

INTRODUZIONE	2
Riscaldamento globale	2
Convenzione quadro dell'ONU sui cambiamenti climatici UNFCCC	3
Protocollo di Kyoto	4
Il bilancio del Carbonio negli ecosistemi	10
Fattori ambientali biotici e abiotici che influenzano l'emissione di CO₂ dal suolo	19
Misura dei flussi di CO₂	24
Metodi per il campionamento della componente radicale	31
Parte sperimentale	36
Obiettivi	36
Interpretazione della dinamica annuale della vegetazione	37
Descrizione delle principali pratiche agronomiche svolte in azienda	38
Dinamica annuale della vegetazione	39
Misure di temperatura e umidità del suolo	41
Misure dei flussi di CO₂ dal suolo in pieno campo	44
Materiali e metodi.....	45
Misure di emissione di CO ₂ dal suolo in pieno campo	45
Risultati	47
Discussione	49
Determinazione della quantità e distribuzione della biomassa radicale fine di una porzione di oliveto	50
Materiali e metodi.....	50
Risultati e discussioni	53
OSSERVAZIONI DI LABORATORIO: ESPERIMENTO 1, MISURA DELLA RISPOSTA IN LABORATORIO DELLA RESPIRAZIONE MICROBICA DEL SUOLO A DIVERSI LIVELLI DI TEMPERATURA E UMIDITÀ	57
Materiali e metodi.....	57
Risultati e discussioni	60
OSSERVAZIONI DI LABORATORIO: ESPERIMENTO 2, MISURA DELLA RISPOSTA IN LABORATORIO DELLA RESPIRAZIONE RADICALE A DIVERSI LIVELLI DI TEMPERATURA	64
Materiali e metodi.....	64
Risultati e discussioni	66
Bilancio del carbonio a livello di ecosistema	68
Materiali e metodi.....	68
Risultati e discussioni	69
Determinazione del contributo del flusso di emissione di CO₂ sulla respirazione totale dell'ecosistema ripartito nelle sue componenti autotrofe ed eterotrofe	72
Risultati e discussioni	73
Conclusioni	76
Bibliografia	77
Ringraziamenti	93

INTRODUZIONE

Riscaldamento globale

Dalla rivoluzione industriale ad oggi la concentrazione atmosferica di CO₂ ha subito un incremento da 280 a 385 ppm. Si stima che la quota attribuibile all'attività antropica derivata dall'utilizzo di combustibili fossili ammonti a 270 ± 30 Pg di C ($1 \text{ Pg} = 10^{15} \text{ g}$) e parallelamente il cambiamento dell'uso del suolo ha emesso flussi per 136 ± 55 Pg di C (Houghton 1999). Contemporaneamente, il mutato forcing radiativo provocato dal simultaneo incremento delle concentrazioni di altri gas serra, tra i quali il metano e l'ossido di azoto, ha causato un aumento della temperatura media superficiale terrestre di $0,6 \text{ }^\circ\text{C}$ dalla fine del 19° secolo, con un incremento di $0,17^\circ\text{C}$ a decade (IPCC 2001).

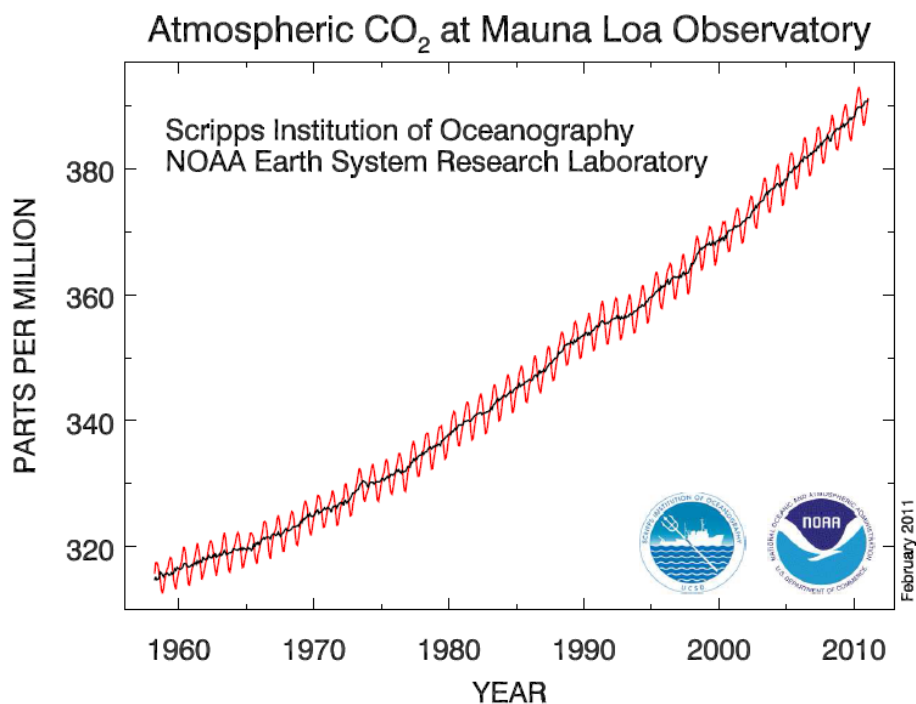


Fig. 4. Misure dirette della concentrazione della CO₂ monitorata dal 1960 ad oggi presso il sito di Mauna Loa (Hawaii). La linea in rosso rappresenta la frazione molare della concentrazione della CO₂ nell'atmosfera, quella in nero il dato stagionale corretto.

Convenzione quadro dell'ONU sui cambiamenti climatici UNFCCC

La Convenzione quadro dell'ONU sui cambiamenti climatici (UNFCCC, *United Nation Framework Convention on Climate Change*) aperta dalla Conferenza delle Nazioni Unite sull'Ambiente e lo Sviluppo nel 1992 a Rio de Janeiro è entrata in vigore nel 1994. In base ai principi di equità e responsabilità comuni ma differenziate, la Convenzione prevede un impegno non vincolante a stabilizzare le emissioni di gas serra per i paesi industrializzati che hanno contribuito maggiormente ai cambiamenti climatici in atto. A tal fine, gli stati aderenti alla Convenzione sono stati suddivisi in tre gruppi:

- Paesi dell'Annesso I
- Paesi dell'Annesso II
- Paesi non Annesso I

Paesi dell'Annesso I, comprendenti: paesi industrializzati e paesi EIT, cioè con "economie in transizione", (a questo gruppo appartengono paesi dell'Ex Unione Sovietica e dell'Europa centro-orientale) per questo motivo è ammesso un certo grado di flessibilità.

Paesi dell'Annesso II, costituiti solo dai paesi industrializzati, cioè: Australia, Canada, Giappone, Islanda, Norvegia, Nuova Zelanda, Svizzera, i membri dell'UE e gli USA; hanno l'obbligo di fornire risorse finanziarie ai paesi in via di sviluppo, al fine di aiutare questi ultimi ad affrontare i cambiamenti climatici e a impiegare per il proprio sviluppo economico tecnologie idonee a ridurre le emissioni di gas serra. I Paesi non Annesso I, per la maggioranza paesi in via di sviluppo, non hanno nessun obbligo di riduzione delle emissioni.

La politica della UNFCCC continua la sua azione attraverso la conferenza delle parti COP (che si tiene annualmente), organo formato da rappresentanti dei paesi firmatari. L'obbligo di questi è quello di riunirsi annualmente per promuovere e sorvegliare l'applicazione della convenzione ed adottare nuovi impegni.

Come sopra riportato, una delle azioni volte a mitigare l'effetto dei ghg (acronimo inglese di greenhouse gases ovvero gas ad effetto serra) potrebbe essere svolto dal comparto agro-forestale; tra i metodi possibili per ridurre la CO₂ atmosferica ad opera del settore primario troviamo:

- Conservazione delle riserve di C attraverso la protezione dei suoli e delle foreste;
- Aumento delle riserve di C attraverso opere volte alla riduzione dei prelievi di biomasse legnose, miglioramento delle tecniche di gestione dei suoli, prevenzione degli incendi, produzione di energia a partire da biomasse.

Protocollo di Kyoto

Il 16 febbraio del 2005, con la ratifica da parte della Russia sono stati raggiunti i requisiti minimi richiesti per l'entrata in vigore del protocollo di Kyoto; questi prevedevano che le nazioni firmatarie fossero non meno di 55 e rappresentassero almeno il 55% delle emissioni globali di gas ad effetto serra. L'obiettivo del protocollo è quello di impegnare gli stati aderenti, oggi 169, a ridurre per il periodo 2008–2012 (*commitment period*), il totale delle emissioni dei gas ad effetto serra almeno del 5% rispetto ai livelli del 1990.

Con il *burden sharing agreement* del 17 giugno 1998, la quota di riduzione assegnata all'UE nell'ambito del protocollo è stata fissata all'8%, ripartita in modo differente

all'interno dei vari paesi; per l'Italia, a seguito della ratifica del Protocollo con la legge n. 120 del primo giugno 2002, l'obiettivo di riduzione è stato fissato al 6,5%.

L'effetto più importante dell'entrata in vigore è quello di rilanciare la cooperazione internazionale per la tutela del clima globale del pianeta, di lo stesso ne rappresenta solo il primo passo.

Art. 3.3 del Protocollo di Kyoto

L'art.3.3 del protocollo, impegna i Paesi dell'Annesso I (paesi industrializzati e paesi EIT, "con economie in transizione") a contabilizzare le variazioni degli stock di carbonio, identificati dai *source* o sorgenti di emissioni e dai *sink* o pozzi di assorbimento, quest'ultime indotte dall'uomo (*human-induced*) e legate all'afforestazione, riforestazione e disboscamento effettuate dopo il 31 dicembre 1989. Secondo il protocollo, per afforestazione s'intende la conversione in foresta per azione antropica di un'area che non sia stata foresta per almeno 50 anni; per riforestazione s'intende la conversione in foresta per azione antropica di un terreno in precedenza forestale e convertito per altri usi, realizzata per mezzo di piantagione, semina e/o azione antropica di sostegno all'affermazione di modalità naturali di propagazione. La conversione per azione antropica di un'area forestale in non forestale, ad esempio un taglio di bosco cui non segua una nuova piantagione, costituisce "deforestazione".

Il Piano nazionale di riduzione delle emissioni ha quantificato un potenziale di assorbimento per attività di questo tipo per 6 Mt CO₂ eq., di cui 3 Mt ripartite in parti uguali (1 Mt ciascuna) per impianti già realizzati (dopo il 1990), per nuovi impianti da realizzare in aree non a rischio e per nuovi impianti in aree a rischio idrogeologico; le restanti 3 Mt CO₂ eq. sono attribuibili a "riforestazione naturale" dovuta alle politiche di riduzione della superficie agro-pastorale e alla politica ambientale.

Art. 3.4 del Protocollo di Kyoto

L'art. 3.4 estende il ruolo delle misure LULUCF (*Land use, Land use change and forestry*) all'uso di una serie di altri interventi nel settore agricolo e forestale (attività addizionali) che i paesi possono conteggiare su base volontaria. La Conferenza delle Parti, a Kyoto ha invitato le successive COP di dare una precisa definizione e le giuste modalità per conteggiarle.

Alla COP7, tenutasi a Marrakech nel 2001, si è arrivati ad una precisa definizione di tutte le misure LULUCF dell'art. 3.4 del protocollo, con l'individuazione di quattro attività addizionali:

- Gestione forestale (Forest Management – FM)
- Gestione dei coltivazioni (Cropland Management – CM)
- Gestione dei pascoli (Grazing Land Management – GM)
- Rivegetazione (Revegetation – RV).

Il governo italiano ha deciso di avvalersi della sola Gestione Forestale (Forest Management, FM) come attività addizionale. Ferma restando la riduzione al 15% dei crediti afferenti alla Gestione Forestale, il limite di crediti potenzialmente raggiungibili con il FM dal nostro Paese, inizialmente fissato a 0.18 Mt di carbonio/anno, è stato recentemente portato a 2.78 Mt di carbonio/anno.

Sulla base delle definizioni stabilite, per “gestione forestale” s'intende un complesso di pratiche per la conduzione e l'uso sostenibile di una foresta, finalizzate al conseguimento di rilevanti funzioni ecologiche, economiche e sociali, inoltre per “foresta” s'intende un'area con dimensioni minime di 0.05-1 ettaro e con un tasso di copertura arborea minima compresa tra il 10 e il 30%, costituita da piante in grado di raggiungere a

maturità, un'altezza minima di 2.5 metri. Il valore minimo da adottare, nell'ambito dei suddetti range è lasciato alla discrezione dei Paesi.

Meccanismi flessibili

Le attività LULUCF possono essere effettuate anche all'estero attraverso progetti che seguono le regole dei cosiddetti "Meccanismi flessibili", strumenti di mercato finalizzati principalmente all'abbattimento dei costi delle strategie di mitigazione, inoltre si pongono l'obiettivo di agevolare i paesi a raggiungere gli obiettivi ambientali prefissati. Di seguito verranno elencati i tre meccanismi di flessibilità: Joint Implementation, Clean Development Mechanism ed Emission Trading.

Joint Implementation

La *Joint Implementation* - JI (Attuazione Congiunta fra le Parti), strumento previsto dall'art. 6 del Protocollo, riguarda l'attuazione di un progetto fra Paesi dell'Annesso I con l'obiettivo di ridurre le emissioni dei gas serra in un paese dello stesso gruppo e di utilizzare congiuntamente i crediti derivanti.

Clean Development Mechanism (CDM)

Con la COP8 tenutasi a New Delhi nel novembre del 2002, è stato dato l'avvio al Clean Development Mechanism (CDM), previsto dall'art. 12 del Protocollo di Kyoto, strumento che consente ai Paesi industrializzati e con economia di transizione di realizzare iniziative di riduzione delle emissioni in paesi non Annesso I. Pur avendo cambiato nome, è di fatto la "*Joint Implementation*" di progetti fra Paesi industrializzati. Lo scopo del CDM è quello di raggiungere uno sviluppo sostenibile nei paesi in via di sviluppo e nel medesimo tempo generare crediti di emissione ai paesi promotori di tali interventi. Altro

vincolo posto a Kyoto riguarda la destinazione dei ricavi dei progetti, parte del fatturato dovrà infatti essere utilizzata per coprire le spese amministrative del CDM e parte per assistere i paesi in via di sviluppo più vulnerabili nel far fronte ai costi di adattamento agli effetti dei cambiamenti climatici. Un aspetto fondamentale delle decisioni di Marrakech è l'avvio immediato del CDM, nel senso che, oltre alla creazione dell'*Executive Board* (diviso in due sottogruppi, una con funzione di rilevare le inadempienze e l'altra di assistenza agli stati nell'attuazione del protocollo) è stato stabilito che le emissioni ridotte grazie ai progetti possano essere accreditate ai Paesi anche prima del periodo 2008-2012, ovvero sin dall'avvio delle prime certificazioni; caratteristica quest'ultima che differenzia la CDM dalla *Joint Implementation* in quanto le emissioni verrebbero accreditate ai Paesi solo a partire dal 2008.

L'Emission Trading (ET).

L'Emission Trading è il terzo meccanismo di flessibilità economica previsto dal Protocollo di Kyoto all'art. 17. Esso acconsente alle "Parti incluse nell'Annesso II, costituiti solo dai Paesi OCSE cioè Australia, Canada, Giappone, Islanda, Norvegia, Nuova Zelanda, Svizzera, i membri dell'UE, di partecipare al commercio dei diritti di emissione al fine di adempiere agli impegni. La scelta di limitare il commercio delle emissioni alle nazioni industrializzate e non estenderlo a tutte le nazioni del globo è legata all'affidabilità del sistema di contabilità nazionale delle emissioni di CO₂, condizione essenziale per il funzionamento del meccanismo.

A Marrakech sono stati stabiliti i requisiti di partecipazione di uno Stato al mercato dei diritti di emissione, un sistema nazionale per la stima delle emissioni di gas serra (e relativo inventario annuale) e l'istituzione di un Registro nazionale per la contabilizzazione degli scambi dei diritti di emissione. Un Paese può autorizzare entità legali a vendere o

acquistare diritti di emissione a patto che esso rimanga responsabile nel rispetto dei propri impegni di Kyoto. Le condizioni per vendere diritti di emissione sono quindi due:

I. Il possesso di crediti di emissione certificati derivanti dalla JI (detti *Emission Reduction Units* - ERU), dal CDM (detti *Certified Emission Reduction* - CER) e da assorbimenti (*Removal Units* – RMU) possono eventualmente essere venduti anche prima del periodo di rispetto impegni (2008-2012).

II. La certezza che la Parte abbia ampiamente rispettato l'obiettivo di Kyoto una volta contabilizzate le emissioni effettive, gli assorbimenti domestici e le riduzioni certificate per eventuali attività di JI o di CDM; in altre parole che alla Parte rimangano delle "Unità di ammontare assegnato" (Assigned Amount Units – AAU) nell'ambito appunto dell'obiettivo assegnato dal Protocollo.

Contabilizzazione delle emissioni di carbonio

La problematica relativa alle procedure di certificazione e contabilizzazione delle riduzioni delle emissioni, è stata trattata nella Decisione 11/CP.7 (Settima Conferenza delle parti, tenuta a Marrakesh nel 2001), si invita la IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change, che tradotto in italiano è il comitato intergovernativo sul mutamento climatico) ad elaborare metodi di stima, misura e monitoraggio delle variazioni degli stock di carbonio derivanti dalle emissioni di gas ad effetto serra di natura antropogenica e dagli assorbimenti da parte di sink delle attività LULUCF rispondenti all'art. 3, paragrafo 3 e 4, e agli art. 6 (Joint Implementation - JI) e 12 (Clean Development Mechanism - CDM) del Protocollo di Kyoto. Nelle linee guida emesse dalla IPCC, la metodologia "eddy covariance" (Swinbank, 1951) viene annoverata come una tecnica micrometeorologica che consente di misurare gli scambi di anidride carbonica ed acqua a livello di agrosistema (Baldocchi et al., 1988).

Il bilancio del Carbonio negli ecosistemi

Tra gli elementi del bilancio del carbonio, dopo la fotosintesi lorda, i flussi di CO₂ dal suolo rappresentano il secondo pool per il contributo apportato (IPCC, 2001; Raich and Potter, 1995), infatti, su scala globale le emissioni dal suolo verso l'atmosfera sono stimate per circa 80.4 Pg C yr⁻¹ (10¹⁵ g) (Raich et al., 2002), contro 5.5 Pg C yr⁻¹ ascrivibili alle attività umane (Boden et al., 2009) pertanto, piccole variazioni di emissione di CO₂ dal suolo apporterebbero delle perturbazioni significative al ciclo del carbonio. Il bilancio del C è il risultato della quantità emessa nell'atmosfera rispetto alle quantità immagazzinate negli oceani, nel suolo e nei vegetali, essendo costantemente in circolazione entro quattro grandi forme di serbatoi (Fig. 1): 38000 Pg C l'idrosfera, 1500 Pg C la litosfera, 750 Pg C l'atmosfera e 560 Pg C la biosfera (1 Pg C = 10¹⁵ g carbon) (Rustad et al. 2000, Schlesinger and Andrews 2000).

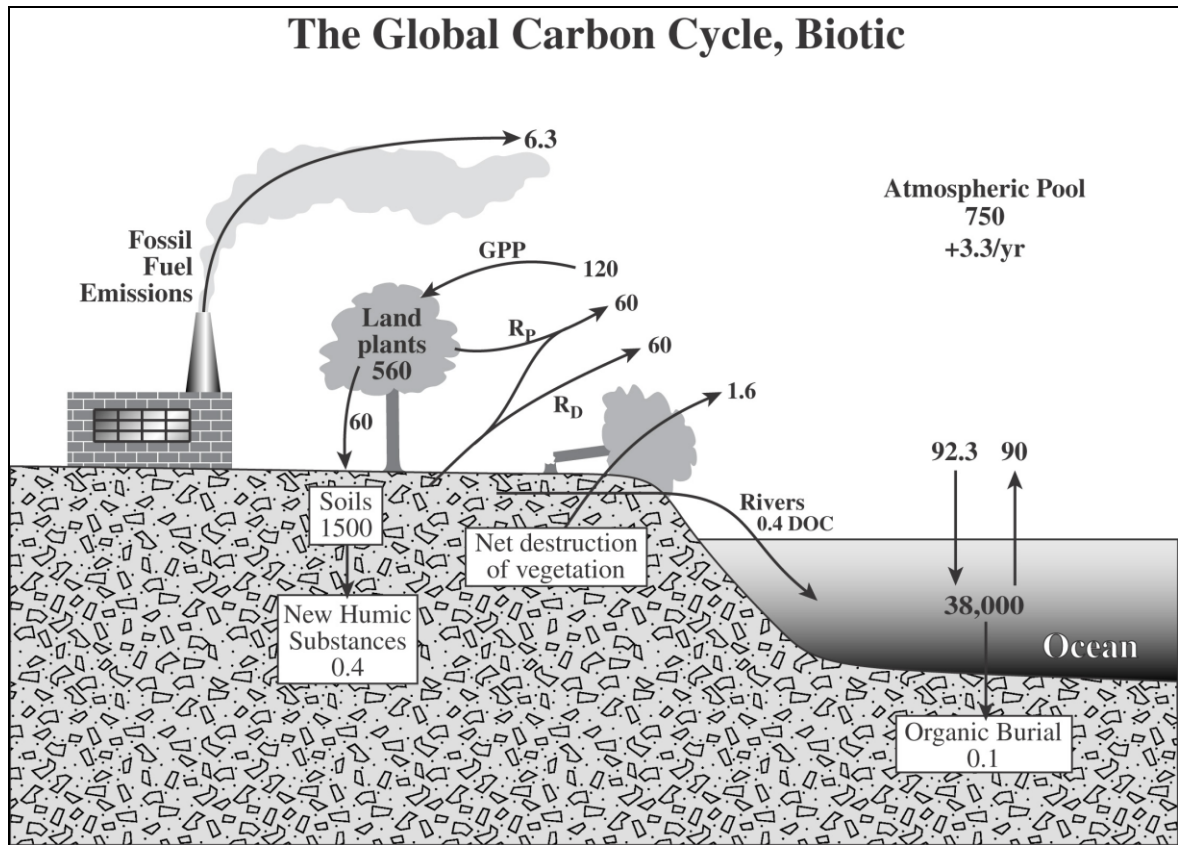


Fig. 1. I maggiori pools e i flussi di CO₂ del bilancio del carbonio globale.

Per potere caratterizzare gli scambi tra questi serbatoi e stimarne il bilancio è stata conosciuta la nozione di serbatoio (pool) che diventa fonte o pozzo in relazione alla direzione che assumono i flussi di scambio con l'atmosfera, quindi una fonte aumenterà la quantità di C nell'atmosfera (emissioni di CO₂), mentre un pozzo la catturerà (sequestro di CO₂). L'importanza della componente vegetazione nell'assorbimento della CO₂ è legata al processo fotosintetico, dove, a partire da $6 \text{ CO}_2 + 6 \text{ H}_2\text{O} + \text{luce} \rightarrow \text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$ (glucosio) + 6 O₂ che traslocati nei diversi siti daranno origine a processi di sintesi delle componenti di soprassuolo e sottosuolo.

A livello di ecosistema, il bilancio del carbonio è rappresentato dalla quantità di biomassa fissata attraverso la fotosintesi, detta produzione primaria lorda PPL o GPP

Gross primary production, misurata in termini di massa di sostanza secca per unità di superficie e per unità di tempo, di cui una quota viene respirata dalle piante (R_p) per i processi di sintesi e di mantenimento e quindi emessa nell'atmosfera; un'altra quota viene respirata dalla componente eterotrofa (R_h) attraverso la degradazione della sostanza organica; dalla sommatoria delle componenti si determina la respirazione dell'ecosistema, $RE = R_p + R_h$. Dalla differenza del valore di GPP ed R_p si ha la produzione primaria netta, PPN o NEP ovvero la fotosintesi al netto dei costi respiratori che su scala ecosistemica il valore di R_p si sostituisce con RE per dare $NEP = -NEE$, elemento quest'ultimo che indica il carbonio assorbito dall'ecosistema. Gli elementi del bilancio del carbonio sono influenzate dal bioma di appartenenza che per definizione caratterizza un ambiente da un punto di vista climatico, latitudinale, altitudinale, fenologico, inoltre, come anticipato, le caratteristiche vegetazionali concorrono alla produttività netta di un ecosistema.

Dalla tab. 1 è possibile evidenziare come i valori più bassi di produttività si registrano in ambienti caratterizzati da scarsa vegetazione e condizioni climatiche sfavorevoli, per esempio nella tundra, al contrario di quanto si verifica nelle foreste pluviali dove la vegetazione stratificata e l'andamento climatico non soggetto a variazioni nel corso dell'anno determinano valori elevati di produttività da un lato e di respirazione dall'altro; valori intermedi si riscontrano alle medie latitudini (bioma temperato, mediterraneo) fenomeno dovuto all'effetto stagionalità.

Biome	Aboveground NPP (g m ⁻² yr ⁻¹)	Belowground NPP (g m ⁻² yr ⁻¹)	Belowground NPP (% of total)	Total NPP (g m ⁻² yr ⁻¹)
Tropical forests	1400	1100	0.44	2500
Temperate forests	950	600	0.39	1550
Boreal forests	230	150	0.39	380
Mediterranean shrublands	500	500	0.50	1000
Tropical savannas and grasslands	540	540	0.50	1080
Temperate grasslands	250	500	0.67	750
Deserts	150	100	0.40	250
Arctic tundra	80	100	0.57	180
Crops	530	80	0.13	610

Tab.1. Valori di PPN della componente di soprassuolo (prima colonna a sx) e di sottosuolo (seconda colonna a dx) nei diversi biomi espressi g m⁻² y⁻¹ e come % rispetto al totale (da Saugier et al., 2001).

Al fine di potere determinare il bilancio del carbonio in un ecosistema, risulta di primaria importanza la misura della produttività primaria netta con l'obiettivo di inventariare ciascuna componente che concorre alla sua determinazione, rami, frutti, foglie, sia attraverso delle equazioni (relazioni allometriche), utilizzo di "trappole" o per mezzo di rilievi biometrici (Curtis et al., 2002; Ohtsuka et al., 2009). Nel corso degli anni, la caratterizzazione dello scambio di carbonio a livello di ecosistema attraverso il metodo inventariale è stato sempre più sostituito dalla metodologia diretta, basata sull'utilizzo di tecniche micrometeorologiche o della correlazione turbolenta, *Eddy Covariance*, la tecnica si basa sull'utilizzo di alcune strumentazioni, anemometro sonico, gas analizzatore di CO₂, radiometro, termometri; i primi due effettuando le misure ad alta frequenza consentono di ottenere un dettaglio nell'ordine della mezz'ora. Diversi lavori hanno messo a confronto le due metodologie (Barford et al., 2001; Ehman et al., 2002; Law et al., 2002; Ohtsuka et al., 2007; Romolo 2007). Lo scambio netto a livello di ecosistema viene identificato come NEE che per definizione è la risultante della differenza tra la PPN e la quota parte della respirazione eterotrofa (RE). La metodologia della correlazione turbolenta non risulta esente da limiti, individuabili nel costo delle attrezzature, esigenze in termini di condizioni

atmosferiche ed orografiche, più precisamente sono costituiti da ambienti ubicati in pendenza, precipitazioni, condizioni di stabilità atmosferica tipiche delle ore notturne (Baldocchi et al., 2000). I vuoti causati dagli inconvenienti sopra riportati possono essere integrati attraverso tecniche di *gap filling* (Falge et al., 2001; Stauch and Jarvis, 2006) costituito da numerosi approcci, regressioni non lineari, metodi di interpolazione, reti neurali artificiali. Il valore notturno risulta di estrema importanza per il calcolo del bilancio del carbonio a livello di ecosistema (Fan et al., 1995, Golden et al., 1996, Lindroth et al., 1989, Lavigne et al., 1997), dato che per differenza tra la respirazione dell'ecosistema e la NEE si risale al calcolo della GPP, elemento quest'ultimo che darà informazioni relative alla produttività del sito oggetto di studio. La diffusione della metodologia della correlazione turbolenta o *Eddy Covariance* nei diversi continenti (fig. 2) (Valentini et al., 1996; Baldocchi, 2003; Baldocchi et al., 2005) ha permesso la quantificazione del sequestro della CO₂ nei diversi biomi (Goulden et al., 1996; Wilson & Baldocchi, 2001; Carrara et al., 2003; Saigusa et al., 2005).

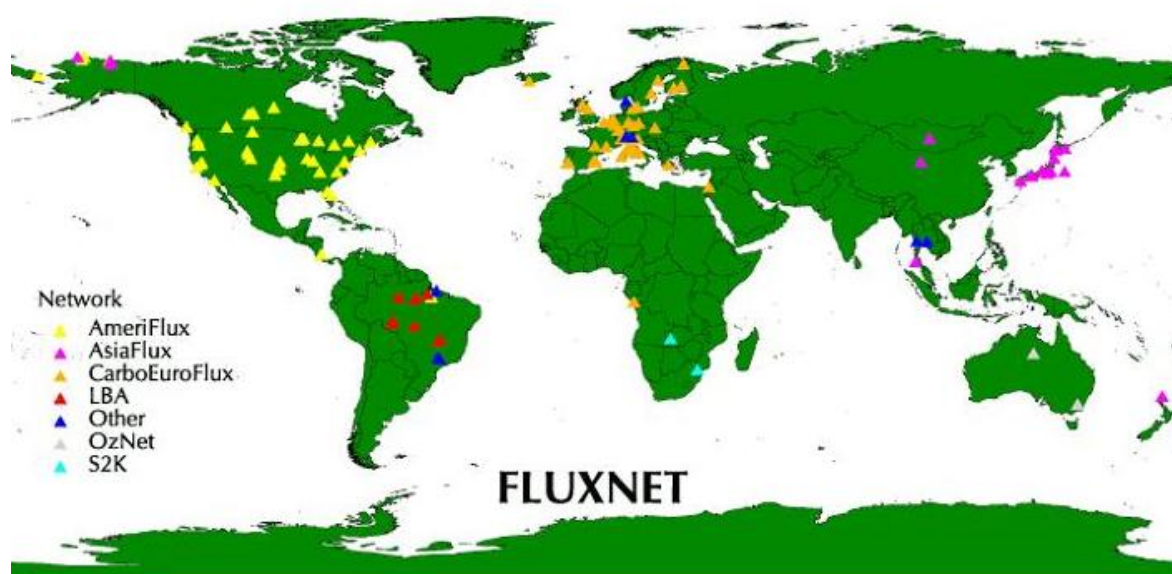


Fig. 2 Fluxnet rappresenta il global network che raccoglie i diversi siti ospitanti le torri *Eddy Covariance* presenti nei cinque continenti.

Considerando la sua diffusione a diverse latitudini, studi condotti nell'ambito del circuito EUROFLUX sulla respirazione a livello di ecosistema, hanno messo in evidenza come i siti localizzati nel nord Europa hanno manifestato valori più alti (Valentini et. al, 2000) in concomitanza della stagione estiva per motivi che vanno ricercati in una maggiore sensibilità di questi ambienti alla temperatura, fattore che esercita un'influenza positiva sulle componenti biotiche dell'ecosistema (Lloyd e Taylor, 1994), ed inoltre alle buone condizioni di umidità presenti in quel periodo a quelle latitudini; fenomeni completamente opposti si verificano in ambienti aridi e semi aridi, caratterizzate dall'incremento di temperatura nel periodo estivo e dalla diminuzione in parallelo dell'umidità, determinando cali sulle attività respiratorie (Conant et., al, 1998) con incrementi della NEE (Net ecosystem Exchange), in previsione dei cambiamenti climatici questi siti potrebbero essere delle fonti di *carbon sequestration*. La dinamica del carbonio allocato risulta alquanto diversa in funzione della tipologia di vegetazione oggetto di studio, infatti una prima differenziazione può essere fatta tra specie erbacee e specie arboree, caratteristiche dell'habitus vegetativo, sempreverdi o decidue, tipologia di ecosistema, naturale o antropico. Volendo analizzare singolarmente gli elementi che concorrono alla GPP, le specie erbacee si caratterizzano per un ciclo più corto e per una biomassa facilmente degradabile rispetto a quella delle specie legnose dove, a meno di eventi particolari, i tempi di allocazione sulla pianta in funzione della specie potrebbe persistere anche per secoli, basti pensare agli olivi secolari, alle sequoie. L'habitus vegetativo influenza la durata dell'assorbimento di CO₂, mettendo a confronto i valori di NEE in due ecosistemi diversi, le specie sempreverdi avendo l'apparato fotosintetizzante funzionale per tutto il corso dell'anno assorbono quantitativi di CO₂ notevolmente maggiori rispetto alle decidue. Negli agro-ecosistemi bisognerebbe spostare l'attenzione verso la respirazione dell'ecosistema,

dove a differenza degli ecosistemi naturali l'intervento dell'uomo è un elemento costante, sia per l'estrema semplificazione ecologica che per gli obiettivi economici. Gli interventi consistono in pratiche colturali che comportano notevoli emissioni di CO₂, prima fra tutte le lavorazioni del suolo (Roberts e Chan, 1990), per effetto dell'azione meccanica svolta, espongono la sostanza organica all'atmosfera favorendo i processi di mineralizzazione, inoltre apportando delle modifiche al microclima edafico espletano un'azione positiva sulla componente microbica grazie anche alla maggiore disponibilità di substrato da degradare; svolte nel periodo di crescita della biomassa spontanea comportano una forte riduzione sulla crescita con influenze negative sull'assorbimento della CO₂. La potatura altra pratica agronomica di particolare importanza, comporta i medesimi effetti della asportazione della vegetazione spontanea anche se diversa per contributo, anche se in questo caso il contenimento riguarda altresì una riduzione della biomassa radicale con ripercussioni di ordine fisiologico ed ecologico. L'irrigazione, altra pratica indispensabile per una frutticoltura moderna, i diversi turni nel corso della stagione irrigua (estiva) ovviamente su suolo asciutto determinano il cosiddetto Birch effect (1959), ovvero delle "esplosioni" di CO₂ con influenze non indifferenti sulla Respirazione dell'ecosistema. Tra le specie impiegate negli ecosistemi agrari, l'olivo merita particolare attenzione, per l'importanza ambientale ed economica che riveste nei paesi del bacino del mediterraneo e in quelli a clima mediterraneo (parte del Cile, Sud Africa, California, Argentina) simile, attualmente in fase di espansione, si estende su una superficie secondo fonti FAOSTAT (2008) per 10.500.000 ha, quindi, visti i quantitativi assorbiti e le superfici coltivate potrebbe assumere un ruolo di primo piano nel carbon sequestration.

Il flusso di CO₂ dal suolo, secondo pool del C terrestre, è il risultato della produzione e trasporto verso l'atmosfera grazie al gradiente di concentrazione che si instaura tra di essi

(Kimball e Lemon, 1971; Janssens et al., 2000). Il contributo dell'emissione di CO₂ dal suolo sulla respirazione totale dell'ecosistema varia in modo considerevole nel corso dell'anno presentando una variabilità spazio temporale sia tra siti differenti che nell'ambito dello stesso sito (tab.2) (Raich e Nadelhoffer, 1989; Raich e Schlesinger, 1992; Hanson et al., 1993) (Norman et al., 1997), infatti in inverno e in determinate condizioni il contributo dei flussi di CO₂ dal suolo possono raggiungere punte del 100% sul totale emesso dall'ecosistema (Curtis et al., 2005).

Vegetation type	Soil Respiration Rate	n	Significance
Tundra	60 ± 6	11	e
Boreal forests and woodlands	322 ± 31	16	cde
Temperate grasslands	442 ± 78	9	bcd
Temperate coniferous forests	681 ± 95	23	b
Temperate deciduous forests*	647 ± 51	29	b
Mediterranean woodlands and heath	713 ± 88	13	b
Croplands, field, etc.	544 ± 80	26	bc
Desert scrub	224 ± 38	3	de
Tropical savannas and grasslands	629 ± 53	9	bc
Tropical dry forests	673 ± 134	4	b
Tropical moist forests	1260 ± 57	10	a
Northern bogs and mires	94 ± 16	12	e
Marshes	413 ± 76	6	bcd

Tab. 2. Tassi medi dei flussi di CO₂ espressi in g C m⁻² y⁻¹ in diversi biomi. (Da Raich e Schlesinger 1992)

Gli elementi che concorrono alla produzione (fig.3) sono rappresentati dalla componente autotrofa, (radici e micorrizze) ed eterotrofa (micro flora, micro e meso fauna del suolo rappresentata da invertebrati e piccoli mammiferi che a dire il vero incidono poco sul bilancio (Konate et al., 2003; Ke et al., 2005).

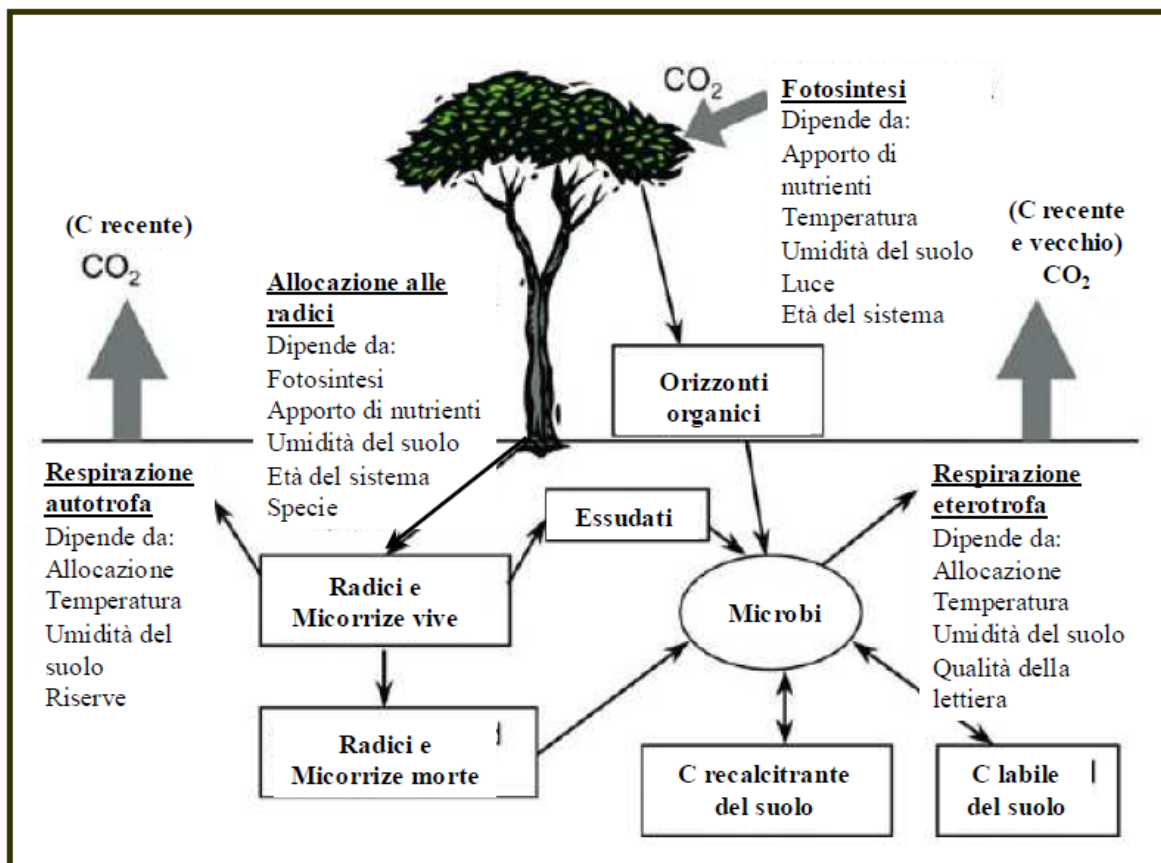


Fig. 3. Modello concettuale delle componenti, autotrofe ed eterotrofe e dei relativi fattori che influenzano i flussi di CO₂ dal suolo o *respirazione del suolo*. Entrambe risultano influenzate dalla temperatura e umidità del suolo, in dettaglio la componente autotrofa rappresentata dalle radici e dalle micorrizze è influenzata dalla traslocazione dei fotosintetati e dalle riserve accumulate, la componente eterotrofa rappresentata dalla microflora e microfauna è influenzata dalla qualità e quantità della sostanza organica del suolo. (modificato da Ryan et al., 2005).

Entrando nel merito della componente autotrofa, il contributo della respirazione radicale sul totale dell'emissione di CO₂ dal suolo presentano un range alquanto variabile, 10-90% (Bowden et al., 1993; Coleman, 1973; Edwards, 1991; Nakane et al., 1996; Hanson et al., 2000), variabilità ascrivibile a diversi fattori: ecosistemi, specie, metodologie di rilevamento (Rochette et al., 1999). Annualmente dal 35 al 80% (Raich e Nadelhoffer, 1989; Ryan et al. 2004) del carbonio fissato viene traslocato verso la componente di sottosuolo per la sintesi e il mantenimento delle radici strutturali con funzione di sostegno, per quelle fini con funzione di assorbimento di acqua e sali minerali, inoltre per il loro

rapido turnover contribuiscono in maniera significativa allo stock di carbonio nel suolo (Hendrick & Pregitzer, 1993; Helmisaari et al., 2002). In riferimento alla variabilità della respirazione radicale a livello di bioma, nella tundra artica il contributo varia dal 50-93 % (Billings et al. 1977, 1978; Chapin et al. 1980) dal 62-89% nella foresta boreale (Bonan 1993; Ryan et al. 1997), in foreste di latifoglie in zone temperate il range varia dal 33-50% (Edwards e Sollins 1973; Nakane 1980; Bowden et al. 1993b). Più del 50 % dei fotosintetati prodotti giornalmente vengono respirati dalla componente radicale (Lambers et al., 1996). I fattori abiotici che influenzano l'attività respiratoria radicale sono temperatura (Atkin 2000; Boone et al. 1998), umidità (Palta e Nobel 1989a) e nutrienti, in particolare azoto, (Zogg et al., 1996). La componente eterotrofa del suolo contribuisce sui flussi di respirazione attraverso la degradazione della sostanza organica presente nel suolo (Hanson et al. 2000; Bond-Lamberty et al. 2004; Tang and Baldocchi 2005; Hahn et al. 2006), Come secondo pool di C terrestre, piccole variazioni potrebbero apportare notevoli incrementi della concentrazione della CO₂ nell'atmosfera, per questo il fenomeno ha suscitato particolare attenzione da parte della comunità scientifica (Lloyd e Taylor, 1994; Kirschbaum 1995; Davidson et al., 1998; Reichstein et al., 2003).

Fattori ambientali biotici e abiotici che influenzano l'emissione di CO₂ dal suolo

Fin dagli 20, Lundegardh (1927) notò come il flusso di CO₂ proveniente dal suolo sia correlabile con numerosi fattori, quali: temperatura, umidità, substrato. Una migliore interpretazione degli effetti dei futuri cambiamenti climatici sui flussi di CO₂ potrebbe essere data da studi ecofisiologici effettuati sia in pieno campo che in laboratorio modificando le variabili ambientali (O₂, temperatura, Umidità, CO₂), in quest'ultimo caso si limitano al minimo eventuali problemi legati alla confusione di effetti (Davidson et al.,

1998). In laboratorio le prove vengono effettuate all'interno delle camere di crescita definite microcosmi, Verhoef (1996) da indicazioni relative sia al disegno che alle potenziali applicazioni. Le camere di crescita consentono un preciso controllo delle variabili ambientali e nel medesimo tempo la replicabilità e la ripetibilità in modo abbastanza rapido con la possibilità di sviluppare modelli matematici. Un limite è dovuto al fatto che nel tempo i risultati tendono a divergere (Dudzic 1979). Un modo per ovviare a tale inconveniente è dato dai mesocosmi (Körner e Arnone 1992), camere di crescita di dimensioni più grandi che permette di costruire, mantenere e manipolare un intero ecosistema riprodotto artificialmente avvicinandosi alla realtà più di quanto lo faccia il microcosmo per via delle problematiche sopra evidenziate. Un modello di mesocosmo è dato dall'Ecotron, (Lawton 1996).

Temperatura del suolo

Come tutti i processi biotici, la respirazione è influenzata dalla temperatura (Kirschbaum, 1995), con un minimum sotto i 10° C l'optimum verso i 25-30 °C, maximum a 50 °C per poi decadere. Un aumento su scala globale secondo quanto previsto dai modelli sia a bassa che ad alte latitudini (IPCC 2007) porteranno le emissioni di CO₂ dal suolo in primo piano visto che attualmente è un'incognita l'effetto feedback (Knorr et al., 2005; Davidson and Janssens, 2006), o meglio, quali saranno gli effetti ad un aumento della temperatura? Negli anni, la relazione temperatura respirazione è stata descritta da numerosi modelli, lineari (Rochette et al., 1991), esponenziali o equazioni di Arrhenius (Lloyd and Taylor, 1994; MacDonald et al., 1995; Thierron and Laudelout, 1996), quadratici (Holthausen and Caldwell, 1980). Il modello esponenziale è stato proposto per la prima volta da Van't Hoff (1855), $R = \alpha e^{\beta T}$, dove, R è la respirazione, α il tasso di respirazione a 0° C, β il coefficiente di risposta alla temperatura e T è la temperatura.

Arrhenius (1898) modificò l'equazione di Van't Hoff con l'inserimento del parametro energia di attivazione: $R = ae^{(-E/RT)}$, più precisamente: a costante, E è il termine dell'energia di attivazione, R, la costante universale dei gas e T la temperatura espressa in gradi Kelvin.

Sulla base dei diversi modelli sopra descritti è possibile stimare la sensibilità della respirazione del suolo all'aumento di temperatura 10 °C conosciuto anche come quoziente Q10, argomento che negli anni è stato notevolmente dibattuto, sia per la variabilità presente, 1 poco sensibile 10 molto sensibile, imputabile sia all'ambiente (Kirschbaum, 1995) che alla tipologia di sostanza organica (Davidson et al. 2006).

Umidità del suolo

La relazione tra flusso di CO₂ e umidità del suolo è estremamente complessa per le numerose variabili in gioco, non a caso viene descritta da funzioni lineari, quadratiche, paraboliche, esponenziali; a tal proposito viene rappresentato in termini di variazioni stagionali e gradienti spaziali (Davidson 2000).

Linn e Doran (1984) hanno dimostrato attraverso modelli matematici come condizioni estreme di umidità del suolo possano determinare un effetto limitante a carico dei processi biotici, dovuti sia alla ridotta solubilità dei substrati, dormienza o alla formazione di spore (Schjønning et al. 2003) e o disidratazione delle cellule (Stark e Firestone 1995); condizioni di saturazioni rallentano notevolmente la diffusione dell'ossigeno. Analizzando la dinamica dei tassi di emissioni di CO₂ dal suolo in funzione delle costanti idrologiche, risulta basso in condizioni di suolo secco, ovvero in condizioni prossime al punto di appassimento, per cui un graduale aumento dell'umidità favorisce una buona idratazione del sistema con optimum verso la capacità di campo (Davidson et al., 1998) che permette

la ripresa delle attività biotiche per poi seguire un decremento verso la saturazione o capacità idrica massima (Doran et al. 1991; Orchard & Cook 1983).

Effetto della pioggia in regioni semiaride

Gli ambienti aridi o semiaridi, occupano in termini di superficie più di un terzo di quella totale (Koppen 1954), si caratterizzano per una certa discontinuità nella distribuzione degli eventi piovosi, per questo l'umidità esercita un effetto più marcato rispetto alla temperatura (Raich and Potter, 1995) sulla emissione della CO₂ dal suolo. Anche piccoli quantitativi di pioggia possono determinare “esplosioni” in termini di emissioni (Liu et al. 2002a, Xu et al. 2004) in parte imputabili anche a fenomeni di “degassing”, ovvero, l'effetto spinta che si viene a creare dopo che l'acqua si infiltra all'interno della struttura porosa del terreno, in parte alla attivazione della componente microbica (Birch 1959; Gliński e Stepniewski 1985) e alla maggiore disponibilità di substrato reso solubile e disponibile (Seneviratne e Wild 1985). Studi effettuati in laboratorio da Fierer e Schimel (2003) con ¹⁴C evidenziano come la CO₂ generata dopo un umettamento sia attribuibile alla mineralizzazione della sostanza organica.

Tessitura del suolo

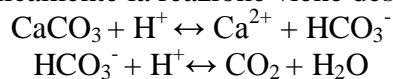
La tessitura, intesa come composizione mineralogica del terreno, convenzionalmente viene ripartita in 12 diverse classi caratterizzate ciascuna per numerose proprietà chimico fisiche tra cui le costanti idrologiche, quindi il movimento dell'acqua e dei gas nel suolo e come conseguenza la sua fertilità. In periodi particolarmente caldi, nei suoli sabbiosi si determina un arresto della respirazione sia autotrofa che eterotrofa a causa delle elevate

temperature dovute all'alta conducibilità termica del minerale. Lavori effettuati su diverse classi tessiturali, i terreni sabbiosi a seguito di umettamenti il tasso di respirazione raggiunge valori pre-umettamento in ragione della metà del tempo impiegato da quelli fini (Bouma e Bryla 2000). La tessitura inoltre influenza l'apparato radicale e perciò indirettamente l'emissione di CO₂ dal suolo, infatti nei terreni a tessitura grossolana la crescita risulta più lenta sia per la minore fertilità che per la bassa ritenzione idrica.

Alterazione dei carbonati

In ambiente mediterraneo un'ulteriore voce del bilancio della CO₂ atmosferica proviene dall'alterazione dei carbonati (Inglima et al., 2009).

Chimicamente la reazione viene descritta:



Da un punto di vista geologico la dinamica della CO₂ viene rappresentata da due scenari diversi, distinti tra loro per la durata, precisamente, nel primo di breve durata, si trova in soluzione nella fase liquida del suolo, nel secondo di lunga durata si trova inglobata all'interno della matrice. In fase di equilibrio, per ogni molecola di CO₂ dissolta dalla fase solida un'altra viene a trovarsi nella fase liquida. Anche se, recenti studi hanno messo in evidenza come in determinate condizioni, per motivi di carattere geo-chimico viene a determinarsi un non equilibrio nelle cinetiche delle due reazioni tali da influenzare la CO₂ presente nella soluzione circolante. In aggiunta, i parametri del suolo influenzano altresì la CO₂ all'interno della soluzione circolante ed in particolare l'umidità, la temperatura, il pH. Ulteriore elemento che potrebbe influenzare l'alterazione dei carbonati potrebbe provenire dall'arricchimento in CO₂ ad opera della componente biotica del suolo per effetto della respirazione microbica e radicale.

Misura dei flussi di CO₂

Misure dirette in campo dei flussi di CO₂

Nel corso degli anni, tra le diverse metodologie utilizzate in pieno campo per la misura dei flussi di CO₂ sono state largamente utilizzate le cosiddette camere di respirazione, che in funzione della metodologia di analisi vengono distinte in: sistema dinamico e sistema statico.

Il principio di base del sistema statico (Witkamp 1966; Janssens e Ceulemans 1998), sfrutta le proprietà di determinati sali alcalini a base di idrossidi o di sodio o di potassio o in alternativa miscele capaci di assorbire la CO₂.

Metodologicamente la camera con all'interno i sali viene posizionata sul suolo per un dato periodo di tempo, attraverso la titolazione della soluzione stessa con HCl ad un certo pH è possibile risalire alla quantità di CO₂ assorbita, il tasso di respirazione calcolato rapportando il totale della CO₂ "intrappolata" per il tempo di residenza della camera sull'unità di superficie. Una variante all'utilizzo esclusivo degli idrossidi è quello dell'utilizzo di una miscela, soda lime, ovvero idrossido di sodio e di calcio che reagendo con la CO₂ formano dei carbonati; in questo caso l'ammontare della CO₂ è data dall'incremento in peso della soluzione nell'unità di tempo e superficie essendo direttamente proporzionale all'assorbimento salvo un fattore di correzione. Un'ulteriore variante del sistema statico prevede l'inserimento nel terreno a profondità desiderata di tubi forati, generalmente in acciaio, il gas prelevato con siringhe stoccato all'interno di contenitori a tenuta per poi effettuare la lettura della concentrazione al gas cromatografo (Loftfield et al. 1992). Nel sistema dinamico, il flusso proveniente dal sottosuolo viene rilevato da un analizzatore all'infrarosso (IRGA) collegato ad una camera di respirazione posizionata sulla superficie del suolo e mandato in circolo da una pompa. Un'ulteriore

suddivisione del sistema dinamico può essere fatta in sistema aperto e sistema chiuso (Norman et al. 1997; Rochette et al. 1997); aperto qualora l'analizzatore venga configurato in differenziale e il tasso di emissione calcolato tra la differenza della concentrazione di CO₂ in uscita (arricchito in CO₂) e di quello in entrata ad un flusso noto e rapportata all'unità di superficie e al tempo; nel sistema chiuso, l'analizzatore viene configurato in modo assoluto e il tasso di emissione calcolato tra la differenza della concentrazione iniziale di CO₂ e quella finale nel tempo per unità di volume del sistema e rapportata all'unità di superficie.

Partizione dei flussi di CO₂ provenienti dal suolo

Oltre al monitoraggio dei flussi di CO₂ dal suolo, particolare attenzione viene data alla partizione del flusso di carbonio dal suolo nelle due componenti, autotrofe ed eterotrofe (Epron et. al 1999) (Högberg et. al 2001) in modo da poterla correlare a studi inerenti i cosiddetti cambiamenti climatici. Facendo delle considerazioni, attualmente risulta alquanto difficile stimare la componente autotrofa; Hanson (2000) riporta un range alquanto variabile oscillante dal 10 al 90% rispetto al totale.

Un incremento della respirazione radicale e rizomicrobica si traduce in un aumento della traslocazione dei fotoassimilati prodotti dalla fotosintesi (Högberg et. al 2001; Gregory 2008) con effetti di feedback negativo nello storage di C nel suolo. Le metodologie attualmente adoperate per la partizione del suolo vengono suddivise in tecniche che prevedono la manipolazione delle componenti, utilizzo dei traccianti isotopici e analisi di inferenza.

Manipolazione delle componenti

Questo gruppo di metodologie si caratterizza per la separazione fisica delle diverse componenti operata sia in laboratorio che in pieno campo in modo da rilevare sia

direttamente che indirettamente il tasso di respirazione specifico. Di seguito (Fig.4) si riportano le tecniche più rappresentative.

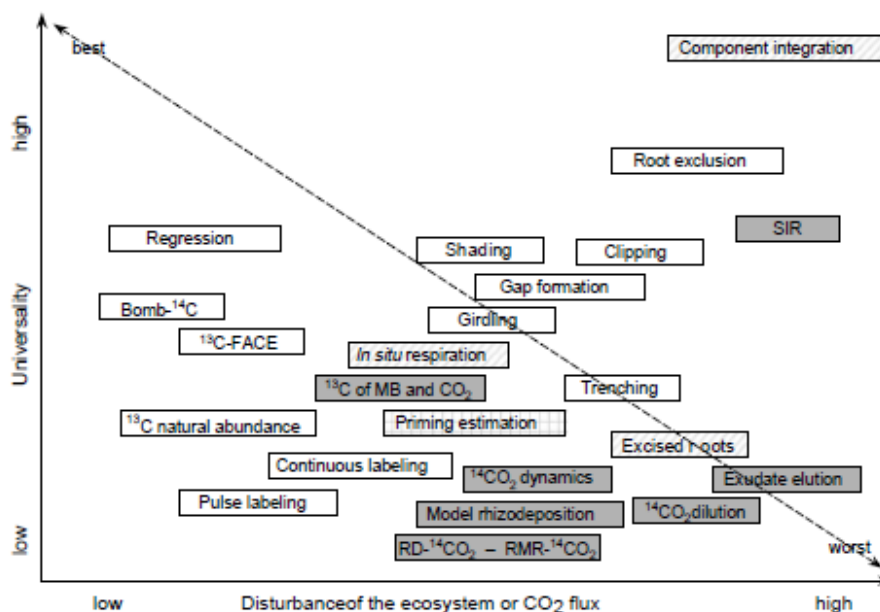


Fig. 4. Metodi impiegati per la partizione della respirazione del suolo. In ascissa vengono riportati i relativi disturbi apportati all'ecosistema, crescente da sinistra verso destra; sull'asse dell'ordinata viene riportata l'applicabilità, crescente dal basso verso l'alto. Da Kuzyakov 2006.

Component Integration

Si basa sulla separazione fisica dei pools di C che contribuiscono al flusso totale di CO₂ proveniente dal suolo e la misura sotto condizioni specifiche e controllate (Hanson et al., 2000; Kuzyakov e Larionova, 2005). Una volta misurato il tasso di respirazione specifico per le singole componenti si procede alla moltiplicazione per la rispettiva massa ed infine alla integrazione per ottenere il flusso totale di CO₂ (Hanson et al., 2000). Questa metodologia viene adoperata soprattutto in ambito eco fisiologico per la possibilità di potere modificare i diversi fattori che influenzano le singole componenti dell'ecosistema. I limiti sono individuabili nei disturbi apportati all'ecosistema tenendo conto degli equilibri instaurati tra le diverse componenti.

Una versione ridotta della metodologia sopra riportata è quella della **recisione radicale** (Rühr et al., 2009), la misura viene effettuata su un quantitativo di radici, generalmente fini lavate o spazzolate in modo da evitare fenomeni di respirazione rizomicrobica. Le radici incubate per tempi variabili tra pochi minuti (Burton et al., 2002) e le 24 ore (Reich et al., 1998; Craine et al., 1999; Burton e Pregitzer, 2002; Burton et al., 2002; Lipp e Andersen, 2003) la CO₂ emessa viene generalmente analizzata con IRGA, elettrodo ad ossigeno o trappole di CO₂ a sali alcalini.

Root exclusion

Questa metodologia si basa sulla misura indiretta del contributo della respirazione radicale attraverso la differenza nell'ambito dello stesso sito tra i valori misurati in due parcelle, una con radici e l'altra dove sono state rimosse (Buchmann et al., 2000). Il vantaggio di tale tecnica è legata alla separazione totale della componente radicale dalla componente suolo evitando confusione di effetti legati al contributo di CO₂ da parte della decomposizione di quelle morte; dall'altro lato la rimozione determina un'alterazione della struttura suolo con effetti negativi sulla diffusione.

Trenching

Nel caso del *trenching* o trincea, le radici non vengono eliminate ma lo scavo o l'inserimento di un corpo esterno determina un'interruzione dei fotosintetati dalla chioma verso le radici con l'abbattimento della respirazione autotrofa (Ewel et al. 1987). Il cosiddetto trenching, trattandosi di una interruzione può essere realizzato in diversi modi, isolando un'area con uno scavo perimetrale (Epron et al., 1999b), inserendo delle barriere (Lee et al., 2003) o tubi in pvc (Buchmann 2000) nel terreno fino alla zona esplorata

dall'apparato radicale, attraverso una differenza con il controllo (flusso di emissione totale di CO₂) risalire alla componente radicale.

Tree girdling

Metodo proposto da Högberg (2001), consiste nell'incidere la corteccia a petto d'uomo fino al floema in modo da interrompere il flusso floematico dalle foglie verso le radici. L'incisione anulare o *tree girdling*, consente la determinazione della respirazione della rizosfera senza che si effettui la partizione tra componente autotrofa ed eterotrofa. Il calcolo viene effettuato sulla base della differenza tra il plot controllo e il plot test. Il "Girdling" riduce del 50 % il contributo della componente radicale in un tempo che va da uno a tre mesi rispetto ad un controllo (Subke et al. 2004).

Högberg (2001) ha rilevato che l'attività radicale contribuisce per oltre il 56 % dell'emissione totale al primo anno dall'intervento, con incremento al secondo anno dal girdling, del 65 % probabilmente dovuto al residuo di amido metabolizzato nelle radici (Bhupinderpal-Singh et al. 2003)

Misura in situ della respirazione radicale

La misura in situ o in pieno campo della respirazione radicale consiste nella separazione fisica delle radici della pianta dal suolo senza distaccarle ed inserirle all'interno di una cuvette, il monitoraggio della CO₂ effettuato per mezzo di un IRGA (Cheng et al., 1993; Fu et al., 2008; Chen et al. 2009). La fase di scavo e separazione delle radici comportano inevitabilmente delle ferite, soprattutto in terreni a tessitura fine dove l'adesività della componente suolo all'apparato radicale determina degli aggregati notevolmente resistenti in condizioni di suolo secco e notevolmente plastici in eccesso di umidità con notevoli difficoltà sulla separazione. Per ovviare a questi inconvenienti talvolta si ricorre alla stima comportando inevitabilmente delle imprecisioni.

Basal method

La metodologia si basa nell'isolamento di una porzione di suolo (Nakane et al. 1983; Kelting et al. 1998; Ohashi et al. 2000; Lee et al. 2003) e taglio della componente di soprassuolo; la respirazione totale viene misurata periodicamente, quando la componente radicale della vegetazione tagliata incomincia a degradarsi si determina un abbassamento del tasso respiratorio fino al raggiungimento di un plateau che rappresenta la respirazione del suolo o basale. La respirazione radicale viene ottenuta dalla differenza tra la respirazione totale con la basale.

Metodi isotopici

In ambito ecologico l'uso degli isotopi permettono di tracciare il percorso di un elemento annullando quasi del tutto gli eventuali disturbi all'ecosistema (Coleman & Fry 1991), con il vantaggio di avere stime più precise nelle ripartizioni, anche se manipolare traccianti radioattivi richiedono personale altamente specializzato. Generalmente gli isotopi più impiegati sono il ^{14}C ^{13}C ed occasionalmente ^{18}O (Trumbore 2000). Di seguito si riportano le tecniche più comunemente utilizzate per la partizione della respirazione del suolo che prevedono l'utilizzo degli isotopi.

Continuos labelling

Questo metodo si basa sulla somministrazione in continuo di una soluzione di C marcato ^{14}C o ^{13}C - CO_2 per un certo periodo di tempo che può coincidere anche con l'intera durata della vita della pianta. La porzione di CO_2 derivata dalle radici viene determinata diluendo il carbonio marcato con CO_2 proveniente dalla decomposizione

microbica della sostanza organica, SOM, (Johnen e Sauerbeck, 1977; Whipps, 1987). Il *continuous labelling* è appropriato per la stima del carbonio totale trasferito dalla pianta ai pool del sottosuolo nel corso della somministrazione degli isotopi (Meharg, 1994) e se il carbonio perso come CO₂ viene compensato dalla componente radicale.

Pulse labelling and repeated pulse labelling

Il *Pulse labelling* a differenza del *continuous labelling* prevede un'unica somministrazione di tracciante isotopico con lo scopo di quantizzare la distribuzione del C marcato all'interno della pianta e quello respirato in una certa fase fenologica. Tale metodologia risulta particolarmente indicata per gli esperimenti di laboratorio (Cheng et al. 1993).

Una variante del *Pulse labelling* è il *Repeated pulse labelling* dove la somministrazione avviene nelle diverse fasi nel corso della stagione di crescita. Un'applicazione della metodologia è stata effettuata per determinare il budget di C della pianta (Swinnen et al. 1994a).

Soil CO₂ dating

Considerato che i source di CO₂ del suolo presentano un turn over differente e precisamente quella proveniente dalla decomposizione radicale presenta una concentrazione isotopica equivalente a quella atmosferica essendo il risultato del metabolismo dei fotosintetati a differenza di quello presente nella SOM che presenta un turn-over molto più lento, anni o decenni.

¹⁴C Derivato dagli esperimenti nucleari

I test nucleari condotti tra gli anni 50-60 hanno incrementato il contenuto di ¹⁴C nell'atmosfera (Vogel e Uhlitzsch 1975), con ciò il contributo della respirazione radicale

sul totale delle emissioni può essere calcolata misurando l'abbondanza del ^{14}C nell'atmosfera, nella SOM e nella respirazione del suolo. Come precisato nel paragrafo precedente, il contenuto di ^{14}C nella CO_2 prodotta dalla respirazione radicale si può assumere che rifletta quella atmosferica a differenza di quella prodotta dalla decomposizione della SOM che ne presenta un contenuto minore dovuto sia ad un turnover più lento che per l'isolamento.

In piena estate, i valori di concentrazione del ^{14}C nella CO_2 proveniente dalle emissioni del suolo coincidono approssimativamente con quella atmosferica, fenomeno dovuto all'incremento del tasso di respirazione radicale, nel periodo invernale coincide approssimativamente con quella prodotta dalla decomposizione della SOM.

Metodi per il campionamento della componente radicale

Su scala globale, la componente radicale fine identificata < 2 mm è dislocata non oltre i 30 cm dal piano di campagna, (Bohm 1979, Jackson et al., 1996); contribuisce alla produzione primaria netta per il 33 % (Jackson et al., 1997), il C allocato in questa frazione dell'apparato radicale si caratterizza da un lato per la sensibilità ai fattori ambientali dall'altro per la mobilità all'interno della pianta (Högberg et al., 2001).

Le metodologie per la determinazione della biomassa radicale sono distinguibili in metodologie indirette, adoperate in ambito forestale qualora si desideri determinare la biomassa radicale più grossa; di seguito si riportano i metodi diretti più comunemente utilizzati per determinare la componente radicale fine.

Metodo trivella Auger sampling

Il metodo si basa sul prelievo di carote di terreno attraverso una trivella manuale o meccanica e la successiva separazione delle radici dal terreno attraverso il lavaggio. Il

carotatore o trivella (fig. 5), costituito da una trivella lunga 15 cm e diametro pari a 7 cm, presenta nella parte superiore un elemento a T che permette la penetrazione ed il prelievo della carota di suolo. La variabilità spaziale dell'apparato radicale costituisce un limite nell'utilizzo della presente metodologia, per ridurre le fonti di errore diventa quasi un obbligo effettuare un elevato numero di campioni a costi non indifferenti. Allo stato attuale risulta essere lo strumento più indicato per studi inerenti la misura della biomassa radicale.

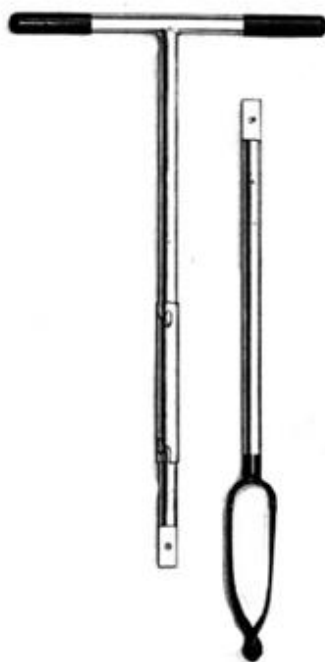


Fig. 5. Trivella tipo per il campionamento volumetrico del suolo.

Ingrowth core

Questo metodo consiste nell'interrare per un periodo di tempo prefissato (Neill 1992) e ad una certa profondità una rete in nylon con maglie di 0.5-0.7 cm con all'interno del suolo epurato e setacciato dalla componente radicale in modo da quantizzare la crescita dell'apparato radicale in un dato periodo. Non poche le problematiche inerenti nell'utilizzo

a causa delle alterazioni apportate nel profilo pedologico interessato dall'esplorazione dell'apparato radicale.

Minirizotroni

Accanto alle metodologie dirette descritte sopra, notevole diffusione è stata riscontrata nell'utilizzo dei minirizotroni, metodologia che si è sostituita ai rizotroni, ovvero laboratori sotterranei immersi nel terreno con pareti trasparenti che permettono il monitoraggio della dinamica di crescita delle radici.

I minirizotroni (Upchurch et al., 1983) costituiti da una microcamera collegata ad un manico telescopico che si va ad inserire all'interno di tubi trasparenti interrati ad una determinata inclinazione; le immagini acquisite ad intervalli più o meno regolari elaborate con specifici software per la determinazione della lunghezza e del diametro.

Lavaggio della biomassa

Il campione una volta prelevato verrà sottoposto a lavaggio in modo da eliminare la componente suolo che aderisce alle radici nel caso in cui il terreno presenti una tessitura tendenzialmente argillosa, invece, nel caso di suoli sabbiosi la separazione può essere effettuata anche manualmente. Il trattamento disperdente degli aggregati viene effettuato attraverso l'impiego di disperdenti chimici (tab.1). Particolare attenzione va posta nel caso si voglia determinare il peso fresco, trattandosi di bassi quantitativi l'acqua di lavaggio non allontanata opportunamente potrebbe essere fonte di errori; per ovviare a questo inconveniente alcuni autori (Van Noordwijk e Floris 1979) (Grzebisz et al.1989) suggeriscono la centrifugazione a basse velocità della componente radicale prima della pesatura. La determinazione del peso secco torna utile per studi inerenti la ripartizione dei fotosintetati o in generale del C. Da un punto di vista metodologico la determinazione della sostanza secca si basa nella messa in stufa della componente oggetto di studio a

temperature comprese tra i 65-75 °C fino al raggiungimento di un peso costante, in genere 24 h; in questo caso, gli errori potrebbero provenire da residui di particelle di suolo aderite alle radici.

Table 6.2. Listing of some dispersing chemicals used for root studies by different authors

Chemicals	Reference	Concentration
Na ₄ P ₂ O ₇	Schuurman and Goedewaagen (1971)	0.27%
Na ₃ PO ₄	Cassel et al. (1995)	0.2 M
(NaPO ₃) ₆	Van Noordwijk (1993)	5%
NaCl	Tardieu and Manichon (1986)	Sat. solution
HCl	Böhm (1979)	3-5%
(COOH) ₂	Heringa et al. (1980)	10 g/l
CH ₃ COOH	Mitchell et al. (1993)	0.25-2.5 M
NaHCO ₃ + CH ₃ COOH	Pallant et al. (1993)	Not given
Detergents	Kücke et al. (1995)	Not given

Tab. 1. Lista dei disperdenti chimici adoperati per la separazione delle radici dal suolo: da Smit, *Root Method A Handbook*.

Determinazione della lunghezza radicale

Metodo delle intersezioni

La determinazione della lunghezza radicale può essere effettuata direttamente con righelli, stimata attraverso opportuni software oppure ricorrere al tradizionale metodo dell'intersezione messo a punto da Newmann (1966) e modificato da Marsh (1971).

La tecnica viene impiegata sia per la rapidità di esecuzione rispetto alla misura diretta mantenendo il medesimo errore che la semplicità.

Metodologicamente la tecnica prevede la realizzazione di una griglia con lato della maglia nota, le radici disposte al di sopra in posizione random. La stima della lunghezza verrà effettuata attraverso la seguente equazione:

$$\text{Lunghezza radicale} = 11/14 \times N \times L$$

Dove n è il numero di intersezioni ed L lato della griglia in cm. Il termine $11/14$ dell'equazione moltiplicato con il lato della griglia è il fattore di conversione della lunghezza radicale, per esempio una griglia di 0.5 cm di lato il fattore di conversione è di 0.393, 1 cm 0.786 e 2 cm 1.5714.

PARTE SPERIMENTALE

Obiettivi

L'obiettivo della presenti tesi di dottorato è stato quello di determinare il ruolo dei flussi di CO₂ provenienti dal suolo e delle sue componenti nella voce respirazione dell'ecosistema del bilancio annuale del carbonio all'interno di un oliveto monitorato con il metodo della correlazione turbolenta o *Eddy Covariance*. Da studi effettuati, l'olivo ha manifestato una capacità di assorbimento della CO₂ di 13 t C ha⁻¹y⁻¹, valori che vanno ben oltre quelli misurati all'interno di altri ecosistemi sia agrari che naturali. L'aumento dalla rivoluzione industriale ad oggi della concentrazione di CO₂ nell'atmosfera da 280 a 385 ppm probabilmente per causa di natura antropica (IPCC 2007) ha mobilitato la comunità internazionale (UNFCCC, 1993) per contenerne il costante incremento di questo gas serra responsabile dell'aumento della temperatura globale. A livello internazionale il Protocollo di Kyoto regola la riduzione dei gas serra da parte dei paesi avanzati, tra cui l'Italia, paese quest'ultimo che in riferimento all'art. 3.4 relativa alle attività addizionali dei sink di carbonio ha optato per la forestazione, quindi alla luce di quanto riportato l'olivo potrebbe rivestire un ruolo di primo piano come specie chiave per la riduzione di CO₂.

Il flusso di CO₂ dal suolo, rappresentato dalla sommatoria della respirazione della componente autotrofa (componente radicale) ed eterotrofa (componente microbica), al fine di poter determinare il contributo dei singoli elementi sulla respirazione dell'ecosistema è stato oggetto di partizione, operazione effettuata in laboratorio attraverso la *Component Integration*; metodologia che prevede la separazione e la misura delle singole entità sotto condizioni controllate. Dai parametri rilevati in laboratori sono stati messi a punto dei

modelli empirici al fine di effettuare il passaggio di scala o *upscaling* rapportandoli all'unità di biomassa rilevata in campo e di tempo. Con ciò è stato necessario quantificare per unità di superficie la distribuzione della biomassa radicale fine essendo quella che per l'assorbimento di acqua e sali minerali ed il rapido turn over rappresenta al meglio l'interfaccia suolo pianta. Per le misure dei flussi e quelli di biomassa radicale fine, l'*upscaling* è stato effettuato attraverso una tecnica di interpolazione spaziale, la tassellazione di Voronoi, suddividendo l'area oggetto di studio in aree di influenza calcolati sulla base dei punti noti, in modo da potere attribuire dei valori ai punti non campionati ricadenti all'interno.

Interpretazione della dinamica annuale della vegetazione

Sulla base di quanto detto in merito al ruolo della componente vegetazione sul bilancio del carbonio a livello di ecosistema, di particolare importanza risulta evidenziare su scala stagionale la dinamica della vegetazione, in modo da potere individuare i periodi in cui la NEE oltre che dalla componente arborea è ascrivibile alla vegetazione spontanea ed influenzata da altre pratiche colturali. Trattandosi di un agro ecosistema, l'interpretazione della dinamica di crescita all'interno dell'oliveto presenta numerose difficoltà legate alle diverse pratiche agronomiche effettuate nel corso dell'anno, l'andamento climatico tipico degli ambienti mediterranei, caratterizzati da stagioni estive secche e quelle autunno primaverili umide che favoriscono lo sviluppo della biomassa spontanea, come detto per l'entità e per la durata del ciclo vegetativo apportano un contributo in termini di scambio di CO₂ all'interno del sistema suolo pianta atmosfera, anche se allo stato attuale non è stata oggetto di studio. Per ovviare agli inconvenienti di cui sopra è stato ritenuto opportuno ricorrere ai modelli stagionale di (NDVI), acronimo che sta per Normalised Difference

Vegetation index (Rouse et al., 1974; Tucker, 1979), è l'indice di verde più comunemente adoperato nel remote sensing, esso utilizza la radianza (o la riflettanza) del canale del rosso e del canale del NIR attorno ai 860 nm, il primo localizzato nella zona di massimo assorbimento della clorofilla, il secondo invece nel plateau di alta riflettanza dovuto alle componenti della parete cellulare. L'indice, è correlato alla presenza (densità) di biomassa verde. I dati di NDVI sono stati rilevati dal sensore MODIS/TERRA (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) con una frequenza di 16 giorni per il biennio 2008-2009 (Fig. 1).

Descrizione delle principali pratiche agronomiche svolte in azienda

Viste le dimensioni aziendali, la superficie è suddivisa per appezzamenti in modo da potere gestire le pratiche agronomiche in modo più organico. La potatura, la pratica che per l'oggetto della tesi merita particolare attenzione in quanto determina una riduzione della biomassa, inizia al termine della raccolta del primo appezzamento, prima decade di novembre per terminare nella seconda decade di marzo; nel corso delle operazioni di potatura, il terreno viene lasciato inerbito in modo tale da renderlo praticabile agli addetti ai lavori anche in condizioni umide. Il potato posto al centro dell'interfilare viene trinciato comportando nel medesimo tempo uno sfalcio della biomassa spontanea. Nel corso della stagione il terreno è sottoposto a lavorazioni superficiali e vengono effettuati nel periodo primaverile con il principale obiettivo di contenere la biomassa spontanea e nel periodo estivo in modo da interrompere lo strato capillare e quindi limitare perdite di evaporazione dal suolo.

Dinamica annuale della vegetazione

Lo studio dell'interpretazione della dinamica della vegetazione è stata effettuata attraverso tecniche di remote sensing supportata da un'indagine tecnico agronomica attraverso delle interviste allo staff aziendale relativamente alle pratiche colturali. Le variabili ambientali come riportato in altri capitoli, monitorati sia attraverso la stazione meteo della rete SIAS (Servizio informativo agrometeorologico siciliano, Regione Sicilia) che sensori di temperatura e umidità installati per l'esperimento.

Nell'anno 2008 il valore di NDVI ha seguito un decremento che va dall'inizio dell'anno, fino al metà marzo per fatti imputabili da un lato all'asportazione della vegetazione attraverso la potatura, dall'altro all'immediata trinciatura dei residui, operazione che meccanicamente per effetto del passaggio quasi raso al piano di campagna comporta altresì uno sfalcio della biomassa spontanea. In prossimità della prima decade di aprile, il valore tende ad una leggera ripresa per fatti attribuibili alla ripresa dell'attività vegetativa dell'olivo da un lato e dal ricaccio della biomassa spontanea dall'altro, anche se, come è possibile evidenziare i valori tendono ad essere stabili per effetto delle lavorazioni superficiali (erpiculture) effettuate nel periodo primaverile e svolte con il preciso obiettivo di contenere la biomassa spontanea. Nel corso della stagione, le lavorazioni terminano in prossimità della fioritura, per evitare nel corso delle impollinazioni problemi per effetto del passaggio del mezzo meccanico con ripercussioni negative sull'allegagione, operazioni che verranno riprese subito dopo la fase fenologica citata per terminare orientativamente alla prima decade di luglio. L'assenza di piogge nel periodo estivo comportano in termini di contenuto volumetrico di acqua nel suolo un decremento fino alla ricarica da parte delle piogge nel mese di settembre, con effetti sulla riduzione della vegetazione ciò nonostante l'impianto sia in irriguo, effetti individuabili nel calo dell'indice di vegetazione, NDVI,

con il minimo a settembre. A seguito di due eventi di precipitazione rilevati a fine agosto pari a 10.8 mm e di un successivo primi di settembre di 31 mm che hanno ristabilito le condizioni idonee per la germinazione della seed bank del terreno segnate dall'aumento nel trend di NDVI fino ai primi di novembre, momento segnato dall'inizio della raccolta e una volta terminato lo stesso è oggetto di potatura. Per l'anno 2009 il trend di NDVI presenta la medesima dinamica riportato per l'anno precedente. Se confrontati, i valori rilevati nel 2009 sono più alti rispetto a quanto rilevato l'anno precedente, il fenomeno trova spiegazione nel fatto che per quest'ultimo anno la trinciatura è stata effettuata al termine delle operazioni di potatura e non parallelamente, infatti al giorno 113, al termine dell'operazione il dato torna in linea con quello dell'anno precedente. Per il periodo primaverile estivo i valori sono in linea con quelli rilevati l'anno precedente. I valori più alti dell'indice di vegetazione è dovuto ad un anticipo delle precipitazioni rispetto l'anno precedente con un' effetto positivo sulla germinazione della biomassa spontanea.

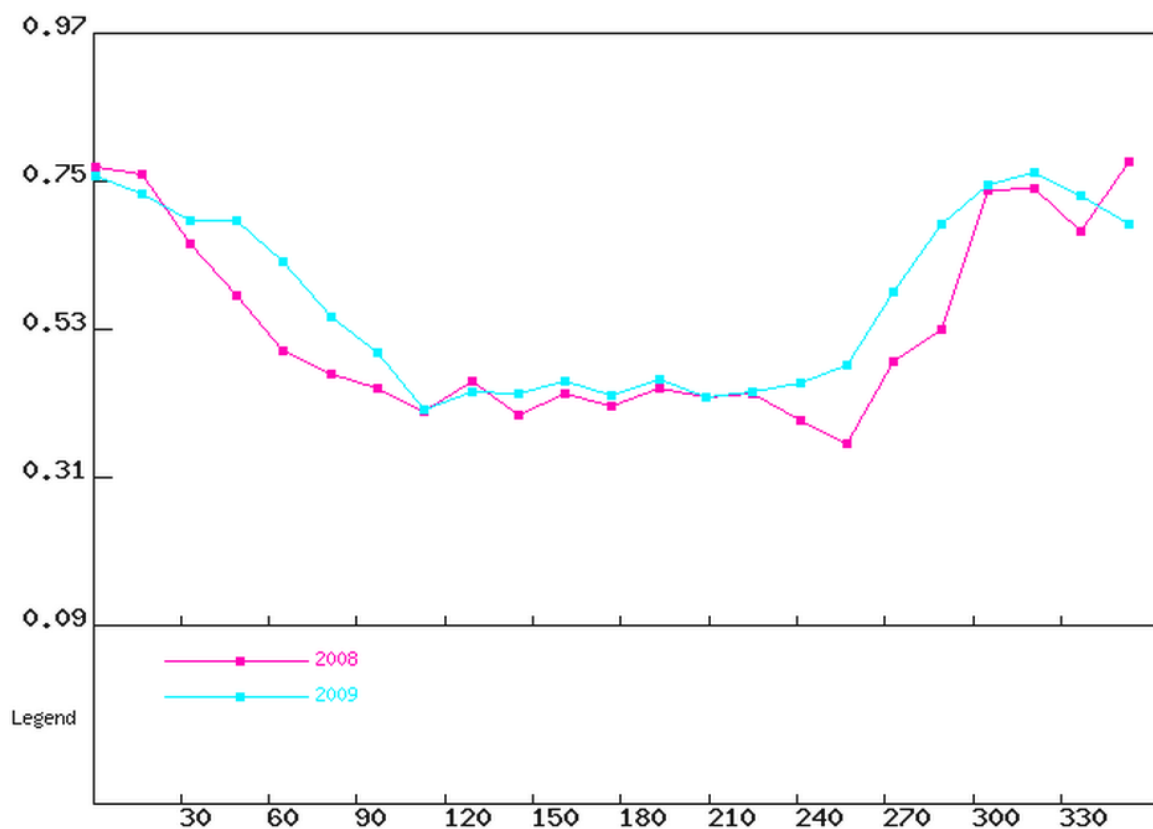


Fig. 1. Modelli annuali di NDVI rilevati nel corso dell'anno 2008 e 2009.

Misure di temperatura e umidità del suolo

Per il monitoraggio del contenuto volumetrico di umidità del suolo nell'anno 2007 sono stati installati cinque sonde di umidità TDR CS625 Campbell Scientific posizionate tre a 15 cm, uno a 30 e uno a 60 cm di profondità in senso parallelo ai collari e distanti 1.50; per la temperatura sono state adoperate sei sonde Pt 100, di cui tre posizionate ad una profondità di 60 cm e tre a 15 cm in prossimità del centro tra due piante sulla fila. La sensoristica sopra descritta è stata collegata ad un datalogger o sistema di acquisizione dati (CR10 datalogger, Campbell Scientific, Logan, UT) permettendone attraverso uno specifico programma sia la gestione che il salvataggio dei dati. Il campionamento è stato effettuato con una frequenza di 30 minuti.

Risultati

Nel corso dell'esperimento la temperatura e l'umidità del suolo hanno seguito un andamento tipico degli ambienti mediterranei caratterizzati da inverni miti ed estati secche e calde, le temperature non sono mai scese sotto lo zero e le piogge concentrate nel periodo che vanno dall'autunno fino alla primavera.

In dettaglio (fig.5), il valore minimo di temperatura nel corso della prova (marzo 2008 giugno 2009) è stato rilevato nel giorno 423 (27 febbraio 2009) con 9.8 °C ad una profondità di 15 cm, invece il valore massimo è stato rilevato nel giorno 184 (3 luglio 2009) con 31.3 °C. Al range di valori di temperatura si sottolinea come quelli di umidità abbiano subito l'effetto opposto, infatti il valore minimo coincide con il Doy 290 (17 ottobre 2008), con un minimo di umidità del 20,3 % ed il massimo 44,4 % in corrispondenza del Doy 90 (31 marzo 2008). Nel corso dei 18 mesi di rilievo è stata rilevata una temperatura media a 15 cm di 21 °C e 31,3 % di umidità alla medesima profondità. Nel biennio 2008-2009 il valore medio delle precipitazioni totali annue è stato di 700 mm (fig. 6)

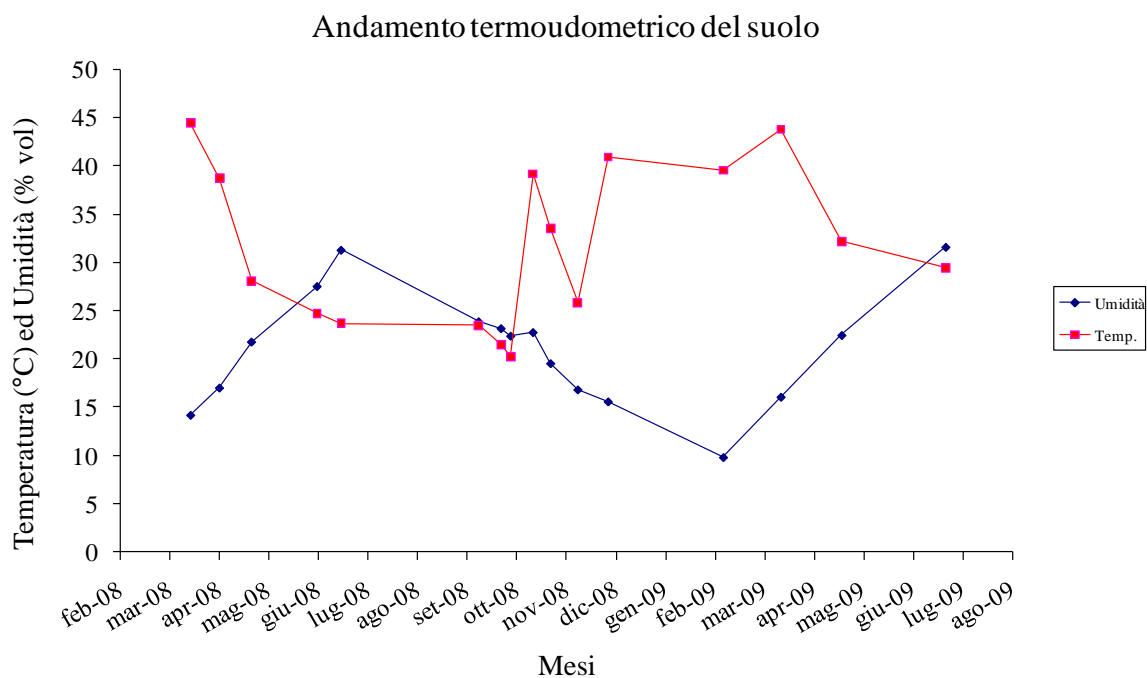


Fig. 5. Monitoraggio dell'andamento termo udometrico del suolo a 15 cm di profondità effettuato da gennaio 2008 a giugno 2009

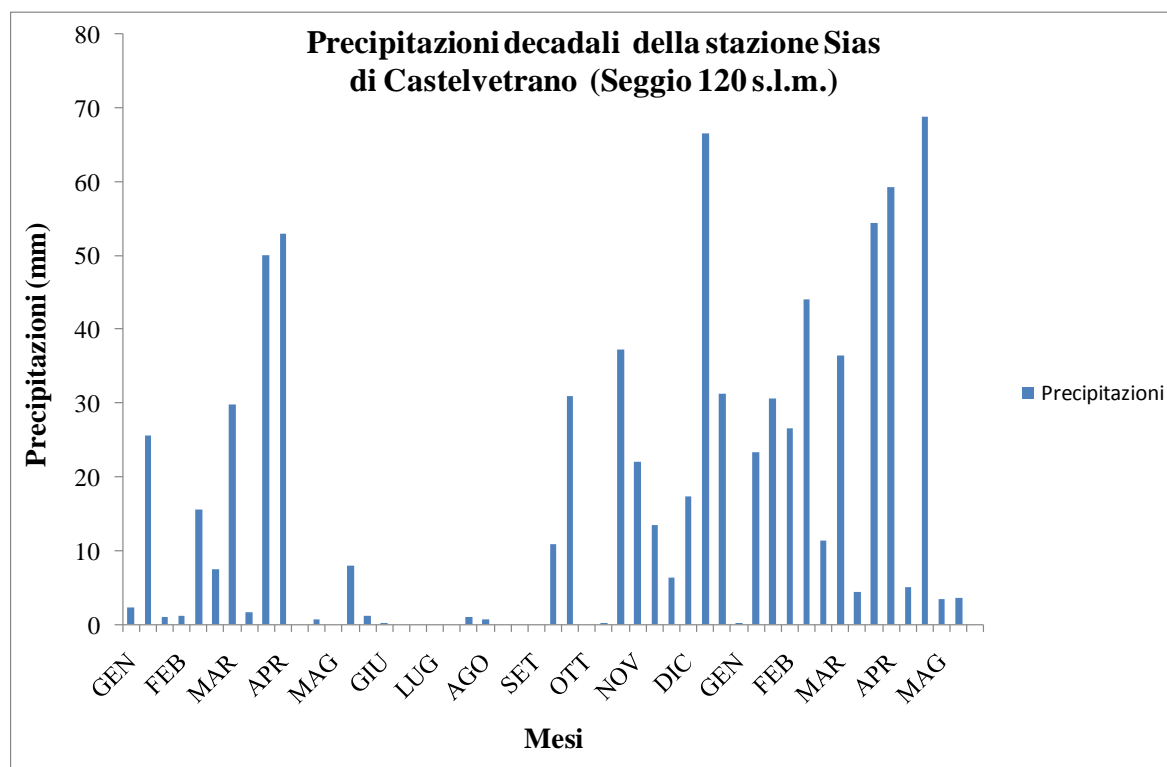


Fig. 6. Distribuzione delle precipitazioni totali decadali nel corso delle misure di campo gennaio 2008 a giugno 2009. Dati SIAS, Servizio Informativo agrometeorologico Siciliano (Regione Sicilia).

Misure dei flussi di CO₂ dal suolo in pieno campo

L'attività di ricerca è stata condotta presso un oliveto commerciale, Az. Consiglio sito nell'agro di Castelvetro (fig. 2) provincia di Trapani. Le proprietà fisiche del suolo sono ascrivibili ad un argilloso sabbioso costituite da: Sabbia per 47.47 %, Limo per 12.90 % e Argilla per 39.63 % con densità apparente di 1,32 g/cm³. Le costanti idrologiche misurate attraverso il metodo pressimetrico del suolo sono rispettivamente: capacità idrica massima (C.I.M.) 0.4635 cm/cm³, capacità di campo (C.C.) 0.315 cm/cm³, punto di appassimento (P.A.) 0.1351 cm/cm³. Il contenuto di C organico del suolo è di 1.38 (g/Kg).



Fig. 2. Azienda agricola Consiglio. La porzione segnata dall'ellisse rappresenta il sito della torre *Eddy Covariance*, il rettangolo la porzione interessata dai rilievi di campo.

Materiali e metodi

Misure di emissione di CO₂ dal suolo in pieno campo

La misura dei flussi è stata effettuata per mezzo di una *closed dynamic chamber*, costituita da un analizzatore all'infrarosso (IRGA), CIRAS 1 (PP Systems, Hitchin, UK) (fig.3) collegato alla relativa camera di respirazione (SRC-1) di forma cilindrica ed avente un volume di 1170 cm³ ed un'area di 78 cm² munita di una ventola con la funzione di effettuare un più veloce ricambio dell'aria dopo una misura o attivata per un tempo più lungo ed alla massima velocità nel caso lo strumento di *default* effettua un reset o tecnicamente uno *zero*.

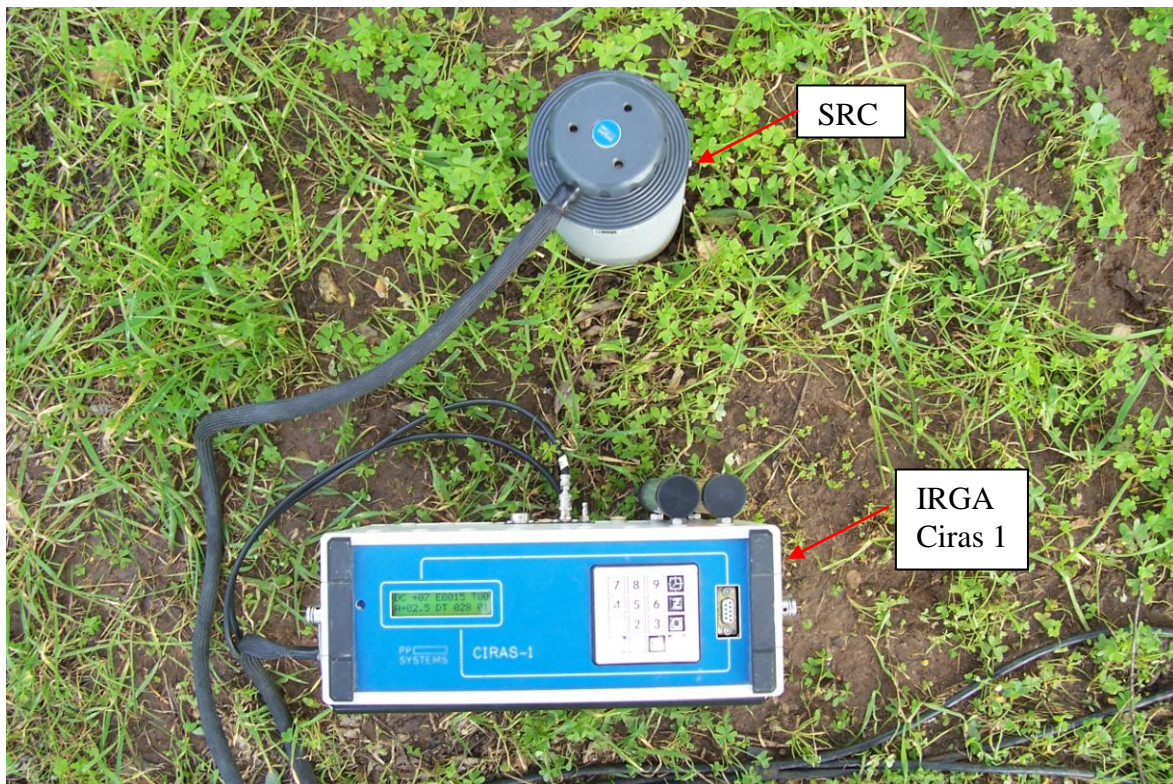


Fig. 3. In figura il sistema adoperato per la misura dei flussi di CO₂ provenienti dal suolo, costituito dall'analizzatore ovvero l'IRGA e dalla *soil respiration chamber*, SRC 1.

Nell'anno 2007 su una porzione della superficie dell'oliveto costituito da piante di 15 anni di età disposte con sesto a rettangolo (5 m x 8 m) lungo gli 8 m dell'interfila sono

stati inseriti 9 “collari”, ovvero porzione di tubo in pvc da 100 mm di diametro e lunghi 10 cm in modo tale da potere inserire la “camera di respirazione” grazie alla presenza nella parte terminale di un elemento metallico circolare di qualche centimetro inferiore al collare, garantendo il perfetto isolamento dall’ambiente esterno e limitando al minimo eventuali disturbi e perdite durante la misura del flusso. La superficie esterna dei collari è stata forata in diversi punti con punte da 5 mm di diametro per favorire la ricolonizzazione dell’apparato radicale e ricostituire quanto più possibile le condizioni pre intervento. I collari sono stati posizionati ad 80 cm dal tronco (fig.4) ed in egual modo equidistanti l’uno dall’altro fino a raggiungere la pianta della fila adiacente. Il posizionamento dei collari ha costituito di fatto una replica, riproducendo il medesimo schema dell’unità interfila tra il primo collare posto ad 80 cm dal tronco e quello posto al centro dell’interfila. Una volta inserita la camera di respirazione al di sopra del collare, il calcolo del flusso di CO₂ dal suolo è stato effettuato dal software dello strumento, misurando l’incremento della concentrazione nel tempo all’interno del volume del sistema e rapportato alla superficie occupata dalla camera, più precisamente:

$$F = \frac{\Delta C}{\Delta t} * \frac{V}{A}$$

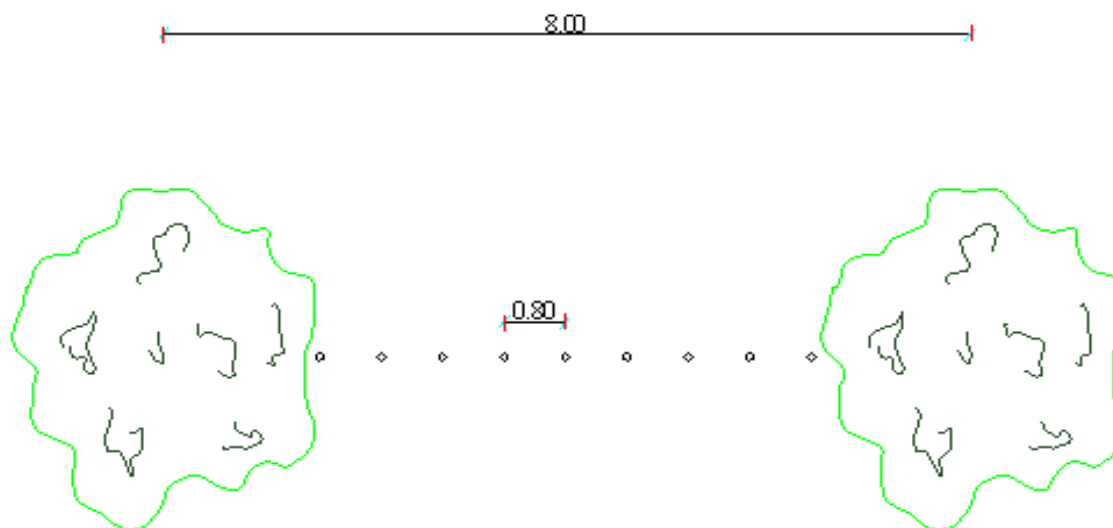


Fig. 4. Planimetria della distribuzione dei collari per la misura della respirazione del suolo. Considerando il posizionamento dei collari (elementi circolari) dalle piante verso il centro dell'interfila di fatto si è costituita una replica.

I rilievi sono stati effettuati con cadenza quindicinale, a partire da marzo 2008 fino a giugno 2009, ad eccezione del mese di agosto 2008 per motivi legati ad un guasto tecnico allo strumento e gennaio 2009 a causa di inidonee condizioni meteo.

Le misure sono state effettuate tra le 09.00 e le 12.00, secondo quanto riportato da diversi autori (Davidson et al., 1998; Mielnick and Dugas, 2000; Xu and Qi, 2001) i valori di flusso rilevati durante quelle ore della giornata risultano essere rappresentativi della media giornaliera. Il dato utile di emissione è stato il risultato della media tra i due collari disposti alla stessa distanza dal tronco che, come specificato in precedenza rappresentano la replica.

Risultati

La media del flusso di emissione di CO₂ (fig.7) è stata pari a $3.24 \pm 0.23 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ con il massimo rilevato a fine primavera , precisamente il giorno 16 giugno 09 con valori di $6.02 \pm 0.280 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ed il minimo in estate con valori di $1.695 \pm 0.157 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$

il 03 luglio 08. Gli andamenti dei flussi di CO₂ dal suolo sono stati influenzati dall'andamento climatico stagionale. Particolare attenzione merita il flusso misurato nel giorno 27 settembre 08, valore al di sopra della media $3.62 \pm 0.42 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, considerato che in quella data è stato registrato il minimo di umidità, 23.46 % ed una temperatura di 23.88 °C, anche se dall'analisi delle piogge del periodo il 24 settembre sono caduti 23.8 mm che, nonostante non siano stati sufficienti a ricaricare lo *storage* di acqua della componente suolo (fig.5) hanno generato un "esplosione" del flusso. Lungo il "transect", (tronco-centro interfila), largo 4.00 m, i valori di flusso di CO₂ misurato hanno presentato valori massimi a 1.60 m dal tronco e precisamente di $2.85 \pm 0.20 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ $2.13 \pm 0.17 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ a distanza di 4.00 m. Il valore di flusso a 1.60 m potrebbe ascrivere come vedremo più avanti, ad una maggiore concentrazione dell'apparato radicale.

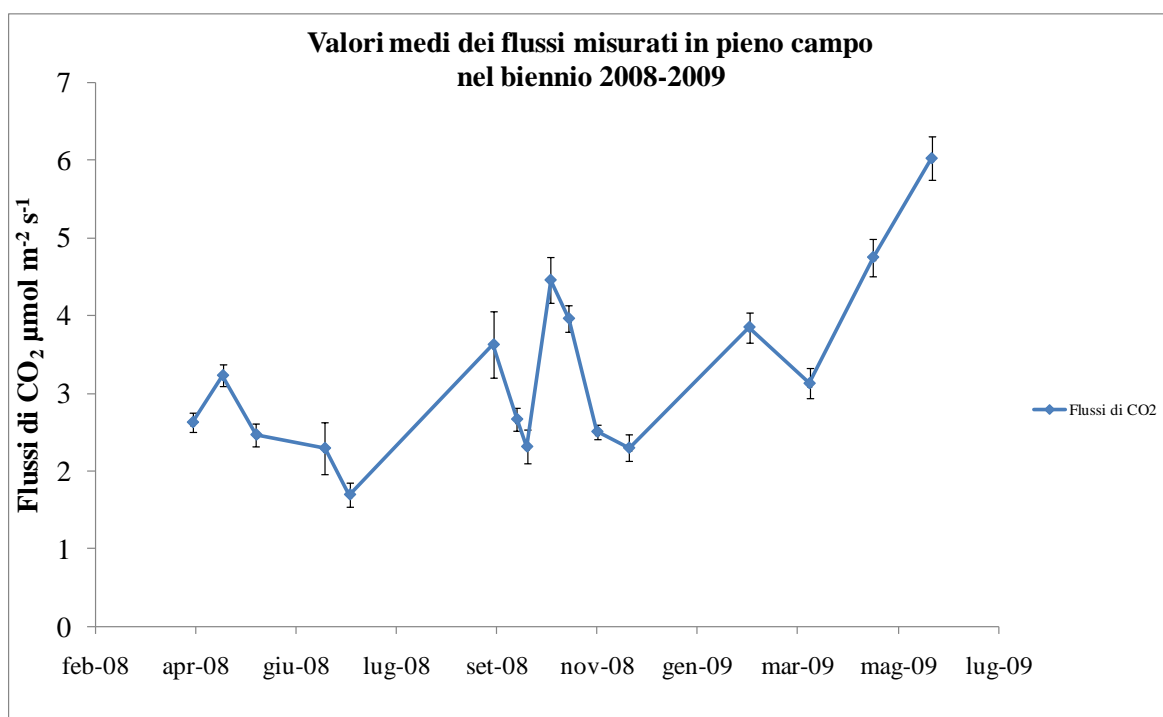


Fig. 7. Flussi medi di CO₂ del suolo rilevati in pieno campo nell'anno 2008-2009.

Discussione

Dalle misure effettuate è stato possibile individuare come l'emissione di CO₂ dal suolo sia soggetta agli effetti climatici stagionali (Davidson et al., 2000), ed in particolare dipendente soprattutto nel periodo estivo all'umidità del suolo che risulta un fattore limitante (Reichstein et al., 2002; Almagro et al., 2009) con ripercussioni sia sulla componente autotrofa che eterotrofa. Con l'avvento del periodo umido, autunno-primavera, un contributo all'emissione totale dei flussi di CO₂ oltre che dalla componente radicale dell'olivo proviene dalla vegetazione spontanea sia direttamente in termini di respirazione radicale che indirettamente con la respirazione microbica del suolo attraverso il metabolismo della sostanza organica da essa derivata. I valori di emissione di CO₂ dal suolo risultano confrontabili con altri lavori effettuati in ambiente mediterraneo con le medesime condizioni climatiche (Rey et al., 2002, Inghima et al., 2009). Diversi studi dimostrano come eventi piovosi preceduti da periodi secchi determinino notevoli flussi di CO₂ dal suolo (Birch 1959; Chou et al., 2008; Grünzweig et al., 2009; Inghima et al., 2009) dovuti all'influenza positiva che viene esercitata sia sulla componente autotrofa, attraverso il miglioramento dell'attività metabolica della componente radicale fine e delle relative simbiosi (Vargas e Allen, 2008; Heinemeyer et al., 2007) che su quella eterotrofa perché l'azione della pioggia determina: una riattivazione della componente microbica (Gliński, J. e W. Stepniewski 1985), la disgregazione dei microaggregati di suolo, prerogativa questa dei suolo argillosi (Borken e Matzner, 2009) con la conseguente solubilizzazione della sostanza organica labile facilmente degradabile dalla biomassa microbica del suolo (Denef et al., 2001) presente negli aggregati terrosi e quelli derivati dalla lisi della biomassa microbica a seguito dello shock osmotico indotto dai potenziali negativi del suolo (Fierer e Schimel, 2003). Un ulteriore contributo al notevole flusso originatosi a seguito di piogge

dopo lunghi periodi asciutti è dato dall'infiltrazione di acqua meteorica nel sistema suolo dove la CO₂ originatasi e accumulatasi all'interno del sottosuolo viene espulsa comportando fenomeni di “*degassing*”, (Liu et al., 2002a; Grahammer et al., 1991; Holt et al., 1990).

Determinazione della quantità e distribuzione della biomassa radicale fine di una porzione di oliveto.

Materiali e metodi

Presso il medesimo oliveto è stata effettuata la determinazione della biomassa radicale fine; tra le diverse tecniche in uso per il campionamento volumetrico del suolo è stato ritenuto opportuno utilizzare il metodo della trivella o “Auger method” scelto in quanto permette di campionare in modo rapido disturbando al minimo l'ecosistema. La trivella adoperata nel presente lavoro definita in gergo tecnico *open face* per via delle aperture sui due lati è costituita interamente in acciaio; geometricamente presenta un'altezza di 7 cm ed un diametro di 4 ed è saldata ad un tubo in metallo lungo 1.70 m; per facilitare lo inserimento e la rotazione nel terreno, la parte terminale presenta un elemento a T.

Il prelievo è stato effettuato in entrambi i versi del sesto, ovvero, sulla fila e tra le fila (fig. 8) ad una distanza di 80 cm interessando tre strati del profilo pedologico, 0-15 15-30 e 30-60 cm. Il prelievo di terreno è stato effettuato in due diverse epoche, il primo nel mese di luglio dell'anno 2009 che fenologicamente coincide con la fase di indurimento del nocciolo, il secondo rilievo al risveglio vegetativo, aprile 2010.

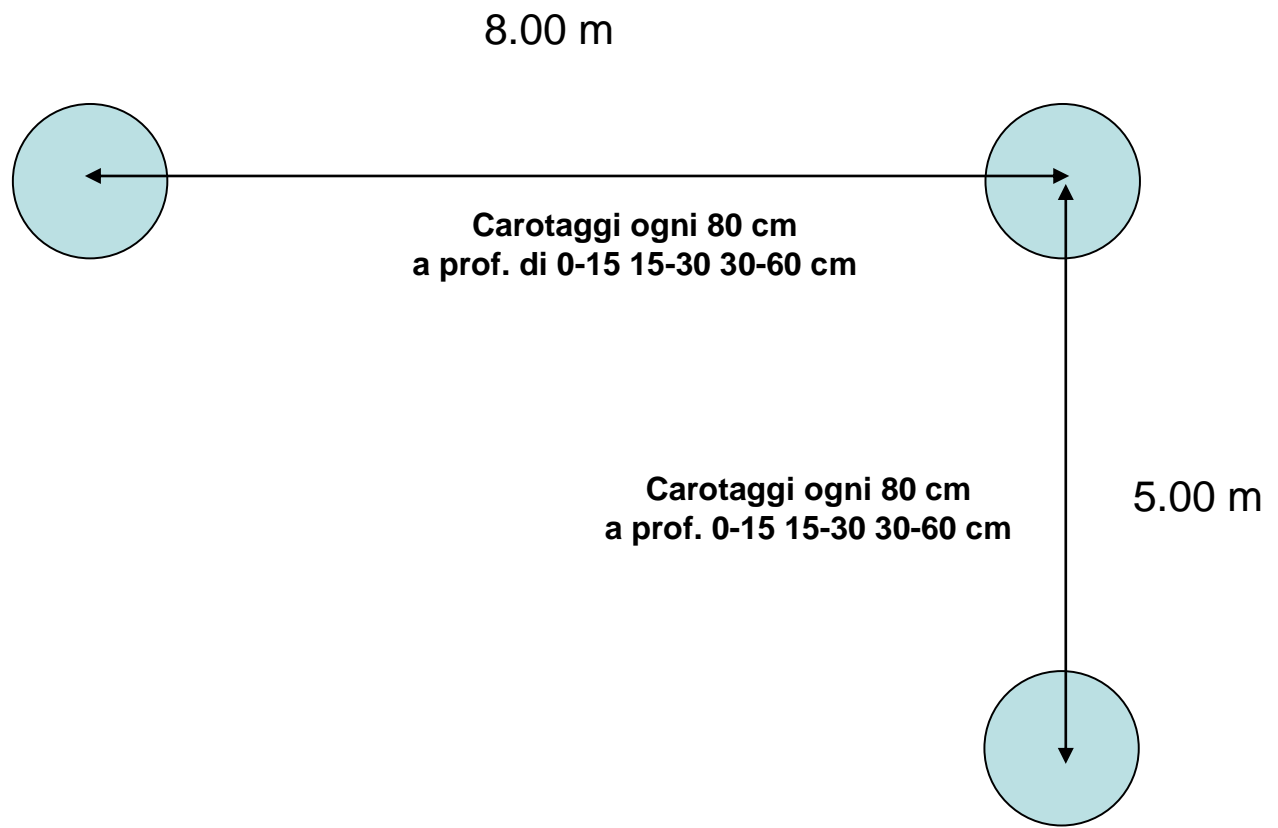


Fig.8. Schema dei carotaggi effettuati.

La fase di separazione delle radici dal suolo ha previsto l'immersione della carota per 12 h in una soluzione satura di NaCl (Tardieu e Manichon 1986), il recupero della componente radicale fine all'interno dei campioni di terreno dispersi è stato effettuato con setacci a maglia di 0,25 mm. Recuperate, le radici sono state lavate con acqua per eliminare le particelle terrose ed asciugati con carta assorbente per eliminare eventuali errori durante la pesatura. Successivamente le radici sono state poste in stufa per 48 h a 60 °C e una volta rilevato il peso secco è stata misurata la lunghezza radicale sia attraverso metodi diretti, ovvero per mezzo di un righello a scala millimetrica, sia attraverso l'utilizzo del metodo delle intersezioni (Marsh 1971; Tennant 1975). In dettaglio, il metodo delle

intersezioni è stato realizzato disponendo in modo puramente casuale le radici prelevate (per profilo) al di sopra di una griglia che per la tipologia di radici è stata scelta di 0,5 cm di lato e conteggiato il numero di volte che le stesse hanno intersecato la maglia; avendo il numero totale di intersezioni per profilo e il fattore di conversione che per la maglia scelta è stato di $0.3928 \left(\frac{11}{14} * 0.5 \right)$ è stato possibile calcolare la lunghezza radicale:

Lunghezza radicale = Fattore di conversione * Numero di intersezioni

Mettendo a confronto entrambi i metodi di misura è stata riscontrata una varianza spiegata dell' 89 % (fig. 9). Al fine di avere il quadro della distribuzione della biomassa al di sotto della porzione oggetto delle misure è stata calcolata la densità radicale RLD (Root Length Density) espressa come lunghezza delle radici in cm per cm³ di terreno; parametro quest'ultimo che indica la distribuzione della componente radicale nella porzione oggetto delle misure.

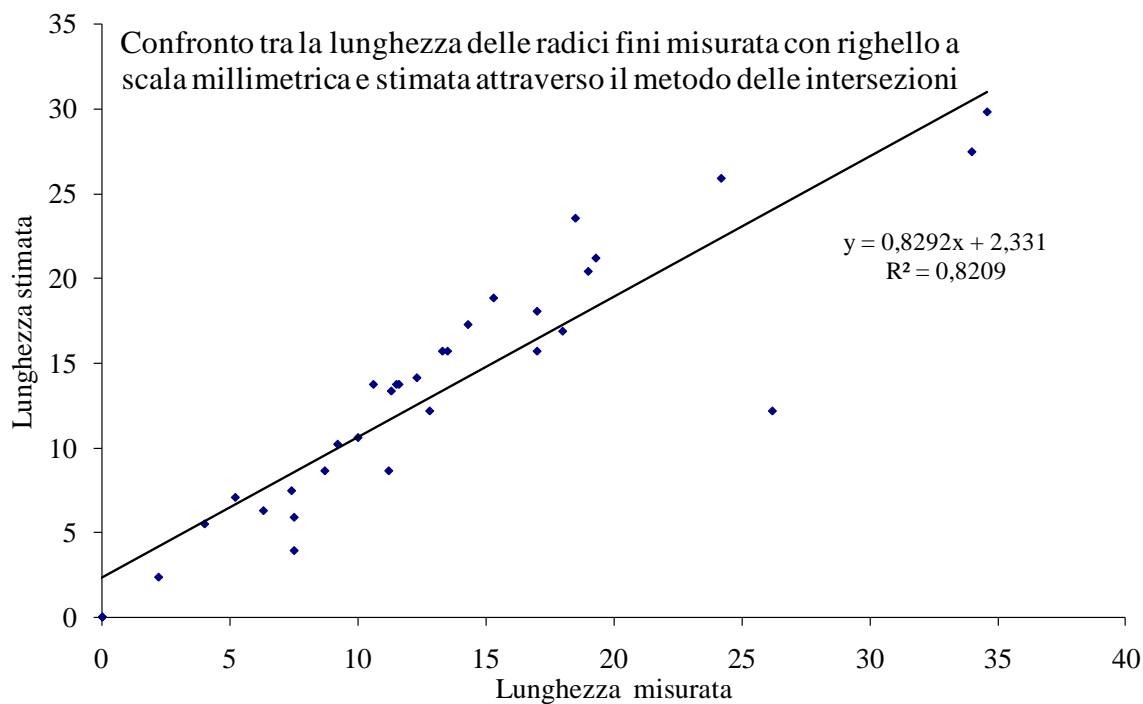


Fig. 9. Confronto tra la lunghezza misurata attraverso il righello a scala millimetrica e stimata attraverso il metodo delle intersezioni (Marsh, 1971; Tennant, 1975).

Risultati e discussioni

La biomassa radicale media tra le fila all'interno della porzione di oliveto è stata pari a $108.19 \pm 21.81 \text{ g m}^{-2}$ (fig. 10) ricadente all'interno di un range di valori compresi tra $175.33 \pm 79.61 \text{ g m}^{-2}$ e $42.40 \pm 20.44 \text{ g m}^{-2}$, sulla fila (fig.11) invece il valore medio è stato di $205.92 \pm 16.92 \text{ g m}^{-2}$ con un range di $241 \pm 24.44 \text{ g m}^{-2}$ e di $172.53 \pm 25.60 \text{ g m}^{-2}$, considerando la porzione in esame. I valori medi di densità radicale espressi come lunghezza per unità di volume suolo (cm cm^{-3}) (fig.12) rilevati sull'interfila sono stati di $0.137 \pm 0.015 \text{ cm cm}^{-3}$ ricadenti all'interno di un range con un massimo di $0.212 \pm 0.11 \text{ cm cm}^{-3}$ ed un minimo $0.049 \pm 0.003 \text{ cm cm}^{-3}$, invece quelli rilevati sulla fila (fig. 13) hanno presentato valori a 80 cm dal tronco pari a $0.13 \pm 0.014 \text{ cm cm}^{-3}$, $0.1049 \pm 0.012 \text{ cm cm}^{-3}$ a 170 cm e $0.1290 \pm 0.021 \text{ cm cm}^{-3}$, la maggiore distribuzione sia in termini di biomassa che di densità radicale dell'apparato radicale sulla fila viene spiegato dalla minore distanza tra

le piante. Considerando i numerosi lavori scientifici effettuati sulle diverse componenti della pianta di olivo, risultano esigue ed abbastanza variabili ad oggi le notizie in merito all'apparato radicale. Dalle analisi effettuate è emerso come vi sia una trend decrescente dal tronco verso il centro dell'interfila, che si traduce in una maggiore concentrazione dell'apparato radicale in prossimità del tronco e minore in prossimità del centro dell'interfilare con un range che varia da un massimo di $0.212 \pm 0.11 \text{ cm/cm}^3$ a distanza di 80 cm del tronco ad un minimo di $0.049 \pm 0.003 \text{ cm/cm}^3$ a distanza di 320 cm dal tronco.

Tab 1. Distribuzione della biomassa (g m^{-2}) e della densità radicale RLD (cm cm^{-3}) (Root Length Density) tra il centro dell'interfila ed il tronco.

<i>Distanza</i> (<i>cm</i>)	<i>Biomassa</i> (<i>g m⁻²</i>) <i>sull'interfila</i>	<i>Biomassa</i> (<i>g m⁻²</i>) <i>sulla fila</i>	<i>RLD</i> (<i>cm cm⁻³</i>) <i>sull'interfila</i>	<i>RLD</i> (<i>cm cm⁻³</i>) <i>sull'interfila</i>
80	158.80 ± 53.49	241 ± 24.44	0.157 ± 0.035	0.1310 ± 0.014
160	175.33 ± 79.61	192.53 ± 31.26	0.212 ± 0.110	0.1049 ± 0.012
240	104.13 ± 33.63	172.53 ± 25.60	0.148 ± 0.089	0.1290 ± 0.021
320	60.27 ± 17.44		0.094 ± 0.034	
400	42.40 ± 20.44		0.049 ± 0.003	

I valori della biomassa radicale rilevati risultano confrontabili con studi effettuati per le medesime finalità all'interno di un oliveto in Spagna, anche se quest'ultimi hanno riportato valori medi di biomassa leggermente più alti, $162.2 \pm 43.8 \text{ g m}^{-2}$ (Almagro et al., 2010). Risultano altresì confrontabili con valori di densità radicale della medesima specie rilevati da altri autori (Fernandez et al., 1991; Dichio et al., 2002) su olivo in regime asciutto, rispettivamente di 0.177 cm/cm^3 e 0.018 cm/cm^3 .

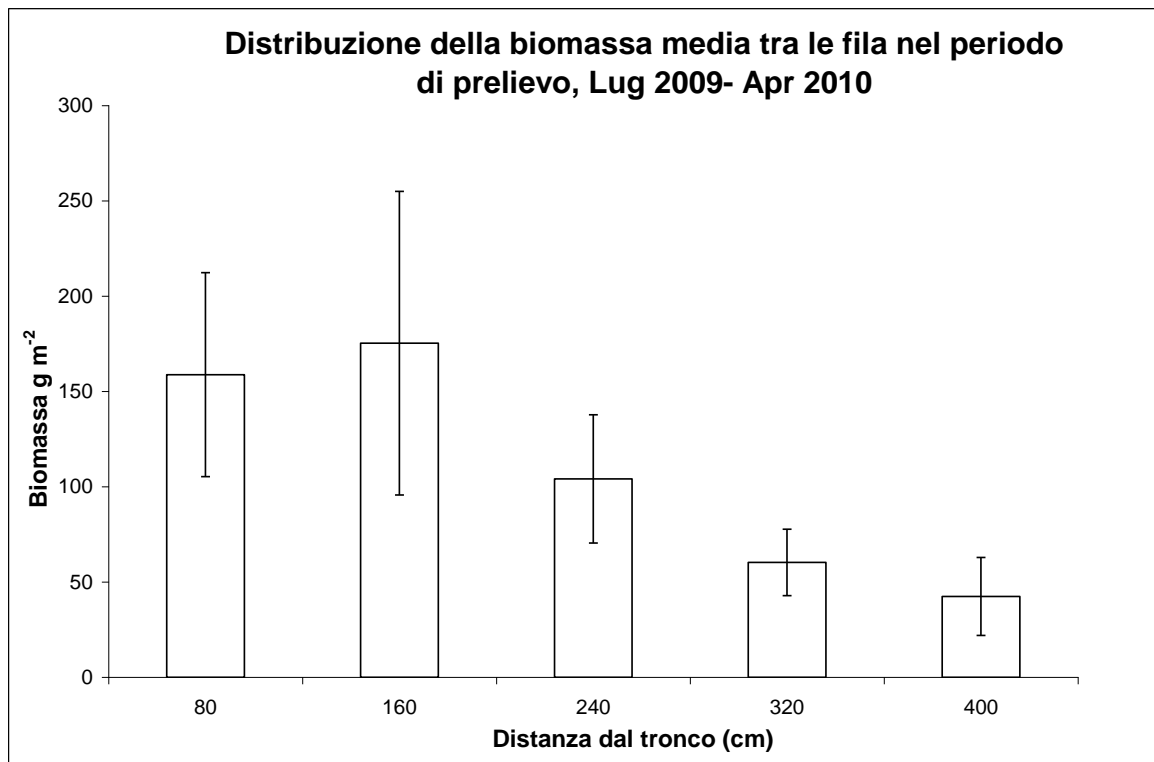


Fig. 10. Distribuzione della biomassa radicale nell'interfila, dal tronco verso il centro interfila

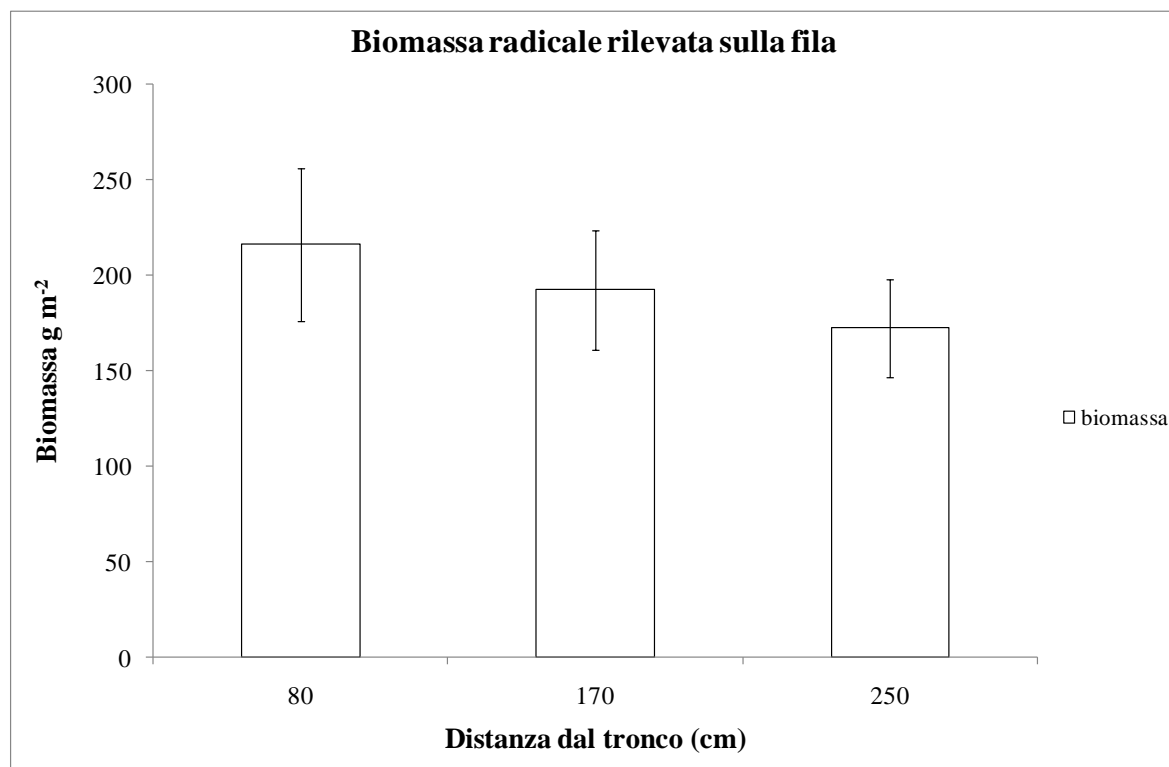


Fig. 11. Distribuzione della biomassa radicale sulla fila, dal tronco verso il centro della fila.

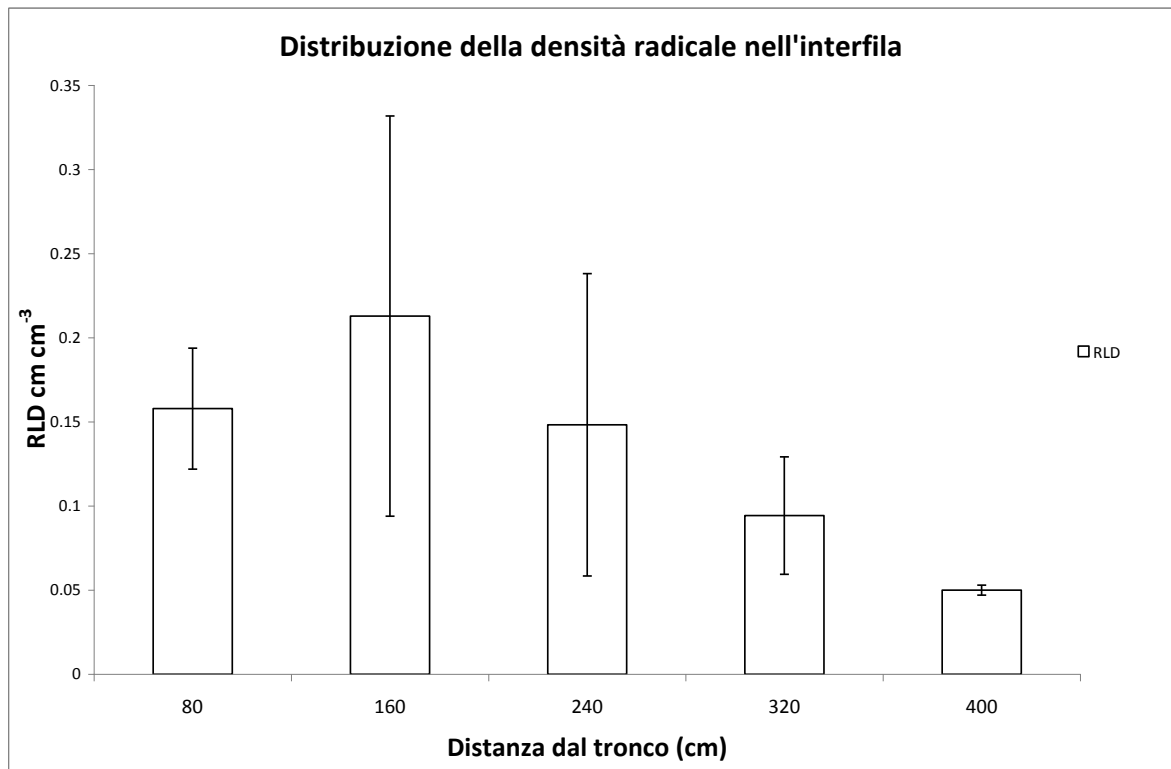


Fig.12. Distribuzione della densità radicale nell'interfila, dal tronco verso il centro interfila

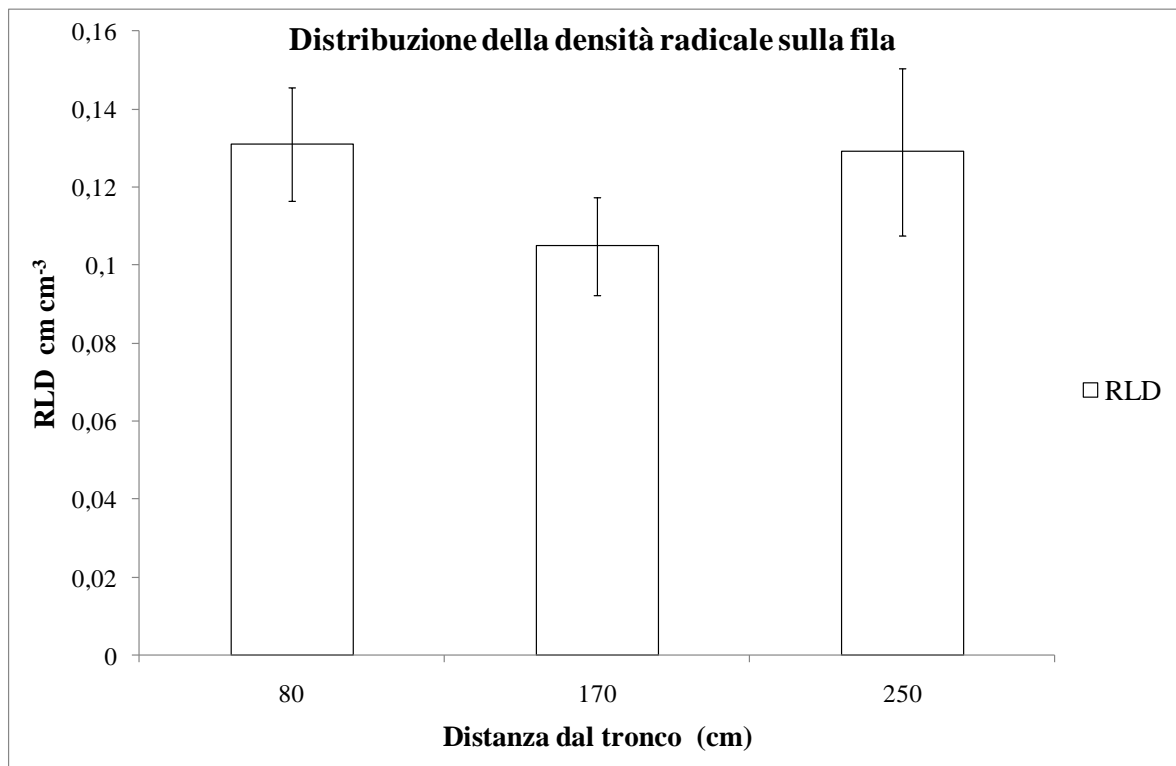


Fig.13. Distribuzione della densità radicale sulla fila, dal tronco verso il centro della fila.

OSSERVAZIONI DI LABORATORIO: ESPERIMENTO 1, MISURA DELLA RISPOSTA IN LABORATORIO DELLA RESPIRAZIONE MICROBICA DEL SUOLO A DIVERSI LIVELLI DI TEMPERATURA E UMIDITÀ

Materiali e metodi

Il terreno oggetto dell'esperimento è stato prelevato nell'azienda di cui all'introduzione, nello strato 10-15 cm del profilo pedologico (zona densamente popolata dalla componente microbica). Trasportato in laboratorio, è stato dapprima epurato manualmente dalle parti più grossolane, sia organiche che inorganiche, successivamente fatto asciugare all'aria in modo da arrestarne le attività biologiche e setacciato a 2 mm. Su tre campioni sono state effettuate analisi del contenuto di carbonio organico, metodo Walkley e Black.

In funzione del processo biochimico da rilevare, la misura è stata effettuata con un sistema dinamico chiuso, definito tale in quanto il flusso all'interno del sistema viene garantito da una pompa e l'atmosfera all'interno del circuito isolata con l'esterno determinando vista l'assenza di scambi con l'esterno un incremento della concentrazione della CO₂ nel tempo. In dettaglio il sistema costituito da un IRGA LI-6262 (LI-COR, Lincoln, NE) closed path collegato tramite dei tubi in silicone ad una cuvette in plastica, (provetta *FALCON* opportunamente modificata), all'interno è stato posizionato il terreno stacciato riportando un volume totale, al netto del suolo di 50 cm³. Nella fase iniziale di messa a punto, si sono riscontrati problemi di mixing di gas all'interno della cuvette evidenziati da un andamento irregolare della concentrazione di CO₂ anomalo considerato il processo biologico in esame ed il perfetto isolamento del sistema. Per ovviare al problema sopra riportato, i raccordi in entrata e in uscita della cuvette sono stati posizionati nella parte centrale del tappo ed in quella laterale, in quest'ultimo caso ad una distanza di 2,5 cm

dal fondo (Bekku et al., 1997) modifiche che hanno permesso di raggiungere la linearità (fig.14), condizione essenziale per il calcolo del tasso di respirazione. La quantità di suolo per lo svolgimento dell'esperimento è stata determinata dopo numerose prove, vista l'esigenza di effettuare il trattamento termico in modo rapido ed omogeneo è stato ritenuto opportuno operare con ridotti quantitativi per permettere una rapida ed omogenea propagazione del calore. La temperatura è stata monitorata attraverso un termometro a termistori.

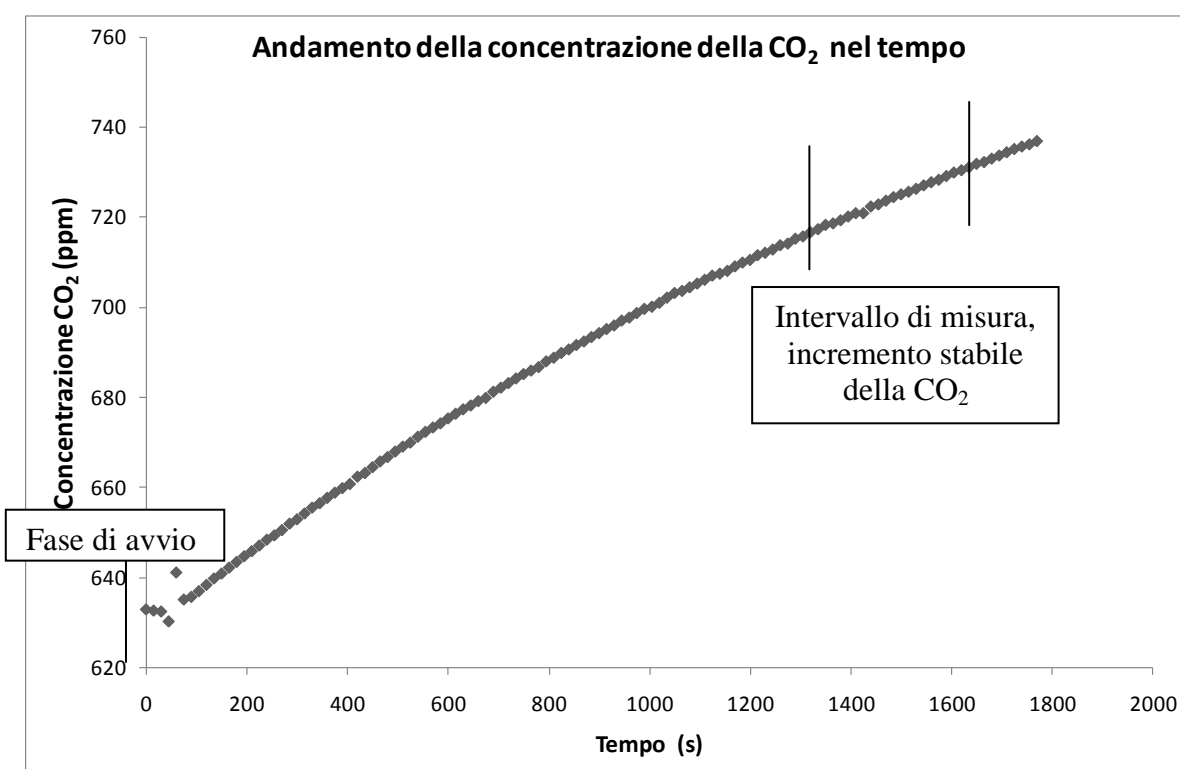


Fig. 14. Incremento della concentrazione della CO₂ nel tempo all'interno del sistema monitorata dallo IRGA con un intervallo di 15 s. Il tratto iniziale rappresenta la fase di avvio, quello finale, all'interno delle barre è l'intervallo adoperato per il calcolo del tasso di respirazione microbica.

Ogni ciclo di misure è stato organizzato secondo un blocco di quattro *cuvette* che per il trattamento umidità è stato effettuato reidratando i campioni a quattro livelli 12.6-18.9-25.2-31.5 % del contenuto volumetrico del suolo con acqua deionizzata, in modo da

limitare eventuali effetti sul pH e lasciati per 12 h ad umettarsi in modo da favorire la ripresa dell'attività biologica; il trattamento termico è stato realizzato con un bagno termostatico (Neslab RTE 210 American Instrument Exchange Inc, Massachusetts, USA) secondo cinque livelli di temperatura 10-15-20-25-30°C per 30 minuti. I livelli del fattore temperatura e umidità sono stati impostati facendo riferimento sia alle prove preliminari che alle frequenze di temperatura e umidità del suolo rilevate nel corso del biennio di prove. Dalle prove preliminari è emerso come i valori di temperatura oltre i 30° manifestavano fenomeni di condensa all'interno dei tubi con potenziali rischi al corretto funzionamento dello strumento; per ovviare a questo inconveniente si era valutata l'opportunità di ricorrere all'utilizzo di uno scambiatore di calore a doppio tubo, tecnicamente costituito posizionando i tubi del sistema all'interno di un tubo di diametro maggiore, pieno di acqua a temperatura controllata in modo da eliminare i problemi sopra detti, analizzando i valori delle frequenze di temperatura e umidità rilevati in campo i valori oltre i 30 °C di temperatura e umidità alla capacità di campo erano fuori dal range misurato. Il calcolo della respirazione microbica all'interno del sistema è stato effettuato come specificato nell'intervallo lineare dell'incremento della concentrazione della CO₂ nel tempo, più precisamente:

$$R = \left(\frac{\Delta CO_2}{\Delta t * 1000} \right) * \left(\frac{V}{22.4} \right) * \left(\frac{273,15}{273.15 + (Ts * g)} \right) * [44 * 86400]$$

dove R è la respirazione in µg CO₂ g⁻¹ soil d⁻¹, V è il volume del sistema in ml, ΔCO₂ la differenza di concentrazione tra l'inizio e la fine dell'esperimento in ppm (µmol mol⁻¹), 22.4 il volume occupato da una mmol di CO₂ a temperatura e pressione standard, 44 il peso in g di una mole di CO₂ e 86400 i secondi in un giorno.

Risultati e discussioni

Analizzando il tasso di respirazione ai diversi livelli di temperatura e umidità è stato riscontrato un range di valori con il massimo a $78.20 \pm 0.50 \mu\text{g CO}_2 \text{ g}^{-1} \text{ soil d}^{-1}$ a 30°C e al 31.5 % vol e il minimo a $14.81 \pm 0.11 \mu\text{g CO}_2 \text{ g}^{-1} \text{ soil d}^{-1}$ a 10°C e al 12.6 % vol (fig.15-16). Dal grafico è possibile individuare come i campioni incubati a temperature ed umidità più alte hanno manifestato una maggiore sensibilità alla respirazione microbica, dovuto sia alle condizioni di temperatura e umidità prossime all'optimum (Raich e Schlesinger, 1992) che hanno determinato effetti positivi sulla solubilità e sulla diffusione della sostanza organica presente (Papendick & Campbell, 1981; Robertson et al., 1997). La relazione temperatura respirazione microbica ha seguito una legge esponenziale (Lloyd e Taylor, 1994), invece la relazione tra respirazione ed umidità ha manifestato una minore sensibilità a livelli prossimi al punto di appassimento, confermando quanto rilevato da altri autori in ambiente mediterraneo (Reichstein et al., 2002a,b; Curiel Yuste et al., 2003), dove, a causa di condizioni limitanti di umidità del suolo soprattutto nel periodo estivo influenzano negativamente la respirazione microbica. La relazione lineare tra umidità e respirazione microbica del suolo è stata riscontrata da altri autori in ambiente mediterraneo (Rey et al. 2002), fenomeno ascrivibile probabilmente alla tipologia di popolazione microbica tipica del periodo estivo. La risposta della respirazione microbica all'azione congiunta dei due fattori ambientali considerati, contenuto idrico e temperatura del suolo è stata, inoltre analizzata mediante tecniche di regressione multipla, che hanno consentito di evidenziare una relazione di tipo esponenziale secondo la seguente equazione:

$$\text{Eq 1) } R_m = \exp(2.10 - 0.02163*y + 0.001385*y^2 + 0.05424*x - 0.0007361656*x^2 + 0.0006954132*x*y)$$

dove:

R_m : respirazione microbica;

x: contenuto idrico del suolo (% v/v);

y: temperatura del suolo (° C);

tale relazione genera, nelle tre dimensioni, una superficie di risposta (fig. 16a) che presenta un elevato grado di adattamento ai dati sperimentali ($R^2 = 0.98$).

Infine, la risposta della respirazione in relazione ad incrementi di temperatura di 10 °C, sintetizzata attraverso il parametro Q_{10} , ha fatto rilevare i valori più alti, $Q_{10} = 1.71$ in corrispondenza della capacità di campo, (31.5 % vol), ed il valore minimo, $Q_{10} = 1.50$, al punto di appassimento (18.9 % vol) (tab. 2-3). I valori di Q_{10} mediamente sono risultati pari a 1.6. Da uno studio pluriennale, Doerr e Muennich (1987) hanno riscontrato valori di Q_{10} all'interno di un range di 1.4-3.1 con valori più bassi collocati in annate piovose, evento che nel campo sperimentale si è manifestato l'anno 2009, quando la stazione SIAS di Seggio (Castelvetrano) ha fatto registrare una pluviometria annua di 937 mm, decisamente superiore rispetto alle medie degli anni precedenti. Valori bassi di Q_{10} si potrebbero attribuire inoltre alla tipologia di sostanza organica del suolo, distinta per il grado di complessità in: labile, frazione facilmente degradabile dalla componente microbica e con un *turn over* breve, pochi anni, recalcitrante con tempi notevolmente più lunghi, decenni se non centinaia di anni (Davidson e Janssens, 2006). Alcuni autori (Conant et al., 2008), mettendo a confronto in laboratorio suoli incubati contenenti sostanza organica labile e recalcitrante, nei primi hanno rilevato valori più bassi ricadenti all'interno di un range tra 1.7-3.1, contro 3.8-4.0 per i secondi; valori di 1.7-1.9 sono stati calcolati inoltre da Winkler et al., (1996) sull'orizzonte A del profilo pedologico; il prelievo per la tesi in esame è stato effettuato sullo stesso orizzonte.

Tab. 2 Parametri ottenuti dalla regressione lineare tra la respirazione microbica del suolo prelevato a 15 cm di profondità (strato biologicamente attivo) sottoposto a diversi livelli di umidità. I valori sono la media e l'errore standard di tre valori.

<i>T</i>	<i>a</i>	<i>Resp 0°C</i>	<i>R²</i>
10	0,77±0,081	7,21±1,37	0,98
15	1,07±0,070	7,18±1,19	0,99
20	1,28±0,092	8,26±1,55	0,99
25	1,86±0,009	6,93±0,29	0,99
30	3,22±0,067	4,87±1,13	0,99

Tab. 3 Parametri ottenuti dalla regressione esponenziale tra la respirazione microbica del suolo prelevato a 15 cm di profondità (strato biologicamente attivo) a diversi livelli di temperatura. Dal parametro β è stata calcolata la sensibilità della respirazione all'aumento di 10°C di temperatura, Q_{10} . I valori sono la media e l'errore standard di tre valori.

<i>% vol</i>	β	<i>Resp 0°C</i>	<i>Q₁₀</i>	<i>R²</i>
12.6	0,04±0,05	9,18±0,11	1,50	0,95
18.9	0,04±0,05	10,60±0,10	1,62	0,97
25.2	0,05±0,05	11,79±0,12	1,70	0,96
31.5	0,05±0,05	14,01±0,14	1,71	0,95

Effetto della temperatura sulla respirazione microbica del suolo misurata a diversi livelli di umidità

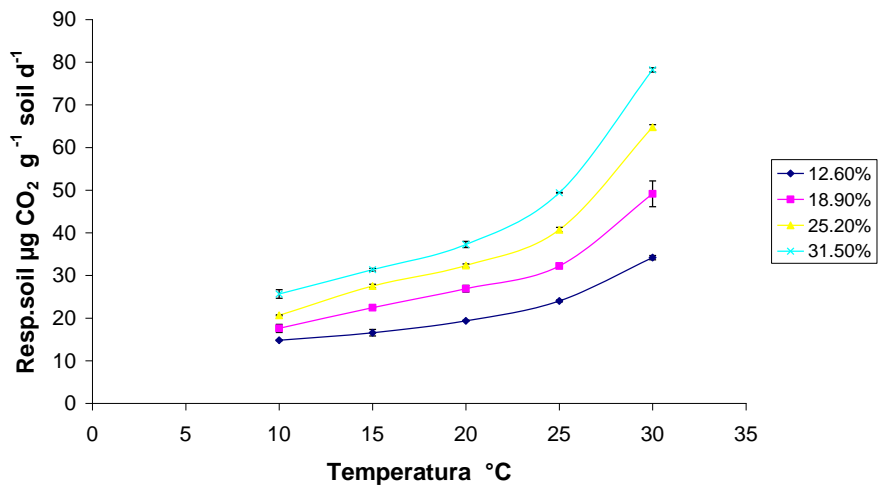


Fig. 15. Risposta della respirazione microbica del suolo alla temperatura misurata a quattro livelli di umidità (espressa come percentuale del contenuto volumetrico del suolo). Il suolo è stato prelevato ad una profondità di 15 cm, strato del profilo pedologico densamente popolata dalla microflora. I simboli rappresentano le medie (n=3) e l'errore standard.

Effetto dell'umidità sulla respirazione microbica del suolo misurata a diversi livelli di temperatura

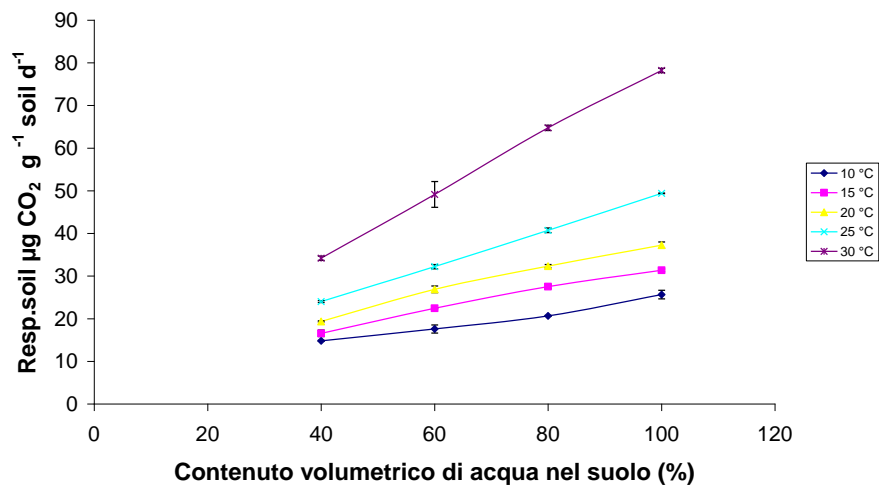


Fig. 16. Risposta della respirazione microbica del suolo all'umidità, incubato a cinque livelli di temperatura (espressa in °C). Il suolo è stato prelevato ad una profondità di 15 cm, strato del profilo pedologico densamente popolata dalla microflora. I simboli rappresentano le medie (n=3) e l'errore standard.

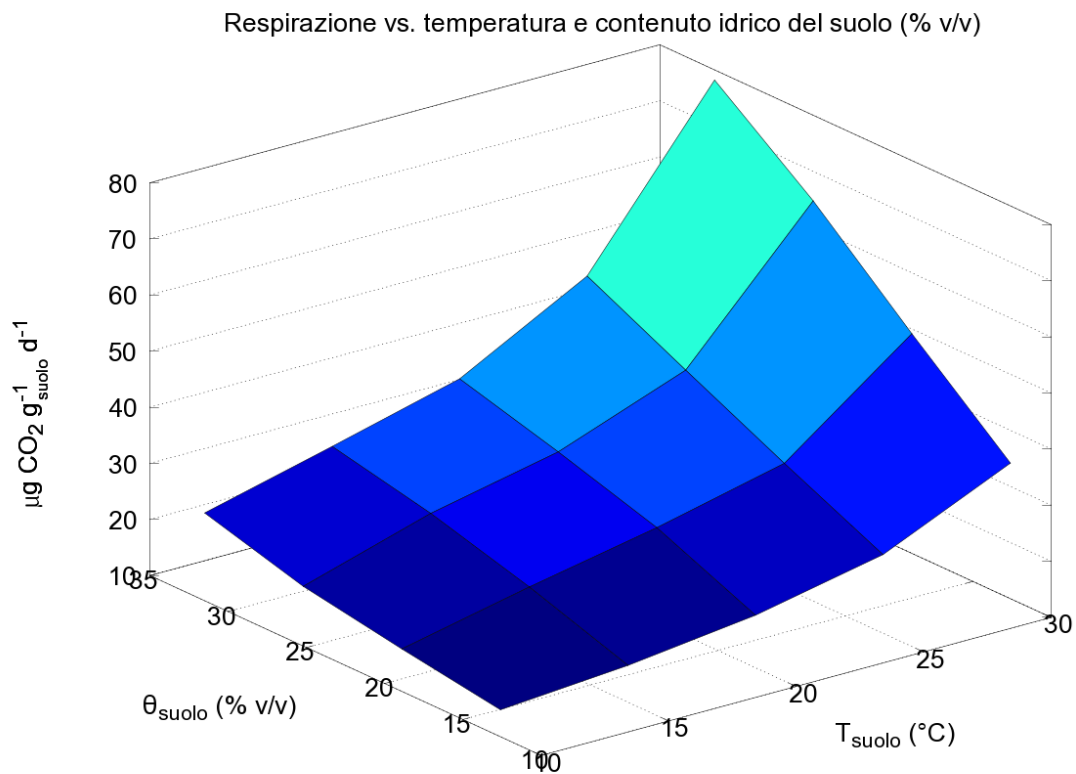


Fig. 16a. Superficie di risposta della respirazione microbica del suolo all'umidità ed alla temperatura. Il suolo è stato prelevato ad una profondità di 15 cm, strato del profilo pedologico densamente popolata dalla microflora.

OSSERVAZIONI DI LABORATORIO: ESPERIMENTO 2, MISURA DELLA RISPOSTA IN LABORATORIO DELLA RESPIRAZIONE RADICALE A DIVERSI LIVELLI DI TEMPERATURA

Materiali e metodi

In fase preliminare, la metodologia per il prelievo del suolo in pieno campo è stata individuata nel *soil auger method* o metodo trivella; operativamente è stato effettuato un campionamento di suolo trivellando nello strato 0-30 cm del profilo pedologico, zona densamente popolata dalla componente radicale fine, al di sotto della proiezione della chioma. Prelevato il campione volumetrico, la biomassa radicale fine separata

manualmente in base al diametro, inferiori a 1 mm, ed al colore, bianche, (caratteristica indicatrice dello stato sanitario). Nel corso della separazione sono stati evidenziate ferite causate dall'azione meccanica, per l'estrema sensibilità della misura e per la distanza dal laboratorio è stato ritenuto opportuno sperimentare una seconda metodologia individuata a seguito di prove preliminari mettendo a confronto i valori di respirazione radicale fine prelevata in pieno campo e quelle in piante allevate in vaso di tre anni di età innestate su olivastro e rilevando come radici della stessa tipologia, < 1 mm e di colore bianco presentavano la medesima attività fisiologica. Metodologicamente il prelievo è stato realizzato togliendo la pianta dal vaso e per limitare quanto più possibile eventuali danni alle radici la separazione della componente suolo dalle radici fini è stata effettuata soffiando aria compressa con flussi a modeste pressioni. Il materiale selezionato direttamente sulla pianta è stato poi reciso con un bisturi e lavato con acqua distillata; per evitare fenomeni di disidratazione in attesa della misura di respirazione sono stati posti al di sopra dei fogli di carta assorbente umida. La fase preliminare della misura come da protocollo ha previsto l'equilibrio termico della componente radicale con il livello di temperatura sperimentale disponendole all'interno di una capsula Petri per 10 minuti nel bagno termostatico. Raggiunta la fase di equilibrio, le radici sono poste all'interno di una *cuvette* su della carta assorbente umida (provetta *FALCON* opportunamente modificata) ed incubate per 20 minuti, l'incremento di CO₂ all'interno di un sistema chiuso (per la descrizione del sistema si rimanda al capitolo dell'esperimento 1, misura della respirazione microbica del suolo) in questo caso con un volume netto di 70 cm³ è stato monitorato da un IRGA (Li-Cor 6262, Inc. Lincoln, NB, USA). Il flusso proveniente dalla *cuvette* è stato rilevato ogni 15 secondi e registrato. A seguito di prove preliminari è stato ritenuto

opportuno non andare oltre i 20 minuti, il quantitativo di radici adoperato per la prova è stato di circa 0.1 g per campione.

L'esperimento ha previsto il trattamento termico inserendo la *cuvette* contenenti le radici all'interno di un bagno termostatico (Neslab RTE 210 American Instrument Exchange Inc, Massachussets, USA) a cinque livelli di temperatura, 10-15-20-25-30 °C, per ciascun livello di temperatura sono state effettuate un numero di tre repliche. Al termine della prova il campione posto in stufa per 24 h a 65° e sulla base del peso secco è stato calcolato il tasso di CO₂ analogamente a quanto riportato per la respirazione microbica del suolo:

$$R = \left(\frac{\Delta CO_2}{\Delta t * 1000} \right) * \left(\frac{V}{22.4} \right) * \left(\frac{273,15}{273,15 + (Ts * g)} \right) * 10^3$$

Il tasso di respirazione della componente fine dell'apparato radicale è stato espresso in nmol CO₂ g DW s⁻¹, dove *V* è il volume del sistema in ml, ΔCO₂ la differenza di concentrazione tra l'inizio e la fine dell'esperimento in ppm (μmol mol⁻¹), 22.4 il volume occupato da un mmol di CO₂ a temperatura e pressione standard.

Risultati e discussioni

I valori di respirazione misurati secondo i cinque livelli di temperatura hanno evidenziato un incremento esponenziale con valore medio di respirazione di 4,49±0,68 nmol g⁻¹ s⁻¹ ed un range oscillante tra 1,06 e 8,01 nmol g⁻¹ s⁻¹ (fig. 17). Fisiologicamente, la risposta della respirazione radicale alla temperatura è influenzata dall'età della radice, dalla sua durata (Bouma et al. 2001), infatti temperature basse comportano una riduzione dell'assorbimento della soluzione dal terreno (Atkin e Cummins, 1994) con effetti sull'attività di sintesi e di conseguenza sull'attività di crescita (Kutsch et al. 2001). Dal

parametro β dell'equazione di regressione è stato calcolato il Q_{10} ovvero la sensibilità della respirazione all'aumento di 10°C secondo Van't Hoff come $e^{10\beta}$, riportando un valore di 2.7 che ricade all'interno del range riportato da altri autori (Burton et al., 2002; Atkin et al., 2000). Il Q_{10} è influenzato sia dalla stagionalità che dal range di temperature dell'esperimento (Ryan, 1991).

Da uno studio bibliografico, non risultano attualmente lavori scientifici sulla respirazione radicale dell'olivo, per questo è stato ritenuto opportuno effettuare dei confronti con altre specie del genere Acer, Quercus e Pinus, che hanno riportato rispettivamente 12.9, 9.2 e 8.7 $\text{nmol CO}_2 \text{ g}^{-1} \text{ dw s}^{-1}$ a 25°C (Rakonczay et al., 1997).

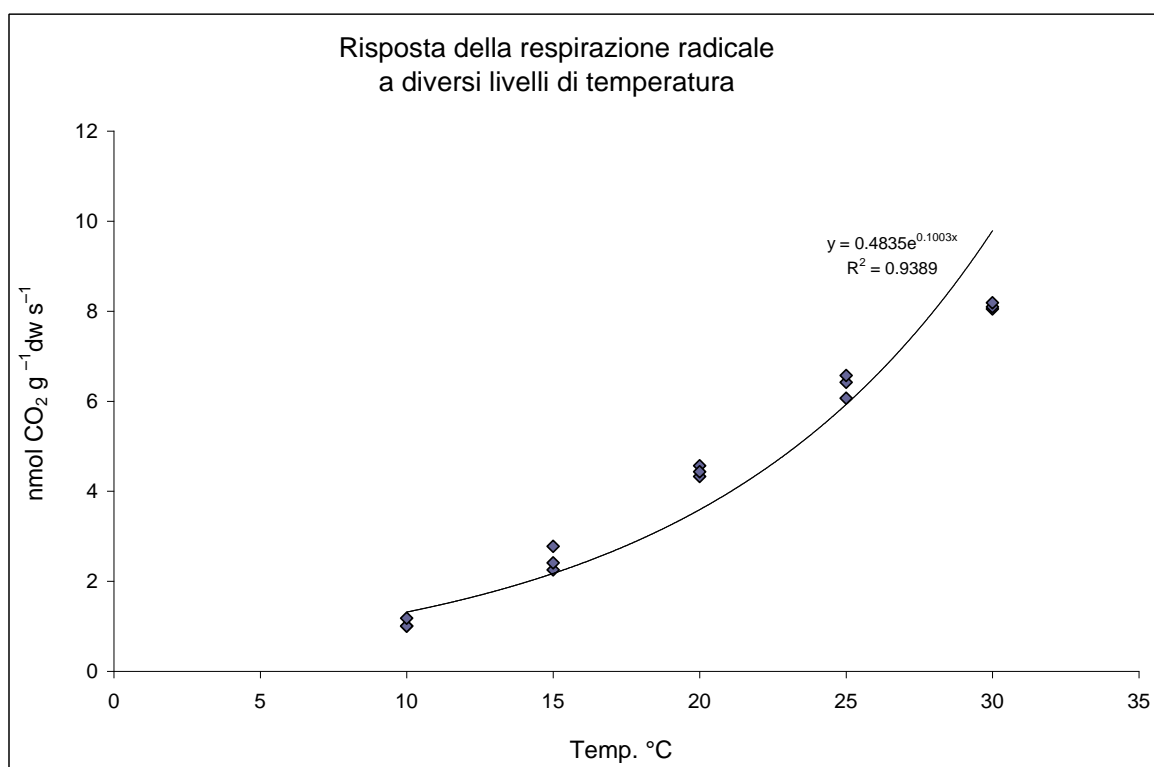


Fig. 17. Risposta della respirazione radicale a diversi livelli di temperatura

Tab. 4. Valori medi ed errore standard della respirazione radicale fine espressa in $\text{nmol g}^{-1} \text{s}^{-1}$ incubate a diversi livelli di temperatura

<i>T</i>	<i>Valori medi respirazione</i>
10	1,062 ± 0,058
15	2,479 ± 0,155
20	4,442 ± 0,068
25	6,352 ± 0,149
30	8,109 ± 0,040

Bilancio del carbonio a livello di ecosistema

Materiali e metodi

Nell'anno 2006 è stata installata una stazione “*Eddy Covariance*” o metodo della correlazione turbolenta con l'obiettivo di effettuare misure di scambi di massa (CO_2 e H_2O) e di energia all'interno del sistema suolo pianta atmosfera. La stazione costituita da un anemometro sonico per la misura dell'intensità del vento nel sue tre direzioni (CSAT3, Campbell Scientific, Logan, UT, USA), da un IRGA open-path (LI-7500, Li-Cor, Lincoln, NE, USA) analizzatore infrarosso per la misura della CO_2 e H_2O , da un radiometro netto (Kipp & Zonen Corp., Delft, Holland) per determinare la radiazione netta che investe la vegetazione, da una piastra Piastre a termopila (Hukseflux HFP01) per la misura del flusso di calore del suolo, termocoppia a filo sottile (Campbell Scientific FW05, Logan, UT, USA). Gli elementi del bilancio del carbonio all'interno dell'ecosistema sono rappresentati dallo scambio netto dell'ecosistema (NEE) ovvero la quantità di CO_2 accumulata all'interno dell'ecosistema calcolata a scala mezzoraria; la respirazione dell'ecosistema stata invece stimata dai flussi notturni di NEE; i valori di NEP (produzione netta dell'ecosistema) e la GPP (produzione primaria lorda) sono state calcolate dalla

differenza tra NEE e la respirazione totale dell'ecosistema (RE) giornaliera (respirazione dell'ecosistema) e precisamente:

$$GPP = NEP + RE = -NEE + RE.$$

La respirazione dell'ecosistema è il risultato della somma tra la respirazione ascrivibile alla componente di soprassuolo (Ra) rappresentata dalle piante e di quella del sottosuolo (Rb) data dalla somma della componente autotrofa ed eterotrofa, quindi:

$$RE = R_s = (R_h + R_b) + R_a.$$

Una volta determinate le diverse componenti con i metodi è stato possibile valutare il contributo dei flussi emessi dal suolo sulla respirazione totale dell'ecosistema.

Risultati e discussioni

A livello di ecosistema, i valori di NEE o scambio netto rilevati su olivo hanno fatto registrare valori di $-13.45 \text{ t C ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ derivanti dalla differenza tra il totale assimilato dalla fotosintesi, GPP, pari a $-27.88 \text{ t C ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ e la respirazione totale (autotrofa + eterotrofa) che ha riportato $14.43 \text{ t C ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$, (per convenzione valori negativi indicano assorbimento). Lo scambio netto ha riportato valori esattamente il doppio rispetto a quanto rilevato in ecosistemi forestali (Valentini et al., 2000) con range di NEE compreso tra -1 e $-6 \text{ t C ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$. Altre specie di interesse agrario, hanno riportato come per l'olivo valori molto apprezzabili in termini di assorbimento, $-6 \text{ t ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ su vigneto (Rossi et al., 2005), $-8.5 \text{ t C ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ su kiwi (Rossi et al., 2007), arancio valori medi di circa $-5.4 \text{ t C ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ (Liguori et al., 2009).

I valori alti di NEE nell'olivo rispetto ad altre specie arboree trova spiegazione nell'habitus vegetativo che essendo sempre verde anche nel periodo invernale alle nostre latitudini riesce comunque a fotosintetizzare e quindi assorbire CO_2 dall'atmosfera, parallelamente un ulteriore contributo proviene dall'inerbimento della biomassa spontanea

nel periodo autunno primaverile. Nel periodo estivo ciò nonostante gli effetti limitanti dovuti alle condizioni di stress idrico, grazie ad una buona Water Use Efficiency (efficienza dell'uso dell'acqua) data dal rapporto tra la GPP e l'acqua evapotraspirata, riesce a fotosintetizzare.

Analizzando i valori la respirazione totale dell'ecosistema (ER) stimata attraverso la metodologia della correlazione turbolenta ha riportato un totale annuo di $14.43 \text{ t C ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ ($1443 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$) che rispetto a valori rilevati all'interno di altri ecosistemi rientra all'interno del range rilevato all'interno del circuito EUROFLUX (Valentini et al., 2000; Janssen et al., 2001). Il valore di respirazione dell'ecosistema ha presentato valori ricadenti all'interno del range a differenza di quanto rilevato per la NEE, effetto evidenziato da Reichstein et al., (2002a) (Xu et al., 2004) dovuto al decremento del contenuto idrico del suolo nel periodo estivo che determina un rallentamento delle attività biotiche per rientrare nella media con l'inizio dell'autunno, con l'avvento delle precipitazioni.

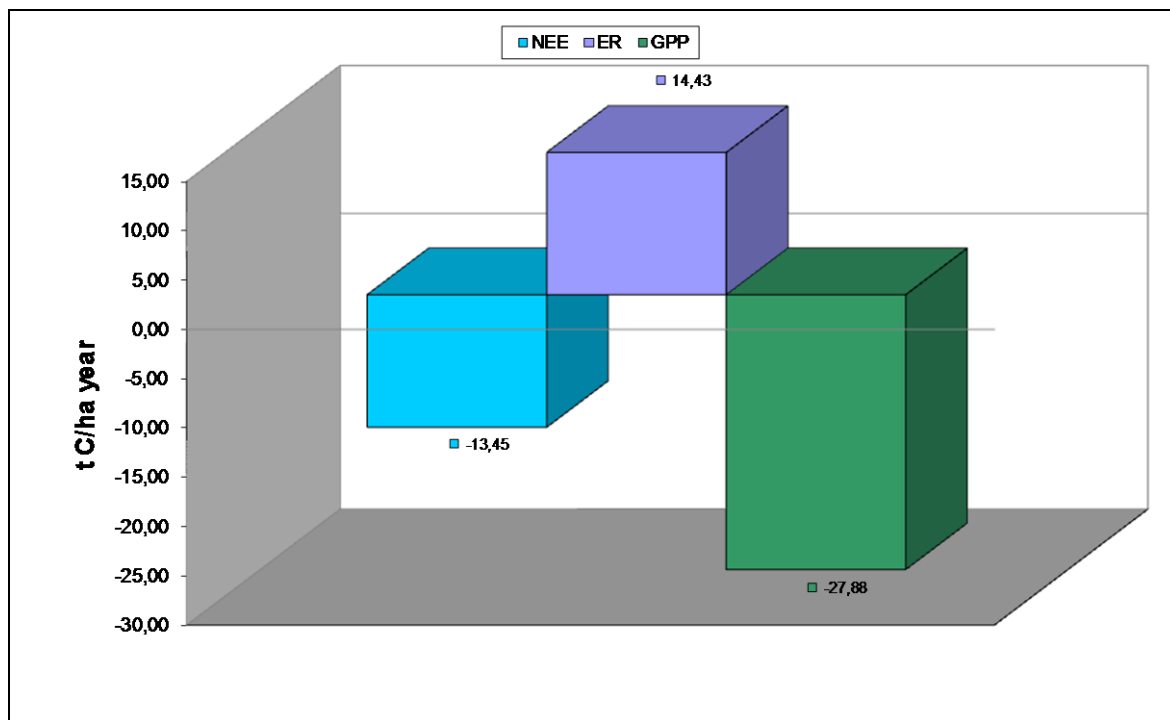


Fig. 18. Componenti del bilancio del carbonio all'interno di un oliveto rappresentato dalle sue componenti, NEE, net ecosystem exchange, RE, ecosystem respiration, GPP, gross primary production. Per convenzione i valori negativi indicano assorbimento di C da parte dell'ecosistema. I valori di scambio sono espressi in $t C ha^{-1} y^{-1}$

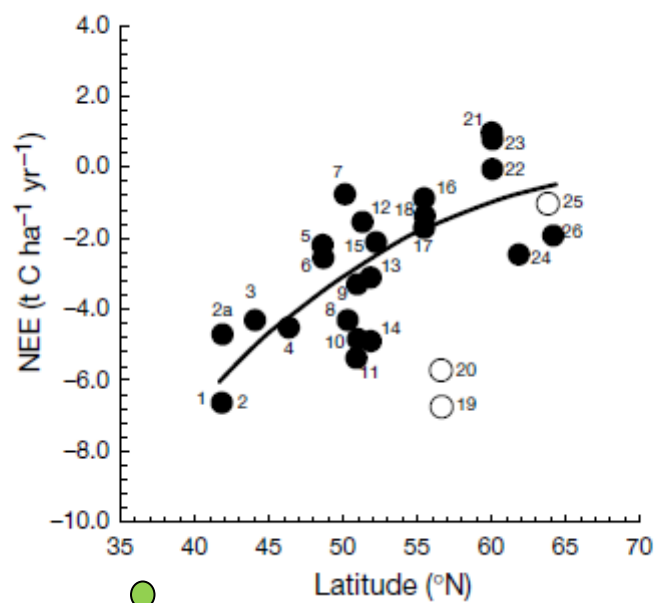


Fig. 19 Valori di NEE rilevati all'interno del circuito EUROFLUX a diverse latitudini. I valori misurati all'interno dell'oliveto evidenziati in verde non trovano collocazione al suo interno $-13 t C ha^{-1} y^{-1}$. (Da Valentini et al., 2000)

Determinazione del contributo del flusso di emissione di CO₂ sulla respirazione totale dell'ecosistema ripartito nelle sue componenti autotrofe ed eterotrofe.

Le misure di biomassa radicale e di emissione di CO₂ dal suolo effettuate in pieno campo ciò nonostante siano state programmate ed effettuate in modo che potessero rappresentare al meglio le condizioni dell'intero ecosistema hanno riguardato una porzione dell'oliveto; sul piano puramente teorico, la condizione ideale sarebbe stata quella di rilevare l'intera superficie, anche se sul piano pratico irrealizzabile. Per stabilire una continuità spaziale all'interno del sistema e rappresentarlo in modo più verosimile alla realtà di campo, la porzione oggetto di rilievo è stata sottoposta a di tecniche di interpolazione spaziale non geostatistici, nel caso specifico attraverso la tassellazione di Voronoi. La superficie interpolata definita unità albero (fig. 15) è il risultato della tassellazione realizzata attraverso la suddivisione della porzione oggetto delle misure in poligoni (dette anche aree di influenza) sulla base dei valori misurati; in questo modo i punti ad esso interno non noti hanno assunto il valore dell'area di influenza sulla quale essi ricadono. Nel caso in esame, l'interpolazione è stata effettuata con l'apposita funzione presente all'interno del pacchetto Arcgis 9.3 (ESRI, Inc., CA) effettuando sia la suddivisione che il calcolo delle aree di influenza in m². Una volta effettuata l'interpolazione, per ciascuna area di influenza è stata attribuita la biomassa ed il flusso di emissione di CO₂ misurato, attraverso delle medie ponderate è stato possibile riportare i valori stimati all'unità di superficie, m². I parametri rilevati dagli esperimenti effettuati in laboratorio sia per la respirazione microbica del suolo che per la respirazione radicale sono stati adoperati per la costruzione di un modello di stima della respirazione in funzione della

temperatura e dell'umidità del suolo, ottenuto sulla base dei dati rilevati nell'esperimento 1 (respirazione microbica) e nell'esperimento 2 (respirazione radicale).

L'obiettivo è stato quello di stimare la respirazione sia microbica che radicale e metterla a confronto con quella ottenuta in pieno campo. In generale il modello ha risposto abbastanza bene nei periodi estivi, a differenza di quello che è stato riscontrato nel periodo che va dall'autunno alla primavera, in quanto la presenza di biomassa spontanea a contributo all'emissione di CO₂, parametro che non è stato possibile rilevare.

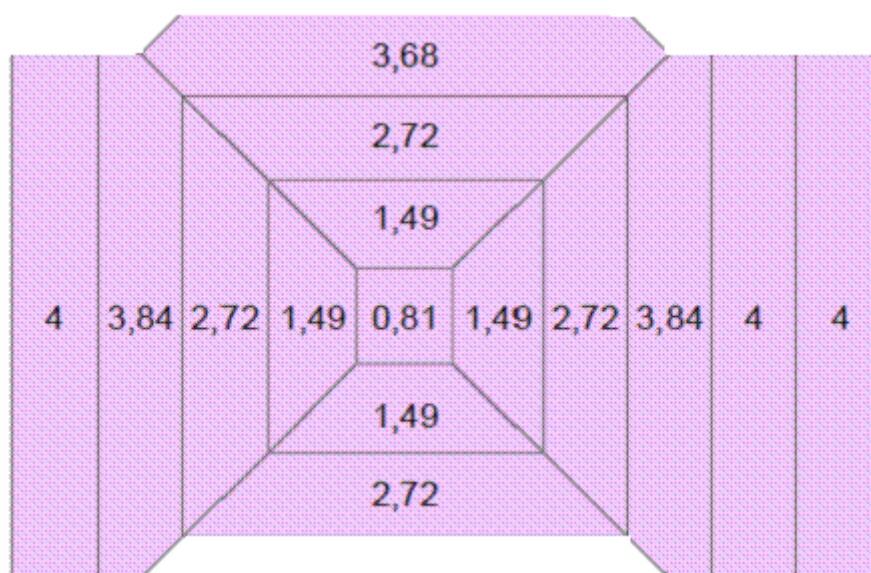


Fig. 15. Suddivisione della porzione di oliveto oggetto dei rilievi di biomassa radicale fine e dei flussi di CO₂ dal suolo in aree di influenza secondo il metodo di interpolazione spaziale dei poligoni di Thiessen con l'obiettivo di potere effettuare il passaggio di scala, dall'unità albero all'oliveto.

Risultati e discussioni

I valori medi di biomassa radicale fine stimata attraverso la tessellazione sono stati di 131,31 g m⁻². Allo stato attuale la biomassa radicale fine dell'olivo non è stata oggetto di studio, per questo confrontando con valori rilevati su leccio (*Quercus ilex L.*) sclerofilla mediterranea il valore è stato quasi il doppio, 71 g m⁻². Si tiene a precisare come la componente di sottosuolo sia soggetta ad una ampia variabilità che in ogni caso

contengono quanto rilevato. Tra i diversi lavori presenti in bibliografia, 131,31 g m⁻² di biomassa radicale fine secondo un approccio ecologico sono tipici da bioma desertico, 130 g m⁻² (Jackson et al., 1997) o secondo un più dettagliato lavoro sia per il riferimento al bioma che alla tipologia di vegetazione, risulta confrontabile con i valori di una foresta subtropicale sempreverde con 112 g m⁻² (Vogt et al., 1996).

Il flusso di CO₂ dal suolo stimato secondo la stessa metodologia ha riportato valori di 3,19 μmol m⁻² s⁻¹ che equivalgono a 1208,15 g C m⁻² y⁻¹, valori simili sono stati rilevati all'interno di un ambiente a clima temperato caldo con 1089 g m⁻² (Bond-Lamberty et al., 2004; Rey et al., 2002) anche se in riferimento ad altri lavori risultano più elevati per l'ambiente climatico in esame, infatti diversi autori riportano valori stimati nell'ambito del circuito EUROFLUX di 760 g C m⁻² y⁻¹ (Janssens et al., 2001) e di 713 g C m⁻² y⁻¹ in boschi mediterranei (Raich e Schlesinger, 1992). Uno studio analogo effettuato in Spagna all'interno di un oliveto ha riportato un valore medio 427 g C m⁻² y⁻¹, che non risulta confrontabile con la tesi in esame per motivi legati alla bassa densità, 107 piante ad ettaro contro le 250 del sito elemento che comporta un minore contributo della componente radicale sul totale emesso e per il valore medio delle precipitazioni annuali 370 mm, quest'ultime ascrivono l'umidità come fattore limitante per i flussi di CO₂ emessi dal suolo. invece i flussi di C del suolo ammontano a 12.08 t C ha⁻¹ y⁻¹, con un incidenza da parte del suolo dell'83 %, valori che comunque rientrano all'interno del range 50-80 % (Lavigne et al. 1997; Davidson et al. 1998; Law et al. 1999).

I valori di respirazione microbica del suolo o respirazione eterotrofa stimati sono stati pari a 7,28 t C ha y⁻¹, contro 1,97 t C ha y⁻¹ ascrivibili alla componente radicale fine o respirazione autotrofa. Il contributo della componente radicale fine sul totale del flusso è risultato pari a 16 % che comunque rientra all'interno del *range* di quanto riportato da

Raich e Tufekcioglu (2000) che per i terreni coltivati oscilla dal 13-33 %. La respirazione eterotrofa ha contribuito per il 60.30 % sul totale dei flussi emessi dal suolo. Valori simili sono stati rilevati da Kominami et al., (2008) in un bosco misto con la presenza di latifoglie sempreverdi dove la respirazione microbica del suolo ha contribuito per il 63% sul flusso totale, invece la respirazione autotrofa attribuibile alle radici fini, per il 10%. Scarascia-Mugnozza et al., (2000) hanno rilevato in una faggeta (*Fagus sylvatica* L.) valori di biomassa radicale non fino dieci volte superiore a quella fine ma nel medesimo tempo riscontrando in quest'ultima un tasso di crescita da due a cinque volte superiore.

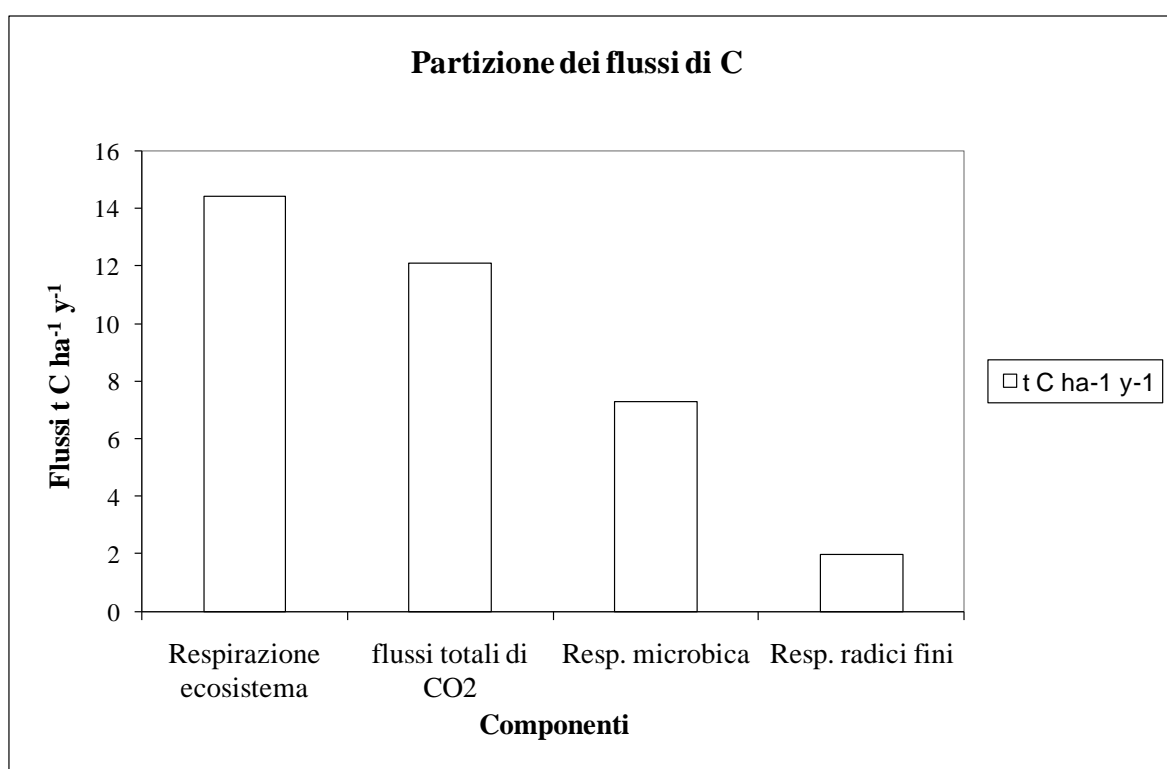


Fig.8. Partizione dei flussi totali di CO₂ emessi dal suolo pari a 12.08 t C ha⁻¹ y⁻¹ nella componente eterotrofa rappresentata dalla respirazione microbica che ha contribuito per 7.28 t C ha⁻¹ y⁻¹ ovvero 60.30 % rispetto al totale e da quella autotrofa stimata da quella fine ($\varnothing < 1$ mm) con 1.98 t C ha⁻¹ y⁻¹ che in termini percentuali corrispondono al 16.38 %. A confronto, si riportano i valori di stime indipendenti di “Respirazione ecosistema”, ottenuti mediante la tecnica della “eddy covariance” (inclusivi della respirazione della parte epigea).

CONCLUSIONI

Dalla stesura della presente tesi si conferma quanto rilevato da altri autori, ovvero il ruolo dell'ambiente mediterraneo su scala globale come di sink di CO₂, quest'ultimo, gas serra responsabile dell'aumento della temperatura del globo terrestre. Le diverse voci del bilancio oggetto di studio hanno messo in evidenza come a differenza di quanto riscontrato in siti ubicati a latitudini più elevate dove il fattore limitante è stata la temperatura, l'ambiente mediterraneo per l'assenza delle piogge nel periodo estivo risulta deficitaria del fattore umidità, elemento chiave per tutte le attività biotiche, sia di soprassuolo che di sottosuolo, determinando un rallentamento dei processi metabolici con ripercussioni positive sul bilancio attraverso un abbassamento della respirazione. La voce del bilancio, NEE, con $-13.45 \text{ t C ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ ha messo in evidenza la particolare attitudine dell'oliveto ad assorbire C rispetto a quanto rilevato su altre specie all'interno di ecosistemi arborei, sia naturali che agrari, facendo segnare valori da -1 a $-8 \text{ t C ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$.

Nella voce respirazione dell'ecosistema, l'elemento determinante è stata la componente suolo, intesa come sommatoria dei flussi di C provenienti dalle attività autotrofe ed eterotrofe che con 12 t C ha^{-1} ha contribuito sul totale per l'83 %, collocandosi agli estremi rispetto a quelli stimati su scala globale, si sottolinea che il tutto va visto in un contesto antropico, sistema retto da alti input energetici, per questo meriterebbero ulteriore approfondimento gli effetti delle pratiche agronomiche con l'obiettivo di individuare delle alternative valide tali da ridurre le emissioni ed indirizzare gli operatori del settore verso una gestione sostenibile del secondo pool di C terrestre.

BIBLIOGRAFIA

Atkin, O.K., Cummins, W.R., 1994. The effect of root temperature on the induction of nitrate reductase activities and nitrogen uptake rates in arctic plant species. *Plant and Soil*, 159, 187-197.

Atkin, O.K., Edwards, E.J., Loveys, B.R., 2000. Response of root respiration to changes in temperature and its relevance to global warming [Review]. *New Phytologist*, 147, 141.

Atkin, O.K., Tjoelker, M.G., 2003. Thermal acclimation and the dynamic response of plant respiration to temperature. *Trends Plant Sci.*, 8, 343-351.

Baldocchi, D.D., Hicks, B.B., Meyers, T.P., 1988. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. *Ecology*, 69, 1331-1340.

Baldocchi, D.D., Finnigan, J., Wilson, K.B., Paw, U.K., Falge, E., 2000. On measuring net ecosystem carbon exchange over tall vegetation on complex terrain. *Boundary-Layer Meteorol.* 96, 257–291.

Bekku, Y., Koizumi, H., Oikawa, T., Iwaki, H., 1997. Evaluation of four methods for measuring soil respiration. *Appl. Soil Ecol.* 5, 247–254.

Bhupinderpal-Singh, A., Nordgren, M., Ottosson-Löfvenius, M.N., Högberg, P.E., Mellander, P. Högberg, 2003. Tree root and soil heterotrophic respiration as revealed by girdling of boreal Scots pine forest: extending observations beyond the first year. *Plant Cell Environ.*, 26, 1287–1296.

Billings W.D. , Pererson K.M. & Shaver G.R., 1978. Growth, turnover, and respiration rates of roots and tillers in tundra graminoids.. In *Vegetation and Production Ecology of an Alaskan Arctic Tundra*. Ecological Studies Vol. 29. (ed. L.L. Tieszen), pp. 415-434. Springer-Verlag, New York. Billings, W.D, Peterson, K.M, Shaver, G.R & Trent A.W., 1977. Root growth, respiration, and carbon dioxide evolution in an arctic tundra soil. *Arct. Alp. Res.*, 9, 129–137.

Birch, H.F., 1959. Further observations on the humus decomposition and nitrogen availability. *Plant and Soil*, 11, 262-286.

Böhm, W., 1979. *Methods of Studying Root Systems*. Springer Verlag, New York.

Bonan, G.B, 1993. Physiological controls of the carbon balance of boreal forest ecosystems. *Can. J. For. Res.*, 23, 1453–1471.

Boone, R.D., Nadelhoffer, K.J., Canary, J.D., Kaye, J.P., 1998. Roots exert strong influence on the temperature sensitivity of soil respiration. *Nature*, 396, 570–572.

Bouma, T.J., & Bryla, D.R., 2000. On the assessment of root respiration for soils of different textures: interactions with soil moisture and soil CO₂ concentrations. *Plant and Soil*, 227, 215–221.

Bowden, R.D., Nadelhoffer, K.J., Boone, R.D., Melillo, J.M., & Garrison, J.B., 1993b. Contribution of aboveground litter, belowground litter, and root respiration total soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. *Can. J. For. Res.*, 23, 1402–1407.

Buchmann, N., 2000. Biotic and abiotic factors controlling soil respiration rates in *Picea abies* stands. *Soil Biology & Biochemistry*, 32, 1625–1635.

Burton, A. J., Pregitzer, K. S., Ruess, R.W., Hendrick, R.L., Allen, M.F., 2002. Root respiration in North American forests: effects of nitrogen concentration and temperature across biomes. *Oecologia*, 131, 559–568.

Burton, A., Pregitzer K., 2002. Measurement carbon dioxide concentration does not affect root respiration of nine tree species in the field. *Tree Physiology*, 22, 67–72.

Carrara, A., Kowalski, A.S., Neiryck, J., Janssens, I.A., Yuste, J., Ceulemans, R., 2003. Net ecosystem CO₂ exchange of mixed forest in Belgium over 5 years. *Agricultural and Forest Meteorology*, 119, 209–227.

Chapin, F.S. III, Miller, P.C, Billings, W.D., & Coyne, P.I., 1980. Carbon and nutrient budgets and their control in coastal tundra. In: Brown J, Miller PC, Tieszen LL & Bunnell FL (Eds). *An Arctic Ecosystem: The Coastal Tundra at Barrow, Alaska* (pp 458–482). Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, PA, U.S.A.

Chen, D.M., Zhang, Y., Lin, Y.B., Chen, H., Fu, S.L., 2009. Stand level estimation of root respiration for two subtropical plantations based on in situ measurement of specific root respiration. *For.Ecol. Manag.*, 257,2088–209

Cheng, W., Coleman, D.C., Carroll, R. & Hoffman, C.A., 1993. In situ measurement of root respiration and soluble C concentrations in the rhizosphere. *Soil Biol. Biochem.*, 25, 1189–1196.

Coleman, D.C., 1973. Compartmental analysis of ‘total soil respiration’: an exploratory study. *Oikos*, 24, 361–466.

Coleman, D.C., & Fry, B., 1991. *Carbon Isotope Techniques*. Academic Press, San Diego, CA, U.S.A.

Conant, R.T., Drijber, R.A., Haddix, M.L., Parton, W.J., Paul, E.A., Plante, A.F., 2008. Sensitivity of organic matter decomposition to warming varies with its quality. *Global Change Biol.* 14: 868–877

Covey-Crump, E.M., Attwood, R.G., Atkin, O.K., 2002. Regulation of root respiration in two species of *Plantago* that differ in relative growth rate: the effect of short- and long-term changes in temperature. *Plant Cell and Environment*, 25, 1501–1513.

Curtis, P.S., Hanson, P.J., Bolstad, P., Barford, C., Randolph, J.C., Schmid, H.P., Wilson, K.B., 2002. Biometric and eddy-covariance based estimates of annual carbon storage in five eastern North American deciduous forests. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113, 3–19.

Curiel Yuste, J., Janssens, I.A., Carrara, A., Meiresonne, L., Ceulemans, R., 2003. Interactive effects of temperature and precipitation on soil respiration in a temperate maritime pine forest. *Tree Physiology*, 23, 1263–1270.

Davidson, E.A., Trumbore, S.E., 1995. Gas diffusivity and production of CO₂ in deep soils of the eastern Amazon. *Tellus Ser. B: Chem. Phys. Meteorol.*, 47, 550–565.

Davidson, E.A., Verchot, L.V., Cattanio, J.H., Ackerman, I.L., Carvalho, J.E.M., 2000. Effects of soil water content on soil respiration in forests and cattle pastures of eastern Amazonia. *Biogeochemistry*, 48, 53–69.

Davidson, E.A., Savane, K., Bolstad P., Clark, D.A., Curtis, P.S., Ellsworth, D.S., Hanson, P.J., Law, B.E., Luo, Y., Pregitzer, K.S., Randolph, J.C., Zak, D., 2002. Belowground carbon allocation in forests estimated from litterfall and IRGA-based soil respiration measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113, 39-51.

Davidson, E.A., Janssens, I.A., 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature*, 440, 165–173.

Davidson, E.A., Janssens, I.A., Luo, Y., 2006. On the variability of respiration in terrestrial ecosystems: moving beyond Q₁₀. *Global Change Biol.*, 12, 154–164.

De Jong, E., Schapper, H.J.V., 1972. Calculation of soil respiration and activity from CO₂ profiles in soil. *Soil Sci.*, 113, 328–333.

Edwards, N.T., Sollins, P., 1973. Continuous measurement of carbon dioxide evolution from partitioned forest floor components. *Ecol.*, 54., 406–412.

Edwards, N.T., Harris, W.F., 1977. Carbon in a mixed deciduous forest floor. *Ecology*, 58, 431–437.

Ewel, K.C., Cropper, W.P.J, Gholz, H.L., 1987. Soil CO₂ evolution in Florida slash pine plantations. Importance of root respiration. *Can. J. For. Res.*, 17, 330–333.

Epron, D., Farque, L., Lucot, É., Badot, P.M., 1999b. Soil CO₂ efflux in a beech forest: the contribution of root respiration. *Ann. Sci.*, 56, 289–295.

Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R.J., Anthoni, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemans, R., Clement, R., Dolman, H., Granier, A., Gross, P., Grünwald, T., Hollinger, D., Jensen, N.-O., Katul, G., Keronen, P., Kowalski, A., Ta Lai, C., Law, B.E., Meyers, T., Moncrieff, J., Moors, E., Munger, J.W., Pilegaard, K., Rannik, U., Rebmann, C., Suyker, A., Tenhunen, J., Tu, K., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., Wofsy, S., 2001. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *J. Agric. For. Meteorol.* 107, 43–69.

FAOSTAT, 2008. Statistical Databases. Agriculture Data Collection (Primary Crops). FAO Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome. Data di aggiornamento del sito febbraio 2011

<http://faostat.fao.org/site/567/DesktopDefault.aspx?PageID=567#ancor>.

Fierer, N., Schimel, J.P., 2003. A proposed mechanism for the pulse in carbon dioxide production commonly observed following the rapid rewetting of a dry soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67, 798–805.

Fu, S.L., Zhou, L.X., Shen, J.C., Ding, M.M., Zhang, F.Q., Huang, H.Y., Rao, X.Q., Lin, Y.B., Shao, Y.H., Zhang, W.X., 2008. A simplified system for measuring rhizosphere respiration of fine roots in situ. *For.Ecol. Manag.* 255, 3360–3364

Gliński, J., Stepniewski, W., 1985. Soil aeration and its role for plants CRC Press, Boca Raton.

Goulden, M.L., Munger, J.W., Fan, S.M., Daube, B.C., Wofsy, S.C., 1996. Exchange of carbon dioxide by a deciduous forest: response of interannual climate variability. *Science*, 271, 1576–1578.

Grzebisz, W., Floris, J., Van Noordwijk, M., 1989. Loss of dry matter and cell contents from fibrous roots of sugar beet due to sampling, storage and washing. *Plant Soil*, 113, 53-57.

Han, G., Zhou, G., Xu, Z., Yang, Y., Liu, J., Shi, K., 2007. Soil temperature and biotic factors drive the seasonal variation of soil respiration in a maize (*Zea mays* L.) agricultural ecosystem. *Plant and Soil*, 291, 15-26.

Hanson, P.J., Wullschleger, S.D., Bohlman, S.A., Todd, D.E., 1993. Seasonal and topographic patterns of forest floor CO₂ efflux from an upland oak forest. *Tree Physiology*, 13, 1-15.

Hanson, P.J., Edwards, N.T., Garten, C.T., Andrews, J.A., 2000. Separating root and soil microbial contributions to soil respiration: A review of methods and observations. *Biogeochemistry*, 48, 115-146.

Hendrick, R.L., Pregitzer, K.S., 1992. Spatial variation in tree root distribution and growth associated with minirhizotrons. *Plant Soil*, 143(2), 283–288.

Heinemeyer, A., Hartley, I.P., Evans, S.P., De la Fuente, J.A.C., Ineson, P., 2007. Forest CO₂ efflux: uncovering the contribution and environmental responses of ectomycorrhizas. *Global Change Biology* 13, 1786–1797.

Högberg, P., Nordgren, A., Buchmann, N., Taylor, A.F.S., Ekblad, A., Hogberg, M.N., Nyberg, G., Ottosson-Lofvenius, M., Read, D.J., 2001. Large-scale forest girdling shows that current photosynthesis drives soil respiration. *Nature* 6839, 789–792.

Holthausen, R.S., Caldwell, M.M., 1980. Seasonal dynamics of root system respiration in *Atriplex confertifolia*. *Plant and Soil*, 55, 307-317.

Inglima, I., Alberti, G., Bertolini, T., Vaccari, F.P., Gioli, B., Miglietta, F., Cotrufo, M.F., Peressotti, A., 2009. Precipitation pulses enhance respiration of Mediterranean ecosystems: the balance between organic and inorganic components of increased soil CO₂ efflux. *Global Change Biology*, 15, 1289–1301.

IPCC: Climate Change, 2001. *The Science of Climate Change, Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 20.

IPCC: Climate Change, 2007a. *Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* In: C.W. Team, Pachauri, R.K., Reisinger, A., (Eds.). IPCC, Geneva, Switzerland, pp. 104.

Janssens, I.A., Ceulemans, R., 1998. Spatial variability in forest soil CO₂ efflux assessed with a calibrated soda lime technique. *Ecology Letters*, 1, 95-98.

Janssens, I.A., Kowalski, A.S., Longdoz, B., Ceulemans, R., 2000. Assessing forest soil CO₂ efflux: an in situ comparison of four techniques. *Tree Physiology*, 20, 23-32.

Jobbágy, E.G., Jackson, R.B., 2000. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological Applications*, 10, (2), 423-436.

Johnen, B.G., Sauerbeck, D.R., 1977. A tracer technique for measuring growth, mass and microbial breakdown of plant roots during vegetation. In: Lohm, U., Persson, T. (Eds.), *Soil Organisms as Components of Ecosystems Ecological Bulletins*, Stockholm, vol. 25, pp. 366–373.

Ke, X., Winter, K., Filser, J., 2005. Effects of soil mesofauna and farming management on decomposition of clover litter: a microcosm experiment. *Soil Biology & Biochemistry*, 37, 731–738.

Kelting, D.L., Burger, J.A., Edwards, G.S., 1998. Estimating root respiration, microbial respiration in the rhizosphere, and root-free soil respiration in forest soils. *Soil Biol. Biochem.*, 30, 961–968.

Kirschbaum, M.U.F., 1995. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. *Soil Biol. Biochem.*, 27, 753–760.

Knorr, W., Prentice, I.C., House, J.I., Holland, E.A., 2005. Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. *Nature*, 433, 298–301.

Körner, C., Arnone III, J.A., 1992. Responses to elevated carbon dioxide in artificial tropical ecosystems. *Science*, 257, 1672–1675.

Konate, S., Le Roux, X., Verdier, B., Lepage, M., 2003. Effect of underground fungus-growing termites on carbon dioxide emission at the point- and landscape-scales in an African savanna. *Functional Ecology*, 17, 305–314.

Koppen, W., 1954. Classification of climates and world patterns. In: Trewartha, G.T., (Ed.). *An Introduction to Climate*, McGraw-Hill, New York, pp. 225–226.

Kutsch, W.L., Staack A., Wötzel, J., Middelhoff, U., Kappen, L., 2001. Field measurements of root respiration and total soil respiration in an alder (*Alnus glutinosa* (L.) Gaertn.) forest in the Bornhöved lake district. *New Phytologist* 150: 157-168.

Lambers, H., Scheurwater, I., Atkin, O.K., 1996. Respiratory patterns in roots in relation to their functioning. In *Plant Roots, the Hidden Half*. Eds. Waisel, Y., Eshel, A., Kafkaki, K., pp 323–362. Marcel Dekker, Inc., New York.

Lasserre, B., Tognetti, R., Marchetti, M., 2006. Cambiamenti, Conflitti, Sinergie Sezione Speciale: Atti 5° Congresso SISEF: Foreste e Società Forest@, 3 (4), 542-554.

Lawton, J.H., 1996. The Ecotron facility at Silwood Park: The value of "big bottle" experiments. *Ecology*, 77, 665-669.

Lavigne, M.B., Ryan, M.G., Anderson, D.E., Baldocchi, D.D., Crill, P.M., Fitzjarrald, D.R., Goulden, M.L., Gower, S.T., Massheder, J.M.M., McCaughey, J.H., Rayment, M.B., Striegl, R.G., 1997. Comparing nocturnal eddy covariance measurements to estimates of ecosystem respiration made by scaling chamber measurements at six coniferous boreal sites. *Journal of Geophysical Research*, 102, 28977-28985.

Lee, M-s, Nakane, K., Nakatsubo, T., Koizumi, H., 2003. Seasonal changes in the contribution of root respiration to total soil respiration in a cool-temperate deciduous forest. *Plant Soil*, 255, 311–318.

Lee, M., Nakane, K., Nakatsubo, T., Koizumi H., 2005. The importance of root respiration in annual soil carbon fluxes in a cool-temperate deciduous forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 134, 95–101.

Lindroth, A., Grelle, A., Moren, A., 1998. Long-term measurements of boreal forest carbon balance reveal large temperature sensitivity. *Global Change Biology* 4, 443-450.

Lipp, C.C., Andersen, C.P., 2003. Role of carbohydrate supply in white and brown root respiration of ponderosa pine. *New Phytol.*, 160, 523–531.

Liu, X., Wan, S., Su, B., Hui, D., Luo, Y., 2002a. Response of soil CO₂ efflux to water manipulation in a tallgrass prairie ecosystem. *Plant and Soil*, 240,213–223.

Liu, H.S., Li, F.M., Hao, X., 2004. Deficiency of water can enhance root respiration rate of drought-sensitive but not drought-tolerant spring wheat. *Agricultural Water Management*, 64, 41–48.

Lloyd, J., Taylor, J.A., 1994. On the temperature dependence of soil respiration. *Functional Ecology* 8, 315±323.

Loftfield, N.S., Brumme, R., Beese, F., 1992. Automated Monitoring of Nitrous-Oxide and Carbon-Dioxide Flux from Forest Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 56, 1147-1150.

Lopez, B., S. Sabate and C.A. Gracia. 2001a. Annual and seasonal changes in fine root biomass of a *Quercus ilex* L. forest. *Plant Soil* 230:125–13

Longdoz, B., Yernaux, M., Aubinet, M., 2000. Soil CO₂ efflux measurements in a mixed forest: impact of chamber distances, spatial variability and seasonal evolution. *Global Change Biology*, 6, 907–917.

Lunackova, L., Masarovicova, E., Lux, A., 2000. Respiration rate and chemical composition of *Karwinskia* roots as affected by temperature. *Biologia Plantarum*, 43, 611–613.

Lundegarth, H.G., 1927. Carbon dioxide evolution of soil and crop growth. *Soil Science*, 23, 417–450.

Luo, Y., Jackson, R.B., Field, C.B., Mooney, H.A., 1996. Elevated CO₂ increases belowground respiration in California grasslands. *Oecologia*, 108, 130-7.

MacDonald, N.W., Zak, D.R., Pregitzer, K.S., 1995. Temperature effects on kinetics of microbial respiration and net nitrogen and sulfur mineralization. *Soil Science Society of America Journal*, 59, 233-240.

Mueller, D., 1924. Studies on traumatic stimulus and loss of dry matter by respiration in branches from Danish forest trees. *Dansk Botanisk Arkiv*, 4, 1-10.

Nakane, K., Kohno, T., Horikoshi, T., 1996. Root respiration before and just after clear-felling in a mature deciduous, broad-leaved forest. *Ecol. Res.*, 11, 111–119.

Nakane, K., Yamamoto, M., Tsubota, H., 1983. Estimation of root respiration rate in a mature forest ecosystem. *Jpn J. Ecol.*, 33, 397–408.

Neill, C., 1992. Comparison of soil coring and ingrowth methods for measuring belowground production. *Ecology*, 73, 1918–1921.

Norman, J.M., Kucharik, C.J., Gower, S.T., Baldocchi, D.D., Crill, P.M., Rayment, M.B., Savage, K., Striegl, R.G., 1997. A comparison of six methods for measuring soil-surface carbon dioxide fluxes. *Journal of Geophysical Research*, 102, 28773-28777.

Ohashi, M., Gyokusen, K., Saito, A., 2000. Contribution of root respiration to total soil respiration in a Japanese cedar (*Cryptomeria japonica* D. Don) artificial forest. *Ecol. Res.*, 15, 323–333.

Ohtsuka, T., Saigusa, N., Koizumi, H., 2009. On linking multiyear biometric measurements of tree growth with eddy covariance-based net ecosystem production. *Global Change Biology*, 15, 1015–1024.

Papendick, R.I., Campbell, G.S., 1981. Theory and measurement of water potential. In: Parr, J.F.,

Gardner, W.R., Elliot, L.F., (Eds). *Water Potential Relations in Soil Microbiology* (pp 1–22). Soil Science Society of America Special Publications Number 9, Madison, WI, U.S.A.

Pernice F., Motisi A., Rossi F., Georgiadis T., Nardino M., Fontana G., Dimino G., Drago A. 2006. CO₂ and water exchanges in an olive orchard: micrometeorological observations and agrometeorological application to sustainable water management. Proceedings of Second International Seminar Olivebioteq 2006 “Biotechnology and quality of Olive tree Products around the Mediterranean Basin”. 5 - 10 November, Mazara del Vallo – Italy;

Peterjohn, W.T., Melillo, J.M., Steudler, P.A., Newkirk, K.M., Bowles, F.P., Aber, J.D., 1994. Responses of trace gas fluxes and N availability to experimentally elevated soil temperatures. *Ecological Applications*, 4 (3), 617–625.

Raich, J.W., Nadelhoffer, K.J., 1989. Belowground carbon allocation in forest ecosystems: global trends. *Ecology*, 70, 1346-1354.

Raich, J.W., Potter, C.S., 1995. Global patterns of carbon dioxide emissions from soils. *Global Biogeochem. Cy.*, 9, 23–36.

Rakonczay, Z., Seiler, J.R., Samuelson, L.J., 1997. A method for the in situ measurement of fine root gas exchange of forest trees. *Environ. Exp. Bot.* 37, 107–113.

Rakonczay, Z., Seiler, J., Kelting, D., 1997. Carbon efflux rates of fine roots of three tree species decline shortly after excision. *Environmental and Experimental Botany*, 38, 243-249.

Reich, P.B., Walters, M.B., Tjoelker, M.G., Vanderklein, D., Buschena, C., 1998. Photosynthesis and respiration rates depend on leaf and root morphology and nitrogen concentration in nine boreal tree species differing in relative growth rate. *Funct. Ecol.* 12, 395–405.

Reichstein M, Tenhunen JD, Roupsard O et al. (2002a) Ecosystem respiration in two Mediterranean evergreen Holm Oak forests, drought effects and decomposition dynamics. *Functional Ecology*, 16, 27–39.

Reichstein, M., Tenhunen, J.D., Rouspard, O et al. (2002b) Severe drought effects on ecosystem CO₂ and H₂O fluxes at three Mediterranean evergreen sites, revision of current hypotheses? *Global Change Biology*, 8, 999–1017.

Rochette, P., Desjardins, R.L., Pattey, E., 1991. Spatial and temporal variability of soil respiration in agricultural fields. *Can. J. Soil Sci.*, 71, 189-196.

Rochette, P., Gregorich, E.G., Desjardins, R.L., 1992. Comparison of static and dynamic closed chambers for measurement of soil respiration under field conditions. *Can. J. Soil Sci.*, 72, 605-609.

Robertson, G.P., Klingensmith, K.M., Klug, M.J., Paul, E.A., Crum, J.R., Ellis, B.G., 1997. Soil resources, microbial activity, and primary production across an agricultural ecosystem. *Ecological Applications*, 7, 158–170.

Romolo, F., 2007. Bilancio annuale dello scambio di anidride carbonica di un oliveto a mezzo di tecniche biometriche e micrometeorologiche. Tesi di laurea Università degli studi di Palermo, A.A. 2006-2007

Rossi, F., Facini, O., Georgiadis, T., Nardino, M., 2004. Monitoraggio dei processi di scambio atmosfera vegetazione: osservazioni sul flusso di carbonio, bilancio energetico e bilancio radiativo in un sistema-vigneto. Convegno AIAM, Gli Agroecosistemi nel Cambiamento Climatico, Matera 22-23 aprile.

Rustad, L.E., Huntington, T.G., Boone, R.D., 2000. Controls on soil respiration: implications for climate change. *Biogeochemistry*, 49, 1-6.

Ryan, M.G., Lavigne, M.G., Gower, S.T., 1997. Annual carbon cost of autotrophic respiration in boreal forest ecosystems in relation to species and climate. *J. Geophys. Res.*, 102 (D24), 28,871–28,883.

Ryan, M.G., Binkley, D., Fownes, J.H., Giardina, C.P., Senock R.S., 2004. An experimental test of the causes of forest growth decline with stand age. *Ecol. Monog.* 74: 393–414.

Saugier B., Roy J., Mooney H.A. 2001. Estimations of global terrestrial productivity: converging towards a single number? in: *Terrestrial Global Productivity*, edited by: Roy, J., Saugier, B., and Mooney, H. A., Academic Press, London, 543–557.

Saigusa N., Yamamoto, S., Murayama, S., Kondo, H., 2005. Interannual variability of carbon budget components in an Asia-Flux forest site estimated by long-term flux measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 134, 4–16.

Scarascia-Mugnozza, G., Bauer, G.A., Persson, H., Matteucci, G., Masc, A., 2000. Tree biomass, growth and nutrient pools. In: Schulze, E.-D. (Ed.), *Carbon and Nitrogen Cycling in European Forest Ecosystems*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 49–62.

Schlesinger, W.H., Andrews, J.A., 2000. Soil respiration and the global carbon cycle. *Biogeochemistry*, 48, 7-20.

Schjønning, P., Thomsen, I.K., Moldrup P., Christensen, B.T., 2003. Linking soil microbial activity to water- and air-phase contents and diffusivities. *Soil Science Society of America Journal*, 67,156-165.

Seneviratne, R., Wild, A., 1985. Effect of mild drying on the mineralization of soil nitrogen. *Plant and Soil*, 84, 175-179.

Smit, A.L., Bengough, A.G., Engels, C., Van Noordwijk, M., Pellerin, S., Van De Geijn, S.C., (Eds.) 2000. *Root Methods: A Handbook*. Springer Verlag, Heidelberg. 565 pp

Stark., J.M., Hart, S.C., 1997. High rates of nitrification and nitrate turnover in undisturbed coniferous forests. *Nature*, 385, pp. 61–64.

Stauch, V.J., Jarvis, A.J., 2006. A semi-parametric model for eddy covariance CO₂ flux time series data. *Global Change Biol.* 12 (9), 1707–1716

Subke, J.A., Tenhunen, J.D., 2004. Direct measurements of CO₂ flux below a spruce forest canopy. *Agricultural and Forest Meteorology*, 126,157–168.

Tang, J., Baldocchi, D.D., Qi, Y., et al., 2003. Assessing soil CO₂ efflux using continuous measurements of CO₂ profiles in soils with small solid-state sensors. *Agricultural and Forest Meteorology*, 118, 207–220.

Thierron, V., Laudelout, H., 1996. Contribution of root respiration to total CO₂ efflux from the soil of a deciduous forest. *Canadian Journal of Forest Research*, 26, 1142-1148.

Trumbore, S., 2000. Age of soil organic matter and soil respiration: radiocarbon constraints on belowground C dynamics. *Ecological Applications*, 10, 399–411.

Upchurch, D.R., Ritchie, J.T., 1983. Root observations using a video recording system in mini-rhizotrons. *Agron. J.*, 75 (6), 1009–1015.

Weger, H.G., Guy, R.D., 1991. Cytochrome and alternative pathway respiration in white spruce (*Picea glauca*) roots. Effects of growth and measurement temperature. *Physiologia Plantarum*, 83, 675–681.

Witkamp, M., 1966. Rates of Carbon Dioxide Evolution from Forest Floor. *Ecology*, 47, 492-494.

Wilson, K.B., Baldocchi, D.D., 2001. Comparing independent estimates of carbon dioxide exchange over 5 years at a deciduous forest in the southeastern United States. *Journal of Geophysical Research*, 106, 34167–34178.

Verhoef, H.A., 1996. The role of soil microcosms in the study of ecosystem processes. *Ecology*, 77, 685-690.

Valentini, R.P., De Angelis, P., Matteucci, G., Monaco, R., Dore, S., Mugnozza, G.E.S., 1996. Seasonal net carbon dioxide exchange of a beech forest with the atmosphere. *Global Change Biology*, 2, 199–208.

Van Noordwijk, M., Floris, J., 1979. Loss of dry weight during washing and storage of root samples. *Plant and Soil*, 53, 239-243.

Vargas, R., Allen, M.F., 2008. Environmental controls and the influence of vegetation type, fine roots and rhizomorphs on diel and seasonal variation in soil respiration. *New Phytologist*, 179, 460–471.

Vogel, J.C., Uhlitzsch, I., 1975. Carbon-14 as an indicator of CO₂ pollution in cities. In: *Isotope Ratios as Pollutant Source and Behaviour Indicators* (pp 143–152). International Atomic Energy Agency, Vienna.

Vogt, K.A., Vogt, D.J., Gower, S.T., Grier, C.C., 1990. Carbon and nitrogen interactions for forest ecosystems. In *Above - and belowground interactions in forest trees in acidified soils*. Air Pollution Report 32. Ed. Persson, H., pp 203-235. Commission of the European Communities. Directorate-General for Science, Research and Development. Environment Research Programme, Brussels, Belgium.

Vogt, K.A., Vogt, D.J., Palmiotto, P.A., Boon, P., O'Hara, J., Asbjornsen, H., 1996. Review of root dynamics in forest ecosystems grouped by climate, climatic forest type and species. *Plant Soil*, 187, 159–219.

Winkler, J.P., Cherry, R.S., Schlesinger, W.H., 1996. The Q₁₀ relationship of microbial respiration in a temperate forest soil. *Soil Biology and Biochemistry*, 28, 1067–1072.

Xu, L.K., Baldocchi, D.D., 2004. Seasonal variation in carbon dioxide exchange over a Mediterranean annual grassland in California. *Agric. For. Meteorol.*, 123 (1–2), 79–96.

Zogg, G.P., Zak, D.R., Burton, A.J., Pregitzer, K.S., 1996. Fine root respiration in northern hardwood forests in relation to temperature and nitrogen availability. *Tree Physiology*, 16, 719–725.

RINGRAZIAMENTI

Ringrazio il Prof. Antonio Motisi, figura centrale del mio percorso formativo sia scientifico che umano, per la fiducia che ha costantemente rinnovato nei miei confronti senza la quale non sarebbe stato possibile raggiungere questo importante traguardo.

Il Prof. Luciano Gristina per i suggerimenti tecnico scientifici e la disponibilità che ha sempre manifestato nei miei confronti, elementi preziosi per lo svolgimento delle attività sperimentali. I miei colleghi, in particolare Fabio Pastorella per il continuo scambio di idee, fattore che ha contribuito alla stesura di questo elaborato.

L'azienda agricola Angela Consiglio per aver messo a disposizione i propri campi per lo svolgimento della presente attività, ed il Sig. Sergio Rizzo, responsabile aziendale, per la costante disponibilità ed affidabilità dimostrata nel corso del triennio.

Patrizia, la mia ragazza, e i miei genitori per il supporto morale e la pazienza che hanno sempre manifestato, anche nei momenti più difficili, nel corso di questo triennio.