



**Unione Europea  
Fondo Sociale Europeo**



**Ministero dell'Istruzione,  
dell'Università e della Ricerca**



**UNIVERSITÀ  
DEGLI STUDI  
DI PALERMO**

## ***Facoltà di Agraria***

---

**DIPARTIMENTO DEI SISTEMI AGRO AMBIENTALI**

**DOTTORATO DI RICERCA IN “TECNOLOGIE PER LA SOSTENIBILITÀ ED IL  
RISANAMENTO AMBIENTALE - XXII CICLO**

**PROPRIETÀ FISICHE, CHIMICHE E BIOCHIMICHE DEL SUOLO  
DOPO SIMULAZIONE IN LABORATORIO DI INCENDIO E  
SUCCESSIVO SPEGNIMENTO**

**Coordinatore:**

**Ch.mo Prof. *Giuseppe Alonzo***

**Tesi di dottorato di:**

***Antonino Indorante***

**Tutor:**

***Dott. Vito Armando Laudicina***

**Anno Accademico 2007/2008**

**Tesi afferente al settore scientifico disciplinare AGR/13**

## 1. Premessa

Durante gli ultimi anni gli incendi forestali nell'area del bacino del Mediterraneo sono incrementati per numero e superficie interessata. E' verosimile che, a causa del cambiamento climatico globale, tali incendi sono destinati ad aumentare ulteriormente. Ad oggi, in Italia la superficie percorsa dal fuoco è pari a circa 100.000 ettari anno<sup>-1</sup>, metà dei quali boscati. A livello nazionale, la Sicilia è una delle regioni più colpite dagli incendi. L'anno 2007 ha fatto registrare valori record (tab. 1; ARPA, 2007): 1.255 incendi con 46.610 ettari di superficie incendiata, di cui 15.420 ettari di superficie boscata e 31.190 ettari di superficie non boscata. I boschi maggiormente colpiti dagli incendi sono le fustaie, le quali nel complesso interessano mediamente il 61% della superficie boscata distrutta dal fuoco (tab. 2). Tra le fustaie, quelle a composizione mista presentano una minore superficie incendiata; anche la macchia mediterranea è soggetta all'azione del fuoco (27% della superficie boscata incendiata), pregiudicandone in diversi casi la stessa sopravvivenza o favorendo la formazione di garighe e praterie secondarie (ARPA, 2007).

Le principali conseguenze di carattere ecologico indotte dagli incendi si possono riassumere in: a) degrado delle aree colpite, con una semplificazione degli ecosistemi e riduzione del numero delle specie vegetali e animali presenti; b) prolungata assenza di protezione del suolo fornita dal manto vegetale, con conseguente incremento dei fenomeni erosivi; c) compromissione o riduzione della fertilità dei suoli; d) emissione di gas serra.

Gli effetti dell'incendio possono essere fondamentalmente distinti in due tipi: a) diretto, tramite la combustione, la cui durata è legata al decorso dell'incendio; b) indiretto, mediato dal riscaldamento indotto del suolo, che modifica il decorso dei processi che in esso avvengono. La combustione è un processo chimico-fisico rapidissimo di decomposizione, che avviene solo in presenza del combustibile (materiale vegetale), dell'ossigeno e di una piccola quantità di calore ad alto potenziale (innesco), che determina lo sviluppo a catena del processo stesso. La combustione provoca il rilascio, sottoforma di energia termica, di parte dell'energia solare immagazzinata nei legami chimici dei tessuti vegetali, di gas vari (CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, CO, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, ecc.) ed altre sostanze. La combustione di biomasse, sia vive che morte, rappresenta a scala globale un fenomeno di particolare importanza nell'ambito delle diverse fonti di emissione di CO<sub>2</sub>, come pure di altri gas ad effetto serra. Pur rappresentando nei paesi europei mediamente una fonte minore di emissione di gas ad effetto serra, gli incendi boschivi costituiscono un tema di carattere ambientale di notevole importanza, in particolare per i paesi del bacino del Mediterraneo.

Tabella 1. Numero di incendi ed ettari di superficie (boscata e non) percorsa da incendi durante gli ultimi 22 anni in Sicilia (dati ARPA, 2007).

Anno	n° incendi	boscata	non boscata	Totale
1986	204	2366,75	2326,35	4693,10
1987	338	7561,00	13591,40	21152,40
1988	224	4242,04	2799,40	7041,44
1989	185	1433,47	2723,50	4156,97
1990	297	4035,10	3456,91	7492,01
1991	260	2150,20	2525,44	4675,64
1992	417	2522,20	1901,10	4423,30
1993	658	12948,83	6537,73	19486,10
1994	594	8668,67	8817,43	17486,10
1995	378	1979,94	1965,63	3945,57
1996	475	2872,70	5716,08	8588,78
1997	724	8785,58	6772,53	15558,11
1998	891	16440,52	18646,98	35087,50
1999	684	7075,01	6912,07	13987,08
2000	645	7990,46	8425,84	16416,30
2001	659	5196,17	9376,59	14572,76
2002	239	1874,30	1837,70	3712,00
2003	618	5246,49	13352,47	18598,96
2004	1163	4050,85	16540,53	20591,60
2005	690	3903,40	4773,20	8676,60
2006	935	4682,28	8787,95	13470,23
2007	1225	15419,80	31191,10	46610,90
Valore medio	569,68	5974,81	8135,36	14110,17

Una riduzione della loro incidenza comporta, oltre agli evidenti benefici di carattere ecologico, sociale ed economico, anche un contributo al contenimento delle emissioni di gas ad effetto serra in atmosfera. Oltre alla combustione, fenomeno temporaneo legato come già accennato alla durata dell'incendio, non è da sottovalutare il riscaldamento del suolo indotto dall'incendio, i cui effetti sui processi che avvengono nel suolo perdurano e sono evidenti anche dopo due anni dall'incendio stesso (Fernández et al., 1999). Il calore trasmesso agli orizzonti organici e minerali influenza profondamente le proprietà fisiche, chimiche e biologiche dei suoli interessati dall'incendio. Il danno provocato dal trasferimento di calore al suolo dipende ovviamente dalla intensità e dalla durata di tale trasferimento, che a loro volta determinano la quantità totale di energia termica trasferita.

## *1. Introduzione*

Tabella 2. Superficie boscata incendiata in Sicilia per tipologia di bosco.

Anno	Alto fusto resinose	Alto fusto latifoglie	Alto fusto misto	Ceduo semplice e matricinato	Ceduo composto	Ceduo degdato	Macchia mediterranea	Totale
1986	652,55	625,40	517,80	460,00	109,00	0,00	2,00	2366,75
1987	1026,42	2268,38	2341,70	1300,20	588,30	36,00	0,00	7561,00
1988	783,75	1019,00	1081,09	534,40	103,00	0,00	720,80	4242,04
1989	413,92	282,5	280,70	161,70	50,50	0,00	244,15	1433,47
1990	356,80	1044,55	794,15	733,90	29,50	2,00	244,15	4035,10
1991	724,50	428,15	429,20	240,10	6,70	2,00	1078,20	2150,20
1992	539,55	693,12	421,75	193,70	38,10	0,00	365,98	2522,20
1993	2572,50	3348,90	1561,35	1984,02	234,05	0,00	3248,01	12948,83
1994	984,67	2780,55	1754,55	677,91	51,00	0,00	2419,99	8668,67
1995	231,55	522,80	233,30	257,85	79,50	0,00	654,94	1979,94
1996	281,76	506,12	190,74	195,70	139,50	0,00	1558,88	2872,70
1997	2858,64	1396,95	1477,40	776,68	106,35	0,00	2169,56	8785,58
1998	5102,15	3837,32	2705,60	914,20	34,90	103,30	3743,05	16440,52
1999	1205,10	1654,10	1101,57	480,50	52,00	178,40	2403,34	7075,01
2000	1808,62	1560,78	1103,98	249,42	10,80	176,50	3080,36	7990,46
2001	918,52	1632,95	318,15	534,25	15,50	94,00	1682,80	5196,17
2002	432,34	225,55	398,20	283,20	19,80	6,00	509,20	1874,29
2003	1136,50	1081,43	858,95	349,24	3,50	182,50	1634,37	5246,49
2004	295,37	1232,97	273,08	290,31	7,70	196,50	1684,90	4050,83
2005	394,20	1075,40	416,90	228,90	10,50	58,50	1719,05	3903,60
2006	871,40	990,15	273,80	194,90	30,00	132,00	2,190	4682,28
2007	3399,74	3984,81	297,86	1161,67	88,00	459,25	3338,39	15419,72
Valore medio	122684	1463,09	978,26	554,67	85,37	73,95	1592,62	5974,81

Le proprietà fisiche e chimiche del suolo subiscono modificazioni a temperature superiori a 200°C, mentre la componente biologica risulta suscettibile anche a temperature molto più basse (<100°C). Le proteine, ed in generale tutte le macromolecole vegetali ed animali presenti nel suolo, iniziano a degradarsi a 40-70°C, le radici delle piante subiscono danni irreversibili a 48-54°C, ed a 70-90°C si osserva una notevole mortalità anche dei semi delle piante. Per quanto concerne la comunità microbica del suolo, l'intervallo di temperatura che ne provoca la loro morte è compreso tra 50 e 121°C, con i funghi meno resistenti dei batteri alle alte temperature. Inoltre, l'effetto del riscaldamento sulla comunità microbica dipende anche dall'umidità del suolo al momento dell'incendio, a causa della sua elevata presenza all'interno degli organismi viventi; tanto più elevata è l'umidità del suolo, tanto maggiore sarà la perdita di biomassa microbica.

Le proprietà chimiche dei suoli, come già accennato, subiscono delle modificazioni a temperature più elevate (>100°C). Terefe et al. (2008), studiando l'effetto del riscaldamento del suolo a diverse temperature (100, 200, 300 e 500°C), non hanno riscontrato differenze significative per contenuto di carbonio organico (TOC) a 100°C, mentre già a 200°C il suo contenuto era significativamente diminuito. Il decremento si è ulteriormente intensificato a 300°C per arrivare ad una completa perdita del TOC a 500°C. In un altro studio, Fernández et al. (1999) hanno riscontrato, in suoli percorsi da incendio, un decremento in TOC sia entro i primi 5 cm del suolo, sia alla profondità di 5-10 cm. Analizzando dopo due anni gli stessi suoli, gli autori hanno rilevato negli orizzonti superficiali un contenuto in TOC simile a quello pre-incendio, mentre in quelli sottosuperficiali il suo contenuto era rimasto inferiore del 20%.

Come il TOC, anche il contenuto in azoto totale (TN) è significativamente influenzato dalla combustione e dal riscaldamento del suolo. Se da un lato la combustione provoca una perdita diretta di azoto sottoforma gassosa (ossidi di azoto, NO<sub>x</sub>), il riscaldamento del suolo influenza indirettamente il suo ciclo poiché condiziona l'attività dei microorganismi in esso coinvolti. Nell'ecosistema suolo, i batteri nitrificanti sono in uno stato di "stand by" a causa della competizione con la vegetazione per l'assimilazione dello ione NH<sub>4</sub><sup>+</sup> e della presenza di sostanze allelopatiche prodotte dalla vegetazione stessa. Nel momento in cui a causa dell'incendio la vegetazione e le sostanze allelopatiche vengono rimosse, e nel contempo viene rilasciato NH<sub>4</sub><sup>+</sup> durante la combustione della sostanza organica, i batteri nitrificanti possono tornare ad operare senza alcuna difficoltà. Ciò comporta una continua produzione di NO<sub>3</sub><sup>-</sup> (processo di nitrificazione), che si accumula nel suolo. Tale forma di azoto, quando non utilizzato dalle piante o trattenuto dal complesso di scambio del suolo,

può andare incontro a processi di denitrificazione o dilavamento, processi che in ogni caso comportano una ulteriore perdita di azoto dal suolo. Tra le altre proprietà chimiche condizionate dagli incendi troviamo anche il pH e la conducibilità elettrica. Dopo l'incendio, solitamente si constata un innalzamento del pH a causa della demolizione termica degli acidi organici derivanti dal processo di umificazione e per l'accumulo di ceneri alcaline. Questa variazione però avviene solo nello strato più superficiale del suolo. Procedendo in profondità, diviene meno sensibile il divario rispetto alla zona non percorsa dal fuoco. Con il passare del tempo, solitamente alcuni mesi, mentre nello strato più superficiale non vi sono variazioni, in quello più profondo si constata un leggero aumento del pH per la percolazione dei prodotti di combustione trasportati dalle acque piovane. L'effetto alcalinizzante dell'incendio è comunque transitorio poiché solitamente il pH ritorna ai valori iniziali. Pur non essendo possibile stabilire una regola generale, normalmente in un anno si torna alla situazione originaria, anche se si sono constatati casi in cui dopo incendi invernali, già nella primavera successiva si era raggiunto il valore iniziale del pH. Per quanto concerne la conducibilità elettrica (CE), temperature superiori a 200°C causano un suo aumento in seguito alla combustione della sostanza organica (ceneri) ed al progressivo deterioramento delle argille che rilasciano cationi basici (Badia e Marti, 2003; Terefe et al., 2008).

Oltre alle proprietà chimiche, anche le proprietà fisiche quali tessitura, struttura e idrofobicità del suolo risultano condizionate dal riscaldamento del suolo, specialmente ad elevate temperature. La tessitura del suolo, pur essendo una delle proprietà fisiche più stabili, subisce drastiche variazioni in seguito alle elevate temperature. Il cambiamento più evidente è un significativo aumento della frazione sabbiosa, al quale corrisponde un decremento di quella argillosa. Il cambiamento della tessitura a temperature superiori a 300°C è dovuto alla liberazione di ossidi ed idrossidi di alluminio in seguito alla distruzione delle argille; gli ossidi ed idrossidi di Al successivamente fungono da sostanze cementanti con formazione di particelle di diametro paragonabile a quello della sabbia (Ulrey e Graham, 1993). Anche la struttura del suolo cambia in seguito al riscaldamento. Terefe et al. (2008) hanno notato un incremento di aggregati strutturali stabili all'acqua in suoli riscaldati fino a 200°C, mentre con temperature superiori (300-500°C) la loro percentuale è diminuita. La maggiore quantità di aggregati stabili a temperature non superiori a 200°C è dovuto alla volatilizzazione di sostanza organica a basso peso molecolare che poi ri-condensa per formare sostanze idrofobiche idrorepellenti, che conferendo così una maggiore stabilità agli aggregati. A temperature più elevate, la

diminuzione della percentuale di aggregati stabili è da imputare alla perdita quasi totale di sostanza organica ed alla distruzione delle argille. La formazione di sostanze idrorepellenti, oltre ad influenzare la struttura del suolo, conferisce allo stesso una maggiore idrorepellenza. L'entità di questo fenomeno è proporzionata all'intensità e durata dell'incendio, al tipo di suolo ed alla quantità di sostanza organica bruciata. Subito dopo il passaggio del fuoco lo strato idrorepellente descritto si trova nella zona esplorata della radici. Al di sopra si trova la cenere che, in caso di precipitazioni, può essere facilmente trasportata a valle. Il movimento è facilitato dalla imbibizione della cenere stessa, che sarà sempre elevata poiché la possibilità di percolazione dell'acqua sarà limitata dallo strato idrorepellente inferiore di recente formazione. Con la cenere può essere trasportato il materiale organico incombusto e tutta la frazione inorganica che si trova sopra lo strato idrorepellente.

### 1.1. La biomassa microbica del suolo

La biomassa microbica è stata definita come la frazione vivente della sostanza organica del suolo, escludendo le radici delle piante e la pedofauna di dimensioni superiori a  $5 \times 10^3 \mu\text{m}^3$  (Jenkinson e Ladd, 1981). La quantità di biomassa microbica nel suolo rispecchia generalmente il contenuto di sostanza organica, con un rapporto carbonio microbico/carbonio organico compreso in media tra 1 e 5 % in peso (Sparling, 1985). La biomassa microbica non è strettamente correlata all'attività della microflora edafica poiché comprende anche le cellule dormienti, che spesso ne costituiscono la frazione più cospicua. Elevati valori di biomassa microbica indicano l'esistenza di condizioni, attuali o pregresse, favorevoli allo sviluppo dei microrganismi (Florenzano, 1983). La biomassa microbica ha un turnover molto più veloce rispetto alla sostanza organica totale del suolo e risponde più rapidamente alle variazioni dei fattori ambientali, quindi può essere considerata un sensibile indicatore degli effetti delle variazioni dei diversi parametri ambientali sulle caratteristiche della microflora edafica (Rice et al., 1996). Essa in genere viene determinata mediante metodi biochimici (Nannipieri, 1993; Sparling & Ross, 1993; Martens, 1995), tra i quali particolarmente utilizzati in letteratura sono i metodi di fumigazione-incubazione (Jenkinson & Powlson, 1976; Jenkinson & Ladd, 1981), fumigazione-estrazione (Vance et al., 1987) e respirazione indotta da substrato (Anderson & Domsch, 1978; Sparling & Ross, 1993). Durante gli ultimi decenni, per stimare la biomassa microbica del suolo sono stati anche ampiamente utilizzati gli acidi grassi dei fosfolipidi della membrana cellulare

dei microorganismi. Tale metodo oggi è di largo uso in quanto fornisce anche delle indicazioni circa la composizione della microflora del suolo.

## 1.2. Gli acidi grassi del suolo

I fosfolipidi rappresentano il secondo gruppo di lipidi più diffusi in natura. Essi sono componenti strutturali essenziali delle membrane di tutte le cellule viventi e non costituiscono materiale di riserva. Dopo la morte degli organismi, essi vengono degradati nell'ambiente in maniera relativamente veloce. Inoltre, essi sono presenti nella biomassa microbica in proporzioni piuttosto costanti: rappresentano il 40% circa dei costituenti della membrana cellulare (Marucchini e Pusino, 2003). La struttura base di tutti i fosfolipidi (PLFA, dal termine inglese Phospho-Lipid Fatty Acids) è il *diacilfosfoglicerolo* o *acido fosfatidico* (Fig. 1), dove la funzione alcolica di uno dei due atomi di carbonio primario del glicerolo è esterificato dal gruppo fosfato, mentre i rimanenti due -OH alcolici formano esteri con radicali acilici.

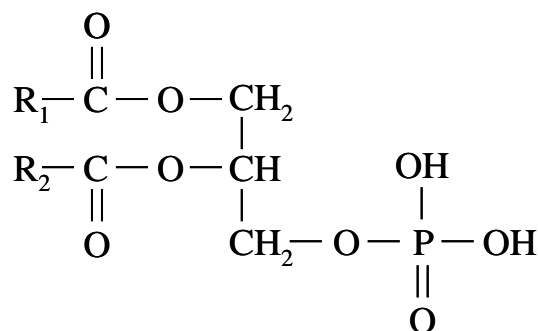


Figura 1. Diacilfosfoglicerolo o acido fosfatidico.

Nella maggior parte dei fosfolipidi presenti nelle membrane biologiche l'unità fosfato, oltre a legarsi al glicerolo forma, su un'altra funzione ossidrilica, un legame estereo con una base organica (amminoalcol, base azotata).

Due esempi sono la fosfatidiletanolamina (Fig. 2) e la fosfatidilcolina (Fig. 3), dove le basi organiche sono rappresentate, rispettivamente, dall'*etanolamina* ( $\text{HOCH}_2\overset{+}{\text{C}}\text{H}_2\text{NH}_3$ ) e dalla *colina* [ $\text{HOCH}_2\text{CH}_2\text{N}(\text{CH}_3)_3$ ]; la presenza della base facilita la deprotonazione del restante -OH sul fosforo.

Un aspetto molto importante del gruppo fosfato dei fosfolipidi è che la contemporanea presenza di un gruppo acido e di uno basico danno una reazione interna acido base che li porta ad esistere prevalentemente come ione dipolare: una carica negativa sull'ossigeno (in



realtà la carica negativa è delocalizzata fra i due ossigeni del gruppo fosforico) e l'altra positiva sull'azoto della base organica. In altre parole, il fosfato e il gruppo amminico della base azotata diventano una testa estremamente idrofilica della molecola dei fosfolipidi.

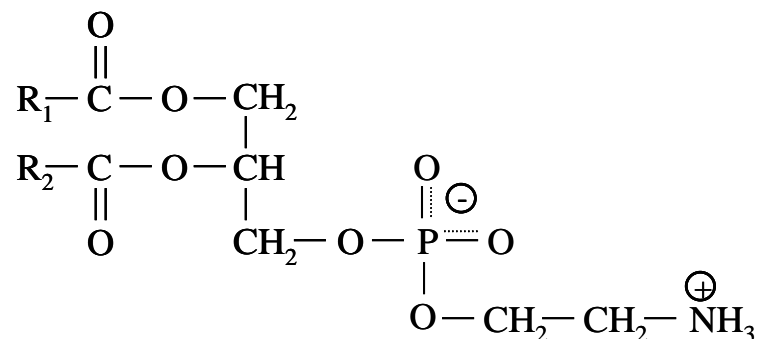


Figura 2. Fosfatidiletanolamina.

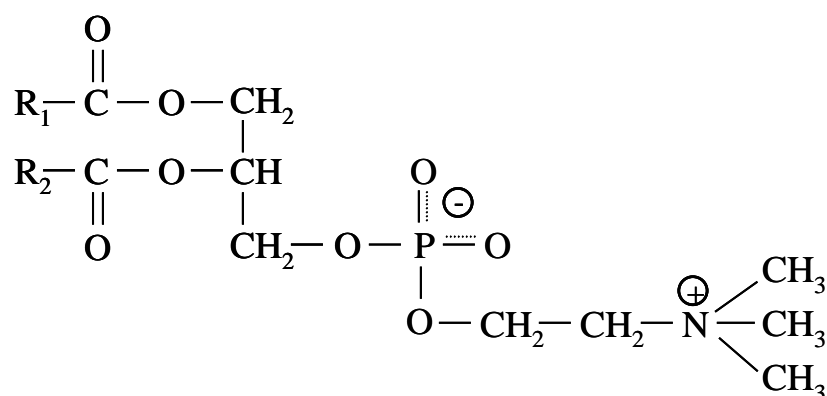


Figura 3. Fosfatidilcolina.

I PLFA, grazie alla loro natura chimica, possono essere facilmente estratti dalle diverse sorgenti biologiche ed analizzati quali-quantitativamente per mezzo di tecniche spettrofotometriche e gas-cromatografiche. Esiste un'ampia variabilità fra i diversi organismi per quanto riguarda il contenuto relativo in PLFA, sia all'interno delle sole membrane cellulari che nella biomassa cellulare globale. Queste variazioni non sono, però, così marcate come quelle di altri costituenti cellulari (bio-indicatori), quali ATP, acido muramico, steroli, etc.. Gli acidi grassi si differenziano tra loro per la dimensione molecolare, per il numero e la posizione dei doppi legami, e per la quantità e la posizione del sito di attacco dei sostituenti. E' per questo motivo che gli acidi grassi dei fosfolipidi vengono impiegati a fini tassonomici fornendo così utili informazioni aggiuntive sulla composizione della comunità microbica. (Lechevalier, 1977; Weete, 1980). Infatti, nel

suolo l'abbondanza relativa di alcuni PLFA, rispetto ad altri, può fornire indicazioni sulla composizione (struttura) della popolazione microbica di quel determinato suolo poiché, per esempio, alcuni acidi grassi sono specifici di un numero limitato di microrganismi mentre altri sono ubiquitari. Inoltre, l'abbondanza relativa dei diversi acidi grassi può essere usata come indicatore di cambiamenti dell'ecosistema suolo in seguito all'azione più o meno benefica delle pratiche agronomiche come lavorazioni, concimazioni minerali ed organiche, oppure dello stress/disturbo indotto dall'immissione di metalli pesanti e dalle attività antropiche in genere. In particolare, il rapporto tra gli isomeri trans e cis degli acidi grassi monoinsaturi è stato usato per le colture batteriche come indicatore di stress: ridotta disponibilità di nutrienti (Guckert et al., 1986), essiccamento (Kieft et al., 1994), stress osmotico e elevata temperatura di incubazione (Heipieper et al., 1996) hanno indotto un aumento di tale rapporto. Anche il rapporto gram negativi/gram positivi può essere usato come indicatore della disponibilità dei nutrienti per i batteri, dato che tale rapporto cresce all'aumentare della quantità di substrato disponibile (Söderberg et al., 2004).

### 1.3. Gli acidi grassi come biomarkers

I fosfolipidi della membrana cellulare e gli acidi grassi ad essi associati sono dei validi *bioindicatori* poiché ad una loro diversità strutturale corrisponde un'elevata specificità biologica. Quindi, usare tali composti come *biomarkers* per individuare i microrganismi presenti nel suolo (Tab. 1) è una tecnica molto attraente; ne consegue che i PLFA vengono ormai usati estensivamente nella tassonomia dei microrganismi. Infatti, il database per la loro identificazione si va sempre più estendendo. A testimonianza di ciò, i diversi studi volti alla determinazione dei PLFA per la stima sia del rapporto funghi/batteri (Frostegård e Bååth, 1996) che della stessa biomassa microbica del suolo (Leckie et al., 2004).

Nella determinazione dei PLFA generalmente vengono inclusi gli acidi grassi con meno di 20 atomi di carbonio (Leckie et al., 2004). In particolare, gli acidi grassi i14:0, i15:0, a15:0, 15:0, i16:0, 10Me16:0, 16:1 $\omega$ 7c, 16:1 $\omega$ 7t, 17:0, i17:0, a17:0, br17:0, cy17:0, 10Me17:0, br18:0, 18:1 $\omega$ 7, 10Me18:0 e cy19:0 sono stati utilizzati per stimare la biomassa microbica di origine batterica (Federle, 1986; Lechevalier and Lechevalier, 1988; Frostegård et al., 1993; Frostegård e Bååth, 1996), mentre l'acido grasso 18:2 $\omega$ 6,9 è stato usato per la stima di quella fungina (Federle, 1986).

Per quanto concerne la determinazione della biomassa microbica, sono stati proposti diversi coefficienti di correlazione per risalire dal contenuto in PLFA al carbonio

appartenente alla biomassa e stimato con il metodo della fumigazione (con  $\text{CHCl}_3$ ) ed estrazione (con  $\text{K}_2\text{SO}_4$  0,5 M) (metodo FE).

Bailey et al. (2002), in uno studio comparativo su diversi metodi (fumigazione-estrazione, respirazione indotta da substrato e PLFA) per la determinazione della biomassa microbica del suolo, hanno ottenuto una stretta correlazione ( $R^2 = 0,77$ ;  $n = 20$ ;  $P < 0,001$ ) tra il flusso addizionale di carbonio estraibile con  $\text{K}_2\text{SO}_4$  0,5 M, prima e dopo fumigazione con  $\text{CHCl}_3$  ed i PLFA, mentre molto più debole è stata la correlazione ( $R^2 = 0,45$ ;  $n = 20$ ;  $P < 0,01$ ) tra PLFA e SIR. Tali risultati sono stati spiegati ammettendo che attraverso il SIR si ha una stima soltanto della componente più attiva della biomassa microbica, mentre il metodo FE permette di ottenere una stima di tutta la biomassa microbica, o per lo meno di quella sensibile all'effetto del fumigante. Sulla base di tali risultati, anche se ottenuti a partire solo da 20 suoli diversi tra loro, Bailey et al. (2002) hanno suggerito che 1  $\mu\text{mol}$  di PLFA corrisponde a 2,4  $\mu\text{g}$  di C della biomassa microbica  $\text{g}^{-1}$  di suolo secco (metodo FE). Studi condotti con la stessa finalità ma su humus forestali (Leckie et al., 2004) hanno trovato una relazione molto stretta ( $R^2 = 0,96$ ;  $n = 10$ ;  $P < 0,001$ ) tra PLFA e carbonio della biomassa microbica (metodo FE), mentre nessuna correlazione è stata riscontrata tra PLFA e DNA. Gli autori per l'humus forestale propongono la seguente relazione: 1  $\mu\text{mol}$  di PLFA corrisponde a 3,2  $\mu\text{g}$  di C della biomassa microbica  $\text{g}^{-1}$  di humus secco (metodo FE).

#### 1.4. Scopo della tesi

In Sicilia, dalla metà del secolo scorso fino ad oggi, diverse opere di imboscamento sono state intraprese per proteggere il suolo dall'erosione, per la difesa dei versanti, per incrementare la superficie boscata, per recuperare aree marginali abbandonate, ecc.. Spesso tali opere di imboscamento sono state condotte utilizzando senza distinzione specie autoctone ed alloctone, quali per esempio *Eucalyptus* sp., *Pinus* sp., *Cupressus* sp., ecc. Come riportato da diversi studi condotti sul territorio nazionale (Rutigliano et al., 2004) e non (Andersson et al., 2004; Fernandez et al., 1999; Terefe et al., 2008), la diversa copertura forestale è in grado di influenzare le proprietà fisiche, chimiche e biologiche dei suoli ad essa sottesi. Infatti, tra il suolo e la copertura forestale si vengono ad instaurare nel tempo rapporti così stretti da sfociare in una sorta di simbiosi. Le piante con le loro radici assorbono elementi nutritivi dagli strati di suolo più profondi e nello stesso tempo forniscono di elementi nutritivi gli strati più superficiali attraverso le loro foglie. In seguito nel suolo il materiale vegetale (sostanza organica fresca) viene decomposto ad opera della macro- e micro-flora con rilascio di nutrienti che rientrano in circolo. Gli incendi forestali, a causa del consumo della sostanza organica per combustione, interrompono questo ciclo creando uno squilibrio che è ancora più drastico negli ambienti caldo-aridi, dove i suoli sono già di per sé scarsamente dotati in sostanza organica. Conoscere i cambiamenti indotti dal riscaldamento del suolo sulle proprietà chimiche e fisiche del suolo può essere di grande ausilio per mettere in atto quelle pratiche agronomiche e forestali più idonee per ripristinare la fertilità del suolo incendiato. Inoltre, negli ambienti semiaridi quali quelli siciliani, la scarsità di acqua dolce sempre più spesso costringe all'uso di acqua marina per lo spegnimento degli incendi. In tal caso, oltre agli effetti indotti dal riscaldamento, bisogna anche considerare quelli derivanti dall'uso di tale acqua. Infatti, anche se sono noti gli effetti deleteri della salinità/sodicità sulle proprietà fisiche, chimiche e biologiche del suolo, in bibliografia non esistono studi sistematici che abbiano valutato l'effetto combinato del riscaldamento e dell'acqua marina sulle proprietà dei suoli.

Obiettivo della presente tesi è stato quello di valutare gli effetti del riscaldamento del suolo a 160 e 380°C (rispettivamente incendio di bassa e media intensità; Chandler et al., 1983) per 30 minuti, e del successivo inumidimento con acqua marina, sulle proprietà fisiche e chimiche del suolo e sulla quantità e composizione della biomassa microbica del suolo. I risultati ottenuti dal presente lavoro possono essere utilizzati per delineare un quadro

dettagliato di interventi mirati allo spegnimento degli incendi forestali ed al recupero delle superficie incendiate per la salvaguardia della componente biologica del suolo che come è stata definita da Jenkinsons (Jenkinson D.S., Ladd J.N., 1981) è la cruna dell'ago attraverso cui tutta la componente organica del suolo deve passare.

2.1 AREA DI STUDIO

L'area di studio si trova nel complesso boscato "Mustigarufi", il quale ha un'estensione di 3.252 ettari circa, ubicati per il 95% nel territorio comunale di San Cataldo (CL) e per il 5% in quello di Caltanissetta (fig. 1).



Figura 1 – Localizzazione dell'area di studio (↓)

Ricade all'interno del bacino montano del fiume Salito, affluente principale del fiume Platani. Qui, gli interventi di sistemazione idraulico-forestali sono iniziati nel 1955 ed avevano diversi scopi, primo fra tutti quello protettivo, poiché si trattava della difesa di aree tendenti a forte dissesto idrogeologico, ma anche quello occupazionale per arginare la crescente disoccupazione e la conseguente emigrazione e quello produttivo, nella speranza di ottenere rese soddisfacenti per l'attivazione di cartiere. Le specie forestali utilizzate per tale scopo sono rappresentate quasi totalmente dal genere *Eucalyptus* ed in particolare dall'*E. camaldulensis*; sporadicamente si riscontrano anche *l'E. occidentalis*, il *Pinus halepensis*, il *P. pinea*, il *Cupressus sempervirens* e il *C. orizentalis*.

Il bosco di Mustigarufi ha conservato nel tempo tutta la sua validità nella protezione del

suolo dall'erosione, così come la garanzia del lavoro forestale, lo stesso, però, non si può dire per gli aspetti produttivi.

La specie forestale utilizzata per tali scopi, l'*Eucalyptus camaldulensis*, non ha dato i risultati produttivi attesi, in quanto come si evince da uno studio condotto da Fierotti et al. (1995), l'89% della superficie è risultata "non adatta" a tale specie essenzialmente per caratteristiche pedologiche (tessitura, calcare attivo, pH, salinità, profondità del suolo) e marginalmente per condizioni ambientali (quota) e topografiche (pendenza). L'altitudine dell'area varia da 240 a 660 m s.l.m..

Il clima, basandosi sui dati climatici registrati in loco dal 1985 al 2002, è caratterizzato da una temperatura media annua oscillante da 16,3 a 18,2°C ed una piovosità media annua variabile da 440 a 480 mm. Considerando "l'anno normale" così come definito nella Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999), solo per il periodo considerato, il regime udometrico del suolo risulta "xerico" mentre il regime termometrico risulta "termico".

Il paesaggio mostra i caratteri tipici dell'interno siciliano collinare dominato da una formazione geologica nota come "Serie Gessoso-Solfifera". Nell'area è possibile riscontrare due unità collinari separate da un'ampia area valliva attraversata dal fiume Salito, i cui fianchi molto scoscesi e ripidi sono interessati da intensa erosione (fig. 2).





Figura 2. Forme di paesaggio nell'area di studio.

In tale bosco è stata individuata una pendice esposta a ovest ( $37^{\circ}32'20,18''N$ ;  $13^{\circ}55'34,11''E$ ) a circa 480 m s.l.m.. È stata scelta tale pendice in quanto sullo stesso litotipo (gessi e gessareniti) e pedotipo (Vertic Haploxerept) è stato possibile individuare 4 diverse specie forestali (*E. camaldulensis*, *E. occidentalis*, *Cupressus sempervirens* e *Pinus halepensis*), riducendo così il peso della variabilità lito-pedologica ed enfatizzando il ruolo delle diverse specie vegetali come fattore sperimentale (figg. 3, 4, 5, e 6).

Per ciascuna specie forestale è stata individuata un'area di circa 200 m<sup>2</sup>, all'interno della quale sono stati prelevati 4 campioni di suolo alla profondità 0-15 cm, ciascuno composto da cinque sub-campioni. I campioni di suolo sono stati prelevati alla distanza di circa 1 m dal tronco ed in posizione simile per esposizione alla luce e pendenza, al fine di limitare la variabilità causata da fenomeni di "steam flow" (Pritchett and Fisher, 1985).





Figura 3. Area selezionata per l'Eucalyptus Camaldulensis (EC).



Figura 4. Area selezionata per l'Eucalyptus Occidentalis (EO).





Figura 5. Area selezionata per il *Pinus halepensis* (PH).



Figura 6. Area selezionata per il *Cupressus sempervirens* (CS).

## 2.2. Simulazione di incendio in laboratorio

I campioni di suolo sono stati essiccati all'aria e setacciati a 4 mm. La terra ottenuta è stata posta in vaschette di alluminio e queste collocate per 30 minuti in stufe previamente riscaldate alla temperatura di 160 e 380°C. Queste temperature sono state scelte perché corrispondono alle temperature raggiunte dal suolo durante un incendio di bassa o media intensità, rispettivamente (Chandler et al., 1983). Nelle vaschette, il suolo è stato omogeneamente distribuito per formare uno strato di pochi centimetri, in modo tale che durante il riscaldamento tutto il volume di suolo raggiungesse la stessa temperatura e nel più breve tempo possibile. Dopo il riscaldamento, i campioni sono stati re-inoculati con 1 grammo di suolo tal quale, non riscaldato, ogni 60 grammi di suolo riscaldato e suddivisi in due aliquote di ugual peso: una è stata inumidita con acqua distillata e l'altra con acqua di mare. L'acqua di mare è stata prelevata a circa 10 metri dalla battigia in località Addaura (PA). La quantità di acqua aggiunta è stata pari a quella necessaria per portare il suolo al 50% della capacità di ritenzione idrica. I suoli di controllo sono stati inumiditi con acqua distillata ed acqua di mare, come i precedenti, ma tenuti nell'incubatore a 25°C invece che alle temperature più elevate.

Dopo l'inumidimento, ogni campione di suolo è stato suddiviso in due aliquote: una per le analisi chimico-fisiche e l'altra per le analisi biochimiche. L'intero disegno sperimentale è stato condotto in quadruplo (n = 4).

## 2.3. Analisi fisiche e chimiche

Le analisi fisiche e chimiche sono state condotte secondo i metodi ufficiali riportati nel manuale dei "Metodi di analisi chimica del suolo" (MiPAF, 2000). I parametri determinati sono stati i seguenti:

- Tessitura apparente: è stata determinata per sedimentazione con il metodo alla pipetta utilizzando i levigatori di Esenwein, previa dispersione del campione con una soluzione di sodio esametafosfato;
- pH: è stato determinato per via potenziometrica con pH-metro (Metrohm 691) su sospensioni di suolo-acqua (1 : 2,5, p/v) con compensazione della temperatura;
- Conducibilità elettrica (CE): è stata determinata sull'estratto suolo : acqua (1 : 5, p/v) con conduttimetro (Hanna Instrument EC 215);

- Capacità di scambio cationico (CSC): è stata determinata con il metodo che prevede l'uso di una soluzione di bario cloruro e trietanolamina a pH 8,2;
- Carbonio organico totale (TOC): è stato determinato per ossidazione umida del campione di suolo secondo il metodo Walkley-Black. Il TOC è stato determinato prima e subito dopo il riscaldamento e, ancora, dopo 75 giorni di incubazione dei suoli a temperatura controllata (25°C);
- Azoto totale: è stato determinato per mineralizzazione e successiva distillazione secondo il metodo Kjeldahl.

#### 2.4. Analisi biochimiche

Le analisi biochimiche sono state condotte secondo i metodi ufficiali riportati nei manuali dei “Metodi di analisi biochimica del suolo” (MiPAF, 2004), se non diversamente specificato. I parametri determinati sono stati i seguenti:

- Carbonio organico estraibile (Cextr): è stato determinato sull'estratto di suolo con  $K_2SO_4$  0,5 M in rapporto 1 (peso in grammi) di suolo : 4 (volume in mL) di soluzione estraente. Dopo filtrazione su carta Whatman 42 della sospensione di suolo, il Cextr è stato determinato tramite ossidazione completa con eccesso di dicromato di potassio ( $K_2Cr_2O_7$  0,4 N) a caldo (170°C) in ambiente acido per 30 minuti, e successiva retro-titolazione del dicromato che non ha reagito con una soluzione di ferro-ammonio solfato. Il Cextr, analogamente al TOC, è stato determinato prima e subito dopo il riscaldamento e, ancora, dopo 75 giorni di incubazione dei suoli a temperatura controllata (25°C);
- Azoto ammoniacale ( $NH_4^+$ ) e nitrico estraibile ( $NO_3^-$ ): sono stati determinati sull'estratto del suolo con solfato di potassio 0,5 molare in rapporto 1 suolo : 4 soluzione salina (p/v). Successivamente, l'azoto ammoniacale è stato determinato con il metodo colorimetrico del blu-indofenolo, mentre l'azoto nitrico con il metodo colorimetrico dell'acido cromotropico.
- Respirazione del suolo: è stata determinata quantificando la  $CO_2$  evoluta durante 77 giorni di incubazione del suolo a temperatura controllata (25°C). Brevemente, 30 g di suolo sono stati incubati in bottiglie di vetro (250 mL) chiuse ermeticamente con tappo in gomma a setto forabile. Ad intervalli di circa 3-4 giorni, un'aliquota del gas accumulato nello spazio di testa di tali bottiglie è stato prelevato e conservato in fiale

ermetiche da 7 mL, fino al momento della lettura effettuata tramite gas-cromatografo munito di rivelatore TCD (thermal conductivity detector). Le bottiglie di incubazione, due giorni prima di ciascun prelievo di gas, sono state aperte ed arieggiate per un minuto per evitare una eventuale deficienza di ossigeno. La quantità di CO<sub>2</sub> evoluta durante l'incubazione è stata utilizzata per calcolare matematicamente alcuni pool del C organico del suolo ed il loro tasso di decomposizione. Il modello matematico utilizzato è di tipo esponenziale decrescente:

$$C_t = C_L + C_0 e^{-kt}$$

dove  $C_t$  è il C mineralizzato dopo  $t$  giorni,  $C_L$  è un pool di C facilmente mineralizzabile,  $C_0$  è il carbonio potenzialmente mineralizzabile,  $k$  è la costante del tasso di mineralizzazione espressa in  $\text{giorni}^{-1}$  e il suo inverso ( $1/k$ ) è il tempo di residenza medio di  $C_0$ . L'adeguatezza del modello matematico ai dati misurati della CO<sub>2</sub> è stata valutata tramite il coefficiente di determinazione ( $R^2$ ).

- Il tasso giornaliero di azoto potenzialmente mineralizzabile (APM) è stato calcolato dividendo per i giorni di incubazione la differenza in contenuto N inorganico estratto (somma di  $\text{NH}_4^+$  e  $\text{NO}_3^-$ ) tra la fine e l'inizio dell'incubazione;
- Il tasso giornaliero di azoto potenzialmente nitrificabile (APN) è stato calcolato dividendo per i giorni di incubazione la differenza in contenuto di N nitrico estratto tra la fine e l'inizio dell'incubazione.

### 2.5. Analisi dei metil-esteri degli acidi grassi del suolo

Le analisi degli esteri degli acidi grassi del suolo sono state eseguite secondo quanto riportato da Shutter e Dick (2000).

In breve, circa 3 g di suolo sono stati pesati in tubo pirex da 50 mL ed estratti con una soluzione 0,2 molare di idrossido di potassio in metanolo a 37°C per un'ora. La frazione lipidica è stata estratta con 10 mL di esano. Successivamente l'esano è stato essiccato sotto vuoto ed i metil-esteri risospesi con 150  $\mu\text{L}$  di esano. I metil-esteri così ottenuti sono stati analizzati al gas-cromatografo equipaggiato con un detector ad ionizzazione di fiamma utilizzando come standard interno il metil-estere dell'acido grasso saturo a 19 atomi di carbonio. Gli acidi grassi sono stati individuati confrontando i cromatogrammi dei campioni con quelli ottenuti da 2 diversi standard (BAME e FAME, Sigma Aldrich).

Il riscaldamento del suolo a 160 e 380°C per 30 minuti ed il successivo inumidimento con acqua marina hanno influenzato tutte le proprietà fisiche chimiche e biologiche investigate. La risposta a tali fattori sperimentali non è stata univoca, ma ha mostrato differenze significative al variare della specie forestale considerata. Di seguito verranno analizzati e discussi singolarmente gli effetti sulle proprietà dei suoli investigati.

### 3.1. Effetto del riscaldamento e dell'inumidimento con acqua marina sulla tessitura del suolo

La tessitura del suolo è una delle sue proprietà fisiche più importanti in quanto ne influenza alcune proprietà fondamentali, come lo stato di aggregazione, la permeabilità, la capacità di ritenzione idrica, la plasticità, la lavorabilità. Rappresentando la composizione granulometrica del suolo, la tessitura non subisce profonde modificazioni nel corso del tempo ed è perciò considerata una delle proprietà più stabili. Dai dati ottenuti nel presente studio emerge che la tessitura è profondamente influenzata solo dal riscaldamento del suolo a 380°C. In figura 7 sono riportate le variazioni, espresse in %, nella distribuzione delle frazioni argillosa e sabbiosa.

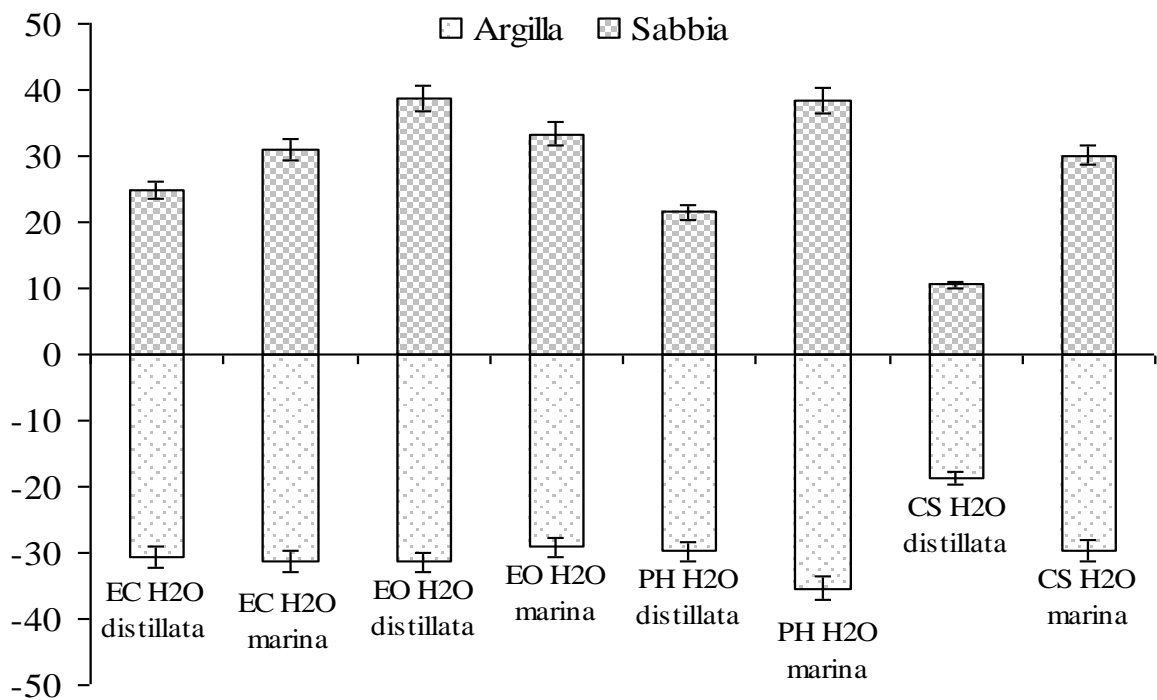


Figura 7. Incremento della frazione sabbiosa e decremento di quella argillosa nei suoli riscaldati a 380°C.

Come si evince da tale grafico, e come anche confermato dalla correlazione inversa tra le variazioni % di argilla e sabbia (fig. 8), il riscaldamento del suolo ha provocato una drastica riduzione (in media circa del 30%) della frazione argillosa ed un corrispondente aumento di quella sabbiosa.

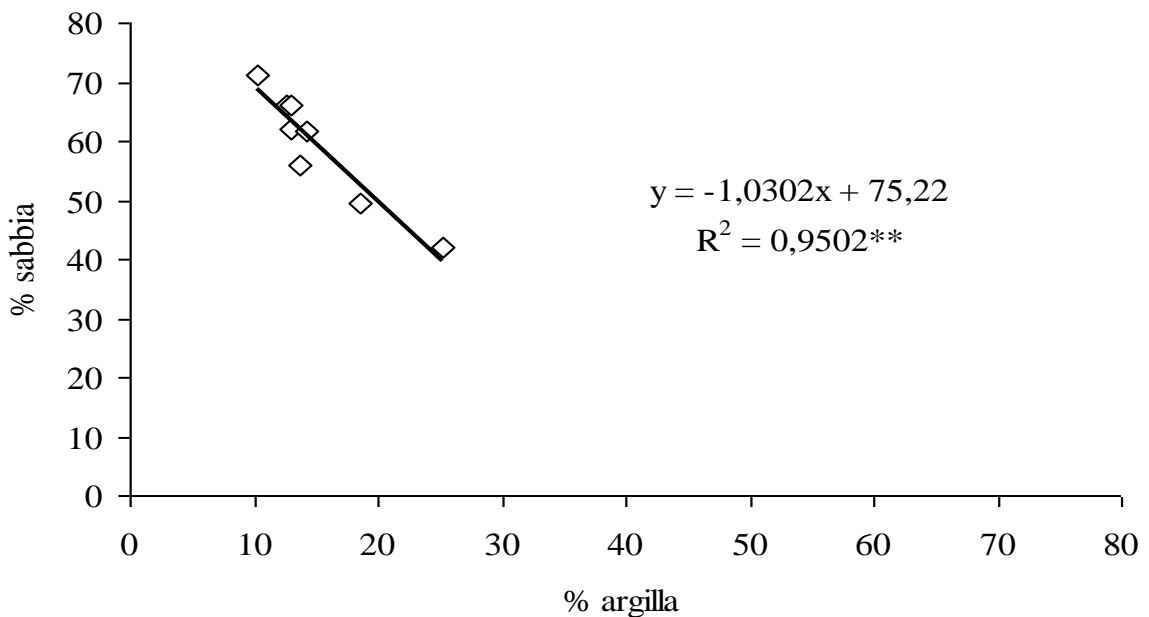


Figura 8. Correlazione tra il contenuto in % di sabbia e quello di argilla (n=8).

Tali risultati concordano con quanto riportato in bibliografia (Ulery e Graham, 1993; Terefe et al., 2008) e trovano una spiegazione nel fatto che le elevate temperature hanno provocato il disfacimento delle argille (perdita di gruppi -OH), con liberazione di ossidi ed idrossidi di Al che hanno agito da sostanze fortemente cementanti. Grazie a tale funzione cementante, nel suolo riscaldato si formano nuovi aggregati il cui diametro ha la dimensione della sabbia (2 – 0,02 mm), da qui l'aumento della frazione sabbiosa. Le conseguenze dell'aumento della frazione sabbiosa, ed il contemporaneo decremento di quella argillosa, possono avere ricadute più o meno deleterie su tutte le proprietà del suolo direttamente influenzate dalla tessitura. Per esempio i suoli diventano più suscettibili all'erosione, non solo idrica ma anche eolica.

### 3.2. Effetto del riscaldamento e dell'inumidimento con acqua marina sul pH del suolo

Il pH dei suoli prima del riscaldamento è risultato compreso tra 8,0 (*Eucalyptus occidentalis*) e 7,5 (*Pinus halepensis*). Il riscaldamento a 160 e 380°C non sembra aver



indotto evidenti cambiamenti di pH a parità di H<sub>2</sub>O utilizzata per l'inumidimento (tab. 3). Terefe et al. (2008) riportano un aumento di pH solo dopo riscaldamento a 500°C, mentre fino a temperature di 300°C non hanno riscontrato differenze significative tra i valori ante e post riscaldamento. In realtà le differenze di pH dovrebbero essere confrontate sulla base del pH iniziale. Infatti, in suoli dove il pH iniziale è acido o sub-acido è logico aspettarsi un aumento del pH dovuto alle ceneri che si formano in seguito alla combustione della sostanza organica. Essendo le ceneri rappresentate da ossidi di cationi metallici alcalini, questi in presenza di CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O, formano i corrispondenti carbonati ad idrolisi alcalina, provocando così un aumento del pH fino a valori sub-alcalini. In suoli dove il pH è già sub-alcalino, tali sali man mano che si formano a causa dell'alcalinità precipitano, non dando fenomeni di idrolisi e quindi non innalzano ulteriormente il pH del suolo.

Tabella 3. Valori di pH determinati dopo 75 giorni dal riscaldamento a 160 e 380°C ed inumiditi con H<sub>2</sub>O distillata e marina (in parentesi la deviazione standard; n=3).

	25°C		160°C		380°C	
	H <sub>2</sub> O distillata	H <sub>2</sub> O marina	H <sub>2</sub> O distillata	H <sub>2</sub> O marina	H <sub>2</sub> O distillata	H <sub>2</sub> O Marina
Eucalyptus camaldulensis	7,83 (0,02)	7,30 (0,03)	7,77 (0,07)	7,24 (0,00)	7,90 (0,01)	7,58 (0,02)
Eucalyptus occidentalis	8,03 (0,00)	7,40 (0,01)	7,98 (0,01)	7,49 (0,01)	8,04 (0,02)	7,55 (0,04)
Pinus halepensis	7,54 (0,02)	7,38 (0,03)	7,66 (0,04)	7,32 (0,01)	7,79 (0,11)	7,60 (0,02)
Cupressus sempervirens	7,79 (0,01)	7,31 (0,06)	7,73 (0,01)	7,35 (0,00)	7,84 (0,01)	7,46 (0,01)

Per quanto concerne l'effetto sul pH dell'acqua utilizzata per l'inumidimento, differenze significative sono emerse tra i suoli inumiditi con H<sub>2</sub>O distillata e marina. I suoli inumiditi con H<sub>2</sub>O marina hanno mostrato un pH in media di 0,5 unità inferiore rispetto a quello determinato sui suoli inumiditi con H<sub>2</sub>O distillata. Ciò, verosimilmente, è da imputarsi all'eccessiva quantità di Na<sup>+</sup> presente nell'acqua marina che scambia lo ione idrogeno (H<sup>+</sup>) adsorbito sul complesso di scambio, provocando così un abbassamento del pH. In altre parole, il pH determinato sui suoli inumiditi con H<sub>2</sub>O marina non è altro che il pH potenziale o pH tampone del suolo, che generalmente è uguale (assenza di ioni H<sup>+</sup> sul



complesso di scambio) o inferiore (presenza di ioni  $H^+$  sul complesso di scambio) a quello determinato in  $H_2O$  distillata.

### 3.3. Effetto del riscaldamento e dell'inumidimento con acqua marina sulla conducibilità elettrica del suolo

La conducibilità elettrica (CE) è una misura indiretta del contenuto in sali solubili totali dell'estratto di suolo. Nella discussione che segue non vengono trattati i valori di CE dei suoli inumiditi con acqua marina (in media  $12 \text{ dS m}^{-1}$ ) in quanto non mostrano differenze significative tra i vari trattamenti, probabilmente poiché l'elevato contenuto di sali solubili apportato cela le eventuali variazioni indotte dal riscaldamento. Come già ipotizzato nel paragrafo 3.2., il riscaldamento del suolo può aumentare il contenuto in sali solubili e quindi influenzare la conducibilità elettrica. Dai dati emersi nella presenti tesi si evince, nei suoli inumiditi con acqua distillata, che il riscaldamento a  $380^\circ\text{C}$  provoca sempre un aumento di  $0,5\text{-}1,5 \text{ dS m}^{-1}$  della CE, mentre a  $160^\circ\text{C}$  l'incremento di CE si verifica solo nelle 2 specie di *Eucalyptus* e comunque non supera gli  $0,2 \text{ dS m}^{-1}$  (fig. 9).

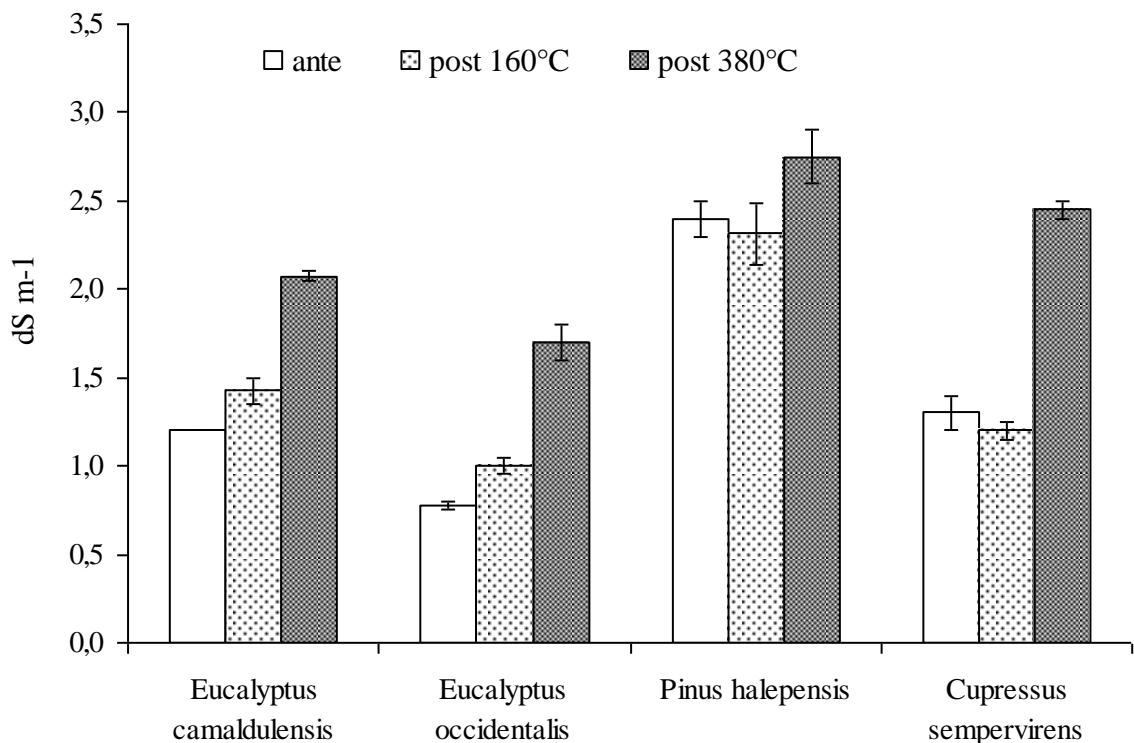


Figura 9. Conducibilità elettrica ante e post riscaldamento a 160 e  $380^\circ\text{C}$  dei suoli sotto le diverse specie forestali.

Ciò verosimilmente è dovuto ad una maggiore quantità di ceneri prodotte a temperature più elevate, cioè a combustione più spinta, e quindi maggiore quantità di sali solubili. Tali risultati concordano con quanto riportato da altri autori (Badia & Martì, 2003; Terefe et al., 2008), che hanno riscontrato un aumento della CE solo con temperature > di 200°C. Oltre al riscaldamento, anche la specie forestale gioca il suo ruolo nella variazione di CE in seguito al riscaldamento a 380°C. Infatti, come si evince dalla figura 9, l'incremento più marcato di CE si rinviene nei suoli a cipresso, mentre sotto pino l'incremento è il più basso.

#### 3.4. Effetto del riscaldamento e dell'inumidimento con acqua marina sul carbonio organico totale del suolo

Il funzionamento di un ecosistema forestale è garantito dal naturale completamento dei cicli biogeochimici, di cui la mineralizzazione della sostanza organica costituisce una parte fondamentale. Qualsiasi disturbo che alteri il naturale decorso di tale processo, ovvero che superi la resilienza (capacità di recupero o autoriparazione) del sistema, è da considerare non sostenibile. Gli incendi rientrano fra quei disturbi che causano una profonda alterazione dei processi del suolo, in quanto consumano gran parte della sostanza organica in essi presenti. La sostanza organica del suolo rappresenta una parte del combustibile consumato durante gli incendi, per cui l'effetto del riscaldamento del suolo non può essere diverso da una riduzione del suo contenuto in sostanza organica. La perdita di sostanza organica, ovvero di carbonio organico (TOC) sottoforma soprattutto di CO<sub>2</sub>, è legata all'intensità dell'incendio. Il riscaldamento a 160°C ha comportato una perdita in TOC variabile in base alla specie forestale e compresa tra 1,2 (pino) e 7,6% (cipresso) rispetto a quello totale iniziale (fig. 10). Ciò indica che la sostanza organica presente nei suoli sotto cipresso è molto più suscettibile al riscaldamento a 160°C rispetto a quella sotto il pino, mentre quella sotto le due specie di eucalipto è comparabile a quella del cipresso. Le differenze significative tra pino e cipresso potrebbero essere inaspettate, trattandosi di due specie vegetali appartenenti alla stessa divisione (Pinophyta), ma confermano la diversità delle proprietà chimiche di tali suoli già emersa in un precedente studio condotto sempre su tale area (Laudicina et al., 2006). Il riscaldamento a 380°C ha indotto una perdita molto più elevata di TOC, compresa tra il 31% (*E. camaldulensis*) ed il 49% (pino) rispetto al contenuto in TOC iniziale. Anche in questo caso la specie forestale ha giocato un ruolo fondamentale nel determinare la quantità di sostanza organica persa durante la

combustione. Infatti, il TOC presente nei suoli sotto pino sembra essere quello più suscettibile al riscaldamento a 380°C, mentre quello sotto E. camaldulensis il più resistente. L'effetto del riscaldamento del suolo oltre ad aver indotto una perdita diretta di TOC, ha anche modificato i processi biochimici (respirazione) a carico della sostanza organica rimanente (figg. 11, 12, 13, 14).

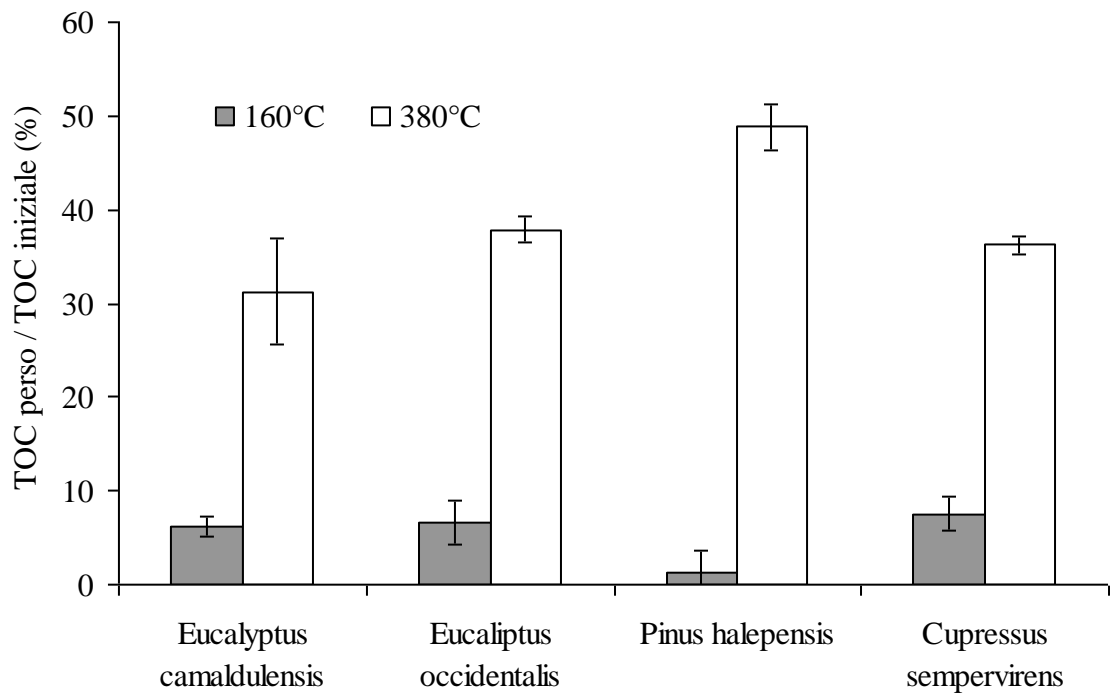


Figura 10. Percentuale di carbonio organico totale (TOC) del suolo perso rispetto a quello iniziale dopo riscaldamento a 160 e 380°C.

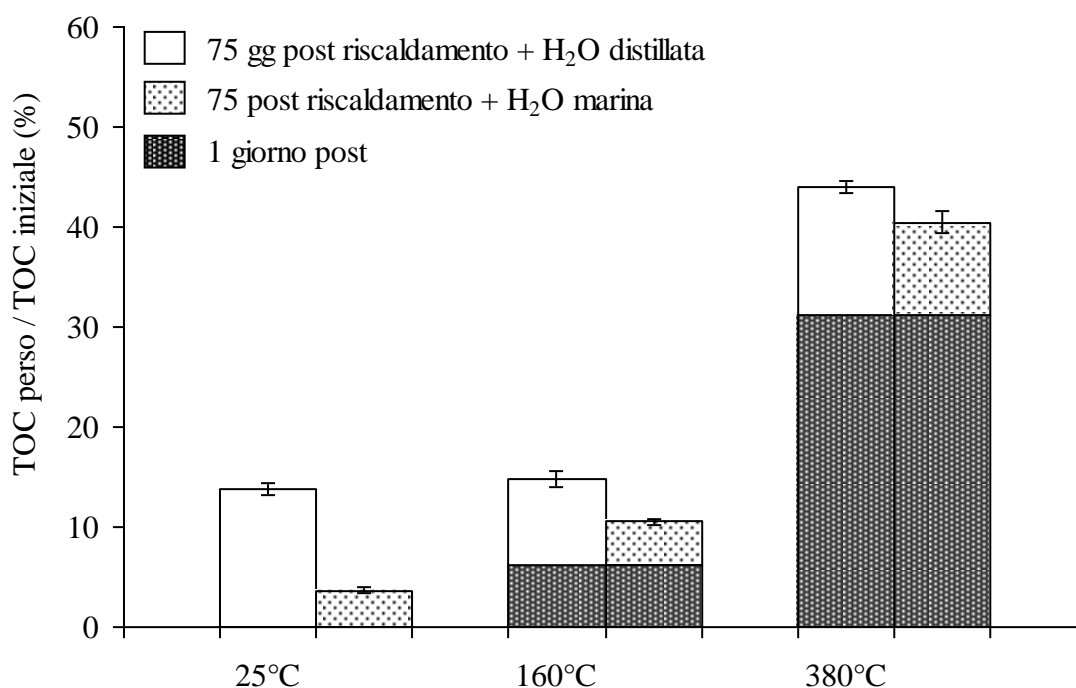


Figura 11. *Eucalyptus camaldulensis*: % di carbonio organico totale (TOC) del suolo perso dopo 1 giorno dal riscaldamento a 160 e 360° C, seguito da 75 giorni di incubazione a 25°C ed al 50% della capacità idrica di campo.

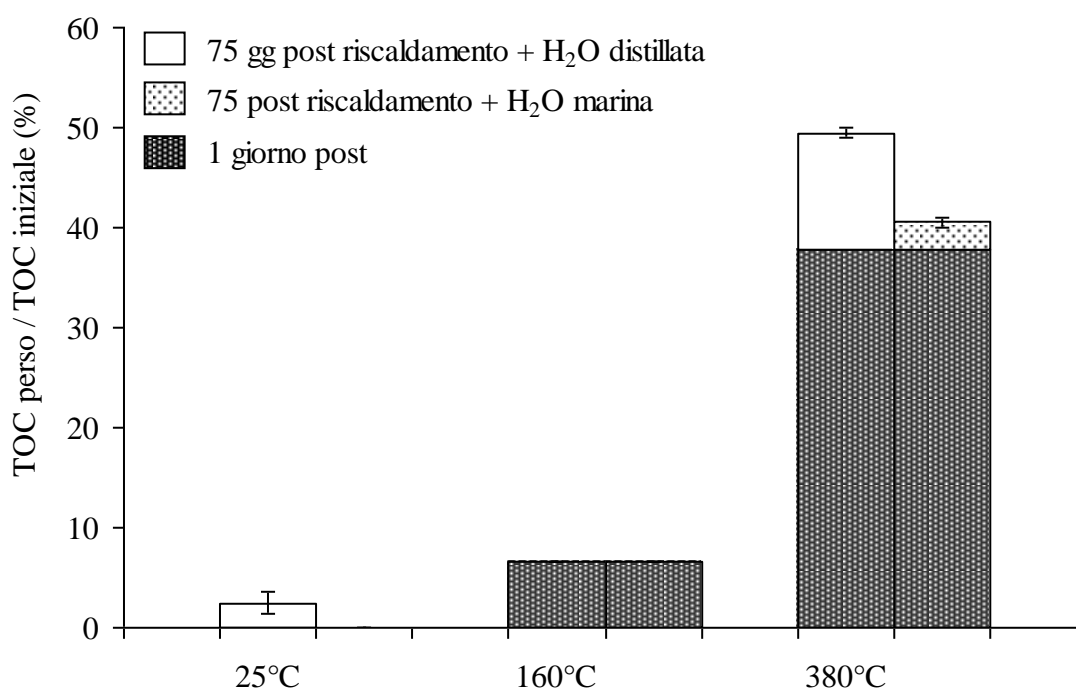


Figura 12. *Eucalyptus occidentalis*: % di carbonio organico totale (TOC) del suolo perso dopo 1 giorno dal riscaldamento a 160 e 360° C, seguito da 75 giorni di incubazione a 25°C ed al 50% della capacità idrica di campo.

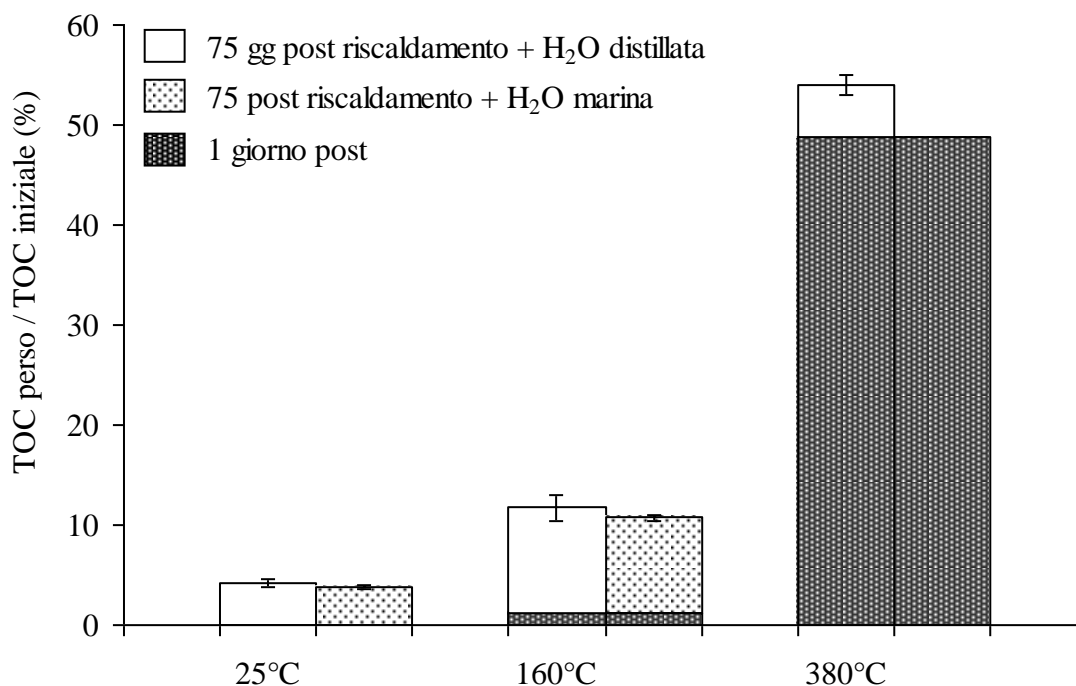


Figura 13. *Pinus halepensis*: % di carbonio organico totale (TOC) del suolo perso dopo 1 giorno dal riscaldamento a 160 e 360° C, seguito da 75 giorni di incubazione a 25°C ed al 50% della capacità idrica di campo.

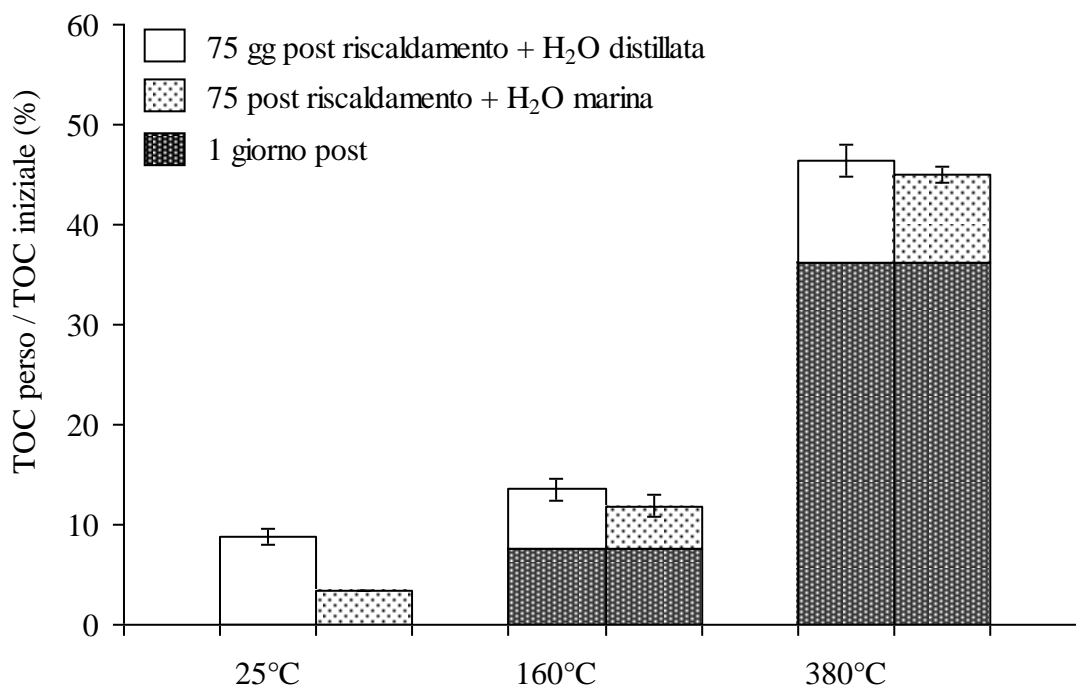


Figura 14. *Cupressus sempervirens*: % di carbonio organico totale (TOC) del suolo perso dopo 1 giorno dal riscaldamento a 160 e 360° C, seguito da 75 giorni di incubazione a 25°C ed al 50% della capacità idrica di campo.

Infatti, il riscaldamento a 380°C, tranne nel caso del *Pinus halepensis*, induce in tutti gli altri suoli una perdita “post riscaldamento” più elevata rispetto al riscaldamento a 160°C. Inoltre, emerge anche un effetto deprimente la respirazione da parte dell’acqua marina.

#### 3.5. Effetto del riscaldamento e dell’inumidimento con acqua marina sul carbonio organico estraibile del suolo

Il carbonio organico totale può essere suddiviso in diversi pools, di cui quello disciolto nella soluzione del suolo, anche se rappresenta una piccola parte (0,25 – 2,0% del TOC), svolge un ruolo fondamentale nei processi della pedogenesi e nel ciclo dei nutrienti. Tale pool è costituito da molecole organiche a basso peso molecolare (carboidrati, amminoacidi, proteine, amminozuccheri, ecc.) provenienti dai residui vegetali, dal metabolismo della biomassa microbica, dagli essudati radicali, ecc. Il C solubile (DOC, dissolved organic C) è considerato il pool più dinamico e labile del TOC in quanto ha un tempo di permanenza nel suolo molto breve (alcuni mesi al massimo). Uno dei metodi utilizzati per determinare il DOC è l’estrazione del suolo con una soluzione salina e la successiva quantificazione del carbonio nell’estratto (Cextr).

Il contenuto iniziale in Cextr nei suoli investigati non ha mostrato differenze significative ed è risultato mediamente pari a 200 µg g<sup>-1</sup> di suolo (fig. 15). Nei suoli riscaldati, a parità di specie forestale, il Cextr ha mostrato valori tanto più elevati quanto più elevata è stata la temperatura del riscaldamento.

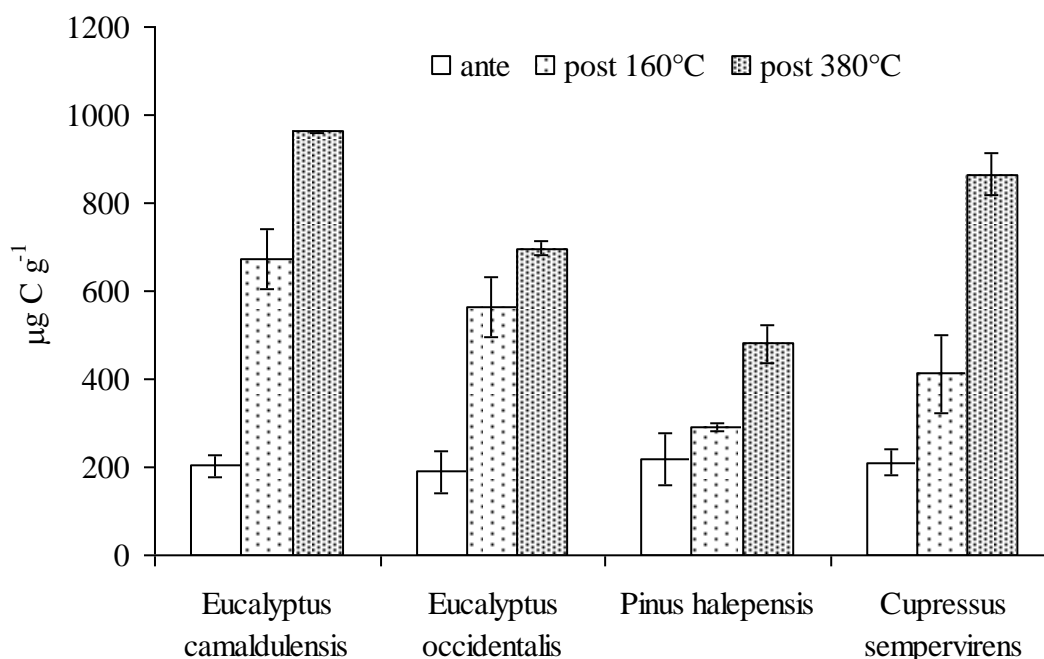


Figura 15. C estraibile ante e post riscaldamento a 160 e 380°C.

Ciò verosimilmente è dovuto all'azione del calore che provoca la rottura dei complessi polimeri organici con formazione di molecole più semplici ed a più basso peso molecolare (González-Pérez et al., 2004).

Anche nel caso del Cextr, la risposta dei suoli al riscaldamento è stata diversa al variare della specie forestale. Il suolo forestale sotto *E. camaldulensis* è stato quello in grado di liberare in seguito al riscaldamento la massima quantità di Cextr; a seguire troviamo il cipresso, l'altra specie di eucalipto e quindi il pino.

Sulla base di quanto precedentemente discusso nel paragrafo 3.1. (diminuzione del TOC in seguito al riscaldamento), i risultati relativi al Cextr indicano che il riscaldamento del suolo provoca un notevole aumento del rapporto Cextr/TOC, ovvero del peso della frazione solubile, quindi più labile, della sostanza organica rispetto a quella totale (fig.13). Essendo il Cextr la frazione più mobile, quindi quella che con maggior probabilità può raggiungere i microorganismi, buona parte della produzione di CO<sub>2</sub> nel suolo deriva dalla decomposizione del Cextr ad opera della biomassa microbica. Oltre alla specie forestale, anche l'inumidimento con H<sub>2</sub>O distillata o marina svolge un ruolo fondamentale nel determinare la quantità di Cextr misurato. Il Cextr è stato anche determinato ad intervalli regolari durante i 70 giorni di incubazione dei suoli, dopo il riscaldamento e l'inumidimento con i due tipi di acqua.

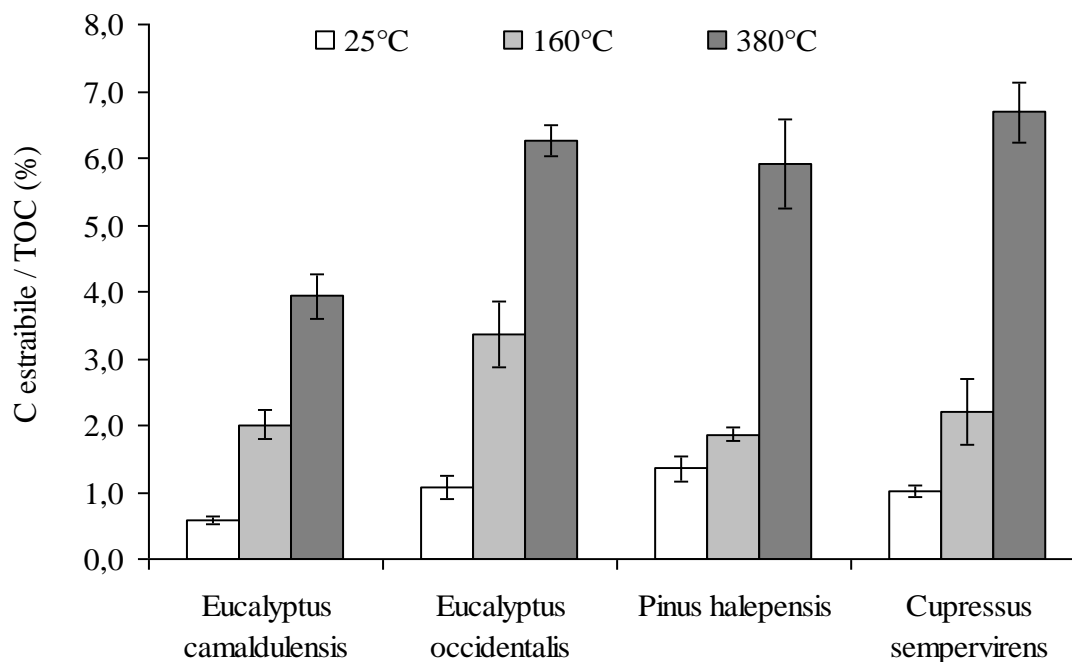


Figura 16. Percentuale di C estraibile rispetto al carbonio organico totale (TOC) ante e post riscaldamento a 160 e 380°C.

Poiché l'andamento del Cextr è risultato simile per le diverse specie forestali, di seguito si riporta soltanto quello per il suolo sotto *Eucalyptus camaldulensis* (fig. 17). È evidente che, anche durante i 70 gg di incubazione del suolo a 25 °C, la quantità di Cextr a temperature di riscaldamento più elevate rimane quasi sempre maggiore, e che a parità di temperatura di riscaldamento l'acqua marina determina un incremento del Cextr. La maggiore quantità di Cextr nei suoli inumiditi con acqua marina può essere dovuta ad almeno due diverse cause:

1. deflocculazione delle argille ad opera dello ione  $\text{Na}^+$  con conseguente maggiore efficacia nell'estrazione del C estraibile;
2. lisi cellulare, per effetto osmotico, dei microorganismi e conseguente rilascio del materiale citoplasmatico.

In ogni caso, comunque, l'acqua marina comporta una maggiore quantità di C estraibile che, se dilavato o mineralizzato dai microorganismi, incrementa le perdite di sostanza organica dal suolo e la quantità di  $\text{CO}_2$  dispersa in atmosfera.



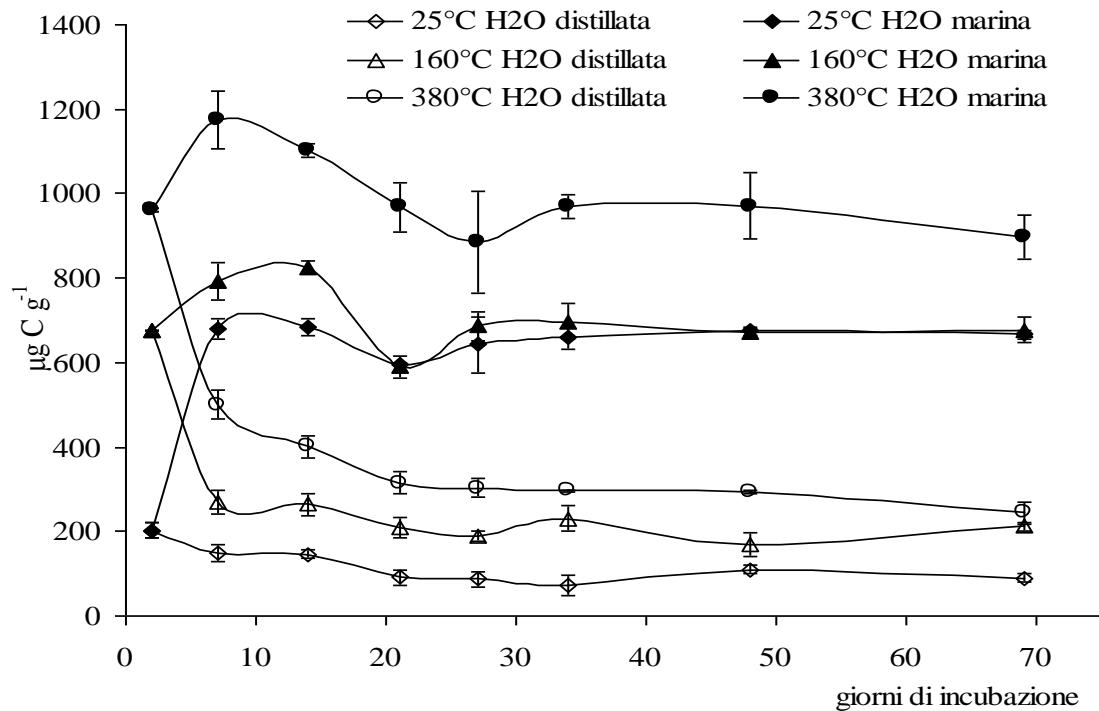


Figura 17. Carbonio organico estraibile nei suoli sotto *Eucalyptus camaldulensis* durante i 70 giorni di incubazione post riscaldamento ed inumidimento con acqua distillata o marina.

### 3.6. Effetto del riscaldamento e dell'inumidimento con acqua marina sulla respirazione del suolo

La respirazione del suolo, ovvero la quantità di CO<sub>2</sub> emessa per unità di suolo nell'unità di tempo, è un indice della attività microbica totale dei microorganismi eterotrofi che decompongono la sostanza organica del suolo utilizzando il C in essa presente sia come fonte di energia che di materia. Il modello adottato per l'interpretazione e descrizione della mineralizzazione del C organico del suolo è risultato abbastanza adeguato, considerato che i valori del coefficiente di determinazione sono sempre risultati significativi per  $P < 0.01$  (n=15).

In figura 18, 19, 20 e 21 sono riportati i dati relativi all'emissione giornaliera di CO<sub>2</sub> dai diversi suoli incubati a 25°C e sottoposti a diversi fattori sperimentali. Da tali figure si evince che il riscaldamento del suolo, sia a 160 che a 380°C ha determinato un notevole incremento della CO<sub>2</sub> emessa rispetto ai suoli non riscaldati, specialmente durante il primo mese di incubazione. L'incremento massimo del tasso di respirazione giornaliera nel corso dell'incubazione è stato significativamente diverso tra le varie specie forestali, risultando compreso tra 30 µg C-CO<sub>2</sub> g<sup>-1</sup> nel pino e nell'*E. occidentalis* ed oltre 100 µg C-CO<sub>2</sub> g<sup>-1</sup> nel caso di *E. camaldulensis* e cipresso.

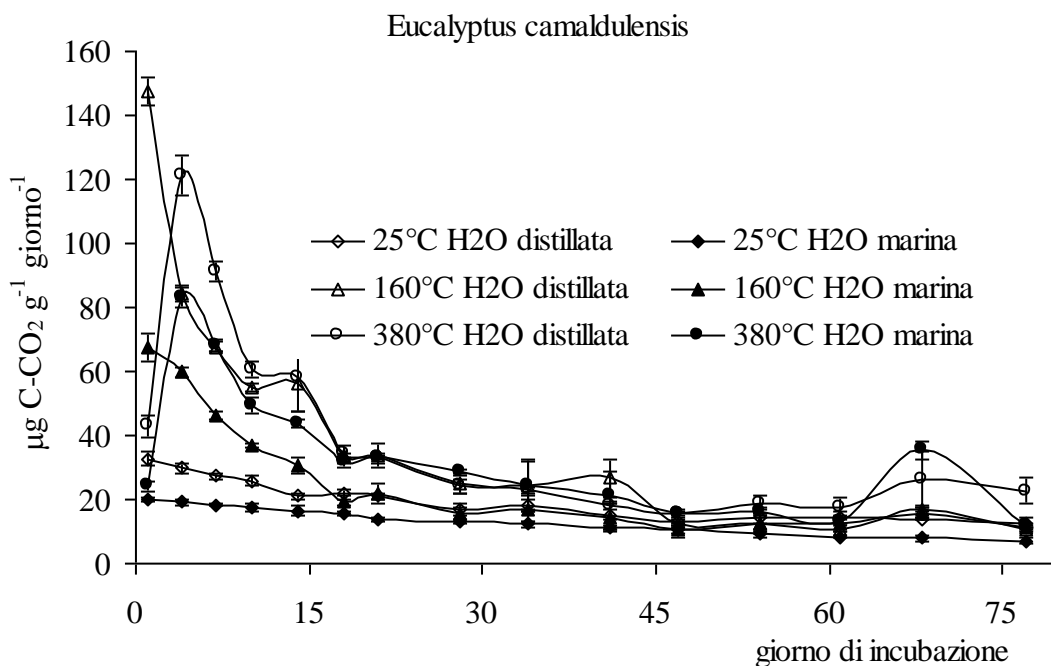


Figura 18. Carbonio giornaliero emesso sottoforma di  $\text{CO}_2$  dai suoli sotto *Eucalyptus camaldulensis* durante la loro incubazione a  $25^\circ\text{C}$  in seguito al riscaldamento a  $160$  e  $380^\circ\text{C}$  ed inumiditi con  $\text{H}_2\text{O}$  distillata e marina.

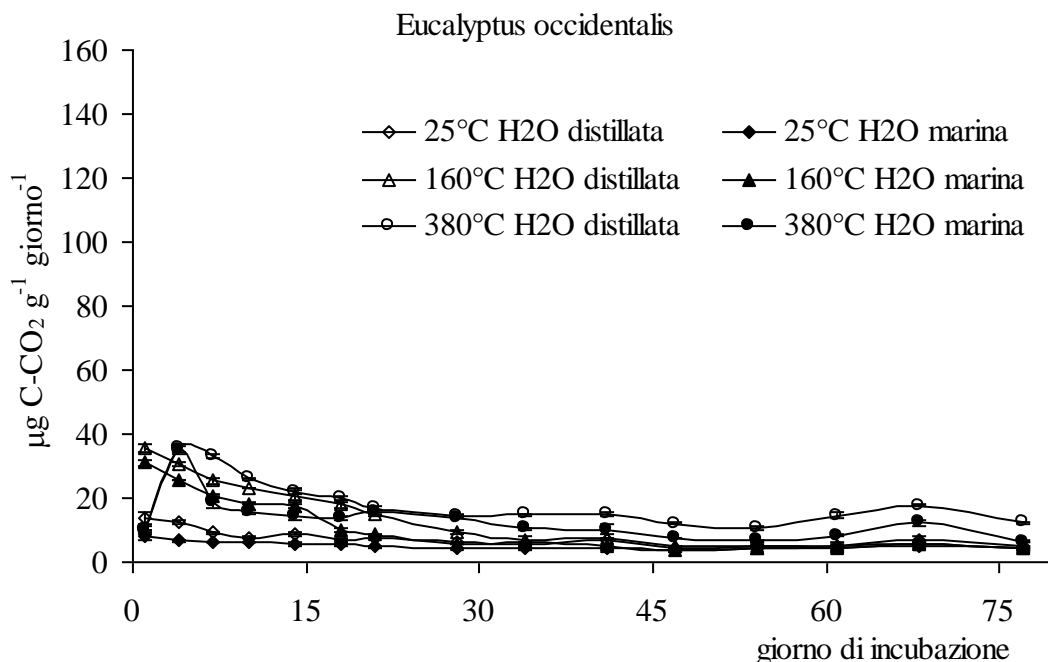


Figura 19. Carbonio giornaliero emesso sottoforma di  $\text{CO}_2$  dai suoli sotto *Eucalyptus occidentalis* durante la loro incubazione a  $25^\circ\text{C}$  in seguito al riscaldamento a  $160$  e  $380^\circ\text{C}$  ed inumiditi con  $\text{H}_2\text{O}$  distillata e marina.

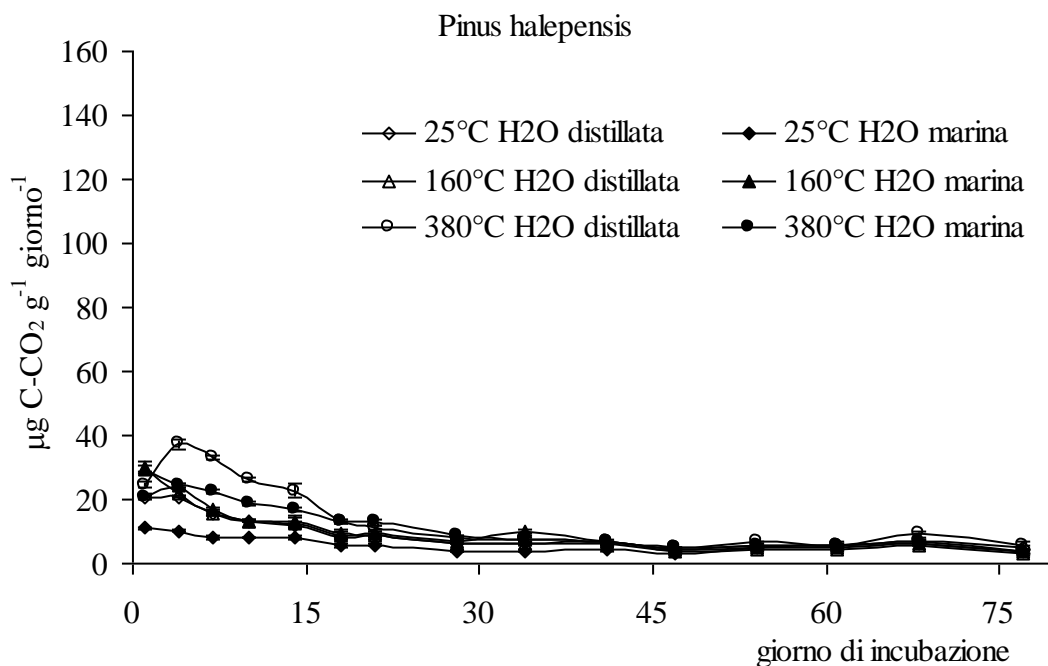


Figura 20. Carbonio giornaliero emesso sottoforma di  $\text{CO}_2$  dai suoli sotto *Pinus halepensis* durante la loro incubazione a  $25^\circ\text{C}$  in seguito al riscaldamento a  $160$  e  $380^\circ\text{C}$  ed inumiditi con  $\text{H}_2\text{O}$  distillata e marina.

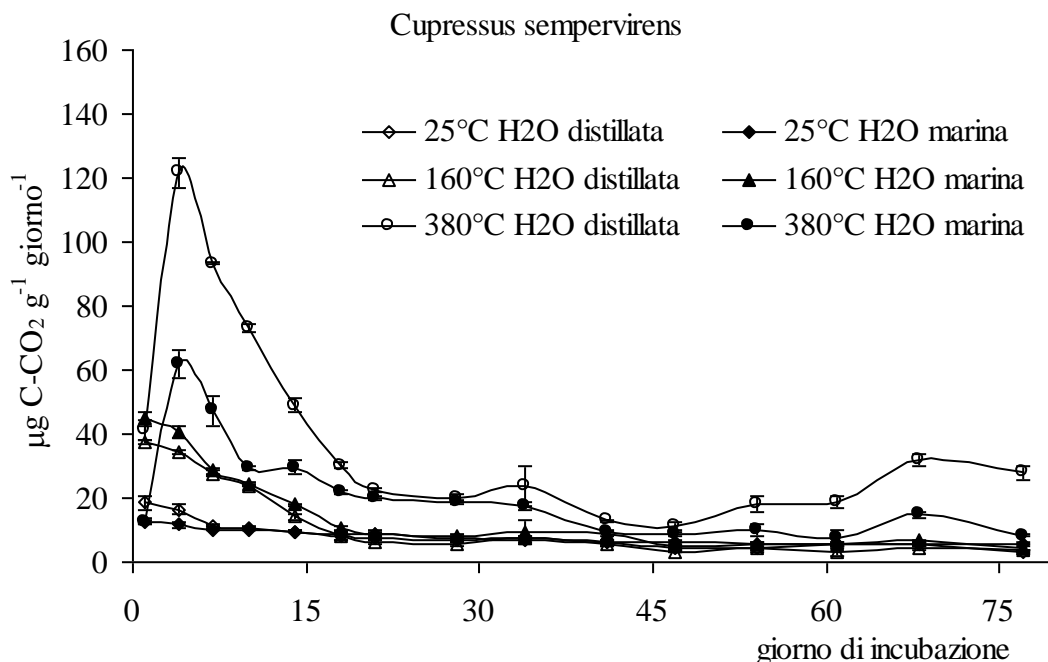


Figura 21. Carbonio giornaliero emesso sottoforma di  $\text{CO}_2$  dai suoli sotto *Cupressus sempervirens* durante la loro incubazione a  $25^\circ\text{C}$  in seguito al riscaldamento a  $160$  e  $380^\circ\text{C}$  ed inumiditi con  $\text{H}_2\text{O}$  distillata e marina.

Confrontando tali risultati con quelli riportati in figura 15, si evince che il più elevato tasso di respirazione nei primi 30 giorni di incubazione dei suoli sotto *E. camaldulensis* e cipresso è verosimilmente dovuto alla maggiore quantità di Cextr rilasciato nel suolo in seguito al riscaldamento. Dall'applicazione del modello esponenziale decrescente, già descritto nei materiali e metodi, è stato possibile ricavare alcuni parametri utili ai fini dell'interpretazione dei processi di mineralizzazione della sostanza organica nei suoli investigati e di cui si riportano i valori per le singole specie investigate nelle tabelle 4, 5, 6 e 7. Il  $C_L$  ed il  $C_0$ , ovvero i pools facilmente e potenzialmente mineralizzabile, rispettivamente, non hanno mostrato un andamento univoco tra le diverse specie. Infatti, mentre nei suoli delle due specie di eucalipto e del cipresso in genere i suddetti pools hanno mostrato incrementi più elevati in funzione delle temperature di riscaldamento più elevate, nel caso del *Pinus halepensis* tali incrementi tra le diverse temperature sono stati minori. Ciò indica una diversa suscettibilità al riscaldamento della sostanza organica presente nei suoli investigati, con i suoli sotto pino che risentono meno dell'azione del calore. Tali dati concordano con quelli riportati in figura 12 dai quali si evince che in seguito al riscaldamento il Cextr (che comprende i due suddetti pools) incrementa di poco in seguito al riscaldamento.

Tabella 4. C facilmente ( $C_L$ ) e potenzialmente ( $C_0$ ) mineralizzabile, costante del tasso di mineralizzazione (k), tempo di residenza medio (MRT) dei suoli sotto *Eucalyptus camaldulensis* incubati a 25°C dopo riscaldamento e successivo inumidimento con acqua distillata o marina per 77 giorni. Ciascun valore è la media aritmetica di 4 repliche; al di sotto di ciascuna media è riportata la deviazione standard.

Temperatura °C	Acqua	$C_L$ $\mu\text{g C g}^{-1}$	$C_0$ $\mu\text{g C g}^{-1}$	k $\text{giorno}^{-1}$	MRT giorni	$R^2$
25	distillata	12,74	20,97	0,0514	20	0,929
		0,62	1,23	0,0051	2	0,016
	mare	5,97	14,36	0,0274	37	0,984
		0,70	1,69	0,0021	3	0,005
160	distillata	17,29	134,55	0,1221	8	0,948
		0,62	2,65	0,0081	1	0,016
	mare	12,30	63,84	0,0940	11	0,976
		1,38	4,59	0,0054	1	0,007
380	distillata	19,62	168,16	0,1254	8	0,970
		1,81	19,86	0,0214	1	0,014
	mare	19,10	95,47	0,1008	10	0,908
		1,16	7,01	0,0121	1	0,009

Tabella 5. C facilmente ( $C_L$ ) e potenzialmente ( $C_0$ ) mineralizzabile, costante del tasso di mineralizzazione (k), tempo di residenza medio (MRT) dei suoli sotto *Eucalyptus occidentalis* incubati a 25°C dopo riscaldamento e successivo inumidimento con acqua distillata o marina per 77 giorni. Ciascun valore è la media aritmetica di 4 repliche; al di sotto di ciascuna media è riportata la deviazione standard.

Temperatura °C	Acqua	$C_L$ $\mu\text{g C g}^{-1}$	$C_0$ $\mu\text{g C g}^{-1}$	k $\text{giorno}^{-1}$	MRT giorni	$R^2$
25	distillata	4,79	9,61	0,0632	16	0,902
		0,54	1,81	0,0058	1	0,015
	mare	4,07	3,96	0,0728	14	0,871
		0,32	0,87	0,0032	1	0,050
160	distillata	3,52	33,81	0,0542	19	0,986
		0,47	0,81	0,0035	1	0,004
	mare	3,96	29,67	0,0777	13	0,978
		0,15	0,82	0,0025	0	0,003
380	distillata	13,33	34,77	0,0975	10	0,944
		0,19	1,43	0,0059	1	0,012
	mare	9,31	28,24	0,1159	9	0,845
		0,41	5,09	0,0298	1	0,026

Tabella 6. C facilmente ( $C_L$ ) e potenzialmente ( $C_0$ ) mineralizzabile, costante del tasso di mineralizzazione (k), tempo di residenza medio (MRT) dei suoli sotto *Pinus halepensis* incubati a 25°C dopo riscaldamento e successivo inumidimento con acqua distillata o marina per 77 giorni. Ciascun valore è la media aritmetica di 4 repliche; al di sotto di ciascuna media è riportata la deviazione standard.

Temperatura °C	Acqua	$C_L$ $\mu\text{g C g}^{-1}$	$C_0$ $\mu\text{g C g}^{-1}$	k $\text{giorno}^{-1}$	MRT giorni	$R^2$
25	distillata	5,13	18,69	0,0808	12	0,959
		0,29	0,73	0,0067	1	0,013
	mare	4,42	7,64	0,0857	12	0,827
		0,21	0,25	0,0162	2	0,016
160	distillata	4,64	26,98	0,1017	10	0,971
		0,41	1,95	0,0237	2	0,005
	mare	5,57	26,78	0,1071	9	0,961
		0,29	1,63	0,0143	1	0,003
380	distillata	5,66	47,94	0,0887	11	0,969
		0,13	2,06	0,0050	1	0,017
	mare	4,35	26,14	0,0683	15	0,977
		0,20	0,72	0,0188	3	0,001

Tabella 7. C facilmente ( $C_L$ ) e potenzialmente ( $C_0$ ) mineralizzabile, costante del tasso di mineralizzazione ( $k$ ), tempo di residenza medio (MRT) dei suoli sotto *Cupressus sempervirens* incubati a 25°C dopo riscaldamento e successivo inumidimento con acqua distillata o marina per 77 giorni. Ciascun valore è la media aritmetica di 4 repliche; al di sotto di ciascuna media è riportata la deviazione standard.

Temperatura °C	Acqua	$C_L$ $\mu\text{g C g}^{-1}$	$C_0$ $\mu\text{g C g}^{-1}$	$k$ $\text{giorno}^{-1}$	MRT giorni	$R^2$
25	distillata	4,87	14,65	0,0835	12	0,937
		0,52	1,25	0,0121	2	0,019
	mare	4,68	8,13	0,0390	27	0,978
160	distillata	0,28	0,74	0,0111	7	0,004
		3,41	40,57	0,0879	11	0,964
	mare	0,38	0,75	0,0022	0	0,007
380	distillata	5,55	46,07	0,0964	10	0,972
		0,51	1,81	0,0055	1	0,013
	mare	18,96	181,92	0,1337	7	0,961
	distillata	1,50	8,22	0,0075	0	0,006
		10,82	76,10	0,1085	9	0,953
	mare	1,17	11,39	0,0183	2	0,002

Per quanto riguarda invece la costante del tasso di mineralizzazione ( $k$ ) del C, essa è oscillato tra 0,0274 (*E. camaldulensis*, 25°C, acqua marina) e 0,1337  $\text{giorno}^{-1}$  (*C. sempervirens*, 380°C, acqua distillata), valori che rientrano fra quelli riportati in bibliografia per suoli forestali ed agrari non riscaldati (Riffaldi et al., 1996; Goberna et al., 2006). Tale costante è risultata direttamente correlata con la temperatura di riscaldamento (fig. 22), indicando che all'aumentare della temperatura aumenta la velocità con cui il C viene mineralizzato.

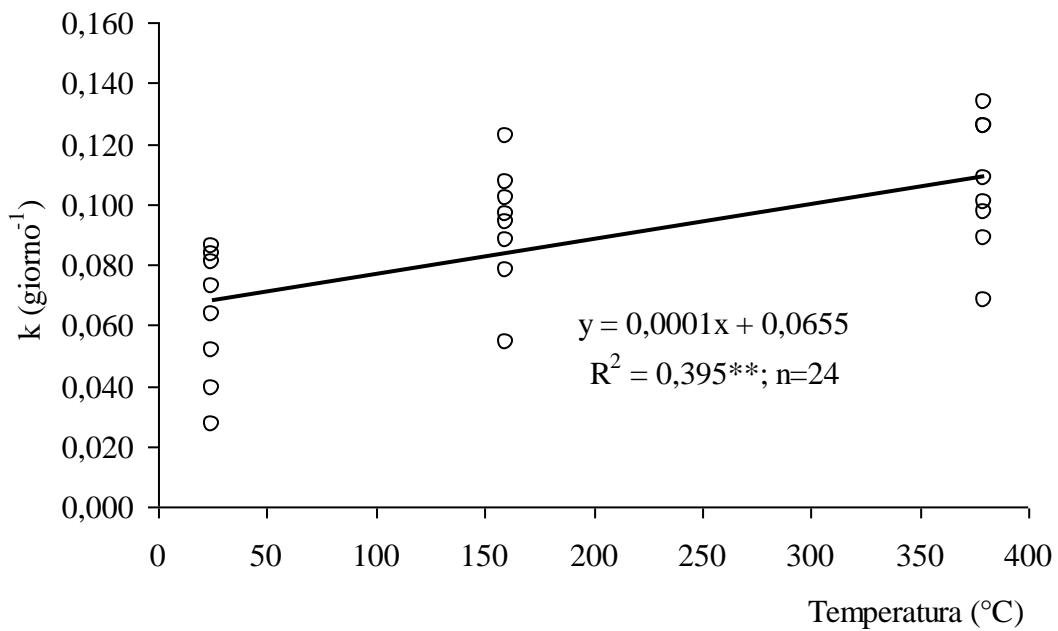


Figura 22. Correlazione tra la costante del tasso di mineralizzazione del C potenzialmente mineralizzabile e la temperatura di riscaldamento dei suoli.

Inoltre, la costante  $k$  nei suoli di *E. camaldulensis* e cipresso nell'ambito della stessa temperatura ha mostrato valori più bassi nei suoli inumiditi con acqua marina, probabilmente perchè l'eccessivo apporto di sali solubili ha rappresentato uno stress osmotico, inibendo l'efficienza della biomassa microbica nello svolgere i processi di mineralizzazione dei pools più labili della sostanza organica del suolo. Nei suoli a pino e ad *E. occidentalis* (per quest'ultimo solo alle temperature di 25 e 160°C), invece, la costante  $k$  non è stata influenzata dal tipo di acqua, probabilmente perchè in tali suoli si è evoluta una biomassa microbica più resistente alla salinità.

### 3.7. Effetto del riscaldamento e dell'inumidimento con acqua marina sull'azoto totale, ammoniacale e nitrico del suolo

Il 95-98% dell'azoto totale (TN) del suolo è presente in molecole organiche, per cui riscaldamenti a temperature che modificano il contenuto in sostanza organica possono anche influenzare il contenuto in azoto totale. Al pari di quanto emerso per il contenuto in C organico, anche il contenuto in TN è diminuito in seguito al riscaldamento del suolo.

I suoli investigati hanno mostrato un contenuto in azoto totale variabile da un massimo di  $2,98 \text{ g kg}^{-1}$  nell'*E. camaldulensis* ad un minimo di  $1,53 \text{ g kg}^{-1}$  nel *Pinus halepensis* e nell'*Eucalyptus occidentalis* (fig. 23)

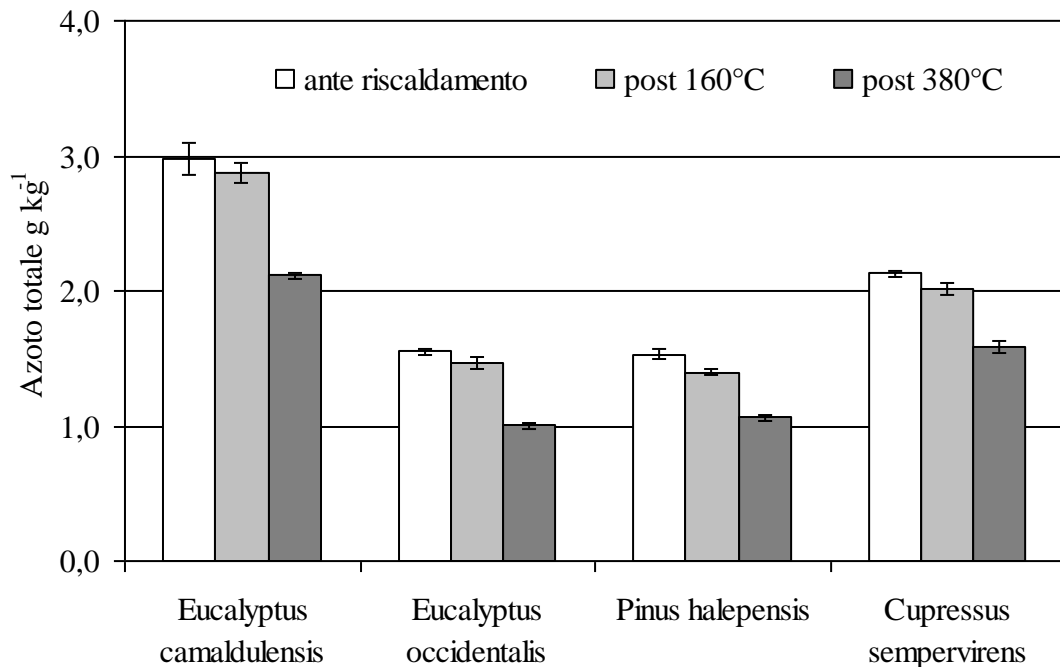


Figura 23. Contenuto ( $\text{g kg}^{-1}$ ) in azoto totale dei suoli sotto diverse specie forestali prima e dopo riscaldamento a 160 e 380°C per 30 minuti.

In seguito al riscaldamento, il contenuto in TN è diminuito meno del 10%, rispetto al pre-riscaldamento, nei suoli riscaldati a 160°C, mentre quando i suoli sono stati sottoposti alla temperatura più alta (380°C) le perdite sono state parecchio più elevate. Esse sono risultate variabili da specie a specie, e nei suoli riscaldati a 380°C sono oscillate dal 25% nel cipresso al 35% nell'*Eucalyptus occidentalis*. Ciò suggerisce che i composti organici contenenti azoto nei suoli sotto *E. occidentalis* mostrano una maggiore suscettibilità al riscaldamento a 380°C.

Dopo il riscaldamento a 160 e 380°C e all'inumidimento con acqua distillata, i suoli sono stati incubati per 75 giorni a 25°C. L'azoto totale determinato alla fine dell'incubazione non ha mostrato differenze significative rispetto a quello iniziale (dati non riportati) suggerendo che non vi sono state durante l'incubazione perdite di azoto sottoforma di gas ( $\text{NH}_3$ ,  $\text{N}_2$  o  $\text{N}_2\text{O}$ ) o per lisciviazione dei nitrati. Da ciò si deduce che l'azoto iniziale presente all'inizio dell'incubazione può essere stato eventualmente soltanto trasformato da una forma in un'altra.



Il riscaldamento del suolo ha indotto un brusco incremento dell'azoto ammoniacale ( $\text{N-NH}_4^+$ ) rispetto al contenuto iniziale, specialmente alle temperature più elevate (fig. 24).

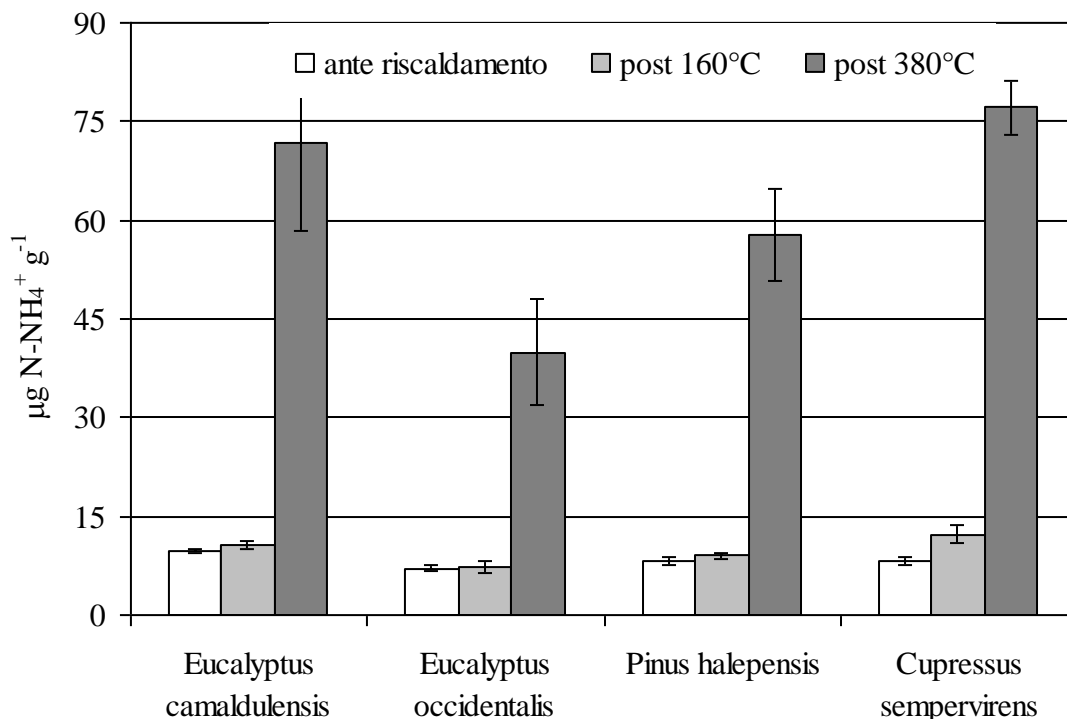


Fig. 24. Azoto sottoforma ammoniacale ( $\text{N-NH}_4^+$ ) presente nei suoli di diverse specie forestali prima e dopo riscaldamento a 160 e 380°C per 30 minuti.

I suoli riscaldati a 160°C hanno mostrato un contenuto in  $\text{N-NH}_4^+$  non sempre significativamente più elevato, e comunque di poco, rispetto a quello iniziale, mentre in quelli riscaldati a 380°C l' $\text{N-NH}_4^+$  è risultato sempre significativamente parecchio più elevato. Gli incrementi maggiori, rispetto ai contenuti iniziali, si sono registrati nei suoli sotto *Eucalyptus camaldulensis* e cipresso con 62 e 69  $\mu\text{g N-NH}_4^+ \text{g}^{-1}$ , rispettivamente, mentre quello più basso sotto *E. occidentalis* (33  $\mu\text{g N-NH}_4^+ \text{g}^{-1}$ ). Tali risultati confermano quanto riportato in bibliografia per altri ambienti e specie forestali: la specie forestale gioca un ruolo centrale nel condizionare il contenuto in elementi nutritivi ed i processi fisico-chimici dei suoli ad essa sottesi. In particolare, per quanto concerne i dati dell' $\text{N-NH}_4^+$  i suoli investigati hanno mostrato un contenuto iniziale di tale elemento abbastanza simile (7,1 – 9,9  $\mu\text{g N-NH}_4^+ \text{g}^{-1}$ ). Dopo riscaldamento il contenuto in  $\text{N-NH}_4^+$  è risultato molto diverso da specie a specie, suggerendo una diversa risposta dei composti organici contenenti azoto al riscaldamento.

I suoli investigati hanno mostrato un contenuto pre-riscaldamento in azoto nitrico variabile da 3,6 (Pinus halepensis) a 8,0 (E. occidentalis)  $\mu\text{g N-NO}_3^- \text{g}^{-1}$ . In seguito al riscaldamento a 160 e 380°C, l' $\text{N-NO}_3^-$  non ha mostrato una risposta univoca. Infatti, come si evince dalla figura 9, nel suolo sotto Pinus halepensis il riscaldamento non ha modificato il contenuto in  $\text{N-NO}_3^-$  rispetto ai livelli iniziali, mentre negli altri tre suoli ha indotto un incremento in  $\text{N-NO}_3^-$  variabile da 1,6 a 7,5  $\mu\text{g N-NO}_3^- \text{g}^{-1}$ .

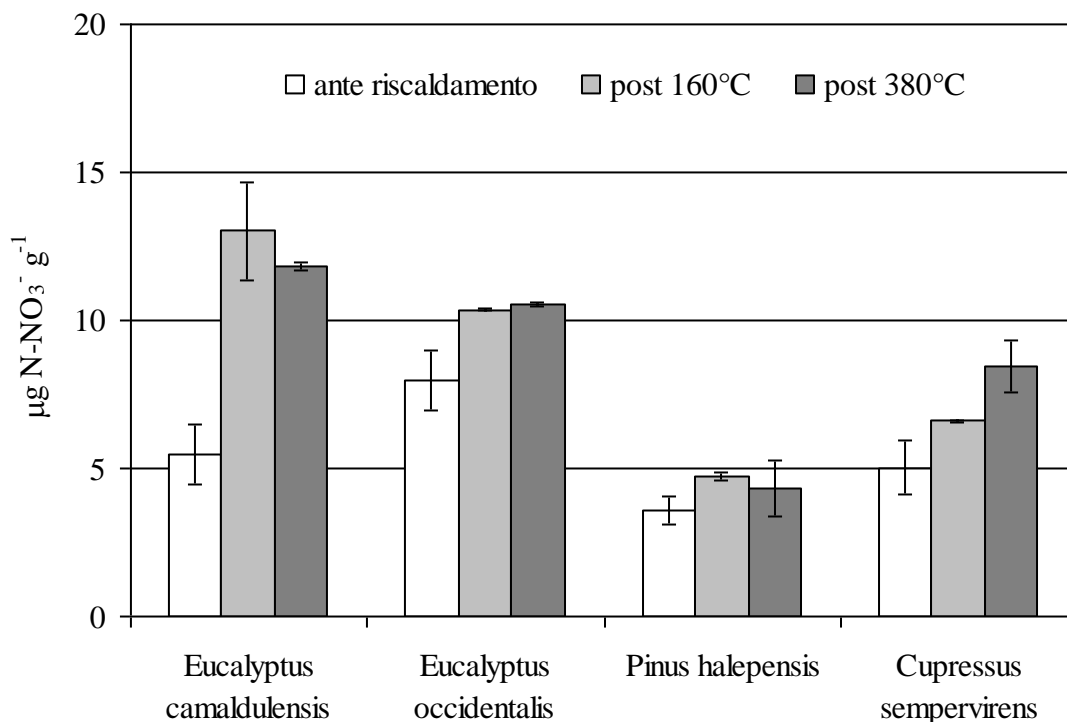


Fig. 25. Azoto sottoforma nitrica ( $\text{N-NO}_3^-$ ) presente nei suoli di diverse specie forestali prima e dopo riscaldamento a 160 e 380°C per 30 minuti.

Inoltre è da notare che la temperatura di riscaldamento, nell'ambito della stessa specie non ha influenzato significativamente il suo contenuto, ovvero i suoli riscaldati a 160 e 380°C hanno mostrato un contenuto in  $\text{N-NO}_3^-$  simile.

### 3.8. Effetto del riscaldamento e dell'inumidimento con acqua marina sulla mineralizzazione dell'azoto organico

Il processo di mineralizzazione della sostanza organica implica anche la trasformazione dell'azoto organico in azoto minerale. Dalle determinazioni di  $\text{N-NH}_4^+$  e  $\text{N-NO}_3^-$  effettuate sull'estratto salino di suolo è stato possibile determinare il tasso medio giornaliero di azoto potenzialmente mineralizzato (APM), i cui valori sono riportati in tabella 8. Da tali risultati

emerge che tutti i fattori sperimentali (temperatura di riscaldamento, tipo di acqua per l'inumidimento e specie forestale) hanno influenzato significativamente l'APM senza delineare un andamento generale, anche se nella maggior parte dei casi l'acqua marina sembra aver favorito l'accumulo di ammonio. Una possibile spiegazione è che lo stress osmotico abbia inibito l'immobilizzazione dell'ammonio da parte della biomassa microbica del suolo.

Tabella 8. Tasso medio giornaliero di azoto ( $\mu\text{g N g}^{-1}$  giorno $^{-1}$ ) potenzialmente mineralizzato durante l'incubazione (a 25°C) dei suoli riscaldati a 160 e 380°C e successivamente inumiditi con acqua distillata o marina. I valori riportati sono la media aritmetica di 4 repliche di campo; tra parentesi la deviazione standard.

Temperatura	Acqua	Eucalyptus camaldulensis	Eucalyptus occidentalis	Pinus halepensis	Cupressus sempervirens
25	distillata	0,14 (0,06)	-	-	0,29 (0,04)
	marina	1,50 (0,06)	0,90 (0,00)	0,92 (0,04)	1,53 (0,15)
160	distillata	1,86 (0,15)	0,42 (0,07)	0,52 (0,03)	0,39 (0,09)
	marina	1,17 (0,13)	0,58 (0,04)	1,04 (0,08)	1,47 (0,23)
380	distillata	0,42 (0,09)	0,21 (0,01)	0,74 (0,15)	0,51 (0,16)
	marina	0,10 (0,07)	0,61 (0,14)	-	0,73 (0,11)

Comunque si può anche affermare che nei suoli sotto le due specie di eucalipto inumiditi con acqua distillata, l'APM ha mostrato valori più bassi a 25 °C, mentre quelli più elevati si sono riscontrati a 160°C. Ciò probabilmente è dovuto alla azione del riscaldamento sulle molecole organiche. Infatti, a più elevate sono le temperature di riscaldamento maggiore è la quantità di C estraibile e verosimilmente di N estraibile. Però, mentre a 380°C la popolazione microbica è probabilmente fortemente danneggiata, per cui anche se disponibile il substrato non lo mineralizza, a 160°C il disturbo sui microrganismi è minore e, con la maggiore quantità di substrato disponibile, l'APM risultante è maggiore. Gli stessi suoli inumiditi con acqua marina hanno mostrato valori di APM più elevati alle temperature più basse. In questo caso probabilmente l'effetto del riscaldamento, cumulato a quello dello stress osmotico causato dall'acqua marina, ha danneggiato ancor più la popolazione microbica del suolo. Per quanto concerne le due specie di conifere, l'APM è aumentato all'aumentare della temperature quando i suoli sono stati inumiditi con acqua

distillata, mentre quando inumiditi con acqua marina l'APM è diminuito all'aumentare della temperatura, probabilmente per gli stessi motivi già menzionati per le due specie di eucalipto.

#### 3.9. Effetto del riscaldamento e dell'inumidimento con acqua marina sulla nitrificazione

L'acqua marina ha inibito il processo di nitrificazione a qualsiasi temperatura. Tale processo nel suolo avviene in due tappe: nella prima si ha il passaggio dell' $\text{NH}_4^+$  a  $\text{NO}_2^-$  grazie ai Nitrosomonas, nella seconda si ha il passaggio dell' $\text{NO}_2^-$  a  $\text{NO}_3^-$ , grazie ai Nitrobacter. Capire se solo una od entrambe le tappe di tale processo viene inibita è di fondamentale importanza per i risvolti ambientali che ciò implicherebbe. Infatti se venissero inibiti i Nitrosomonas nel suolo si avrebbe un accumulo di  $\text{N-NH}_4^+$ , con alcuni vantaggi per le piante (maggiore disponibilità di elementi nutritivi) e per l'ambiente (nessuna perdita di  $\text{N-NO}_3^-$ ).

Nel caso in cui, invece, venissero inibiti i Nitrobacter, ovvero la trasformazione dello ione nitrito ( $\text{NO}_2^-$ ) a nitrato, si avrebbe un accumulo di nitrito e ciò potrebbe comportare gravi danni alle radici della vegetazione in quanto tale anione è altamente tossico. I dati ottenuti in questo lavoro ci permettono di affermare che viene verosimilmente bloccata la prima tappa, ovvero la trasformazione dell' $\text{N-NH}_4^+$  a ione  $\text{NO}_2^-$ , quindi viene inibita l'attività dei Nitrosomonas. In figura 26 è riportata la correlazione tra l'ammonificazione netta giornaliera e il tasso medio giornaliero di APM (ammonio + nitrato). Da tale correlazione si evince che i due parametri sono strettamente correlati, essendo il coefficiente angolare prossimo a 1, cioè che quasi tutto l'APM giornaliero è di tipo ammoniacale e che quindi il processo di nitrificazione ha avuto un peso del tutto trascurabile

Considerando solo i suoli inumiditi con acqua distillata, anche il riscaldamento sembra giocare un ruolo fondamentale nel condizionare il processo di nitrificazione (tab. 4). Nel caso dell'*E. camaldulensis* non sono emerse differenze significative alle diverse temperature, nei suoli sotto le altre specie forestali la nitrificazione è stata massima nei suoli riscaldati a  $160^\circ\text{C}$ , per poi essere nulla o quasi a  $380^\circ\text{C}$ .

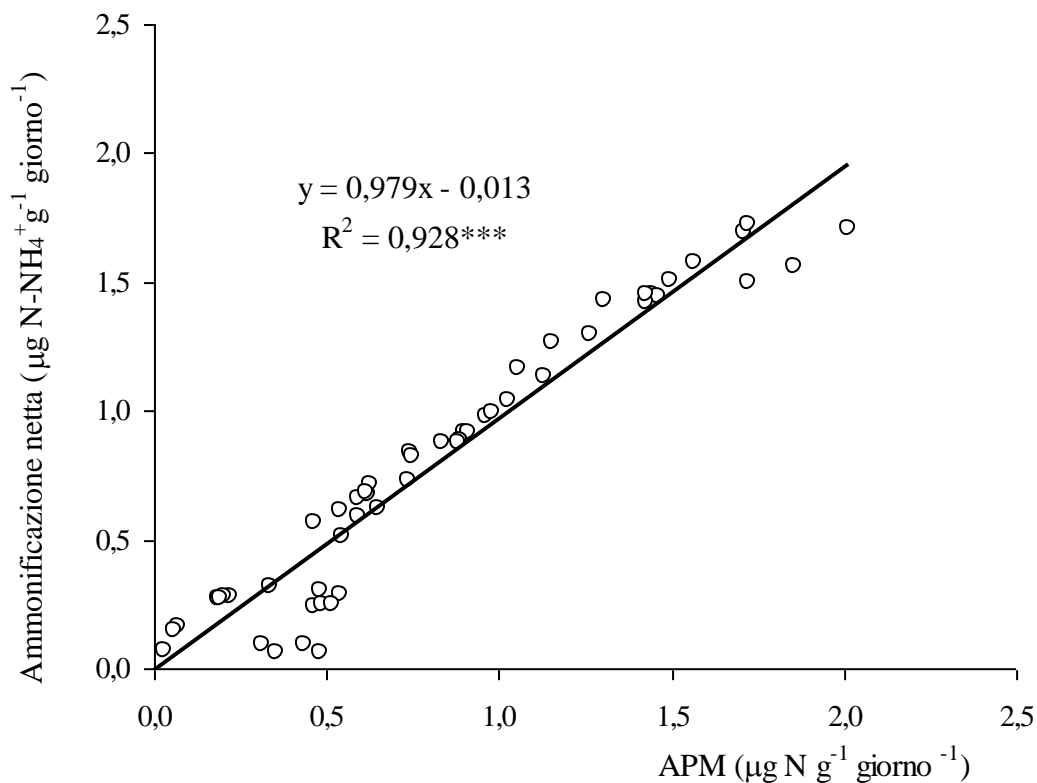


Figura 26. Correlazione tra ammonificazione netta e azoto potenziale mineralizzato al giorno.

Tabella 9. Azoto potenziale nitrificato al giorno ( $\mu\text{g N-NO}_3^- \text{ g}^{-1} \text{ giorno}^{-1}$ ) durante l'incubazione (a  $25^\circ\text{C}$ ) dei suoli riscaldati a  $160$  e  $380^\circ\text{C}$  e successivamente inumiditi con acqua distillata o marina. I valori riportati sono la media aritmetica di 4 repliche di campo; tra parentesi la deviazione standard.

Temperatura	Acqua	Eucalyptus camaldulensis	Eucalyptus occidentalis	Pinus halepensis	Cupressus Sempervirens
25	distillata	0,24 (0,06)	0,02 (0,00)	0,10 (0,01)	0,37 (0,05)
	marina	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
160	distillata	0,28 (0,04)	0,35 (0,06)	0,25 (0,01)	0,51 (0,08)
	marina	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
380	distillata	0,21 (0,02)	n.d.	n.d.	0,02 (0,00)
	marina	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

n.d. non determinato

### 3.10. Effetto del riscaldamento e dell'inumidimento con acqua marina sulla capacità di scambio cationico del suolo

La capacità di scambio cationico (CSC) è una delle proprietà chimiche più importanti del suolo in quanto fornisce indicazioni circa la capacità che ha il suolo di trattenere e scambiare con la soluzione del suolo i cationi in esso presenti. Il riscaldamento a 160°C non ha influenzato significativamente la CSC, così come anche l'inumidimento con acqua marina. Al contrario, il riscaldamento a 380°C ha comportato un abbassamento notevole della CSC, talvolta anche di 10  $\text{cmol}_+ \text{kg}^{-1}$  in termini assoluti e del 30% in termini relativi (tab. 10).

La CSC dipende dalla quantità di colloidali minerali ed organici presenti nel suolo, per cui ogni cambiamento quali-quantitativo della componente minerale e/o organica si riflette su di essa. Poiché il riscaldamento a 380°C ha diminuito significativamente sia il TOC che il contenuto in argilla, la CSC a sua volta ne è risultata significativamente decurtata.

Tabella 10. Valori della capacità di scambio cationico ( $\text{cmol}_+ \text{kg}^{-1}$ ) determinati dopo 75 giorni dal riscaldamento a 160 e 380°C ed inumiditi con H<sub>2</sub>O distillata e marina (in parentesi la deviazione standard; n=3).

	25°C		160°C		380°C	
	H <sub>2</sub> O distillata	H <sub>2</sub> O marina	H <sub>2</sub> O distillata	H <sub>2</sub> O marina	H <sub>2</sub> O distillata	H <sub>2</sub> O marina
Eucalyptus camaldulensis	32,8 (1,6)	30,2 (2,8)	30,0 (0,6)	29,2 (1,3)	22,8 (0,3)	23,6 (0,2)
Eucalyptus occidentalis	27,5 (0,6)	26,3 (1,7)	26,6 (0,9)	25,9 (0,9)	20,9 (0,3)	20,0 (0,6)
Pinus halepensis	27,5 (0,6)	26,3 (1,7)	26,6 (0,9)	25,9 (0,9)	20,9 (1,3)	20,0 (0,6)
Cupressus sempervirens	29,1 (0,3)	29,4 (1,3)	27,8 (0,9)	28,1 (1,3)	23,1 (0,6)	24,7 (0,9)

### 3.11. Dinamica della biomassa microbica dopo il riscaldamento ed l'inumidimento del suolo

I fattori sperimentali investigati (specie forestale, riscaldamento a 160 e 380°C e successivo inumidimento con acqua dolce e marina) hanno significativamente influenzato la biomassa microbica del suolo nonché la sua composizione. Tra i fattori investigati, la temperatura di riscaldamento è il fattore principale che determina il pool totale di biomassa microbica nel suolo. Il riscaldamento a 380°C è quello che causato la più drastica riduzione della microflora del suolo (Figg. 27, 28, 29, 30). Dopo 201 giorni di incubazione post riscaldamento, la riduzione del pool totale di biomassa microbica nei suoli riscaldati a 380°C, è oscillata nei suoli inumiditi con acqua dolce, dal 57 al 90% (Tab. 3), rispettivamente nei suoli a cipresso ed ad eucalyptus occidentalis, mentre nei suoli inumiditi con acqua marina la riduzione è oscillata da 84 a 93%. Per quanto concerne invece l'effetto del tipo di acqua utilizzata per l'inumidimento, differenze significative sono emerse soltanto nei suoli sotto cipresso, suggerendo che in tali suoli la microflora risente di più dello stress osmotico provocato dall'acqua marina.

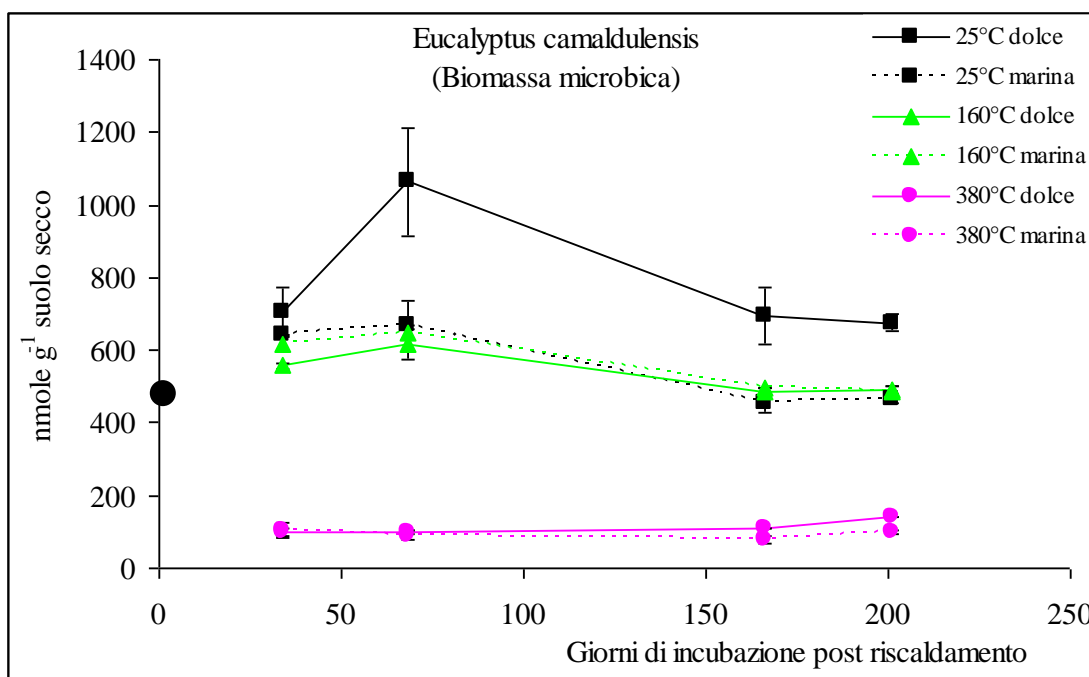


Fig. 27. Dinamica della biomassa microbica in suoli ad *Eucalyptus camaldulensis* durante 201 giorni di incubazione dopo riscaldamento a 25°, 160° o 380°C ed inumidimento con acqua dolce o marina. Il punto nero indica il valore iniziale della biomassa microbica.

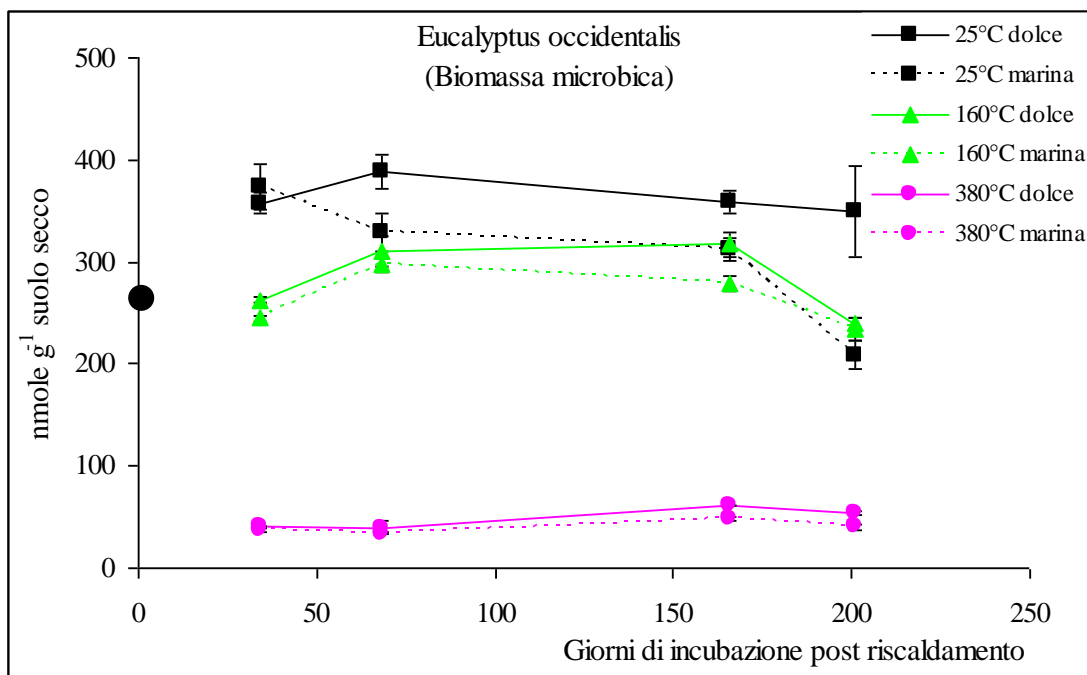


Fig. 28. Dinamica della biomassa microbica in suoli ad *Eucalyptus occidentalis* durante 201 giorni di incubazione dopo riscaldamento a 25°, 160° o 380°C ed inumidimento con acqua dolce o marina. Il punto nero indica il valore iniziale della biomassa microbica.

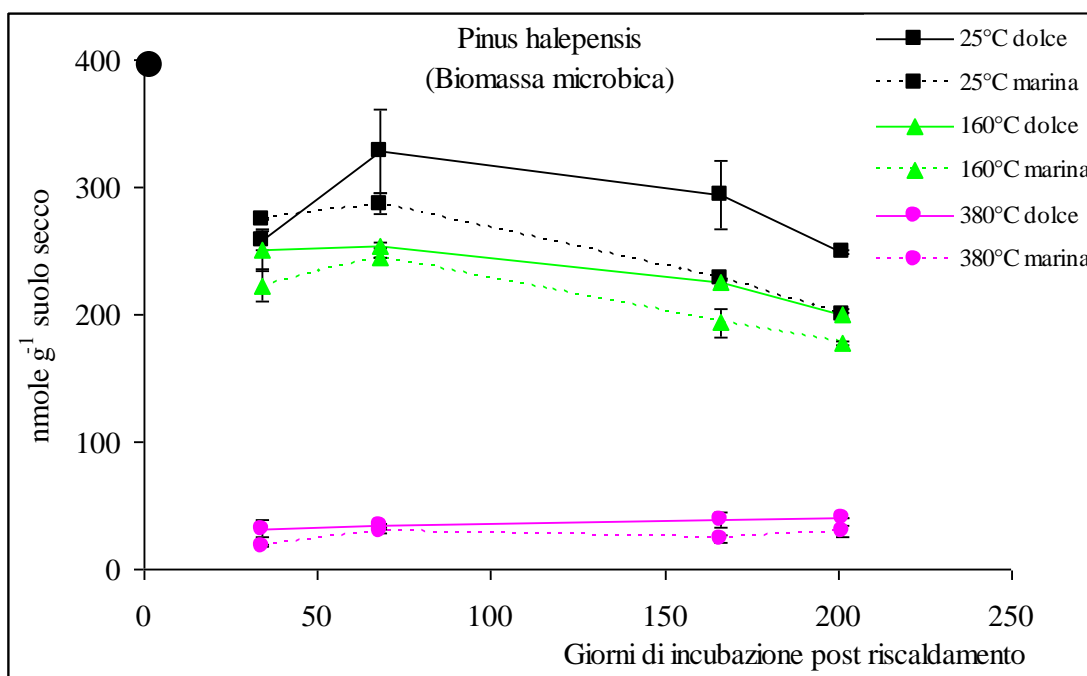


Fig. 29. Dinamica della biomassa microbica in suoli a *Pinus halepensis* durante 201 giorni di incubazione dopo riscaldamento a 25°, 160° o 380°C ed inumidimento con acqua dolce o marina. Il punto nero indica il valore iniziale della biomassa microbica.



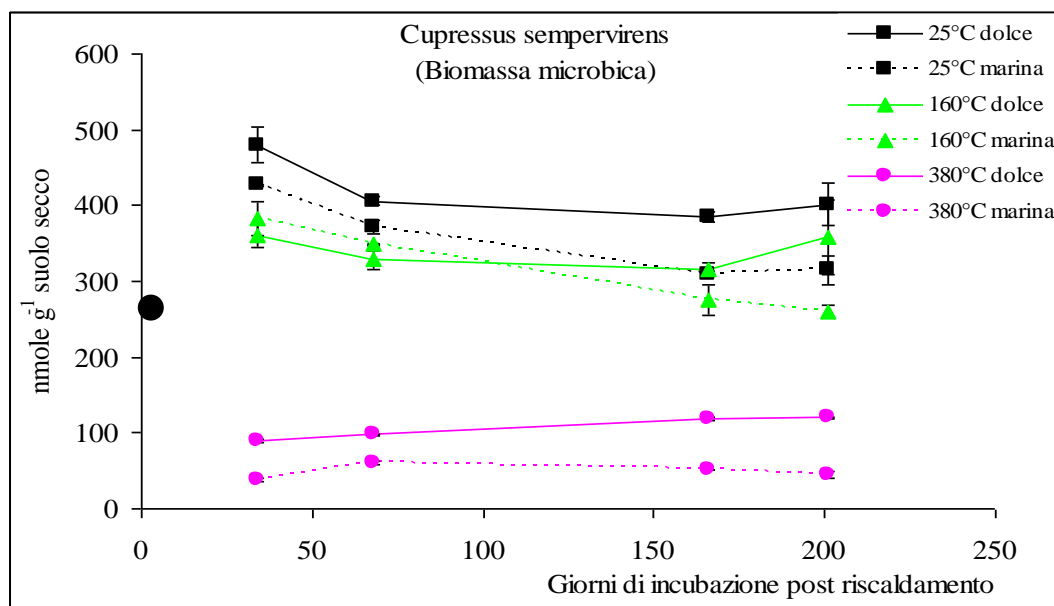


Fig. 30. Dinamica della biomassa microbica in suoli a *Cupressus sempervirens* durante 201 giorni di incubazione dopo riscaldamento a 25°, 160° o 380°C ed inumidimento con acqua dolce o marina. Il punto nero indica il valore iniziale della biomassa microbica.

Tabella 11. Variazione in % della biomassa microbica totale e della sua composizione (rispetto alle condizioni iniziali) dopo riscaldamento a 160° e 380°C e l'inumidimento con acqua dolce o marina a 201 giorni di incubazione.

Temperatura Acqua	25°C (controllo)		160°C		380°C	
	dolce	marina	dolce	marina	dolce	marina
<i>Eucalyptus camaldulensis</i>						
Biomassa microbica	-6	-35	-32	-33	-80	-86
Batteri totali	12	-19	-13	-14	-69	-82
Funghi	-37	-61	-62	-69	-84	-77
Micorrize	-11	-54	-63	-58	-92	-92
<i>Eucalyptus occidentalis</i>						
Biomassa microbica	26	-25	-14	-16	-81	-86
Batteri totali	93	26	31	23	-75	-83
Funghi	-12	-66	-57	-59	-66	-58
Micorrize	-18	-67	-53	-55	-90	-92
<i>Pinus halepensis</i>						
Biomassa microbica	-40	-52	-52	-57	-90	-93
Batteri totali	-35	-45	-45	-52	-89	-92
Funghi	-46	-58	-56	-72	-87	-92
Micorrize	-56	-65	-65	-74	-96	-97
<i>Cupressus sempervirens</i>						
Biomassa microbica	42	12	27	-7	-57	-84
Batteri totali	82	46	76	29	-45	-81
Funghi	-44	-65	-62	-80	-73	-83
Micorrize	42	-16	5	-32	-71	-91

## 3.12. Dinamica della biomassa batterica dopo il riscaldamento ed l'inumidimento del suolo

I risultati delle analisi degli acidi grassi esterificati presenti nel suolo hanno permesso di investigare la dinamica della composizione della biomassa microbica del suolo. Infatti, alcuni acidi grassi sono stati utilizzati come biomarkers per quantificare la biomassa batterica, fungina e le micorrize.

Per quanto concerne la biomassa batterica, i suoli delle diverse specie forestali investigate, hanno risposto in modo contrastante al riscaldamento a 160°C. Infatti, mentre nei suoli ad *Eucalyptus occidentalis* e *Cupressus sempervirens*, a prescindere dal tipo di acqua utilizzata per l'inumidimento, la biomassa batterica a fine incubazione (201 giorni) è aumentata, nei suoli sotto *Eucalyptus camaldulensis* e *Pinus halepensis* la biomassa batterica è diminuita significativamente (Figg. 31, 32, 33, 34). Nei suoli riscaldati a 380°C, invece, i valori di biomassa batterica sono stati, per tutte le diverse specie forestali, più bassi rispetto a quelli iniziali. Per quanto concerne il tipo di acqua utilizzata per l'inumidimento, differenze significative sono emerse, alle temperature più elevate, nei suoli ad *eucalyptus* e, ad entrambe le temperature, nei suoli sotto conifere. Tali risultati, suggeriscono che la biomassa batterica presente nei suoli sotto conifere è più sensibile rispetto a quella presente nei suoli sotto *eucalyptus* alla salinità dell'acqua marina.

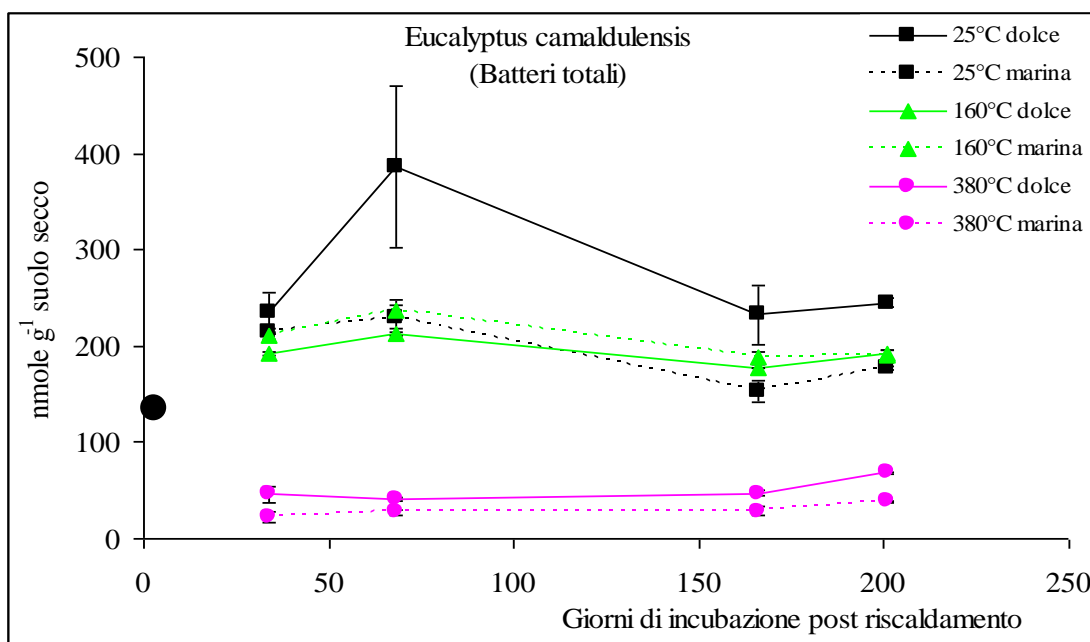


Fig. 31. Dinamica della biomassa batterica in suoli ad *Eucalyptus camaldulensis* durante 201 giorni di incubazione dopo riscaldamento a 25°, 160° o 380°C ed inumidimento con acqua dolce o marina. Il punto nero indica il valore iniziale della biomassa batterica.

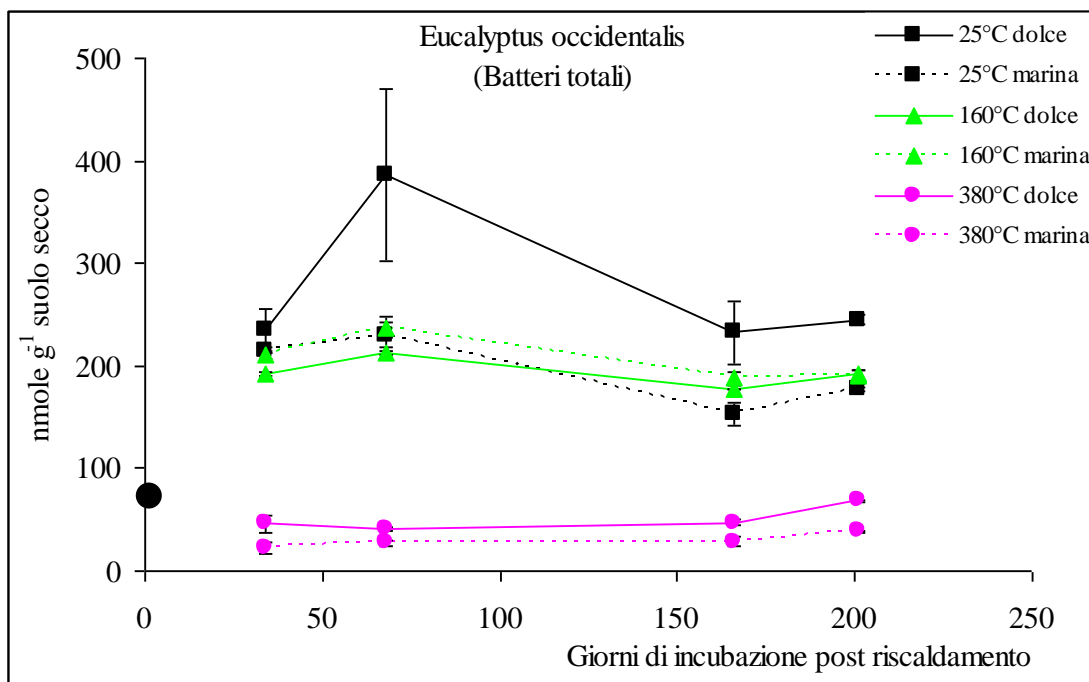


Fig. 32. Dinamica della biomassa batterica in suoli ad *Eucalyptus occidentalis* durante 201 giorni di incubazione dopo riscaldamento a 25°, 160° o 380°C ed inumidimento con acqua dolce o marina. Il punto nero indica il valore iniziale della biomassa batterica.

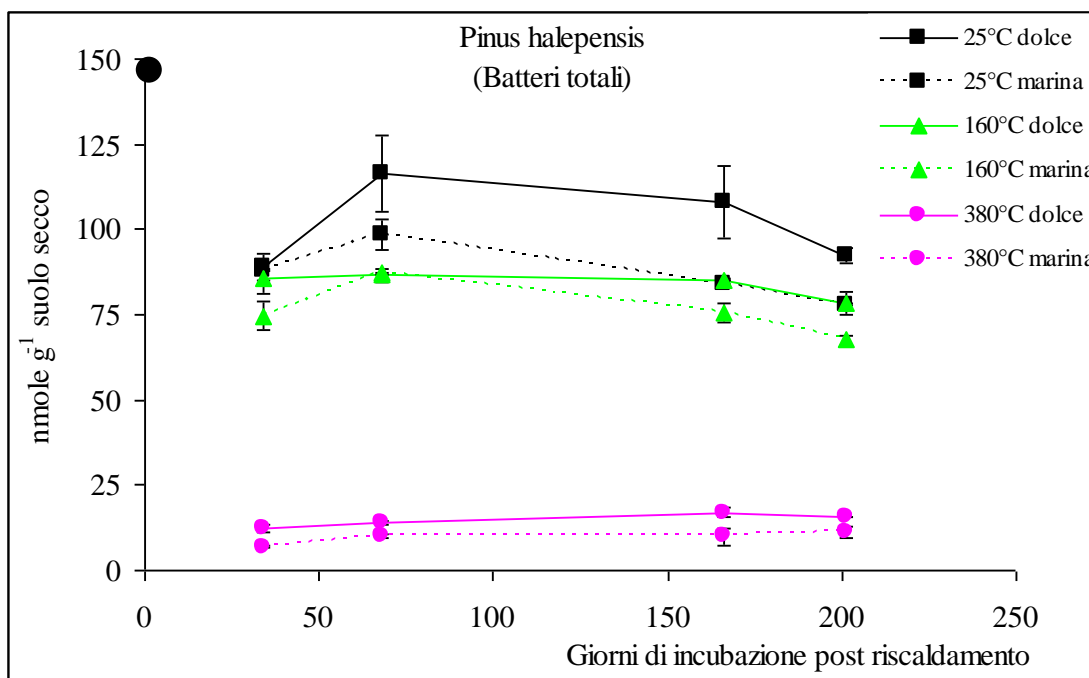


Fig. 33. Dinamica della biomassa batterica in suoli a *Pinus halepensis* durante 201 giorni di incubazione dopo riscaldamento a 25°, 160° o 380°C ed inumidimento con acqua dolce o marina. Il punto nero indica il valore iniziale della biomassa batterica.

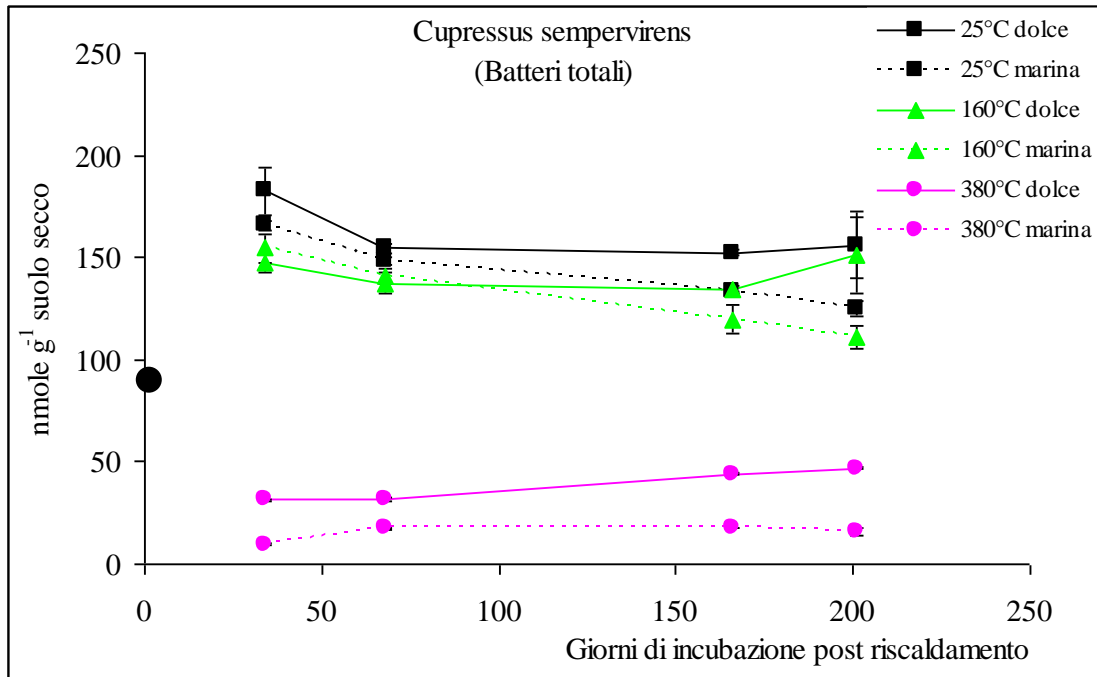


Fig. 34. Dinamica della biomassa batterica in suoli a *Cupressus sempervirens* durante 201 giorni di incubazione dopo riscaldamento a 25°, 160° o 380°C ed inumidimento con acqua dolce o marina. Il punto nero indica il valore iniziale della biomassa batterica.

### 3.13. Dinamica della biomassa fungina e delle micorrize dopo il riscaldamento ed l'inumidimento del suolo

La biomassa fungina svolge un ruolo fondamentale nel funzionamento dell'ecosistema suolo in quanto presiede alla decomposizione dei composti organici in esso presenti, dai più semplici quali zuccheri ed amminoacidi ai più complessi, quali lignina e complessi degli acidi umici. Dall'altro lato, le micorrize anche se possono essere considerate come dissipatori di substrato (carbonio foto-assimilato contenuto negli essudati radicali), forniscono altri elementi essenziali per la crescita delle piante stesse (azoto) o ne favoriscono l'assorbimento (fosforo). Il riscaldamento del suolo sia a 160°C sia a 380°C ha provocato una riduzione della biomassa fungina (Figg. 35, 36, 37, 38) e delle micorrize (Figg. 39, 40, 41, 42) nei suoli di tutte le specie forestali investigate.

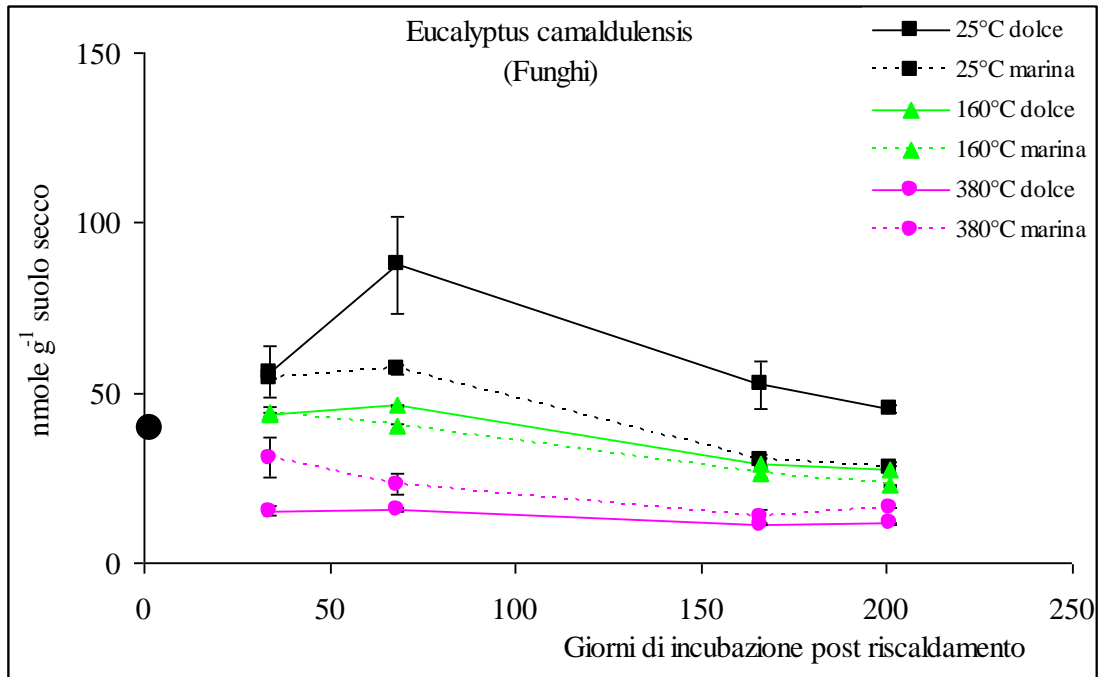


Fig. 35. Dinamica della biomassa fungina in suoli ad *Eucalyptus camaldulensis* durante 201 giorni di incubazione dopo riscaldamento a 25°, 160° o 380°C ed inumidimento con acqua dolce o marina. Il punto nero indica il valore iniziale della biomassa fungina.

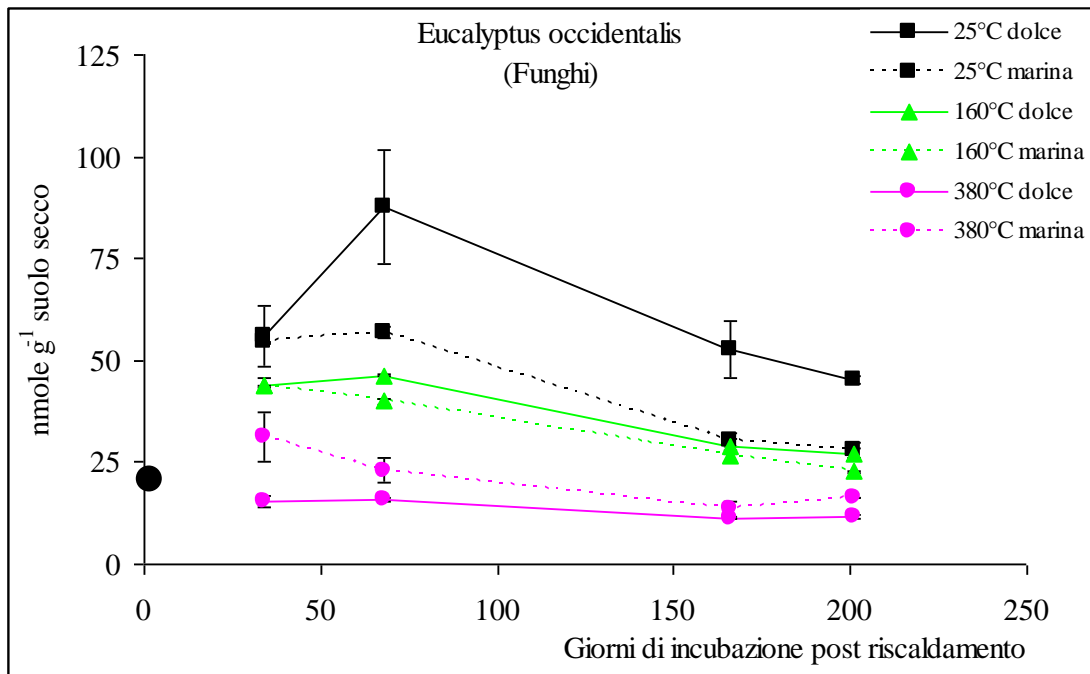


Fig. 36. Dinamica della biomassa fungina in suoli ad *Eucalyptus occidentalis* durante 201 giorni di incubazione dopo riscaldamento a 25°, 160° o 380°C ed inumidimento con acqua dolce o marina. Il punto nero indica il valore iniziale della biomassa fungina.

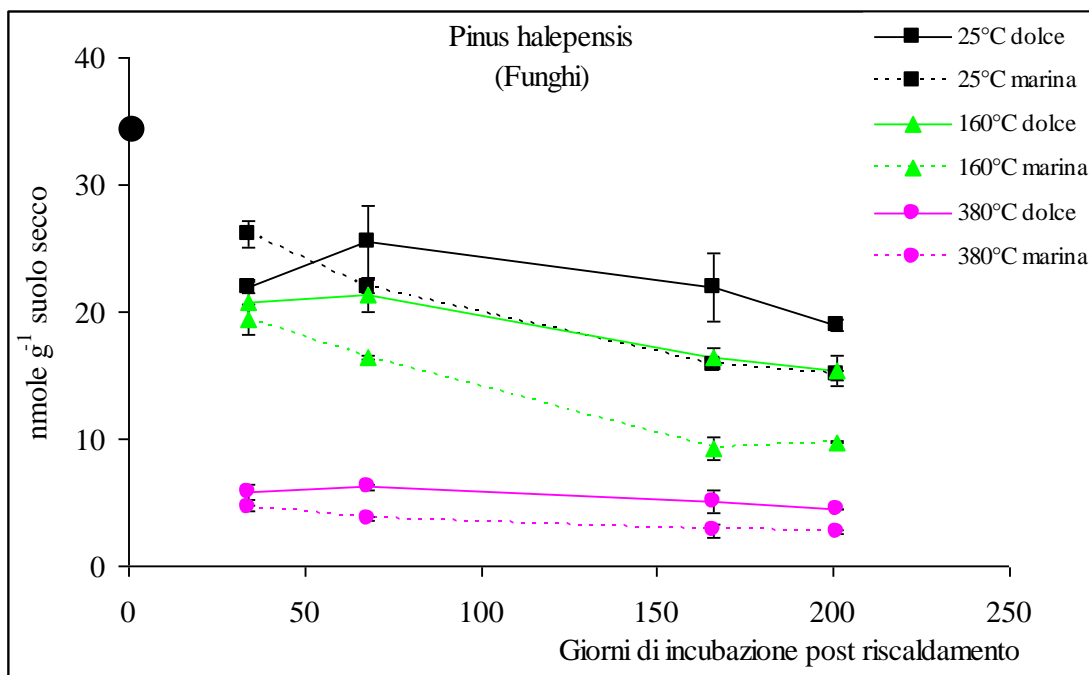


Fig. 37. Dinamica della biomassa fungina in suoli a *Pinus halepensis* durante 201 giorni di incubazione dopo riscaldamento a 25°, 160° o 380°C ed inumidimento con acqua dolce o marina. Il punto nero indica il valore iniziale della biomassa fungina.

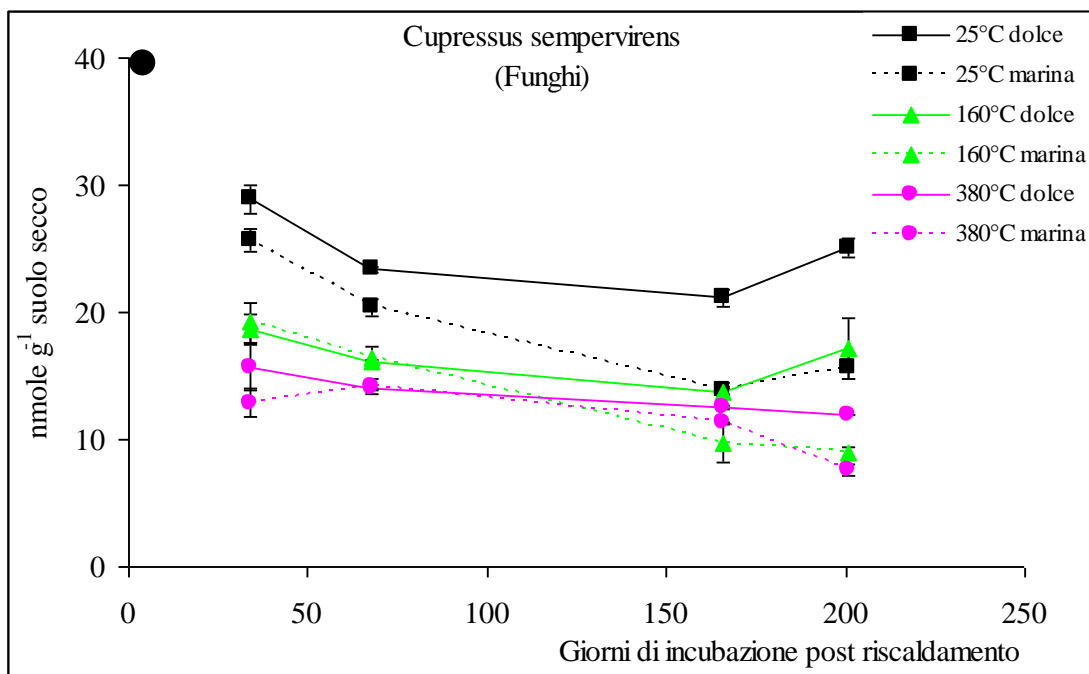


Fig. 38. Dinamica della biomassa fungina in suoli a *Cupressus sempervirens* durante 201 giorni di incubazione dopo riscaldamento a 25°, 160° o 380°C ed inumidimento con acqua dolce o marina. Il punto nero indica il valore iniziale della biomassa fungina.

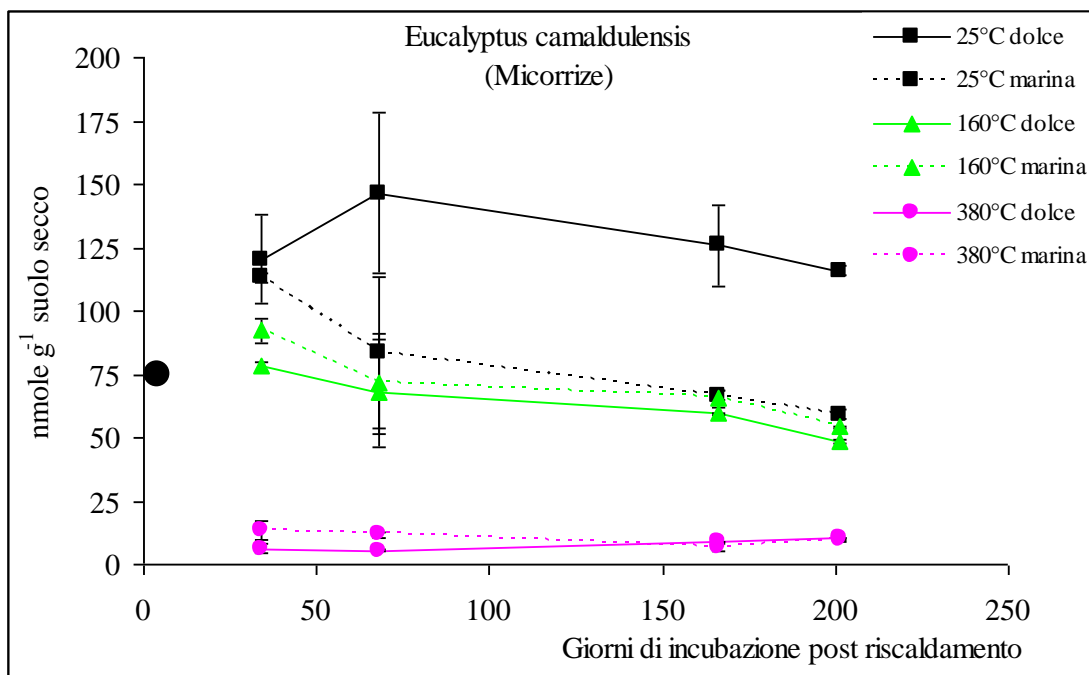


Fig. 39. Dinamica delle micorrize in suoli ad *Eucalyptus camaldulensis* durante 201 giorni di incubazione dopo riscaldamento a 25°, 160° o 380°C ed inumidimento con acqua dolce o marina. Il punto nero indica il valore iniziale delle micorrize.

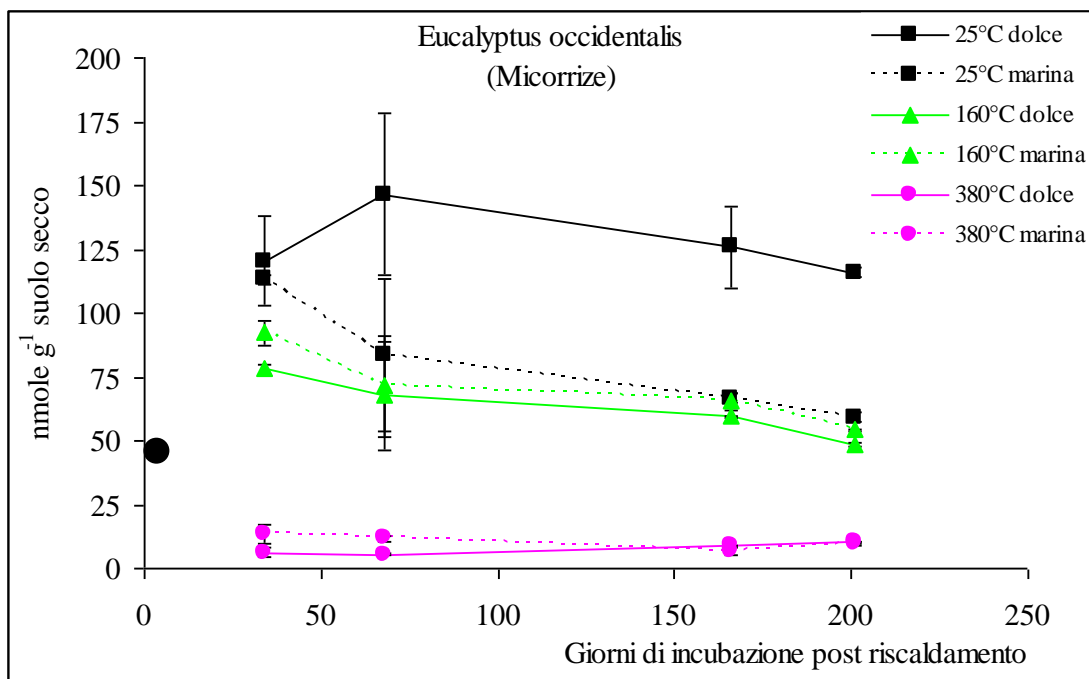


Fig. 40. Dinamica delle micorrize in suoli ad *Eucalyptus occidentalis* durante 201 giorni di incubazione dopo riscaldamento a 25°, 160° o 380°C ed inumidimento con acqua dolce o marina. Il punto nero indica il valore iniziale delle micorrize.

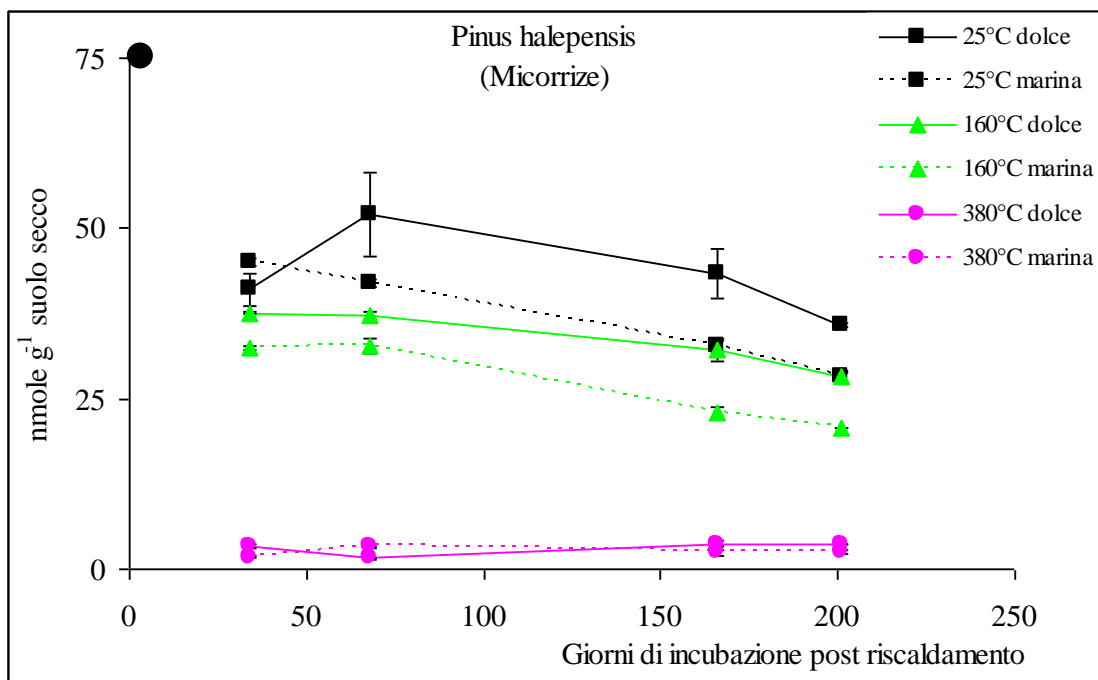


Fig. 41. Dinamica delle micorrize in suoli a *Pinus halepensis* durante 201 giorni di incubazione dopo riscaldamento a 25°, 160° o 380°C ed inumidimento con acqua dolce o marina. Il punto nero indica il valore iniziale delle micorrize.

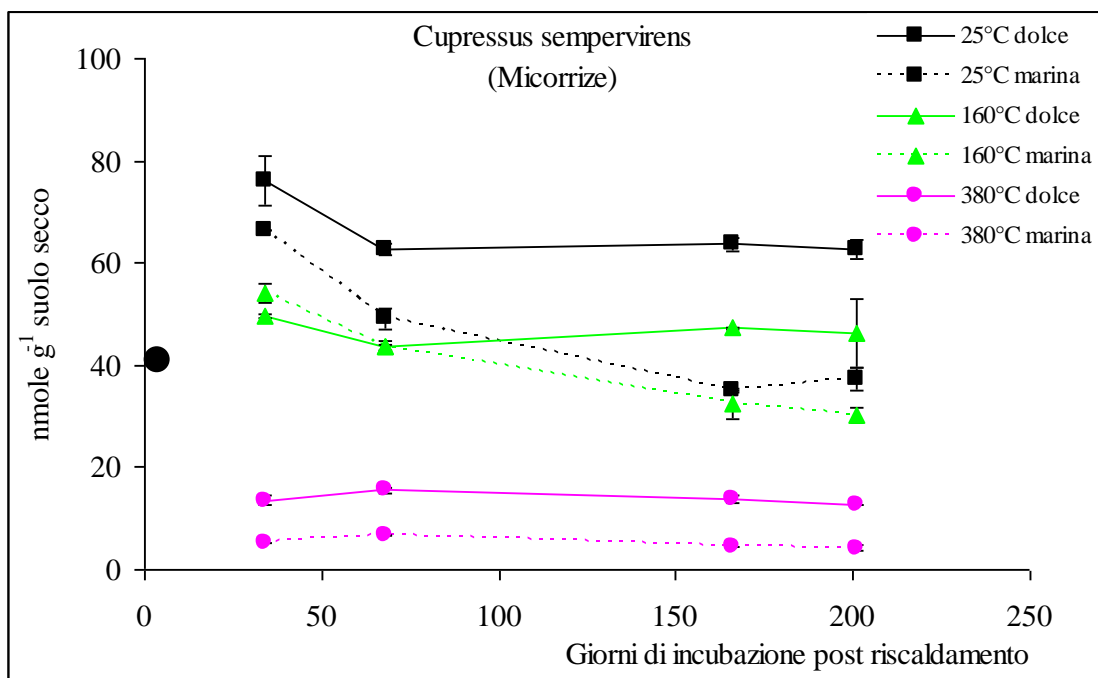


Fig. 42. Dinamica delle micorrize in suoli a *Cupressus sempervirens* durante 201 giorni di incubazione dopo riscaldamento a 25°, 160° o 380°C ed inumidimento con acqua dolce o marina. Il punto nero indica il valore iniziale delle micorrize.



Per quanto concerne, invece, il tipo di acqua utilizzata per l'inumidimento, l'acqua marina, a parità di temperatura di riscaldamento, ha provocato un'ulteriore riduzione della biomassa fungina e delle micorrize solo nei suoli sotto le conifere, suggerendo che in tali suoli anche la componente fungina e micorriziosa, come quella batterica, è più sensibile alla salinità.

Dall'analisi dei risultati riportati in Tab. 11 si evince che, la biomassa fungina e micorriziosa rispetto a quella batterica, risente di più del riscaldamento anche alla più bassa temperatura di riscaldamento. Ciò è confermato anche dai risultati riportati in letteratura che suggeriscono come limite di tolleranza per i batteri una temperatura di 210°C e per i funghi 155°C (Dunn e DeBano, 1977).

#### 3.14. Effetti del riscaldamento e dell'inumidimento del suolo sugli indici di diversità e di equitabilità della microflora del suolo

Il suolo presenta una ricchissima diversità biologica. La diversità biologica è un importante fattore nella produttività e stabilità degli ecosistemi. Nel suolo i microrganismi possono raggiungere tassi piuttosto alti di diversità e la loro funzione è significativa per la stabilità bio-geo-edafica. È stato ipotizzato che il declino della diversità di specie e funzionale può influenzare negativamente la resistenza dell'ecosistema suolo a fattori di disturbo (Brussard et al., 1997). Come riportato da Bengtsson (1998), l'importanza della diversità biologica è non tanto che essa stessa ha una funzione nell'ecosistema, ma che l'elevata diversità implica che c'è una sorgente di nuove specie che possono svolgere funzioni o servizi in un ecosistema quando i bisogni dell'umanità o le condizioni ambientali cambiano. Per i suddetti motivi è di fondamentale importanza investigare come fattori di disturbo di un ecosistema influenzano la sua diversità biologica. Uno degli indici più utilizzato per valutare la diversità di un ecosistema è l'indice di diversità Shannon, il quale può essere ulteriormente utilizzato anche per calcolare un altro indice: l'indice di equitabilità, ovvero di uniformità di distribuzione delle diverse specie in un ecosistema.

In Fig. 43 sono riportati i valori dell'indice di Shannon calcolati alla fine del periodo di incubazione per tutte le specie forestali ed i trattamenti utilizzati. Come si evince dal grafico, per tutte le specie forestali a parità di temperatura, l'inumidimento con acqua marina ha sempre comportato una riduzione della diversità della comunità microbica, mentre la temperatura di riscaldamento non la ha influenzato significativamente.

Per quanto concerne l'indice di equità, esso varia da 0 a 1 ed esprime il grado di uniformità nella distribuzione degli individui tra i vari taxa. Tale indice presenta il valore massimo nel caso teorico in cui tutti i taxa siano presenti con la stessa abbondanza numerica, mentre presenta un valore basso nel caso in cui ci sia un taxon con elevata abbondanza e numerosi altri con abbondanza scarsa.

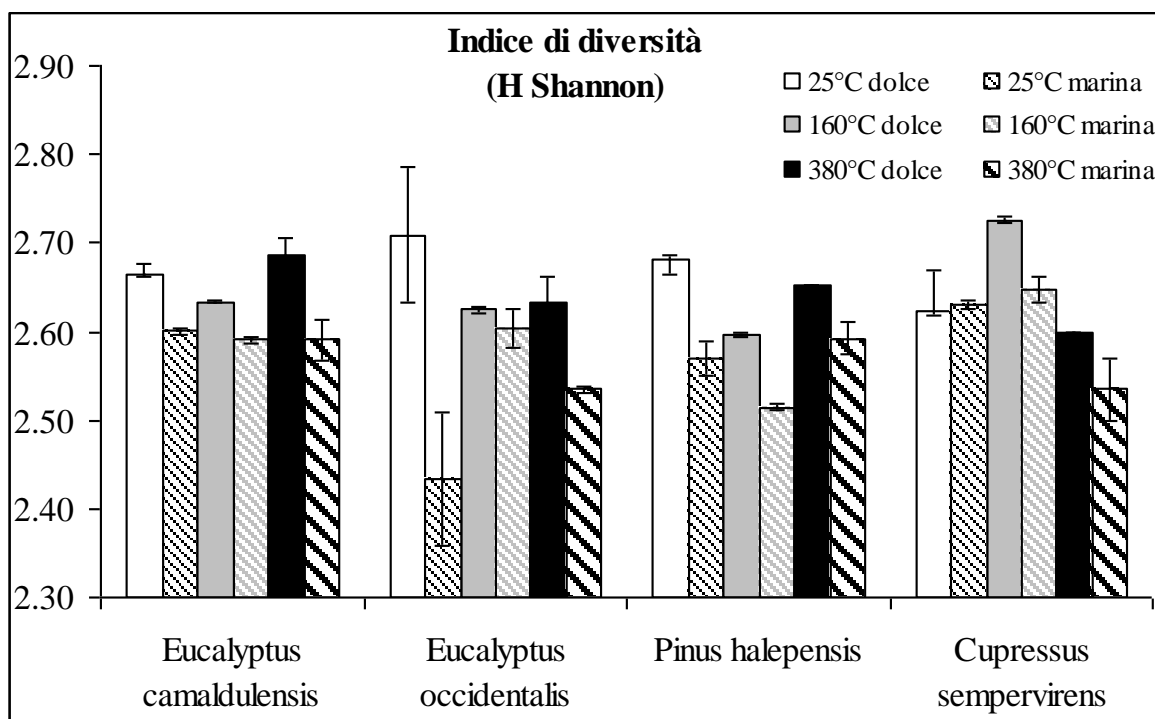


Fig. 43. Indice di diversità (H Shannon) della comunità microbica del suolo sotto le diverse essenze forestali dopo 201 giorni di incubazione post riscaldamento ed inumidimento.

L'indice di equità, come l'indice di diversità è risultato più sensibile al tipo di acqua utilizzata per l'inumidimento mostrando quasi per tutte le temperature investigate un sensibile decremento quando i suoli sono inumiditi con acqua marina (Fig. 44). Per quanto concerne la temperatura di riscaldamento differenze significative si sono registrate solo alla temperatura più alta (380°C) per tutte le specie forestali tranne che per l'eucalyptus camaldulensis.

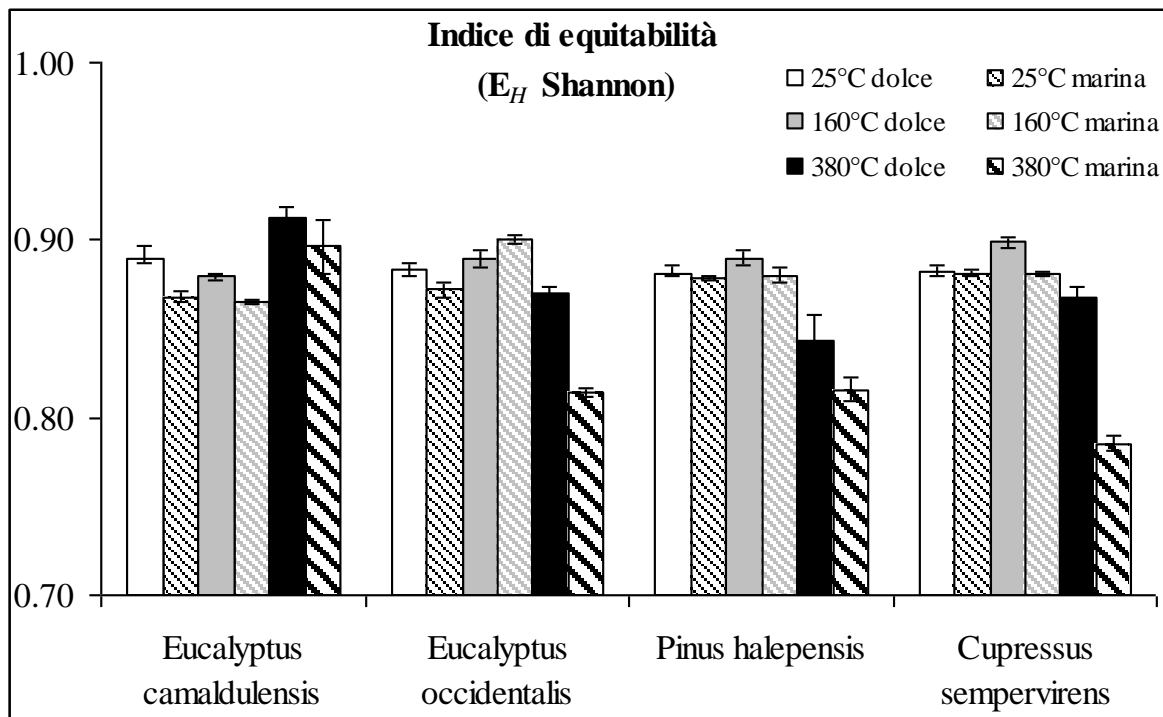


Fig. 44. Indice di equitabilità ( $E_H$  Shannon) della comunità microbica del suolo sotto le diverse essenze forestali dopo 201 giorni di incubazione post riscaldamento ed inumidimento.

Gli incendi forestali rappresentano una forma drastica di disturbo dell'ecosistema suolo poiché sono in grado di alterarne lo status fisico chimico e biologico originario.

Fra tutte le proprietà fisiche e chimiche del suolo investigate, quelle che sembrano rispondere al riscaldamento con minor sensibilità sono la tessitura apparente, la conducibilità elettrica ed il pH. Comunque non v'è dubbio che se le modifiche indotte su pH e CE in seguito al riscaldamento tendono ad essere momentanee (Iglesias et al., 1997), la tessitura è una proprietà fisica che una volta alterata difficilmente tornerà ai valori iniziali. I suoli riscaldati a 380°C hanno mostrato una tessitura sabbiosa-limosa o sabbiosa che, come è noto, espongono il suolo a fenomeni erosivi, indebolendo così le motivazioni per cui gli imboschimenti sono stati ideati ed impiantati. Per quanto concerne l'effetto dell'acqua marina sulle suddette proprietà, quello più evidente, e nello stesso tempo ovvio, è stato l'innalzamento del contenuto in sali solubili, quindi della forza ionica e della pressione osmotica della soluzione del suolo, che oltre a causare, tra gli altri, i ben noti problemi di germinabilità dei semi ed inibizione dell'attività microbica, in sinergia con il deterioramento della tessitura, non fa altro che aumentare il rischio di desertificazione.

La capacità di scambio cationico, al pari delle altre proprietà fisiche e chimiche, sembra essere stata più influenzata dal riscaldamento a 380°C che dall'acqua marina. Il riscaldamento ha causato indirettamente un decremento della CSC dovuto principalmente ai cambiamenti tessiturali. I risultati ottenuti, relativamente a questi parametri dimostrano che:

1. la risposta al disturbo indotto dal riscaldamento e dall'inumidimento con acqua marina dipende strettamente dal tipo di copertura vegetale;
2. il riscaldamento, ed in particolare la temperatura del riscaldamento, induce cambiamenti delle proprietà fisiche e chimiche investigate più marcate rispetto a quelle indotte dall'inumidimento con acqua marina. Talora i danni da riscaldamento e forza ionica dell'acqua marina hanno interagito sinergicamente ed il danno totale è risultato maggiore della somma dei singoli danni.

Per quanto riguarda il ciclo dell'azoto, tutti i fattori sperimentali in gioco (4 diverse specie forestali, 2 diverse temperature di riscaldamento ed il tipo di acqua utilizzata per l'inumidimento dei suoli dopo il riscaldamento) hanno significativamente influenzato i diversi pools di azoto analizzati. Comunque, è il riscaldamento del suolo, nel breve periodo, a causare le maggiori variazioni dei diversi pools: se da un lato causa una drastica riduzione del contenuto in azoto totale, a causa della volatilizzazione di ossidi di N, dall'altro incrementa altrettanto drasticamente il contenuto in azoto ammoniacale.

Gli effetti dei fattori sperimentali sulla mineralizzazione dell'azoto organico non sono stati univoci, nel senso che non è possibile stabilire chiaramente se il riscaldamento del suolo favorisce oppure inibisce tale processo. Ciò deriva anche dal fatto che per uno studio ineccepibile dei processi del ciclo dell'N si deve ricorrere a tecniche che prevedono l'uso degli isotopi più rari dell'N ( $^{13}\text{N}$  e  $^{15}\text{N}$ ). La stessa affermazione può essere fatta circa gli effetti dell'acqua marina per l'inumidimento dei suoli post riscaldamento. Invece, per quanto concerne il processo di nitrificazione si può affermare che l'acqua marina è il principale fattore inibente tale processo, come lo è anche il riscaldamento alla temperatura più elevata. La diversa azione esplicata dai fattori sperimentali sui due processi a carico dell'N può essere attribuita al fatto che, mentre la nitrificazione è un processo condotto da due sole specie batteriche, la mineralizzazione dell'azoto organico è un processo svolto da una comunità microbica più diversificata e complessa, che funziona dunque come una società di "mutuo soccorso": lo stesso compito può essere comunque svolto da diversi tipi di microrganismi, assicurando così il normale procedere dei processi anche se una o poche specie dovessero risultare inibite o danneggiate

Per quanto riguarda la quantità e la qualità della sostanza organica dei suoli investigati, si è evidenziato che il riscaldamento, specialmente alla temperatura più elevata, ha causato una immediata drastica riduzione del C organico totale, mentre il tipo di acqua ne ha abbassato ulteriormente, in modo variabile in funzione della specie forestale, il suo contenuto nel corso di 75 giorni di incubazione, con perdite più elevate nei suoli inumiditi con acqua distillata. Oltre alla quantità, anche la qualità del C organico è stata modificata in seguito al riscaldamento, con un aumento del rapporto C estraibile (più mobile)/ C organico totale ad entrambe le temperature di riscaldamento.

Anche la quantità di  $\text{CO}_2$  emessa ed il tasso di mineralizzazione del C potenzialmente mineralizzabile sono stati significativamente influenzati da tutti i fattori sperimentali. Nell'ambito della stessa specie forestale, entrambe le temperature di riscaldamento in presenza dell'inumidimento con acqua distillata hanno indotto una maggiore respirazione del suolo (emissione di  $\text{CO}_2$ ), probabilmente a causa della maggiore quantità di C estraibile che ha raggiunto efficacemente la biomassa microbica per l'assimilazione. Dall'altro lato, l'inumidimento con acqua marina, anche se ha incrementato la quantità di C estraibile per scambio ionico, ha ridotto le emissioni di  $\text{CO}_2$  verosimilmente a causa degli effetti deleteri (shock osmotico) provocati dalla elevata forza ionica della soluzione del suolo sulla comunità microbica. Infine, confrontando le diverse specie forestali a parità degli altri fattori sperimentali, si può affermare che i suoli sotto pino e sotto *E. occidentalis* sono stati

quelli che meno hanno risentito dell'effetto del riscaldamento e del tipo di acqua per l'inumidimento poiché minime sono state le differenze, in termini di quantità di CO<sub>2</sub> emessa, tra i vari trattamenti.

Relativamente alla componente microbica del suolo si possono trarre le seguenti conclusioni:

1. Le comunità microbiche del suolo hanno mostrato una sensibilità ai fattori sperimentali diversa in base alle diverse specie forestali considerate, confermando che la copertura forestale gioca un ruolo chiave nell'evoluzione della microflora del suolo.
2. Il riscaldamento del suolo, specialmente alla temperatura più elevata, è il fattore che ha maggior peso nella riduzione della biomassa microbica.
3. I batteri, rispetto ai funghi e alle micorrize, hanno mostrato una maggiore resistenza al riscaldamento del suolo, in particolare alle temperature più elevate (380°C).
4. Il riscaldamento del suolo sembra contro-bilanciare l'effetto deprimente del tipo di acqua utilizzata per l'inumidimento nei confronti di tutte le comunità microbiche, specialmente a 160°C, tranne che per il *Cupressus sempervirens*.
5. L'acqua utilizzata per l'inumidimento dopo il riscaldamento gioca un ruolo chiave nel condizionare, a parità di temperatura, la diversità e l'equitabilità della comunità microbica.
6. La specie forestale che sembra fornire una comunità microbica meno resistente ai fattori sperimentali investigati è il *Pinus halepensis*.

- Andersson M., Michelsen A., Jensen M., Kjoller A., 2004. Tropical savannah woodland: effects of experimental fire on soil microorganisms and soil emission of carbon dioxide. *Soil Biology & Biochemistry* 36, 849-858.
- Anderson T. H. and Domsch K. H., 1993. The metabolic quotient for CO<sub>2</sub> (qCO<sub>2</sub>) 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.
- 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 soils. *Soil Biology & Biochemistry* 10, 215-221.
- ARPA (Agenzia Regionale per la Protezione dell’Ambiente), 2007. *Annuario dati ambientali 2007*. Regione Siciliana, Assessorato al Territorio e Ambiente.
- Badía D., Martí C., 2003. Plant ash and heat intensity effects on chemical and physical properties of two contrasting soils. *Arid Land Research and Management* 17, 23-41.
- Bengtsson J., 1998. Which species ? What kind of diversity ? Some problems in studies of relation between biodiversity and ecosystem function. *Applied Soil Ecology* 10, 191-199.
- Brookes P.C., 1995. The use of microbial parameters in monitoring soil pollution by heavy metals. *Biology and Fertility of Soils*. 19, 269-279.
- Brussard L., Behanpelletier V.M., Bignell D.E., Brown V.K., Didden W., et al. (1997). Biodiversity and ecosystem functioning in soil. *Ambio* 26, 563-570.
- Chandler C., Cheney P., Thomas P., Trabaud L., Williams D., 1983. *Fire in Forestry. Forest behaviour and effects*, vol. 1. Wiley, New York.
- Dunn P.H., DeBano L.F., 1997. Fire’s effects on the biological properties of chaparral soils. In *Proceedings of symposium of the environmental consequences of fire and fuel management in Mediterranean ecosystems’*. USDA Forest Service General Technical Report WO-3. pp. 75-84. Washington, DC.
- Fernández I., Cabaneiro A., Carballas T., 1999. Carbon mineralization dynamics in soils after wildfires in two Galician forests. *Soil Biology & Biochemistry* 31, 1853-1865.
- Florenzano G., 1983. *Fondamenti di microbiologia del terreno*, REDA, Roma.
- Goberna M., Sanchez J., Pascual J.A., García C., 2006. Surface and subsurface organic carbon, microbial biomass and activity in a forest soil sequence. *Soil Biology & Biochemistry* 38, 2233-2243.

- González-Pérez J.A., Francisco J., González-Vila F.J., Almendros G., Knicker H., 2004. The effect of fire on soil organic matter—a review. *Environment International* 30, 855–870.
- Iglesias T., Cala V., Gonzalez J., 1997. Mineralogical and chemical modifications in soils affected by a forest fire in the Mediterranean fire. *The Science of Total Environment* 204, 89-96.
- Insam H., 1990. Are the soil microbial biomass and basal respiration governed by climatic regime? *Soil Biology & Biochemistry* 22, 525 – 532.
- Insam H., Haselwandter K., 1989. Metabolic quotient of the soil microflora in relation to plant succession. *Oecologia* 79, 174-178.
- Jenkinson D.S., Ladd J.N., 1981. Microbial biomass in soil: Measurement and turnover. In: *Soil Biochemistry*, Ladd J.N. e Paul E.A. (Eds), Dekker, N.Y., pp. 415-471.
- Jenkinson D.S., Powlson D.S., 1996. The effects of biocidal treatments on metabolism in soil. A method for measuring soil biomass. *Soil Biology & Biochemistry* 8, 209–213.
- Laudicina V.A., Palazzolo E., Panno M., Caponetto G., Badalucco L., 2006. Biomassa, attività e struttura della comunità microbica di un suolo in ambiente semiarido sotto diverse essenze forestali. *Atti del XXIV Convegno Nazionale della Società Italiana di Chimica Agraria (CD-ROM A cura di V. Solinas, S. Deiana, A. Premoli)*, pp. 94-101. Alghero, 1-4 ottobre.
- Martens R., 1995. Current methods for measuring microbial biomass-C in soil: Potentials and limitations. *Biology & Fertility of Soils* 19, 87–99.
- MiPAF (Ministero Delle Politiche agricole e Forestali), 2000. *Metodi di analisi chimica del suolo*. Osservatorio Nazionale Pedologico per la qualità del suolo, Ed. FrancoAngeli, Milano.
- MiPAF (Ministero Delle Politiche agricole e Forestali), 2004. *Metodi di analisi biochimica del suolo*. Osservatorio Nazionale Pedologico per la qualità del suolo, Ed. FrancoAngeli, Milano.
- Nannipieri P., 1993. *Ciclo della sostanza organica nel suolo*. Patron editore, Bologna.
- Nannipieri P., Ascher J., Ceccherini M.T., Landi L., Pietramellara G., Renella G., 2003. Microbial diversity and soil functions. *European Journal of Soil Science* 54, 655–670.
- Odum E. P., 1969. The strategy of ecosystem development. *Science* 164, 262 - 270.
- Odum E. P., 1985. Trends expected in stressed ecosystems. *Bioscience* 35, 419 – 422.
- Pritchett W.L., Fisher R.F., 1985. *Properties and management of forest soils*. 2<sup>nd</sup> ed. John Wiley, New York, NY.



- Rice C.W., Moorman T., Beare M., 1996. Role of microbial biomass C and N in soil quality. In: Doran, J.W., Jones, A.J. (Eds.), *Methods for Assessing Soil Quality*. Soil Sci. Soc. Am. Spec. Publ. No. 49, SSSA, Madison, WI, pp. 203–215
- Riffaldi R., Saviozzi A., Levi-Menzi R., 1996. Carbon mineralization kinetics as influenced by soil properties. *Biology and Fertility of Soils* 22, 293-298.
- Rutigliano F.A., D'Ascoli R., Virzo De Santo, 2004. Soil microbial metabolism and nutrient status in a Mediterranean area as affected by plant cover. *Soil Biology & Biochemistry* 36, 1719-1729.
- Schutter M.E., Dick R.P., 2000. Comparison of Fatty Acid Methyl Ester (FAME) Methods for Characterizing Microbial Communities. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64:1659–1668.
- Sparling G. P., 1985. The soil biomass. In: Vaughan D. and Malcolm R. E. (eds) *Soil organic matter and biological activity*. Nijhoff/Junk, Dordrecht, The Netherlands.
- Sparling G. P., Ross D. J., 1993. Biochemical methods to estimate soil microbial biomass: current developments and applications. In K. Mulangoy R. Merckx. *Soil organic matter dynamics and sustainability of tropical agriculture*. Pages 21–37, Wiley, Chichester, United Kingdom.
- Terefe T., Marisca-Sancho I., Peregrina F., Espejo R., 2008. Influence of heating on various properties of six Mediterranean soils. A laboratory study. *Geoderma* 143, 273-280.
- Ulery A.L., Graham R.C., 1993. Forest fire effects on soil color and texture. *Soil Science Society of American Journal* 57, 135-140.
- Vance E.D., Brookes P.C., Jenkinson D.S., 1987. An extraction method for measuring soil microbial biomass C. *Soil Biology and Biochemistry* 19, 703-707.

## INDICE

### Capitolo 1. Introduzione

1.	Introduzione .....	pag.	1
1.1	La biomassa microbica del suolo.....	pag.	6
1.2	Gli acidi grassi del suolo.....	pag.	7
1.3	Gli acidi grassi come biomarkers.....	pag.	9
1.4.	Scopo della tesi .....	pag.	11

### Capitolo 2. Materiali e Metodi

2.1.	Area di studio .....	pag.	13
2.2.	Simulazione incendio in laboratorio.....	pag.	18
2.3.	Analisi fisiche e chimiche .....	pag.	18
2.4	Analisi biochimiche.....	pag.	19
2.5	Analisi dei metil-esteri degli acidi grassi del suolo.....	pag.	20

### Capitolo 3. Risultati e Discussione

3.1.	Effetto del riscaldamento e dell'inumidimento con acqua marina sulla tessitura del suolo .....	pag.	21
3.2.	Effetto del riscaldamento e dell'inumidimento con acqua marina sul pH del suolo .....	pag.	22
3.3.	Effetto del riscaldamento e dell'inumidimento con acqua marina sulla conducibilità elettrica del suolo .....	pag.	24
3.4.	Effetto del riscaldamento e dell'inumidimento con acqua marina sul carbonio organico totale del suolo .....	pag.	25
3.5.	Effetto del riscaldamento e dell'inumidimento con acqua marina sul carbonio organico estraibile del suolo .....	pag.	29
3.6.	Effetto del riscaldamento e dell'inumidimento con acqua marina sulla respirazione del suolo .....	pag.	32
3.7.	Effetto del riscaldamento e dell'inumidimento con acqua marina sull'azoto totale, ammoniacale e nitrico del suolo.....	pag.	38
3.8.	Effetto del riscaldamento e dell'inumidimento con acqua marina sulla mineralizzazione dell'azoto organico .....	pag.	41
3.9.	Effetto del riscaldamento e dell'inumidimento con acqua marina sulla		

nitrificazione .....	pag. 43
3.10 Effetto del riscaldamento e dell'inumidimento con acqua marina sulla capacità di scambio cationico del suolo .....	pag. 45
3.11 Dinamica della biomassa microbica dopo il riscaldamento ed l'inumidimento del suolo .....	pag. 46
3.12 Dinamica della biomassa batterica dopo il riscaldamento ed l'inumidimento del suolo .....	pag. 49
3.13 Dinamica della biomassa fungina e delle micorrize dopo il riscaldamento ed l'inumidimento del suolo .....	pag. 51
3.14 Effetti del riscaldamento e dell'inumidimento del suolo sugli indici di diversità e di equitabilità della microflora del suolo .....	pag. 56
<b>Capitolo 4. Conclusioni</b> .....	pag. 59
<b>Capitolo 5. Riferimenti bibliografici</b> .....	pag. 62