UNIVERSITA' DEGLI STUDI DELLA TUSCIA

DI VITERBO

Facolta di Agraria

Dipartimento di Scienze dell'Ambiente Forestale e delle sue Risorse

(DISAFRI)

Corso di Dottorato di Ricerca in

ECOLOGIA FORESTALE – XXII Ciclo

Misure di flussi di CO_2 con la tecnica eddy covariance in foresta: analisi di qualità dei dati ed interpretazione della dinamica spazio-temporale dei flussi a scala locale"

settore scientifico disciplinare AGR/05

dottorando:
Giovanni Andrea Virdiano

tutor: ***dott. Giorgio Matteucci***

cordinatore: ***prof. Paolo De Angelis***

INDICE

1 Introduzione:.....pag. 1
Importanza scientifica dello studio dei flussi tra ecosistema ed atmosfera

1.2 La misura dei flussi turbolenti tra ecosistema ed atmosfera: la tecnica eddy-covariance

1.3 Teoria base per l'applicazione delle misure di scambio turbolento agli studi di ecologia forestale

1.4 La tecnica eddy-covariance (EC) applicata all'ecologia forestale

1.5 Criticità nell'interpretazione della misura eddy-covariance

1.6 Metodi convenzionali di analisi e di correzione dei dati eddy-covariance

1.7 La qualità della misura del flusso turbolento: procedure di valutazione e correzione

1.8 Il trasporto per avvezione, l'accumulo nello storage e l'uso del criterio soglia-u*

2 Obbiettivi ed Analisi degli Scenari .....pag. 22

2.1 Analisi degli scenari spaziali ed ecologici che influenzano la qualità del dato eddy-covariance

2.1.1 Criticità tipo del dato eddy-covariance

2.1.2 Processi Fisici Direzionali (PFD) e criticità del dato eddy-covariance

2.1.3 Stato atmosferico e criticità del dato eddy-covariance

2.1.4 Scenari di interazione tra processi atmosferici ed ecologici

2.1.5 Valutazione sperimentale della criticità del dato eddy-covariance

2.1.6 Approccio metodologico “analitico”, dell'analisi della criticità del dato eddy-covariance

2.1.7 Valutazione “analitica” della criticità del dato eddy-covariance

3 Materiali .....pag. 35

3.1 La scelta dell'area di studio, criteri

3.2 L'area di studio

3.3 Allestimento strumentale

3.4 Restituzione dei dati, metodi e strumenti di elaborazione

4 Risultati .....pag. 43

4.1 Caratterizzazione della footprint.....pag. 44

4.1.1 Distribuzione spaziale dei parametri micro-meteorologici e dei dati eddy

4.1.2 Relazione tra parametri micro-meteorologici e dati eddy

4.2 Relazioni funzionali e calcolo della respirazione attesa..... ..pag. 52

4.2.1 Stima della respirazione dall'insieme dei dati

4.2.2 Stima della respirazione con finestra temporale mobile dei dati notturni

4.2.3 Stima della respirazione attesa dall'andamento notturno

4.2.4 analisi delle cause di fluttuazione e di sotto stima della respirazione

4.2.5 analisi della respirazione massima notturna

4.2.6 Stima della respirazione attesa dal valore massimo notturno

4.3 differenze tra valore atteso della respirazione e la stima dal dato eddy......*pag.75*

4.3.1 analisi della differenze, rispetto al valore atteso, della respirazione massima notturna

4.3.2 Analisi della differenze, rispetto al valore atteso, della respirazione notturna

5 Conclusioni.....*pag.86*

5.1 Variabilità spaziale della qualità dei dati eddy, avvezione ed eterogeneità ecologica

5.2 La respirazione massima notturna come estimatore

5.3 Confronto col criterio a soglia critica di u*

BIBLIOGRAFIA.....pag.94

1. Introduzione

1.1 Importanza scientifica dello studio dei flussi tra ecosistema ed atmosfera

L'ecosistema vegetale è un sistema aperto che scambia energia e materia con l'ambiente circostante. In questo studio si esamineranno gli scambi con l'atmosfera attraverso il volume di controllo che racchiude la vegetazione fino al livello suolo (inclusi gli scambi suolo-atmosfera).

Le "superfici" attive di scambio sono quella superiore e quelle laterali, che per quanto riguarda lo scambio di gas, sono assunte contribuire al flusso netto in maniera trascurabile.

Tra gli scambi più importanti con l'atmosfera, si hanno quelli di:

- energia: radiazione (nel visibile e nel range termico); calore nella massa di aria,, nel suolo e nella biomassa (calore sensibile);
- materia: la CO_2, utilizzati dai processi fotosintetici e respirativi e l'H_2O che, sotto forma di vapore acqueo, utilizza parte dell'energia radiativa. L'H_2O, nelle diverse forme fisiche, viene anche scambiata attraverso il suolo, la superficie e la pioggia.

Gli ecosistemi hanno quindi un importante ruolo nell'influenzare il clima (a diversa scala) sia nel determinare la fisiologia della componente biotica e di quella vegetale nello specifico.

Lo studio di questi scambi tra ecosistemi ed atmosfera è diventato ancor più importante negli ultimi anni nei quali lo studio dei cambiamenti climatici ha assunto un ruolo importante nelle priorità della comunità scientifica.

Gli ecosistemi interagiscono con il clima e l'atmosfera:

- caratterizzando il tipo e distribuzione spaziale: della copertura del suolo; influenzando gli scambi termici e di vapore acqueo e le componenti del ciclo idrologico, nonché gli scambi radiativi.
- modificando la concentrazione, periodica e di lungo periodo, dei gas in traccia nell'atmosfera: principalmente la CO_2 quale gas utilizzato, assieme all'H_2O, nei processi eco-fisiologici.

La CO_2 è un gas ad effetto serra, tra i più importanti nel determinare la temperatura e le condizioni di vita sulla terra. L'effetto serra a livello "naturale" è quello che permette la vita sul nostro pianeta, garantendo una temperatura media intorno a 15°C. L'aumento della concentrazione atmosferica di gas-serra, con particolare riguardo alla CO_2, è però oggi indicata quale principale causa dei cambiamenti climatici. I cambiamenti di concentrazione della CO_2 hanno cause antropiche dirette

(emissioni da combustibili fossili, deforestazione) e dipendono anche dall'equilibrio tra immagazzinamento e rilascio della CO_2 nella biosfera e negli oceani. I cambiamenti climatici, potendo impattare i cicli naturali di fotosintesi e respirazione, possono anche essere soggetti a feedback positivi (aumento dei cambiamenti) che negativi (mitigazione).

E' dimostrato ampiamente un graduale aumento della concentrazione di CO_2 (da circa 300-320 ppm agli attuali 380 ppm), a partire dalla fine dell'800, con l'intensificarsi dell'uso di combustibili fossili e della deforestazione del globo; negli ultimi decenni inoltre è stato anche dimostrato un graduale continuo aumento della temperatura media globale, e degli oceani in particolare dell'ordine di 1-2°C su media secolare, ma con trend in notevole aumento. A tal proposito, l'aumento di temperatura e di CO_2 atmosferica sono stati messi in correlazione, di effetto – causa rispettivamente. In particolare, l'ultimo secolo è stato caratterizzato da rilevanti emissioni di CO_2, in constante aumento, per cause antropiche dirette. Inoltre, in alcune annate, gli andamenti climatici hanno influenzato la capacità della biosfera (ecosistemi terrestri ed oceanici) di assorbire parte di queste emissioni, determinando un maggiore accumulo in atmosfera..
E' da tenere comunque in conto che l'aumento della temperatura media della superficie terrestre ed in particolare degli oceani, è previsto come causa delle emissioni di gas-serra, con meccanismo di feed-back positivo (ulteriore aumento) in quanto:

- diminuisce la capacità di solubilizzazione della CO_2 nell'acqua degli oceani;
- può aumentare il tasso di respirazione eterotrofa (decomposizione);
- a causa dell'aumento della richiesta evapotraspirativa dell'atmosfera, a parità di input idrico, può aumentare le condizione di stress per la vegetazione, diminuendone la capacità di accumulo di CO_2, specie nei pool di lunga durata del legno forestale;

Tuttavia l'aumento della temperatura, per alcuni ecosistemi che sono attualmente limitati termicamento, potrebbe incrementare l'attività della componente foto-autotrofa, ed aumentare il tasso di sottrazione di CO_2 dall'atmosfera, con meccanismo di feed-back negativo.

Risulta quindi fondamentale indagare i meccanismi fisici e ecologici che interferiscono con i feed-back positivi e negativi, quali fattori li condizionano e quali dinamiche assumono nelle diverse scale spazio temporali.

Lo studio degli scambi scambi di CO_2 tra ecosistema ed atmosfera assume quindi il duplice, correlato interesse, di indagare e valutare:

- l'effetto dei processi eco-fisiologici nell'influenzare la concentrazione della CO_2 in atmosfera, assorbendone, al netto annuale, una parte tramite la fotosintesi;
- valutare il tipo di feed-back, nel caso di aumento della temperatura (e della combinazione con gli altri fattori meteo-climatici), degli ecosistemi forestali nel loro ruolo di accumulo e rilascio della CO_2, a diversa scala ed intensità spaziale e temporale.

Non si tratta solo di quantificare i bilanci (ed il loro trend) degli scambi di gas tra atmosfera e biosfera, ma di indagarne i meccanismi e le dinamiche, anche per poter predire scenari plausibili per il futuro, utilizzandoli per la costruzione e la validazione di modelli. Gli stessi modelli, di dinamica di scambio atmosfera-ecosistema forestale, possono poi essere utilizzati per fare un up-scaling, così da avere scenari dinamici su ampia scala, sia dell'impatto sul clima che dei cambiamenti della copertura forestale e delle sue risposte ecofisiologiche.

A tal fine, a partire dalla seconda metà degli anni '90, sono stati incrementati notevolmente gli sforzi e l'intensità di monitoraggio degli scambi ecosistema-atmosfera, su varie tipologie di ecosistemi ed a scala temporale di dettaglio (sub-giornaliera), in modo da poter monitorare la dinamica e la funzionalità degli ecosistemi per periodi medio-lunghi. Sono state attivate, delle reti di monitoraggio e ricerca in ecosistemi forestali (ma anche su altre coperture del suolo), che, tramite l'uso del metodo micrometeorologico dell'*eddy covariance*, hanno permesso di monitorare direttamente lo scambio di questi gas tra la biosfera e l'atmosfera (Moncrieff *et al*., 1997).

Molti di tali reti sono tutt'ora attive ed il numero di siti è continuato ad aumentare nel tempo. Infatti, i primi progetti (EuroFlux, AmeriFlux), si sono integrati nel progetto FluxNet con centinaia di siti di monitoraggio eddy-covariance sparsi prevalentemente nelle foreste dei climi temperati dell'emisfero boreale (Baldocchi, 2008).

1.2 La misura dei flussi turbolenti tra ecosistema ed atmosfera: la tecnica eddy-covariance (EC)

La tecnica eddy-covariance valuta in continuo, solitamente su medie semi-orarie, lo scambio di CO_2, H_2O (calore latente), calore sensibile e momento tra ecosistemi ed atmosfera.

La superficie di riferimento è quella orizzontale sopra la canopy (piano-0) e si assume che, nel tempo, la variazione media di velocità e concentrazione siano nulle nella verticale.

La misura viene eseguita in un solo punto sopra la canopy, dove vengono misurate, ad alta frequenza (10-20 Hz) le componenti del vettore vento (u, v, w) e le fluttuazioni di temperatura e la concentrazione di CO_2 e H_2O, rispettivamente attraverso un ***anemometro sonico*** (vento e T) ed un ***IRGA*** (Infra Red Gas Analyzer).

La misura eseguita al ***punto eddy*** (dove sono allocati anemometro ed Irga) viene riportata in valori di scambio netto (del parametro in esame, CO_2, calore latente, calore sensibile, ecc.) rispetto alla

superficie e nel tempo (metro quadro al secondo) ed è rappresentativa di un'intera ***area sorgente lungo sopra vento al punto di misura. Il vento ha il ruolo di trasporto turbolento tra atmosfera ed ecosistema.***

Per spiegare concettualmente il meccanismo, ***quando ad esempio, in un ipotetico caso con turbolenza sviluppata, rispetto a due misure nel tempo:***

- ***la prima misura, della componente verticale del vento, ha direzione verso l'alto e concentrazione maggiore di CO_2;***
- ***la seconda misura registra direzione verso il basso, a pari velocità, ma concentrazione inferiore:***

il risultato è uno scambio netto uguale a zero per la massa (aria), ma uno scambio medio di CO_2, con perdita verso l'alto. Queste variazioni, integrate lungo il tempo di mediazione, danno il risultato si scambio netto medio tra ecosistema sottostante ed atmosfera. Il calcolo utilizza le covarianze delle variabili interessate ed è per questo che la tecnica è denominata "eddy covariance".

Questo è il meccanismo base della tecnica di scambio turbolento che ha come condizione che la componente verticale del vento abbia velocità media, nel periodo di integrazione, uguale a zero (operata attraverso tecniche di rotazione degli assi per condizionare la misura alla superficie verticale effettiva di scambio).

La tecnica si rifà alla teoria del boundary layer, al suolo: che descrive la turbolenza quale meccanismo principale di trasporto verticale dei parametri scalari citati, in condizioni stazionarie e di uniformità spaziale, che permettono l'assunzione, da verificare, di trasporto medio trascurabile attraverso le superfici laterali del volume di controllo.

1.3 Teoria base per l'applicazione delle misure di scambio turbolento agli studi di ecologia forestale

La tecnica eddy-covariance, misura i flussi turbolenti degli scalari, come la CO2, e ne permette oltre alla stima del ciclo biogeochimico, anche lo studio delle determinanti eco-fisiologiche.

Lo scambio netto di CO_2,

- misurato dagli strumenti eddy-covariance sulla torre eddy sopra canopy,
- in condizioni turbolente di rimescolamento e con processi di accumulo, non tubolenti, nulli o trascurabili nel volume di controllo sottostante fino al suolo,

rappresenta lo scambio netto di CO_2, attraverso il meccanismo turbolento, e quindi da una misura della CO_2 netta assorbita (o rilasciata) dall'ecosistema forestale, nelle sue componenti organiche

(legno, foglie, sottobosco) e di decomposizione (lettiera, sostanza organica nel suolo). Oltre al trasporto turbolento, possono essere attivi altri meccanismi di trasporto ed accumulo della CO_2 che, qualora non trascurabili, andrebbero giustamente considerati (Chapin F.S. et al. 2006).

Con queste assunzioni, il trasporto turbolento verticale di CO_2, assume valore di stima di due processi ecofisiologici fondamentali (fig. n.1):

- di giorno, dello scambio netto di ecosistema (***Net Ecosystem Exchange, NEE***), risultante della differenza tra la respirazione dell'ecosistema (R) e la fotosintesi (***GPP: Gross Primary Production***) (negli ecosistemi decidui, in autunno ed inverno, anche di giorno può essere presente solamente il processo respirativo)
- di notte, NEE rappresenta la sola ***respirazione dell'ecosistema (R),*** di cui la componente eterotrofa ed autotrofa del suolo, ne è solitamente la parte prevalente;
-

NEE = R - GPP , di giorno *e con attività fotosintetica*

Equazione 1

NEE = R, di notte

* per convenzione micrometeorologica il flusso netto NEE è negativo se in entrata nell'ecosistema (CO_2 sottratta all'atmosfera).

I processi respirativi generano

CO_2, quindi ne causano rilascio in atmosfera: per convenzione R assume valori positivi indicando rilascio verso l'alto (in atmosfera), corrispondenti a NEE>0. Dalle misure di eddy covariance è possibile ricavare la GPP che, per convenzione ecologica, spesso ha segno positivo. In caso di inclusione dei tre processi (R, NEE, GPP) nella medesima analisi o rappresentazione grafica, si decide quale convenzione di segno utilzzare (GPP e NEE negative e R positiva nel caso di interesse sui flussi e scambi con l'atmosfera; GPP e NEE positive e R negativa qualora l'interesse sia più sui processi ecologici).

Nel caso di studio dei flussi, ne risulta che la NEE <0, indica un assorbimento netto della CO_2: questi valori negativi della NEE sono attesi di giorno, quando è attivo il processo di fotosintesi e riesce a prevalere, in valore assoluto, sulla respirazione autotrofa ed eterotrofa.

A tal proposito, valori negativi di NEE di notte sono considerate ***"anomalie di stima" della NEE***, dovute a diverse motivazioni e che, a volte, possono essere corrette considerando altre componenti (ad esempio, quella di accumulo al di sotto della copertura o le componenti avvettive).

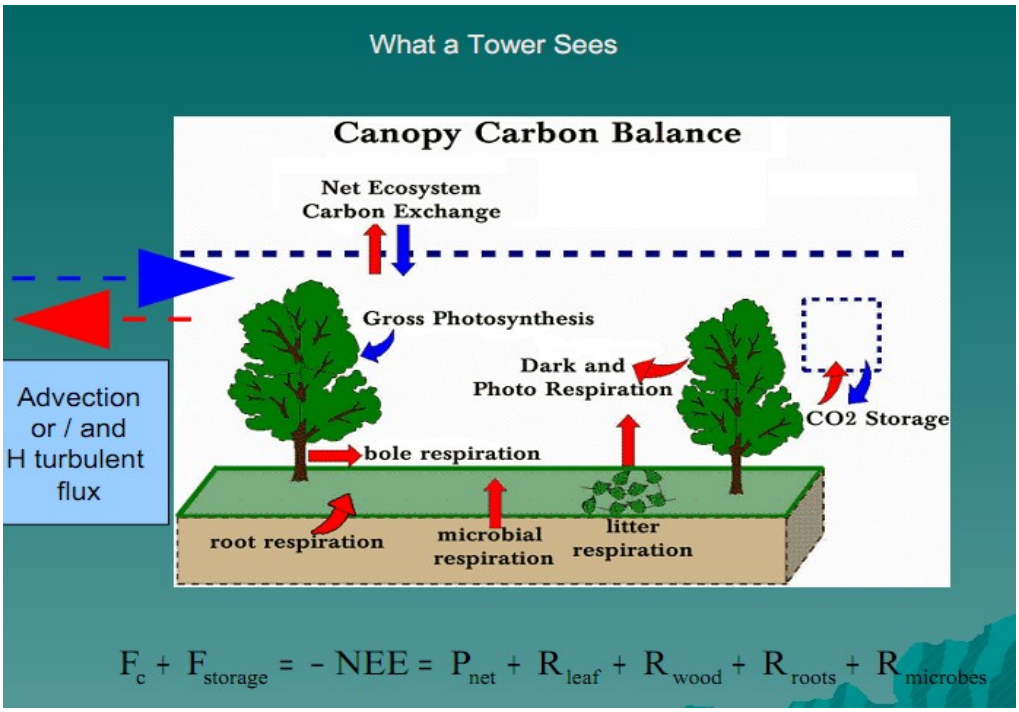


fig.1

Le ***"anomalia di stima"*** della NEE, tuttavia potrebbe essere "***misure" di buona qualità*** del trasporto turbolento, ma non essere verificate le assunzioni che rendono il meccanismo turbolento il principale, rispetto agli altri meccanismi di trasporto della CO_2, dal e verso l'ecosistema: questi altri meccanismi potrebbero non più essere trascurabili, come analizzato di seguito.

La verifica della validità delle assunzioni della teoria dell'eddy-covariance sarà quindi il criterio guida di tutto questo studio, nel ***collegare la "qualità di stima" del flusso ecologico (NEE, R) a quello della misura dei flussi turbolenti verticali.***

1.4 La tecnica eddy-covariance (EC) applicata all'ecologia forestale

Le misure di scambio turbolento e le relative stime di NEE sono eseguite in continuo, con procedure di calcolo e correzione in automatico, con medie orarie o semi-orarie, per periodi di anche lunghi. E' prevista anche la misura contemporanea di altri parametri micro-meterologici quali:

- radiazione, nelle diverse lunghezza d'onda, visibile e termica;
- temperatura, flusso di calore sensibile;
- umidità, scambi turbolenti di H20 (calore latente).

Per parametri "non turbolenti" (temperatura, gradiente di concentrazione di CO_2 media ed umidità), le misure vengono spesso eseguite anche lungo il profilo verticale della copertura, lungo la torre-eddy, per determinarne il gradiente.

Vengono misurati anche altri parametri ambientali, che sono importanti nel determinare i comportamenti ecofisiologici, quali contenuto idrico e temperatura del suolo, precipitazioni, ecc.
Per la raccolta dei dati viene utilizzata strumentazione microelettronica, quali data-logger e pc, che immagazzinano e gestiscono i dati misurati in campo, per la successiva elaborazione.
In considerazione delle misure in continuo, su mezzora, è possibile monitorare la risposta veloce dell'ecosistema alle condizioni micro- meteorologiche ed ambientali variabili.
I dati di NEE (Net Ecosystem Excenge) acquisiti con la tecnica eddy covariance (EC) sono ampiamente utilizzati:

- per le stime di ***bilancio*** di carbonio, a diversa scala temporale;
- per la definizione di ***relazioni funzionali,*** sito-specifiche, tra le stime di flusso dell'ecosistema e le variabili micro-meteorologiche e quelle ecologico-strutturali;
- per sviluppo, parametrizzazione e validazione di ***modelli,*** che descrivono scenari spaziali (up-scaling) e/o temporali, di evoluzione a condizioni ambientali imposte (o di feed-back) (vedi ad esempio il modello BIOME e derivati).

La teoria alla base della stima della NEE, con la tecnica eddy-covariance, è descritta nell'equazione ***2:***

$$\underset{\text{I}}{\int_0^{z_m} S_c\,dz} = \underset{\text{II}}{\overline{w'C'}} + \underset{\text{III}}{\int_0^{z_m} \frac{\partial \overline{C}}{\partial t} dz} + \underset{\text{IV}}{\int_0^{z_m} \overline{u} \frac{\partial \overline{C}}{\partial x} dz} + \underset{\text{V}}{\int_0^{z_m} \overline{w} \frac{\partial \overline{C}}{\partial z} dz} \qquad \textit{Equazione 2}$$

I : NEE (NET ECOSYSTEM EXCHANGE)

II: VERTICAL TURBULENT FLUX (flusso turbolento verticale)
III: STORAGE -dentro e sotto canopy (il flusso dovuto alla variazione dello storage)
IV: HORIZONTAL ADVECTION (avvezione orizzontale)
V: VERTICAL ADVECTION (avvezione verticale)

Il termine I: rappresenta lo scambio netto di ecosistema (***NEE***) del generico scalare "C" relativo al volume di controllo, all'altezza z, come risultante dael bilancio netto tra i processi di "formazione" e di "distruzione" dello scalare dentro il volume di controllo.
Il termine II è il ***flusso verticale turbolento misurato alla quota z,*** *a cui sono* posizionati gli strumenti descritti, della tecnica EC.
Il termine III rappresenta l'accumulo (***storage***) dello scalare sotto la quota z, misurata come

variazione nel tempo della concentrazione nella colonna d'aria al di sotto di z.

I termini IV e V, sono i ***flussi per avvezione orizzontale e verticale,*** dovuta alla formazione dei relativi gradienti orizzontali e verticali dello scalare C, ed in presenza di una componente media delle rispettive velocità u e w non nulla, nel tempo di mediazione.

Assunzioni di base per la validità dell'equazione 1 (fig. n.2):

- condizioni di ***omogeneità ed uniformità orizzontale***: non devono essere presenti gradienti orizzontali (si può quindi eliminare il termine IV);
- ***velocità w, con media nulla nel tempo di integrazione***: in questo caso, anche in condizioni di presenza gradiente verticale, non c'è flusso avvettivo (si elimina quindi il termine V);
- ***stazionarietà:*** non vi sono variazioni dello storage nel tempo (si elimina il termine III).

L'eq. 2 così prende la forma semplificata (eq.3):

$$\int_0^{z_m} S_c\, dz = \overline{w'C'} \qquad \textit{Equazione 3}$$

dove il termine a destra è la covarianza della componente verticale del vento e dello scalare di interesse misurabile dai sistemi EC, con la misura ad alta frequenza (10-20 Hz) delle componenti C e w, nel tempo di mediazione sul quale riportare la misura turbolenta di scambio verticale di C.

L'**ipotesi di stazionarietà** è generalmente rispettata in condizioni di buona turbolenza e di rimescolamento della colonna d'aria; nel caso contrario bisogna calcolare il termine III, attraverso la **misura del gradiente di CO_2**, che si può effettuare con misure medie non veloci, entro lo stesso tempo di mediazione.

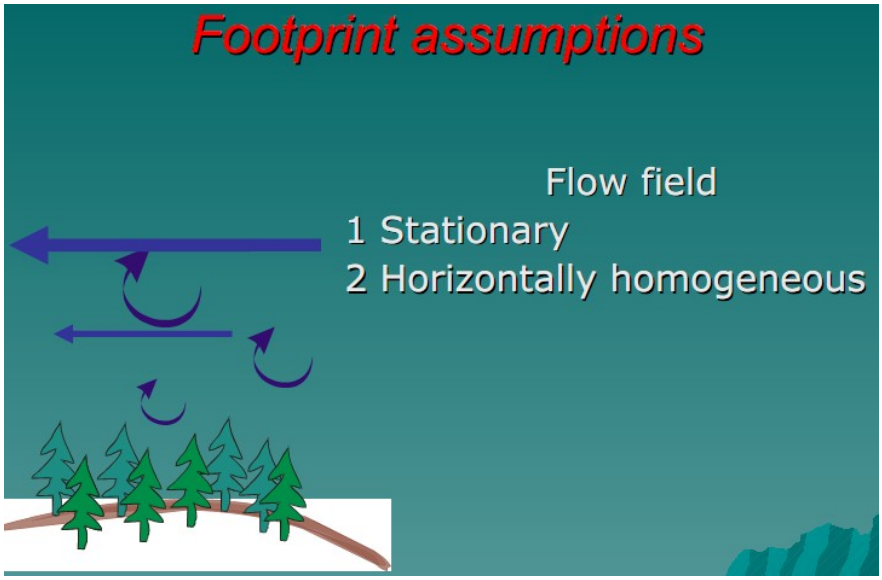


fig. n. 2

Si vedrà in questi studio che anche la scelta del *tempo di mediazione delle misure del gradiente verticale,* ha un effetto significativo nella stima della NEE in condizioni di bassa turbolenza.

Come accennato, nel caso della CO_2, gli strumenti per la misura EC sono un IRGA (CO_2) ed un anemometro sonico per la misura di w. Successivamente alla misura veloce delle componenti C e w, viene calcolata la covarianza statistica tra le due variabili, che fornisce la misura finale del flusso turbolento di C.

L'ipotesi di omogeneità ed uniformità orizzontale, si riferisce all'area sorgente del flusso turbolento, ***la footprint***: area nella quale il tempo di scorrimento del volume d'aria sopra la canopy (fig. n. 2), è stato sufficiente per lo stato stazionario tra i flussi verticali entranti ed uscenti; nel volume d'aria in movimento, non vi è accumulo o perdita di concentrazione dello scalare C, ma solo ***passaggio netto, quello misurato dal flusso turbolento.***

La footprint è l'area, sopravento, di raggiungimento dello stato stazionario nel volume d'aria spostato, sopra la canopy, e misurato dalla EC.

La stazionarietà introdotta precedentemente, si riferisce al volume d'aria in movimento, misurato per lo scambio turbolento; stazionarietà che può non essere rappresentativa invece della stazionarietà dell'accumulo di C nel volume di controllo sotto il punto di misura EC.

Il tempo di mediazione, di solito mezzora o un'ora, è una scelta pratica e sperimentale, derivata da studi sullo spettro di frequenza delle oscillazioni di w:

- tempi maggiori prenderebbero in conto anche le oscillazioni più ampie e lente, altrimenti "perse" o meglio ritrovate come rumore nelle medie successive;
- l'esigenza di monitorare l'ecosistema come variazione delle risposte eco-fisiologiche tende ad avere stime quando più puntuali possibili nel tempo.

La scelta della mezzora è un compromesso tra la perdita trascurabile di componenti delle onde turbolente e le esigenze di monitoraggio; la scelta del tempo di mediazione è comunque sito-specifica e va implementata con l'analisi "*ogive*", della variazione di stima al variare del tempo di mediazione, ricercando il tempo di mediazione che prenda il 99 % dell'intensità del flusso.

La strumentazione per la misura dei flussi turbolenti, è posta su una torre e/o palo (***torre-eddy***) che deve raggiungere una quota mediamente di 5-10 metri al di sopra della ***copertura vegetale (canopy)*** dell'ecosistema studiato.

L'altezza della strumentazione influenza l'area (***footprint***) rappresentata dal flusso turbolento misurato al punto della torre eddy; man mano che sale la quota al di sopra della canopy, la footprint diventa più ampia in lunghezza e larghezza, fattore di cui tenere conto negli obbiettivi di monitoraggio e studio che ci si propone. Il punto di misura deve essere posizionato all'interno del cosiddetto "*Constant flux layer*", che rappresenta quello strato di atmosfera situato alcuni metri al di sopra della copertura analizzata ed è alto alcuni metri. Al di sotto di questo strato (cioè troppo vicino alla copertura), la misura non rappresenterebbe un'adeguata *footprint* e sarabbe influenzata fortemente dalla rugosità locale mentre, al di sopra del *constant flux layer* la misura non sarebbe più rappresentativa del solo ecosistema in esame.

La distanza e la forma della footprint dipendono, a parità di altezza del punto di misura eddy:

- dalla velocità del vento;
- dalle caratteristiche di turbolenza, il cui parametro indicativo è la ***friction velocity (u*, m s^{-1}),*** che misura il grado di variabilità tra le componenti della velocità: a parità di velocità del vento, più è fluttuante la componente perpendicolare al piano di scorrimento del vento (piano della risultante), più il flusso è turbolento ed u* assume valori alti; valori di u*< 0.2 m/s indicano generalmente condizioni di scarsa turbolenza anche se il valore per il quale la turbolenza si può considerare "scarsa" è tendenzialmente sito-specifico.

Solitamente l'aumentare della velocità del vento determina una maggiore turbolenza per attrito di scorrimento con la superficie d'impatto: questo fenomeno è ben verificato nell'interazione tra il vento e la superficie forestale molto "rugosa", che tende a frenare il corso del vento con foglie e rami e ad alterarne localmente il moto turbolento. E' proprio per questo motivo che il punto di misura EC deve essere opportunamente distanziato dalla copertura forestale.

La figura n. 3, mostra graficamente che la footprint è definibile in termini di area sorgente, nella quale i vari punti possono avere una diversa probabilità di contribuire al flusso misurato, area che aumenta all'aumentare della distanza ed ampiezza dal "punto" di misura mentre la probabilità diminuisce (Vesala T., et.al. 2007).

In condizioni di buona turbolenza e velocità del vento, la footprint si restringe ed avvicina,; condizioni medie di turbolenza hanno footprint dell'ordine dei 100-300 metri, lunghe sopravento rispetto alla torre.
Sono proprio le condizioni di bassa turbolenza e velocità del vento, che necessitano invece di più tempo affinchè si possa ottenere lo stato stazionario nel volume d'aria trasportato dal vento; si creano quindi footprint più ampie che possono arrivare, qualora si voglia considerare il 90-100% di contributo totale al flusso misurato, anche a 1-2 km dal punto di misura). Questo richiede che i criteri di uniformità spaziale e di stazionarietà (nel volume di controllo sotto torre eddy) siano verificati per ampie zone dell'ecosistema, per le quali la misura è rappresentativa (Rannik et.al 2000 – 2003, Aubinet e. al. 2003; Aubinet et al. 2005, Rebmann et.al 2005).

1.5 Criticità nell'interpretazione della misura eddy-covariance

L'ecosistema viene quindi monitorato come scansione delle varie footprint, al variare della direzione e velocità del vento e delle condizioni di turbolenza, dal sistema EC.
Di questo "***monitoraggio a scansione"***, dettato dalle condizioni meteo a micro scala (di footprint), si dovrà tenere conto nell'interpretazione delle singole misure eddy e stime di flussi ecologici.

Negli obbiettivi di ricerca, potrebbe essere desiderabile indagare le differenze eco-fisiologiche tra più aree dell'ecosistema; in questo caso la preliminare valutazione del regime dei venti (e della turbolenza) darà previsioni su "cosa"; "quando" ed "in che condizioni meteo" verrà vista dalla footprint della misura eddy-covariance (***dato eddy***) una certa area dell'ecosistema.
Tuttavia, anche se l'obbiettivo è il monitoraggio dell'ecosistema nel suo complesso, la valutazione preliminare del regime meteo-climatico locale premette di prevedere quali parti dell'ecosistema saranno più probabilmente affette da misure eddy con minore qualità. Così, per esempio, si eviterà di posizionare la torre eddy in posizioni dalle quali si potrebbero monitorare ricorrenti footprint "critiche", che per le assunzioni di omogeneità orizzontale e/o per ampiezza vadano oltre l'ecosistema oggetto di studio o siano caratterizzate da caratteristiche ecologico-strutturali diverse. Va però segnalato che questa stessa caratteristica di dipendenza delle misure EC dalla direzione del vento può consentire, in particolari condizioni, di misurare due tipologie di ecosistemi contigui, quali, ad esempio, campi agricoli con diverse colture o particelle forestali di cronosequenze gestionali. La condizione, ovviamente, è che l'altezza del punto di misura sia adeguata alla statura delle due tipologie che si vogliano studiare.
Anche l**a topografia e/o la copertura del suolo,** possono creare forte criticità alla rappresentatività

della misura eddy (Mauder M. et. al. 2006)), non solo in termini di "cosa viene misurato", ma anche di ***qualità del dato eddy*** (Gockede M, et al. 2008):

- sia ***come misura del flusso turbolento***, se non si è raggiunta la condizione stazionaria nel volume di aria in movimento, misurata con la EC;
- sia c***ome stima attendibile della NEE,*** o di altro flusso di un parametro scalare dell'ecosistema.

In quest'ultimo caso, la topografia non uniforme e la copertura del suolo (anche del solo contesto spaziale al contorno dell'ecosistema) posso innescare fenomeni fisici che interferiscono con i flussi turbolenti ed inficiano le assunzioni alla base del metodo di stima della NEE dalla misura eddy anche in condizioni di uniformità spaziale e stato stazionario. Si pensi ad esempio ad un pendio "uniforme" per pendenza e copertura del suolo, nel quale la formazione di un gradiente orizzontale attivi il processo di avvezione orizzontale, che trasporterebbe via dal (o facendo entrare nel) volume di controllo parte della CO_2, che altrimenti verrebbe scambiata solo attraverso la superficie orizzontale di scambio turbolento con l'atmosfera (Staebler R. 2003).

Come si vedrà, sono proprio le misure in condizioni di bassa turbolenza, nelle quali il meccanismo di trasporto turbolento è rallentato e la footprint è ampliata (anche ad aree non omogenee e/o non piane) che possono determinare l'attivarsi dei processi alternativi di trasporto dello scalare studiato, inficiando le assunzioni che portano alla semplificazione dell'eq. 2 nell'eq. 3. Tuttavia l'esigenza di studiare ecosistemi vegetali localizzati in zone ad orografia complessa ha spinto i ricercatori a sviluppare metodi per correggere le misure ottenute dalla tecnica EC (Aubinet et al. 2000, Baldocchi et al. 2000, Aubinet et al. 2003).

1.6 Metodi convenzionali di analisi e di correzione dei dati eddy-covariance

Generalmente, per la individuazione e sostituzione dei dati eddy di bassa qualità (rispetto alle condizioni di turbolenza o poco rappresentativi dell'ecosistema studiato) si usano delle relazioni funzionali tra le variabili micro-meteorologiche ed ambientali (temperatura aria, umidità del suolo, radiazione, ecc.) e le stime ecologiche (R, NEE) ottenute nei periodi di buona turbolenza: i dati in condizioni di bassa turbolenza vengono sostituiti con i valori attesi dalle relazioni funzionali, procedura definita di ***"gap-filling"*** (Reichstein M. et al. 2005, Papale et. al. 2006).

Questo approccio tuttavia, ha l'inconveniente di sostituire di dati dell'ecosistema in determinate condizioni meteorologiche con quelle di periodi differenti, probabilmente anche di dinamica e stadio eco-fisiologico (Rannik U. et. al. 2006). Infatti la turbolenza bassa è di solito associata a periodi di transizione giorno-notte (flussi in transizione) o a certe specifiche condizioni di vento e temperatura, che interagiscono anche con l'attività biologica. Inoltre, queste misure di "bassa

qualità" possono essere spesso sistematicamente relative ad aree specifiche della footprint. La valutazione dell'incidenza, di queste differenze, tra dati di buona e cattiva qualità (per criterio di sviluppo della turbolenza), è da verificare in ogni sito e da analizzare nelle procedure di gap-filling.

Spesso la ricerca delle relazioni funzionali per la stima del valore atteso di NEE (o R e GPP), viene eseguita con la stessa procedura di separazione del dato di NEE nelle componenti respirative (R) e fotosintetiche (GPP) delle misure diurne di NEE, infatti dalla relazione:

$$GPP = NEE - R;$$

conoscendo la respirazione attesa, si può calcolare dal valore "misurato" di NEE, la componente GPP.

Per la stima della respirazione "corretta" si può anche usare la relazione tra radiazione e dati diurni di NEE, calcolando il punto di NEE corrispondente alla radiazione nulla. Questo metodo stima la respirazione attesa nelle condizioni diurne, che sono diverse sia per condizioni meteo, ma anche per dinamica eco-fisiologica (Lasslop et. al 2009).

Le stime del valore atteso (e considerato "corretto") di NEE sono necessarie, oltre che per la sostituzione dei dati i bassa qualità, per la stima dei bilanci a diversa scala temporale (Aubinet M 2000, Pilegaard et.al. 2001), nella quale vanno anche sostituiti i dati mancanti anche per difetti o malfunzionamento strumentale o quando si effettuano le procedure di calibrazione.

Inoltre i valori attesi e le relazionali funzionali permettono la comprensione dei meccanismi eco-fisiologici ed il ruolo delle forzanti climatiche nel determinare la risposta funzionale dell'ecosistema (Allison L. 2007) e anche di poter fare simulazioni di carattere eco-fisiologico al variare degli scenari climatici.

Riguardo alle stime di NEE, sia per:

- la valutazione della qualità del dato eddy, e la eventuale sostituzione con valore atteso;
- la comprensione e simulazione dei processi ecofisiologici
- il calcolo dei bilanci di CO_2, anche in scenari a diverse condizioni climatiche,

molti autori hanno applicato un metodo modellistico, integrando le diverse variabili che agiscono nei processi ecofisiologici.

Alcuni di questi modelli tengono anche in conto il comportamento fluidodinamico al variare delle condizioni meteo e topografiche al contorno, cercando di simulare l'effetto sulla misura eddy e di correggerla per la specifica situazione meteo-topografica della footprint relativa alla specifica misura eddy semi-oraria (Klaassen W. Sogachev A. 2006, Sogachev 2002).

L'**analisi della footprint** specifica relativa alla misura eddy diventa un criterio base nella valutazione della qualità del dato eddy e dei fattori spaziali che la condizionano (Gockede M,

Markkanen T. 2006).

1.7 La qualità della misura del flusso turbolento: procedure di valutazione e correzione

Fin qui si sono analizzati i fattori di carattere generale che influiscono sulla qualità del dato, come stima rappresentativa della footprint e della NEE.

Primariamente è fondamentale valutare la **qualità della misura stessa,** come rappresentativa del flusso turbolento del volume d'aria al punto di misura (Vickers, D., and L. Mahrt. 1997), in termini di:

- stazionarietà: se si accumula CO_2 nello strato sopra o sotto canopy, con stratificazione e variazione della misura a seconda dell'altezza del punto di misura;
- turbolenza: se lo spettro di frequenza delle onde di oscillazione del vento e delle concentrazioni della CO_2, hanno un andamento statistico plausibile (Thara V. 2005).

Per la valutazione preliminare della "misura eddy", sono state implementate diverse procedure che danno indici di qualità alla misura eddy (Foken, T., B. Wichura. 1996).

Inoltre vengono effettuate anche correzioni che tengono conto della superficie orizzontale efficace di scambio, attraverso una preliminare o ricorsiva rotazione degli assi delle componenti del vento (Wilczak J.M 2001)

Altre correzioni tengono conto delle variazioni di pressione e temperatura per il corretto calcolo della densità dell'aria e del flusso di materia (Webb, Pearman, Leuning. 1980).

La valutazione della chiusura del bilancio energetico (su scala giornaliera, stagionale, annuale) è una procedura di valutazione sia della qualità della misura che della relativa capacità di stima ecologica. Si suppone quindi che se le misure sono corrette e la footprint è omogenea, sono verificate le assunzioni di base della tecnica (misura) e della teoria (scambio turbolento rappresentativo della NEE e della footprint) ed il bilancio energetico "chiude". Il bilancio energetico viene misurato tramite i flussi d calore latente e sensibile (dal sistema EC) associato ai dati di flusso e storage di calore al suolo e di radiazione netta (tra incidente e riflessa), permettono di stimare tutte le componenti di scambio energetico dell'ecosistema (Wilson K 2002). La non chiusura significativa e sistematica del ciclo di bilancio energetico è indicativa: di errori di misura del flusso turbolento; o di non validità delle assunzioni sulla footprint e sulla presunta assenza di processi di trasporto alternativi (a quelli turbolenti) attivi nella stessa footprint; o ad una valutazione non corretta dell'accumulo sotto-canopy dell'energia nelle sue componenti del calore latente e sensibile.

I flussi turbolenti, sia per il calore latente e sensibile, sia quelli degli scalari (la CO_2 in esame), sono generalmente ben correlati tra loro, tenendo in considerazione gli errori di misura strumentale delle

velocità del vento (misurate dall'anemometro sonico) ed i processi di trasporto, accumulo e stratificazione alternativi ai flussi turbolenti (Vesala T., et.al. 2007). La non chiusura periodica del bilancio energetico indica una situazione critica di qualità anche per le stime ed i bilanci degli scalari, calcolati con la tecnica eddy-covariance.

Anche la non omogenea distribuzione delle caratteristiche ecologiche e strutturali nella footprint potrebbero dare bilanci di energia non "chiusi" (Foken T. 2008), la cui analisi potrebbe portare alla identificazione di settori della footprint con diverso comportamento eco-fisiologico e termico (Gockede at al., 2008).

*1.8 Il trasporto per avvezione, l'accumulo nello storage e l'uso del criterio soglia-u**

La valutazione dell'accuratezza di NEE (dal dato eddy) è stato oggetto di numerosi studi.

Tra i dati di buona o discreta qualità per la misura del flusso turbolento, spesso si ritrovano dati eddy che appaiono una evidente sotto stima della NEE, rispetto ai valori attesi dalle relazioni funzionali. Come accennato, questa **sotto stima "a priori"** è presa in considerazione dalle procedure convenzionali di trattamento dei dati eddy, attraverso:

- la rimozione dei valori di NEE in condizioni di bassa turbolenza;
- la sostituzione coi valori attesi dalle relazioni funzionali che vengono così usate per il gap-filling dei dati mancanti (per il calcolo dei bilanci).

La causa della significativa diminuzione generalizzata dei flussi eddy è di solito individuata nelle condizioni di scarsa turbolenza (Aubinet et.al. 2003 - 2005), indicate da valori della variabile u* inferiori ad una certa soglia, che generalmente è riportata attorno al valore 0.2-04 m/s (il valore di soglia critica di u* dipendente dall'analisi dei dati sito specifici).

L'uso del criterio u* per la individuazione della qualità del dato eddy è legata a due concomitanti motivi:

- all'evidenza sperimentale; con andamento sito-specifica, del decrescere delle stime di NEE al di sotto della soglia u*, in modo indipendente da altre variabili micro-meteorologiche associate alla ecofisiologia, che, altresì, potrebbero spiegare diversi tassi di respirazione;
- agli scenari dei processi fisici coinvolti con le condizioni di bassa turbolenza, e quindi anche scarso rimescolamento della colonna d'aria.

In questo secondo caso, si possono contemporaneamente avere:

- il meccanismo di trasporto turbolento insufficiente alla rimozione – immissione della CO_2 prodotta (respirazione) – utilizzata (fotosintesi) nel volume di controllo, creandosi scenari non- stazionari con **accumulo / de-accumulo al di sotto della canopy (storage),** con stratificazione verticale e relativo gradiente;

- il formarsi di gradienti, per accumulo e/o trasporto differenziato nello spazio della footprint, sia lungo la direzione orizzontale che verticale. Questi gradienti, in presenza di venti anche di bassa velocità, possono trasportare via dal, o nel, volume di controllo, quote di CO_2. Si crea un meccanismo di trasporto, definito, **per avvezione**, alternativo ed in competizione a quello turbolento.

Vediamo adesso meglio questi scenari di trasporto o accumulo in ***condizioni atmosferiche "stabili" (bassa turbolenza).***

Gli accumuli di CO_2 (determinabili con aumento della concentrazione di CO_2) al disotto della canopy sono determinati da condizioni di non stazionarietà dello storage sotto canopy. Tale accumulo,, richiede la valutazione del termine III dell'eq. 2, con misure della variazione del gradiente verticale entro il tempo di mediazione, e la relativa somma di questa componente di accumulo alla flusso turbolento per la stima della NEE.

La variazione dello storage è definita ***flusso di storage (f_st)*** per comodità e convenzione.

La somma del dato eddy (flusso turbolento) e del flusso di storage (f_st), teoricamente dovrebbero dare una stima valida della NEE:

$$NEE = fc + f\_st; \qquad \textit{Equazione 4}$$

***NEE**: Net Ecosystem Exchange;* ***fc**: flusso eddy ;* ***f_st**: flusso di storage;*

I termini fc e f_st qui indicati, sono la misura strumentale dei termini II e III, rispettivamente, dell'eq. 2.

Tuttavia proprio nelle condizioni di stabilità atmosferica questa ipotesi spesso viene disattesa in molti siti (Finnigan J. 2006, Van Gorsel E. 2006), indicando che altri fenomeni intervengono nello spiegare valori della NEE (stimata dalla eq. 4) inferiore al valore atteso.

Da qui la necessità di considerare gli altri termini dell'eq. 2, dunque l'avvezione orizzontale verticale.

L'avvezione, come per i flussi turbolenti, assume: valore positivo per l'uscita di CO_2 dal volume di controllo, e negativi per l'entrata. I valori positivi sono dati da gradiente e vento con senso concorde, cioè "diretti" nella stessa direzione; viceversa se il vento si sposta da zone con concentrazione di CO2 mediamente più alta a zone con conentrazione più bassa, abbiamo avvezione negativa ed ingresso della CO_2 nel volume di controllo.

Nell'**avvezione verticale**, devono verificarsi contemporaneamente, un valore non nullo, in media, sia del gradiente verticale della CO_2, sia della velocità verticale del vento (w) La presenza di un valore medio di w, non nullo, è un evento indicativo di condizioni particolarmente stabili, mentre la formazione del gradiente verticale della CO_2 vento è frequente in condizioni anche mediamente

turbolente. Il valore non nullo di w, rappresenta un ingresso o uscita netta di aria dalla superficie superiore, che deve essere compensata al livello del suolo nella componente orizzontale: essendo w uguale a zero al suolo, la divergenza verticale di w impone lateralmente la divergenza della componente orizzontale del vento (di segno opposto), per continuità dei fluidi e non compressibilità dell'aria (entro i limiti dei gradienti locali di pressione).

Da segnalare che anche la divergenza del gradiente di velocità orizzontale del vento crea trasporto con meccanismi non riportati, per motivi di semplificazione, nell'eq. 2 e perché ritenuti convenzionalmente e sperimentalmente poco importanti.

Nel modello semplice del "**drainage flow"** l'aria in ingresso dall'alto con concentrazione di CO_2 più bassa, esce poi lateralmente (velocità orizzontale, gradiente di u-v), con concentrazione di CO_2 più alta (in presenza di un gradiente di segno concorde alla direzione di spostamento del vento - nel caso in esame entrambi verso il basso); ne risulta una sottrazione netta di CO_2 dal volume di controllo che non viene misurata nè dalla variazione dello storage nè dal flusso turbolento sopra canopy.

Questa condizione ha portato a supporre l'ipotesi di poter stimare l'avvezione totale dalla sola avvezione verticale (Lee X. 1998), ma questo presuppone una uniformità spaziale dei gradienti di CO_2 e delle velocità del vento che, come vedremo, spesso non sono verificate in topografie non omogenee e/o strutture composte della canopy .

Nell'**avvezione orizzontale**, il vento, di solito a bassa intensità, si comporta come un "nastro trasportatore" che rimuove o rilascia lo scalare, nel suo percorso, al di sotto del punto di misura eddy che, in questo modo, non riesce a misurarne correttamente lo scambio.

In questo caso è necessario non solo conoscere il gradiente orizzontale della concentrazione di CO_2, ma anche il profilo verticale della velocità orizzontale del vento, possibilmente in diversi punti: infatti i "nastri trasportatori", a parità di gradiente verticale di concentrazione, potrebbero avere una velocità di trasporto diversa alle diverse altezze, con flusso di avvezione medio orizzontale risultante dal campo del vento e dei gradienti di CO_2.

La topografia non omogenea, in ambiente forestale è stata individuata da diversi autori quale causa frequente di processi di avvezione, con effetti significativi nelle stime della NEE notturna, quindi della respirazione R (Aubinet et al. 2003, Staebler R., Fitzjarrald D. 2004).

Anche differenze eco-fisiologiche tra zone diverse della footprint, in condizioni pianeggianti, sono state messe in relazione con la formazione di gradienti orizzontali di CO_2 e di trasporto per avvezione laterale, con effetti anche sulle stime di NEE nelle prime ore diurne dell'attività fotosintetica (Sun J. et al. 2007)

Il caso più frequente e studiato è il citato **drainage flow** (Aubinet et al. 2003 e 2005, Finnigan 2005 e 2006). Si tratta di un fenomeno tipico delle zone con pendenza anche modesta, quando in condizioni di scarsa turbolenza e raffreddamento differente dell'aria tra monte e valle, si innesca uno scorrimento di aria fredda, più densa e pesante, da monte a valle (vento catabatico), lungo il profilo del versante.

Lo scorrimento verso valle:

- potrebbe rimuovere la CO_2 respirata, specie quella del suolo, che non viene rimossa dal rimescolamento turbolento, e dal successivo flusso sopra canopy.

La rimozione da monte a valle, concentrerebbe la CO_2 verso valle, creando un gradiente orizzontale di CO_2 concorde con la direzione del vento catabatico.
Oltre al gradiente orizzontale, nei punti di accumulo verso valle, si dovrebbe avere un aumento significativo dello storage di CO2 non prodotta in loco, che potrebbe essere poi rimossa dal meccanismo turbolento a valle.
L'applicazione dell'eq. 4, darebbe sotto-stime di NEE per le zone di monte e lungo il pendio; ma potrebbe aversi anche sopra stima della NEE a valle anche in condizioni stabili, con valori di flusso di storage (f_st) sovra stimati (accumulo di CO_2 respirata non in loco).
Alcuni autori hanno infatti riportato la formazione di un campo orizzontale del gradiente verticale di CO_2, e del flusso di storage, coerente con questo meccanismo di accumulo a valle della CO_2 determinato dal drainage flow (de Araujo A. et al. 2010) che
richiama aria in ingresso dall'alto, con il fenomeno citato dell'avvezione verticale in presenza di gradiente verticale di CO_2, tipico delle condizioni stabili che caratterizzano il,*drainage flow.* Tuttavia lo stesso vento catabatico potrebbe rimuovere il gradiente verticale, se il trasporto laterale è sufficiente alla rimozione della CO2 prodotta localmente. L'intensità e durata del gradiente sarebbero connessi con la posizione lungo il versante ed il campo di gradiente prima accennato (de Araujo A. et al. 2010).

Nel processo del *drainage flow* si creano così diversi scenari di combinazione tra avvezione orizzontale e verticale la cui valutazione può essere correttiva del' eq. 4. In questi scenari di[1] avvezione, l'eq. 4 potrebbe dare sia sottostime di NEE, ma anche sovra stime nelle zone di accumulo a valle.
Nel processo del *drainage flow*, i diversi scenari di avvezione, ed i relativi effetti sulle stime di NEE, sono fortemente determinati dall'interazione tra struttura della canopy ed il campo del vento.

1

Solitamente l'aria fredda trova una superficie di scorrimento a livello del suolo, ma la struttura della canopy può modificare il modo di scivolamento catabatico dell'aria:

- in presenza di canopy densa solo nella parte superiore (come in molte specie decidue), si può creare un tunnel sotto-canopy di movimento catabatico, che viene limitato superiormente dalla copertura densa delle chiome, dove il vento orizzontale, in questi casi generalmente debole, viene meccanicamente frenato: si creerebbe quindi un gradiente verticale della componente orizzontale del vento nello spazio tra il suolo e la canopy, in questo caso decrescente verso l'alto. La situazione del vento sopra-canopy può essere completamente disaccoppiata da quella sottostante sia in velocità che in direzione ("**decoupling**") a causa di una separazione fisica tra lo stato di mozione atmosferica sopra canopy, dove può scorrere un vento sinottico, ed il vento catabatico incanalato nel tunnel sotto canopy. In questo caso la misura di stato turbolento (u*) eseguita al punto di misura eddy, non è rappresentativa dello stato di turbolenza sotto canopy.

L'ingresso di aria dalla superficie inferiore può essere limitata ad una zona limitata a monte, nel caso di canopy molto densa e/o di vento sinottico sopra canopy; comunque anche con valori di velocità verticale media non nulla, possono non determinare avvezione verticale nel caso di gradienti verticali rimossi dal *drainage flow.*

Se la canopy è molto densa fin dal suolo, si creerebbe un cuscino vegetale attaccato al suolo, con scarso movimento del vento. Il gradiente verticale di raffreddamento radiativo dell'aria avverrebbe quindi sopra la canopy, sulla quale scorrerebbe il vento catabatico nelle situazioni molto stabili lungo tutto il *boundary layer.*

Nella situazione intermedia di canopy poco densa e poco variabile verticalmente in densità, l'effetto sarebbe variabile tra i due casi precedenti descritti, con gradi variabili a seconda della situazione micrometeorologica e delle condizioni di umidità e di stato vegetativo. Ne risulterebbero campi di flusso di storage, con un andamento tipico, caratterizzato da gradienti verticali di CO_2 e flussi di storage più elevati nelle zone di valle, che crescono per più tempo durante la notte; fino ad un punto di stabilizzazione del gradiente e con f_st limitato o assente, ma con bassi flussi turbolenti.

Ne risulterebbe un massimo di NEE notturna (R), dalla eq. 4, nella prima parte della notte (*early evening*), con successiva diminuzione della stima della respirazione, a valori che non sono coerenti nè con le variazioni di temperatura, nè con le misure di respirazione diretta (della sola componente del suolo), eseguite in contemporanea (Van Gorsel et al. 2007 e 2009).

Questo andamento caratteristico della NEE, nelle notti a bassa turbolenza, è stato messo in relazione all'attivarsi del meccanismo del *drainage flow*, in modi e tempi differenti a seconda della topografia, della struttura della canopy e delle condizioni meteo.

L'analisi più dettagliata della relazione tra dinamica notturna dei flussi di storage e gradiente (Van Gorsel et al. 2007) verrà trattata separatamente nel capitolo dei risultati, per economia del discorso interpretativo dei risultati sperimentali del presente studio.

Inoltre, della citata variazione (campo) orizzontale del gradiente verticale di CO_2, si dovrebbe tener conto nell'eq. 4, quando si riferisce il flusso di storage ad una determinata footprint, lungo la quale il flusso di storage potrebbe variare spazialmente, ma il flusso turbolento misurato al punto eddy potrebbe altresì essere rappresentativo del flusso turbolento medio della footprint.

Sintetizzando, dal discorso fin qui fatto, si potrebbero trarre informazioni importanti sul meccanismo del *drainage flow* e sui suoi effetti nelle stime di NEE , dalla misura di campo dei gradienti: in particolare di quelli verticali di CO_2 e della velocità orizzontale del vento; su più punti della footprint; valutandone sia l'intensità che la dinamica di evoluzione nel tempo dei gradienti verticali nelle diverse aree.

Risulta chiaro che la misura di tutte le componenti (gradienti) caratterizzanti l'avvezione, risulta di difficile praticabilità (strumentale e esperimentale) per i lunghi periodi per i quali si ha l'esigenza di stime di NEE di buon qualità. Ciò vale in particolare per gli obbiettivi attuali di monitoraggio e studio degli ecosistemi forestali, in relazione alle dinamiche di scenario a lungo termine connesse ai cambiamenti climatici.

Così altrettanto chiara è l'importanza di correggere le stime di NEE per gli effetti dei processi descritti, indipendentemente dal criterio soglia-u*, il quale rimuove i dati di NEE sulla base della sola misura dello stato di turbolenza (u*). Spesso, come visto, il parametro u* può non essere rappresentativo della situazione e dei processi reali che agiscono sotto canopy (*decoupling*) e per le eventuali condizioni differenti nella footprint.

Col criterio di filtraggio dei dati tramite soglia-u* è alto il rischio di rimuovere dati con buona qualità di stima della NEE, e di "validarne" altri non rappresentativi (per sopra e sotto stima), con errori che si propagano alle relazioni funzionali, alle stime di bilancio ed alla parametrizzazione dei modelli eco-fisiologici.

Obbiettivo di questo lavoro di ricerca sarà appunto la valutazione dei processi di avvezione e di storage, partendo dall'analisi degli effetti sul database dei dati eddy (le stime di NEE). Considerando che i processi descritti possono avere dinamiche differenziate per inquadramento spaziale (direzione del pendio, direzione del vento, struttura della canopy ecc.) e per le condizioni meteo (scarsa turbolenza), ci si aspetta di ritrovare associazioni di dati (stime eddy) che siano indicatrici dell'effetto dei processi di avvezione e, allo stesso tempo, siano in grado di valutare il valore atteso

di NEE più coerente, rispetto all'inquadramento spaziale e all'andamento dei dati. Il criterio guida di analisi sarà quello della ricerca della coerenza dei dati agli scenari fisici ed eco-fisiologici plausibili. Sulla base di queste considerazioni si ricercheranno metodo di analisi e criteri tali da definire la qualità della stima di NEE ed il valore atteso. Procedure a tal fine saranno implementate attraverso algoritmi che rendano le stesse facilmente ripetibili e di uso ricorsivo anche per altri siti che siano differenti da quello di studio.

2 Obbiettivi ed Analisi degli Scenari

Gli obbiettivi principali del presente lavoro di ricerca saranno inerenti:

- la determinazione della qualità dei dati eddy-covariace (EC), per il loro utilizzo in ecologia forestale, riguardo alla stima dei tassi di respirazione dell'ecosistema: attraverso l'analisi del database tipico restituito dalle stazioni di misura eddy;
- l'implementazione di una procedura di analisi, attraverso algoritmi, reiterabile e ripetibile, che valuti la qualità dei dati eddy. La procedura analizza la distribuzione dei dati, associandoli: alla valutazione dei potenziali processi fluidodinamici che interferiscono con le assunzioni della tecnica EC (e quindi con la stima corretta dei tassi di respirazione); alla distribuzione spazio-temporali delle caratteristiche eco-fisiologiche e strutturali dell'ecosistema (in termini di footprint del dato eddy).

Operativamente si cercherà:

- di valutare l'instaurarsi dei processi di avvezione e/o di accumulo sotto canopy della CO_2 respirata dall'ecosistema nella notte: ricercandone i segnali intrinseci, nel database dati eddy;
- d'individuare aree dove l'ecosistema ha un diverso tasso di respirazione;
- una valutazione quantitativa dei processi di cui sopra, che possa essere correttiva, o indicativa di allarme “qualità” dei dati; anche per il calcolo dei bilanci e delle relazioni funzionali dell'ecosistema studiato;
- la comparazione di questa metodologia di analisi con la procedura tipica della soglia u* critica;
- la definizione di ipotesi di scenario plausibili per il successivo indirizzo di campagne di misure di campo che ne validino e calibrino le evidenze nel database.

2.1 Analisi degli scenari spaziali ed ecologici che influenzano la qualità del dato eddy-covariance

Premesse

Questo paragrafo vuole dare una panoramica descrittiva degli scenari, e dei relativi processi, che influenzano la stima dello scambio netto di carbonio dell'ecosistema ottenuta utilizzando i dati misurati con la tecnica dell'eddy-covariance e che ne determinano le potenzialità ***per un loro utilizzo ecologico, cioè per valutare correttamente le risposte dell'ecosistema alla variabili ambientali e alle condizioni stazionali.***

La lettura di questo paragrafo presuppone la conoscenza di base della tecnica eddy-covariance, della relativa teoria e dei processi coinvolti, che sono state descritte nel capitolo introduttivo.

Inoltre si specifica che di seguito, si è intesa per **footprint** l'insieme delle aree che la tecnica eddy-covariance "vede" e misura a seconda della direzione di provenienza del vento (**versus: l'area dominio delle footprint specifiche)**;.In termini puramente fisici, la footprint sarebbe intesa come "l'area specifica" all'origine della singola stima dei flussi turbolenti ottenuta dalle misure effettuate alla torre-eddy nell'intervallo di tempo di mediazione (tipicamente semi-oraria). In questo caso, quindi, si avrebbe una "footprint specifica" per ogni stima di flussi turbolenti.

Si è usata questa convenzione semantica, per differenziare tra la footprint (area oggetto della "misura eddy") dall'area effettiva dell'ecosistema studiato; infatti le due "aree" potrebbero non coincidere, determinando casi limite delle criticità spaziali (di seguito descritte), non più solo legate a stato ecofisiologico e fenologico dell'ecosistema studiato ma anche da variazioni di copertura e/o uso del suolo.

In questo studio non si sono presi in considerazione gli aspetti relativi al trattamento del dato "grezzo" ad alta frequenza delle componenti scalari (CO_2) e vettoriali (vento) misurate al di sopra della canopy in esame che portano al valore di flusso turbolento (la covarianza variabili scalare-vettoriale). Analisi in tal senso riguardano, a titolo di citazione: l'individuazione dell'opportuno tempo di mediazione (delle misure ad alta frequenza); l'*ogive test* (analisi spettrale lungo tempi di mediazione); test di stazionarietà nel tempo di mediazione; metodo di rotazione .Il dato qui analizzato è quello ottenuto applicando la metodologia "CarboEurope" (Aubinet et al., 2000), che tiene conto di una serie di analisi e correzioni secondo la letteratura recente (Foken et al. 1996).

Infatti, gli obbiettivi di questo studio esulavano dall'analisi, fisica e statistica, della tecnica di misura

del flussi turbolenti, cioè la sua rappresentatività – accuratezza dei processi fisici di “trasporto esclusivamente turbolento” di energia e materia.

In questo studio, quindi, il dato eddy, anche per l’applicazione delle metodologie di analisi standardizzate già citate, viene considerato una “valida” stima del flusso turbolento. A partire da questa stima verranno fatte diverse considerazioni in merito alla rappresentatività del dato rispetto all’area di origine dei flussi ed alla sua capacità di rappresentare processi quali quelli respirativi notturni o altri.

2.1.1 Criticità tipo del dato eddy-covariance

Nell'utilizzo “ecologico” dei dati eddy-covariance (e quindi nel valutarne la qualità sopra definita) c'è da tener conto delle seguenti, principali, criticità :

- **rappresentatività spaziale (rispetto all'ecosistema)**: l'area di origine (footprint) che, al punto di misura della torre eddy, influenza le caratteristiche di turbolenza atmosferica e determina i relativi flussi di materia ed energia.

Le caratteristiche e le dinamiche “ecologiche” (struttura, fisiologia e fenologia) potrebbero essere diverse dall'ipotesi a priori di “uniformità” spaziale;

- **rappresentatività ecologica:** l'accuratezza della misura eddy non corrisponde a quella dei processi ecologici che li determinano.

Ciò avviene quando agiscono ***Processi Fisici Direzionali (PFD)*** dovuti all'instaurarsi di gradienti direzionali. I gradienti possono essere sia dei parametri di cui si stima il flusso (CO_2, Temperatura -calore latente e sensibile..), sia degli stessi parametri fisici descrittori, come le tre componenti della velocità del vento (u, v, w), pressione, densità, sia dei parametri composti, come le divergenze delle covarianze (es. divergenza del flusso turbolento di CO_2).

Nel caso di individuazione e risoluzione delle criticità ecologiche (che inficiano l'accuratezza della specifica stima di flusso ecologico) le criticità spaziali potrebbero essere interpretate come stati ecofisiologici dell’ecosistema spazialmente differenti (es. zone in cui la riserva idrica è minore, zone differenti stati strutturali del bosco). In questo caso la criticità spaziale non inficia la “qualità” della stima di flusso ecologico, ma la sua rappresentativa spaziale e quindi la **“potenzialità” di uso per la comprensione di di relazioni funzionali** (variabili ecologiche versus forzanti climatiche) che possano avere valenza generale per tutto l'ecosistema della footprint. Qualora fossero presenti

significative criticità spaziali, sarebbe opportuna la determinazione di differenti relazioni funzionali per differenti footprint specifiche Un esempio di caso “limite” può essere rappresentato dall’installazione di una torre per le misure eddy covariance al confine tra due coperture d’uso del suolo, agricole (due colture) oppure tra due particelle forestali, una sottoposta a diradamento ed una no.

2.1.2 Processi Fisici Direzionali (PFD) e criticità del dato eddy-covariance

PFD caratteristici delle stazioni forestali, possono essere: advezione (verticale ed orizzontale), *drainage flow*, divergenza del flusso turbolento e gradiente di storage non stazionario e/o non spazialmente uniforme.

> La presenza di un gradiente verticale di concentrazione di CO_2 (o di altro scalare di scambio eco-fisiologico), non sarebbe da associare all'instaurarsi di PFD (almeno quando la componente verticale del vento w è trascurabile e c’è quindi assenza di avvezione verticale).
>
> Questo scenario è ancora riconducibile al caso “prevalentemente” turbolento, se non associato agli altri gradienti indicati per i PFD; in questo caso, potrebbe essere usfficiente correggere il dato “turbolento” (eddy) di flusso per il ***cambiamento di storage della CO_2 nella volume di aria al di sotto del punto di misura eddy (Flusso di storage).***
>
> Viceversa, l’esistenza di un gradiente verticale di concentrazione di CO_2 è indicativo di PFD se tale gradiente è non stazionario e/o non uniforme, o nel caso citato di avvezione verticale.

Con l'instaurarsi di PFD, seppur il dato eddy “può” ancora rappresentare una misura accurata dei flussi turbolenti, lo stesso dato non è più “stima rappresentativa” o “accurata” dei flussi complessivi dell'ecosistema (corrispondente alla footprint del dato eddy).
In questa situazione non è più valida (o produce stime meno accurate) la formula semplificata n.3, che ipotizza, a priori, la non significatività dei ***PFD, in condizioni di stazionarietà e di uniformità strutturale-ecologica.***

Si è prima differenziato tra **stima rappresentativa e/o accurata**, in quanto potrebbe aversi, a partire dal dato eddy, una sottostima dei flussi ecosistemici. Se, in determinati scenari atmosferici e/o settori della footprint, questa sottostima fosse sistematica o correlata con altre variabili o indici (misurati in modo accurato) sarebbe possibile una procedura di correzione per ottenere dal dato eddy una stima “corretta” dei flussi ecosistemici.
Analogamente si potrebbero ritrovare variabili e/o indici e quindi procedure per validare o meno la

“rappresentatività” del dato eddy, e la relativa utilizzabilità per valutazioni ecologiche e funzionali rispetto all’ecosistema studiato.
E’ questa la motivazione principale del presente studio, che punterà alla ricerca di procedure di correzione e/o di validazione che tengano conto di variabili quali il gradiente verticale di CO_2 sotto il punto di misura eddy, il flusso di storage, e lo stesso valore del dato eddy comparato ad altre variabili (compreso il valore atteso da relazioni funzionali).

2.1.3 Stato atmosferico e criticità del dato eddy-covariance

L'instaurarsi di PFD è molto più probabile e fisicamente plausibile in condizioni atmosferiche di **stabilità** (regime di bassa turbolenza).
Più complessa è l’eventualità dei PFD in condizioni di **non-stazionarietà** (graduale variazione temporale - nel periodo di mediazione - dei flussi turbolenti e/o dei gradienti). L**a bassa turbolenza è di solito determinata da condizioni di non stazionarietà,** con variazione “graduale” dei parametri fisici ed ecofisiologici (es. Temperatura/calore, CO2..): infatti possono instaurarsi processi di accumulo/diminuzione dei relativi storage, non essendo attivi “sufficientemente” i meccanismi di scambio turbolento (anch'essi suscettibili di non-stazionarietà).
I PFD possono compensare l'insufficienza dei flussi turbolenti o competere con questi e con i meccanismi non-stazionari di accumulo, creando, **in condizioni di stabilità atmosferica, scenari stazionari senza accumulo o con diverso grado di non-stazionarietà ed accumulo negli storage.**

Sintetizzando: i PFD creano un meccanismo di trasporto alternativo agli scambi ecosistemici turbolenti che possono o meno instaurarsi con meccanismi non-stazionari.

Solitamente per individuare tali condizioni di stabilità e/o non-stazionarietà, sono utilizzati indici di qualità del dato eddy, attraverso le procedure di calcolo di base a partire dalle misure grezze, ad alta frequenza, ottenute dal sistema eddy.
Quindi indici “standard” di qualità del dato eddy (misurato al di sopra della canopy) dovrebbero consentire di evidenziare le misure effettuate in condizioni atmosferiche critiche, validandone o meno la rappresentatività o l'accuratezza per le stime dei flussi ecosistemici (a partire dal dato eddy).

La tecnica eddy-covariance standard, si basa sulle misure ad alta frequenza delle componenti vettoriali

(vento) e scalari (concentrazione di gas quali la CO2) dei flussi turbolenti, effettuate al di sopra della canopy, al limite superiore del volume di controllo contenente l'ecosistema; misure queste eventualmente corredate da quelle, a bassa frequenza, del profilo verticale della CO2, lungo la colonna sotto il punto di misura eddy.

Ciò comporta che:

- **la turbolenza e la stabilità misurate al top della torre eddy** possano essere, in condizioni di stabilità atmosferica, in "disaccoppiamento" significativo con lo "stato atmosferico" dentro e sotto canopy: la turbolenza misurata (il parametro u*) potrebbe quindi non essere più rappresentativa dello stato atmosferico presente nel volume di controllo dell'ecosistema.

  Infatti, in condizioni di stabilità atmosferica e bassa ventosità, l'attrito del suolo ma soprattutto la stessa struttura della canopy non permette al vento al sopra canopy di inserirsi dentro la stessa, e di sviluppare turbolenza sufficiente al trasporto dei flussi ecosistemici.

  E' bene precisare che il disaccoppiamento verticale è sempre presente, come **gradiente verticale dell'intensità della velocità orizzontale**; ma può comunque instaurarsi una sufficiente turbolenza (seppur inferiore a quella misurata al di sopra della canopy), da rendere turbolento tutto lo "stato" atmosferico del volume d'aria al di sotto del punto di misura. Ciò che è rilevante ai fini del presente studio è la rappresentatività dello "stato" atmosferico (sufficientemente turbolento o meno) dentro e sotto canopy, a partire dalle misure al di sopra della stessa.

- potrebbe aversi anche un **gradiente verticale della "direzione" orizzontale del vento**, specie in condizioni di stabilità atmosferica reale nel volume dell'ecosistema, questo scenario porta ad analizzare:

  1) quale sia la reale footprint dell'ecosistema che determina i flussi eddy misurati (criticità della rappresentatività spaziale);

  2) se la presenza significativa dei gradienti suddetti determina l'instaurarsi di PFD, ed in che misura questi processi competono col trasporto turbolento e con i processi di storage non stazionari (criticità della rappresentatività ecologica).

- anche per la valutazione verticale dello stato stazionario va valutata la rappresentatività delle misure effettuate al di sopra della canopy.

E' importante valutare non solo la stazionarietà dei flussi turbolenti (valutata dagli indici di qualità del

dato eddy), ma anche quella dello storage (su tutta la colonna/volume di aria) e del relativo gradiente verticale (specie con avvezione verticale), per avere una stima sia dello stato stazionario sia del flusso di storage (velocità di accumulo nel volume di controllo);
E' opportuno anche valutare se lo storage (ed il relativo flusso) misurato nella colonna sotto torre, sia o meno rappresentativo della footprint (variabilità orizzontale e temporale dei gradienti verticali).

Riassumendo, le misure al di sopra della canopy e il relativo dato eddy, possono non sempre essere rappresentative dello "stato" atmosferico sotto canopy: una "sufficiente" turbolenza al di sopra della canopy può essere "disaccoppiata" a causa di condizioni stabili dentro e sotto canopy, dove possono agire PFD e/o processi non-stazionari di accumulo, che in proporzioni variabili possono competere con i flussi turbolenti (misurati al top) per il trasporto/accumulo degli scambi tra ecosistema ed atmosfera. Questi altri meccanismi non sono "visti" dal classico sistema eddy-covariance, sebbene la componente di storage possa essere misurata tramite gradiente verticale.

2.1.4 Scenari di interazione tra processi atmosferici ed ecologici

L'instaurarsi di PFD e la loro intensità possono dipendere dall'interazione di fattori quali: la struttura e lo strato fenologico della canopy, le relative distribuzioni spaziale, la topografia, la direzione e struttura del vento, le condizioni termiche e radiative (e le loro differenze spaziali).

In condizioni di stabilità atmosferica, **la topografia non uniforme** è considerata la principale causa dei PFD . Tuttavia, anche condizioni topografiche uniformi, ma con presenza di pendenze uniformi (anche poco pronunciate, come i falsi-piani), posso innescare i PFD in condizioni di bassa turbolenza; in quest'ultimo caso i PFD sarebbero diffusi in ampie aree dell'ecosistema e i relativi effetti si espleterebbero su gran parte o tutta la footprint (a seconda dell'interazione del vento col pendio), specie nel verificarsi di situazioni con vento catabatico e flusso di drenaggio lungo pendio. In questo caso, la misura di flusso turbolento e di storage effettuata in ecosistemi lungo pendi a pendenza poco pronunciata "costante" ma sufficientemente lunghi potrebbe ancora consentire di ottenere una stima "affidabile" del flusso complessivo dell'ecosistema,
A differenza del caso precedente, in presenza di topografie articolate, non omogenee, i PFD avrebbero effetto prevalentemente nelle aree della footprint posizionate lungo i versanti e potrebbero anche verificarsi situazioni di accumulo in zone concave. In questi casi, l'ottenimento di dati "affidabili" a

scala di ecosistema è più complesso e va valutato con attenzione.

L'azione dei PFD, di trasporto alternativo, sotto-canopy, può essere in direzione differente dalla direzione del vento misurata al top-torre (disaccoppiamento verticale). Ciò deve essere tenuto in considerazione quando, nell'interpretare le ipotesi e/o gli effetti, dei PFD, si fa riferimento all'interazione fra direzione del vento al top-torre e la direzione del versante. E' possibile che i flussi turbolenti misurati, provenienti da una data footprint specifica siano differenti, nonostante la direzione del vento (top-torre) non sia allineata a quella del versante, ma sia attivo sotto-canopy un trasporto lungo il versante: è il caso dei venti sinottici (moderati-deboli) visti al top-torre, ma con disaccoppiamento dentro o sotto canopy, dove stato atmosferico e direzione del vento possono essere determinati da altri fattori locali, come gradienti termici o barici.

Riassumendo, con l'azione dei PFD in aree con pendenza, gli effetti sulla qualità/criticità (ecologica) del dato eddy possono essere:

- diffusi su gran parte o tutta la footprint (caso del versante uniforme ed ampio);
- solo in certe zone della footprint posizionate lungo (o influenzate dal) versante o da altre situazioni topografiche particolari. In questo caso gli effetti sulla stima di flusso ecologico possono esserci anche quando la direzione del vento (footprint specifica) non è allineata a quella del versante (disaccoppiamento verticale della direzione del vento -caso venti sinottici moderati deboli). Il dato eddy, quindi vede gli "effetti" sulla footprint specifica, anche quando i PFD sono orientati dall'asse della footprint specifica.

Riguardo alla possibilità di discriminare le due tipologie di criticità del dato eddy, a partire dall'analisi intrinseca del database dei dati eddy, abbiamo scenari semplificati come:

- il caso "puro" di differenze "solo spaziali", con sotto-ecosistemi (o diversi uso/copertura del suolo) nelle differenti footprint specifiche. Questo scenario porterebbe ad avere differenze sistematiche eco-fisiologiche (e relative relazioni funzionali) tra le diverse footprint specifiche; specie in condizioni di buona turbolenza e "qualità ecologica" del dato eddy;
- il caso "puro" di criticità "solo ecologica" del dato eddy: le **differenze spaziali delle stime di flusso ecologico**[1] (e delle relazioni funzionali), sarebbero sistematiche solo per le condizioni di

1 per **"differenze spaziali"** dei flussi eddy si intendono ovviamente quelle **normalizzate in base al *valore atteso***: per questo si faceva accenno anche alle differenze delle relazioni funzionali, che permettono di stimare il valore atteso dalle forzanti climatiche (esempio della respirazione stimata dalla relazione con Temperatura, stagione, Umidità del suolo etc.).

La procedura verrà analizzata nel sotto-paragrafo 3.1.7: "***valutazione "analitica" della criticità del dato eddy-covariance".***

bassa turbolenza (“reale della colonna atmosferica”) con attivi i PFD. Solo quelle aree della footprint che sperimentano PFD quando si trovano sotto vento rispetto a quanto misurato al di sopra della copertura, verrebbero viste “differenti” dal punto di vista ecofisiologico (di solito sottostima dei flussi ecologici).

Le due criticità (spaziale ed ecologica) “possono” essere interconnesse, e quindi anche essere di difficile discriminazione l'una dall'altra, infatti:

- condizioni topografiche non uniformi, nei vari settori della footprint, possono creare differenze ecologiche (strutturali e fisiologiche) nelle diverse footprint specifiche (criticità spaziale). Inoltre, come visto, topografia non uniforme può innescare e/o modificare i PFD (criticità ecologica). In entrambi i casi si avranno effetti di criticità del dato eddy, ma la discriminante spaziale (la direzione del vento e la footprint specifica) possono coincidere nei diversi stati di turbolenza (sufficiente o meno), rendendo difficile discriminare le due cause di criticità delle stima dei flussi ecologici.
- anche le differenze ecologiche-strutturali dell'ecosistema (dovute o meno a differenze topografiche) da sole possono innescare PFD, avendosi sotto-ecosistemi con differenti caratteristiche anche fisiche, come quelle termiche e radiative (possono ad esempio crearsi brezze locali che agiscono anche e/ solo sotto canopy) o strutturali;
- differenze, anche solo ecofisiologiche creano gradienti orizzontali (di gas e/o energia: CO_2, ecc.) che permettono al vento orizzontale (disaccoppiato o meno) un trasporto netto sotto-canopy. Questo meccanismo può avvenire anche con discreti gradi di turbolenza (sotto-canopy), comunque insufficienti a rimescolare velocemente la colonna d'aria, prima che contribuisca ai flussi turbolenti misurati al top-torre. In questo caso la criticità spaziale determina anche quella ecologica.

2.1.5 Valutazione sperimentale della criticità del dato eddy-covariance

Per valutare l'effetto di “criticità” dei singoli PFD, bisognerebbe allestire un set-up sperimentale tale da misurare tutte le componenti dell'equazione n.4, o almeno avere una stima di queste componenti.

Principalmente sarebbe necessario misurare i gradienti orizzontali e verticali (dello scalare di cui si vuole stimare i flussi ecologici, es. CO_2); i profili verticali della direzione del vento (disaccoppiamento), i gradienti di velocità (divergenza di flusso)

Se è disponibile la misura/stima dei PFD (criticità ecologica), le differenze spaziali “corrette” (dagli

effetti “misurati” dei PFD) sono spiegabili come criticità spaziali dovute a diversa eco-fisiologia della footprint.

Nella pratica ciò richiede uno sforzo di risorse strumentali e sperimentali notevole, spesso incompatibile con le esigenze di ricerca e le risorse disponibili.

Solitamente un set-up sperimentale adeguato a tale scopo, viene allestito per brevi periodi (in stazioni ben raggiungibili), al fine di creare relazioni funzionali, o comunque indicazioni, che: individuano se e quando avvengono i PFD; ne valutano l'effetto sulla qualità/criticità ecologica.

Analogamente sarebbe opportuno eseguire una campagna di caratterizzazione delle diverse parti dell'ecosistema che costituiscono la footprint, misurandone caratteristiche strutturali (LAI, distribuzione-densità..), ecofisiologiche (misure di flussi direttamente dei diversi comparti: suolo, fusti, foglie); ed edafiche (contenuto di acqua e sostanza organica nel profilo verticale del suolo). Questa caratterizzazione è in genere possibile con sforzi più limitati e, nei siti di lungo termine, è normalmente disponibile.

2.1.6 Approccio metodologico “analitico”, dell'analisi della criticità del dato eddy-covariance

L'approccio metodologico utilizzato, si è basato sulla verifica **“a posteriori”** degli effetti delle “criticità” analizzate sui dati del “classico” sistema eddy e, quindi, sulla verifica “a posteriori” degli scenari plausibili.

E' stata ricercata la presenza, **nello stesso database**, del “sistema eddy”, di “cluster” di valori (tra variabili micro-meteorologiche e di flusso) che siano coerenti con le ipotesi di scenari fisico/ecologico sopra analizzati.

Quindi si sono ricercate variabili, ed implementati **indici o algoritmi** che potessero essere **diagnostici e/o correttivi** dei valori “critici” di flusso dall'ecosistema, assunti al verificarsi di tali scenari. Nel caso di criticità ecologica, la stima di flusso, una volta individuata tale criticità, sarebbe infatti da “correggere” rispetto al dato eddy misurato per ottenere il reale flusso ecosistemico; viceversa nel caso di criticità spaziale, questa stima di flusso sarebbe valida (per la footprint specifica), ma da “individuare” ai fini di definire relazioni funzionali e bilanci “corretti”.

Si avrebbero relazioni funzionali corrette, anche nel caso di criticità solo ecologiche, qualora vengano ricorsivamente eliminati i dati “anomali” che necessitino di correzione (ad esempio nel caso dell’uso della soglia di u* per la respirazione notturna).

Il dato **“atteso”** sarà quindi quello “corretto” o generato dalle “relazioni funzionali corrette”.

La tabella sotto descrive graficamente l'approccio concettuale del metodo utilizzato. L'insieme dei processi, sopra descritti come causa di criticità del dato eddy, è ricompresa nell'accezione generale di Processi a Scala di Footprint, che ricomprende sia i PFD che i processi non-stazionari di accumulo; in entrambi i casi gli effetti riguardano le stime di flusso delle footprint specifiche: quindi “effetti” a scala di footprint, anche se i processi fisici possono avere scala più ampia della footprint specifica.

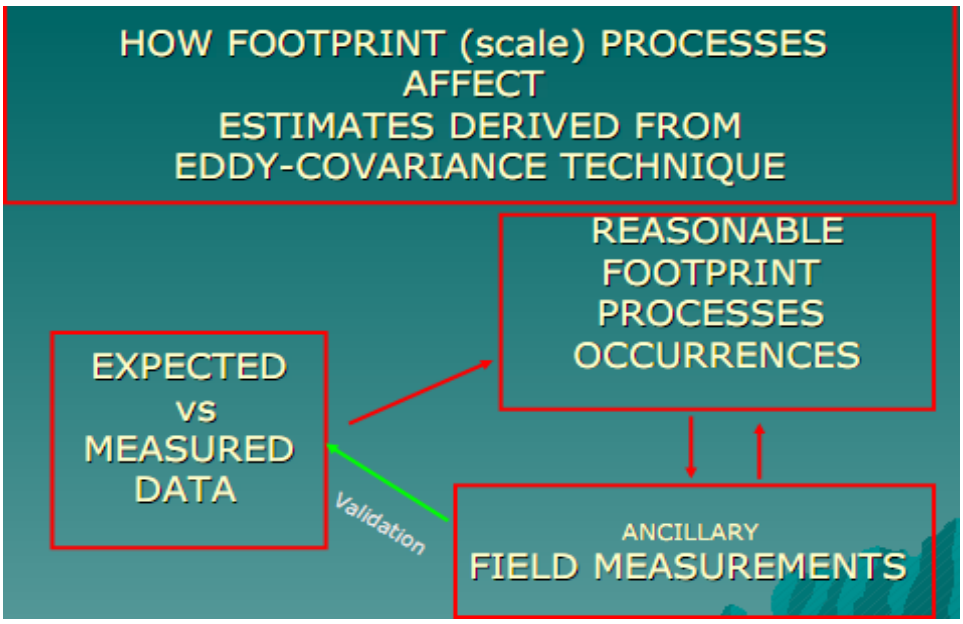


fig. 2.1 schema concettuale della metodologia

Il concetto di **“correzione”** della stima di flusso ecologico, qui è da intendere come **“sostituzione”** di valori individuati **“anomali”** dall'analisi del database eddy (anomali rispetto alle condizioni micro-meteorologiche; agli indici misti -dati meteo/flusso/storage; alle relazioni funzionali).

E' una “correzione”, ottenuta tramite la “sostituzione” a posteriori dei dati “anomali” col valore “atteso”, coerente: sia con i dati e le relazioni funzionali , intrinseche, del database, sia con le ipotesi di scenari plausibili.

Questa “correzione” della stima dei flussi dell'ecosistema, è quindi basata sull'analisi intrinseca del database del classico sistema eddy.

Un approccio che è concettualmente simile a quello utilizzato nel telerilevamento, con le procedure di “enhancement” delle immagini satellitari, o gli algoritmi che stimano variabili al suolo (o superficie marina) dal database delle riflettanze misurate dai sensori (a posteriori rispetto all'iniziale processing dei dati, indipendente dalla scena al suolo).

2.1.7 Valutazione "analitica" della criticità del dato eddy-covariance

I flussi studiati sono stati prevalentemente quelli della respirazione notturna dell'ecosistema, dato che i flussi diurni solitamente sono attendibili, in quanto, oltre al vento, anche la stessa radiazione solare (diffusa e diretta) crea una sufficiente turbolenza convettiva della colonna d'aria. Inoltre, anche in assenza di vento sinottico,a scala locale la stessa radiazione solare o gradienti termici (es. mare – terra) possono creare venti a regime di brezza, che innescano turbolenza meccanica.

Di seguito si intenderanno per "differenze" (tra valori attesi e misurati), quelle rispetto ai valori "***attesi"*** di flusso dall'ecosistema, ottenuti ***dalle relazioni funzionali nell'ipotesi zero (nessuna criticità eddy a priori).***

La procedura ha avuto come obbiettivi operativi:

- la ricerca delle "**differenze" tra valori misurati/attesi,** nell'iniziale ipotesi zero, che i fenomeni causa di criticità non siano in atto;
- la postulazione di scenari coerenti, che spiegassero queste "differenze" in relazione alle variabili micro-meteorologiche;
- la definizione di indici e algoritmi che individuassero i valori anomali nelle "differenze significative" e coerenti con l' ipotesi, a posteriori, di scenari causa di criticità del dato eddy;
- la definizione di procedure che "sostituissero/correggessero" i valori anomali col valore atteso;
- la valutazione degli effetti nelle relazioni funzionali e nei bilanci ecofisiologici, a seguito delle procedure di correzione adottate;
- uno **sviluppo ricorsivo della stessa procedura,** avendo un dato atteso (e relative differenze con quello misurato) dalle **relazioni funzionali "corrette":** dai soli dati definiti non critici a posteriori; o dai dati dati differenziati per footprint specifiche ecofisiologicamente differenti (**ipotesi non zero:** selezione dati per criticità a posteriori).

In questa procedura il valore "anomalo" è sinonimo di "critico", ma a posteriori, come individuato dalla procedura di analisi del database.

Il passo iniziale propedeutico alla procedura descritta è stato quello della caratterizzazione e descrizione dell'andamento delle stime eddy rispetto ai parametri misurati e selezionati come descrittori dello stato atmosferico (u*, gradiente CO2); della footprint specifica (direzione e velocità del vento).

Inoltre si è analizzato l'andamento incrociato tra la componente turbolenta e quella di storage del flusso, al fine di valutare lo stato atmosferico (e le ipotesi di probabilità dei PFD), intrinsecamente dalle stime eddy. A tal fine si è anche ricercata l'implementazione di indici (composti dai valori di flusso

turbolento, flusso di storage, gradiente CO2) correlati rispetto alle variabili micrometeorologiche.
Una volta caratterizzata la **footprint**, in termini di dinamica spazio-temporale delle variabili micrometeorologiche e dei flussi dall'ecosistema, si sono ricercate le relazioni funzionali tra questi due tipi di variabili, che stimassero i flussi dall'ecosistema, e restituissero il “valore atteso”, nell'ipotesi zero (nessuna criticità). Successivamente, si sono valutate ed eventualmente modificate le relazioni funzionali tenendo conto delle criticità ritenute consistenti dalla descritta procedura di analisi database eddy.
L'utilizzo di algoritmi è stato utile a definire procedure di analisi ripetibili e modificabili; inoltre gli algoritmi permettono di poter applicare le stesse procedure ad altri siti e di poter implementare successive procedure di “correzione ” o gap-filling.

Questo metodo/approccio diventa concettualmente tanto più appropriato, quante più variabili indipendenti sono contenute nel database. Per esempio nel presente studio si è stimata la respirazione attesa dell'ecosistema, dalla relazione funzionale stagionale con la sola variabile Temperatura dell'aria (misurata al top-torre): questa è una evidente approssimazione e semplificazione, infatti numerosa letteratura dimostra che alla determinazione della respirazione concorrono significativamente anche forzanti come la temperatura e l'umidità del suolo, nel caso di respirazione prevalente dal suolo, specie nella stagione non vegetativa delle latifoglie.

Inoltre sono stati anche valutati i **diversi modi di misurare il flusso di storage** (con e senza gradiente verticale; tempi e timing di mediazione) e gli effetti che questo ha sul dato eddy complessivo.

3 Materiali

Al fine di realizzare gli obbiettivi posti a premessa del presente studio, sono stati acquisiti ed analizzati i dati relativi a 2 siti: la Faggeta di Collelongo (Aq) -(sito di Selva Piana, nei pressi dell'area Conecofor ABR-1) ; **Bosco di Carrega (sito "CONECOFOR "Carrega, 05-EMI-1").**
In questi siti sono presenti delle torri allestite per la misura dei flussi turbolenti attraverso la strumentazione ed il set-up tipico del sistema eddy-covariace. I siti sono gestiti dall'istituto IBAF (Istituto di Biologia Agro-ambientale e Forestale) del CNR, in merito a progetti di ricerca su l'ecologia degli ecosistemi forestali, ed il relativo ruolo nei processi che coinvolgono i cambiamenti climatici (progetti CarboFlux, CarboItaly).
Nei quali sono installate delle torri da cui sono effettuate, in continuo, ad 8 metri al di sopra della canopy, le misure dei flussi turbolenti di CO_2, H_2O, calore latente e sensibile.

3.1 La scelta dell'area di studio, criteri

Si è scelto di analizzare nel dettaglio il database EC del sito "CONECOFOR "Carrega, 05-EMI-1", dove insistono diverse variazioni della copertura del suolo, ma solitamente ad una distanza superiore ai 300 metri, rispetto alla posizione della torre EC. Questa distanza rappresenta la lunghezza entro la quale si situa più frequentemente il limite (al 90%) della footprint, specie nel caso della direzione prevalente del vento sinottico (figg. n. 3.1 e 3.2).
L'area in questione rispondeva ad alcune delle principali condizioni topografiche ed ambientali, che potevano essere causa: di processi di trasporto della CO_2 per avvezione; e di variabilità spaziale dell'attività eco-fisiologica.
Queste condizioni sarebbero state poi propedeutiche ad un riscontro indipendente, in modo da verificarne la coerenza spaziale degli scenari possibili con le anomalie di stima della NEE, risultate dall'analisi e dalle procedure effettuate sul database EC. Si rammenta che la metodica applicata è effettuata, in modo indipendente, sul database, in base alla sola distribuzione dei dati.
Da questo punto di vista il metodo di lavoro potrebbe essere inteso come *"unsupevised"*, ma solo rispetto allo specifico sito analizzato. Infatti in tutta la fase di analisi e di implementazione di procedure, si è avuto come criterio guida, il rispondere alla seguente domanda: "quali fenomeni e scenari possono dare questa distribuzione dei dati?", a priori rispetto alla conoscenza dello specifico sito: per poi verificarne la coerenza con l'inquadramento spaziale del sito.

3.1 L'area di studio

il sito ”CONECOFOR - Carrega, 05-EMI-1”, è caratterizzato da un bosco in conversione ad alto fusto a dominanza di querce caducifoglie (*Quercus petraea* e *Q. cerris*), situato nel Parco Regionale dei Boschi di Carrega (Sala Baganza-PR, m. 150 – 250 s.l.m.).

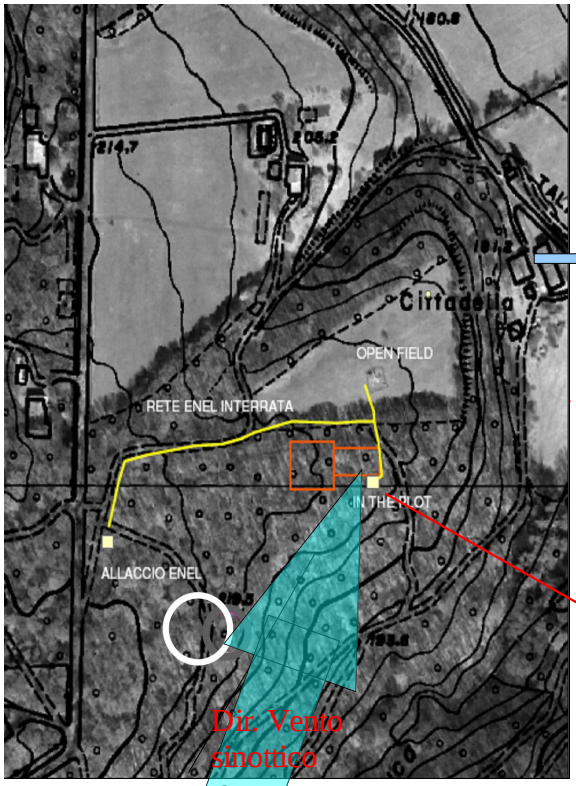


Fig. 3.1 topografia del sito Carrega

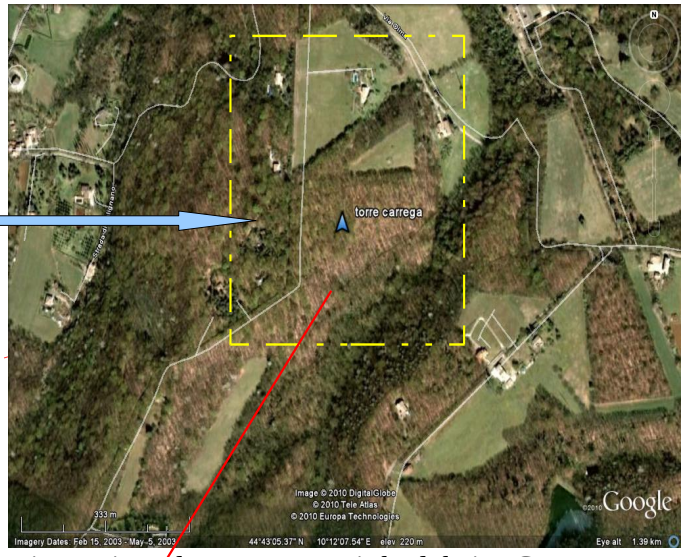


Fig 3.2 inquadramento spaziale del sito Carrega

Torre eddy covariance

Oltre alle citate condizioni “critiche” spaziali, il posizionamento della torre eddy, ha tenuto conto che fossero anche verificate altre che ne permettevano l'indagine con l'utilizzo della tecnica EC:

- centralità rispetto ad un’area forestata di sufficiente ampiezza;
- variabilità topografica ed altimetrica sufficientemente limitata; almeno rispetto alla direzione prevalente dei venti dominanti;
- attività di monitoraggio già in corso (meteo, deposizioni, campionatori passivi, etc.);
- affidabilità del personale che controlla il funzionamento della stazione e disponibilità di corrente elettrica. Queste caratteristiche avrebbero permesso la continuità delle misure, specie quelle notturne, anche rispetto all'uso di energia alternativa (pannelli solari); e l'individuazione veloce di anomalie o non funzionamento della componente strumentale, in modo da poter intervenire ancor prima delle operazioni di taratura e controllo programmate periodicamente.

La zona bioclimatica e la fascia altitudinale sono quelle Medioeuropee.

La tipologia forestale è quella di un bosco alto fusto a dominanza di Quercus petraea, proveniente dalla conversione di un ceduo. L'associazione vegetale è quella dei boschi a rovere dell'Appennino settentrionale (Physospermo cornubiensi-Quercetum petraeae Oberdorfer & Hoffman 1967), le specie vegetali dominanti sono Quercus petraea, Quercus cerris (str. alto arboreo); Fraxinus ornus (str. basso arboreo); Festuca altissima, Brachypodium sylvaticum, Vinca minor (str. erbaceo).
Le caratteristiche principali del sito sono riportate in tabella 3.1:

Coordinate	44°43'06'' N, 10°12'13'' E
Altitudine	150-250 m s.l.m.
Pendenza (°) ed esposizione	Leggero pendio verso SW
Morfologia	Pianura alluvionale incisa
Substrato	Alluvioni antiche
Suolo	*Haplic Luvisols* (acido)
Precipitazioni medie annue (mm)	1200
Temperatura media annua (°C)	12

Tabella 3.1 Caratteristiche principali del sito EMI-1 Carrega

La tecnica *eddy covariance* (EC), come accennato nell'introduzione, necessita essenzialmente: di un anemometro sonico, capace di misurare le tre componenti della velocità del vento; di un IRGA per la misura della concentrazione di anidride carbonica e vapor acqueo; e di un sistema di acquisizione in continuo dei dati.

Inoltre, in questo sito è stato allestito di un sistema di misura del profilo verticale della concentrazione della CO_2, per la misura stratificata dello storage di CO_2 e delle relative variazioni temporali; sistema connesso a quello di acquisizione in continuo dei dati.

Per la misura veloce (10 Hz) di concentrazione della CO_2 ed H_2O, è stato utilizzato come IRGA un Licor LI-6262: essendo interessanti sia a studi di funzionalità che al bilancio di carbonio e di evapotraspirazione integrato temporalmente. L'IRGA utilizzato è del tipo a "cammino chiuso". Infatti, pur necessitando di una pompa per il campionamento, tale modello non è soggetto a problemi di condensazione che, in un sito dove la nebbia è un fenomeno frequente, si potrebbero verificare spesso. Per il calcolo dello zero di riferimento (necessario dalla tecnica dello strumento) si è tenuta la cella di riferimento collegata, in continuo, con un flusso di azoto anidro, evitando lo shift dello zero, tipico dell'uso di sostanze chimiche usate per rimuovere le diffusioni di CO_2 ed H_2O nella cella. La taratura periodica, ogni 15-30 giorni, ha corretto eventuali shift del sensore.

L'anemometro sonico utilizzato: un CSAT3 della Campbell Scientific (questo modello risulta molto versatile, dato che i dati misurati possono essere acquisiti in modo analogico, digitale via RS232 e tramite protocollo SDM. Si presta quindi ad un'acquisizione sia tramite data-logger che tramite

computer).



Figura 3.3 Anemometro sonico CSAT3 della Campbell Scientific

Il sistema usato per la misura del profilo verticale della CO_2, è così composto:

- 6 punti di campionamento lungo il profilo della torre alle altezze: 1, 3, 6, 14, 18 e 27 metri, in modo da avere un maggior dettaglio nella parte più vicina al suolo dove è prevedibile la maggior stratificazione della CO_2 respirata dal suolo;
- un IRGA Li820 (tipo cammino “chiuso”) per la misura, non veloce, delle concentrazioni della CO_2, per tutti i 6 punti di campionamento;
- 6 valvole, con ciclo di un minuto, che selezionavano, in serie, le linee di campionamento. Queste sono state tenute della stessa lunghezza, per le diverse altezze di misura: questo ha garantito che la misura relativa ad ogni punto fosse sincrona, indipendentemente dal tempo necessario al percorso tra il punto di campionamento e la misura dell'IRGA. Per ottenere questo risultato, le linee di campionamento, erano tenute tutte costantemente sotto aspirazione attraverso una pompa comune; le valvole del sistema agivano selezionando la linea di campionamento da dirottare alternativamente verso l'IRGA, a valle del quale era posizionata una pompa più piccola (circa 1 litro d'aria al minuto aspirata) che garantiva il non mescolamento dell'aria campionata lungo la linea.

Sistema di acquisizione dati: si è deciso di acquisire i dati tramite un data-logger piuttosto che tramite un computer. Tale scelta è legata ad una serie di fattori, il primo dei quali è la maggior affidabilità di questo sistema. Infatti, nel caso di problemi di alimentazione, il data-logger riprende automaticamente a raccogliere dati non appena l’alimentazione si ristabilisce mentre con un computer la procedura è molto più complessa.

Il data-logger usato, è stato il CR1000 della Campbell Scientific (Campbell Scientific, Logan, Utah, USA, figura 3.4).



Figura 3.4. Data-logger CR1000 della Campbell Scientific

Sensoristica meteorologica di supporto: a corredo di questi strumenti basilari ne sono stati acquisiti i seguenti altri per integrare i dati meteorologici, con particolare riguardo alle componenti del bilancio radiativo.

Per la misura della radiazione è stato scelto il radiometro bidirezionale a due bande modello CNR1 della Kipp & Zonen (Kipp & Zonen, Delphs, Olanda, figura 8) che rileva la radiazione ad onda corta (solare globale) incidente e riflessa (due sensori) e ad onda lunga (bande dell'infrarosso), sempre incidente e riflessa (due sensori). I quattro segnali vengono acquisiti separatamente tramite il data-logger CR1000 e, successivamente, vengono calcolati radiazione netta ed albedo. La componente radiativa del flusso di calore nel suolo viene misurata tramite una piastra della REBS (Washington, USA) interrata a 5 cm nel suolo. Per gli altri parametri meteorologici si farà riferimento alle centraline *in the plot* e *open field* già operative nell'area permanente EMI-1.

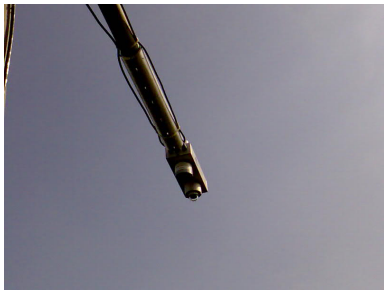


Figura 3.5 Radiometro CNR1 della Kipp&Zonen

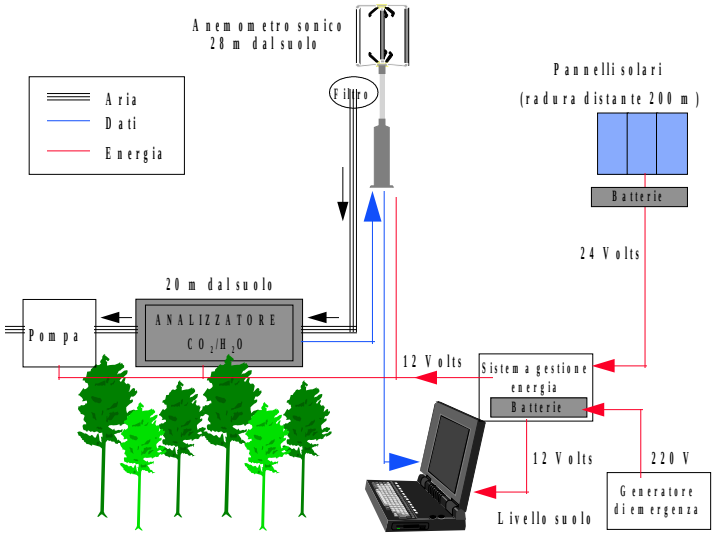


fig. 3.6 schema d'integrazione: set up strumentale - logger-energia

Lo schema sopra, descrive l'integrazione delle diverse componenti strumentali, di misura, e di acquisizione dati, col sistema di alimentazione. Lo schema sopra si riferisce a quello del sito della faggeta di Collelongo (Abr-1), ma è di carattere generale. La differenza principale rispetto all'allestimento strumentale del sito "Carrega", qui principalmente studiato, è l'alimentazione attraverso l'utilizzo della corrente elettrica dalle rete Enel, al posto del sistema Pannelli solari – generatore.

Tutta la strumentazione è stata alimentata da due batterie tampone da 12 V 160 Ah, collegate in serie. Le due batterie fanno da tampone rispetto all'alimentazione elettrica delle rete a 220V, convertita a 12V per alimentare le batterie.

Infrastruttura di supporto:

Nell'area di studio è stata montata una torre di circa 20 m, utilizzando un ponteggio Faraone modello Top System, misura 135 x 180 cm (Faraone, Pescara, Italia). Il ponteggio è realizzato in alluminio ed è risultato leggero e di montaggio agevole (figura 3.7). Alla sommità del ponteggio è stato installato un palo telescopico addizionale, così da raggiungere quota 27 m dal piano di campagna.



Fig. 3.7 torre eddy covariance - sito Carrega

Tutta la sensoristica del sistema EC è stata allocata alla sommità del palo telescopico, ad una altezza di circa 8 metri al di sopra del limite medio della canopy. Inoltre al livello del piano superiore della torre, sono stati posizionati i radiometri.

Lungo il profilo della torre sono stati posti i punti di campionamento del profilo verticale di CO_2.
L'anemometro sonico è stato poi direzionato a 190° (procedendo da Nord, in senso orario): per evitare distorsioni verso l'area di maggior frequenza dei venti e di alta eterogeneità spaziale, nel senso radiale.

3.4 Restituzione dei dati, metodi e strumenti di elaborazione

Per quanto riguarda la misura dei flussi turbolenti, i dati grezzi acquisiti, a 10 Hz, dal sistema EC attraverso l'analizzatore IRGA (concentrazioni di CO_2, H_2O) e l'anemometro sonico (componenti della velocità del vento e Temperatura), sono stati successivamente processati in modo da avere la covarianza (eq. 1), che ne rappresenta la rispettiva misura (statistica) del flusso turbolento (rispettivamente di CO_2, H20, calore latente e sensibile). L'intervallo di tempo nel quale calcolare la covarianza, è stato di mezzora, alla quale si riferisce la misura come flusso medio (convenzione meteo: il dato si riferisce alla mezzora che finisce al tag del tempo).
Il flusso (di materia) è stato corretto tenendo conto della densità dell'aria attraverso le variazioni di temperatura e pressione. I flussi sono stati così riferiti al m^2s^{-1} ,come media rappresentativa del flusso nella footprint, anch'essa calcolata nella mezzora di riferimento.
Per operare tutti questi calcoli, si è usato un programma dedicato di post-processing (eddy software), che nel caso dei dati in esame, è stato il MASE. Questo software restituiva anche degli indici sullo stato di stazionarietà e turbolenza, dai quali è stata poi calcolata la classe di qualità della misura turbolenta (misura eddy) come convenzionalmente derivata (Foken, T., and B. Wichura. 1996 - Post-field data quality control.Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurement and analysis. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands 2004).

Le altre misure di concentrazione del profilo verticale di CO_2, sono state acquisite con misura puntuale (0.1 sec.) per ogni minuto ed altezza di campionamento. Queste misure di ogni altezza sono state poi mediate ogni 10 minuti. Le misure sono state tutte corrette per la densità dell'aria (temperatura e pressione).
Per la stima semi-oraria dello storage di CO_2 e delle variazioni (flusso di storage), si è operata anche una metodologia di calcolo alternativa a quella convenzionale che invece prevede: la differenza tra, la media della CO_2 (conc.) nella mezzora di riferimento (della misura eddy), e quella della precedente. Concettualmente, questo metodo standard di misurare f_st, calcola la variazione media dello storage, riferita all'inizio della mezzora di riferimento. Nel caso di f_st non stazionario tra le mezzore successive, questo metodo di misura può portare notevoli errori, spesso oltre il 50% (Finnigan J. 2006).
Per ovviare a questo inconveniente, si è sperimentato un metodo alternativo del **calcolo di f_st,**

definito "***Estremi Gradiente***", cercando di stimare l'accumulo o de-accumulo "nella" mezzora di riferimento, temporalmente corrispondente a quella dei flussi turbolenti.

Il metodo Estremi Gradiente opera nel modo seguente:

- viene calcolato lo storage medio ogni 10 minuti, per strato verticale, usando le misure del gradiente verticale, (nel caso specifico 6 punti). Lo storage è corretto per le variazioni di temperatura e pressione atmosferica (temperatura sonica sopra canopy e pressione al suolo) nei 10 minuti di riferimento;
- come valore rappresentativo dello storage medio di CO_2 di inizio e fine mezzora, viene preso il valore medio tra i due intervalli di 10 minuti a cavallo dell'ora di inizio e fine della mezzora di riferimento;
- f_st è calcolato come differenza tra lo storage medio di inizio e di fine della mezzora.

In questo modo si è cercato un compromesso equo per: prendere le effettive differenze di storage dentro la mezzora di riferimento; e allo stesso tempo evitare l'interferenza dei large eddy su f_st. Infatti mediando per 20 minuti su (inizio- fine mezzora): i large eddy dovrebbero interferire similmente rispetto al metodo standard con medie di 30 minuti; inoltre si è limitato l'errore della misura prendendo anche in considerazione variazioni di gradiente, temperatura e pressione più ristrette, ogni 10 minuti.

Per tutte le successive elaborazioni del database, si è proceduto con l'implementazione di algoritmi, con l'utilizzo del software Matlab.

L'utilizzo di algoritmi è stata utile a definire procedure di analisi ripetibili e modificabili (per i parametri di analisi e nei dati di input). Inoltre gli algoritmi permettono di poter applicare le stesse procedure ad altri siti e database eddy, e di poter implementare successive procedure di "correzione " o gap filling sulla base delle suddette procedure di analisi.

4 Risultati

4.1 Caratterizzazione della footprint

Premessa

I dati trattati si riferiscono al periodo tra il 3 dicembre 2009 ed il 28 settembre 2010, comprendo quasi un intero arco dell'anno solare.

E' stata analizzata la stima della ***Respirazione Notturna (R_N)*** dell'ecosistema, calcolata come scambio netto della CO_2 (***NEE***) tra ecosistema ed atmosfera; dato dalla somma, semi-oraria, del flusso turbolento (***fc***) e della variazione dello *flusso di* storage (***f_st***). Quest'ultimo è stato stimato tenendo conto del gradiente verticale di concentrazione di CO_2 (***grad_ CO_2***), sotto il punto di misura EC . La formula utilizzata è quindi stata:

$$NEE = fc + f\_st; \qquad [\mu moli/m^2 s]$$

NEE*: Net Ecosystem Exchange;* ***fc****: flusso turbolento (eddy covariance);* ***f_st****: flusso di storage;*

La NEE notturna così stimata, ogni mezzora, nella finestra notturna tra le 21:00 pm e le 5:00 am (ora solare), rappresenta la ***R_N***:

$$R\_N = NEE_{notte} \qquad [21:00pm – 5:00am]$$

R_N: *Respirazione Notturna dall'ecosistema;*

La finestra notturna è stata anche valutata analizzando i valori di radiazione globale nella fascia ad onde corte (visibile) che, per tutto il periodo considerato, nell'intervallo 21.00pm/5:00am riporta valori inferiori a 20 Wm^{-2}.

L'ora di riferimento delle misure, sia per i dati meteorologici che per quelli di eddy covariance, segue la **convenzione meteorologica**, rappresentando la fine della mezzora di mediazione.

La respirazione "notturna" ha, chiaramente, una finestra giornaliera variabile e più ampia, specie nel periodo autunnale-invernale: sia per la inferiore durata astronomica del giorno; sia per la diversa fenologia e stadio vegetativo della componente vegetale dell'ecosistema; che per la riduzione della fotosintesi dovuta alle meno favorevoli condizioni micro-meteorologiche (temperatura inferiore).

Si è scelto una finestra temporale "notturna" fissa, poiché tra gli obbiettivi vi era quello di confrontare il bilancio della respirazione "netta notturna", come "intensità" del processo eco-fisiologico, tra periodi diversi. Una finestra variabile avrebbe confrontato bilanci basati su un arco temporale variabile (numero di mezzore).

Dato che R_N rappresenta la respirazione "netta notturna", in assenza processi fotosintetici: valori negativi di R_N (che indicherebbero assorbimento netto della CO_2), devono essere presi già come segnale di "criticità" del dato eddy per la stima di R_N, in particolare se frequenti e di valore assoluto significativo.

4.1.1 Distribuzione spaziale dei parametri micro-meteorologici e dei dati eddy

Seguendo la procedura convenzionale, la relazione tra R_N ed il parametro u* (friction velocity, m s^{-1}) è stato considerato, inizialmente, l'indicatore principale della "**criticità ecologica**" del dato eddy, quale misura attendibile del flusso di $\mathbf{CO_2}$ dall'ecosistema, fatta l'assunzione (da verificare) che u* misurata sopra la canopy sia rappresentativa dello stato atmosferico, sia nella colonna al di sotto e dentro la canopy, sia nella footprint specifica.

Numerosa bibliografia ha descritto l'andamento mediamente crescente delle stime di NEE notturna al crescere di u*, fino ad una soglia "critica" di u* (anche oltre 1 m/s - van Gorsel et al. 2007); senza una evidente correlazione con le condizioni meteo che determinano la NEE (es. temperatura dell'aria e/o del suolo) o lo stato fenologico dell'ecosistema. Esistono comunque condizioni nelle quali, valori bassi di turbolenza (u* sotto la soglia critica) si accoppiano a valori bassi di temperatura, fattore che contribuirebbe a determinare valori di R_N mediamente più bassi.

Lo stato di turbolenza dell'atmosfera, non dovrebbe avere alcun effetto sui processi ecofisiologici: al limite una forte turbolenza (con vento forte) potrebbe indurre una chiusura stomatica in condizioni di stress idrico; ma il fenomeno qui studiato è relativo ai valori bassi di u*.

Si sono divisi i dati eddy in tre corrispondenti classi di u* (u*<0.2; 0.2<u*<0.5; u*>0.5 m/s) per condizioni ritenute rispettivamente: basse, medie e buone di turbolenza.

La distribuzione della direzione (di provenienza) del vento ***(wd*** – *wind direction*) ha dato primariamente indicazioni sull'inquadramento spaziale, delle diverse "aree" di footprint di R_N. L'analisi del parametro ***wd*** ha evidenziato una direzione molto prevalente, centrata attorno ai 190°

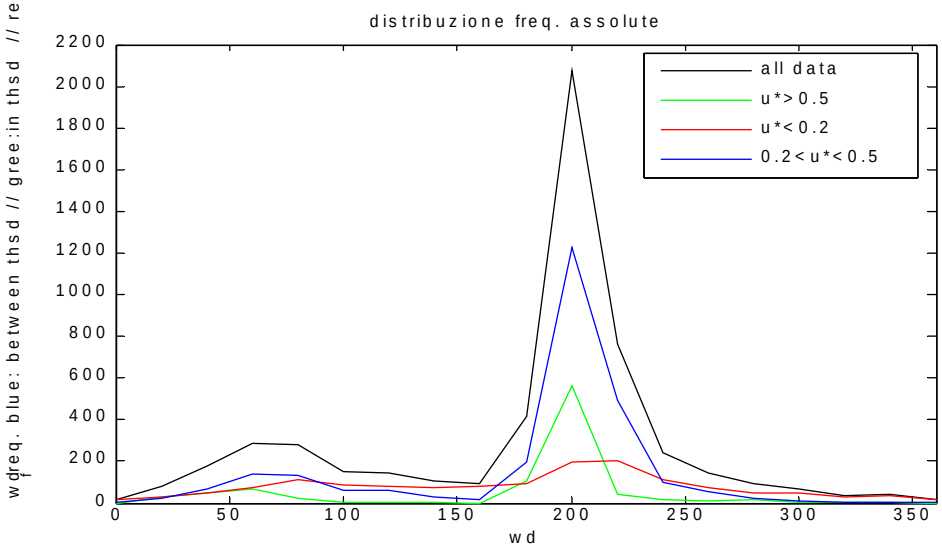


*Fig. 4.1 frequenze assolute delle direzioni del vento-wd- per classi di u**

(165° - 215°), corrispondente ad un'area in leggera pendenza (circa 5%), ma con direzione del versante circa perpendicolare a questa ***wd***.

La direzione prevalente corrisponde a quella dei venti sinottici, provenienti dalla zona costiera,

attraverso gli Appennini, e caratterizzante il clima della regione. L'andamento della ***wd*** non cambia analizzando lo spettro di frequenza diurno, a conferma del carattere sinottico.

Questa distribuzione "prevalente" della ***wd***, è valida per tutte le classi di u*, in assoluto prevalgono i dati con valori intermedi di u* (0.2 - 0.5 m s^{-1}), mentre i valori di inferiori a 0.2 m s^{-1} sono i meno frequenti ma presentano una distribuzione tendenzialmente più uniforme (fig. n. 4.1); ciò è più evidente nello spettro di distribuzione relativa (fig. n. 4.2 -a) per i singoli intervalli di u*.

Inoltre i dati con u*>0.5 sono quasi esclusivamente presenti nella wd prevalente.

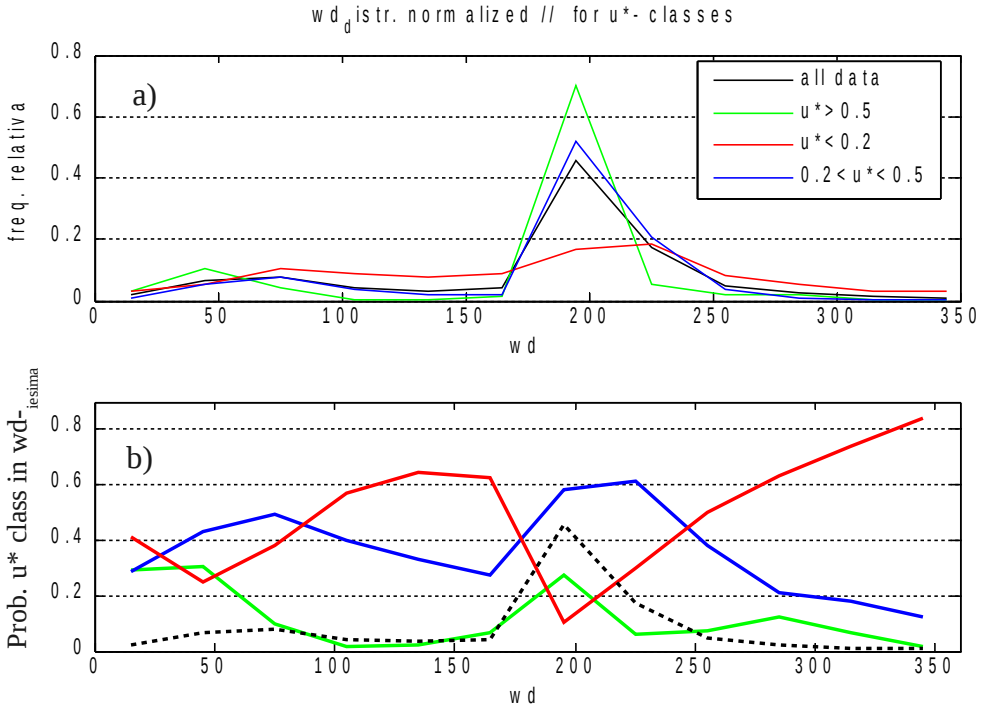


Fig. 4.2 a) frequenze relative delle wd

b) probabilità delle classi di u, nella specifica wd*

Si è diviso la rosa del vento in settori di 30°, dove calcolare ***P_uw$_{ij}$:*** la probabilità (in quella wd i-esima), che la R_N corrisponda alla classe j-esima di u* (Σ_j***P_uw$_{ij}$ =1,*** per ogni wd i-esima).

P_uw$_{ij}$ riporta una distribuzione (fig. n. 4.2 -b), sostanzialmente differente da quella delle frequenze; infatti, **dentro i dati delle singole wd** (le footprint specifiche), **gli "eventi" di bassa turbolenza (u*<0.2 m/s)** sono: poco probabili (meno del 20%) nel settore prevalente (venti sinottici); ma supera il 60% (anche oltre l'80%) nei settori meno frequenti (105°:165°; 255°:345°).

Normalmente, la procedura di correzione del dato eddy prevede che i valori misurati al di sotto della soglia critica di u*, vengono sostituiti con valori calcolati sulla base di quelli in condizioni non critiche. Nel nostro caso, l'eliminazione dei dati corrispondenti agli eventi con u* < 0.2 m/s farebbe pesare ancor più della loro effettiva frequenza, i dati eddy delle wd prevalenti, specie nelle calcolo dei bilanci e delle relazioni funzionali.

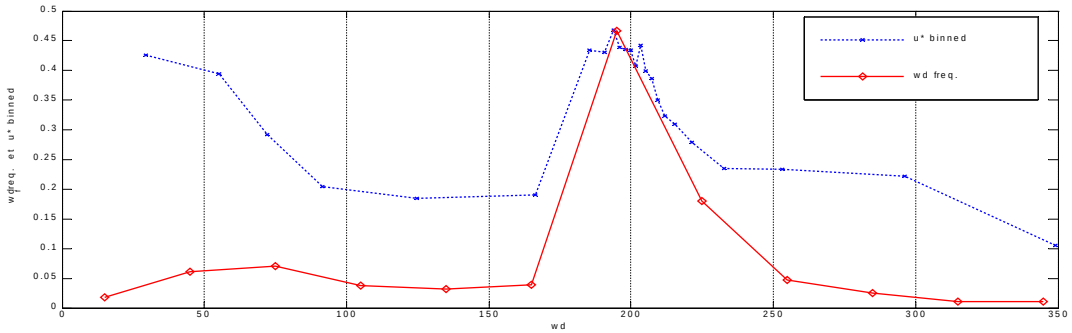


*fig. 4.3 frequenze relative di wd (red) & **u* media** (blue) nella specifica wd*

La figura n.4.3, associando i valori di u* per wd, mostra mediamente condizioni di turbolenza migliori per i settori della footprint più frequentemente investigati dai dati eddy.

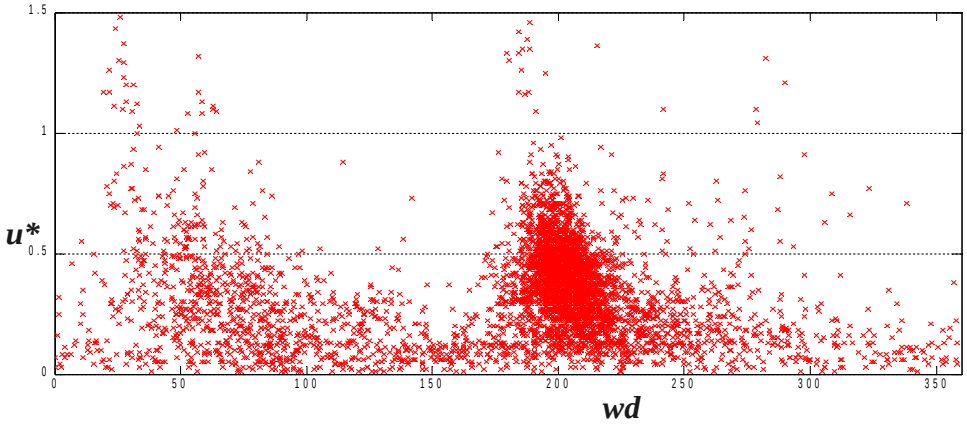


*fig. 4.4 distribuzione dei dati eddy tra wd ed u**

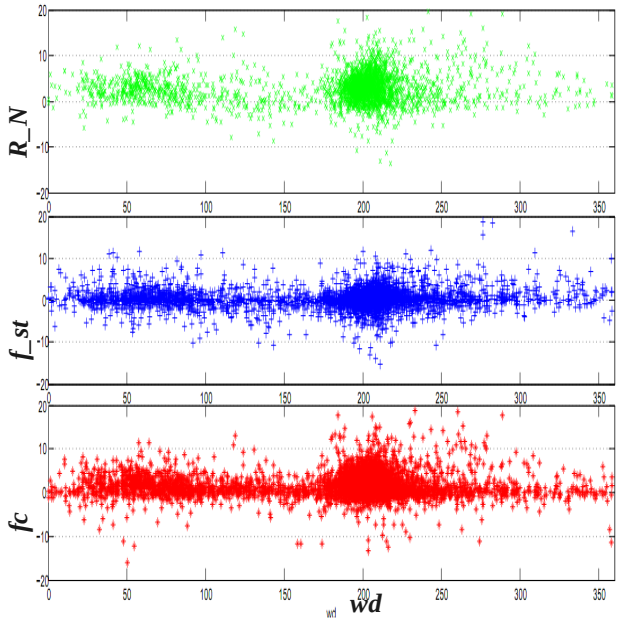


Fig. 4.5 distribuz. di R_N; f_st; fc lungo le wd

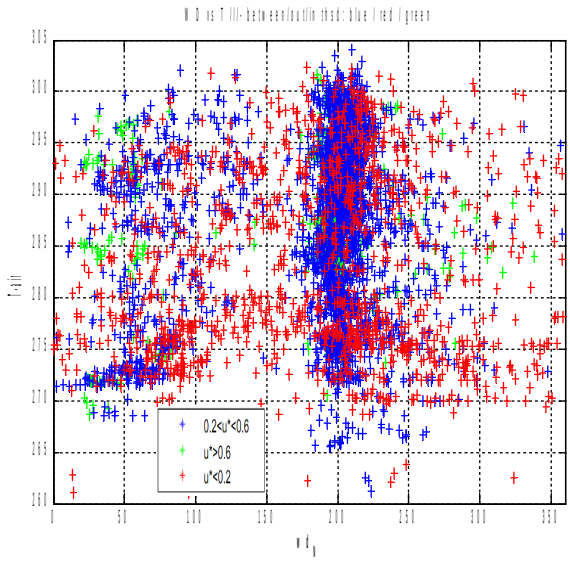


Fig. 4.6 R_N; distr. dati su T-air vs wd

La fig. 4.5 mostra i valori di R_N, f_st e fc rispetto a wd; mediamente più elevati per wd >180°. La fig. 4.6 indica che i dati eddy non mostrano correlazione tra wd e T-air: la T-air non spiegherebbe valori medi inferiori di R_N in certe wd, anche per classi di u*.

4.1.2 Relazione tra parametri micro-meteorologici e dati eddy

L'andamento di R_N rispetto ad u* non mostra chiaramente, l'andamento atteso crescente dei massimi di R_N (fig. n.7); tuttavia mediando i dati per classi di u* (medie con uguale numero di dati), R_N crescente fino ad **u* = 0.5÷0.7 m/s** (figg. n. 4.7 e 4.8): quindi anche in condizioni di turbolenza bassa, numerose sono le stime di R_N con valori alti, anche se le medie indicano una "tendenza" alla sottostima di R_N, inversamente proporzionale ad u*, fino alla soglia di 0.5 m/s.

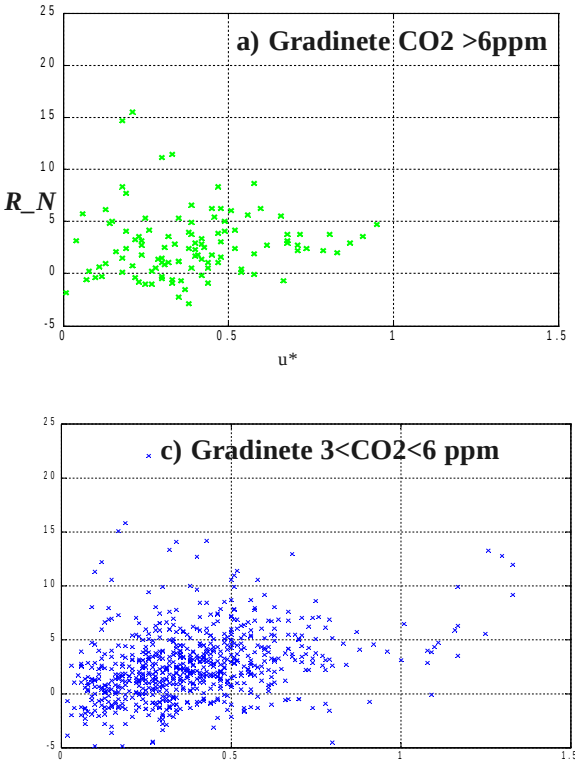


Fig.4.7 R_N vs u per classi di grd_ CO_2*

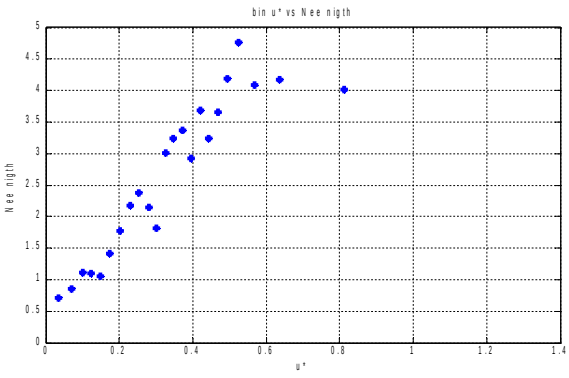


Fig. 4.8 R_N vs u-binned*

Diviso il dataset di dati su CO_2, ***grad_CO₂*** (differenza di concentrazione tra 1 m dal suolo ed il punto EC) in 3 intervalli (<3ppm; 3÷6 ppm; >6ppm): R_N, nelle classi di grad_CO_2, mostra un andamento simile rispetto ad u*. Quindi grad_CO_2 non spiegherebbe, da solo, l'andamento R_N su u*. Viceversa ci si aspetterebbe che la tendenziale sottostima di R_N sia più evidente per valori elevati di grad_CO_2, quando la stratificazione atmosferica, specie sotto canopy, indicherebbe al livello del suolo, l'accumulo di CO_2, con possibile parziale trasporto laterale attraverso i PFD (Processi Fisici Direzionali- vedi cap.2). Ciò spiegherebbero i valori mediamente bassi di R_N,

poiché la stima del flusso di storage tiene in conto solo l'accumulo “stratificato”. Tuttavia i PFD, come il flusso di drenaggio, trasportando CO_2 prevalentemente sotto canopy, formerebbe man mano un gradiente orizzontale erodendo accumulo e gradiente verticale: tale ipotesi spiegherebbe (fig. n. 4.7 -b) la tendenzale sottostima di R_N **anche in condizioni non stratificate** (grad_**CO_2** < 3ppm).

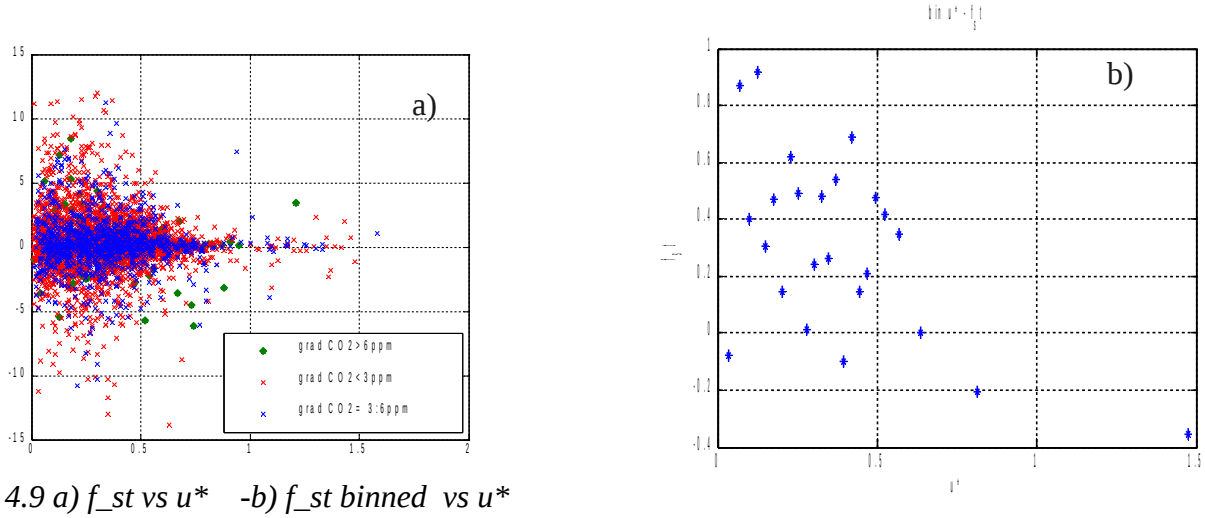


fig. 4.9 a) f_st vs u -b) f_st binned vs u**

Dalla figura n. 4.9(b), evidenzia che, in media, f_st diminuisce al crescere di u*: condizioni turbolente rimescolerebbero l'aria sotto canopy, senza variazioni semi-orarie di accumulo di CO_2.

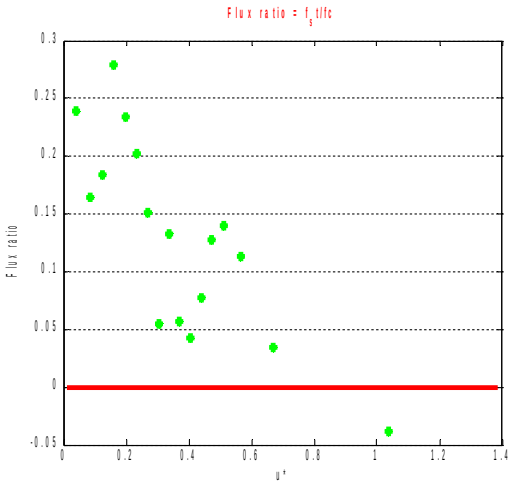


Fig.: 4.10 flux ratio vs u-binned*

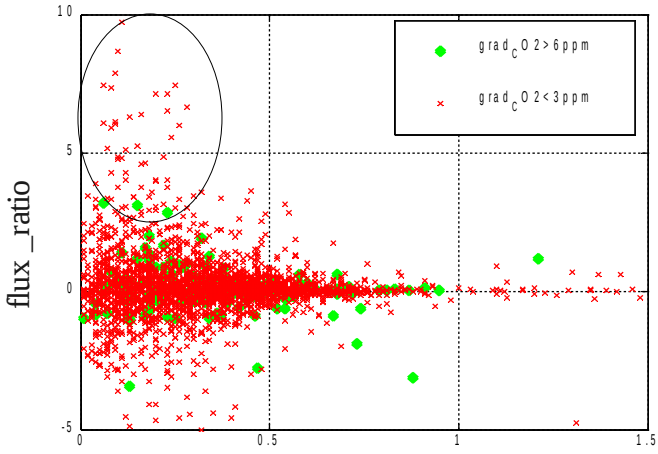


*Fig.: 4.11 flux ratio vs u**

La figura 4.9 (a) mostra f_st coi valori più elevati in condizioni poco stratificate: coerentemente con l'ipotesi di competizione, ed alternanza, tra accumulo di CO_2 ed avvezione (che erode la stratificazione verticale).

Indicazioni vengono dall'indice *flux_ratio*:

flux_ratio = f_st/ (fc+1);

con bassa turbolenza prevale, mediamente, il flusso di storage su quello turbolento (fig.n. 10); questo andamento di flux_ratio è più evidente per valori elevati di grad_CO_2 (fig. n. 11).

I valori più alti di flux_ratio, tuttavia, corrispondono a grad_CO_2 < 3ppm: questi dati indicano una R_N determinata dal solo accumulo/de-accumulo (f_st), in condizioni limitate sia di turbolenza che di stratificazione : ciò, come accennato, è quanto prevedibile in presenza di avvezione.

Il flusso di respirazione proviene, prevalente, dal suolo: ciò è confermato dai valori significativi di R_N media anche nel periodo invernale, quando la vegetazione arborea è senza foglie e quindi ridotta la respirazione epigea (dati non mostrati).

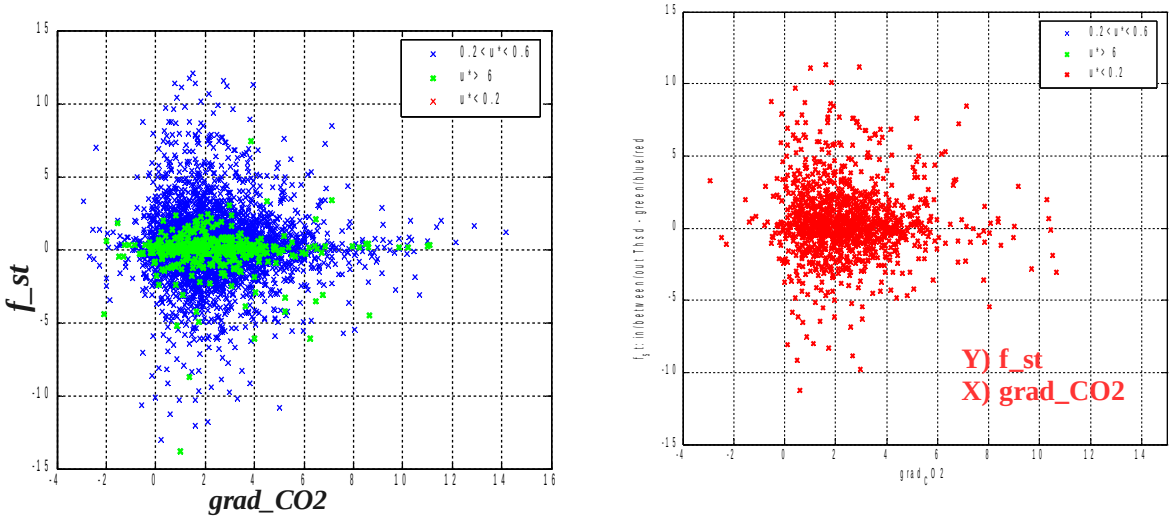


Fig. 4.12 f_st vs grad_CO_2 b) u<0.2 m/s*

Inoltre lo scenario caratterizzato da **media turbolenza, scarsa stratificazione verticale** e R_N prevalente da f_st (flux_ratio>3), fa ipotizzare un **disaccoppiamento tra sopra e sotto canopy**: il flusso di drenaggio spiegherebbe la rimozione del gradiente verticale; i valori di f_st bassi (ma con flux_ratio >3), indicherebbero forte stabilità sotto canopy, con accumulo (f_st) limitato dal trasporto per avvezione. La fig. 4.12 mostra che anche i valori più elevati di f_st corrispondono ai valori bassi del gradiente verticale di CO_2, in questi casi l'accumulo/de-accumulo di CO_2 si alternerebbe temporalmente con l'avvezione che rimuove la stratificazione; anche per valori intermedi di u.

Si rimarca che un significativo gradiente verticale indica stabilità sotto canopy (scarso mescolamento): valori di grad_**CO_2** > 5ppm, con u* intermedia, indicano che u* misurata sopra la canopy non sempre è rappresentativa delle effettive condizioni di turbolenza sotto canopy.

Sintetizzando, il f_st ed il flux_ratio mostrano una correlazione media decrescente con u*: come atteso, f_st compenserebbe la riduzione di fc a bassa turbolenza, nella stima di R_N. Tuttavia in condizioni stabili (u*<0.2m/s) si verificano spesso gradienti poco sviluppati, ad indicare che altri meccanismi possono rimuovere la **CO_2** respirata dall'ecosistema, come l'instaurarsi di avvezione orizzontale. Quindi l'accumulo e l'avvezione si alternerebbero erodendo la stratificazione di CO2.

Questi andamenti incrociati di R_N, f_st, flux_ratio e grad **CO_2**, sono simili anche per valori di u* intermedi: ciò indicherebbero frequente disaccoppiamento tra sopra e sotto canopy.

E' bene precisare che: la combinazione di “bassi” valori di f_st e R_N, di per se, non indica fenomeni di trasporto della CO_2 competitivi-alternativi ai flussi turbolenti: si potrebbe anche ipotizzare un basso livello di respirazione dell'ecosistema, a seconda delle forzanti micro-meteorologiche (temperatura bassa, scarsa disponibilità idrica, ecc.).

Per verificare se il valore basso della stima R_N sia un fenomeno ecologico atteso oppure l'indicatore di criticità del dato eddy, si è operato in due metodi (integrabili):

- l'analisi del database eddy, coerentemente con gli scenari di processo. In questo modo anche valori bassi di respirazione notturna e di f_st, in condizioni stabili, creerebbero accumulo e stratificazione, seppur bassi ma proporzionali ad R_N; prevarrebbe f_st su fc. Viceversa valori bassi di flux ratio (< 0.5 -valore assoluto) indicherebbero criticità della stima di R N in condizioni stabili, a prescindere dal valore assunto da f st ed R N;
- la “modellizzazione” del sistema usando il database eddy: determinando il valore **“atteso”** di R_N (dalle relazioni funzionali), e confrontandolo con la **R_N “misurata” (f_st + fc).**

Questo secondo metodo sarà quello descritto nei prossimi paragrafi, integrato con l'analisi del database.

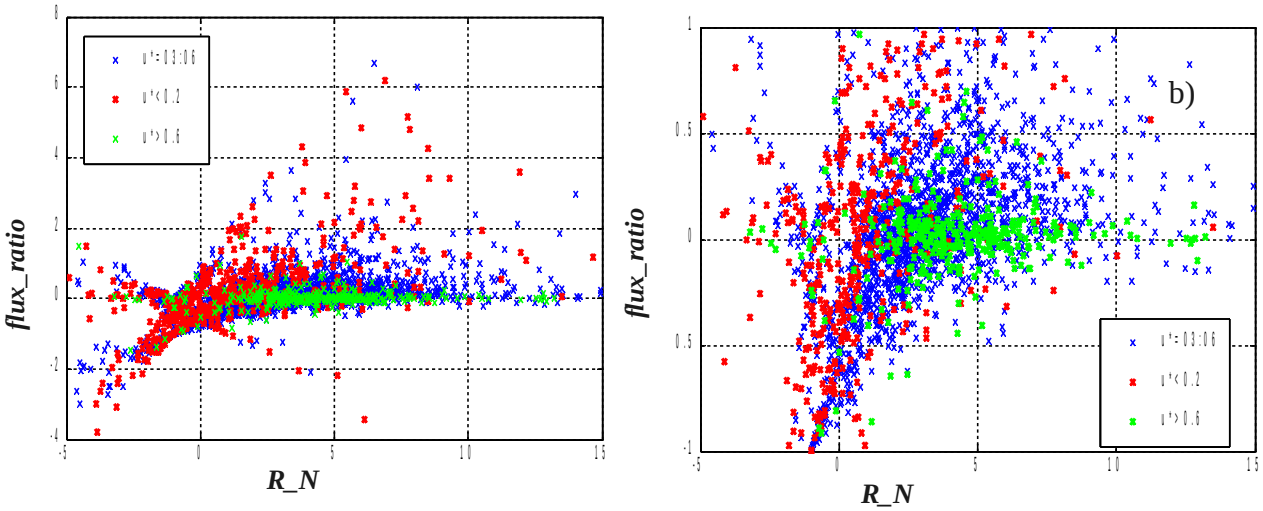


fig.: 4.13 flux_ratio vs grad_ CO_2 b)zoom

La figura 4.13 conferma le iotesi sopra esposte: flux ratio rispetto ad R N, mostra un andamento differente per classi di u*: in condizioni turbolente fc prevale su f_st (fig. n.13 -b); mentre in condizioni di stabilità, man mano che R_N cresce, è frequente la condizione con |f_st| >> |fc+1| (fig. n.13 a). I valori negativi di flux ratio sono frequentemente associati ad u* sotto soglia critica: f_st ed fc di segno opposto, indicano solitamente il de-accumulo dello storage di CO_2 (che si era stratificato sotto canopy). Tale fenomeno è riportato in letteratura come possibile causa di “criticità” della qualità del dato eddy: la non accurata misura delle componenti (fc, f_st) può portare al

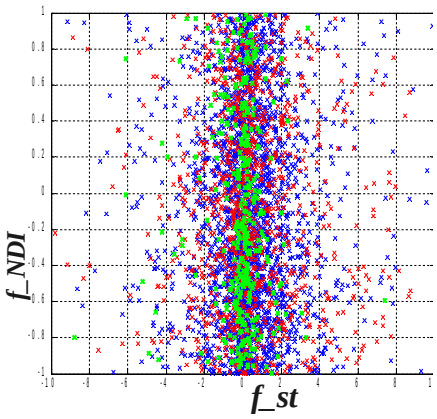
fenomeno del “double counting” (Aubinet et al. 2004), con valori di R_N superiori all'atteso, specie nel caso di sottostima di |f_st| se determinato senza gradiente verticale.

I casi di flux_ratio e R_N entrambi negativi, può invece indicare: o una sottostima del |f_st|, e/o una sottostima di |fc|, se agiscono altri fenomeni di trasporto della $\mathbf{CO_2}$ de-accumulata, come nell'ipotesi di avvezione, i bassi valori di u* associati a flux_ratio <0, tendono per questa seconda ipotesi.

Per valutare il prevalere di fc o f_st, si è anche calcolato l'indice ***f_NDI*** *(flux Normalised Difference Index):*

$$f\_NDI = \frac{|f_{st}| - |fc|}{|f_{st}| + |fc|}$$

che assumendo valori -1:1, permette di pesare meglio la proporzione delle componenti di R_N.



. *fig. 4.14 f_NDI vs f_st*

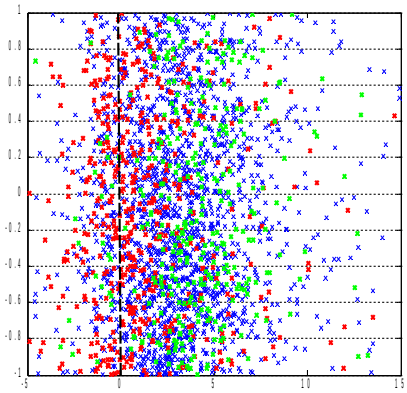
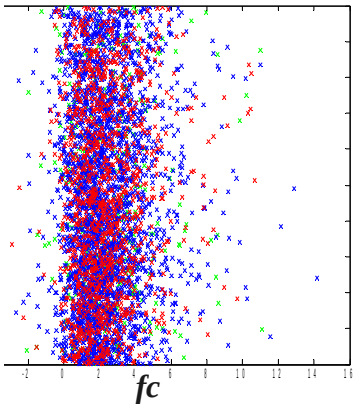


Fig. 15 a) f_NDI vs fc zoom x



4.15 b) f_NDI vs fc

L'indice f_NDI mostra valori di fc e f_st distribuiti in un ampio range di combinazioni, coi relativi scenari di processo. L'intensità del flusso di storage, come atteso, decrementa man mano che sale la classe di u* (nella fig. n. 4.14-a: dal rosso al verde); mentre fc aumenta all'aumentare di u*. Questo andamento appare per tutti i valori assunti da f_NDI, invece ci si aspetterebbe che: all'aumentare di fc, f_NDI assuma valori principalmente negativi (prevale |fc|); viceversa f_NDI abbia valori tendenzialmente positivi all'aumentare dell'intensità del flusso di storage (|f_st|). Così l'ipotesi di competizione tra f_st e fc, nel determinare R_N, non è l'unica possibile; sono verificabili scenari articolati (come nel “double counting”), che spiegherebbero valori alti associati di |f_st| e |fc|.

Le figure 4.16 e 4.17 mostrano che il f_st assume un ampio range di valori rispetto a quelli di fced R_N; una discreta correlazione positiva c'è f_st e R_N.

Le figure 4.18 e 4.19 indicano la distribuzione dei dati tra T-air, grad_CO_2 ed u*, dove emerge che:

- non vi è correlazione tra grad_CO_2 o T-air con u*, eliminando ipotesi di altri fattori, come la temperatura, a determinare valori mediamente più bassi di R_N per classi di u* basse;
- f_NDI divide il dataset, indicando il ruolo diagnostico delle combinazioni di f_st e fc.

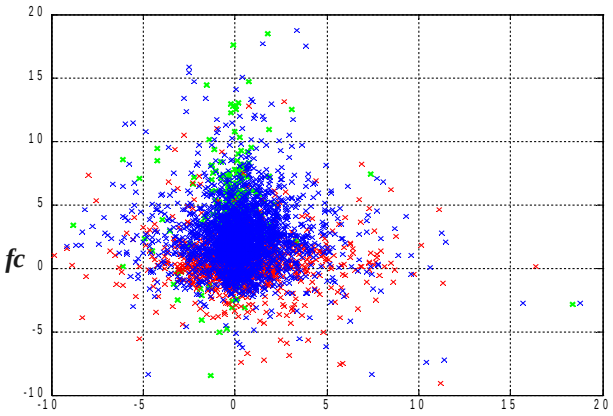


Fig. 4.16 fc vs f_st

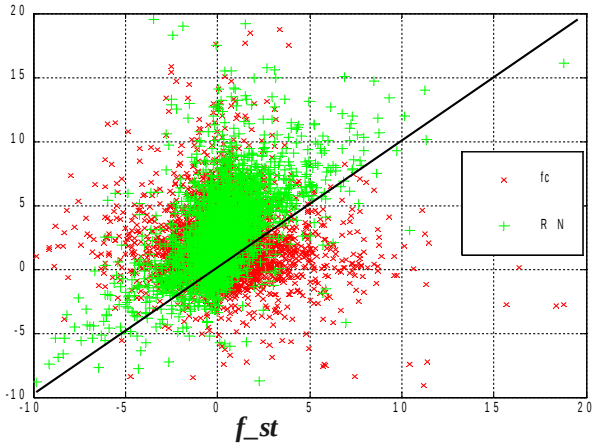


Fig.:4.17 fc & R_N vs f_st

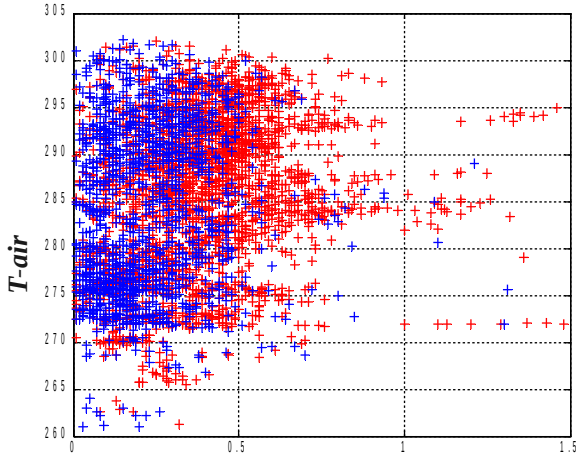


Fig.:4.18 T-air vs grad_CO₂

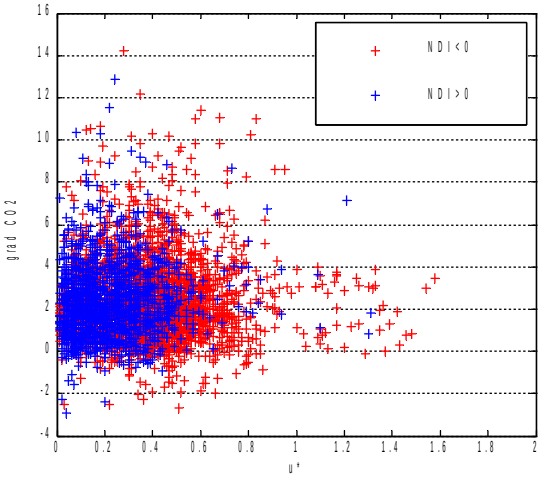


*Fig.:4.19 grad_CO₂ vs u**

4.2 Relazioni funzionali e calcolo della respirazione attesa

Premessa

Partendo dall'ipotesi "zero", che non vi siano differenze di qualità nei dati eddy (uniformità ecologica ed assenza di PFD): la R_N attesa è stata calcolata dalla relazione funzionale di R_N rispetto alla temperatura dell'aria (T-air), misurata all'altezza della misura dei flussi turbolenti (come temperatura sonica e mediata sulla mezzora di riferimento del dato eddy).

T-air potrebbe quindi non essere la temperatura rappresentativa della colonna d'aria sotto canopy e differenziarsi specie da quella del suolo, da dove proviene parte significativa della CO_2 della respirazione eco-sistemica; ma obbiettivo di questa ricerca era di verificare la qualità dei dati dalla tecnica eddy- covariance e la loro attitudine a rappresentare le stime dei flussi ecofisiologi.

Ipotizzando una più alta variabilità circadiana della temperatura dell'aria rispetto a quella del suolo, si sono anche calcolate le relazioni funzionali della R_N come funzione di due variabili: la temperatura media semi-oraria e quella media nella finestra notturna. Quest'ultimo calcolo a due variabili non ha cambiato in modo significativo i risultati della correlazione tra R_N e T-air.

4.2.1 Stima della respirazione dall'insieme dei dati

L'insieme dei dati di T-air (°K) è stato correlato con quello di R_N; attuando una selezione per:

- **u*> 0.5 m/s**, solo i dati con buona turbolenza;
- **IstNDI < 0.2**, (indice discusso di seguito) eliminando i dati con f_st prevalente, non bilanciato dalla formazione del gradiente verticale di CO_2;
- **NDI < 0**, solo dati con fc prevalente su f_st (condizioni almeno discretamente turbolente);
- almeno uno solo dei criteri sopra.

Le correlazioni sono state significative (p<0.01), con coefficiente di regressione ***r***, rispettivamente di: 0.17÷0.32 (correlazione lineare di R_N su T-air); 0.26÷0.40 (Ln(R_N) su T-air).

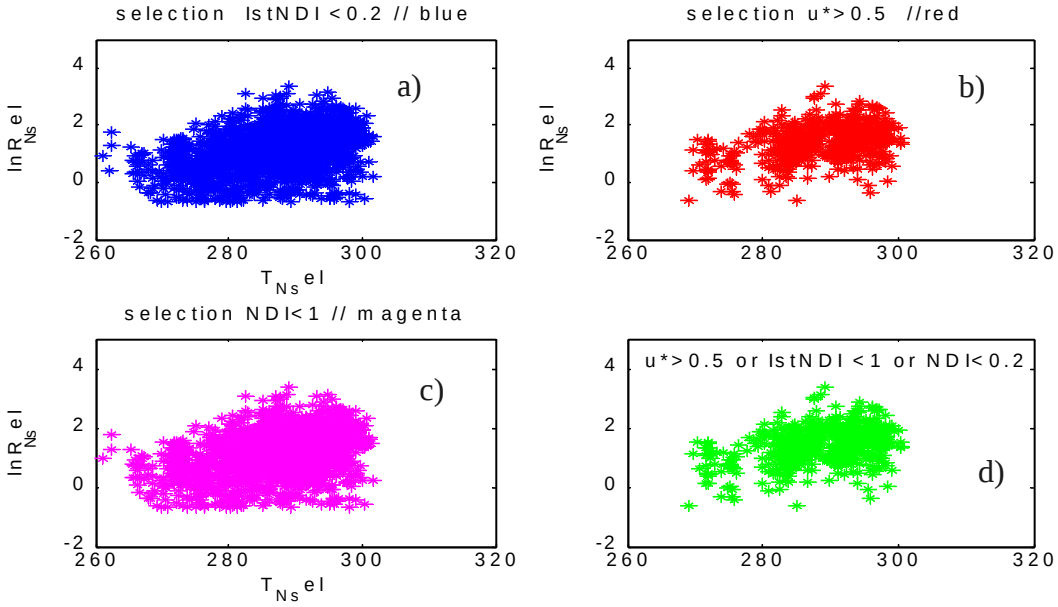


fig. 4.20 ln(R_N) vs T-air selezione per:
a) IstNDI<0.2; b) u> 0.5 m/s ; c)NDI<1; d) almeno uno dei preced. criteri*

r	p	a	b	selezione
0.381	6.49E-050	0.04	-8.84	U*>0.35 m/s
0.394	1.34E-081	0.04	-9.65	u*>0.5 m/s
0.383	1.37E-070	0.04	-9.41	Ist< 0.2
0.391	5.49E-023	0.03	-8.44	NDI<0
0.367	7.89E-060	0.04	-9.07	or All crieria
0.385	4.61E-022	0.03	-8.36	All data

Tabella: 4.1 coefficienti di correlazione R_N vs T-air

I diversi criteri di selezione non hanno migliorato la correlazione, anzi: il criterio multiplo ha dato un leggero peggioramento (tab. n.4.1). La correlazione nel suo complesso non è ottimale (fig. 4.21).

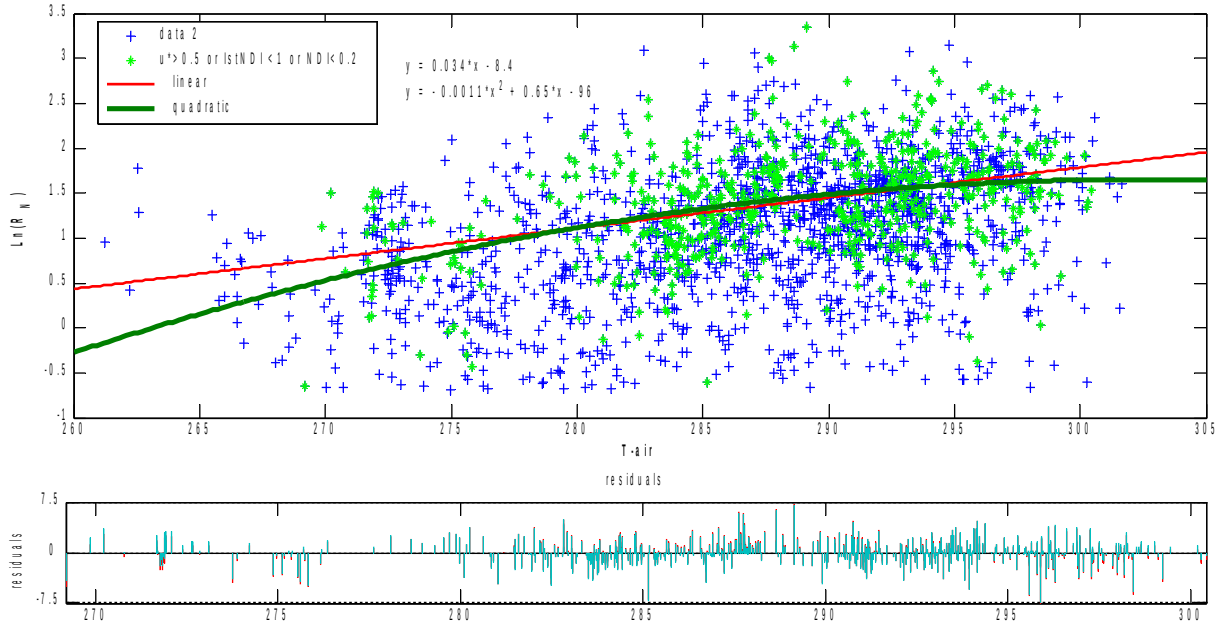
I coefficienti, per tutte le correlazioni riportate in questo studio, sono stati calcolati variando anche altri parametri (grad_**CO_2**; quality flag), ma soprattutto applicando metodi diversi di calcolo dello

storage e di f_st (tab. n. 4.3).

Notevoli peggioramenti di tutte le correlazioni (***r*** inferiore di circa 0.15), si sono avute col metodo standard di stima di f_st (senza gradiente e usando la concentrazione media semi-oraria della CO_2 tra la mezzora di riferimento e quella precedente).

Tutte le correlazioni ed i flussi qui riportati, sono stati ricavati calcolando f_st col metodo **"Estremi-Gradiente"** (vedi cap. 3); ed utilizzando solo dati di qualità 0÷1 (Foken. et al. 1996).

L'analisi della fig. n.4.21 mostra: per valori bassi di T-air, un range di Ln(R_N) poco ampio; mentre per valori di T-air più alti, ritroviamo valori di Ln(R_N) con range ampio; un andamento crescente



. *fig. :4.21 relazion. funzionale ln(R_N) vs T-air*

lineare per i massimi di R_N.

Applicando una regressione lineare o quadratica, non vi sono differenze, tranne per valori estremi di T_air, che corrisponderebbero a stime di Ln(R_N) leggermente inferiori con la regressione quadratica (differenze significative considerando la conversione della scala logaritmica).

Su questo andamento potrebbe incidere l'aver correlato tassi di respirazione di diversa stagionalità, (anche per stadio eco-fisiologico e fenologico): brevi periodi di temperature "elevate" invernali possono non corrispondere a valori "elevati" di R_N, confrontabili con quelli della stagione vegetativa alla stessa temperatura, quando anche la vegetazione forestale epigea presenta alti tassi respirativi. Tuttavia anche le differenti condizioni di umidità del suolo, influenzano la respirazione, specie quella eterotrofa: ciò potrebbe portare viceversa ad una respirazione più elevata (a parità di T-air), nei periodi invernali rispetto alla respirazione dei periodi più secchi della stagione vegetativa.

4.2.2 Stima della respirazione con finestra temporale mobile dei dati notturni

Per tenere in conto la dipendenza stagionale della respirazione: la procedura standard di gap-filling, calcola le relazioni funzionali con i dati di finestre temporali mobili di 5 giorni.

Si è seguita la stessa procedura, ma con finestra mobile di 10 giorni, centrata sul dato da stimare, ed utilizzando la regressione lineare di R_N o Ln(R_N) su T-air. I dati con u*< 0.35 m/s sono stati esclusi; le finestre con meno del 25% di dati utili (quality flag = 0÷1), non sono state considerate.

La figura. 4.21 mostra:

- l'oscillazione di r (in modo simile per entrambi i metodi di regressione), con valori di picco (brevi periodi, circa 1-2 settimane) con r >0.5;

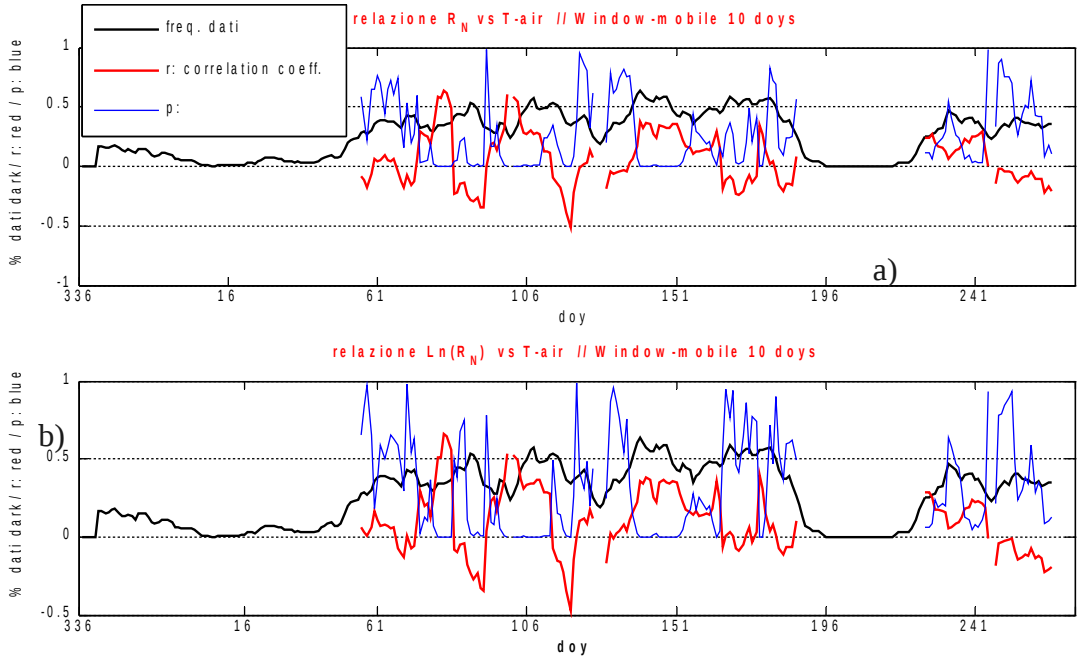


fig. 4.21 a) relazion. funzionale R_N vs T-air su finestra mobile di 10 gg.
-b) ln(RN) vs T-air

- le oscillazioni di r sono distribuite in tutte le stagioni, indicando alta variabilità intra-stagionale della correlazione tra R_N e T-air, anche più alta di quella riportata su tutti i dati.
- la presenza di picchi negativi, di anti-correlazione tra R_N e T-air, probabilmente dovuti ad oscillazioni, in fase: delle condizioni di "criticità" delle stime; oppure ai periodi di pioggia, con temperature "relative" più basse ma associate a picchi di respirazione dell'ecosistema attivata dall'umidità del suolo;
- i periodi di non- correlazione, con bassa significatività (p >0.5), si frappongono tra alternati periodi correlati ed anti-correlati, confermano che qualche fattore invertiene repentinamente e periodicamente nel modificare la relazione funzionale tra R_N e T-air;

- le variazioni di correlazione sono molto veloci, essendo evidenti su una finestra centrata su 10 giorni. Una finestra più piccola perderebbe significatività per il numero limitato di dati; mentre più lunga medierebbe periodi visti diversi già nei 10 giorni.

La distribuzione della direzione del vento è molto stabile sulla direzione prevalente, anche nei periodi anti-correlati, escludendo che le variazioni di r siano dovute, principalmente, a footprint specifiche con diversa eco-fisiologia. Altri parametri micro-meteorologici (come u*, T-air) o l'indice f_NDI, mediati sulla finestra mobile, non mostrano correlazione con r: le oscillazioni temporali di r, quindi, non sarebbero legate al variare degli effetti critici dei PFD. Questo non indica che i PFD non siano attivi, coi relativi effetti sui dati eddy: ma che i PFD non spiegano queste oscillazioni di r.
Anche l'ipotesi degli eventi di pioggia non spiegherebbe bene i picchi anti-correlati: la pioggia attiverebbe picchi di respirazione, poi gradualmente decrescete al diminuire dell'umidità del suolo. Le finestre centrate sui periodi di transizione (tra prima e dopo pioggia), potrebbero essere quelle con correlazione bassa o negativa: tuttavia i periodi di simile umidità del suolo, dovrebbe mostrare, di nuovo, correlazione positiva di R_N su T-air (seppur con relazioni funzionali differenti).
Una finestra temporale di 10 giorni dovrebbe tuttavia limitare l'effetto sulla relazione T-air - R_N (coefficiente r), degli eventi pioggia; potrebbe essere invece riscontrabile su finestre di pochi giorni.
Sintetizzando, è molto complessa l'analisi, a priori, della relazione tra l'andamento temporale della relazione T-air - R_N, ed i relativi effetti dovuti al variare dell'umidità del suolo: una finestra di 10 giorni dovrebbe prendere periodi mediamente uniformi, smussando gli effetti dei picchi respirativi.
La relazione Tair – R_N può determinare valori di coefficiente r simili, ma generati da relazioni funzionali completamente diverse, rappresentative di diversi stadi eco-fisiologici.
L'uso delle finestre temporali mobili equivale concettualmente a quello delle finestre spaziali (per wd): si tratta di discriminare tra zone diverse per ecosistema (per fisiologia) e/o condizioni variabili che inficiano l'accuratezza delle stime di R_N.
Così come è opportuno misurare i gradienti spaziali; nel caso temporale sarebbe utile stimare le relazioni funzionali di R_N, con più variabili (oltre T-air, anche umidità e temperatura del suolo).

4.2.3 Stima della respirazione attesa dall'andamento notturno

In alternativa, si è cercato il valore atteso della respirazione notturna, seguendone l'evoluzione temporale nella finestra notturna. Le **anomalie di R_N, rispetto al "andamento atteso"** sono state interpretate rispetto alle cause plausibili di criticità dei dai dati eddy.
L'andamento di R_N, nella singola notte, dovrebbe seguire quello della temperatura, coerentemente alla relazione funzionale, peraltro la relazione funzionale calcolata notte per notte, dovrebbe risultare ben correlata, essendo l'ecosistema nel medesimo stadio; specie se la footprint è

ecologicamente uniforme e/o riferito alla medesima footprint specifica (wd non varia nella notte). Sarebbe questo il caso limite della finestra mobile ristretta alla singola notte.

Andamenti notturni di R_N, non correlati con T-air, indicherebbero cause di "criticità" che modificano le assunzioni di base della tecnica eddy-covariance, e la stima della R_N dal dato eddy. Infatti, è da escludere che l'ecosistema cambi dinamica eco-fisiologica nella singola notte, specie se non interviene la pioggia nel variare l'umidità del suolo.

Inoltre il suolo ha una minore escursione termica notturna (rispetto all'aria), e quindi le oscillazioni di R_N sarebbero meno ampie rispetto a quelle attese dalle variazioni di T-air.

In letteratura, per molti siti forestali, in zone ad orografia non piana, i dati eddy evidenziano andamenti notturni di R_N, dovuti agli effetti dell'avvezione, specie orizzontale. Infatti molti autori, in condizioni di ***bassa o intermedia turbolenza, riportano:***

- ***il massimo notturno di R_N nella parte iniziale della notte ("early evening")****, associato al massimo del flusso di storage e del gradiente;*
- *nelle mezzore successive viceversa una caduta di R_N, più che proporzionale rispetto all'andamento notturno della temperatura;*
- *la componente f_st, in diminuzione nelle mezzore subito successive al massimo di R_N, in modo tale da non più compensare il deficit di fc, anzi valori negativi di f_st erodevano il gradiente ed il precedente accumulo (Van Gorsel et al. 2007);*
- *la R_N del picco notturno, con valori simili a quelli della respirazione misurata, contemporaneamente, con cuvette, al suolo. Viceversa nel trascorrere della notte, la R_N si discostava, per sottostima, rispetto alla respirazione del suolo, anch'essa diminuita, per il raffreddamento, ma in modo meno rapido.*

L'andamento della R_N, con picco nella "early evening", è stato messo in correlazione con il formarsi di gradienti orizzontali di CO_2*, specie sotto canopy, e con il relativo trasporto per avvezione, di cui queste "anomalie di andamento" di R_N, sarebbero indicatori.*

Questo massimo di R_N sarebbe dovuto alla ***transizione tra due condizioni stazionarie****: quella del giorno con trasporto turbolento; e quella notturna, con trasporto misto sia turbolento sia per avvezione, con proporzioni variabili a seconda del grado di stabilità atmosferica. In mezzo a questi due periodi vi sarebbero* ***transizioni non-stazionarie,*** *nelle quali la* CO_2*, prevalentemente si accumula nello storage sotto e dentro la canopy. In queste mezzore di transizione, la misura accurata di f_st permetterebbe stime accurate di R_N; viceversa nella fase stazionaria con avvezione, f_st non compensa più la riduzione di fc, anzi f_st indurrebbe una ulteriore sottostima di R_N, dovuta alla rimozione dell'accumulo precedente, causato dall'avvezione.*

Riassumendo, questo andamento di R_N è ritenuto "anomalo" e non atteso, non tanto per il picco di R_N massimo, nella prima parte della notte (all'inizio del raffreddamento radiativo del suolo che rallenta anche la respirazione); ma per:

- *la differenza, in negativo, rispetto alle misure, con cuvetta, della respirazione del suolo;*
- *la differenze rispetto alle relazioni funzionali tra R_N e temperatura;*
- *l'erosione dell'accumulo e del gradiente, senza un riattivarsi del flusso turbolento;*
- *il verificarsi di questo andamento anche per valori intermedi di turbolenza.*

Il fenomeno del picco massimo di R_N nel periodo “early evening” è un indicatore di avvezione orizzontale e di relativa sottostima di R_N: solo i valori di R_N al picco massimo, sarebbero ben rappresentativi della respirazione dell'ecosistema (nella footprint specifica).
Il metodo standard di individuazione della criticità, basato sulla soglia u*, avrebbe rigettato il valore R_N massimo; la procedura di gap-filling lo avrebbe sostituito con quello calcolato delle relazioni funzionali dell'ecosistema medio, quando molti valori di R_N, con turbolenza intermedia , sono comunque affetti da questa sottostima.
Un metodo alternativo di gap-filling sarebbe auspicabile dalle relazioni funzionali (R_N versus Temperatura) che usano solo i valori dei picchi massimi notturni di R_N.

Basandosi sulla procedura utilizzata da alcuni autori (Van Gorsel et al. 2007), si è implementato un algoritmo apposito, che scansionando l'andamento notturno di R_N, f_st e del grad_CO_2, individuasse picchi e varianza nella finestra 21.00pm÷5.00am, nonché le condizioni di turbolenza.

L'andamento notturno di R_N, non ha generalmente mostrato l'andamento descritto dagli autori citati, tranne per poche notti tra quelle con condizioni di bassa-intermedia turbolenza. Un fattore che ha comunque condizionato o mascherato la ricerca di un massimo di R_N notturno, è stato il gran numero di dati rigettati dal criterio di quality flag (Foken. et Al. 1996) riguardo alla misura eddy. L'applicazione dell'algoritmo, utilizzando i dati di tutte le classi di quality flag, non ha ugualmente permesso di ritrovare un andamento con picco massimo di R_N nelle notti stabili, ma come accennato sopra, ha peggiorato tutte le regressioni di R_N su T-air.

La caratteristica invece ritrovata, è stata la forte variabilità di R_N ed f_st nel corso della notte: non con cambiamenti graduali ma con alternanza di picchi massimi e minimi irregolari nel tempo.
Per descrivere le fluttuazioni notturne, si sono calcolate, sia per R_N che per T-air: le differenze medie tra le mezzore successive (dopo meno prima) $\overline{dT}_{h/2}$ e $\overline{dR\_N}_{h/2}$ *(medie per singola notte)*.L'Andamento atteso sarebbe una graduale riduzione, sia di T-air che di R_N, con valori negativi e correlati di $d\overline{T}_{h/2,}$ e $\overline{dR\_N}_{h/2.}$

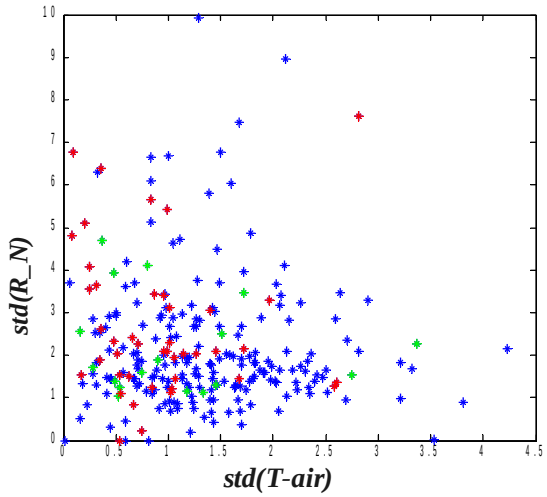


fig. 4.22 std(R_N) vs std(T-air), nella notte singola; for u classes*

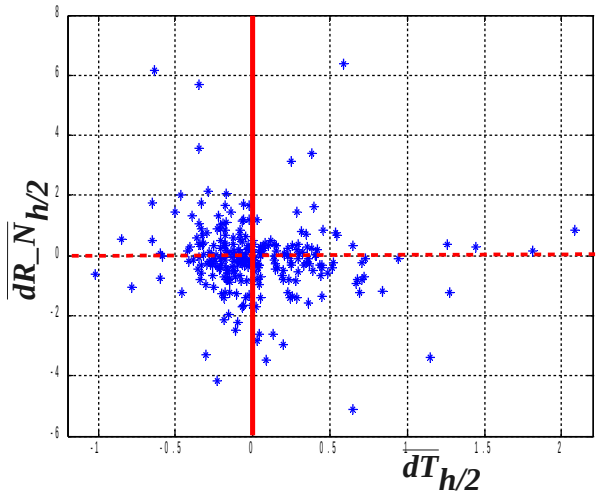


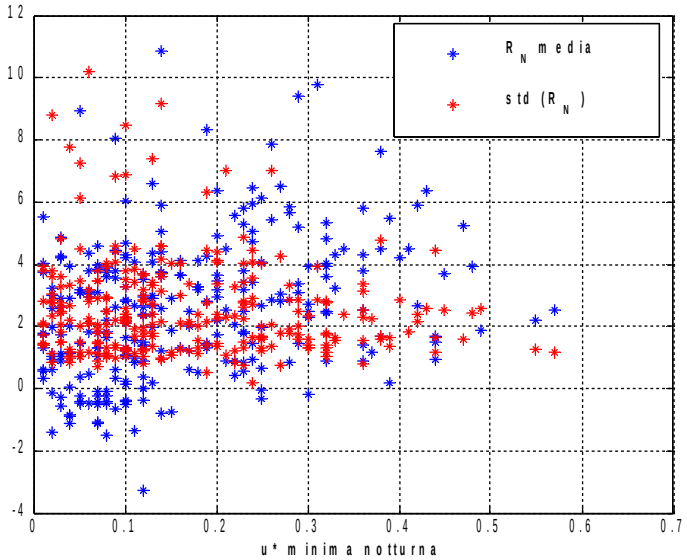
Fig. 4.23 $\overline{dT}_{h/2}$, $\overline{dR\_N}_{h/2}$

La figura 4.23 mostra valori medi negativi, più frequenti per $\overline{dT}_{h/2}$, quindi con riduzione media di T-air, di mezzora in mezzora, come atteso. Diversamente $\overline{dR\_N}_{h/2}$ varia frequentemente sia in positivo che in negativo, spesso con valori di circa 2 µmoli/m2·s, ma soprattutto la variazione media semi-oraria di R_N non è correlata con quella della temperatura.

Anche le varianze (singola notte) di R_N e T-air non mostrano correlazione (fig. 4.22).

Si conferma quando mostrato dagli algoritmi di scansione, nelle singole notti: una forte fluttuazione di R_N, non correlata con l'andamento di T-air, neanche per ampiezza (analisi delle varianze).

fig. 4.24 media(R_N)$_{notte}$ & std(R_N)$_{notte}$ versus ***u* minima*** *nella notte*



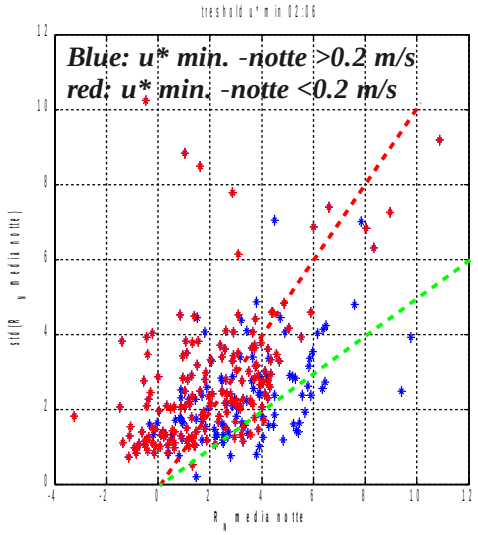


fig. 4.25 std(R_N)$_{notte}$ vs media(R_N)$_{notte}$

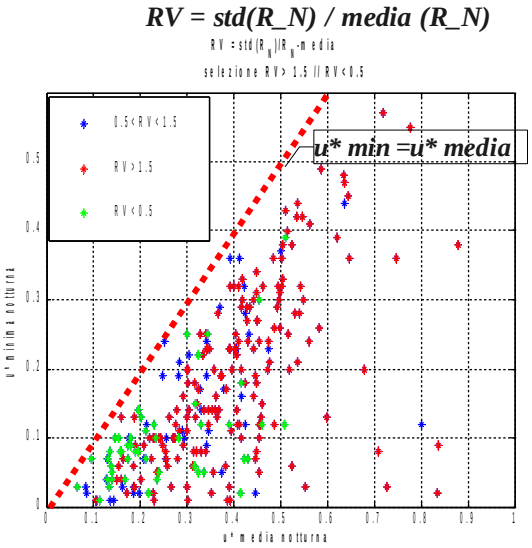


Fig. 4.26 u min. Vs u* media, singole notti*

Quindi, per analizzare quali condizioni indicano le fluttuazioni intra-notturne di R_N, si è calcolata la deviazione standard di R_N, ***std (R_N)***, nella singola notte.

Si evidenzia, dalle figura 4.24 e 4.25 che:

- la ***std(R_N)*** spesso mostra valori simili a quelli della R_N media notturna ($\overline{RN}_n$), per condizioni di turbolenza "mediamente" basse-intermedie (u* minima notturna <0.2 m/s);
- tuttavia sono ben rappresentate anche notti con bassa oscillazione di R_N, con *std(R_N)* < 2µmoli/m^2·s, in tutto il range di valori di $\overline{RN}_n$, specie in condizioni intermedie di turbolenza;
- le variazioni massime di R_N sono tendenzialmente più elevate per valori di $\overline{RN}_n$ elevati, ma spesso anche per $\overline{RN}_n$ <3µmoli/m^2·s si hanno varianze superiori a 2-3µmoli/m^2·s; queste variazioni "proporzionalmente" molto elevate, indicano stime di R_N molto fluttuanti, specie associati ad "eventi notturni" di forte stabilità (di u^*_{min}<0.2m/s).

Spesso i valori di u_{min} sono confrontabili con quelli di u* media (fig. n. 4.26): ciò indica notti poco variabili per condizioni di turbolenza (anche per diverse intensità di *u**). Le situazione con RV (variazione relativa: std /media) minore di 0.5 si ritrovano spesso per valori bassi sia di u_{min} che di u_{media}, quindi: quando R_N fluttua poco, spesso si ha stabilità atmosferica per tutta la notte; la bassa fluttuazione sarebbe in questo caso associata a condizioni di **"stabile" sottostima di R_N**.

Inoltre l'analisi della varianza, calcolata sui valori di Ln(R_N), ha dato andamenti simili: essendo l'escursione termica notturna in un range nel quale la relazione è quasi lineare, tra R_N e T-air.

Riassumendo, le condizioni, peggiori e medie, di turbolenza nella notte ($\boldsymbol{u^*_{min}}$; $\boldsymbol{u^*_{mean}}$) non spiegano ne le fluttuazione di R_N, ne i valori bassi, non attesi, di $\overline{\boldsymbol{RN}}_n$. Il criterio u* non sembra spiegare l'andamento di R_N rispetto a quanto atteso dalle relazioni funzionali.

L'analisi delle varianze, indica che le ampiezze di fluttuazioni di R_N non sono correlate con quelle della temperatura; come invece ci si aspetterebbe se si assume che le relazioni funzionali siano lineari e definite nella singola finestra notturna, quando lo stadio eco-fisiologico è assunto costante.

Inoltre T-air dovrebbe descrivere una relativa oscillazione più ampia di quella del suolo e della relativa respirazione correlata. Ci si aspetterebbe che la varianza di T-air sia correlata positivamente con *std(R_N)*, e ne mostri amplificato l'andamento fluttuante: supposto che la respirazione del suolo sia parte prevalente di quella totale dell'ecosistema.

Questo **andamento intra-notturno fluttuante di R_N**, si è verificato anche per livelli intermedi di turbolenza, quando le stime di R_N si suppongono attendibili dal criterio della soglia u*.

Altri fenomeni devono quindi intervenire nell'introdurre “fluttuazione” nella stima di R_N, essendo stati esclusi i dati con bassa quality flag, che potevano spiegare questo rumore di stima.

Le fluttuazioni possono essere l'effetto dei PFD, anche intermittenti, durante la notte. La variabilità della criticità di stima di R_N, potrebbe essere correlata con:

- PFD variabili per intensità di trasporto per avvezione, durante il corso della notte, indipendentemente dal livello medio o minimo notturno di turbolenza, per valori di $\overline{\boldsymbol{u^*}}_n$ ≤0.6 m/s;
- PFD stazionari ma attivi solo in alcuni settori della footprint: gli effetti su R_N varierebbero al variare notturno della wd, e non dell'intensità dei PFD.

Questa seconda ipotesi (wd fluttuante) di criticità ecologica, è coerente se si esclude la contemporanea criticità spaziale del dato eddy (sub-ecosistemi diversi per R_N, visti alternativamente al variare della wd).

Sintetizzando, le fluttuazioni notturne di R_N (e componenti), potrebbero essere spiegate dall'instaurarsi di PFD, se fluttuano coerentemente (in fase) anche i parametri (u*, wd, grad_$\mathbf{CO_2}$) che indicano la possibilità dei processi di avvezione e stabilità atmosferica.

Viceversa, se fluttua coerentemente “solo” la direzione del vento: ciò indicherebbe parti dell'ecosistema a differente tasso di respirazione (*sub-ecosistemi*), che verrebbero scansionati dalla tecnica EC, con footprint specifiche posizionate “in fase” rispetto alle fluttuazioni di R_N.

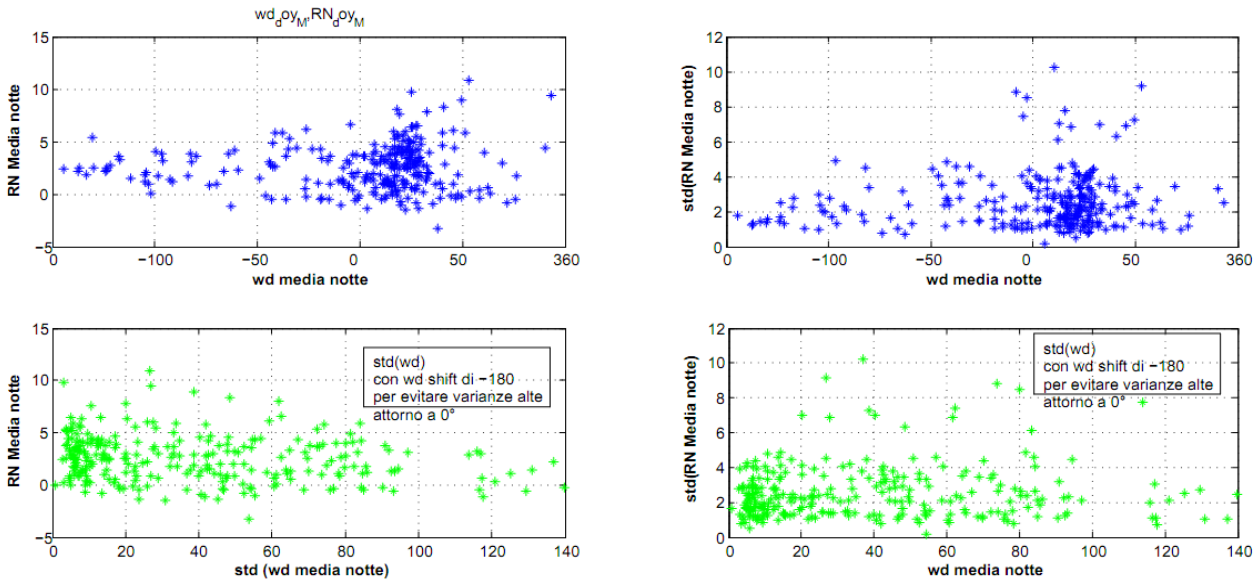


Fig. 4.27 confronti tra ***R_N (media notte); wd (media notte); standard deviation(wd); standard deviation(R_N)***

Lo spettro di frequenza della wd, molto stretto sulla direzione prevalente, farebbe escludere l'ipotesi dei sub-ecosistemi come causa delle fluttuazioni di R_N. La distribuzione spaziale di wd e R_N, come medie notturne (fig. n.4.27), riprende l'andamento simile a quello dei dati semi-orari.

E' invece da escludere che la respirazione reale dentro settori uniformi dell'ecosistema sia a "corrente alternata", non intervenendo altre cause nell'alterarne l'eco-fisiologia. La pioggia (dopo un periodo di scarsità d'acqua al suolo) spiegherebbe un picco stabile di respirazione e non un andamento "alternato"; comunque questo processo di attivazione della respirazione, per pioggia, avrebbe bisogno di diverse ore; sarebbe temperatura dipendente; e durerebbe giorni, e non spiegherebbe il fluttuare di R_N per giorni successivi.

Anche la scarsa correlazione tra la R_N e T_air (fig. 4.28) come medie notturne, indica un effetto significativo delle fluttuazioni nell'introdurre "criticità" sia nella stima di R_N; sia nell'individuare relazioni funzionali, ben correlate, per il valore atteso di R_N. Nell'assunzione citata di stabilità eco-fisiologica nella notte: i parametri R_N e T-air dovrebbero essere ben correlati; le medie notturne essere rappresentative della respirazione dell'ecosistema a quella temperatura (notti mediamente più fredde dovrebbero avere relativa respirazione più bassa e viceversa). La correlazione delle medie notturne di R_N e T-air dovrebbe quindi smussare gli effetti delle fluttuazioni notturne di R_N, anche ampie, ma centrate sul valore medio accurato della respirazione notturna; se le fluttuazioni sono dovute a "rumore".

Il valore basso di r (<0.25) nella relazione funzionale di $\overline{RN_n}$ versus $\overline{T}_{air}$ *(fig. 4.28)*, mostra che le fluttuazioni notturne di R_N non sono centrate sulla respirazione media notturna: con effetto sulla

accuratezza di $\overline{RN_n}$; indicando che vi siano criticità sistematiche, non causali, nelle singole stime.

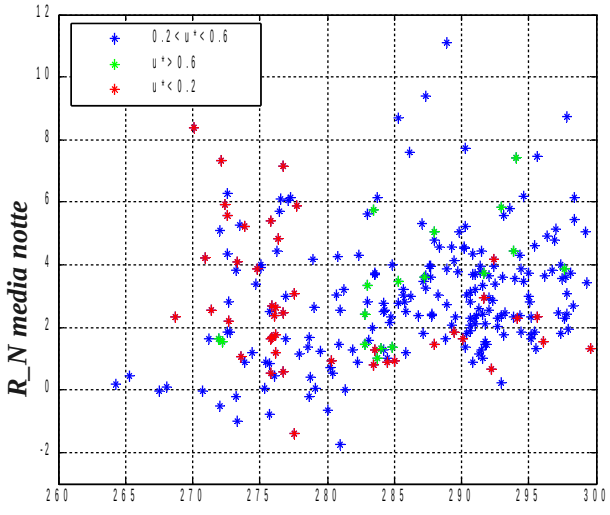


Fig.4.28 $\overline{RN_n}$ *(R_N media notte) vs T-air media notte*

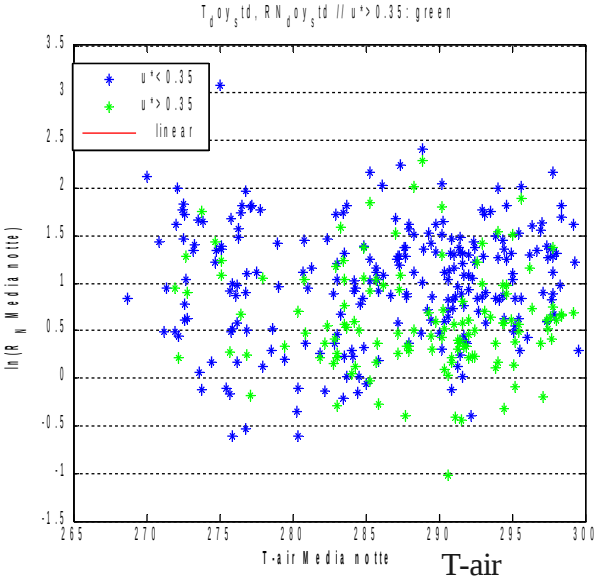


Fig. 4.29 ln(R_N)media notte vs T-air media notte

4.2.4 analisi delle cause di fluttuazione e di sotto stima della respirazione.

- **analisi del metodo di stima del flusso di storage.**

Gli scenari frequenti di criticità ecologica, dovuti ai PFD, dovrebbero portare sottostime della R_N, come misura della respirazione dell'ecosistema. Dagli studi in letteratura (Aubinet M. et al. 2005) si considerino tipiche condizioni: il raffreddamento notturno radiativo del suolo ed il drenaggio verso valle dell'aria più fredda; che le torri eddy-covariance non siano posizionate nei punti di variazione della pendenza del versante (platou, fondi valle). In queste condizioni, gli scenari possibili sarebbero:

- l'avvezione orizzontale portano via, sotto canopy, la CO_2 respirata, sottraendola al flusso turbolento verticale (il gradiente orizzontale aumenta verso valle);
- l'avvezione verticale, con gradiente e wd concordi, diretti verso il basso (flusso positivo), porterebbe verso il suolo la CO_2 respirata dall'ecosistema, prima che arrivi alla misura eddy. Questa CO_2 verrebbe poi in parte accumulata nello storage ed in parte trasportata lateralmente per avvezione verticale e divergenza della velocità orizzontale (la wd verticale è rivolta verso il basso per compensare l'aria trasportata verso valle lungo il pendio);
- l'avvezione orizzontale e verticale si compensano, ma il risultato complessivo è di trasporto in uscita di CO_2 dal sistema, se si escludono i punti di accumulo della CO_2 trasportata per avvezione (platou, fondi valle);
- l'accumulo stratificato nello storage, della CO_2, è tenuto in considerazione da f_st

misurato, per strati, sul gradiente di CO_2.

Viceversa, cause plausibili di R_N quale sopra-stima della respirazione dell'ecosistema, possono essere:

- errori nel calcolo di f_st, come “accurata variazione” dello storage, tra inizio e fine della mezzora;
- grandi cicloni (***large eddies***) con periodo, almeno, dello stesso ordine di grandezza del tempo di mediazione semi-orario. In questo caso le variazioni di storage (inizio-fine mezzora) possono essere dovute non ai flussi respirativi dell'ecosistema, ma al trovarsi di questo immerso in un ambiente con CO_2 variabile: l'ecosistema sperimenta nel tempo, l'oscillazione delle onde di concentrazione di CO_2, in movimento. L'ampiezza media di oscillazione delle onde di CO_2 potrebbe essere non a media zero, nel caso di large eddies.
  Quindi i large eddies possono indurre sia sopra sia sotto stime di R_N, a seconda che l'ampiezza media d'oscillazione semi-oraria sia positiva o negativa.

I due casi sono condizionati dal metodo di calcolo di f_st, e richiedono criteri opposti (Finnigan J. 2006):

- l'accurata misura degli accumuli e de-accumuli di CO_2 da respirazione, richiede una puntuale misura dello storage tra inizio e fine della mezzora di mediazione eddy;
- la valutazione dei large eddies, richiederebbe invece un lungo periodo di mediazione, delle oscillazioni delle onde di CO_2, per valutare l'oscillazione media;
- anche l'errore di misura comunque richiede un tempo significativo di mediazione della concentrazione della CO_2.

Inoltre il metodo standard di calcolo di f_st:

- non correggere la singola media dello storage per l'effetto della stratificazione verticale;
- calcola la differenza tra la CO_2 media nella mezzora precedente e quella di riferimento della stima di R_N.

Questo metodo standard: se da un lato “riduce” il rischio di stimare i large eddies, dall'altro rende poco rappresentativa la misura di f_st come stima dell'accumulo di CO_2 nella specifica mezzora. I large eddies con periodo di oscillazione dell'ordine di grandezza attorno alla mezzora potrebbero comunque avere effetti di disturbo della stima di f_st (metodo standard); mentre la differenza tra le medie delle mezzore successive perde le variazioni dentro la mezzora, se queste non hanno andamento graduale e lineare tra più mezzore successive.

*L'analisi di f_st, nell'andamento notturno, ha mostrato variazioni successive, fluttuazioni e varianze notturne simili a quelle di R_N: quindi l'**andamento graduale di f_st, assunto base del metodo***

standard di calcolo di f_st, è stato verificato non essere valido nel caso in esame.

L'andamento notturno fluttuante, sia di fc, di f_st e di R_N conferma l'ipotesi di PFD intermittenti, *per intensità, nel condizionare la qualità di stima del dato eddy. Se viceversa fluttuasse solo la R_N "in fase" al variare di wd, sarebbe plausibile l'ipotesi di scansione fluttuante di sub-ecosistemi diversi per tasso di respirazione. L'analisi citata della varianza di wd; e della wd prevalente con frequenza alta e di ampiezza molto ristretta farebbe escludere l'ipotesi di "criticità spaziale".*

Si è inoltre provato ad applicare il metodo standard, modificato di un passo semi-orario: usando le medie semi-orarie di storage di CO_2, e calcolando f_st come la differenza tra la mezzora di riferimento e quella successiva (concettualmente uguale al confronto tra mezzora precedente e di riferimento). Tale modifica ha mostrato differenze frequenti e significative (maggiori del 50%) col metodo standard, del valore di f_st sulla stessa mezzora di riferimento. Confermando che il processo di accumulo non è graduale e lineare nel tempo della mezzora.

Verificato che il f_st (metodo standard) perdesse le fluttuazioni interne alla mezzora, nel caso descritto non-stazionario di andamento di f_st notturno, si è sperimentato un metodo alternativo del calcolo di f_st, definito "***Estremi Gradiente***"che opera nel modo seguente:

- *viene calcolato lo storage medio ogni 10 minuti, per strato verticale, usando le misure del gradiente verticale, (nel caso specifico 6 punti ad altezza.....). Lo storage è corretto per le variazioni di temperatura e pressione atmosferica (temperatura sonica sopra canopy e pressione al suolo);*
- *come valore rappresentativo dello storage medio di CO_2 di inizio e fine mezzora, viene preso il valore medio tra i due intervalli di 10 minuti a cavallo dell'ora di inizio e fine della mezzora di riferimento;*
- *f_st è calcolato come differenza tra lo storage medio di inizio e di fine della mezzora.*

In questo modo si è cercato un compromesso equo per: prendere le effettive differenze di storage dentro la mezzora di riferimento; e allo stesso tempo evitare l'interferenza dei large eddies su f_st. Infatti mediando per 20 minuti su (inizio- fine mezzora): i large eddies dovrebbero interferire similmente rispetto al metodo standard (medie di 30 minuti); ma si è limitato l'errore della misura prendendo in considerazione variazioni di gradiente, temperatura e pressione più ogni 10 minuti.

4.2.5 analisi della respirazione massima notturna

Si è visto che l'andamento, fluttuante, dei valori notturni di R_N, indicano la possibilità di PFD. Tenuto conto degli scenari con PFD, nella ricerca della respirazione rappresentativa dell'ecosistema, si è presa come stima di buona qualità il valore **massimo di R_N notturno ($R_{max\text{-}n}$).** Questi valori massimi sono poi stati analizzati per verificare l'ipotesi di PFD intermittenti ed i relativi effetti.

Coerentemente con l'analisi di scenario di processi, e con le relazioni tra parametri nel database; si è cercato di integrare e modificare i diversi metodi, proposti in letteratura, per la ricerca della respirazione attesa e per la valutazione della qualità del dato eddy, considerando che:

- l'ipotesi di massimo di R_N nella fase di "*ealy evening*" individua la respirazione accurata solo se i PFD sono mediamente "stazionari" e non intermittenti nel corso delle notte stabili; ma **il valore massimo di R_N, nella finestra notturna, è comunque rappresentativo della respirazione,** indicando i momenti di transizione/ riduzione dell'intensità dei PFD;
- il fenomeno del "double counting" identifica il momento di massimo di fc, al riattivarsi della turbolenza; massimo di fc, che se corretto per f_st accurato, potrebbe dare al massimo notturno di R_N, valore di stima accurata della respirazione in quella mezzora della "*late nigth*". Per evitare la fase di turbolenza convettiva (*early morning*), la finestra notturna è stata ristretta al periodo "sicuramente notte" con soli valori di Rn < 20 Wm^{-2} (radiazione globale);
- i valori massimi di R_N nelle notti stabili e stazionarie (u* minima e media basse, con valori rispettivamente minori di 0.2 e 0.35 m/s), andrebbero scartati come stime accurate di respirazione, pur presentano bassa fluttuazione notturna, in quanto indicherebbero massimi di R_N in condizioni costanti di sottostima. Inoltre valori di $R_{max\text{-}n}$ corrispondenti ad u*<0.5 m/s per poche, o singole mezzore, potrebbero essere condizionate da ancora scarso rimescolamento sotto-canopy.

Per avere indicazioni sull'effetto dei large eddies, si è inoltre ricercato un indice che dalla composizione dei parametri, indicasse situazione di allarme per gli effetti dei large eddies.
Si è applicato l'indice IstNDI:

$$\mathbf{IstNDI = (|f\_st|\cdot f\_NDI\ ) / (grad\_CO2)^2 + 1;}$$

che assume valori > 1, di allarme, in condizioni di:

- f_st elevato;
- f_NDI elevato: R_N composto prevalentemente da f_st (condizioni poco stazionarie);
- gradiente di CO_2 poco sviluppato, che indicherebbe accumulo/de-accumulo senza stratificazione, quindi in condizioni non stazionarie - grad_ CO_2 è mediato nella mezzora, quindi il valore medio dovrebbe risentire del massimo semi-orario.

IstNDI dovrebbe essere poco sensibile alle variazioni del tasso respirativo, poiché in condizioni stabili e non stazionarie: al crescere di f_st , cresce il gradiente avendosi maggior **CO_2** respirata e trattenuta al suolo.
Volutamente, nella definizione di IstNDI, non si è tenuto conto di u*: sia per confrontarlo con questo parametro: sia perché si è cercato di operare nel set dei parametri di flusso o condizionati da questo (il gradiente si forma a causa del flusso di CO_2 respirata dall'ecosistema).

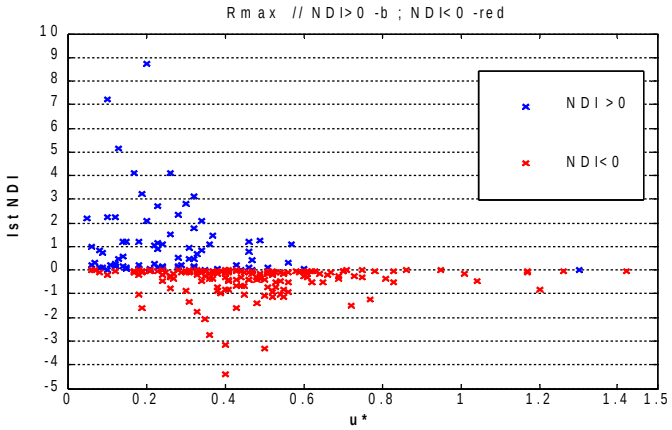


*fig.4.30 IstNDI index vs u**

L'indice IstNDI, come mostra la figura 4.30, segue di essere coerente col criterio u*: sotto la soglia u* (0.6 m/s) assume valori > 1-2, indicativi di "allarme per large eddies". Mentre i valori negativi di IstNDI (dovuti ad NDI < 0), possono essere esclusi dall'allarme large eddies, indicando valori alti f_st ma in condizioni turbolente "prevalenti" (fc>f_st), con gradiente eroso dalla stessa turbolenza. Rispetto al parametro u*: anche con u*<0.5 m/s la maggior parte dei dati assume valori di IstNDI, prossimi allo zero (f_st proporzionale ad grad_CO2).

L'uso di IstNDI infatti vuole individuare, tra le condizioni poco turbolente (NDI>0), livelli di f_st coerenti con quello di grad_CO_2. Nella figura 4.31 vengono riportati gli andamenti di diversi tipi di indici del tipo IstNDI, rispetto ad f_st: IstNDI si è mostrato quello più sensibile ai valori alti di f_st (> 5), ma probabilmente il comportamento e la validità, dei diversi modi di definire l'indice Ist, dipende dallo specifico sito studiato.

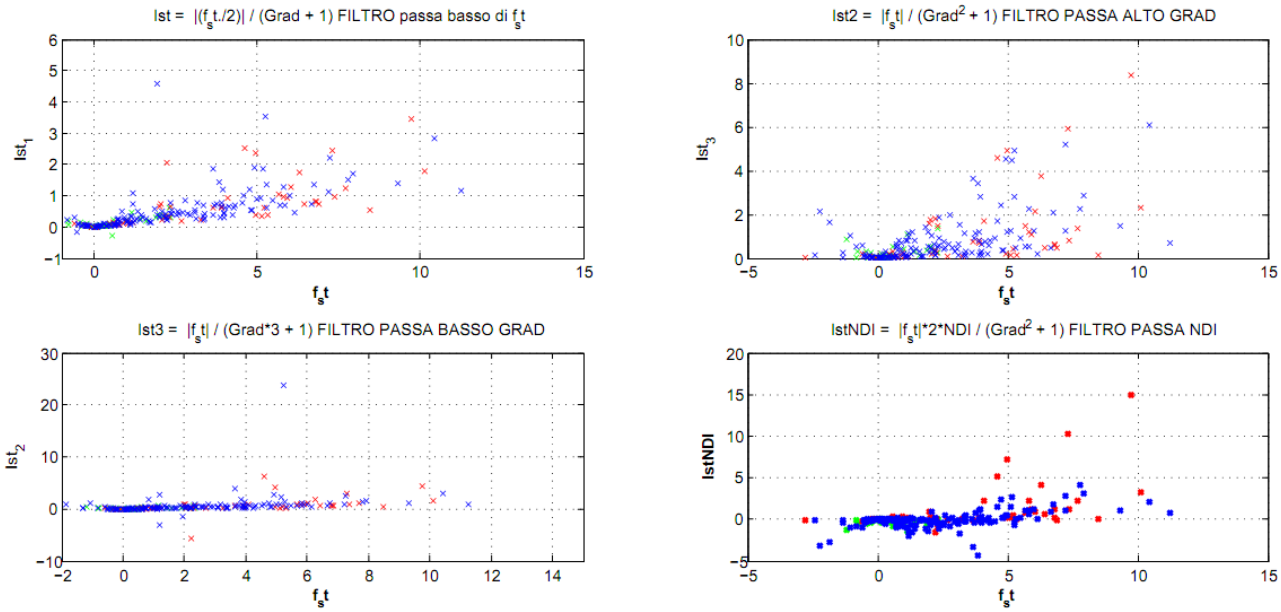


fig.4.31 IstNDI index (con 4 diverse equazioni) vs f_st

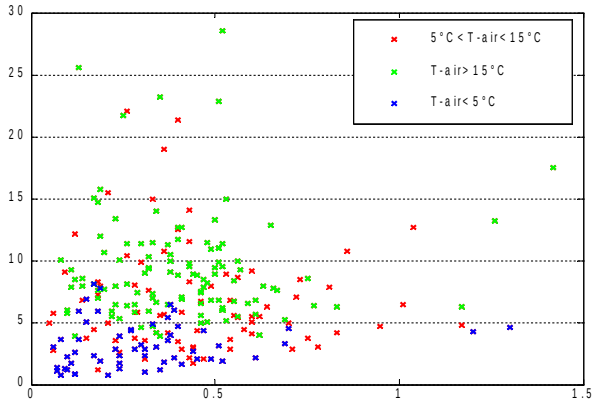


Fig.4.32 f_st vs u , selezione per T-air classes*

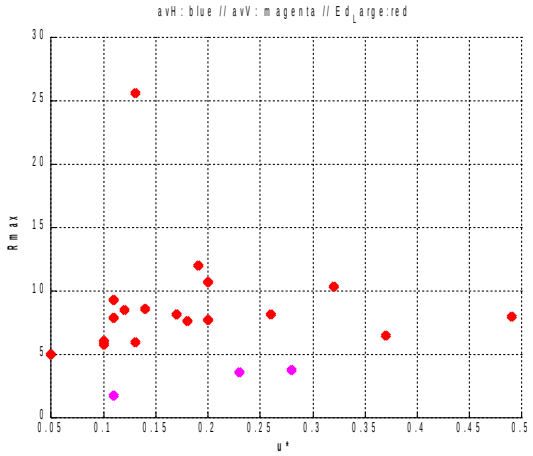


Fig. 4.33 Rmax vs u , selezione per caster di valori corrispondenti ad IstNDI>1*

Nella figura n. 4.32 è mostrato l'andamento di $R_{max\text{-}n}$ rispetto ad u* (nella mezzora di riferimento): ogni notte è associata ad un solo dato. $R_{max\text{-}n}$ non mostra il classico aumento dei valori massimi al crescere di u*, anzi i valori più elevati corrispondono al range con u*= 0÷0,5 m/s. I massimi notturni sono, spesso, sotto soglia critica di u*, dal cui criterio sarebbero stati esclusi, come dati a rischio sottostima; mentre per u*< 0.5 m/s troviamo i valori più alti di $R_{max\text{-}n}$. La divisione in classi di temperatura, spiega la distribuzione dei valori di R_{max_n}: sotto i 5°C ci sono i valori più bassi di $R_{max\text{-}n}$ (come atteso); tuttavia il range T-air = 5÷15°C (278÷288°K) mostra un ampio range di $R_{max\text{-}n}$.
La figura n. 4.34 descrive l'andamento di $R_{max\text{-}n}$ rispetto alla temperatura, per diversi criteri di divisione in classi; appare che:

- $R_{max\text{-}n}$ cresce rispetto alla temperatura in modo evidente (anche i valori minimi di $R_{max\text{-}n}$);
- i dati corrispondenti ai valori di u*<0.2 m/s sono distribuiti uniformemente lungo le temperature, e non si associano sistematicamente ai minimi di $R_{max\text{-}n}$ in quella classe di T-air;
- molti dati di $R_{max\text{-}n}$ corrispondono ad f_NDI>0, quindi condizioni poco stazionarie con prevalenza di f_st su fc: questi dati sono spesso quelli con più alto valore di $R_{max\text{-}n}$ rispetto alla classe di T-air;
- i valori elevati per $R_{max\text{-}n}$ e f_NDI non corrispondono a valori di IstNDI >1÷3 (allarme large eddies), che invece sono lungo l'andamento della relazione funzionale.

  In alternativa all'uso di IstNDI, valori critici di $R_{max\text{-}n}$, per rischio large eddies, sono stati anche selezionati per range di parametri (f_st; f_ratio, grd_CO_2) e mostrati rispetto ad u (fig. 4.33): tra questi un solo valore è sembrato molto alto (26 µmoli/m^2·s), ed è stato rimosso dal calcolo della relazione funzionale; sarebbe stato comunque segnalato con valore di IstNDI>3 tra i valori più alti (freccia celeste nei due grafici).*
- anche le classi di grad_CO2 sono regolarmente distribuite.

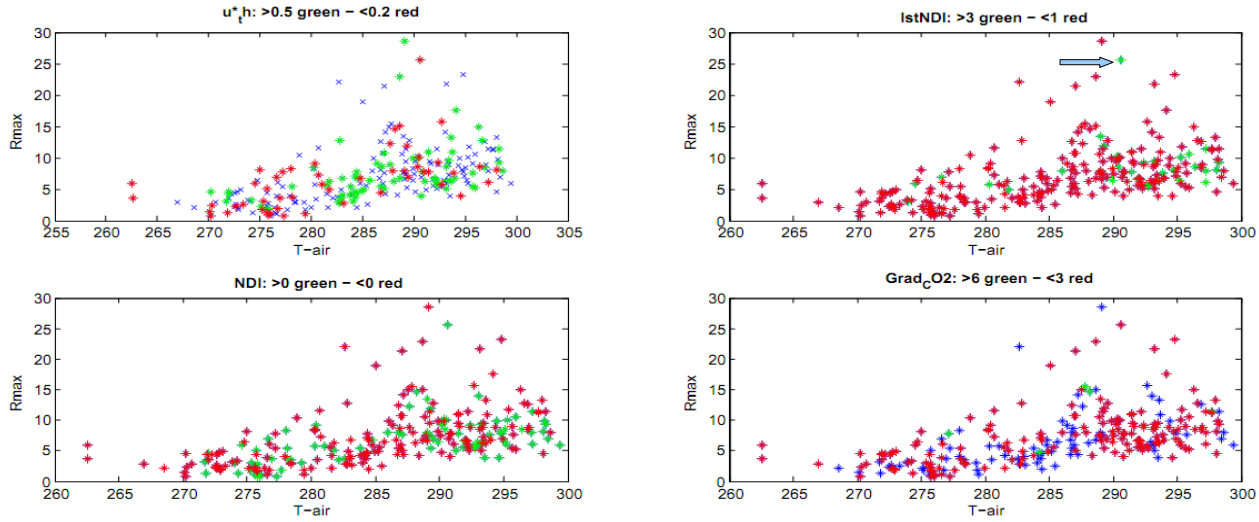


Fig. 4.34 Rmax vs T-air ;selezione per classi di: u; f_NDI; IstNDI; grad_ CO_2*

$R_{max\text{-}n}$ mostra una sufficiente correlazione con T-air (*r* =0.49; *r* =0.64 per Ln($R_{max\text{-}n}$)) - tab. 4.3.

Questa correlazione, seppur senza filtro u*, è significativamente migliore di quella tra T-air e tutti i valori di R_N, con filtro u*>0.35 (*r*= 0.31; *r* =0.38 per Ln(R_N)).

Si è analizzata più nel dettaglio il quadro delle condizioni e delle componenti di flusso, che caratterizzano $R_{max\text{-}n}$, essendo questa misura, stata presa come stima più accurata (rispetto alle misure di R_N con filtro u*) per rappresentare la respirazione.

Di seguito, se non specificato altrimenti, i parametri f_st, fc, u*, f_NDI e grad_CO_2 saranno quelli relativi alla mezzora di $R_{max\text{-}n}$.

La figura n. 4.35 mostra che:

- $R_{max\text{-}n}$ non è correlato con f_NDI, quindi: ne con la composizione di f_st e fc: ne con le condizioni di turbolenza;
- f_st è correlato positivamente con f_NDI: f_st tende a crescere al prevalere su fc, a dimostrazione che la stima di R_N è dovuta al compensarsi delle due componenti. Viceversa per i dati complessivi di R_N, f_st mostrava ampio range e poca correlazione con f_NDI, questi casi erano indicatori di processi di avvezione che competevano con l'accumulo sotto canopy della **CO_2**, in assenza di fc significativo;
- anche l'andamento di f_st col grad_CO_2, mostra una chiara distinzione dei valori nelle due classi di f_NDI; ma il grad_CO_2 non mostra chiara correlazione ne con f_st, ne con u*. La maggior parte dei dati è nel ristretto range di grad_CO_2 = 0÷5 ppm: ciò indicherebbe una scarsa stratificazione dell'accumulo di CO_2, in relazione alla frequentemente rimozione per avvezione. Gli eventi di $R_{max\text{-}n}$ sarebbero i picchi, anche di qualità della stima di R_N quando il prevalere di f_st, accumula la CO_2 per poco tempo;
- Il calcolo del gradiente, seppur ha mostrato valori mediamente bassi, è stato significativo

nella corretta stima di f_st; con evidente miglioramento delle relazioni funzionali (tab. 4.3).

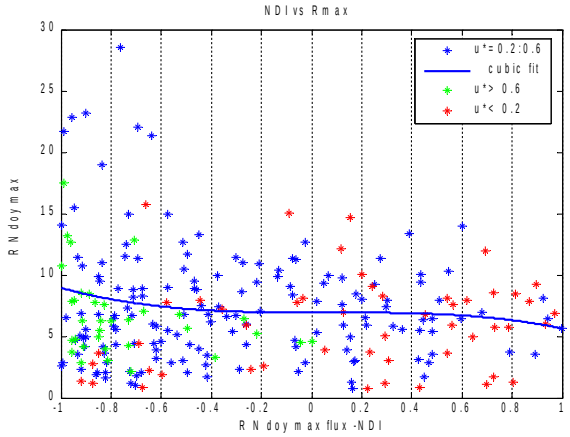


Fig. 4.35 Rmax vs f_NDI

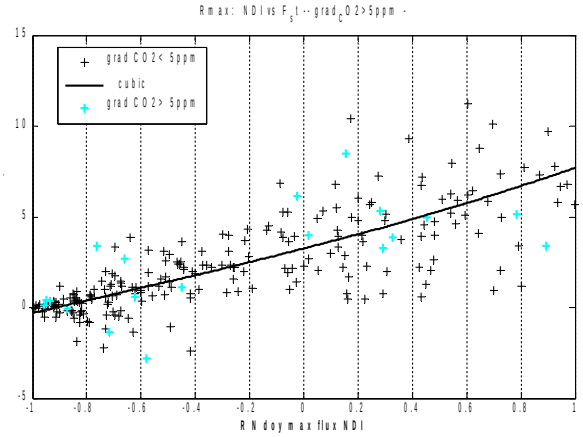


Fig. 4.36 f_st vs f_NDI

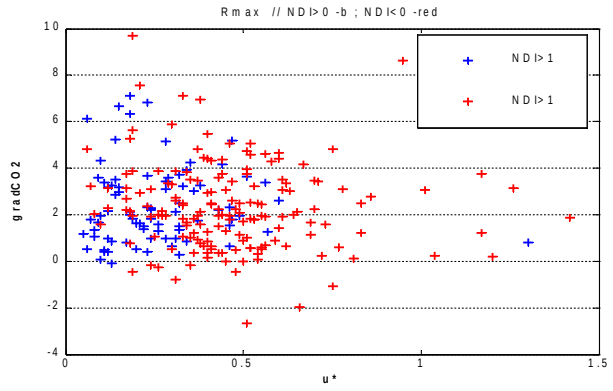


*Fig. 4.37 -Rmax) grad_CO_2 vs u**

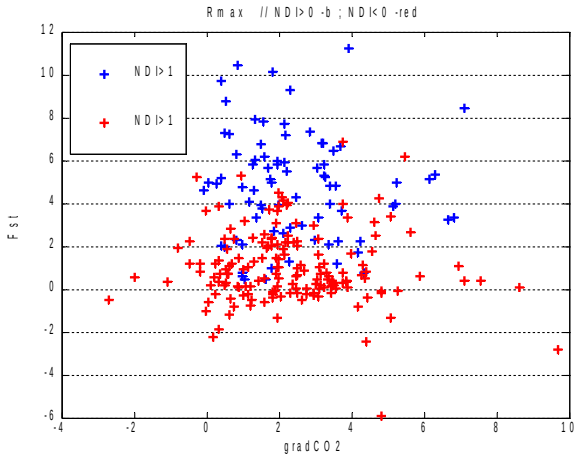


*Fig.4.38 -Rmax) f_st vs grad_* ***CO_2***

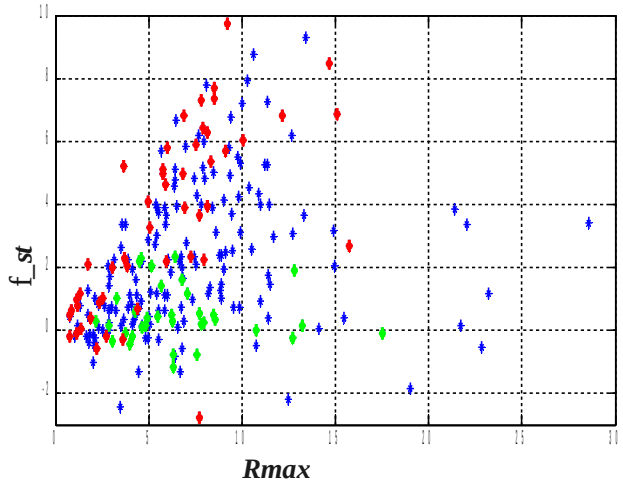


Fig.:4.39 -Rmax) f_st vs Rmax

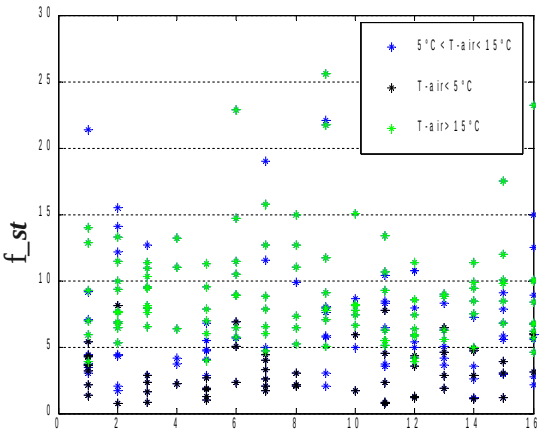


Fig. 4.40 Rmax vs n-esima mezzora dalle 21pm

Il calcolo accurato, con gradiente, di f_st, ha corretto le stime R_N, ma l'effetto è evidente nella

stima di $R_{max\text{-}n}$ (fig. 4.39), dove in condizioni di bassa turbolenza (u*<0.2m/s), f_st cresce in modo lineare rispetto ad $R_{max\text{-}n}$; con u* a valori intermedi, spesso f_st è significativo nella stima di R_{maxn}. Questo andamento di f_st conferma le considerazioni fatte rispetto al parametro f_NDI, ed individua il parametro **f_st come determinante per avere buone stime di $R_{max\text{-}n}$**. Se f_st non fosse accurato, si sarebbero avute stime poco accurate di un gran numero di dati $R_{max\text{-}n}$, sia di quelli rigettati dal criterio u*-soglia, sia di quelli con u* intermedia, rendendo poco valido questo metodo alternativo qui proposto di stimare R_N atteso da $R_{max\text{-}n}$.

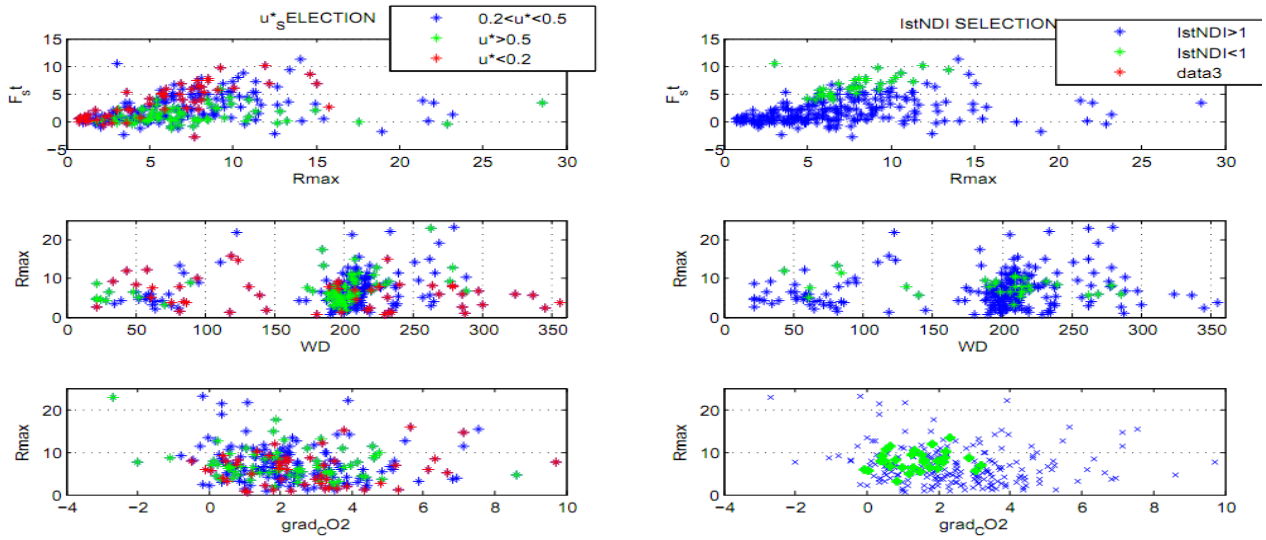


Fig. 4.41 confronto R_max; f_st; wd; grad_CO_2

Le figg. 4.41 mostra IstNDI >1 solo per valori di f_st >5µmoli/m^2s, che comunque non corrispondono ai valori di $R_{max\text{-}n}$, lontani dalla linea di tendenza della relazione funzionale con T-air. Rispetto alla footprint, i dati di $R_{max\text{-}n}$ sono più concentrarti attorno alla direzione prevalente di 200°, dove si concentrano anche i dati corrispondenti ad u*> 0.5 m/s; mentre quelli corrispondenti ad u*<0.2 m/s sono distribuiti lungo tutte le wd, ma mostrano mediamente valori di $R_{max\text{-}n}$ simili a quelli con u*>0.2 m/s.

L'eliminazione dei valori di $R_{max\text{-}n}$ con u* <0.2 m/s eliminerebbe i dati di respirazione rappresentativi di varie zone della fotprint, con valori che non appaiono sotto-stimati.

Riguardo alla momento della notte in cui si ritrova la $R_{max\text{-}n}$, la figura n.4.40 mostra una distribuzione uniforme tra le diverse mezzore successive (21.00pm - 5.00am) della notte, e valori coerenti con le classi di temperatura: quindi **non è stato ritrovato un periodo della notte con più probabilità di $R_{max\text{-}n}$.**

4.2.6 Stima della respirazione attesa dal valore massimo notturno

Per identificare il valore atteso di R_N, si sono analizzate diverse relazioni funzionali, che hanno comunque riportato buona significatività (p << 0.01; tab. n. 4.2); tra queste la regressione tra Ln(R_{max-n}) su T-air, ha riportatola miglior correlazione (r = 0.64), nel caso di filtro per u* > 0.2 m/s ed NDI < 0.5, eliminando così i dati in condizione di peggiore turbolenza misurata e troppo sbilanciati nella componente di f_st.

Dalla figura n. 4.42, si evince che:

- i dati con valori di Ln(R_{max-n}) più bassi, corrispondono spesso a quelli con u* <0.2 m/s, ma questi sono posizionati nelle temperature più basse quando altri fattori possono intervenire nel ridurre il tasso di respirazione dell'ecosistema, come lo stadio fenologico ed eco-fisiologico.
- gli altri dati con u* <0.2 m/s sono invece ben distribuiti lungo la banda principale descritta dai dati; anzi spesso corrispondono ai valori più alti di Ln(R_{max-n}) rispetto alle classi di T-air;
- i dati di Ln(R_{max-n}) senza filtro u*, hanno sempre una buona correlazione (r =0.61), quindi appena inferiore a quella filtrata per u* (la riduzione di r è dovuta essenzialmente ai soli valori bassi di Ln(R_{max-n}) per le basse temperature: il filtro u* quindi non introduce differenze importanti nella relazione funzionale).

Inoltre il coefficiente r della relazione diretta tra R_{max-n} e T-air, ha riportato valori di r =0.47-0.49.

La relazione su tutti i dati (con u* >0.35) tra R_N e T-air, e quella tra Ln(R_N) e T-air mostrano valori di r rispettivamente di 0.31 e 0.38, quindi sempre di significativamente inferiori a quelli tra R_{max-n} e T-air. Oltre al differente grado di correlazione, tutte le relazioni di R_N versus T-air, hanno anche mostrato coefficienti angolari (***a***) molto più piccoli di quelli ritrovati usando i dati R_{max-n}: nel caso lineare (R_N su T-air) *a* = 0.129; mentre per i dati R_{max-n}, a = 0.283 (tab. 4.2).

Usando la relazione funzionale coi dati R_N, il valore atteso cresce molto meno in proporzione a T-air, rispetto all'uso dei dati R_{max-n}; ne risultano valori attesi di R_N, molto differenti per le temperature più alte.

Si consideri inoltre che:

- la selezione dei soli dati R_{max-n} che superano sia il filtro u*> 0.5 m/s, sia il filtro IstNDI < 1, elimina i dati troppo alti o bassi rispetto alla retta di best-fit; ma oltre a ridurre notevolmente i dati, restituisce una relazione funzionale meno inclinata con variazioni inferiori di R_N rispetto a T-air (*a* = 0.42 con selezione; a = 0.50 tutti i dati);
- le linea di best-fit lineare o quadratica mostrano andamenti sovrapposti.

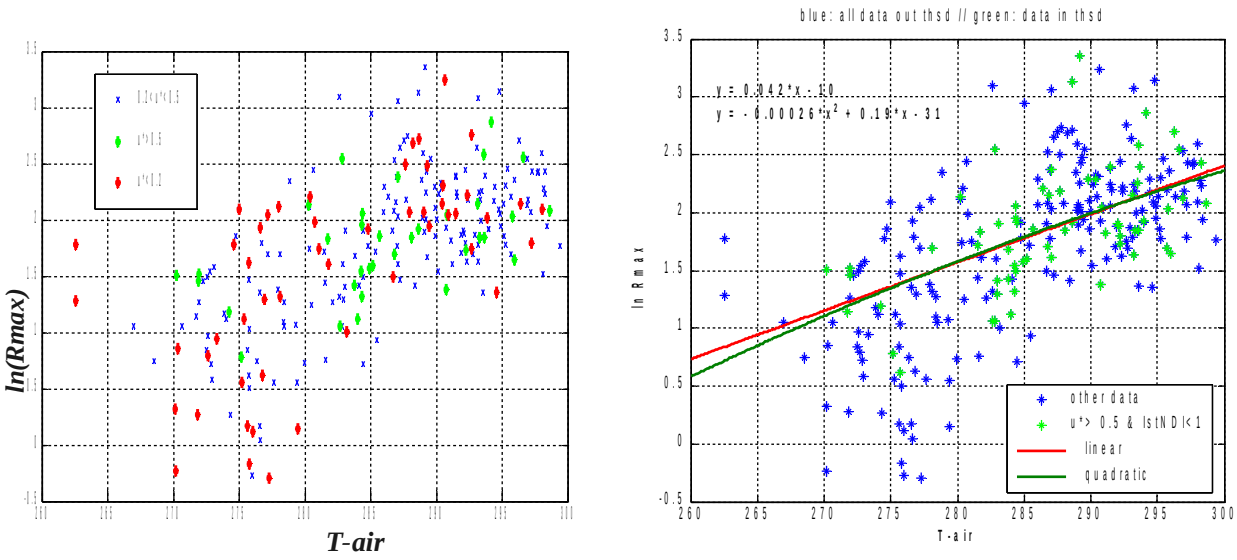


Fig. 4.42 ln(Rmax) vs T-air

L'effetto dell'uso dei diversi tipi di relazioni funzionali ha mostrato (fig. 4.43), valori attesi di R_N più alti nel caso di regressione quadratica di Ln(R_{max}) versus T-air, specie per valori di R_N superiori ai 10 µmoli/m^2s; rispetto alla relazione lineare tra R_{max} e T-air.

Il rapporto Ln(R_{max}) / T-air: i valori più bassi sono associati a quelli di f_st (fig. n.4.44). Quindi valori di f_st significativi (associati alle condizioni meno stazionarie con accumulo di **CO_2**) corrispondono ad una migliore correlazione di R_{max} versus T-air, indicando buona qualità di stime in condizioni non stazionarie e spesso legate a bassa turbolenza.

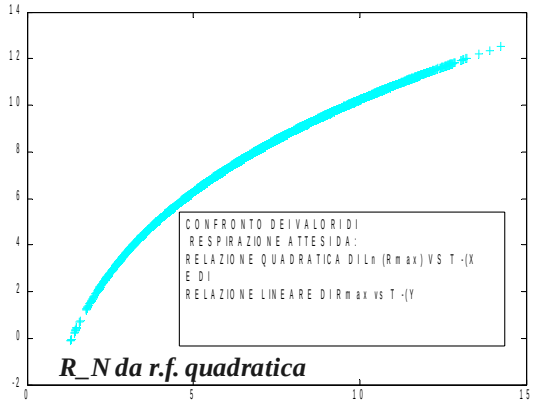


Fig. 4.43 confronto tra Rmax atteso da 2 rel.f.

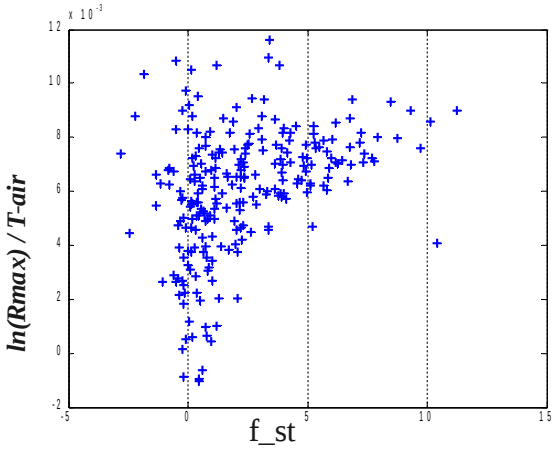


Fig. 4.44 ln(Rmax)/T-air vs f_st

La simulazione delle relazioni funzionali, con diversi metodi (figg. 4.45 - 4.46), appare che:

- le relazioni ricavate con R_{max}, rispetto a quelle ricavate da R_N (filtrate per u*): danno sempre valori attesi di R_N maggiori in modo importante, al crescere di T-air; a 25°C la differenza è già di oltre il 80% nel caso lineare, e del 50 % in quello semi-logaritmico;
- i filtri dati operati sui dati R_{max} non cambiano, in modo importante, l'andamento delle relazioni; che si incontrano per T-air prossima ai 25°C. I dati filtrati danno valori

leggermente superiori per T-air inferiore ai 25°C e viceversa.

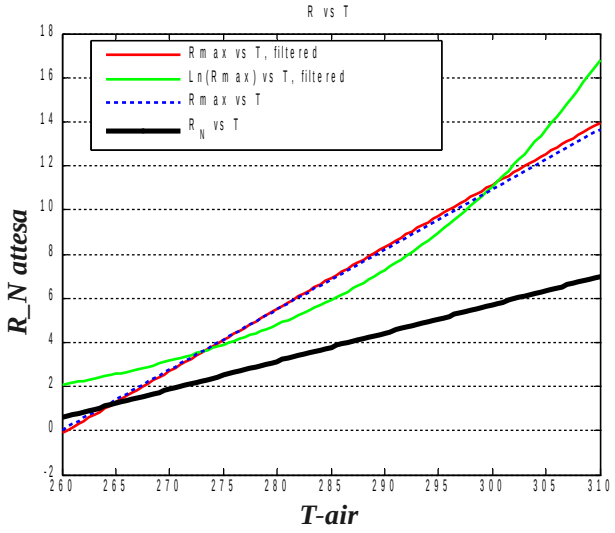


Fig. 4.45 Rmax vs T-air :relazioni funzionali

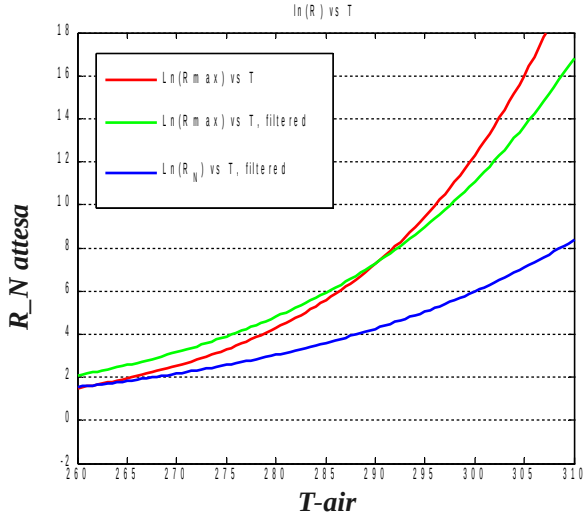
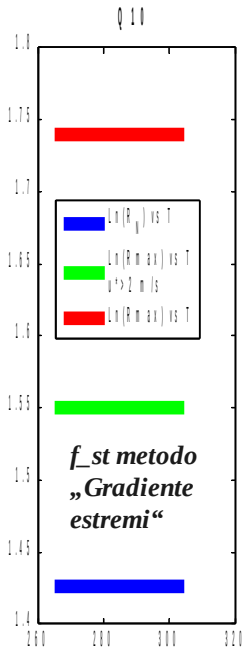
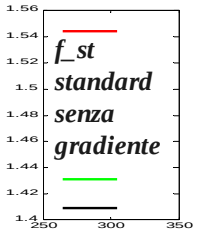


Fig. 4.46 ln(Rmax) vs T-air :relazioni funzionali

La scelta del tipo e dei dati di origine della relazione funzionale, quindi modifica notevolmente il valore atteso di R_N e le stime di bilancio di CO_2 dell'ecosistema.

Anche la stima del Q10, dalla relazioni funzionali, porta delle differenze significative: con la scelta di R_{max}, senza soglia u*, si hanno i valori di Q10 più elevati, con il valore di circa1.7, rispetto ad Q10 = 1.4 per la relazione con tutti i dati di R_N, filtrati per u* >0.5 m/s.





tipo di correlazione	r	p	a	b
Rmax vs T	0.47	6.23E-015	0.265	-68.36
Ln(Rmax) vs T	0.61	7.85E-026	0.051	-12.64
Rmax vs T -selezione u*>0.35 & NDI<0.5	0.49	2.31E-009	0.283	-73.63
Ln(Rmax) vs T -sel: u*>0.35 & NDI<0.5	0.64	1.10E-016	0.050	-12.35
R_N vs T	0.31	1.21E-032	0.129	-32.73
ln(R_N) vs T u* >0.5 m/s	0.38	6.49E-050	0.035	-8.84

Tab. 4.2 ***coeff. Corr. Usando f_st con "Gradiente Estemi***

tipo di correlazione	r	p	a	b
Rmax vs T	0.405	0.000	0.21	-52.78
Ln(Rmax) vs T	0.529	0.000	0.04	-10.1
Rmax vs T -selezione u*>0.35 & NDI<0.5	0.316	0.007	0.19	-48.3
Ln(Rmax) vs T -sel: u*>0.35 & NDI<0.5	0.454	0.000	0.03	-8.03
R_N vs T	0.220	0.000	0.08	-20.09
lnR_NvsT u* >0.5 m/s	0.371	0.000	0.03	-8.13

Tab. 4.3: ***coeff. Corr. Usando f_st metodo convenzionale , senza gradinet verticale di CO_2***

4.3 differenze tra valore atteso della respirazione e la stima dal dato eddy

Si è analizzato l'effetto delle diverse relazioni funzionali, rispetto all'analisi delle differenze tra il valore atteso di R_N e quello ricavato dal dato eddy.

Il valore atteso di riferimento per il calcolo di R_N è stato quello restituito dalla relazione funzionale tra $Ln(R_{max})$ e T-air, senza filtri sui dati.

La stessa procedure è stata poi applicata usando la relazione tra $Ln(R_{\_N})$ e T-air, filtrati per u*<0.35 m/s, che sarebbe stata quella indicata dalla procedura convenzionale nel sito in esame.

La distribuzione di queste differenze dovrebbero validare o meno il criterio u*, nelle diverse condizioni micro-meteorologiche e tra i settori della footprint.

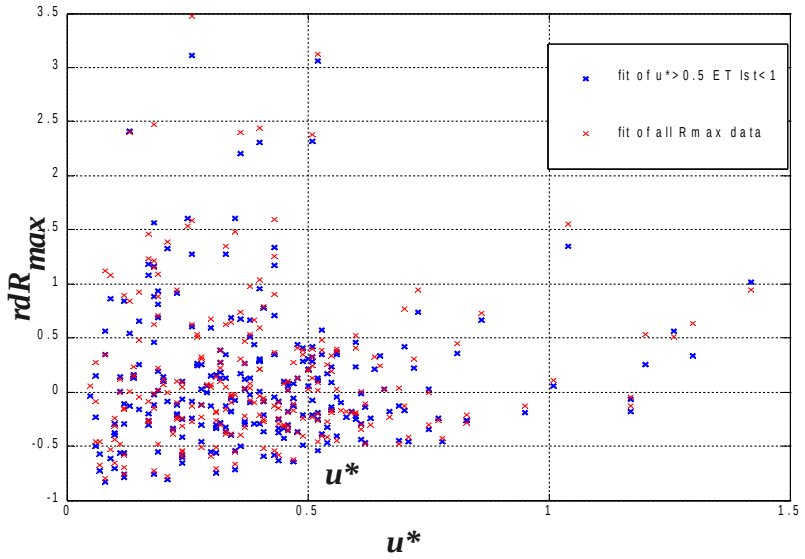


*Fig. 4.47 r**dR**$_{max}$: differenze relative sui valori di Rmax vs u**

4.3.1 analisi della *differenze, rispetto al valore atteso (respirazione massima notturna)*

Le ***differenze*** dei soli dati corrispondenti ad R_{max} sono state calcolate (usando la relaz. funzionale basata su R_{max}) come:

$\boldsymbol{rdR_{max}} = R_{max} - R_{max}(atteso) / R_{max}(atteso)$ *differenza relativa;*

$\boldsymbol{dR_{max}} = R_{max} - R_{max}(atteso)$ *differenza assoluta;*

L'andamento delle ***differenze*** ha riportato una distribuzione uniforme tra valori superiori ed inferiori allo zero, rispettivamente indice di sopra o sotto stima di R_{max}: la maggior parte dei valori è raggruppata in modo uniforme nel range 0<u*<0.5 m/s, specie per i valori più alti di sopra-stima. L'applicazione della ***relazione funzionale (RF***) con soglia u* ha dato rdR_{max} simili (fig. n. 4.47).

La maggior parte dei dati rientra nelle ***soglie critiche di differenza,*** i cui limiti sono stati definiti sia

in termini assoluti (rdR_{max} = ±3 µmoli/m^2s) che relativi (dR_{max} = ±0.5).

I valori più elevati di ***dR_{max}*** si ritrova spesso nel settore Est della footprint, ma per condizioni intermedie di turbolenza; mentre le sotto-stime si ritrovano nella wd prevalente (fig. n. 4.48).

L'indice mostra valori IstNDI > 1, per dati di solito ritenuti di buona stima (in verde); tranne per pochi dati di sopra-stima, che sarebbero quelli affetti dai large eddies.

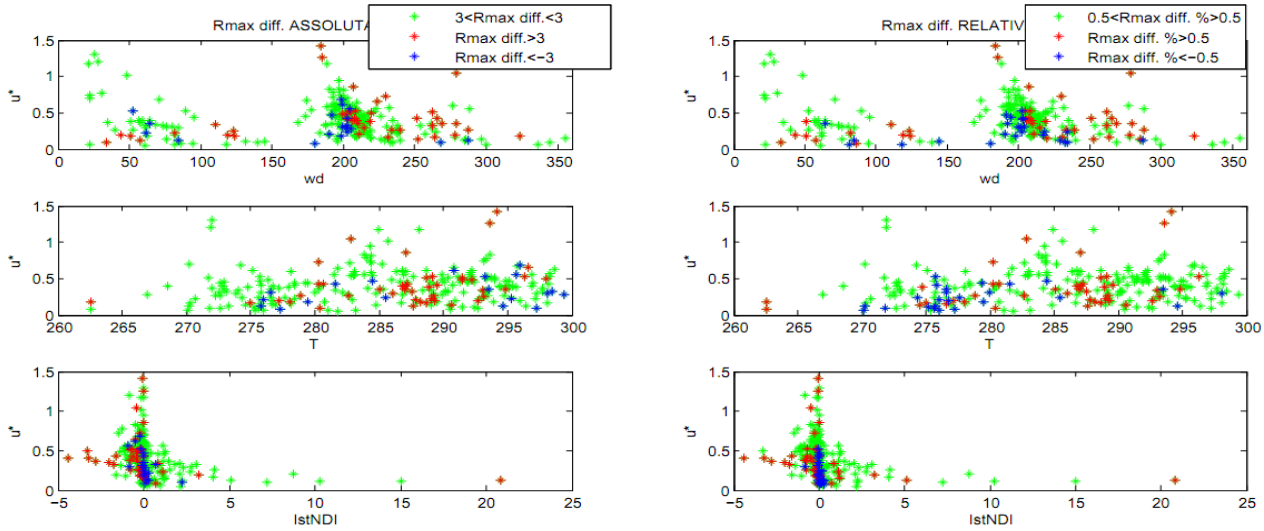


fig.: 4.48 dati di rdR_{max} e dRmax: confronto tra: IstNDI; u, T-air; wd*

IstNDI<1 presenta le sopra-stime in condizioni prevalenti turbolente, che farebbero escludere i large eddies. Tutte le sottostime, riportano IstNDI prossimo al valore zero ed u* <0.5 m/s, indicando processi di avvezione frequenti, probabilmente nelle notti costantemente calme quando il processo del drainage flow agisce in tutta la finestra notturna.

4.3.2 Analisi della differenze, rispetto al valore atteso, della respirazione notturna

Le *differenze relative*, ***Rdiff***. delle stime semi-orarie di respirazione dell'ecosistema, rispetto al valore atteso (di seguito richiamate come: ***differenze***):

Rdiff. *= R_N – R_N(atteso) / R_N(atteso)* *differenza relativa;*

hanno registrato <u>frequenti ed importanti sottostime, differenziate nelle diverse footprint (Tab. 4.4).</u>

<u>Il valore atteso di R_N, quando non specificato altrimenti, è quello ricavato dalla relazione funzionale tra T-air e ln(Rmax).</u>

Nel totale dei dati, il 77% aveva valori di R_N inferiori di almeno il 30% del valore atteso (il 62% per differenze negative di oltre 3 µmoli/m^2s).

L'area della footprint nel <u>settore 230:300°</u> (SW- W-NW, con circa il 15 % dei dati), come <u>azimut dalla torre</u>, ha indicato <u>la minor sotto-stima di R_N,</u> che è stata mediamente inferiore del 30% rispetto all'atteso (fig. n. 4.49). L'esame visivo delle immagini di copertura del suolo (immagini 4.1

e 4.2), indicano che quest'area è più densamente boscata: rendendo necessario discriminare tra due cause possibili della minor sotto-stima di R_N: una più alta respirazione dell'ecosistema e/o una minore incidenza dei processi di avvezione.

A tal proposito è bene accennare che le differenze vanno sempre riferite ad un valore atteso di R_N, ricavato dalla relazione funzionale di tutti i dati ritenuti idonei, ma distribuiti in modo differenziale, per frequenza, nella footprint. La distribuzione prevalente dei dati utilizzati per il calcolo della R_N attesa (oltre 80%) provengono dalla footprint della direzione prevalente del vento. Calcoli non mostrati, dimostrano che la relazione funzionale per il calcolo della R_N attesa, utilizzando soli i dati con vento nella direzione prevalente, danno valori attesi di R_N non significativamente differenti.

Se ne deduce che i confronti da qui esposti, rispetto alla R_N attesa, possono essere intesi come ***differenze con le stime di R_N attesa nella footprint del vento sinottico, in condizioni di turbolenza con u* >0.5 m/s***.

LIMITE rdR_{max}	probabilità		metodo
	>	<	
0.30	0.04	**0.77**	Rmax-relation
0.5	0.03	**0.59**	Rmax-relation
0.30	0.18	0.50	RN-relation
0.5	0.13	0.37	RN-relation

LIMITE dR_{max} μ moli/m^2·s	probabilità		metodo
	>	<	
3	0.03	**0.62**	Rmax-relation
5	0.02	**0.29**	Rmax-relation
3	0.22	0.08	RN-relation
5	0.07	0.04	RN-relation

Tab. 4.4 Incidenza delle differenze assolute e relative, rispetto ai limiti soglia-differenza

Altri settori hanno indicato sottostime molto variabili tra il 50 ed il 90% della R_N misurata. Tuttavia molti dei settori con forte sottostima media, erano tra quelli con scarsa frequenza di dati, e/o avevano una scarsa correlazione dei valori di R_N con la Temperatura (fig. n. 4.50).

In queste aree della footprint, l'indicazione di sotto-stima andrebbe meglio valutata, alla luce di eventuali altre cause ne ecologiche e ne di avvezione, che danno questi effetti sul database.

Non è da escludere che la bassa frequenza dei dati o il contesto fluidodinamico della footprint

(anche in condizioni turbolente), porti ad un errore già a livello di misura del flusso turbolento, come rappresentativo della footprint.

Questi settori critici per interpretazione del dato eddy, sono: quelli verso N; e quelli posizionati a circa 100-150° (ESE-SE) in corrispondenza del *canale-vallone*, da dove l'aria proveniente potrebbe non essere in stato stazionario (per i flussi turbolenti di CO_2): questo farebbe registrare scarsa correlazione di R_N anche in contesto di buona turbolenza (fig. 4.50). Questa ipotesi consiglia quindi di escludere che le sottostime di R_N dell'ordine del 90% (provenienti dal settore SE canale vallone), siano indicatrici solo di avvezione o di un ecosistema che respira meno CO_2.

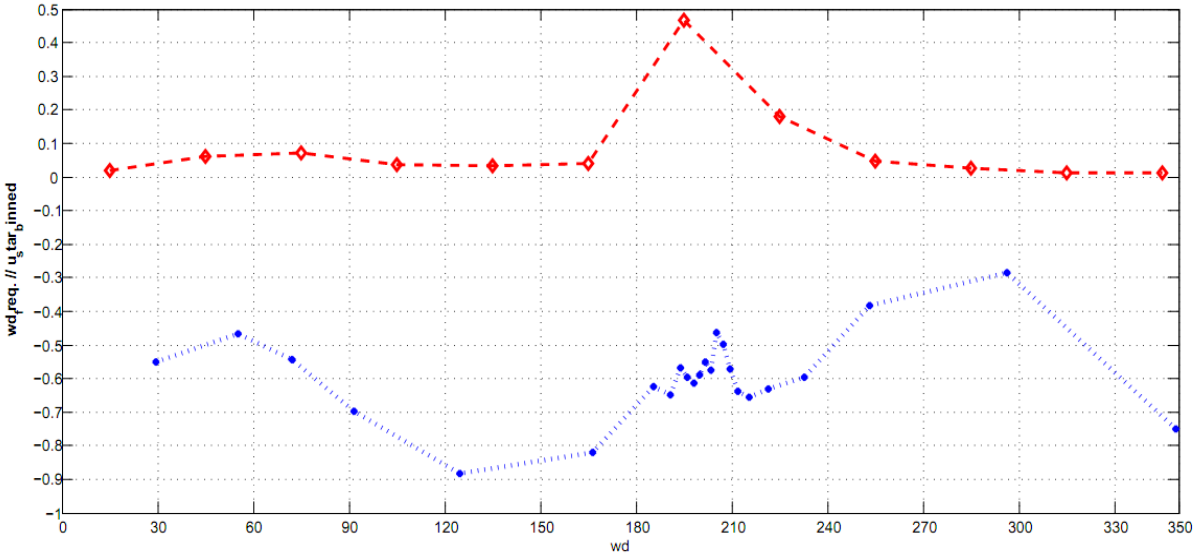


Fig. 4.49 distribuz. delle differenze relative: ***Rdiff vs wd*** *-binned (relazione funzionale da Rmax)*

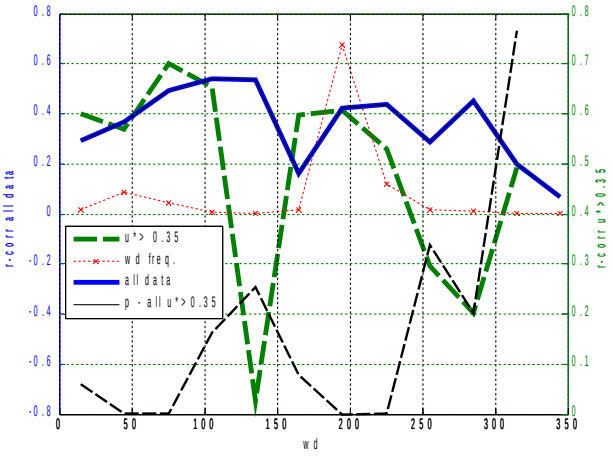


fig. 4.50 ***r****-coeff. regressione vs wd - ln(R_N) vs T-air*

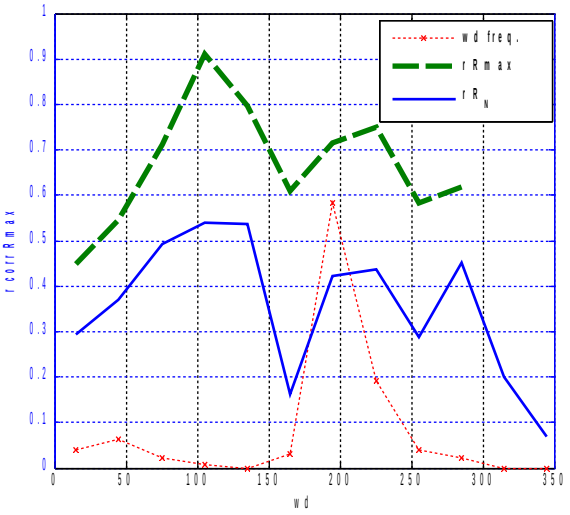


fig. 4.51 ***r****-coeff. regressione vs wd - ln(R_N) vs T-air et ln(Rmax) vs T*

Le figure 4.50 e 4.51 mostrano i coefficienti di correlazione, nei soli dati riferiti alle specifiche footprint. Emerge:

- *un forte calo di correlazione proprio per i settori critici suddetti (N e SE), specie senza filtro u* per le relazioni basate su R_N;*
- *andamento simile tra le relazioni basate su R_N e su $R_{max,}$ con quest'ultima che restituisce una migliore correlazione (fig. 4.51) in tutte le footprint.*

*Questa analisi (**r** versus **wd**) conferma di usare le relazioni basate su $R_{max,}$ anche per una migliore tenuta tra le footprint.*

Rilevanza assume la **sottostima media del 55%** (fig. 4.49) **della R_N nel settore 180:210° (vento sinottico prevalente;** circa 70% dei dati), con una buona correlazione dei dati (R_N vs T-air).

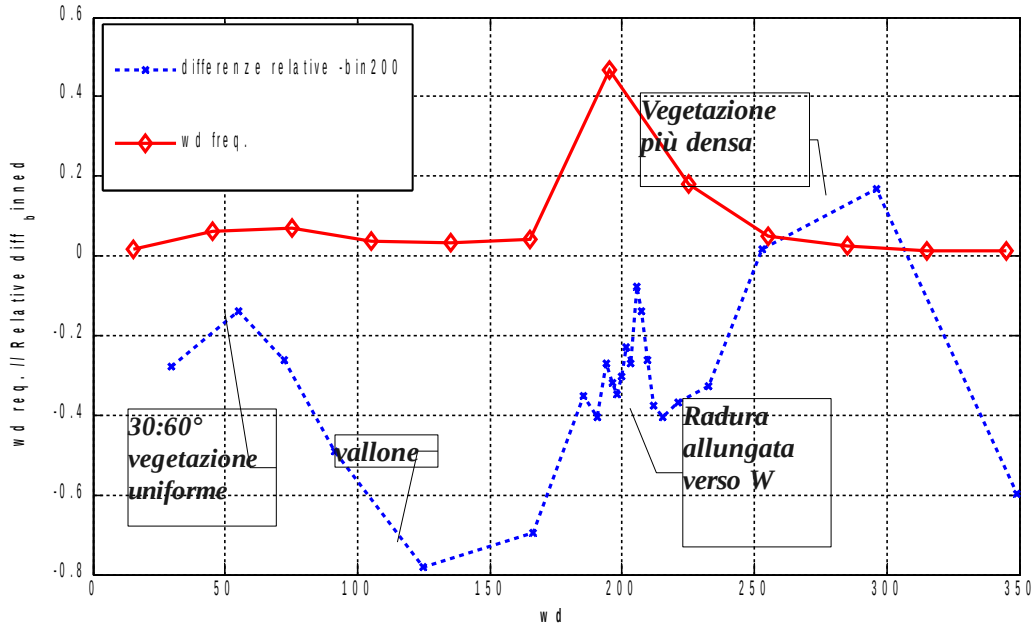


*Fig. 4.52 distribuz. delle differenze relative: **rdR_N** vs wd -binned*
rel. funz. da R_N (u> 0.5 m/s)*

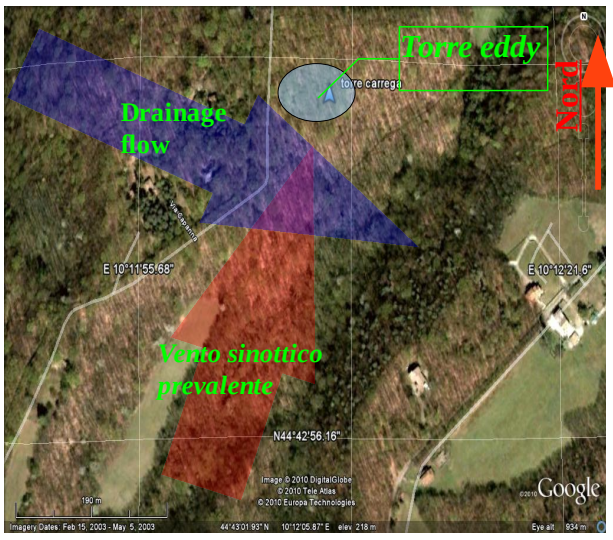


IMMAGINE 4.1

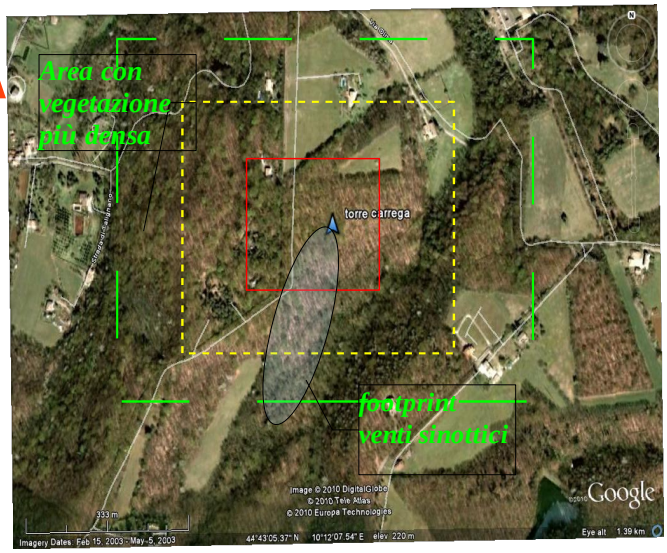


IMMAGINE 4.2

avvicina alla torre progredendo verso Nord nel raggio della torre, fino ad inglobare

In questa area della footprint, il contesto topografico e di copertura vegetale, indicano un settore stretto ma uniforme, che potrebbe essere quindi preso per rappresentativo della parte prevalente dell'ecosistema che presenta simili caratteristiche (immagini 4.1 e 4.2).

Nello steso modo del calcolo di *Rdiff*, utilizzando la RF su R_N, si sono calcolate le differenze ***rdR_N e dR_N*** (relative ed assolute), su tutti i dati R_N prima analizzati (fig. n. 4.52).

La distribuzione delle differenze mostra una forma sovrapponibile (figg. 4.49 e 4.52) tra le differenze ottenute dalle due RF, ma la linea di riferimento (l'asse ***x***) del valore atteso, spostata verso l'alto di circa il 30% nel caso di RF su R_{max}. Quindi l'utilizzo di un tipo di RF rispetto all'altra non dovrebbe essere dipendente da condizioni specifiche di settori della footprint; l'entità delle differenze tuttavia cambierebbe di circa il 30% in modo generalizzato.

L'inquadramento spaziale della torre è rilevabile dalla immagine sopra, dove si nota in particolare:

- nel I quadrante (partendo da N in senso orario), ritroviamo diverse radure ma il settore tra 30 e 60° appare uniforme per vegetazione nel raggio di 400 metri dalla torre EC;
- in direzione SW si ritrova il ***canale-vallone***, a circa 200 metri, con vegetazione che comunque appare densa;
- una ***radura stretta ed allungata***, a circa 400metri, con wd =210:220°, che dovrebbe essere prevalentemente fuori dalla fooprint, ma influire sulla R_N in condizioni di bassa turbolenza (con footprint più ampia e lunga);
- l'area individuata dalla wd = 190:320° mostra visivamente, copertura del suolo e struttura ecologica mediamente uniforme attorno alla torre, nonché topografia regolare con una discreta (5-10 %) pendenza verso Sud (dati topografici di campo, vedi fig. 3.1);
- nel IV quadrante la vegetazione appare più densa e questa parte “più verde” si avvicina alla torre progredendo verso Nord nel raggio della torre, fino ad inglobare la torre stessa.

Analizzando più dettagliatamente la fig. 4.52, quella che si avrebbe col metodo standard del gap-filling; dall'inquadramento spaziale, si evidenzia che:

- nel II settore (90:180°) la footprint più varia (per struttura della vegetazione, copertura del suolo e topografia) corrisponde con valori medi del 80% di sottostima di R_N. La footprint specifica corrisponde proprio al canale-vallone, verso il quale avviene molto probabilmente il trasporto per avvezione di CO_2, con disaccoppiamento del vento sotto canopy, che andrebbe in direzione opposta a quello sopra canpy. Infatti in questa direzione abbiamo oltre il 60% di dati con u* sotto soglia-critica, indicando lo scenario di vento sotto canopy

che si muove in direzione opposta, trasportando per avvezione la CO_2 respirata;

- il settore 30:60°, quello più uniforme in prossimità della torre, nel I quadrante, riporta le migliori stime nel quadrante. Sotto-stime medie del 15%, corrispondono a dati eddy con il 32 % di probabilità di avere u*<0.2 m/s, ma oltre il 40 % per condizioni intermedie di turbolenza: ipotizzabile è comunque l'effetto (15 % di sottostima) dell'avvezione;
- valori del 10-20% di sottostima media si ritrovano in corrispondenza della wd prevalente, che corrisponde alla differenza tra la media di tutti i dati di R_N e quelli con u*> 0.5 m/s;
- il vicino settore SE-E-NE invece riporta sovra-stime medie del 20%, che aumentano procedendo verso N, fino a 300°;
- il ristretto settore attorno ai 210° corrispondente alla lunga e stretta radura oltre i 400 metri dalla torre: in corrispondenza di questa direzione, si evidenzia un picco intermedio negativo, del 40 % di sotto-stima.

L'inquadramento spaziale è ben coerente con le differenze di stima rilevate:

** il settore SE-E-NE mostra sopra-stima crescente al crescere dell'intensità (visiva) della vegetazione (nel raggio della torre) ruotando la wd verso N, nel range 220:300°. Questo andamento è coerente con una parte dell'ecosistema che è più attivo per eco-fisiologia, e quindi respira maggiormente, del 20%, rispetto al resto attorno alla torre (per meglio dire: rispetto all'ecosistema nella footprint con wd prevalente). Rimane da valutare l'effetto concomitante dell'avvezione;*

** la stretta radura a wd =210° è "sentita" come sotto-stima importante (40%), che si differenzia con picco intermedio dall'andamento prevalente crescente, di r* $\boldsymbol{dR_{n\text{-}bin}}$ *nel range 180:320°.*

** ruotando in senso anti-orario, l'allontanamento dalla valle migliora velocemente la stima di R_N: si passa dal 80% (valle-canale) al 15% di sotto-stima in corrispondenza della wd prevalente; con riduzione altrettanto ampia della probabilità di condizioni di bassa turbolenza.*

Concentrando l'analisi nel settore 180:320°, si ha una bassa frequenza (<20%) di dati con u*< 0.2 m/s nello stretto range del vento prevalente sinottico (180°-210°); la frequenza di dati con u*<0.2 m/s sale gradualmente ad oltre il 70% per wd = 320°.

Abbiamo, in questa area uniforme (180°-320°) il non-atteso fenomeno di disaccoppiamento tra frequenza delle condizioni di stabilità (u* sotto soglia critica) e sottostima media di R_N:

- settore 180:200°): sotto-stime (-15:20 %) significative con bassa frequenza di u* sotto soglia critica (ma alta frequenza - 60% -per u* intermedia);
- settore 250:300°): sovra-stime significative (+15:20 %) con alta frequenza di u* sotto soglia critica (ma bassa frequenza - 20% - per u* intermedia) ;
- settore 300:330°): sotto-stime importanti (-60:70%) con alta frequenza di u* sotto soglia critica (> 80%);

Una interpretazione plausibile di questo fenomeno è il diverso regime dei venti e del conseguente stato fluidodinamico caratteristico, con effetti differenti sulla qualità del dato eddy:

- **in presenza di venti sinottici la u* misurata sopra canopy (oltre il 60% con valori intermedi), non sarebbe rappresentativa di processi di avvezione che agiscono sotto canopy.** I venti sinottici scorrono infatti a scala regionale, in modo indipendente dalla topografia e dalla copertura vegetale locale, nello spazio in cui questi venti sono liberi di agire. **I venti catabatici limitati sotto canopy,** agirebbe lungo la linea di pendenza prevalente da NE a SW, sottraendo per avvezione la CO_2 respirata dall'ecosistema, e trasportandola verso il canale-vallone;
- nel settore 250:300°, nonostante la frequenza relativamente più alta di u* < 0.2m/s: nella media si hanno buone stime della respirazione (sufficienti a percepire questa parte dell'ecosistema come più attivo per respirazione). Il vento catabatico, azionato dalla dinamica locale, agirebbe sia sopra che sotto canopy, lungo il versante. L'avvezione avverrebbe comunque, ma solo con u*<0.2 m/s, e non per condizioni intermedie (0.2<u*<0.6 m/s). **Non essendo nella direzione del vento sinottico, u* indicherebbe le effettive condizioni legate al vento catabatico, lungo il versante; e la misura sopra canopy di u* sarebbe rappresentativa di quella sotto canopy.**

E' quindi ipotizzabile che l'ecosistema, nel settore 250:300°, sia ancor più attivo del 20% registrato dalla sovra-stima media, che sarebbe ridotta per difetto dalle condizioni di avvezione a bassa turbolenza. Tuttavia il diverso grado di copertura potrebbe condizionare e limitare il meccanismo di avvezione sotto-canopy a favore dell' accumulo: il f_st darebbe così buone stime di R_N anche in condizioni di vento catabatico.

Si è quindi analizzata la corrispondenza tra gli eventi di stabilità atmosferica misurata (u* sotto soglia) e gli eventi di una differenza significativa tra R_N misurata ed attesa.
La figura 4.53 (a) mostra la distribuzione degli eventi critici con |rdR_N|>0.3: nel settore 200:300° vi è bassa presenza di questi eventi critici ma la maggior incidenza assoluta delle condizioni a bassa differenza (|rdR_N|<0.3); seppure il 60% dei dati corrisponda ad u* < 0.2 m/s.
La **probabilità concatenata** (di avere un evento critico di sotto o sopra stima, in condizioni di stabilità atmosferica - u*<0.35 -) dimostra che solo il 50% circa dei dati del settore 250:330° ha dei "difetti" importanti di stima nel caso di stabilità atmosferica (fig. 4.53 -b); mentre altri settori, come quello relativo al vento sinottico, hanno probabilità concatenate superiore all'80%.
Riassumendo, nei diversi settori della footprint, gli eventi di "difetto" di stima di R_N (*differenze*) sono legati in modo diverso a quelli di stabilità misurata sopra canopy: l'analisi di

incidenze e probabilità concatenate è coerente con le ipotesi, sopra esposte, sugli scenari fluidodinamici differenziati per i venti sinottici e per quelli catabatici.

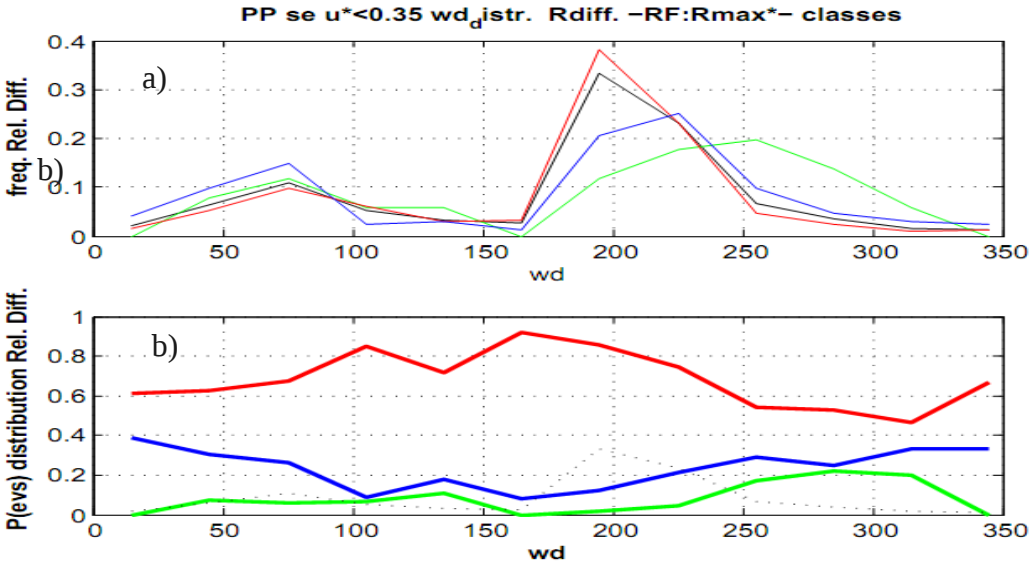


*Fig.: 4.53 a) distr. Frequenza eventi con |r**dR**$_n$|>0.3;*
*b**) Prob. Concatenata:** Prob. |rdR$_n$|>0.3 se u* < 0.35 m/s.*

Gli effetti dei diversi scenari fluidodinamici nel database, sono visibili nella figura 4.54:
dove il miglioramento delle stime (rispetto alla fig. 4.49 relativa a tutti i dati) mostra diversa sensibilità alla variazione di u*.

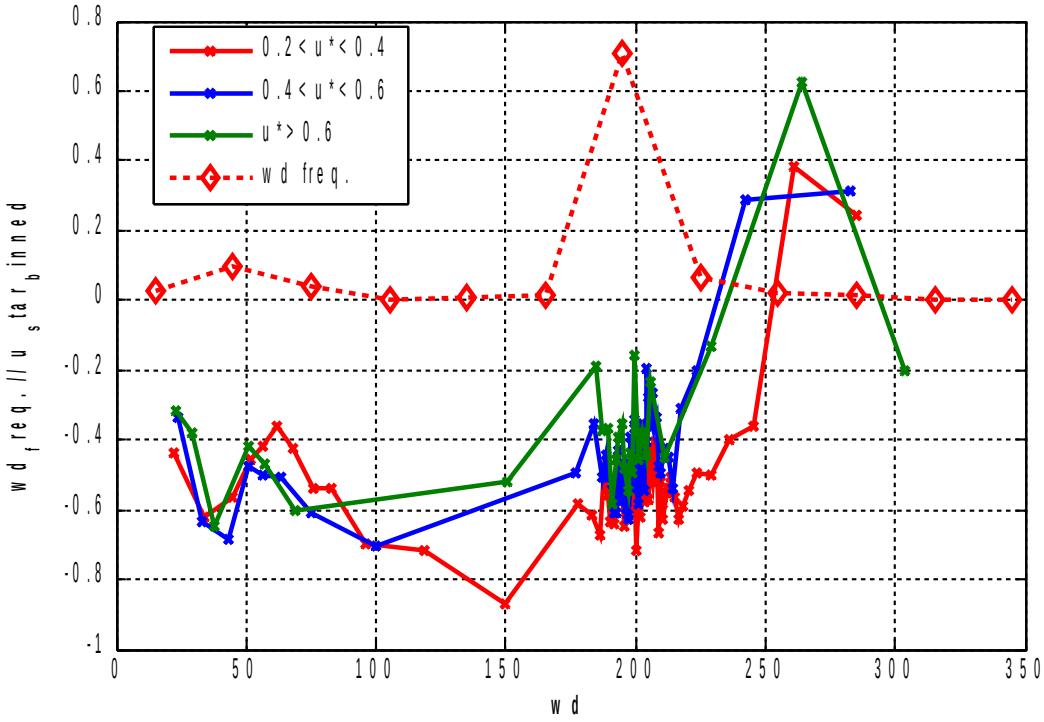


*fig. 5.54 distribuz. delle differenze relative: **Rdiff** vs wd -binned- per classi di u* da rel. Funz. da Rmax*

La fig. 4.54 mostra la distribuzione delle *differenze medie* per dati divisi in classi di u* sopra soglia critica: quindi dati ritenuti sempre di migliore "*qualità turbolenta*" al crescere di u*.

L'analisi della figura 4.54 conferma l'ipotesi della **maggior tasso di respirazione (+40% circa) della parte Est dell'ecosistema** (250-300°) rispetto a quella della footprint dei venti prevalenti. Si nota infatti che:

- per la footprint nella direzione lungo il versante (250:300°), già livelli di u*> 0.2 m/s fanno salire del 60% la stima media di R_N (da -30% -fig 4.49- a +30% - fig. 4.54-).
  Coerentemente con lo scenario dei venti catabatici che agiscono accoppiati sopra e sotto canopy, solo per bassi livelli di turbolenza. Il **60 % di sotto-stima (sull'insieme dei dati) appare l'effetto base del drainage flow**;
- nella footprint dei venti sinottici (ed in quella opposta) allungate lungo le isoipse, la sensibilità alla soglia u* è bassa: per u* >0.6 m/s si mantiene una differenza media del 45% (rispetto al 55% sul totale dati -fig. 4.49). Le sottostime significative nella maggior parte dei dati, sono collegabili al *decoupling* tra le condizioni di turbolenza sopra e sotto canopy, dovute alla struttura dei venti sinottici che scorrendo sopra canopy, permette ai venti catabatici di scorrere sotto, lungo il versante, con relativi effetti di avvezione sulla CO_2.

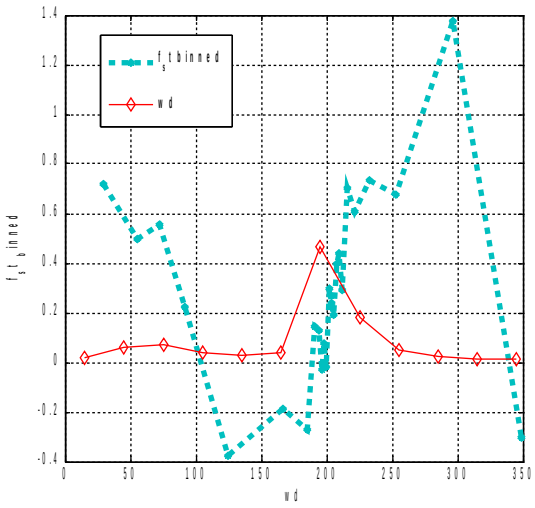


fig. 4.55 distribuzione di f-st-bin

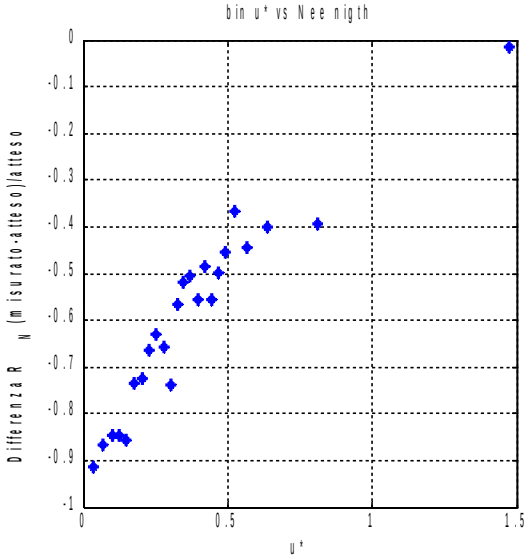


fig. 4.56 distribuzione di f-st-bin

La figura 4.56 mostra che comunque il parametro u* rimane, in media, correlato al livello di qualità della stima di R_N: il livello u* = 0.5m/s si conferma come valore soglia. Comunque rimane una sotto stima media del 40% (tutti i dati) anche per u* sopra soglia critica, spiegabile dai fenomeni di decoupling tra sopra e sotto canopy e dai diversi scenari di moto catabatico.

Il flusso di storage sembra infatti avere un ruolo fondamentale nel determinare la qualità della stima

di R_N, e nell'indicare i differenti scenari del moto catabatico nelle due footprint, disposte rispettivamente parallele o perpendicolari al versante (fig. 4.55): valori di f_st medio significativamente superiori corrispondono ai settori con migliore stima della R_N, anche per dati con u* di classe intermedia.

Ciò spiegherebbe la maggior incidenza, lungo il versante, dei processi di accumulo sotto canopy che compensano l'inefficienza dei flussi turbolenti in assenza o limitata avvezione. Questo fenomeno spiegherebbe, già con u* a valori medi (0.2 ÷ 0.4 m/s), stime di buona qualità di R_N, per la sola footprint "di monte" con alti livelli di f_st medio (dipendente anche dalla diversa copertura del suolo).

La figura 4.57 (b) mostra chiaramente il miglioramento generale delle stime al crescere di f_st medio; questo andamento è visibile anche nell'insieme dei dati (fig 4.57 -a): i valori estremi negativi (per bassi valori di u*) indicano forte sottostima, probabilmente dovute all'erosione dell'accumulo sotto canopy ad opera dell'avvezione.

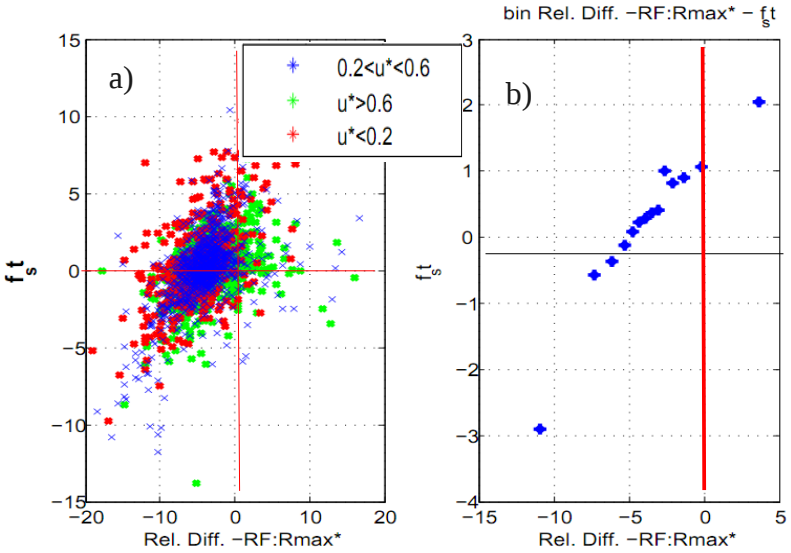


fig. 4.57: f_st vs rdR_N
-dati su Rmax correlation

Si noti infine la procedura convenzionale (applicando il solo criterio di u* soglia critica), avrebbe dato una sottostima generalizzata di R_N per circa il 30% (fig. 4.56); ma con maggior impatto per i dati più frequenti (footprint relativa ai venti sinottici prevalenti). Inoltre le differenze di tasso di respirazione, tra i settori dell'ecosistema (figg. 4.49 e 4.54), sarebbero state sopra valutate, non tenendo conto anche del *difetto di stima* effettivo rispetto ad un valore atteso indipendente (R_{max}).

5 CONCLUSIONI

L'obbiettivo sintetico principale era la valutazione della qualità delle stime eco-fisiologiche derivate dalla tecnica eddy-covariance. Si è inteso ricercare una qualità “intrinseca”, in quanto basata sulla coerenza (e sull'interpretazione) della distribuzione dei valori di flusso e delle variabili micro-meteorologiche, nel database eddy; per poi confrontare questa qualità del dato eddy rispetto all'analisi degli scenari di processo fisici ed ecologici possibili. Una qualità intrinseca, quindi, perché calcolata “nel” database eddy, prima della valutazione sperimentale dei processi e della variabilità (spaziale e/o ecologica) sito-specifica.

Questo modus operandi, di tipo deduttivo e diagnostico, ha permesso anche una valutazione sia sul riscontro delle assunzioni di base richieste dalla tecnica-covariance, sia sulla validità all'uso, sito-specifica, della tecnica, rispetto agli obbiettivi di ricerca posti.
Nel caso del sito in esame, vi sono chiari segnali, nel database, di differenze spaziali della respirazione stimata dell'ecosistema (***R_N).***
La maggior parte di queste differenze sono collegabili all'**avvezione dovuta al meccanismo del drainage flow** lungo il principale versante topografico: quindi queste differenze sarebbero associate ad una scarsa idoneità del dato eddy ad essere usato per la stima effettiva di R_N.

L'utilità dei dati eddy, in questo caso, non perde valore rispetto alla capacità di stimare e monitorare i flussi eco-fisiologici, per soddisfare, quindi, gli obbiettivi di ricerca posti. Tuttavia, l'uso integrativo di questi dati dovrebbe tener conto della “qualità” del dato eddy, e delle procedure correttive.
Nel sito oggetto d'indagine, dall'**analisi della footprint,** in termini di qualità dei dati eddy, è risultato che:

- in alcuni settori della footprint erano presenti significative differenze in termini sia ecologici che spaziali; differenze che erano coerenti con le caratteristiche topografiche ed ecologiche. Per i dati provenienti da queste aree, è possibile elaborare correzioni, per rendere più attendibili le stime di flusso proveniente dai diversi settori dell'ecosistema;
- per altre parti della footprint, i dati eddy non permettono di avere valori attendibili di R_N, cioè coerenti tra valori misurati, loro variabilità ed inquadramento spaziale. Probabilmente perché, in molti casi, il volume di aria in transito al punto di campionamento, non è in stato stazionario; non sarebbero così verificate le assunzioni di base della misura turbolenta, per la quale la misura puntuale rappresenta la stima del flusso proveniente dalla footprint sorgente.

Fatte quindi le dovute correzioni o inferenze, sulla base dell'analisi di qualità proposta, sarebbero utilizzabili solo i dati eddy provenienti da certe zone della footprint (o con certe condizioni meteorologiche), escludendo i dati che altrimenti introdurrebbero eccessiva variabilità (rumore).

Nell'analisi effettuata, sono stati utilizzati due metodi per la determinazione del valore atteso di R_N; la loro effettiva esattezza potrebbe essere molto dipendente dalle caratteristiche dl sito.
Nella trattazione di cui sotto, se non specificato, si intenderà per valore atteso di R_N, quello ricavato dalla relazione tra il logaritmo di R_{max} e la Temperatura (***rf-R_max***); questa relazione funzionale ha dato un miglior coefficiente di regressione e valori più coerenti con altri parametri rilevati nell'ecosistema studiato.
La relazione funzionale (totale dei dati con u*>0.5 m/s) tra il logaritmo di R_N e la temperatura (***rf-R_N***), avendo lo stesso andamento della *rf-R_max* nelle diverse aree della footprint, può essere usata per confronto tra queste.
La relazione rf-R_N risulta centrata sul valore medio di R_N ad una data temperatura e quindi, equi-distribuisce le differenze di stima, tra valori medi positivi e negativi: dal confronto con la relazione *rf-R_max,* ne risulta una R_N attesa sistematicamente più bassa. Questo andamento di *rf-R_N* è comunque verificato nel database di Carrega, dove la maggior parte dei dati (quelli della footprint relativa ai venti sinottici) è poco sensibile al criterio soglia-u*.

5.1 Variabilità spaziale della qualità dei dati eddy, avvezione ed eterogeneità ecologica

L'analisi dei dati ha rilevato una forte e significativa variabilità spaziale della distribuzione dei dati "anomali" rispetto ai valori attesi. I valori attesi sono stati calcolati a priori ipotizzando uno scenario spaziale di uniformità ecologica ed assenza di processi di trasporto per avvezione.
Le ***differenze (in percentuale)*** delle stime semi-orarie di respirazione dell'ecosistema, rispetto al valore atteso (di seguito definite ***differenze***) hanno registrato frequenti ed importanti sottostime, differenziate nelle diverse aree della footprint complessiva.
Nel totale dei dati, il 77% aveva valori di R_N inferiori di almeno il 30% rispetto al valore atteso (il 62% per differenze negative - sottostime - di oltre 3 μmoli/m^2s).
L'area della footprint nel settore 230° - 300° (SW- W-NW, dalla quale proviene circa il 15 % dei dati) ha riportato la minor sotto-stima di R_N (mediamente del 30% rispetto all'atteso). L'esame delle immagini aeree di copertura del suolo nel sito studiato, indicano che quest'area è più densamente boscata, rendendo necessario valutare se una minor sotto-stima sia indicativa di minor effetto o incidenza dei processi di avvezione della CO_2 e/o indice di una più intensa attività biologica.

Le differenze vanno sempre riferite ad un valore atteso di R_N, ricavato dalla relazione funzionale di tutti i dati ritenuti idonei che però, va ricordato, hanno diversa distribuzione di frequenza nella footprint. A tal proposito è bene accennare che i dati utilizzati per il calcolo della R_N attesa provengono per oltre l'80% dalla footprint prevalente (venti sinottici). Calcoli non mostrati, dimostrano che la relazione funzionale per il calcolo della R_N attesa, utilizzando soli i dati nella direzione prevalente, danno valori attesi di R_N non significativamente differenti. Se ne deduce che i confronti da qui esposti, rispetto alla R_N attesa, possono essere intesi come ***confronti con le stime di R_N attesa nella footprint del vento sinottico****.*

Altri settori della footprint hanno indicato sottostime molto variabili tra il 50 ed il 90% della R_N misurata. Tuttavia molti dei settori con forte sottostima media, erano tra quelli con scarsa frequenza di dati, e/o avevano una scarsa correlazione dei valori di R_N con la Temperatura.

In queste aree della footprint, l'indicazione di sotto-stima andrebbe meglio valutata, alla luce di eventuali altre cause oltre a quelle ecologiche o di avvezione, che danno questi effetti sul database. Non è da escludere che la bassa frequenza dei dati o il contesto fluidodinamico della footprint (anche in condizioni turbolente), porti ad un errore già a livello di misura del flusso turbolento, come rappresentativo della footprint. Questi settori critici per interpretazione del dato eddy, sono: quelli verso N; e quelli posizionati a 100:150° (ESE-SE) in corrispondenza del canale-vallone, da dove l'aria proveniente potrebbe non essere in stato stazionario (questo potrebbe spiegare la scarsa correlazione di R_N con i classici parametri meteorologici anche in contesto di buona turbolenza). Questa ipotesi consiglia quindi di escludere che le sottostime di R_N dell'ordine del 90% (provenienti dal settore SE canale vallone), siano indicatrici solo di avvezione o di un ecosistema che respira meno CO_2, essendo la vegetazione localizzata in un contesto topografico critico.

Alta rilevanza assume la **sottostima media del 55% della R_N nel settore 180:210°, quella dei venti sinottici prevalenti** (70% dei dati), dove troviamo una buona correlazione dei dati (R_N vs T-air), specie per valori di turbolenza con u* > 0.6 m/s. In questa area della footprint, il contesto topografico e di copertura vegetale, indicano un settore stretto ma uniforme, che potrebbe essere quindi preso per rappresentativo della parte prevalente dell'ecosistema che presenta caratteristiche simili.

Il valore atteso ricavato dalla rf-R_N, indicherebbe invece una sottostima del 20%: riferibile alla differenza tra la media di tutti i dati (R_N) e quella riferita ai dati con u* > 0.5 m/s (in questa stretta footprint).

A questo punto, si è cercato di differenziare tra le cause delle *differenze*, tenendo conto che:

- le differenze, limitate ai dati in condizioni di buona turbolenza, dovrebbe approssimarsi alle

sole differenze ecologiche, ed eliminare quelle causate da avvezione;

- le sottostime dovute all'avvezione, possono avere diversa sensibilità alle condizioni di turbolenza, con rispettivi livelli critici di u*, a seconda della specifica footprint. Ciò sarebbe dovuto alle diverse interazioni tra topografia, struttura della canopy e regime dei venti.

Si è trattato l'argomento in termini di sottostime causate dall'avvezione, ma questo solo in riferimento all'area studiata. Il metodo qui proposto, di carattere generale, sarebbe anche applicabile per le sopra-stime, in condizioni di bassa turbolenza e di avvezione negativa, come nei plateau o fondi valle dove potrebbe accumularsi la CO_2 respirata non in loco.

Dall'analisi effettuata (figg. n. 4.49 e 4.54 - Cap. Risultati), le footprint allineate lungo la direttrice del versante (130° e 280°) hanno mostrato un innalzamento significativo delle stime di R_N, al crescere delle condizioni di turbolenza, a livelli medi (u*> 0.6 m/s). Questo andamento può essere messo in relazione con l'effetto del rimescolamento della colonna d'aria e quindi la migliore capacità del sistema EC di captare un flusso di CO_2 rappresentativo della R_N.
Viceversa, le footprint circa parallelamente alle isoipse (centrate nelle direzioni 10° e 190°), non hanno mostrato importante modifica delle “differenze” al crescere della turbolenza a livelli intermedi: ciò può essere indicativo di un disaccoppiamento tra sopra e sotto canopy, sia per la direzione del vento e sia per le condizioni di turbolenza.
Tale assunto dell'instaurarsi di scenari di disaccoppiamento, deriva dal considerare che:

- essendo segnalato l'effetto del drainage flow per le footprint direzionate lungo versante: nelle stesso versante e per condizioni di bassa turbolenza, ci si aspetterebbe che il drainage flow debba comunque avvenire sotto canopy, quando si verificano i venti sinottici (circa perpendicolari al versante);
- la struttura del vento sinottico agisce per gradienti di pressione ad ampia scala ed è quindi disaccoppiato dai gradienti di pressione locali, dovuti a raffreddamento differenziato dell'aria (monte versus valle) e al relativo movimento catabatico. Così il vento sinottico scorrerebbe sopra canopy senza modificare il drainage flow sottostante, fino a livelli di turbolenza anche medi; in particolare nel caso di copertura della canopy intensa e di forti gradienti catabatici. Nel sito in esame, la presenza di un canale-vallone a valle del pendio, fa propendere per questa ipotesi di forte gradiente catabatico, con scorrimento dell'aria verso valle ed successiva rimozione per incanalamento;
- è stata rilevata una importante sottostima media di R_N (del 40 ÷ 50 %) per la footprint del vento sinottico, anche per livelli medi di turbolenza. La vegetazione relativa a questo settore della footprint non appare molto diversa da quella del contesto; ne risulterebbe una R_N

mediamente sottostimata rispetto ai valori più rappresentativi della stessa footprint.

Nella footprint di SW e NW, le stime di R_N sarebbero attendibili già per valori intermedi di turbolenza (u* > 0.2 m/s); stime attendibili indicherebbero quest'area dell'ecosistema caratterizzata da una respirazione maggiore di circa il 50% rispetto alla ***media*** (pesata per il 70% sulla footprint dei venti sinottici).

Per la footprint proveniente dal canale-vallone, la sistematica sotto-stima di R_N rimane di difficile interpretazione, dovuta alle ipotesi di non stazionarietà turbolenta del vento proveniente da questa direzione.

Riassumendo, per il sito di Carrega, l'interpretazione della distribuzione dei dati di stima della R_N, permette di delineare i seguenti scenari:

1. L'avvezione agirebbe in modo uniforme nell'insieme delle footprint, ma gli effetti sulle stime della R_N sarebbero notevolmente diverse a seconda del grado specifico di turbolenza. Nelle footprint con asse centrale direzionato lungo il versante, le stime sarebbero attendibili già con valori di u*> 0.2 m/s; mentre nella footprint relative al vento sinottico, i valori di R_N si manterrebbero sotto stimati di circa il 40-50%, fino a quando le condizioni di media-alta turbolenza non riescono a rimescolare l'aria sotto canopy, che di notte sperimenta un forte gradiente catabatico di pressione.
2. Il settore dell'ecosistema posizionato a SW-NW rispetto alla torre, avrebbe un tasso di respirazione di circa il 50% superiore a quello medio dell'ecosistema, rappresentato dalla footprint del vento sinottico.

La derivazione di queste inferenze è stata possibile almeno per i settori coperti da un numero significativo di dati. Le differenze rilevate sono basate solo sui dati acquisiti (nessun gap filling), e con qualità di misura media o elevata (secondo gli indici convenzionali: Foken et al. 1996).

Nel sito in esame non sono state riscontrate condizioni particolari (meteo, stagione) nella distribuzione dei dati mancanti e quindi le differenze rilevate possono essere considerate rappresentative della distribuzione effettiva delle diverse condizioni micro-meteorologiche. Anche rispetto alla direzione del vento (wd), i dati mancanti hanno una simile distribuzione di frequenza rispetto ai dati misurati.

5.2 La respirazione massima notturna come estimatore

L'analisi precedente (distribuzione spaziale delle differenze), dava già indicazioni di una scarsa sensibilità delle stime di R_N all'aumentare del livello di turbolenza misurata al punto di misura eddy, in particolare per la footprint del vento sinottico (oltre il 70 % dei dati).

Una relazione funzionale sui dati di R_N potrebbe propagare la sottostima del valore atteso, anche con filtro u* con soglia elevata (0.5 m/s, soglia dei dati della ***rf-R_N***).
Gli scenari (e gli effetti sulle stime) del drainage flow erano evidenti nella footprint con vento catabatico (SW-NE), nelle quali vi era evidente sensibilità ad u* delle stime di R_N. In questa area della footprint le differenze medie di R_N cambiavano del 60% all'aumentare della turbolenza, ad indicare in questo livello (-60%) l'effetto medio di sottostima dovuto al drainage flow.
La sottostima media nella footprint prevalente è simile a questo valore, cioè il 50% (il 60 % per u* < 0.2 m/s): ad indicare ***un effetto base di sottostima*** simile nello stesso versante; ma in condizioni fluidodinamiche differenti che necessitano differenti livelli di u* per avere buone stime di R_N .

Inoltre, alcuni autori (Van Gorsel et al. 2007) hanno riportato scenari simili, sulla base di evidenze sperimentali (misura diretta dell'avvezione) e hanno suggerito di usare la respirazione massima dell'ecosistema nelle fase della "*early evening*", in corrispondenza dell'aumento dello storage, la cui misura integrava la perdita del flusso turbolento, prima dell'innesco dell'avvezione verso valle.
Un'analisi simile dei dati del sito Carrega non ha tuttavia evidenziato tale massimo, ma viceversa una forte oscillazione, nella notte, dei valori di R_N, fra l'altro in modo non correlato con le variazioni di temperatura.
I massimi di respirazione notturna (R_N) delle singole notti, definiti $R_{max\text{-}n}$ sono invece risultati ben correlati con la temperatura, con un coefficienti di regressione *r* con valori superiori a 0.8, proprio per i dati relativi alle footprint posizionate tra 180° e 300° di azimut dalla torre: quindi corrispondenti ai settori che indicavano, nell'analisi prima esposta, presenza di avvezione.
L'analisi della composizione dei flussi di $R_{max\text{-}n}$ ha dimostrato che il valore era indipendente da u* ed in particolare dalla combinazione di valori di fc (flusso turbolento) e f_st (flusso di storage). Al contrario, la stessa analisi, effettuata su tutti i dati di R_N (non solo i massimi), evidenziava differenze di stima correlate negativamente con f_st (in condizioni di bassa e media turbolenza).
Le più alte sottostime di R_N si verificano quando la parte della respirazione che finisce nel processo di storage (accumulo sotto canopy) non viene poi "emessa" dal meccanismo turbolento (e quindi non viene misurata dal punto eddy): successivamente questo accumulo veniva ridotto dall'ipotesi plausibile dell'avvezione verso valle (f_st negativo in condizioni di bassa turbolenza). Questo andamento rispetto ad f_st non si è riscontrato per il parametro $R_{max\text{-}n}$, che è apparso il valore di migliore qualità, per la stima di R_N rispetto alla temperatura.
Nelle singole notti, il valore $R_{max\text{-}n}$ si verificherebbe al momento in cui è valida l'eq. 4, quando l'accumulo prevalente nello storage o il flusso turbolento (o la loro somma) permettevano una stima rappresentativa della R_N, in assenza o con limitati effetti del drainage flow (avvezione).

Questa dinamica di assenza del drainage flow, appare molto fluttuante nella notte, e non determinabile come nel caso descritto del "*early evening*" (Van Goersel et al. 2007) ed il momento in cui si verifica R_{max_n} è variabile lungo le notti.

Per tenere in conto i rischi di valori di R_{max-n} sovrastimati, si è proceduto ad una modifica del calcolo dello storage e del flusso di storage, con un metodo di calcolo definito "Gradiente Estremi" sperimentato in questo studio. Allo stesso tempo si è ricercato un indice, denominato IstNDI (u* indipendente), che indichi il rischio del fenomeno dei *large eddies*, nella sovrastima di R_{max-n}. Questo indice si basa sulla combinazione del valori di f_st, gradiente verticale di CO_2 e combinazione relativa di f_st ed fc (*f_NDI* - vedi cap. Risultati): indice che dovrebbe comunque essere tarato sullo specifico database, essendo i rapporti, tra queste grandezze, sito dipendenti.

Le relazioni funzionali ricavate con i dati R_{max-n} o con i dati R_N (u* < 0.5 m/s) avevano un andamento simile, ma una differenza sistematica del valore atteso di R_N, di circa il 50% rispetto a R_{max-n}.

Anche la stima del Q_{10}[1] delle due relazioni funzionali, ha dato per la relazione rf- R_{max-n} un valore più in linea con gli studi di ecologia forestale (Q10 = 1.55 ÷ 1.75), rispetto al valore stimato dalla relazione rf-R_N (Q10 =1.4 ÷ 1.45).

In generale la relazione con R_{max-n} dava un coefficiente di correlazione sensibilmente migliore nel caso di relazione semi-logaritmica (r = 0.64 per rf-R_{max-n}; r = 0.38 per rf-R_N).

L'insieme di queste considerazioni induce a ritenere che il valore massimo notturno di R_N (R_{max-n}) possa essere una scelta migliore per ricavare le relazioni funzionali e la R_N attesa ed effettuare il relativo gap-filling nel caso di dati con scarsca qualità o mancanti.

5.3 ***Confronto col criterio a soglia critica di u****

Il criterio u* elimina dati in particolari condizioni e/o settori e li sostituisce con stime attese di R_N derivate dagli altri dati; che potrebbero essere, come visto, non rappresentativi della effettiva respirazione dell'ecosistema, ne del settore specifico della footprint.

Nel sito in esame, la relazione funzionale è, in pratica, derivata da dati (oltre l'80%) acquisiti dalla direzione prevalente dei venti (wd) sinottici, che corrisponde alla più bassa probabilità di avere condizioni di bassa turbolenza (misurata al livello del punto di misura eddy).

Nella direzione prevalente della footprint, questa bassa probabilità di avere valori di u* indice di stabilità atmosferica: non corrisponde alla bassa probabilità di avere valori di R_N sotto-stimati (rispetto ad una soglia di differenza, in questo studio definita al livello ±30%).

1 Parametro che descrive l'aumento della respirazione all'incrementare della temperatura: espresso come rapporto tra la respirazione ad una data temperatura rispetto a quella misurata ad temperatura inferiore di 10°C.

Questo andamento è peraltro molto differenti da quello di altri settori della footprint, che hanno alta probabilità che si verifichino eventi con u* sotto soglia, ma che, allo stesso tempo, mostrano differenze sensibili di R_N al crescere del valore misurato di u*: con dati che sono di buona qualità già per u* > 0.2 m/s. In questi settori, ci sono anche indicazioni di differenze nel tasso di respirazione, a parità di temperatura, rispetto ad altre zone della footprint.

In questo sito, quindi, l'applicazione del metodo standard di gap fillling, con criterio soglia u*, porterebbe all'utilizzo generalizzato di dati comunque sottostimati, tipici della footprint prevalente; **con conseguente sotto-stima della respirazione media dell'ecosistema di circa il 30÷40%:**

E' plausibile che siti simili a quello di Carrega, posizionati lungo lievi versanti, con venti sinottici (o frequenti) trasversali alla pendenza, possano sperimentare simili segnali sui dati eddy, e simili scenari fluidodinamici che ne possano interpretare le cause possibili.

Sarebbe in questi casi utile definire **la soglia u* specifica per condizioni e settore della footprint.**

> *Di questo si dovrebbe tener conto anche nei siti in cui vi è una sistematica riduzione dei dati, per certe condizioni, indipendentemente dalla footprint, come nel caso di siti con "buchi" sistematici di dati, più frequenti nelle condizioni associate alla mancanza di alimentazione della strumentazione.*

Per operare un gap filling del sito in esame, e definire una stima realistica del bilancio dell'ecosistema, sulla base delle risultanze fin qui emerse: bisognerebbe prima acquisire informazioni sulla distribuzione spaziale delle tipologie di copertura vegetale, ed applicare relazioni funzionali e correzioni sulle differenze, in modo specifico per le diverse footprint.

Questo studio suggerisce di non fidarsi troppo della attendibilità del criterio della soglia u*, sia per le stime di R_N che per i bilanci. In ogni caso, va segnalato che il criterio u* si è comunque dimostrato un valido descrittore dei comportamenti delle *differenze di stima*, permettendo di discriminare e quantificare gli effetti dei diversi scenari plausibili che hanno effetti sulle *differenze* (avvezione e/o più alto tasso rdi respirazione).

La stessa indicazione comunque sarebbe venuta dall'utilizzare come criterio discriminante delle differenze: o il flusso medio di storage (f_st); o meglio la combinazione di quest'ultimo con il flusso turbolento (f_NDI), avendo in più indicazioni sull'effettivo scenario fluidodinamico in azione sotto canopy.

Il criterio u* verrebbe quindi considerato a posteriori rispetto all'analisi delle differenze, qui applicata. La validazione di un dato eddy dovrebbe quindi avvenire in modo footprint dipendente, verificando prima le differenza rispetto all'atteso e poi derivando la soglia u* specifica della footprint.

6 BIBLIOGRAFIA

Allison L (2007). A long-term record of carbon exchange in a boreal black spruce forest: means, responses to interannual variability, and decadal trends. Global Change Biology 13, 577–590

Aubinet M, Grelle A, Ibrom A, Rannik Ü, Moncrieff J, Foken T, Kowalski AS, Martin PH, Berbigier P, BernhoferCh, Clement R, Elbers J, Granier A, Grünwald T, Morgenstern K, Pilegaard K, Rebmann C, Snijders W, Valentini R, Vesala T (2000). Estimates of the annual netcarbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. Advances in Ecological Research 30: 113-175.

Aubinet M, Heinesch B, Yernaux M (2003). Horizontal and vertical CO2 advection in a sloping forest. Boundary-Layer Meteorology 108: 397-417.

Aubinet M. et al. (2005). Comparing co2 storage and advection conditio night at different carboeuroflux sites. Boundary-Layer Meteorology: 116: 63–94

Baldocchi D, Meyers TD (1988). A Spectral and Lag-correlation Analysis of Turbulence in a Deciduous Forest Canopy. Boundary-Layer Meteorology 45: 31-58.

Baldocchi D (2003). Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. Global Change Biology 9: 479-492.

Baldocchi D, Finnigan JJ, Wilson K, Paw KT, Falge (2000). On measuring net ecosystem carbon exchange over tall vegetation on complex terrain. Boundary-Layer Meteorology 96: 257-291.

Baldocchi D, Valentini R, Running S, Oechel W, Dahlman R (1996). Strategies for measuring and modelling carbon dioxide and water vapour fluxes over terrestrial ecosystem. Global Change Biology 2: 159-168.

Baldocchi DD, Hicks BB, Meyers TD (1988). Measuring biosphere-atmosphere exchange of biologically related gases with micrometeorological methods. Ecology 69: 1331-1340.

Chapin F.S. et al. (2006). Reconciling Carbon-cycle Concepts,Terminology, and Methods. Ecosystems 9: 1041–1050

Finnigan J. (2006). The storage term in eddy flux calculations. Agricultural and Forest Meteorology 136 108–113

Finnigan J. (2005).The footprint concept in complex terrain. Agricultural and Forest Meteorology Vol. 127: 117-129

Foken, T., and S. P. Oncley. (1995). Results of the workshop ‘‘Instrumental and methodical problems of land surface flux measurements.’’ Bulletin of the American Meteorological Society 76:1191–1193.

Foken, T., M. Gockede, M. Mauder, L. Mahrt, B. D. Amiro,and J. W. Munger. 2004. Post-field data quality control.Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurement and analysis. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands

Foken, T., and B. Wichura. (1996). Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. Agricultural and Forest Meteorology 78:83–105.

Foken T (2006). Some aspects of the energy balance closure problem. Atmos. Chem. Phys., 6, 4395–4402.

Foken T. (2008). The energy balance closure problem: an overview. Ecological Applications, 18(6), pp. 1351–1367

de Araujo A. et al. (2010). The spatial variability of CO2 storage and the interpretation of eddy covariance fluxes in central Amazonia. Agricultural and Forest Meteorology 150 226–237

Gockede M, Markkanen T (2006). Update of a footprint-based approach for the characterisation of complex measurement sites. Boundary-Layer Meteorology 118: 635–655

Gockede M, et al.(2008). Quality control of CarboEurope flux data – Part 1: Coupling footprint analyses with flux data quality assessment to evaluate sites in forest ecosystems. Biogeosciences, 5, 433–450

Klaassen W., Sogachev A.(2006). Flux footprint simulation downwind of a forest edge Boundary-Layer Meteorol. 121:459–473

Lasslop G. et. al. (2010). Separation of net ecosystem exchange into assimilation and respiration using a light response curve approach: critical issues and global evaluation.Vol. 16: **187–208**

Law BE, Falge E, Baldocchi DD, Bakwin P, Berbigier P, et al. (2002). Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation. Agricultural and Forest Meteorology 113: 97-120

Lee X. (1998). On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. Agricultural and Forest Meteorology Vol. 39-49

Manca G (2003). Analisi dei flussi di carbonio di una cronosequenza di cerro (Quercus cerris, L.) dell'Italia centrale attraverso la tecnica della correlazione turbolenta. Ph.D. Thesis, University of Tuscia, Viterbo-Italy.

Marino C., Manca G., Scarascia Mugnozza G (2004) .Cambiamenti climatici nel mediterraneo: un caso di studio sul ciclo del carbonio in una pineta della Sila, Calabria. Italian Society of Silviculture and Forest Ecology-Sezione Speciale - Cambiamento climatico e inquinamento: effetti sulle foreste meridionali

Mauder M. et. al. (2006). Processing and quality control of flux data during LITFASS-2003. Boundary-Layer Meteorol.: 121: 67–88

Moffat M. Falge E. et.al. Comprehensive comparison of gap-filling techniques for eddy covariance net carbon fluxes. Agricultural and Forest Meteorology, vol. 147: 209-232

Moncrieff J, Valentini R, Greco S, Seufert G, Ciccioli P (1997a). Trace gas exchange over terrestrial ecosystems: methods and perspectives in micrometeorology. Journal of Experimental Botany 48: 1133-1142.

Moncrieff J, Massheder JM, De Bruin H, Elbers J, Friborg T, Heusinkveld B, Kabat P, Scott S, Soegaard H, Verhoef (1997 b). A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat,

water vapour and carbon dioxide. Journal of Hydrology 188-189: 589-611.
Pilegaard et.al. (2001). Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. **Agricultural and Forest Meteorology:** Vol. 107, Issue 1, 43-69

Rannik U., Aubinet, M., Kurbanmuradov, O., Sabelfeld, K. K.,Markkanen, T., and Vesala, T (2000). Footprint analysis for measurements over a heterogeneous forest, Bound.-Lay. Meteorol., 97, 137–166,.

Rannik U., Markkanen, T., Raittila, J., Hari, P., and Vesala, T.(2003). Turbulence statistics inside and over forest: Influence on footprint prediction, Bound.-Lay. Meteorol., 109, 163–189.

Rannik U. et. al. (2006). Uncertainties in measurement and modelling of net ecosystem exchange of a forest. Agricultural and Forest Meteorology: 138 244–257

Rebmann, C., Gockede, M., Foken, T., Aubinet, M., Aurela, M. et.al.(2005). Quality analysis applied on eddy covariance measurements at complex forest sites using footprint modelling, Theor. Appl. Climatol., 80, 121–141,.

Reichstein, M., Ciais, P., Papale, D., Valentini, R., Running, S., et.al. (2007). Reduction of ecosystem productivity and respiration during the European summer 2003 climate anomaly: a joint flux tower, remote sensing and modelling analysis, Global Change Biol., 13, 634–651

Reichstein M., Falge E. et. al. (2005). On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm.Global Change Biol.: Vol. 11, 1424–1439.

Running SW, Baldocchi D, Turner D, Gower ST, Bakwin P, Hibbard K (1999). A global terrestrial monitoring network integrating tower fluxes, flask sampling, ecosystem modeling and EOS satellite data. Remote Sensing of Environment 70: 108-127.

Sogachev A. (2002). A simple three-dimensional canopy – planetary boundary layer simulation model for scalar concentrations and fluxes. Tellus (2002), 54B, 784–819

Staebler R., Fitzjarrald D. (2004) . Observing subcanopy CO2 advection. Agricultural and Forest Meteorology: Vol. 122: 139-156

Sun J. et al. (2007). CO2 transport over complex terrain. Agricultural and Forest Meteorology: 145 1–21

Taylor JA, Lloyd J (1992). Sources and sinks of atmospheric CO2. Australian Journal of Botany 40: 407-418.

Thara V.(2005). Low-Frequency Effects on Eddy Covariance Fluxes under the Influence of a Low-Level Jet. Journal of applied meteorology and climatology volume 46.

Valentini R. (2003). Ed. Fluxes of Carbon, Water and Energy of European Forests, Ecological Studies 163, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 450 p

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

Valentini R, Matteucci G, Dolman AJ et al. (2000) Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. Nature 404: 861 – 865

van Gorsel, E., Leuning, R., Cleugh, H.A., Keith, H., Suni, T., 2007. Nocturnal carbon efflux:

reconciliation of eddy covariance and chamber measurements using an alternative to the u*-threshold filtering technique. Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology 59B (3), 397–403.

van Gorsel, E., Delpierre, N., Leuning, R., Black, A., Munger, J.W., Wofsy, S., Aubinet, M., Feigenwinter, C., Beringer, J., Bonal, D., Chen, B.Z., Chen, J.Q., Clement, R., Davis, K.J., Desai, A.R., Dragoni, D., Etzold, S., Grunwald, T., Gu, L.H., Heinesch, B., Hutyra, L.R., Jans, W.W.P., Kutsch, W., Law, B.E., Leclerc, M.Y., Mammarella, I. Montagnani, L., Noormets, A., Rebmann, C., Wharton, S., 2009. Estimating nocturnal ecosystem respiration from the vertical turbulent flux and change in storage of CO2. Agricultural and Forest Meteorology 149 (11), 1919–1930.

Webb, E. K., G. I. Pearman, and R. Leuning. 1980. Correction of the flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 106:85–100.

Vesala T., et.al. (2007). Flux and concentration footprint modelling: State of the art. Environmental Pollution XX: 1e14.
Vickers, D., and L. Mahrt. 1997. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 14:512–526.

Wilczak J.M (2001). sonic anemometer tilt correction algorithms. Boundary-Layer Meteorology 99: 127–150,

Wilson K (2002). Energy balance closure at FLUXNET sites. Agricultural and Forest Meteorology 113: 223–243