

**UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI
FEDERICO II**



**DIPARTIMENTO DI BIOLOGIA STRUTTURALE E
FUNZIONALE**

TESI DI DOTTORATO IN BIOLOGIA APPLICATA

XXIV ciclo

**Accumulo e caratterizzazione del C organico nella
lettiera e nel suolo minerale di pinete e faggete
Mediterranee**

**Tutor
Ch. ma
Dott.ssa Anna De Marco**

**Coordinatore
Ch.mo Prof.
Ezio Ricca**

**Candidato
Dott.ssa Maria Giordano**

Anno Accademico 2010 – 2011

Indice

Capitolo 1: La sostanza organica del suolo	pag. 1
1.1 La sostanza organica del suolo	pag. 1
1.2 Il sequestro del carbonio nel suolo	pag. 2
1.2.1 Residui vegetali e microbici come input della materia organica del suolo	pag. 6
1.3 Decomposizione della lettiera	pag. 10
1.3.1 Un modello per la decomposizione	pag. 13
1.3.2 Alcuni fattori che influenzano la decomposizione	pag. 15
1.4 Carbonio organico solubile in acqua (WSOC)	pag. 18
1.5 Componente biotica della materia organica del suolo	pag. 23
1.5.1 Fattori che influenzano la comunità microbica del suolo	pag.25
1.6 Influenza dell'azoto sull'accumulo di sostanza organica del suolo	pag 28
Capitolo 2: Obiettivo della ricerca	pag. 30
Capitolo 3: Materiali e metodi	pag. 33
3.1 Aree di studio	pag. 33
3.1.1 Complesso Somma-Vesuvio (pinete)	pag. 33
3.1.2 Faggete	pag. 36
3.2 Prelievo degli strati organici e minerali del suolo	pag. 41
3.3 Analisi	pag. 43
3.3.1 Capacità idrica massimale, Tenore idrico e Bulk density	pag. 43
3.3.2 pH	pag. 44
3.3.3 Sostanza organica	pag. 44
3.3.4 Contenuto totale di Carbonio e Azoto	pag. 44
3.3.5 Carbonio Solubile	pag. 45
3.3.6 NMR	pag. 45
3.3.7 Fosforo totale	pag. 46
3.3.8 Biomassa fungina attiva	pag. 46
3.3.9 Biomassa fungina totale	pag. 47
3.3.10 Biomassa e respirazione microbica	pag. 48
3.3.11 Quoziente metabolico (qCO_2) e coefficiente di mineralizzazione endogena (CEM)	pag.50
3.4 Analisi statistica dei dati	pag.50

Capitolo 4: Risultati e discussioni	pag. 51
4.1 Pinete	pag. 51
4.1.1 Parametri chimico-fisici	pag. 51
4.1.2 Parametri biologici	pag. 67
4.2 Faggete	pag. 72
4.2.1 Parametri chimico-fisici	pag. 72
4.2.2 Parametri biologici	pag. 86
Capitolo 5: Conclusioni	pag. 93
Bibliografia	pag. 95

1 La sostanza organica del suolo

1.1 La sostanza organica del suolo

Il termine “sostanza organica del suolo” (o “SOM”) include una componente vivente costituita da funghi, alghe, batteri, lombrichi, e organismi appartenenti a diversi Phyla animali vertebrati e invertebrati, ed una componente abiotica costituita dalla necromassa sia di origine animale che vegetale, inalterata e in tutti gli stadi di decomposizione, dalla lettiera delle piante, dalle pareti cellulari dei microrganismi e dalle sostanze umiche stabilizzate sulla superficie minerale (Trumbore e Torn, 2003).

La sostanza organica controlla la maggior parte della reattività biotica ed abiotica nel suolo e nelle acque (Kordel et al., 1997). Essa fornisce carbonio ed energia ai microrganismi e trattiene nutrienti come nitrati, solfuri e fosforo richiesti per la crescita delle piante e i microrganismi del suolo. Inoltre ha un ruolo determinante nella formazione della struttura fisica del terreno poiché lega le particelle del suolo in aggregati stabili migliorando la porosità, l’infiltrazione e la penetrazione delle radici riducendo così il rischio di erosioni. Infine riduce gli effetti inquinanti dei pesticidi, dei metalli pesanti e altri inquinanti intrappolandoli attivamente o trasformandoli.

Dal punto di vista del tempo di permanenza, possiamo distinguere due tipi di sostanza organica, quella facente parte del pool ‘a breve termine’ e quella del pool ‘a lungo termine’.

Il pool ‘a breve termine’ rappresenta tutte quelle aliquote di composti organici di natura biologica di recente aggiunta al suolo che, in base ai suoi componenti chimici (peptidi, nucleotidi, glicidi, lignina, cellulosa, tannini, emicellulose, piccoli fenoli, ecc.), ha un tasso di decomposizione variabile ma generalmente alto e scompare rapidamente. Esperimenti condotti da Jenkinson (1965) con residui vegetali radiomarcati hanno messo in evidenza che nei primi 6 mesi, circa i 2/3 del carbonio associato alle componenti organiche risulta mineralizzato, mentre l’aliquota residuale presenta un’emivita di 4 anni, indicando la presenza di composti organici molto più resistenti all’attività degradativa della microflora eterotrofa edafica. Quest’ ultimo tipo di sostanza organica che si rinviene tardivamente nel suolo, rispetto al momento in cui pervengono input di residui vegetali ed animali, costituisce il pool a lungo termine che può essere identificato con le sostanze umiche.

L’evoluzione della sostanza organica del suolo 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 l’orientamento e la velocità di trasformazione. La quantità di materia organica morta che giunge al suolo, ed in particolare la lettiera vegetale, dipende dalla produttività di un ecosistema ed è quindi influenzata dal clima, dal tipo di vegetazione e dal grado di copertura vegetale e varia nei diversi stadi di una successione ecologica (Stevenson, 1982). In particolare, in stadi successionali iniziali o intermedi, l’accumulo di sostanza organica è piuttosto elevato, mentre decresce con il procedere della successione, fin quando si raggiunge un equilibrio tra la velocità con la quale il materiale viene aggiunto al terreno e la sua quantità e la velocità di mineralizzazione di questo materiale. Questo equilibrio può essere alterato dalle condizioni ambientali o da azioni di disturbo, quali rimozione e incorporazione della sostanza organica o incendi, che espongono maggiormente il suolo ad impatti climatici negativi, riportando la comunità vegetale verso stadi successionali intermedi.

1.2 Il sequestro del carbonio nel suolo

Quantificare le dinamiche della sostanza organica e del carbonio ed in particolare l'accumulo e il turnover di questo elemento è importante per comprendere il funzionamento degli ecosistemi terrestri, il loro equilibrio nonché il ruolo delle foreste nel ciclo globale del C. Le foreste ricoprono il 27% della superficie terrestre ma esse rappresentano il maggior sito di stoccaggio del carbonio (C) sia nella biomassa vegetale che nel suolo. E' stato stimato che le foreste presenti in America meridionale, Africa centrale e Oceania contengono 538 Gtm di C nel suolo (The Terrestrial Carbon Group, 2009). Questa quantità è l'equivalente del 71% di C nell'atmosfera ed è pari a 40 anni di emissioni annuali di gas serra (Eliasch, 2008). Le foreste trattengono circa il 40% di tutto il carbonio terrestre (suolo, lettiera e radici) (Dixon et al., 1994), quindi anche cambiamenti di scarsa entità che influenzano i pool di C di questi suoli, possono avere un effetto significativo sul ciclo globale del carbonio. Le interazioni tra il ciclo del C con i cicli biogeochimici di altri elementi (N, P, S) e dell'acqua, ha ovviamente un forte impatto sull'abbondanza dei gas ad effetto serra in atmosfera, sul clima globale, sul bilancio idrico, sulla produttività netta primaria e, ovviamente, sulla qualità del suolo.

La concentrazione atmosferica di CO₂ è aumentata notevolmente nell'ultimo secolo come conseguenza delle emissioni antropogeniche, risultanti dall'utilizzo di combustibili fossili e per il cambiamento d'uso del suolo (IPCC, 2001). L'accumulo di sostanza organica nel suolo comporta il sequestro della CO₂ atmosferica, che è un gas ad effetto serra, in un pool di carbonio stabile a lungo termine. Differenti ecosistemi hanno differenti meccanismi e tassi di sequestro del carbonio e rispondono in modo diverso alle variazioni climatiche (Berg et al. and McCougherty, 2008; IPCC, 2000). Nelle foreste equatoriali, ossia nei sistemi più produttivi, più di 10 tonnellate per ettaro di lettiera per anno vengono depositate e accumulate nel suolo (Attiwill e Adams, 1993). Nelle foreste di conifere delle regioni temperato-fredde, l'apporto annuale di detrito organico è di circa 1.5 tonnellate per ettaro (Cole, 1996). E' stato stimato che gli alberi e il suolo forestale contengono 1.146 Gt di C. Circa il 37% di C è contenuto nelle foreste delle basse latitudini, il 14% nelle medie latitudini e il restante 49% alle alte latitudini (Dixon et al., 1994).

Dalla Tab. 1, è evidente che la quantità di C conservata è più bassa alle medie latitudini (Dixon et al., 1994). L'attuale concentrazione atmosferica di CO₂ è di 370 ppm, nettamente superiore ai livelli dell'era pre-industriale di circa 280 ppm. Tale aumento, pari a circa lo 0.4 % annuale, non ha precedenti negli ultimi 20.000 anni (Houghton, 2001). Gli attuali cambiamenti climatici possono avere effetti vari, contrastanti o imprevisti sulle foreste. Alcuni studi dimostrano che l'aumento della concentrazione di CO₂ può rendere gli alberi più sensibili agli insetti defolianti e aumentare la capacità delle piante di assorbire N atmosferico (Percy et al., 2002).

Tab. 1: Quantità di C nelle foreste alle varie latitudini (Dixon et al., 1994).

Latitudini	Quantità di C (10^6 g per ettaro)		
	Vegetazione	Suolo	
Alte	Russia	83	281
	Canada	28	484
	Alaska	39	212
Medie	U.S.A.	62	108
	Europa	32	90
	Cina	114	136
	Australia	45	83
Basse	Asia	132	139
	Africa	174	120
	America	99	120
		130	

La consapevolezza del potenziale uso del suolo come riserva (sink) di carbonio, e quindi, come un possibile mezzo per la riduzione della CO_2 e dei gas ad effetto serra, ha aumentato l'interesse verso il ciclo del C ed i meccanismi di controllo del sequestro di questo elemento nel suolo. La velocità dell'accumulo e del turnover del C del suolo non sono sempre semplici da valutare (Eswaran et al., 1993; Parton et al., 1995; Torn et al., 1997; Homann et al., 1998) ed il primo passo è effettuare un inventario del contenuto e degli stock del carbonio organico nel suolo (Houghton, 1995; Batjes, 1996; Eswaran et al., 1993), per comprendere anche i flussi di C attraverso i vari comparti.

Il ciclo globale del carbonio (Fig. 1.1) coinvolge, oltre all'atmosfera, anche la litosfera, la biosfera e l'idrosfera; esso può essere virtualmente differenziato in ciclo geologico e in ciclo biologico (Bruce, 1998).

Il ciclo geologico del carbonio si compie in centinaia di milioni di anni e coinvolge il carbonio immagazzinato nei combustibili fossili, negli oceani e nelle rocce. Il ciclo biologico del carbonio interessa tutti gli ecosistemi terrestri e riguarda l'assorbimento e la trasformazione del carbonio da parte degli organismi viventi.

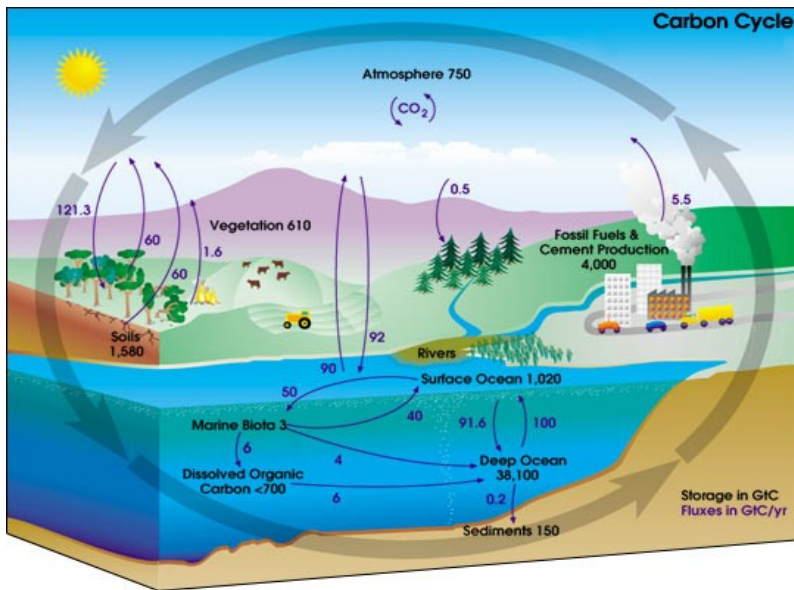


Figura 1.1: Ciclo Biogeochimico del Carbonio (modificato dalla NASA)

La quantità di carbonio organico presente è data dall'equilibrio tra le immissioni e le perdite di C nel suolo. Il carbonio organico entra nel suolo principalmente con l'ingresso di materiale vegetale e animale morto, ma anche con l'aggiunta degli essudati radicali e l'apporto esterno di materiale organico, come letame. Il flusso di CO₂ prodotto dal suolo ha origine da fonti diverse, tra cui le due principali sono (1) la respirazione eterotrofa, a carico dei microrganismi che decompongono la sostanza organica del suolo (SOM), che a sua volta può essere scomposta in lettiera fresca e sostanza organica nativa del suolo e (2) la respirazione autotrofa, a carico delle radici (Fig. 1.2). A queste si possono aggiungere anche le fonti di CO₂ relative ai processi chimici di ossidazione e di dissoluzione dei carbonati (Burton e Beauchamp, 1994).

A livello globale, la respirazione del suolo è uno dei flussi maggiori di CO₂. Sono infatti stimati 50-80 Pg C/anno (Potter et al., 1993; Raich e Schlesinger, 1992; Schimel, 1995). La respirazione del suolo rappresenta la respirazione combinata delle radici e dei micro e macro-organismi del suolo e supera tutti gli altri scambi di C fra terreno ed atmosfera ad eccezione della produttività primaria lorda (Raich e Schlesinger, 1992). I tassi di respirazione del suolo così come il sequestro del carbonio e il suo turnover variano spazialmente e temporalmente sotto l'influenza di fattori quali temperatura, condizioni di umidità, precipitazioni, disturbi, come il fuoco, il tipo di vegetazione, la sua densità e l'attività radicale (Schlesinger, 1977).

Il flusso di CO₂ dal suolo è molto eterogeneo, sia a scala spaziale che temporale. Ciò è in larga parte dovuto alla stessa eterogeneità della struttura del suolo, della temperatura, dell'umidità, della densità di colonie batteriche e funghi e della densità radicale, nonché della presenza di sostanza organica nel suolo. Bisogna considerare inoltre la variabilità della diffusione della CO₂ nel suolo, che è influenzata sia da gradienti di concentrazione, come anche dal variare della pressione atmosferica

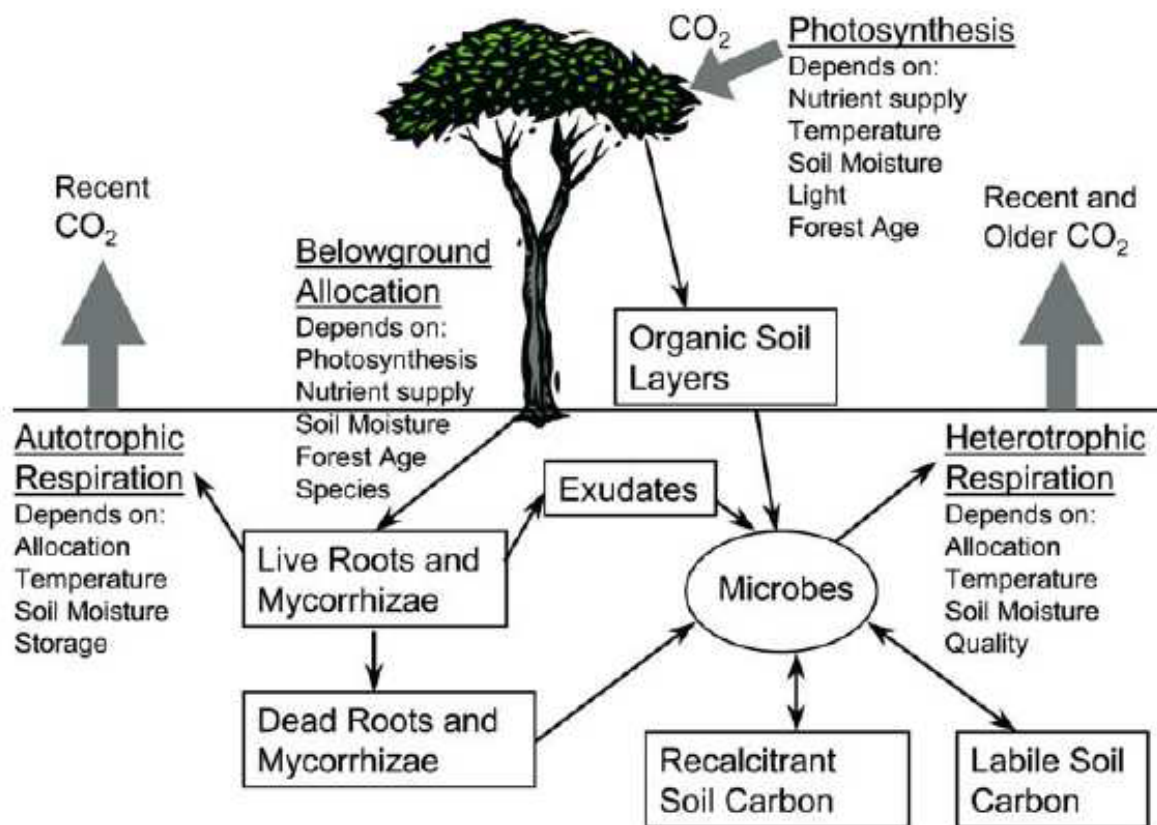


Figura 1.2: Modello concettuale che propone le componenti i flussi di CO₂ dal suolo e i fattori che le influenzano. La respirazione autotrofa e quella eterotrofa sono fortemente influenzate dalla disponibilità di substrati (trasporto floematico di carboidrati verso le radici e disponibilità di sostanza organica da degradare per i microrganismi) (modificato da Ryan et al., 2005)

Le alte temperature incrementano la decomposizione della sostanza organica del suolo e limitano la capacità dei suoli di sequestrare carbonio (Wright et al., 2005). Gli incendi e il disboscamento sono disturbi comuni che determinano cambiamenti significativi negli stock e nei flussi di C negli ecosistemi forestali (Law et al., 2003; Wang et al., 2003). La vegetazione, quindi, controlla lo stoccaggio del C in due modi: la produttività primaria netta della vegetazione determina il tasso degli input di C alla SOM. Quideau et al. (1998) mostrano che per un sito in cui il materiale parentale, i tempi di sviluppo del suolo e il clima sono gli stessi, l'importo di C immagazzinato varia a seconda del tipo di vegetazione. Così, per i suoli dove i tassi di decomposizione della materia organica sono simili, i terreni con vegetazione più produttiva avranno un maggiore inventario di C organico. In secondo luogo la vegetazione controlla anche la struttura e, pertanto, la decomponibilità della materia organica aggiunta al suolo (Melillo et al., 1982).

Un ulteriore meccanismo che porta al sequestro del carbonio terrestre è un aumento della disponibilità di azoto per le piante dovuto ad una maggiore deposizione di nitrati (Melillo et al., 1995; Schimel, 1995). C e N sono i principali fattori che determinano il tasso di decomposizione della sostanza organica; l'azoto è il nutriente delle piante che è più difficile da gestire a causa delle sue molteplici forme, alcune delle quali vengono facilmente utilizzate dalle piante e aumentano la produzione vegetale; inoltre le dinamiche del C e N sono fortemente interconnesse.

1.2.1. Residui vegetali e microbici come input della materia organica del suolo

La lettiera di piante rappresenta la riserva principale per la formazione della materia organica nel suolo. La quantità della lettiera di piante, la sua composizione e le sue proprietà sono fattori essenziali che controllano la formazione della materia organica del suolo (SOM) e i processi di umificazione negli ecosistemi terrestri (Swift et al., 1979; Scholes et al., 1997). Anche la biomassa microbica rappresenta una frazione significativa della materia organica e i residui microbici nel suolo sono particolarmente importanti per la formazione dell'humus (Haider, 1992). Per capire le trasformazioni del C nel suolo, è essenziale conoscere la composizione chimica dell'input. La lettiera di ecosistemi forestali consiste principalmente di foglie o di aghi di conifere. Rami, cortecce e frutti rappresentano solo il 21% in climi umido-temperati (Jensen, 1974) e solo 20-40% in foreste di conifere (Millar, 1974) della lettiera complessiva che cade sopra il suolo. Il contributo della vegetazione erbacea alla quantità totale della lettiera caduta è meno del 5% nelle foreste delle zone temperate (Kogel-Knaber, 2002). Meentemeyer et al. (1982) hanno stimato che la proporzione di foglie nella lettiera caduta sopra il suolo in foreste di conifere è di 200-600 g d. m. m⁻²y⁻¹. Un simile ordine di grandezza è stimato anche per la lettiera sopra il suolo di foreste decidue. In generale, la quantità media dell'input totale di lettiera sopra il suolo nelle foreste aumenta con il decrescere della latitudine e corrisponde ad un aumento della produttività delle foreste di conifere boreali (100-400 g d. m. m⁻² y⁻¹) a quelle tropicali (600-1200 g d.m. m⁻²y⁻¹) (Waring and Schlesinger, 1985).

Nelle foreste naturali, il detrito legnoso non è rimosso e perciò rappresenta un importante componente dell'input della materia organica totale (Harmon et al., 1986; Preston et al., 1998). Invece, nelle foreste altamente sfruttate dall'uomo, la maggior parte del detrito legnoso e i tronchi sono rimossi e l'input lettiera è spostato nella composizione da legno a materiale non legnoso.

Una considerevole proporzione del materiale organico è incorporato nel suolo come input sotto il suolo, ad esempio la lettiera di radici e la rizodeposizione. Su una media globale, approssimativamente 30, 50 e 75% della biomassa totale di radici si presenta al di sopra di 10, 20 e 40 cm di suolo (Jackson et al., 1996). La massima lunghezza delle radici dipende dalla specie di piante, ma possono essere molto più lunghe di quanto è comunemente stimato (Richter and Markewitz, 1995; Canadell et al., 1996). L'input della lettiera di radici nel suolo può verificarsi a grande lunghezza e porta il C negli orizzonti più profondi del suolo (Nepstad et al., 1994; Trumbore et al., 1995). La tundra, le foreste boreali, e le praterie temperate hanno 80-90% delle loro radici al di sopra dei 30 cm, mentre deserti e foreste conifere temperate hanno solo 50% delle loro radici al di sotto di 30 cm. La rizodeposizione, ad esempio tutto il C organico rilasciato dalle radici vive, è un importante input per la materia organica del suolo anche se la maggior parte degli essudati sono rapidamente consumati dai microorganismi del suolo (Kogel-knaber, 2002).

Ovviamente data la grossa variabilità della lettiera sarà estremamente variabile la qualità della riserva di carbonio che può essere costituita da un'ampia gamma di molecole semplici, composti polimerici e macromolecole aromatiche come le lignine; il carbonio in queste molteplici forme è utilizzato come fonte di energia per la crescita e le attività vitali e come materia prima per la sintesi di tessuti vegetali.

Le molecole carboniose delle lettiere si possono suddividere in tre categorie principali basate sulla diversa velocità di degradazione da parte dei microorganismi decompositori: sostanze solubili, polisaccaridi delle pareti cellulari e lignine (Minderman, 1968; Mc Clougherty & Berg, 1987).

Le sostanze solubili della lettiera sono rappresentate quasi interamente da carboidrati, proteine ed acidi grassi e sono le prime a scomparire sia per fenomeni di lisciviazione, sia per catabolismo diretto compiuto soprattutto dai batteri; le perdite in peso dei primi stadi della decomposizione

coincidono proprio con la loro ossidazione. Queste sostanze, però, rappresentano, soprattutto in lettiere di aghifoglie, una porzione limitata della riserva totale di carbonio e la loro influenza sulla complessiva velocità di decomposizione è perciò piuttosto bassa. Tra le sostanze solubili, proteine, amido e clorofilla costituiscono principalmente il materiale di accumulo nelle foglie.

Le proteine rappresentano uno dei componenti più abbondanti nelle cellule vegetali. Consistono di polipeptidi, catene di vari amminoacidi di varia lunghezza e con differenti funzioni come enzimi, proteine trasporto, regolatori, sostanze di accumulo o proteine di struttura. Le proteine delle piante e dei tessuti microbici possono essere decomposte da una moltitudine di microorganismi e sono considerate essere i componenti meno stabili delle piante con la più alta velocità di turnover (Martin and Haider, 1986). Tuttavia materiale tipo peptidi è trovato nel suolo ed è stato mostrato essere stabilizzato nel suolo per lunghi periodi di tempo (Martin and Haider, 1986)..

L'amido è un importante deposito di polisaccaridi nelle piante vascolari, ma è anche presente in alcune alghe e batteri. L'amido è facilmente degradato da microorganismi aerobi e anaerobi.

Le clorofilla e i pigmenti accessori presenti nelle cellule vegetali e in particolare nelle cellule fotosinteticamente attive vengono facilmente degradati. Durante la senescenza delle foglie la clorofilla è decomposta, mentre i carotenoidi (pigmenti gialli) si accumulano e nuove antocianine rosse sono sintetizzate, dando la colorazione autunnale delle foglie (Matile, 2000). L'anello di porfirina è degradato in differenti step in prodotti senza colore (Hendry, 1988; Hortensteiner, 1999), che vengono decomposti nel suolo, come i carotenoidi e le antocianine, ma il loro destino e la loro rilevanza non è nota.

I polisaccaridi di parete comprendono cellulose, emicellulose e pectine e rappresentano in genere la porzione più consistente della riserva di carbonio nella lettiera indecomposta.

La cellulosa è il più comune componente formato da unità di glucosio uniti con legame β 1-4 formanti lunghe catene organizzate in fibre. Essa costituisce tra il 10-50% del peso della lettiera. La cellulosa è il costituente principale di tutti i tessuti vegetali. Si stima che piante, alghe e batteri ne producano circa cento miliardi di tonnellate all'anno (Ricci, 2008). Nel suolo sotto condizioni aerobiche la cellulosa si decompone lentamente (Martin and Haider, 1986). Gli organismi decompositori della cellulosa sono principalmente i funghi, insieme ad alcuni eubatteri. Nel terreno i funghi ad attività cellulolitica hanno un ruolo importante specialmente nei terreni acidi, dove l'attività batterica è molto ridotta. Tra i funghi vi è *Trichoderma resei*, e altri generi come *Penicillium* e *Chaetomium*. Nei suoli minerali è possibile trovare la cellulosa solo in tracce. Particolari gruppi di batteri possono, inoltre, degradare la cellulosa lentamente ad acidi a basso peso molecolare sotto condizioni anaerobiche. Comunque, un relativo arricchimento di cellulosa di solito avviene sotto condizioni anaerobiche, come nella formazione della torbiera (De Leeuw and Largeau, 1993).

La degradazione della cellulosa è mediata dalle cellulasi, un complesso di enzimi che agiscono successivamente nel corso dell'attacco della fibra di cellulosa nativa: una prima fase avrebbe la funzione di attivare la cellulosa nativa e renderla accessibile al secondo enzima, che ne determina l'idrolisi in unità più piccole. Queste sono infine idrolizzate da un terzo enzima, la cellobiasi, in glucosio (Tonzing and Marrè, 1980).

Le emicellulose sono formate da zuccheri semplici come mannosio, galattosio, arabinosio e xilosio. Le quantità e i tipi di emicellulose variano in base alle specie vegetali che costituiscono le lettiere: le differenze tra le emicellulose riflettono soprattutto le differenti concentrazioni di mannosio e xilosio (Eriksson et al., 1990). Il contenuto e la composizione delle emicellulose sono differenti nel legno e nella lettiera di piante decidue e di conifere. Il legno deciduo contiene $\frac{3}{4}$ di pentosi e $\frac{1}{4}$ di

esosi, mentre la relazione è inversa per piante di conifere (Fengel and Wegener, 1984). Le emicellulose insieme possono raggiungere il 30-40% delle fibre e a differenza delle cellulose sono ramificate. Le pectine sono complessi polisaccaridi fortemente ramificati, che consistono principalmente di galattosio e arabinosio, e rappresentano per esempio le sostanze leganti, specialmente in piante erbacee e frutti, e si trovano nella parete primaria. La pectina compone una piccola proporzione del materiale nelle piante in tessuti legnosi e in graminacee (approssimativamente l'1% nel materiale legnoso).

Emicellulose e pectina sono decomposte da molti batteri aerobici ed anaerobici e funghi. Emicellulose e pectine sono più idrosolubili e sono decomposte più facilmente delle cellulose, che sono anche più abbondanti. Queste sostanze cominciano ad essere decomposte subito dopo la scomparsa delle sostanze solubili, più lentamente rispetto a queste: la loro biodegradabilità può essere ulteriormente ridotta dalla vicinanza fisica della lignina che, pur non legandosi chimicamente, rappresenta un forte ostacolo meccanico per l'azione delle cellulasi batteriche. Secondo altri autori ci sarebbe una vera e propria fusione tra i due gruppi di composti (Lundwquist et al., 1980). Un esperimento in mesocosmo compiuto su quattro specie di latifoglie ha mostrato dopo 90 giorni di incubazione perdite medie del 90,5% per i lipidi, del 50,2% per i composti idrosolubili, e del 40,6% per cellulose ed emicellulose (Cortez ed al., 1996). Così come per le sostanze solubili anche questo gruppo di composti carboniosi è prevalentemente utilizzato dai batteri.

La lignina è un costituente fondamentale della parete delle cellule vegetali, a cui, grazie alla sua natura chimica, fornisce un notevole grado di rigidità strutturale, oltre che di protezione da eventuali attacchi microbici. In natura, dopo la cellulosa, è il biopolimero più abbondante e contribuisce in larga misura, alla formazione del detrito vegetale.

Per quanto riguarda la struttura, la lignina è un complesso biopolimero amorfo tridimensionale, costituito da tre differenti unità fenilpropaniliche (siringile, guaicile e p-idrossifenile), assemblate a partire da precursori come, l'alcool cumarilico, l'alcool coniferilico e l'alcool sinapilico), tramite, almeno, 10 diversi tipi di "cross-links" C-C e C-O-C, di cui, la maggior parte, non è idrolizzabile (Higuchi, 1990).

I batteri degradatori della lignina sono stati riconosciuti solo recentemente (Florenzano, 1989) e sono rappresentati da *Nocardia*, *Streptomyces*, *Pseudomonas*, *Aeromonas*, *Flavobacterium* e *Xanthomonas*. Molti microrganismi degradano la lignina incompletamente a causa della mancanza della capacità enzimatica di attacco di tutti i vari componenti strutturali del polimero. In tali casi si hanno residui di lignina chimicamente alterata. I frammenti che non possono essere ulteriormente metabolizzati, sono probabilmente liberati come prodotti idrosolubili di degradazione incompleta della lignina. La degradazione della lignina ad opera di funghi è determinata prevalentemente da quelli appartenenti al *marciume molle* (Ascomiceti, funghi imperfetti), al *marciume bruno* e al *marciume bianco* (Basidiomiceti).

Dunque, in natura, la decomposizione della lignina, avviene, grazie alla partecipazione di differenti classi di enzimi, in grado di attuare sia processi ossidativi che riduttivi e reazioni di polimerizzazione, sia enzimi (le emicellulasi) capaci di scindere i complessi lignina-polisaccaridi (Tuor et al., 1995). Molto spesso, ciascun sistema enzimatico è, in realtà, costituito da una molteplicità di isoenzimi, capaci di operare sinergicamente (Farrel et al., 1989) e probabilmente evoluti come conseguenza della eterogeneità del substrato e della varietà di prodotti intermedi, durante i diversi stadi del processo di biodegradazione e a seconda della specie vegetale considerata (Tuor et al., 1995). Le perossidasi e le laccasi, entrambe metalloproteine, costituiscono gli enzimi

chiave del processo di biodegradazione della lignina e recenti studi (Tuor et al., 1995) hanno contribuito a delinearne, in maggior dettaglio, i meccanismi di funzionamento: la lignina-perossidasi e la manganese-perossidasi, appartenenti alla classe delle perossidasi, ossidano il substrato attraverso due passaggi consecutivi di ossidazione ad un elettrone, mentre la laccasi è una fenol-ossidasi ad ampia specificità di substrato, in grado di ossidare substrati fenolici e non, attraverso la sottrazione di un singolo elettrone. Durante questi processi di ossidazione, anche per effetto dell'azione di chelanti metallici a basso peso molecolare, quali siderofori e glucopeptidi, e di complessi del manganese ad elevata valenza, si assiste alla formazione di intermedi radicali cationici, fenossici e benzilici, che svolgono un ruolo cruciale nella degradazione della lignina, in quanto sono in grado di indurre la depolimerizzazione, attraverso la rottura di specifici legami.

Tra i residui vegetali che giungono al suolo troviamo anche tannini e altri polifenoli, lipidi, cutina e suberina.

I tannini sono componenti quantitativamente importanti di varie parti delle piante, soprattutto dicotiledoni. Nei funghi, alghe, muschi e graminacee sono di minore importanza. Essi giocano un importante ruolo come difesa della pianta contro insetti fitofagi masticatori o animali (Haslam, 1981) e sono considerati essere un importante fattore di controllo della decomposizione della lettiera (Swift et al., 1979; De Leeuw and Largeau, 1993). Sono disponibili poche analisi sulla decomposizione dei tannini nel suolo. La loro composizione chimica è piuttosto complessa, e risulta perciò difficile misurare la quantità di tannini nei residui delle piante, il loro metabolismo e turnover. Yu e Dahlgren (2000) hanno riportato che il recupero di tannini da foglie è limitato dalla formazione di complessi proteine-tannini.

I lipidi sono sostanze insolubili in acqua ma estraibili con solventi non polari, come cloroformio, esano, etere o benzene (Dinel et al., 1990). I lipidi sono un gruppo eterogeneo di sostanze presenti sia nelle piante che nei microorganismi. I lipidi delle piante consistono di differenti gruppi strutturali. Essi coprono la superficie di foglie e di aghi con un sottile strato che compone la cuticola. I lipidi nel suolo originano dalle piante così come dai microorganismi, mentre gli animali del suolo giocano un ruolo minore.

In particolare, la cutina e la suberina sono poliesteri presenti nelle piante vascolari. La cutina è una sostanza che si deposita in molte pareti cellulari vegetali e sulla superficie esterna delle pareti delle cellule epidermiche, dove forma uno strato detto cuticola, nel quale cere a basso peso molecolare e grassi si concentrano. La composizione individuale dei polimeri di cutina dipende dalla specie di piante, lo stato e lo sviluppo, e dalle condizioni ambientali. La suberina è un componente della parete delle cellule del sughero e si trova anche nelle bande del Caspary dell'endoderma.

Studi recenti (McKinney et al., 1996) mostrano che la cuticola di alcune piante, soprattutto *Agave americana*, contiene un biopolimero non-idrolizzabile che consiste di catene di polimetilene in addizione a materiale poliestere idrolizzabile. La struttura di questo polimero è ancora in discussione e probabilmente contiene anche anelli benzenici funzionalizzati in addizione ai componenti alifatici (McKinney et al., 1996). Questa macromolecola, classificata come cutan, sembra essere resistente alla decomposizione e così può accumularsi nel suolo se presente nel materiale di partenza (Tegelaar et al., 1989). Recentemente, componenti del cutan, sono stati isolati in suoli forestali (Augris et al., 1998).

Cutina e suberina sono trovati sia nel suolo che nei sedimenti. La proporzione di suberina da lettiera di radici, in confronto alla cutina, aumenta con l'aumentare della profondità del suolo (Riederer et al., 1993; Nierop, 1998).

Nel suolo si trovano anche residui specifici di funghi e batteri.

Come nella parete cellulare delle piante, la parete cellulare dei funghi consiste principalmente di omo- e eteropolisaccaridi (Rogers et al., 1980; Wessels and Sietsma, 1981; Peberdy, 1990). La parete cellulare di alcuni funghi contiene anche un'alta proporzione di proteine. Lipidi e melanine sono componenti di minore quantità della parete cellulare fungina. L'unità base della parete cellulare di funghi e anche dell'esoscheletro degli insetti è la chitina. Essa è composta di N-acetil-D-glucosamina in legami β -(1-4)-glicosidici. I funghi sintetizzano anche varie matrici di polisaccaridi (glucani) come componenti della parete cellulare che differisce nel tipo di legami fra le unità di glucosio. La struttura polisaccaridica, la chitina e β -glucani, sono molto cristallini, sostanze non solubili in H₂O mentre la matrice polisaccaridica è amorfa o solo debolmente cristallina e soprattutto solubile in H₂O.

I funghi, ma anche alcuni batteri sintetizzano varie melanine che servono come componenti della parete cellulare, o incorporate nella struttura della parete cellulare o nel loro strato più esterno (Butler and Day, 1998). I pigmenti di melanina contengono proteine, carboidrati, lipidi e un centro polimerico che consiste di vari tipi di monomeri di fenoli, indoli, chinoni, idro-chinoni e semi-chinoni. La struttura intramolecolare dei componenti individuali è poco conosciuta e non ci sono conoscenze della struttura intatta di alcune melanine fungine (Bell and Wheeler, 1986; Butler and Day, 1998). Le melanine assorbono la luce visibile nell'intero spettro e sono perciò colorate nero-marrone. A causa della loro struttura non idrolizzabile esse proteggono la parete cellulare contro la decomposizione microbica con enzimi idrolitici (Butler and Day, 1998).

E' spesso assunto che le melanine rappresentano precursori di sostanze umiche nel suolo (Saiz-Jimenez, 1996). Purtroppo è conosciuto veramente poco circa la loro composizione o decomposizione nel suolo. Butler e Day (1998) riportano che gli enzimi lignolitici di funghi del marciume bianco sono capaci di degradare completamente le melanine fungine e batteriche.

La parete cellulare batterica è invece composta dalla mureina, un peptidoglicano, e contiene carboidrati come pure amminoacidi (Rogers et al., 1980, Koch, 1990). Il carboidrato principale della mureina è composto da N acetilglucosammina e acido N-acetil muramico. Mentre la glucosammina è anche trovata negli insetti e funghi, l'acido muramico si trova solo nei batteri.

Sebbene la parete cellulare dei polisaccaridi dei microorganismi sono facilmente decomponibili, le unità base come glucosammine, galattosammine e acido muramico sono trovati nel suolo dopo idrolisi (Stevenson, 1994) ed essi si accumulano durante la decomposizione (Kogel and Bochter, 1985; Coelho et al., 1997). Inoltre i batteri producono una moltitudine di componenti strutturali come l'acido teiconico, teicurico, lipoteico e lipopolisaccaridi (De Leeuw and Largeau, 1993). Poco è noto circa il loro destino nel suolo. Durante l'ultima decade un numero di alghe e batteri è stato riportato contenere quantità sostanziali di biomacromolecole alifatiche insolubili, non idrolizzabili, dette algani e batterani. Essi derivano dalla condensazione di lipidi complessi e sono localizzati nella parete cellulare (De Leeuw and Largeau, 1993). Essi possono essere relativamente resistenti alla biodegradazione e così hanno un alto potenziale ad accumularsi nel suolo (Augris et al., 1998).

1.3 Decomposizione della lettiera

Un primo sequestro del carbonio da parte del suolo è, come già accennato, il diretto risultato della decomposizione della lettiera che lascia prodotti recalcitranti che si accumulano nello strato organico più superficiale del suolo. D'altra parte anche più in profondità è possibile ritrovare nel

suolo minerale accumulo di materia organica e quindi C; in particolare questa materia organica che comprende anche sostanze liscivate, si attacca alle particelle minerali, formando sostanze ancora più recalcitranti e complesse; inoltre non bisogna dimenticare che questa materia organica è meglio protetta da disturbi come il fuoco o pratiche forestali.

La decomposizione si verifica grazie a tre processi distinti: lisciviazione, frammentazione e catabolismo (Swift et al., 1979).

La lisciviazione è un processo chimico-fisico che implica la rimozione della componente idrosolubile della lettiera, operata dall'acqua piovana. La lisciviazione iniziale della lettiera è stata studiata da diversi autori (Nykqvist, 1959; 1961 a, b, 1963; Jung, 1971; Taylor e Parkinson, 1988; Parson et al., 1990; Ibrahima et al., 1995), che hanno evidenziato come questo processo possa influenzare, anche considerevolmente, le fasi successive della decomposizione. Con la lisciviazione la lettiera perde elementi minerali, come Ca, K, Mg, composti organici, in primo luogo carboidrati e successivamente proteine e acidi organici (Mangenot and Tuotain, 1980).

Generalmente, gli elementi minerali liberati vengono rapidamente riassimilati dalle piante o immobilizzati nel terreno, mentre le sostanze organiche liscivate possono servire da substrati utili per il metabolismo dei micro-organismi nei sottostanti strati di lettiera a stadio di decomposizione più avanzato. Tuttavia, in caso di prolungata lisciviazione, la lettiera può diventare più recalcitrante alla decomposizione, come conseguenza della perdita ingente di composti organici solubili, prontamente degradabili (Mangenot and Tuotain, 1980).

L'entità del fenomeno della lisciviazione dipende sia da "fattori interni", legati alle caratteristiche strutturali e qualitative del detrito vegetale costituente la lettiera e che determinano la capacità della lettiera di assorbire acqua, quali lo spessore della cuticola, e la presenza di strati cerosi superficiali che riducono la lisciviazione di composti potenzialmente tossici oltre ad inibire la penetrazione fungina (Pereina et al., 1998); ma anche da "fattori ambientali". Ad esempio, la lisciviazione è maggiore in condizioni aerobiche rispetto a quelle anaerobiche (Jung, 1971); è accelerata per ambienti temperati in presenza della luce (Nykqvist, 1959; 1961 a, b) ed aumenta all'aumentare della temperatura (Nykqvist, 1959; 1961 a, b); inoltre può essere influenzata dall'entità delle precipitazioni (Buldgen, 1982), soprattutto se accompagnate dal vento (Tukey, 1970).

La lisciviazione può determinare cambiamenti nel peso e nella composizione chimica della lettiera, e la velocità con la quale i vari composti, sia organici che inorganici, vengono perduti, è funzione sia della loro natura chimica, che della specie vegetale d'appartenenza della lettiera in esame (Ibrahima et al., 1995). In ogni caso, i principali cambiamenti sembrano riguardare le concentrazioni nella lettiera, di zuccheri solubili, lignina e cellulosa, con una netta diminuzione della concentrazione di zuccheri e cellulosa ed un cospicuo aumento della lignina. Anche il rapporto lignina/N può aumentare significativamente per effetto della lisciviazione (Ibrahima et al., 1995).

Nel Bacino del Mediterraneo è stato possibile evidenziare che nelle aghifoglie l'importanza della lisciviazione nel processo degradativo complessivo è notevolmente minore rispetto alle latifoglie, tra le quali, per esempio la lettiera di *Castanea Sativa* M. ha perdite doppie per lisciviazione (14,7%) rispetto alla lettiera di *Fagus Sylvatica* L. (6,9%) (Ibrahima et al., 1995).

In effetti, anche se diversi autori hanno riscontrato una certa correlazione tra il pattern di lisciviazione e quello di assorbimento dell'acqua da parte della lettiera (Bernhard-Reversat, 1972; Nagy and Macauley, 1982; Moore, 1986), per le sclerofille del Bacino del Mediterraneo non è stata ancora trovata una relazione statisticamente significativa, tra l'entità dell'assorbimento di acqua da parte della lettiera e la successiva perdita di peso legata alla lisciviazione (Ibrahima et al., 1995).

La frammentazione della lettiera è un processo meccanico compiuto dagli invertebrati detritivori del suolo che attaccano la lettiera, la masticano, la ingeriscono, alcuni la digeriscono parzialmente e la eliminano rielaborata con le feci. Nel passaggio del materiale attraverso il sistema digestivo la lettiera viene principalmente rielaborata nella sua struttura fisica, anche se in alcuni casi il processo può essere accompagnato da modificazioni chimiche enzimatiche. La lettiera frammentata e digerita è ristrutturata in maniera tale da avere un rapporto superficie/volume più alto, e una struttura che favorisce il successivo attacco da parte di batteri e funghi decompositori.

Il catabolismo rappresenta l'insieme delle reazioni chimiche ed enzimatiche responsabili dell'ossidazione dei composti organici presenti inizialmente nella lettiera. La comunità batterica e fungina, grazie alla variabilità enzimatica, è in grado di compiere un'ampia serie di reazioni. Queste reazioni di ossidazione possono essere complete e portare alla formazione di composti inorganici o possono essere incomplete. Nel secondo caso si formano composti intermedi che possono avere vari destini: alcuni composti possono essere incorporati dai microrganismi ed essere utilizzati come substrati per la biosintesi di tessuti corporei, altri, spesso la porzione più consistente, entrano a far parte della materia organica del suolo sotto forma di humus. La lettiera può inoltre perdere un'ulteriore frazione di materia mediante reazioni di ossidazione non enzimatiche che generano forme inorganiche solubili e volatili o intermedi organici solubili che sono poi lisciviati (Swift et al., 1979). I due aspetti più importanti del catabolismo della lettiera in decomposizione sono la mineralizzazione e la formazione dell'humus.

La mineralizzazione (Fig. 1.3) comprende dall'insieme delle azioni biologiche di degradazione del detrito organico e si conclude con il rilascio di CO₂ e nutrienti minerali. Grazie ai loro sistemi enzimatici, i microrganismi del suolo sono in grado di degradare efficientemente la quasi totalità dei substrati presenti nella lettiera regolando così il rilascio di nutrienti fondamentali, quali N, S, P e F (Swift et al., 1979; Bergali et al., 1993). In tal modo i nutrienti sono resi disponibili per le piante e non restano immobilizzati nella necromassa.

La componente di materia organica morta più resistente alla degradazione subisce un processo di umificazione e viene trasformata in humus (Fig. 1.3), complesso di molecole polimeriche con carattere amorfo.

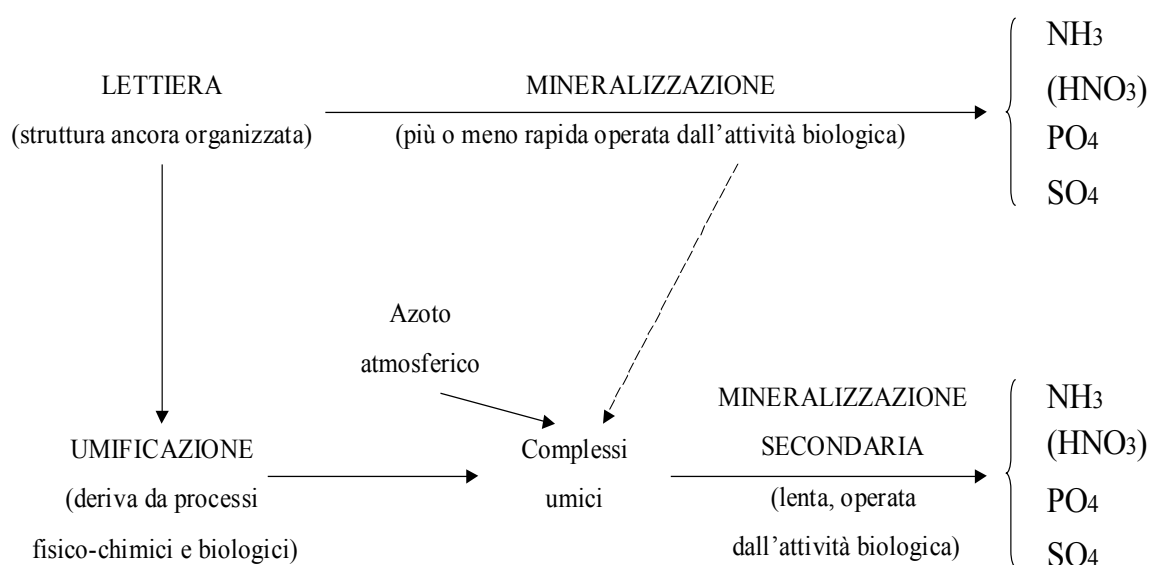


Figura 1.3: **Processi di trasformazione dei detriti vegetali ed animali presenti nella lettiera, ad opera dei microrganismi del suolo (modificato da Duchaufour, 1950).**

Durante il processo di umificazione, i prodotti intermedi, derivanti dai complessi processi di ossidazione ed idrolisi dei composti chimici presenti nella lettiera, vanno incontro a fenomeni di ciclizzazione e polimerizzazione, il cui risultato è la sintesi di colloid organici azotati ed elettronegativi (Fig. 1.4a), i quali, formando complessi argillo-umici con i composti argillosi del suolo (Fig. 1.4c), svolgono le seguenti importantissime funzioni:

- migliorano la struttura e la porosità del terreno, aumentando la permeabilità dei terreni argillosi e la capacità idrica di quelli sabbiosi;
- implementano la resistenza al dilavamento dei nutrienti, favorendo l'assimilazione di questi ultimi, da parte delle piante (Fig. 1.4b);
- aumentano il potere tampone del terreno (grazie alla loro azione acidificante), creando così un ambiente più consono per le attività enzimatiche e la crescita dei microrganismi.
- chelano i metalli pesanti, sequestrandoli dall'ambiente circostante.

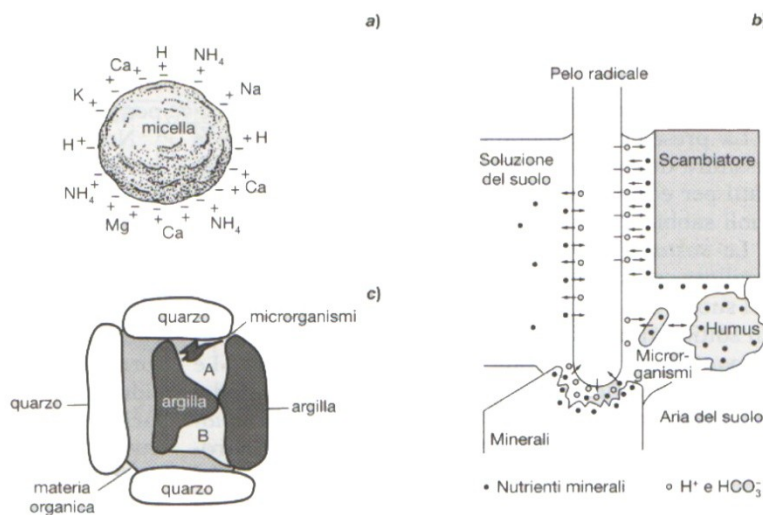


Figura 1.4: a) Micella elettronegativa di argilla o humus, con cariche ioniche positive attratte alla sua superficie (modificati da Eyre, 1968). b) Meccanismo di rilascio degli ioni nella soluzione del suolo, da parte dello scambiatore ionico, costituito da argilla e humus. I nutrienti minerali vengono poi assorbiti dalle piante, a livello dei peli radicali (modificato da Finck, 1969). c) Particelle del suolo, formate dall'aggregazione di composti organici umici o di altra natura, con particelle minerali. Nei micropori, si nota la presenza di cellule batteriche e fungine (da Florenzano, 1983).

Anche l'humus può essere degradato sebbene con velocità molto bassa, e liberare nutrienti minerali secondo un processo di mineralizzazione secondaria (Fig. 1.3). Il processo opposto alla mineralizzazione è l'immobilizzazione, cioè l'incorporazione dei nutrienti inorganici da parte degli organismi decompositori per formare molecole organiche complesse.

1.3.1 Un modello per la decomposizione

La decomposizione è stata studiata da molti autori che hanno cercato di ricavarne un modello che potesse descrivere la dinamica del processo nel tempo ed evidenziare i fattori che lo regolano e la loro successione temporale. Ci sono numerose funzioni matematiche che possono essere usate per

descrivere il processo della perdita di massa della lettiera (Howard and Howard, 1974). Un modello matematico molto usato, il modello a singolo esponenziale (Jenny et al. 1949; Olson 1963), è una equazione di cinetica di primo ordine. Una condizione base per applicare questa equazione è che il processo decompositivo avviene a velocità costante. La formula che lo descrive (Wieder and Lang, 1982) è:

$$M_t = M_0 e^{-kt}$$

ed è spesso usata nella forma

$$\ln(M_t/M_0) = -kt.$$

In entrambe le equazioni, M_0 è la massa iniziale, M_t la massa a un certo tempo, t , e k è la velocità costante di decomposizione. Il modello a singolo esponenziale è basato sull'assunzione che la velocità di decomposizione è costante, e che tutto il materiale di partenza si decompone. Aber et al. (1990) hanno suggerito che questo modello è utile per una varietà di lettiere che hanno perso fino al 20% del peso iniziale. Grazie alla sua relativa semplicità, e alla sua applicabilità alle prime fasi della decomposizione, questo modello è largamente usato (Gholz et al., 2000).

Un modello più complesso, chiamato modello a doppio esponenziale, usa un esponenziale doppio con due costanti di velocità di decomposizione:

$$M_t = Ae^{-k_1 t} + Be^{-k_2 t}$$

Queste costanti possono essere collegate a due differenti componenti della lettiera, o a due differenti fasi della decomposizione (Lousier and Parkinson 1976).

Anche il modello triplo (Couteaux et al. 1998) si basa sull'idea che è necessario usare differenti velocità per differenti componenti del substrato:

$$M_t = Ae^{-k_1 t} + Be^{-k_2 t} + Ce^{-k_3 t}$$

Questo modello divide la lettiera in tre componenti, ciascuno con differenti velocità di decomposizione e stima, per ciascuno di essi, differenti costanti di velocità, permettendo di valutare la velocità potenziale di decomposizione per gli stadi più tardivi.

Particolarmente valido e molto utilizzato è il modello di Berg e Staff (1980), secondo cui la decomposizione comprende due fasi, una iniziale e una tardiva, caratterizzate da differenti velocità e regolate da fattori diversi (Fig. 1.5).

Nella fase iniziale la lettiera mostra una perdita di peso elevata e la velocità di decomposizione è strettamente influenzata dalle condizioni climatiche e dalla composizione chimica iniziale della lettiera, contenuto di N, S, carboidrati semplici e sostanze solubili, ma anche da particolari caratteristiche morfologiche e strutturali.

Nella fase tardiva la velocità della decomposizione diminuisce ed è regolata dal contenuto della lettiera in sostanze recalcitranti, soprattutto in lignina (Berg e Staff, 1980; Berg et al., 1982; Berg e Ekbohm, 1991). Con il procedere del processo degradativo, poiché la quantità relativa di lignina aumenta, il controllo esercitato da questa molecola diventa sempre più rilevante. Secondo questo modello di decomposizione la lettiera raggiunge un valore limite di peso perso (Fig. 1.5), cioè la velocità di degradazione della materia organica tende ad un valore asintotico, raggiunto il quale, la degradazione può continuare a una velocità bassissima e la lettiera rimanente va a costituire il pool di sostanza organica stabile del suolo (SOM). Quindi, in quegli ecosistemi terrestri in cui i limiti massimi di decomposizione per le lettiere sono più bassi, l'accumulo di sostanza organica sotto forma di humus sarà maggiore.

Il valore limite di decomposizione può essere stimato tramite l'equazione proposta da Berg et al. nel 1995 (Fig. 1.5).

Questo valore limite è molto variabile nell'ambito delle diverse lettiera, ma spesso anche della stessa specie, a causa della composizione chimica iniziale della lettiera, delle condizioni climatiche che caratterizzano la produzione di lettiera e la sua decomposizione, dei fattori biologici che possono agire direttamente sul processo o sulle attività fisiologiche e metaboliche degli organismi che vi operano. Ad esempio Berg et al. (1995) riportano valori limite di perdita di peso del 100% per *Pinus contorta*, del 65% circa per *Picea abies* e del 50% per *Abies alba*.

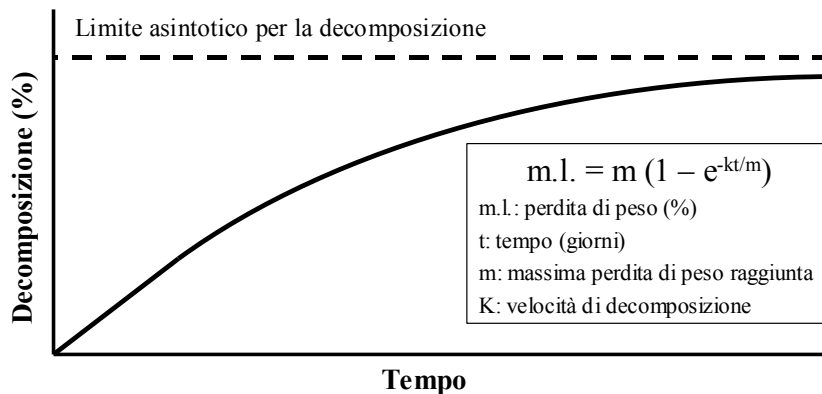


Figura 1.5 : Modello asintotico per la dinamica di decomposizione ed equazione per il calcolo del valore limite di decomposizione della lettiera (Berg et al., 1995).

Il modello asintotico di decomposizione descritto, comunque, fa riferimento ad ambienti sperimentali in cui non c'è l'effetto della fauna del suolo (Howard e Howard, 1974) o a sistemi in cui la fauna del suolo ha una bassissima attività limitata agli stadi iniziali del processo (Berg et al., 1996).

1.3.2 Alcuni fattori che influenzano la decomposizione

Insieme alla qualità della lettiera, il fattore clima è il più importante regolatore della fase iniziale della decomposizione. In particolare nelle aree soggette a clima sfavorevole (siccatà o basse temperature), la decomposizione appare essere influenzata principalmente da fattori climatici, mentre in aree caratterizzate da clima favorevole (disponibilità di acqua, temperatura mite), è la qualità della lettiera che influenza principalmente il processo (Coùteaux et al., 1995).

Il fattore climatico che incide maggiormente sulla decomposizione è la temperatura (Witkamp, 1966; Lousier e Parkinson, 1976; Heal, 1979; Edmonds, 1980): a parità di altre condizioni, la velocità di decomposizione è maggiore a temperature elevate e diminuisce con l'altitudine (Shanks e Olson, 1961). Con l'aumentare della latitudine, a causa della diminuzione della temperatura, il tasso di produzione della lettiera di foglie diminuisce, mentre l'accumulo di sostanza organica nel suolo aumenta, poiché rallenta la sua degradazione.

Anche i cicli giornalieri della temperatura possono influenzare la velocità di decomposizione della lettiera. Nelle zone temperate l'attività microbica è più elevata a mezzogiorno quando la temperatura è più alta (Witkamp, 1966).

Variazioni di temperatura possono influenzare non solo l'attività della microflora ma anche la composizione in specie. Comunque ogni specie microbica richiede temperature ottimali diverse, e

poiché la composizione della microflora varia da luogo a luogo non è possibile stabilire un unico valore ottimale per la decomposizione della sostanza organica.

Nei processi di decomposizione temperature basse in genere riducono la presenza soprattutto dei detritivori e possono ritardare la crescita e l'attività della microflora. L'effetto delle basse temperature si fa sentire soprattutto in foreste decidue di ambienti temperati in cui il regime pluviometrico è costante e l'umidità anche; questo è stato osservato da Cortez (1998) su lettiera miste di latifoglie dello stesso tipo incubate in siti con temperature diverse, nel sito più freddo la velocità di perdita di peso era più bassa e il limite massimo di decomposizione minore. In foreste decidue temperate valori bassi di temperatura hanno un effetto ritardante soprattutto sulle fasi iniziali della decomposizione, dal momento che la caduta delle foglie va a coincidere proprio con l'avvento della stagione fredda. Un altro aspetto 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 maggiormente controllato dalla temperatura del suolo. Anche le proprietà del suolo possono influenzare la velocità di decomposizione della sostanza organica.

Un altro fattore fisico fondamentale nel processo di decomposizione è l'umidità ambientale.

L'umidità e le precipitazioni sono parametri molto importanti perché regolano la disponibilità dell'acqua necessaria sia per la crescita dei tessuti, sia per l'attività della maggior parte degli organismi decompositori. In maniera indiretta l'umidità ambientale può influenzare altri fattori come l'aerazione ed il pH.

Nel microambiente della decomposizione detritivori e decompositori assorbono l'acqua attraverso le loro strutture esterne protettive, e soprattutto batteri e funghi sono in grado di regolare il proprio ambiente osmotico interno, così da mantenerlo sempre ipertonico rispetto al mezzo esterno. Naturalmente quanto più bassa è l'umidità esterna tanto maggiore è l'energia spesa dai decompositori per mantenere il bilancio idrico; tanto minore sarà perciò la loro attività decompositrice.

L'umidità della lettiera e del terreno dipende dall'apporto d'acqua mediante le precipitazioni, dalla intercettazione da parte della vegetazione e dalle perdite dovute ad evapotraspirazione e drenaggio.

Importanti sono anche la temperatura dell'aria e del suolo, la natura fisica del terreno e le caratteristiche della copertura vegetale. In un ecosistema forestale l'umidità del suolo tende a mantenersi abbastanza alta anche quando l'apporto delle precipitazioni non è elevato a causa dell'intercettazione delle chiome degli alberi, le quali al tempo stesso aumentano l'ombreggiamento riducendo l'evapo-traspirazione (Wilson, 1993).

Van Cleve e Spragne (1971) hanno osservato che i livelli respiratori di lettiera mista, prelevata dalle foreste boreali ad intervalli regolari nel corso dell'anno, erano costanti, ad eccezione del periodo estivo in cui diminuivano in concomitanza con la riduzione dell'umidità sotto il 50%. Risultati di Olofsson (1988) evidenziano l'importanza di ritenzione del terreno in uno studio dove la velocità di perdita in peso di lettiera di *Pinus silvestris* incubate in tre siti adiacenti aumentava in proporzione all'aumentare della capacità di ritenzione idrica del terreno.

L'umidità può risultare un fattore limitante soprattutto in regioni con clima mediterraneo che mostrano l'alternarsi di una stagione arida con una piovosa. Secondo i risultati ottenuti da Virzo de Santo et al., (1991) è in particolare il contenuto idrico della lettiera, più che l'umidità del suolo a controllare la velocità di decomposizione in queste regioni. In un successivo esperimento degli stessi autori (1993) lettiera di *Pinus silvestris* è stata incubata in siti diversi con caratteristiche climatiche diverse, e per essa sono stati osservati andamenti di decomposizione diversi: ad esempio

nel sito del Monte Taburno l'umidità costante ed elevata non costituisce un fattore limitante per la decomposizione che è controllata dalla composizione chimica della lettiera, nel sito di Terzigno, invece, la stagione arida estiva comporta un blocco della decomposizione che termina con il ritorno delle piogge (Virzo de Santo et al., 1993).

Lo stesso discorso vale per lettiera di latifoglie (Escudero et al., 1987), che si differenziano dalle aghifoglie per una maggiore capacità di trattenere l'acqua (Ibrahima et al., 1995).

La velocità di decomposizione della lettiera è comunque condizionata dall'interazioni dei diversi fattori climatici.

Per valutare l'effetto del clima sulla decomposizione si ricorre, generalmente, all'uso dell'indice di evapotraspirazione (AET), che si è dimostrato essere un accurato parametro per predire la velocità di perdita di massa della lettiera (Meentemeyer and Berg, 1986). In un lavoro condotto da Berg et al., (1993), è stato evidenziato come, all'aumentare dell'indice di evapotraspirazione, procedendo da più alte a più basse latitudini, i valori di velocità di decomposizione relativi al primo anno, passino dal 10,9% nel Circolo Artico, al 43,7% in Germania.

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.

La disponibilità dei nutrienti d'altra parte regola la produttività primaria e l'attività degli organismi edafici.

Un altro parametro molto importante è l'acidità del suolo che non solo influenza le reazioni chimiche ma orienta l'attività biologica, in quanto il pH ottimale per lo sviluppo di popolazioni batteriche è intorno a 6-7, mentre in suoli acidi e subacidi l'attività biologica è svolta prevalentemente dai funghi. 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 disturbato per attività agricole o ricreative, usualmente si ha una riduzione nell'arrivo al suolo di materiale organico e si assiste ad un declino del contenuto di C organico.

La produzione primaria netta aumenta, specialmente con la fertilizzazione, ma una larga parte della biomassa è rimossa con il raccolto. Quando il disturbo comporta la distruzione dei macroaggregati, o la frammentazione degli aggregati organo-minerali, aumentano le perdite di humus a seguito di fenomeni erosivi dovuti al vento e alle precipitazioni. Inoltre la diversa compattazione del suolo così come differenti proporzioni nel rapporto fra la fase solida e i pori del terreno può influenzare intensamente l'attività degradativa da parte della biomassa microbica presente nel suolo, portando ad una drastica riduzione dei livelli di sostanza organica.

Molti sono quindi i fattori che determinano le quantità di materiale organico che raggiungono il suolo, la parte che viene convertita in CO₂, quella che viene incorporata nella biomassa del suolo e quella che viene convertita in sostanze umiche e complesse, nonché le interazioni di tali fattori.

Il mantenimento di un livello di equilibrio della sostanza organica richiede che la quantità di C che raggiunge il suolo sia approssimativamente uguale all'emissione di CO₂ nell'atmosfera, per cui in un suolo indisturbato il contenuto di sostanza organica rimane essenzialmente costante anno dopo anno. Al contrario, in un ecosistema soggetto all'azione umana l'equilibrio tra il C in entrata nel sistema ed il C perso in seguito alla mineralizzazione è spostato notevolmente verso il secondo termine.

1.4 Carbonio organico solubile in acqua (WSOC)

La materia organica nel suolo e i sedimenti sono dominati da residui di piante e dalle sostanze umiche. L'intero pool di carbonio organico nel suolo e nei sedimenti può essere classificato in due frazioni basate sulla solubilità in H₂O: la frazione del C solubile in acqua (WSOC) nel suolo o nei sedimenti che include l'intero pool del carbonio organico che è solubile in H₂O e il carbonio organico insolubile (WIOC). Il secondo è l'aggregato di tutto il carbonio organico nel suolo e nei sedimenti. Un complesso flusso tra WIOC e WSOC è risultato di reazioni chimiche abiotiche e biotiche (Fig. 1.6). Questi processi chimici e microbiologici di trasformazione e degradazione sono generalmente molto lenti. Il pool di WIOC può essere o vecchio e veramente stabile o relativamente giovane, con un'età media di parecchie centinaia di anni o di solo poche decadi, rispettivamente (Cao et al., 1999). Nel suolo o nei sedimenti, il WSOC può essere inoltre diviso in due pools: quello assorbito sulle particelle (WSOC-I pool) e quello dissolto nell'acqua dei pori interstiziali (WSOC-II pool). Entrambi questi pool possono essere trasportati dall'acqua di lisciviazione e costituire il carbonio organico dissolto (DOC) (Fig. 1.6).

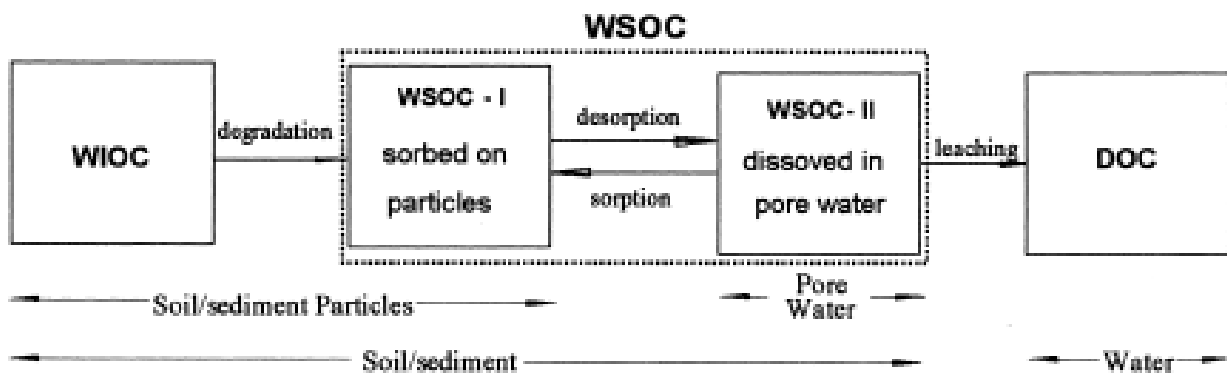


Figura 1.6: rappresentazione schematica del flusso tra WSOC, WIOC e DOC.

La figura 1.7 mostra i complessi organo-minerali (residui organici, sostanze umiche e umina) all'interno del suolo. Essi sono tenuti insieme da forze chimiche e fisiche a formare aggregati granulari. L'H₂O che sta tra gli aggregati è considerata come acqua gravitazionale dei pori, e quella tenuta da forze capillari tra i complessi organo-metalli è considerata come acqua capillare dei pori. WIOC si decompone continuamente per generare WSOC a velocità molto lenta. Dopo la degradazione il C organico è assorbito sulla matrice del suolo, poi se è rilasciato passa nell'acqua capillare del suolo, da qui poi per diffusione passa nei pori gravitazionali, da dove è lisciviato come DOC. WSOC dissolto nell'acqua dei pori capillari può passare nell'acqua dei pori gravitazionali attraverso un gradiente di concentrazione. WSOC assorbito negli aggregati granulari deve essere prima staccasi dagli aggregati e poi migrare attraverso una diffusione molecolare nell'acqua di pori capillari.

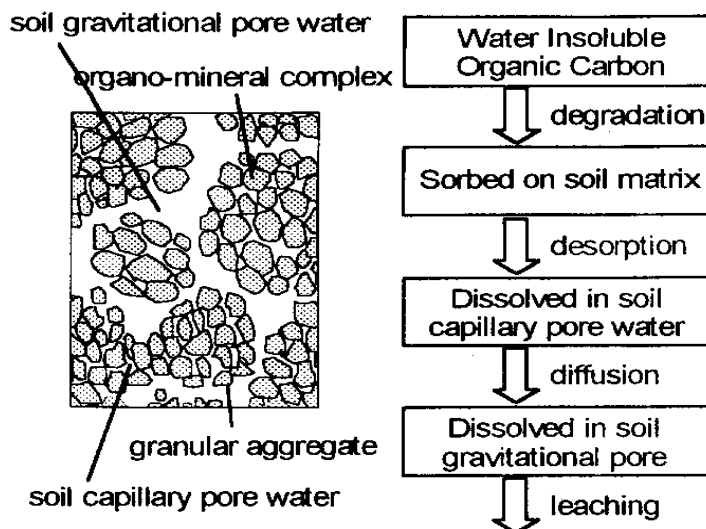


Figura 1.7: complessi organo-minerali del suolo

Molecole altamente solubili in acqua così come glucosio o amminoacidi possono distribuirsi tra la forma dissolta e quella assorbita del WSOC. Esiste, quindi un certo equilibrio che dipende dalla velocità di degradazione della materia organica e dai processi di assorbimento o rilascio alle particelle del suolo e diffusione del WSOC nonché dalla lisciviazione. La complessità di questo sistema dà una serie di problemi anche nella determinazione della frazione di carbonio organico solubile nel suolo e nei sedimenti; questa frazione spesso non è totalmente estratta e c'è sempre una porzione del carbonio organico che è solubile in acqua che resta nel campione del suolo dopo l'estrazione (Shu Tao and Bin Lin, 1996). In accordo a questa visione, si parla di WEOC ossia il carbonio organico ottenuto da una data massa o volume di suolo attraverso una estrazione in soluzione acquosa. La quantità del carbonio organico solubile rimanente nella fase solida dopo l'estrazione dipende dal volume dell'estrante usato e dal mezzo di estrazione oltre alle proprietà del suolo o dei sedimenti e dal WSOC stesso.

Il WSOC rappresenta solo una piccola parte del carbonio organico totale nel suolo (Metting, 1993). Tuttavia è considerato la principale frazione mobile e reattiva del carbonio organico così può controllare un numero di processi fisici, chimici e biologici sia nell'ambiente acquatico che in quello terrestre (Marschner and Kalbitz, 2003). Poiché il WSOC è la più importante sorgente di carbonio per i microorganismi del suolo, sia l'aspetto quantitativo che quello qualitativo di questa frazione sono veramente importanti per gli studi dell'ecosistema (Schnabel et al., 2002; Gregorich et al., 2003; Kalbitz et al., 2003; Bolan et al., 2004; Embacher et al., 2007).

Nello studio di Scaglia e Adani (2009), sono stati esaminati 7 suoli differenti, tra cui uno sotto pino e uno sotto faggio, per quantificare il contenuto di WSOC, utilizzando rapporti differenti suolo-acqua (1:1 ; 1:2; 1:5). Il più alto rapporto di estrazione (1:1) fornisce la più alta concentrazione di WEOC (mg/L) nella soluzione, quando il rapporto suolo/acqua decresce, anche il contenuto di WEOC decresce indipendentemente dal tipo di suolo. Tuttavia, il WEOC totale estratto dal suolo (mg/g suolo secco) non era statisticamente differente tra la maggior parte dei suoli esaminati. I suoli di pino e faggio hanno mostrato il più alto contenuto di WEOC con i rapporti 1:5 di suolo/acqua (0,914 e 0,909 mg/g suolo secco). Utilizzando il rapporto 1:2 e facendo variare i tempi di estrazione del WEOC (30, 60 e 120 min) furono osservati due trend: per la maggior parte dei suoli, incluso quello sotto faggio, il tempo di estrazione non influenzava il WEOC; inoltre, per altri suoli come quello sotto pino, come il tempo di estrazione aumentava, così WEOC si riduceva. Per questi ultimi

suoli, una degradazione biologica del WEOC era esclusa perché era stato aggiunto HgCl alla soluzione per prevenire questo. Probabilmente un tempo di estrazione più lungo determina un fenomeno di assorbimento sulle particelle di suolo. Inoltre i suoli forestali mostravano differenze nella biodegradabilità del WSOC. La lettiera di alberi forestali (ad esempio faggio, abete) contiene più molecole recalcitranti (lignine, tannini e fenoli) rispetto ai residui dei raccolti agricoli (Kuiters and Sarink, 1986; Kuiters and Denneman, 1987; Chantigny, 2003) che invece hanno un più alto contenuto di molecole labili (esempio carboidrati e aminoacidi) che possono essere facilmente degradati dai microorganismi (Delprat et al., 1997; Leinweber et al., 2001; Kalbitz et al., 2003). Molti autori hanno riportato un più alto contenuto di frazione recalcitrante (es. acidi fenolici, composti idrofobici aromatici) per lettiera di alberi di pino che per lettiera di foreste legnose (faggio) (Kuiters and Sarink, 1986; Kuiters and Denneman, 1987), i quali contengono più sostanze facilmente degradabili, idrofiliche, composti a basso peso molecolare (es. zuccheri, aminoacidi, acidi alifatici) (Kiikkilä et al., 2006).

La lettiera di foglie è il principale input del carbonio organico nei suoli forestali e la decomposizione è uno dei più importanti processi che determinano la quantità del C organico che resta nel pavimento forestale (articolo 20 Berg et al., 2001). Durante la decomposizione parti di lettiera sono lisciviate dallo strato di lettiera e percolano come carbonio organico disciolto (DOC) nel suolo minerale (articolo 20 Qualls and Haines, 1991; Kalbitz et al., 2000). In alcuni studi, l'orizzonte di lettiera è considerato essere la principale sorgente di DOC nei suoli (articolo 20 Qualls and Haines, 1991; Michalzik and Matzner, 1999). Durante la decomposizione della lettiera l'area superficiale specifica e la permeabilità della lettiera aumenteranno, portando ad un aumento del lisciviaggio del DOC. Il DOC gioca un importante ruolo nel trasporto, mineralizzazione e stabilizzazione del C nei suoli (articolo 20 Kalbitz et al., 2000). Kuiters e Mulder (1993 articolo 20) hanno trovato le più grandi quantità di DOC lisciviate dalla lettiera di piante decidue, mentre Strobel et al (articolo 20 2001) hanno estratto le più grandi quantità di DOC da foreste di abete se confrontate con quelle di faggio e quercia. In pratica, la specie vegetale ma anche il grado di decomposizione della lettiera potrebbero influenzare la quantità e la qualità del DOC. La lettiera fresca rilascia composti organici altamente solubili e facilmente degradabili (articolo 20 Norden and Berg, 1990). A sua volta, il relativo arricchimento di composti lignina derivati durante la decomposizione della lettiera (articolo 20 Norden and Berg, 1990; Baldock et al., 1992) potrebbe risultare in un DOC con un carattere più aromatico. Questi cambiamenti nella composizione del DOC potrebbero influenzare la sua stabilità microbica poiché i composti lignina-derivati sono i più stabili (articolo 20 Kalbitz et al., 2003 a). Comunque, gli effetti della decomposizione della lettiera sulla composizione del DOC non sono stati completamente studiati poiché i campioni di suolo acquosi in situ contengono una miscela di DOC derivati dalla materia organica con differenti stadi di decomposizione.

Nello studio di Don e Kalbitz (2005), la lettiera è stata decomposta in situ in litterbags, ed è stata lisciviata in laboratorio per valutare il rilascio del DOC, con lo scopo di esaminare l'effetto della decomposizione di cinque differenti tipi di lettiera sulla quantità e le proprietà spettroscopiche del DOC e sulla sua degradabilità microbica. Dallo studio è emerso che le foglie fresche hanno rilasciato la più grande quantità di DOC per tutte le lettiere, con valori di $16.0 \text{ mg} \cdot \text{gC}^{-1}$ per il faggio, e valori di $33.3 \text{ mg} \cdot \text{gC}^{-1}$ per il pino. Il rilascio di DOC è diminuito durante i primi mesi della decomposizione della lettiera per tutte e 5 le specie di lettiere esaminate. Comunque, il DOC soprattutto per gli aghi tende ad aumentare, raggiungendo sopra il $11.2 \text{ mg} \cdot \text{gC}^{-1}$ per abete e $9.4 \text{ mg} \cdot \text{gC}^{-1}$ per pino, nei mesi successivi. Il DOC estratto da abete e pino quasi raddoppia dal quarto al

quinto mese di decomposizione. L'esperimento ha mostrato che l'assorbanza specifica UV a 280 nm e l'indice di umificazione (HIX), dedotto dallo spettro di emissione fluorescente dei percolati di lettiera, si sono distinti per le specie e a seconda dello stadio di decomposizione della lettiera. I dati di HIX hanno indicato la più grande aromaticità e complessità del DOC dalla lettiera di acero. Valori molto piccoli di HIX sono stati misurati per il DOC della lettiera di pino. Questo è il caso soprattutto degli aghi freschi. Per i percolati di tutte le specie di lettiera sono stati misurati valori di proprietà spettroscopiche che aumentano con l'aumentare del tempo di decomposizione. I percolati delle conifere (pino e abete) hanno mostrato un continuo aumento dell'assorbanza UV e dell'HIX con l'aumento della perdita di massa della lettiera o con l'aumentare del tempo di decomposizione. A causa della bassa perdita di massa della lettiera di faggio la correlazione tra l'HIX e la perdita di massa non era significativa.

Secondo Don e Kalbitz (2005), come osservato per le proprietà spettroscopiche, la biodegradabilità dei percolati delle lettiere dipende fortemente dalle specie di lettiera. Infatti il DOC da campioni freschi ha mostrato la più alta biodegradabilità: circa il 95% del DOC della lettiera di pino e il 77% della lettiera di abete era mineralizzato in 42 giorni. In generale, il DOC da lettiera decomposta (dopo i 42 giorni di decomposizione) era il 34% meno degradabile rispetto al DOC estratto da lettiera fresca. La biodegradabilità del DOC dalla lettiera di conifere soprattutto decresce in media dal 95 al 50% (pino) e dal 77 al 31% (abete). La più grande decrescita nella biodegradabilità del DOC dalla lettiera di conifere ha coinciso con l'aumento dei valori delle proprietà spettroscopiche. La mineralizzazione del DOC è correlata fortemente alle proprietà spettroscopiche. Così alti valori delle proprietà spettroscopiche corrispondono ad una bassa degradabilità del DOC. Dopo un certo tempo di decomposizione la produzione di DOC tende ad aumentare soprattutto dalla lettiera di conifere. Questo può essere spiegato dalla struttura del tessuto e dalla composizione chimica degli aghi. Sebbene la lettiera di piante decidue ha un sottile strato epidermico, gli aghi hanno uno spesso strato epidermico e ipodermico il quale può proteggere parte del tessuto dall'essere rotto e lisciviato (Esau, 1965 articolo 20). Questo può essere la ragione per cui le foglie spesso rilasciano più DOC rispetto agli aghi (Kuiters and Mulder, 1993 articolo 20). Cmq già dopo 12 mesi di decomposizione della lettiera gli aghi hanno rilasciato più DOC rispetto alle foglie. Questo in parte spiega un più grande flusso di DOC nelle foreste di conifere rispetto a quelle decidue (Currie and Aber). I risultati di Don e Kalbitz (2005), enfatizzano che la lettiera decomposta è un importante sorgente di DOC. Così differenti stadi di decomposizione possono essere tenuti in conto per interpretare la lettiera come sorgente di DOC, poiché la più grande perdita di massa degli aghi è risultata in un aumento del DOC. La decomposizione degli aghi sembra promuovere il rilascio di DOC mentre la decomposizione delle foglie no. La sola spiegazione potrebbe essere la differente morfologia delle foglie e degli aghi come detto prima.

Per il DOC di abete e degli aghi di pino, Don e Kalbitz (2005), hanno misurato un aumento dell'indice di umificazione (HIX) e della assorbanza degli UV con il procedere della decomposizione degli aghi e di conseguenza un significativo cambiamento della qualità del percolato della lettiera verso una più grande complessità e aromaticità dei composti organici con l'aumentare della decomposizione della lettiera. Dopo 12 mesi di esposizione in campo la loro assorbanza media è aumentata. Questo non può essere spiegato solo da un relativo accumulo di materia organica recalcitrante con un' alta aromaticità ma anche con una variazione della fonte di DOC. Sembra che negli stadi più tardivi della decomposizione, i composti lignina-derivati (più grande indice di umificazione e assorbanza UV) contribuiscono più al rilascio del DOC rispetto alla fase iniziale. Questo è confermato dalla decrescita della degradabilità del DOC dopo la

decomposizione della lettiera perché i componenti del DOC derivati dalla lignina sono più stabili (Kalbitz et al., 2003 a). Questo aumento è stato pronunciato soprattutto nelle conifere .

Non è stato invece trovato un continuo aumento nei composti complessi e aromatici per il DOC della lettiera decidua. L'epidermide sottile delle foglie può non solo essere responsabile dell'assenza di un aumento di DOC ma anche dalla costanza delle sue proprietà. Le proprietà spettroscopiche misurate indicano che il pool della materia organica coinvolta nella produzione del DOC non cambia durante la decomposizione della lettiera di foglie, come invece osservato per gli aghi.

In pratica, la protezione fisica, caratteristiche fisiche intrinseche della materia organica, determinano la sua stabilità nei suoli. Un'alta produzione di DOC con alta stabilità può portare a un rilevante input di C nel suolo minerale.

Secondo Don e Kalbitz (2005), i percolati di lettiera con alte velocità di mineralizzazione di DOC non derivano generalmente dalla lettiera con alta velocità di decomposizione (perdita di massa). Il DOC dalla lettiera di pino ha mostrato un' alta velocità di mineralizzazione ma la lettiera stessa ha mostrato solo una intermedia perdita di massa. Sebbene la decomposizione della lettiera e la dinamica del DOC sono processi collegati, queste differenze enfatizzano che la stabilità del DOC lisciviato solo in parte spiega il complesso processo di decomposizione della lettiera.

In uno studio di Froberg et al. (2007 articolo 16) condotto in 4 siti forestali, è stata aggiunta lettiera arricchita con ^{14}C al suolo per quantificare la proporzione di DOC nel suolo minerale che si origina dalla decomposizione di lettiera fresca. Il C radioattivo è un eccellente mezzo per studiare il turnover del C nel suolo e può essere usato come traccia di differenti sorgenti di C nell'ecosistema. E' usato anche per avere informazioni sul movimento del DOC nel profilo del suolo (Trumbore et al., 1992; Michalzik et al., 2003; Fröberg et al., 2005). L'analisi radiochimica ha stabilito una concentrazione di DOC a 15 e a 70 cm di profondità di 7 e 4 mg *L⁻¹ rispettivamente. Secondo i dati ottenuti solo il 14% del DOC a 15 cm di profondità era derivato direttamente dalla lettiera addizionata. A 70 cm, sebbene ci fosse solo una piccola frazione di DOC derivato da lettiera fresca, i più grandi segnali di ^{14}C nel DOC suggerivano che una significativa frazione di esso era derivata o dalla materia organica presente nei 15 cm sovrastanti di suolo o da C presente a profondità maggiori. I limitati input di DOC al suolo minerale da lettiera fresca, è in accordo con altri studi: usando ^{13}C , Hagedorn et al., (2003) hanno trovato che il 90-95% del DOC tra i 5 e i 10 cm di suolo aveva un'età di 4 anni; usando ^{14}C Michalzik et al. (2005) hanno osservato che il DOC nel suolo minerale era principalmente derivato da materia organica umificata; in uno studio del 2006, Froberg et al., hanno trovato che il DOC raccolto dall'orizzonte B era derivato dal suolo minerale stesso e non dall'orizzonte O. Il C derivato dalle radici rappresenta una sorgente alternativa di DOC attraverso il profilo del suolo. Lo stock di biomassa viva di radici fra 15 e 60 cm di profondità del suolo è stata stimata essere di circa 60 mg m⁻², con un turnover di molti anni (Joslin et al., 2006). Dallo studio di Froberg (2007), inoltre è emerso che gli input di DOC dalla lettiera fresca corrispondono a circa l'1% o meno degli stocks di C presenti nel suolo minerale fra i 15 e i 60 cm di profondità. Lo studio di Froberg (2007) suggerisce che materiali rapidamente lisciviati da lettiera caduta fresca sono fortemente ritenuti o consumati vicino alla superficie del suolo, tuttavia una piccola frazione di DOC derivato dalla lettiera si muove attraverso il suolo senza ritenzione.

In uno studio di Jiang Pei-Kun et al., (2006) sono stati messi a confronto 3 siti forestali: una foresta di latifoglie, una pineta (*Pinus massoniana* Lamb.) e una foresta di abete (*Cunninghamia lanceolata*), per esaminare la quantità e le dinamiche del carbonio nel suolo sotto diversi tipi di vegetazione forestale. Nella prima foresta è risultata una più alta quantità di carbonio totale (25,02 g

Kg^{-1}) insieme a una più alta frazione di WSOC ($0,189 \text{ g Kg}^{-1}$) e di biomassa microbica del suolo ($0,315 \text{ g Kg}^{-1}$) rispetto alla pineta ($15,97 \text{ g Kg}^{-1}$ di TOC, $0,144 \text{ g Kg}^{-1}$ di WSOC e $0,260 \text{ g Kg}^{-1}$ di MBC) e alla foresta di abete ($16,00 \text{ Kg}^{-1}$ di TOC, $0,165 \text{ g Kg}^{-1}$ di WSOC e $0,257 \text{ g Kg}^{-1}$ di MBC). Nella foresta di latifoglie, le frazioni WSOC e MBC sono significativamente più alte rispetto alle altre due foreste, ma rappresentano anche una frazione significativamente più piccola del C totale. Secondo Pei-Kun et al., (2006), la più grande quantità e la più grande varietà di C organico del suolo di una foresta potrebbe provvedere a una varietà di sorgenti nutritive per i microorganismi nel suolo da aumentare l'attività microbica. Però la bassa labilità della SOM sotto una foresta potrebbe essere la ragione di una più bassa proporzione di TOC come WSOC e MBC nel suolo. Confrontando l'andamento stagionale della temperatura dei tre siti esaminati con l'andamento stagionale delle concentrazioni (g Kg^{-1}) del MBC e del WSOC, è risultato che il MBC è generalmente più abbondante nella stagione calda, mentre il WSOC ha valori bassi proprio nella stagione calda, cioè ha un andamento opposto a quello del MBC. In effetti, se si tiene conto che il WSOC è generato dalla decomposizione della SOM della lettiera (), allora la sua produzione dovrebbe aumentare nella stagione calda. Ma la più alta attività dei microorganismi del suolo nella stagione calda, comporta una riduzione del WSOC. Alla stessa conclusione pervengono Wang et al. (2002). Secondo Jiang Pei-Kun et al (2006), l'effetto del tipo di vegetazione e delle condizioni climatiche sul pool di carbonio nel suolo si riflette nelle quantità e nelle dinamiche delle differenti frazioni del carbonio del suolo. Inoltre poiché le dinamiche del MBC e del WSOC sono opposte quando confrontate all'andamento stagionale della temperatura, allora, sotto stesse condizioni climatiche un suolo può accumulare più carbonio, ma esso è meno labile.

1.5 Componente biotica della materia organica del suolo

Suolo e lettiera costituiscono due parti dello stesso sistema, sono strettamente legati e scambiano energia e materia grazie alla microflora e in particolare ai funghi che con il loro micelio mettono direttamente a contatto la lettiera con l'humus e gli altri orizzonti superficiali del suolo mediando scambi di nutrienti tra i due compartimenti; questi trasferimenti avvengono per lo più dal compartimento più ricco a quello più povero (Berg & Soderstrom, 1979). Fenomeni fisici come la lisciviazione, e processi di diffusione di materia lungo il film d'acqua secondo il gradiente di concentrazione, contribuiscono allo scambio di nutrienti tra suolo e lettiera e viceversa.

La componente vivente della sostanza organica rappresenta una frazione che va dal 2 al 10% della materia organica presente.

La comunità edafica ricca e diversificata è costituita da pedofauna e microflora. Ritz et al. (1996) riportano che un centimetro cubo di suolo di prateria ospita centinaia di milioni di batteri, decine di migliaia di protozoi, centinaia di metri di ife fungine, diverse centinaia di nematodi, acari ed insetti ed una miriade di altri organismi. Molte migliaia di specie animali trascorrono tutta o buona parte della loro vita nel suolo o nella lettiera (Coleman & Crossley, 1996).

Si tratta di organismi di dimensioni variabili da pochi micron fino a diversi millimetri, che vengono generalmente classificati in base alle dimensioni corporee (Swift et al. 1979) e divisi in microflora e microfauna, mesofauna, macrofauna e megafauna.

Fondamentale è l'attività della componente vivente del suolo, per la decomposizione ed il riciclo della materia, nei cicli biogeochimici dei nutrienti e in processi come l'azoto-fissazione e la denitrificazione.

La pedofauna svolge un ruolo indiretto nella decomposizione della necromassa, aiutando la comunità microbica, sminuzzando i resti di animali e piante, rimescolando e ridistribuendo la sostanza organica degli strati superficiali del suolo (Edwards et al., 1970).

La comunità microbica del suolo svolge quindi un ruolo fondamentale nel funzionamento degli ecosistemi terrestri poiché è la principale responsabile del processo di decomposizione della sostanza organica, che libera i nutrienti altrimenti immobilizzati nella necromassa, rendendoli così nuovamente disponibili per i produttori. Infatti, anche se la degradazione della sostanza organica include processi abiotici, quali l'alternanza di fenomeni di gelo e disgelo delle soluzioni intra ed extracellulari, che determina la rottura meccanica della lettiera, la lisciviazione ad opera dell'acqua piovana di minerali e di composti organici a basso peso molecolare idrosolubili, la mineralizzazione mediata dal fuoco e l'ossidazione spontanea della sostanza organica (Amato et al. 2004), sono gli organismi edafici che svolgono in modo preponderante tale funzione. In particolare sono i microrganismi, a contribuire ai processi di decomposizione della sostanza organica del suolo almeno per il 90% (Lavelle e Spain 2001). Solo batteri e funghi infatti posseggono complessivamente il corredo enzimatico necessario a degradare tutte le molecole organiche naturali, mentre la pedofauna svolge essenzialmente un ruolo indiretto. Come già accennato essa infatti coadiuva l'attività microbica in diversi modi (Edwards et al. 1970): triturando corpi di animali e di piante morti o parti di questi in modo da aumentarne la superficie esposta all'attacco microbico, disgregando e lisando i tessuti animali e vegetali che così diventano più suscettibili all'attacco microbico, modificando chimicamente i residui organici, formando aggregati tra la sostanza organica e la componente minerale del suolo, rimescolando la sostanza organica negli strati superficiali del suolo, influenzando l'attività e la biomassa dei decompositori, nonché la ricchezza e la composizione in specie delle loro comunità (Hanlon & Anderson 1979; Parkinson et al. 1979), contribuendo alla dispersione delle spore e delle ife fungine (Nannipieri 1993).

E' la microflora, la componente più abbondante del suolo. Questa è costituita da un numero elevatissimo di specie microbiche, che includono batteri, attinomiceti, funghi e microalghe (Paul & Clark 1996).

I batteri sono gli organismi più numerosi del suolo, infatti un grammo di suolo può contenere anche diversi miliardi di batteri (Paul & Clark 1996).

La microflora svolge un'azione ossidativa sia sulla lettiera intatta appena entrata nel subsistema decompositivo, sia su quella precedentemente frammentata e rielaborata dai detritivori. La sua azione si svolge con la produzione di enzimi extracellulari che riducono polimeri complessi in molecole più piccole, ma anche con l'incorporazione nelle singole cellule batteriche o fungine di molecole che sono degradate o mineralizzate.

Il primo attacco del substrato spesso è opera dei batteri cellulosolitici, successivamente agiscono protozoi come le amebe, che nutrendosi di batteri permettono ai funghi di intervenire sulle fibre di lignina da essi liberate.

I batteri nella maggior parte dei casi, sono specializzati nella promozione di reazioni molto specifiche, come ad esempio la decomposizione delle proteine o di residui carboniosi (amido, cellulosa), dei grassi e degli oli, di composti poco solubili del ferro e del fosforo ecc. Molto importanti sono anche i batteri che prendono parte al ciclo dell'azoto ed in particolare gli azotofissatori che rendono disponibili per le piante l'azoto atmosferico e quelli che trasformano l'ammonio in nitrati (Schudel 2008).

I funghi sono, dopo i batteri, gli organismi del suolo numericamente più abbondanti e costituiscono spesso i microrganismi dominanti in termini di biomassa, infatti possono costituire ben il 70-80 % del peso dell'intera biomassa microbica (Miller & Lodge 1997).

I funghi e le alghe portano alla formazione di un fine tessuto di filamenti sotto la superficie del suolo e in particolare per i funghi, sono i principali degradatori della materia organica morta (Schudel 2008).

I funghi, presenti nel suolo in quantità molto rilevanti, sono organismi eterotrofi, caratterizzati dalla formazione di miceli, formati da filamenti chiamati ife che possono avere estensione ridotta o forma ramificata e molto estesa. L'azione svolta dai funghi nel suolo è abbastanza variegata; importante è il ruolo svolto nei processi di degradazione delle sostanze caratterizzate da un rapporto C/N molto alto (Jenkins 2005).

Svolgono, quindi, un ruolo importante nei processi di degradazione della sostanza organica, soprattutto di quella più recalcitrante, avendo spesso un complesso corredo enzimatico capace di degradare completamente molecole complesse come la lignina. I funghi sono in grado di operare in condizioni di acidità del suolo, meno favorevoli allo sviluppo dei batteri. I funghi, principali responsabili della decomposizione della lignina, vengono distinti in funghi del marciume bianco, bruno e molle in base ad evidenti differenze di specificità di substrato e alle diverse capacità e velocità di biodegradazione della cellulosa, dei carboidrati non cellulosici e della lignina, presenti nei tessuti legnosi (Kögel-Knabner 2002).

I funghi appartenenti al gruppo del marciume molle, tra cui vari Ascomiceti e funghi imperfetti, attaccano il legno umido, formando parti molli nei tessuti vegetali. I funghi del marciume bruno comprendono numerosi Basidiomiceti e sembrano possedere una particolare specificità di substrato per il legno di Gimnosperme, mentre il gruppo dei funghi del marciume bianco, anch'esso per lo più costituito da Basidiomiceti, sembra attaccare preferenzialmente il legno di Angiosperme (Kögel-Knabner 2002).

Sembra che solo i funghi del marciume bianco, siano in grado di operare la degradazione completa della lignina fino a CO₂ ed H₂O, mentre quelli del marciume bruno e del marciume molle indurrebbero una mineralizzazione solo parziale (Kögel-Knabner 2002).

Le alghe, organismi eterotrofi, sono limitate alle zone superficiali del suolo, producono polisaccaridi extracellulari che favoriscono la strutturazione del suolo, rilasciano sostanze stimolanti o inibitrici e alcune possono fissare azoto atmosferico. Inoltre sono presenti i protozoi abbondanti e ben distribuiti in tutto lo spessore dei primi centimetri del suolo. I flagellati e le amebe rappresentano la maggior parte dei protozoi del terreno, soprattutto nelle comunità biologiche che si formano a ridosso delle radici delle piante (rizosfera). I protozoi sono particolarmente importanti nell'ecologia complessiva del suolo e il loro ruolo è sostanzialmente quello di esercitare un controllo sulle popolazioni di batteri di cui si nutrono.

Infine i virus sono gli organismi più piccoli e vivono generalmente da parassiti in piante, animali, batteri e occasionalmente funghi (Lavelle & Spain 2001). Alcuni virus sono associati al suolo in maniera specifica. Di solito vengono trasmessi al suolo tramite nematodi o funghi.

1.5.1 Fattori che influenzano la comunità microbica del suolo

Diversi sono i fattori che sembrano influenzare la biomassa e la ricchezza di specie della pedofauna. Le condizioni climatiche, la tipologia di suolo ed il suo stadio di maturazione, giocano sicuramente

un ruolo cruciale ma, altrettanto importanti, sembrano essere sia la composizione chimica della lettiera, che il suo grado di complessità ed eterogeneità. Diversi studi sono stati infatti condotti sull'appetibilità della lettiera da parte dei Lombrichi, e su come questa possa essere influenzata da caratteristiche fisiche (Satchell and Lowe, 1967) o chimiche del substrato di partenza, quali il contenuto di N (Abbott and Parker, 1981; Cortez and Hameed, 1988) e di composti fenolici (Brattsen, 1979). Alcuni autori hanno anche evidenziato come, ad un maggior grado di degradazione della lettiera, corrisponda una più elevata appetibilità da parte dei Lombrichi (Cooche and Luxton, 1980; Cooke, 1983; Cortez and Hameed, 1988; Cortez and Bouché, 2001).

Per quanto riguarda, invece, l'effetto dell'eterogeneità di composizione della lettiera, sulla diversità di specie della pedofauna, uno studio, condotto sulla decomposizione e sull'appetibilità delle lettiere di *Quercus petraea* L., *Quercus ilex* L., *Castanea sativa* Mill e *Fagus sylvatica* L. da parte degli Oribatidi (Hansen and Coleman, 1998), dimostra come lettiere miste, ottenute mescolando le foglie delle piante sopra citate, ospitano il numero maggiore di specie di Acari, come conseguenza di una più vasta disponibilità di micro-habitats.

Lo stesso studio mette anche in evidenza come, a parità di tipo di lettiera, la ricchezza in specie di Acari aumenta con l'aumentare della profondità dello strato di suolo (Hansen and Coleman, 1990).

Un'analoga relazione è stata riscontrata fra il numero di specie di Acari e il periodo di residenza dei sacchetti di lettiera sul terreno (Seastedt et al., 1983).

Le caratteristiche della microflora edafica riflettono l'elevata eterogeneità spaziale e temporale del suolo, cosicché uno stesso tipo di suolo presenta notevoli variazioni locali nell'abbondanza e nella composizione in specie delle comunità microbiche (Harris 1994). L'elevata eterogeneità spaziale è causata dal basso tasso di mescolamento, dall'elevata estensione superficiale e dalla variabilità nello spazio di diversi fattori ecologici, quali il clima, il tipo di vegetazione, la fauna, l'impatto antropico (Liesack et al. 1997), nonché le caratteristiche chimiche e fisiche del suolo (la tessitura, la salinità, il pH, la disponibilità di nutrienti).

Alla eterogeneità spaziale si aggiunge l'eterogeneità temporale, legata alle variazioni stagionali del clima e della vegetazione (Bolton et al. 1993). Il tutto si traduce in un elevato numero di nicchie ecologiche.

Un importante fattore di regolazione della comunità microbica è rappresentato dal contenuto idrico del suolo, che è determinato sia dal clima che dalla tessitura del suolo. L'acqua, con le sostanze minerali, organiche ed i gas in essa contenuti, costituisce un mezzo nutritivo liquido per i microrganismi.

Le cellule microbiche sono uccise per disseccamento, soltanto le forme più resistenti sopravvivono a lunghi periodi di siccità (Florenzano 1983).

Un terreno secco, conservato per 10 anni, subisce una diminuzione di 100 volte nella popolazione microbica (Florenzano 1983); la sopravvivenza della microflora rimanente è dovuta alla presenza di strutture resistenti o probabilmente alla presenza di residui di acqua osmotica o igroscopica.

La temperatura del suolo influenza l'attività metabolica della microflora, in quanto le attività microbiche, aumentano con l'aumentare della temperatura, sebbene temperature troppo elevate possano diventare limitanti.

Per la grande maggioranza dei microrganismi del suolo l'intervallo ottimale di temperatura è compreso tra i 25 e i 37°C (Florenzano 1983).

Le basse temperature determinano una riduzione dell'attività dei microrganismi, ma non ne influenzano la sopravvivenza.

Gli estremi di temperatura ai quali sono soggetti i microrganismi del suolo dipendono dalla loro posizione lungo il profilo del suolo e dalle condizioni climatiche dell'area considerata. La microflora che cresce in superficie può essere soggetta a notevoli cambiamenti di temperatura durante l'anno.

Anche il pH influenza notevolmente la microflora edafica. Una cellula batterica contiene circa 1000 enzimi; l'attività di tali enzimi è quasi sempre dipendente dai valori di pH (Paul & Clark 1996). In base alla tolleranza nei confronti di determinati pH, si parla di batteri acidofili (range di pH tra 1 e 3) e basofili (range di pH tra 7,3 e 9,6). I funghi, invece, sono moderatamente acidofili (range tra 4 e 6).

La concentrazione di CO₂ nell'atmosfera del suolo è un altro importante fattore ecologico, in quanto può influenzare il pH del microhabitat, fornire carbonio ai microrganismi autotrofi ed esercitare un effetto inibitore differenziale sulla microflora eterotrofa.

Molti studi hanno evidenziato l'influenza della tessitura e la struttura delle comunità microbiche (Nannipieri et al. 2003). Sessitsch et al. (2001) hanno dimostrato che le dimensioni delle particelle del suolo hanno una grande influenza sulla struttura e sulla distribuzione delle comunità microbiche, per certi aspetti, anche maggiore di altri fattori quali il pH e la quantità e qualità degli input organici. I risultati di questo studio hanno mostrato che nelle frazioni granulometriche di minori dimensioni la diversità microbica era maggiore che nelle frazioni di maggiori dimensioni e che le comunità presentavano una elevata specificità per diverse classi granulometriche.

Renjard e Richaume (2001) hanno analizzato la distribuzione spaziale dei batteri a livello di microhabitat ed hanno dimostrato che l'80% dei batteri era localizzato nei micropori di aggregati stabili, del diametro di 2-20 mm, dove trovavano condizioni favorevoli di disponibilità idrica e di substrati, di diffusione di gas e protezione dai predatori. L'attività microbica del terreno è profondamente influenzata dalla presenza e/o dall'assenza di argille, in quanto queste hanno un ruolo importante nella formazione e nella stabilizzazione di aggregati composti da particelle di sabbia e limo (micronicchie), sono capaci di trattenere al loro interno una quantità di acqua sufficiente alla vita dei microrganismi e di adsorbire cationi in virtù delle cariche negative superficiali, pertanto influenzano notevolmente i processi microbici e biochimici che avvengono nel suolo. Anche la qualità dell'humus influenza le caratteristiche della microflora edafica (Ponge 2003). L'humus di tipo mor presenta generalmente livelli estremamente bassi di biomassa, attività e diversità della microflora (Davis 1981); il processo di formazione del complesso umico è lento, ma ancora più lenta è la sua decomposizione, per cui si ha accumulo più o meno rilevante di materia organica pre-umica.

L'humus mull si sviluppa in condizioni in cui la degradazione della materia organica avviene velocemente e presenta livelli molto alti di attività, biomassa e diversità della microflora, in quanto ricchissimo di particelle minerali.

L'humus moder, con caratteristiche intermedie fra mull e mor, non presenta forti interrelazioni con la componente minerale.

Essendo molto acido è un humus ideale per lo sviluppo dei funghi, i quali acidificano ulteriormente il suolo, producendo inoltre antibiotici che riducono le popolazioni batteriche.

Infine anche la copertura vegetale influenza la struttura e la funzionalità delle comunità edafiche (Zac et al. 2003). In particolare, la quantità di lettiera che si accumula sul suolo può essere determinante sulle attività dei microrganismi del suolo, soprattutto per suoli con scarsa disponibilità di carbonio.

Una copertura vegetale costituita da diverse specie può determinare, inoltre, la presenza di una lettiera molto diversificata, che a sua volta porta ad una maggiore diversità delle caratteristiche chimiche e fisiche del suolo (Sulkava & Huhta 1998; Hansen 2000). Bardgett (2002) ha osservato che la presenza simultanea di lettiere diverse comporta una maggiore varietà delle risorse disponibili ed una maggiore complessità degli habitat, determinando una più elevata diversità delle comunità microbiche.

1.6 Influenza dell'azoto sull'accumulo di sostanza organica del suolo

La richiesta di azoto delle piante terrestri è di circa 1200×10^{12} g di azoto/anno (biblio). Poiché l'apporto con la fissazione si aggira intorno a 140×10^{12} g/anno, se ne deduce che solo il 12% circa dell'azoto necessario alle piante deriva da questa fonte; tutto il resto proviene dal riciclo attraverso la decomposizione e la mineralizzazione della materia organica morta da parte di microorganismi e funghi del suolo (Bullini et al., 1998).

Nelle lettiere l'azoto si trova in forme organiche, in proteine, amminoacidi, amminozuccheri, basi eterocicliche, acidi nucleici e coenzimi e in forme inorganiche come ammonio e nitrati. Sin dai primi studi sulla decomposizione è emersa l'importanza del contenuto di azoto nel controllo della velocità di decomposizione della lettiera (Findlay, 1934; Millar et al., 1936; Merrill e Bowling, 1966). Il contenuto di azoto è importante come fattore di controllo sia degli stadi iniziali sia di quelli tardivi della decomposizione. Nei primi stadi il suo effetto è senza dubbio un incremento della velocità di perdita in peso (Aber e Melillo, 1979; Berg & Staaf, 1980; Berg et al., 1981). Un alto contenuto di azoto agevola la ossidazione dei composti più facilmente degradabili, come i carboidrati e le proteine che vengono persi durante questi stadi. Lueken, Hutcheon e Paul (1962) hanno trovato un effetto fortemente positivo dell'azoto anche sulla degradazione delle cellulose. Lettiere di latifoglie ricche di cellulose, e di N si degradano facilmente nelle fasi iniziali (Fog, 1988).

Elevate concentrazioni iniziali di azoto velocizzano la decomposizione perché favoriscono la crescita e l'attività della microflora decompositrice e in particolare della componente batterica.

Negli stadi tardivi invece l'azoto può rallentare il processo. Gli stadi tardivi della decomposizione sono quelli in cui è decomposta la lignina e in questo processo l'azoto ha un ruolo ritardante ben preciso: durante la decomposizione, infatti, l'azoto tende ad essere incorporato nella lettiera e in particolare si va a legare alla lignina e la quantità incorporata è tanto più alta quanto maggiore è la quantità iniziale di lignina (Kaiser et al., 1978; McClaugherty e Berg, 1987). Il rallentamento della decomposizione è dovuto al fatto che l'azoto inibisce la produzione del complesso di enzimi ligninolitici da parte dei funghi della lignina (Kaiser et al., 1978).

Mangenot e Reimond (1963) avevano osservato che aggiungendo azoto alla lettiera in decomposizione la microflora batterica veniva stimolata, in particolare i cellulolitici con bassa produzione di ossidasi e l'azione dei basidiomiceti invece inibita. In *Phanerochaete chrysosporium* ad esempio la mineralizzazione della lignina misurata come liberazione di CO_2 inizia solo dopo l'esaurimento dell'azoto nel mezzo di crescita e un'aggiunta preliminare ne ritarda l'espressione del complesso enzimatico (Kirk et al., 1978; Geysler et al., 1978); a livello molecolare sembra che l'azoto blocchi la formazione di radicali OH a partire da H_2O_2 . Sono soprattutto le forme a basso peso molecolare dell'azoto (NH_4) a legarsi chimicamente ai polifenoli ed altri prodotti della decomposizione formando macromolecole di condensazione altamente recalcitranti (Nommik e Vartras, 1982; Fog, 1988). Il comportamento dell'azoto è analogo sia in studi compiuti in campo

(Berg et al., 1981) sia in mesocosmo (Taylor et al., 1989) ed è valido per lettiera sia di aghifoglie sia di latifoglie. Elevate concentrazioni di azoto, in particolare, influenzano negativamente i limiti massimi di decomposizione, in particolare in lettiera di aghifoglie dove la porzione di componenti che sono trasformati in humus aumenta a spese di quella mineralizzata (Berg et al., 1995). Generalmente, in un suolo più del 95% dell'azoto è incluso in composti organici, mentre l'azoto assorbito dalle piante è in forma inorganica (Appel e Mengel, 1998). Nella maggioranza degli ecosistemi naturali, l'apporto di azoto al suolo è minimo e la sua ritenzione e un ciclo dell'azoto efficiente sono critici per il mantenimento della produttività dell'ecosistema (Mummey et al., 2002). La concentrazione dell'azoto nella lettiera è minore che nelle foglie mature a causa della traslocazione dell'azoto e degli altri nutrienti durante la senescenza delle foglie. I nutrienti traslocati sono riutilizzati dalla pianta nella produzione di nuovi tessuti. La percentuale di azoto riassorbito sul totale richiesto per la produzione varia con la comunità; esso è uguale al 52% in molte specie delle foreste boreali, ed è generalmente più basso (31%) per i boschi di caducifoglie temperate. Le conifere traslocano una più elevata quantità di nutrienti durante la senescenza delle foglie; ne consegue un più efficiente uso dei nutrienti che rende conto della presenza delle conifere sui terreni più poveri e alle elevate latitudini, dove il ciclo dell'azoto nel suolo ed il riciclo della materia sono più lenti. D'altra parte un elevato riassorbimento durante la senescenza delle foglie rende la lettiera povera di nutrienti e quindi più lentamente decomponibile, con la conseguenza che la disponibilità dei nutrienti nel suolo è bassa (Bullini et al., 1998).

Il rapporto C/N, che indica la relazione esistente nella materia organica tra carbonio ed azoto, è un fattore importante che influenza sia la velocità di decomposizione che il ciclo dei nutrienti, favoriti da valori bassi del rapporto (Vimmerstedt et al., 1989); quindi, il rapporto C/N della lettiera è un buon indicatore della velocità di decomposizione (Swift et al., 1979).

Ovviamente durante la decomposizione la concentrazione dei vari elementi nella lettiera varia; per l'azoto queste variazioni sono spesso molto complicate dal momento che questo elemento compare in differenti forme ed è soggetto a molti tipi di trasformazione; in generale nel corso del tempo la concentrazione di azoto nei diversi tipi di lettiera aumenta (Berg, 1987; Rutigliano et al., 1989). Poiché il contenuto di carbonio nei tessuti vegetali è relativamente costante (generalmente circa il 40% del peso secco), il valore del rapporto C/N risulta inversamente proporzionale alla concentrazione di azoto. Data la scarsità di azoto nel materiale vegetale rispetto al carbonio, durante la decomposizione della lettiera l'azoto viene generalmente ritenuto nella biomassa microbica; comunque, l'azoto che i microorganismi prelevano è solo temporaneamente immobilizzato poiché alla loro morte tale azoto viene liberato e reso nuovamente disponibile per le piante. Tenuto conto che l'attività microbica viene esaltata dalla disponibilità di azoto, saranno maggiormente suscettibili di completa decomposizione i materiali organici per i quali minore è il valore di C/N. Infatti, i residui con valore del rapporto C/N inferiore a 20 possono soddisfare le esigenze dei microorganismi e, per la rapida mineralizzazione e conseguente liberazione dei nutrienti, contribuire alla nutrizione delle piante. I materiali organici con valore del rapporto C/N maggiore di 30, invece, non fornendo adeguate quantità di azoto, costringono i microorganismi ad utilizzare per la propria produzione di biomassa tutte le forme azotate disponibili nel suolo, inducendo temporanee difficoltà nutrizionali per le piante. Le sostanze organiche che presentano un rapporto C/N alto, infatti, vengono lentamente mineralizzate, partecipando, invece, più attivamente al processo di umificazione, cioè alla formazione di humus stabile che può essere mineralizzato, ma in maniera progressiva nel tempo assicurando la fertilità del suolo.

2 OBIETTIVO

Obiettivo di questa ricerca è stato quello di valutare l'accumulo di carbonio nel suolo di cinque foreste italiane, per ampliare le conoscenze che riguardano i meccanismi che portano al sequestro del C nel suolo ed i fattori che possono influenzare tali meccanismi. Le foreste oggetto di studio sono tre pinete (*P. pinea*) del Monte Vesuvio di differente età (40 anni, 70 anni e 100 anni) che formano una cronosequenza, e due faggete, una dell'Appennino settentrionale (Appennino Tosco-Emiliano) e l'altra dell'Appennino meridionale (Appennino Campano), differenti per condizioni climatiche ed edafiche.

I boschi del Monte Vesuvio sono una conveniente area di studio per valutare l'accumulo di carbonio nel suolo in quanto danno la possibilità unica di definire esattamente l'età del substrato e della foresta e di utilizzare delle cronosequenze di foreste appartenenti alla stessa specie, con lo stesso clima e lo stesso substrato per indagare il ruolo dell'età del substrato e della foresta sulla quantità e sulla qualità del C del suolo. La cronosequenza, formata da tre boschi di 40, 70 e 100 anni, permette, in particolare, di stimare i cambiamenti nel tempo della quantità e della qualità della lettiera e della materia organica che si accumula lungo il profilo del suolo.

Le faggete, invece, su suoli derivanti da substrati litologici diversi e situate in aree con diverse condizioni climatiche, possono mettere in evidenza l'influenza del tipo di suolo e del clima sull'accumulo di carbonio nel suolo di boschi costituiti dalla stessa specie. Il faggio (*Fagus sylvatica* L.) è una specie molto sensibile ai cambiamenti climatici in atto, che secondo i modelli di previsione dovrebbero determinare l'aumento delle temperature medie invernali ed estive, l'aumento delle precipitazioni invernali e la diminuzione delle precipitazioni estive (Schimel et al., 1995).

Le foreste ricoprono il 27% della superficie terrestre ma esse rappresentano il maggior sito di stoccaggio del carbonio (C) sia nella biomassa vegetale che nel suolo. E' stato stimato che le foreste presenti in America meridionale, Africa centrale e Oceania contengono 538 Gtm di C nel suolo (The Terrestrial Carbon Group, 2009). Questa quantità è l'equivalente del 71% di C nell'atmosfera ed è pari a 40 anni di emissioni annuali di gas serra (Eliasch, 2008).

I suoli forestali contengono una parte rilevante (20% circa) del carbonio accumulato nei suoli a livello globale; in media nei suoli forestali sono contenute 120 tonnellate di carbonio per ettaro, contro 79 tonnellate per ettaro per i suoli di tutti gli altri ecosistemi (Lal, 2008).

Il concetto di sequestro di carbonio si riferisce alla capacità da parte del suolo di trattenere il carbonio in forma stabile. Durante la decomposizione, la velocità di degradazione della lettiera nelle fasi più avanzate del processo è vicina a zero così da lasciare una frazione stabile che permette un accumulo a lungo termine della sostanza organica nel suolo. Secondo un modello a tre fasi della degradazione della materia organica morta (Berg e Matzner, 1997) è il cambiamento delle proprietà della lettiera, nel corso della decomposizione, a permettere un accumulo a lungo termine di uno strato di sostanza organica. Vi è un primo stadio nel quale la decomposizione è veloce ed è controllata dalle concentrazioni dei nutrienti, in primo luogo di azoto e fosforo; un secondo stadio, nel quale ha luogo la decomposizione dei componenti strutturali in particolare della lignina nel quale le alte concentrazioni di azoto possono rallentare la decomposizione, (Berg, Ekbohm, 1991; Keyser et al., 1978) poiché esse sopprimono la crescita dei funghi lignolitici (Keyser et al., 1978; Eriksson, et al., 1990) e/o reagiscono con prodotti della lignina, creando nuovi composti molto recalcitranti (Nommik e Vahtras, 1982). Nel terzo stadio la lettiera è assai poco degradabile, anche a causa dell'aumento di metalli pesanti, di materiali organici resistenti alla decomposizione quali

lignina, lignina modificata e prodotti di umificazione (Berg e McLaugherty, 2008; Berg e Matzner, 1997). Questi cambiamenti andranno a influenzare la quantità dei prodotti che si vanno ad accumulare e la loro stabilità (Berg et McLaugherty, 2008). Si può definire un primo sequestro di carbonio il diretto risultato della decomposizione della lettiera che lascia prodotti recalcitranti che si accumulano in uno strato organico in cima al suolo minerale. Il secondo sequestro si trova nel suolo minerale dove le sostanze liscivate si attaccano alle particelle minerali: una importante proprietà di questa materia organica è che essa è meglio protetta da disturbi come il fuoco. Il carbonio presente nell'humus è rappresentato da materiale resistente e recalcitrante proveniente dalla degradazione della lettiera sovrastante; il carbonio nel suolo minerale deriva da un trasporto attraverso l'acqua dagli strati superiori.

La stabilità della sostanza organica può essere definita sulla base della velocità di rilascio di CO₂ o del lisciviaggio di sostanze solubili (Couteaux et al., 1998). Delle sostanze liscivabili dagli strati superiori al suolo sottostante si possono distinguere due gruppi principali di composti: uno comprendente quei composti che erano presenti nella lettiera originaria e che rappresenta materiale labile e facilmente decomponibile, e l'altro comprendente i composti formati durante il processo di decomposizione. Entrambi possono essere trasportati dall'acqua ma possono mostrare differenze nel loro sequestro (Kalbitz et al., 2005). Il carbonio organico lisciviato dalla lettiera fresca attraversa lo strato di lettiera in decomposizione e solo intorno al 6% va nello strato di humus per raggiungere il suolo minerale (Froberg et al., 2007), in pratica la sostanza organica lisciviata dalla lettiera è quasi completamente degradata e assorbita quando passa attraverso gli strati organici. Perché un composto possa lisciviare attraverso gli strati biologicamente attivi di lettiera e di humus è necessario che sia abbastanza resistente alla decomposizione e che le sue proprietà chimiche, come la carica e il peso molecolare siano tali da consentirne il trasporto. Sono principalmente macromolecole aromatiche e alifatiche a lisciviare dagli strati organici al suolo minerale (Kaiser et al., 2002). Idrossidi di ferro e alluminio sono importanti per l'accumulo di sostanza organica nel suolo minerale (Kaiser et al., 2002).

In questa ricerca nelle cinque foreste oggetto di studio sono stati valutati il contenuto della sostanza organica, il contenuto di C, N e P lungo il profilo, partendo dalla lettiera non decomposta o poco decomposta, passando ad uno strato di lettiera più degradata e poi al suolo minerale fino a 40 cm di profondità. È stata valutata inoltre la frazione solubile del C, lungo tutto il profilo del suolo, ed è stata determinata anche la struttura chimica del C solubile nei diversi orizzonti mediante ¹H NMR. In questo modo abbiamo ottenuto informazioni sulla complessità e di conseguenza sulla degradabilità del C solubile e su come queste caratteristiche chimiche cambiano lungo il profilo del suolo. Informazioni sulla velocità di utilizzazione della materia organica e quindi sui tempi di turnover di essa nel suolo sono state ottenute attraverso misure di biomassa e respirazione microbica, e misure della componente fungina attiva e totale sia nello strato organico che in quello minerale del suolo. Dalle misure di biomassa e respirazione è stato possibile ricavare indici di attività, come il quoziente metabolico ($qCO_2 = mg\ C-CO_2\ mg^{-1}\ Cmic\ g^{-1}$) che costituisce la quantità di carbonio evoluta come CO₂ per unità di carbonio microbico, e il coefficiente di mineralizzazione endogena ($CEM = mg\ C-CO_2\ g^{-1}\ Corg\ g^{-1}$) che rappresenta la frazione di carbonio organico che viene mineralizzata a CO₂ nell'unità di tempo. Il qCO_2 può dare indicazioni sulla presenza di condizioni di stress per la comunità edafica in presenza delle quali l'efficienza energetica sarebbe minore. Il CEM può fornire interessanti informazioni sul tasso di mineralizzazione della sostanza organica e sulla capacità potenziale del suolo di accumulare o dissipare carbonio.

Inoltre, le cinque foreste sono state caratterizzate, lungo il profilo, attraverso la misura di alcuni parametri chimico-fisici come tenore idrico, bulk density e pH.

Le analisi effettuate hanno lo scopo di evidenziare l'accumulo e il turnover del C, nelle cinque foreste oggetto di studio, evidenziando le differenze ed, eventualmente, i fattori che contribuiscono a determinare queste differenze. Inoltre, l'insieme dei parametri esaminati e la loro influenza sul sequestro del carbonio nel suolo, dovrebbe consentire di modellizzare i meccanismi che determinano l'accumulo del carbonio nel suolo in diverse specie, sotto diverse condizioni ambientali e in relazione all'età della foresta e del substrato. I risultati attesi potranno contribuire ad incrementare le conoscenze sull'effetto dei cambiamenti climatici sulla qualità e sulla quantità della sostanza organica del suolo in ecosistemi mediterranei a pinete e a faggeta.

3 MATERIALI E METODI

3.1 Aree di studio

3.1.1-Complesso Somma-Vesuvio (pinete)

Le tre pinete oggetto di studio che costituiscono la cronosequenza sono localizzate nel Parco Nazionale del Vesuvio. La morfologia attuale del complesso Somma-Vesuvio (Fig.3.1) è stata determinata dalle varie eruzioni succedutesi nel tempo ed in particolar modo determinante, sotto questo aspetto, è stata l'eruzione del 79 d.C. Le eruzioni successive hanno modificato anch'esse il profilo del vulcano, la cui quota è diminuita e aumentata più volte. Oggi il Gran Cono è separato dalla cinta craterica del Somma dagli spettacolari solchi dell'Atrio del Cavallo, della Valle del Gigante e dalla Valle dell'Inferno. Il recinto craterico del Somma, ancora ben conservato nel settore settentrionale, domina la Valle del Gigante con speroni rocciosi e ripidi pendii di ghiaia e sabbia.



Figura3.1 Vista dall'alto del complesso Somma-Vesuvio.

Il Vesuvio tocca i 1281 metri sul livello del mare. La vetta si trova nel tratto nord-orientale della cinta craterica, in corrispondenza delle impressionanti pareti di lava che precipitano per quasi 400 metri fino al fondo del cratere. Sul lato più basso, quello affacciato verso Napoli e la costa, l'orlo del cratere arriva a 1158 metri ed il dislivello tra il fondo e l'orlo è di circa 230 metri. Sul versante che si affaccia sulla costa, ai piedi delle ripide ghiaie del Gran Cono, tra i 600 ed i 900 metri di quota, si distendono i pendii occupati dalla foresta demaniale della Riserva Naturale Tirone - Alto Vesuvio. Impiantata sulle lave a partire dal 1912, la foresta fu attraversata dalle colate del 1944, i cui depositi sono ancora chiaramente visibili.

Grazie al suolo, straordinariamente fertile, il Vesuvio è interessato da una vegetazione rigogliosa, nello spazio compreso tra i campi coltivati delle pendici ed i licheni che vivono sulle rocce del cratere. Sulle ampie distese di lava crescono specie pioniere di vario tipo; tra le oltre 100 specie di piante, individuate dai botanici sul Gran Cono, si può sicuramente evidenziare la presenza del lichene delle lave (*Stereocaulon vesuvianum*), una specie endemica diffusissima, per esempio, sulle lave del 1944. La vegetazione del Vesuvio è stata fortemente influenzata, oltre che dai fenomeni eruttivi, dall'attività antropica. Le pendici meridionali del Vesuvio tra i 150 ed i 1000 metri sul

livello del mare sono state, per ampi tratti, rimboschite con i pini, soprattutto *Pinus pinea*, *Pinus pinaster*, *Pinus halepensis* e *Pinus nigra* oltre che con la ginestra dei carbonai (*Cystus scoparius*), la robinia (*Robinia pseudoacacia*) e la ginestra dell'Etna (*Genista aetnensis*), specie non sempre coerenti con l'ambiente in quanto estranee alla vegetazione autoctona. La robinia, in particolar modo, è una specie invasiva, appartenente alla famiglia delle *Fabaceae*, originaria del Nord America ed importata in Europa nel XVII secolo. La robinia è considerata una pianta infestante a causa della sua velocità di crescita e del suo imponente apparato radicale che soffoca piante di specie autoctone quali quercia e castagno. Inoltre la sua estrema adattabilità porta ad una progressiva uniformità degli orizzonti vegetali e alla perdita delle differenziazioni ambientali, oggetto di tutela soprattutto nell'Europa meridionale. In passato la diffusione di questa specie non solo non è stata contrastata ma è stata bensì impiantata in molte aree per la sua capacità di consolidare terreni vulnerabili e la sua resistenza agli incendi.

Il clima nell'area vesuviana è di tipo mediterraneo con temperature medie annuali di 14,2°C e precipitazioni annuali di 910 mm (dati provenienti dalla Stazione meteorologica del Gran Cono) (Fig. 3.2).

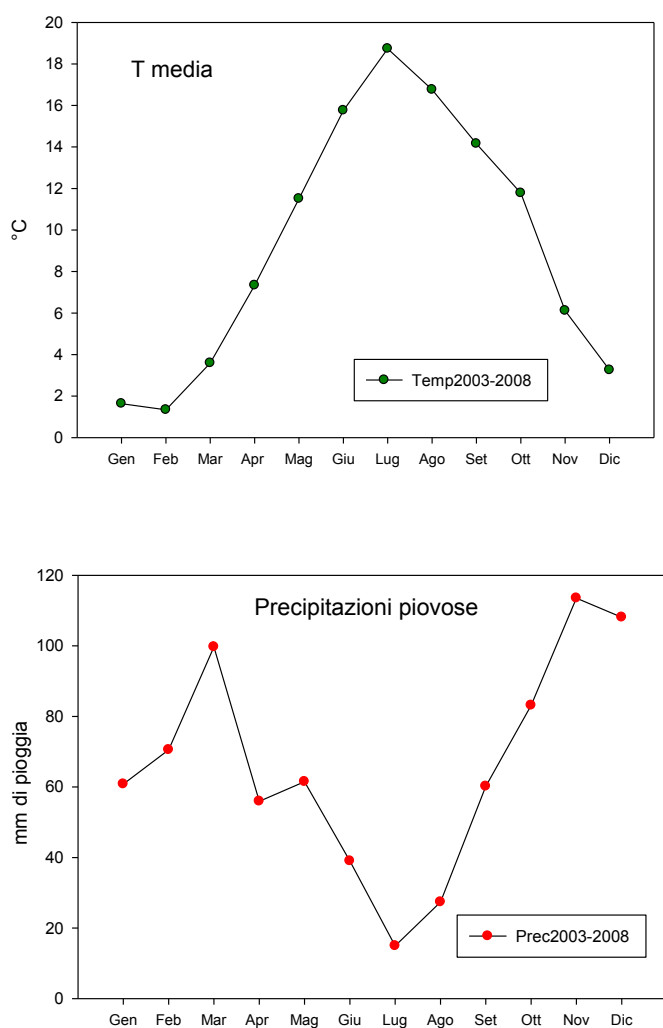


Figura 3.2: temperatura media annuale (°C) e precipitazioni (mm) del Gran Cono.

Le pinete direttamente utilizzate come area di studio possono rappresentare una cronosequenza, comprendendo tre siti a *P. pinea* di differenti età (40, 70, 100 anni), localizzati in aree diverse del Parco Nazionale del Vesuvio (Fig. 3.3).

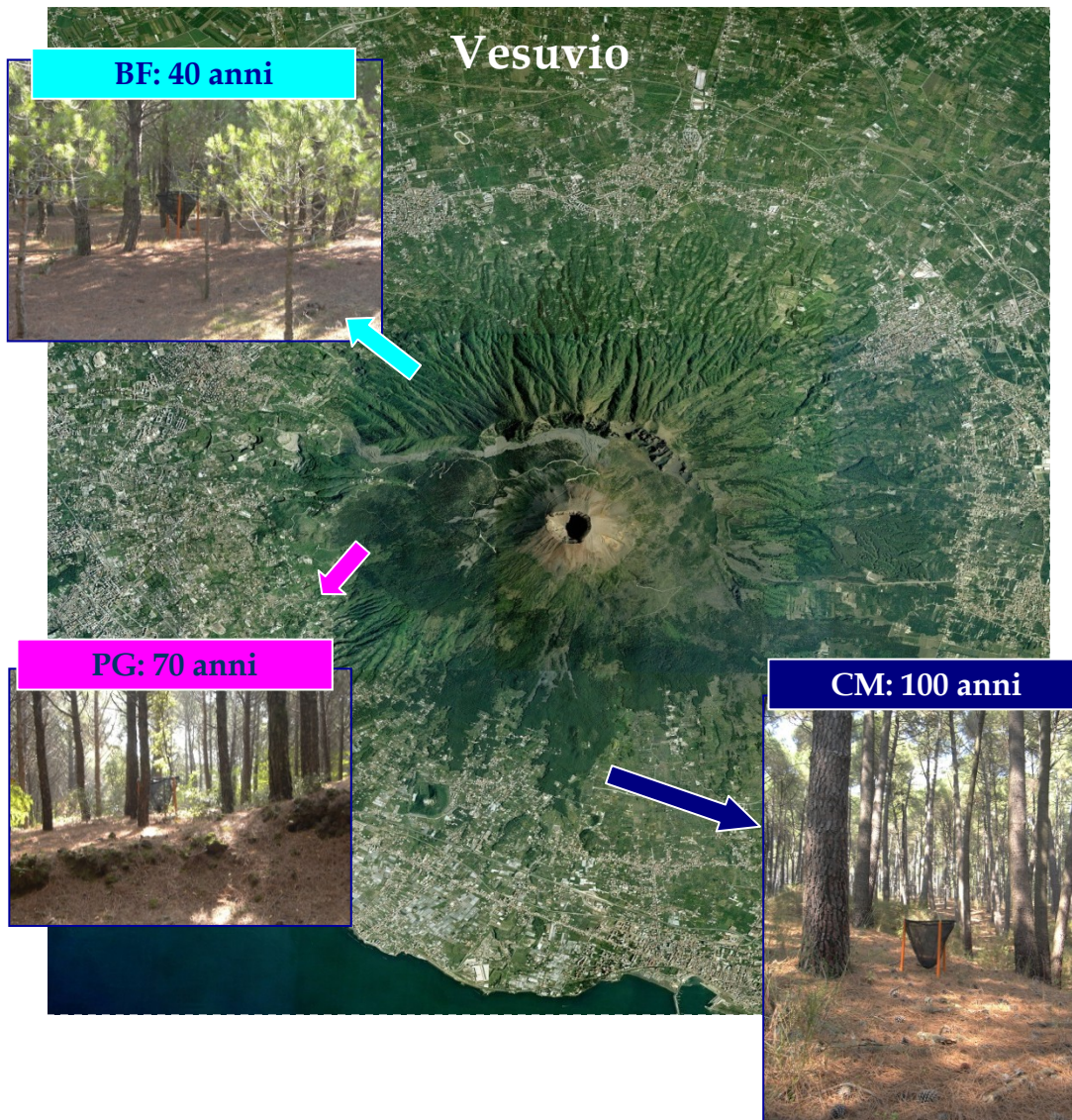


Figura 3.3: localizzazione delle tre pinete nel Parco Nazionale del Vesuvio.

Di seguito è riportata una breve panoramica delle caratteristiche geomorfologiche dei siti di interesse.

Cancello Mangano (CM)

1. Estensione dell'area di studio: 5370 m²
2. Localizzazione (GPS lat/long): 40°47'51.29"N - 14°26'29.87"E
3. Altitudine: 350-380 m s.l.m.
4. N° alberi: 361 piante ha/anno
5. Substrato litologico: 1906
6. Specie vegetali utilizzate per l'afforestamento: *Pinus pinea* e *Pinus nigra* piantati tra il 1912 ed il 1913

7. Sottobosco: *Spartium junceum*, *Leguminosae*, *Cistus*, *Quercus ilex*
8. Spessore della lettiera: 2-3 cm
9. Origine e struttura del suolo: lava del 1906 non colonizzata in precedenza; suolo a tessitura prevalentemente sabbiosa

Piano delle Ginestre (PG)

1. Estensione dell'area di studio: 2477 m²
2. Localizzazione (GPS lat/long): 40°48'34.50"N – 14°24'26.33"E
3. Altitudine: 500 m s.l.m.
4. N° alberi: 916 piante ha/anno
5. Substrato litologico: lava del 1867
6. Specie vegetali utilizzate per l'afforestamento: *Pinus pinea* (1940)
7. Sottobosco: *Quercus ilex* e *Robinia Pseudoacacia*
8. Spessore della lettiera: 4-5 cm
9. Origine e struttura del suolo: lava non colonizzata in precedenza, incendi nel 1990 e nel 1993; suolo a prevalenza sabbioso con uno scheletro evidente.

Baracche Forestali (BF)

1. Estensione dell'area di studio: 4140 m²
2. Localizzazione (GPS lat/long): 40°48'40.15"N – 14°24'53.26"E
3. Altitudine: 648 m s.l.m.
4. N° alberi: 1232 piante ha/anno
5. Substrato litologico: lava del 1867
6. Specie vegetali utilizzate per l'afforestamento: piantule di *Pinus pinea* e *Pinus maritima* piantate nel 1970/71
7. Sottobosco: *Quercus ilex*, pochi esponenti di *Robinia Pseudoacacia*, *Leguminosae* (alcune), *Spartium junceum*
8. Spessore della lettiera: 5-6 cm
9. Origine e struttura del suolo: suolo non vergine (*Spartium junceum*, *Robinia pseudoacacia*, *Alianthus* e altri infestanti); suolo a prevalenza sabbioso con uno scheletro moderato.

3.1.2-Faggete

Le due faggete oggetto di studio sono localizzate rispettivamente sull'Appennino Tosco-Emiliano e sull'Appennino Campano.

Una delle due aree individuate per la ricerca è la Riserva Naturale "Guadine Pradaccio" (43° 23' N, 10° 01' E), gestita dal Corpo Forestale dello Stato ed istituita nel 1971 (D.M. del 26 luglio 1971-G.U. n. 258 del 13 ottobre 1971). Attualmente la riserva è parte integrante del Parco Nazionale dell'Appennino Tosco-Emiliano. Più precisamente la riserva naturale Guadine Pradaccio è situata nella parte superiore del bacino idrografico del Torrente Parma e comprende la parte più elevata del bacino d'impluvio del Torrente Guadine o Parma di Francia (Fig. 3.4).



Figura 3.4: vista dall'alto della Riserva Naturale di Guadine Pradaccio (Parma).

L'area, della superficie di 289 ha, si sviluppa dalla quota di 1195 m s.l.m. su un circo glaciale delimitato dai seguenti rilievi: Sterpara (1610 m), Aquila (1780 m), Brusà (1796 m) e Roccabiasca (1727 m). Nella parte centrale della riserva si trova il Lago Pradaccio (1363 m), un invaso di origine semiartificiale, dell'estensione di 3 ha, che raccoglie la quasi totalità delle acque del bacino del torrente Guadine. Il lago è stato realizzato per la pesca sportiva nel 1959, mediante lo sbarramento di una zona umida percorsa da un rio e punteggiata da numerose pozze. Un secondo invaso, di pochi m² di superficie, denominato Lago delle Guadine si trova alla quota di 1635 m. Tale lago nel periodo estivo è quasi completamente prosciugato essendo alimentato esclusivamente per via meteorica.

La geologia dell'area è caratterizzata da rocce arenacee appartenenti alla formazione del Macigno che affiora sul crinale appenninico con un'anticlinale coricata a nord-est e asse orientato lungo la linea nord-ovest e sud-est. Tale formazione è costituita da strati di spessore variabile di sequenze torbiditiche arenaceo-pelitiche.

La temperatura media annua dell'area della Riserva è di 5.8° C. Le precipitazioni annue raggiungono in media i 3624.2 mm (dati relativi al 2010) (**Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**5). Le precipitazioni evidenziano un regime "sublitoraneo-appenninico" caratterizzato da un minimo estivo e due massimi in primavera ed autunno, di cui l'ultimo più accentuato. Le precipitazioni possono avere carattere anche molto intenso, con punte registrate di 380 mm di pioggia caduti in 24 ore. Tale abbondanza e violenza nelle piogge è facilmente comprensibile considerando la vicinanza del Mar Ligure e le caratteristiche orografiche dei versanti.

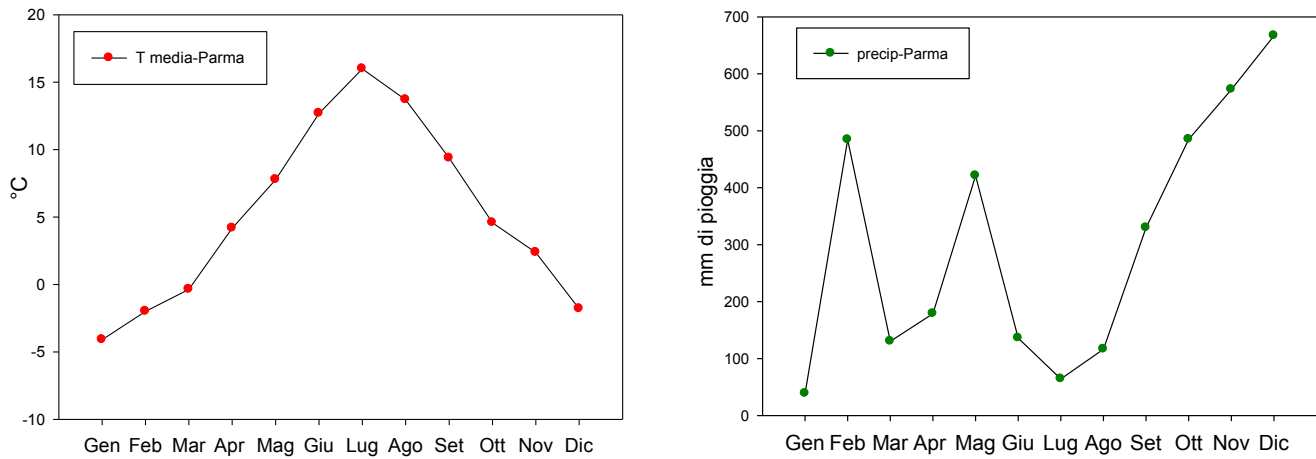


Figura 3.5: temperatura media annuale (°C) e precipitazioni (mm) della Riserva Naturale ‘Guadine Pradaccio’ (Parma).

L'area è stata caratterizzata da una fitta fustaia di faggi con la presenza più sporadica di nuclei di abete bianco. Tale situazione si è mantenuta fino alla fine del '800 quando imprese, spesso straniere, apportarono pesanti distruzioni al patrimonio forestale della val Parma, soprattutto negli anni compresi tra il 1895 e il 1903. Alla fine di questo periodo l'ambiente era in condizioni di forte degrado legato sia al ridotto numero (30 per ettaro) di piante ed alla scarsa qualità delle matricine lasciate sia alla intensa attività di pastorizia. Inoltre, fino a dopo la seconda guerra mondiale i cedui presenti sono stati intensamente utilizzati per la produzione di legna da ardere e carbone, come testimoniano le oltre 200 aie carbonili censite nell'area della riserva. Tale degrado ha provocato gravi dissesti idrogeologici che spinsero l'Azienda del Demanio Forestale dello Stato all'acquisto di terreni in cui iniziare l'opera di sistemazione. Tra il 1960 e il 1970 il bosco ottenuto da tali attività si presentava maturo e pronto all'utilizzo. Con l'istituzione della riserva nel 1971 nell'area del territorio delle Guadine-Pradaccio viene intrapreso un percorso di gestione separato dall'area circostante. Con il Piano di Assestamento redatto da Cristofolini (1970 in Bonani et al. 2002) per il periodo 1971-1980, nella val Parma è stato impostato l'assestamento di una sola classe di governo, l'alto fusto. Nel territorio della riserva tale piano prevedeva il bosco misto e il bosco di protezione e particelle destinate al pascolo. La zona a bosco misto di produzione copriva prevalentemente l'area alle quote più basse (inferiori a 1400 m) poste nella sinistra idrografica del torrente Parma di Francia fino al lago Pradaccio, mentre quella a bosco di protezione comprendeva le aree più elevate (quote maggiori di 1400 m) o con suoli superficiali o acclivi e petrosi. La struttura delle particelle era molto eterogenea in relazione al variare della proporzione tra faggio e conifere. Le faggete con solo una piccola percentuale di abeti avevano una fisionomia irregolare, i boschi di conifere erano paracoetanei, mentre i boschi misti con faggio e abeti in eguali proporzione avevano una struttura di tipo più disetaneo. In ogni caso gli alberi di diametro medio e grosso erano generalmente rari. Già prima della costituzione ufficiale della riserva le indicazioni date per queste zone prevedevano di non “toccare” gli alberi di diametro maggiore e di favorire, anche nelle fustaie, quasi pure, di conifere, le latifoglie in modo da consentire lo sviluppo della formazione mista di maggiore valore naturalistico (Bonani et al. 2002). Gli interventi consentiti dal piano prevedevano il diradamento delle conifere prelevando fino ad un massimo dell'8% del materiale rispettando il faggio, l'abete bianco e le specie secondarie nelle aree più rade.

Negli ultimi tre decenni la gestione della riserva è stata volta verso la naturalità limitando gli interventi correttivi. Come risultato si osservano diverse tipologie silvicolturali conseguenza del naturale sviluppo arboreo seguito alla passata attività gestionale. Il popolamento arboreo può essere riunito in tre macrocategorie: popolamenti a conifere, cedui di faggio e fustaie di faggio. I

popolamenti a conifere coprono la parte inferiore della riserva (28 ha) con abete rosso (*Picea excelsa*), abete bianco (*Abies alba*) e alcuni esemplari di douglasia (*Pseudotsuga menziesii*). Si tratta principalmente di rimboschimenti eseguiti alla fine della prima guerra mondiale mirati ad un rapido recupero ambientale dell'area, sottoposta negli anni precedenti ad intensi disboscamenti. Mentre si segnala la presenza sulle pendici del Monte Roccabiasca di un nucleo di abete bianco di sicura origine autoctona. Il ceduo di faggio occupa circa 127 ha della riserva con stazioni ubicate tra 1400 m ed il limite del bosco. La densità delle ceppaie varia nei diversi siti, ma su una stessa ceppa sono generalmente presenti molti polloni (anche 20). Sopra i 1500 m di quota i faggi presentano spesso portamento arbustivo a causa delle difficili condizioni climatiche e del forte vento. Le fustaie di faggio sono concentrate nell'area circostante il Lago Pradaccio e nella zona ad ovest del torrente Parma delle Guadine, per una copertura totale di circa 40 ettari. L'età media dei popolamenti è di circa 70 anni; essi presentano struttura monoplana e sono generalmente assenti diametri maggiori di 40 cm. La copertura è elevata ma non colma, anche a causa delle numerose aie carbonili (Bonani et al. 2002). Nella fascia sopra silvatica, l'area della riserva è stata sottoposta ad intense attività di pascolo sino al recente dopoguerra. Tali attività hanno lasciato tracce rilevabili come vegetazioni prative secondarie quali nardeti e brachipodieti, derivati dalla distruzione delle brughiere a mirtilli. La riduzione, fino alla sua totale scomparsa, della pastorizia nell'area ha permesso la ricostituzione negli ultimi decenni degli arbusteti a mirtilli; tipica formazione climax per questa fascia altitudinale dell'Appennino tosco-emiliano. All'interno dell'area della riserva sono inoltre presenti pietraie, zone umide di piccole dimensioni e aree con vegetazione nitrofila (Pignatti 1984).

La seconda Faggeta è localizzata in Laceno (40°48'0'' N, 15°7'0'' E) (Fig. 3.6), una frazione di Bagnoli Irpino, in provincia di Avellino, nel contesto del Parco Regionale dei Monti Picentini, e sito su un altopiano a circa 1050-1090 metri sul livello del mare.

E' circondato da un'area boschiva prevalentemente di conifere, betulacee, fagacee. Il sito è caratterizzato da una temperatura media annuale di 8.6 °C e da precipitazioni annuali di 3625.1 mm (Fig. 3.7).

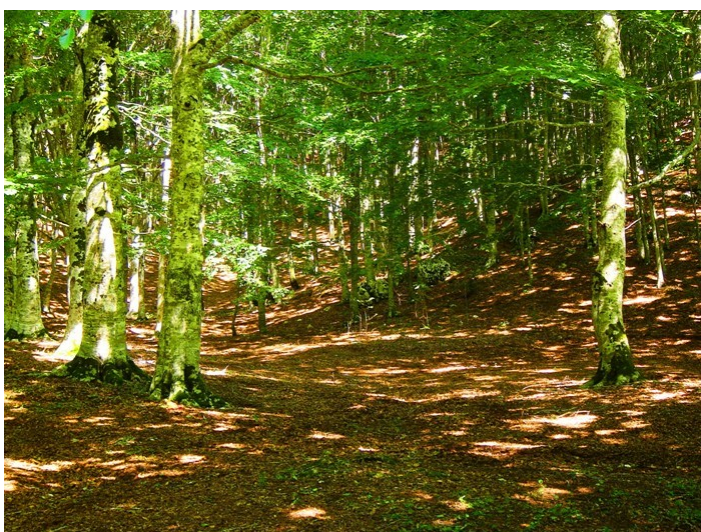


Figura 3.6: vista della faggeta di Laceno (Avellino).

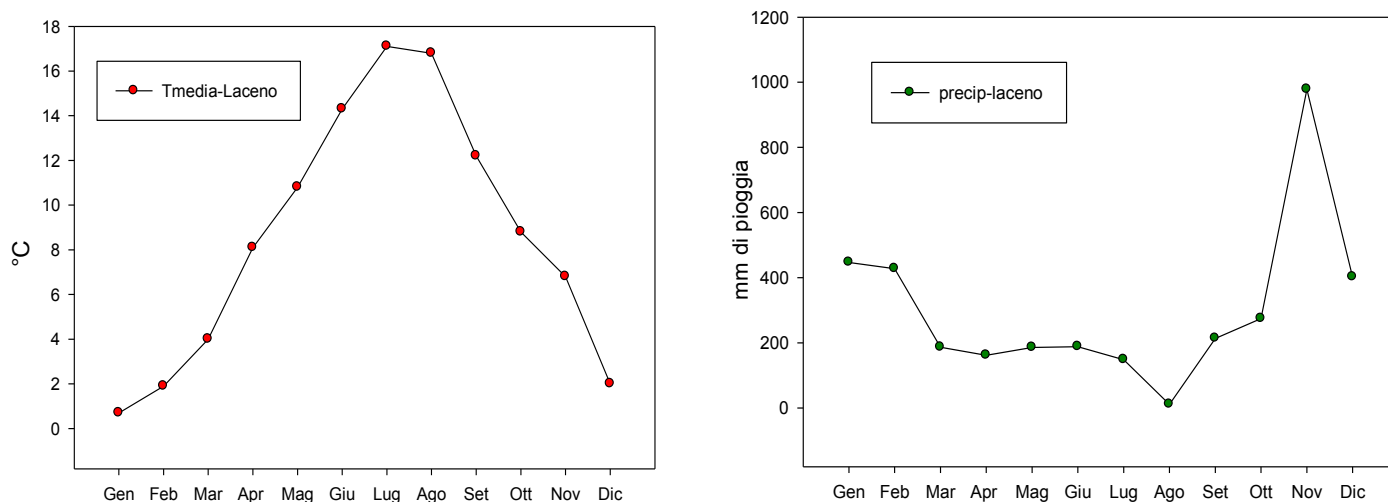


Figura 3.7: temperatura media annuale (°C) e precipitazioni (mm) del sito di Laceno (Avellino).

Il Parco Regionale dei Monti Picentini che, con una estensione di oltre 63.000 ettari è il più grande dei Parchi Regionali della Campania venne istituito con Legge Regionale 1 settembre 1993 n. 33 che, mediante la costituzione di otto parchi regionali e due riserve naturali, intendeva promuovere, in forma coordinata, la conservazione e la valorizzazione del patrimonio naturale della Regione Campania. Questo sistema orografico occupa un ampio comprensorio che si estende tra il corso superiore dei fiumi Calore, Sabato e Sele. In particolare, la complessa ed articolata catena montuosa dei Picentini può essere delimitata a nord dal fiume Ofanto e dalla direttrice Lioni – Nusco – Castelvetero sul Calore –Chiusano San Domenico; ad ovest dalla Valle del Sabato fino a Serino, dal torrente Solofrana e dalla Valle dell’Irno; a sud dal fiume Picentino e ad est dalla Valle del Sele. L’attuale assetto morfologico dei monti Picentini è il risultato sia della dinamica tetto-genetica sia dell’azione erosiva operata dagli agenti atmosferici. A grandi linee, è possibile dividere il comprensorio in due distinte zone caratterizzate da un diverso processo morfoevolutivo. La zona pedemontana e le valli adiacenti presentano una morfologia dolce e pendii gradualmente degradanti verso il fondovalle. Dette aree sono ricoperte da materiale vulcanico-detritico ed alluvionale che rappresentano il riempimento di antiche depressioni tettoniche: in tali aree si rivela anche la presenza di alcune conoidi alluvionali. La seconda zona è caratterizzata da una morfologia estremamente aspra ed accidentata con la presenza di numerose creste e cuspidi rocciose. L’elemento fisiografico è determinato dalle notevoli incisioni che hanno interessato la dorsale montuosa. Infatti, in questi rilievi che conservano una prevalente orientazione appenninica, si rilevano strette ed incise vallecole occupate da torrenti di piccole lunghezze. L’altezza maggiore viene raggiunta dal Monte Cervialto (1809 m), cui fanno corona le cime del Monte Accèllica (1660 m), del Monte Terminio (1783), dei Monti Mai (1607 m), del Monte Polveracchio (1790 m). In questa zona nascono i fiumi Sele, Ofanto, Calore, Sabato, Picentino e Tusciano. I rilievi montuosi spesso sono interrotti da versanti acclivi, profonde ed incise valli (Valle della Caccia, Vallone Matrunolo) e da piane, altipiani e conche endoreiche più o meno ampie di natura carsica (Piana del Dragone 690 m – Altopiano del Lacero 1053 m – Piano di Verteglia 1180 m – Piano di Campolasperto 1290 m – Piano del Gaudio 1050 m – Piana di Ischia 1215 m – Piana delle Acquenere 1088 m ecc.). L’impalcatura della intera struttura dei Monti Picentini, costituita da calcari, calcari detritici e dolomitici microcristallini, grigiastri o avana e dolomie (Cretaceo-Giura-Lias-Trias) è circondata oltre che dai prodotti vulcano clastici ed alluvionali anche e soprattutto da formazioni Flyschiodi prevalentemente Mioceniche (argille ed argille sabbioso-siltose di vario

colore con inglobati elementi litici di natura calcarea ed arenacea aventi varie dimensioni). Tutte le strutture montuose, di natura carbonatica, sono ricoperte da coltri di materiale di origine vulcanica (piroclastiti, pomici, lapilli, paleosuoli, scorie, tufi ecc.) attribuibili alle manifestazioni parossistiche degli apparati vulcanici del Somma-Vesuvio, dei Campi Flegrei. L'elevato grado di fertilità di questi terreni di copertura, unitamente al notevole grado di umidità legato alla presenza di acquiferi, permette la nascita di una folta, verdeggianti e lussureggiante vegetazione costituita da varie e pregiate essenze naturali. Le rocce calcaree presenti in questa area si caratterizzano per un elevato grado di fratturazione. I materiali carbonatici che, come innanzi evidenziato, costituiscono l'impalcatura del predetto sistema montuoso, sono caratterizzati da una permeabilità già alta per il grado di tettonizzazione, fessurazione e fratturazione dei litotipi, dovuta ad eventi tettonici: essa risulta esaltata dalla presenza di un fenomeno carsico molto evoluto che ha facilitato l'attacco chimico delle acque meteoriche e, quindi, ha generato un carsismo che è ancora in fase giovanile e che in superficie si manifesta con le sue caratteristiche forme tipiche costituite da grotte, inghiottitoi, doline ecc.

Le buone caratteristiche di permeabilità delle rocce che formano l'intera catena montuosa consentono un'elevata infiltrazione delle acque meteoriche. Inoltre, il particolare assetto della distribuzione dei materiali argillosi che bordano i predetti massicci montuosi, fungendo da soglia di permeabilità, consentono, nelle zone profonde dei massicci, notevoli accumuli idrici. Si tratta di acquiferi di notevole potenzialità idrica e di eccezionali caratteristiche chimiche ed organolettiche. Tali particolari condizioni idrogeologiche, rendono la catena montuosa dei Picentini il più importante dei serbatoi idrici sotterranei presenti nell'intero Appennino Meridionale.

3.2 Prelievo degli strati organici e minerali del suolo

In ciascuna delle aree esaminate sono stati effettuati campionamenti di lettiera integra (non decomposta o poco decomposta e lettiera decomposta (strato organico) e del suolo minerale (a diverse profondità fino a circa 40 cm) in cinque differenti punti per le pinete, e in sei differenti punti per le faggete, con una scelta degli stessi quanto più possibile randomizzata. Per ogni punto di campionamento gli strati organici sono stati prelevati utilizzando un quadrato con lato di 20 cm, sia nelle tre pinete (Fig. 3.8a) che nelle due faggete (Fig. 3.8b).

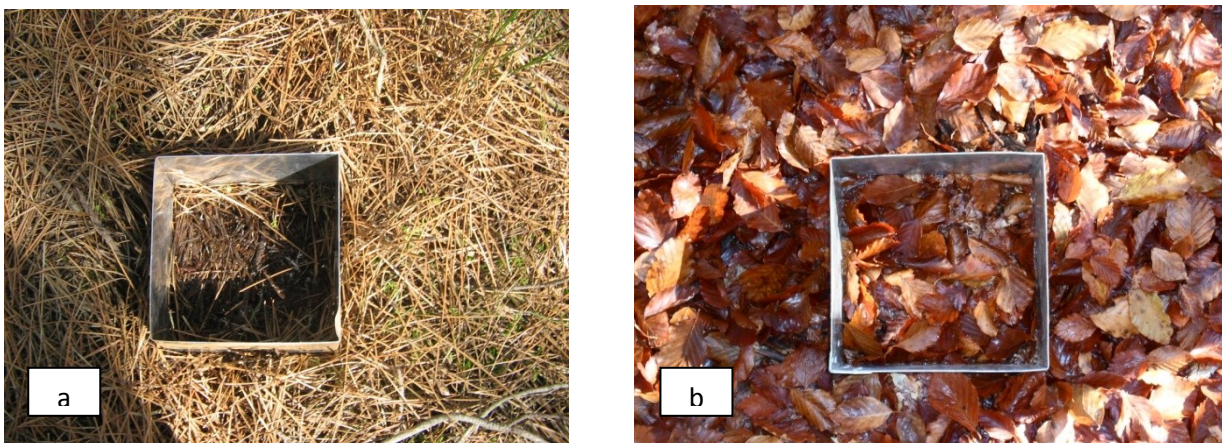


Figura 3.8: posizionamento del quadrato di superficie nota (400 cm^2) utilizzato per prelevare lo strato organico (lettiera indecomposta ed decomposta) nei siti di campionamento delle pinete (a) e delle faggete (b).

Negli stessi punti identificati per ogni sito e definiti precedentemente dal quadrato di 400 cm^2 , è

stato poi prelevato il suolo minerale, dopo aver raccolto tutto il materiale di natura organica. Il suolo è stato prelevato utilizzando dei carotatori in plastica, nelle pinete (Fig. 3.9) o di acciaio, nelle faggete (Fig. 3.10) con lunghezza di 40 cm.



Figura 3.9: prelievo del suolo minerale nelle pinete della cronosequenza con una carota di plastica di 40 cm.



Figura 3.10: prelievo del suolo minerale con un carotatore di acciaio fino a 40 cm di profondità nelle faggete.

La lettiera indecomposta o nei primi stadi di decomposizione, con le foglie intere, integre o debolmente frammentate, è stata separata direttamente in campo dallo strato sottostante, costituito da lettiera in fase di decomposizione più avanzata, costituita da frammenti anche molto piccoli. Il suolo, invece, contenuto in ciascuna carota è stato separato in sub-campioni aventi rispettivamente profondità di 5 cm di profondità nelle tre pinete, e sub-campioni di profondità 0-5 cm, 5-15 cm, 15-30 cm e 30-40 cm, nelle due faggete. I diversi sub-campioni di suolo sono poi stati setacciati,

mediante un setaccio in plastica con maglie di 2 mm, in modo da eliminare lo scheletro, eventuali residui di lettiera e la pedofauna di grosse dimensioni. La frazione organica e quella minerale sono state, poi, fatte essiccare in stufa a 75°C per 48h, per poter effettuare le varie analisi chimico-fisiche sul campione secco. Una frazione del campione fresco è stata conservata in frigo a 4°C per la determinazione del C solubile, della biomassa fungina attiva e totale, e per la biomassa e la respirazione microbica. Un'aliquota di ciascun sub-campione, seccato in stufa, è stata, poi, polverizzata mediante un polverizzatore (Frisch Pulverisette) con biglia e pareti in agata (al fine di evitare la contaminazione dei campioni con metalli). La polverizzazione è necessaria per effettuare determinazioni del contenuto di C e N. Inoltre, campioni di suolo (fino a 15 cm di profondità) sono stati prelevati, nei sei punti di campionamento, per la determinazione della Capacità idrica massimale e della bulk density.

3.3 ANALISI

3.3.1 Capacità idrica massimale, Tenore idrico e Bulk density

La Capacità Idrica Massimale è la massima quantità di acqua che il terreno riesce a trattenere contro la forza di gravità. Per ciascun sito i prelievi di terreno sono stati effettuati utilizzando dei carotatori di plastica lunghi 15 cm e del diametro di 5 cm, di tare nota, con fondo forato internamente ricoperto da carta assorbente, in modo da evitare la fuoriuscita di terreno. Questi sono posti in vasche contenenti acqua affinché il terreno assorba l'acqua fino a raggiungere la saturazione. Dopo aver fatto percolare l'acqua gravitazionale si determina il peso a saturazione. I barattoli vengono, quindi messi in stufa a 75 °C fino a peso costante e ripesandoli si annota il peso secco. La quantità di acqua trattenuta è data dal rapporto:

$$\text{CIM} = ((\text{P.sat.} - \text{P.sec.}) / \text{P.sec.}) * 100$$

La capacità idrica massimale è espresso in grammi di acqua trattenuta contro la forza di gravità, da 100 grammi di terreno secco.

Il Tenore idrico (T.I.), ossia il contenuto di acqua delle lettiera e del suolo al momento del prelievo, è stato determinato con metodo gravimetrico, pesando una quantità nota (circa 10 g) di lettiera e di suolo fresco setacciato (2 mm) e seccandolo in stufa a 75°C per la lettiera e a 105 °C per il suolo, fino al raggiungimento di un peso costante. La quantità di acqua presente nel suolo, calcolata come differenza di peso tra campione fresco e campione secco, è stata espressa come percentuale rispetto al peso secco del suolo.

$$\text{T.I.} = [(\text{peso fresco netto} - \text{peso secco netto}) / \text{peso secco netto}] \times 100$$

La determinazione del Tenore idrico è stata realizzata su ciascuna sezione delle repliche di laboratorio.

La Bulk density, o densità apparente del suolo, rappresenta il rapporto tra la massa del suolo e il suo volume totale, inteso come somma tra il volume occupato dal solido e quello degli spazi vuoti (Allen, 1989). La Bulk density è influenzata da diversi fattori come l'origine dei suoli, tessitura ed uso del suolo o il tipo di coltivazione a cui il suolo è sottoposto (Logdson e Karlen, 2004). All'aumentare della Bulk density si può assistere alla formazione di fenomeni di anossia che favoriscono processi come la denitrificazione e la scomparsa delle micorrize. La Bulk density è calcolata pesando il suolo secco di ogni singola sezione della carota (0-5 cm e 5-15 cm del profilo),

senza setacciare il terreno e rapportandolo al volume che la conteneva. La Bulk density è espressa come g/cm³.

3.3.2 pH

Il pH rappresenta il grado di reazione di un suolo, ovvero la misura della sua acidità o alcalinità. Si considera come pH di un suolo quello di una soluzione acquosa in equilibrio con la parte solida del suolo stesso.

Per determinare il pH della lettiera e del suolo è stato adoperato un pH-metro e la misura è fatta per via potenziometrica. Il pH è stato misurato su suolo fresco: in una beuta di 100 ml sono stati pesati 10 g di terreno a cui sono stati aggiunti 25 ml di acqua distillata, per ottenere un rapporto acqua/terreno pari a 2,5/1. Tali beute sono state poste su di un piano oscillante per 20 minuti, avendo cura, dopo 10 minuti, di ruotarle di 90° per spostare la direzione di oscillazione del liquido ed ottenere un miscuglio omogeneo. Dopo l'agitazione, le beute sono state lasciate sedimentare per circa mezz'ora, passata la quale s'è provveduto a prelevare il surnatante e trasferirlo in un becher nel quale è stato misurato il pH.

3.3.3 Sostanza organica

Il contenuto in sostanza organica (SOM) di un suolo rappresenta uno dei principali indicatori chimici della qualità del suolo (Schoenholtz et al., 2000). Per la valutazione del quantitativo di SOM sono stati pesati 1 g di lettiera e 1 g di suolo non polverizzati, in capsule di porcellana. I campioni sono stati, poi, inceneriti in muffola per circa 2h a 550°C. Le capsule sono state poi prelevate per pesare le ceneri. La quantità di sostanza organica è espressa in percentuale e calcolata tramite la formula:

peso secco del terreno – peso delle ceneri / peso secco del terreno x 100

Il contenuto di sostanza organica è stato riportato come media. Dal quantitativo di SOM è stato possibile risalire al quantitativo di C organico sapendo che il C rappresenta il 58% della sostanza organica, è stata applicata la seguente formula:

C organico = (SOM*58)/100

3.3.4 Contenuto totale di Carbonio e Azoto

Sui campioni di lettiera indecomposta e decomposta e di suolo minerale alle diverse profondità sono state realizzate misure del contenuto totale di C e N, dalle quali è stato ricavato il rapporto C/N. Le misure sono realizzate su campioni secchi e finemente polverizzati. Tali determinazioni sono state effettuate su ciascun campione per ciascuna sezione; per ciascun sub-campione sono state realizzate 3 repliche di laboratorio. Il contenuto di C e di N totale è stato misurato attraverso un analizzatore C,N,S (Elemental Analyser, Flash 112 Series EA). Per questa determinazione sono stati usati circa 5 mg per la lettiera indecomposta e decomposta e 15 mg per il suolo minerale, alle diverse profondità, pesati in capsule di stagno. Le capsule, contenenti i campioni, sono state trasferite nel

campionatore automatico, nel gas-cromatografo, dove il campione viene prima di tutto introdotto in una camera di combustione ad alta temperatura e, poi, ossidato completamente e istantaneamente a temperature di 1800°C fino a produrre CO₂ e NO_x. I gas prodotti da questo processo vengono fatti passare su uno specifico catalizzatore (ossido di cobalto argentato e ossido di cromo) per completare il processo di ossidazione. Al fine di ridurre gli ossidi di azoto ad azoto molecolare (N₂), i gas passano poi in una colonna contenente rame ridotto (colonna di riduzione, 840 °C). Sulla linea è, inoltre, montato un filtro di perclorato di magnesio anidro (Mg(ClO₄)) che assorbe il vapore acqueo. La separazione dei differenti prodotti avviene mediante una colonna cromatografica (impaccata con Porapac Q). Infine, i gas (CO₂, N₂) sono rilevati da un TCD- thermal conductivity detector che, al passaggio degli ossidi, registra i segnali come variazioni della differenza di potenziale necessarie a mantenere costante la temperatura del detector stesso (60°C). Il contenuto di carbonio e quello di azoto totale, espressi come percentuale su peso secco di campione, sono forniti direttamente dallo strumento sulla base della curva di taratura (ER) realizzata utilizzando 4 standard di foglie di leccio di peso crescente (C= 49.81% e N= 1.855%), certificato dalla Carlo Erba Instruments (Milano).

3.3.5 Carbonio Solubile

Il carbonio solubile è stato determinato sia sulla lettiera che sul suolo. A 0,5 g di lettiera secca sono stati aggiunti 70 ml di acqua distillata e a 20 g di suolo per ciascuna profondità dello strato minerale sono stati aggiunti 200 ml di H₂O distillata. Le beute con campioni e acqua distillata sono state, poi, fatte agitare sull'agitatore Universal Table-Shaker 709, a 130 rpm per 2h. Le sospensioni ottenute, sono state centrifugate a 5.000 rpm per 15 min e fatte filtrare attraverso filtri Watman, di porosità 15 µm. Le sospensioni filtrate, poi, sono state liofilizzate in stufa, a 75°C. Il liofilizzato è stato, infine, analizzato al gas-cromatografo (C,N,S Analyser) per valutare il quantitativo di C solubile.

3.3.6 NMR

Gli estratti contenenti il C solubile dei campioni di suolo e di lettiera, sono stati poi analizzati attraverso spettroscopia di risonanza magnetica nucleare (¹H NMR), la quale offre sia informazioni sulle macromolecole sia su composti organici semplici (Wilson et al., 1988). Gli spettri sono stati realizzati per ciascun strato organico e per ciascun orizzonte in cui è stato diviso il profilo di suolo nelle tre pinete e nelle due faggete. Gli spettri ¹H NMR sono stati ottenuti da uno spettrometro Bruker 400. Una aliquota di 100 mg circa di ciascun campione è stata dissolta in 3 ml di D₂O come solvente e una porzione della soluzione è stata trasferita in un tubo NMR. Gli spettri sono stati ottenuti alle seguenti condizioni: frequenza spettrometrica di 400.13 MHz; presaturazione omonucleare per la soppressione del solvente; pulse delay di 1.0 s; tempo di acquisizione di 278 s; linebroadening factor, 1 Hz. Duocentocinquantasei scansioni sono state accumulate per ciascun campione. Il Chemical shifts è stato dato in relazione alla risonanza del tetramethylsilano. Le aree dei segnali sono state calcolate per mezzo di una integrazione. Su ciascuno spettro sono stati riconosciuti tre range di segnali: alchili: 0-3 ppm; alcoli/carboidrati: 3.0-4.3 ppm; composti aromatici e olefine: 6.0-9.0 ppm.

3.3.7 Fosforo totale

Per la valutazione della quantità di Fosforo totale (P tot.) nel suolo è stato utilizzato il trattamento con Acido Solforico (96%), Perossido di Idrogeno (130% m/m) e Acido Fluoridrico (50%), secondo il metodo proposto da Dick e Tabatabai (1977). E' stato utilizzato l'Acido ascorbico come agente riducente (0.1 moli L^{-1}) (Murphy e Riley, 1962) in quanto presenta il vantaggio, rispetto alla utilizzazione dello stagno cloruro (Jackson, 1958), di una più lunga stabilità del colore blu (oltre 24h) e di una maggiore tolleranza ad elevate concentrazioni di sali e di Fe^{3+} (oltre 2.5 mg L^{-1}). I campioni, infine, sono stati letti allo spettrofotometro (U-1500 HITACHI) a 882 nm, contro un bianco che contiene tutti i reagenti esclusa la soluzione di fosforo. La concentrazione di P è stata ricavata da una curva di taratura, costruita utilizzando quantità crescenti di una soluzione standard di P (10 mg L^{-1}); la curva di taratura era costruita con 6 diverse concentrazioni di P, partendo da 0 mg L^{-1} , 1, 2, 3, 4 e 5 mg L^{-1} .

3.3.8 Biomassa fungina attiva

La determinazione della biomassa fungina attiva è stata effettuata con un metodo diretto che prevede la conta delle intersezioni delle ife fungine con un retino montato all'oculare di un microscopio (Olson 1950). Un'aliquota nota di lettiera e suolo fresco (1g di peso fresco) e 100 ml di tampone fosfato (60 mM; pH=7.5) sono stati omogeneizzati in un mixer. Dalla miscela così ottenuta, sono stati prelevati 1 ml di sospensione per la lettiera e 0.5 ml di sospensione per il suolo, a cui è stato aggiunto 1 ml di soluzione diluita di diacetato di fluoresceina (FDA), questo colorante penetra velocemente nelle cellule vitali e viene idrolizzato a fluoresceina, composto fluorescente, da differenti enzimi come proteasi, lipasi ed esterasi (Söderström 1977). Si lascia agire il colorante dopo circa 3 minuti, poi la miscela è filtrata sottovuoto con filtri in polipropilene (Millipore MF Back Filter) da $0.45 \mu\text{m}$ di porosità e 25 mm di diametro (Fig. 3.11). I filtri sono stati montati su appositi vetrini, chiarificandoli con olio da immersione non fluorescente (Cargille, Type B) e osservati al microscopio ad un ingrandimento di 40X (Fig.3.10). La conta delle ife sarà effettuata su una griglia del microscopio in venti campi di osservazione (Fig.3.13). Conoscendo le dimensioni della maglia del retino è possibile convertire il numero totale di intersezioni delle ife in lunghezza delle ife presenti su tutto il filtro (Fig. 3.12), secondo Olson (1950).



Figura 3.11: Preparazione dei vetrini per la biomassa fungina attiva.

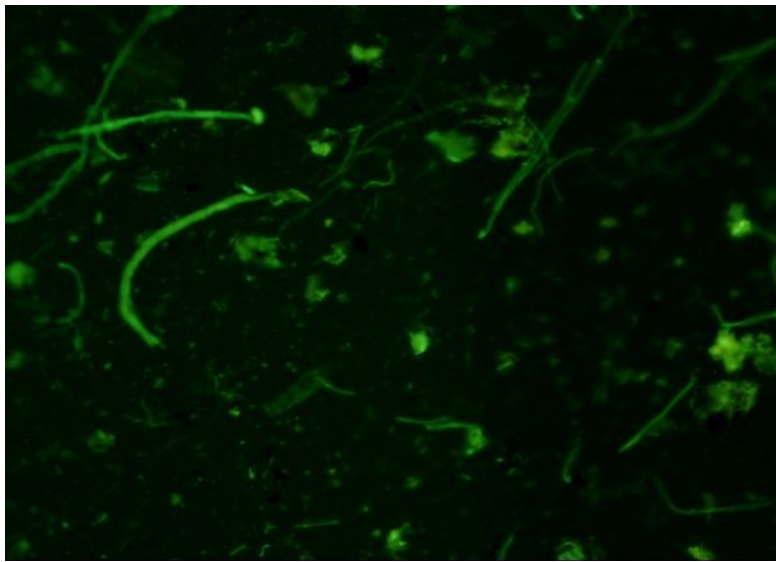


Figura 3.12: immagine al microscopio a fluorescenza di ife vitali dopo colorazione con diacetato di fluoresceina.

Dalle intersezioni tra le ife e le maglie del retino di dimensione nota si ricava la lunghezza del micelio fungino. La lunghezza delle ife è espressa in mm/g e viene moltiplicata per la sezione media dell'ifa ($9,3 \times 10^{-6}$) per ottenere il volume in mm^{-3}g e successivamente in peso secco, conoscendo la densità media delle ife (1.1 g ml^{-1}) e sapendo che il peso secco di un'ifa rappresenta il 15% del peso fresco (Berg & Söderström, 1979). La biomassa fungina è espressa come mg/g di peso secco.

3.3.9 Biomassa fungina totale

La determinazione della biomassa fungina totale si basa su un principio analogo a quello visto per la biomassa fungina attiva. Questo tipo di misura non discrimina tra ife vive, metabolicamente attive e morte ma non decomposte.

La preparazione dei vetrini per quest'analisi parte dalla sospensione dei campioni di lettiera e di suolo preparati con il tampone fosfato e come già descritto nel paragrafo precedente; anche in questo caso, sono stati prelevati 1 ml di sospensione con lettiera e 0,5 ml di sospensione con suolo e filtrati sottovuoto (con un filtro di 25 mm di diametro e un $0.45 \mu\text{m}$ di porosità).

I filtri vengono colorati con una soluzione di blu di anilina capace di legare la chitina, componente della parete cellulare del micelio fungino, il suddetto colorante non ha la capacità di discriminare tra le ife metabolicamente attive, inattive o morte e non ancora decomposte (Fig.3.14). I filtri colorati e asciugati vengono montati su vetrino con olio di cedro. La determinazione viene effettuata attraverso la conta delle intersezioni delle ife (Olson 1950), con le maglie di un retino montato sull'oculare (Fig.3.13), utilizzando un ingrandimento 40x, e, spostando il campo di osservazione in maniera orizzontale e verticale per 20 volte. Dalle intersezioni tra le ife e le maglie del retino di dimensione nota si ricava la lunghezza del micelio fungino. Analogamente a quanto riportato nel paragrafo precedente, la lunghezza delle ife è espressa in mm/g e viene moltiplicata per la sezione media dell'ifa ($9,3 \times 10^{-6}$) per ottenere il volume in mm^{-3}g e successivamente in peso secco, conoscendo la densità media delle ife (1.1 g ml^{-1}) e sapendo che il peso secco di un'ifa rappresenta il 15% del peso fresco (Berg & Söderström 1979). La biomassa fungina è espressa come mg/g di peso secco.

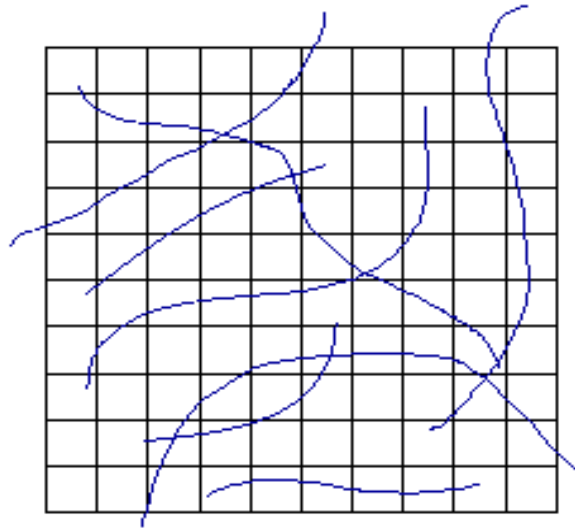


Figura 3.13: retino montato sull'oculare del microscopio ottico e a fluorescenza per valutare l'intersezione delle ife fungine.

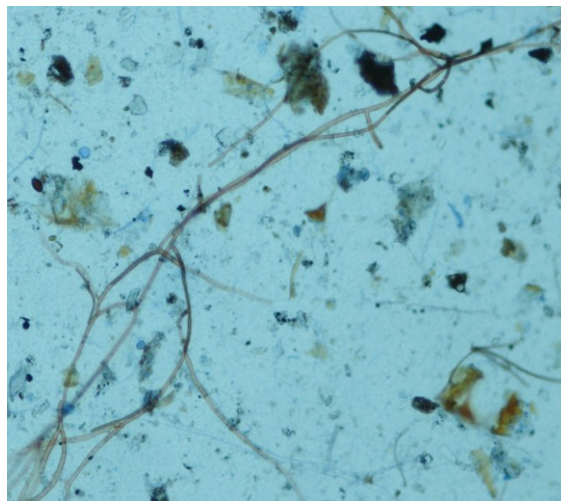


Figura 3.14: ife fungine totali colorate con blu di anilina osservate al microscopio ottico.

3.3.10 Biomassa e respirazione microbica

Una stima della biomassa e dell'attività della popolazione microbica del suolo è possibile attraverso la misura di CO_2 prodotta nell'ossidazione della sostanza organica che rappresenta la respirazione del suolo (le tecniche di laboratorio utilizzano terreno setacciato, per cui viene escluso il contributo dovuto alla respirazione della macrofauna e delle radici).

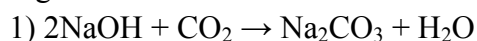
La biomassa microbica è stata valutata tramite il metodo della respirazione indotta dal substrato (SIR) secondo Anderson and Domsch (1978).

Si è proceduto a pesare una quantità di lettiera e di suolo fresco equivalente a 3 grammi di suolo in peso secco. In ognuno dei campioni sono stati aggiunti 3 ml di una soluzione di glucosio ad una concentrazione di 30 mg ml^{-1} .

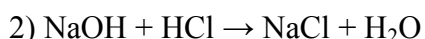
La lettiera e il suolo con aggiunta di glucosio sono stati incubati in barattoli di vetro a chiusura ermetica con becher contenenti circa 15 ml di acqua (in modo da garantire un ambiente umido) e 10 ml di una soluzione 0.1 N di NaOH. I barattoli sono stati incubati per 5 notti, al buio a 25°C . La soluzione di NaOH funge da "trappola" per la CO_2 liberata dal suolo che resta imprigionata nel barattolo chiuso ermeticamente. Aggiungendo un eccesso di D-glucosio, facilmente utilizzabile

dalle specie viventi, è possibile stimare l'evoluzione di CO₂ e quindi l'attività dei microrganismi presenti nei campioni in esame.

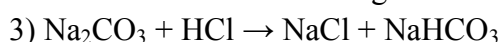
L'evoluzione di CO₂ è proporzionale alla quantità di microrganismi del campione. L'anidride carbonica lega la soluzione di idrossido di sodio presente nel barattolo. Inoltre per stimare la respirazione i campioni di lettiera e suolo analogamente a quanto fatto per la determinazione della biomassa microbica con il glucosio, sono stati incubati nelle stesse condizioni, per lo stesso periodo, dopo aggiunta di sola acqua distillata (3 ml). In questo modo risulta possibile stimare la Respirazione Basale della lettiera e del suolo. Insieme ai barattoli contenenti i campioni di lettiera e suolo con H₂O o con aggiunta di glucosio, sono stati incubati tre bianchi, ovvero, barattoli contenenti solo la soda (NaOH) e il becher con acqua distillata, per sottrarre la quantità di CO₂ già presente nel barattolo da quella frutto dell'attività dei microrganismi del suolo. Dopo l'incubazione è stata eseguita una doppia titolazione con due indicatori, la fenolftaleina e metilarancio, ed una soluzione titolante di HCl (0.05 N). Durante l'incubazione l'idrossido di sodio reagisce con la CO₂ racchiusa nel barattolo ed evoluta dai organismi del suolo, producendo Na₂CO₃, secondo la seguente reazione:



Durante la prima titolazione, nella quale si utilizza come indicatore la fenolftaleina, l'acido cloridrico neutralizza la soda in eccesso, che non ha reagito con la CO₂, secondo la reazione:

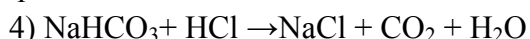


Successivamente l'acido reagisce con il carbonato di sodio ottenuto dalla reazione (1):



Quando tutto il carbonato è stato convertito in bicarbonato, la fenolftaleina vira da violetto ad incolore.

Nella seconda titolazione viene usato come indicatore il metilarancio, che vira da giallo ad arancio quando tutta la CO₂ viene liberata dal bicarbonato di sodio, secondo la seguente reazione:



La quantità di carbonio evoluta come CO₂ da ciascun campione, è ricavata mediante la formula seguente:

$$5) \text{mg CO}_2 = 2 \cdot (a - b) \cdot 1.1$$

dove:

a = ml di HCl utilizzati nella seconda titolazione del campione

b = ml di HCl utilizzati nella seconda titolazione del bianco, che indica la CO₂ presente nell'atmosfera dei barattoli, indipendentemente dal terreno.

Dalla stechiometria delle reazioni si ricava che l'evoluzione di una mole di CO₂ a partire dal carbonato di sodio, in cui è immobilizzata, (reazioni 3 e 4) richiede due moli di HCl: una mole per convertire il carbonato in bicarbonato (reazione 3) ed una mole per liberare la CO₂ dal bicarbonato (reazione 4).

Poiché i millilitri di HCl presi in considerazione nella formula sono soltanto quelli della seconda titolazione (reazione 4), questi vanno moltiplicati per 2. Inoltre, sapendo che ad ogni ml di HCl 0,05 N, utilizzato nella titolazione corrispondono 1.1 mg di CO₂, i millilitri di HCl utilizzati nella seconda titolazione vanno ancora moltiplicati per 1.1. I mg di CO₂ evoluta, così ottenuti, vengono riferiti a grammo di peso secco di lettiera o di suolo, nell'unità di tempo. Inoltre, la biomassa microbica o carbonio microbico è stata ricavata dalla seguente equazione:

Biomassa microbica = mg C-CO₂ g suolo secco-1 h-1 x Kc (evoluta dopo l'aggiunta di glucosio)

dove K_c è la frazione di carbonio della biomassa mineralizzata a CO_2 durante 5 giorni di incubazione (Jankinson and Ladd 1981).

3.3.11 Quoziente metabolico (qCO_2) e coefficiente di mineralizzazione endogena (CEM).

Per conoscere il grado di attività della microflora presente nel suolo è stato calcolato il quoziente metabolico (qCO_2); che costituisce la quantità di carbonio evoluta come CO_2 per unità di carbonio microbico (Anderson & Domsch 1993), e tiene conto della durata dell'incubazione:

$$qCO_2 = \text{mg C-CO}_2 \text{ mg C mic}^{-1} \text{ g}^{-1}$$

Il qCO_2 può risultare un indice utile ad individuare l'instaurarsi di condizioni stressanti per la microflora edafica ed anche a differenziare suoli a differente stadio di maturità. Inoltre ai fini della valutazione della velocità di mineralizzazione del C organico è stato calcolato il coefficiente di mineralizzazione endogena (CEM) che rappresenta il rapporto tra il carbonio evoluta come CO_2 nel periodo di incubazione ed il contenuto di carbonio organico del suolo:

$$CEM = \text{mg C-CO}_2 \text{ g C}_{\text{org}}^{-1} \text{ g}^{-1}$$

3.4 Analisi statistica dei dati

Per la lettiera e il suolo i dati riportati sono medie delle 6 repliche di campo, per ciascuna delle quali sono state realizzate 3 repliche di laboratorio \pm errore standard. Per ciascun parametro è stata saggiata la significatività delle differenze tra i diversi siti e le diverse profondità del profilo con l'Analisi della Varianza (Two Way ANOVA) seguita dal test di Holm-Sidak. Le correlazioni lineari tra i diversi parametri sono state determinate usando il coefficiente di correlazione di Spearman utilizzato per dati con distribuzione non parametrica.

4 RISULTATI E DISCUSSIONI

4.1 Pinete

4.1.1 PARAMETRI CHIMICO-FISICI

Nella caratterizzazione chimico-fisica dei suoli delle pinete del Vesuvio in cronosequenza, importante è la valutazione della Capacità Idrica Massimale che rappresenta la capacità del suolo di trattenere acqua contro la forza di gravità e mostra per il sito più vecchio (CM) i valori significativamente più alti (29,09 %), rispetto ai siti BF (17,15%) e PG (13,49%) che invece non sono tra loro differenti (Fig.4.1).

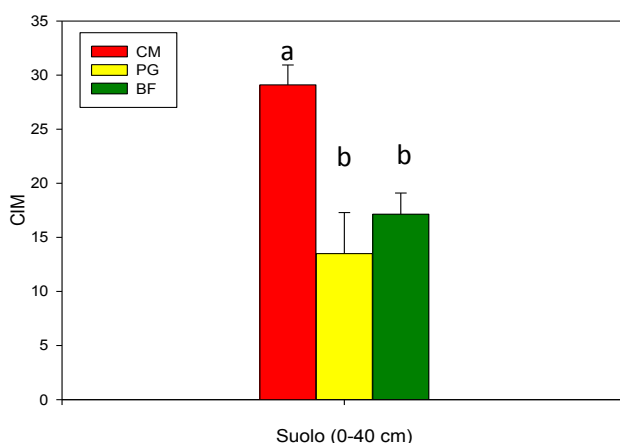


Figura 4.1: Capacità idrica massimale nel suolo minerale (0-40 cm), delle tre pinete di 40 anni (BF), 70 anni (PG), e di 100 anni (CM), che costituiscono la cronosequenza.

Il tenore idrico (%), ossia il contenuto di acqua al momento del prelievo (Fig. 4.2), ha valori significativamente più elevati nello strato di lettiera decomposta (148% per CM, 127% per PG e 65% per BF), rispetto a quello della lettiera indecomposta, per tutti e tre i siti esaminati.

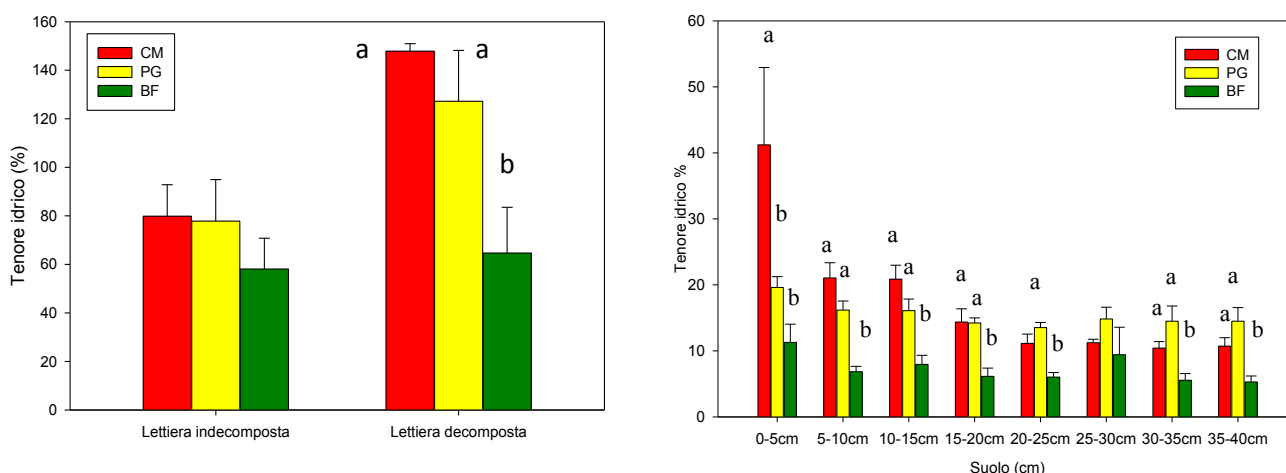


Fig.4.2: Tenore idrico (%) in lettiera non decomposta e decomposta e nel suolo minerale (0-40 cm), delle pinete di 40 anni (BF), di 70 anni (PG), e di 100 anni (CM), che costituiscono la cronosequenza oggetto di studio.

Inoltre la lettiera decomposta dei siti più vecchi ha un tenore idrico significativamente più alto del sito BF più giovane.

Il tenore idrico del suolo, mostra nei primi 15 cm di profondità valori maggiori nel sito più vecchio, mentre a profondità maggiori è PG a mostrare valori più alti. Inoltre, il contenuto idrico decresce lungo il profilo per CM, mentre non mostra un andamento particolare lungo il profilo degli altri siti più giovani, rimanendo pressoché costante lungo tutto il profilo. Nello studio di Ekelund et al. (2001) in tre siti forestali di *Fagus sylvatica* e di *Picea Abies* si registra una riduzione del contenuto idrico (%) lungo un profilo di suolo di 150 cm. Nel lavoro di Fioretto et al. (2007), effettuato nella Riserva Naturale di Castel Volturno, in macchia mediterranea, sono stati osservati, per le lettiere di cisto, dei valori di tenore idrico superiori al 200% .

Per quanto riguarda la bulk density (g/m^3) (Fig. 4.3), è il sito più giovane ad avere i valori più alti per tutto il profilo del suolo fino a 35 cm di profondità, senza un andamento particolare. Anche la bulk density del sito più vecchio non presenta un andamento particolare lungo il profilo del suolo, mentre il sito PG mostra valori che crescono da 0 a 15 cm, una riduzione tra 15 e 25 cm, e poi di nuovo un aumento tra 25 e 40 cm, e a 40 cm raggiunge valori di $1,48 \text{ g/m}^3$. La bulk density è un parametro fortemente legato alla tipologia di suolo esaminato, essendo una caratteristica strutturale del suolo e ne evidenzia il grado di porosità. La bulk density, infatti, risulta essere particolarmente elevata in suoli molto compatti, soprattutto negli strati superficiali, fino a 20 cm di profondità (Jacinthe e Lal, 2007; Jacinthe et al., 2002). Inoltre, sembra che la bulk density tende ad aumentare con la profondità, come conferma anche il lavoro di Ussiri et al. (2006) sia in foreste di Pino e di Robinia e aumenta in suoli sottoposti a diversi tipi di disturbo, come il pascolo.

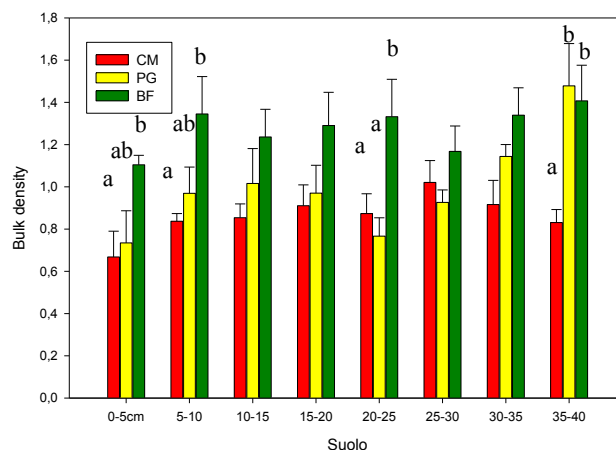


Figura 4.3: Bulk density (g/m^3) del suolo minerale (0-40 cm), dei tre siti di 40 anni (BF), 70 anni (PG), e di 100 anni (CM), che costituiscono la crono sequenza oggetto di studio.

Per la sostanza organica (g/m^2) (Fig. 4.4), il sito più vecchio ha valori più alti negli strati di lettiera (1209 e 2502 g/m^2) e nei primi 5 cm di suolo (397 g/m^2). La più alta quantità di sostanza organica negli strati organici del sito di 100 anni può essere messa in relazione alla maggiore produzione di lettiera in questo sito rispetto agli altri due siti più giovani, come rilevato in un recente studio effettuato sulla stessa crono sequenza (Esposito 2008). Il sito PG ha valori più bassi di sostanza organica negli strati organici rispetto agli altri due siti, tuttavia ha valori più alti nel suolo, da 5cm fino a 40 cm. Inoltre PG presenta un andamento decrescente della sostanza organica fino a 20cm, poi da 25 cm incrementa di nuovo i valori. CM ha valori che si riducono lungo il profilo, mentre il sito più giovane mantiene costante il contenuto di sostanza organica lungo tutto il profilo. In effetti in molti suoli indisturbati la concentrazione della sostanza organica è più elevata negli strati superficiali e declina lungo il profilo del suolo (Bennet et al., 1975; Blerins et al., 1977; Meints and

Peterson, 1977). La diminuzione della sostanza organica con la profondità è in accordo con diversi studi come quello di Rumpel et al. (2004), in suoli forestali caratterizzati da diversi tipi di vegetazione e di Kaiser et al. (2002) in foreste di abete rosso e di faggio; in quest'ultimo lavoro, gli autori hanno osservato una riduzione del contenuto di sostanza organica dal 21% al 12% con la profondità (0-90 cm). Al contrario, Marschner et al. (2008), in due suoli forestali della Bavaria (Cambisol e Podzol), hanno osservato un aumento della concentrazione di sostanza organica all'aumentare della profondità. Questa caratteristica può essere legata alla presenza nel suolo di elementi recalcitranti e ad efficienti meccanismi chimico-fisici di protezione della sostanza organica, come bassa porosità, occlusione da aggregati, interazioni con superfici minerali o con altre molecole organiche (Rumpel et al., 2002; Rethermeyer et al., 2005). D'altra parte è noto che la riduzione della componente organica con l'aumentare della profondità, può essere associata anche alla riduzione dei prodotti liberati dalle radici, ossia può coincidere con l'allontanamento dalla rizosfera e con la riduzione della biomassa microbica, che contribuisce alla frazione organica del suolo (Meints e Peterson, 1977). Sidari et al. (2005) in un lavoro condotto su profili di suolo (profondità 130 cm) in un bosco misto di faggio e pino, nell'altopiano della Sila (Cs), hanno riportato valori di sostanza organica del 5,3% da 0 a 20 cm e valori del 2,9 % fino a 130 cm, quindi anche in questi suoli c'è una tendenza alla riduzione della sostanza organica con l'aumentare della profondità. L'andamento della sostanza organica nel suolo dei tre siti è inoltre correlato con il tenore idrico ($P < 0.05$). I polisaccaridi e le sostanze umiche nel suolo sono capaci di trattenere acqua fino a quattro volte il proprio peso, attraverso numerosi gruppi funzionali idrofili (Nannipieri, 1993), aumentando, così, la capacità di ritenzione idrica del suolo.

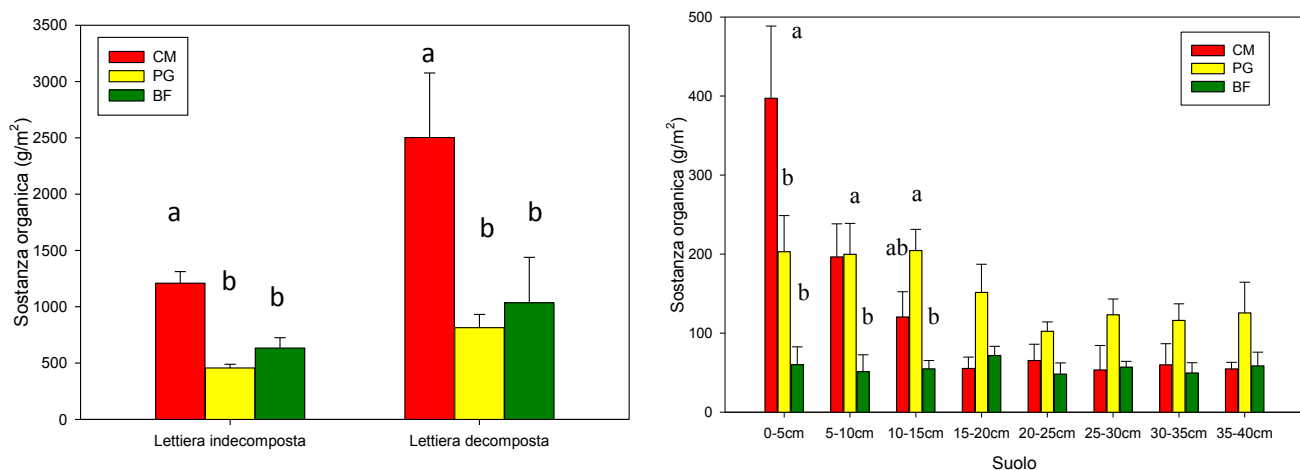


Figura 4.4: contenuto di sostanza organica (g/m^2) in lettiera, e suolo minerale (0-40 cm), nei tre siti di 40 anni (BF), di 70 anni (PG), e di 100 anni (CM), che costituiscono la cronosequenza.

Confrontando tutti e tre gli stand, generalmente il sito più giovane ha la più bassa quantità di C organico soprattutto nel suolo minerale, in accordo alla riduzione dell'efficienza di assimilazione di C con l'età dello stand come trovato da Bauhus et al. (1998). D'altra parte non si può dimenticare che il contenuto di C organico dipende dall'accumulo di necromassa sulla superficie del suolo, dalla velocità e dall'efficienza della comunità vegetale nel sequestrare la CO_2 dall'atmosfera (Bendfeldt et al., 2001; Shukla e Lal, 2005), dalla produzione di metaboliti da parte delle piante e degli organismi edafici. La diminuzione della quantità di C con la profondità è legata inoltre all'attività della microflora del suolo (Ohlund et al., 2004; Jones et al., 2005). PG presenta un maggiore

accumulo di C organico lungo il profilo del suolo rispetto agli altri due siti e ciò potrebbe essere legato a bassi tassi di decomposizione (Reicosky e Forcella, 1998).

Webster et al. (2000) riportano per suoli di regioni temperate caratterizzati da forte acidità ed umidità, un contenuto di C pari a 473.1 mg per grammo di suolo campionato a 0-15 cm di profondità. Froberg et al. (2007) riportano per una foresta di pino del Tennessee valori di 0.47 Kg/m² di C negli orizzonti Oe-Oa; 1.80 kg/m² di C tra 0-15 cm di suolo; 1.60 Kg/m² di C tra 15-60 cm di profondità e una media annuale di caduta di lettiera (2000-2005) pari a 485 g p.s./m². Kalbitz and Kaiser (2007) riportano per una foresta di abete valori di C di 3.6 t/ha per l'orizzonte Oi, 25.4 per l'orizzonte Oe; 31.0 per i primi 10 cm di suolo; 27.4 tra 10-20 cm; 8.5 tra 20-40 cm; 51.1 tra 40-70 cm; 20.7 tra 70-100cm; 1.5 tra 100-120 cm; 0.9 a 130 cm di profondità; mostrando così una riduzione e poi un aumento della quantità di C lungo il profilo del suolo. Secondo Kalbitz (2007), è la materia organica dissolta (DOM) e la sua ritenzione nel suolo a contribuire all'accumulo di C lungo il profilo del suolo e in accordo con Froberg et al 2006 molta della ritenzione della DOM avviene nell'orizzonte B.

L'approccio della cronosequenza per lo studio delle dinamiche del C del suolo nel tempo è stato adottato molto, tuttavia esso può produrre errori nei risultati, soprattutto se i siti considerati hanno differenti caratteristiche (Lal, 2005). L'errore è minimizzato se i siti della cronosequenza hanno lo stesso materiale parentale, lo stesso tipo di suolo, la stessa latitudine e la stessa storia di mantenimento. Bens et al (2006) hanno condotto un esperimento in una cronosequenza di *Pinus sylvestris* nel nord della Germania formata da tre foreste di 76, 84 e 114 anni e hanno rilevato una percentuale di C totale nello strato di humus di 72, 29 e 58%. Gli stessi hanno rilevato nello strato di humus di una foresta di faggio di 91 anni una percentuale di C di 37%. Nello studio di Ekelund et al. (2001) condotto in tre siti forestale di *Fagus sylvatica*, di *Picea abies/Betula pubescens*, e di *Picea abies* lungo un profilo di 150 cm è stato rilevato un contenuto di C totale (% di peso secco) di 9.1 tra 0-3 cm; 1.2% tra 3-45 cm; 0.16 % tra 45-80 cm; 0.23 % tra 80-115cm; 0.03 % tra 115-150cm.

Per quanto riguarda il contenuto di N (Fig. 4.5), negli strati organici, esso raggiunge valori di 27 g/m² per CM, 13 g/m² per PG e 16 g/m² per BF, nella lettiera in decomposizione che quindi presenta valori significativamente più elevati rispetto a quella indecomposta. Per l'azoto è PG ad avere i valori più bassi negli strati organici, mentre nel suolo è il sito che tendenzialmente ha valori più alti. Inoltre, nel suolo minerale di CM e BF l'azoto tende a ridursi gradualmente lungo il profilo; PG invece mantiene valori alti fino a 20-25 cm, li riduce tra i 25 e 30cm e poi incrementa nuovamente tali valori. Il contenuto di N nel suolo, così come il contenuto di C, è un parametro che segue l'andamento del contenuto della sostanza organica e tende a diminuire con la profondità a causa dell'attività microbica del suolo (Kaiser e Zech, 2000; van Hees et al., 2003).

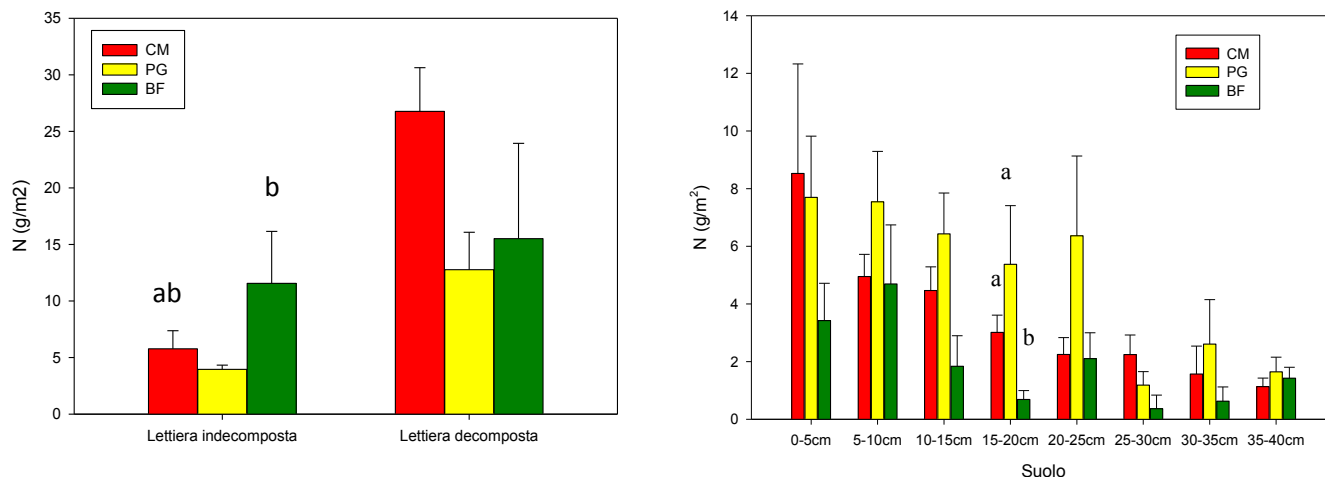


Figura 4.5: N totale (g/m^2) in lettiera e suolo minerale (0-40 cm), delle tre pinete di 40 anni (BF), di 70 anni (PG), e di 100 anni (CM), che costituiscono la crono sequenza.

Diversi lavori, in letteratura, hanno evidenziato una diminuzione del contenuto di N lungo il profilo del suolo, come quello di Jones et al. (2008), in foreste temperate di conifere e quello di Jacinthe e Lal (2007), condotto in suoli forestali (*Pinus nigra* e *Fraxinus pennsylvatica*) nel sud-est dell' Ohio, dove il contenuto di N totale diminuisce lungo un profilo da 0 a 40 cm, con valori che vanno da 0.53 g Kg^{-1} di suolo nello strato 0-10 cm a 0.49 g Kg^{-1} nello strato 20-40 cm. Nella pineta di CM e in quella di BF, la quantità di N totale segue questo andamento. Nella pineta di PG, invece, il contenuto di N lungo il profilo è probabilmente condizionato dalla vegetazione che ricopriva questa area prima dell'impianto della pineta, che era caratterizzata dalla presenza di ginestre (*Genista aetnensis* (Biv.) DC.) ossia di una leguminosa che ha arricchito il terreno di N.

Per quanto riguarda, invece, il rapporto C/N (Fig. 4.6), si può osservare come nelle tre pinete tale valore è maggiore nella lettiera indecomposta (89% per CM, 59% per PG e 40% per BF) rispetto alla lettiera in decomposizione, per poi diminuire nel suolo di CM e BF. Nel suolo di PG si ha una riduzione fino a 25 cm e un aumento a profondità maggiori. Webster et al. (2000) riportano in suoli di regioni temperate campionati a 0-15 cm un rapporto C/N pari a 27,5. Froberg et al., (2007) riportano un rapporto C/N pari a 32.6 per lettiera non decomposta di abete e di 33.0 per lettiera decomposta.

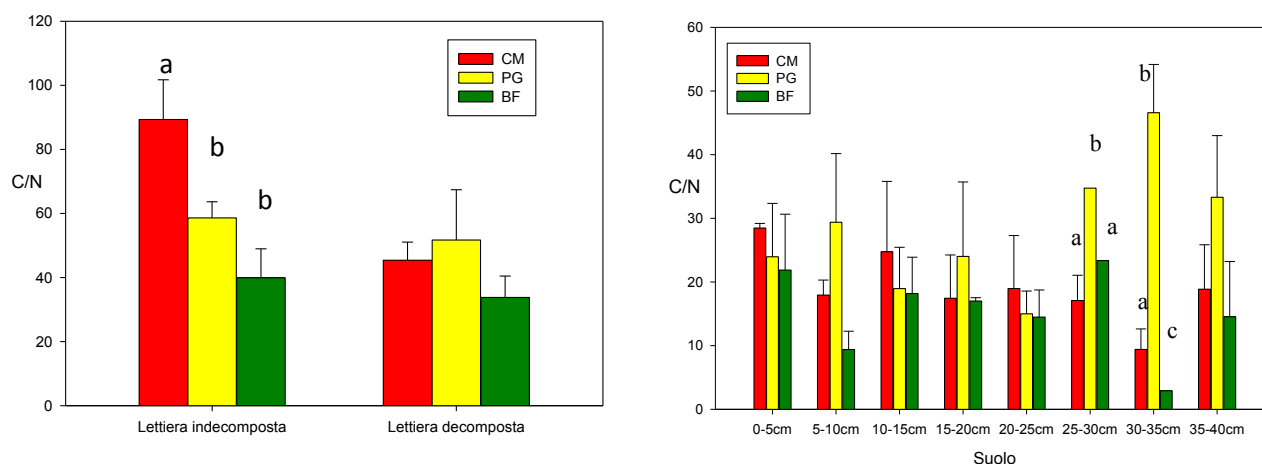


Figura 4.6: Rapporto C/N in lettiera e suolo minerale (0-40 cm), dei tre siti di 40 anni (BF), di 70 anni (PG), e di 100 anni (CM), che costituiscono la crono sequenza oggetto di studio.

Il rapporto C/N è un parametro molto importante in quanto consente di verificare lo stato metabolico del suolo (Reicosky e Forcella, 1998) ed è un importante indice della degradabilità e della recalcitranza della sostanza organica (Melillo et al., 1982). Un rapporto C/N alto è indice di scarsa mineralizzazione ed intensa umificazione. Al contrario, valori bassi di C/N sono indice di rapida mineralizzazione dei materiali organici (Brookshire et al., 2007). I dati ottenuti per CM e BF sono in accordo con quelli ritrovati nello studio di Jones et al. (2008), in foreste temperate di conifere (*Picea sitchensis*) e nello studio di Jacinthe e Lal (2007), in suoli forestali (*Pinus nigra* e *Fraxinus pennsylvatica*) nel sud-est dell' Ohio, in cui il rapporto C/N tende a diminuire con la profondità (0-40 cm), con valori che vanno da 20.6, nello strato 0-10 cm, a 9.6, nello strato 20-40 cm. L'andamento di tale parametro, in questi siti, segue quello della sostanza organica confermando, quindi, una relazione tra il contenuto di sostanza organica e il rapporto C/N: minore è tale rapporto e maggiore è la mineralizzazione della sostanza organica.

Per quanto riguarda il contenuto di C solubile, è il sito più giovane (BF) a presentare valori più alti nella lettiera decomposta (g/m^2 , Fig. 4.7). I suoli dei tre siti non mostrano andamenti definiti lungo il profilo. CM presenta valori più bassi di C solubile in superficie (tra 0-10 cm) che aumentano in profondità raggiungendo 21 g/m^2 a 15-20 cm e a 25-30cm, per poi diminuire nuovamente. PG mostra i valori più alti di C solubile tra 5-25 cm di profondità, anche se le differenze nel contenuto di C solubile lungo il profilo di questo sito non sono molto grandi. Il sito più giovane BF presenta generalmente il contenuto di C solubile più elevato rispetto agli altri suoli indagati anche se le differenze non sempre risultano statisticamente significative.

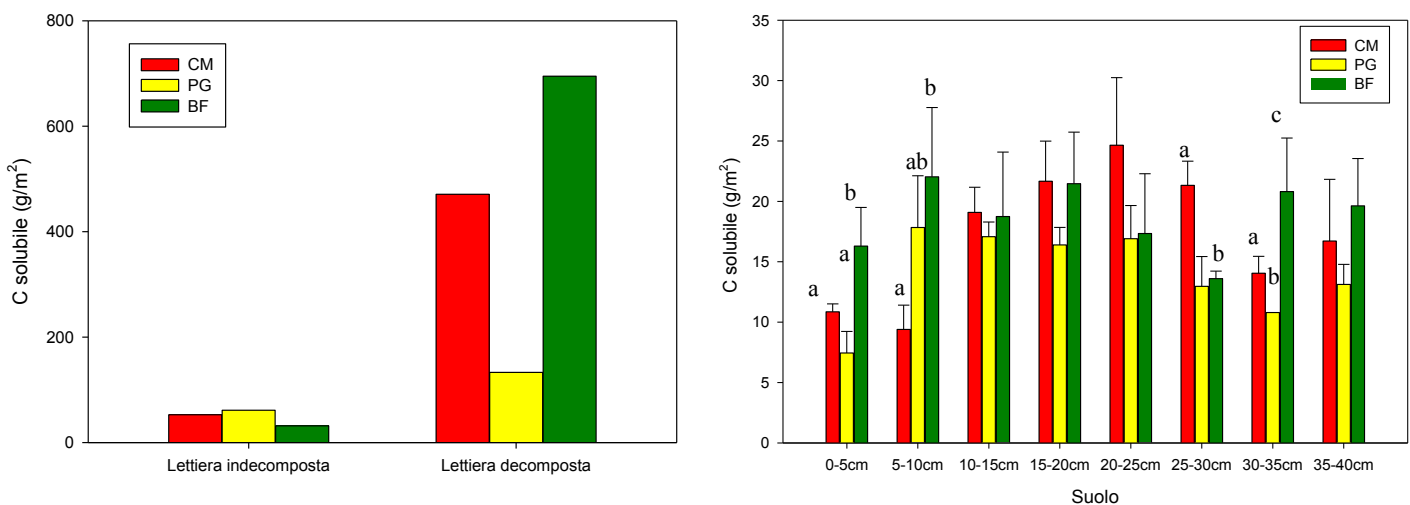


Figura 4.7: C solubile (g/m^2) in lettiera e nel suolo minerale (0-40 cm) dei tre siti di 40 anni (BF), di 70 anni (PG), e di 100 anni (CM), che costituiscono la crono sequenza oggetto di studio.

Il C solubile è considerato come una misura del C disponibile per la microflora. Zsolnay and Steindl (1991) hanno trovato che l' 85% del C solubile è biodegradabile nei suoli agricoli, mentre Boissier e Fontveille (1991) riportano che solo una piccola frazione (da 3.8% a 39,9%) del C solubile è biodegradabile nei suoli forestali. D'altra parte, Janzen et al. (1992) hanno trovato che la frazione labile della materia organica del suolo è fortemente correlata con il C totale e con l'N totale del suolo o con altri parametri che riflettono l'attività microbica nel suolo, come la respirazione del suolo. Nel lavoro di Dumontet et al. (2000) condotto su un suolo Vertic Ustorlhens di una zona semi-arida della Basilicata sono riportati valori di C solubile per un profilo del suolo di 0-40 cm di 80 mg C/Kg p.s.

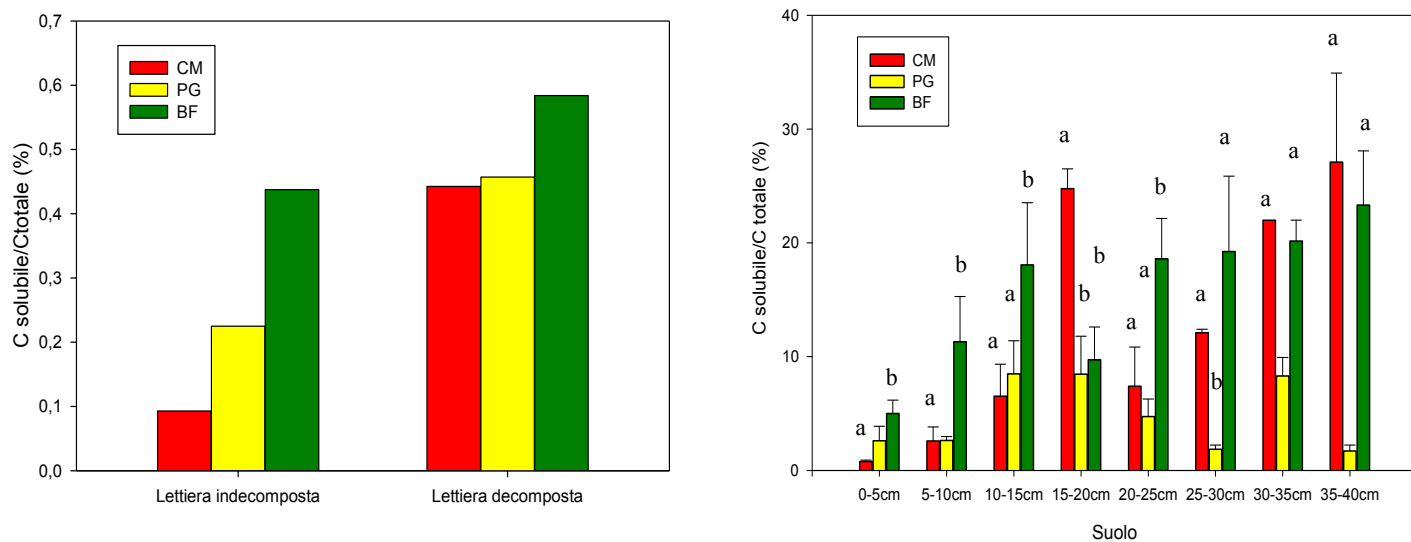


Figura 4.8: frazione solubile del C totale (%) in lettiera e nel suolo minerale (0-40 cm) dei tre siti di 40 anni (BF), di 70 anni (PG), e di 100 anni (CM), che costituiscono la crono sequenza oggetto di studio.

Riportando i dati del C solubile come frazione del C totale nei tre siti di studio (Fig. 4.8), si osserva che il sito BF presenta valori più alti sia nella lettiera indecomposta sia nella lettiera in decomposizione; inoltre si registrano valori significativamente più alti nel suolo della foresta più giovane rispetto a quelle più mature, soprattutto negli strati più superficiali (0-15 cm e 20-30 cm). Inoltre nella pineta BF sembra esserci un incremento lungo il profilo della frazione solubile del C rispetto al totale. CM ha mostrato una maggiore frazione solubile del C nello strato 15-20 cm e negli strati più profondi (30-40 cm). L'andamento lungo il profilo di C solubile/C totale in PG non mostra un andamento regolare.

Nello studio di Papa (2000) sono riportati valori di C solubile (%) per lettiera indecomposte di cisto, mirto e Leccio, di 10,8%; 16,8% e 15,5%, rispettivamente.

Nello studio di Deng Xiao-Wen et al. (2009), campioni di 5 cm di suolo prelevati sotto betulla e sotto abete, localizzati in un sito del Nord della Cina, tra 1100 m e 2000 m, si differenziano per il pH (5.7 e 4.8 rispettivamente), per contenuto di C totale (94.6 e 110 mg/g rispettivamente), per contenuto di N totale (8.7 e 6.5 mg/g rispettivamente), per il rapporto C/N (10.9 e 19.3 rispettivamente) e infine per la biomassa microbica (12.7 e 8.9 mg C/g C rispettivamente). Il C dissolto misurato nei due tipi di suoli è stato più basso nel suolo di conifere (0.38% Csol/Ctot) rispetto a quello del suolo di betulla (0.56 % Csol/Ctot). Tali risultati sono in accordo a quelli di altri studi condotti in foreste di conifere e in foreste decidue (Smolander and Kitunen, 2002; Suominen et al. 2003; Smolander et al., 2005). Secondo Guggenberger et al. (1994) il rilascio della materia organica dissolta nella soluzione del suolo forestale è collegata alla attività microbica attraverso la degradazione ossidativa della materia organica derivata dalle piante e dalla produzione di metaboliti microbici. Moller et al. (1999) anche hanno trovato un legame tra l'attività microbica e la produzione della materia organica dissolta. Secondo Vance and David (1989) e Clark et al. (2005) la riduzione nel pH è accompagnata da una riduzione nella concentrazione del DOC. Perciò le differenze nel contenuto di DOC possono essere attribuite a differenze nella qualità della lettiera, alla attività microbica, e ai valori di pH dei siti esaminati. Il rilascio di C organico dissolto è importante per il pool totale di C dei suoli forestali (Michel and Matzner, 2002). Nell'esperimento di Deng Xiao-Wen et al. (2009) il DOC rilasciato rappresenta tra 4.1%-6.0% delle perdite di C totale. Tali valori sono più bassi di quelli presentati da Michel and Matzner (2002).

Nello studio di Don e Kalbitz (2005) è stato registrato un contenuto DOC di 1.6 Csol/Ctot per lettiera fresca di faggio e di 3.33 Csol/Ctot su lettiera fresca di pino. Dopo 12 mesi di

decomposizione delle lettiera incubate in situ è risultato una riduzione del DOC più pronunciata nella lettiera di pino. Inoltre lo studio riporta una più alta biodegradabilità del DOC di lettiera fresche rispetto al DOC di lettiera decomposta.

Nel lavoro di Kalbitz et al. (2006) sono riportati i valori di DOC (mg/g C) nella lettiera fresca e nella lettiera dopo 27 mesi di decomposizione di diverse specie vegetali. Il DOC della lettiera di acero passa da 62.4 a 6.2; quella di frassino da 39.3 a 4.1; quella di faggio da 16.0 a 8.6; quella di abete da 9.5 a 13.0 e quella di pino da 33.3 a 11.6. Inoltre il lavoro mostra che nei lisciviati delle lettiera con una più alta degradazione della lignina (faggio, abete e pino), l'assorbimento UV e analisi di spettroscopia fluorescente hanno indicato un maggiore contributo dei composti lignina-derivati alla DOM all'aumentare della perdita di massa della lettiera, rispetto alle specie di lettiera con un contenuto di lignina relativamente più stabile, dimostrando così che la degradazione della lignina è un importante controllo della produzione della DOM durante le fasi più avanzate della decomposizione della lettiera.

Nel lavoro di Tao and Lin (1999) condotto su suolo e su sedimenti di una regione cinese dominata da foreste di pino, caratterizzata da un clima temperato umido e con precipitazioni annuali di 500-650 mm all'anno, è stato registrato un contenuto di C organico totale di 129 g/Kg nei sedimenti e di 96 g/Kg nell'orizzonte A del suolo. Il contenuto di sostanze umiche era di 7.6% e 4.4% rispettivamente, mentre il contenuto di WSOC era di 2.9 mg/g e 0.57 mg/g rispettivamente. I dati mostrano che il contenuto di WSOC è positivamente proporzionale ai contenuti sia della materia organica che delle sostanze umiche. Tuttavia, il contenuto di WSOC è correlato (a un livello significativo di 0.05) solo con le sostanze umiche. Inoltre i dati vogliono mostrare che una grande quantità di lettiera, di residui organici e di sostanze umiche sono un importante input per il pool di WSOC nel suolo e nei sedimenti.

Nelle figure 4.9- 4.14 sono riportati gli spettri ¹H-NMR che mostrano la struttura chimica del C solubile degli strati organici e degli orizzonti di 5 cm in cui è stato diviso il profilo di 40 cm del suolo minerale delle tre pinete. Gli spettri sono stati divisi in tre range che mostrano la presenza di tre gruppi di composti chimici solubili: 0-3 ppm che comprende composti alifatici; 3-4.3 ppm che comprende composti alcoolici e 6-9 ppm che comprende i composti aromatici. I composti organici solubili rilasciati dagli strati organici del pavimento forestale comprendono prodotti di decomposizione di tessuti di piante vascolari così come pure metaboliti microbici. Questi composti coprono un ampio range di strutture chimiche e di pesi molecolari. Essi costituiscono una miscela dispersa di macromolecole e di composti semplici che rappresentano la porzione predominante del C organico dissolto (Cronan et al., 1978; Thurman, 1985; Cronan and Aiken, 1985). Le macromolecole di alto peso molecolare sono in generale meno mobili nei sistemi acquosi rispetto ai composti a basso peso molecolare (Gu et al., 1996; McCarthy et al., 1996). Inoltre, essi tendono ad associarsi con inquinanti organici idrofobici (Rober and Kogel-Knaber, 1997). Invece, composti a basso peso molecolare sembrano essere più mobili a causa del loro debole assorbimento alle particelle del suolo (Ochs et al., 1994; Meier et al., 1999). Sebbene essi rappresentino una piccola percentuale del carbonio organico dissolto, composti a basso peso molecolare sono importanti nel suolo e nell'ambiente acquatico a causa della loro capacità a formare complessi stabili con i metalli (McCull and Pohlman, 1986; Bolan et al, 1994) e della loro competizione con gli anioni inorganici per i siti di assorbimento (Inskeep., 1989; Lan et al., 1995; Martinez et al., 1998; Bhatti et al., 1998). Così essi influenzano la solubilizzazione e la mobilità di metalli (Pohlman and McCull, 1988; Lundstrom, 1993), la formazione di minerali (Cornell and Schwertmann, 1979; Huang and Violante, 1986) e la disponibilità di nutrienti (Jones and Brassington, 1998). Composti a basso peso

molecolare sono anche considerati essere una importante sorgente energetica per i microorganismi (Jones, 1998). La produzione di composti solubili negli strati organici è strettamente collegato alla attività microbica e così a fattori che influenzano la crescita dei microorganismi come la temperatura e l'umidità (Guggenberger et al., 1998; Scott et al., 1998). Uno studio ha mostrato che la composizione chimica della materia organica dissolta lisciviata dagli strati organici del pavimento forestale varia largamente attraverso le stagioni (Kaiser et al., 2001). La materia organica dissolta rilasciata in estate e in autunno deriva principalmente dalla rottura ossidativa della lignina mentre la lisciviazione dei carboidrati sembra essere dominante in inverno e in primavera (Kaiser e et al., 2001).

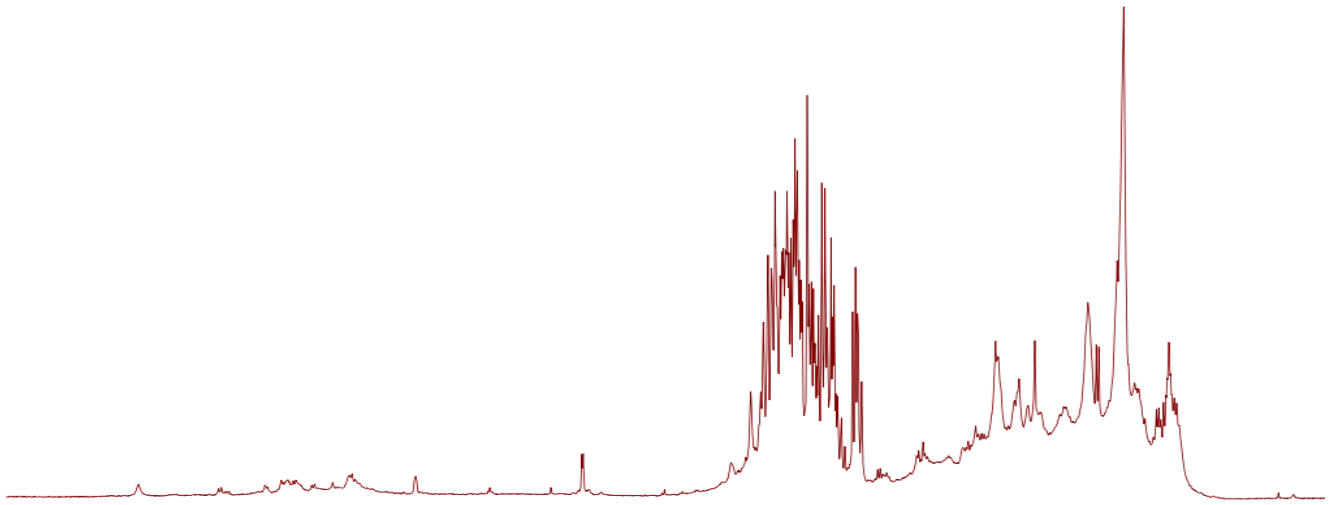
La pineta di 100 anni mostra sia per lo strato di lettiera indecomposta che per quello in fase di decomposizione (Fig. 4.9) un'abbondanza di composti alifatici (0-3 ppm) come grassi e alcani e di alcoli (3-4.3 ppm); mentre ridotta è la presenza dei composti aromatici (6-9 ppm). Nel suolo minerale (Fig. 4.10) a 0-5 cm vi sono tracce di amminoacidi (picchi a 1-2 ppm), probabilmente valina, e di oligopeptidi (picchi a 3.6 ppm) con segnali che aumentano per entrambi i composti fino a 15 cm di profondità. Tra 15 e 25 cm e a 30-35 cm tali segnali si riducono; mentre sono più intensi nello strato 25-30 cm e più in profondità tra 30-40 cm. Inoltre da 25 a 40 cm compaiono segnali relativi ai composti olefinici (2-3 ppm). Non vi sono invece tracce di composti aromatici lungo tutto il profilo del suolo.

Negli strati organici di PG (Fig. 4.11) sono presenti segnali relativi a grassi e alcani (0-3 ppm) e a alcoli (3-4 ppm) e in particolare nello strato di lettiera in decomposizione sono presenti composti aromatici (7 ppm). Nel suolo (Fig. 4.12) vi sono segnali di amminoacidi (1-2 ppm) e di alcoli (3-4 ppm) e tali segnali sono più intensi nel profilo 0-15 cm, tra 20-25 cm e tra 30-40 cm mentre sono più ridotti tra 15-20 cm e tra 25-35 cm. Nel profilo 0-15 cm vi è il segnale di composti di natura zuccherina (4-5 ppm). Picchi delle sostanze aromatiche compaiono a 15-35 cm ma non a profondità maggiori.

Anche negli strati organici del sito BF (Fig. 4.13) sono presenti picchi a 0-3 ppm e a 3-4 ppm. Nel suolo (Fig. 4.14) vi sono segnali di aminoacidi (1-2 ppm) e di alcoli (3-4 ppm) per tutto il profilo. Tra 10-15 cm e tra 30-40 cm vi sono segnali di composti aromatici (7-8 ppm).

Nella figura 4.15 sono rappresentate le aree relative calcolate per i tre gruppi di composti a partire dagli spettri del carbonio solubile delle tre pinete. Per tutte e tre le pinete, negli strati organici i composti a concentrazione maggiore sono quelli alcoolici ed i carboidrati mentre i gruppi alchilici che presentano un andamento uniforme lungo il profilo del suolo prevalgono nello strato minerale. I composti aromatici e le olefine oltre ad avere una più bassa concentrazione totale presentano una maggiore discontinuità, essendo meno abbondanti negli strati organici, completamente assenti in quelli intermedi e più abbondanti in profondità. La componente aromatica è particolarmente presente nella pineta PG. La biomassa microbica e la respirazione sono positivamente correlati con la frazione alcoolica e carboidratica del carbonio solubile nello strato minerale di BF ($p < 0.05$) e lungo tutto il profilo di CM ($p < 0.001$). Inoltre nella pineta CM tutti i parametri biologici sono correlati negativamente con le componenti aromatiche ($p < 0.05$).

CM (Lettieria indecomposta)



CM (Lettieria decomposta)

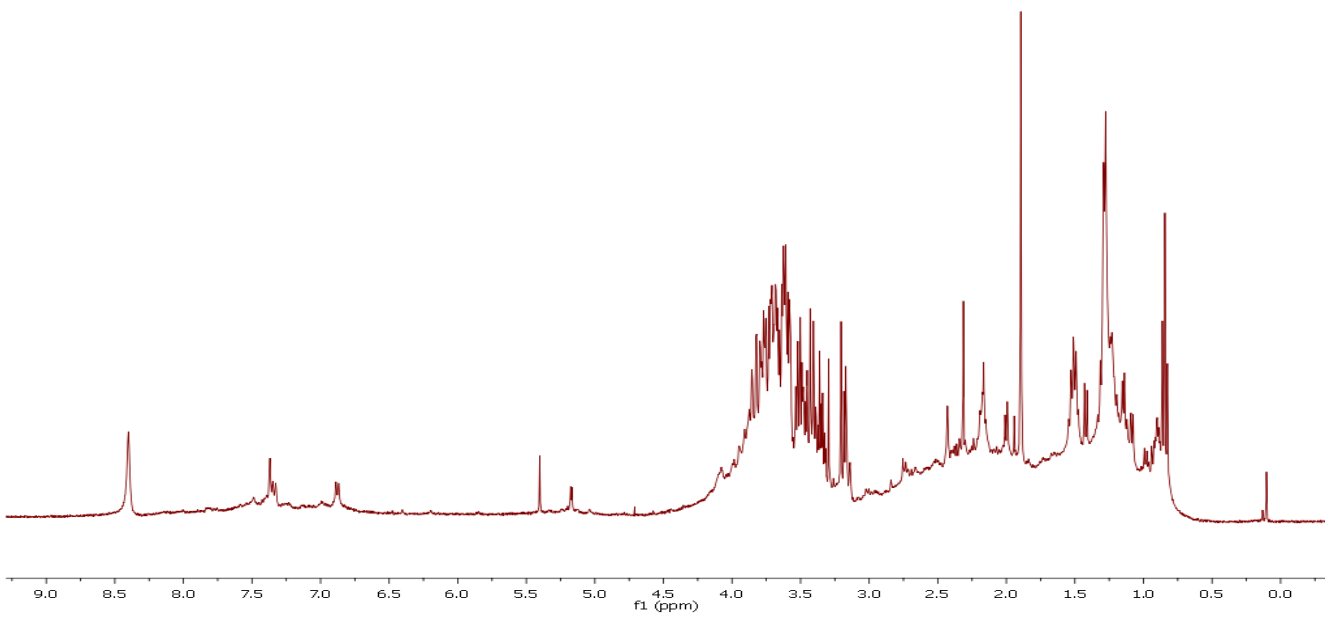


Figura 4.9: spettri ¹H-NMR dello strato di lettiera indecomposta e della lettiera decomposta della pineta CM.

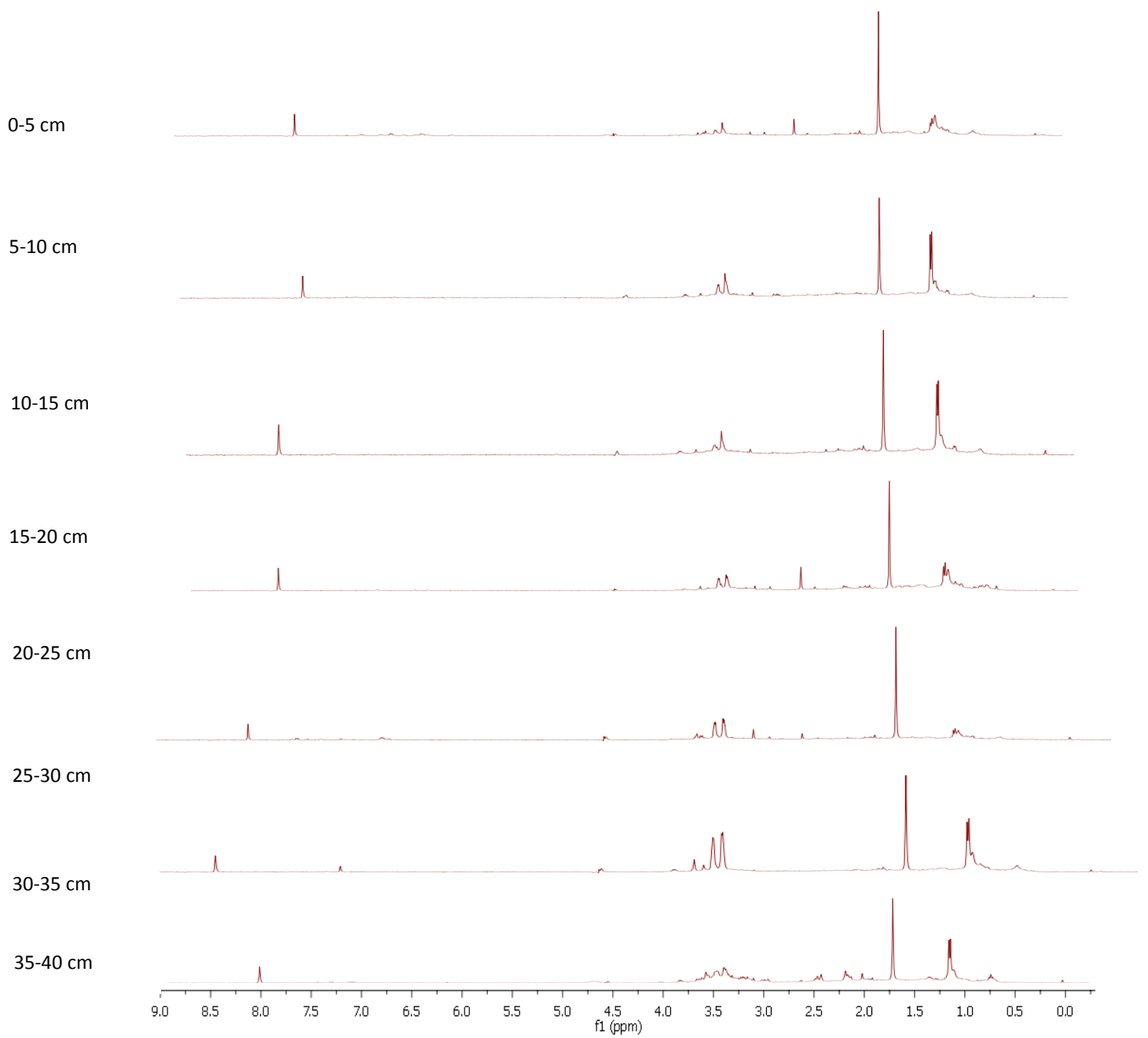


Figura 4.10: spettri $^1\text{H-NMR}$ di ciascun orizzonte di 5 cm del profilo di 40 cm del suolo di CM

PG (Lettiera indecomposta)

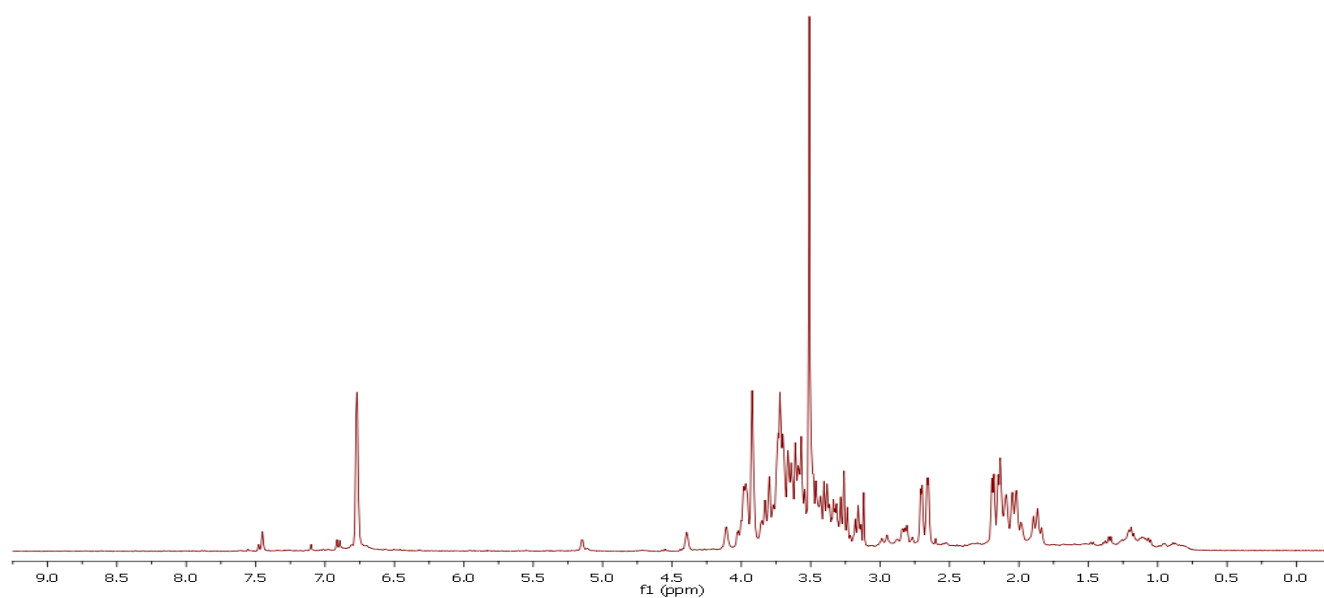
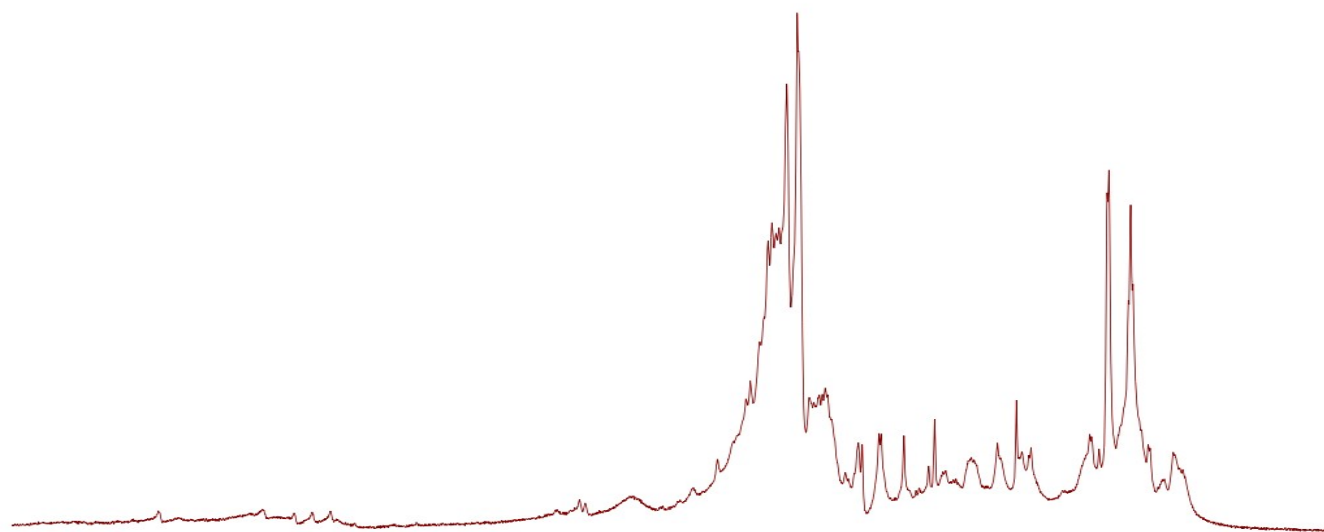


Figura 4.11: spettri $^1\text{H-NMR}$ dello strato di lettiera indecomposta e della lettiera decomposta della pineta PG.

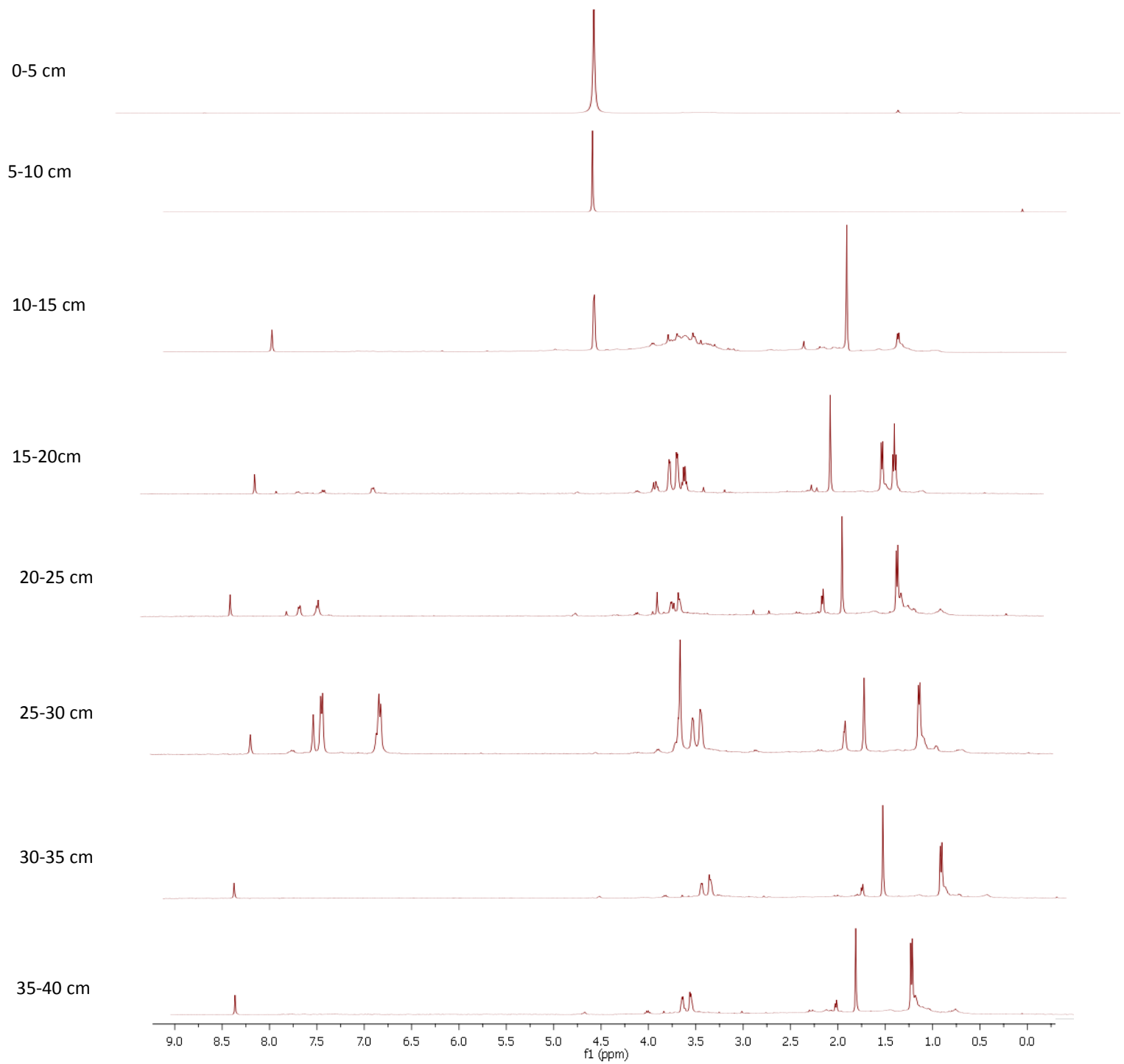
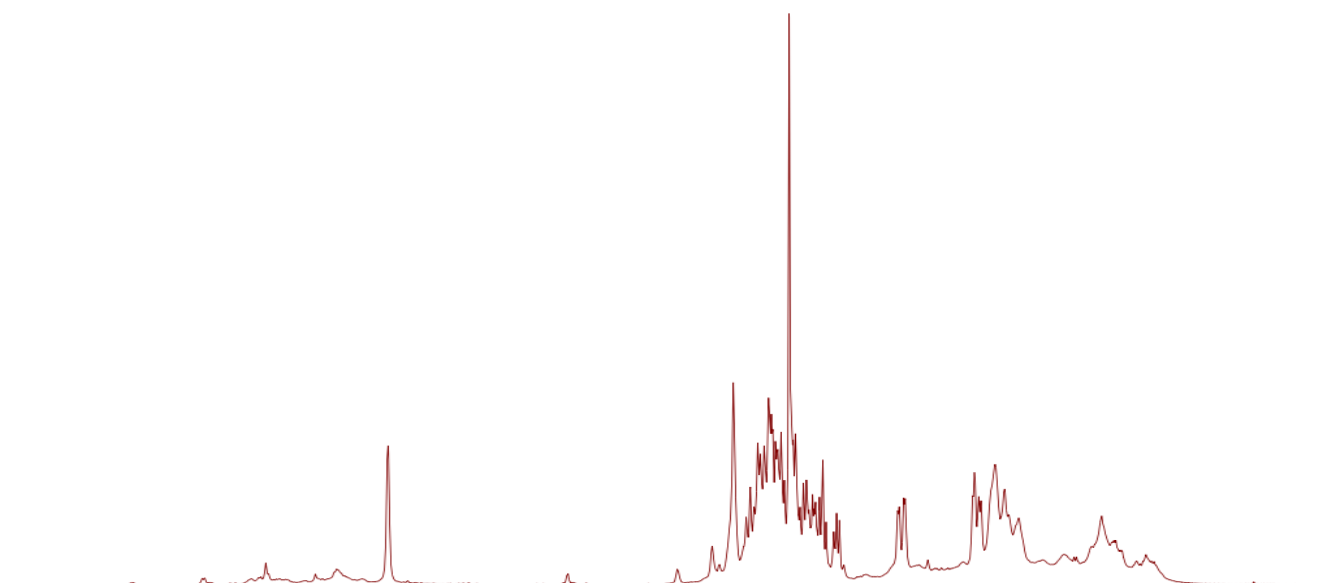


Figura 4.12: spettri $^1\text{H-NMR}$ di ciascun orizzonte di 5 cm del profilo di 40 cm del suolo di PG.

BF (Lettiera indecomposta)



BF (Lettiera decomposta)

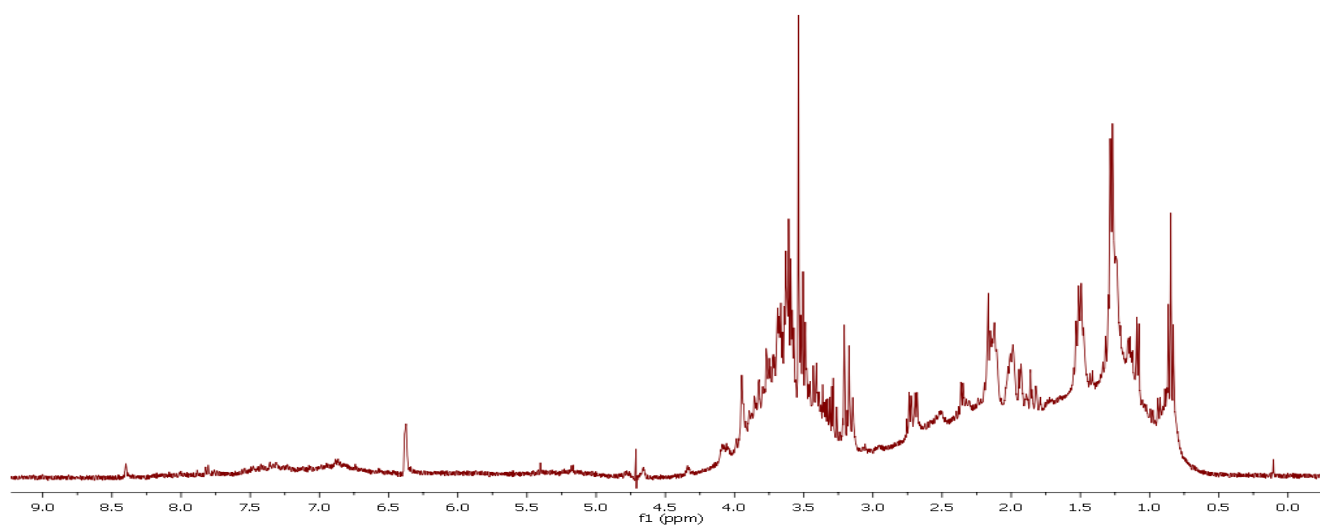


Figura 4.13: spettri ¹H-NMR dello strato di lettiera indecomposta e della lettiera decomposta della pineta BF.

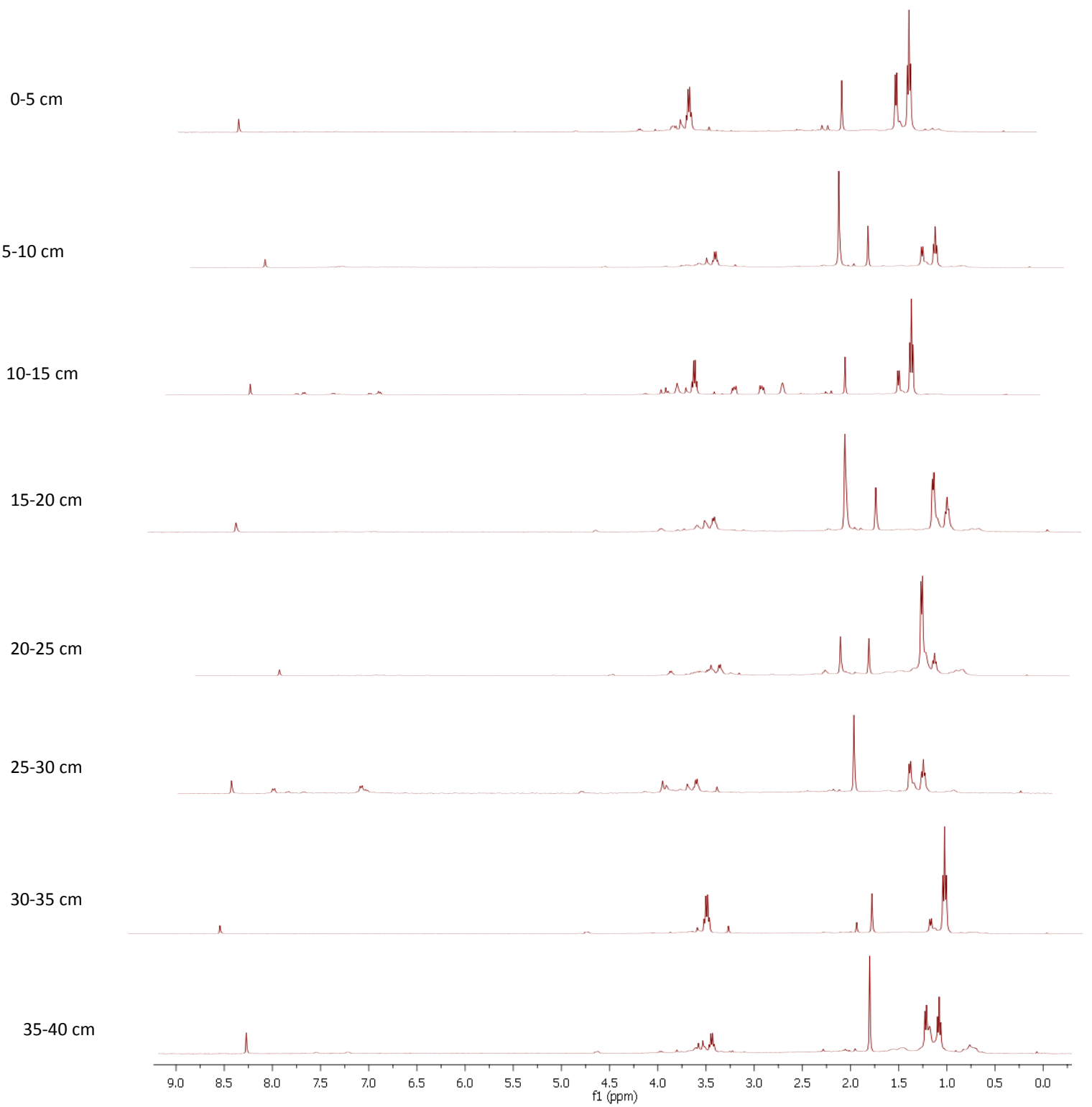


Figura 4.14: spettri $^1\text{H-NMR}$ di ciascun orizzonte di 5 cm del profilo di 40 cm del suolo di BF.

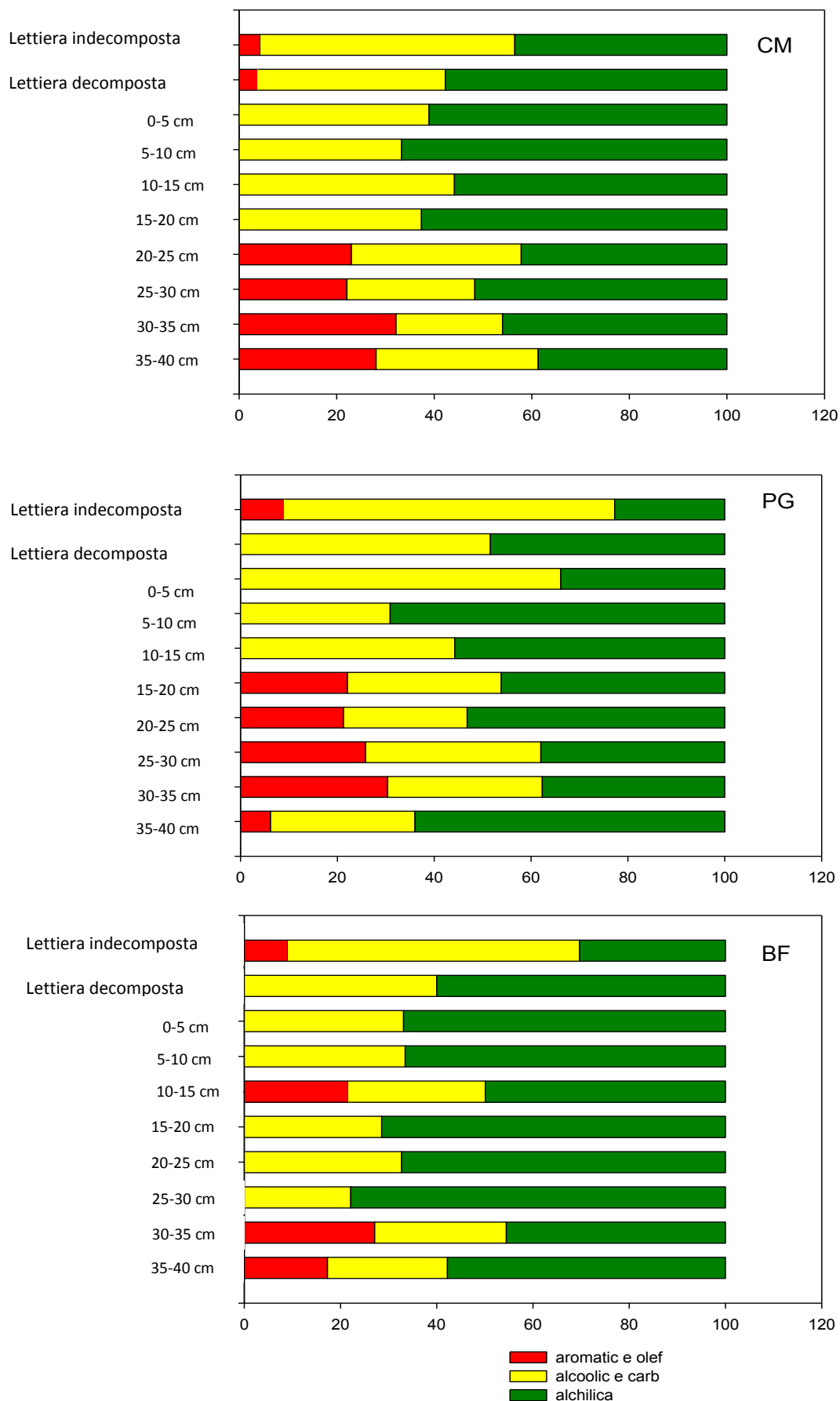


Figura 4.15: aree relative (%) degli spettri $^1\text{H-NMR}$ delle lettieri e di ciascun orizzonte di 5 cm del profilo di 40 cm del suolo delle tre pinete (CM, PG, BF).

4.1.2 PARAMETRI BIOLOGICI

I tre siti presentano valori di biomassa fungina totale e attiva (Fig. 4.16 e Fig. 4.17) maggiori nello strato di lettiera in decomposizione, rispetto a quello non decomposto, con la lettiera del sito PG che mostra una maggiore colonizzazione con valori più alti (1,24 mg/g di biomassa fungina totale; 0,81 mg/g di biomassa fungina attiva nella lettiera in decomposizione). La biomassa fungina totale misurata in tutte le lettiere non decomposte (0,32 per CM; 0,83 per PG e 40 mg/g per BF) risulta superiore al valore riportato da Fioretto et al. (1998) per lettiere di *P. laricio*, *P. pinea* e *P. sylvestris* incubate in Sila, compreso tra 0,2/0,3 mg/g e inferiore (o simili per PG) a quelli determinati da Berg e Soderstrom (1979) e Berg e Wessen (1984) su lettiere di *P. sylvestris* (0,8 mg/g di lettiera secca) in Nord Europa. Nel suolo minerale, per tutti e tre i siti i valori del micelio fungino totale e attivo si riducono rispetto agli strati organici (Fig. 4.16 e Fig. 4.17). La pineta CM, inoltre, mostra una riduzione dei valori sia della biomassa fungina attiva che della biomassa fungina totale lungo il profilo piuttosto regolare. Anche per PG sembra esserci una riduzione della colonizzazione fungina lungo il profilo ma meno regolare e limitata alla biomassa fungina totale (Fig. 4.9 e Fig. 4.10). Per la pineta BF l'andamento è irregolare e sia la biomassa fungina attiva che quella totale tendono a mantenere valori sostanzialmente simili nel suolo minerale alle varie profondità. Inoltre per la biomassa fungina totale le pinete più vecchie, in particolare PG presentano nel suolo minerale valori più alti fino a 25 cm di profondità; dallo strato 25-30 cm un incremento della biomassa fungina totale è evidente in BF. Per la biomassa fungina attiva il suolo minerale di PG e BF mostra per tutto il profilo valori significativamente più alti.

La maggior parte degli studi non stimano la distribuzione del micelio fungino nei differenti orizzonti di un suolo. Tuttavia, è stata trovata una chiara stratificazione verticale di differenti specie di ectomicorrize (Elsas et al., 2007). Elsas et al., (2007) hanno mostrato, in particolare, una distribuzione lungo il profilo del suolo di specie fungine extraradicali, suggerendo che tutta la biomassa fungina per ettaro potrebbe essere maggiore di quella misurata. È stata stimata che la crescita di *Armillaria bulbosa* nel suolo può occupare 15 ettari, avere una massa di circa 10 Kg, e di essere stata geneticamente stabile per 1500 anni, rappresentando uno dei più grandi e dei più vecchi organismi presenti al mondo (Elsas et al., 2007). Ekelund et al. (2001) hanno misurato il numero e la biomassa di protozoi, batteri e funghi a diverse lunghezze lungo un profilo di suolo di 150 cm di tre siti forestali di *Fagus sylvatica*, *Picea abies*/*Betula pubescens* e uno di *Picea abies*. Nella faggeta tutti e tre gli organismi si accumulano maggiormente nei primi 3 cm di suolo, con valori di 0,20 µg C/g suolo secco circa di protozoi, 30 µg C/g suolo secco di batteri e 600 µg C/g suolo secco di funghi. I protozoi si presentano anche a 20 cm di profondità, ma scompaiono a profondità maggiori. I batteri e funghi a 20 cm sono più abbondanti rispetto ai protozoi, inoltre sono presenti anche più in profondità (120 cm). Nella foresta con *Picea abies* e *Betula pubescens* si ha il più grande accumulo di protozoi e funghi tra 5-10 cm, mentre la più grande quantità di batteri è presente a 42 cm. Anche i funghi e i protozoi sono presenti a questa profondità; batteri e funghi si presentano anche a 60 cm. Nella foresta con *Picea abies* i tre tipi di microorganismi si accumulano tra 0-10 cm e batteri e funghi sono presenti anche a 120 cm di profondità. Comunque, eccetto che per un picco di batteri a 42 cm nel profilo del suolo della foresta di *Picea abies* con *Betula pubescens*, vi è una generale tendenza alla riduzione della biomassa con l'aumentare della profondità di tutti i gruppi esaminati. Tali risultati sono in accordo anche con quelli riportati da Zvyagintsev (1994). I protozoi decrescono molto più rapidamente con l'aumento della profondità rispetto agli altri due gruppi di microorganismi, probabilmente per le condizioni anaerobiche causate da una combinazione di

presenza di acqua e di un alto contenuto di materia organica che si trovano a grandi profondità del suolo. Tali condizioni restringono l'attività dei protozoi i quali controllano la popolazione batterica. La riduzione del numero e della biomassa di batteri con l'aumentare della profondità è stata osservata da Beloin et al. (1988) e da Dodds et al. (1996).

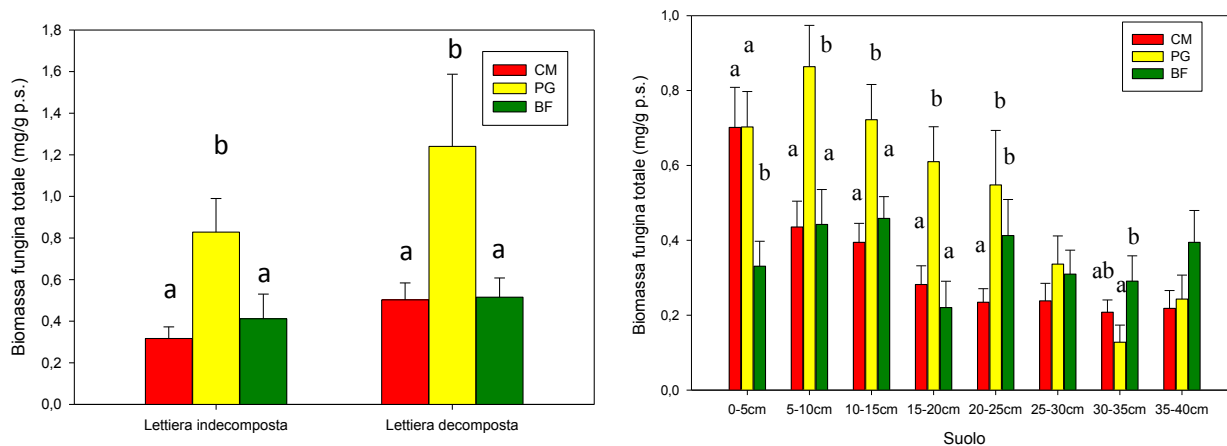


Figura 4.16: Biomassa fungina totale (mg/g p.s.) in lettiera e suolo minerale (0-40 cm), dei tre siti di 40 anni (BF), di 70 anni (PG), e di 100 anni (CM), che costituiscono la cronosequenza oggetto di studio.

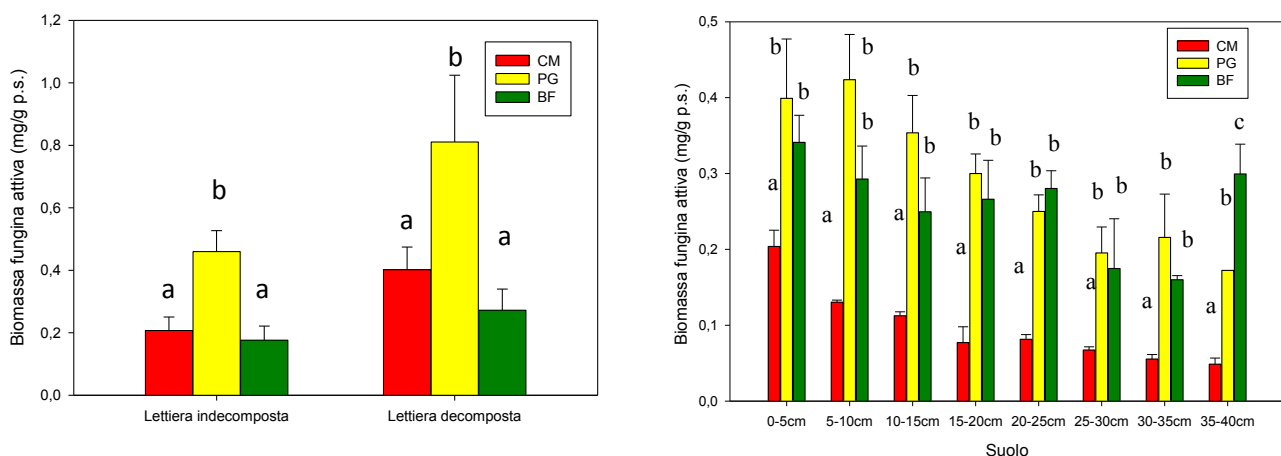


Figura 4.17: Biomassa fungina attiva (mg/g p.s.) in lettiera e suolo minerale (0-40 cm), dei tre siti di 40 anni (BF), di 70 anni (PG), e di 100 anni (CM), che costituiscono la cronosequenza oggetto di studio.

Anche per la biomassa fungina totale (Fig. 4.18) e attiva espressa come unità di sostanza organica (Fig. 4.19) è il sito PG ad avere valori più alti negli strati organici rispetto agli altri due siti. Nel suolo tutti e tre i siti riducono i valori rispetto agli strati organici. Sia negli strati organici che nel suolo generalmente il sito più vecchio CM presenta i valori più bassi. Nel suolo minerale, inoltre, BF presenta i valori più alti sia di biomassa fungina totale che attiva per grammo di sostanza organica e aumenta tali valori con la profondità.

Questo dato indica una maggiore colonizzazione fungina della materia organica del sito più giovane, con una probabile maggiore velocità di turnover della sostanza organica.

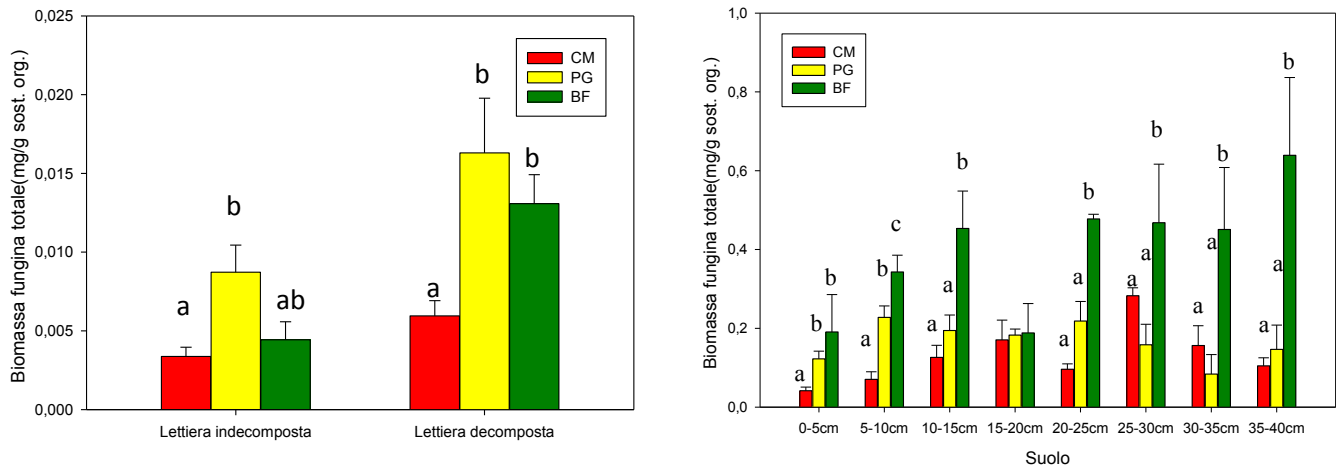


Figura 4.18: biomassa fungina totale per g di sostanza organica nella lettiera, e nel suolo minerale (0-40 cm), relativi delle tre foreste del Vesuvio di 40 anni (BF), di 70 anni (PG), e di 100 anni (CM), che costituiscono la crono sequenza oggetto di studio.

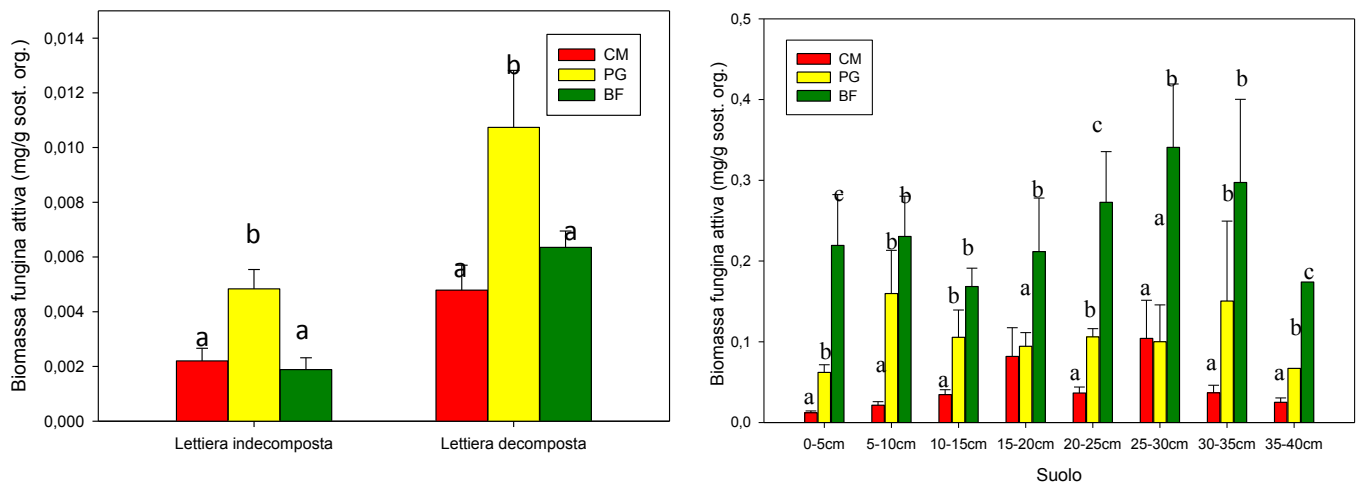


Figura 4.19: biomassa fungina attiva per grammo di sostanza organica (mg/g) in lettiera e suolo minerale (0-40 cm), dei tre siti di 40 anni (BF), di 70 anni (PG), e di 100 anni (CM), che costituiscono la crono sequenza oggetto di studio.

La biomassa microbica è stata riportata sia come quantità di carbonio microbico (C_{mic}) presente in un grammo di suolo secco ($mg\ C_{mic}\ g^{-1}\ p.s.$, Fig. 4.20), che come mg di C mic su unità di sostanza organica (Fig. 4.21). E' PG a presentare valori più alti di biomassa microbica per g di lettiera e di suolo anche se le differenze con gli altri siti non sempre sono significative. Gli strati organici ed il suolo minerale della pineta più vecchia invece presentano i valori più bassi. Inoltre, negli strati minerali CM e BF riducono la biomassa microbica con la profondità. Questo andamento è riportato in altri lavori (Ekelund et al. 2001; Fritze et al. 2000). Anche Raubuch e Beese (2005), in uno studio su cinque faggete in Germania, hanno trovato che il C della biomassa microbica diminuiva drasticamente lungo il profilo dallo strato organico all'orizzonte minerale. Questo non è sorprendente dato che lo strato superficiale del suolo è continuamente alimentato con il carbonio fornito dalla lettiera vegetale e dagli essudati dell'apparato radicale. A livello delle radici l'attività batterica viene direttamente influenzata dal rilascio degli essudati radicali e dalla decomposizione delle radici morte (Swinnen et al. 1994). Inoltre Faihalho et al. (1991) affermano che questa diminuzione della biomassa microbica dallo strato superficiale a quello più profondo è dovuta agli effetti della copertura vegetale sul suolo e all'accumulo della materia organica. In prossimità delle radici le popolazioni microbiche possono essere da 5 a 100 volte più numerose che nel resto del suolo, con l'aumentare della distanza dalla superficie radicale si osserva un decremento della

popolazione microbica (Yeats e Darrah 1991). D' altra parte è noto che i valori di biomassa microbica sono fortemente influenzati dalla quantità e dalla qualità della sostanza organica.

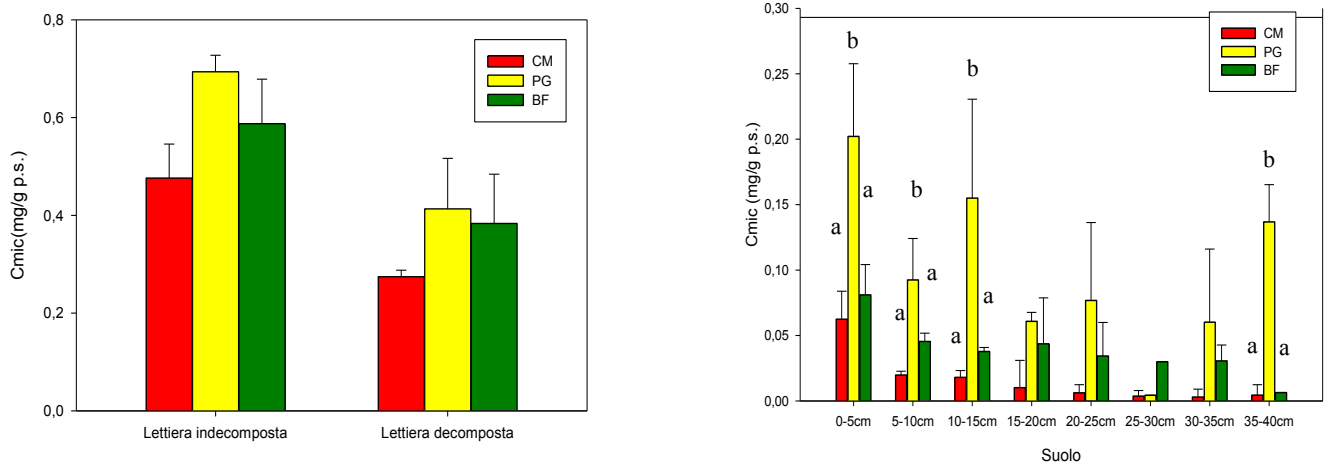


Fig. 4.20: C microbico (mg/g p.s.) in lettiera e suolo minerale (0-40 cm), dei tre siti di 40 anni (BF), di 70 anni (PG), e di 100 anni (CM), che costituiscono la cronosequenza oggetto di studio.

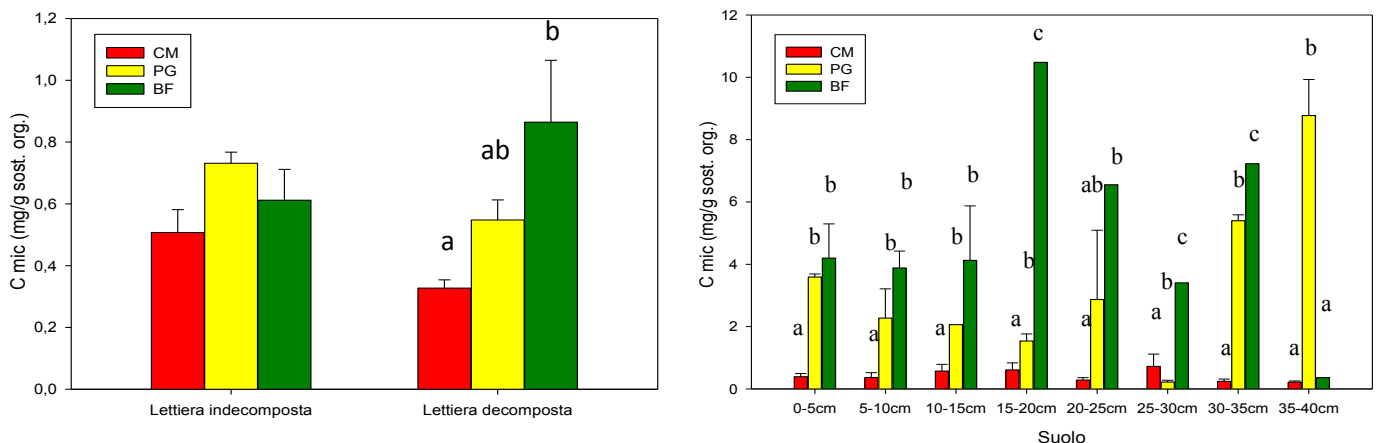


Fig. 4.21: C microbico (mg/g sost. org.) in lettiera, e suolo minerale (0-40 cm), relativi ai tre siti di 40 anni (BF), di 70 anni (PG), e di 100 anni (CM), che costituiscono la cronosequenza oggetto di studio.

Per il C_{mic} per sostanza organica, analogamente a quanto visto per il micelio fungino, sono i due siti più giovani a presentare valori più alti rispetto al sito di 100 anni, sia negli strati organici che nel suolo minerale, e i valori per PG aumentano lungo il profilo del suolo.

Webster et al. (2000) riportano per suoli di regioni temperate valori di C microbico tra 0.06 e 0.93 (mg C/ g p.s) e una respirazione basale tra 0.17 e 0.20 $\mu\text{mol CO}_2/\text{g suolo}$).

Anche per la respirazione (Fig. 4.22) come la biomassa microbica, presenta i valori più alti nei siti più giovani. Negli strati organici i microrganismi sono meno attivi nella lettiera in decomposizione. Negli strati minerali CM riduce la respirazione con la profondità. Questo andamento è riportato in altri lavori (Ekelund et al. 2001; Fritze et al. 2000). L'andamento della respirazione segue generalmente quello della sostanza organica, più il suolo diventa povero di risorse minore risulta l'attività dei microrganismi. Questi dati sono in accordo con i lavori di Emmerling et al. (2000) e

Chander e Brookers (1993), infatti questo può essere spiegato con una riduzione del contenuto di sostanza organica e nutrienti, che riducono l'attività microbica dando luogo ad una riduzione della respirazione basale. Inoltre in accordo con il lavoro di Jones et al. (2008), la respirazione diminuisce con la profondità ed è linearmente correlata al quantitativo di C organico nel suolo.

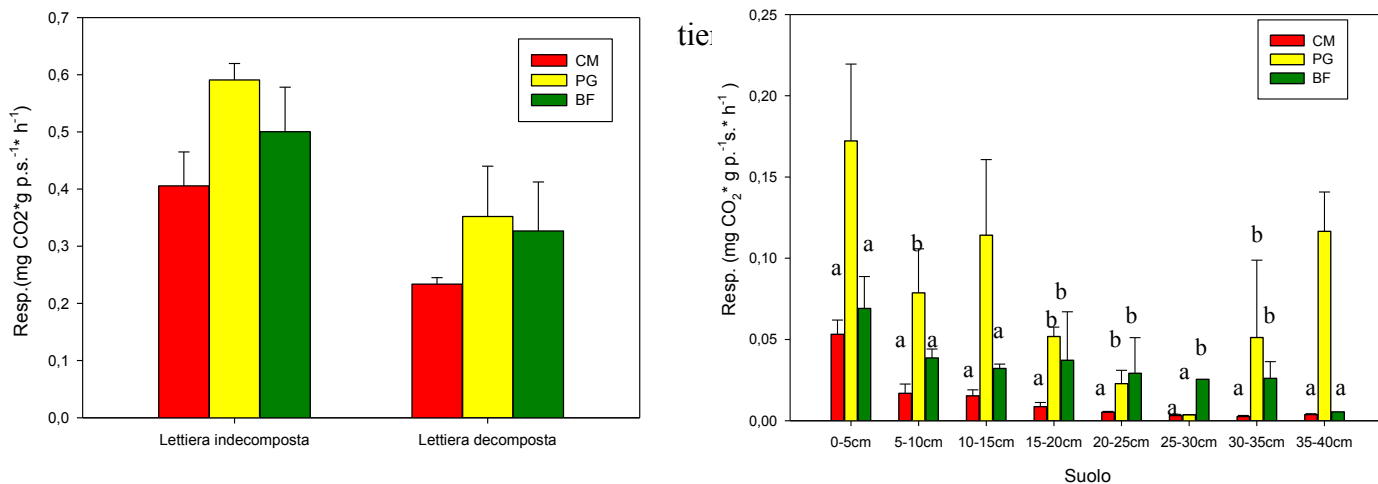


Figura 4.22: Respirazione (mg CO₂/g p.s./ h) in lettiera e suolo minerale (0-40 cm), relativa ai tre siti di 40 anni (BF), di 70 anni (PG), e di 100 anni (CM), che costituiscono la cronosequenza.

Per i nostri dati una stretta relazione lega l'attività e la biomassa microbica con il micelio fungino, e questi parametri sono inoltre correlati con il contenuto idrico e la concentrazione di C ed N. I valori di respirazione per sostanza organica (Fig. 4.23) sono più alti per i due siti più giovani sia negli strati organici che nel suolo minerale., mentre i valori più bassi sono stati misurati nel sito più vecchio, indicando un turnover della materia organica più lento.

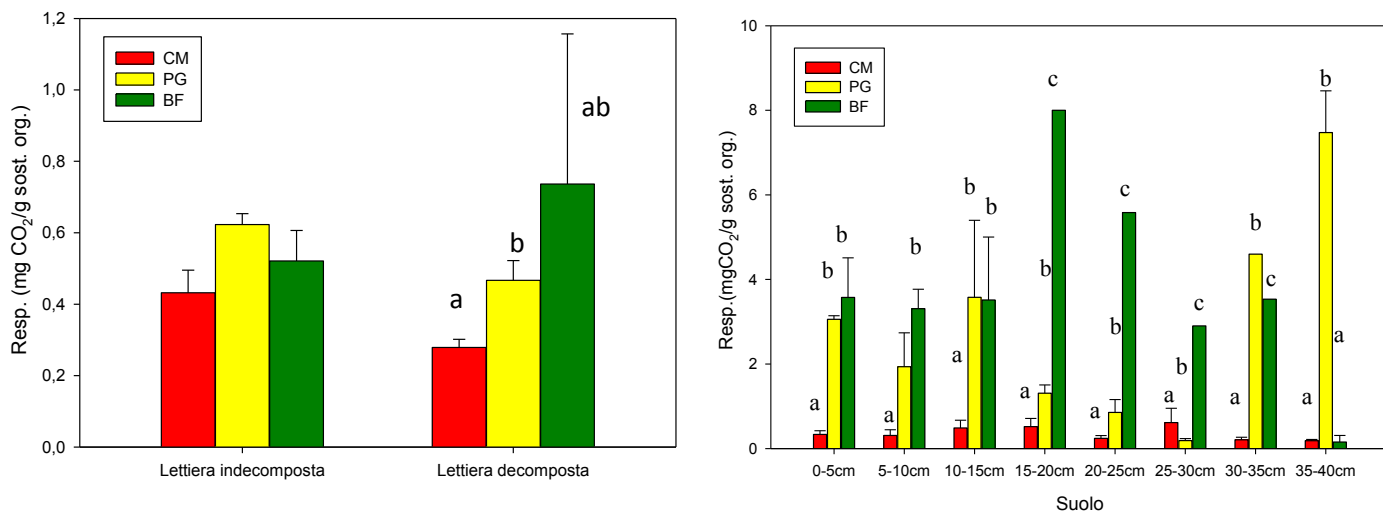


Figura 4.23: Respirazione (mg CO₂/g sost. Organica/h) in lettiera, e suolo minerale (0-40 cm), relativa ai tre siti di 40 anni (BF), di 70 anni (PG), e di 100 anni (CM), che costituiscono la cronosequenza.

4.2 FAGGETE

4.2.1 PARAMETRI CHIMICO-FISICI

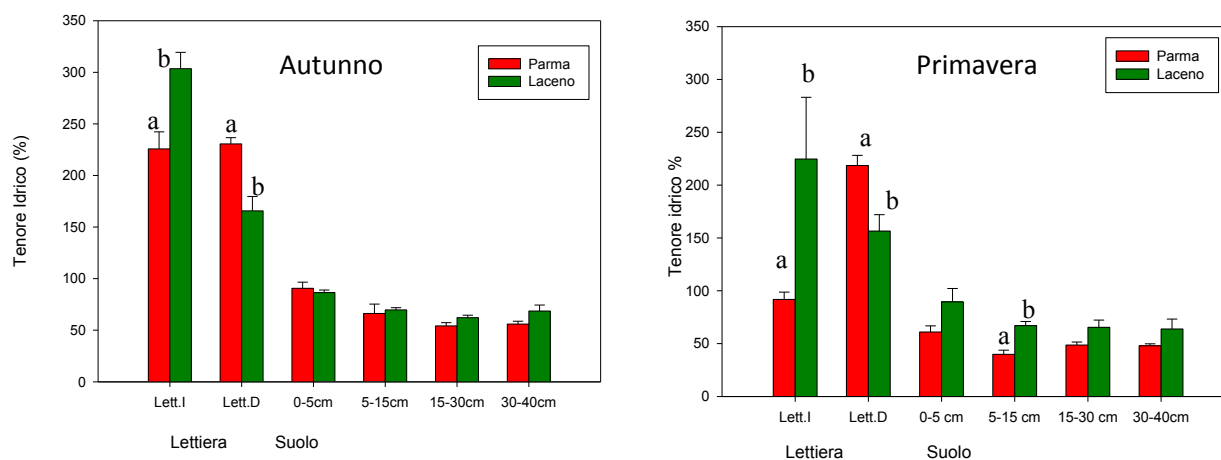


Figura 4.24: valori di tenore idrico, in lettiera e suolo minerale (0-40cm), registrati nelle due faggete dell'Appennino Tosco-Emiliano e dell'Appennino Campano.

I valori del tenore idrico (Fig. 4.24) in entrambi le faggete e per tutti e due i campionamenti sono molto alti e il contenuto di acqua si riduce lungo il profilo. Sia nel prelievo autunnale che in quello primaverile nella lettiera indecomposta la faggeta di Parma ha un contenuto idrico significativamente più basso rispetto a quella del Laceno mentre per la lettiera in decomposizione la situazione si inverte. Nel suolo minerale è la faggeta di Laceno ad avere tendenzialmente un contenuto di acqua maggiore. Anche nello studio di Ekelund et al. (2001) in tre siti forestali di *Fagus sylvatica* e di *Picea Abies* si registra una riduzione del contenuto idrico (%) lungo un profilo di suolo di 150 cm. Il tenore idrico stima il contenuto di acqua al momento del campionamento, è una misura sicuramente condizionata dalle condizioni climatiche nelle quali è stato realizzato il prelievo e dal periodo che lo precede. Ovviamente lo strato superficiale è quello che riceve un maggiore contenuto di acqua meteorica ed, essendo costituito da lettiera, ha anche una grande capacità di assorbire e trattenere acqua. Il contenuto idrico risulta particolarmente alto per entrambi i siti, probabilmente proprio in relazione alle abbondanti precipitazioni che hanno caratterizzato il periodo che ha preceduto il campionamento. Per esempio, nel lavoro di Fioretto et al. (2007), effettuato nella Riserva Naturale di Castel Volturno, in macchia mediterranea, sono stati osservati, per le lettiere di cisto, dei valori di tenore idrico superiori al 200%, proprio durante le stagioni con intense precipitazioni.

I valori della bulk density, come mostrato in Fig. 4.25, risultano essere significativamente superiori nella faggeta di Parma rispetto a quella del Laceno ($P < 0.05$). In particolare, le differenze sono significative per i valori di bulk density misurati nei primi 5 cm di suolo, dove, nella faggeta di Parma, si registra una bulk density di 0.38, mentre, in quella del Laceno, è di 0.26. Non si registrano, invece, differenze significative tra i suoli della stessa faggeta, alle diverse profondità (Fig. 4.17). La bulk density, è elevata in suoli molto compatti, soprattutto negli strati superficiali, fino a 20 cm di profondità (Jacinthe e Lal, 2007; Jacinthe et al., 2002). Inoltre, essa tende ad aumentare con la profondità Ussiri et al. (2006).

Il pH (Fig. 4. 25), misurato per via potenziometrica, mostra valori statisticamente diversi tra i due siti. In particolare, il sito di Laceno presenta valori più alti di pH rispetto al sito di Parma. Le

differenze tra i due siti diventano significative nel suolo minerale. Inoltre, diverso è l'andamento del pH lungo il profilo nei due siti. Il pH dello strato di lettiera di Parma è intorno alla neutralità, mentre con l'aumentare della profondità tende a diminuire, diventando più acido, fino ad arrivare ad un valore pari a 4.5. Al contrario, in Laceno, l'andamento di pH lungo il profilo, seppur con una lieve diminuzione nel suolo minerale, risulta piuttosto costante, partendo da un valore nella lettiera indecomposta (Lett.I) pari a 6.24, per arrivare ad un valore di 5.84, nel suolo minerale, alla profondità di 30-40 cm.

In base alla classificazione dei suoli, proposta da Pignatti, prendendo in considerazione il pH, si può definire il suolo minerale di Parma "fortemente acido", mentre quello di Laceno "moderatamente acido" (Pignatti, 2000). Valori di pH con simile andamento, ossia che si riducono lungo il profilo, sono stati riscontrati in altri studi effettuati sia in pinete (Jones et al., 2008) che in altri tipi di foreste, tenendo conto che il pH del suolo è strettamente legato al tipo di vegetazione (Finzi et al., 1998; Marschner e Noble, 2000; Mohr et al., 2005; Liping et al., 2010). Il pH è una proprietà chimica del suolo che può essere influenzata fortemente dalla presenza di essudati radicali che, nella rizosfera, possono contribuire ad un abbassamento del pH, liberando sostanze, in parte acidi organici (Rovira, 1969); d'altra parte il pH del suolo può dipendere dalla sua evoluzione, dalle sue caratteristiche nutrizionali e biologiche e dal substrato di origine.

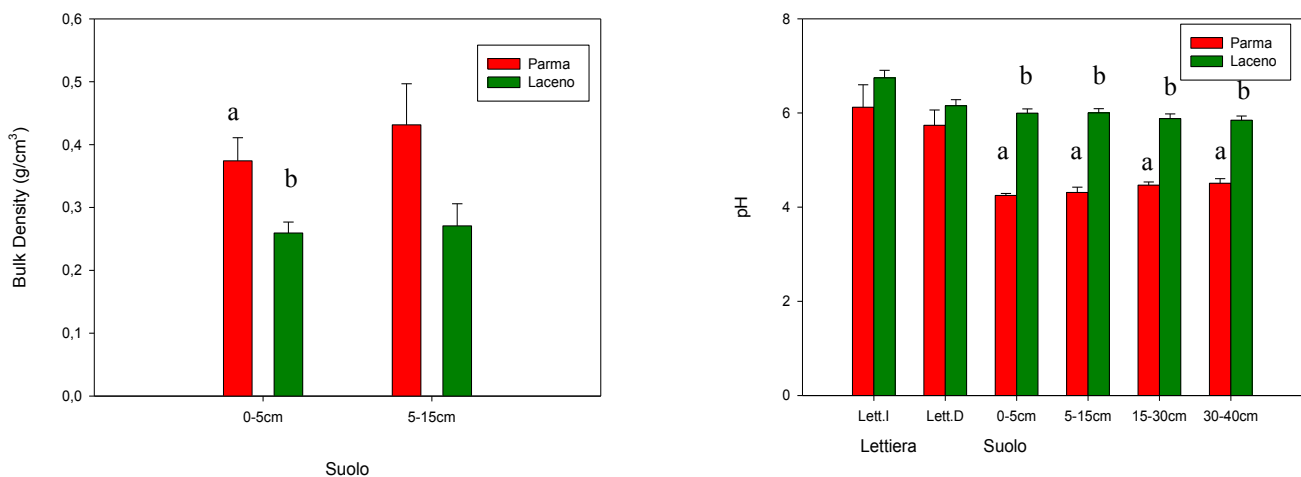


Figura 4.25: valori di bulk density e pH in lettiera, e suolo minerale (0-40cm), relativi alle due faggete oggetto di studio. I valori riportati sono medie dei due campionamenti effettuati.

Per quanto riguarda la sostanza organica (g/m^2) (Fig. 4.26), sia nel primo che nel secondo campionamento Parma ha valori più alti di sostanza organica nella lettiera rispetto a Laceno. Al contrario nella faggeta di Laceno valori significativamente più alti sono registrati nel suolo rispetto a Parma.

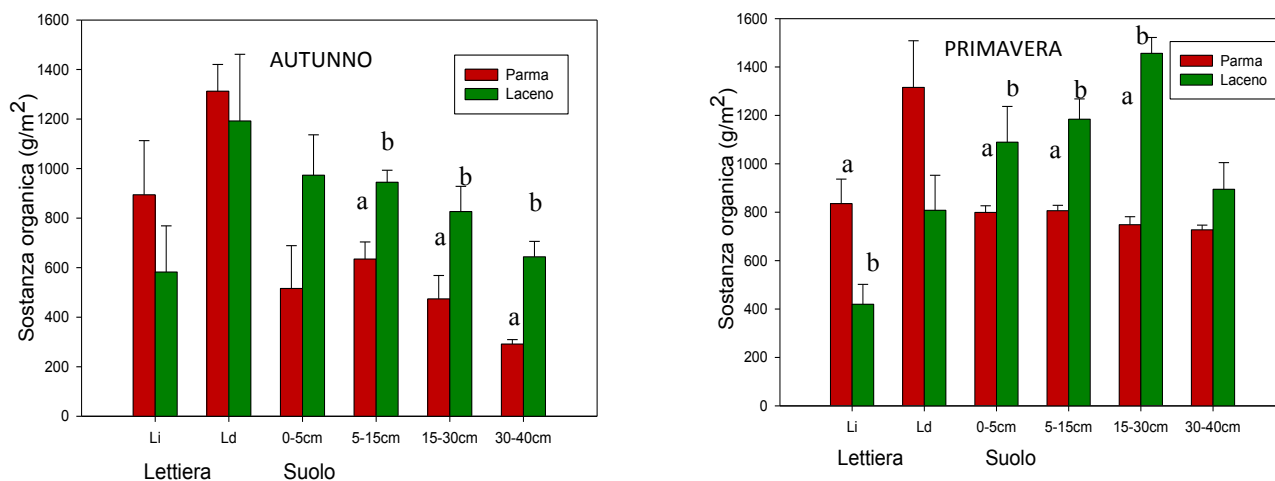


Figura 4.26: sostanza organica in lettiera, e suolo minerale (0-40cm), relativi alle due faggete di Parma e del Laceno, durante l'autunno e la primavera.

Una riduzione significativa della sostanza organica è evidente nella faggeta di Parma tra lettiera e strati minerali, in entrambi i campionamenti. Nel suolo minerale della faggeta di Parma il contenuto di sostanza organica non cambia significativamente. Nei suoli indisturbati la concentrazione della sostanza organica è più elevata negli strati superficiali e declina lungo il profilo del suolo (Bennet et al., 1975; Blerins et al., 1977; Meints and Peterson, 1977). La diminuzione della sostanza organica con la profondità è in accordo con diversi studi come quello di Rumpel et al. (2004), in suoli forestali caratterizzati da diversi tipi di vegetazione e di Kaiser et al. (2002) in foreste di abete rosso e di faggio. Marschner et al. (2008), in due suoli forestali della Bavaria (Cambisol e Podzol), hanno osservato un aumento della concentrazione di sostanza organica all'aumentare della profondità. Anche nel lavoro di Sidari et al. (2005) è mostrata una tendenza alla riduzione della sostanza organica con l'aumentare della profondità.

Il più basso contenuto di sostanza organica nel suolo minerale di Parma potrebbe inoltre, essere associato all'attività dell'uomo in quelle aree. Infatti quella parte dell'Appennino Tosco-Emiliano è stato sfruttato notevolmente, nel passato, per produrre carbone. Lo status delle sostanza organica del suolo è influenzato fortemente anche da altre attività antropiche, come per esempio le coltivazioni (Gupta e Germida, 1988). Le variazioni del contenuto di sostanza organica di suoli non interessati dalle manipolazioni umane sono molto lente e possono richiedere secoli per manifestarsi. Le lavorazioni e la rimozione totale o parziale della copertura vegetale con i tagli forestali o con il raccolto, influenzano invece repentinamente il bilancio della sostanza organica nel terreno inducendo un rapido abbassamento del livello originario (Nannipieri, 1993).

Anche per il carbonio totale (Fig. 4.27), Parma ha valori più alti nella lettiera rispetto a Laceno, sia al I che al II campionamento, e Laceno ha valori più alti nel suolo rispetto a Parma, sia al I che al II campionamento. In tutti e due i campionamenti e per entrambe le faggete, la lettiera decomposta presenta un contenuto di C maggiore rispetto alla lettiera appena caduta; nel suolo i primi centimetri sono i più ricchi di C. Il più elevato contenuto di C negli strati superficiali è dovuto all'accumulo di necromassa sulla superficie del suolo, alla velocità e all'efficienza della comunità vegetale nel sequestrare la CO₂ dall'atmosfera (Bendfeldt et al., 2001; Shukla e Lal, 2005), alla produzione di metaboliti da parte delle piante e degli organismi edafici.

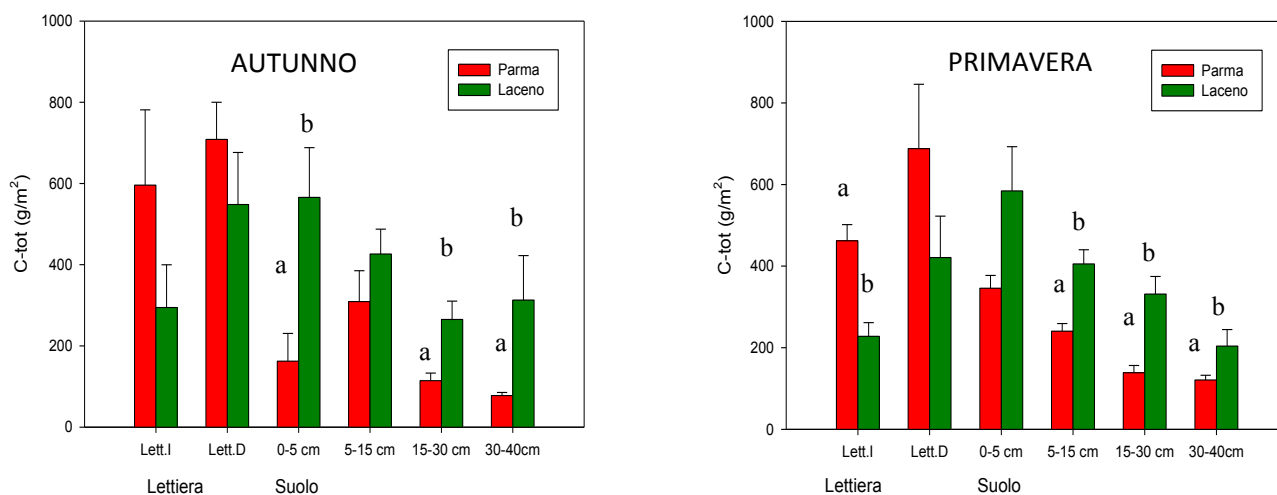


Figura 4.27: C (g/m^2) in lettiera, e suolo minerale (0-40cm), relativi alle due faggete oggetto di studio.

La diminuzione della quantità di C totale con la profondità è legata all'attività della microflora del suolo (Ohlund et al., 2004; Jones et al., 2005). Froberg et al (2007) riportano per una foresta di pino del Tennessee valori di 0.47 Kg/m^2 di C negli orizzonti Oe-Oa; 1.80 kg/m^2 di C tra 0-15 cm di suolo; 1.60 Kg/m^2 di C tra 15-60 cm di profondità e una media annuale di caduta di lettiera (2000-2005) pari a 485 g p.s./m^2 . Prichard et al. (2000) hanno mostrato l'effetto della latitudine sull'accumulo di C nel suolo di una foresta sub-alpina dello stato di Washington. La concentrazione di C era relativamente maggiore a nord, tra 43 e 143 g/Kg , caratterizzato da maggiori precipitazioni, che a sud, tra 27 e 162 g/Kg , caratterizzato da minori precipitazioni. Anche secondo Gullledge and Schimel (2000) la posizione del sito può avere impatto sull'accumulo di C nel suolo a causa della influenza della latitudine sul regime di acqua nel suolo. Ma l'accumulo di C nel suolo è anche legato alle proprietà di scambio cationico del suolo (Chandler, 1939), e alla tessitura e allo stato di aggregazione del suolo. Hilli et al. (2008) hanno condotto un lavoro in Finlandia in due tipi di foresta lungo un gradiente climatico, comprendente 12 stand forestali, 6 dei quali sono localizzati a nord della zona boreale e 6 a sud della zona boreale. I 12 siti sono tutti dominati da Norway spruce (*Picea abies* L.) e da Scots pine (*Pinus sylvestris*). I due tipi di siti si differenziano nella disponibilità di nutrienti al suolo e per la produttività, inoltre le condizioni di crescita (clima e suolo) sono migliori al sud che al nord (Meriluoto and Soininen, 1998). Nello studio è riportato che le concentrazioni di C totali erano più alte nello stato di lettiera indecomposta e più basse nello strato in decomposizione di humus (H, 300 mg/g circa), con i valori più alti al nord che al sud. La quantità di C per unità di superficie era invece maggiore nello strato di humus nei siti a sud. Successivi studi mostrano che la lettiera caduta era maggiore al sud che al nord nelle foreste boreali (Berg et al., 1995; Vucetich et al., 2000; Ukonmaanaho, 2007), dimostrando che la composizione e la quantità totale di C nel suolo è determinata sia dalla quantità che dalla qualità della lettiera caduta e dalle condizioni sotto le quali la lettiera e la materia organica del suolo si decompongono. Tuttavia, le differenze quantitative nella produzione della lettiera di diverse foreste non sempre si riflettono direttamente negli stocks del C organico totale del suolo (Preston et al., 2006). Fissore et al. (2008) hanno condotto uno studio di laboratorio per studiare l'effetto della temperatura e della vegetazione sull'accumulo del C organico del suolo lungo un gradiente di temperatura media annuale in Nord America attraverso foreste di pino e di acero. In ciascuna foresta

è stato prelevato il suolo da 0 a 20 cm di profondità, escludendo gli strati organici. I campioni sono stati incubati a due temperature differenti, a 10 e a 30 °C. I risultati mostrano che la quantità e la qualità del SOC diminuisce all'aumentare della temperatura media annuale. Inoltre, le foreste di acero contengono più SOC rispetto alle pinete, con differenze che si riducono all'aumentare della temperatura media annuale. La riduzione del contenuto di SOC con l'aumentare della temperatura media annuale è in accordo con Raich et al. (2006), il quale ipotizza che una riduzione dell'accumulo di C ad alte T medie annuali deriva da una elevata produttività primaria netta che è molto più bilanciata da un aumento della decomposizione. Inoltre i dati mostrano una riduzione del pH e della capacità di scambio cationico (CEC) del suolo all'aumentare della T media annuale. In effetti, riduzioni del pH possono ridurre la carica superficiale dei minerali del suolo, mentre cationi bivalenti, soprattutto calcio, possono aumentare la stabilizzazione del C attraverso legami cationici (Oades, 1988). Perciò la combinazione di un più basso pH e di un ridotto CEC ad alte T medie annuali può ridurre la capacità dei suoli a clima caldo di stabilizzare il SOC. Inoltre, l'effetto negativo della T media annuale sul contenuto di SOC può essere indiretto e risultare da effetti della T sulla mineralogia del suolo, e su caratteristiche come il pH e il CEC.

Al I campionamento Parma presenta valori più alti di N (g/m^2) (Fig. 4.28) rispetto a Laceno solo nella lettiera indecomposta, mentre nel II campionamento in entrambi i tipi di lettiera si registra questo risultato. Il II campionamento mostra sia per la faggeta di Parma che per quella di Laceno valori più bassi rispetto al campionamento autunnale sia nelle lettiere che nel suolo (tranne Parma a 30-40cm).

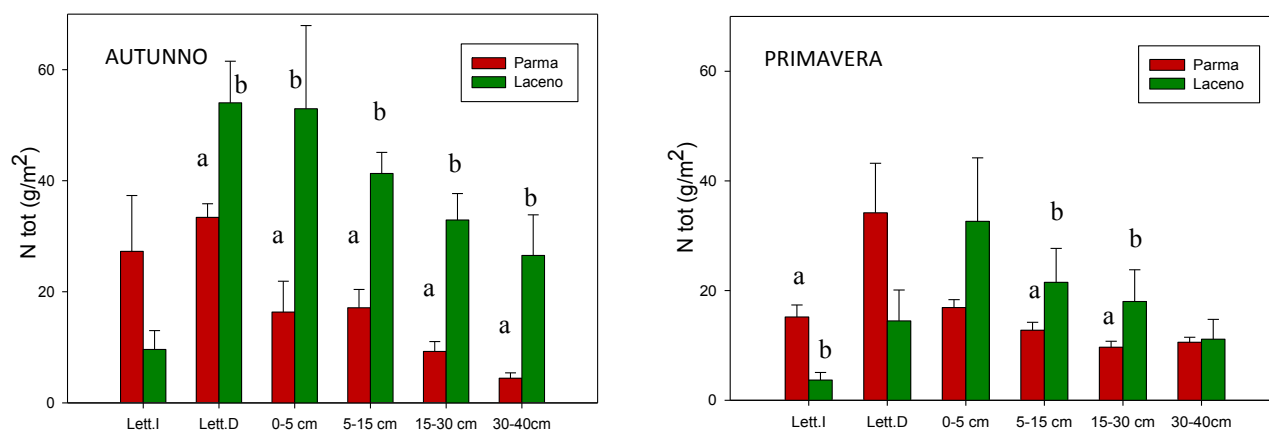


Figura 4.28: contenuto di N, (g/m^2) in lettiera e suolo minerale (0-40cm), delle due faggete oggetto di studio, durante l'autunno e la primavera.

Per entrambi i campionamenti, il contenuto maggiore di N è nel suolo minerale di Laceno rispetto a Parma. L'elevato contenuto di N negli strati più profondi della faggeta del Laceno potrebbe essere legato ad una bassa velocità dei processi di degradazione della sostanza organica, con conseguente accumulo di essa (Greggio et al., 2007). Inoltre, questo particolare andamento può essere attribuito anche all'elevato contenuto di acqua nelle due lettiere, al momento del campionamento, che, come confermato dagli studi di Jensen et al., (1996), favorisce un aumento del processo di denitrificazione e, quindi, una maggiore perdita di N. L'elevata quantità di acqua, inoltre, riduce la presenza di O_2 , inibendo, quindi, l'attività dei batteri nitrificanti. Negli strati più profondi, invece, il

minor contenuto di acqua e la presenza di un pH moderatamente acido stimola l'attività dei batteri nitrificanti, aumentando, di conseguenza, il contenuto di N (Persson e Wirén, 1995).

Secondo Lal (2005) il riscaldamento del suolo aumenta la disponibilità di N minerale per le piante, il che in una foresta N-limitata può stimolare l'accumulo di C in biomassa per compensare la perdita di N dal suolo. Il contenuto di N nel suolo, così come il contenuto di C, è un parametro che segue l'andamento del contenuto della sostanza organica e tende a diminuire con la profondità a causa dell'attività microbica del suolo (Kaiser e Zech, 2000; van Hees et al., 2003). Diversi lavori, hanno evidenziato una diminuzione del contenuto di N lungo il profilo di suolo, come quello di Jones et al. (2008), in foreste temperate di conifere e quello di Jacinthe e Lal (2007), condotto in suoli forestali (*Pinus nigra* e *Fraxinus pennsylvatica*) nel sud-est dell' Ohio, dove il contenuto di N totale diminuisce lungo un profilo di 0-40 cm, con valori che vanno da 0.53 (g Kg⁻¹ di suolo) nello strato 0-10 cm a 0.49 (g Kg⁻¹ di suolo) nello strato 20-40 cm. Sia il suolo di Parma che quello di Laceno seguono questo andamento, sia al primo che al secondo campionamento. Webster et al. (2000) riporta per suoli di regioni temperate caratterizzati da forte acidità ed umidità, un contenuto di N pari a 17.2 mg per grammo di suolo. Nello studio di Hilli et al. (2008) negli strati di lettiera di foreste poste lungo un transetto climatico della Finlandia hanno riscontrato una quantità di N (g/m²) maggiore negli strati di humus (30-50 g/m²) rispetto a quelli di lettiera indecomposta (15-25 g/m²), e i valori erano maggiori nei siti a sud, caratterizzati da migliori condizioni climatiche e del suolo per la decomposizione della lettiera, rispetto ai siti a nord. Tuttavia calcolando il contenuto di N come concentrazione (mg/g), esso risultava più basso nello strato di humus rispetto a quello di lettiera indecomposta, sia nei siti a nord che nei siti a sud, e questo contrasta con la visione generale della decomposizione della lettiera che vede nei suoi stadi più avanzati un aumento di N. Tuttavia la presenza delle radici potrebbe disturbare il gradiente verticale del rapporto C/N e il risultato ottenuto potrebbe dipendere anche dal consumo di N dello strato di humus da parte delle radici delle piante (Hilli et al., 2008).

Il C solubile è la quota di C, contenuta nel suolo, solubile in acqua. Esso può essere considerato un parametro fondamentale per avere informazioni sull'evoluzione dei suoli forestali e il grado di maturità della sostanza organica (García et al., 1990). Nel nostro lavoro il C solubile per unità di superficie (g/m²) (Fig. 4.29) mostra che negli strati organici del I e del II campionamento è Parma ad avere valori più alti; inoltre Parma ha valori più alti rispetto a Laceno fino a 15cm.

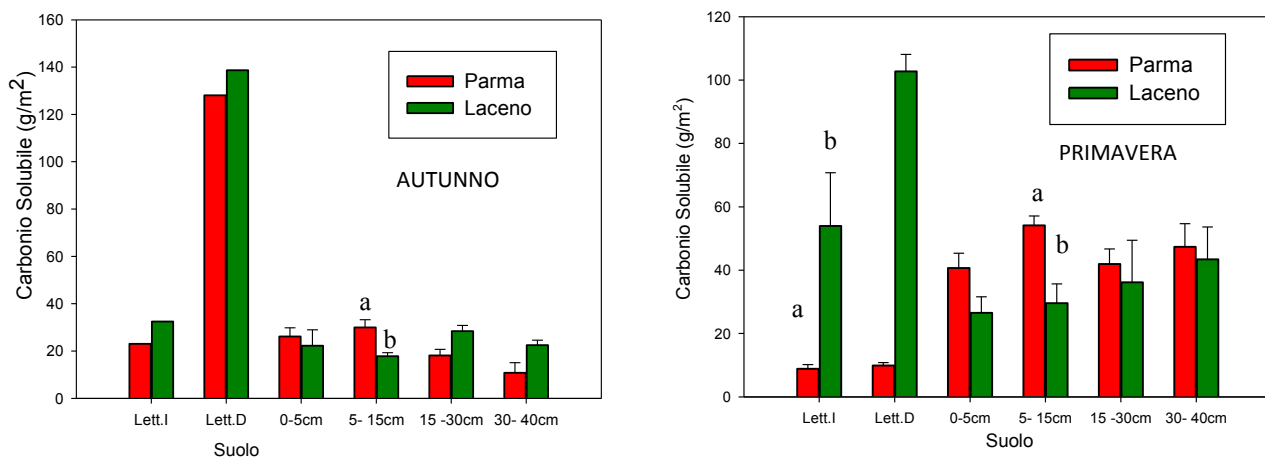


Figura 4.29: carbonio solubile (g/m²) nelle lettiera indecomposta e decomposta e nel suolo minerale (0-40cm), nelle due faggete oggetto di studio, durante l'autunno e la primavera.

Al II campionamento sia Parma che Laceno aumentano i valori, però è sempre Parma ad avere valori più grandi, e questa volta per tutto il profilo.

Aumenti nella temperatura del suolo possono influenzare le dinamiche della decomposizione influenzando il flusso del C organico disciolto (DOC) e dell'N organico disciolto (DON) (Lal, 2005). Neff and Hooper (2002) hanno misurato il rilascio di CO₂, DOC e DON da suoli di tundra dell'Alaska a 10 e a 30°C. Questi suoli hanno rilasciato 80-370 mg CO₂-C/g suolo e 5-46 mg DOC/g suolo ad alte temperature. Questi dati mostrano che il suolo di regioni artiche contengono una grande frazione di C labile (9-41%) che può essere facilmente decomposta con l'aumento della temperatura. Lo studio di Jiang Pei-Kun et al. (2006) condotto in una regione della Cina, in un sito forestale caratterizzato da una precipitazione annuale di 1424 mm/y e una temperatura media annuale di 15.9 °C, riporta valori WSOC di 0.189 g/Kg, 0.144 g/Kg e 0.165 g/kg per campioni di suolo di 0-20cm prelevati in una foresta acero, una pineta e una abetina rispettivamente. Seguendo l'andamento stagionale del contenuto di WSOC nel suolo è emerso che esso ha i valori più bassi nella stagione calda, quando invece si registrano valori più alti della biomassa microbica dei suoli dei tre siti. Secondo Pei-Kun et al. (2006) e Wang et al. (2002) il WSOC è generato dalla decomposizione della SOM della lettiera per cui la sua produzione dovrebbe aumentare nella stagione calda; tuttavia la più alta attività dei microorganismi del suolo nella stagione calda, ne comporta una riduzione.

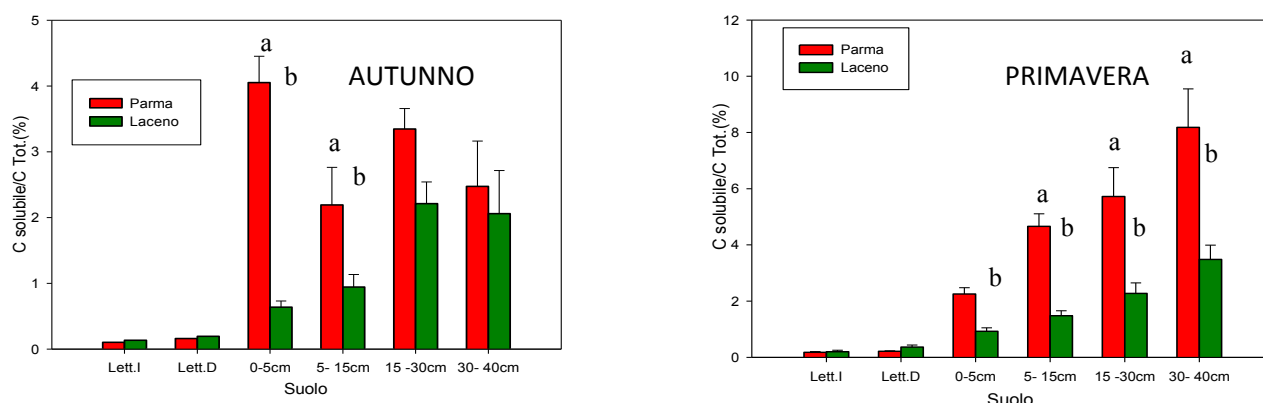


Figura 4.30: carbonio solubile/C totale (%), nelle lettiere indecomposta e decomposta e nel suolo minerale (0-40cm), delle due faggete oggetto di studio, durante l'autunno e la primavera.

Anche riportando il C solubile come frazione del carbonio totale (Fig. 4.30), Parma ha valori più alti, nel suolo, rispetto a Laceno sia al I che al II campionamento; mentre nelle lettiere è Laceno ad avere valori di poco superiori. Tranne che a 0-5cm di Parma, entrambi i siti aumentano i loro valori nel II campionamento e l'aumento è graduale lungo il profilo. Quindi, sia nella faggeta di Parma che in quella del Laceno, la frazione del C solubile sul totale tende ad aumentare con la profondità. Comunque sono spesso evidenti variazioni stagionali nel contenuto di C solubile della materia organica dei sistemi forestali, che possono dipendere da molteplici fattori come umidità, temperatura e lisciviazione (Andersson et al., 2000). Nel lavoro di Kaiser et al. (2001), in cui è stato valutato il contenuto di C solubile negli strati organici del suolo di foreste di faggio (*Fagus Sylvatica* L.) e di pino (*Pinus Sylvestris* L.) è stato osservato che la concentrazione di C organico disciolto è maggiore durante il periodo estivo-autunnale e raggiunge il picco massimo dopo abbondanti piogge che seguono brevi periodi di siccità. In particolare, gli autori hanno osservato un contenuto di C solubile maggiore nel suolo sotto faggio, con concentrazione massima di 145 mgL⁻¹,

rispetto al suolo sotto pino dove la concentrazione massima è stata di 106 mg L^{-1} . I valori più alti di C solubile sono stati riscontrati dagli autori dopo forti eventi di pioggia, che determinano un processo di lisciviazione più intenso, e quindi, un aumento di materia organica disciolta negli strati più profondi del suolo (Kaiser et al., 2001). Nel lavoro di Xiao et al. (2006), il contenuto di C solubile è inoltre, correlato negativamente con il livello di compattazione del suolo. Infatti in Parma, dai valori della bulk density, il suolo minerale risulta essere più compatto rispetto a quello del Laceno e il contenuto di C solubile, fatta eccezione per lo strato 5-15 cm, risulta essere inferiore. Nelle figure 4.31- 4.34 sono riportati gli spettri $^1\text{H-NMR}$ che mostrano la struttura chimica del C solubile degli strati organici e degli orizzonti in cui è stato diviso il profilo di 40 cm del suolo minerale delle due faggete durante il campionamento autunnale e quello primaverile. Gli spettri sono stati divisi in tre range che mostrano la presenza di tre gruppi di composti chimici solubili: 0-3 ppm che comprende composti alifatici; 3-4.3 ppm che comprende composti alcolici e 6-9 ppm che comprende i composti aromatici

A Parma in autunno nella lettiera indecomposta (Fig. 4.31 A), i segnali relativi ai gruppi alchilici (0-3 ppm), agli alcoli e ai carboidrati (3-4.3) sono forti. Sono presenti segnali anche relativi all'area aromatica (6-9 ppm). I segnali a 0-3 ppm e a 3-4.3 ppm diventano più forti nello strato di lettiera decomposta (Fig. 4.31 B) e nello strato più superficiale del suolo (0-5 cm) (Fig. 4.32), mentre sono più ridotti quelli a 6-9 ppm. A profondità maggiori i segnali dei gruppi alchilici e alcolici sono presenti ma più ridotti mentre quelli dei gruppi aromatici scompaiono. In primavera i segnali a 0-3 e a 3-4.3 ppm sono più ridotti rispetto a quelli dell'autunno sia nei due strati di lettiera (Fig. 4.33 A, B) sia lungo tutto il profilo del suolo (Fig. 4.34). I segnali a 6-9 ppm sono più forti nei due strati di lettiera e a 0-5 cm rispetto all'autunno e sono presenti anche lungo tutto il profilo del suolo.

In autunno a Laceno nello strato di lettiera indecomposta (Fig. 4.31 C) e decomposta (Fig. 4.31 D) sono molto forti i segnali a 0-3 e a 3-4.3 ppm mentre i segnali a 6-9 ppm sono molto più bassi. Nel suolo (Fig. 4.32) i segnali a 0-3 e a 3-4.3 si riducono notevolmente lungo tutto il profilo, mentre quelli a 6-9 ppm sono assenti sia negli strati superiori che in profondità, mentre sono presenti tra 5-30 cm. In primavera i segnali a 0-3 e a 3-4.3 ppm, sia negli strati di lettiera (Fig. 4.33 C, D), che nel suolo (Fig. 4.34), sono ridotti rispetto al I campionamento mentre le sostanze aromatiche sono presenti lungo tutto il profilo del suolo da 0 a 40 cm. Nel lavoro di Kaiser et al. (2002) condotto in Germania, in due siti forestali, una pineta (*Pinus sylvestris* L.) di 160 anni, con suolo minerale fortemente acido, povero di nutrienti e di C organico e una faggeta (*Fagus sylvatica* L.), con uno strato organico con forte attività biologica, sono evidenti spettri NMR diversi per le due foreste. Gli spettri $^1\text{H NMR}$ della materia organica dissolta degli strati organici campionati in inverno e in estate nella pineta mostrano una grande abbondanza di segnali di sostanze a basso peso molecolare come l'acetato (1.93 ppm), metanolo (3.36 ppm), succinato (2.43 ppm), e altri. Composti simili sono stati trovati in spettri $^1\text{H NMR}$ di acidi umici e fulvici terrestri e acquatici (Wilson et al., 1988) e in estratti di suoli acidi (Tani and Higashi, 1999). Nella faggeta del lavoro di Kaiser et al. (2002) i segnali delle sostanze a basso peso molecolare erano molto più pronunciati del pino. I segnali di H aromatici e alifatici erano di bassa intensità nello spettro dei campioni dell'inverno e in quelli dell'estate. La maggior parte dei segnali prominenti nello spettro della materia organica dissolta fra entrambi i siti era quella degli H associati con O funzionalizzato. Tali segnali corrispondono ai segnali del C O-alchilico nel $^{13}\text{C-NMR}$ della materia organica dissolta (Kaiser et al., 2001). Così una grande proporzione dei segnali fra 3.0 e 5.0 ppm potrebbero essere dovuti agli H dei carboidrati. I metil aril eteri essendo tipici dei composti lignina derivati possono contribuire ai

segnali tra 3.6 e 3.8 ppm. Si assume che un largo contributo di sostanze contenenti O siano un risultato di un ridotto consumo microbico dei composti labili. (Kaiser et al, 2002). Durante l'inverno, la distruzione di cellule di piante e microbiche a causa di disseccamento o congelamento rilascia considerevoli quantità di unità saccaridiche in soluzione (Yavitt and Fahey, 1985; Kaiser et al., 2001). Nella figura 4.35 sono rappresentate le aree relative degli spettri NMR degli strati organici e del suolo minerale delle due faggete esaminate in autunno e in inverno. Esse mostrano che i carboidrati, i gruppi alcolici e quelli alchilici sono abbondanti in entrambe le faggete, sia nelle lettieri sia in tutto il profilo del suolo, e sono presenti in entrambe le stagioni. Le sostanze aromatiche invece al I campionamento sono presenti solo nelle lettiera indecomposta e nei primi cm di suolo della faggeta di Parma e a profondità maggiori nella lettiera di Laceno. Al II campionamento invece le sostanze aromatiche sono presenti in tutte e due le faggete negli strati organici e in tutto il profilo del suolo minerale.

AUTUNNO

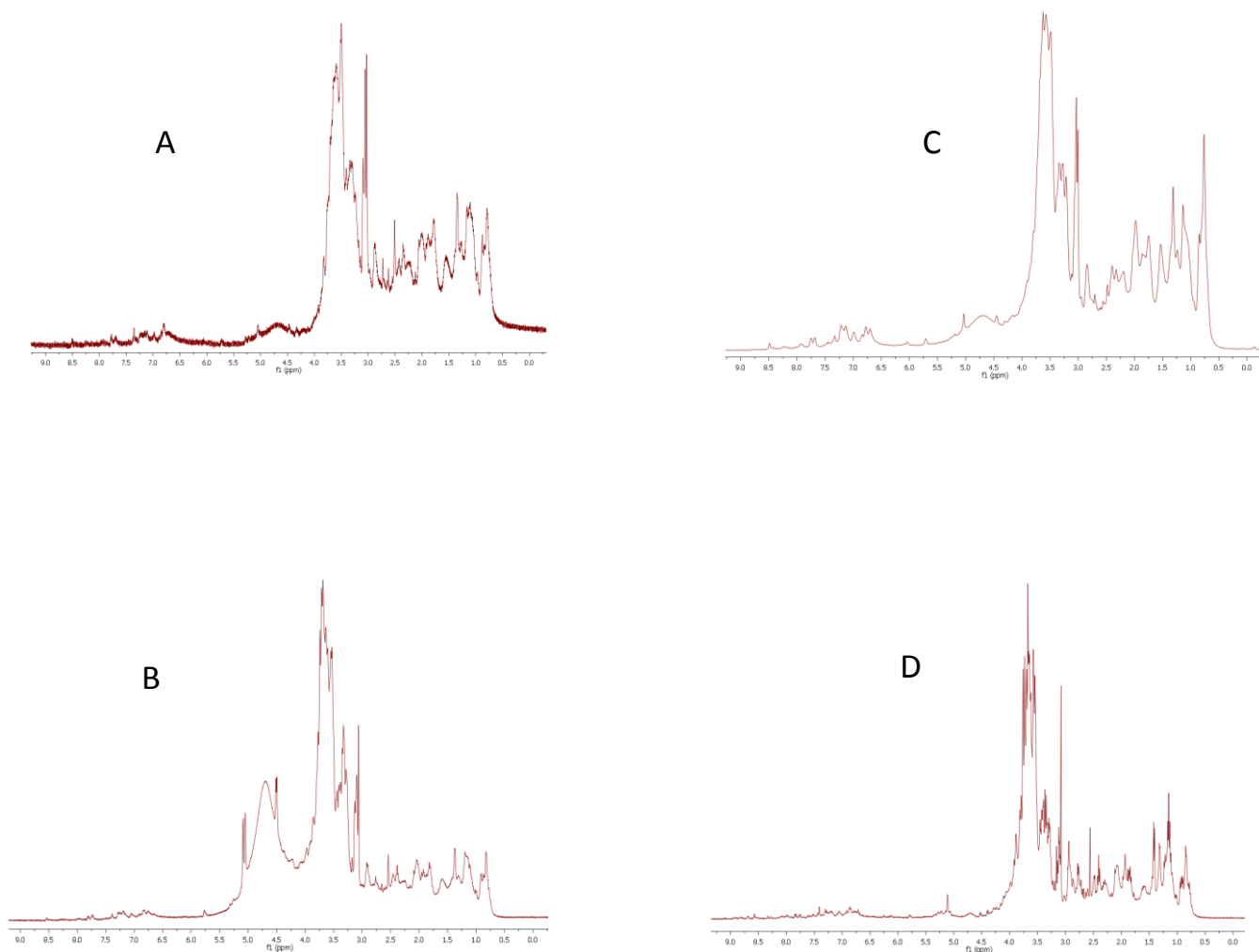


Figura 4.31: spettri ¹H-NMR dello strato di lettiera indecomposta del sito di Parma (A) e del sito di Laceno (C), e della lettiera decomposta del sito di Parma (B) e di Laceno (D), prelevati in autunno.

Figura 4.32: spettri $^1\text{H-NMR}$ di ciascun orizzonte del profilo di 40 cm del suolo di Parma (sinistra) e del suolo di Laceno (destra), prelevati in autunno.

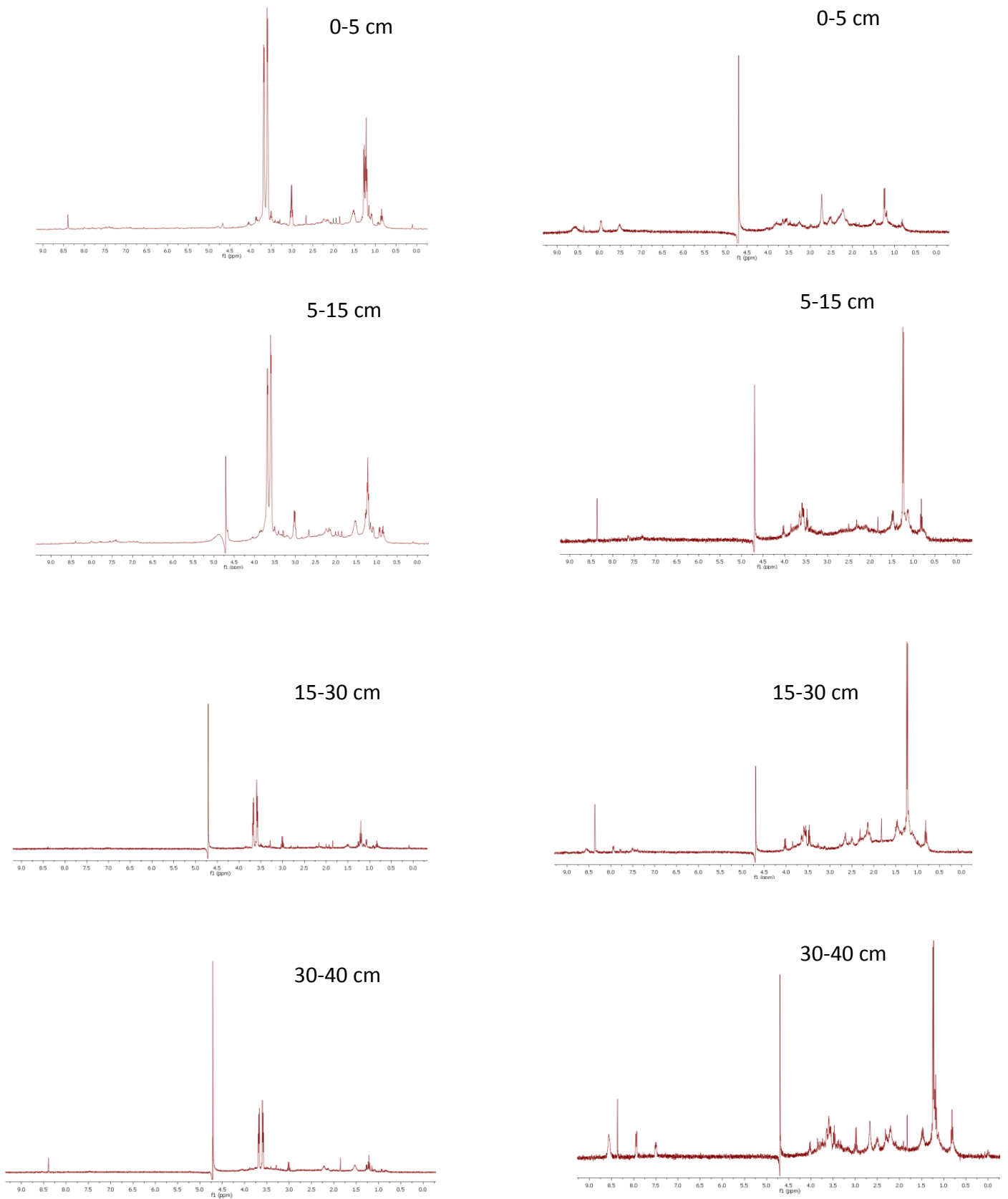


Figura 4.33: spettri $^1\text{H-NMR}$ dello strato di lettiera indecomposta del sito di Parma (A) e del sito di Laceno (C), e della lettiera decomposta del sito di Parma (B) e di Laceno (D), prelevati in primavera.

PRIMAVERAA

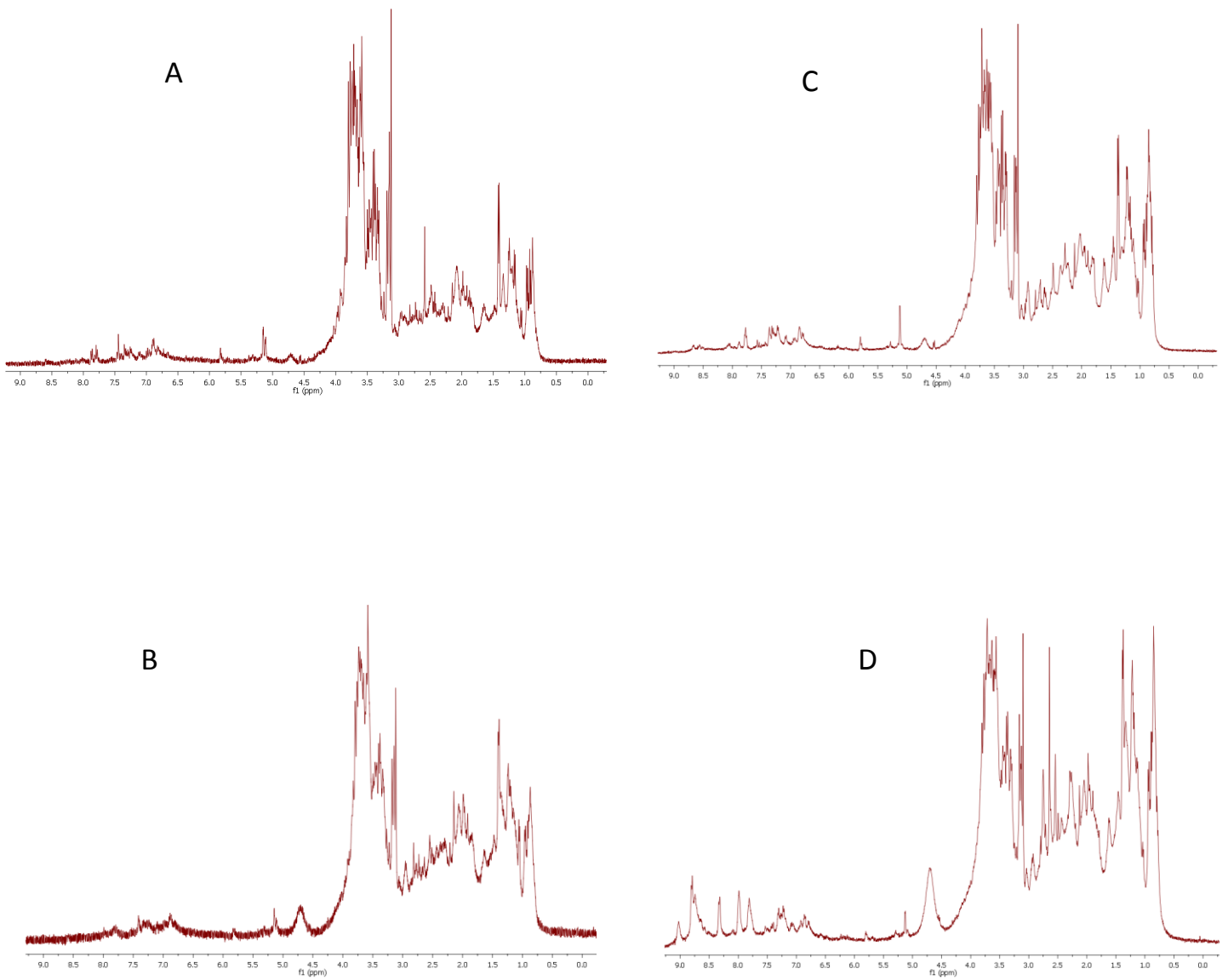
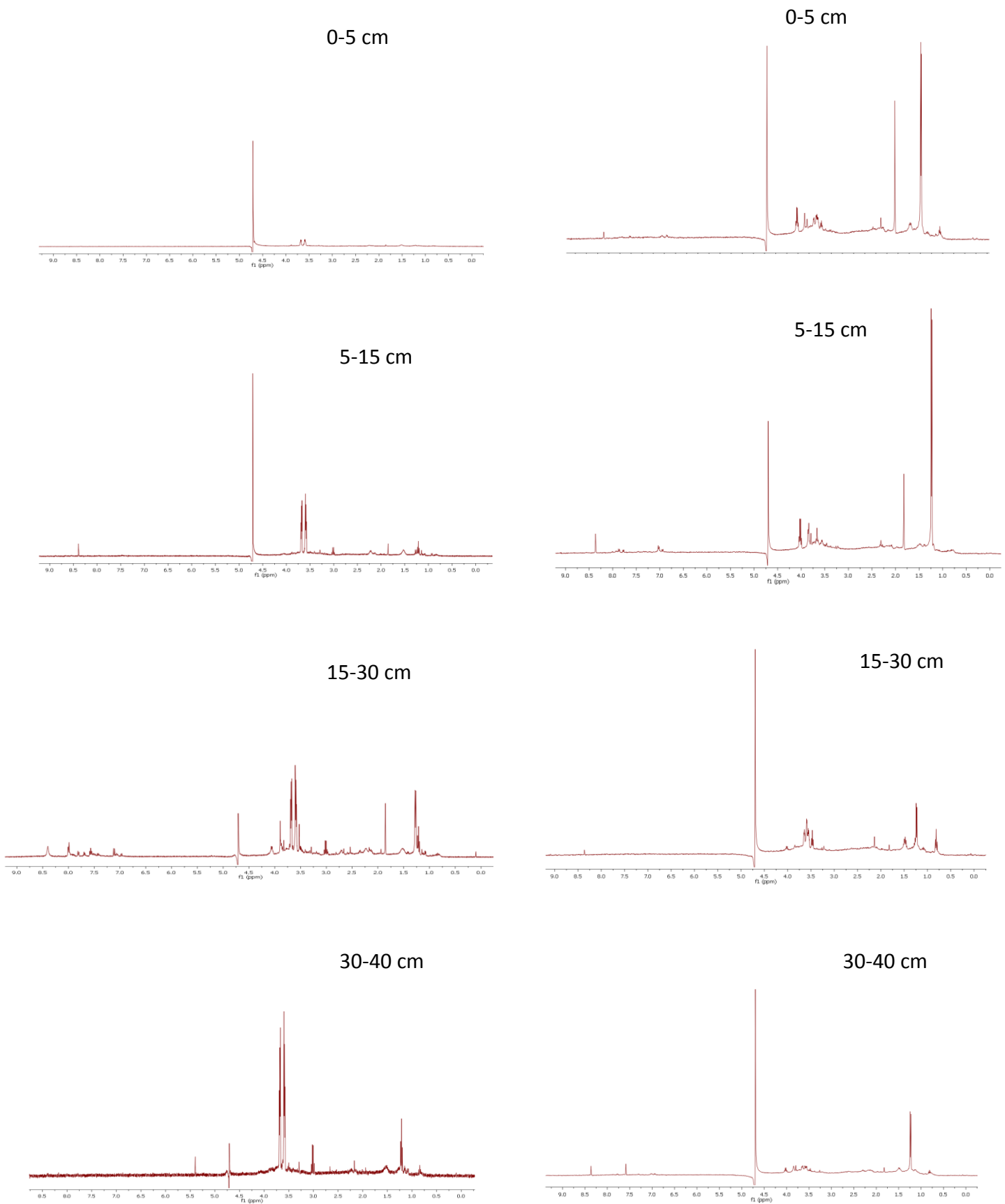


Figura 4.34: spettri $^1\text{H-NMR}$ di ciascun orizzonte del profilo di 40 cm del suolo di Parma (sinistra) e del suolo di Laceno (destra), prelevati in primavera.



AUTUNNO

PRIMAVERA

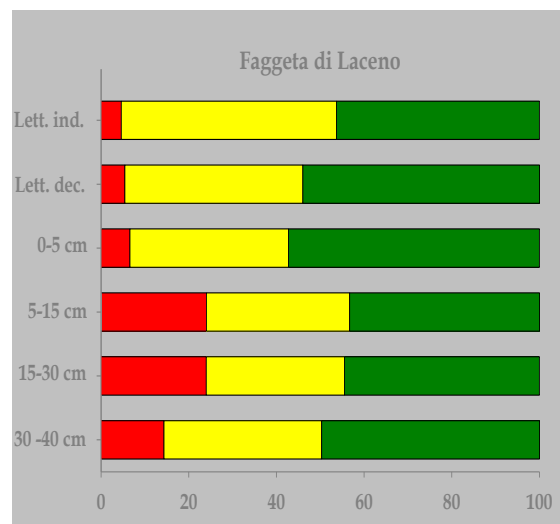
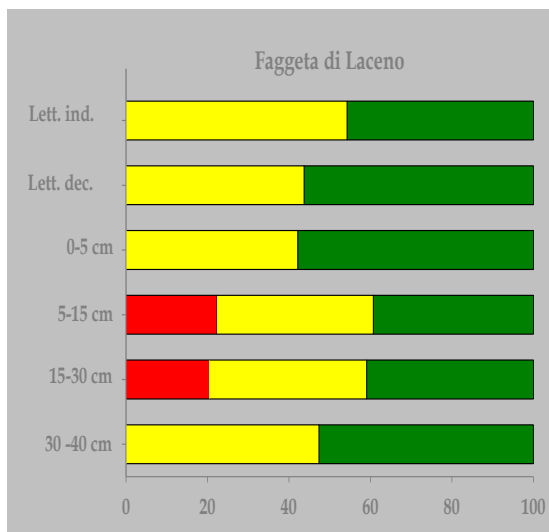
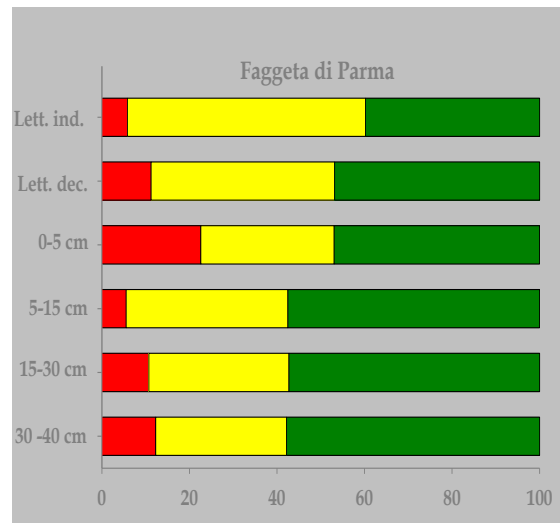
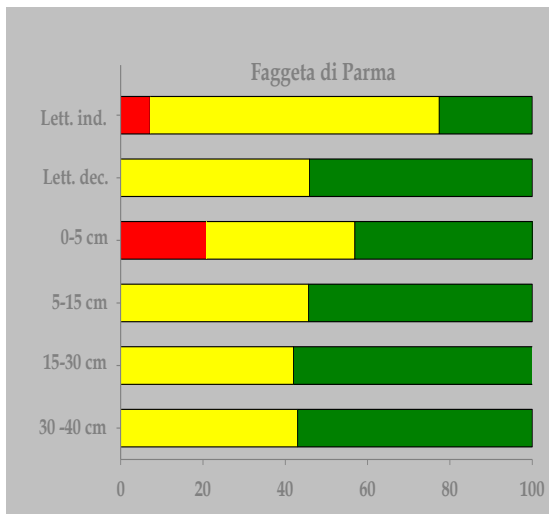
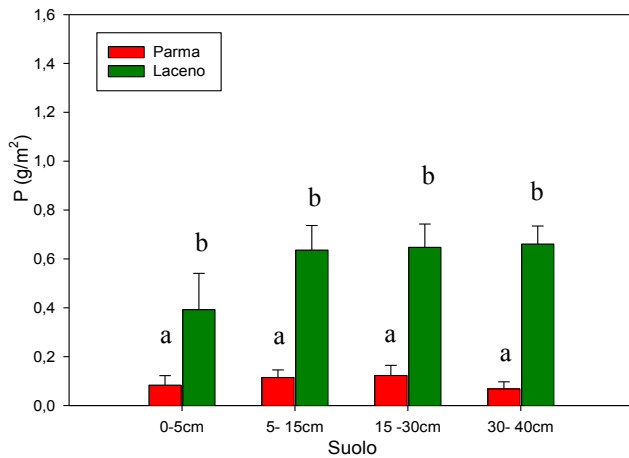


Figura 4.35: aree relative (%) degli spettri $^1\text{H-NMR}$ delle lettiere e di ciascun orizzonte del profilo di 40 cm del suolo delle due faggete prelevati in autunno e primavera.

Il P presente nel suolo, sottoforma di ione PO_4^{3-} , viene “organicato” da diverse specie di funghi e batteri, per essere reso disponibile per gli organismi viventi del suolo. E’ un elemento fondamentale per il metabolismo cellulare. Come si può osservare nella figura 4.36 il contenuto di P totale (g/m^2), valutato per via spettrofotometrica, nel suolo delle due faggete, risulta maggiore a Laceno sia durante l’autunno sia durante la primavera. In primavera si osserva un aumento del contenuto di fosforo per entrambe le faggete ma più pronunciato per la faggeta di Laceno.

AUTUNNO



PRIMAVERA

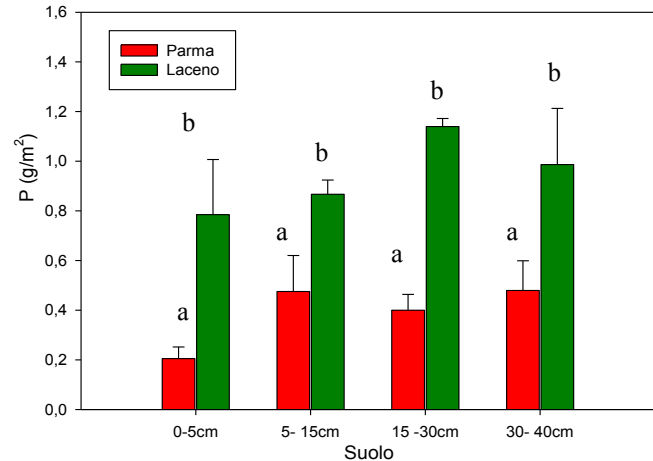


Figura 4.35: contenuto di P tot. (g/m^2) dei suoli (0-40 cm di profondità) delle faggete di Parma e di Laceno in autunno e inverno.

I valori più bassi di P osservati in Parma, potrebbero essere associati ad un pH più acido rispetto a Laceno. Questa associazione tra il quantitativo di P e il pH del suolo è stata mostrata in diversi lavori, in letteratura, dove è apparso che l’assorbimento di P nel suolo aumenta all’aumentare del pH e diminuisce con bassi valori di pH (Chien et al., 1980; Yampracha et al., 2005; Krairapanond et al., 1993). Sjogersten et al., 2003 riportano per il suolo di tre siti forestali (0-2 cm) di betulla, posti a diversa latitudine e caratterizzati da valori di precipitazione di 473, 304 e 354 mm di pioggia valori di fosforo di 1,03; 0,91; 0,80 mg/g rispettivamente, collegando il contenuto di questo elemento anche con l’ammontare delle precipitazioni.

4.2.2 PARAMETRI BIOLOGICI

Nella figura 4.36 è mostrata la biomassa fungina totale per grammo di sostanza organica (mg/g). Sia al I che al II campionamento la faggeta di Parma mostra valori più alti di quella di Laceno sia nel suolo che nella lettiera (tranne Li e a 15-30cm del I campionamento). Inoltre al II campionamento la colonizzazione fungina sia della lettiera che del suolo di Parma aumenta rispetto al I campionamento. La faggeta di Laceno incrementa la biomassa fungina totale al II campionamento rispetto al I campionamento solo nella lettiera, mentre nel suolo si osserva una riduzione. Inoltre al II campionamento, Parma mantiene valori più alti rispetto a Laceno, sia nel suolo che nella lettiera. Analogamente a quanto detto per la biomassa fungina totale, nel I e nel II campionamento Parma ha valori più alti di biomassa fungina attiva per grammo di sostanza organica (mg/g) (Fig. 4.37) rispetto a Laceno, sia nella lettiera che nel suolo. È possibile inoltre notare nel primo campionamento un incremento di tale parametro lungo il profilo di entrambi i siti. Nel campionamento primaverile, Parma ha una biomassa fungina attiva che aumenta notevolmente negli strati superficiali di suolo e poi decresce. Al II campionamento nella faggeta di Parma si nota un incremento della biomassa fungina da Li (Lettiera indecomposta) a 15 cm di profondità rispetto al campionamento autunnale, nella faggeta di Laceno la biomassa fungina aumenta i suoi valori negli strati di lettiera e nei primi 5 cm di suolo e li riduce da 5 a 40 cm di profondità.

La presenza del micelio fungino attivo e totale ancora a circa 40 cm in entrambi i siti indagati dimostra una eventuale traslocazione di nutrienti a tale profondità. I dati ottenuti da alcuni lavori come quello di Ekelund et al. (2001) condotti sui profili di suolo di tre foreste Danesi (*Fagus sylvatica*; *Picea abies*; *Betula pubescens*). Bisogna ricordare, inoltre, che in letteratura è ben nota la sensibilità dei funghi a molteplici e svariati fattori climatici ed edafici, come a diversi tipi di disturbo, in particolare: al tipo di suolo e di vegetazione (Rutigliano et al. 2004), alla quantità e qualità della sostanza organica (Iovieno et al. 1996; Rutigliano et al. 2002), alla temperatura, alle precipitazioni, e all'uso di fertilizzanti (Jasper et al. 1979; Kahiluoto et al. 2001).

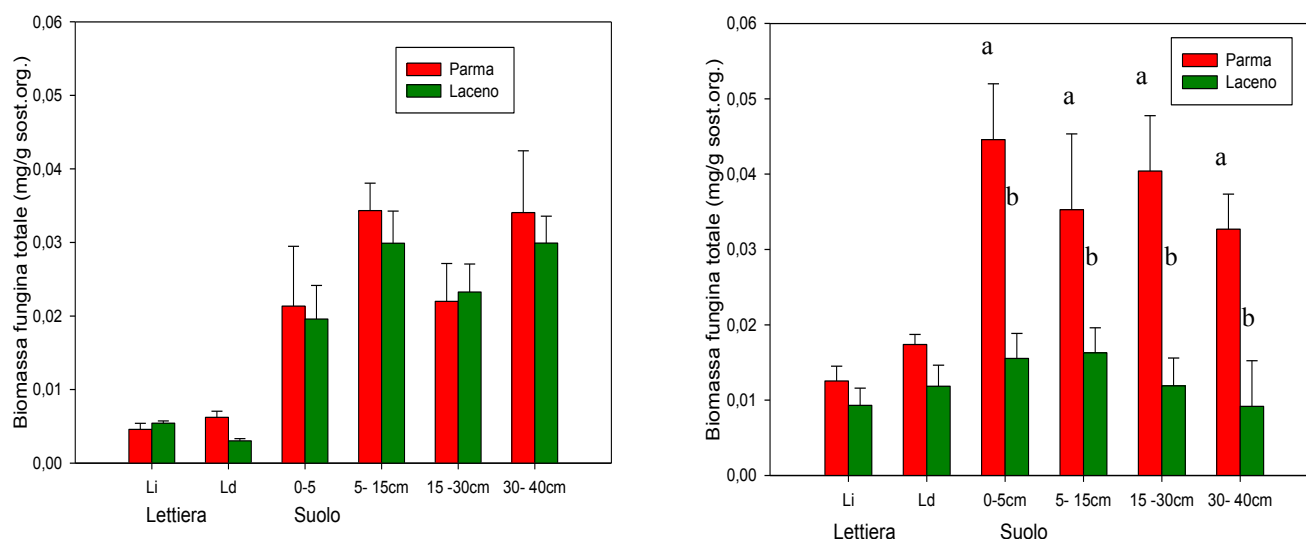


Figura 4.36: biomassa fungina totale (mg/g sostanza organica) in lettiera e suolo minerale (0-40cm), relativi alle due faggete oggetto di studio, registrati in un prelievo autunnale e un prelievo primaverile.

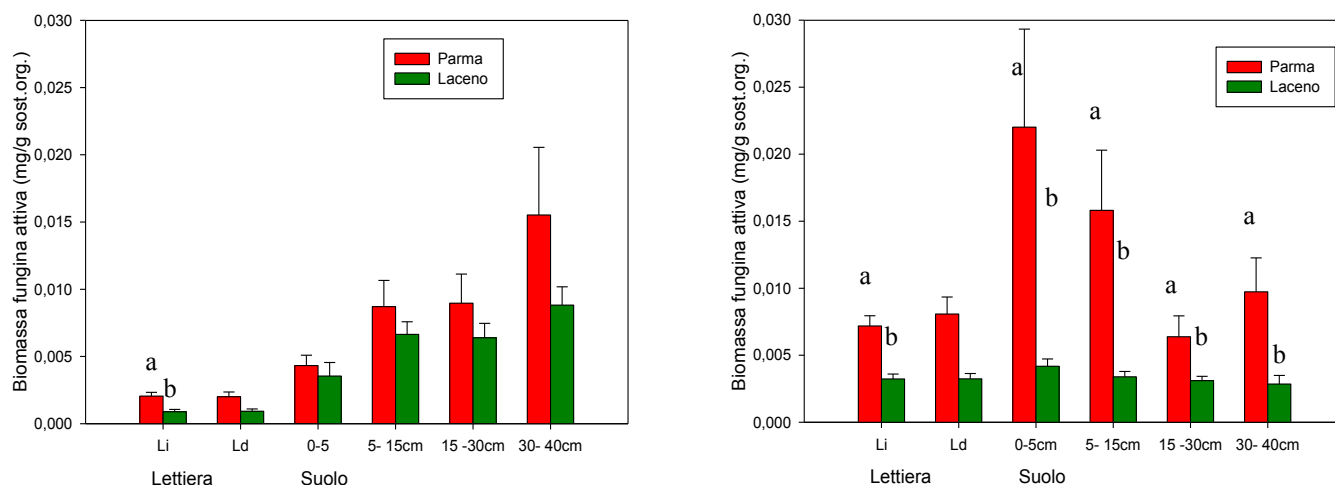


Figura 4.37: biomassa fungina attiva (mg/g sostanza organica) in lettiera, e suolo minerale (0-40cm), relativa alle due faggete oggetto di studio, durante l'autunno e la primavera.

La biomassa microbica è stata riportata sia come quantità di carbonio microbico (Cmic) presente in un grammo di suolo secco (mg Cmic g^{-1} p.s., Fig. 4.38), che come mg di Cmic su unità di sostanza organica (Fig. 4.39). In effetti la biomassa microbica misurata nella lettiera presenta valori molto simili nelle due faggete di Parma e Laceno, soprattutto nel I campionamento, anche se Parma tendenzialmente ha valori più alti lungo il profilo. Nel campionamento primaverile, la faggeta di Parma presenta la biomassa microbica più elevata per g di terreno nella lettiera e valori più bassi rispetto a Laceno nel suolo. Nel I campionamento Parma e Laceno hanno valori di carbonio microbico per grammo di sostanza organica (mg/g sostanza organica) (Fig. 4.39) più alti nel suolo rispetto alle loro lettieri. Parma ha valori leggermente più bassi di Laceno nelle lettieri, mentre ha valori più alti nel suolo. Anche nel II campionamento, Parma e Laceno hanno valori più alti nel suolo rispetto alle lettieri e Parma ha valori di biomassa microbica più alti di Laceno sia nella lettiera che nel suolo. Al II campionamento, sia Parma che Laceno, aumentano i valori rispetto al I campionamento (tranne Parma a 5-15 e a 30-40cm).

Nei profili minerali esaminati, in questo studio, è evidente una chiara tendenza alla diminuzione della biomassa microbica con un incremento della profondità, se la valutazione è fatta per g di suolo, e gli strati di suolo minerale più superficiale hanno tendenzialmente valori più alti rispetto a quelli più profondi. Questo andamento è confermato da molti ricerche effettuate in foreste (Ekelund et al. 2001; Fritze et al. 2000). Anche Raubuch e Beese (2005), in uno studio su cinque faggete in Germania, hanno trovato che il C della biomassa microbica diminuiva drasticamente lungo il profilo dallo strato organico all'orizzonte minerale. Questo non è sorprendente dato che lo strato superficiale del suolo è continuamente alimentato con il carbonio fornito dalla lettiera vegetale e dagli essudati dell'apparato radicale. A livello delle radici l'attività batterica viene direttamente influenzata dal rilascio degli essudati radicali e dalla decomposizione delle radici morte (Swinnen et al. 1994).

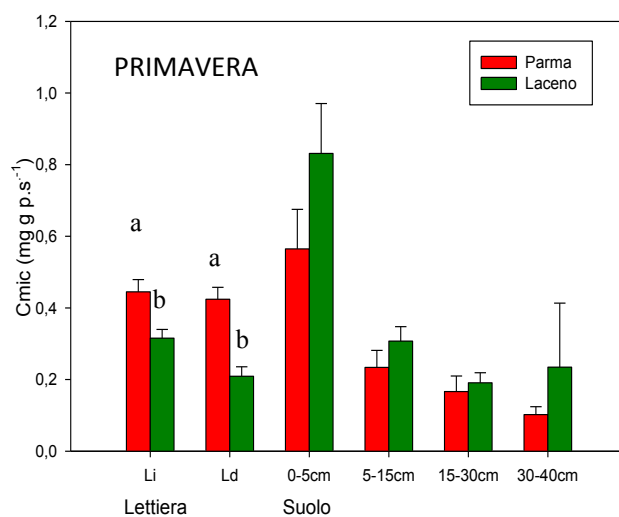
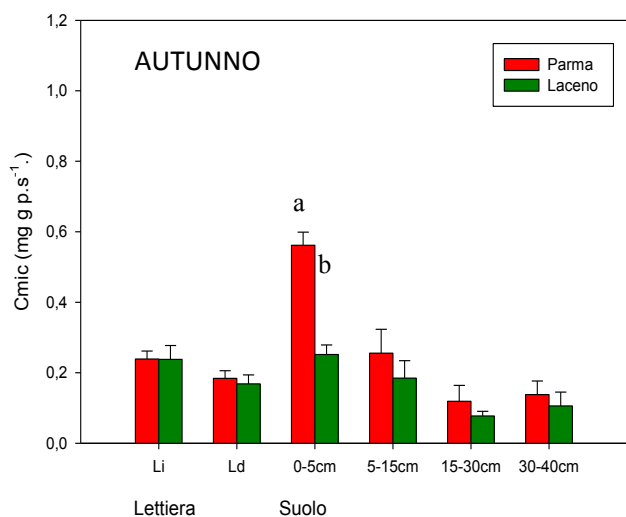


Figura 4.38: Carbonio microbico (mg/g p.s.) in lettiera, e suolo minerale (0-40cm), nelle due faggete oggetto di studio, durante l'autunno e la primavera.

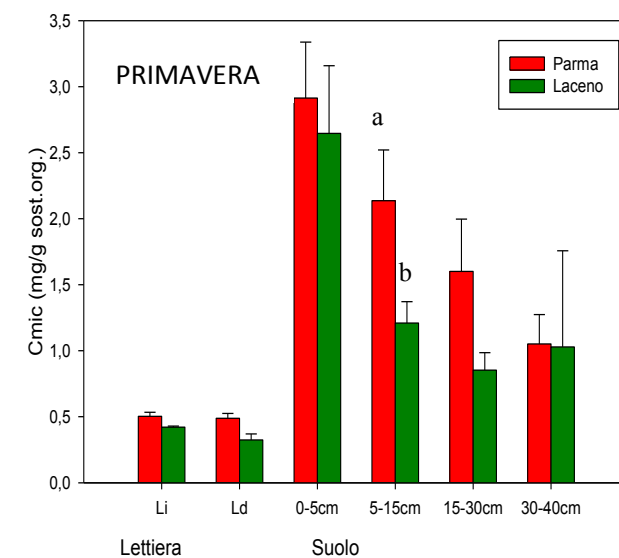
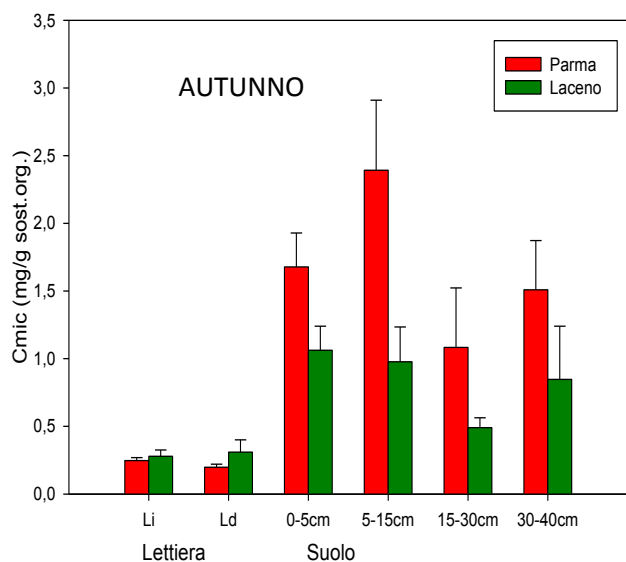


Figura 4.39: Carbonio microbico per grammo di sostanza organica in lettiera, e suolo minerale (0-40cm), nelle due faggete oggetto di studio, durante l'autunno e la primavera.

Inoltre Faialho et al. (1991) affermano che questa diminuzione della biomassa microbica dallo strato superficiale a quello più profondo è dovuta agli effetti della copertura vegetale sul suolo e all'accumulo della materia organica. In prossimità delle radici le popolazioni microbiche possono essere da 5 a 100 volte più numerose che nel resto del suolo, con l'aumentare della distanza dalla superficie radicale si osserva un decremento della popolazione microbica (Yeats e Darrah 1991). D'altra parte è noto che i valori di biomassa microbica sono fortemente influenzati dalla quantità e dalla qualità della sostanza organica.

Webster et al. (2000) riporta che per suoli di regioni temperate caratterizzati da forte acidità ed umidità, valori di C microbico tra 0.06 e 0.93 (mg C/ g p.s) e una respirazione basale tra 0.17 e 0.20 $\mu\text{mol CO}_2/\text{g}$ suolo. Secondo Wang and Polglase (1995) vi sarà un aumento del C nel suolo attraverso un aumento della produttività primaria netta particolarmente alle alte latitudini, e

prevedono che in seguito ad aumenti di CO₂ e di temperatura, foreste boreali e tundra emetteranno sempre più C all'atmosfera mentre le foreste tropicali continueranno ad accumulare C. Anche Andrew et al. (2000) hanno osservato aumenti esponenziali della respirazione con un aumento della temperatura, provocando anche un cambiamento della comunità microbica. Invece, Scortemeyer et al. (2000) non hanno osservato effetti di una elevata concentrazione di CO₂ sulla quantità di batteri nella rizosfera. Zak et al. (2000) basandosi su numerosi lavori sulle dinamiche del C e dell'N hanno concluso che non ci sono ancora sufficienti dati per predire come l'attività microbica e il ciclo del C e dell'N possono cambiare in seguito ad un aumento della concentrazione atmosferica di CO₂. Importante a tale scopo è la conoscenza della risposta dei microorganismi e delle radici. Molti studi hanno mostrato uno spostamento dei depositi di C di una pianta verso le radici in seguito ad un aumento della CO₂ atmosferica. Ceulemans et al. (1999) hanno concluso che a livello ecosistemico una grande quantità di C traslocata nelle radici, può portare: ad un aumento della crescita e del turnover delle radici; ad un aumento dell'attività dei microorganismi associati alle radici; ad un maggiore stock della biomassa microbica ed ad un aumento dell'attività microbica; ad un aumento delle perdite di C del suolo attraverso la respirazione. Melillo et al. (2002) da un esperimento su foreste poste a medie latitudini hanno osservato che un riscaldamento del suolo accelera la decomposizione della materia organica del suolo e i flussi di CO₂ all'atmosfera.

La respirazione basale, è come suggerito anche da Anderson (1982), l'attività della frazione microbica del suolo. La respirazione microbica non mostra differenze significative tra i due siti di studio, né per la lettiera, né per il suolo minerale per nessuno dei due campionamenti sia esprimendo la respirazione per g di suolo né per g di sostanza organica (Fig. 4.40). Nel I campionamento non c'è un chiaro andamento della respirazione espressa come g di suolo lungo il profilo, nel II si evidenzia una riduzione lungo il profilo. I valori di respirazione per grammo di sostanza organica (mg CO₂/g sost.org.) (Fig. 4.40), mostrano per entrambi i campionamenti, che Parma e Laceno hanno valori più alti nel suolo rispetto alle loro lettiere. Parma ha tendenzialmente valori più bassi di Laceno nelle lettiere, mentre nel suolo non c'è un andamento definito (Fig. 4.40). Comunque per unità di sostanza organica la respirazione è tendenzialmente più alta sui suoli e nella lettiera di Laceno.

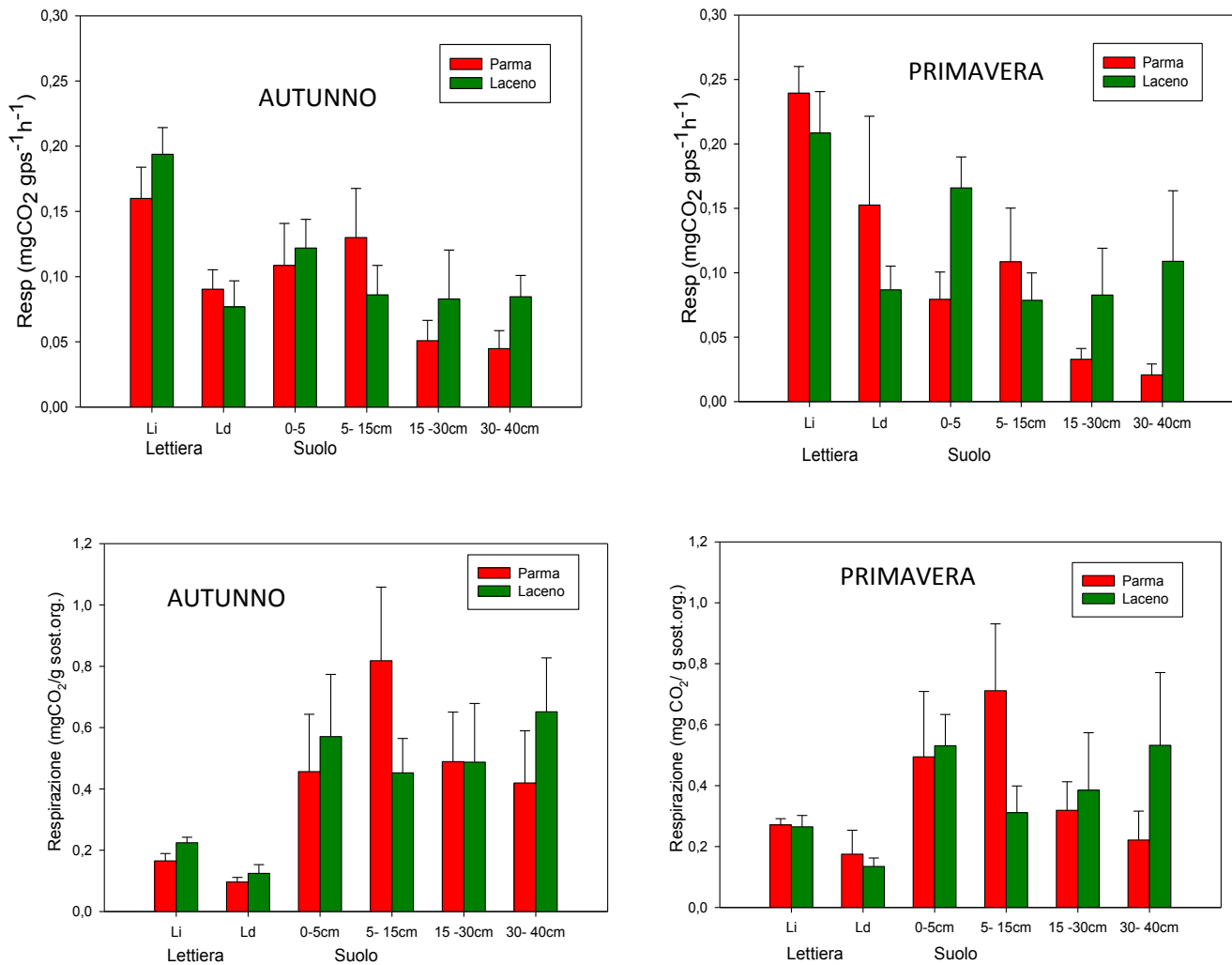


Figura 4.40: Respirazione riportata come $\text{mg CO}_2/\text{g p.s.h}$ e per g di sost.org. in lettiera, e suolo minerale (0-40cm), relativa alle due faggete oggetto di studio, durante l'autunno e la primavera.

La respirazione microbica, analogamente al contenuto di sostanza organica e alla biomassa fungina mostra tendenzialmente un decremento con l'aumentare della profondità. L'andamento della respirazione segue generalmente quello della sostanza organica, più il suolo diventa povero di risorse minore risulta l'attività dei microrganismi. Questi dati sono in accordo con i lavori di Emmerling et al. (2000) e Chander e Brookers (1993), infatti questo può essere spiegato con una riduzione del contenuto di sostanza organica e nutrienti, che riducono l'attività microbica dando luogo ad una riduzione della respirazione basale. Inoltre in accordo con il lavoro di Jones et al. (2008), la respirazione diminuisce con la profondità ed è linearmente correlata al quantitativo di C organico nel suolo.

Il quoziente metabolico, $q\text{CO}_2$ (Fig. 4.41), ossia il carbonio evoluto come CO_2 per unità di C microbico, può essere considerato come una misura di attività dei microrganismi del suolo ma anche come un indicatore di disturbo e stress della comunità microbica del suolo. Tendenzialmente il $q\text{CO}_2$ è più alto nella lettiera indecomposta e tende ad aumentare lungo il profilo del suolo della faggeta del Laceno, sia al I che al II campionamento. Per Parma il $q\text{CO}_2$ è più alto nella lettiera indecomposta (Li) rispetto a quella decomposta (Ld), e anche per Parma c'è un aumento lungo il profilo del suolo fino a 30 cm di profondità, sia al I che al II campionamento.

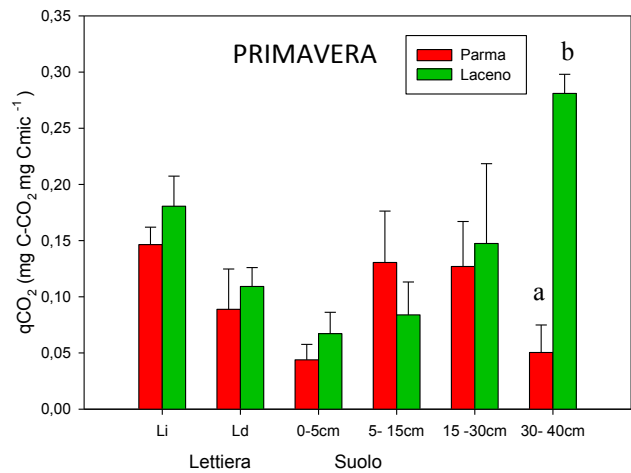
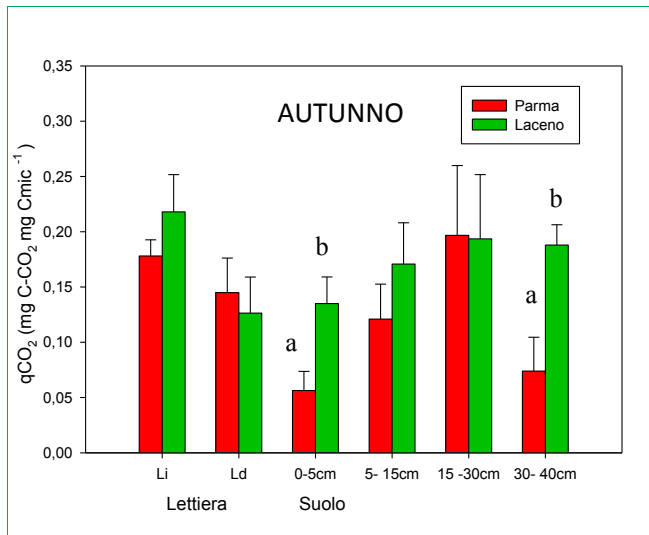


Figura 4.41: quoziente metabolico (mg C-CO₂/mg Cmic) in lettiera, e suolo minerale (0-40cm), delle due faggete oggetto di studio, durante l'autunno e la primavera.

Mahia et al. (2006) in un lavoro condotto in foreste di *Pinus pinaster* e *Pinus sylvestris* della Spagna, nello strato di suolo minerale 0-15 cm, hanno riportato valori di qCO₂ di 3,13 mg CO₂ /mg Cmic h⁻¹ e 2,87 mg CO₂ /mg Cmic h⁻¹, rispettivamente. Anderson e Domsch (1978) hanno proposto questo indice come misura dell'attività microbica nel suolo indicando che valori elevati implicano una maggiore richiesta di C da parte dei microrganismi che spendono più energia per la respirazione piuttosto che per aumentare la biomassa. Una riduzione del quoziente metabolico indica un miglioramento dell'efficienza di utilizzazione delle risorse da parte dei microrganismi (Insam e Haselwandter 1989); Teri Balser et al. (2005) affermano che un alto qCO₂ indica generalmente bassa efficienza metabolica (elevato utilizzo di carbonio per unità di biomassa prodotta), indicativo di una comunità microbica stressata, infatti il suo aumento indica l'instaurarsi di condizioni di stress che attivano meccanismi di riparazione, che tendono a riparare i sistemi cellulari danneggiati dissipando più energia per il mantenimento (Anderson e Domsch 1993). Probabilmente gli alti valori del qCO₂ nella faggeta del Laceno potrebbero indicare una maggiore condizione di stress per i microrganismi di questo sito. D'altra parte il quoziente metabolico può anche differenziare suoli a differente stadio di maturità o a differente stadio successionale (Odum 1985).

Il coefficiente di mineralizzazione endogena CEM (mg C-CO₂ g Corg⁻¹ h⁻¹) (Fig. 4.42), ossia la capacità della comunità microbica di mineralizzazione del carbonio organico nel suolo, mostra un aumento lungo il profilo sia nella faggeta di Parma che in quella del Laceno (Fig. 4.42), sia al I che al II campionamento. Non sono evidenti differenze significative tra i due siti di studio.

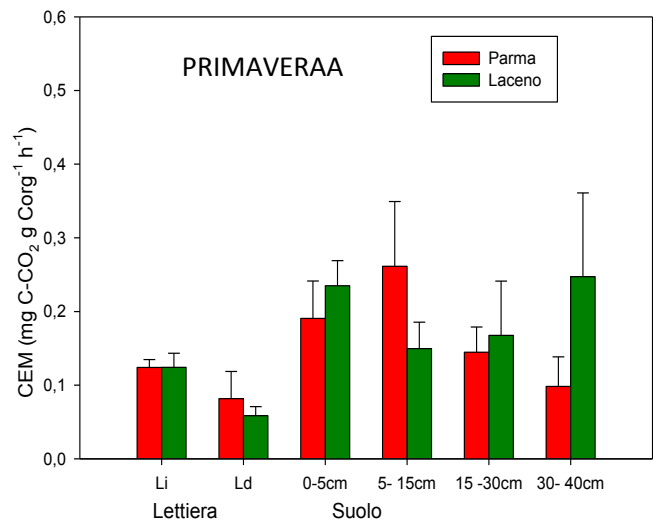
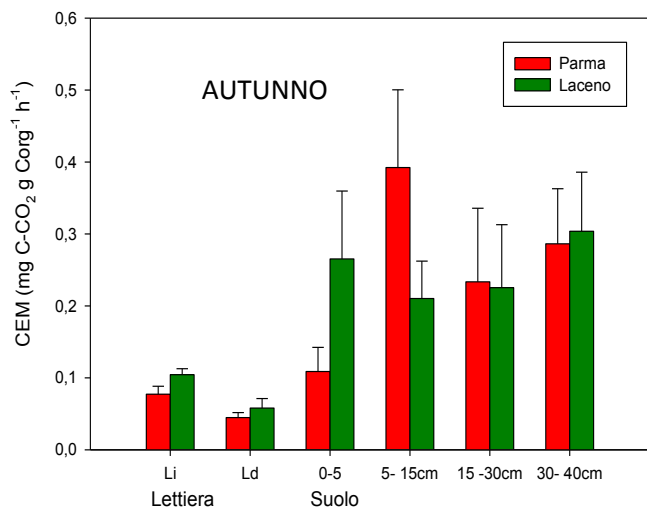


Figura 4.42: CEM (mgC-CO₂/g Corg.*h) in lettiera, e suolo minerale (0-40cm) delle due faggete oggetto di studio, durante l'autunno e la primavera.

5 CONCLUSIONI

In questo studio è stato valutato l'accumulo di C nel suolo sia come quantità totale che come forma labile (C solubile) e frazione attiva (biomassa e respirazione microbica), cercando di migliorare le conoscenze sul sequestro del C e sul turnover della sostanza organica. Le valutazioni realizzate negli strati organici (lettiera indecomposta e lettiera decomposta) e nel suolo minerale (fino a 40 cm di profondità) hanno interessato tre pinete (*P. pinea*) di differenti età (40, 70 e 100 anni) e due faggete (*Fagus sylvatica*), una dell' Appennino Tosco-Emiliano e l'altra dell' Appennino Campano. Nello studio condotto nella cronosequenza di *P. pinea* del Monte Vesuvio, i risultati hanno evidenziato un maggiore accumulo di C negli strati organici e nello strato superficiale del suolo minerale della pineta più matura, in accordo con la maggiore produzione di lettiera di questa foresta rispetto a quelle più giovani. Negli strati più profondi del suolo minerale è la pineta con età intermedia a far registrare i valori più elevati. L'andamento del contenuto di N lungo il profilo, segue quello della sostanza organica; valori particolarmente elevati di N si ritrovano nello strato minerale della pineta intermedia probabilmente condizionato dalla vegetazione che ricopriva questa area prima dell'impianto della pineta, che era caratterizzata dalla presenza di ginestre (*Genista etnea* L. Link). Particolarmente elevato sembra essere il rapporto C/N registrato sempre in questo sito.

La percentuale di C solubile sul C totale è risultata particolarmente bassa negli strati organici e ha mostrato degli incrementi lungo il profilo minerale. In particolare i valori tendenzialmente più elevati sono stati ritrovati nel sito più giovane anche se particolarmente alto è risultato questo parametro anche nella foresta di 100 anni. Per quanto riguarda la struttura chimica del C solubile particolarmente abbondante è la componente alchilica seguita da quella alcoolica. La presenza di composti aromatici è evidente soprattutto nella parte più profonda del profilo e nella pineta di età intermedia che presenta anche il contenuto più basso di C solubile.

La colonizzazione fungina, così come la biomassa e la respirazione microbica riportati per g di sostanza organica hanno mostrato in generale un incremento lungo il profilo. Nella lettiera non decomposta è generalmente il sito con età intermedia ad avere i valori di biomassa ed attività più alti rispetto agli altri; sulla lettiera in decomposizione invece è la pineta più giovane a far registrare la maggiore biomassa ed attività. La pineta più giovane mostra inoltre per tutti i parametri biologici ed in particolare per i funghi valori significativamente più elevati nel suolo minerale.

La biomassa microbica e la respirazione sono positivamente correlati con la frazione alcoolica e carboidratica del carbonio solubile nello strato minerale del sito più giovane ($p < 0.05$), mentre nella pineta più matura tutti i parametri biologici sono correlati negativamente con le componenti aromatiche ($p < 0.05$).

In conclusione possiamo dire che il turnover della sostanza organica sembra essere condizionato sia dall'età dello stand che dalla profondità. La frazione attiva e labile giocano un ruolo determinante nel sequestro del C dei suoli. Il sito più maturo presenta un turnover più lento della materia organica, una frazione solubile del C ridotta e recalcitrante che giustifica il maggiore accumulo di C negli strati più profondi del suolo.

Le due faggete oggetto di studio non mostrano sempre differenze significative per la quantità di C accumulato nell'intero profilo. Tuttavia nello strato organico si osserva un maggiore accumulo di C nella faggeta di Parma mentre nel suolo minerale è maggiore l'accumulo nella faggeta di Laceno. I dati sono confermati da entrambi i campionamenti effettuati. Il contenuto di C cala

significativamente dalla lettiera allo strato superficiale di suolo nella faggeta di Parma e si riduce lungo il profilo. Per la faggeta di Laceno lo strato di lettiera e lo strato più superficiale di suolo hanno valori di C simili ed il declino lungo il profilo è più graduale. Il rapporto C/N in entrambe le faggete ha valori più alti nella lettiera e diminuisce lungo il profilo.

Il contenuto di C solubile è maggiore nella lettiera rispetto al suolo minerale in entrambe le faggete per i due campionamenti effettuati. In particolare la concentrazione di C solubile è più alta nella lettiera del Laceno rispetto a Parma e nel suolo minerale di Parma. La frazione di C solubile sul totale, in realtà aumenta lungo il profilo e mostra lungo tutto il profilo, valori più elevati nella faggeta di Parma rispetto alla faggeta di Laceno.

La composizione chimica della frazione solubile del C, valutata con analisi NMR, ha evidenziato la presenza di abbondanti carboidrati e composti saturi, soprattutto negli strati organici rispetto al suolo minerale, in entrambe le faggete. I composti aromatici sono relativamente più abbondanti nei primi 5 cm di suolo per la faggeta settentrionale e a profondità maggiori per la faggeta meridionale.

La colonizzazione fungina sia totale che come frazione attiva è maggiore nella faggeta di Parma rispetto al Laceno, così come la biomassa microbica soprattutto se espressa per g di sostanza organica. Le misure di attività non evidenziano differenze significative tra le due faggete.

La faggeta meridionale, quindi, pur essendo caratterizzata da condizioni climatiche più favorevoli che agevolano la crescita dei microrganismi non fa registrare un turnover della sostanza organica più rapido. D'altra parte è proprio nel suolo del Laceno ad accumularsi la maggiore quantità di C che risulta essere meno solubile e più recalcitrante.

Bibliografia

Aber J.D., Melillo J.M. 1982. Nitrogen immobilization in decaying hardwood leaf litter as a function of initial nitrore and lignin content. *Can J Bot* 60: 2263-2269.

- Anderson J.P.E. 1982. Soil respiration. In: *Methods of Soil Analysis, Part 2, Chemical and Microbiological Properties*. American Society of Agronomy, Madison Wisconsin, pp. 831-871.
- Anderson J.P.E., Domsch K.H. 1978. A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soil. *Soil Biology & Biochemistry* 10: 215-221.
- Anderson J.P.E., Domsch K.H. 1978. Mineralization of bacteria and fungi in chloroform-fumigated soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 10: 207-213.
- Anderson T.H., Domsch K.H. 1993. The metabolic quotient for CO₂ (qCO₂) as a specific activity parameter to assess the effects of environmental conditions, such as pH, on the microbial biomass of forest soils. *Soil Biology & Biochemistry* 25: 393-395.
- Andrews J.A., Matamala R., Westover K.M., Schlesinger W.H. 2000. Temperature effects on the diversity of soil heterotrophs and the delta 13C of soil respired CO₂. *Soil Biol. Biochem.* 32: 699-706.
- Attiwill P.M. and Adams M.A. 1993. Nutrient cycling in Forests. *New Phytologist*, 124: 561-582.
- Augris N., Balesdent J., Mariotti A., Derenne S., Largea C., 1998. Structure and origin of insoluble and non-hydrolyzable, aliphatic organic matter in a forest soil. *Organic Geochemistry* 28: 119-124.
- Bargali S.S., Singh S.P., Singh R.P. 1993. Patterns of weight loss and nutrient release from decomposing leaf litter in an age series of eucalypt plantations. *Soil Biology and Biochemistry*, 25: 1731-1738.
- Batjes N.H. 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science*, 47, 151-163.
- Bauhus J., Paré D. and Côté L. 1998. Effects of tree species, stand age and soil type on soil microbial biomass and its activity in a southern boreal forest. *Soil Biology and Biochemistry* Volume 30: 1077-1089.
- Bell A.A., Wheeler M.H., 1986. Biosynthesis and functions of fungal melanins. *Annual Review of Phytopathology* 24: 411-451.
- Beloin R.M., Sinclair J.L., Ghiorse W.C. 1988. Distribution and activity of microorganisms in subsurface sediments of a pristine study site in Oklahoma. *Microbial Ecology* 16: 85-97.
- Benfeldt E.S., Burger J.A. and Daniels W.L. 2001. Quality of amended mine soils after sixteen years. *Soil Science Society of America Journal*, 65: 1736-1744.
- Bennet D. L., Sanford G., Mathias E. L., Lundberg P. E. 1975. *J. Environm. Qual* 4: 107-110.
- Bens Oliver B.U., Sieber S., and Hütthl Reinhard F. 2006. Spatial variability of O layer thickness and humus forms under different pine beech-forest transformation stages in NE Germany. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 169: 5-15.

- Berg B. and Wessen 1984. Decomposition of root litter and some factors regulating the process: long-term root litter decomposition in a Scots pine forest. *Soil Biology and Biochemistry*, 16: 609-617.
- Berg B., Cortina J. 1995. Nutrient dynamics in some decomposing leaf and needle litter types in a *Pinus sylvestris* forest. *Scand J For Res* 10: 1–11.
- Berg B. and McCougherty, 2008. *Plant Litter: Decomposition, humus formation, Carbon Sequestration*. Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin 2008.
- Berg B. and Staaf H. 1980. Decomposition rate and chemical changes of Scot pine needle litter. II. Influence of chemical composition. *Structure and Function of Northern Coniferous Forest-an Ecosystem Study* (Persson. Ed.) *Ecological Bulletins* (Stockholm) 32: 373-390.
- Berg B., Berg M., Bottner P., Box E., Breyemeyer A., Calvo de Anta R., Coûteaux M., Gallardo A., Escudero A., Kratz W., Madeira M., Mälkönen E., Meentemeyer V., Muñoz F., Piussi P., Remacle J., Virzo De Santo A. 1993. Litter mass loss rate in pine forests of Europe and Eastern United States as compared to actual evapotranspiration on a European scale. *Biogeochemistry*, 20: 127-153.
- Berg B., Calvo de Anta R., Escudero A., Gärdenäs A., Johansson M.B., Laskowski R., Madeira M., Mälkönen E., McClaugherty C., Meentemeyer V., Virzo De Santo A. 1995. The chemical composition of newly shed needle litter of Scots pine and some other pine species in a climatic transect. Long term decomposition in a Scots pine forest. X. *Canadian Journal of Botany*, 73: 1423-1435.
- Berg B., Ekbohm G. 1991. Litter mass – loss rates and decomposition patterns in some needle and leaf litter types. Long term decomposition in a Scott pine forest VII, *Canadian Journal of Botany*, 69: 1449-1456.
- Berg B., Ekbohm G., Söderström B., Staff H. 1991. Reduction of decomposition rates of Scots pine needle litter due to heavy – metal pollution. *Water, Air, Soil pollution*, 59: 165-177.
- Berg B., Hannus K., Popof T., Theander O. 1982. Changes in organic-chemical components during decomposition. Long-term decomposition in a Scots pine forest I. *Canadian Journal of Botany*, 60: 1310-1319.
- Berg B., Matzner E. 1997. The effect of N deposition on the mineralization of C from plant litter and humus. *Environmental Review* 5: 1-25.
- Berg B., McClaugherty C. 2008. *Plant Litter: Decomposition; Humus Formation Carbon Sequestration*. Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin. 338 pp.91.
- Berg B., Söderström B. 1979. Fungal biomass and nitrogen in decomposing Scots pine needle litter. *Soil Biology & Biochemistry* 11, 339–341.
- Bernhard-Revesat F. 1972. Décomposition de la litière de feuilles en forêt ombrophile de basse Côte-d'Ivoire. *Oecologia Plantarum*, 7: 279-300.
- Bhatti, J.S., Comerford, N.B., Johnston, C.T., 1998. Influence of oxalate and soil organic matter on sorption and desorption of phosphate onto a spodic horizon. *Soil Science Society of America Journal* 62: 1089–1095.
- Bolan, N.S., Naidu, R., Mahimaraja, S., Baskaran, S., 1994. Influence of low-molecular-weight organic acids on the solubilization of phosphates. *Biology and Fertility of Soils* 18: 311–319.
- Bonani S., Bruni A., Cappelli F., Dondini G., Olivari S., Perilli E., Vergari S. 2002. Habitat e vertebrati: Faggete dell'Appennino Settentrionale. *Quaderni conservazionee Habita* 2,

- Corpo Forestale dello Stato, Centro Nazionale per lo studio e la Conservazione della Biodiversità Forestale di Verona - Bosco Fontana. Gianluigi Arcari Editore pp. 128.
- Brookshire E.N.J., Valett H.M., Thomas S.A. and Webster J.R., 2007. Atmospheric N deposition increases organic N loss from temperate forests. *Ecosystems*, 10: 252-262.
 - Bruce J.P., Frome M., Haites E., Janzen H., Lal R. and Paustian K., 1998. Carbon sequestration in soil. *sequestro nel suolo. Journal of Soil and Water Conservation*, 54: 382-389.
 - Bulgen P. 1982. Features of nutrient leaching from organic soil layer microcosms of beech and spruce forests: effects of temperature and rainfall. *Oikos* 38: 99-107.
 - Burton D.L. e Beauchamp E.G., 1994. Profile nitrous oxide and carbon dioxide concentrations in a soil subject to freezing. *Soil Science Society American Journal* 58: 115-122.
 - Butler, M.J., Day, A.W., 1998. Fungal melanins: a review. *Canadian Journal of Microbiology* 44: 1115-1136.
 - Canadell, J., Jackson, R. B., Ehleringer, J. R., Mooney, H. A., Sala, O. E., Schulze, E.-D., 1996. Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia* 108: 583-595.
 - Ceulemans, R., Janssens, I.A., Jach, M.E., 1999. Effects of CO₂ Enrichment on Trees and Forests: Lessons to be Learned in View of Future Ecosystem Studies. *Ann-Bot. London, New York*, pp. 577–590.
 - Chander K. and Brookes P.C. 1993. Residual effects of zinc, copper and nickel in sewage sludge on microbial biomass in a sandy loam, *Soil Biol. Biochem.* 25: 1231–1239.
 - Chandler Jr., R.F., 1939. Cation exchange properties of certain forest soils in the Adirondack section. *J. Agric. Res.* 59: 491–505.
 - Clark J. M., Chapman P. J., Adamson J. K. and Lane, S.N. 2005. Influence of drought-induced acidification on the mobility of dissolved organic carbon in peat soils. *Glob. Change Biol.* 11: 791–809.
 - Coelho, R. R. R., Sacramento, D.R., Linhares, L. F., 1997. Amino sugars in fungal melanins and soil humic acids. *European Journal of Soil Science* 48: 425-429.
 - Cole C.V., 1996. Agricultural options for mitigation of greenhouse gas emissions. In: *Climate Change 1995. Contribution of Working group II to the second assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. 745-772.
 - Cornell, R.M., Schwertmann, U., 1979. Influence of organic anions on the crystallization of ferrihydrite. *Clays and Clay Minerals* 27: 402–410.
 - Cortez J., Bouchè M. 2001. Decomposition of Mediterranean leaf litters by *Nicodrilus meridionalis* (Lumbricidae) in laboratory and field experiments. *Soil Biology and Biochemistry*, 33: 2023-2035.
 - Cortez J. 1998. Field decomposition of leaf litters: relationship between decomposition rates, soil temperature and earthworm activity. *Soil Biol. Biochem.* 30: 783-793.
 - Couiteaux M., McTiernan K., Berg B., Szuberla D., Dardennes P. 1998. Chemical composition and carbon mineralisation potential of Scots pine needles at different stages of decomposition. *Soil Biology and Biochemistry* , 30: 583–595.
 - Couiteaux M.M., Bottner P, Berg B. 1995. Litter decomposition, climate and litter quality. *Reviews, Tree* 10, no. 2.

- Coûteaux M.M., Mc Tiernan K., Berg B., Szuberla D., Dardennes P. 1998. Chemical composition and carbon mineralisation potential of Scots pine needles at different stages of decomposition. *Soil Biol. Biochem.* 30: 583-595.
- Cronan, C.S., Aiken, G.R., 1985. Chemistry and transport of soluble humic substances in forested watersheds of the Adirondack Park, New York. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49: 1697–1705.
- Cronan, C.S., Reiners, W.A., Reynolds jr., R.C., Lang, G.E., 1978. Forest floor leaching: contributions from mineral, organic, carbonic acids in New Hampshire subalpine forests. *Science* 200: 309–311.
- De Leeuw, J. W., Largeau, C., 1993. A review of macromolecular organic compounds that comprise living organisms and their role in Kerogen, coal and petroleum formation. In: Engel, M.H., Macko, S. A. (Eds). *Organic Geochemistry*. Plenum Press, New York, pp. 23-72.
- DENG Xiao-Wen , HAN Shi-Jie, HU Yan-Ling and ZHOU Yu-Mei 2009. Carbon and Nitrogen Transformations in Surface Soils Under European Birch and Dark Coniferous Forests. *Pedosphere* 19: 230–237.
- Dick W.A. And Tabatabai M.A., 1977. Hydrolysis of organic and inorganic phosphorus compounds added to soil. *Geoderma*, 21: 175-182.
- Diné H., Schnitzer M., Mehuys G. R., 1990. Soil lipids: origin, nature, content, decomposition and effect on soil physical properties. In: Bollag, J.-M., Stotzky, G. (Eds). *Soil Biochemistry*, vol. 6. Marcel Dekker, New York, pp. 397-429.
- Dixon R.K. , Brown S., Houghton R.A., Solomon A.M., Trexler M.C. and Wisniewski J., 1994. Carbon pools and flux of global forest ecosystem. *Science*, 263: 185-190.
- Dodds W.K., Banks M.K., Clenan C.S., Rice C.W., Sotomayor D., Strauss E.A., Yu, W., 1996. Biological properties of soil and subsurface sediments under abandoned pasture and cropland. *Soil Biology and Biochemistry* 28: 837-846.
- Edmonds R. L., 1980. Litter decomposition and nutrient release in Douglasfir, red alder, Western hemlock and Pacific silver fir ecosystems I Western Washington. *Can. J. For. Res.* 10: 327-337.
- Dumontet S., Mazzatura A., Casucci C., Perucci P. Effectiveness of microbial index in discriminating interactive effects of tillage and crop rotations in a Vertic Ustorthens. *Biol. Fertil. Soils* 2001. 34: 411-416.
- Ekelund F. , Rønn , R., Christensen S.. 2001. Distribution with depth of protozoa, bacteria and fungi in soil profiles from three Danish forest sites. *Soil Biology & Biochemistry* 33: 475-481.
- Eliasch J., 2008. *Climate Change. Financing Global Forests. The Eliasch Review*. Earthscan, London.
- Emmerling C., Liebner C., Haubold M., Katur J. and Schoder D. 2000. Impact of application of organic waste materials on microbial and enzyme activities of mine soils in the Lusatian coal mining region, *Plant and Soil* 22: 129–138.
- Eriksson K.E., Blanchette R.A., Ander P. 1990. *Microbial and enzymatic degradation of wood and wood components*. Springer series in Wood Science. Springer, Berlin Heidelberg New York, 407.
- Escudero A., Garrido M.V. and Matias M.D., 1987. Decay curves of leaf litter from evergreen and deciduous tree species. *Oecologia plantarum* 8: 81-87.

- Esposito Fabrizio, 2008. Soil organic matter and carbon sequestration in forest stands of Mount Vesuvius. Tesi dottorato (2007-2008).
- Eswaran H., Van Den Berg E. and Reich P., 1993. Organic carbon in soils of world. *Soil Science Society of America Journal*, 57: 192–194.
- Fengel, D., Wegener, G., 1984. *Wood: Chemistry Ultrastructure, Reactions*. De Gruyter, Berlin.
- Fialho J.F., Borges A.C., Barros N.F., 1991. Cobertura vegetal e as características químicas e físicas e atividade da microbiota de um Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico. *Rev. Bras. Ci. Solo* 15: 21-28.
- Fioretto A., Musacchio A., Andolfi A., Virzo De Santo A. 1998. Decomposition dynamics of litters of various pine species in a Corsican pine forest. *Soil Biology and Biochemistry*, 30: 721–727.
- Florenzano G. 1983. *Fondamenti di microbiologia del terreno*. Redi: edizioni per l'agricoltura.
- Fritze H. 2000. Distribution of microbial biomass and phospholipid fatty acids in Podzol profiles under coniferous forest. *European Journal of Soil Science*, 51: 565-573.
- Gholz H. L., Wedin D. A., Smitherman S. M., Harmon M. E., Parton W. J. 2000. Long-term dynamics of pine and hardwood litter in contrasting environments: toward a global model of decomposition. *Global Change Biol* 6: 751-756.
- Gu, B., Mehlhorn, T.L., Liang, L., McCarthy, J.F., 1996. Competitive adsorption, displacement, and transport of organic matter on iron oxide: II. Displacement and transport. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 2977–2992.
- Guggenberger, G., Kaiser, K., Zech, W., 1998. Organic colloids in forest soils: 1. Biochemical mobilization in the forest floor. *Physics and Chemistry of the Earth* 23: 141–146.
- Guggenberger, G., Zech, W. and Schulten, H.-R. 1994. Formation and mobilization pathways of dissolved organic matter: Evidence from chemical structural studies of organic matter fractions in acid forest floor solutions. *Org. Geochem.*
- Gullledge, J., Schimel, J.P., 2000. Controls on soil carbon dioxide and methane fluxes in a variety of taiga for stands in interior Alaska. *Ecosystems* 3: 269–282.
- Haider, K., 1992. Problems related to the unification processes in soils of the temperate climate. In: Bollag, J.-M., Stotzky, G. (Eds). *Soil Biochemistry*, vol. 7. Marcel Dekker, New York, pp. 55-94.
- Harmon, M.E., Franklin, J.F., Swanson, F. J., Sollins, P., Gregory, S. V., Lattin, J. D., Anderson, N. H., Cline, S.P., Aumen, N. G., Sedell, J. R., Lienkaemper, G.W., Cromack, K., Cummins, K. W., 1986. Ecology of coarse oody debris in temperate ecosystems. *Advances in Ecologica Researc* 15: 133-302.
- Haslam, E., 1981. Vegetable tannis. In: Conn, E.E. (Ed.). *The Biochemistry of Plants. Secondary Plant Products*, vol. 7. Academic Press, New York, pp. 527-556.
- Heal O. W., 1979. Decomposition and nutrient release in evenaged plantations. *Ecology Evenaged Forest Plantations*.
- Hendry, G., 1998. Where does all the green go? *New Scientist* 5, 38-42. Hernes, P.J., Hedges, J. I., 200,. Determination of condensed tannin monomers in environmental samples

- By capillary gas Chromatography of acid depolymerization extracts. *Analytical Chemistry* 72: 5115-5124.
- Hilli Sari, Stark Sari, and Derome John, 2008. Carbon Quality and Stocks in Organic Horizons in Boreal Forest Soils. *Ecosystems* (2008) 11: 270–282 DOI: 10.1007/s10021-007-9121-0.
 - Homann P.S., Sollins P. and Fiorella M., 1998. Regional soil organic carbon storage estimates for western Oregon by multiple approaches. *Soil Science Society of America Journal*, 62: 789–796.
 - Hortensteiner, S., 1999. Chlorophyll breakdown in higher plants and algae. *Cellular and Molecular Life Sciences* 56: 330-347.
 - Houghton, 2001. *Climate Change: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge
 - Houghton, R.A., 1995. Changes in the storage of terrestrial carbon since 1850. *Soils and Global Change*, Lewis Publishers, Boca Raton, pp. 45–65.
 - Howard DM, Howard PJA 1980. Effect of species, source of litter, type of soil, and climate on litter decomposition. Microbial decomposition of tree and shrub leaf litter 3. *Oikos* 34: 115-124.
 - Huang, P.M., Violante, A., 1986. Influence of organic acids on crystallization and surface properties of precipitation products of aluminium. In: Huang, P.M., Schnitzer, M. (Eds.), *Interactions of Soil Minerals with Natural Organics and Microbes*. SSSA Special Publication 17. Madison, pp. 159–222.
 - Ibrahima A., Joffre R. and Gillon D. 1995. Changes in litter during the initial leaching phase: an experiment on the leaf litter of mediterranean species. *Soil Biology and Biochemistry*, 27: 931-939.
 - Insam H. and Haselwandter K. 1989. Metabolic quotient of the soil microflora in relation to plant succession. *Oecologia* 79, 174-178.
 - Inskeep, W.P., 1989. Adsorption of sulfate by kaolinite and amorphous iron oxide in presence of organic ligands. *Journal of Environmental Quality* 18: 379–385.
 - IPCC, 2001. *Climate Change 2001: Impacts and Adaptation*. A cura di O. Canziani, J. McCarthy, N. Leary, D. Dokken, K. White. Cambridge University Press, Cambridge, Massachusetts, USA.
 - IPCC, 2000. Land use, land-use change and forestry. In: *A Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Gruppo intergovernativo di esperti sui cambiamenti climatici. Cambridge University, pp. 377.
 - Jacinthe P.A. and Lal R., 2007. Carbon Storage and Minesoil Properties in Relation to Topsoil Application Techniques. *Soil Science of America Journal*, 71: 1788-1795.
 - Jacinthe P.A., 2006. Post-reclamation land use effects on properties and carbon sequestration in mesosols of southeastern Ohio. *Soil Science*, 171: 261-271.
 - Jackson, R. B., Canadell, J., Ehleringer, J. R., Mooney, H. A., Sala, O. E., Sculze, E. D., 1996. A global analysis of room distributions for terrestrial biomes. *Oecologia* 108, 389-411.
 - Jenkinson D. S. and Ladd J. N. 1981. Microbial biomass in soil: measurements and turnover. In *Soil biochemistry* (Paul E. A. and Ladd J. N. eds) Inc. New York and Basel, pp. 415–471.

- Jenkinson D.S., 1965. Studies on the Decomposition of Plant Material in SOil.I; Losses of Carbon from ¹⁴Carbon Labelled Ryegrass Incubated with Soil in the Field. J. Soil Sci., 16: 104-115.
- Jenny H., Gessel S.P., Bingham F.T. 1949. Comparative study of decomposition rates of organic matter in temperate and tropical regions. Soil Sci 68: 419-432.
- Jensen, V., 1974. Decomposition of angiosperm tree leaf litter. In: Dickinson, C. H., Pugh, G. J. F. (Eds). Biology of Plant Litter Decomposition, vol. 1. Academic Press, London, pp. 69-04.
- JIANG Pei-Kun and XU Qiu-Fang, 2006. Abundance and Dynamics of Soil Labile Carbon Pools Under Different Types of Forest Vegetation . Pedosphere 16: 505-511.
- Jones D.L., Healey J.R. , Willet V.B. , Farrar J.F. and Hodge A., 2005. Dissolved organic nitrogen uptake by plants-an important N uptake pathway? Soil Biology and Biochemistry, 37: 413-423.
- Jones D.L., Hughes L.T, Murphy D.V. and Healey J.R. 2008. Dissolved organic carbon and nitrogen dynamics in temperate coniferous forest plantations. Europ. J. of soil science, 59: 1038-1048.
- Jones, D.L., 1998. Organic acids in the rhizosphere—a critical review. Plant and Soil 205: 25–44.
- Jones, D.L., Brassington, D.S., 1998. Sorption of organic acids in acid soils and its implications in the rhizosphere. European Journal of Soil Science 49: 447–455.
- Jung G. 1971. Influence de l'incubation anaérobie et de l'incubation aérobie sur la décomposition d'extraits hydrosolubles de litières tropicales. Oecologia Plantarum, 6: 237-253.
- Kaiser K. And Zech W., 2000. Sorption of dissolved organic nitrogen by acid subsoil horizons and individual mineral phases. European Journal of Soil Science, 51: 403-411.
- Kaiser K., Rumpel C., Eusterhues K., Kogel- Knaber I. and Guggenberger G., 2002. Stabilization of organic matter by soil minerals investigations of density and particle size fractions from two acid forest soils. Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 165: 451-459.
- Kaiser, K., Guggenberger, G., Haumaier, L., Zech, W., 2001. Seasonal variations in the chemical composition of dissolved organic matter in organic forest floor layer leachates of oldgrowth Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) and European beech (*Fagus sylvatica* L.) stands in northeastern Bavaria, Germany. Biogeochemistry 55: 103–143.
- Kalbitz K., Kaiser K., Bargholz J. & Darsenne P. 2006. Lignin degradation controls the production of dissolved organic matter in decomposing foliar litter. European Journal of Soil Science, August 57: 504–516.
- Kalbitz K., Schwesing D., Rethemeyer J., Matzner E. 2005. Stabilization of dissolved organic matter sorption to the mineral soil. Soil Biology e Biochemistry 37: 1319-31.
- Kalbitz K. and Kaiser K. 2007. Contribution of dissolved organic matter to carbon storage in forest mineral soils. J. Plant Nutr. Soil Sci. 171: 52–60.
- Keyser P., Kirk TK, Zeikus IG. 1978. Ligninolytic enzyme of *Phanerochaete chrysosporium*: synthesized in the absence of lignin in response to nitrogen starvation. Journal of Bacteriology 135: 790-797.

- Koch, A. L., 1990. Growth and form of the bacterial cell wall. *American Scientist* 78: 327-341.
- Kogel, I., Bochter, R., 1985. Amino sugar determination in organic soils by capillary gas chromatography using a nitrogen selective detector. *Zeitschrift für pflanzenernährung und Bodenkunde* 148: 260-267.
- Lal R. 2005. Forest soils and carbon sequestration. *Forest Ecology and management. Forest Ecology and Management* 220: 242–258.
- Lan, M., Comerford, N.B., Fox, T.R., 1995. Organic anions' effect on phosphorus release from spodic horizons. *Soil Science Society of America Journal* 59: 1745–1749.
- Law B.E., Sun O.J. and Campbell J., 2003. Changes in carbon storage and fluxes in a chronosequence of ponderosa pine. *Global Change Biology*, 9: 510–524.
- Liping Q., Xingehang Z., Jimin C. and Xianqiang Y., 2010. Effects of black locust (*Robinia pseudoacacia*) on soil properties in the loessial gully region of the loess plateau, China. *Plant and Soil*, 332: 207-217.
- Lousier J.D. and Parkinson D. 1976. Litter decomposition in a cool temperate deciduous forest. *Can J Bot* 54: 419-436.
- Lundqvist K. Simmon R. and Tingsvik K. 1980. Studies on lignin carbohydrate linkages in milled wood lignin preparations. *Swedish paper I*. 83: 452-454.
- Lundstrom, U.S., 1993. The role of organic acids in the soil solution chemistry of a podzolized soil. *Journal of Soil Science* 44: 121–133.
- M. Fröberg, P. M. Jardine, P. J. Hanson, C. W. Swanston, D. E. Todd J. R. Tarver, C. T. Garten, Jr. 2007. Low Dissolved Organic Carbon Input from Fresh Litter to Deep Mineral Soils. *Soil Biology and Biochemistry* 71: 347-354.
- Mahia J., Perez L., Cabaneiro A. and Diaz-Ravina M. 2006. Soil microbial biomass under pine forests in north-western Spain: influence of stand age, site index and parental material. *Invest Agr: Sist Recur for* 15: 152-159.
- Mangenot F. and Toutain F. 1980. Les litières. In *Actualités d' Ecologie Forestière: Sol, Flore, Faune* (P. Pesson, Ed). 3-59. Gauthier-Villiar, Paris.
- Marschner B., Brodowski S., Dreves A., Gleixner G., Gude A., Grootes P.M., Hamer U., Heim A., Jandl G., Ji R., Kaiser K., Kalbitz K., Kramer C., Leinweber P., Rethemeyer J., Schaffer A., Schmidt M.W.I., Schwark L. and Wiesenberg G.L.B., 2008. How relevant recalcitrant for the stabilization of organic matter in soils? *Journal Plant Nutr. Soil Science*, 171: 91-110.
- Martin, J. P., Haider, K., 1986. Influence of mineral colloids on turnover rates of soil organic carbon. In: Huang, P. M., Schnitzer, M. (Eds). *Interactions of Soil Minerals with Natural Organics and Microbes*, vol. 17. Soil Science Society of America, Madison, pp. 283-304.
- Martinez, C.E., Kleinschmidt, A.W., Tabatabai, M.A., 1998. Sulfate adsorption by variable charge soils: effect of lowmolecular-weight organic acids. *Biology and Fertility of Soils* 26: 157–163.
- Matile, P., 2000. Biochemistry of Indian summer: Physiology of autumnal leaf coloration. *Experimental Gerontology* 35: 145-158.
- McCarthy, J.F., Gu, B., Liang, L., Mas-Pla, J., Williams, T.M., Yeh, T.-C.J., 1996. Field tracer tests on the mobility of natural organic matter in a sandy aquifer. *Water Resources Research* 32: 1223–1238.

- McClaugherty C., Berg B. 1987. Cellulose, lignin and nitrogen concentrations as a rate regulating factors in late stages of forest litter decomposition. *Pedobiologia*, 30: 101-112.
- McColl, J.G., Pohlman, A.A., 1986. Soluble organic acids and their chelating influence on Al and other metal dissolution from forest soils. *Water, Air, and Soil Pollution* 31: 917–927.
- McKinnney, D. E., Bortiatynski, J. M., Carson, D. M., Clifford, D. J., De leeuw, J. W., Hatcher, P. G., 1996. Tetramethylammonium hydroxide (TMAH) Thermochemolysis of the aliphatic biopolymer cutan: insights into the chemical structure. *Organic Geochemistry* 24: 641-650.
- Meentemeyer V. 1978. Macroclimate and lignin control of litter decomposition rates. *Ecology* 59: 465-472.
- Meentemeyer, V., Box, E. O., Thompson, R., 1982. World patterns and amounts of terrestrial plant litter production. *BioScience* 32: 125-128.
- Meier, M., Namjesnik-Dejanovic, K., Maurice, P.A., Chin, Y.-P., Aiken, G.R., 1999. Fractionation of aquatic natural organic matter upon sorption to goethite and kaolinite. *Chemical Geology* 157: 275–284.
- Meints V.W., and Peterson G.A., 1977. The influence of cultivation on the distribution of nitrogen in soils of the Ustall suborder. *Soil science*, 124: 334-342.
- Melillo J.M., Aber J.D. and Muratore J.F., 1982. The influence of substrate quality on leaf litter decay in a northern hardwood forest. *Ecology*, 63, 62
- Melillo J.M., Kicklighter D.W., McGuire A.D., Peterjohn W.T. and Newkirk K.M., 1995. Global Change and its effects on soil organic carbon stocks, in *The Role of Nonliving Organic Matter in the Earth's Carbon Cycle*. Edited by R.G.Z.a.C. Sonntag, pp. 175–190, John Wiley and Sons, New York.
- Melillo, J.M., Steudler, P.A., Aber, J.D., Newkirk, K., Lux, H., Bowles, F.P., Catricala, C., Magill, A., Ahrens, T., Morrisseau, S., 2002. Soil warming and carbon-cycle feedbacks to the climate system. *Science* 298: 2173–2176.
- Meriluoto M, Soinen T. 1998. *Metsaluonnon arvokkaat elinymparistot*. Tapio, metsalehti kustannus, Helsinki. p. 191.
- Michel, K. and Matzner, E. 2002. Nitrogen content of forest floor Oa layers affects carbon pathways and nitrogen mineralization. *Soil Biol. Biochem.* 34: 1807–1813.
- Millar, C. S., 1974. Decomposition of coniferous leaf litter. In: Dickinson, C. H., Pugh, G. J. F. (Eds.). *Biology of Plant Litter Decomposition*, Vol. 1. Academic Press, London, pp. 105-128.
- Mindermann G. 1968. Addition, decomposition, and accumulation of organic matter in forests. *Journal of Ecology*, 56: 355-362.
- Møller, J., Miller, M. and Kjølner, A. 1999. Fungal-bacterial interaction on beech leaves: Influence on decomposition and dissolved organic carbon quality. *Soil Biol. Biochem.* 31: 367–374.
- Moore A.M. 1986. Temperature and moisture dependence of decomposition rates of hardwood and coniferous leaf litter. *Soil Biology and Biochemistry*, 18: 427-435.
- Murphy J. and Riley J.P., 1962. A modified single solution method for the determination of phosphate in natural waters. *Anal. Chim. Acta*, 27: 31-36.
- Nagy L.A. and Macauley B.J. 1982. Eucalyptus leaf litter decomposition: effects of relative humidity and substrate moisture content. *Soil Biology and Biochemistry*, 14: 233-236.
- Nannipieri P. 1993. *Ciclo della sostanza organica nel suolo*, Pàtron editore, Bologna.

- Neff, J.C., Hooper, D.U., 2002. Vegetation and climate controls on potential CO₂, DOC and DON production in northern latitude soils. *Global Change Biol.* 8: 872–884.
- Nepstad, D. C., de Carvalho, C. R., Davidson, E. A., Jipp, P. H., Lefebvre, P. A., Negreiros, G. H., da Silva, E. D., Stone, T. A., Trumbore, S. E., Vierira, S., 1994. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature* 376: 666-669.
- Nierop, K. G. J., 1998. Origin of aliphatic compounds in a forest soil. *Organic geochemistry* 29: 1009-1016.
- Nommik H., Vahtras K. 1982. Retention and fixation of ammonium and ammonia in soils. In: Stevenson FJ, editor. *Nitrogen in Agricultural Soils*. Agronomy Monographs No. 22, Agronomy Society of America, Madison, WI; pp. 123-71.
- Nykvist N. 1959. Leaching and decomposition of litter II. Experiments on leaf litter of *Pinus sylvestris*. *Oikos*, 10: 213-224.
- Nykvist N. 1961a. Leaching and decomposition of litter III. Experiments on leaf litter of *Betula verrucosa*. *Oikos*, 12: 249-263.
- Nykvist N. 1961b. Leaching and decomposition of litter VI. Experiments on leaf litter of *Picea abies*. *Oikos*, 12: 264-279.
- Nykvist N. 1963. Leaching and decomposition of water soluble organic substances from different types of leaf and needle litter. *Studia forestalia Suecica* 3: 1-31.
- Ochs, M., Cosovic, B., Stumm, W., 1994. Coordinative and hydrophobic interaction of humic substances with hydrophilic Al₂O₃ and hydrophobic mercury surfaces. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58:639–650.
- Odum E. P. 1985. Trends expected in stressed ecosystems. *Bioscience* 35: 419-422.
- Ohlund J. and Nasholm T., 2004. Regulation of organic and inorganic nitrogen uptake in Scots pine (*Pinus sylvestris*) seedlings. *Tree Physiology*, 24: 1397-1402.
- Olofsson J., 1988. Climatic influence on decomposition rates of unified Scots pine needle litter in a climatic transect of forest sites in North-Western Europe. Report to national board of environmental protection (Stockholm), 25.
- Olson F. C. W. 1950. Quantitative estimates of filamentous algae. *Transaction of the American Microscopy Society* 69: 272-279.
- Olson J.S. 1963. Energy storage and the balance of producers and decomposers in ecological systems. *Ecology* 44: 322-331.
- Parton W.J., Scurlock J.M.O. and Ojima D.S., 1995. Impact of climate change on grassland production and soil carbon worldwide. *Global Change Biology*, 1: 13–22.
- Peberdy, J. F., 1990. Fungal cell walls-a review. In: Kuhn, P. J., Trinci, A. P. J., Jung, M. J., Goosey, M. W., Copping, L. G. (Eds.). *Biochemistry of Cell Walls and Membranes in Fungi*. Springer, Berlin, pp. 5-30.
- Percy K.E., Awmack C.S., Lindroth R.L., Kubiske M.E., Kopper B.J., Isebrands J.G., Pregitzer K.S., Hendrey G.R., Dickson R.E., Zak D.R., Oksanen E., Saber J., Harrington R. and Karnosky D.F., 2002. Altered performance of forest pests under CO₂- and O₃- enriched atmospheres. *Nature*, 420: 403-407.
- Pereira A.P., Groca M.A.S. and Molles M., 1998. Leaf litter decomposition in relation to litter physico-chemical properties, fungal biomass, arthropod colonization and geographical origin of plant species. *Pedobiologia*, 42: 316-327.
- Pignatti S. 1984. *Flora d'Italia*. Edagricole, Bologna

- Pohlman, A.A., McColl, J.G., 1988. Soluble organics from forest litter and their role in metal dissolution. *Soil Science Society of America Journal* 52: 265–271.
- Potter, C.S., Randerson J.T., C.B. Field C.B., Matson P.A., Vitousek P.M., Mooney H.A., and Klooster S., 1993. Terrestrial ecosystem production: a process model based on global satellite and surface data. *Global Biogeochemical Cycles*, 7: 811–842.
- Preston CM, Bhatti JS, Flanagan LB, Norris C. 2006. Stocks, chemistry, and sensitivity to climate change of dead organic matter along the Canadian boreal forest transect case study. *Clim Change* 74: 223–51.
- Preston, C.M., Trofymow, J.A., Niu, J., Fyfe, C.A., 1998. ¹³C CPMAS-NMR spectroscopy and chemical analysis of coarse Woody debris in coastal forests of Vancouver island. *Forest Ecology and Management* 111: 51-68.
- Prichard, S.J., Peterson, D.L., Hammer, R.D., 2000. Carbon distribution in sub-alpine forests and meadows of the Olympic Mountain, Washington. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 1834–1845.
- Quideau, S.A., Graham R.C., Chadwick O.A. and Wood H.B., 1998. Organic carbon sequestration under chaparral and pine after four decades of soil development. *Geoderma*, 83: 227–242.
- Raber, B., Kogel-Knabner, I., 1997. Influence of origin and properties of dissolved organic matter on the partition of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs). *European Journal of Soil Science* 48: 443–455.
- Raich, J.W. and Schlesinger W.H., 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus*, 44: 81–99.
- Raubuch M., Beese F. 2005. Influence of soil acidity on depth gradients of microbial biomass in beech forest soils. *European Journal of Forest Research* 124: 87-93.
- Reicosky D.C. and Forcella F., 1998. Cover crop and soil quality interactions in agroecosystem. *Journal Soil Water Conserv*, 53: 224-229.
- Rethemeyer J., Kramer C., Gleixner G. , John B. , Yamashita T. , Flessa T.H., Andersen N. , Nadeau M. J. and Grootes P.M. , 2005. Transformation of organic matter in agricultural soils: radiocarbon concentration versus soil depth. *Geoderma*, 128: 94-105.
- Ricci E., 2008. Cerchi la vita, trovi la cellulosa. *Le Scienze* N° 477, pp. 30.
- Richter, D.D., MARkewitz, D., 1995. How deep is soil? *BioScience* 45 : 600-609.
- Riederer, M., Matzke, K., Ziegler, F., Kogel, I., 1993. Inventories and decomposition of the lipid plant biopolymers cutin and suberin in temperate forest soils. *Organic Geochemistry* 20: 1063-1076.
- Rogers, H.J., Perkins, H. R., Ward, J.B., 1980. *Microbial Cell Walls and Membranes*. Chapman &Hall, London.
- Rumpel C., Eusterhues K., Kogel- Knaber I., 2004. Location and chemical composition of stabilized organic carbon in topsoil and subsoil horizons of two acid forest soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 36: 177-190.
- Rumpel C., Knaber K.I. and Bruhn F., 2002. Vertical distribution, age, and chemical composition of organic carbon in two forest soils of different pedogenesis. *Organic Geochemistry*, 33: 1131-1142.
- Ryan M.G. and Law B.E., 2005. Interpreting, measuring, and modeling soil respiration. *Biogeochemistry*, 73: 3–27.

- Saiz-Jimenez, C., 1994. The chemical structure of humic substances: recent advances. In: Piccolo, A. (Ed.) *Humic Substances in Terrestrial Ecosystems*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1-44.
- Schimel D.S., 1995. Terrestrial ecosystems and the carbon cycle. *Global Change Biology*. 1: 77-91.
- Schimel J.T., Houghton L., Meira G. and Filho J., 1995. Cambridge University. Press, Cambridge. pp. 35-71.
- Schlesinger W.H., 1977. Carbon balance in terrestrial detritus. *Ann. Rev. Ecol. Systematics* 8: 51–81.
- Scholes M. C., Powlson, D., Tian, G., 1997. Input Control of organic matter Dynamics. *Geoderma* 79: 25-47.
- Schortemeyer, M., Kijkstra, P., Johnson, D.W., Drake, B.G., 2000. Effects of elevated atmospheric CO₂ concentration on C and N pools and rhizosphere processes in a Florida scrub oak community. *Global Change Biol.* 6: 383–391.
- Scott, M.J., Jones, M.N., Woof, C., Tipping, E., 1998. Concentrations and fluxes of dissolved organic carbon in drainage water from an upland peat system. *Environment International* 24: 537–546.
- Shanks R.E. and Olson J.S., 1961. First year breakdown of leaf litter in Southern Appalachian forest. *Science* 134: 194-195.
- Shukla M.K. and Lal R., 2005. Temporal changes in soil organic carbon concentration and stocks in reclaimed minesoils of southeastern Ohio. *Soil Science*, 170: 1013-1021.
- Sidari M., Muscolo A., Cianci V., Attinà E., Vecchio G. and Zaffina F., 2005. Evoluzione della Sostanza Organica in suoli rappresentativi dell'Altopiano della Sila. n 3, pp. 295-305.
- Smolander, A. and Kitunen, V. 2002. Soil microbial activities and characteristics of dissolved organic C and N in relation to tree species. *Soil Biol. Biochem.* 34: 651–660.
- Smolander, A., Lojonen, J., Suominen, K. and Kitunen, V. 2005. Organic matter characteristics and C and N transformations in the humus layer under two tree species, *Betula pendula* and *Picea abies*. *Soil Biol. Biochem.* 37: 1309–1318.
- Söderström B. 1977. Vital staining of fungi in pure cultures and in soil with fluorescein-diacetate. *Soil Biology & Biochemistry* 11: 237-246.
- Stevenson F.J., 1982. *Humus Chemistry. Genesis, Composition, Reactions*. John Wiley & Sons Inc., New York, pp. 443.
- Suominen, K., Kitunen, V. and Smolander, A. 2003. Characteristics of dissolved organic matter and phenolic compounds in forest soils under silver birch (*Betula pendula*), Norway spruce (*Picea abies*) and Scots pine (*Pinus sylvestris*). *Eur. J. Soil Sci.* 54: 287–293.
- Swift M.J., Heal O.W., Anderson J.M. 1979. *Decomposition in terrestrial ecosystems*. Blackwell Scientific Publications. Oxford.
- Swinnen J. 1994. Rhizodeposition and turnover of root-derived organic material in barley and wheat under conventional and integrated management. *Agriculture Ecosystems and Environment* 51: 99-113.
- TAO SHU and LIN BIN, 1999. Water soluble organic carbon and its measurement in soil and sediment. *Wat. Res.* 34: 1751-1755.
- Tegelaar, E.W., de Leeuw, J.W., Saiz-Jimenez, C., 1989. Possible origin of aliphatic moieties in humic substances. *The Science of the Total Environment* 81/82, 1-17.

- Teri B., Janine Bartelt-Ryser, Jasmin Joshi, Bernhard Schmid, Helmut Brandl 2005. Soil feedbacks of plant diversity on soil microbial communities and subsequent plant growth Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics 7: 27-49.
- The Terrestrial Carbon Group, 2009: Distribution of terrestrial carbon cross developing countries. Policy Brief 1.
- Thurman, E.M., 1985. Organic Geochemistry of Natural Waters. W. Junk, Boston.
- Torn M.S., Trumbore S.E., Chadwick O.A., Vitousek P.M. and Hendricks D.M., 1997. Mineral control of soil organic carbon storage and turnover. Nature, 389: 170–173.
- Trumbore S.E. and Torn M.S., 2003. Soils and the Global Carbon Cycle. Earth System Science, University of California.
- Trumbore, S.E., Davidson, E.A., Barbosa, P.C., Nepstad, D.C., Martinelle, L.A., 1995. Belowground cycling of carbon in forests and pastures of Eastern Amazonia. Global Biogeochemical Cycles 9: 515-528.
- Tukey H.B. Jr 1970. Leaching of substances from plants. In: Ecology of leaf surface micro-organisms (T.F.Preece and C.H.Dickinson, Eds). Academic Press London pp. 67-80.
- Tuor U., Winterhalter K. and Fiechter A., 1995. Enzymes of white-rot fungi involved in lignin degradation and ecological determinants for wood decay. Journal of Biotechnology 41: 1-17.
- Ukonmaanaho L. 2007. Litterfall production on 14 Level II plots during 1996–2003. In: Merila P, Kilponen T, Derome J, Eds. Forest condition monitoring in Finland national report 2002–2005, working papers of the Finnish Forest Research Institute.
- Ussiri D.A.N., Lal R. and Jacinthe P.A., 2006. Post-reclamation land use effects on properties and carbon sequestration in mesosols of southeastern Ohio. Soil Science, 171: 261-271.
- Van Cleve K. and Sprague D., 1971. Respiration rates in the forest floor of birch and aspen stands in interior Alaska. Arc. Alp. Res. 3: 17-26.
- Van Elsas J. D., Jansson J. K., Trevors J. T. 2007. Modern soil microbiology. CRC Press.
- Van Hees P.A.W., Vinogradoff S.I., Edwards A.C., Godbold D.L. and Jones D.L., 2003. Low molecular weight organic acid adsorption in forest soils: effects on soil solution concentrations and biodegradation rates. Soil Biology and Biochemistry, 35: 1025-1026.
- Vance, G. F. and David, M. B. 1989. Effect of acid treatment on dissolved organic carbon retention by a Spodic horizon. Soil Sci. Soc. Am. J. 53: 1242–1247.
- Virzo De Santo A., Berg B., Rutigliano F.A., Alfani A., Fioretto A. 1993. Factors regulating early – stage decomposition of needle litter in five different coniferous forests. Soil Biology and Biochemistry, 25: 1423-1433.
- Virzo De Santo A., Fioretto A., Rutigliano F.A., Alfani A. and Musacchio A., 1991. Bitter decomposition in coniferous forests of southern Italy. I. Climatic influence. S. It. Atti 12: 67-73.
- Vucetich JA, Reed DD, Breymeyer A, Dego´ rski M, Mroz GD, Solon J, Roo-Zielinska E, Noble R. 2000. Carbon pools and ecosystem properties along a latitudinal gradient in northern Scots pine (*Pinus sylvestris*) forests. For Ecol Manage 136: 135–45.
- Wang C.K., Bond-Lamberty B., Gower S.T., 2003. Carbon distribution of a well- and poorly-drained black spruce fire chronosequence. Global Change Biology, 9: 1066–1079.

- Wang, L. F., Pan, G. X., Shi, S. L., Huang, M. X. and Zhang, L. H. 2002. Dissolved organic carbon in soil solution of paludals udalfts in Mt. Lushan forest under impact of acid deposition. *Plant Nutrition and Fertilizer Sczence (in Chinese)* . 8: 29-34.
- Wang, Y.P., Polglase, P.J., 1995. Carbon balance in the tundra, boreal forest and humid tropical forest during climate change: scaling up from leaf physiology and soil carbon dynamics. *Plant Cell Environ.* 18: 1226–1244.
- Waring, R.H., Schlesinger, W.H., 1985. *Forest Ecosystems, Concepts and management.* Academic Press, Orlando.
- Webster, E.A., Chudekb J.A., Hopkinsc D.W.. 2000. Carbon transformations during decomposition of diērent components of plant leaves in soil. *Soil Biology e Biochemistry* 32: 301-314.
- Wieder R.K., Lang G.E. 1982. A critique of the analytical methods used in examining decomposition data obtained from litter bags. *Ecology* 63: 1636-1642.
- Wilson L.,1993. Belowground compeeeetition in forest and praire. *Oikos* 68: 49-63.
- Witkamp M. 1966. Decomposition of leaf litter in relation to environment: microflora and microbial respiration. *Ecology*, 47: 194-201.
- Wright A.L., Hons F.M. and Matocha J.E., 2005. Tillage impacts on microbial biomass and soil carbon and nitrogen dynamics of corn and cotton rotations. *Applied soil ecology* 29: 85-92.
- Wssels, J.G.H., Sietsma, J.H., 1981. Fungal cell walls: a survery. In: Tanner, W., Loewus, F.A., (Eds.). *Encyclopedia of Plant Physiology. Plants Carboydrates 2*, vol. 13B. Springer, Berlin, pp.352-394.
- Yeates G and Darrah P.R. 1991. Microbial changes in a model rhizosphere. *Soil Biology and Biochemistry* 23: 963–971.
- Yu, Z., Dalhgren, R.A., 2000. Evaluation of methods for measuring polyphenols in conifer foliage. *Journal of Chemical Ecology* 26: 2119-2140.
- Zak, D.R., Pregitzer, K.S., King, J.S., Holmes, W.E., Norby, R., Fitter, A., Jackson, R., 2000. Elevated atmospheric CO₂, fine roots and the response of soil microorganisms: a review and hypothesis. *New Phytologist* 147: 201–222.
- Zvyagintsev, D.G., 1994. Vertical distribution of microbial communities in soils. In: Ritz, K., Dighton, J., Giller, K.E. (Eds.). *Beyond the Biomass*, Wiley, New York, pp. 29-37.