nel terreno.

Nei 4 problemi possiamo riconoscere le 4 diverse condizioni di umidità e potenziale riportate in tabella 2



FIG. 7.7.2. - La caffettiera napoletana è un oggetto d'uso comune in cui ha luogo il fenomeno della percolazione

FLUSSO	$\theta_s = \theta_{iniziale-terreno}$	$\psi_t(esterno)$	$\psi_t(terreno)$
Infiltrazione	$\theta_{sat} = \theta_{sup} > \theta_s$	$\psi_t \geq 0$	$\psi_t \leq 0$
Evaporazione	$\theta_{sup} < \theta_s$	< 0	≤ 0
Risalita capillare	$\theta_{sat} = \theta_{inf} > \theta_s$	≥ 0	≤ 0
Percolazione	$\theta_{inf} < \theta_s$	< 0	> 0

TAB. 2. - Condizioni relative ai 4 maggiori problemi di flusso

7.8. La componente orizzontale

In un mezzo reale la dimensione verticale del campione non potrà mai permettere di trascurare completamente l'esistenza dell'effetto della gravità, tuttavia è possibile realizzare dispositivi dove tale componente sia minima:

$$(7.8.1) \quad \psi_g = 0 \quad \psi_t = \psi_m$$

In tal caso il flusso nel mezzo poroso si preferisce rappresentare secondo il modello diffusivo:

$$(7.8.2) \quad q = -D_w(\theta) \cdot \nabla \theta$$

che si contraddistingue dal modello conduttivo dal fatto che esso non è guidato da una differenza di potenziale ma da una di umidità (contenuto idrico). Il significato di coefficiente di diffusività è in ogni modo in quest'ambito assai diverso da quello della diffusione molecolare: in esso va infatti incluso l'effetto disperdente dovuto al moto dell'acqua nella matrice dei pori caratterizzata da una tortuosità diversa da punto a punto: ogni singola particella di fluido ha un percorso di diversa lunghezza. A causa di tale fenomeno il coefficiente di diffusione viene talvolta detto di dispersione idrodinamica o diffusione apparente.

La suzione radicale è un'importante problema di moto dell'acqua in cui la componente orizzontale è estremamente importante; in questo caso, un po' come nel caso dell'evaporazione, l'acqua liquida scompare dal mezzo in quanto assorbita dalle radici. Quello che si osserva è quindi una riduzione dell'umidità a tutte le profondità. Tale riduzione di umidità determina gradienti che richiamano acqua da zone più umide. In figura 7.8.1 è riportato l'effetto della suzione radicale in 3 stadi dell'accrescimento di una coltura, in cui si può vedere anche la differenza tra componente traspirativa e componente evaporativa in funzione della copertura vegetale.

Nell'**irrigazione** l'acqua è distribuita sulla superficie del terreno in molti modi. Mentre nella aspersione e nell'irrigazione per sommersione possiamo pensare ad una infiltrazione pressochè 1-dimensionale, nell'irrigazione per scorrimento o in quella a goccia l'aggiunta d'acqua avviene in modo concentrato su una parte della superficie del terreno per cui i flussi possono avere un carattere bi- e tri-dimensionale. Bidimensionale è il caso di una zona di infiltrazione lineare in cui ipotizziamo una omogeneità di comportamento su tutte le sezioni di suolo che potremmo osservare sul terreno. Nel caso di infiltrazione da un'unica pozza la simmetria

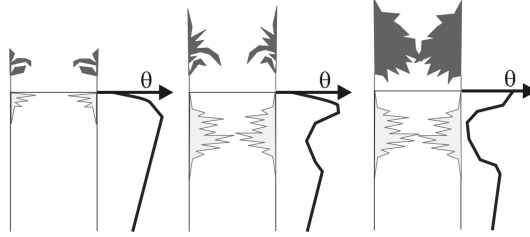


FIG. 7.8.1. - Rappresentazione della distribuzione della chioma, di quella radicale e della suzione idrica in 3 momenti dello sviluppo di una pianta

del moto sarebbe invece cilindrica e quindi potremmo osservare lo stesso andamento su piani tutti passanti per la verticale al punto di erogazione. In entrambi i casi ci ricondurremmo all'analisi di un moto 2-dimensionale.

In sostanza la dinamica del fronte di avanzamento per un'infiltrazione in prossimità di una canaletta ove è praticata irrigazione per scorrimento, è quello rappresentato in figura 7.8.2, in cui si evidenzia la differenza di forma e di velocità in terreni di diversa tessitura.

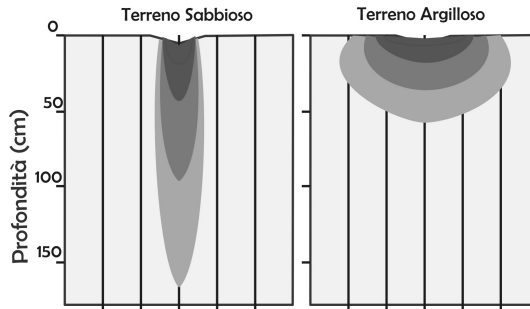


FIG. 7.8.2. - Forme del fronte d'avanzamento 2-dimensionale in terreni a diversa tessitura

Sempre in figura 7.8.2 si può anche notare come il maggior effetto della gravità nel terreno sabbioso amplifica la dinamica verticale rispetto a quella di assorbimento che porta l'acqua ad essere

ridistribuita in tutte le direzioni donando al fronte di avanzamento una forma maggiormente globulare.

È chiaro che in una situazione reale osserveremo disomogeneità anche evidenti nella forma.

7.9. La misura della Conducibilità

La misura della conducibilità idrica di un terreno è un problema legato alla tipologia di campione su cui ci prefiggiamo di svolgere la nostra analisi. Come per il caso della curva di ritenzione, infatti, occorre distinguere un campione disturbato da uno indisturbato. Le prime 3 metodiche riguardano l'analisi su campioni indisturbati prelevati con cilindretto o disturbati e ricondotti nei cilindretti stessi. L'ultimo dei metodi riguarda invece l'analisi del terreno *in situ* e quindi relativamente indisturbato.

Permeametro a carico costante - La tecnica consente di mantenere un campione preliminarmente portato a saturazione ad un carico idraulico costante tramite l'uso di una bottiglia di Mariotte, per il tempo necessario a misurare il volume in un cilindro graduato. Il metodo è particolarmente utile per terreni ad elevata conducibilità, ed è possibile, entro certi limiti, cambiare il carico di lavoro.

In figura 7.9.1 se ne riporta lo schema di funzionamento:

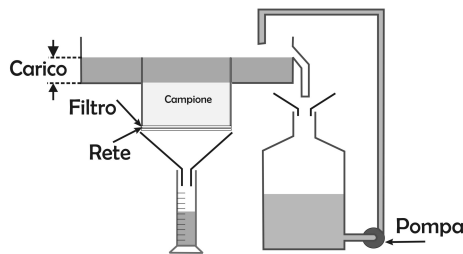


FIG. 7.9.1. - Schema di funzionamento del permeametro a carico costante

La conducibilità si ottiene applicando direttamente la versione discreta della legge di Darcy .

Permeametro a Carico Variabile - La valutazione della permeabilità si può ottenere anche attraverso la misura ripetuta del volume defluito da un campione sottoposto ad un carico determinato da un contenitore d'acqua di volume costante e che quindi determinerà un carico sempre minore sul campione. Il metodo è particolarmente adatto a suoli con bassa permeabilità e non richiede la misura dell'evaporato dal contenitore superiore, mentre ermetica deve essere la chiusura del cilindro di raccolta, su cui è misurato il flusso. La conducibilità si ottiene verificando in un grafico l'andamento del flusso per carichi decrescenti osservati al momento della misura del volume defluito. Lo schema è riportato in figura 7.9.2.

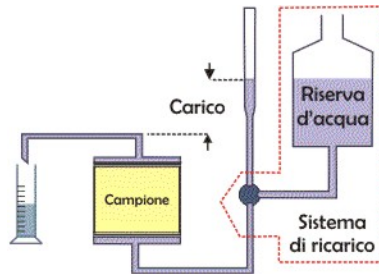


FIG. 7.9.2. - Schema di funzionamento del permeametro a carico variabile

Metodo delle piastre porose - Con questo metodo è possibile impostare due tensioni arbitrarie sulle facce di un campione di suolo. Di fatto avendo un campione uno spessore e quindi una differenza di potenziale gravitazionale intrinseca, impostando sulle due facce valori identici di tensione si è già in grado di ottenere una curva di conducibilità. In figura 7.9.3 si riporta lo schema di principio dello strumento.

Infiltrometria - Si tratta di una tecnica che consente di ottenere informazioni indirette sulla conducibilità di un suolo. Apparati quali l'infiltrometro a tensione permettono di erogare acqua ad una tensione prefissata come descritto nello schema di principio

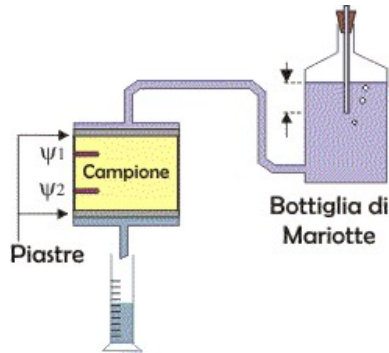


FIG. 7.9.3. - Schema di funzionamento del metodo delle piastre porose

tracciato in figura 7.9.4 mentre soluzioni note dalla teoria permettono di porre in relazione la velocità di flusso alla conducibilità idrica alla tensione di lavoro.

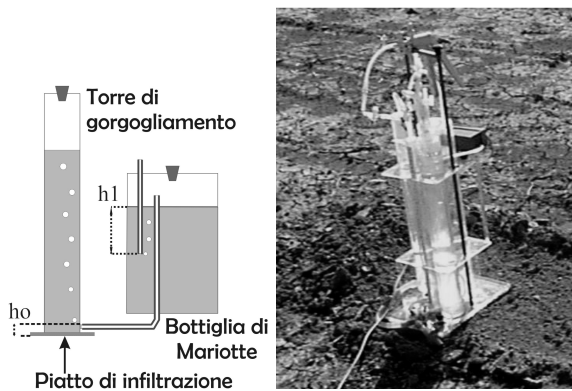


FIG. 7.9.4. - Schema di funzionamento e foto in campo dell'infiltrometro a tensione

7.10. Esercizi

- (1) Facendo uso della legge di Darcy-Buckingham, calcolare la velocità di flusso che si genera su un terreno saturo con $K_{sat} = 10\text{cm/gbar}$, tra due strati a distanza di 10 cm tra cui esiste una differenza di potenziale idrico totale di 0.01 bar?
- (2) Facendo uso della legge di Darcy-Buckingham, se due punti P1 e P2 si trovano rispettivamente al potenziale di -1.1m e -1.2m , in quale direzione si muoverà l'acqua, da P1 verso P2 o viceversa ?
- (3) In un terreno alla CIC l'acqua si muove più o meno lentamente che a condizioni di umidità superiori ? Perché ?

CAPITOLO 8

Idrologia superficiale

Molta parte della complessità dei processi idrologici è concentrata in ciò che avviene sulla superficie del suolo. Sebbene la fisica del terreno limiti normalmente lo studio della superficie a due dinamiche monodimensionali quali l'infiltrazione e l'evaporazione, l'analisi dei processi superficiali può rendere le cose molto più complicate.

In precedenza si è descritta l'infiltrazione come quel processo che determina un apporto idrico al suolo in seguito a precipitazioni naturali o interventi irrigui; nel primo caso è comune adottare l'ipotesi di omogeneità della distribuzione superficiale (quanto meno alla scala di campo), cosa che non può essere mai assunta nel secondo caso.

Pendenza, rugosità e struttura dell'evento piovoso determinano le caratteristiche del processo complementare dell'infiltrazione, il ruscellamento; tali caratteri ne determinano la scala ovvero la possibilità che esso si configuri di ampiezza tale da alimentare direttamente la rete idrografica superficiale.

Un'altra categoria di flussi in competizione con l'infiltrazione è data da quelli preferenziali che hanno luogo p.es. nei terreni crepacciati, mentre al di sotto della superficie flussi sotto-superficiali (quasi paralleli alla superficie) possono determinare apporti diretti alla rete idrologica superficiale.

La superficie del terreno assume quindi un ruolo fondamentale nel partizionare quei flussi che il ciclo dell'acqua vede in modo cumulato e spesso indifferenziato.

A questi processi in superficie se ne aggiungono altri che potrebbero essere esaminati in sede di approfondimento quali: intercettazione/bagnamento delle superfici (suolo, chiome), evaporazione diretta dalle superfici, ristagno superficiale, scorrimento superficiale (en: runoff).

8.1. Il Bilancio Idrico

Il **bilancio idrico** è quell'operazione algebrica utilizzata allo scopo di studiare grandezze associate a flussi idrici entranti e uscenti da un certo sistema e che perciò si differenzia nella struttura dello stesso e nel tempo su cui tali termini sono integrati. I bilanci idrici più utilizzati sono quello sulla superficie e quello del suolo.

Il Bilancio Idrico Superficiale riguarda la superficie di un terreno avente o meno una copertura vegetale (colture) :

$$(8.1.1) \quad Prc + Irr = Inf + Rnf + \delta H$$

dove con δH intendiamo l'acqua (mm) immagazzinata sulla superficie in forma di (micro) allagamento:

Prc : Precipitazione, è l'apporto idrico efficace delle precipitazioni, cioè al netto delle perdite per evaporazione dalla vegetazione soprastante;

Irr : Irrigazione, è l'apporto idrico dovuto ad interventi artificiali e al netto delle perdite dovute alle tecnologie di trasporto dell'acqua e ai metodi di distribuzione.

Inf : Infiltrazione, è l'apporto idrico effettivo al terreno determinato da piogge ed irrigazioni ed è associato ad un processo di superficie che coinvolge uno strato di terreno di limitato spessore;

Rnf : Ruscigliamento superficiale (o runoff), è la perdita per scorrimento superficiale convogliata dalla struttura naturale delle superfici ai corsi d'acqua superficiali.

Il **Bilancio Idrico** è largamente utilizzato a scopo irriguo; l'intervallo temporale va dal giorno a qualche settimana ed è finalizzato all'individuazione delle variazioni di stato idrico del suolo, onde ottimizzare la restituzione. In tale contesto si trascurano i

processi più veloci, quelli associati ai primi istanti di una precipitazione cui e si fa uso di un **modello a serbatoio**. In questo modello il terreno non risulta stratificato ma è solamente dotato di uno spessore su cui è calcolato il valore della riserva idrica utile o acqua disponibile totale (ADT):

$$(8.1.2) \quad \frac{\delta AD(t)}{\delta t} = Inf + Ris - Dre - Eva - Tra$$

I termini del bilancio idrico con segno positivo sono detti termini sorgente (source), quelli con segno negativo termini pozzo (sink).

8.2. Irrigazione

Nella pratica irrigua è utile calcolare la quantità d'acqua da apportare alla superficie al fine di mantenere l'umidità delle radici alle condizioni desiderate; la quantità è espressa come **altezza di adacquamento** (h_a, mm) o **volume di adacquamento** ($V_a, mc/ha$):

$$(8.2.1) \quad V_a = h_a \cdot 10$$

Per valutare tale quantità dobbiamo nuovamente considerare lo spessore del terreno o degli strati di cui è composto come visto sopra, ma in più terremo conto di un ulteriore livello di umidità, il **Punto di Intervento** (PI o RP-Refill Point), corrispondente ad un valore di umidità minima, solitamente pari al valore al quale la pianta non subisce effetti di stress idrico: il valore è utilizzato come soglia dell'intervento irriguo. Tale valore è associato ad un valore di potenziale matriciale di $500 - 700hPa$ ($0.5 - 0.7bar$).

In più nella pratica irrigua va tenuto conto dell'efficienza dell'adacquata ε_a , coefficiente empirico che dipende dalla tecnica irrigua adottata (es.a pioggia, a goccia: coefficienti tecnici si possono trovare nella letteratura specializzata).

L'altezza potrà essere allora calcolata per un solo strato di suolo di profondità h :

$$(8.2.2) \quad h_a = \varepsilon_a \cdot (\theta_{CIC} - \theta_{PI}) \cdot h$$

dove θ_{CIC} e θ_{PI} sono i valori di contenuto idrico alla capacità di campo e quello al punto di intervento: il primo è il valore che miriamo a raggiungere in seguito all'irrigazione, il secondo è quello che dovremo monitorare attraverso strumenti ad hoc per individuare il **momento dell'adacquata**.

Nella pratica, non è sempre possibile eseguire i volumi d'adacquata desiderati, per via degli schemi irrigui adottati nella zona (turni) e la disponibilità idrica.

Inoltre va tenuto conto della **durata dell'adacquata**, dipendente dalla **portata dell'impianto** ma anche dalla tipologia di suolo: nell'irrigazione andranno evitati allagamenti (che generano incrostamenti, perdite superficiali e in profondità attraverso crepacciate) o perdite per drenaggio (in terreni ad elevata conducibilità, come spiegato più avanti).

Se tuttavia è vero che la pratica dell'**irrigazione di precisione** è resa complessa da diverse variabili quali pendenze, variabilità spaziale (tipi di terreno) e disformità dell'impianto (anche sugli autocompensanti), esistono realtà di pregio in cui le soglie irrigue sono fondamentali ai fini di ottenere produzioni e qualità appetibili dal mercato, come nel caso della irrigazione a 'stress controllato'.

A tali fini il bilancio idrico deve essere eseguito con la massima precisione e possibilmente non trascurare componenti quali l'apporto di falda.

8.3. Coperture Superficiali (manti e coltri)

Nella attitudine al ruscellamento fondamentale è chiaramente la copertura del terreno. La copertura (en: land cover) è una descrizione dinamica della superficie che intercetta direttamente un flusso proveniente dall'alto (tipicamente precipitazioni e radiazione solare) e non va confuso col concetto di uso del suolo (en: land use) che invece indica appunto l'impiego da parte dell'uomo di tale superficie (amministrativo). L'uso del suolo non è quindi univocamente legato alla copertura. Per esempio le aree urbane possono

avere come copertura spazi aperti (giardini e parchi pubblici e privati, aree cimiteriali, aree di svago), strade e viali, parcheggi di cemento e asfalto, case e aree residenziali (tetti), uffici e zone di servizi.

Per le aree rurali coltivate alcuni esempi di copertura sono l'incolto (suolo nudo o temporaneamente inerbito come nel caso del maggese o del set-aside), colture a file (patate, bietole, mais) o seminativi (colture compatte come grano e orzo).

Per le aree naturali coperture possibili sono pascoli, prati, arbusti, coperture arboree sparse o boschi veri e propri.

8.4. Ruscellamento (Runoff)

Il ruscellamento è ciò che avviene quando l'intensità della pioggia supera la capacità del terreno di assorbirla: l'eccesso prende a scorrere in superficie seguendo le pendenze.

Il ruscellamento nasce come fenomeno locale: anche piogge di piccola entità determinano micro-ruscellamenti e micro-allagamenti (ponding). Esso non determina inoltre necessariamente un apporto ad un corso d'acqua: esso può infatti concludersi in ristagni localizzati da cui l'acqua può infiltrarsi avendo trovato un terreno più permeabile o semplicemente non proseguire oltre in quanto l'evento piovoso, giunto a conclusione, smette di alimentarla impedendo così che si propaghi ad una scala più ampia. Questo fenomeno non è sempre visto in modo positivo: zone ad elevata permeabilità possono infatti determinare alti livelli di saturazione collegati a bassi stati di consistenza meccanica del suolo, diminuendo la stabilità dei versanti e quindi aumentando il pericolo di frane e smottamenti.

Il ruscellamento è frequente in tutti i quei posti in cui l'uomo provoca delle alterazioni della superficie naturale (es. risistemazioni e siti in edificazione) ma anche laddove alcune pratiche di mantenimento (es. cura di piantagioni e terrazzamenti) sono state interrotte.

Al ruscellamento sono collegati seri problemi di qualità delle acque e di regimazione associati a problemi ordine civile e sociale classificati tra le catastrofi naturali più frequenti.

In passato sono stati svolti numerosi studi volti a classificazione le superfici in base alla **attitudine a ruscellare**. Oggi è molto diffuso l'uso di un indice empirico, il **Curve Number- CN**, individuato a partire dalla copertura vegetale e dalla tipologia idrologica del suolo.

- La **copertura vegetale** è stimata attraverso: densità della vegetazione, copertura della vegetazione nell'arco dell'anno, presenza di prati o colture foraggere a stretta densità di semina, presenza di residui colturali, grado di scabrezza del terreno.
- **Tipologia di suolo** fa riferimento ad una classificazione basata sulla capacità di drenare; (USDA-NRCS) ha individuato 4 classi (HSG, Hydrologic Soil Group) in cui il primo (A) si riferisce ad un suolo profondo capace di assorbire tanta acqua mentre il quarto (D) si riferisce a suoli col maggior potenziale di ruscellamento, poco profondi o argillosi in superficie o con una bassa capacità di ritenzione idrica.

Una volta individuato il CN attraverso tabelle come la 1 si fa uso di curve che permettono di determinare il ruscellato in corrispondenza di un certo ammontare di precipitato, come riportato in figura 8.4.1.

Copertura	Condizioni idrologica	A	B	C	D
Prati e Pascoli	Povere	68	79	86	89
-	Medie	49	69	79	84
-	Buone	39	61	74	80
Erbai e incolti	Assenti	30	58	71	78
Boschi	Povere	45	66	77	83
-	Medie	36	60	73	79
-	Buone	30	55	70	77

TAB. 1. - Valori tipici di CN per coperture diverse

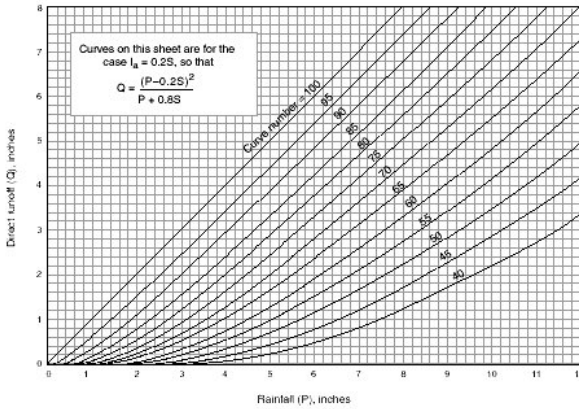


FIG. 8.4.1. - Fascio di curve del metodo del CN del Soil Conservation Service USDA

Il deflusso superficiale - Il deflusso superficiale origina quello di bacino coinvolgendo altri processi. Oltre al ruscellamento superficiale, flussi ipodermici e sotterranei danno luogo ad exfiltrazioni che contribuiscono al flusso dei corsi d'acqua. Modelli matematici e numerici sono oggi in grado, a partire dall'andamento dell'intensità di pioggia $r(t)$, di calcolare l'andamento dell'idrogramma, ovvero della portata nel tempo a partire dal ruscellamento ed infiltrazione stimata per ogni elemento di versante. Tali schemi permettono di interpretare andamenti di flusso come quello riportato in figura 8.4.2 in cui sono evidenziate le piogge e la risposta in termini di portata del torrente che raccoglie il deflusso di un intero bacino.

8.5. L'Erosione

Al ruscellamento è legato un altro processo estremamente importante per la moderna agronomia ambientale, l'erosione del suolo e trasporto di materiale solido in sospensione nonché di sostanze disciolte (compresi i nutrienti).

Tale processo è generalmente suddiviso in due fasi, quello che vede il distacco delle particelle o granulo di materiale dal substrato

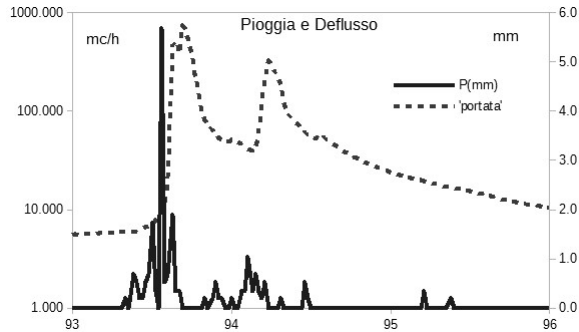


FIG. 8.4.2. - Rappresentazione dell'idrogramma associato ad un evento piovoso

ed il trasporto vero e proprio. Il processo va inoltre visto come costituito da stadi discreti o fasi, ognuno individuabile come processo a se stante e con caratteristiche peculiari. Il controllo, la prevenzione e la capacità di effettuare previsioni sul fenomeno può essere fatta solo comprendendo ciascuno di questi processi:

- Splash - è quella causata dall'impatto della goccia di pioggia sul terreno; è la ragione scatenante dell'erosione e determina l'energia che si libera sull'evento e determina il distacco delle particelle;
- Sheet - è quella associata al ruscellamento inteso come scorrimento laminare; solitamente sottoalutata, questa tipologia di erosione primaria è invece ragione di ampie perdite; essa si mantiene solitamente solo per pochi metri, prima che il flusso si concentri in canaletti (rills); essa non determina ulteriore distacco di particelle, ma solo trasporto di queste, solitamente le più fini e naturalmente dei relativi materiali adsorbiti;
- Rill - riguarda la formazione di tracce superficiali e canaletti, di dimensione via via crescente e con portate e velocità di flusso crescenti; a questo tipo di erosione sono particolarmente proni i sistemi di coltura a file; tale flusso è così

intenso da determinare esso stesso un incremento di particelle distaccate.

- Gully - è lo stadio successivo, quello associato alla formazione di ampie scanalature, quelle con oltre 30cm di profondità e associate a perdite di suolo di entità elevata (zone calanchive); l'acqua, scorrendo sia sulla superficie che nei tagli interni (rills) provoca continui rimodellamenti, erosioni e smottamenti della parete collinare sottoposta a tale processo;
- Tunnel - è una forma di erosione causata da flussi idrici di ampia portata nel sottosuolo di terreni sciolti dove il flusso determina appunto lo scavo di vere proprie gallerie; il fenomeno è ben noto ai geologi in quanto responsabile anche della creazione di vere e proprie grotte.

Prevenzione - Lo **splash** è una delle cause scatenanti del fenomeno erosivo. Studi hanno evidenziato che una copertura vegetale del 70% sia sufficiente a prevenire l'erosione in molte situazioni, anche se su suoli facilmente erodibili ed elevate pendenze sia necessario assicurare una copertura pressoché totale. Nei sistemi produttivi si possono adottare tecniche quali: colture di copertura (cover-crop), mantenimento delle stoppie (en: stubbles) dei cereali, aggiunta di sostanza organica, riduzione del periodo di maggese (en: fallow), riduzione della misura delle gocce per l'irrigazione ad aspersione. L'erosione da scorrimento laminare può essere prevenuta cercando di evitare il compattamento del terreno o proteggendolo con geotessuti o pacciamature (en: mulch). L'erosione incanalata può essere ridotta o riducendo la velocità di flusso (cosa che consente il deposito di materiale) o rendendo più compatta la superficie (legata ad una prevenzione del distacco). La riduzione del flusso può essere ottenuta aumentando la superficie del flusso (vie d'acqua inerbite), aumentando la rugosità della superficie o interrompendo il flusso con percorsi a minor pendenza e che allunghino le vie d'acqua. Quando queste soluzioni non fossero praticabili, si può ricorrere al compattamento, adottando sistemi di lastricatura. L'erosione

a Gully, una volta instaurata, è certamente la più difficile da controllare anche se l'applicazione combinata di più approcci nel tempo può ridurne il progredire. Il primo degli ingredienti è la vegetazione il cui riattaccamento deve essere facilitato a partire dal fondo del canale, applicando se richiesto anche irrigazione (e idrosemina) che velocizzi la crescita di specie erbacee a rapido accrescimento. Sulle pareti ed i crinali possono essere introdotte anche specie arbustive. Necessaria è anche un'intercettazione di quelle linee di ruscellamento che vanno ad alimentare i *gullies*, costruendo trincee e canali atti ad intercettare e deviare tali flussi, prestando naturalmente attenzione a non trasferire il problema ad un'area limitrofa.

Il modello RUSLE Lo studio dell'erosione da parte dell'acqua, pur essendo in corso da numerosi anni non ha ancora generato modelli fisici affidabili. È per questo che il processo è ancora formalizzato su base empirica, ovvero attraverso un criterio che, pur essendo in continuo miglioramento, è basato sull'approccio proposto da Wischmeier e Smith (1958) noto come USLE (da Universal Soil Loss Equation) da cui è poi scaturito il modello RUSLE in cui l'ammontare della media annuale a lungo termine dell'eroso A ($\text{tonn/ha} \cdot \text{anno}$) è stimata dal prodotto di 5 fattori:

$$(8.5.1) \quad A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P$$

dove:

- R è l'erosività media delle piogge
- K è la suscettibilità del suolo all'erosione
- LS è un indice che tiene conto di lunghezza del versante e relativa pendenza (adim)
- C fattore che dipende dalla coltura
- P fattore che dipende dal sistema di coltivazione

Il modello, altamente empirico, è stato concepito allo scopo di andare incontro alle esigenze dei dipartimenti ministeriali per la conservazione delle risorse naturali (USDA-NRCS, già SCS) con fini orientati alla classificazione e alla comparazione, ma anche alla stima su vaste aree del fenomeno erosivo. Utilizzato su aree e ad una

scala temporale inferiore, l'affidabilità del modello è risultata assai limitata.

8.6. Esercizi

- (1) In una settimana piovono 20mm e di questi 5 ruscellano. Se l'ET totale è di 30 mm eseguire il bilancio idrico. Se lo strato superficiale del terreno aveva un'umidità del 30%, di quanto è cambiata l'umidità su uno strato di 20 cm ?
- (2) Spiegare con un esempio cosa si intende per idrogramma.
- (3) Elencare alcune pratiche agricole che possono incrementare il pericolo di perdita di suolo per erosione.

CAPITOLO 9

Termodinamica del terreno

La temperatura del terreno e la sua dinamica sono aspetti fondamentali nella pratica dell'agricoltura. Tutte le fasi dell'accrescimento di una pianta risentono più o meno direttamente della temperatura del terreno, a cominciare dalla germinazione e dal risveglio vegetativo. Dalla temperatura dipendono le dinamiche di base di tutte le sostanze (composti organici e processi di decomposizione) e degli organismi (microbici, animali, vegetali) ospitati dal terreno. La temperatura ha importanti riflessi anche sulla fase gassosa e sulla stessa idrologia del terreno, attraverso processi quali l'evaporazione.

9.1. Grandezze caratteristiche

Calore Specifico (c) è il calore necessario per innalzare la temperatura di una sostanza (una massa unitaria) di un intervallo unitario ($1K$): a seconda del tipo di materiale esso è valutato a pressione costante (quando il materiale è sensibile a cambi di pressione), o a volume costante, come nel caso dei solidi.¹

Nel caso di materiali composti, dispersi o aggregati, come il terreno, il valore che esso assume (c_s) è ottenuto dalla media pesata dei valori dei suoi componenti:

$$(9.1.1) \quad c_s = \frac{\sum_i \phi_i \cdot \rho_i \cdot c_i}{\rho_{aps}}$$

¹In inglese il Calore Specifico è denominato Heat Capacity, la cui traduzione letterale, Capacità Termica, identifica in italiano la grandezza estensiva che identifica il calore assorbito dall'intera massa del corpo considerato (per un mezzo continuo come il terreno ciò significa una massa comunque definita).

dove ϕ_i è la frazione in volume della componente i mentre c_i è il relativo Calore Specifico (riferito all'unità di massa) pesato con la relativa densità ρ_i .

Nel caso del terreno una delle componenti fondamentali è rappresentata dall'acqua che, oltre ad essere presente in quantità estremamente variabile, è anche dotata di un calore specifico molto elevato (vedi tabella 1) quindi la sua presenza incide in modo assai rilevante sul comportamento termico della massa complessiva: è del resto ben noto come un terreno umido abbia una forte inerzia al riscaldamento. Un terreno con una calore specifico doppio di un altro richiede un tempo doppio perché la sua temperatura venga portata allo stesso valore attraverso uno stesso apporto di calore.

Per quanto riguarda i minerali si registrano valori circa 5 volte inferiori a quelli dell'acqua liquida (minore sarebbe la differenza se il raffronto fosse fatto col ghiaccio). Sostanzialmente più elevato è il calore specifico della sostanza organica, generalmente costituita in molta parte da acqua.

9.2. I processi di base

Riscaldamento per irraggiamento - La sorgente di calore primaria di un terreno è data dalla radiazione solare. Alle fluttuazioni stagionali della radiazione solare è collegata l'attività vegetativa delle piante collocate in pieno campo, in cui è la temperatura dell'apparato radicale a determinare il risveglio (o la presenza di stress termici) e la germinazione. La radiazione solare ha anche importanti fluttuazioni dettate dalla presenza di una copertura nuvolosa (oltre che della normale alternanza giorno/notte).

In presenza di sole l'input termico radiativo è enormemente influenzato dall'**albedo**, parametro che indica quanta parte di tale radiazione è riflessa a causa delle condizioni fisiche e strutturali della superficie. Il valore dell'albedo è determinato dalle caratteristiche strutturali della superficie quali la presenza di piante e residui vegetali. Nel caso di un terreno nudo (en:bare soil) importanti sono la rugosità nonché il **colore**. Come detto inizialmente un terreno può assumere diverse colorazioni in base al materiale parentale che

lo compone, il contenuto di sostanza organica ed il grado di umidità. Il colore dipende anche notevolmente dalle condizioni di umidità. Valori indicativi dell'albedo sono di 0.08 per un terreno scuro ed umido, 0.35 per un terreno asciutto e chiaro.

Riscaldamento e raffreddamento del terreno - I processi che stanno alla base delle dinamiche termiche del suolo sono le sollecitazioni superficiali, quali la presenza di un'atmosfera ad una determinata temperatura (scambio termico per convezione) e, in caso di cielo sereno, l'irraggiamento termico (di corpo nero) notturno.

Trasmissione del calore - All'interno del terreno il calore si trasmette principalmente secondo la legge di diffusione, detta anche eq. di Fick (1829 -1901) o eq. del calore, che nel caso del terreno assume la forma:

$$(9.2.1) \quad \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{\rho_{aps} \cdot c_s} \cdot \nabla T$$

in cui il coefficiente diffusivo è dato dal rapporto tra la conducibilità termica λ e il Calore Specifico volumico ($\rho_{aps}c_s$); alcuni valori sono riportati in Tabella 1.

L'effetto di tale forma di trasporto si può osservare sulla propagazione alle diverse profondità del terreno del normale ciclo termico diurno, osservabile in tutte le giornate in cui sia visibile una oscillazione delle temperature (in cui si registra tipicamente la minima di notte e la massima nelle prime ore dopo mezzogiorno). Mentre in superficie l'andamento delle temperature è assai prossimo a quello dell'aria, in profondità è possibile osservare due fenomeni, lo smorzamento delle oscillazioni con l'avvicinamento dei valori di picco nonché un graduale aumento del ritardo dell'ora a cui si presenta il valore massimo, rispetto al momento a quando avviene in superficie (vedi figura 9.2.1).

Nella tabella 1 (da [8]) è riportata anche (colonna a destra) la conducibilità termica dei materiali (k_T), in cui i minerali fanno registrare i valori più elevati.

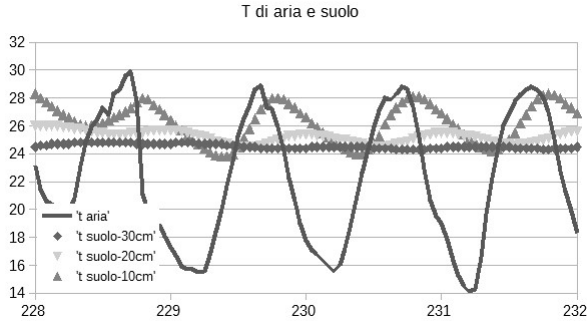


FIG. 9.2.1. - Andamento della temperatura dell'aria (linea continua) e del terreno alla profondità di 10, 20 e 30 cm in 4 giornate calde

materiale	c (kJ/kgK)	k_T (W/mK)
acqua	4.2	0.57
ghiaccio	2.1	2.2
quarzo	0.76	8.8
argille	0.73	2.9
materia organica	1.8	0.25
aria	1.0	0.025

TAB. 1. - valori di Calore Specifico e Conducibilità Termica per alcuni importanti costituenti del terreno (si noti che anche nel caso dell'aria il calore specifico è espresso in riferimento al peso)

Conducibilità e Diffusività termica - Anche la conducibilità termica, e di conseguenza la diffusività, come già visto per la capacità termica, hanno un valore che dipende dalle componenti del suolo e fortemente condizionato dall'umidità.

La curva della conducibilità è una curva ad S che ha il suo valore massimo quando il terreno è saturo interpretata da diversi autori con modelli empirici e teorici. In questi la conducibilità è espressa

attraverso un parametro adimensionale (K_e , detto numero di Kersten), che a sua volta è messo in relazione all'umidità (espressa come saturazione S), come nel modello:

$$\lambda = (\lambda_{sat} - \lambda_{dry}) K_e + \lambda_{dry} \quad ; \quad K_e = \exp \left[\alpha \cdot (1 - S)^{\alpha-1.33} \right]$$

che richiede 3 parametri, la conducibilità termica per terreno secco e saturo (λ_{dry} , λ_{sat}) ed un coefficiente di forma (α) dipendente dalla tessitura.

Scambio termico per miscelazione - Questo processo si verifica quando sia immessa nella matrice porosa soluzione acquosa a temperatura diversa da quella del terreno, come nel caso di acqua di pioggia o irrigua. In questo caso il terreno e la soluzione aggiunta vanno ad assumere rapidamente una temperatura intermedia compresa tra la temperatura iniziale e di quella dell'acqua entrante.

Evaporazione - L'evaporazione è il processo di passaggio di stato liquido-vapore che avviene sulla superficie di separazione un liquido dalla fase aeriforme. Quando si parla di evaporazione dal terreno, solitamente si sottintende che tale processo avvenga alla superficie del terreno, anche se tuttavia esso è ascrivibile ad uno spessore anche di parecchi centimetri e non è necessariamente associato ad un riscaldamento del terreno. L'evaporazione è infatti dovuta ad un flusso di energia con diverse componenti ed in presenza di un cambio di stato (quello dell'acqua) il bilancio termico non porta necessariamente ad un aumento della temperatura del suolo. Tale bilancio va inoltre effettuato alle diverse profondità dove al flusso d'acqua si associa quello dei gas che compongono l'atmosfera tellurica. In questo stesso strato, continuamente soggetto a sollecitazioni termiche, avvengono sia processi di evaporazione che di condensazione. Si ricorda che l'umidità relativa $UR = e/e_s$, dove e è la pressione di vapore ed e_s è la pressione di vapore saturo.

Nella pratica il processo evaporativo si svolge in due stadi distinti, uno abbastanza rapido guidato dal deficit di tensione di vapore (domanda evapo-traspirativa dell'atmosfera) ed uno, più lento diretto dalla conducibilità gassosa della matrice del terreno.

Per comprendere la fenomenologia evaporativa del terreno, occorre comprendere che al suo interno i menischi si trovano in equilibrio con un'atmosfera satura sostanzialmente alla temperatura del terreno in quanto, come detto sopra, la capacità termica della fase gassosa è così bassa da essere trascurabile. Questo significa anche che un cambio di temperatura del terreno determina immediate condensazioni o evaporazioni dovute al presentarsi di condizioni di temperatura più basse della temperatura di rugiada nel caso di un abbassamento di temperatura, o di umidità relativa inferiore alla saturazione nel caso di un innalzamento dello stesso. L'ammontare d'acqua in gioco in queste transizioni di stato è invece solitamente considerata trascurabile.

Per rappresentare il processo sono utilizzate espressioni empiriche del tipo:

$$E = C \cdot \sqrt{t}$$

dove C è una costante che dipende dal tipo di suolo [2].

9.3. Esercizi

- (1) Eseguire su un foglio di calcolo il grafico dell'andamento orario della temperatura dell'aria nell'arco di una giornata ipotizzandone una variazione sinusoidale con minimo di $10^{\circ}C$ alle 2 di notte e massima di $30^{\circ}C$ alle 14 di giorno.
- (2) Se su un terreno con albedo di 0.8 incide una radiazione dell'intensità di 1000 W/mq , quale sarà il flusso di calore espresso in kcal/mq/h ?
- (3) Se nell'arco delle 24 ore l'intensità di radiazione media assorbita dal suolo è di 200 W/mq , quale sarà l'innalzamento medio della temperatura calcolato su uno strato di 20 cm se il calore specifico vale 2 kJ/mcK ?
- (4) Se sullo strato di suolo dell'esercizio precedente, la presenza di vento induce un'evaporazione di 3 mm d'acqua, quale raffreddamento essa determina? Si ricorda che il calore latente di evaporazione dell'acqua è di $540 \text{ kcal/kg} = 2272 \text{ J/g}$.

- (5) Se su uno strato di terreno di 20 cm soleggiato effettuato un'irrigazione di 20 mm che temperatura avranno al termine dell'irrigazione suolo e soluzione circolante se il primo si trova inizialmente ad un'umidità del 15% e ad una temperatura di $30^{\circ}C$ mentre l'acqua irrigua sia a $15^{\circ}C$. Supponiamo che il calore specifico del terreno sia quello della sabbia.

CAPITOLO 10

I soluti nel terreno

La soluzione circolante nel terreno non è costituita unicamente da acqua, ma è una soluzione di una larga varietà di soluti (oltre che una sospensione di particelle indisciolte).

L'origine dei soluti del terreno può essere endogena o esogena.

Di origine endogena sono quei soluti che provengono dal parziale discioglimento del materiale parentale, processo dinamico che fa sì che il terreno sia un sistema in continuo divenire.

Sia che tali soluti rappresentino un vantaggio (nutrienti) che uno svantaggio (tossicità) il materiale parentale rappresenta in tal senso un immenso serbatoio. Idratazione, idrolisi (desilicizzazione, dealcalizzazione, formazione delle argille), ossidazione, carbonatazione (coadiuvata dal flusso di soluzione dall'orizzonte eluviali a quello illuviale) sono associati a tempi normalmente lunghi ma che possono essere accelerati da eventi indotti dal clima quali erosione, lisciviazione (NO_3^-), volatilizzazione di NH_3 , incendi.

L'azione microbica, associata a processi quali la mineralizzazione contribuisce in modo importante pur con una certa variabilità stagionale.

Di origine esogena sono apporti di soluti ad opera delle stesse piante (attraverso gli essudati e la successiva mineralizzazione ad opera dei microorganismi), ma anche di animali e in molta parte di origine antropica diretta (concimazioni e trattamenti) e indiretta (lavorazioni, irrigazioni).

Il Colore del terreno può essere un primo indicatore delle sostanze presenti. Ossidi di Fe e Mn determinano solitamente i colori rossastri. Il colore grigio è dato da composti ridotti del Fe.

N tot $^{\circ}/_{oo}$	P tot $^{\circ}/_{oo}$	K_2O tot ppm	Dotazione
< 1	< 1	< 80	Povera - Ridotta
	1 - 1.5		Medio-Ridotta
1 - 1.5	1.5 - 2.0	80 - 150	Media
1.5 - 2.2		150 - 250	Buona
2.2 - 5.0	2.2 - 2.5	> 250	Ricco - Elevata
> 5.0	> 2.5	> 500	Eccessiva - Molto elevata

TAB. 1. Classi di dotazione in N , P e K di un suolo

Colori chiari sono invece imputabili a composti quarziferi anche se sono i carbonati a determinare quelli più prossimi al bianco. La sostanza organica determina d'altra parte sempre uno scurimento sel suolo.

In termini di sostanze utili alla pianta, i soluti più importanti sono rappresentati da:

- N nelle forme minerale ed organicata, NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ ;
- P , come P_2O_5 o $H_2PO_4^-$;
- K , come K_2O ;
- S , anche questo in forma minerale e organica;
- Ca , anche in forma ossidata CaO .

La dotazione in N e K di un terreno non è quasi mai naturale, al contrario di quello che può invece accadere per il P , costituente di base di minerali contenuti in materiale parentale e poco mobile (poco lisciviato). La dotazione rappresenta in ogni caso la concentrazione di una sostanza complessiva sia in forma disciolta che in forma minerale (solubile). Per quanto riguarda N, P e K l'agronomia fa uso di classificazioni quali quella riportata in tabella 1.

Per rendersi conto del significato di queste cifre possiamo pensare che una dotazione dell' $1^{\circ}/_{oo}$ corrisponde ad una concimazione di 100 kg/ha di N riportati ad uno strato di 1m di terreno ($\rho_{aps} = 1$). I valori caratteristici del P sono molto prossimi a quelli dell' N . Per quanto riguarda il K i valori di riferimento sono invece all'incirca 20 volte più bassi.

10.1. Acidità e pH

Come insegna la chimica di base il pH è un indicatore della presenza di idrogenioni (H^+) in una soluzione. Nel caso del terreno, il pH è una caratteristica della soluzione circolante.

L'acidità di un terreno è un forte termine di selezione per le specie vegetali in grado di accrescerli e sopravvivervi; per questo per i terreni così come per i substrati per colture idroponiche è importante conoscere l'acidità che si viene ad instaurare nella soluzione circolante.

In tale soluzione gli ioni presenti sono in equilibrio con la frazione adsorbita sulle superfici colloidali, sistema noto nell'insieme come **complesso di scambio**.

Mentre gli ioni in soluzione contribuiscono all'acidità attiva, quelli adsorbiti sul complesso di scambio costituiscono quella di riserva.

Correzioni dell'acidità - È importante che un terreno non abbia un pH né troppo alto (terreni acidi) né troppo basso (terreni alcalini). Poiché i terreni eccessivamente calcarei ($CaCO_3 > 25\%$) sono solitamente alcalini, l'aggiunta di materiali di origine minerale quali rocce carbonatiche e idrati di Ca e Mg, contenuti nelle marne ($CaCO_3$ - PM=100), nella dolomia ($CaMg(CO_3)_2$ - PM=109) e nella calce ($Ca(OH)_2$ - PM=136), possono essere usati come correzione di una eccessiva acidità. Ca e Mg vanno a sostituirsi all' H^+ sul complesso di scambio mentre l' H^+ liberato si trova neutralizzato da anioni quali HCO_3^- (un acido debole) o OH^- .

10.2. Salinità

Con salinità si intende la presenza nel suolo di una soluzione circolante particolarmente ricca di sali solubili. Essi possono provenire dall'azione dell'acqua sul materiale parentale o da un'irrigazione con acque salmastre.

Anche l'evaporazione può incidere sul fenomeno, infatti il processo estrae dal terreno solo il solvente (l'acqua) portando ad un aumento della concentrazione salina.

Nelle zone aride tale fenomeno può portare ad una precipitazione dei sali dando luogo ad accumuli stratificati spesso ben visibili anche ad occhio nudo.

In base all'entità del **problema della salinità**, si può parlare di **Suoli Salini**, caratterizzati dalla presenza di sali neutri in quantità così grande da interferire con l'accrescimento della pianta, di **Terreni Sodici** se caratterizzati da grandi quantità di sodio scambiabile ($SAR > 13$) o di **Terreni salino-sodici** se connotati da entrambi i problemi.

I suoli sabbiosi sono in generale più sensibili alla salinizzazione di quelli argillosi poiché dotati di una minore ritenzione idrica.

È comune trovare suoli ad elevata salinità nelle zone aride e semiaride, meno frequente e maggiormente localizzata è invece la fenomenologia nelle zone umide e solitamente associata ad una sensibile diversità di vegetazione (vedi tabella 2).

EC(dS/m)	Risposta della vegetazione
< 2	Irrelevante
2 – 4	Riduzione dell'accrescimento nelle piante maggiormente sensibili
4 – 8	Riduzione dell'accrescimento nella maggioranza delle piante
8 – 16	L'accrescimento è soddisfacente solo per piante tolleranti
> 16	L'accrescimento è soddisfacente solo su piante molto tolleranti

TAB. 2. Tabella della risposta della pianta a diversi gradi di salinità del terreno dati in EC

L'Effetto sulle piante è dovuto ad una riduzione dell'acqua disponibile in quanto apparentemente maggiormente trattenuta dal terreno. Questo fenomeno è dovuto al fatto che in presenza di sali, al potenziale idrico totale del terreno, si unisce un altro componente, il **potenziale osmotico**. Il potenziale osmotico, normalmente trascurabile, è direttamente proporzionale alla concentrazione dei sali disciolti ed è espresso dalla:

$$(10.2.1) \quad \pi = -R \cdot T \cdot N$$

dove $N = C/PM$ è la concentrazione molare (C è quella in peso e PM il peso molecolare).

Il grado di salinità di un suolo si misura attraverso la **conducibilità elettrica** (EC , cS/m o dS/m) della soluzione circolante (metodo dell'estratto saturo).

EC è riconducibile alla pressione osmotica, essendo: $\pi \simeq 3.6 \cdot EC$.

La Salsedine è la presenza di una famiglia di sali di Na, Ca e Mg, sostanzialmente cloruri (Cl^- , solfati (SO_4^{--}) e carbonati (CO_3^{--}), derivati quasi tutti da sali di acidi e basi forti: $NaCl$, $CaCl_2$, $CaSO_4$, $MgSO_4$, Na_2SO_4 , Na_2CO_3 , $MgCO_3$.

La salsedine può essere **autoctona**, se siamo in prossimità del mare, di corpi idrici in prossimità di vene di rocce salate, o **alloctona** quando dovuta ad apporti esterni (es. irrigazione con acque di falda con intrusioni saline, distribuzione ripetute di liquami).

Nelle acque irrigue i sali più comuni sono quelli osservati nelle acque salmastre di origina marina: $NaCl$, $CaSO_4$, $MgSO_4$, Na_2SO_4 , $Ca(HCO_3)_2$.

10.3. Il Trasporto dei soluti

Un materiale disciolto o sospeso in un mezzo fluido si muove seguendo due leggi fondamentali, una che rappresenta il trasporto puro o advezione (si pensi a come è trasportata dalla corrente una foglia sulla superficie di un fiume), ed una che invece ne altera gradualmente la concentrazione nello spazio (si pensi ad una goccia di vino rosso in un bicchiere d'acqua), e che prende il nome di diffusione.

Nel terreno la soluzione circolante rappresenta quel vettore che veicola le sostanze in essa disciolte e questo accade sia all'interno della matrice porosa che sulla sua superficie.

Il flusso di una sostanza da parte di un vettore in cui questa è distribuita (disciolta) uniformemente e che è a sua volta in movimento si esprime come il prodotto del flusso del mezzo disperdente per la concentrazione della sostanza stessa:

$$(10.3.1) \quad q = v \cdot C$$

dove q è il flusso di soluto in una soluzione a velocità v .

Diffusione e Dispersione - Se il materiale non è invece disciolto (o disperso) uniformemente nella soluzione - dispersione, al processo di trasporto si aggiunge la diffusione, fenomeno che tende ad equilibrare la concentrazione in ogni punto della soluzione, che segue la legge di Fick:

$$(10.3.2) \quad q = -D \cdot \nabla C$$

dove D è il coefficiente di Diffusione e ∇ (gradiente) è l'operatore che misura la differenza di concentrazione in rapporto alla distanza sull'asse di osservazione del processo diffusivo.

In realtà i soluti non seguono nel terreno un processo di diffusione pura, dovuta esclusivamente ad un rimescolamento dovuto ad una agitazione termocinetica molecolare. Esiste infatti una dispersione indotta dalla tortuosità ¹ e dalla diversità dei percorsi dalle diverse particelle di soluto all'interno della matrice dei pori, avente un effetto simile alla diffusione ma assai più marcata e rapida. Nella realtà i due processi non sono distinti e l'espressione della diffusione utilizza il coefficiente di diffusione apparente D_{ap} :

$$(10.3.3) \quad q = -D_{ap} \cdot \nabla C$$

L'insieme del processo advettivo e di quello diffusivo è rappresentato dall'equazione di advezione diffusione (ADE):

$$(10.3.4) \quad q = -D_{ap} \cdot \nabla C + v \cdot C$$

¹La tortuosità, rappresentata da un parametro che riassume la complessità della topologia del terreno, permette anche di mettere in relazione la velocità effettiva media della soluzione nei pori (il vero cammino dell'acqua), alla velocità apparente individuata dalla velocità del fronte di avanzamento.

Il coefficiente di tortuosità è in molte applicazioni assunto pari a: $L \simeq 0.67$.

La misura della salinità

Il grado di salinità di un suolo si misura attraverso la **conduttività elettrica** (EC, cS/m o dS/m) della soluzione circolante (metodo dell'estratto saturo).

10.4. Esercizi

- (1) Supponiamo di avere un terreno con una dotazione in N dell' $1^{\circ}/_{oo}$. Calcoliamo l'ammontare per unità di superficie di N per 50cm terreno, assumendo per lo stesso $\rho_{aps} = 1.2t/m^3$.
- (2) Su un terreno con $\rho_{aps} = 1.2g/cm^3$ distribuiamo a spaglio 100kg/ha di concime al 50% (in peso) di P_2O_5 e successivamente fresiamo a 10 cm. Calcolare l'aumento di concentrazione in P_2O_5 nel terreno superficiale.
- (3) Nelle analisi granulometriche basate sulla decantazione per alcuni terreni può essere fondamentale l'eliminazione di MO, Calcare ed Ossidi di Ferro. Che reagenti useresti e come elimineresti eventuali prodotti di reazione dal terreno prima dell'analisi meccanica ?
- (4) Vogliamo calcitare un terreno di 3 ha avente $\rho_{aps}=1.3$ g/cm³ ed un'acidità titolabile di 8 me/100 g. Quanta marna ($CaCO_3$, PM = 100, PE = 50) al 50% di calcare dovrò richiedere se intendo interrarla nei primi 40 cm di suolo ?

CAPITOLO 11

I colloidi del terreno

Lo stato colloidale è uno stato della materia con caratteristiche intermedie tra quelle dei tre stati fondamentali (solido, liquido e gassoso). Il colloide è infatti costituito da un materiale in una o più fasi **disperso uniformemente** in un **mezzo disperdente**. Alcuni tipi di colloidi sono rappresentati da **Sol** (in particolare Nebbie – Foschie – Fumi sono Aerosol) ovvero dispersione di goccioline liquide e/o particelle solide in un mezzo gassoso quale l'atmosfera, **emulsioni** (Latti) ove goccioline di grasso sono disperse in una fase liquida, **gel** (Gelatine) dati da una dispersione di macromolecole in un liquido.

Nel terreno i colloidi sono le parti più attive, determinano sia il comportamento fisico che quello chimico dello stesso e possono essere:

- **colloidi minerali**, rappresentati in gran parte da minerali secondari (vedi capitolo 1) rappresentati principalmente da argille e sesquiossidi.
- **colloidi organici**, comprendono materia organica altamente decomposta, data dalle **sostanze umiche**.

11.1. Le argille

Le argille rappresentano una componente fondamentale del terreno. Se in granulometria la **frazione argillosa** è definita esclusivamente su base dimensionale ($d < 2\mu m$), il **materiale argilloide** che la costituisce comprende sia **argilla minerale** che ossidi di Fe e di Al (sesquiossidi) e particelle umiche.

L'**argilla minerale** è data da **silicati idrati di alluminio** provenienti quindi dalla alterazione di rocce¹ **silicee**.

Tra i **silicati** rientrano i **nesosilicati** (min: olivina , granati, zircono, topazio), **sorosilicati** (min: epidoti), **ciclosilicati** (min: berillo, smeraldo, acquamarina), **inosilicati** (min: anfiboli, pirosseni), **tectosilicati** (min: leucite, nefelina, albite, oligoclasio, andesina, labradorite, bytownite, anortite), **fillosilicati** (min: mica, muscovite; biotite,serpentino).

Le **argille** sono classificate come fillosilicati, anelli di tetraedri organizzati in strati ripetuti con una struttura a foglietto. Esse sono distinguibili in 2 gruppi, quelle a 2 strati, quali caolinite e clorite (o Halloisite) e a 3 strati, quali montmorillonite e illite.

Ognuno degli strati è costituito da un solo tipo di 2 possibili strutture elementari, una tetraedrica ed una ottaedrica con formula bruta rispettivamente $Si^{4+}(O^{2-})_4$ e $Me(OH^-)_6$ dove il metallo Me può essere di volta in volta $Al^{3+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}$ (vedi Fig. 11.1.1)

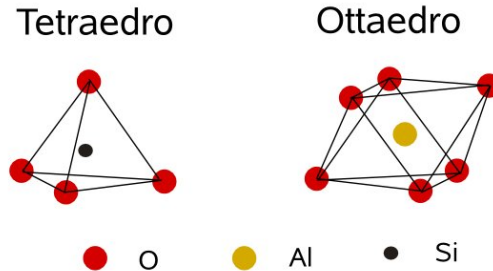


FIG. 11.1.1. - Raffigurazione della struttura elementare dei due componenti principali delle argille

Ciascuna delle due strutture di base forma rispettivamente strati tetraedrici (silicato) ed ottaedrici (idrossidi) la cui combinazione, evidenziata nella nomenclatura delle argille (1:1 o 2:1), determina le diverse tipologie di argille. Nel diagramma in basso è possibile

¹Si ricorda che una **roccia** è un **aggregato di minerali**

osservare, da sinistra a destra, la struttura binaria ripetuta della **caolinite** (1:1), quella a tre strati della **smectite** e della **vermiculite**, il cui disaccoppiamento produce effetti di rigonfiamento, che in qualche caso può essere soppresso dall'intrappolamento di minerali fini (limo) o da uno strato ottaedrico ulteriore, come nel caso delle **clorite** (2:1) (vedi Fig. 11.1.2).

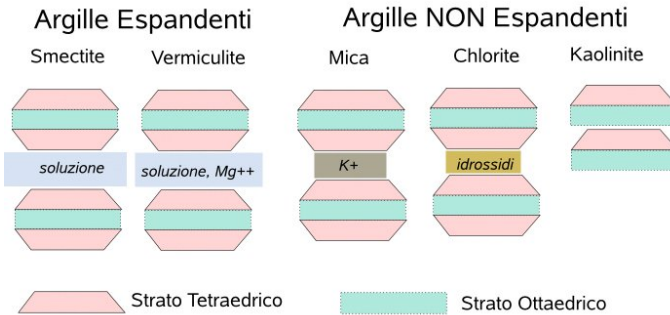


FIG. 11.1.2. - Raffigurazione delle combinazioni delle strutture planari elementari che determinano le diverse argille

Le argille e l'acqua - I colloidi sono caratterizzati dalla capacità di assorbire, trattenere e rilasciare grandi quantità d'acqua. Le argille, essendo dei corpi carichi sono anche in grado di dar luogo a processi di aggregazione, separazione noti come **flocculazione** e **dispersione**.

Nella **flocculazione** particelle argillose si annettono le une alle altre formando microaggregati noti come **tattoidi** o **domini**.

Tale adesione avviene sia quando le particelle sono in uno stato povero d'acqua, che in una situazione molto idratata: in tal caso esse prendono il nome di **flocchi**, per similitudine con l'aggregazione che caratterizza i cristalli di neve quando si aggregano in fiocchi di neve.

Affinché tale processo abbia luogo la superficie delle argille deve essere tale da generare attrazione, e ciò si verifica sempre quando la

ricopertura superficiale di cariche positive è solo parziale. Se siamo invece in ambiente sovrasaturo di cationi le particelle non trovano modo di aggregarsi per cui si **disperdono**, isolandosi le une dalle altre.

Senza aggregazione tutto è inibito nel terreno, dal moto dell'acqua a quello di aria e radici e quindi lo stato disperso va il più possibile evitato.

A determinare se un terreno, e quindi se le argille in esso contenute, è nello stato disperso piuttosto che flocculato sono gli ioni presenti. Ben noto è l'effetto disperdente del Na^+ , mentre Ca , Mg , Al ed H^+ facilitano l'aggregazione.

Possiamo considerare le particelle di argilla come dei grandi anioni che attraggono i cationi allo scopo di neutralizzare la carica totale. Gli ioni che favoriscono la flocculazione neutralizzano la carica senza compromettere l'attrazione tra particelle colloidali e quindi senza inibire la flocculazione.

Tale processo dipende da due fattori, la valenza e la dimensione dello ione idratato, associata al numero di ioni OH^- che la circondano.

Nel caso dello ione Na^+ la misura dello ione idratato è relativamente grande mentre la valenza è unitaria: questo comporta che la superficie dell'anione colloidale, anche quando ricoperta di tali cationi non sarà neutralizzata e continuerà a respingere gli altri anioni, facilitando l'effetto disperdente.

Aspetti meccanici: la crepacciatura

La crepacciabilità è uno dei fenomeni della dinamica del terreno più visibili. Legato alla presenza di argilla, rappresenta la manifestazione superficiale della contrazione del terreno in seguito ad essiccazione.

Le **crepe** hanno una larghezza che va da $1mm$ a $10cm$ ed una profondità di $20 - 80cm$.

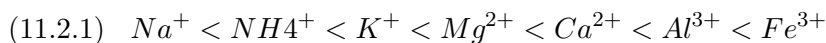
La crepacciatura è un fenomeno che è normalmente visto in modo negativo. Esso può, in determinati momenti della stagione,

danneggiare l'apparato radicale o determinare nel terreno vie preferenziali per l'infiltrazione e quindi una dispersione profonda dell'eventuale acqua irrigua, oltre che un aumento della superficie evaporante.

La crepacciatura non va confusa con la rottura della crosta superficiale che ha luogo nell'ambito del ciclo di bagnamento e asciugamento, che determina quella alternanza di espansioni e contrazioni che come vedremo portano ad una ricostituzione naturale della struttura di quello strato superficiale di terreno.

11.2. La capacità di scambio cationico

Se la matrice porosa è vista come quel serbatoio idrico che consente alla pianta di avere accesso alla risorsa anche in periodi siccitosi, alla componente colloidale e soprattutto alle argille va invece ascritta la capacità di immagazzinare molte delle sostanze nutritive, in particolare cationi. Le argille sono infatti rappresentabili come particelle con una carica totale negativa e quindi le maggiori responsabili della capacità di un terreno di trattenere sostanze con una carica positiva. La dimensione e la carica di tali ioni determina il loro potere flocculante, sulle argille stesse, nell'ordine:



Anche l'acqua è trattenuta sulla superficie dei colloidali soprattutto in quanto coinvolta nella solvatazione e struttura di idratazione degli stessi cationi e ne determina la dimensione occupazionale nello spazio.

Lo **scambio cationico** comporta una sostituzione degli ioni presenti sulla superficie dei colloidali con quelli presenti in soluzione, ed è un fenomeno che avviene in continuazione nel terreno.

L'assenza di tale effetto tampone permetterebbe ai cationi presenti nel terreno di essere facilmente lisciviati (en:leaching).

La capacità di scambio cationico (CSC, en:CEC) è una proprietà del terreno che vuole valutare l'ammontare di cationi trattenuti da un terreno (in $[cmoli(+)/kg]$ o $[meq/100g]$).

La capacità di un terreno di adsorbire eventuali eccessi di so-dio è misurato da due quantità, **il rapporto di adsorbimento**

(SAR, Sodium Absorption Ratio in rapporto alle dosi di Ca e Mg):
 $SAR = [Na^+] / \sqrt{[Ca^{2+}] + [Mg^{2+}]/2}$ e **sodio scambiabile** (ESP, Exchangeable Sodium Percentage).

Valori di questi indici determinano il grado di assimilazione da parte di un terreno della componente salino-sodica e quindi del grado di deterioramento dello stesso (tabella 1).

<i>pH</i>	EC	ESP %	Classe
< 8.5	> 4	< 15	salino - salmastro - salato
< 8.5	> 4	> 15	salino - alcalino
> 8.5	< 4	> 15	alcalino

TAB. 1. Relazione tra le classi di salinità, alcalinità e acidità

La Correzione di terreni basici e alcalini è un intervento agronomico complesso, specie se confrontato alla correzione dei terreni acidi, per la quale è fondamentale la comprensione dell'effetto della CSC. I terreni basici sono infatti dotati di un effetto tampone molto maggiore di quelli acidi, riscontrabile in una CSC molto maggiore. In caso di ampia disponibilità di acqua dolce una soluzione adottabile consiste nella lisciviazione, adatta alla rimozione di Ca^{2+} , Mg^{2+} ed Na^+ .

L'aggiunta di fertilizzanti ammoniacali (destinato ad ossidarsi a nitrato) o di zolfo elementare (destinato ad ossidarsi a solfato) da effetti immediati ma di breve durata.

La superficie massica (SM) è un concetto fondamentale nell'azione tampone dei cationi immagazzinati dalla frazione colloidale; se ipotizziamo che le particelle minerali di un terreno abbiano tutte la stessa forma (es. cubica), ci possiamo facilmente rendere conto di quella che è la superficie associata ad un egual volume di particelle (vedi tabella 2).

Anche su questo punto possiamo notare la dominante superiorità delle argille su aspetti quali la potenzialità in fatto di adsorbimento superficiale, quantificabile in un rapporto pari a ben 6 ordini di grandezza rispetto alla sabbia.

D	$1mm$	$0.1mm$	$0.01mm$	$1\mu m$
S₁	$6mm^2$	$0.06mm^2$	$0.0006mm^2$	$0.000006mm^2$
V₁	$1mm^3$	$10^{-3}mm^3$	$10^{-6}mm^3$	$10^{-9}mm^3$
N	1	10^3	10^6	10^9
S	$6mm^2$	$6cm^2$	$6dm^2$	$6m^2$

TAB. 2. Valori per particelle di diversa dimensione D della superficie S_1 e del volume V_1 della particella singola, mentre N ed S sono rispettivamente il numero di particelle e la superficie per mm^3 .

SM (m^2/g)	argilla
4 – 40	caolinite
50 – 120	illite
100 – 800	montmorillonite
150	vermiculite

TAB. 3. Valori di superficie massica dei diversi tipi di argille

Nella tabella 3 sono riportate le superfici massiche approssimative delle diverse tipologie di argille. Nei terreni la presenza delle diverse componenti granulometriche fa sì che la superficie massica di un terreno sia data dalla media pesata dei valori, come può essere osservato in tabella 4.

I terreni sabbiosi rimangono comunque quelli con minor superficie massica, con valori anche inferiori a $1m^2/g$. Sui terreni argillosi la superficie massica può invece raggiungere i $250m^2/g$ ed una elevata capacità di scambio cationico. In tabella sono riportati valori tipici per le principali tipologie di terreno.

11.3. L'adsorbimento

L'adsorbimento è quel processo che vede un'attrazione tra soluto e substrato basata sull'instaurazione di legami ed affinità di

tessitura	SM (m^2/g)
sabbioso	0.1 – 10
sabbioso-limoso	5 – 20
franco-sabbioso	10 – 40
franco	50 – 100
franco-limoso	90 – 160
limoso-argilloso	120-200
argilloso	150 – 250

TAB. 4. Valori di superficie massica dei diversi tipi di terreni

tipo chimico. L'adsorbimento determina due effetti: un ritardo di propagazione del prodotto nella direzione del flusso e immobilizzazione di una parte del prodotto, solitamente in superficie. Il modello più semplice per la rappresentazione dell'adsorbimento è rappresentato dal modello **isotermo**:

$$(11.3.1) \quad C_{ad} = K_{ad}C$$

dove la concentrazione nella fase adsorbita C_{ad} è posta in relazione a quella (C) in soluzione da un coefficiente di adsorbimento K_{ad} diverso per ogni sostanza. Se inglobiamo l'espressione nell'equazione che rappresenta il movimento di un soluto in un mezzo poroso otteniamo:

$$(11.3.2) \quad \frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial C_{ad}}{\partial t} = D_{ap}\Delta C - v\nabla C$$

Il processo è lo stesso utilizzato nella tecnica cromatografica per distanziare tra di loro prodotti presenti in una data soluzione, infatti il ritardo, determinato dal coefficiente di assorbimento, è differente per ogni sostanza.

E questo è anche quello che succede quando un prodotto chimico finisce sul terreno: l'adsorbimento è ciò che permette ad un prodotto di essere lisciviato più lentamente e di avere eventualmente il tempo

di essere metabolizzato e di giungere in falda in concentrazione ridotta.

11.4. Il trasporto di argille

Allo stato disperso, la dimensione delle particelle di argilla è talmente bassa che esse sono facilmente trasportate tanto nelle acque superficiali quanto all'interno della matrice del suolo. Ecco quindi come la condizione dispersa evidenzia un'ulteriore pericolosità per il terreno, quello di iniziare a funzionare come **filtro** e quindi di vedere diminuita la propria permeabilità per un graduale intasamento dei pori ad opera delle particelle di argilla trasportate dall'acqua.

Di più trasporto delle argille significa anche trasporto di ioni adsorbiti determinando così una forma di mobilità anche in sostanze fortemente adsorbite, quali il P e molte tipologie di fitofarmaci. Quando il movimento è superficiale e quindi associato alla dinamica erosiva, anche i tempi necessari ad una sostanza a raggiungere la rete idrografica superficiale sono molto brevi.

In precedenza s'era visto come una bassa dimensione delle particelle significa anche tempi di sospensione molto lunghi, da cui segue come le stesse abbiano quindi la possibilità di essere trasportate per lunghi tratti nei corsi d'acqua.

11.5. La materia organica

Estremamente importante in una visione ecologica del terreno, la materia organica nel terreno (SOM) va distinta in componente vivente ed una inanimata. La SOM ha due origini, una superficiale, rappresentata dalla **lettiera** ed una interna alla massa di suolo. In entrambi i casi si tratta di detriti dati da tutto ciò che era parte di un organismo vivente, soggetto a degradazione (chimica) e decomposizione (biologico-enzimatica). Il terreno è un materiale ricco di microorganismi (virus, batteri, funghi, alghe, protozoi), e animali tra i quali (es. lombrichi) che instancabilmente decompongono queste sostanze, non tutte completamente digeribili. La loro attività si esplica anche sulle sostanze emesse da piante e organismi viventi (es. essudati) e inquinanti presenti nel suolo (es. fitofarmaci).

Lo studio del materiale decomposto e dei suoi derivati ha portato a semplificazioni e teorie ancora non univoche e questo perché le sostanze che si originano a partire dai detriti costituiscono un **continuum** di sostanze la cui complessità va dal macro-detrito in cui è possibile ancora riconoscerne l'origine ad una componente più fine detta **labile**, data da materiale disciolto e in forma particellare. È in questa forma che in particolare la SOM rappresenta la forma più fruibile dai microorganismi ed è mineralizzata, ovvero torna a restituire al suolo i minerali utili alla pianta. Parte della SOM è invece convertita in una componente **stabile** dato da composti organici ad elevato peso molecolare, integrati alla componente minerale e direttamente connessi alla **stabilità di struttura**.

Le sostanze coinvolte in questo processo prendono il nome di sostanze umiche o **humus** le cui proprietà fisiche e chimiche non sono definibili univocamente. Il processo di umificazione è da anni di ampio interesse con interessi applicativi connessi a pratiche quali il compostaggio. La SOM presente in un comune terreno, a prevalente componente minerale, è del 1 – 5%, e la presenza dei microorganismi è solitamente concentrata nel primo strato (solitamente i primi 15 cm, orizzonte O2) anche in funzione della presenza di una lettiera (orizzonte O1). In determinate zone e climi lo spessore di tale strato e l'arricchimento in SOM può dare ad un suolo un netto carattere organico, come nel caso delle **torbe**, ampiamente utilizzate come substrato di coltivazione, sia per la propagazione che per idrocolture, che come ammendante. Ottenute da vere e proprie cave (torbiere), il cui sfruttamento è recentemente divenuto oggetto di normative in diversi paesi, è ora surrogato con compost per gli utilizzi basati sulle proprietà ammendanti o altri scarti di lavorazioni (es. fibra di cocco, lolla di riso, perlite) per gli usi basati su proprietà meccaniche (penetrabilità radicale) e leggerezza (trasporto e manipolabilità).

In Italia è raro imbattersi in terreni con un elevato contenuto di materia organica; d'atra parte l'effetto della sostanza organica sulla fertilità fisica di un terreno è, per bassi valori, parzialmente

contrastato da quello di argilla. In tabella 5 è riportata una classificazione dei terreni basata sul contenuto in materia organica.

<i>M.O.</i> %	Argilla %	Tipo di Terreno
< 1.5	< 10	Povero
< 2.5	< 30	-
< 3.0	> 30	-
> 5		Ricco
> 10		Umifero
> 20		Organico

TAB. 5. Classi di dotazione in Sostanza Organica di un terreno

CAPITOLO 12

La struttura del terreno

Con struttura intendiamo una **proprietà di un terreno** individuata da uno **stato di parziale aggregazione** delle particelle minerali.

Tali aggregazioni, dovute alla presenza di leganti e cementi (humus, argille, carbonati) determinano una disposizione spaziale cui è associato un sistema porale in cui è possibile individuare la fertilità fisica di un terreno, in termini di conducibilità all'aria e all'acqua, esplorabilità radicale, cui sono connessi arieggiamento, drenabilità e alla presenza di microorganismi di un suolo, tutti fattori di primario interesse agronomico.

Alla presenza di una struttura è legata la stessa definizione di terreno: se secondo alcuni autori in assenza di struttura si parla di terreno **astrutturato**, per altri non si può neppure parlare di terreno: deserti estremi o substrati pedologici extraterrestri (suolo di Marte) vengono indicati come **regoliti**.

La complessa distribuzione degli aggregati e quindi delle particelle minerali in funzione delle forze operate dai colloidali fanno sì che la descrizione della struttura del terreno sia tuttavia ancora assai complessa. Per questo, nonostante l'estrema importanza dell'argomento dal punto di vista agronomico, quello della struttura rimane ancora oggi un capitolo di confine per la fisica del terreno.

La struttura è una caratteristica del terreno che può essere definita sulla base di una classificazione descrittiva o, come nel caso della granulometria, su una classificazione dimensionale, come quella riportata in tabella 1:

Tipo di aggregato	d(mm)
Aggregati astrutturali	< 0.25
Microaggregati	< 1mm
Grumi o glomeruli	< 5mm
Macroaggregati	< 5cm
Aggregati zollosi	< 10cm
Zolle	d > 10cm

TAB. 1. dimensioni caratteristiche degli aggregati di un terreno

12.1. Struttura e distribuzione dei pori

La presenza della struttura induce nella matrice la presenza di due ordini di porosità, la MICRO-porosità dovuta agli spazi tra le particelle singole e la MACRO-porosità, quella tra gli aggregati. Nelle figure sotto è rappresentata visivamente la differenza tra un terreno strutturato (12.1.1) ed uno astrutturato (12.1.2).

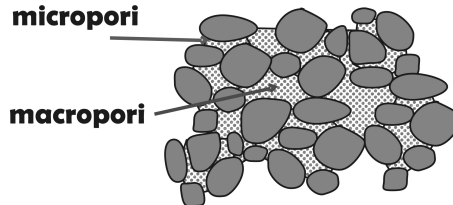


FIG. 12.1.1. - Rappresentazione di un terreno con aggregati

12.2. Gli agenti cementanti

Le sostanze che determinano la presenza di una struttura sono sostanzialmente:

- Colloidi minerali: Argille
- Colloidi organici: Humus

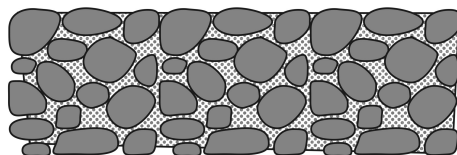


FIG. 12.1.2. - **Raffigurazione di un terreno senza aggregati**

- Ossidi, sostanzialmente di Fe e Al ma anche carbonati, all'origine anche di concrezioni isolate ed in grado di inglobare particelle minerali

L'agente cementante svolge un ruolo fondamentale nel definire la tipologia di aggregato. Sono infatti detti **aggregati primari** quelli in cui l'agente cementante è costituito da

- Argille
- Sesquiossidi di Fe e Al, poco stabili all'azione dell'acqua

Sono detti **aggregati secondari** quelli in cui l'agente cementante è principalmente costituito da:

- Humus (in genere umato di Ca)
- $CaCO_3$
- attrazione idrostatica (forze di van der Waals)

12.3. La dinamica della struttura

La **genesì della struttura** è un processo che passa attraverso le seguenti fasi:

- fase microbica - sono proprio i microrganismi a mediare le prime trasformazioni e ad essere responsabili anche delle microporosità all'interno della massa;
- formazione di composti organici di complessità intermedia (humus instabile);
- formazione delle sostanze uniche stabili, durature e resistenti agli attacchi microbici.

Alla creazione della struttura contribuisce anche l'azione delle radici, determinando un reticolo di fibre organiche che lasciano col passare del tempo lo spazio ad una rete di canalicoli.

In questa attività sono le radici delle graminacee le più attive, e certamente anche la maggior parte delle specie presenti nei prati e pascoli poliennali (leguminose), mentre negativo sembra essere l'effetto di colture da radice (es. barbabietola).

Dal punto di vista della porosità anche la fauna terricola esercita un ruolo assai attivo, a partire dalle talpe ed insetti, vermi, lombrichi e collemboli.

Come si può intuire tale processo è tutt'altro che di breve durata perciò tale importante proprietà del terreno va considerata quale un bene che è sempre bene cercare di conservare.

Perdita della struttura - L'azione diretta di agenti meccanici e meteorologici determina frequentemente una riduzione delle caratteristiche strutturali, anche se questo effetto è fortemente influenzato dalla tipologia dei cementi presenti:

- azione battente dell'acqua, calpestio;
- lavorazioni su terreno bagnato o troppo asciutto;
- ossidazione dei cementi organici (eccesso di lavorazioni);
- sommersione (disgregazione dei cementi organici ad opera dell'acqua);
- presenza di Na (deflocculazione dei colloidi argillosi): in caso di sommersione ciò avviene spontaneamente formando una sospensione stabile, ma anche in presenza di elevate concentrazioni di Na^+ ($> 15\%$).

L'incrostamento è quanto avviene sulla superficie del terreno dopo una fase di allagamento, e quindi di destrutturazione, in seguito alla fase di asciugamento. La perdita d'acqua avviene solitamente in tempi inferiori a quelli necessari al ripristino della struttura, perciò le particelle minerale disperse si depositano (decantano) sulla superficie stratificandosi in funzione della dimensione (vedi granulometria) dando luogo ad una stratificazione che ad ultimo è completata dalle particelle più leggere che ricoprono la superficie secondo un criterio di massima occupazione e quindi producendo anche una

quasi totale occlusione dei pori superficiali. Anche l'incrostamento, come la crepacciatura, può essere tuttavia visto all'interno del ciclo di bagnamento-asciugamento, parte quindi di una dinamica che porta ad un lento ma graduale ripristino della struttura.

Il **controllo della struttura** tradizionale è operato attraverso pratiche agronomiche atte a conservare, migliorare o coadiuvare nel ripristino della struttura, basate su azioni meccaniche mirate o aggiunte di sostanze organiche ai diversi stadi di demolizione sopra elencati. Si va perciò dall'interramento di stoppie e stocchi a quello di letame e altre sostanze **ammendanti**. Lo stato della S.O., il rapporto tra Mineralizzazione e Umificazione nonché il rapporto C/N delle sostanze aggiunte determina sia l'efficacia dell'intervento sia i tempi previsti per un evidente miglioramento sia sulla scelta della coltura da insediare sulla superficie.

La tipologia di ammendanti utilizzati a questo scopo prende il nome di condizionatori della struttura e tra questi rientrano polimeri organici che facilitano la cementazione delle particelle minerali o le inglobano.

La lavorazione rimane tuttavia l'operazione colturale più praticata e che porta benefici diretti sulla rigenerazione della distribuzione degli aggregati e quindi sull'arieggiamento del terreno, indirettamente sul processo di mineralizzazione.

Naturalmente lavorazione significa anche ossidazione della SO e quindi liberazione di CO_2 in atmosfera. Essa, inoltre, se praticata al momento sbagliato (terreno non in tempera), porta ad una distruzione degli aggregati per polverizzazione in caso di terreno troppo asciutto o spappolamento in caso di terreno troppo umido.

Il ripristino della struttura - In presenza di colloidali l'azione continua di bagnamento e asciugamento, espansione e restringimento ha riflessi di ordine meccanico, chimico e biochimico. Quando i colloidali da dispersi (stato di sol) iniziano a flocculare (passando allo stato di gel), danno luogo a coaguli precursori di aggregati strutturali. Come su detto il processo è favorito in presenza di cationi con raggio di idratazione ridotto ($Ca^{++} > Mg^{++} > K^+ >$

$MH^{4+} > Na^+$) . Le fluttuazioni termiche e di umidità portano inoltre ad attivare periodicamente una flora microbica la cui presenza porta ad una alterazione dell'atmosfera tellurica (riduzione dell' O_2 presente) che a sua volta incide sul pH e quindi sul passaggio in soluzione di minerali. Tali fenomeni determinano la vera vitalità e fertilità di un terreno ma avvengono solo ad una certa profondità per un terreno nudo (che quindi in superficie appare bisognoso di lavorazioni) ma che si spostano in superficie in presenza di una buona pacciamatura.

12.4. La stabilità della struttura

Con stabilità di struttura intendiamo l'**attitudine degli aggregati a resistere a sollecitazioni** di ordine principalmente di idrologico che tendono a disfarli.

La stabilità di struttura riveste un ruolo importante nella caratterizzazione della fertilità fisica di un terreno e della maggior attitudine ad ospitare colture col minimo intervento dell'uomo.

La **stabilità degli aggregati di medio-piccola** dimensione rappresenta una garanzia di resistenza nel tempo, mentre la stabilità dei macro-aggregati significa maggior facilità di lavorazione e preparazione del letto di semina.

Naturalmente la stabilità di un aggregato, dipendendo dalla forza del cemento, dipende anche dal suo stato di umidità, essendo tutti i cementi soggetti all'idratazione. Ed è proprio per questo motivo che la stabilità maggiore si registra su terreni ad elevati livelli di umificazione, così come invece l'aggregazione dovuta alle argille non solo è di bassa qualità, ma diminuisce anche l'effetto della presenza di M.O.

12.5. Misura della stabilità di struttura

Per la misura della stabilità di struttura sono stati varati indici empirici, quali quello di Tiulin o di Hénin, basati su tecniche di laboratorio in cui un terreno è sottoposto a cicli di bagnamento e asciugamento. Aggregati della dimensione di 1–2mm vengono posti

in appositi cestelli con fondo di rete che permettono alle particelle distaccate di fuoriuscire.

L'indice di stabilità è ottenuto semplicemente rapportando la quantità di aggregati rimasti al termine del trattamento alla quantità iniziale.

Tale indice è stato proposto per esprimere una qualità agronomica di un suolo di ordine estimativo.

APPENDICE - La Pedogenesi

Un terreno è un'entità in continuo divenire espressione di 5 fattori:

- (1) **Materiale parentale** - Il materiale parentale (o pedogenetico) si intende la componente minerale alla base del terreno, originatosi dalla trasformazione della roccia madre (vedi diagramma 12.5.1) attraverso:
 - (a) disfacimento delle rocce
 - (b) azione meccanica e chimica di organismi viventi
 - (c) trasporto - accumulo in depositi

A seconda della tipologia del processo che ha prevalso nella formazione del materiale parentale si distinguono 5 tipologie di materiali: **Materiali Residuali**, originatesi dalla sola attività degli agenti meteorici (weathering), rocce sedimentarie, metamorfiche, **Sedimenti Lacustri e Marini**, trasportati prima dai fiumi e poi depositati e consolidatisi sul fondo di bacini **Alluvium**, nei quali la trasformazione è dominata dal trasporto di acqua, **Collivium**, in cui il trasporto è dominato dalla gravità, come i flussi detritici (ghiaioni), **Sedimenti Eolici**, associati al trasporto eolico, quali ceneri, loess e sabbie. La tessitura di un terreno (vedi avanti) è il risultato più o meno diretto del materiale di provenienza.

- (2) **Tempo** - Per tempo si intende quello trascorso dal momento della formazione del substrato parentale; ogni suolo ha avuto un momento iniziale: quando una frana mette in luce roccia nuda, in quel sito avviene un azzeramento

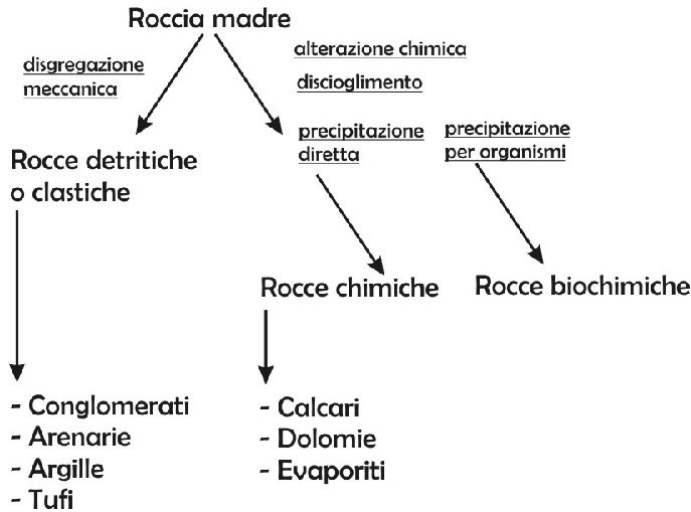


FIG. 12.5.1. Schema delle principali trasformazioni delle rocce

cronometrico di un suolo che sarà riconoscibile come tale solo dopo lunghissimo tempo, tanto da far sì che il terreno è oggi considerato una **risorsa non rinnovabile**.

- (3) **Clima** - Il tempo non è di per se una forzante in grado di causare mutazioni mentre lo sono il regime delle piogge e l'andamento di temperature: sono queste, che determinano l'intensità e la qualità dei processi fisici e chimici cui un suolo è soggetto al passare del tempo.
- (4) **Topografia** - Contribuisce in modo importante a determinare il microclima del luogo e controlla le dinamiche dei processi fisico-chimici sul terreno. Pendenze elevate aumentano l'erosione dei versanti amplificando i processi di rimozione del suolo già formato mentre versanti a minor pendenza facilitano l'insediamento di specie vegetali che a loro volta accrescono, attraverso l'azione radicale, la coesione del suolo.

- (5) **Biota** - Anche il contributo degli organismi viventi è rilevante per la formazione di un suolo in quanto il ciclo nei nutrienti è strettamente correlato sia con quello del carbonio che con la produzione di residui vegetali e animali. Il contributo degli organismi viventi può determinare anche particolari substrati parentali quali quelli formati da depositi di paleo-torbe organiche (en:peat), materiali che, come nel caso dei sedimenti minerali, possono essersi formati sul posto o esservi stati trasportati.

Riferimenti

- [1] F.Bonciarelli. *Agronomia*. Edagricole, 1992.
- [2] G.S.Campbell-J.M.Norman. *An Introduction to Environmental Biophysics*. Springer, 1998.
- [3] L.Cavazza. *Fisica del terreno agrario*. UTET - Torino, 1981.
- [4] L.Giardini. *Agronomia generale - 3ed.* PÃ tron, 1986.
- [5] L.Tombesi. *Elementi di Scienza del Suolo*. Edagricole, 1977.
- [6] M.Pagliai. *Analisi fisica del suolo*. Franco Angeli, 1997.
- [7] N.P.Dalglish-M.A.Foale. <http://www.apsim.info/apsim/products/SoilMatters>.
- [8] P.Korevar-G.Menelik-C.Dirksen. *Elements of soil physics*. Elsevier, 1983.