

**CICLO DELLA
MATERIA ORGANICA
IN
ECOSISTEMI
FORESTALI**



DISPENSE
CORSO INTEGRATO DI
BIOLOGIA DEL SUOLO E DELLE ACQUE

LUISELLA CELI

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI TORINO

*“Soil organic matter
is the fuel that runs
the soil’s engine”*

Fischer, 1995

Introduzione

Il problema dell'inquinamento atmosferico e dell'aumento della temperatura dovuto ai gas serra, in particolar modo al biossido di carbonio, sta assumendo una rilevanza sempre maggiore e ha richiamato l'attenzione non solo di scienziati e ambientalisti, ma anche di politici e statisti.

L'aumento della temperatura potrebbe essere associato ad un significativo cambiamento globale del clima che potrebbe causare effetti catastrofici sulla produzione agricola ed aumentare la frequenza di alluvioni, di uragani così come potrebbe accelerare i processi di desertificazione. E' stato definito che bisogna ridurre del 30-40% le emissioni di gas entro 50 anni al fine di evitare significativi cambiamenti climatici.

Il biossido di carbonio o anidride carbonica (CO₂), il più importante tra i gas serra, è aumentata del 30% rispetto a quella dell'era pre-industriale. La concentrazione della CO₂ nell'atmosfera era infatti circa 250 ppmv dal 900 al 1200 e 280 ppmv dal 1300 al 1800. Nel 1994, era di 358 ppmv. Il maggior incremento nella concentrazione atmosferica di CO₂ si è avuto quindi a partire dall'avvento dell'era industriale. Questo aumento equivale ad un rilascio di CO₂ equivalente a circa 7.1 Pg C a⁻¹, cioè a 7.1 * 10¹⁵ grammi di C ogni anno, e si può attribuire a due principali attività umane: il cambio di uso del suolo (1.6 Pg C a⁻¹), e l'utilizzo di combustibili di origine fossile (5.5 Pg C a⁻¹).

Da questi dati allarmanti nasce l'urgenza di intervenire a livello globale con azioni di mitigazione che siano in grado di ridurre e assorbire le elevate quantità di CO₂ prodotte, come è stato affrontato con l'accordo di Kyoto e la Conferenza di Bonn.

Con la Conferenza di Bonn le foreste sono passate in primo piano per il loro ruolo come "carbon sink", e hanno giocato un ruolo chiave per definire le sorti della conferenza stessa. Attuare piani di riforestazione così come limitare la deforestazione diventa un cammino obbligato per abbattere l'effetto dei gas serra. A livello globale, l'immagazzinamento di CO₂ attraverso la riforestazione, è stato valutato approssimativamente di 110 Pg C a⁻¹, di cui il 50% finisce nel compartimento suolo. La produzione primaria netta, cioè la quantità di C immagazzinata a livello di biomassa al netto di quella utilizzata per la respirazione è equivalente a 60 Pg C a⁻¹, di cui 40-50 Pg C a⁻¹ vanno a costituire la lettiera e quindi si nritrovano nel suolo.

La domanda "Qual è il ruolo del suolo nell'immobilizzazione del C?" acquista quindi una certa rilevanza.

Infatti, se si osserva la distribuzione del C nei vari comparti, si vede che il suolo costituisce la più grande riserva terrestre di C

suolo	1500 Pg di C organico
atmosfera	720 Pg di C come CO ₂
biomassa vegetale	560 Pg di C

Nel suolo, inoltre, si può trovare C sotto forma inorganica, costituito in gran parte da carbonati che si accumulano nei suoli delle regioni aride e semi-aride. Le stime di questo pool sono più approssimative e si aggirano intorno a 1680 Pg.

Da questi dati è evidente che il suolo gioca un importante ruolo nel ciclo globale del C. Quindi uno degli obiettivi più importanti, di grandissima attualità, è quello di riuscire ad individuare

dei sistemi di gestione delle foreste e del suolo che riducano le emissioni di CO₂ verso l'atmosfera e che incrementino il contenuto di carbonio organico nel suolo a spese del C atmosferico.

Un aumento del C organico nel suolo, attraverso la sua immobilizzazione, può produrre sia un miglioramento della qualità del suolo sia un'azione ambientale di stoccaggio di C e riduzione della CO₂ atmosferica. Quindi capire che cos'è la sostanza organica del suolo, da dove deriva, come si trasforma, e come si conserva deve essere la base per una gestione sostenibile che miri alla difesa del suolo e alla salvaguardia dell'ambiente e del territorio.

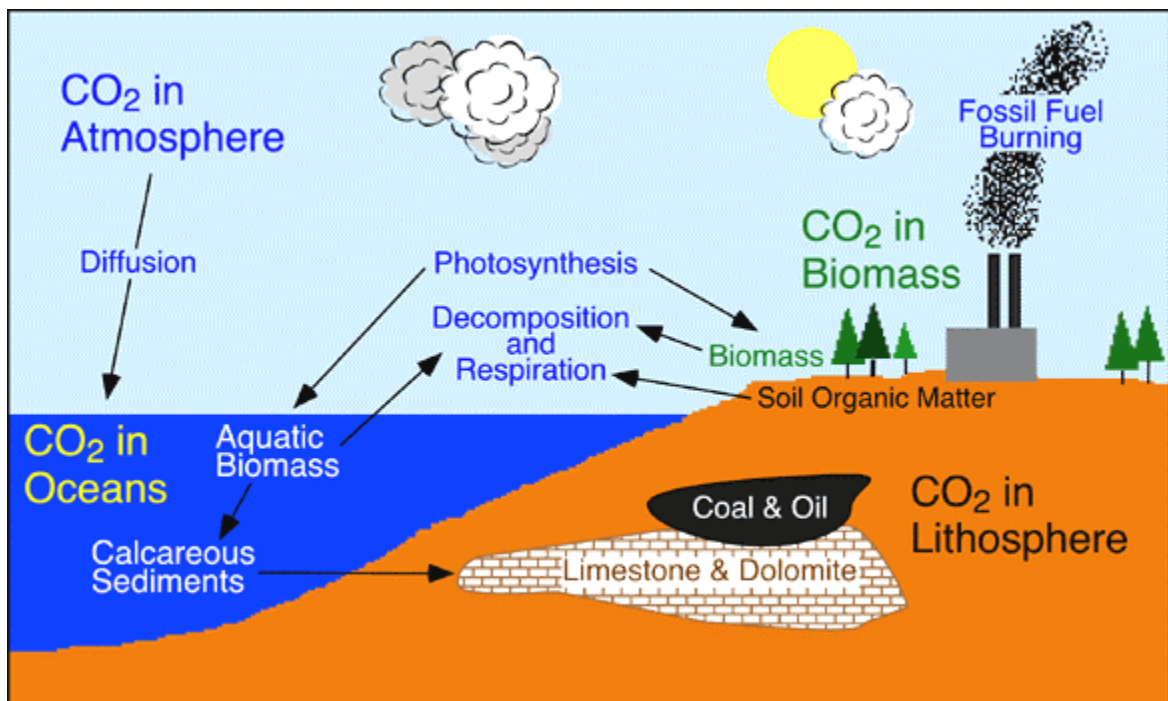


Figura 1. Ciclo del carbonio nell'ecosistema terrestre

1 CARATTERIZZAZIONE DELLA SOSTANZA ORGANICA DEL SUOLO

La sostanza organica del suolo (SOM) può essere considerata come una miscela di composti derivati da piante e microrganismi che esistono in un continuum di stadi degradativi, partendo dai residui biologici freschi fino ad arrivare a composti ad elevato grado di umificazione.

Vi contribuiscono sia i residui vegetali che animali, i resti derivanti dalle fasi avanzate della decomposizione dei componenti delle cellule dei tessuti vegetali ed animali, le sostanze secrete a livello della superficie delle foglie e liscivate dalle piogge, le secrezioni radicali, le aree di radici morte, l'aliquota di biomassa microbica e pedofauna morta, le escrezioni della pedofauna, le molecole rilasciate dalle cellule microbiche in sede extracellulare.

Per SOM si intendono tutti i composti organici presenti nel suolo, ad eccezione dei residui vegetali o animali indecomposti e la biomassa microbica. Il suo contenuto varia da < 1% nei suoli desertici, a quasi il 100% nei suoli organici. Un tipico suolo agricolo ne contiene 1-5% nei primi 15 cm e un suolo forestale dal 5 al 10%.

Nella sostanza organica del suolo possiamo trovare:

1. sostanze semplici come **amminoacidi, zuccheri, acidi organici mono- e bicarbossilici**
2. composti ad alto peso molecolare come **polisaccaridi, proteine, acidi nucleici, lipidi e lignine**
3. **sostanze umiche**

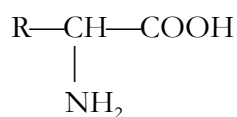
Queste sostanze sono elencate in ordine crescente di resistenza alla degradazione. I primi due gruppi possono essere raggruppati in sostanze non umiche.

Le sostanze non umiche

Le sostanze non umiche, ca. 35% della sostanza organica presente nel suolo, comprendono quei composti che ancora sono riconoscibili per le loro caratteristiche chimiche.

1) Il primo gruppo costituisce un insieme di composti a piccolo peso molecolare e ad alta solubilità in H₂O e quindi nella soluzione del suolo, prontamente disponibili come fonte di energia e quindi facilmente degradabili dalla flora microbica per cui hanno un tempo di residenza nel suolo breve. Per le loro caratteristiche idrofile costituiscono la frazione organica solubile in H₂O (DOM).

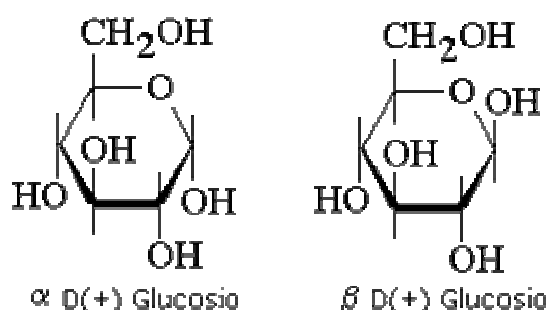
Gli **amminoacidi** sono le unità strutturali delle proteine: sono costituiti da C, H, N e O e hanno una struttura di questo tipo:



Il gruppo carbossilico -COOH conferisce a tali molecole caratteristiche acide mentre il gruppo amminico -NH₂ è, in suoli acidi, protonato, per cui in tali suoli sono ioni carichi positivamente, solubili in H₂O e quindi nella soluzione del suolo.

Gli **acidi organici mono- e bicarbossilici**, quali l'acido ossalico, l'acido malico, lattico, citrico,... sono sostanze secrete dalle radici con la funzione di acidificare l'ambiente circostante la radice e facilitare la cattura di ioni metallici indispensabili per la nutrizione della pianta. Anch'essi sono solubili in H₂O.

Gli **zuccheri** sono composti formati da gruppi ossidrilici e aldeidici o chetonici. Possono essere costituiti da una o più unità monosaccaridiche, per cui si distinguono in monosaccaridi, disaccaridi e polisaccaridi. Quelli più semplici sono i monosaccaridi quali glucosio, galattosio, ribosio, fruttosio e i disaccaridi quali maltosio, cellobiosio,..... Tali composti sono solubili nella soluzione del suolo e costituiscono una fonte immediata di energia per i microrganismi perchè facilmente degradabili.



2) Il secondo gruppo è costituito da composti a più alto peso molecolare, poco o per niente solubili in H₂O. I polisaccaridi e le proteine possono essere idrolizzati dai microrganismi a composti semplici quali monosaccaridi e amminoacidi e utilizzati quindi come fonte di energia, mentre i lipidi e le lignine sono difficilmente attaccabili.

I **polisaccaridi**, già citati negli zuccheri, sono costituiti da molte unità di monosaccaridi e non sono solubili in acqua a causa delle loro elevate dimensioni. Quelli presenti nel terreno possono essere cellulosa, emicellulosa e amido: sono tutti costituiti da lunghe catene di glucosio. La cellulosa e l'emicellulosa si trovano nei vegetali e sono caratterizzate da lunghe catene di glucosio con legame 1,4- β -glicosidico a formare fibre con la funzione di sostegno. L'amido ha funzione di riserva ed è formato da due polimeri: l' α -amilosio formato da catene lineari di glucosio con legame 1,4- α -glicosidico, e l'amilopectina, formata da catene di 24-30 unità di glucosio con legame 1,4- α -glicosidico cui succedono ramificazioni dovute alla formazione di legami 1,6- α -glicosidico. L'amilopectina ha quindi una struttura ramificata.

Gli **acidi nucleici** sono l'acido desossiribonucleico (DNA) e l'acido ribonucleico (RNA). Il DNA si trova in tutte le cellule vegetali ed animali e ha la funzione di trascrivere il codice genetico e quindi di tramandare i caratteri ereditari. E' costituito da basi azotate, quali adenina, guanina, citosina, e timina, e da catene di desossiribosio legato attraverso molecole di fosfato. Ha una tipica forma di scala i cui pioli sono costituiti dalle basi azotate che si accoppiano in maniera univoca a formare le coppie adenina-timina e citosina-guanina mentre i due assi della scala sono formati dalle catene di desossiribosio e fosfato. L'RNA si distingue dal DNA per avere l'uracile al posto della citosina, e per avere il ribosio al posto del desossiribosio. Esistono vari tipi di RNA, RNA transfer, RNA messaggero e RNA ribosomiale. L'RNA partecipa al

processo di traduzione dell'informazione contenuta nel DNA in specifiche sequenze proteiche.

I **lipidi** sono composti eterogenei, assolutamente non solubili in H₂O ma solo in solventi apolari. Possono essere acidi grassi, grassi propriamente detti (esteri formati da 3 acidi grassi e glicerolo), cere, resine, olii, fosfolipidi (esteri formati da 2 acidi grassi, acido fosforico e glicerolo). I grassi hanno funzione di riserva; i fosfolipidi formano la membrana cellulare; le cere, le resine, gli olii hanno funzione di protezione.

La **lignina** è costituita da polimeri aromatici derivati dall'alcol coniferilico e dal guaiacolo. Ha funzione di sostegno ed è insolubile in H₂O. Le lignine sono un'importante sorgente di prodotti aromatici nelle sostanze umiche. Le lignine formano polimeri di grandi dimensioni, molto complessi e difficili da descrivere. Come i lipidi, sono molto resistenti alla degradazione microbica e quindi si accumulano nel suolo.

A titolo d'esempio si riporta la composizione dei composti sopra elencati contenuti nella lettiera di quercia e di pino. Naturalmente gli alberi hanno un contenuto in lignina elevato e basse quantità di proteine rispetto ad esempio a colture erbacee, mentre il pino ha elevati contenuti di cere e resine. Di conseguenza, la lettiera degli alberi, specialmente pini, normalmente richiede tempi più lunghi di decomposizione rispetto a colture erbacee.

Tabella 1. Composizione della lettiera fresca di quercia e pino

<i>Componente</i>	<i>Quercia</i>		<i>Pino</i>
DOM	130	g Kg ⁻¹	73
Emicellulosa	180		171
Cellulosa	128		148
Lignina	248		219
Proteine	43		21
Grassi, cere, resine	98		240
Ceneri	51		25

Le sostanze umiche

Le **sostanze umiche** sono l'ultimo gruppo citato nell'elenco. Esse costituiscono circa il 65% della sostanza organica del suolo e sono il prodotto di processi di resintesi (*umificazione*) dei prodotti della decomposizione e trasformazione chimica e biologica di biomolecole provenienti dalle spoglie e dalle emissioni di organismi vegetali ed animali (Stevenson, 1994).

Le sostanze umiche sono dei composti amorfi, di colore scuro, parzialmente aromatici, in gran parte idrofili, chimicamente complessi, polielettroliti, con un peso molecolare che va da poche centinaia a migliaia di dalton (Schnitzer e Khan, 1972). Esse non hanno nessuna caratteristica chimica e fisica riconducibile ad uno specifico composto e sono caratterizzate da una elevata resistenza alla degradazione chimica e biologica.

In base alla loro solubilità a diversi pH, le sostanze umiche sono suddivise in:

- **acidi umici**, frazione solubile in alcali ed insolubile a pH acidi (pH < 2);
- **acidi fulvici**, frazione solubile a qualsiasi pH;
- **umina**, insolubile a qualsiasi valore di pH;

Le tre frazioni, pur presentando gli stessi gruppi funzionali, differiscono per la composizione elementare, per il peso molecolare e per il contenuto in gruppi funzionali.

In generale si può dire che gli acidi fulvici differiscono dagli umici per un più basso peso molecolare, una struttura molecolare meno complessa, un contenuto minore di anelli aromatici e una maggior percentuale di ossigeno e di gruppi acidi, in particolare carbossili ed ossidrilici. L'umina è la sostanza umica del suolo meno conosciuta. Essa sembra essere costituita da acidi umici altamente condensati, sostanze paraffiniche e prodotti del metabolismo fungino con un elevato contenuto di C (> 60%). L'umina è così intimamente legata alla frazione minerale da non poterne essere separata.

Tabella 2. Caratteristiche chimiche degli acidi fulvici (FA) e degli acidi umici (HA)

Elementi	HA	%	FA
C	56.4		50.9
H	5.5		3.3
N	4.1		0.7
S	1.1		0.3
O	33.9		44.8
Gruppi funzionali		cmol kg ⁻¹	
COOH	450		910
OH fenolici	210		330
OH alcolici	280		360
Gruppi chetonici	190		250

Le sostanze umiche non sono entità chimiche discrete, quindi non possono essere rappresentate da formule di struttura. Esse sono considerate strutture reticolari di base alle quali sono legati biopolimeri, principalmente polisaccaridi, materiale proteico e altre sostanze alifatiche quali alcani, cere, acidi grassi e steroli. Nel corso degli anni sono stati presentati molti modelli nel tentativo di descrivere una formula strutturale rappresentativa delle sostanze umiche (Kononova, 1966; Kleinhempel, 1970; Stevenson, 1972; Buffle, 1977; Schnitzer, 1978; Schulten e Schnitzer, 1993)

Le sostanze umiche, avendo tempi di residenza nel suolo abbastanza lunghi, sono considerate da molti autori un pool di C "stabile", in contrapposizione alla frazione "attiva o labile", che viene rapidamente metabolizzata dalla microflora.

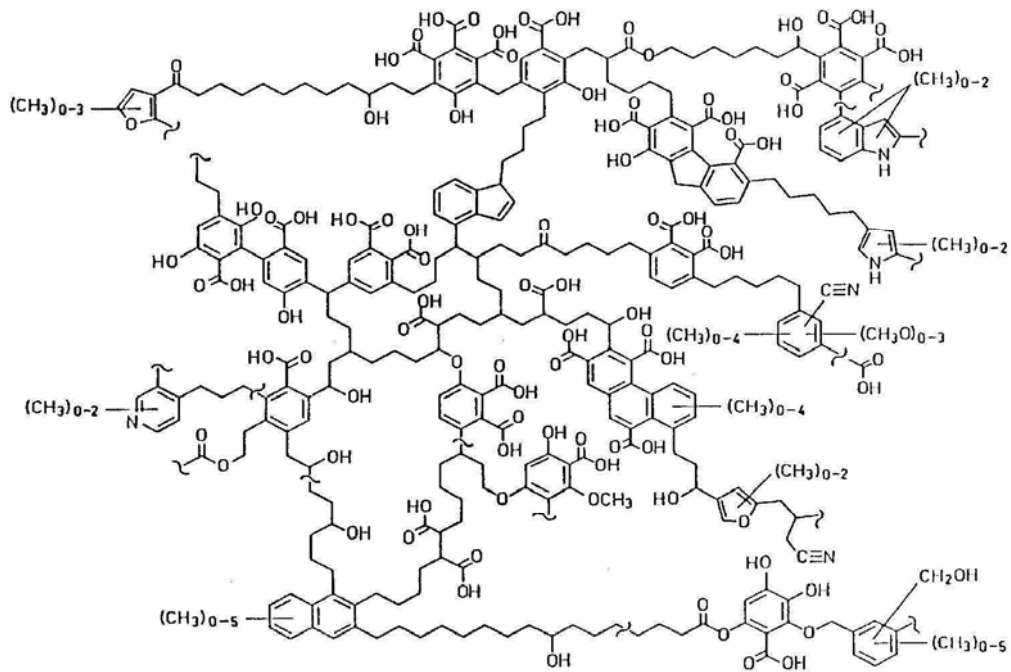


Figura 2. Modello di struttura di acido umico proposta da Schnitzer e Schulten (1993)

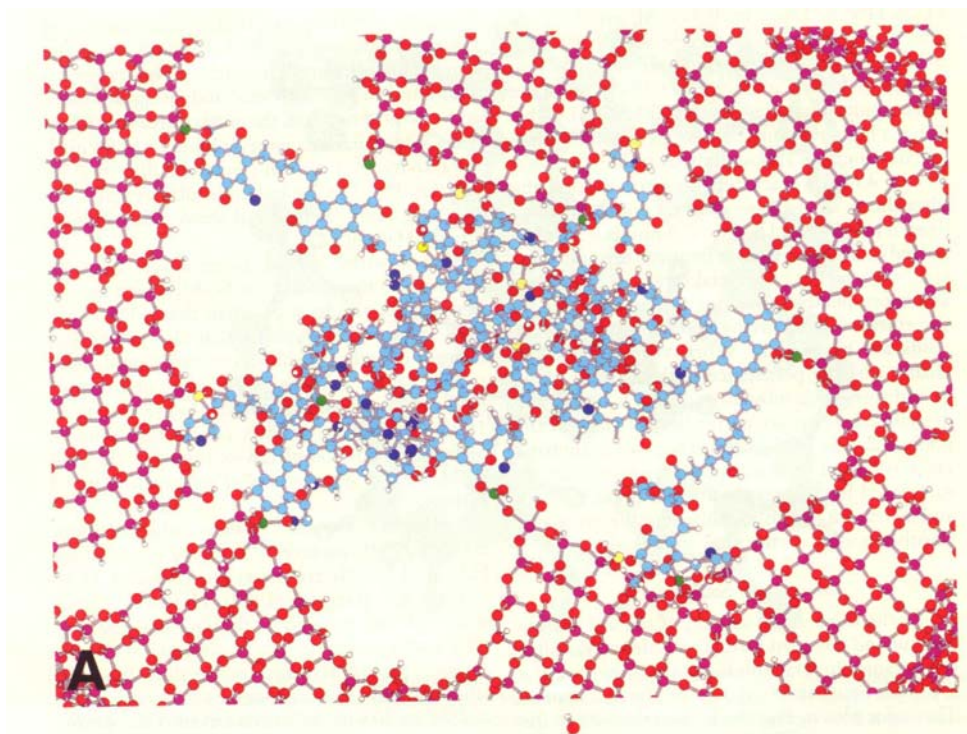


Figura 3. Modello tridimensionale di acido umico (in azzurro) legato alla frazione minerale del suolo (in rosso), da Schulten e Schnitzer (1994)

2 BIOSINTESI DELLA SOSTANZA ORGANICA DEL SUOLO: PROCESSI DI UMIFICAZIONE E MINERALIZZAZIONE

L'evoluzione della SOM dipende dall'insieme dei processi cui i residui biologici sono sottoposti, quali la mineralizzazione, l'umificazione e l'interazione con la frazione minerale, che controllano sia l'orientamento che la velocità di trasformazione.

La mineralizzazione della SOM, favorita in ambienti ben aerati e con un'intensa attività biologica, porta ad una decomposizione del materiale organico e si verifica in presenza di microrganismi eterotrofi che necessitano di energia e di fonti di azoto per lo svolgimento delle proprie funzioni e la sintesi dei propri composti. La SOM viene degradata a CO_2 e H_2O e l'azoto viene riutilizzato in processi anabolici che portano a una complessiva riduzione del rapporto C/N.

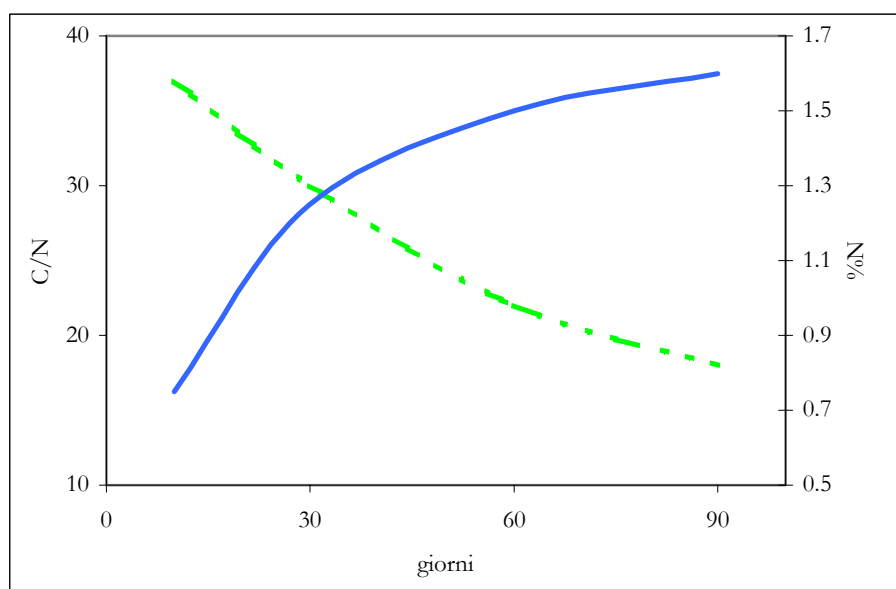


Figura 4. Variazione della percentuale di N (blu) e del rapporto C/N (verde) durante il processo di degradazione della sostanza organica nel suolo

L'umificazione prevede una serie complessa di reazioni che portano alla formazione di macromolecole eterogenee e di supramolecole (secondo una delle ipotesi più recenti avanzata da Piccolo et al.) a diverso peso molecolare e grado di ossidazione, con una struttura sempre più lontana dai precursori biologici man mano che l'umificazione procede. Si formano così gli acidi fulvici (FA), acidi umici (HA) e l'umina.

La velocità di degradazione non è influenzata solo dalla resistenza intrinseca delle molecole a seconda del tipo di struttura chimica, ma anche dalla loro interazione con la frazione minerale. L'interazione della sostanza organica con la frazione minerale avviene attraverso la formazione di legami ionici o per scambio di leganti tra la frazione minerale e i composti organici. Si formano dei complessi molto stabili che aumentano in generale lo stato di aggregazione e la stabilità del suolo e rallentano i processi di degradazione microbica della sostanza organica in quanto l'interazione con le argille o l'intrappolamento nei micropori degli aggregati del suolo possono esercitare una protezione fisica contro l'attacco microbico. In altri casi invece la frazione minerale può accelerare certe reazioni biochimiche per effetto catalitico.

Teorie sulla formazione delle sostanze umiche

Le linee evolutive per la formazione delle sostanze umiche non sono ancora del tutto chiare e vari modelli sono stati proposti. Secondo la teoria classica, l'evoluzione delle sostanze umiche seguirebbe un processo di condensazione abiotica, secondo il quale le sostanze umiche si formerebbero a partire da precursori a basso peso molecolare a loro volta originatisi dalla biodegradazione dei residui vegetali e microbici. La via evolutiva partirebbe quindi dagli FA per arrivare all'umina, via gli acidi umici. Tale modello include la teoria dei polifenoli e quella delle melanoidine, secondo le quali le sostanze umiche deriverebbero dalla sintesi di fenoli o, rispettivamente, aminoacidi e zuccheri. Queste teorie sono state largamente criticate perchè nel suolo il contenuto di composti così semplici è modesto e perchè in disaccordo con il modello concettuale di un continuum di residui a diverso grado di decomposizione e umificazione.

Secondo una teoria più moderna che prevede processi di degradazione biopolimerica, i residui vanno incontro a processi di umificazione trasformandosi prima in umina, poi in acidi umici e infine in acidi fulvici. Si selezionerebbero quindi via via le biomolecole più recalcitranti alla degradazione mentre quelle più labili mineralizzerebbero a CO₂ e H₂O.

(Kogel-Knabner, 1993)

Le trasformazioni cui la sostanza organica del suolo è sottoposta avvengono grazie a un insieme di reazioni chimiche e biologiche dove la fauna del suolo ha un ruolo fondamentale. Inizialmente, macro e mesofauna provvedono alla riduzione delle dimensioni dei residui vegetali. Gli enzimi prodotti dai microrganismi sono importanti in questa prima fase di decomposizione durante la quale si ha una rapida perdita dei composti facilmente degradabili come zuccheri semplici, aminoacidi, molte proteine ed alcuni polisaccaridi. In uno stadio successivo vengono attaccati i composti più resistenti, come cellulosa e lignina. Il C viene quindi in parte convertito in CO₂, in parte viene incorporato nella biomassa del suolo ed in parte viene convertito in humus (Figura 5). Del C che annualmente arriva al suolo in molti suoli forestali di zone temperate, alla fine della stagione vegetativa ne ritroviamo ca. 1/3 (Stevenson, 1994).

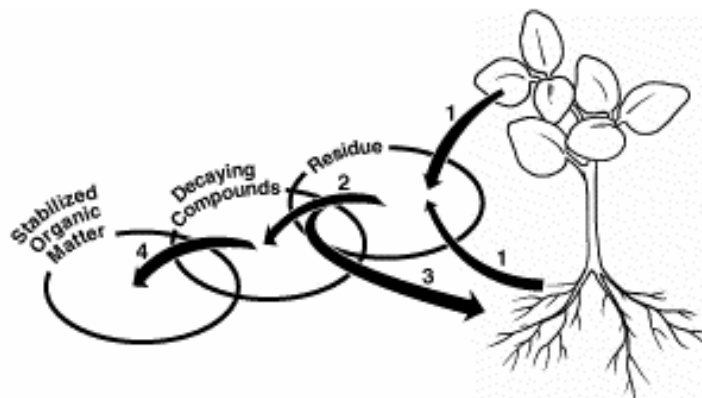


Figura 5. Destino dei residui vegetali nel suolo

Generalmente il C nella biomassa microbica viene generalmente considerato una quantità insignificante e quindi ignorato nei calcoli di bilancio del C nel suolo (Figura 6). La biomassa microbica varia da 0.4 a 4 g kg⁻¹ di suolo (50 % di C circa). Tuttavia, 0.5-15% dell'N del suolo

e 2-20% del P del suolo è contenuto in questa biomassa. La crescita delle piante potrebbe essere più influenzata dalla quantità e/o dal tasso di turnover della biomassa microbica del suolo che del C organico totale.

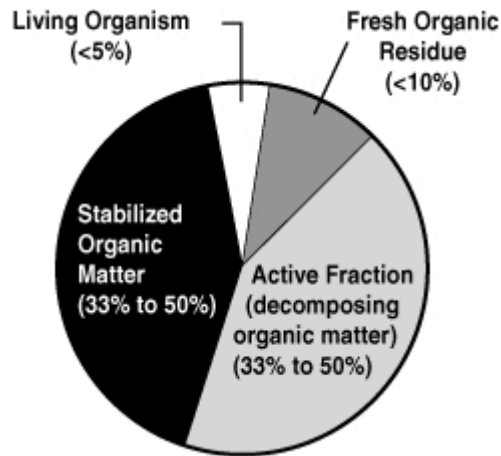


Figura 6. Distribuzione del C nelle diverse forme

L'accumulo o la diminuzione di sostanza organica nel suolo non dipende solo dalla quantità e qualità dei residui biologici che arrivano al suolo e dal tipo di microflora presente, ma anche dall'orientamento particolare e dalle velocità relative dei processi descritti prima di mineralizzazione, umificazione e interazione con la frazione minerale cui i residui biologici vanno incontro, in rapporto alle condizioni climatiche e pedoambientali. Infatti, come abbiamo già detto, quando il materiale organico raggiunge il suolo, una parte del C viene convertita in CO_2 , una parte viene incorporata nella biomassa del suolo ed una parte viene convertita in sostanze umiche. La frazione umificata viene costantemente mineralizzata; così, nonostante arrivino al suolo ogni anno grossi quantitativi di materiale organico, non necessariamente il contenuto di humus aumenta. Il mantenimento di un livello di equilibrio (steady-state) della sostanza organica richiede un ritorno di CO_2 nell'atmosfera, attraverso la respirazione del suolo, approssimativamente uguale alla quantità fissata durante la fotosintesi. Quindi, in un suolo indisturbato il contenuto di sostanza organica rimane essenzialmente costante anno dopo anno.

In un ecosistema naturale la SOM tende quindi ad un equilibrio tra il C in entrata nel sistema ed il C perso in seguito alla mineralizzazione. Il tasso (velocità) di decomposizione dipende da: (1) condizioni climatiche, (2) proprietà del suolo, come tessitura e mineralogia, (3) tipo di vegetazione e (4) necessità di nutrienti da parte della pianta.

(1) La disponibilità di acqua e la temperatura del suolo influenzano in differente maniera le entrate e le perdite di C organico. La crescita delle piante si ferma al di sotto di una tensione dell'acqua nel suolo di -1.5 MPa, mentre la respirazione microbica continua fino a -9 MPa. In suoli aridi questo favorisce la decomposizione rispetto all'accumulo, ed il contenuto di SOM è basso. Nei suoli umidi, le condizioni di scarsa ossigenazione riducono il tasso di decomposizione più che la produzione di biomassa vegetale, portando ad un accumulo di sostanza organica.

Tabella 3. Biomassa e respirazione del suolo in vari tipi di foresta a diversa temperatura e umidità

Tipo di foresta	Biomassa	Respirazione
	Kj m ⁻²	Kj m ⁻² anno ⁻¹
Fascia alpina	117	715
Zona temperata	109	694
Zona delle piogge subtropicale	109	2048
Zona delle piogge tropicali	38	865
Zona equatoriale umida	380	1580
Zona equatoriale secca	50	1141

L'optimum di temperatura per la produzione vegetale si aggira intorno a 25-30°C, mentre l'optimum per la respirazione del suolo è 35-40 °C. Climi freddi portano all'accumulo, mentre climi caldi (> 30°C) determinano bassi contenuti di SOM. Un'altra cosa da prendere in considerazione a proposito della temperatura è che gli apporti di materiale organico al suolo sono influenzati dalla temperatura dell'aria, mentre il tasso di decomposizione è controllato dalla temperatura del suolo. In climi molto freddi, come nelle alte latitudini (tundra), la temperatura del suolo rimane bassa per tutto l'anno mentre la temperatura dell'aria si alza sufficientemente in estate da permettere una certa produzione di biomassa vegetale. Di conseguenza questi suoli contengono elevate quantità di C.

Tabella 4. Costanti di decomposizione della lettiera in vari ecosistemi del mondo.

Tipo di ecosistema	Tasso di decomposizione
	anni ⁻¹
Tundra e Taiga	0.1-0.23
Deserto	0.5
Praterie	1.2
Foreste decidue e temperate	0.37-0.85
Foreste di conifere boreali e temperate	0.11-0.58
Foreste di latifoglie tropicali	1.0-4.0

Bisogna anche considerare che in Europa temperatura e precipitazioni tendono a cambiare in direzione opposta. Quindi ad un aumento delle precipitazioni corrisponde una diminuzione della temperatura. Nelle aree mediterranee ne consegue che la produzione di SOM è limitata dalla carenza di H₂O e la degradazione è accelerata dalla più alta T e dalla maggiore attività microbica.

(2) Anche le proprietà del suolo possono influenzare la velocità di decomposizione della sostanza organica. Importante è la tessitura in quanto in suoli con alti contenuti di argilla si formano complessi organo-minerali che proteggono la sostanza organica dalla degradazione,

mentre in suoli sabbiosi la degradazione è più veloce. Una maggiore stabilizzazione della sostanza organica si è osservata anche nel caso di complessi organo metallici, per cui importante è la composizione della soluzione del suolo.

(3) La vegetazione influisce per le proprietà intrinseche legate alla sua composizione chimica e alla diversa percentuale di ciascun componente. Inoltre la presenza di vegetazione limita i processi erosivi per cui limita le perdite di SOM che si concentra negli orizzonti superficiali del suolo

(4) Nel valutare l'effetto dell'uso del suolo, bisogna considerare che, se questo produce un cambiamento nella quantità o nel tipo di input organici al suolo, o al microclima del suolo, o altera direttamente il tasso di decomposizione, la sostanza organica del suolo si adatterà alle nuove condizioni. Questo significa che tutti i cambiamenti di uso del suolo hanno un'influenza diretta sulla sostanza organica del suolo. Per una descrizione più dettagliata si veda Cap.6.

(4) In un sistema naturale esiste un altro importante controllo della produzione vegetale sulla decomposizione della sostanza organica. N, S ed anche P, nutrienti essenziali per le piante, sono contenuti in gran parte nella SOM, ma possono essere assimilati dalle piante solo in forma inorganica. Di conseguenza il rilascio di questi elementi attraverso la mineralizzazione della sostanza organica regola il loro assorbimento radicale e, quindi, la produzione di biomassa vegetale. Ne consegue che la quantità di C in un ecosistema è vincolata dalla disponibilità di altri nutrienti essenziali.

A questo proposito, vediamo la relazione tra i macronutrienti (N,P,S) ed il sequestro del C da parte del suolo. In questo esempio considereremo solo l'humus, che è la quota in C organico del suolo più stabile e che maggiormente ne influenza il contenuto totale. L'humus è composto da C, H, O, N, S, P ed altri elementi in tracce. Nel suolo H ed O non sono considerati limitanti per la produzione di humus, che è influenzata, oltre che dall'aggiunta di composti contenenti C, anche dalla disponibilità di composti che contengono N, S, P ed ovviamente dal tasso di decomposizione. Ma quali quantità di N, S, e P sono necessarie per la sintesi dell'humus? L'accumulo di humus nel suolo richiede una disponibilità di N, S, P che, contemporaneamente alla sua formazione, deve anche soddisfare le esigenze di crescita della vegetazione presente. Nell'esempio che si riporta ora si prende in considerazione il tasso di decomposizione e la quota di nutrienti richiesti dalle piante e si considera il processo efficiente al 100%.

Considerando che l'humus sia costituito dal 58% di C e che i rapporti atomici siano uguali a $C/N=12$, $C/P=50$, $C/S=70$, 10 t di C-humus apporteranno un aumento dello 0.4% nel contenuto di C nei primi 15 cm di un ha di suolo. Si consideri che un ettaro di suolo per una profondità di 15 cm pesa mediamente 2240000 kg. Se l'humus viene degradato e passa, ad esempio dal 2.4 al 2%, durante la sua mineralizzazione si renderanno disponibili per le piante 833 kg di N, 200 kg di P e 143 kg di S. I residui vegetali contengono il 45% di C calcolato sul peso secco. Della quantità totale di C fornita dai residui vegetali il 35% viene sequestrato sotto forma di humus. Quindi perché il suolo sequestri 10 t di C come humus devono arrivare al suolo ca. 62 t di residui (peso secco) che apportano il 45% di C,

del quale, in ambiente aerobio, il 35% va a finire nelle sostanze umiche. Tutto il resto viene consumato dalla microflora (utilizzato per tessuti e respirazione).

I calcoli fatti per calcolare la velocità di degradazione vengono fatti considerando la SOM come un unico pool di C, che si accumula, viene mineralizzato e rientra nel ciclo del C, ma in realtà questa è una semplificazione.

$$SOM_t = SOM_0 e^{kt}$$

Se consideriamo i tre pool con cui abbiamo descritto la SOM (Cap. 1) con differente tasso di turnover come indicato dalle tre diverse costanti di decadimento, k , l , m la velocità di degradazione sarà diversa e terrà conto delle tre componenti:

$$SOM_t = SOM_1 e^{kt} + SOM_2 e^{lt} + SOM_3 e^{mt}$$

1. La SOM è quindi composta dal piccolo pool (1-5 %) con un rapidissimo turnover (settimane/anni). Si tratta di quella frazione attiva già descritta costituita da composti organici prontamente metabolizzabili quali la DOM e composti più complessi come carboidrati, proteine, acidi nucleici, ecc, radici e spoglie microbiche. Questa frazione contribuisce più alla nutrizione a breve termine delle piante che al contenuto della SOM. La frazione attiva è anche quella che reagisce più prontamente alle pratiche legate all'uso del suolo.
2. Il secondo pool è costituito da lignine, cere, resine, lipidi e sostanze umiche con un lento turnover (centinaia di anni).
3. Il terzo pool si può identificare con l'umina ed è quella che è associata strettamente con la frazione minerale, in particolare limo ed argilla (< 50 μm). Tale frazione è a lentissimo turnover e ciò sembra essere dovuto più a cause fisiche che chimiche. Due possibili spiegazioni a questo fatto potrebbero essere
 - a) la sostanza organica che si trova nei piccoli pori che si formano dall'aggregazione di piccole particelle è inaccessibile ai microrganismi responsabili della degradazione
 - b) la sostanza organica formerebbe complessi con i minerali argillosi che la proteggono dall'attacco microbico.

Anche in questo modo si è effettuata una semplificazione in quanto la sostanza organica del suolo è in realtà un continuum di materiali che hanno tutti i possibili tassi di turnover, impossibili da suddividere in categorie precise. D'altra parte, questi pools non sono del tutto arbitrari e corrispondono effettivamente a delle differenziazioni nel loro turnover dovute a fattori chimici o fisici.

3 GENESI E CARATTERISTICHE DEGLI HUMUS FORESTALI

La formazione dell'humus forestale può essere quindi vista come il risultato complessivo dei diversi processi che possono essere riassunti in degradazione e resintesi dei composti biologici ad opera dei microrganismi, in preservazione selettiva e trasformazione diretta.

L'orientamento e la velocità di tali processi dipendono dal tipo di vegetazione, dal clima e da proprietà chimico-fisiche del suolo, quali pH, potenziali redox, porosità, ... Se l'intensità di ciascun processo dipende dal pedoambiente, la somma dei processi caratterizza la morfologia dei diversi tipi di humus nei suoli forestali.

In suoli sotto latifoglie o sotto prato dove si abbia un'attività biologica intensa e il pH sia attorno a 6-7, la SOM viene velocemente mineralizzata, umificata e mescolata con la frazione minerale portando alla formazione di un humus di **tipo MULL** con orizzonti organici sottili e orizzonti minerali scuri per la formazione di complessi humus-argilla. La vegetazione di un **suolo prativo**, per la notevole biomassa presente sia nel sottosuolo che nel soprassuolo, e per le sue caratteristiche di sviluppo, necessita di suoli con un buon potenziale di nutrienti, quindi suoli, caratterizzati da minerali limo argillosi dotati di una elevata capacità di scambio cationico. L'enorme volume rizosferico dei prati e le notevoli quantità di composti organici secreti dalle radici stesse fanno sì che nei primi 20 - 40 cm si sviluppino un notevole accumulo di sostanza organica omogeneamente rimescolata alla frazione minerale da una pedofauna molto attiva costituita soprattutto da anellidi e gasteropodi. In tal modo i processi di umificazione sono intensi e l'humus che evolve è associato alla frazione minerale a formare aggregati omogenei che assicurano al suolo ottime proprietà fisiche.

Se l'attività biologica è invece limitata, in suoli acidi e ben aerati, sotto **conifere, ericacee**, ma anche sotto latifoglie. in suoli poveri di basi, si possono generare humus di **tipo MOR** con orizzonti O spessi anche 20 cm, feltrosi per la presenza di miceli fungini. In tali suoli i processi che causano il rimescolamento degli strati superficiali con quelli più profondi sono limitati, portando alla formazione di un profilo con orizzonti organici ben definiti. Le condizioni climatiche e la deposizione di una lettiera ricca di sostanze acide (polifenoli) portano allo sviluppo di una reazione acida nel suolo, tale per cui si ha allontanamento del ferro e dell'alluminio edafici, nonché sviluppo di una microflora a base di funghi e di una pedofauna composta prevalentemente da acari e collemboli. In questi suoli si ha un notevole accumulo di lettiera mentre l'orizzonte umico risulta ridotto, probabilmente sia per il rallentamento della sintesi dell'humus che per il mancato sviluppo di aggregati coerenti che proteggano stericamente le molecole umiche dall'attività di degradazione microbica.

Humus di **tipo MODER** si possono formare se l'attività biologica, ridotta, è a carico di micro e mesofauna. Gli orizzonti organici, di spessore intermedio, presentano deiezioni di acari, collemboli e insetti e si formano in suoli acidi o subacidi, ben aerati sotto **latifoglie** ma anche sotto **conifere**.

Tabella 4. Tipi di humus e loro caratteristiche. Da Sanesi (1997)

<i>Tipo</i>	<i>Orizzonti</i>	<i>Struttura</i>	<i>pH</i>	<i>Saturazione in basi</i>	<i>Condizioni di formazione</i>
Mull calcico	O sottili A scuri	A grumosi, complessi argilla-humus	> 6,5	saturo	aerate, presenza di calcare Vegetazione di latifoglie
Mull forestale	O sottili A bruni	A grumosi, complessi argilla-humus	5-6	20-60%	aerate, assenza di calcare Vegetazione di latifoglie
Moder	O 2-5cm A, in genere, sottili	O con deiezioni sferoidali di acari, collemboli ed insetti	4-5,5	15-60%	aerate, assenza di calcare Vegetazione di latifoglie o conifere esigenti (Abies alba, Douglasia).
Mor	O 5-20cm A sottili	O feltrosi invasi da miceli fungini	3,5-4,5	< 20%	aerate, vegetazione di conifere (Picea, Pinus), Ericaceae. Talora latifoglie su suoli molto poveri di basi
Anmoor	O sottili A nerastri con screziature	massiva, plastici	vario	varia	temporaneamente saturi di acqua
Torbe oligotrofe	O spessi	fibrosa	3,5-4,5	< 15%	a lungo saturi di acqua, vege- tazione di sfagni
Torbe mesotrofe	O molto spessi	fibrosa	6,5-7,5	pressoché saturi	a lungo saturi di acqua, vege- tazione di Carex, Cyperus, Hypnum, Tiphia, Juncus, ecc.

4 INFLUENZA DELLA SOSTANZA ORGANICA SULLE PROPRIETÀ BIOLOGICHE E CHIMICO- FISICHE DEL SUOLO

Quanto è importante la sostanza organica per la vita del suolo e delle piante?

La sostanza organica è il carburante che fa andare il motore del suolo (Fisher, 1995).

La sostanza organica ha un effetto diretto sulla crescita delle piante grazie alla sua influenza sulle proprietà fisiche, chimiche e biologiche del suolo. Essa, infatti, favorendo la strutturazione, facilita le coltivazioni e consente la circolazione di gas e soluzioni all'interno del materasso terroso. Ha un'elevata superficie specifica, interagisce con i metalli e con i minerali argillosi, agisce come scambiatore ionico e costituisce una riserva di N. Contiene inoltre il 20-80% del P presente nel suolo, in composti come esteri fosforici dell'inositolo (ad es. fitina), fosfolipidi ed acidi nucleici; in suoli non calcarei, la sostanza organica contiene oltre il 90% dello S totale. La sostanza organica costituisce la fonte energetica per i batteri azotofissatori, favorisce lo sviluppo delle radici, e quindi le possibilità nutritive della pianta, la fotosintesi e la germinazione dei semi. Stimola processi fisiologici e biochimici del metabolismo cellulare ed è importante nell'attenuazione della tossicità di metalli pesanti e pesticidi (Stevenson, 1994).

Vediamo nel dettaglio le singole funzioni, distinguendo tra quelle che sono gli effetti sulle proprietà fisiche (funzioni strutturali, effetti sulla densità apparente, sulla temperatura, umidità e colore del suolo) e sulle proprietà chimiche.

1. **funzioni strutturali.** La sostanza organica può dar luogo allo sviluppo di aggregati, aventi dimensioni variabili a seconda delle caratteristiche tessiturali del suolo, ovvero della prevalenza tra le componenti minerali di sabbia, limo ed argilla. Tali particelle possono disporsi e organizzarsi spazialmente grazie all'azione di ioni o cementi organici e inorganici e costituire quella che viene chiamata la struttura del suolo determinando la forma e le dimensioni degli spazi vuoti (o pori) all'interno di questo. La struttura del suolo dipende in primo luogo dal tipo e dalle dimensioni delle particelle primarie. Suoli sabbiosi sono ben aerati ma hanno scarsa capacità di ritenzione idrica poiché, avendo aggregati organo-minerali grossolani presentano deboli forze di tensione superficiale; suoli a prevalente tessitura argillosa sono poco aerati (asfittici) ma hanno un elevato contenuto idrico. Suoli a tessitura intermedia sono quelli aventi le migliori caratteristiche strutturali e che quindi risultano i più attivi da un punto di vista biologico. Infatti l'aggregazione porta ad una maggiore porosità e ad un conseguente abbassamento della densità apparente, che permettono una migliore aerazione e un maggior drenaggio del suolo. Ciò favorisce lo sviluppo radicale, l'attività della biomassa e l'attuarsi dei cicli biogeochimici degli elementi nutritivi da cui dipendono le aliquote assimilabili. Si può allora intuire l'importanza della struttura nella fertilità di un suolo.

La conservazione di una buona struttura del suolo ha poi delle implicazioni ambientali connesse con l'erosione. Infatti, lo sfaldamento degli aggregati e il ruscellamento in seguito a violenti piogge portano alla perdita degli strati superficiali più ricchi in materiale nutritivo causando l'impoverimento del suolo, fenomeni di eutrofizzazione e interrimento di canali e fiumi. L'asportazione della sostanza organica tende ad aggravare il fenomeno provocando un progressivo aumento della suscettività del suolo all'erosione. L'entità del fenomeno dipende da fattori climatici, quali le piogge e il

vento, le caratteristiche intrinseche del suolo stesso, la pendenza del suolo, gli eventuali interventi preventivi, il tipo di pratiche colturali adottato.

2. **Densità apparente del suolo.** La sostanza organica possiede un peso specifico molto inferiore a quello delle altre componenti del suolo. Tuttavia, visto che la sua concentrazione nella maggior parte dei suoli è minima, la sua influenza sulla densità reale del suolo è bassa, intendendo per densità reale il rapporto tra peso del suolo e volume della sola parte solida. La sostanza organica aumenta però molto la porosità e quindi i vuoti del suolo, avendo quindi una notevole influenza sulla densità apparente, cioè sul rapporto tra la massa del suolo e il volume totale comprendente anche i vuoti. Una variazione anche piccola del contenuto in sostanza organica, ad es. dall'1 al 3%, diminuisce del 50% la densità apparente.
3. **Ritenzione idrica, temperatura e colore.** La sostanza organica influenza la capacità di ritenzione idrica non solo perchè aumenta la porosità e migliora la struttura del suolo ma anche perchè è in grado di trattenere grandi quantitativi di H₂O come acqua di idratazione. Solo la metà di quest'acqua è tuttavia disponibile per le piante e per i microrganismi, a causa del suo elevato potenziale idrico. La maggiore disponibilità di acqua si ha in suoli sabbiosi che hanno un potenziale idrico basso. L'acqua trattenuta dalla sostanza organica influenza invece notevolmente il regime di temperatura del suolo a causa della sua capacità termica. Il suolo infatti si raffredda e si riscalda molto più lentamente quando il contenuto di acqua è elevato. Un fattore molto importante nel determinare la temperatura del suolo è il suo colore. Anche bassi contenuti di sostanza organica possono modificare intensamente il colore del suolo perchè la sostanza organica può essere finemente suddivisa e ricoprire le particelle argillose (Nannipieri, 1993).

Le principali proprietà chimiche del suolo influenzate dalla sostanza organica sono: la capacità di scambio cationico, il pH, l'Eh, la complessazione dei metalli e l'interazione con le sostanze organiche di origine antropica (fitofarmaci, idrocarburi ecc..).

1. **La capacità di scambio cationico.** La capacità di scambio cationico (CSC) della sostanza organica del suolo è elevata e può essere compresa tra 100 e 200 cmol kg⁻¹ C. In genere, per uno stesso tipo di suolo ed a parità di latitudine, aumenta passando da un suolo più secco ad un suolo più umido. La sostanza organica dei mollisuoli ha capacità di scambio maggiore (250 cmol kg⁻¹ C) rispetto a quella degli spodosuoli, tipici di zone più fredde (150 cmol kg⁻¹ C) o di suoli poco evoluti come gli inceptisuoli (138 cmol kg⁻¹ C).
2. **Il pH del suolo.** La sostanza organica provoca acidificazione del suolo perchè stimola la crescita della biomassa microbica che produce biossido di carbonio acidificando il suolo. Inoltre gli essudati radicali di molte piante contengono acidi organici come l'ossalico, il citrico, il propionico ecc...e numerosi microrganismi sono in grado di sintetizzare acidi organici a basso peso molecolare allo scopo di aumentare la solubilità dei silicati e rendere assimilabili gli elementi nutritivi in essi contenuti. Ciò, oltre a portare ad una acidificazione del suolo, accelera i processi pedogenetici.
3. **L'Eh del suolo.** La sostanza organica influenza indirettamente il potenziale di ossidoriduzione perchè, favorendo la formazione di una buona struttura e dunque di

adeguata porosità, rende ottimali gli scambi gassosi con l'atmosfera e favorisce il drenaggio. Quando però si hanno condizioni di anaerobiosi la sostanza organica influenza direttamente il potenziale di ossidoriduzione del suolo. Infatti i microrganismi eterotrofi, che usano la decomposizione della sostanza organica del suolo quale fonte di energia, utilizzano come accettori di elettroni diversi composti inorganici come nitrati, ossidi di manganese e di ferro solfati ed infine altri composti organici. Poiché la porosità del suolo non è mai uniformemente distribuita, condizioni asfittiche si possono creare localmente anche quando il contenuto d'acqua supera il 60% della capacità di campo. Un caso particolarmente interessante è quello della rizosfera: in questa zona si ha grande abbondanza di sostanza organica a causa della presenza di essudati radicali, per cui si creano facilmente condizioni asfittiche a causa della elevata richiesta di ossigeno da parte dei microrganismi e si formano condizioni ideali per i batteri denitrificanti. La disponibilità di C organico è uno dei più importanti fattori di controllo dell'attività dei batteri denitrificanti. Trasformazioni importanti come la modificazione del pH, della conducibilità elettrica, della reazione di desorbimento/adsorbimento fosfatico e rilascio di Fe (II) in soluzione sono tutti processi regolati dal potenziale di ossidoriduzione ed influenzati dalla disponibilità di carbonio organico.

4. **Complessazione dei metalli.** La sostanza organica è in grado di formare complessi con numerosi metalli tra cui Fe, Mn, Cu, Zn e Co. L'affinità dei metalli per i diversi gruppi funzionali della sostanza organica aumenta con l'aumentare della basicità del gruppo secondo l'ordine:

carbonile < etere < carbossilato < azoto eterociclico < azoto ammino < enolato

e con la facilità che ha la molecola organica, principalmente per ragioni steriche ed entropiche, a formare chelati.

La stabilità dei complessi metallo-sostanza organica dipende anche dalla natura del metallo: essa aumenta con il carattere di 'acido di Lewis' del metallo e, per uno stesso metallo, aumenta con il numero di ossidazione del metallo. In pratica segue l'ordine:

Pb > Cu > Ni > Co > Zn > Cd > Fe > Mn > Mg

Le frazioni organiche del suolo maggiormente in grado di formare complessi sono la sostanza organica dissolta, gli acidi fulvici e gli acidi umici a causa dell'elevato numero di gruppi funzionali reattivi che possiedono.

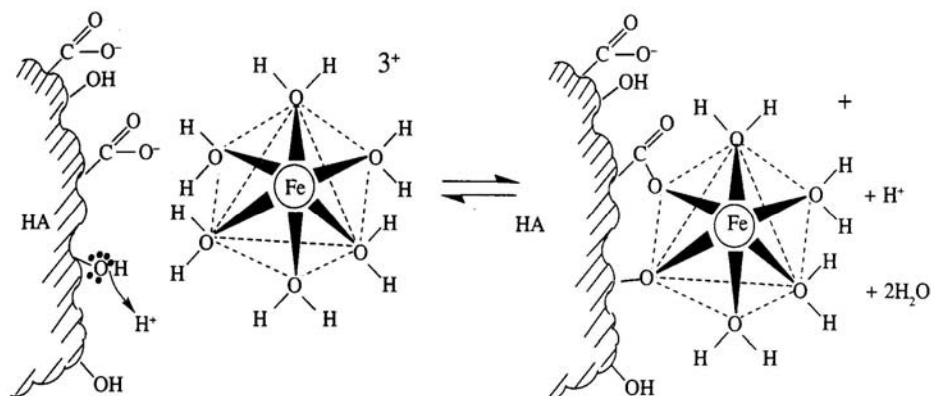


Figura 7. Formazione di un complesso chelato tra il Fe e una molecola di acido umico

Nel caso degli acidi fulvici, che hanno dimensioni relativamente piccole, a bassi valori del rapporto metallo:FA il metallo può essere chelato contemporaneamente da due molecole di FA formando una struttura a catena che aumenta il peso molecolare dell'acido fulvico e ne diminuisce la solubilità.

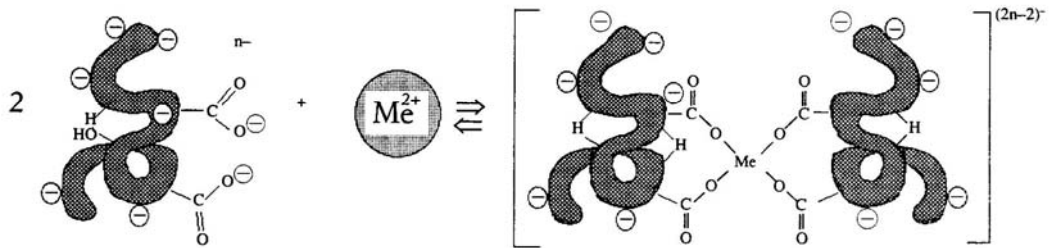


Figura 8. Chelazione di uno ione metallico da parte di due molecole di acido fulvico.

Proprietà chelanti sono possedute anche dai polisaccaridi, dagli acidi uronici e dagli amminozuccheri nonché da particolari composti secreti dai microrganismi e dalle radici delle graminacee e chiamati siderofori.

La complessazione e la chelazione aumentano la concentrazione dei metalli nella soluzione del suolo aumentandone la disponibilità per i vegetali.

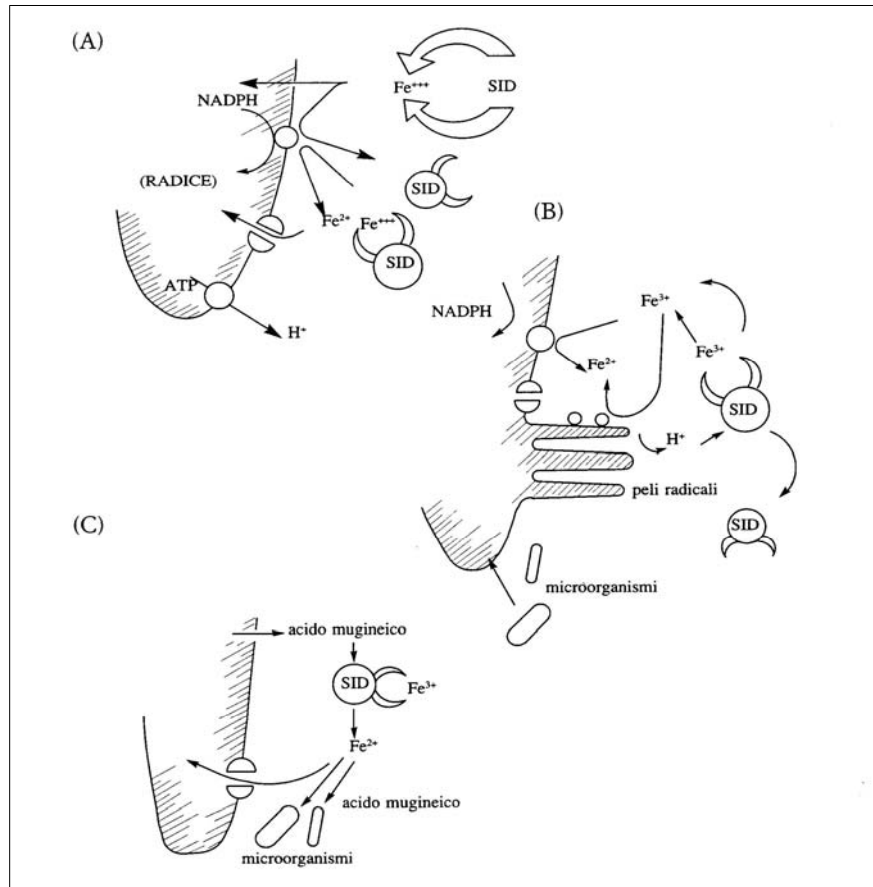


Figura 8. Meccanismi con cui i siderofori aumentano l'efficienza di assorbimento del ferro nelle piante

Contemporaneamente però alle piante è richiesto un maggior lavoro per l'assorbimento perché raramente le piante possono assorbire i complessi come tali ma devono scinderli consumando energia. Poiché solo i metalli alcalini ed alcalino-terrosi possono essere presenti nella soluzione del suolo in concentrazioni abbastanza elevate anche in suoli basici, la complessazione con la sostanza organica tende a deprimere l'assorbimento dei metalli nei suoli acidi ed a favorirlo in quelli alcalini fungendo così da regolatore della loro disponibilità. E' comunque da tenere in considerazione che possono formarsi complessi a diversa stabilità e che si formano per primi e dunque a concentrazioni più basse del metallo i complessi più stabili.

La presenza di sostanza organica gioca un ruolo chiave nel determinare la tossicità dei metalli pesanti: suoli con pari contenuto di metalli pesanti possono provocare effetti di tossicità molto diversi secondo il loro contenuto in sostanza organica.

5. **Interazioni sostanza organica-fitofarmaci.** Tra le diverse frazioni organiche presenti nel suolo sono le sostanze umiche che, a causa del loro carattere polidisperso, della natura polielettrolitica e della elevata tensione di vapore in soluzione acquosa, sono particolarmente reattive nei confronti dei fitofarmaci.

Quando un fitofarmaco raggiunge il terreno, sia direttamente come per esempio nel caso degli erbicidi sia indirettamente come per esempio nel caso degli insetticidi, vari processi degradativi e di trasferimento possono avere inizio a suo carico, a seconda sia delle proprietà chimiche e fisiche del fitofarmaco sia delle proprietà del terreno. Tra le proprietà del fitofarmaco, quelle che influenzano particolarmente il suo destino nel suolo sono la struttura molecolare, la volatilità, la carica, la dissociabilità, la polarizzabilità e la solubilità in acqua. La capacità delle sostanze di interagire con i fitofarmaci è invece regolata, oltre che dalla composizione chimica, dalla loro concentrazione, che aumentando abbassa la tensione superficiale dell'acqua aumentando la bagnabilità del suolo, e dal pH che influenza la reattività dei diversi gruppi funzionali presenti sulle sostanze umiche.

5 INFLUENZA DELLA SOSTANZA ORGANICA SULLA PEDOGENESI

L'evoluzione della sostanza organica del suolo gioca un ruolo fondamentale nella formazione e trasformazione dei suoli in quanto può influenzare i processi di alterazione delle rocce e modificare le proprietà chimico-fisiche dei suoli, portando alla differenziazione degli orizzonti.

Un ruolo molto importante nella genesi dei suoli è l'azione che gli acidi organici a basso peso molecolare (DOM e acidi fulvici) esplicano sull'alterazione dei minerali primari e secondari. Come già detto, gli acidi organici hanno grande potere complessante, possono adsorbirsi sul minerale, legarsi agli ioni che formano lo strato superficiale, indebolirne i legami con il minerale e staccarli da esso. L'azione aggressiva nei confronti dei minerali è tanto maggiore quanto maggiore è l'acidità degli acidi organici, in quanto la dissoluzione dei minerali è favorita dall'ambiente acido. Tale azione porta alla formazione di nuove fasi minerali che possono essere sia il prodotto dell'alterazione del minerale di partenza sia il prodotto di nuove fasi minerali che derivano dalla riprecipitazione degli ioni portati in soluzione. Gli ioni portati in soluzione possono però rimanere come tali ed essere traslocati all'interno del profilo del suolo, dando luogo a fenomeni di eluviazione.

La solubilizzazione dei minerali può essere promossa da una carenza di particolari elementi nel suolo necessari per la nutrizione delle piante e dei microrganismi. Sono le radici o i microrganismi stessi ad aumentare la produzione di acidi organici in modo da favorire l'apporto dei nutrienti alla pianta attraverso un'azione di solubilizzazione dei minerali.

Un altro fattore molto importante è l'azione della sostanza organica sull'aggregazione e/o dispersione delle particelle del suolo. La sostanza organica infatti può avere un effetto aggregante e favorire la strutturazione del suolo, ma può manifestare anche un effetto disperdente che porta ad una deflocculazione e al trasporto dei minerali argillosi nella genesi degli orizzonti argillici. Un esempio tipico è la deflocculazione della caolinite e della montmorillonite in suoli sotto conifere. La deflocculazione negli orizzonti A ed E è un passaggio necessario nel meccanismo di eluviazione/illuviazione che porta allo sviluppo dell'orizzonte argillico B.

La sostanza organica influenza inoltre i processi di cristallizzazione degli ossidi di Fe e Al presenti nel suolo. In generale è stato osservato che la sostanza organica, inclusa nella struttura dell'ossido, ne ritarda la cristallizzazione, li mantiene in forma amorfa e ne ritarda l'*aging*.

L'attività microbica influenza i processi di alterazione del suolo sostanzialmente attraverso un controllo della composizione e dei flussi di sostanza organica. Il metabolismo microbico controlla il potenziale di ossidoriduzione, l'uptake, l'ossidazione e riduzione di elementi minerali, la decomposizione dei residui e la sintesi e il riciclo di sostanze organiche che possono provocare alterazione dei minerali primari o secondari. Attraverso il riciclo di complessi organometallici utilizzati come fonte di energia, i microrganismi del suolo possono partecipare alla deposizione di particolari elementi minerali. La biosintesi microbica di composti ad alto peso molecolare, quali acidi fulvici e umici, e il conseguente adsorbimento sui minerali sono poi associati con lo sviluppo di rivestimenti di superficie sulle particelle e formazione di aggregati.

L'influenza della sostanza organica sulla pedogenesi dipende inoltre dalle quantità di residui che arrivano al suolo e dalle velocità di degradazione che sono a loro volta influenzate dalla

temperatura, dall'umidità, dal tipo di suolo, dall'aerazione del suolo e dalla posizione geomorfologica.

Descriveremo ora alcune classi di suoli mettendo in luce il ruolo della sostanza organica per la loro formazione

Istosuoli

Nei pedoambienti dove si manifestano fenomeni di idromorfismo, ad esempio in depressioni intramontane periglaciali o fluvoglaciali oppure in toposequenze associate a Podzols idromorfi o andosuoli, o ancora in zone dove la falda può emergere, si possono verificare fenomeni di accumulo di SOM fino alla formazione di suoli organici o **Istosuoli** con una percentuale di $C_{org} \geq 12\%$ a seconda della quantità di argilla. L'accumulo di sostanza organica (SOM) è dovuto al grande apporto di materiale vegetale e può portare alla formazione di uno strato torboso molto potente, anche qualche metro. L'alterazione della SOM in questi suoli è limitata dalle condizioni di anaerobiosi che, associate all'aumentare dell'acidità, diminuiscono l'attività biochimica causando la morte delle piante che vanno a formare il materiale organico. In tali ecosistemi, all'alterazione dei residui organici partecipa inizialmente la fauna del suolo mediante azione prevalentemente fisica, mentre successivamente la decomposizione è condotta da funghi e batteri per lo più anaerobi, poco efficienti con composti contenenti carbonio. Si ha quindi una lenta trasformazione del materiale organico. L'attacco del materiale cellulosico che costituisce la maggior componente vegetale avviene in gran parte attraverso attività cataboliche di fermentazione, con produzione di composti intermedi che possono venire coinvolti in processi di umificazione.

Gran parte delle proprietà chimico-fisiche di questi suoli è legata al grado di composizione del materiale organico che può essere classificato secondo la scala di Van Post e L'International Peat Society in:

- materiale **fibrico**, se si tratta di materiale poco decomposto e in cui il contenuto di fibra è almeno $\frac{3}{4}$ del volume, esclusa la frazione minerale;
- materiale **emico** a decomposizione intermedia;
- materiale **saprico** quando è altamente decomposto e il contenuto di fibre è inferiore a $\frac{1}{6}$ in volume.

Tali definizioni vengono utilizzate anche per definire i sottordini degli Istosuoli qualora la torbiera assuma caratteristiche tali da poter rientrare in questa classe tassonomica. Quindi il grado di evoluzione della SOM permette di distinguere gli Istosuoli in Fibrist, Hemist o Saprist a seconda che siano costituiti da un alto, medio o basso contenuto di materiale indecomposto, di tipo fibroso.

In generale gli orizzonti fibrici si trovano in superficie, mentre negli orizzonti più profondi si può avere accumulo di materiale umificato che può andare incontro a processi diagenetici e trasformarsi in carbone per variazioni di temperatura e pressione, come è stato osservato in molte zone del Nord-America.

Sebbene negli Istosuoli **le sostanze umiche** non differiscano dal punto di vista qualitativo da quelle di altri suoli, è stato osservato che negli orizzonti si ha accumulazione di materiale idrofobico dovuto alla limitata degradazione di resine, grassi, cere. La componente umica è meno elevata di quella che si può formare in ambienti più ossidati. In generale gli orizzonti più superficiali presentano un'alta percentuale di materiale fibroso e basse quantità di sostanze umiche, mentre gli orizzonti più profondi possono essere caratterizzati da un'elevata quantità di materiale umico con un elevato contenuto di gruppi aromatici dovuti alla lignina. Nell'orientamento dell'umificazione si ha un basso contenuto in acidi fulvici rispetto agli acidi

umici, sia per lo scarso processo di umificazione, sia per la loro limitata possibilità di traslocazione attraverso il profilo che prolunga il tempo di permanenza e favorisce reazioni di polimerizzazione.

In questi ambienti, gli acidi fulvici possono essere mobilizzati con le acque che drenano dalle torbiere e possono costituire un veicolo di metalli da loro complessati, che possono essere tossici per le aree circostanti. Questo fenomeno può essere molto pronunciato se si verifica un cambiamento di uso del suolo: le torbiere sono suoli infatti molto fragili ed è sufficiente migliorare il drenaggio per favorire condizioni aerobiche che portano ad una veloce ossidazione della sostanza organica e ad una facile erosione.

I substrati torbosi sono caratterizzati dall'aver una densità apparente molto bassa da attribuirsi al minor peso specifico del materiale organico rispetto alla frazione minerale e all'elevata porosità. La ritenzione idrica è elevata soprattutto negli strati più umificati, essendo quelli fibrici caratterizzati da un'elevata macroporosità. Con il drenaggio e la coltivazione questi suoli possono subire fenomeni di subsidenza causata dalla contrazione irreversibile del volume che si ha in seguito a fenomeni di riscaldamento e disseccamento della superficie.

Le torbiere devono essere bonificate predisponendo quindi una precisa strategia di conservazione altrimenti la decomposizione della sostanza organica e i fenomeni erosivi portano a una loro rapida scomparsa. Bisogna considerare che una loro conservazione è oggi importante soprattutto come riserva di C e riduzione dell'emissione di CO₂ nell'atmosfera.



Figura 9. Istosuolo in Dartmoore (UK). Lo strato organico è di 70 cm

Mollisuoli

In altri casi l'accumulazione di SOM può portare alla formazione di **Mollisuoli** se associata ad eluviazione di argille, presenza di carbonati e basi, e scarsa alterazione dei minerali. L'accumulazione di SOM è legata in questo caso all'elevata produzione di biomassa ipogea che va incontro a mineralizzazione e umificazione per l'intensa attività biologica. Anche la formazione di complessi con le argille ne aumenta la stabilità e ne favorisce l'accumulo, come è stato osservato in Mollisuoli canadesi dove il 40% della SOM era associata ad argilla.

La SOM ha poi una forte influenza sui processi di aggregazione/dispersione delle argille. In alcuni casi, in presenza soprattutto di Na^+ , l'azione disperdente prevale e l'elevata stabilità colloidale che la SOM conferisce alle argille ne favorisce l'eluviazione verso gli orizzonti più profondi. Ciò spiegherebbe perché in alcuni Mollisuoli il contenuto di C_{org} in orizzonti Bt era uguale o addirittura più alto di quello degli orizzonti eluviali.

Spodosuoli



Figura 10. Spodosuolo

Anche l'evoluzione di suoli a **Spodosuoli** è governata principalmente dalla SOM e si ha con humus di tipo MOR e substrati poveri di basi e di N. La formazione di sostanze a basso peso molecolare (acidi fulvici) negli orizzonti organici alterati e negli orizzonti di eluviazione porta all'alterazione dei minerali. Gli acidi fulvici risultano avere una capacità dissolvente maggiore degli acidi inorganici perché oltre all'azione di protonazione, i composti organici a basso peso molecolare (prevalentemente acidi fulvici) possono avere una forte azione complessante che impedisce agli ioni Al^{3+} e Fe^{3+} di riprecipitare sotto forma di minerali argillosi. Per questa ragione gli acidi fulvici hanno una capacità dissolvente maggiore degli acidi inorganici. I complessi Me-fulvici sono mobili e possono migrare verso gli orizzonti dei minerali sottostanti, svuotando man mano gli orizzonti più superficiali. Se la posizione geomorfologica lo permette e le perturbazioni cui può andare incontro il suolo sono limitate, tali processi possono portare ad una traslocazione di Al^{3+} e Fe^{3+} verso gli orizzonti più profondi. Secondo

la teoria dei fulvati (Ugolini et al.) i complessi Me-fulvici migrano lungo il profilo continuando a liberare protoni e a complessare cationi fino a quando il rapporto carica/massa è tale per cui si ha precipitazione di fulvati di Al o Fe e/o, in seguito a decomplessazione, precipitazione di ossidi di Fe e Al causando la formazione di orizzonti Bh o Bs.

Tale processo può essere evidenziato oltre che dai rapporti Fe_o/Fe_t e Al_o/Al_t , dall'andamento del rapporto FA/HA che tende ad aumentare lungo il profilo da valori molto bassi fino a 3-11 a seconda del grado di podzolizzazione.

Alcuni autori hanno sottolineato l'importanza di valutare in questi processi, piuttosto che gli FA, la frazione organica solubile nella soluzione del suolo (DOM) poiché, essendo essa la frazione più mobile, è sicuramente la più attiva e ha una forte influenza soprattutto in processi come questi.

Il processo di podzolizzazione porta ad un selettivo aumento di minerali resistenti negli orizzonti più superficiali a causa della più intensa alterazione e nei suoli più evoluti tali minerali sono privi di patine per la non avvenuta riprecipitazione di minerali argillosi. La frazione argillosa è dominata da smectiti che si possono formare per sintesi diretta o per asportazione di Al di interstrato da minerali 2:1. Tuttavia ciò dipende dal grado di evoluzione, per cui in casi di incipiente podzolizzazione altri minerali argillosi possono essere presenti come cloriti e illiti.

Negli orizzonti Bs si ritrova un'accumulazione di sesquiossidi di Fe e Al e di materiale organico di età anche molto elevate. Datazioni con il ^{14}C hanno evidenziato come il C organico degli orizzonti B è più vecchio degli orizzonti superficiali; ma nonostante alcuni autori abbiano riportato estremi di 11.000 -13.000 anni, in genere l'età è inferiore e più in accordo con la rapida evoluzione che solitamente si conferisce ai Podzols.

Negli orizzonti B l'alterazione di silicati non è così avanzata come negli orizzonti eluviali, essendo principalmente ad opera di acido carbonico, e si possono ritrovare minerali alterabili nella frazione sabbiosa e limosa, mentre la frazione argillosa può essere costituita da vermiculite, clorite pedogenetica e forme alluminate.

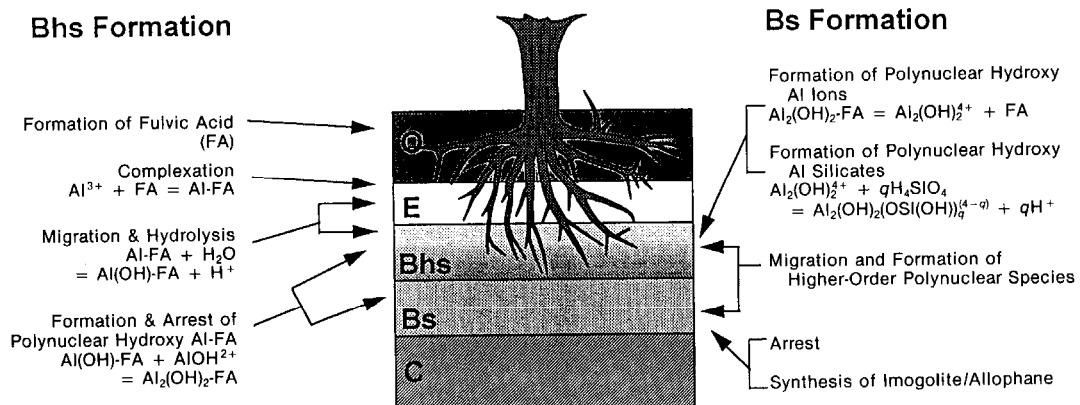


Figura 11. Una delle teorie del meccanismo di podzolizzazione con contemporanea formazione degli orizzonti Bhs e Bs.

In altri suoli l'evoluzione della SOM può avere un'importanza secondaria anche se può concorrere insieme ad altri processi alla pedogenesi influenzando varie proprietà fisiche quali la struttura, la ritenzione idrica, la densità apparente, o proprietà chimiche quali la capacità di scambio cationico, la complessazione di metalli e quindi l'alterazione dei minerali. Ad esempio in **Inceptisuoli** l'alterazione dei minerali è governata principalmente da acidi minerali e anche negli orizzonti A di Inceptisuoli con un alto contenuto di C_{org} e in FA, l'azione degli acidi organici è modesta per la loro minore acidità che limita sia la loro azione dissolvete, sia la loro traslocazione lungo il profilo.

A limitare l'azione di alterazione dei minerali può concorrere anche la velocità di degradazione e di conseguenza il tempo di residenza del materiale organico nel suolo. Si è recentemente osservato che la SOM di un Entisuolo sotto latifoglie presentava un elevato contenuto in acidi fulvici ad elevata costante di dissociazione acida, ma non si osservavano fenomeni di lisciviazione e i minerali non erano particolarmente alterati, probabilmente per il prevalere della mineralizzazione sull'alterazione.

In conclusione, l'evoluzione della sostanza organica, che non dipende solo dalla quantità e qualità dei residui biologici, ma anche dal particolare orientamento e dalla velocità relativa dei processi di mineralizzazione e umificazione a cui tali residui sono sottoposti in rapporto al clima e al pedoambiente, può avere notevoli influenze sul suolo in alcuni casi con un ruolo predominante, mentre in altri casi in misura minore concorrendo con altri processi alla pedogenesi.

6 EFFETTI DELL'USO DEL SUOLO SULLE DINAMICHE DELLA SOSTANZA ORGANICA

The impact of changing land use, particularly the conversion of natural vegetation into croplands, is second only to the burning of fossil fuels as a current human perturbation to the global cycle

Houghton et al., 1990

I principali fattori di declino della sostanza organica sono

- L'uso del suolo con la perdita di foreste e praterie
- Arature profonde dei suoli coltivati
- Pascolamento
- Erosione del suolo lisciviazione
- Incendi

Tra questi fattori la conversione delle terre a uso agricolo è uno dei fattori di maggior disturbo del ciclo del C.

L'uso del suolo influenza nel giro di pochi anni le due principali riserve terrestri di C, la sostanza organica del suolo e la biomassa vegetale.

Quando un suolo in condizioni naturali viene convertito in terreno agricolo usualmente si ha una riduzione nell'arrivo al suolo di materiale organico e si assiste ad un declino del contenuto di C organico nel suolo. La produzione netta primaria aumenta, specialmente con la fertilizzazione, ma una larga parte delle biomassa è rimossa durante la raccolta.

Questo è particolarmente evidente nel Sud Europa rispetto al Nord in quanto l'agricoltura mediterranea è dominata da frutteti, ulivi, vigneti, ortie colture cerealicole, con un forte asporto quindi di biomassa. Inoltre le elevate produzioni tipiche dell'agricoltura intensiva sono ottenute grazie al fatto che le piante sono indotte a sviluppare maggiormente la parte aerea rispetto alle radici. Questo è reso possibile dalla fertilizzazione e dall'irrigazione, che riducono la necessità della pianta a sviluppare l'apparato radicale. Dato che gran parte degli input organici al suolo arrivano normalmente dall'attività radicale (turnover ed essudati), queste pratiche portano ad un impoverimento di C organico.

Le lavorazioni del suolo, che servono per eliminare le erbe infestanti, ridurre le perdite di acqua per evaporazione, creare un letto di semina penetrabile e ben aerato, hanno come effetti quello di distruggere i macroaggregati, rimescolare gli orizzonti superficiali semplificando notevolmente la distribuzione in orizzonti, ridurre la densità apparente e alterare la temperatura del suolo. La frammentazione degli aggregati organo-minerali causa perdite di humus a seguito dei processi di erosione eolica e di lisciviazione per le precipitazioni piovose. Inoltre l'areazione che investe i suoli a seguito dei processi di aratura, l'esposizione di particelle di sostanza organica prima schermate dalla presenza della frazione minerale e l'irrigazione sistematica, stimolano intensamente l'attività degradativa da parte della biomassa microbica edafica portando ad una drastica riduzione dei livelli di sostanza organica. A ciò si aggiunge il contributo dato dai regimi monocolturali di piante depauperanti che ulteriormente

contribuiscono a ridurre le quantità di humus presenti. In tali suoli la pedofauna è drasticamente ridotta e la sostanza organica è presente sotto forma di un sottile strato superficiale. In ogni modo le lavorazioni contribuiscono meno al declino della sostanza organica rispetto alla diminuzione di apporto di materiale organico.

Tutte queste disturbances portano ad una maggiore degradazione, soprattutto delle sostanze più labili che giocano un ruolo chiave nel stabilizzare la struttura fisica del suolo ??????????

I suoli di ecosistemi naturali convertiti in suoli coltivati mostrano inoltre che non si ha solo una variazione quantitativa della sostanza organica, ma anche qualitativa. Infatti la conversione da foresta ad una coltura erbacea, ad esempio, porterebbe ad un cambio sostanziale nella qualità della sostanza organica, in quanto il C delle specie erbacee, povere di lignina, andrebbe a sostituire quello della originale vegetazione della foresta. Questo tipo di SOM sarebbe soggetta ad un più veloce turnover. Quindi la qualità della SOM può essere importante nel controllare il tempo di residenza del C nel suolo.

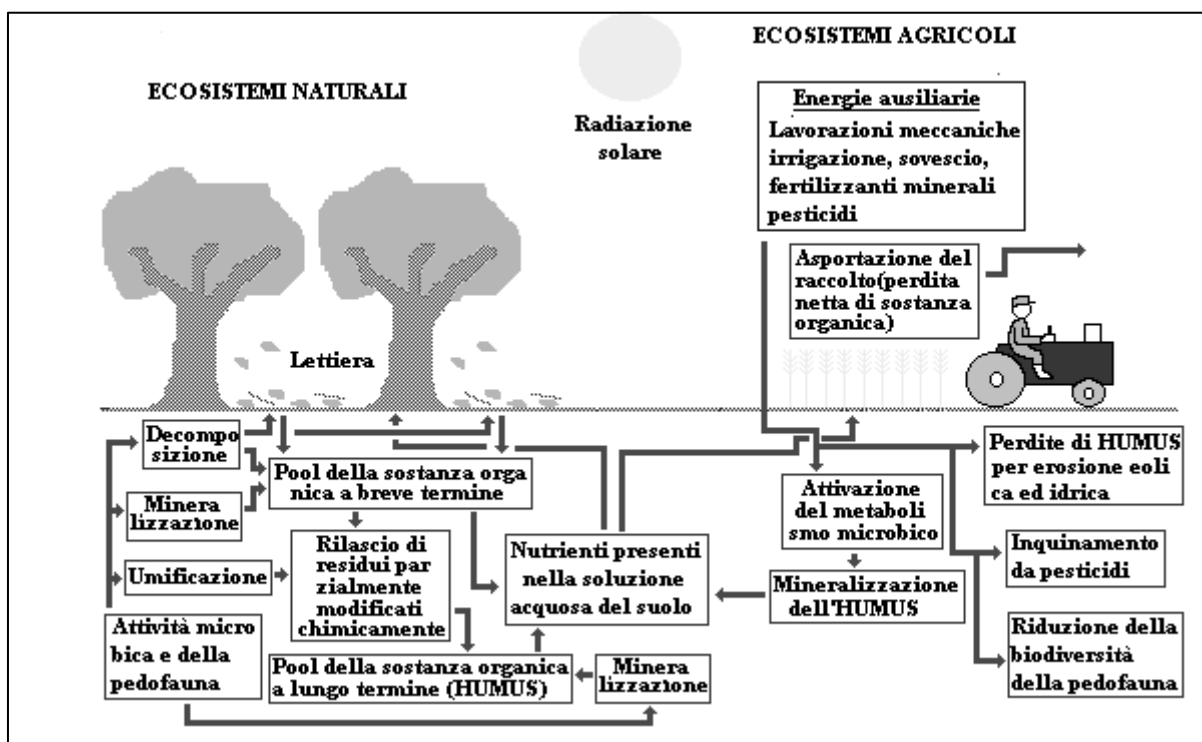


Figura 12. Effetti del cambio d'uso del suolo da un sistema naturale ad agricolo sulla decomposizione della sostanza organica

L'accelerazione dei processi di mineralizzazione si verifica non solo in seguito a un cambiamento totale dell'uso del suolo, ma anche in seguito a interventi meno drastici come il solo taglio del bosco. Tali interventi possono accelerare i processi di mineralizzazione della sostanza organica poiché causano un maggior passaggio della luce solare con innalzamento della temperatura della lettiera e conseguente aumento dell'attività microbica. Ciò porta ad un maggior rilascio di forme di P, N, S. La riduzione del numero di alberi per unità di superficie porta ad un minore assorbimento di queste forme da parte delle piante e di conseguenza questi composti possono essere facilmente lisciviati con conseguente inquinamento delle acque di falda e di superficie.

Tuttavia, anche riforestare può portare ad un cambiamento dell'equilibrio ambientale che può non essere positivo. In suoli ex-agricoli della Danimarca, la riforestazione ha causato danni

enormi alle zone circostanti in quanto questi suoli avevano livelli elevati di fitofarmaci accumulatisi durante pratiche agricole precedenti e momentaneamente “bloccati” nel sistema suolo. La riforestazione ha comportato un aumento del contenuto di C, in particolare della sostanza organica solubile, che ha provocato un aumento della solubilità di tali fitofarmaci in H₂O e quindi nella soluzione del suolo. I fitofarmaci sono diventati così più mobili e sono stati trasportati con conseguente inquinamento delle acque di falda e di superficie.

Da questi esempi si può evincere che ogni volta che si interviene è necessario conoscere bene tutto l'ecosistema, considerando gli interventi precedenti, il tipo di vegetazione, il clima, le caratteristiche pedologiche e geomorfologiche, al fine di operare una gestione del suolo e del territorio razionale e rispettosa degli equilibri ambientali. La sostanza organica ha un'importanza rilevante in questa pianificazione perché risulta una frazione facilmente degradabile in seguito al cambio d'uso del suolo, perché garantisce certe proprietà del suolo e perché costituisce una fonte di C importantissima.

Bibliografia

- Agnelli A.** 2001. Ciclo del carbonio nel suolo. Ciclo di seminari. Palermo 21-27 maggio.
- Kögel-Knabner I.** 1993. Biodegradation and humification processes in forest soils. In: J.-M. Bollag and G. Stotzky (Eds.), Soil biochemistry. Marcel Dekker Inc., New York, USA, pp. 101-127.
- McFee W.W. and J.M. Kelly.** 1995. Carbon forms and functions in forest soils. SSSA, Madison, Wisconsin, USA. 594 pp.
- Nannipieri P.** 1993. Ciclo della sostanza organica nel suolo. Patron Editore, Bologna, Italia. 334 pp.
- Piccolo A.** 1996 Humic substances in terrestrial ecosystems. Elsevier, Amsterdam, NL.
- Sanesi G.** 1997. Pedologia.
- Schnitzer M.** 1991. Soil organic matter– The next 75 years. *Soil Sci.* 151: 41-58.
- Schnitzer M.** 1982. Organic matter characterization. In: Page, A.L., et al. (Eds.), Methods of soil analysis. Part 2. 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison WI, USA.
- Schnitzer M. and S.U. Khan.** 1978. Soil organic matter. Elsevier, New York, NY, USA. 319 pp.
- Stevenson F.J.** 1994. Humus chemistry: genesis, composition and reactions. John Wiley & Sons, New York, NY, USA. 496 pp.