

Università degli Studi della Tuscia di Viterbo

Dipartimento di Scienze dell'Ambiente Forestale e delle sue Risorse

DOTTORATO DI RICERCA in:

ECOLOGIA FORESTALE - XVIII CICLO

Titolo della tesi:

**FLUSSI DI ENERGIA E DI CARBONIO
DI UN ECOSISTEMA DI TUNDRA UMIDA SIBERIANA**

Settore scientifico disciplinare AGR/05

COORDINATORE: Prof Paolo De Angelis

TUTORE: Ch.mo Prof Riccardo Valentini

CO-TUTORE: Ch.mo Prof Ernst Detlef Schulze

DOTTORANDO: Chiara Assunta Riccarda Corradi

31 Gennaio 2006

INDICE

SINTESI.....	2
ABSTRACT	4
OBIETTIVO DELLA TESI	5
1.1 - La TUNDRA: <i>SINK</i> o <i>SOURCE</i> di CARBONIO?	7
1.1.1 Il ruolo ecologico della tundra.....	7
1.1.2 Il <i>permafrost</i> e i processi criogenetici	8
1.2.1.1 Forme di paesaggio artico modellate dai processi criogenetici.....	10
1.1.3 I cambiamenti climatici negli ecosistemi artici	16
1.1.4 La rete di monitoraggio dei flussi di carbonio nei grandi biomi del pianeta.....	19
1.2 Il CARBONIO: PARTIZIONE e ALLOCAZIONE nell'ECOSISTEMA TUNDRA ..	22
1.2.1 Il ciclo del carbonio negli ecosistemi terrestri umidi tipo <i>peatland</i>	22
1.2.2 Il processo di metanogenesi.....	24
1.2.3 Il carbonio nel suolo	27
2. MATERIALI e METODI.....	29
2.1 - DESCRIZIONE dell'AREA di RICERCA.....	29
2.1.1 Cenni di paleogeografia della regione del fiume Kolyma.....	29
2.1.2 Origine della tipologia vegetazionale a “tussocks”	33
2.1.3 Inquadramento geografico (a), climatico (b) e vegetazionale (c) del sito studiato ..	35
a_Inquadramento geografico	35
b_Inquadramento vegetazionale dell' ecosistema	37
c_Inquadramento climatico	39
2.2 DETERMINAZIONE dei FLUSSI e BILANCIO ENERGETICO	46
2.2.1 Strumentazione utilizzata	46
2.2.1.1 La tecnica Eddy Covariance (EC) per la misura dei flussi di CO ₂ e di vapor	
acquoso.....	46
2.2.1.2 Analisi e controllo della qualità dei dati.....	48
2.2.2 La tecnica delle cuvette per la misura dei flussi di CH ₄	59
2.2.3 Biomassa e indice di area fogliare.....	61
3. RISULTATI e DISCUSSIONE.....	62
3.1 OSSERVAZIONI STAZIONALI dell'ECOSISTEMA STUDIATO.....	62
3.1.1 Fenologia e biomassa: variazioni stagionali nel corso della stagione vegetativa....	62
3.1.2 Il suolo: caratteristiche morfologiche e contenuto di nutrienti.....	70
3.2 BILANCIO ENERGETICO e FLUSSI di CARBONIO dell'ECOSISTEMA	78
3.2.1 Flussi di energia.....	78
3.2.2 Flussi di anidride carbonica.....	87
3.2.2.1 Stagionalità del flusso di CO ₂ e bilancio di carbonio annuo dell'ecosistema ..	87
3.2.2.2 Ecosistemi artici a confronto	93
3.2.2.3 Flussi di CO ₂ dalle cuvette	97
3.2.3 Flussi di metano.....	107
CONCLUSIONI.....	116
BIBLIOGRAFIA.....	119

SINTESI

Lo studio si basa sull'applicazione della tecnica della correlazione turbolenta (*Eddy Covariance*) per la misura di scambi di energia e di carbonio di un ecosistema di tundra umida siberiana. Dal momento che questo tipo di ecosistema produce metano biogenico, si è applicata anche la tecnica delle camerette statiche per la misura periodica del flusso di metano.

La stagione vegetativa della Siberia nord-orientale è dal punto di vista climatico assai secca (50-80 mm di precipitazioni estive; 28-40 hPa VPD), ma relativamente calda (temperatura media in luglio 13 °C), con elevata irradiazione solare. La vegetazione traspira circa il doppio delle precipitazioni estive totali. Questo è possibile dal momento che dopo lo scioglimento primaverile e in seguito a fenomeni di straripamento del fiume, si forma uno strato permanente di acqua stagnante su tutta la piana, che non drena a causa del permafrost sottostante.

Il sito analizzato (69°N) è uno dei più settentrionali che siano mai stati indagati utilizzando la tecnica della correlazione turbolenta, dopo il sito di Svalbard (79° N: Lloyd C.R., 2001) e la Groenlandia (74°N: Soegaard et al. 2000).

Il bilancio del carbonio stagionale di questo ecosistema ha un margine di incertezza rispetto alla variabilità inter-annuale del clima e del carattere delle inondazioni del fiume Kolyma.

Il flusso netto di carbonio dall'atmosfera verso la superficie terrestre è di $-38 \text{ g C m}^{-2} \text{ anno}^{-1}$, da luglio 2002 a giugno 2003, e $-17 \text{ g C m}^{-2} \text{ anno}^{-1}$, da luglio 2003 a giugno 2004 (segno negativo indica assorbimento). La respirazione invernale è stata estrapolata con la funzione di Lloyd e Taylor. Il bilancio netto di carbonio è costituito da un alto tasso di assimilazione durante la stagione vegetativa e da una respirazione significativa principalmente in autunno e primavera.

Il flusso di metano verso l'atmosfera (da 10 a 13 gCm^{-2} misurato in 60 giorni) corrisponde al 25 fino al 30 % del carbonio assimilato durante lo stesso periodo di tempo (da fine luglio alla fine di settembre). Assumendo che il metano sia emesso solo in estate, e considerando il fattore di riscaldamento globale (GWP: 23), l'ecosistema studiato è una sorgente netta di gas serra (almeno 200 $\text{gC}_{\text{equivalenti}} \text{ m}^{-2} \text{ anno}^{-1}$). Confrontando diversi studi di ecosistemi boreali umidi e di tundra in funzione della latitudine, si è osservato che il tasso stagionale di assimilazione degli ecosistemi aumenterebbe di almeno un fattore 2, muovendosi da

nord verso sud. Altri ecosistemi simili al nostro ma situati a latitudini minori mostrano maggiori valori di assimilazione di CO₂ atmosferica annuale, benchè vi sia una notevole variabilità interannuale del bilancio annuale a causa dell'aridità estiva che in certi anni è più forte rispetto ad altri.

Il sito siberiano da noi studiato, avendo una condizione permanente di suolo asfittico sembra essere meno influenzato dalle variazioni climatiche rispetto alla maggior parte degli ecosistemi terrestri, poiché lo strato di acqua affiorante svolge una funzione tampone sugli effetti del clima sul bilancio netto di carbonio

Questi risultati aggiungono nuova conoscenza ai flussi di gas serra in ambiente artico. Essi non hanno dirette conseguenze socio-economiche, tuttavia questi risultati hanno necessariamente delle implicazioni rispetto alle applicazioni del protocollo di Kyoto, al quale accordo la Russia stessa ha aderito e per il quale devono essere rispettate delle soglie annuali di emissione di gas serra. Tali risultati mettono in evidenza che la vegetazione artica è una sorgente netta di gas serra anche se è un efficiente fissatore di CO₂ atmosferica.

ABSTRACT

Carbon dioxide, energy flux measurements and methane chamber measurements were carried out in an arctic wet tussock grassland located on a flood-plane of the Kolyma river in NE Siberia over a summer period of 104 days in 2002, 167 days in 2003 and 164 days in 2004.

The study region is characterized by late thaw of the top soil (mid of June) and periodic spring floods. A stagnant water table below the grass canopy is fed by thawing of the active layer of permafrost and by flood water. The climate is continental with average daily temperature in the warmest months of 13 °C (max. temperature at midday: 28 °C by end July), dry air (max. vapour pressure deficit at midday: 25 to 40 hPa) and low rainfall of 50 to 80 mm during summer (July to September). Summer evaporation (July to September: 103 mm in 2002, 160 mm in 2003 and 135) exceeded rainfall by a factor of 2.

The cumulative annual net carbon flux from the atmosphere to the terrestrial surface was estimated to be $-38 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ from July 2002 to June 2003 and $-17 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ from July 2003 to June 2004 (negative flux depicts net carbon sink). Winter respiration was extrapolated using the Lloyd and Taylor function. The net carbon balance is composed of a high rate of assimilation in a short summer and a fairly large but uncertain respiration mainly during autumn and spring. Methane flux (about 10 to 13 gCm^{-2} measured over 60 days) was about 30 % of C-uptake during the same period of time (end July to end September). Assuming that CH_4 was emitted only in summer, and taking the greenhouse gas warming potential of CH_4 versus CO_2 into account (factor 23), the study site is a greenhouse gas source (at least $200 \text{ gC}_{\text{equivalent}} \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$). Comparing different studies in wetlands and tundra ecosystems as related to latitude, we expect that global warming would rather increase than decrease the CO_2 -C sink.

These results add to knowledge of trace gas fluxes from arctic vegetation.

There is no direct socio-economic impact of such results, but the data have policy implications within the *Kyoto agreement*, because they show that the arctic vegetation is a trace gas source even if it is a CO_2 sink.

OBIETTIVO DELLA TESI

Le grandi riserve di carbonio presenti nei suoli degli ecosistemi artici e la loro sensibilità ad accumulare o a perdere il carbonio a causa dei cambiamenti climatici, rendono necessario uno studio approfondito e un'attenzione maggiore rispetto al fenomeno del riscaldamento globale alle latitudini maggiori. Circa 255-455 petagrammi ($1 \text{ Pg} = 10^{15} \text{ g}$) di carbonio sono presenti nel permafrost. Questo valore corrisponde a circa un terzo della riserva totale di carbonio accumulato nel suolo, e al sopraggiungere di ogni stagione estiva una parte di questo carbonio viene scongelata, almeno negli strati più superficiali. Suoli più caldi potrebbero indurre a un aumento della profondità dello strato attivo sciolto durante il periodo estivo, e provocare fenomeni di erosione (*thermokarst*), nonché una perdita consistente di superficie a permafrost del territorio artico e delle foreste boreali, esacerbando il fenomeno di aumento di concentrazione di CO_2 in atmosfera. Come fenomeno opposto, elevate concentrazioni di CO_2 in atmosfera e un'aumentata disponibilità dei nutrienti nel suolo potrebbero indurre a una evoluzione delle comunità vegetazionali degli ecosistemi artici. Potrebbero affermarsi nuove tipologie di vegetazione con un più alto tasso di produttività primaria netta di quelle oggi esistenti. Il risultato allora potrebbe essere una maggiore produttività primaria netta, un aumento della riserva di carbonio nella biomassa vegetale e l'innescò di un meccanismo di retroazione negativa sulla CO_2 atmosferica globale.

Poiché poco si conosce riguardo a flussi di CO_2 nella regione artica siberiana, con questo studio si sono andati a misurare flussi di metano e di anidride carbonica di una prateria umida giacente su permafrost, in prossimità del Mar Glaciale Artico, nel nord-est della Siberia. Questo caso di studio si vuole porre come obiettivo di integrare precedenti studi effettuati in Alaska, (Verville et al., 1998) nonché di estendere la conoscenza di ricerche già eseguite in Siberia (Christensen et al., 1995; Panikov 1999; Arneeth et al., 2002, Friborg et al., 2003) a latitudini maggiori.

L'ipotesi di partenza su cui si basa questo studio è che gli ecosistemi di tundra umida sono dei pozzi di carbonio quali assimilatori di CO_2 atmosferica che viene poi fissata in carbonio organico e accumulata nel permafrost. La respirazione e la decomposizione sono ridotte a causa delle condizioni di anaerobiosi in cui questi suoli si trovano durante la stagione estiva, e

della bassa temperatura del suolo permanentemente congelato; tuttavia la capacità *sink* di CO₂ può essere compensata da emissioni di metano di origine biogenica.

Il seguente studio vuole portare infine un contributo scientifico nel migliorare la comprensione dei meccanismi di controllo di emissione dei principali gas serra prodotti naturalmente da ecosistemi artici di torbiera umida indisturbati, e fornire una stima del contributo delle superfici di tundra umida al ciclo globale del carbonio e al fenomeno del riscaldamento globale.

1. INTRODUZIONE

1.1 - La TUNDRA: *SINK* o *SOURCE* di CARBONIO?

1.1.1 Il ruolo ecologico della tundra

Le praterie umide degli ecosistemi artici e boreali hanno accumulato grandi quantitativi di carbonio, in forma di depositi organici e *loess*, durante tutto il Pleistocene e l'Olocene. L'ammontare totale di questa riserva di carbonio è stimata essere di circa 450 miliardi di tonnellate nelle torbiere (Gorham,1991; Smith et al.2004), e circa altri 400 miliardi di tonnellate presenti negli strati di *loess* e nelle piane alluvionali generatesi dalle sedimentazioni dei corsi d'acqua (Zimov et al. 1996). Questo valore supera l'ammontare del carbonio globale presente come biomassa vegetale. Il tasso medio di accumulazione di C sarebbe di 17-28 $\text{gCm}^{-2} \text{ anno}^{-1}$, prendendo un tempo medio di stoccaggio di 10000 anni (Bliss e Matveyeva, 1992; Wookey, 2002). Un accumulo netto di 19 $\text{gCm}^{-2} \text{ anno}^{-1}$ è stato stimato da Soegard et al. (2000) per un ampio bacino idrico della Groenlandia.

Tuttavia tutti gli ecosistemi artici e boreali sono sensibili ai cambiamenti climatici, per cui un innalzamento delle temperature avrebbe effetti diretti sulla durata della stagione vegetativa, sul ciclo idrologico e sul bilancio globale del carbonio (Maxwell, 1992; Maximov et al, 2003).

A causa del riscaldamento globale, è possibile che il *sink* di carbonio nella regione polare sia destinato a diminuire, e che la regione possa convertirsi da *sink* a *source*, a causa dell'aumento della respirazione (Oechel e Billing,1992; Shurpali et al 1995; Schreader et al 1998; Zimov et al 1999; Serreze et al, 2000; Christensen et al 2004).

Il tasso di decomposizione potrebbe essere anche innalzato da una maggiore disponibilità di nutrienti (Mack et al. 2004). D'altro canto si potrebbe anche ipotizzare che la produttività delle regioni settentrionali del pianeta possa incrementare più della respirazione (Chapin e Starfield, 1996; Aurela et al. 2004), dal momento che gli organismi potrebbero acclimatarsi e le comunità potrebbero ri-organizzarsi a tal punto da convertire l'ambiente artico in un *sink* di carbonio, anche in condizioni di riscaldamento globale (Oechel et al, 2000). C'è da aggiungere che il ciclo del carbonio e il bilancio dei gas-serra sono determinati non solamente

da un bilancio di carbonio derivato da CO₂, bensì anche da emissioni di metano, a causa delle condizioni anaerobiche dei suoli paludosi che caratterizzano gran parte degli ecosistemi artici con permafrost (Smith et al.2004). Solo pochi studi hanno esaminato il bilancio di carbonio di CO₂ e CH₄ simultaneamente (Whalen et al, 1996; Christensen et al, 2000), e da questi studi emerge che il risultato del bilancio di carbonio e di gas serra potrebbe cambiare se si tiene conto delle emissioni di metano.

1.1.2 Il permafrost e i processi criogenetici

L'artico è una vasta regione di circa 7,6 milioni di km². Il circolo polare artico è preso spesso come limite inferiore della regione artica (66° lat N), benché in realtà tali limiti possano essere definiti in base ad altre caratteristiche (**fig 1**). L'artico viene definito anche come la regione geografica del permafrost (*permanent frozen*), ossia di quella porzione di territorio caratterizzato da uno strato perennemente ghiacciato del suolo presente al di sotto di uno strato più superficiale soggetto a scioglimento e congelamento stagionale (strato attivo), fino ad una profondità che varia a seconda di caratteristiche microclimatiche, topografiche e pedologiche stagionali.

Una definizione più ampiamente accettata di permafrost è quella di suolo avente una temperatura inferiore a 0°C (32°F) continuativamente per un periodo minimo di due anni consecutivi. La maggior parte del permafrost ha una età superiore alle migliaia di anni, mentre in altri casi la sua origine è più recente. Il permafrost è presente su circa un quinto delle terre dell'emisfero boreale (22% della superficie terrestre), ed esiste anche una piccola porzione di permafrost sottomarino, a ridosso della costa del Mar Glaciale Artico (**fig 2**). Questo permafrost sottomarino è un relitto di circa 20.000 anni fa o di tempi ancora precedenti, in cui il livello del mare era circa 90 m più basso dell'attuale livello, per il fatto che molta acqua era intrappolata nei ghiacciai. La temperatura del permafrost sottomarino varia da -0.7 a -3.4 °C, quindi stando alla stretta definizione di permafrost, questa superficie sottomarina rientra nella definizione di permafrost. Tuttavia, a causa della salinità del mare, il suolo non è ghiacciato ed entro i primi 10-100 m di profondità il fondale marino non contiene ghiaccio. Più in profondità si incontra uno strato di suolo congelato di cui non si conosce la profondità.

Si ha poi una ampia regione a permafrost continuo che si estende dal polo fino a metà della superficie del Canada, dell'Alaska, a due terzi della Groenlandia, e per una cospicua parte del Tibet, della Cina, e della Siberia.

Segue verso sud una zona di permafrost discontinuo che comprende tutta la porzione rimanente dell'Alaska, (escluse le isole Eleuziane), la maggior parte del Canada, parte delle montagne rocciose negli Stati Uniti occidentali, tutta la Groenlandia, la regione centrale dell'Islanda, la frangia settentrionale della Scandinavia, del nord Europa e gran parte della Siberia, del Tibet e della Cina.

Nelle aree in cui la temperatura media annuale dell'aria è prossima a 0°C si incontrano nuclei isolati di permafrost. Si tratta di agglomerati di ghiaccio al di sotto di uno, due, dieci metri dello strato attivo. Lo spessore di questo strato attivo diventa tanto minore quanto più ci si sposta verso le latitudini maggiori, dove può ridursi a poche decine di centimetri, dal momento che la temperatura è di diversi gradi sotto lo zero, e lo strato contenente permafrost è assai spesso.

Esiste infine la definizione di permafrost alpino per indicare zone di suolo perennemente ghiacciato che si trovano anche a latitudini temperate ma che rimangono confinate sulle vette dei rilievi montuosi, in corrispondenza di ghiacciai perenni. Ma le caratteristiche fisiche di questo permafrost non sono diverse da quelle delle aree a permafrost continuo e discontinuo delle latitudini boreali e artiche.

1.2.1.1 Forme di paesaggio artico modellate dai processi criogenetici

La stagionalità dei processi di congelamento invernale e scioglimento estivo tipica del clima artico, in concomitanza con le caratteristiche fisiche, chimiche e strutturali del suolo danno origine a forme paesaggistiche esclusive del bioma artico, generate da azioni di crioturbazione: si tratta di cioè di fenomeni di involuzione dello strato attivo al momento del primo gelo autunnale. Si hanno movimenti del materiale ancora molle in senso verticale su terreni pianeggianti; mentre nelle zone con terreno in pendenza si hanno soliflussi che operano sul terreno imbevuto di acqua fino a saturazione.

Le più importanti unità paesaggistiche sono:

- PINGO: rigonfiamenti della superficie crosta terrestre che si formano in terreni sabbiosi o siltosi , su permafrost, e sono costituiti da un nucleo lenticolare di ghiaccio che ha sollevato il materiale sovrastante; qui può pervenire acqua dal basso per pressione idrostatica o criostatica. La rottura della cupoletta può portare alla formazione di laghetti con bordo rialzato. La loro dimensione è variabile, dell' ordine di grandezza di piccole colline isolate, circondate da un territorio completamente piatto (**foto I e II**)
- PALSA: costituite da torba e ghiaccio lenticolare , simili ai *pingo*
- POLIGONI (di terra): si trovano contigui sulle zone pianeggianti e possono essere costituiti da una zona terrosa centrale con attorno i ciottoli (cerchi di pietre), da pietre disposte verticalmente sul perimetro del poligono oppure da strisce di vegetazione erbacea. Si rinvengono con diametri di alcuni metri nelle zone caratterizzate da permafrost (**foto III**), ma anche in forme ridotte sulle montagne delle medie latitudini (Alpi e Appennini).

Quando tale fenomeno avviene su pendii, la forza di gravità contribuisce alla formazione di poligoni rettangolari o ghirlande, o suoli a strisce parallele, secondo le linee di massima pendenza.

- GHIACCIAI di pietre (*rock glaciers*): si formano per morte di un ghiacciaio in seguito a forte diminuzione dei detriti nella miscela col ghiaccio. E' perciò formato da una massa di detriti con del ghiaccio interstiziale che funge da lubrificante per il movimento dei detriti. Si presenta come una colata più alta del terreno circostante con lunghi cordoni in lobi e archi ad evidenziare il più veloce movimento al centro. Ciò che si vede è una massa di detriti angolosi con affioramenti di ghiaccio.
- TERMOCARSISMO (*thermokarst*): si tratta di eventi macroscopici di fusione di masse di ghiaccio presenti nel permafrost, che generano collasso, subsidenza, frane e soffusione di interi versanti collinari, di sponde di laghi, linee di costa (**foto IV e VI**).
- CUNEI di GHIACCIO (*ice wedges*): nella stagione fredda il permafrost è sottoposto a contrazione termica che determina la formazione di sottili fessure subverticali, le quali possono distare l'una dall' altra anche decine di metri, e sono inserite in una rete poligonale. Risulta molto frequente in ghiaia, limo, sabbie con molto ghiaccio. Annualmente le fessure si riproducono negli stessi punti, soltanto che al primo disgelo l'acqua penetra nelle fessure dove, congelando, dà luogo ad una lamina di ghiaccio. La sovrapposizione di queste lamine dà luogo ai cunei. I più grandi sono alti circa 10 m ed hanno lo spessore di 1-2 m (**foto V**).
 Il graduale ispessimento dei cunei porta ad una deformazione del materiale ai bordi che diviene visibile in superficie con doppie intumescenze sul contorno dei poligoni. Nelle zone piane ed umide della tundra si crea un microrilievo a larghe maglie (da 1m a 100m per lato) con dislivelli di qualche dm, che interessano lo strato attivo ed anche il permafrost. Il limite sud per la formazione di cunei di ghiaccio si trova in Alaska tra le isoterme -6°C e -8°C . Se il ghiaccio dei cunei fonde, si può inserire del detrito nelle fessure e dare luogo a cunei di ghiaccio fossili o relitti costituiti da materiale eterogeneo (regolite).



Figura 1: mappa della regione artica

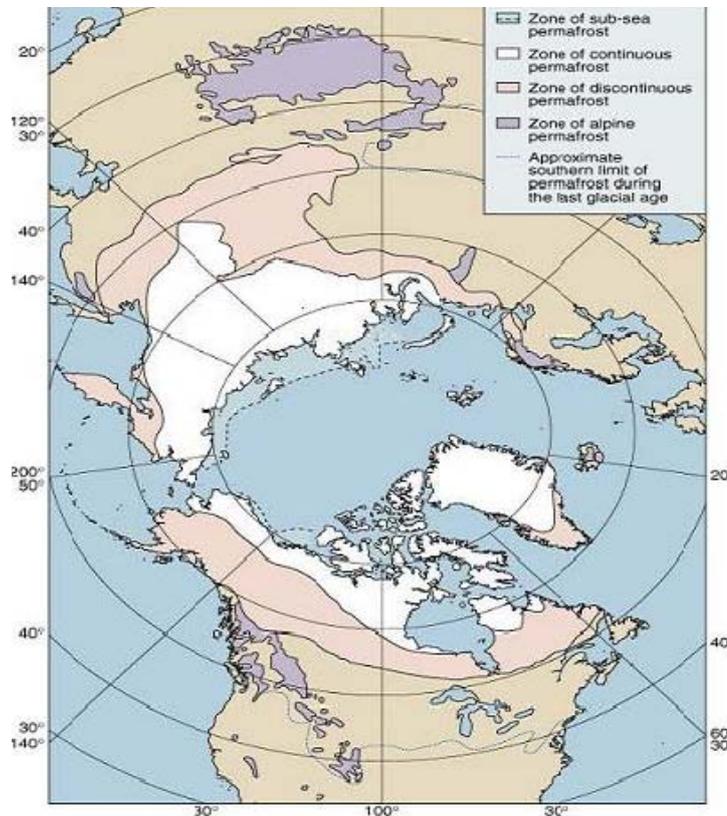


Figura 2: mappa della superficie ricoperta da permafrost



Foto I: pingo in crescita



Foto II: pingo con antica rottura della cupoletta che ha generato la formazione di un laghetto con margini rialzati; si noti anche la tipica geometria poligonale a margini rialzati del suolo



Foto III: struttura poligonale del terreno (sponda fiume Kolyma)



Foto IV: fenomeno di termocarsismo lacustre (erosione spondale fino alla congiunzione di più laghi)



Foto V : esempio di termocarsismo dello *yedoma* e cunei di ghiaccio in primo piano



Foto VI :esempio di termocarsismo costiero (costa del Mar Glaciale Artico alla foce del Kolyma (loc. Ambarcik).

1.1.3 I cambiamenti climatici negli ecosistemi artici

Il clima della Terra è in continuo cambiamento a causa della variazioni di radiazione emessa dal sole, sia per le cicliche variazioni della geometria Sole-Terra, sia per i mutamenti al livello dell'atmosfera terrestre. Più recentemente la razza umana sta contribuendo in maniera diretta a questi cambiamenti climatici, per cui l'aumento delle emissioni radiative del sole, in aggiunta alle massicce attività umane, contribuiscono oggi al generale riscaldamento del pianeta che si sta registrando negli ultimi decenni.

In presenza di questo riscaldamento globale, la superficie terrestre occupata da permafrost si riduce e quella rimanente perde la capacità di autoregolarsi rispetto al mutamento esterno (riscaldamento) cui è sottoposto.

Il suolo soggetto a congelamento e scongelamento periodico, e i suoli perennemente ghiacciati, sono in continuo cambiamento. Il suolo si gonfia e si ritira al variare della temperatura, le particelle del suolo modificano la loro forma, e l'acqua presente nel suolo circola. Di fronte a eventi improvvisi oppure anche a cambiamenti climatici più lenti e duraturi, si hanno alterazioni della temperatura dell'aria e del suolo.

I principali regolatori del clima sono:

1. l'ammontare e la direzione dell'energia solare che sopraggiunge sulla superficie dell'atmosfera
2. l'assorbimento della radiazione entrante sulla superficie terrestre
3. la radiazione riflessa da parte delle nubi, del suolo e delle superfici d'acqua (albedo)
4. la distribuzione dei continenti e degli oceani
5. la topografia: elevazione e grado di rugosità delle superfici della terra

Nel corso delle ere passate (da dieci a centinaia di milioni d'anni fa) la migrazione dei continenti e degli oceani ha alterato il clima, ma negli ultimi milioni di anni questi cambiamenti non sono stati significativi e hanno inciso poco sul clima. Negli ultimi 150 anni l'essere umano ha invece fortemente aumentato la capacità dell'atmosfera ad assorbire l'energia solare a causa delle emissioni di combustibili fossili in atmosfera, che hanno innalzato la capacità di intrappolare i gas serra, aumentando la temperatura del pianeta.

Circa il 6% della radiazione solare che si infrange sull'atmosfera del pianeta si riflette e torna indietro nello spazio, un altro 25% si riflette a causa delle nubi, un 4% si riflette dalla superficie terrestre, per cui il totale delle radiazioni riflesse è di circa il 35%. Questa frazione, che viene chiamata *albedo planetario*, non subisce nessuna alterazione se non un cambio di direzione. Il rimanente 65% è soggetta a cambiamenti di lunghezza d'onda o a conversioni a forme di energia cinetica che riscalda la terra e influenza la circolazione delle masse oceaniche e dell'atmosfera stessa. Questa porzione di radiazione entrante causa un riscaldamento e un raffreddamento del pianeta fino a che l'intero sistema raggiunge un equilibrio tra la radiazione assorbita e quella riflessa.

Uno dei maggiori assorbitori in atmosfera è l'ozono (O_3) una molecola fortemente reattiva che si forma nella alta stratosfera (20-25 km di quota), dalla reazione dell'ossigeno con la radiazione ultravioletta. L'ozono ha un doppio ruolo, sia come assorbitore delle radiazioni ai due estremi dello spettro solare, in grado di formare uno scudo nell'atmosfera contro la penetrazione della radiazione ultravioletta, sia come gas serra in grado di assorbire la radiazione infrarossa emessa dalle piante e dagli organismi viventi del pianeta. Altri due importanti gas presenti in atmosfera agiscono come gas serra: l'anidride carbonica e il vapore acqueo; questi gas assorbono la radiazione infrarossa e da essi perciò dipende ogni mutamento climatico del pianeta.

Altri gas serra presenti in atmosfera in minore concentrazione sono il metano, i clorofluorocarburi e gli ossidi di azoto. Questi gas sono presenti sia naturalmente, sia sono prodotti dalle attività industriali dell'uomo.

L'aumento in atmosfera di questi gas serra, secondo gli studi fatti fino ad oggi, porterà a un aumento della temperatura del pianeta nei prossimi cento anni tale che si avrà una riduzione consistente delle superfici ghiacciate della regione artica, un ritiro sensibile della superficie interessata oggi da permafrost e da ghiacci perenni, un aumento del livello dell'acqua degli oceani. Si suppone che tutta la superficie oggi caratterizzata da permafrost discontinuo, entro un secolo possa completamente estinguersi.

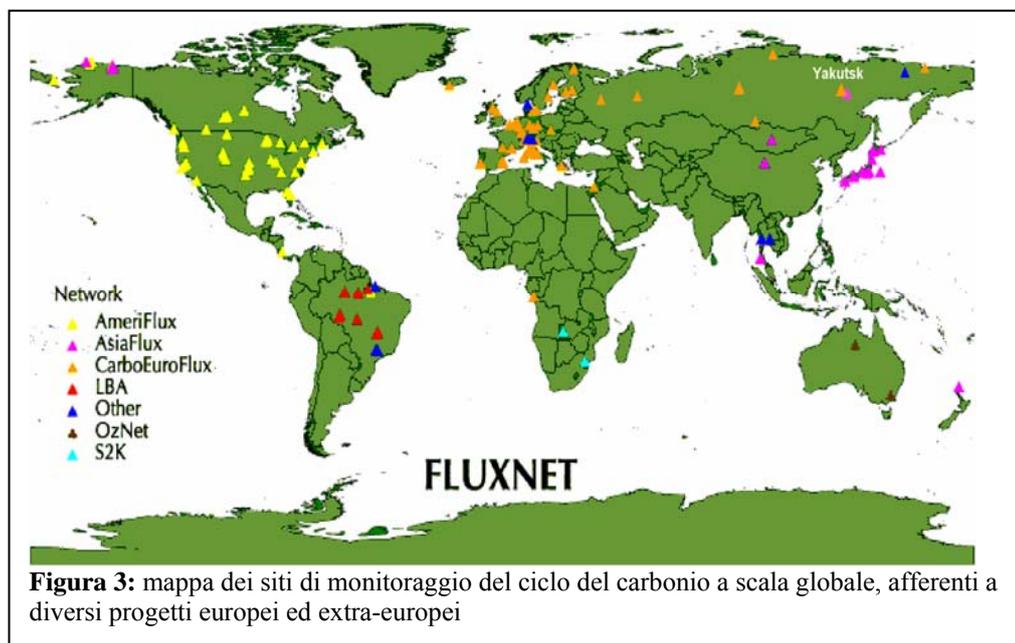
Tra le conseguenze più immediate e catastrofiche a tale mutamento sarebbe il crollo di tutte quelle infrastrutture realizzate su permafrost (villaggi e città dell'Alaska e della Russia quali, per esempio, Yakustk, capitale della repubblica di Sakha), e il rilascio in atmosfera di sostanze fino ad oggi intrappolate nel ghiaccio perenne da migliaia o anche milioni di anni:

anidride carbonica, metano, nitrati, fosfati, carbonio organico. L'aumento di energia entro il sistema terra a causa dell'effetto serra, potrebbe indurre dei cambiamenti nel sistema idrologico dei bacini artici. Il mutamento dell'assetto topografico e dei bacini idrici e vasti fenomeni di termocarsismo inciderebbero direttamente sulla vita delle popolazioni che vivono in questi ambienti estremi.

Nel lungo periodo la distribuzione delle precipitazioni a tutte le latitudini potrebbe mutare sostanzialmente, nell'arco dell'anno, anche se l'ordine di grandezza di questo cambiamento è assai incerto. Il volume di evapotraspirazione potrebbe aumentare, i fenomeni di ruscellamento superficiale potrebbero diminuire sensibilmente, il fenomeno di scioglimento primaverile-estivo dei ghiacci potrebbe verificarsi anticipatamente, e con una intensità più modesta. Il periodo non soggetto a copertura nevosa aumenterebbe dal momento che la temperatura autunnale più alta genererebbe un ritardo delle precipitazioni nevose della stagione fredda.

Indiretti mutamenti si manifesterebbero infine sulla vegetazione e sugli ecosistemi che caratterizzano oggi la regione artica. Il limite latitudinale degli alberi sarebbe destinato a spostarsi verso nord, così come le comunità vegetazionali che giacciono sul permafrost sarebbero destinate a evolversi a pari passo con le nuove caratteristiche topografiche, idriche e strutturali dei suoli che si verrebbero via via caratterizzando.

1.1.4 La rete di monitoraggio dei flussi di carbonio nei grandi biomi del pianeta



Il quadro entro cui si inserisce questo studio, è quello di una vasta rete di siti presenti su tutti i continenti, per lo studio di ecosistemi naturali (dai deserti alle foreste tropicali, passando per gli ecosistemi steppici, alla taiga, e quindi alla tundra) e delle loro potenzialità rispetto ai cambiamenti climatici (**fig 3**). All'interno di questa vasta rete di monitoraggio dei flussi di carbonio, si è aggiunto il sito investigato in questa sede, al fine di comprendere il ruolo ecologico di uno dei grandi biomi terrestri del pianeta, la tundra artica, rispetto al fenomeno del riscaldamento globale e dei disturbi antropici ad esso legati. L'area estrema del nord-est siberiano mancava completamente negli studi sul ciclo del carbonio, sia in termini di rappresentatività ecosistemica (tundra e in particolare *tundra umida*), sia in termini di spazializzazione su scala regionale (Rep. Yakutia) e continentale (Russia nordorientale).

La fattibilità dello studio è divenuta concreta grazie ai finanziamenti erogati dalla comunità europea al progetto TCOS-Siberia (*Terrestrial Carbon Observing System-Siberia*) di durata triennale, dal 2002 al 2004.

TCOS-Siberia racchiude una serie di siti d'osservazione su scala regionale per la valutazione del bilancio netto di carbonio della Siberia, e la sua variabilità interannuale. Il progetto siberiano è basato su *tre* strategie di indagine opposte e complementari:

(1) misurazioni continuative di flussi di CO₂ a livello ecosistemico, su siti-chiave, rappresentativi del territorio e delle tipologie vegetazionali della regione siberiana. All'interno di ciascuno dei siti di studio si sono effettuati approfonditi studi ecofisiologici della comunità vegetale presente (strategia *bottom-up*).

(2) misurazioni regolari (ogni 2-4 settimane) di profili verticali della concentrazione di CO₂ e di altri elementi-traccia del ciclo del carbonio (isotopi di carbonio, CO, CH₄, O₂/N₂ ratio, VOC) in sette siti del territorio russo. Tali misurazioni sono state effettuate entro la bassa troposfera, impiegando velivoli leggeri appositamente attrezzati con strumenti di monitoraggio dell'aria per il campionamento della troposfera fino ad una quota di 3 km (strategia *up-down*).

(3) lo sviluppo di modelli matematici per la implementazione dei dati di campo su scala più ampia, che tengano conto delle caratterizzazioni vegetazionali, micrometeorologiche e biogeochimiche degli ecosistemi, per ottenere la determinazione del bilancio netto di carbonio di tutta la regione siberiana

Il lavoro in questa sede si limita ad affrontare il punto 1 (strategia *bottom-up*) relativo al sito di Cherskii (vedere tabella sotto).

Tabella 1: Siti di monitoraggio appartenenti al progetto TCOS-Siberia:

Nome del sito	coordinate geografiche		tipo di ecosistema
Ubs Nur	51.48N	95.58E	steppa
Hakasia	54.75N	89.98E	steppa
Bialystok (dal 2003, in Polonia)	53.33N	23.16E	ex pascolo
Fedorovskoje	56.45N	32.93E	foresta di abete
Zotino	60.75N	89.38E	foresta di pino silvestre
Syktyvkar	61.70N	52.28E	foresta di abete
Yaktusk	62.25N	129.63E	foresta mista
Cherskii (sito in esame)	68.50N	161.20E	tundra umida
Khatanga	72.56N	105.23E	tundra arida

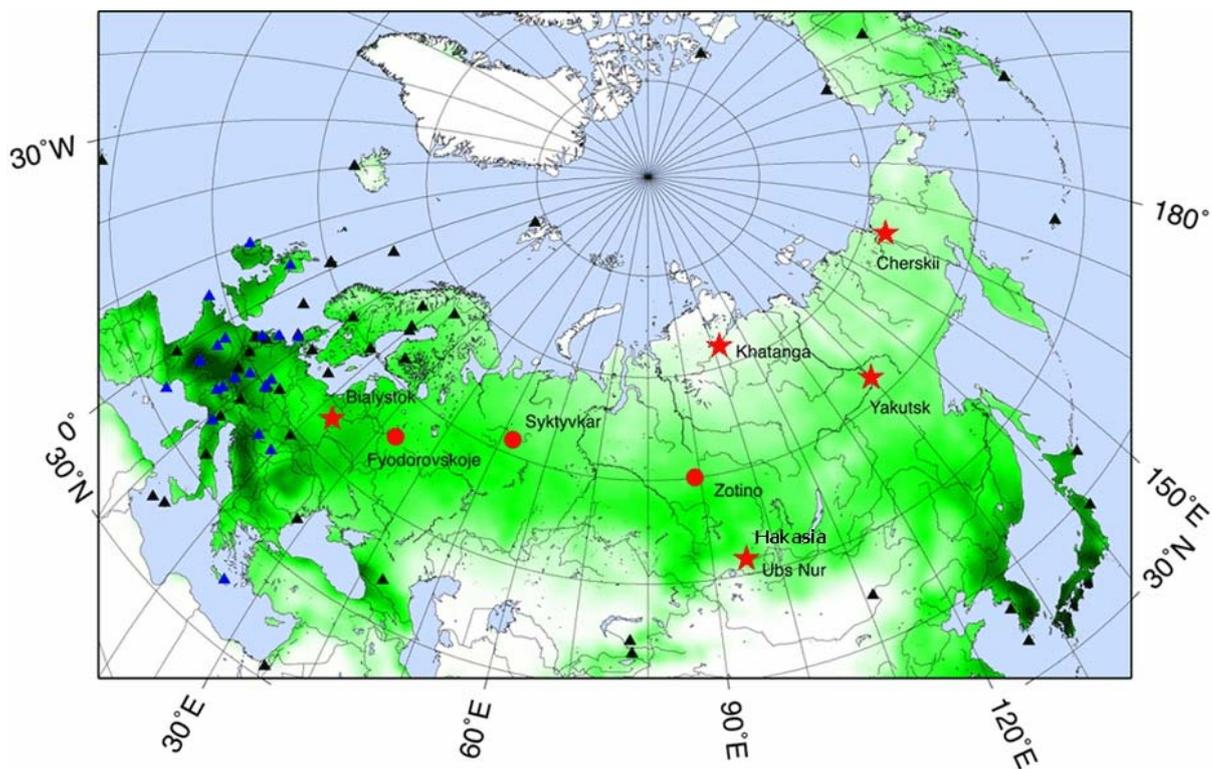


Figura 4: mappa dei siti di monitoraggio del ciclo del carbonio per la regione siberiana, afferenti al progetto europeo TCOS-Siberia (i cerchi rappresentano siti attivi da prima del 2002; le stelline rappresentano siti attivi dal 2002)

1.2 IL CARBONIO: PARTIZIONE e ALLOCAZIONE nell'ECOSISTEMA TUNDRA

1.2.1 Il ciclo del carbonio negli ecosistemi terrestri umidi tipo *peatland*

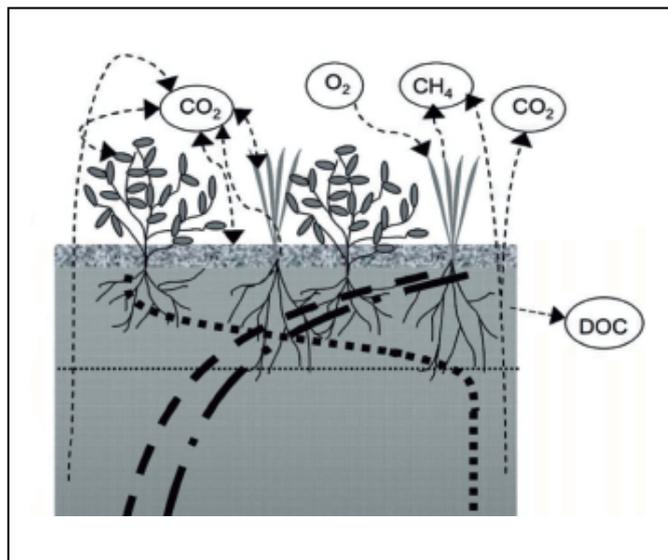


Figura 5: rappresentazione schematica del ciclo del carbonio nell'interfaccia suolo-vegetazione-atmosfera delle torbiere (*peatlands*)

Gli ecosistemi umidi tipo “*peatlands*” o torbiere sono definiti da un punto di vista ecologico, come quegli ecosistemi che producono torba (“combustibile fossile a basso contenuto calorifico, derivato da resti di vegetali acquatici”, Devoto-Oli 1979), e favoriscono lo sviluppo di una vegetazione caratteristica che fornisce la materia prima per la produzione di torba. Si tratta di ecosistemi con suolo asfittico dovuto alla presenza più meno costante di uno strato di acqua ferma superficiale, che determina condizioni anaerobiche nel suolo. Ne deriva un accumulo di sostanza organica indecomposta o solo parzialmente decomposta che va stratificandosi nel tempo, dal momento che il tasso di decomposizione è assai più basso del *turnover* stagionale della vegetazione *in situ* (per lo più piante erbacee annuali o perenni).

Le acque ferme nelle torbiere sono tendenzialmente ricche in carbonio organico disciolto (DOC), con concentrazioni di circa 10–50 mg/l; il contenuto di humus è il 70-90% del DOC (Steinmann and Shotyk, 1997)

Questi ecosistemi giocano un ruolo fondamentale nel ciclo del carbonio globale dal momento che essi sono produttori di importanti gas serra: metano (CH₄), anidride carbonica (CO₂), nitrati (e.g. N₂O).

Ossigeno e anidride carbonica sono legati al processo fotosintetico come accade in tutti gli ecosistemi terrestri ricoperti da vegetazione, mentre la produzione di metano deriva dalla attività microbica adattata ad una condizione di anossia del suolo (**fig 5**).

Benché la concentrazione in atmosfera di metano sia bassa rispetto a quella dell'anidride carbonica (1,75 ppm vs 367 ppm), la sua elevata capacità di assorbire radiazione infrarossa e di ridistribuire l'energia entro l'atmosfera a diverse lunghezze d'onda, fa attribuire a questo gas un potenziale di riscaldamento globale (*Global Warming Potential: GWP*) 23 volte superiore a quello della CO₂, prendendo in considerazione un orizzonte temporale di 100 anni (IPCC, 2001).

Le torbiere situate alle maggiori latitudini (>45°N) sono responsabili del **10-20%** delle emissioni globali di CH₄ (Cao et al., 1996), benché esse ricoprino solo il 3% della superficie del pianeta. La presenza del permafrost in esse determina infatti condizioni di anaerobiosi del suolo durante tutta la stagione vegetativa che, simultaneamente a un innalzamento estivo delle temperature, favorisce un sensibile flusso di metano dagli ecosistemi terrestri e acquatici verso l'atmosfera.

La maggior percentuale di metano globale prodotta annualmente è quella di origine antropogenica (dal 55 al 70%); la maggiore fonte di emissione è l'agricoltura (risaie) e quella legata all'allevamento degli animali domestici ruminanti, responsabili del 19 fino al 36% delle emissioni totali (Hein et al., 1997; Lelievred et al., 1998). Tra le fonti naturali di emissione invece si hanno gli oceani, alcune specie di insetti (termiti) e ruminanti selvatici, oltre agli ecosistemi terrestri umidi.

1.2.2 Il processo di metanogenesi

La metanogenesi è l'ultimo passaggio della catena di degradazione della sostanza organica in ambiente anaerobico, dal momento che è necessaria la presenza di un substrato organico prodotto da altri batteri, da usare come fonte di energia per l'attività metabolica dei batteri anaerobi. Il metano viene emesso in qualità di scarto dell'attività respiratoria delle comunità batteriche anaerobiche (**formule 1 e 2**).

Il primo passaggio della decomposizione anaerobica della sostanza organica è l'idrolisi. Enzimi cellulari prodotti da batteri fermentatori catalizzano la trasformazione di polimeri in monomeri.

La biomassa vegetale delle torbiere consiste per il 50-80% di lignocellulosa, quindi contiene primariamente polisaccaridi come la cellulosa, emicellulosa, e lignina. Il materiale lignificato è praticamente recalcitrante alla degradazione anaerobica, rimanendo una fonte di energia inutilizzabile per i microrganismi del suolo.

La componente di sostanza organica che non viene degradata per via aerobica, entra a far parte degli strati anossici dello strato attivo, e la decomposizione avviene a tasso assai ridotto (Clymo and Pearce, 1995).

La cellulosa e gli altri polisaccaridi più labili, vengono invece rapidamente idrolizzati a monomeri. I monomeri come il glucosio servono quindi da substrato ai fermentatori primari, i quali rilasciano semplici composti come acidi grassi, idrogeno, CO₂, e alcoli (**1**). I monomeri possono essere alternativamente catalizzati in acetato e quest'ultimo servire da substrato diretto per la produzione di metano da parte di batteri metanogenici acetotrofici (**2**). In realtà, solo il 30% del glucosio viene trasformato in metano a partire da CO₂, mentre la maggior parte di esso (70%) fermenta in acetato (CH₃COO⁻), e viene quindi trasformato in CH₄.



Il metano così prodotto nel suolo viene quindi trasportato in superficie attraverso 3 vie: per ebollizione (emissioni di bolle di metano) quando i pori d'acqua sono super-saturi di gas di metano; per diffusione, ossia attraverso l'acqua del suolo lungo un gradiente di

concentrazione, e infine via-aerenchima, ossia attraverso le radici e i tessuti di certe piante vascolari (**fig 6**). Alcune specie vegetali hanno infatti sviluppato uno spazio fisico interno alla pianta per assicurare il trasporto di ossigeno (e quindi di gas in genere) alle radici che vivono in un ambiente asfittico, dove l'ossigeno è assente (Koncalova, 1990; Armstrong et al., 1991). L'apparato radicale di queste piante vascolari tende ad essere meno superficiale di altre specie che non hanno sviluppato tale adattamento, perciò sono in grado di penetrare negli strati anossici, consentendo in un senso la penetrazione di carbonio negli strati più profondi del suolo (Malmer et al., 1994), e la fuoriuscita di metano per via aerenchimatica, nel senso opposto.

Quando nel suolo è presente sufficiente ossigeno per reagire col metano, come succede nella maggior parte dei suoli ben aerati (non asfittici) almeno negli strati più superficiali, allora si ha il processo inverso, indotto da batteri metanotrofi.

Metanotrofia: $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$

Respirazione del suolo e metanogenesi sono quindi funzione della concentrazione e della disponibilità di ossigeno nel suolo, e nel momento in cui subentrano condizioni di anossia del suolo, sono necessari alcuni giorni (a volte settimane) perché si generi un flusso di metano significativo. I due fenomeni possono coesistere in uno stesso suolo, per esempio a profondità diverse, o entro nicchie microscopiche differenziate del complesso sistema suolo. In generale, la metanotrofia ha luogo in prossimità delle radici, o negli strati superficiali di suolo a contatto con l'aria.

In media il 10-40% del metano prodotto in suoli saturi viene alla fine emesso in atmosfera (Conrad 1996); in quantità molto più piccole sono prodotti ed emessi altri gas quali N_2O , NO , gas sulfurei, ma tali quantità sono percentualmente trascurabili rispetto alle emissioni degli stessi gas per cause antropogeniche.

Le emissioni di metano naturali variano stagionalmente e annualmente in funzione della temperatura del suolo, della stagione vegetativa e del grado di saturazione del suolo. Ecosistemi che sono umidi solo parte dell'anno, hanno un'emissione di metano limitata al periodo umido e tale emissione varia nel tempo. Ecosistemi asciutti invece sono naturali assorbitori (*sinks*) di metano. Ne deriva quindi che i fattori preponderanti nel determinare una

produzione/assorbimento di metano e un flusso verso/dall'atmosfera sono le caratteristiche del suolo e del clima, e il tipo di vegetazione.



Figura 6: sezione di pianta che mostra i canali aerenchimatici responsabili del trasporto di metano dal suolo all'atmosfera insieme alla diffusione per gradiente; le carici e varie specie degli ambienti artici hanno questa caratteristica morfologica cellulare (foto concessa da Lisa Heiberg; tesi di dottorato Università di Linköpings, 1998, Svezia). La specie analizzata in questa sezione appartiene al genere *Typha*.

1.2.3 Il carbonio nel suolo

La comprensione del ruolo dei suoli quali *sink* o *source* di carbonio su scala globale, è diventato un punto cruciale per la ricerca scientifica negli ultimi decenni, nella valutazione globale dei cambiamenti di concentrazione di anidride carbonica atmosferica e gas serra, in continuo aumento nell'ultimo secolo. E' noto che nei suoli del pianeta è accumulata la maggiore riserva di carbonio degli ecosistemi terrestri, contenendo essi il 75% del carbonio terrestre totale (Eswaran et al., 1993). Qualunque forma di alterazione o di distruzione dei suoli a causa dei cambiamenti climatici o della pressione antropica (cambio di uso del suolo per scopi agricoli, urbanistici etc.), influisce direttamente sulle riserve di carbonio globale, e ha un impatto nel bilancio globale del carbonio atmosferico. D'altra parte, un aumento della riserva di carbonio nel suolo è in grado di bilanciare, almeno in parte, le emissioni antropogeniche di CO₂ (Rustad et al., 2000), e questo è possibile attraverso una corretta gestione del territorio. L'incremento della CO₂ atmosferica e delle temperature globali possono alterare la distribuzione del carbonio globale tra l'atmosfera, la vegetazione e il suolo. Ci sono varie stime della quantità di carbonio presente nel primo metro di suolo del pianeta, e tali valori oscillano tra 700 e 2,946 PgC (1 Pg = 10¹⁵ g) (Jobbagy e Jackson, 2000). Bouwman e Leemans (1995) hanno stimato che la sostanza organica globale dei suoli oscilla tra 1,000 e 3,000 Pg C. Schimel (1995) ha stimato che i suoli contengono approssimativamente 1,580 Pg di carbonio, circa il doppio di quanto sia presente in atmosfera (750 Pg), e più del doppio del carbonio accumulato nella vegetazione del pianeta (610 Pg). L'ammontare di carbonio immagazzinato nei suoli è il risultato del bilancio netto fra fotosintesi e respirazione ecosistemica (autotrofa + eterotrofa). L'accumulo di carbonio è influenzato poi dal tipo di vegetazione esistente (erbacea/arborea) e dalle consociazioni forestali (specie conifere o caducifoglie, formazioni miste o pure) e/o erbacee in esso viventi: le varie specie hanno infatti diverse strategie di allocazione del carbonio nei vari comparti (fusto, radici, foglie) e nel sottosuolo (Guo e Gifford, 2002). Lal et al. (1997) hanno stimato il carbonio contenuto nei suoli di differenti ecosistemi del pianeta e questo risulta massimo nei suoli delle torbiere minerotrofiche a vegetazione erbacea ed arborea, minima invece nei suoli tropicali, secondo il seguente gradiente:

torbiere > foreste boreali > prati alpini e tundra secca > praterie temperate e pascoli > foreste sempreverdi temperate > foreste decidue temperate > foreste tropicali sempreverdi > foreste tropicali caducifoglie.

Gli stessi autori suggeriscono di prendere con cautela tale gerarchia e di tenere presente che alcuni studi non rivelano alcuna differenza tra i suoli organici tropicali e quelli delle regioni temperate.

Ma per quanto approssimativa sia la classificazione del contenuto di carbonio nei suoli, è riconosciuto il ruolo chiave degli ecosistemi di torbiera nello stoccaggio di carbonio nel suolo a livello globale.

2. MATERIALI e METODI

2.1 - DESCRIZIONE dell'AREA di RICERCA

2.1.1 Cenni di paleogeografia della regione del fiume Kolyma

Il territorio di questa regione appartiene al bacino imbrifero del fiume Kolyma, e in particolare, l'area oggetto di studio rientra nella sottozona del Basso Kolyma (**fig 7**), la cui estensione è di circa 40km²; si tratta di un immenso territorio caratterizzato da tundra tipica di alte erbe e arbusti, solo sporadicamente intercalato da nuclei di alberi sparsi (*Larix gmelinii*), che segnano il limite latitudinale della taiga siberiana. Mano a mano che ci si muove verso nord in direzione della foce del fiume nel mar glaciale Artico (circa 200 km a nord dal sito studiato), subentra una tundra molto bassa, costituita da piante erbacee minuscole formanti un tappeto erboso di pochi centimetri di altezza (5-10cm), adattate a un clima estremamente rigido anche nel periodo estivo. Tutto il territorio del Basso Kolyma giace su permafrost, la cui presenza caratterizza la topografia e il paesaggio con macro e micro-rilevi di origine criogenetica e con un mosaico di habitats diversificati: fiumi, valli, bracci di canali morti, paludi, torbiere, ampie distese pianeggianti, pianori rialzati. Un termine per definire questi macrorilievi è quello di "hillocks" (Chernov 1985), per indicare ciò che rimane oggi di una estesissima piana alluvionale del periodo pleistocenico, chiamata "yedoma", nel gergo locale russo.

La caratteristica principale dello *yedoma* è quella di giacere su ghiaccio compatto e omogeneo; si tratta di lamine di ghiaccio sovrapposte, spesso intercalate da sedimenti, il cui spessore può essere di svariati metri, e può talvolta contenere imponenti cunei solidi di ghiaccio singenetico. Il terreno, apparentemente uniforme, può contenere ghiaccio anche nei macropori e diventare quindi sovrasaturo in estate. Sullo *yedoma* il permafrost talvolta forma strutture poligonali con depressioni e rigonfiamenti. La tipica morfologia a chiazze poligonali è dovuta a processi di spaccatura del suolo (*cracks*) e smembramento della copertura vegetale sovrastante, seguita dalla penetrazione di acqua all'interno del crepaccio che, in inverno, congelando e aumentando di volume, allarga e approfondisce il crepaccio neoformato. Negli

anni e nei secoli il processo evolve e tali cunei raggiungono profondità di svariati metri. Porzioni di suolo nudo sui margini rigonfi sono spesso ricoperti da muschi. Esiste una differenza sostanziale tra la vegetazione che occupa le depressioni poligonali e quella cresciuta sui cordoni marginali più elevati. Superfici a suolo scoperto vengono rapidamente colonizzate da nuova vegetazione pioniera (licheni, muschi); successivamente tipologie vegetazionali più complesse, costituite da specie più esigenti, si insediano al posto delle briofite. Tali successioni generano un paesaggio diversificato e colorato ricoprente un substrato solido irregolare, se pure vi siano zone dello *yedoma* più omogenee. Il paesaggio risulta poi interrotto da numerosi laghi e depressioni di origine termocarsica. I margini di tali depressioni sono spesso scoscesi, e soggetti a frane, consistenti movimenti di fango, soprattutto se non ricoperti da vegetazione.

Ci sono numerosissimi laghi entro il bacino del Kolyma, situati sia all'interno delle valli fluviali e quindi soggetti alle dinamiche di esondazione primaverile del fiume e dei suoi affluenti, oppure giacenti su *yedoma* e soggetti perciò a processi di allargamento-restringimento o di drenaggio, in seguito a eventi di termocarsismo. Il gergo locale usato dai russi per descrivere questi laghetti è "alas". Si tratta di laghi poco profondi, con margini e sponde anche scoscesi (soprattutto nella porzione sotto il livello dell'acqua) e spesso circondati, attorno ai margini, da superfici acquitrinose. I movimenti del ghiaccio superficiale in primavera generano spesso delle spinte telluriche che vanno a formare dei corrugamenti lungo le sponde, generando creste rialzate di suolo ben drenato rispetto al terreno circostante. Alcuni laghi sono privi di canale di entrata o di uscita del flusso d'acqua, ma in genere essi sono comunicanti con un corso d'acqua, per mezzo delle nervature superficiali del territorio circostante, o per esempio attraverso i solchi delle strutture poligonali del terreno che fungono da canale preferenziale per le acque superficiali.

Un sistema a catena di laghetti di tipo *alas* può caratterizzare il paesaggio per decine e decine di chilometri, come un macro-organismo costituito da una rete di bacini, tutti collegati fra di loro e soggetti alle fluttuazioni stagionali dei fiumi a maggiore portata (Kolyma e suoi maggiori affluenti), nonché dallo stesso movimento delle acque marine alla foce del Kolyma. "Alas" più antichi e meno attivi si rinvengono all'interno di valli fluviali ben drenate, quali relitti di antichi fiumi (o meandri morti generatesi dal mutare del corso dei fiumi).

La copertura vegetale in questo mosaico di habitats, varia notevolmente. Essa è rappresentata principalmente da betulla nana (*Betula exilis*), erba del Labrador (*Ledum* spp.), erbe

graminoidi e carici. Nei versanti più meridionali si rinvengono ampie praterie uniformi. Le valli fluviali che spezzano l'altipiano *yedoma* sono generalmente diritte e ampie, in contrasto con il letto dei fiumi e dei canali che sono assai sinuosi, col tipico andamento a meandri. Muovendo ingenti masse di calore, i fiumi formano i così detti "talik", ossia strati di suolo scongelato al di sotto e lungo le sponde fluviali; questi strati possono essere profondi anche più di 10 metri. Al margine di queste zone *talik* si ergono degli increspamenti del terreno, che formano un margine di separazione tra una vegetazione di tipo prateria e una tundra interna più complessa circoscritta da poligoni.

La zona sopra la linea di esondazione del Kolyma è occupata da arbusti di salice autoctono (*Salix kolymensis*), che sussiste solo nelle aree *talik* e non sopravvive su permafrost. La zona compresa tra la linea di massima esondazione e la fascia di terreno sottostante è caratterizzata invece da vegetazione di tipo erbaceo. Si tratta di comunità vegetali altamente produttive, in quanto beneficiano del trasporto di limo e di detriti da parte del fiume: l'equiseto (*Equisetum* sp.) cresce sui depositi più freschi, lungo le sponde soggette alle variazioni della portata stagionale (sponde in formazione, opposte alle sponde in erosione). Ad esso subentrano comunità erbacee più complesse e diversificate, fino a quella delle salicacee, secondo un transetto perpendicolare dalla sponda alle aree più interne e distanti al fiume, cui corrispondono caratteristiche edafiche e idriche differenti. Lungo le sponde del Kolyma si rinviene una fascia stretta di salice grigio (*Salix glauca*), più resistente alla presenza del permafrost sottostante, e tuttavia incapace di sopravvivere su uno strato attivo di suolo inferiore ai 50 cm di profondità. Esso forma dense coperture di qualche metro di altezza (3-4m) lungo le sponde fluviali, mentre il salice giallo (*Salix pulchra*) è in grado di sopravvivere su suolo a permafrost superficiale, ed è quindi rinvenibile sia all'interno delle valli fluviali, dove lo strato attivo ha una profondità inferiore al mezzo metro, sia su *yedoma*. Tutti gli habitats citati, hanno alcune tipologie vegetazionali in comune. Tra queste, le comunità più diffuse sono quelle di carici formanti tussocks (vedi par 2.1.2) in corrispondenza delle strutture geomorfologiche poligonali.

La tundra a comunità tussocks penetra per circa lo 0.7% su territorio di tipo *yedoma*, ma è assai più rappresentata nelle depressioni lacustri e nelle piane alluvionali del territorio, occupando circa il 20% del territorio descritto (per un totale di 8 km² entro il bacino del basso Kolyma)

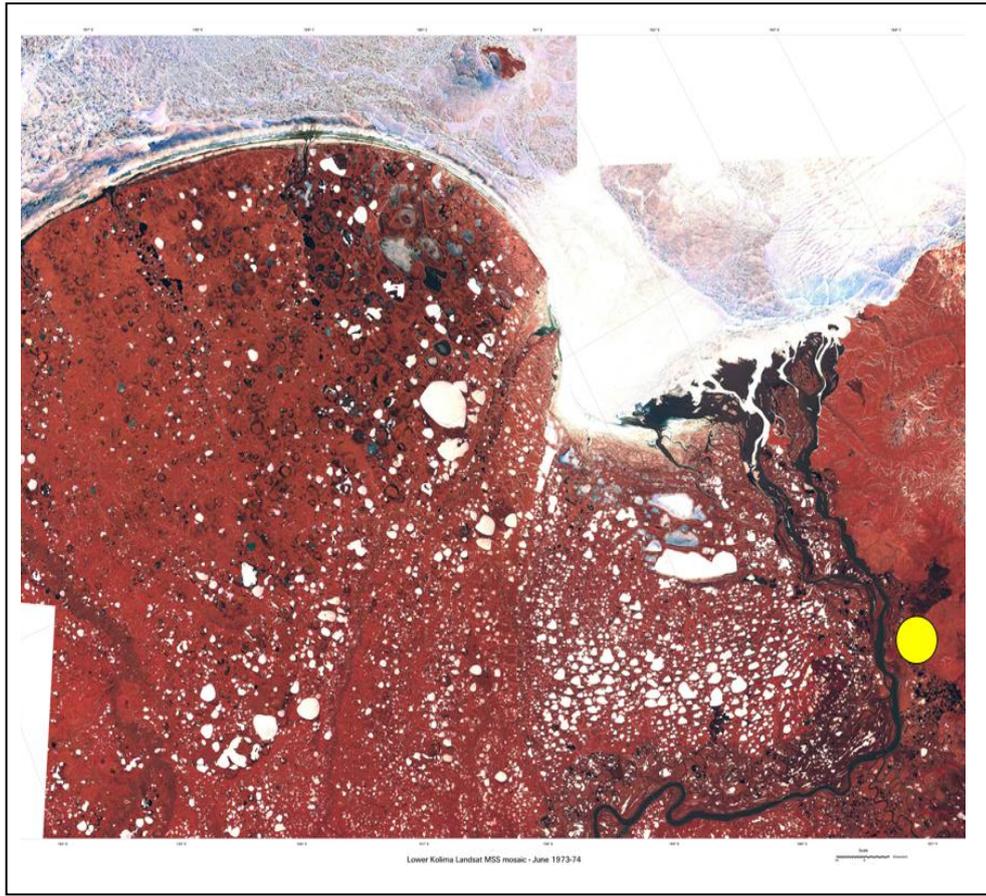


Figura 7: foto satellitare del 1973 che rappresenta la regione geografica del basso Kolyma e la sua foce nel Mar Glaciale Artico (nella foto è ghiacciato). Il punto giallo è l'area di ricerca analizzata in questa sede: una piana alluvionale sulla sponda destra del grande fiume, a circa 150km sud dalla foce

2.1.2 Origine della tipologia vegetazionale a “tussocks”

Il termine *hummocks* o *tussocks* sta a indicare piccoli cumuli di terreno di diametro fino a 50 cm, e di altezza variabile fino a un metro, che costituiscono una distesa “rigonfia “ e uniforme prossima alla superficie del terreno, principalmente su aree a permafrost, ma non solo.

Esistono due tipi di cumuli: i così chiamati cumuli di terra (*earth hummocks*), che contengono un corpo centrale di suolo minerale, e i cumuli di torba (*turf hummocks*), costituiti per lo più da materiale organico (William and Smith, 1989, **fig 8**).

I *tussocks* di terra si sviluppano su suoli a tessitura fine, sono soggetti a congelamento invernale, e hanno una copertura vegetale modesta. Hanno una tipica forma a cupola e possono emergere isolati dal terreno, ma più spesso formano densi gruppi omogenei e distano uno dall'altro meno di un metro. Essi crescono sia su pascoli e in un tempo relativamente breve (decenni), sia in aree a permafrost. In quest'ultimo caso crescono per fenomeni di segregazione del ghiaccio sotto il livello del permafrost (*permafrost table*) e possono essere perciò antichissimi, originatisi anche 2000-5000 anni fa!

Per la nascita dei *tussocks* sono necessari quei fenomeni stagionali di congelamento e scongelamento del suolo tipico degli ambienti più severi, e un certo contenuto di umidità nel terreno. Non è ancora chiaro quale sia il fattore scatenante la nascita dei *tussocks*, ma sicuramente il contenuto di acqua nel suolo, la distribuzione spaziale di queste sacche di umidità e la profondità di penetrazione del processo di congelamento del terreno giocano un ruolo importante nel meccanismo di neo-formazione. A partire da una superficie irregolare con diverso contenuto d'acqua e tasso di congelamento, si ha la crescita di questi cumuli di terra. La sommità di questi cumuli è più asciutta e più esposta alla radiazione solare e quindi tende a ricoprirsi di vegetazione. Il processo di congelamento del cumulo procede nel corpo centrale del rigonfiamento, dove la concentrazione di umidità è maggiore, e la segregazione del ghiaccio che si forma allarga e innalza la base del cumulo. L'instaurarsi di queste differenze microtopografiche sul territorio, genera fenomeni di accumulo d'acqua nelle zone più depresse, le quali raccolgono acqua durante la stagione estiva. Se il processo di decongelamento primaverile è rapido, una pressione sufficientemente forte è in grado di muovere verso l'alto la massa di suolo e il materiale organico del cumulo. Questo fenomeno di crioturbazione si spinge fino a 30-60 cm di profondità nelle aree prive di permafrost, e

spesso raggiunge la base del cumulo a diretto contatto col permafrost nei territori dove questo è presente.

I cumuli di torba (*turf hummocks*) hanno morfologia più colonnare rispetto ai cumuli di terra, e anch'essi si formano sia su aree a permafrost che su aree libere da permafrost. Sono diffusi sia in taiga che in tundra, e sono ricoperti da una vegetazione tipica di muschi (*Sphagnum* principalmente) e carici (*Eriophorum* e *Carex* spp).

La formazione di tali cumuli non si esaurisce. Essi una volta formati sono in continua e dinamica evoluzione, in funzione dei processi criogenetici del suolo e dei ciclici eventi di congelamento e scioglimento stagionali, e delle specie vegetali che si vanno ad insediare su di essi.

La vegetazione studiata all'interno del sito oggetto di studio, è identificata come una tipologia di tundra umida a morfologia *tussock*, del secondo tipo (cumuli di torba o *turf hummocks*).

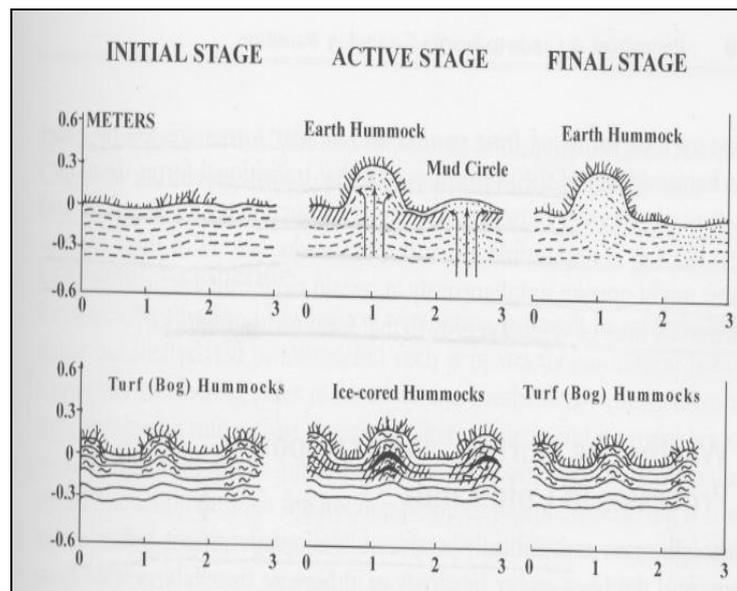


Figura 8: schema delle fasi di neoformazione dei microrilievi tussocks o hummocks (Davis, 2000)

2.1.3 Inquadramento geografico (a), climatico (b) e vegetazionale (c) del sito studiato

a_Inquadramento geografico

L'area di studio è una piana alluvionale del fiume Kolyma, situata sulla sponda destra a circa 150 km a sud della foce del fiume nel Mar Glaciale Artico. I suoi meandri hanno dato origine a una vasta pianura, larga 2 e lunga circa 4 km, formata in seguito al deposito di detriti fluviali che ne hanno mutato il suo corso (**fig 9**).

Il paesaggio circostante la vasta pianura si alterna di dolci pendii e altre piane alluvionali, interrotte da rilievi ondulati piuttosto bassi e isolati, separati da numerosi canali, vallecole fluviali, e da numerosissimi laghi di dimensione assai variabile. Il sito studiato ha una pedogenesi troppo recente per presentare laghi o canali derivanti da fenomeni di thermokarst. Il livello della piana è più alto di 1-3 metri rispetto al livello medio dei fiumi, e le sponde fluviali sono ancora più elevate a causa dei depositi fluviali accumulati nel tempo. Ne deriva che il drenaggio di questa piana è pressoché assente, anche a causa del permafrost sottostante. Accade periodicamente che il fiume Kolyma inondi la pianura, e questo si verifica mediamente ogni due o tre anni. Grazie a questi straripamenti che trasportano sabbia e limo, la superficie del terreno cresce di circa 1 mm all'anno. Radici e organismi del suolo diventano a poco a poco parte integrante del permafrost in seguito al succedersi dei ciclici processi di congelamento e scioglimento stagionali. Il permafrost di questo ecosistema sta quindi accumulando carbonio ancor oggi, ma la sua evoluzione futura è incerta, poiché questo carbonio potrebbe venire re-immesso in circolo in seguito a fenomeni di termocarsismo indotti dal riscaldamento globale.

Durante l'estate la prateria è coperta da uno strato di acqua stagnante, il cui livello fluttua nella stagione, in funzione degli eventi di piena, dei processi di scioglimento dello strato attivo e della neve in primavera, e dell'attività evapotraspirativa della vegetazione. Il terreno di questa pianura è strutturato in poligoni di circa 20 metri di diametro, separati uno dall'altro da solchi in corrispondenza dei quali si rinvengono i cunei di ghiaccio (*ice wedges*) (cap1.1.2 questo testo)

Queste cerniere di ghiaccio sono potenzialmente soggette a parziale scioglimento/spaccature e possono dare quindi origine a fenomeni di thermokarst, formando depressioni topografiche, acquitrini ove si raccolgono le acque superficiali

attualmente distribuite su tutta la superficie della prateria. Quando il processo si innesca, questi “stagni” tendono ad ampliarsi e ad approfondirsi (fino a 2-3 m) e a fondersi tra loro, formando laghi più grandi. Questi ultimi tendono a loro volta ad estendersi (diversi metri/anno) per un fenomeno di erosione spondale. Se poi i laghi neoformati irrompono fino al margine del fiume adiacente, drenano e si evolve un’ ampia depressione (“*laida*” in gergo locale russo). Queste *laida* sono soggette a inondazione annuale, ma lentamente evolvono verso una prateria a morfologia tussocks, dopo una progressiva evoluzione a successioni ecologiche di comunità vegetali prima idrofile e poi mesofile.

Calamagrostis spp, rappresenta le specie più tipica delle comunità vegetali delle depressioni *laida*, mentre le praterie meno soggette a fenomeni erosivi sono dominate da carici e muschi organizzati nelle morfologie a tussocks (questo caso di studio). I cordoni spondali sono coperti da vegetazione arbustiva a salici e ontani e isolati individui di larice autoctono.

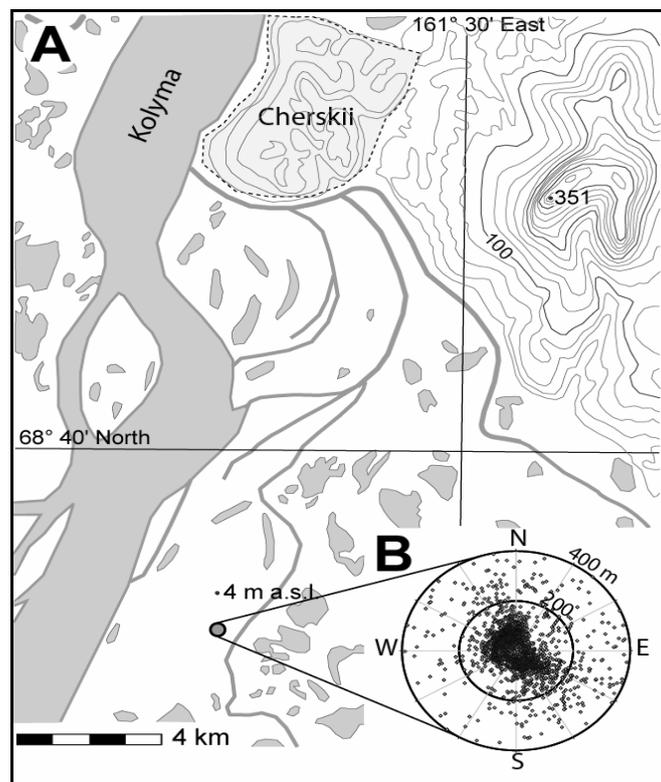


Figura 9: posizione del sito di indagine e relativa footprint

b_Inquadramento vegetazionale dell' ecosistema

L'ecosistema analizzato in questa sede è rappresentato da una vegetazione climacica di alte erbe a morfologia tussocks (**fig 10**).

Le piante vascolari dominanti la comunità vegetazionale del sito sono: *Carex appendiculata* (nome inglese: sedge) sulle sommità dei tussocks (**fotoVII**), *Eriophorum angustifolium* (nome inglese: cotton grass) e *Potentilla palustris* (nome inglese: marsh cinquefoil) diffuse nelle depressioni intertussocks (tra i cumuli). Altre specie presenti sono *Carex chordorrhiza* e *Calamagrostis* sp. Poche specie arbustive (*Chamaedaphne calyculata*, *Betula exilis*, e *Salix* sp.) si sono insediate sulla sommità dei tussocks più grandi e più asciutti. I muschi sono presenti solo sporadicamente (*Sphagnum* sp), sulla sommità dei cumuli più piccoli o in piccole chiazze semi-asciutte, e tuttavia trascurabili in termini di biomassa e copertura, rispetto al resto delle specie. L'altezza dei cumuli varia da 12 a 45 cm. L'altezza della vegetazione è circa 50 in luglio, quando l'espansione fogliare è massima. Il diametro dei tussocks varia da 10 a 40 cm, ed essi occupano il 15-20% della superficie della prateria. Il suolo dello strato attivo e del permafrost è di tipo limoso-argilloso, originatosi dal trasporto dei detriti fluviali. Il suolo minerale si rinviene sotto uno strato di materiale organico di 35-40 cm, saturo d'acqua in estate e completamente congelato in inverno. Lo strato organico è costituito da lettiera morta indecomposta praticamente integra negli strati superiori, e da residui vegetali epigei e ipogei più piccoli negli strati inferiori, ma solo blandamente alterati. Il processo di decomposizione è infatti lentissimo in questo ecosistema, anche a causa delle condizioni di anaerobiosi in cui la fauna tellurica e la biomassa microbica si trovano.

Il permafrost si trova a una profondità massima che va da 45 a 50 cm sotto la superficie dello strato attivo (45, 51 e 50 cm, nel 2002, 2003 e 2004 rispettivamente) a luglio-agosto, quando la massima azione di scioglimento è esplicita.

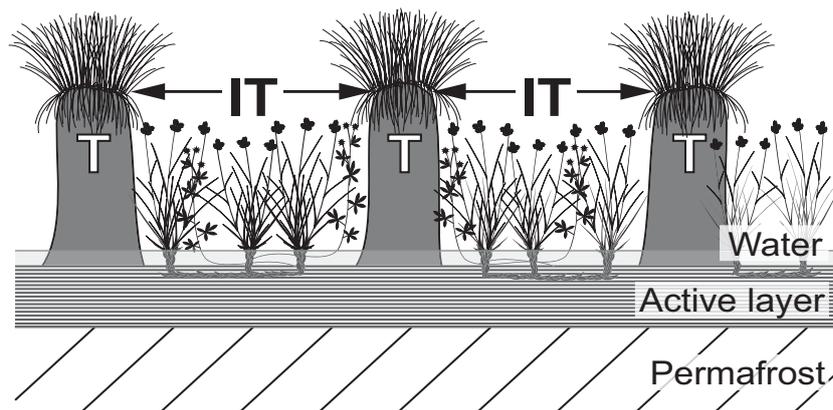


Figura 10: schema che rappresenta la composizione della vegetazione dell'ecosistema in esame: sui microrilievi tussocks (T) prevale la specie *Carex appendiculata*, poche specie arbustive, e specie minori annuali che si sviluppano nel corso della stagione vegetativa (*Polemonium*, *Pedicularis* etc...). Nelle porzioni intertussocks (IT) crescono invece specie rizomatose, come *Eriophorum angustifolium*, *Potentilla palustris*, *Carex chodoriza*).



Foto VII: microrilievi tussocks ricoperti di vegetazione nuova all'inizio della stagione vegetativa, con denso strato di foglie morte degli anni precedenti

c_Inquadramento climatico

La regione artica della Siberia orientale ha un clima polare sub-continentale, caratterizzato da una estate secca e tiepida da giugno ad agosto, e da otto mesi di inverno freddo (da fine settembre ad aprile; periodo scongelamento primaverile a fine maggio). La temperatura media annuale è -12.5°C . A gennaio, mese più freddo, la temperatura oscilla tra -30 e -50°C ; in luglio, il mese più caldo, la media è 13°C (**fig 11**).

La regione ha un modestissimo tasso di precipitazioni annuali: circa $200-250\text{ mm anno}^{-1}$. Eventi di pioggia estiva sono infrequenti e quando si verificano, si concentrano nei mesi di luglio e agosto. La nebbia è spesso presente a causa di fenomeni di condensazione di aria calda in prossimità del suolo che viene raffreddata dalle masse circostanti. Rari eventi temporaleschi si scatenano per lo più in inverno.

Le precipitazioni piovose estive, relativamente all'anno 2002, sono state scarsissime, non superando i 56 mm , con eventi sporadici avvenuti tra il mese di luglio e il mese di agosto. Nel 2003 e nel 2004 le precipitazioni estive sono state più abbondanti, rientrando nei valori medi per questa regione, di circa 80 mm per il periodo estivo e 200 mm per il periodo invernale. Il totale delle precipitazioni misurato nei tre anni di campagna è di: 193 , 200 e 291 mm per gli anni 2002, 2003 e 2004 rispettivamente (**fig 12**).

Masse d'aria anticicloniche dominano su gran parte dell'anno. Senza l'apporto idrico delle nevi invernali, l'area sarebbe un deserto polare (Kelliher et al. 2002). Il tempo meteorologico è caratterizzato da repentini variazioni indotte da masse d'aria umida e fredda provenienti da nord-nordovest, alternate a masse d'aria secca e calda provenienti da sud-sudest (**fig 13 e 14**). La velocità del vento è generalmente bassa: da 1.5 a 4.5 m s^{-1} per il 66.3% del tempo di misurazione e da 5 a 10 m s^{-1} per il 21% del tempo (**fig 15**).

Questa regione è situata nella fascia del lungo giorno polare. A questa latitudine (69°N) il giorno polare inizia in aprile e il tramonto "successivo" si verifica nella prima decade di agosto. A dispetto dell'assenza del periodo buio, l'andamento giornaliero giorno-notte è percepibile dal variare delle temperature nell'arco delle 24 ore, e dalle variazioni di intensità della radiazione. Le ampie fluttuazioni della temperatura sono dovute a più fattori quali: radiazione solare incidente e riflessa, presenza e spessore di nubi, direzione e velocità del vento, concentrazione di vapore acqueo nell'aria. Quando il gradiente di temperatura tra gli

strati di aria e del suolo raggiunge un valore critico, si verifica il fenomeno del miraggio. Oggetti localizzati a distanza moderata risultano distorti alla vista dell'occhio, e si osservano oggetti apparentemente posizionati sotto la linea dell'orizzonte.

Le temperature nel mese di luglio, quando sono cominciate le misure di scambi di flusso (3/07/2002), erano relativamente basse, benchè nel mese di giugno ci siano stati picchi di temperature abbastanza elevate (**fig 11**). Lo strato attivo del suolo inizia a sciogliersi a luglio quando la temperatura supera i 24°C. La temperatura minima giornaliera generalmente di 8°C nell'estate 2002, in alcune notti ha raggiunto 16°C.

La radiazione fotosinteticamente attiva (PAR) raggiunge picchi di oltre 1200 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e ad agosto. Il deficit di pressione di vapore (VPD) supera 28 hPa nel 2002 e 40 hPa nel 2003. Nel 2004 l'andamento delle temperature non si allontana da quello del 2002 (**fig 16**).

L'estate termina mediamente nella seconda metà di agosto quando la temperatura scende sotto i dieci gradi. Nella breve stagione autunnale che anticipa la venuta del lungo inverno siberiano, la vegetazione matura la fase di senescenza ed entra lentamente in riposo vegetativo. Le prime nevicate e il primo ghiaccio superficiale sono segnalati dall'aumento del valore di albedo che passa dai valori medi estivi di 0.2-0.3 a valori oltre 0.8 in presenza di neve o ghiaccio al suolo (**fig 17**). Nel 2002 le prime precipitazioni nevose sono iniziate il 12 settembre. Dopo un parziale scioglimento delle nevicate di settembre, nevicate più consistenti a partire da ottobre hanno ricoperto la superficie del suolo e tale condizione di innevamento si è mantenuta per tutto l'inverno del 2002, fino al maggio dell'anno successivo. Nell'autunno 2003 invece le prime nevicate sono apparse molto più in ritardo, nei primi giorni di ottobre e si sono mantenute fino alla terza decade di maggio 2004. Anche nel 2004 le prime nevicate sono iniziate alla fine di settembre, anche se le nevicate più consistenti si sono verificate mesi di gennaio, ottobre e novembre 2004.

Nell'artico inferiore il periodo di scioglimento dei ghiacci avviene tra l'inizio di maggio e l'inizio di giugno, mentre nell'artico superiore è ritardato al mese di giugno benchè la copertura nevosa possa persistere a queste latitudini estreme fino all'estate inoltrata.

Il sito da noi studiato rientra nella fascia dell'artico inferiore e il decongelamento si verifica mediamente nella seconda metà di maggio.

Il fenomeno di scioglimento in primavera rappresenta l'evento idrologico più rilevante dell'anno. Si tratta infatti di un imponente volume di acqua che si riversa nel bacino idrico in un tempo assai breve. Nello stesso tempo il bilancio energetico cambia drasticamente: prima

dello scioglimento delle nevi l'albedo delle superfici terrestri (e di fiumi e laghi) è di circa 0.8, ma nel momento in cui il suolo nudo (e/o la vegetazione) si scopre, questo valore si riduce drasticamente. Questo significa che la quantità di energia solare assorbita dalle superfici aumenta improvvisamente di tre o quattro volte. La copertura nevosa scompare a quel punto velocemente, entro 1 o 2 settimane. Lo scioglimento della neve si completa in 10-14 giorni, anche se può essere improvvisamente interrotto da estemporanee ondate di freddo tardivo. È sufficiente un cambiamento repentino dei venti da sud a nord, a cui corrisponde una diminuzione della temperatura. In questi casi infatti la maggior parte dell'energia solare incidente viene spesa come calore sensibile per riscaldare l'atmosfera.

Quando inizia la fase di scioglimento del ghiaccio superficiale, la temperatura dello strato inferiore del manto nevoso e del suolo è ben al di sotto dello zero; questo significa che la prima acqua che deriva dallo scioglimento dello strato superiore si infiltra nella neve sottostante, e rcongela. Questo processo a poco a poco riscalda sia il manto nevoso restante, sia lo strato attivo di suolo più superficiale.

La fase di scioglimento dei ghiacci e la sua intensità sono direttamente correlati al bilancio energetico superficiale. La conduzione di calore entro lo strato attivo è zero, o leggermente negativa durante questa fase. L'evaporazione inizia a diventare importante quando il suolo nudo o la vegetazione, ricoperti di acqua, emergono in superficie. Avendo albedo assai più basso, queste chiazze prive di neve assorbono molta energia solare, accelerano quindi il processo di scioglimento, e nel contempo diventano aree ad elevata evaporazione. Una volta terminato il fenomeno di scioglimento della neve e del ghiaccio superficiali il fenomeno evapotraspirativo diventa il meccanismo principale di perdita di acqua dall'ecosistema per il resto del periodo vegetativo (da giugno in poi).

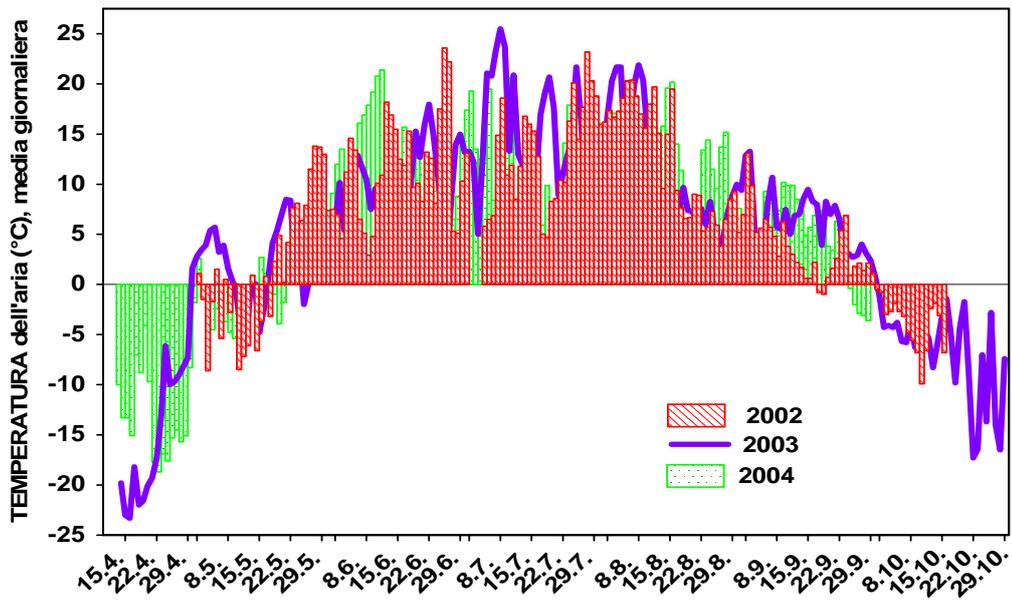


Figura 11: andamento delle temperature (medie giornaliere) durante la stagione vegetativa, per i tre anni di campagna di misure

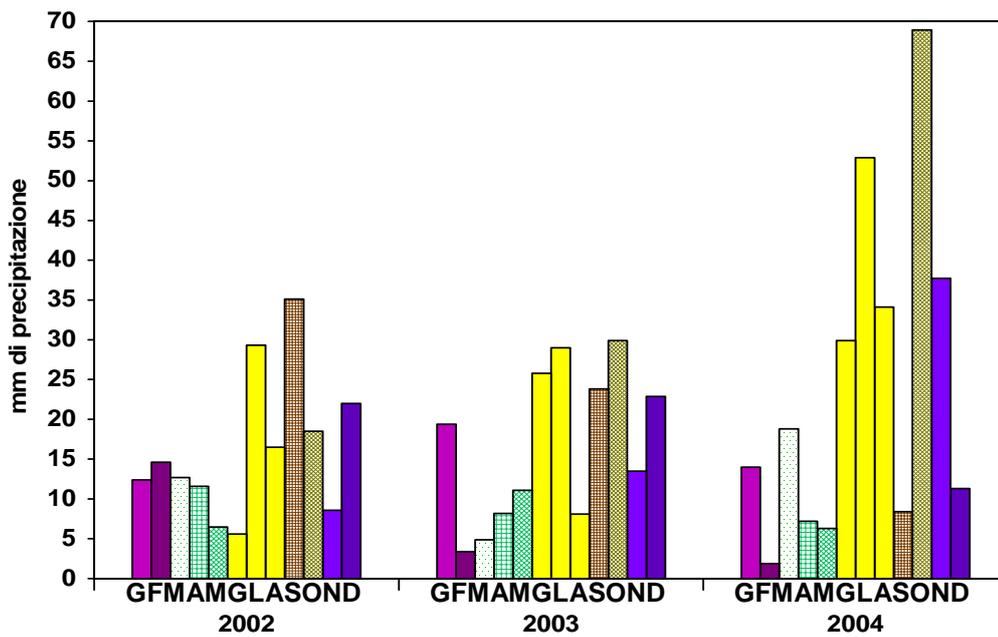


Figura 12: precipitazioni annue nei tre anni di campagna di misure

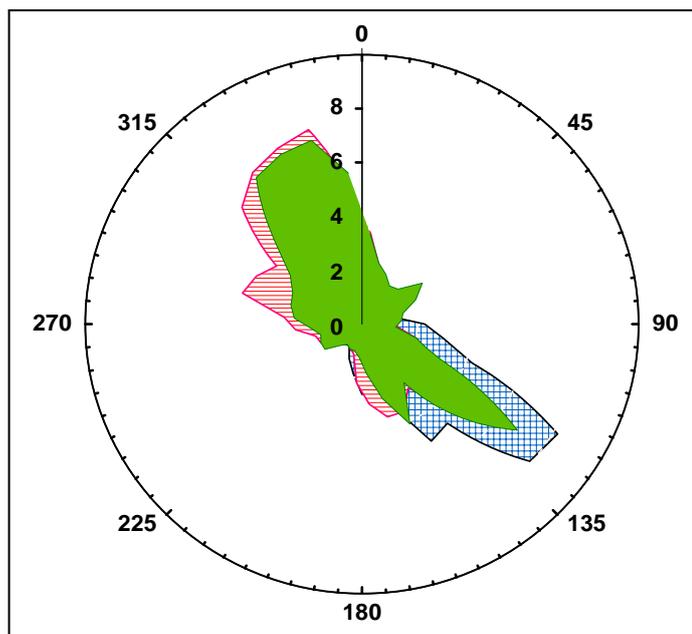


Figura 13: direzione del vento principale nei tre anni di misure: anno 2002 (righe orizzontali); anno 2003 (area a maglia quadrate); 2004 (area a colore pieno)

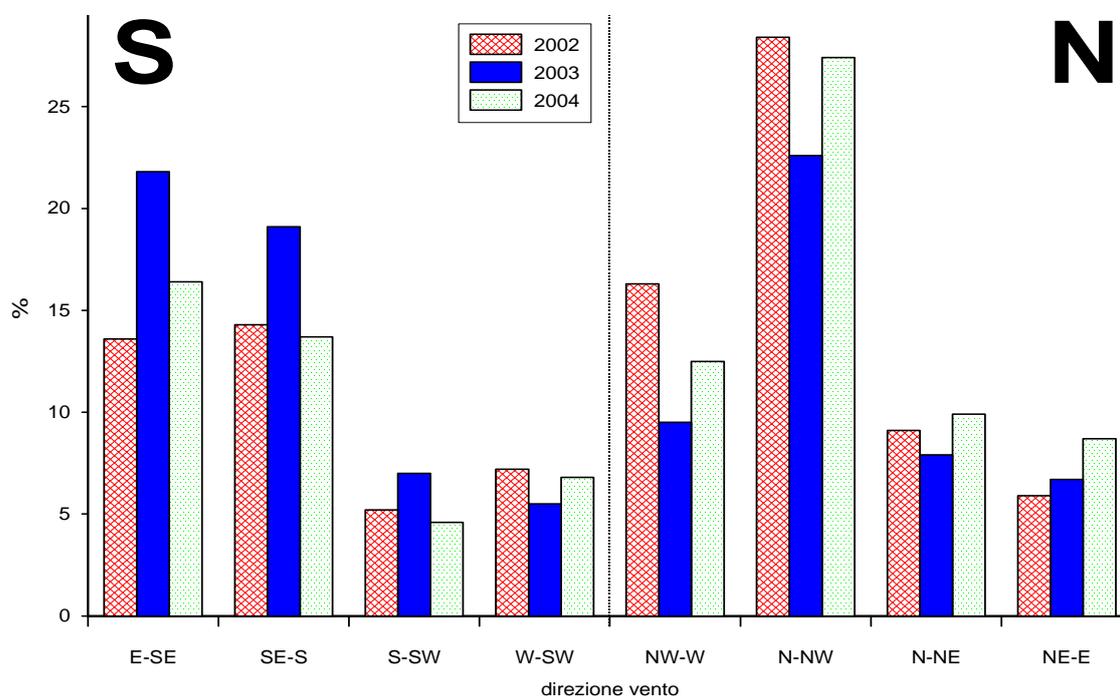


Figura 14: distribuzione del vento (% di dati) nelle direzioni cardinali nei tre anni di misure

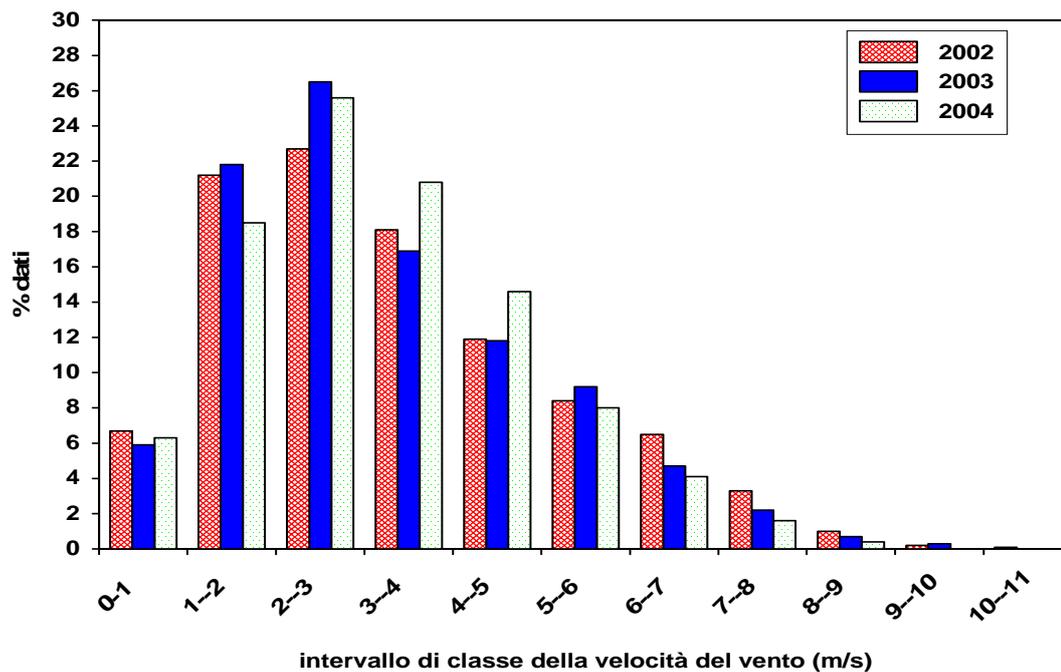


Figura 15: distribuzione della velocità del vento in classi di velocità (metri al secondo) per i 3 anni di misure

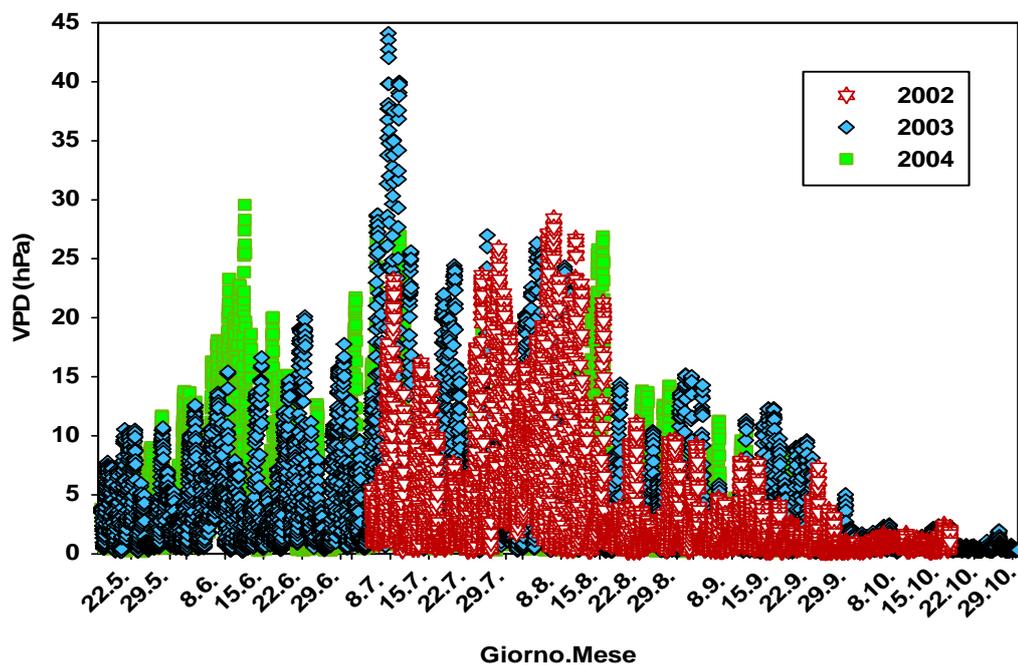


Figura 16: Deficit di Pressione di Vapore (VPD), nei 3 anni di misure

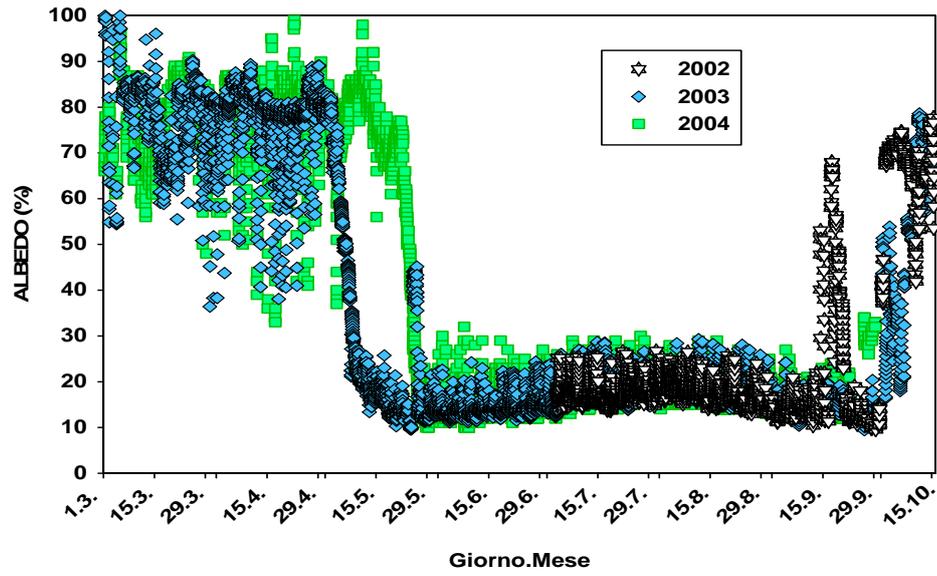


Figura 17: variazione dell'albedo nel corso dell'anno e per i tre anni di campagna di misure

2.2 DETERMINAZIONE dei FLUSSI e BILANCIO ENERGETICO

2.2.1 Strumentazione utilizzata

2.2.1.1 La tecnica Eddy Covariance (EC) per la misura dei flussi di CO₂ e di vapor acqueo

I flussi di CO₂, vapore acqueo e di energia (calore latente e calore sensibile), sono stati misurati con la tecnica di correlazione turbolenta per i cui dettagli si rimanda ad un'ampia letteratura ormai esistente (Kaimal and Finnigan 1994, Moncrieff 1997, Aubinet et al., 2000, Sozzi et al., 2002).

Per l'installazione del sistema è stato utilizzato un traliccio a elementi componibili alto 4,5 m, ed è stato eretto a una distanza di circa 3 km dalla sponda del fiume Kolyma (68° 36.89' N, 161° 20.35' E), con cui confina la piana alluvionale oggetto di studio.

Sulla cima del traliccio è stato installato un anemometro sonico (Gill Solent R3, Gill Instruments, Lymington, UK) per il rilevamento della velocità del vento nelle sue tre componenti vettoriali, e accanto ad esso l'estremità di un tubicino che preleva il campione di aria, collocato alla medesima altezza dell'anemometro sonico (5.3 m dal suolo), ad una distanza da questo di circa di 20 cm. L'aria viene aspirata in una piccola membrana (versione semplificata del modello 815KNDC, KNF-Neuberger, Freiburg, Germania) ad un tasso di 6-7 l min⁻¹, per prevenirne l'eventuale condensazione (Aubinet et al. 2000). Il campione di aria è quindi convogliato attraverso un tubo BEV-A-Line (3.1 mm diametro interno) e due filtri anti-aerosol (ACRO 50 PTFE, 1 µm diam pori, Gelman, USA) ad un analizzatore infrarosso di CO₂/H₂O, a risposta veloce (LI-6262, LiCor Inc, Nebraska, USA), collocato in una cabina posta ai piedi del traliccio a circa 10 metri dalla torretta stessa.

Il gas-analizzatore a infrarossi impiegato in questa stazione microemterologica, è detto a sistema chiuso ed è stato usato in modalità "assoluta", per cui aria priva di CO₂ e H₂O (in quanto costituita da N₂ puro fatto fluire da un cilindro privo di aria e acqua verso l'analizzatore tramite un tubo di 4mm di diametro, ad una portata costante di 20 ml min⁻¹) fornisce il segnale di riferimento, con cui è confrontato quello ottenuto nella cella di

campionamento. Il segnale uscente dall'analizzatore è proporzionale alla differenza di assorbimento tra le due celle.

Le misure di calore latente sono soggette probabilmente ad una sottostima, dal momento che l'analizzatore utilizzato per questo studio (LI6262, detto a "sistema chiuso") è meno preciso nelle misure di flusso di vapore acqueo rispetto alle misure di flusso di anidride carbonica, per oggettivi limiti strumentali. Questo significa che i dati di flusso di vapore acqueo sono soggetti a un errore di magnitudine più grande rispetto agli stessi dati di CO₂. La calibrazione dello strumento è stata effettuata una volta a settimana.

La torretta è stata equipaggiata con altri strumenti per la misurazione della temperatura e dell'umidità dell'aria (HMP35D, Vaisala, Helsinki, Finlandia) e della pressione dell'aria (PTB101B, Vaisala, Helsinki, Finlandia). Sono stati installati inoltre radiometri (LXG055, Dr. Bruno Lange, Berlino, Germania) per la misurazione di radiazione entrante e uscente totali (radiazione solare a onda corta più radiazione terrestre a onda lunga), e radiazione corta (CM14 albedometer, Kipp and Zonen, Delft, Olanda) impiegati per derivare la radiazione netta e i flussi radiativi ad onda lunga. Le precipitazioni estive sono state raccolte e misurate utilizzando un misuratore di pioggia a bascula (modello 52202, Young, Traverse City, USA). Per le misure microemeteorologiche del suolo sono state installate cinque piastrine a flusso di calore per la misura del calore nel suolo (Rimco HFP-CN3, McVan Instruments, Mulgrave, Australia), due posizionate appena sotto la superficie dello strato organico, quindi sotto la superficie dell'acqua stagnante, le altre tre appena al di sotto la sommità dei *tussocks* (sopra il livello dell'acqua ferma). Le piastrine poste nel substrato sovrassaturo d'acqua sono state corrette per le proprietà anomale del suolo a causa della presenza d'acqua, mentre non sono state applicate correzioni per le piastrine in posizione più asciutta sui *tussocks*. Cinque sensori di umidità del suolo (ML2x, Delta-T Devices Ltd, Cambridge, UK) e cinque sensori di temperatura del suolo (PT100) sono stati posizionati nella parte più superficiale dello strato attivo (2 sensori a 5 e 10 cm sotto la superficie dello strato attivo) e lungo il profilo dei microrilievi *tussocks* (3 sensori a 36, 30 and 15 cm sopra la superficie dello strato attivo, nel corpo centrale dei *tussocks*).

I dati climatici sono stati misurati e raccolti ogni 10 secondi e registrati come medie di 10 min utilizzando un raccoglitore di dati meteorologici (CR 23X, Campbell Scientific, Logan, USA). L'alimentazione dell'energia per la strumentazione veniva fornita da un generatore (EX 1000,

Honda, Tokyo, Giappone), posizionato a circa 200 metri dalla torre, in posizione perpendicolare alla direzione del vento principale. Tale generatore non era supportato da alcun sistema di batterie a pannelli solari od altro, per cui ad ogni interruzione di funzionamento del generatore il sistema era soggetto a perdita di dati. Questo inconveniente ha comportato la visita quotidiana (o al massimo ogni due giorni) del sito per il controllo del buon funzionamento del generatore. Il funzionamento continuo del CR 23X era garantito invece da una batteria interna anche quando il generatore non funzionava, per cui per i dati micrometeorologici si è ottenuta una copertura del 100% dal giorno di installazione del sistema allo smantellamento finale (luglio 2002 - ottobre 2004), incluso il periodo invernale quando invece l'analizzatore di gas non era in funzione.

I dati dall'anemometro sonico e dall'analizzatore a infrarosso sono stati raccolti alla frequenza di 20 Hz da un computer portatile su cui è stato installato un apposito software (EDDYMEAS scritto da O. Kolle, MPI Biogeochemistry, Jena. (Vedere Knohl et al. 2003; Anthoni et al. 2003; Anthoni et al. 2004).

I flussi sono stati calcolati on-line utilizzando il pacchetto informatico EDDYSOFT (Kolle, MPI Jena), basato su medie temporali semiorarie della velocità verticale del vento, della temperatura, e delle concentrazioni di gas (vedere anche Aubinet et al. 2000).

2.2.1.2 Analisi e controllo della qualità dei dati

De-trending e rotazione degli assi

In un primo passaggio, i dati grezzi misurati a 20 Hz (componenti vettoriali del vento, temperatura del sonico e concentrazioni di CO₂ e H₂O) sono stati controllati per i limiti assoluti e picchi anomali (*spikes*). Prima del calcolo delle covarianze, le serie temporali sono state corrette per il *de-trending*. Succede infatti che il valore medio di una variabile, campionata per un intervallo di tempo t , può avere un comportamento non stazionario e mostrare un *trend*, ovvero una fluttuazione con un periodo maggiore di t ; il trend deve essere rimosso per rendere la serie temporale stazionaria e quindi più idonea per il calcolo dei flussi turbolenti tramite la tecnica EC.

La seconda correzione che viene fatta dal software, è la rotazione degli assi (rotazione 2D), applicata alle componenti vettoriali della velocità del vento. Con la rotazione algebrica del sistema di riferimento strumentale si ri-calcolano i valori medi delle componenti della velocità del vento e di tutte le varianze e covarianze in cui è implicata la velocità del vento. La rotazione viene compiuta in modo tale che l'asse x sia parallelo al vettore che identifica la velocità media del vento locale.

Tempo di ritardo (*time lag*)

Dal momento che l'analizzatore di gas misura vortici d'aria (*mixing ratios*), non sono necessarie correzioni per le fluttuazioni di densità (*WPL-correction*). Si è invece tenuto conto del tempo di ritardo che intercorre tra i dati dell'anemometro e l'analizzatore a infrarosso e questo è stato calcolato pari a 2.0 secondi per CO₂ e 2.1 secondi per H₂O. Il tempo di ritardo è stato calcolato *on-line* e indipendentemente per ciascuna media semioraria, determinando il massimo e il minimo valore della funzione di correlazione incrociata delle componenti velocità verticale del vento e concentrazioni di CO₂- o H₂O-, rispettivamente.

Analisi dell'area di sorgente (*footprint*)

Il software esegue calcoli sulla stima della *footprint* ad intervalli semiorari, in accordo con i modelli di Schuepp et al. (1990) e con un adattamento per le condizioni di non-neutralità (vedere anche Aubinet et al. 2001). La *footprint* è definita come la distanza dell'area avente il massimo contributo del flusso misurato (x_{max}). Essa è di fondamentale importanza per la comprensione delle caratteristiche del flusso misurato dal sistema, dal momento che se le misure EC vengono raccolte al di sopra di superfici non omogenee, allora il flusso misurato dipenderà dalle caratteristiche della superficie che forma l'area sorgente (Manca, 2003).

Il programma fornisce un calcolo al 50 % *fetch* (ossia distanza sopravento dalla torre con un contributo cumulate del 50 % al flusso misurato), e al 90 % *fetch*.

Per l' 88 % dei dati raccolti (diurni e notturni), l'area di massimo contributo al flusso proviene da una distanza minore o uguale a 200 m dalla torre (**Fig. 9** par 2.1.3), per il 6%

dei dati x_{max} è compreso tra 200 e 400 m, e per il restante 6% oltre 400 m. Il 50% della *fetch* è entro 400m di raggio per l' 85.2% dei dati, and il 90% *fetch* è entro 1600 m di distanza per il 78.5% dei dati. Tutte queste superfici sono comunque ricoperte dallo stesso tipo di vegetazione.

Correzioni spettrali

L'acquisizione del dato da parte dell'analizzatore infrarosso a sistema chiuso è soggetto ad una perdita dell'informazione reale relativa al flusso turbolento nell'intervallo delle frequenze maggiori (limite strumentale).

E' stato quindi derivato un fattore di correzione L (induttanza) a partire dal confronto del co-spettro della velocità verticale del vento e della concentrazione di CO₂ o H₂O, con il co-spettro della velocità verticale e della temperatura misurati dall'anemometro sonico (vedere Eugster and Senn 1995).

I valori di induttanza L trovati, sono 0.13 per la CO₂ e 0.21 per H₂O nel 2002; 0.12 e 0.22 nei due anni successivi. In base a questi valori di induttanza sono state effettuate le opportune correzioni dei flussi di CO₂ e vapore acqueo, in funzione della velocità del vento e della stabilità atmosferica (**fig 18**). Queste correzioni hanno determinato un aumento del tasso assoluto di flusso. In media, il flusso giornaliero di CO₂ è stato corretto per l'8 % del set di dati complessivo, e il flusso notturno e di vapore acqueo sono stati corretti per il 14 % del totale, in conseguenza delle perdite di flusso alle alte frequenze.

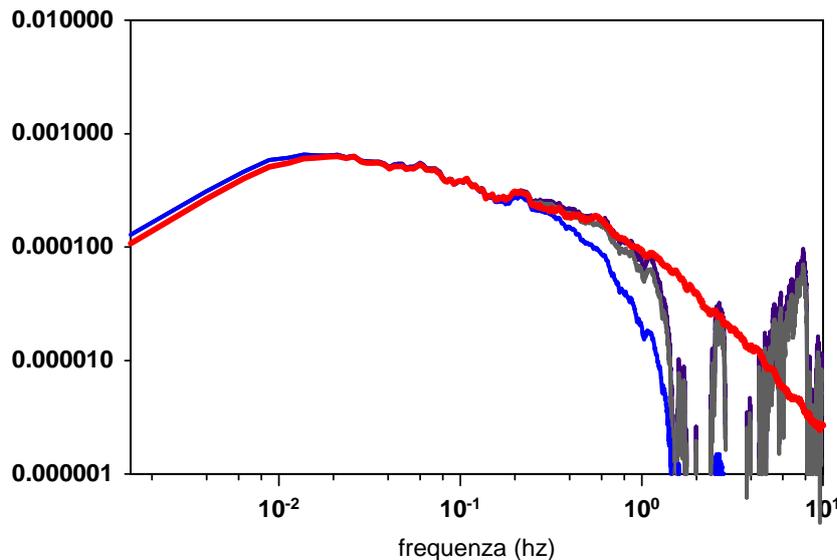


Figura 18: cospetto della temperatura misurata dall'anemometro sonico e cospetto della CO₂ (linea blu), corretta di un fattore $L=0.21$ (linea nera).

Velocità di frizione (u^* , u^*)

Il flusso notturno di CO₂ tale e quale misurato con la tecnica della correlazione turbolenta (di seguito EC), diminuisce al diminuire della velocità di frizione (u^* : indice del grado di turbolenza dell'aria).

Si tratta di un limite intrinseco a tale tecnica, poichè il flusso turbolento in quanto tale tende a diminuire drasticamente durante la notte fino ad annullarsi, e ciò è quantificabile tramite la misura della velocità di frizione, che diventa prossima a zero durante le ore notturne (Goulden et al, 1996). Durante la notte o in periodi di stabilità statica dell'atmosfera, quando i moti turbolenti sono caratterizzati da vortici di piccole dimensioni con alte frequenze, la risoluzione strumentale attuale non permette di ottenere stime affidabili dei flussi, e le ipotesi semplificatrici alla base della tecnica EC vengono meno; si ha un incremento dell'area sorgente che influenza il flusso di uno scalare (*footprint* maggiore), la formazione di onde gravitazionali, avvezione e bassa intensità della turbolenza.

Per risolvere il problema, una tecnica comunemente impiegata in letteratura comporta la identificazione di un valore soglia di u^* (u^*_c) oltre il quale è evidente che il flusso turbolento di carbonio si stabilizza; i flussi misurati quando $u^* < u^*_c$ vengono quindi sostituiti con quelli stimati tramite una relazione temperatura-dipendente, costruita usando i valori di flusso di CO₂ rilevati durante le notti in cui u^* è superiore al valore soglia. Generalmente questa

relazione viene costruita usando la temperatura superficiale del suolo oppure una combinazione della temperatura del suolo e di quella dell'aria.

Il valore soglia di u^* e la funzione per stimare i flussi notturni sono parametri sito – specifici e inoltre, sostituendo un flusso misurato con quello modellizzato, si rischia di ottenere un valore notturno cumulato di flusso di CO_2 superiore a quello reale (fenomeno del *double counting*). Quest'ultimo caso si verifica quando la CO_2 accumulatasi sotto chioma viene improvvisamente rimescolata dalla turbolenza e quindi rilevata come flusso respiratorio dai sensori EC; questo flusso misurato al tempo t è stato prodotto precedentemente quando u^* era molto basso e il flusso misurato in questi periodi passati è stato sostituito con una stima analitica. Il rimescolamento turbolento dell'aria che si è stratificata durante i periodi di stabilità avviene generalmente all'alba e sporadicamente anche durante la notte (Manca, 2003).

Per i nostri calcoli si è deciso alla fine di non utilizzare alcuna soglia u^* per la correzione dei flussi notturni, per due motivi: (A) il nostro sistema non possiede un apparato di misurazione del profilo di CO_2 tra la vegetazione e la cima della torre, per cui la correzione dei flussi con la soglia u^*_c potrebbe essere soggetta a *double counting*; (B) non sussistono fenomeni di avvezione in questo tipo di ecosistema dal momento che si tratta di una superficie piatta e omogenea in termini di copertura vegetale (e quindi di rugosità). Ne deriva che la CO_2 accumulata sotto il sistema EC durante la notte deve necessariamente attraversare il sistema EC non appena si ripristinano le condizioni di turbolenza nel primo mattino con il sorgere del sole o in caso di repentini incrementi della velocità del vento. Questo flusso viene perciò direttamente misurato dal sistema con un tempo di ritardo di qualche ora.

L'effetto di una correzione dei flussi non impiegando la soglia di u^* è stata comunque stimata; per un valore di soglia pari a $u^* < 0.1 \text{ m s}^{-1}$ (10 % dei dati notturni), la NEE cumulativa è maggiore di circa il 5 % rispetto allo stesso bilancio annuale calcolato applicando la correzione dei dati con la soglia di u^*_c (**fig 19**).

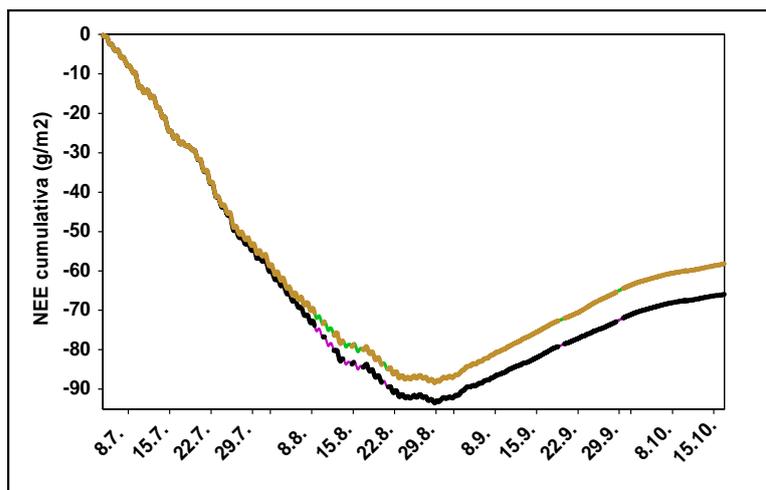


Figura 19: effetto dell'impiego della soglia u^* nel calcolo del carbonio cumulato. La linea superiore è il risultato del bilancio impiegando u^* , la linea inferiore è il bilancio ottenuto trascurando u^* per evitare il problema del *double counting* (serie di dati per l'anno 2002).

Bilancio energetico

Il bilancio energetico è stato calcolato come:

$$(3) R_n - H - \lambda E - G - Q_{ice} - Q_{\Delta water} = 0$$

dove R_n è la radiazione netta, H il flusso di calore sensibile, λE il flusso di calore latente misurato, e G il calore del suolo, misurato con le piastre poste appena sotto la superficie del suolo. Dal momento che dalle nostre stime risulta che la copertura dei microrilievi *tussocks* è del 15% della *footprint*, mentre il restante 85% è caratterizzato da vegetazione inter-tussock, il valore di G risultante è dato dalla somma del calore del suolo relativo alle due percentuali di copertura di vegetazione.

Q_{ice} rappresenta l'energia necessaria al sistema per sciogliere il ghiaccio dello strato attivo, e $Q_{\Delta T water}$ rappresenta l'energia associata alle fluttuazioni della temperatura dell'acqua del suolo (Lafleur et al. 1997).

Q_{ice} è stato calcolato come segue:

$$(4) Q_{ice} = \Delta d \cdot 917 \cdot L_f$$

dove Δd rappresenta la variazione di profondità di scioglimento dello strato attivo, 917 è la densità del ghiaccio (kg m^{-3}), e L_f è il calore latente di fusione (334 kJ kg^{-1}). Lo strato organico contiene circa il 60% di ghiaccio e il suolo minerale, circa il 40 % (vedere cap 3.1.3). Δd è stato misurato una o due volte a settimana, fendendo il suolo con un'asta appuntita e graduata, in modo da misurare la variazione di profondità del permafrost e prendendo la superficie dello strato attivo come riferimento.

$Q_{\Delta water}$ è stato calcolato come :

$$(5) \quad Q_{\Delta water} = \rho \cdot c_p \cdot \Delta T / \Delta t \cdot \Delta z$$

dove ρ è la densità dell'acqua (1000 kg m^{-3}), c_p è il calore specifico dell'acqua ($4182 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), $\Delta T / \Delta t$ è il cambio di temperatura dell'acqua durante il giorno, e Δz è la profondità degli strati d'acqua a cui la temperatura è stata misurata.

$Q_{\Delta water}$ rappresenta lo storage di calore dell'acqua basato sulle misure di temperature alle varie profondità del profilo d'acqua ferma presente nelle depressioni intertussocks. Lo *storage* di calore è stato computato per diversi strati a partire dalle differenze di temperatura nel suolo e della capacità dell'acqua di trattenere calore, nell'unità temporale (*heat capacity*). Lo *storage* di calore a livello ecosistemico è stato ponderato in base alla percentuale di copertura dei microrilievi tussocks e delle depressioni intertussocks, e il flusso di calore del suolo è stato misurato dalle piastre.

2.2.1.3 Sostituzione dei dati mancanti (*Gap filling*)

La presenza di intervalli temporali con assenza di dati a causa di malfunzionamento del sistema o per attività di mantenimento dello stesso (calibrazione strumenti etc..), ha richiesto la sostituzione dei dati mancanti, al fine di ottenere un set di dati su scala annuale completo per la computazione del bilancio annuale di carbonio. Per il riempimento di intervalli temporali inferiori a 2 ore si è proceduto per semplice interpolazione dei dati mancanti coi dati adiacenti immediatamente precedenti e posteriori a quelli mancanti, secondo il modello Akima-Splines.

Intervalli temporali di dati mancanti più ampi (>2 ore), sono stati riempiti invece impiegando regressioni non lineari. Per la stima l'assimilazione diurna si è fatto uso della funzione di Michaelis-Menten, basata sulla radiazione fotosinteticamente attiva (PFD), mentre per i dati di respirazione notturna è stata impiegata la funzione di Lloyd-Taylor (Lloyd e Taylor 1994) (vedere Knohl et al. 2003), basata su valori di temperatura.

L'equazione (modificata) di Michaelis-Menten usata per i dati diurni è:

$$(A) \quad NEE = (a \cdot x \cdot b) / (a \cdot x + b) - c$$

dove x rappresenta la radiazione fotosinteticamente attiva (PAR), a rappresenta il coefficiente angolare della funzione non lineare, e c descrive la curvatura della funzione (Falge et al. 2001).

I coefficienti a , b e c sono stati determinati per intervalli temporali di dati bi-settimanali. I coefficienti variano entro la stagione al variare della magnitudine del flusso di CO₂. Col diminuire dell'attività assimilativa, la determinazione dei coefficienti di tale funzione diventa via via sempre più incerta, benché l'errore totale della stima del flusso nel suo insieme rimanga basso.

La funzione di Lloyd-Taylor usata per il *gap filling* notturno è la seguente:

$$(B) \quad R = a \cdot \exp(308.56 \cdot (1/56.02 - 1/(x + 273.16 - 227.13)))$$

Dove x rappresenta la temperatura media del suolo misurata nei tussocks o nella parte superiore dello strato organico, a seconda del periodo dell'anno in cui si è fatto il *gap filling* (vedere di seguito). Il fattore a rappresenta il tasso di respirazione a 10 C (definito dagli autori come R_{10}).

A causa delle condizioni permanenti di asfissia del suolo e della presenza del permafrost, la temperatura del suolo è il principale determinante della respirazione ecosistemica (eterotrofa e autotrofa).

E' stata applicata un'unica regressione per l'intero periodo investigato (**fig 20**), al fine di mettere in relazione il tasso di respirazione con la temperatura del suolo (vedere anche Van Dick et al. 2005). Variazioni piccole durante il corso dell'anno non sono risultate significative. I coefficienti dell'equazione (**B**) sono stati determinati a partire da dati notturni ($PFD < 10 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, $u^* > 0.1 \text{ m s}^{-1}$), quando esistenti (presenza lungo giorno polare!) nei mesi da maggio a settembre, e da dati sia diurni che notturni per i mesi invernali (da ottobre-febbraio) e primaverili (marzo-aprile), per gli anni in cui le misurazioni sono state prolungate anche ai mesi più rigidi (autunno 2002 e 2003 + primavera 2003 e 2004)

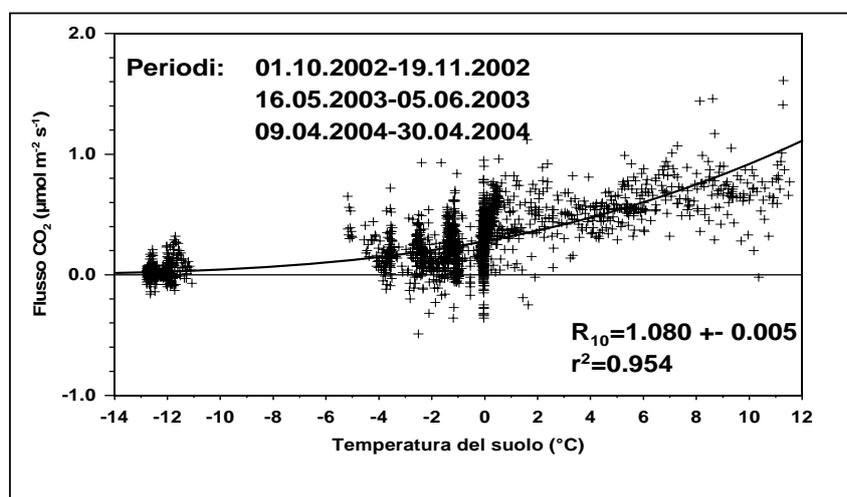


Figura 20: relazione flusso–temperatura della funzione Lloyd-Taylor. Per i dati di respirazione invernale 2002-2003; si sono usati 3 blocchi di dati: ottobre-novembre 2002, maggio 2003 e aprile 2004. Per l'inverno 2003-2004 è stata usata la stessa funzione e ha dato come risultato un valore di $R_{10}=1.12$ con $r^2=0.94$.

A causa della disomogeneità dei dati di flusso, i coefficienti della regressione sono stati determinati, per il periodo invernale 2002-2003, a partire dalla media di valori di

temperature riuniti in classi di 2°C di ampiezza (Corradi et al., 2005). La regressione copre l'intero intervallo di temperatura investigato.

A queste latitudini la vegetazione interrompe la propria attività fotosintetica a settembre e il flusso netto dell'ecosistema diventa positivo (+ designa un flusso verso l'atmosfera), per cui il *gap filling* per tutto il periodo autunnale e invernale è stato effettuato usando la funzione di Lloyd-Taylor.

Nella funzione di Lloyd-Taylor, ho usato come variabile indipendente la temperatura del suolo, misurata dai sensori posti a due diverse profondità. Per il periodo dell'estate-autunno fino a quando non inizia la fase di congelamento del suolo, le temperature che sono state impiegate nel modello sono quelle relative alla temperatura dei tussocks (sensori più superficiali). In seguito al congelamento dei suoli, i microrilievi tussocks sono soggetti a immediato congelamento, a differenza delle depressioni intertussocks, in cui lo strato organico rimane a temperature vicino allo zero fino a dicembre inoltrato. Noi assumiamo che i sensori localizzati nello strato attivo (0-5 cm di profondità) rappresentino le condizioni per la respirazione invernale dei mesi più freddi (Dicembre-Aprile).

Così per la modellizzazione del flusso di CO₂ abbiamo usato i sensori più superficiali nel periodo estivo (localizzati nei tussocks, sottoposti a temperature più alte rispetto agli strati inferiori dell'orizzonte organico del suolo minerale), mentre per il periodo invernale si è fatto uso dei sensori localizzati nello strato attivo delle depressioni intertussocks (meno fredde rispetto agli strati di tussocks superiori, più esposti), ponendo così la stima della respirazione invernale nell'intervallo delle temperature elevate, in corrispondenza delle quali questa dovrebbe essere maggiore.

Gap filling dei flussi di energia

Dati mancanti di calore latente (LE_{sim}), sono stati modellizzati usando una funzione lineare che mette in relazione il calore latente con la radiazione ad onda corta entrante ($SWDR$), dal momento che questa variabile meglio si adattava alla relazione lineare, rispetto alla radiazione netta.

$$(6) \quad LE_{sim} = a \cdot SWDR$$

Il coefficiente a della relazione è stato determinato mensilmente a partire da dati di flusso direttamente misurati quando il sistema funzionava.

L'equazione del bilancio energetico, estesa per un fattore a , che rappresenta la chiusura del bilancio energetico, è stata usata per fare il *gap filling* del calore sensibile, H , a partire da dati di flusso misurati (scelti per $u^* > 0.1 \text{ m s}^{-1}$).

$$(7) \quad H = a \cdot (R_n - G) - LE$$

Il coefficiente a è stato determinato per flussi diurni e flussi notturni. Mentre R_n e G sono stati misurati senza alcuna perdita di dati, LE è stato parzialmente stimato con la funzione (6).

Il *gap filling* dai dati di CO_2 è stato applicato per il 18, 20 e 22% dei dati complessivi, nel 2002, 2003 e 2004 rispettivamente, a causa di un progressivo peggioramento del funzionamento del generatore di corrente negli anni.

L'interruzione volontaria del sistema a scopi di calibrazione e attività di mantenimento del sistema ha riguardato mediamente un terzo delle percentuali sopra menzionate.

2.2.2 La tecnica delle cuvette per la misura dei flussi di CH₄

Il flusso di metano è stato misurato con la tecnica delle cuvette, installando otto camerette statiche di alluminio lungo un transetto di 100 metri, collocate in modo da includere alternativamente vegetazione di tipo tussock (T) e vegetazione intertussock (IT). Le camerette, di forma cubica, sono state installate su dei collari appositamente impiantati nel suolo per circa 2-4 cm nello strato organico, e questi non sono stati più rimossi fino alla fine dell'esperimento, in modo tale da ridurre al minimo i disturbi al terreno circostante l'area di campionamento. Il volume complessivo di ciascuna cameretta varia da 19 a 29 dm³. Il livello dell'acqua ferma presente sul campo era sempre più alto della base del collare, perciò nel momento in cui si inseriva il coperchio della cameretta nel collare, si creava automaticamente una chiusura stagna della cuvetta e i gas rimanevano imprigionati al suo interno. La temperatura dell'aria interna alla cameretta veniva misurata ad ogni campionamento per mezzo di un termometro digitale a termocoppie.

Il campionamento è stato effettuato ogni 7-10 giorni, utilizzando siringhe di plastica di volume pari a 30cm³, con il cui ago era possibile estrarre il gas dalla cuvetta attraverso una membrana posta sulla faccia superiore del cubo.

Per ciascun campionamento, si sono effettuati 4 prelievi da ogni cuvetta, rispettando intervalli di 8-10 minuti fra una estrazione e la successiva, per un tempo totale di campionamento di 20 (minimo) fino a 40 minuti (massimo). I campioni venivano trasportati quindi al laboratorio di analisi e conservati in ambiente freddo per un tempo massimo di 12 ore entro contenitori di vetro fino al momento dell'analisi gascromatografica.

Il gas-cromatografo utilizzato per l'analisi delle concentrazioni di metano (Shimadzu C-R501, Giappone) è stato messo a disposizione dalla stazione di ricerca North-East Scientific Station di Sergei Zimov presso la quale soggiornavo, equipaggiato con un rivelatore a ionizzazione a fiamma (FID), e con azoto da usare come gas di trasporto. A partire dalle concentrazioni di metano fornite dai cromatogrammi, il flusso di metano è stato calcolato con una regressione lineare, dal momento che l'effetto di saturazione all'interno della cuvetta è risultato inesistente entro l'intervallo di campionamento prescelto (Hutchinson e Livingston 1993). L'incremento lineare della concentrazione di

metano durante il tempo di incubazione è stato impiegato anche come indicatore di fenomeni di ebollizione (formazione di bolle di metano) nelle camerette, indotte involontariamente dall'operatore durante il campionamento. La formazione di bolle ad alta concentrazione di metano è riscontrabile nel momento in cui si costruiscono i grafici di flusso (concentrazione di metano vs tempo di incubazione)(Fig. 21)

Come regola generale, abbiamo considerato validi quei dati aventi un coefficiente di correlazione $r^2 > 0.9$, relativo al coefficiente angolare $\Delta CH_4/\Delta t$ della retta di correlazione lineare. Dati aventi $r^2 < 0.9$ sono stati considerati "contaminati" e perciò scartati (9% dei dati raccolti nel 2002; 19 e 17% nel 2003 e 2004, rispettivamente).

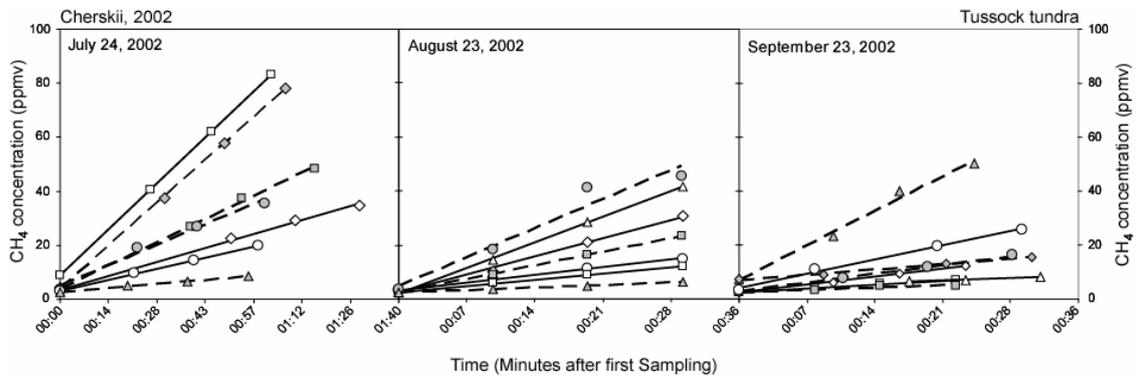


Figura 21: calcolo del flusso di CH₄ a partire dai dati di concentrazione (asse y) misurati entro le cuvette, in un intervallo t (asse x). Notare la linearità del flusso che esclude fenomeni ebollizione

Per alcuni campioni prelevati è stata anche misurata la concentrazione di CO₂, in modo da poter confrontare il tasso di respirazione misurato con le cuvette e quello misurato con la tecnica della correlazione turbolenta. L'analisi della concentrazione di anidride carbonica a partire dal campione di aria prelevato con le siringhe, è stata fatta con un analizzatore di gas a infrarosso LI-6262 (IRGA-1047, USA) installato nel laboratorio di analisi.

2.2.3 Biomassa e indice di area fogliare

Nel mese di luglio 2002 è stato misurato il LAI (leaf area index), (LI-2000; LiCor Lincoln Nebraska, USA) lungo un transetto di 100m entro il quale si è preso un punto di misura ad ogni metro.

Negli anni 2002 e 2003 sono stati effettuati dei prelievi di biomassa epigea della vegetazione caratterizzante l'ecosistema in esame, entro aree di saggio di 1m² ciascuna, scelte casualmente nel campo in prossimità della torre. I campioni vegetali raccolti sono stati separati secondo la specie e successivamente essiccati in stufa a 60°C, per 24 ore. Sono stati quindi misurati i pesi secchi di tutti i campioni e parte di essi sono stati utilizzati per l'analisi del contenuto di carbonio e di azoto nelle varie specie e nei diversi comparti della pianta.

La stima di copertura tra i microrilievi *tussocks* e le depressioni *intertussocks* sono state determinate lungo 5 transetti di 100 metri ciascuno, effettuati lungo le direzioni cardinali. Nel 2002 sono state effettuate 20 aree di saggio, per gruppi di 4 plots, prelevati ogni 10 giorni circa (da fine giugno a metà agosto); nel 2003 sono state effettuate in totale 28 aree di saggio, coprendo tutta la durata della stagione vegetativa, da metà giugno ai primi di settembre.



Foto VIII: esempio di area di saggio (area 1 m²), per il prelievo di biomassa vegetale

3. RISULTATI e DISCUSSIONE

3.1 OSSERVAZIONI STAZIONALI dell'ECOSISTEMA STUDIATO

3.1.1 Fenologia e biomassa: variazioni stagionali nel corso della stagione vegetativa

Nella regione artica la lunghezza della stagione vegetativa non supera i 100 giorni, anzi può essere inferiore ai 50 giorni nella fascia più settentrionale dell'artico o nelle esposizioni a scioglimento primaverile tardivo (e.g. versanti settentrionali). Viene definita stagione vegetativa il numero di giorni in cui la temperatura media giornaliera è maggiore di +5°C. All'interno di questa breve stagione, le piante si sono adattate in modo da compiere l'intero ciclo vegetativo (sviluppo nuove foglie e radici, allungamento degli steli/fusti, fioritura, fruttificazione) prima dell'arrivo dell'inverno.

La vegetazione della tundra artica è limitata nel suo sviluppo e produttività, oltre che dalla scarsità di nutrienti disponibili, dalla brevità della stagione vegetativa piuttosto che dalla severità delle temperature, a cui esse si sono adattate (bassa statura; formazione a cuscinetto; rapida successione delle fenofasi entro la stagione vegetativa).

La vegetazione dell'ecosistema studiato comincia a svilupparsi non appena la temperatura dell'aria sale a valori sopra 0°C, benché i suoli siano ancora congelati. La stagione vegetativa nel 2003 è partita con molto anticipo rispetto agli altri due anni, dal momento che agli inizi del mese di maggio 2003 la vegetazione cominciava a sviluppare le nuove foglioline e i germogli dell'anno. La durata effettiva della stagione vegetativa del 2003 ammonta a 111 giorni rispetto ai 103 e 104 giorni del 2002 e del 2004 rispettivamente .

Le parti epigee ed ipogee delle piante che abitano sopra il permafrost, subiscono uno sfalsamento nell'accrescimento, dal momento che il suolo scongela assai più in ritardo rispetto al picco massimo di intensità di luce; viceversa in autunno il suolo ri-congela più tardi (anche un mese), rispetto alla superficie terrestre e alle parti epigee della vegetazione. Nel caso dell'ecosistema in esame tale fenomeno si evidenzia non solo tra temperatura dell'aria e temperatura del suolo, bensì anche tra la temperatura misurata nei microrilievi tussocks (sopra il livello dell'acqua) e la temperatura dello strato attivo a 5-10 cm di profondità (saturato di

acqua). Le dense formazioni tussocks garantiscono un regime di temperatura e un microclima favorevoli al risveglio vegetativo dopo l'inverno, essendo questi cumuli i primi a scongelarsi e a riscaldarsi, rispetto alle depressioni intertussock in cui la neve permane più a lungo e il suolo scongela tardivamente (**fig 22**).

A dispetto dei limiti climatici, spaziali, temporali e nutrizionali della vegetazione artica, esiste quindi una notevole diversità biologica nelle strategie di accrescimento, nonostante la relativa bassa diversità specifica della vegetazione di tundra.

La biomassa vegetale epigea cresce linearmente dalla fine di giugno ($87 \pm 12 \text{ gm}^{-2}$ peso secco nel 2002)(media \pm dev.st.) fino a metà agosto, quando la biomassa vegetale raggiunge il massimo accrescimento ($177 \pm 41 \text{ gm}^{-2}$ peso secco). La biomassa prodotta da *Eriophorum angustifolium* ($90.4 \pm 34 \text{ gm}^{-2}$ peso secco) supera di un fattore 3 quella di *Carex appendiculata* ($30.5 \pm 18 \text{ gm}^{-2}$ peso secco). Diverse specie minori contribuiscono per circa il 5% alla biomassa vegetale totale, tenendo conto che la presenza di muschi è pressoché trascurabile, essendo localizzata su piccole chiazze sparse (**tab II**).

La media giornaliera del tasso di crescita è stato nel 2002 di $1.64 \text{ gm}^{-2}\text{giorno}^{-1}$ ($0.82 \text{ gC m}^{-2}\text{day}^{-1}$).

Eriophorum nel 2002 ha sviluppato i suoi semi cotonosi alla fine di luglio. A partire dal metà agosto in poi la vegetazione ha iniziato ad ingiallire e gli arbusti decidui a perdere progressivamente le foglie. Nel 2003 a causa della anticipata stagione vegetativa, la biomassa è cresciuta linearmente come nel 2002 nel mese di giugno ($89 \pm 23 \text{ gm}^{-2}$ peso secco), ha raggiunto il picco di massimo sviluppo già a metà luglio a causa delle elevate temperature, e si è mantenuta su livelli costanti di circa $150 \pm 24 \text{ gm}^{-2}$ peso secco, fino alla seconda metà di agosto, quando la fase di senescenza ha preso il sopravvento (**fig 23**). Il tasso di crescita nel 2003 è più alto rispetto al 2002, di $1.85 \text{ gm}^{-2}\text{giorno}^{-1}$ ($0.93 \text{ gC m}^{-2}\text{giorno}^{-1}$). Il livello di acqua stagnante è maggiormente fluttuante e in media assai più basso nel 2003 rispetto al 2002 (differenza tra livello massimo e minimo: 4cm nel 2002 contro 11 cm nel 2003, e 12 cm nel 2004), e questo può aver contribuito ad un più efficiente tasso fotosintetico e quindi un accrescimento più rapido.

L'innalzamento delle temperature primaverili nel 2003 è stato rapido e ha raggiunto nel pieno dell'estate valori altissimi e assolutamente anomali rispetto al clima di queste latitudini. La temperatura massima estiva ha raggiunto un picco di 34°C e si è mantenuta per vari giorni di luglio al di sopra dei 28°C . Similmente, si sono registrati valori di deficit di pressione di

vapore fino a 44 hPa. La fase fenologica di fioritura delle varie specie è avvenuta anticipatamente, infatti già nella prima decade di luglio la maggior parte delle specie erano fiorite, e anche *Eriophorum* ha maturato rapidamente i semi cotonosi e li ha mantenuti fino al termine della stagione vegetativa, assicurandosi un' ampia diffusione anemocora. Le specie arbustive decidue invece sono entrate in vegetazione due settimane in ritardo rispetto alle carici.

La differenza del 2003 rispetto al 2002, oltre all'anticipazione della stagione vegetativa, è consistita in una simultanea fioritura delle varie specie, mentre nel 2002 sono fiorite in successione, una dopo l'altra.

L'indice di area fogliare totale (LAI) misurato a luglio è di $1.4 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$. Basandoci sui valori di peso secco della biomassa è stato calcolato il valore di LAI della componente verde, che risulta essere di $0.3-0.4 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$. La differenza dei due valori è dovuta alla presenza di uno strato spesso di biomassa morta ($1 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$), mescolata alla biomassa viva. L'ammontare totale della biomassa vegetale morta è consistente, ed è prodotto principalmente da *Eriophorum* situato nelle depressioni poligonali (intertussocks), e in parte da *Carex appendiculata* che cresce invece sui tussocks. La biomassa morta varia da 1 a 3 kg m^{-2} , e supera il valore di biomassa verde di un fattore 10.

Contenuti di C e N nelle piante

Il *turnover* di carbonio e azoto negli ecosistemi artici è lento (fino a 200 volte più lento rispetto agli ecosistemi temperati e tropicali), essendo questo regolato prevalentemente dalla temperatura. Nelle comunità vegetali di tundra, l'azoto è il più comune elemento limitante insieme al fosforo. La fissazione dell'azoto è lenta, la decomposizione e la mineralizzazione sono poco efficienti a causa del suolo freddo o ghiacciato (permafrost), mentre la immobilizzazione di N (e P) è rapida.

Ne deriva che la competizione tra microrganismi del suolo per la scarsità di nutrienti è un ostacolo alla disponibilità di nutrienti per la vegetazione. Dopo lo scioglimento primaverile delle nevi, grandi quantitativi di N sono rilasciati nei suoli di palude e di tundra artica, e una parte di essi viene dispersa nelle acque dei fiumi e dei laghi. Si tratta di un trasporto laterale, anche a grandi distanze, e non di un fenomeno di lisciviazione. Infatti la presenza del

permafrost sotto lo strato attivo anossico, non permette la percolazione dei nutrienti in senso verticale.

Quando la biomassa microbica del suolo è attiva e sono disponibili fonti di carbonio organico ossidabile, l'ammonio viene rilasciato (NH_4^+) dalla sostanza organica alla soluzione del suolo, per mezzo dei processi enzimatici del suolo. La biomassa microbica è maggiormente competitiva per l'azoto rispetto all'apparato radicale delle piante grazie alla maggiore superficie a contatto con il substrato.

La respirazione microbica nello strato organico della tundra è misurabile fino a -7°C e aumenta con la temperatura (Flanagan et al., 1980), anche se l'umidità gioca un ruolo fondamentale nella decomposizione; le condizioni anaerobiche del suolo di torbiera e di tundra paludosa riducono il tasso di attività microbica e la mineralizzazione dei nutrienti. A questi due fattori si aggiungono altre proprietà edafiche, quali capacità di scambio cationico, porosità, saturazione delle basi, scambio di nutrienti, profondità di scongelamento dello strato attivo. Tuttavia tali effetti sono meno chiari e non analizzati in questa sede.

Nelle specie graminoidi gran parte delle riserve di azoto delle nuove foglioline provengono dalle foglie senescenti (Jonasson e Chapin 1985). Questa ritraslocazione avviene principalmente nella breve stagione autunnale che precede il lungo inverno, in modo tale che le riserve possano essere prontamente utilizzate al risveglio vegetativo della stagione successiva. Sono numerosi gli organi che contribuiscono alla ri-traslocazione; prima della morte di questi comparti, azoto e fosforo vengono traslocati nei tessuti neoformati. Con la ritraslocazione dei nutrienti le piante accumulano dal 40 al 90% dell'ammontare totale del contenuto di nutrienti di cui necessitano. Un'altra fonte alternativa di azoto è quella derivante dall'attività micorrizica di *Rhizobium* o altre specie, presenti in forma di noduli negli apparati radicali delle piante vascolari, o grazie alla presenza di alghe verdi simbiotiche (*Nostoc.*). Nonostante questo adattamento specifico, la concentrazione di nutrienti nel suolo diventa minima in piena estate quando sia biomassa microbica che vegetazione ne assorbono in gran quantità per il proprio accrescimento.

I campioni di biomassa delle quattro specie principali caratterizzanti l'ecosistema in esame, sono stati analizzati per il contenuto di azoto (e di carbonio) nei vari comparti della pianta nel corso della stagione vegetativa. *Eriophorum angustifolium* presenta un contenuto di azoto medio del 1.21% (di peso secco), ma con una discreta differenziazione nel corso della

stagione vegetativa. Nel mese di luglio il contenuto medio è di 1.3 e si riduce via via nel mese di agosto (periodo di senescenza) a 1.03%

Carex appendiculata mantiene contenuti più alti di azoto, di 2.0% che nella fase di senescenza si riduce a 1.75%. Per entrambe queste specie sono stati fatti prelievi aggiuntivi dopo il primo taglio delle foglie primaverili. Il contenuto di azoto delle nuove foglioline ricacciate dopo il taglio è di 2.51 e 2.65% per *Eriophorum* e *Carex*, rispettivamente. La fonte di azoto può essere, a questo stadio dello sviluppo, sia lo strato attivo parzialmente scongelato, sia un accumulo di riserve della stagione precedente, ritraslocate dai comparti morenti nell'autunno precedente, conservate durante la lunga stagione invernale, e utilizzate in primavera per questa situazione di "emergenza" (**fig 24**).

Per le carici, si è operata una separazione degli steli e delle infruttescenze dall'apparato fogliare. Il contenuto di azoto in questi due componenti della pianta risulta assai più basso. Per *Carex appendiculata* il contenuto di azoto negli steli è dell'1.31% (rispetto alle foglie col 2%) e nelle infruttescenze varia sensibilmente da 1.3 a 1.8%. In *Carex chordorriza* la ripartizione di azoto nelle varie strutture è ancora più chiaramente distinguibile. Negli steli si ha il 0.6% di azoto mentre nelle foglie 1.57%. Lo stesso dicasi per le specie arbustive quali *Betula*, *Salix* e *Camaedaphne*: nelle foglioline il contenuto di azoto è 1.5%, nei rametti lignificati è 0.4%. *Potentilla* presenta un contenuto di 1.70% di azoto al culmine della stagione vegetativa che si riduce a 1.14% a fine agosto. La biomassa indecomposta depositata sul terreno ha un contenuto di azoto medio pari a 0.64%. Il contenuto di carbonio di tutti questi campioni oscilla tra 44 e 46%, tranne che per i rametti legnosi delle specie arbustive in cui si raggiungono valori del 51%. Nelle parti legnose delle specie arbustive la concentrazione di nutrienti accumulata è inferiore, ma poiché la biomassa totale è maggiore delle componenti erbacee, la quantità complessiva accumulata è altrettanto consistente.

Non vi è nessun trend stagionale di diminuzione della concentrazione di carbonio nei vari comparti o nella successione delle fasi fenologiche come accade per l'azoto, dal momento che la decomposizione del carbonio è più lenta e prolungata nel tempo.

La diversità inter-specifica e intraspecifica delle comunità vegetali che rivestono il territorio artico, sono dettate essenzialmente da differenze di allocazione delle riserve nutrizionali e di posizione delle gemme, tali da garantire un pronto risveglio vegetativo, non appena la stagione primaverile avanza.

Le specie cresciute sulle sommità dei tussocks (e.g. *Carex appendiculata*) presentano le foglie formate e gli steli in allungamento con già le infiorescenze sviluppate, a partire dal 5 giugno 2004, dal momento che esse giacciono al disopra del suolo congelato e beneficiano prontamente dell'innalzamento della temperatura primaverile. Il microclima dei tussocks (T) garantisce così una precoce emergenza dal manto nevoso rispetto alle specie situate nelle depressioni intertussocks (IT) (*Eriophorum angustifolium*, *Potentilla palustris* e *Carex chordorriza*,) che iniziano la loro espansione fogliare anche due settimane dopo. Nel 2004 si è osservato uno sfalsamento di accrescimento delle formazioni T vs IT, di 8-10 giorni.

Le specie arbustive sempreverdi infine, entrano in vegetazione due o tre settimane dopo le specie graminoidi, dal momento che fruiscono di una massa fogliare già significativa rispetto alle specie annuali o alle arbustive decidue. Nel sito in esame, *Camaedaphne calyculata* fiorisce tra il 18 e il 20 di giugno rispetto a *Carex appendiculata* che già da quasi due settimane si trova in fase di massima fioritura e di dispersione dei semi. *Betula exilis* e *Salix* spp., specie caducifoglie, entrano in fioritura ancora prima di sviluppare le nuove foglioline dell'anno.

Altre specie minori fioriscono e appassiscono rapidamente in questo intervallo temporale intermedio tra la fioritura di *Carex* e quella di *Eriophorum*. Per citare alcune di queste specie: *Polemonium*, *Saxifraga*, *Caltha*, *Pedicularis*.

Le comunità vegetali tipiche della tundra artica hanno sviluppato anche una sofisticata architettura dei sistemi radicali, tali da garantire una efficiente cattura dei nutrienti in circolazione alle varie profondità dello strato attivo. Tale architettura è caratterizzata da rizomi che scorrono orizzontalmente appena sotto la superficie dello strato attivo, non potendo penetrare nel duro permafrost in senso verticale, e questo è il caso di specie come *Eriophorum* e *Potentilla*, oppure da un sistema di radici ramificate quale è quello degli arbusti nani (betulla, salice), che dalle sommità dei tussocks scendono in profondità.

L'allungamento ipogeo delle radici inizia non appena il suolo si scongela ossia quando la temperatura sale sopra lo zero. La maggior parte della biomassa ipogea in ambiente artico deriva non tanto dalla decomposizione radicale, bensì dalla presenza di rizomi, guaine fogliari, e steli sotterranei, che funzionano principalmente da organi di stoccaggio dei nutrienti e quali mezzi di dispersione agamica delle specie.

Tabella II : elenco delle specie più rappresentative dell'ecosistema e relativa percentuale (di peso secco)

Nome della specie	Tussock (T) inter-tussock (IT)	% del peso secco totale media
<i>Eriophorum angustifolium</i> (cotton grass)	IT	68.4
<i>Carex appendiculata</i> (sedge)	T	17.2
<i>Salix spp.</i> (willow)	T	3.9
<i>Potentilla palustris</i> (marsh cinquefoil)	IT	3.2
<i>Carex chordorrhiza</i> (sedge)	IT	1.2
<i>Chamaedaphne calyculata</i> (leather leaf)	T	1.1
<i>Betula exilis</i> (dwarf birch)	T	0.5
<i>Pedicularis, Rubus, Polemonium,</i> <i>Caltha, Calamagrostis</i> (sporadiche)	T	4-8

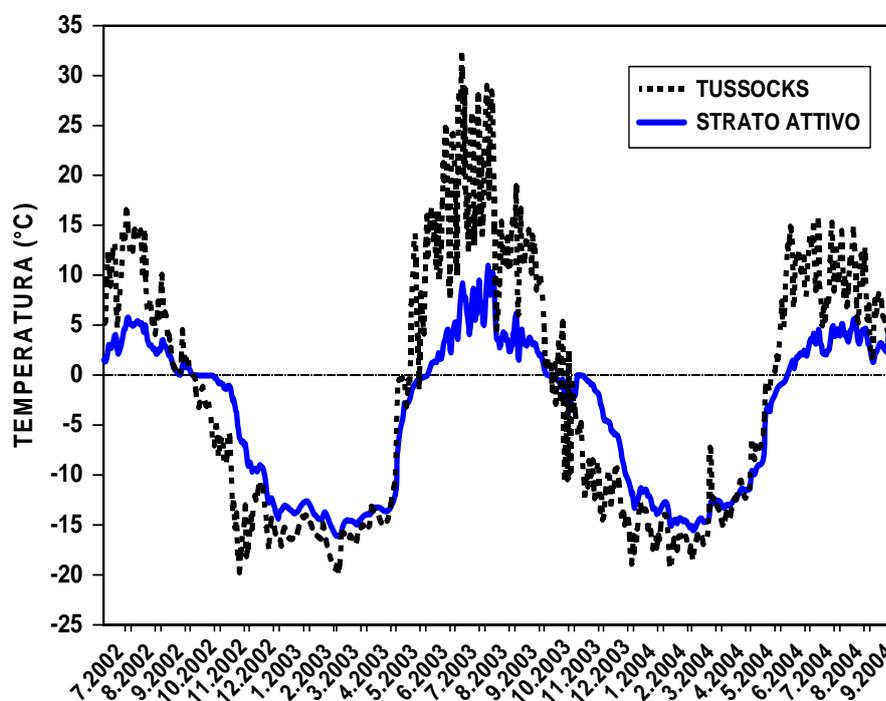


Figura 22: andamento annuale della temperatura media giornaliera del suolo per tutto il periodo di misure (luglio 2002 - settembre 2004)

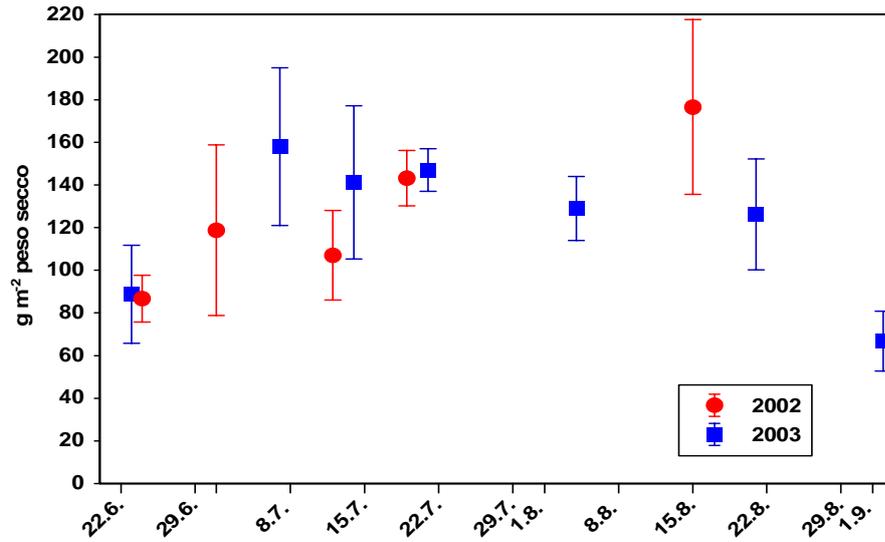


Figura 23: sviluppo stagionale della biomassa vegetale dell'ecosistema in esame: sviluppo, maturazione e senescenza della vegetazione, per gli anni 2002 e 2003.

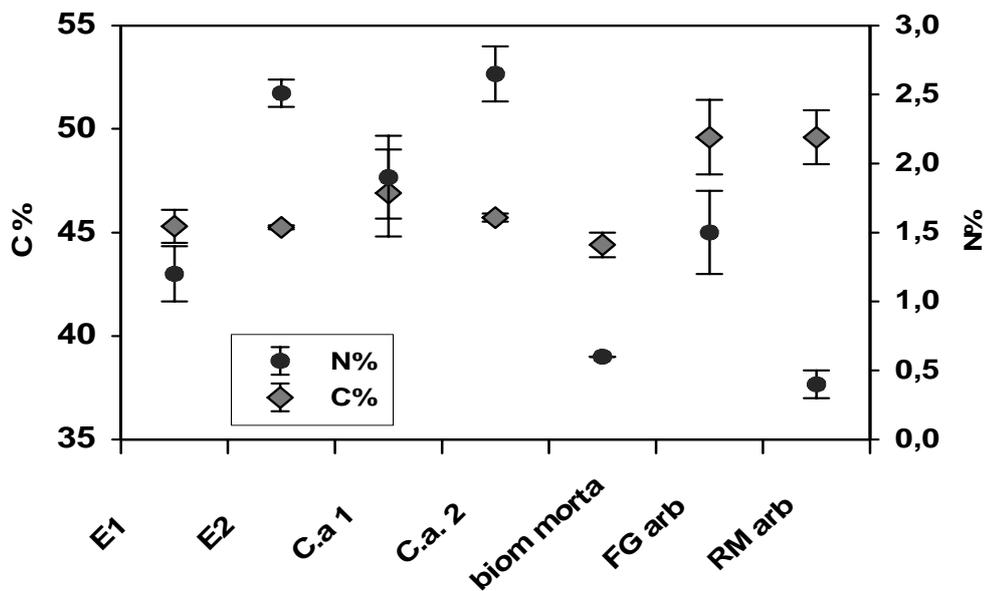


Figura 24: percentuale di azoto e di carbonio delle seguenti specie: *Eriophorum* prima (E1) e dopo (E2) il primo taglio della biomassa epigea; *Carex appendiculata* prima (C.a.1) e dopo (C.a.2) il taglio; biom.morta indica la biomassa morta e FG arb indica foglie verdi delle specie arbustive; RM (rametti delle specie arbustive)

3.1.2 Il suolo: caratteristiche morfologiche e contenuto di nutrienti

Il suolo caratterizzante l'area di studio rientra, secondo la classificazione canadese dei suoli freddi (CSSC), nella categoria dei criosuoli turbici (*turbic cryosols*), suoli minerali fortemente alterati dai processi di congelamento e scongelamento stagionale, associati a morfologie peculiari del territorio, quali la formazione dei mosaici poligonali tipici degli ecosistemi artico-boreali (Davis N, 2000). All'interno della categoria dei criosuoli turbici, il suolo in esame appartiene alla sottoclasse dei *Gleys*, ossia alla categoria di suoli scarsamente drenati, a bassa cromaticità e prevalente colorazione grigia, a causa dell' assenza di ossigeno (anossia), tipico dei suoli torbosi (torbiere).

Nell'analisi del profilo di suolo relativo al sito di studio distinguiamo:

Lo strato attivo

La sua capacità di assorbire e di trasmettere le acque del suolo agli strati più profondi variano in funzione del tipo di tessitura, del suo contenuto di umidità, e del suo stato (congelato, sciolto). La profondità di scioglimento dello strato attivo dipende dalla temperatura in superficie, dalle proprietà termali dei suoli e dal contenuto di ghiaccio. Il contenuto di ghiaccio (**foto IX**) influenza a sua volta la conduttività termica e richiede grandi quantità di energia per il passaggio di fase da ghiaccio ad acqua. Nelle aree a permafrost continuo, come questa studiata, lo spessore dello strato attivo difficilmente supera un metro di spessore, almeno negli ambienti non antropizzati.

Il massimo delle profondità si rinviene di solito sui versanti delle colline e delle montagne, dove i suoli sono ben drenati; al contrario le profondità minori si rinvengono nelle piane alluvionali scarsamente drenate, dove il contenuto di ghiaccio nel suolo è piuttosto alto.

La temperatura dello strato attivo oscilla tra i -10 e i -15°C in inverno e raggiunge temperature massime in estate, attorno ai 10°C, in tutta la fascia geografica dell'Artico inferiore; le temperature positive sono confinate al breve periodo estivo, da inizio giugno a metà settembre circa.

Il permafrost vero e proprio:

è assolutamente stabile, ad eccezione dello strato situato sopra al *livello neutro* (livello sotto al quale cessa la variabilità termica del terreno e la temperatura aumenta gradualmente verso il basso secondo un gradiente geotermico diverso per ogni tipo di suolo) che, per le variazioni stagionali, comunque sotto lo zero, è sottoposto a contrazioni e dilatazioni. La sua temperatura media è circa -8, -10°C.

Per l'ecosistema esaminato, lo strato attivo ha raggiunto la massima profondità di 51 cm (**fig 25**) e la condizione di anossia non è mai venuta meno, neanche nello strato più superficiale, avendo lo strato attivo mantenuto contenuti di umidità dell'ordine del 60-70%, nello strato attivo (**fig 26**). Il livello dell'acqua stagnante è fluttuato tra 0 a +15 cm (0 è preso come riferimento esattamente sulla superficie dello suolo, il segno positivo indica acqua affiorante in superficie) secondo la stagione. La temperatura istantanea minima dello strato attivo misurata è stata -22°C nei tussocks e -16° nello strato organico, ma soprattutto i valori positivi sono stati raggiunti dai tussocks, a fine maggio, e dalle depressioni intertussock, i primi di luglio (**fig 27 A e B**).

La quantità di carbonio presente in un suolo è funzione degli inputs di materiale organico (lettiera, radici) e del tasso di decomposizione della sostanza organica presente nel suolo. La respirazione anaerobica è assai meno efficiente di quella aerobica, per cui il tasso di decomposizione nei suoli anossici è significativamente più basso rispetto a quello di ecosistemi forestali o a quello di prati e pascoli ben drenati. Nei suoli anossici come quello in esame, i decompositori primari sono rappresentati dalla microflora batterica anaerobica, mentre nei suoli areati sono coinvolti batteri, funghi, attinomiceti, e una ricca microfauna del suolo. Ecco quindi che negli ecosistemi di torbiera come questo, la produzione di sostanza organica eccede la capacità di decomposizione ad opera della biomassa microbica in essa vivente, e la sostanza organica si accumula sulla superficie del suolo, formando suolo organico. La deposizione della sostanza organica è regolata altresì dalla temperatura, dal pH, dalla qualità della sostanza organica, dalle condizioni di areazione della sostanza stessa, e dal contenuto di nutrienti nel suolo. A sua volta la sostanza organica indecomposta e

accumulantesi nel suolo, influenza l'idrologia e le comunità vegetali, con un meccanismo di retroazione positiva sul ciclo del carbonio artico e globale.

Contenuti di C e N

Il contenuto di carbonio in questo suolo può essere considerato di tre classi: attivo, lento e passivo, in funzione del tasso di decomposizione della sostanza organica a diverso grado di labilità e quindi a turnover differenziato (Khvorostyanov et al., 2005). Durante la decomposizione di ciascuna di queste "categorie" di carbonio immagazzinato nel suolo, una percentuale viene respirata e quindi ri-emessa in atmosfera, una parte viene immagazzinata come carbonio attivo o passivo (a rapido decadimento o viceversa a lento o lentissimo turnover). A questo processo si aggiunge la componente annuale di carbonio che viene immessa nel comparto suolo in seguito alla senescenza della vegetazione (lettiera, radici, rizomi), soprattutto nella parte più superficiale dello strato organico. Il tasso di penetrazione del carbonio neoformato nel suolo è stimato essere di 2 mm anno⁻¹ per suoli costituitisi nel Pleistocene e inizio Olocene come quello del sito esaminato, partendo da un valore di NPP di 120-150 gm⁻² (60-75 gC m⁻²), prodotta annualmente dalla tipologia vegetazionale di questo ecosistema (tundra a graminoidi).

D'altra parte, da questi suoli asfittici si hanno perdite di carbonio in forma di CO₂, CH₄, e di carbonio dissolto in acqua. Il livello della falda freatica e il livello dell'acqua superficiale giocano un ruolo primario nelle emissioni di CO₂ e metano. Il ciclo del carbonio negli ecosistemi artici (*peatlands*) è assai sensibile alle variazioni climatiche, sia nel breve che nel lungo periodo, soprattutto per la presenza del permafrost che condiziona tutti i processi fisici, chimici e biologici del comparto suolo e, indirettamente, della vegetazione sovrastante.

Sono forniti di seguito informazioni sul contenuto di ghiaccio, di carbonio e di azoto di un profilo di oltre cinque metri, grazie e prelievi con trivella manuale effettuati nell'aprile 2004, a poche decine di metri della torre di rilevazioni micrometeorologiche.

In media il contenuto di acqua per questo profilo di suolo è prossima al 100% quando il suolo è ghiacciato e del 42% ($\pm 20\%$ dev.st.) quando lo strato attivo scongela durante la stagione estiva. Tale percentuale va progressivamente decrescendo secondo un gradiente di profondità;

alle maggiori profondità il contenuto di ghiaccio infatti si riduce: 59% tra 5 e 100 cm di profondità, 45% tra 100 e 300, 27% tra 300 e 500 cm (**fig 28**).

Parimenti, l'analisi del carbonio, fornisce una misura del contenuto di carbonio dagli strati più superficiali a quelli più profondi. Nello strato organico (fino a 40 cm di profondità) la percentuale di C è del 38%; questa si riduce drasticamente a valori attorno al 2-3% appena sotto la soglia dello strato organico e a valori compresi tra 0.05 e 0.5% alle profondità maggiori (**fig 29**). Viste le profondità di campionamento raggiunte, per quanto bassa, la percentuale di C è comunque assai significativa anche negli strati più profondi.

Se si pensa che in media i suoli coltivati contengono dallo 0.5 al 2% di carbonio organico, negli strati superiori più ricchi di humus, in questi suoli di torbiera si rinviene la stessa percentuale di carbonio alla profondità di due, tre, quattro metri di profondità!

Nel profilo analizzato si rinviene uno strato di suolo, compreso tra 90 e 120 cm di profondità, in cui la percentuale di carbonio (e di azoto) è sensibilmente maggiore rispetto agli strati adiacenti, con un valore medio del 4%. Si tratta in realtà di un caso frequente per questi suoli artici, in cui si creano delle sacche di carbonio intrappolato in forma di frammenti di vegetali (foglie, legno), che subiscono una decomposizione lentissima e il cui prodotto di decomposizione rimane confinato negli strati di permafrost più o meno profondi.

Alcune analisi di suolo condotte in altri distretti del territorio della Russia, forniscono valori di contenuto di humus e di carbonio caratterizzati anch'essi da un gradiente di profondità. Studi condotti su suoli podzolici della regione di Mosca hanno registrato un contenuto di C da 6.7% negli strati superiori (0-5cm), 1% tra 5 e 15 cm, 0.2% tra 15 e 25 cm, fino a misurare circa 0.05% C a 140-150 cm di profondità. Trattasi in questi casi di suoli podzolici con copertura forestale di quercia o abete, e con un sottobosco erbaceo a carici o graminacee (Karpachevskiy, <http://soilnst.msu.ru/eng/pub/5/humuse.html>). Alifanov et al.(1988) hanno misurato un contenuto di humus di 0.2-0.4% negli strati a 70-100 cm di profondità. Solo in certi tipi di suolo si sono rinvenuti films contenenti 0.5% C ad oltre 100 cm di profondità, in corrispondenza di *cracks*. Se la differenza percentuale negli strati più profondi è poco diversa tra i casi a confronto, è comunque nello strato organico che la percentuale di carbonio è eccezionalmente alta nei suoli torbosi, più che nei suoli forestali, proprio per le caratteristiche edafiche intrinseche a questo tipo di suolo.

Questo significa che il fenomeno del riscaldamento globale può manifestare i suoi effetti sul ciclo del carbonio in modo consistente nel momento in cui esso agisce sulle temperature dello strato attivo, prima ancora che sul permafrost più profondo



Foto IX: carota di suolo prelevata alla profondità di 130 cm; notare la stratificazione di ghiaccio alternata a quella di suolo minerale e argilla

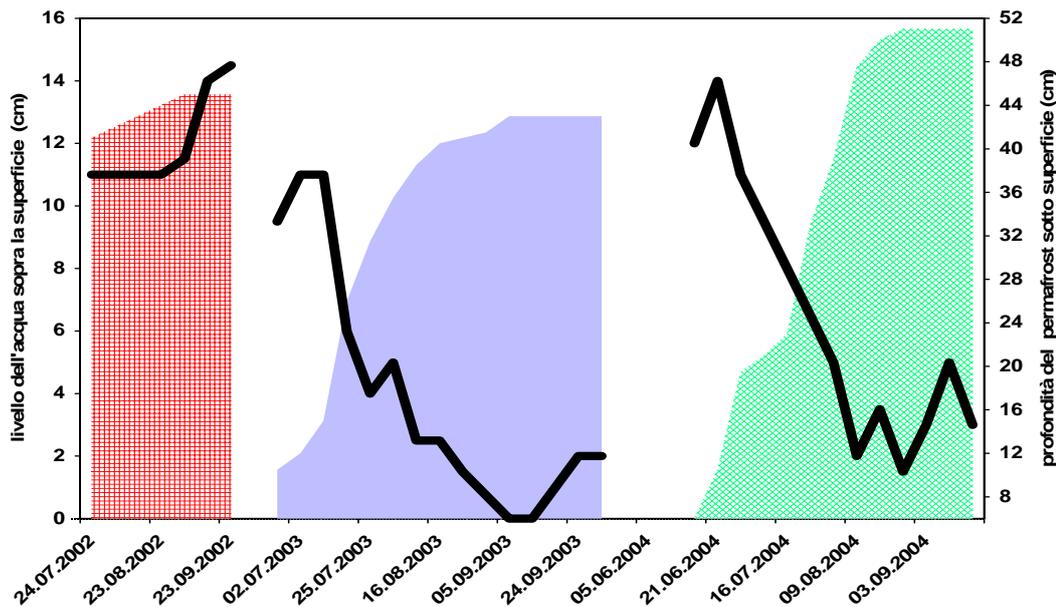


Figura 25: variazioni del livello dell'acqua ferma sul campo (linea) e variazioni di profondità dello strato attivo (aree colorate) nel corso della stagione vegetativa dei tre anni di misure.

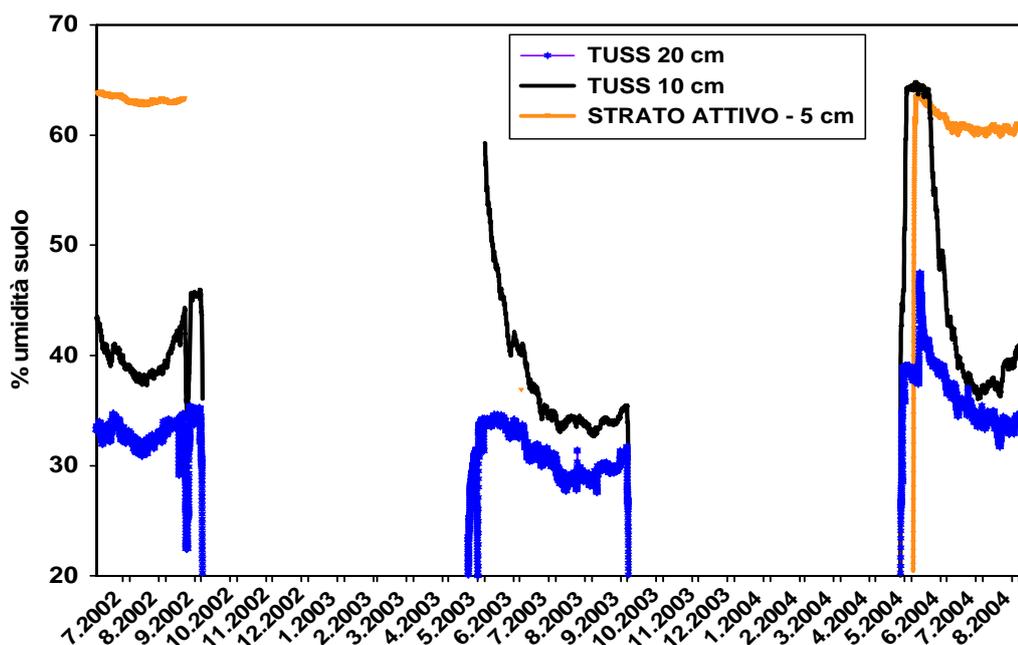


Figura 26: contenuto di umidità del suolo misurato nei microrilievi tussocks (linee blu e nera, a 20 e 10 cm sopra la superficie dello strato attivo, entro il corpo centrale dei tussocks) e nello strato attivo (linea rossa).

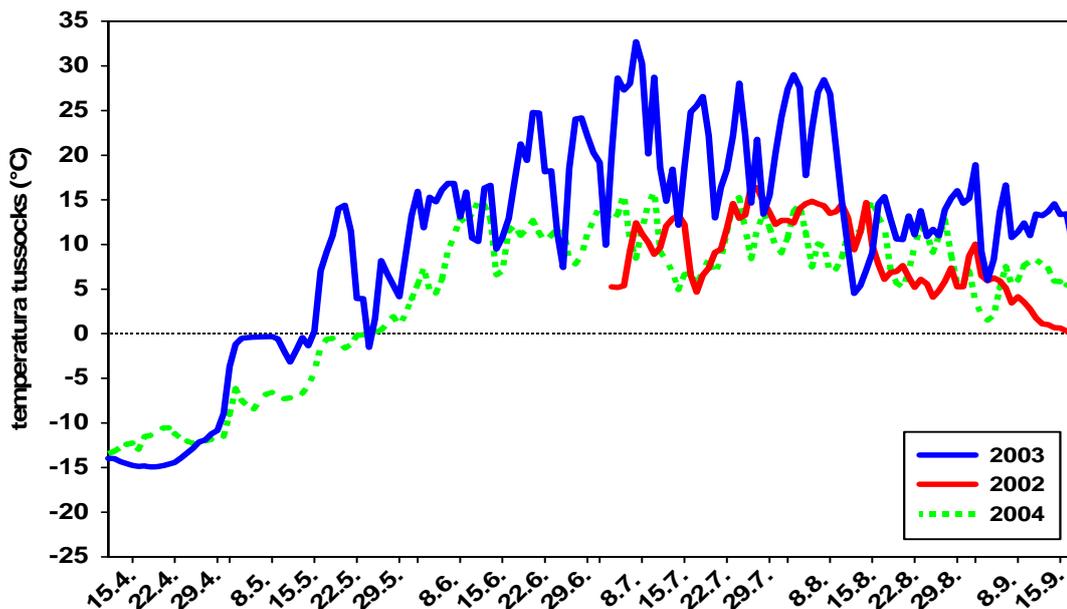


Figura 27A: temperatura media giornaliera dei tussocks nel corso della stagione vegetativa per i tre anni di misure

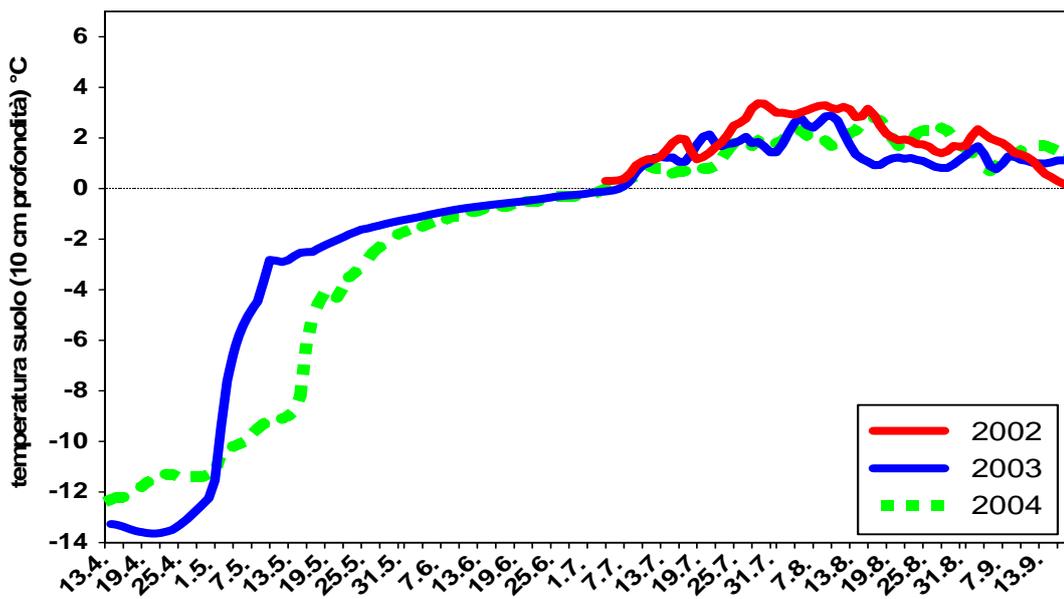


Figura 27B: temperatura media giornaliera dello strato attivo nel corso della stagione vegetativa (inizio luglio-fine agosto) per i tre anni di campagna.

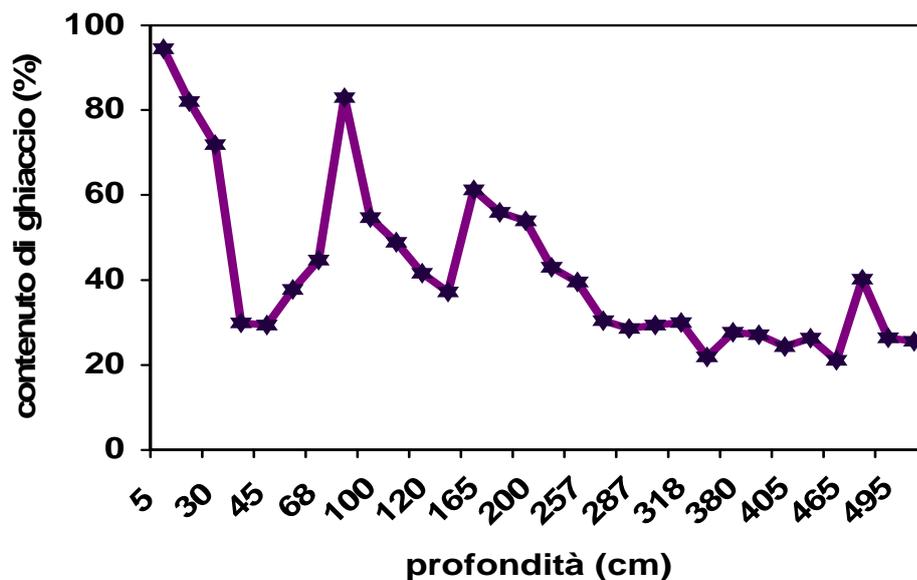


Figura 28: contenuto di ghiaccio di un profilo di suolo alle varie profondità. I risultati provengono da un carotaggio di suolo da 0 a 505 cm di profondità

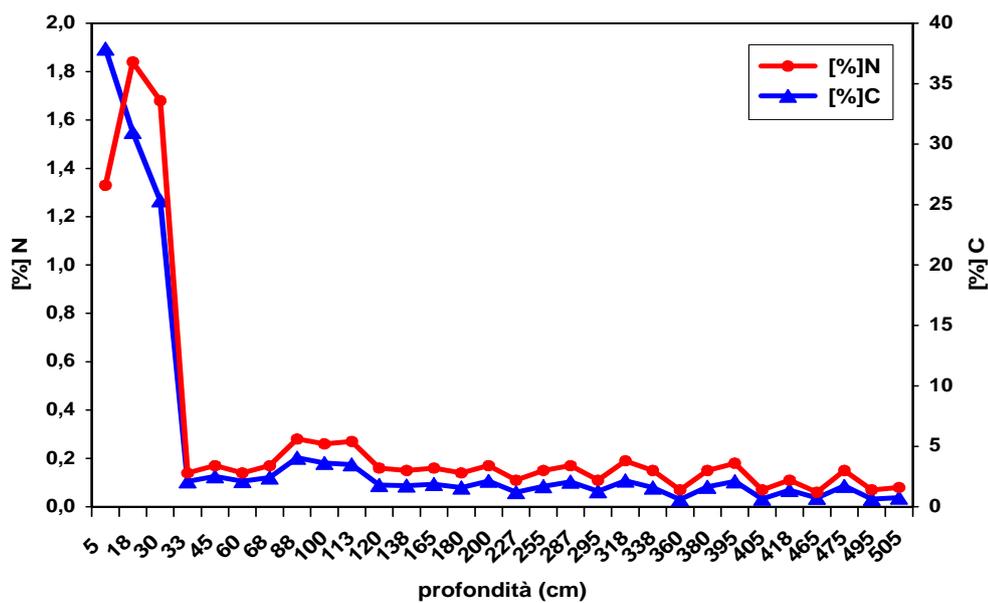


Figura 29: contenuto di carbonio (triangoli) e di azoto (punti) lungo il profilo di suolo (carotaggio 0-505 cm).

3.2 BILANCIO ENERGETICO e FLUSSI di CARBONIO dell'ECOSISTEMA

3.2.1 Flussi di energia

I flussi di energia relativi a questo ecosistema sono stati misurati in maniera pressoché continua nel corso della stagione vegetativa di ciascuno degli anni di campagna (2002-2004). La percentuale di dati persi è stato dell'ordine del 7 e 8 % per quanto riguarda problemi relativi al funzionamento degli strumenti, a cui si aggiunge circa un 10-18% di dati sostituiti da modelli matematici, a causa di condizioni di stabilità atmosferica, per un totale di dati rimpiazzati dal 18 al 25% a seconda dell'anno. In una seconda fase di post-elaborazione si sono calcolati i valori di flusso giornaliero (media di 24 ore) dei seguenti parametri: calore sensibile, calore latente, e radiazione netta (**fig 30, 31, 32**).

In estate si raggiungono i valori di massima irradiazione solare che progressivamente decrescono in funzione del variare dell'angolo di incidenza del sole sulla superficie terrestre a queste latitudini. Con il progredire della stagione vegetativa tutti i processi biologici delle piante vengono gradualmente ritardati e rallentati, proprio in virtù del variare della intensità della radiazione solare netta; nel mese di luglio è di 175 W m^{-2} , poi diminuisce e diventa negativa nel mese di ottobre (**fig 30 e 31 A**). Allo stesso modo le temperature dello strato organico superficiale diminuiscono sensibilmente e il flusso di calore sensibile dal suolo (H), che in luglio ha valori medi di $40 \pm 21 \text{ W m}^{-2}$, decresce con l'avanzare della stagione autunnale fino a raggiungere valori prossimi allo zero, dalla metà di settembre in poi (**fig 30 e 31 B**).

Il calore latente (λE) mantiene un andamento simile al calore sensibile, per tutto il mese di luglio ($43 \pm 13 \text{ Wm}^{-2}$) ed è misurabile fino a che non si raggiunge uno stato di completa copertura nevosa sul suolo. Il calore latente nel 2003 raggiunge picchi di 80 Wm^{-2} in corrispondenza dei giorni più caldi (doy 187-2002) in cui è massima l'attività evapotraspirativa. Viceversa nel 2004 il valore medio si è mantenuto sotto i 40 Wm^{-2} a causa di temperature meno alte che hanno determinato flussi di calore meno consistenti (media $36 \pm 19 \text{ Wm}^{-2}$). In luglio e agosto il calore latente è generalmente più alto rispetto a settembre e ottobre, quando la vegetazione si trova in fase senescente.

I ciuffi d'erba che crescono sui tussocks e lo strato di foglie morte sottostante, formano una volta erbacea che ricopre le superfici intertussocks e crea una sorta di barriera con l'atmosfera sovrastante. Si crea quindi una condizione microclimatica tale per cui si ha assenza di turbolenza di aria a questa altezza, e questo preclude gli scambi gassosi (o almeno in parte) della superficie dell'acqua stagnante e del suolo con l'atmosfera degli strati superiori. Ne deriva un ritardo temporale negli scambi di CO₂ e vapore acqueo durante il periodo estivo. A causa di questa barriera di foglie morte indecomposte che si frappongono tra la superficie del suolo e l'atmosfera, si ha che un'ampia parte della radiazione viene assorbita dallo strato di foglie morte (**foto VII** cap 2, questo testo).

Diversamente, il calore sensibile H viene scambiato più velocemente, dal momento che la superficie esterna della volta vegetale è direttamente a contatto con gli strati di aria superiore. Si tratta di una variabile indipendente dall'andamento stagionale della vegetazione, ma maggiormente correlata al flusso radiativo. La maggior parte dei valori negativi H si ha in settembre, dopo le prime nevicate e il congelamento progressivo del suolo. Si hanno sporadici giorni in cui il flusso di H è negativo anche nei mesi estivi, e tali giorni coincidono con eventi piovosi, o a giorni con forte vento e con un'alta evapotraspirazione per la quale viene impiegata energia (calore) dall'aria, dando un flusso di calore sensibile negativo.

La media giornaliera del rapporto di Bowen ($H/\lambda E$) per la stagione 2002 è 0.62, calcolato fino alla fine di agosto (**fig 33**). Nel mese di luglio tale rapporto ha raggiunto valori piuttosto alti (>1) e successivamente si è abbassato nuovamente a valori tra 0.5 e 0.9, in concomitanza ad un consistente innalzamento della temperatura a 17°C (min 10°C; max 29°C) che ha determinato una forte evapotraspirazione dall'ecosistema verso l'atmosfera.

La chiusura del bilancio energetico è 0.86, calcolato come media giornaliera delle componenti del flusso energetico da luglio a ottobre 2002, su intervalli di temperatura di 2°C (Corradi et al., 2005). Di fatto la chiusura del bilancio oscilla in tutte e tre le stagioni vegetative considerate, tra 0.74 e 0.86 (**fig 34 A,B,C**), similmente a quanto riscontrato in altri ecosistemi analoghi. Per esempio, Lafleur et al. (1997) hanno ottenuto da uno studio su prateria umida boreale in Canada, un valore di bilancio energetico totale, compreso tra 0.75 e 0.81. Questo si spiega col fatto che le

misure micrometeorologiche sono soggette ad una imprecisa stima del flusso di calore del suolo (G), dal momento che i sensori che lo misurano, non sono costruiti per funzionare sott'acqua o comunque in condizioni di suolo saturo d'acqua. Questo fattore di imprecisione ha richiesto numerose correzioni relativamente allo *storage* di calore nel suolo (vedere cap 2.2.1.2 questo testo). Un adeguato numero di sensori di temperatura nel profilo verticale del suolo a varie profondità sarebbe stato utile per ottimizzare le correzioni di flusso dal suolo.

Altre variabili dell'ecosistema, quali la profondità del *permafrost*, dello strato attivo e l'eterogeneità del terreno hanno reso il calcolo della chiusura del bilancio energetico piuttosto incerto. Più in generale la sottostima del bilancio energetico sembra essere intrinseca alla tecnica micrometeorologica stessa, in particolare quando applicata in ecosistemi con presenza di acqua (paludi, risaie, torbiere).

Per il periodo da luglio a ottobre 2002 l'evapotraspirazione cumulativa è di 103 mm (**fig 35**), con rilevanti perdite di acqua dall'ecosistema tra luglio e agosto. In quell'intervallo temporale le precipitazioni totali hanno superato di poco i cinquanta millimetri. Questo significa che il bilancio idrico di tale ecosistema è negativo e l'acqua destinata all'evaporazione deve originarsi necessariamente dallo scioglimento del ghiaccio dello strato attivo e della neve, e altresì da eventi occasionali di straripamento del fiume (quando sussistono). Nel 2002 tale inondazione ha avuto luogo, mentre nei due anni successivi (2003 e 2004), non è stata osservata. Si tratta di un fenomeno che tende a verificarsi mediamente ogni due anni, come testimoniato dai pescatori locali. Dalla seconda metà di agosto in poi, l'evapotraspirazione diminuisce sensibilmente a tassi difficilmente misurabili dalla fine settembre in poi, e le precipitazioni autunnali e invernali riequilibrano il bilancio idrico dell'ecosistema.

Non si sono effettuati studi riguardo un eventuale fenomeno di ruscellamento orizzontale che possa incidere significativamente sul bilancio idrico di questo ecosistema, e non si hanno dati neppure sul trasporto laterale di carbonio dissolto in acqua. Le osservazioni dirette fatte in campo non hanno rilevato fenomeni macroscopici di trasporto laterale superficiale verso i canali di confine della piana alluvionale, ma potrebbe esservi un trasporto laterale sotterraneo, attraverso lo strato attivo. Questo elemento dovrebbe essere studiato a parte, in quanto non è stato oggetto di studio in questa sede.

Nel 2003 e 2004 le precipitazioni estive sono state più abbondanti e più prossime ai valori medi storici stagionali (giugno-metà settembre).

Nel 2003 si sono registrati 87 mm di precipitazione estiva, concentrata maggiormente nei mesi di giugno e luglio. Il mese di agosto è stato il più secco, mentre a settembre si sono avute nuove precipitazioni piovose (30 mm). La neve è iniziata a cadere in ottobre, quando le temperature più basse hanno fatto sì che già le prime nevicate si accumulassero sul terreno e sulla vegetazione per tutto l'inverno, aggiungendosi a quelle dei mesi successivi (130 mm da ottobre a maggio). Il bilancio evapotraspirativo del 2003 rimane comunque negativo, essendo evaporati 168 mm contro 97 mm di piogge avute nello stesso intervallo temporale (15 maggio/30 ottobre 2003; deficit idrico negativo di un fattore 1.7, contro il 2002, di un fattore 2.0).

Il 2004 è stato l'anno più piovoso, con 125 mm di piogge estive e 166 mm di precipitazioni nevose nella stagione invernale. Nella stagione estiva l'ecosistema ha emesso 141 mm di vapore acqueo tra evaporazione e processi evapotraspirativi delle piante, mentre l'input da precipitazioni meteoriche è stato per lo stesso periodo (1 giugno/15 settembre) di 123 mm. Sono in definitiva le precipitazioni invernali a fornire la riserva idrica più consistente dispersa successivamente durante il periodo estivo dai processi evapotraspirativi.

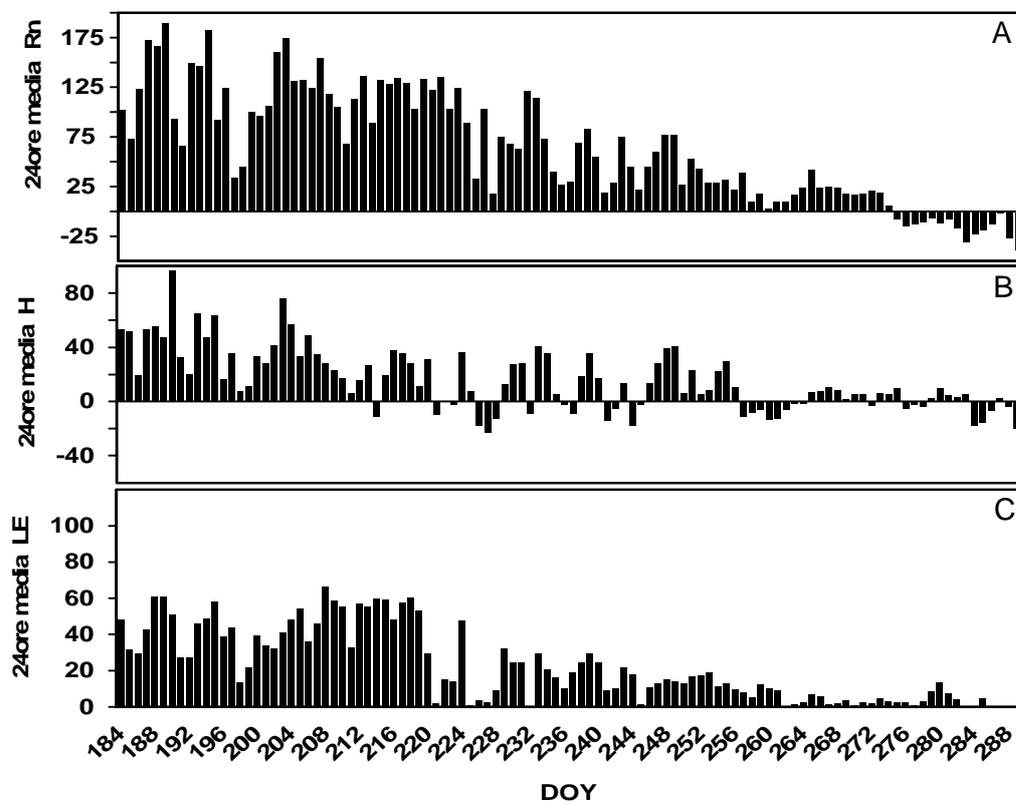


Figura 30: andamento stagionale della radiazione netta (A), calore latente(B) e calore sensibile(C) per la stagione vegetativa 2002

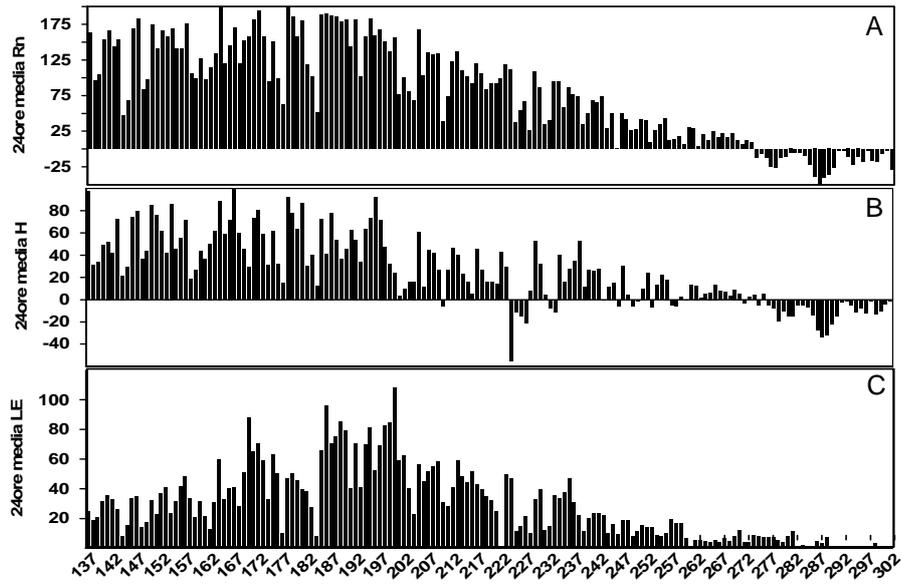


Figura 31: andamento stagionale della radiazione netta (A), calore latente(B) e calore sensibile (C) per la stagione vegetativa 2003

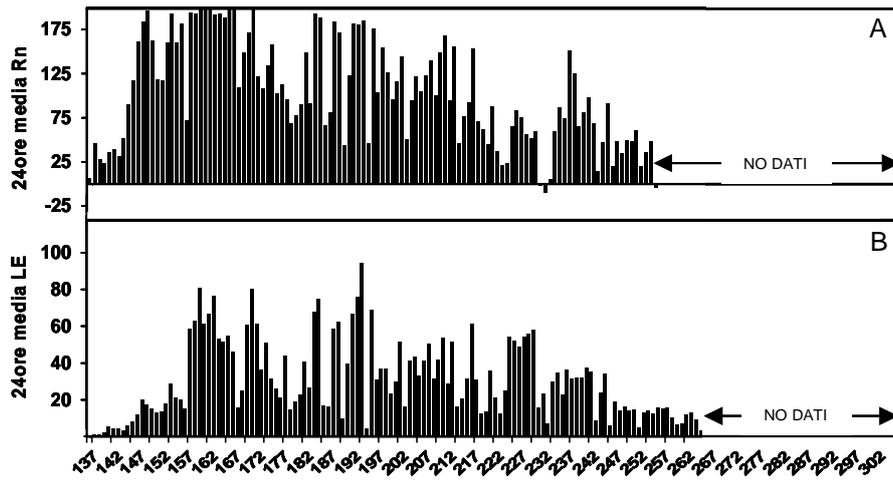


Figura 32: andamento stagionale della radiazione netta (A) e calore latente(B) per la stagione vegetativa 2004

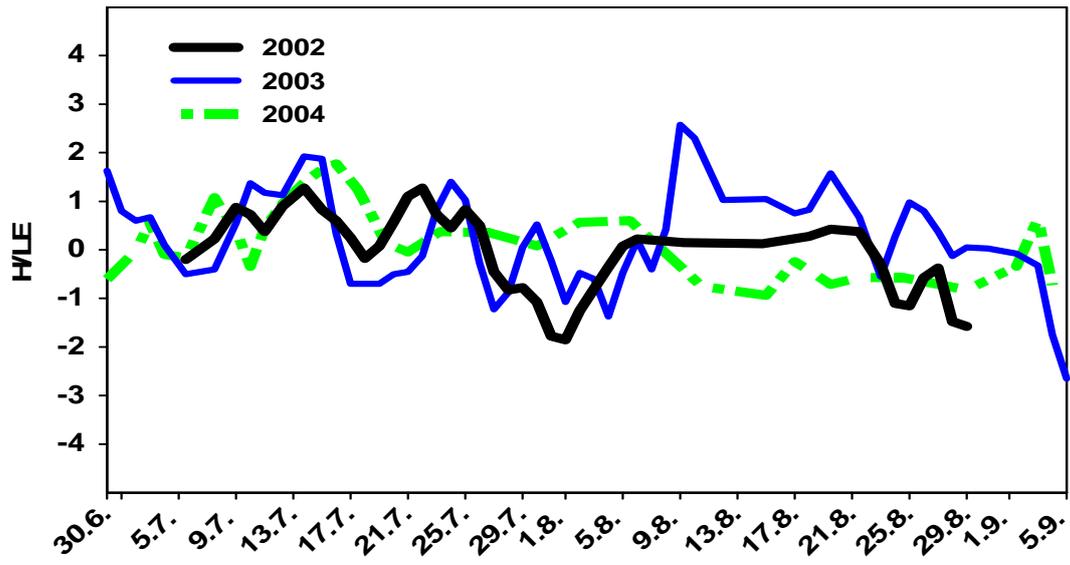


Figura 33: Rapporto di Bowen nel corso della stagione vegetativa di ciascun anno di misure (valore medio giornaliero)

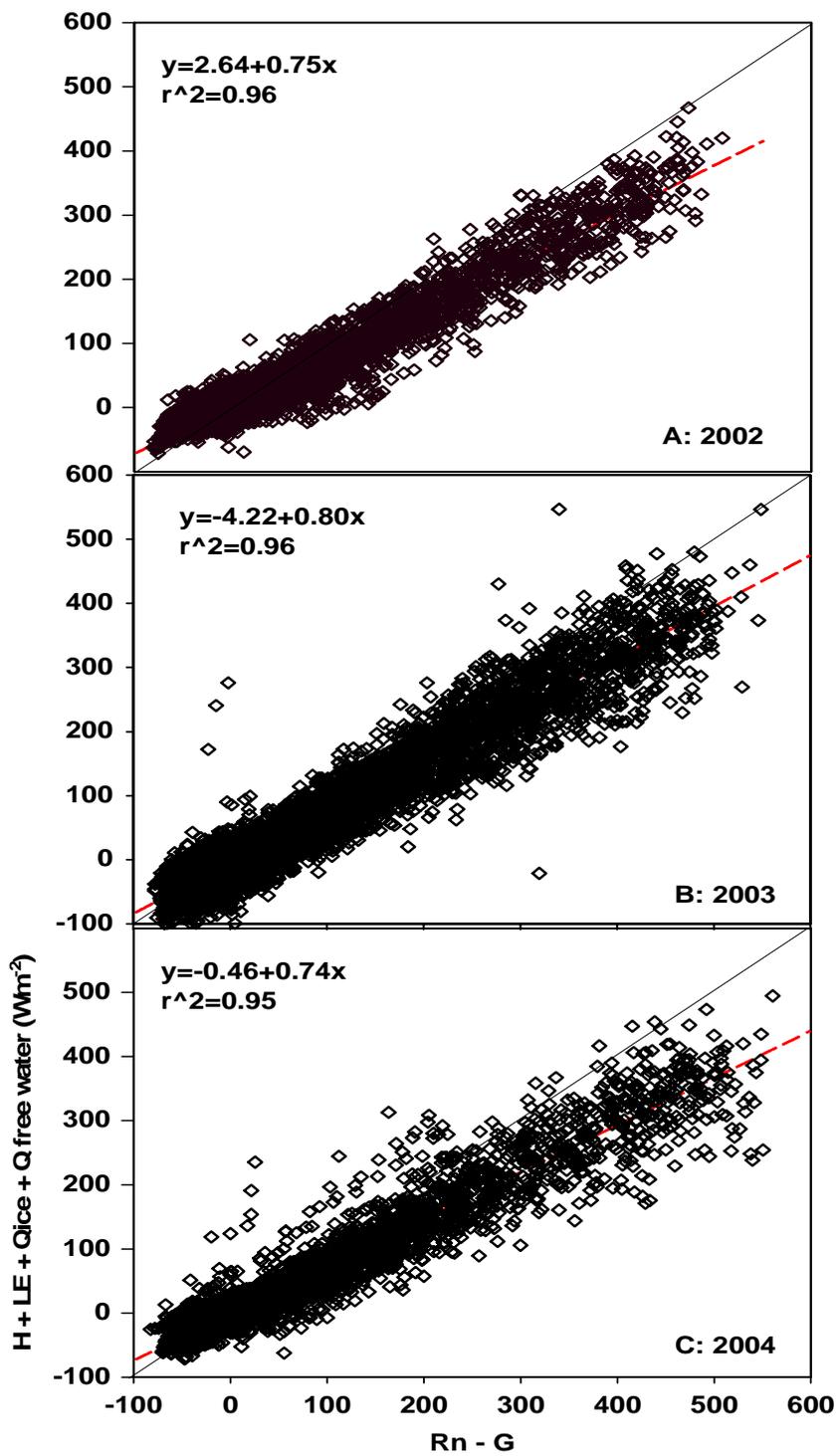


Figura 34: chiusura del bilancio energetico per ciascuna stagione vegetativa dei 3 anni di misure

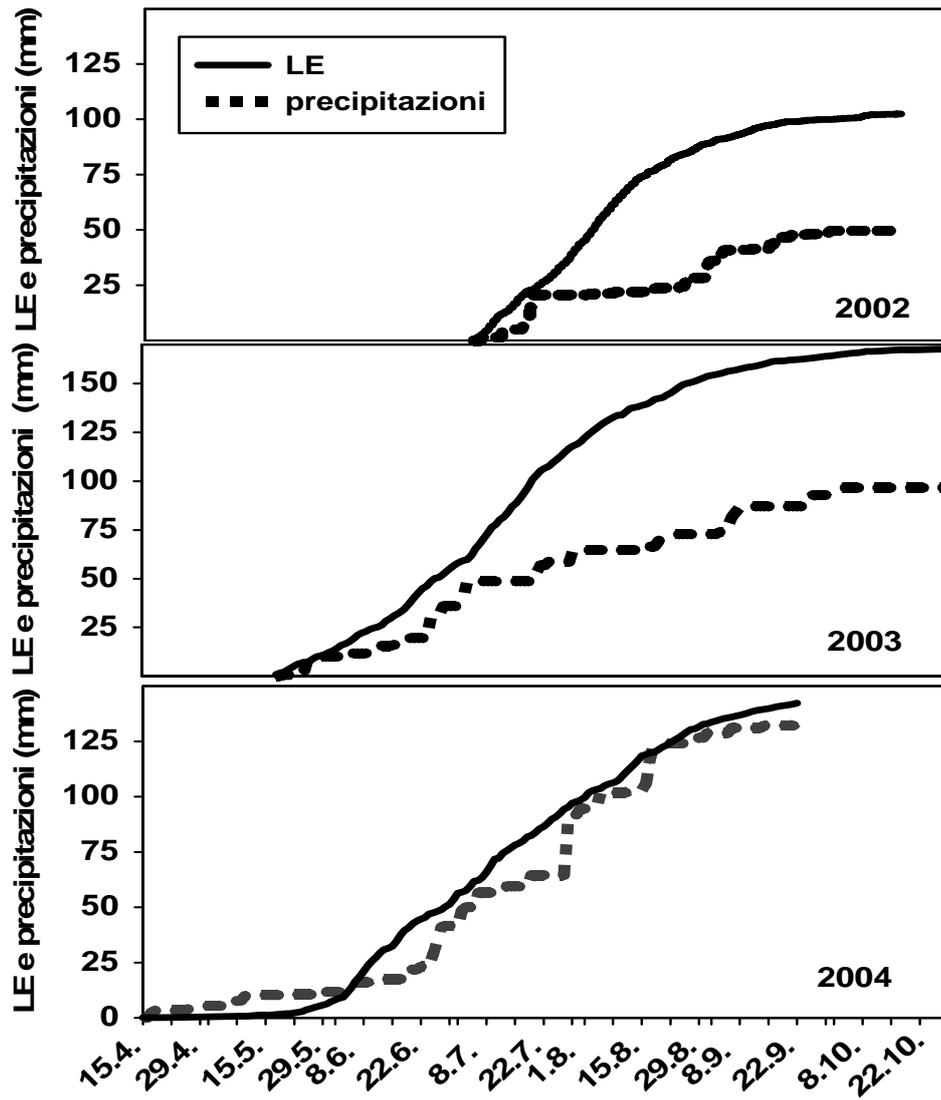


Figura 35 : bilancio idrico dell'ecosistema per la stagione vegetativa nei tre anni di misure.

3.2.2 Flussi di anidride carbonica

3.2.2.1 Stagionalità del flusso di CO₂ e bilancio di carbonio annuo dell'ecosistema

Il primo scambio che avviene all'interno del ciclo del carbonio in un ecosistema terrestre consiste nel sequestro di anidride carbonica atmosferica da parte della vegetazione, per mezzo dell'attività fotosintetica, con conseguente emissione di ossigeno in atmosfera e trasformazione del carbonio da inorganico a organico. Questo processo avviene in presenza di luce, e ha luogo nell'interfaccia foglie-atmosfera. Le piante attivamente coinvolte in questo processo sono, come visto dalla tabella II (cap 3.1.2 questo testo) erbe graminoidi e arbusti caducifogli o sempreverdi. Piante ad alto fusto sono totalmente assenti. I muschi e i licheni generalmente rivestono un ruolo primario nel ciclo del carbonio dei biomi artici, e tuttavia per l'ecosistema in esame la loro presenza sporadica non influisce significativamente sulla entità del flusso totale.

Una parte del carbonio assimilato dalle piante viene accumulata in forma di biomassa vegetale (produzione primaria; vedi cap. 3.1.2), una parte viene rilasciata dagli apparati radicali (in forma di essudati), un'altra percentuale viene ri-emessa in atmosfera attraverso la respirazione. Una percentuale minima viene messa nuovamente in circolo in seguito alla decomposizione della sostanza organica più labile e più superficiale, benchè la maggior parte di essa rimanga depositata sulla superficie, e si accumuli nel corso degli anni.

Il flusso di CO₂ ha un andamento stagionale che rispecchia le fasi fenologiche della vegetazione, e queste sono regolate a loro volta dal variare della temperatura e del numero di ore di luce a disposizione nel corso della stagione vegetativa.

L'assimilazione di CO₂ (**fig 36**) da parte della vegetazione era già consistente agli inizi del mese di luglio 2002 quando le misurazioni sono state iniziate, e tuttavia l'ecosistema non aveva ancora raggiunto la sua massima efficienza assimilativa, nonostante l'irradiazione solare fosse di massima intensità già da maggio. Anche la respirazione notturna presentava un andamento diurno ben definito, ma non aveva raggiunto ancora il massimo regime. Pochi giorni dopo l'inizio delle misurazioni (9 luglio 2002) si è registrato un incremento del tasso fotosintetico e respiratorio in coincidenza di un incremento della temperatura del suolo. Per questa prima stagione di studio quindi assumiamo che le nostre misurazioni, pur mancando nella fase iniziale della stagione vegetativa, abbiano mancato solo una piccola

parte degli scambi di flusso tra ecosistema e atmosfera. Negli anni successivi (2003-4), la ripresa delle misure più anticipatamente rispetto al 2002, ci consentono, in una fase successiva, di stimare anche per l'anno 2002 la NEE (scambio netto di carbonio) dei giorni mancanti.

Il tasso giornaliero di NEE (**fig 37 A, B, C**) ha raggiunto il suo massimo nel mese di luglio (circa $-3.5 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), ma la media giornaliera è in realtà inferiore ($-1.4 \pm 1 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ a luglio e agosto). La NEE giornaliera diminuisce ad agosto al diminuire della radiazione fotosinteticamente attiva (PPFD), e in seguito al sopraggiungere della senescenza dei carici e delle graminacee. Dagli inizi di settembre in poi l'ecosistema diventa una sorgente di carbonio verso l'atmosfera. Il tasso di respirazione è piuttosto alto all'inizio ($+0.8 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ a settembre), ma diminuisce notevolmente in ottobre a livelli difficilmente misurabili. Se consideriamo valori medi mensili per la stagione vegetativa 2002, la respirazione istantanea media è stata di $1.74 \pm 0.59 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ a luglio, $1.71 \pm 0.66 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ad agosto, $0.91 \pm 0.36 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ a settembre, e $0.33 \pm 0.43 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ad ottobre. Questi valori sono stati calcolati come medie giornaliere di dati di flusso notturno ($\text{PPFD} < 10 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) di ciascun mese. Si tratta di valori poco dissimili ai valori di intercetta della curva di luce di NEE (**fig 38A**) che descrive una respirazione media di $1.85 \pm 0.65 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ in luglio e in agosto, e di $0.7 \pm 0.5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ in settembre e in ottobre, quando l'attività metabolica delle piante muta assai rapidamente. Il cambio del tasso di respirazione è dovuto primariamente al susseguirsi delle varie fasi fenologiche, caratterizzate da un accrescimento fogliare elevato a fine giugno ed inizio luglio, una diffusa fioritura alla fine di luglio, e ad una senescenza fogliare a fine agosto. Similmente, le temperature medie giornaliere nello strato organico superiore variano da $+10 \text{ }^\circ\text{C}$ in agosto, a $+3 \text{ }^\circ\text{C}$ in settembre, a $-1.5 \text{ }^\circ\text{C}$ in ottobre, causando la drastica riduzione del tasso respiratorio della vegetazione.

Nel 2003 si sono registrati valori di respirazione solo leggermente più elevati, in conseguenza delle temperature più alte avute nel mese di luglio e agosto. Si è misurato un tasso respiratorio di $1.87 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ a luglio, $1.59 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ad agosto, $1.02 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ a settembre e $0.42 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ad ottobre. Nel 2004 la respirazione non si discosta molto dai valori del 2003, essendo di $1.78 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ a luglio (meno caldo rispetto al 2003) e 1.62 e $1.02 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, agosto e settembre.

Flussi giornalieri di CO₂ correlati con la radiazione fotosinteticamente attiva si differenziano sostanzialmente dall'estate (luglio e agosto) rispetto all'autunno (settembre e ottobre). A 400 μmol m⁻² s⁻¹ di irradianza (**fig 38A**), la vegetazione raggiunge il livello di saturazione di assimilazione dell'anidride carbonica. La variabilità del tasso di assimilazione giornaliero riscontrabile nella curva di luce a vari intervalli di PAR sono dovuti in larga misura a effetti del deficit di pressione di vapore (VPD) associato a sua volta ad alte temperature. A queste latitudini già nel primo mattino (9 a.m.) la radiazione fotosinteticamente attiva supera 1000 μmol m⁻² s⁻¹ e il tasso di assimilazione di anidride carbonica raggiunge a quel punto i massimi valori (media: 6-7 μmol m⁻² s⁻¹) dal momento che VPD e temperatura dell'aria non sono troppo alti. Con il progredire della giornata la temperatura si innalza ulteriormente e la vegetazione reagisce con una risposta stomatica che compensa l'elevata traspirazione dovuta a tassi di VPD > 15 hPa (a condizioni di saturazione di luce). L'assimilazione di CO₂ si riduce anche del 50% (**fig 38 B**) a causa della chiusura stomatica di una vegetazione giacente su suolo freddo e asfittico (Schulze, 1986). Il ruolo dei muschi a questa risposta ecofisiologica è irrilevante rispetto al resto della vegetazione, dal momento che le briofite sono scarsamente rappresentate rispetto alle carici e alle graminoidi. Questi risultati indicano la spiccata sensibilità della vegetazione a condizioni di secchezza atmosferica in estate, quando le radici si trovano immerse in suolo la cui temperatura dello strato attivo a 20-30 cm di profondità è prossima a 0°C. Una simile risposta ecofisiologica a elevato VPD è stata riscontrata anche nel larice siberiano (*Larix cajanderi*) (Vygodskaya et al., 1997). L'estate siberiana crea un evidente condizione di stress per questo tipo di vegetazione, nonostante il suolo sia paradossalmente sovrassaturo. In particolare, quelle specie che crescono sui microrilievi tussocks sono soggette a stress idrico a livello fogliare a causa di un'alta temperatura e bassa umidità dell'aria. Questa situazione si mantiene anche nelle stagioni successive 2003 e 2004 (**fig 39**), in cui si riscontra, similmente, un elevato tasso di assimilazione in corrispondenza di valori di VPD tra 5 e 15 hPa, a cui segue una riduzione del tasso fotosintetico all'aumentare del deficit di umidità atmosferica (VPD > 15 hPa). In particolare si nota come le elevate temperature del 2003 abbiano determinato valori di VPD superiori a 35-40 hPa, nel pieno della stagione estiva, a cui è corrisposto una riduzione di assimilazione della CO₂ atmosferica di un fattore 2 o 3 (da 6 a 4 o 2 μmol m⁻² s⁻¹).

Da luglio e per tutto agosto 2002 l'ecosistema immagazzina circa -88 gCm⁻² stagione⁻¹ (il segno negativo indica accumulo nell'ecosistema). Con il sopraggiungere della senescenza

della vegetazione si ha un' inversione di direzione del flusso, e l'ecosistema diventa emettitore di CO₂. Tra il mese di settembre e il mese di ottobre sono rilasciati in atmosfera circa +30 gCm⁻². Il bilancio complessivo per il periodo di campagna è di -55 gCm⁻² stagione⁻¹(luglio- metà ottobre 2002, **fig 40**); ad esso si deve aggiungere il valore di respirazione invernale e primaverile (non misurati nel 2002, ma stimati con regressioni matematiche) per ottenere il bilancio annuale (**fig 41A**).

La campagna del 2003 è stata iniziata con molto anticipo rispetto al 2002 (16 Maggio 2003 contro il 3 luglio 2002), e ha permesso di misurare una respirazione primaverile di +20gC m⁻² stagione⁻¹ (**fig 41**) ad un tasso medio giornaliero di 0.5-0.7 gm⁻² giorno⁻¹, tra metà maggio e giugno. In questo anno, le temperature più alte hanno favorito un inizio precoce e a una maggiore durata della stagione vegetativa, a cui è corrisposto una sensibile respirazione primaverile. Nel mese di maggio l'ecosistema è un emettitore netto di anidride carbonica, mentre a partire da giugno si avvia un'attività fotosintetica modesta, ma via via crescente, che compensa e supera la respirazione. E' dalla terza decade di giugno in poi che l'ecosistema diventa un assorbitore efficiente di anidride carbonica atmosferica, e la direzione del flusso si inverte. Il guadagno netto di C dell'ecosistema nel 2003 è di -70gC m⁻² stagione⁻¹(estate), e la perdita netta di C nel periodo autunnale è di +35gC m⁻² stagione⁻¹ fino alla fine metà di ottobre, quando sono state interrotte le misure di flusso, per un totale di -35 gCm⁻² stagione⁻¹(luglio- metà ottobre 2003, **fig 40B**). I valori di respirazione autunnale sono molto simili alla stagione vegetativa del 2002 (1.78, 1.62, 1.02 μmolm⁻²s⁻¹ per i mesi di luglio, agosto e settembre 2004), mentre l'efficienza fotosintetica e l'assimilazione netta di C sono state più limitate del 2002.

Nel 2004 il *sink* estivo è ancora inferiore, di circa -60 gC m⁻² stagione⁻¹(estate). La respirazione autunnale, misurata solo fino a fine settembre è di +19 gC m⁻² stagione⁻¹. Il *sink* per la stagione estiva del 2004 è di -41gC m⁻² stagione⁻¹(luglio- metà settembre) (**fig 40C**).

Dei tre anni di campagna di misure, il 2004 è risultato essere il più freddo e con numero maggiore di giornate con copertura nuvolosa (45 contro 33 e 39 dei due anni precedenti) (**fig 42**). Questo ha determinato una minore capacità assimilativa da parte dell'ecosistema, quindi un *sink* estivo inferiore rispetto ai due anni precedenti. La respirazione primaverile nel 2004 è anch'essa inferiore rispetto al 2003 (misurata pari a +20gC m⁻² stagione⁻¹nel 2003 e pari a +11gC m⁻² stagione⁻¹nel 2004), in virtù delle temperature più rigide nel mese di maggio

(somma della temperatura media giornaliera per il mese di maggio è 58.2°C; 71.7°C e 34.6°C negli anni 2002, 2003 e 2004 rispettivamente).

Per ottenere una visione d'insieme sul bilancio annuale di CO₂ dell'ecosistema, è stato necessario integrare i dati con la stima dei flussi di respirazione ecosistemica nei periodi mancanti (inverno e stagioni intermedie). Per tale stima si è ricorso all'impiego di modelli matematici (vedi cap 2, par 2.2.1.3, questo testo). La respirazione aumenta esponenzialmente con la temperatura, e tale correlazione risulta espressa pienamente nella funzione di Lloyd-Taylor ($R_{10} = 1.02$) (**fig 20** cap 2.2.1.3). R_{10} rappresenta il tasso di respirazione a dieci gradi centigradi, secondo la definizione degli autori stessi.

E' interessante notare che ad una temperatura del suolo di -13°C, il sistema *Eddy Covariance* misura ancora un efflusso di CO₂ attraverso il manto nevoso (0.17 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ in presenza di circa 60 cm di neve nell'aprile 2004). Questo fenomeno è stato già evidenziato da Zimov et al. (1993) e spiegato con il fatto che gli strati più profondi di suolo rimangono scongelati per un tempo prolungato rispetto agli strati più superficiali che invece congelano rapidamente. Misure di flusso con la tecnica delle cuvette, fatte in prossimità dello stesso territorio hanno registrato valori di respirazione invernale pari a 150-300 $\text{mg m}^{-2} \text{giorno}^{-1}$ (0.15-0.3 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), a dimostrare che un flusso invernale di CO₂ dal suolo esiste, anche in condizioni di terreno congelato.

La respirazione descritta dal modello continua fino a dicembre (**fig 41**), quando scende drasticamente a valori che sono pressochè impercettibili, fino a quando la temperatura si innalza di nuovo nella primavera successiva.

Tuttavia è bene precisare che mancano in questa stima misure dirette di flusso da dicembre a marzo. E poichè dalle osservazioni in campo fatte durante il periodo pre-invernale, il terreno risultava ancora completamente ricoperto di acqua stagnante, è plausibile pensare che non si siano create quelle condizioni edafiche di areazione minima tali da favorire una respirazione aerobica per i 4 mesi sopradetti.

Il bilancio annuale completo rimane quindi parzialmente incerto e per esso si fornisce un valore approssimativo di **-38 ± 10 gC m⁻² anno⁻¹** per il periodo 2002-2003 (1 luglio02 - 30 giugno03); tale valore non tiene conto neppure delle emissioni di carbonio in forma di metano, al quale dedichiamo la sezione successiva.

La stima della respirazione invernale a cavallo tra 2003 e 2004 ha seguito le stesse regole adottate per la stima dell'inverno precedente (vedere cap 2.2.1.3, questo testo); il tasso di respirazione trovato è $R_{10} = 1.12$, e il bilancio annuo di CO_2 per il periodo 2003-2004 (1 luglio03 - 30 giugno04) è di: **$-17 \pm 10 \text{ gC m}^{-2} \text{ anno}^{-1}$**

Ne deriva che la capacità di stoccaggio di C di carbonio per questo ecosistema di tundra è tale da garantire un discreto accumulo di carbonio durante l'attività fotosintetica della vegetazione nel periodo estivo; tuttavia per un bilancio completo di carbonio va infine inclusa la componente di C rilasciata come metano (vedere cap 3.2.3 questo testo).

3.2.2.2 Ecosistemi artici a confronto

A partire da questo bilancio di CO₂ annuale, sono stati presi in considerazione altri casi di studio di ecosistemi artici, aventi tipologia vegetazionale simile al nostro sito, e si sono messi a confronto i valori di flusso stagionale (**tab III**).

Dal momento che non esistono corrispondenti nomi nella lingua italiana, è stato necessario mantenere nel testo i nomi in lingua inglese al fine di non perdere il significato originario del termine, fondamentale dal punto di vista della comparazione ecologica dei diversi ecosistemi.

Nomenclatura anglosassone degli ecosistemi umidi:

Wetland(s): aree con acqua ferma presente prossima al livello del suolo o in superficie per un periodo sufficientemente lungo da promuovere suoli idrici, vegetazione idrofita, e attività biologiche adattate ad ambienti umidi (NWWG, 1997). Le *wetlands* possono essere di due tipi: a suolo minerale (*mineral soil wetlands*), o tipo torbiere (*peatlands*).

Bog(s): ecosistemi ombrotrofici che ricevono acqua e nutrienti esclusivamente a precipitazioni dirette. Hanno generalmente pH molto basso (<4).

Fen(s): torbiere minerotrofiche che ricevono acqua e nutrienti da precipitazioni atmosferiche e da sorgenti telluriche. Meno acide e più produttive delle *bogs*

Mire(s): ecosistemi tipo palude-acquitrino, con differente composizione specifica delle comunità vegetali rispetto a *marsh* e *fen*

Marsh(es): praterie umide con erbe, carici e vegetazione a giunchi e canne

Swamp(s): torbiere minerotrofiche a vegetazione arborea

Tabella III: siti boreali e artici studiati con la tecnica della correlazione turbolenta trovati in letteratura, elencati secondo un gradiente latitudinale

Lat	Stato	NEE (gC m ⁻² stagione ⁻¹)	Tipo ecosistema	Numero giorni	Tecnica di misura	Riferimento bibliografico
79	Norvegia (Svalbard)	-4 +5	semideserto polare	53 47	EddyCov+ modelli	LLoyd 2001
74	Groenlandia	-19	prateria di tundra secca	160	Eddy Cov	Soegard 2000
69	Alaska	-47	tundra umida	91	Eddy cov	Vourtilis & Oechel 1999
68	NE Siberia	-38 (02-03) -17 (03-04)	tundra umida (<i>peatland</i>)	360 360	Eddy cov + modelli	Corradi et al 2005, questo studio
62	Finlandia	-16	palude (<i>fen</i>)	360	Cuvette	Nykanen et al. 1995
60	Siberia centrale	-54 -43 -61	palude(<i>bog</i>)	210	Eddy Cov	Arneeth et al 2002
58	Canada	+22	palude naturale (<i>fen</i>)	76	Eddy Cov	Schreader et al 1998
56	Canada	+8 -92 -31 a -180	<i>wetland</i> boreale	124 190 360	Eddy Cov/ biomassa	Lafleur 1997 Joiner et al. 1999 Trumbore et al 1999
56	Canada	-99	<i>wetland</i> boreale	136	Eddy Cov	Schreader et al 1998
53	Canada	-88	<i>wetland</i> boreale	130	Eddy Cov	Suyker et al 1997
49	Canada	-119	prateria temperata	153	Eddy Cov	Flanagan et al 2002
47	Minnesota	+71 a -32	<i>Peatland</i>	145	Eddy Cov	Shurpali et al. 1995
45	Canada	-68	<i>bog peatland</i>	180	Eddy Cov	Lafleur et al 2001

L'area di studio analizzata in questa sede (*peatland* secondo la nomenclatura di cui sopra), è uno dei siti sperimentali più settentrionali che siano stati investigati con la tecnica della correlazione turbolenta, dopo il sito di Svalbard (Norvegia, 79°N: Lloyd C.R., 2001), e quello in Groenlandia (74°N: Soegaard et al. 2000). Tuttavia questi due siti sono caratterizzati da un tipo di tundra asciutta, tipica dell'artico superiore, a differenza dell'ecosistema da noi studiato che è un tipico esempio di tundra umida dell'artico inferiore.

Il confronto con questi siti evidenzia il fatto che il bilancio di carbonio stagionale del nostro ecosistema ricade dentro un intervallo di valori tra -100 e +50 gC m⁻² anno⁻¹ (**tab III**), di carbonio assimilato o emesso in funzione delle variabilità climatiche interannuali. Più precisamente, questa categoria di ecosistemi si comporta tendenzialmente come un *sink* a discreta efficienza assimilativa, soggetti però a fluttuazioni climatiche tali per cui piccole variazioni interannuali del clima sono in grado di convertire gli stessi ecosistemi in emettitori di carbonio.

Dall'analisi della tabella emerge anche che esiste un gradiente di capacità di stoccaggio del carbonio tra i vari siti che va aumentando verso le latitudini inferiori. A parità di ecosistema, i maggiori tassi di assimilazione risultano in corrispondenza dei siti più meridionali, benchè sia evidente un'ampia fluttuazione interannuale in funzione della siccità estiva più o meno accentuata, in tutti quei siti che coprono un periodo di misure superiore a 200 giorni. Questo risulta evidente per il sito in Manitoba, Canada.

I *fens* sembrano essere più inclini a siccità (Joiner et al. 1999) rispetto ai *bogs* (Arneeth et al. 2002). Per la prateria umida da noi studiata, il livello dell'acqua, presente anche nei mesi estivi a maggiore tasso evapotraspirativo, ha un effetto tampone sulla variabilità climatica e sul bilancio del carbonio. Fintantochè sussiste questo strato di acqua ferma nell'ecosistema, non si prevede un'ampia variazione della capacità assimilativa di questa tundra umida a morfologia tussocks. Rispetto al fenomeno del riscaldamento globale quindi, ci si aspetta che un ecosistema di tundra umida permanentemente ricoperto di acqua durante il periodo estivo e completamente congelato durante il periodo invernale, sia meno influenzato dalla variabilità climatica rispetto ad un ecosistema terrestre di tundra o di prateria asciutta.

Il valore medio stagionale di assimilazione delle praterie umide boreali è di circa $44 \pm 34 \text{ g C m}^{-2} \text{ anno}^{-1}$ (si è considerato il valore medio di tutti i siti della **tabella III**, in cui sono state fatte misure di almeno un anno). Questo valore rappresenta circa il 50% della NEE annuale misurata in ecosistemi di foresta boreale in Siberia (Schulze et al. 1999). Ne deriva che una invasione della vegetazione arborea in sostituzione dell'attuale composizione vegetale dell'ecosistema, aumenterebbe la NEE (Velychko et al. 1990; Maximov and Koike 2001; Balobaev et al. 2003; Myneni et al. 1997). Aldilà di tutti i possibili mutamenti della composizione vegetale di questo ecosistema, il più alto tasso di assimilazione della tundra umida aumenta di un fattore due quando ci si sposta da nord a sud. Quindi, la respirazione, che pure è destinata ad aumentare muovendosi verso le latitudini minori (in quanto strettamente connessa ad un aumento delle temperature verso sud!), è compensata da un aumento della fotosintesi e dal prolungamento della stagione vegetativa. Se il territorio viene infine interessato da fenomeni di *thermokarst* a causa del riscaldamento globale, si innesca un processo di drenaggio e di evoluzione verso successioni ecologiche nuove fino alla probabile invasione della vegetazione arborea.

3.2.2.3 Flussi di CO₂ dalle cuvette

Nei giorni in cui si sono presi i campioni d'aria nelle cuvette per il calcolo del flusso di metano, una parte del campione è stata riservata per l'analisi del flusso di CO₂, impiegando un LICOR 6262 (LI-COR Lincoln, NE, USA).

In questo modo si sono messe a confronto le due tecniche di misure di flusso. A partire dalle misure crescenti di concentrazione di CO₂ nella cuvetta (CO₂ vs tempo), si è calcolato il valore di respirazione media giornaliera nelle cuvette.

Trattandosi di camerette oscure, il valore ottenuto è una misura della respirazione della vegetazione in essa racchiusa.

Per rendere confrontabile questo dato di flusso con quello misurato dalla tecnica *Eddy Covariance* (EC) durante lo stesso giorno, si sono tenuti in considerazione i soli valori notturni di flusso, misurati al di sopra della soglia di u^* definita empiricamente (0.1 ms^{-1}).

Per i quattro giorni considerati risulta in definitiva che il flusso di CO₂ misurato nelle cuvette è sempre superiore rispetto al valore di respirazione misurato con la tecnica micrometeorologica. Mediamente la differenza delle misure con le due tecniche è di un fattore due (**fig 43**), con una sovrastima del flusso con la tecnica delle cuvette rispetto alla tecnica EC

Matteucci et al. (2000) da un confronto analogo delle due tecniche, per dei dati di respirazione di un ecosistema forestale hanno trovato, similmente, che il flusso misurato dal sistema EC è del 40% inferiore rispetto allo stesso flusso misurato con la tecnica delle cuvette; in particolare tale differenza si manifesta in corrispondenza di quei giorni in cui la velocità di frizione è bassa, quando cioè vengono meno le condizioni di turbolenza atmosferica che stanno alla base della tecnica della correlazione turbolenta. Similmente a quanto mostrato da questa indagine sulla CO₂, un altro studio effettuato sui flussi di metano da risaie (Werle e Korman, 2001), ha messo in evidenza una differenza del 60 fino al 90% di flusso tra la tecnica della correlazione turbolenza e quella delle camerette, ove quest'ultima sovrastima il flusso di metano rispetto alla tecnica EC.

Definire quale delle due tecniche sia più corretta è sicuramente speculativo e inappropriato per un numero così limitato di giorni. Uno dei maggiori limiti della tecnica

micrometeorologica è sicuramente quello di essere soggetta a sottostima del flusso in condizioni di stabilità atmosferica (notte o momenti transitori alba-tramonto). Uno dei maggiori vantaggi, d'altro canto, è quello di fornire valori di flusso riferiti all'ecosistema intero (*footprint* di 200 m in questo caso), rispetto alle cuvette che danno misure puntiformi soggette a numerose influenze microclimatiche e microspaziali: differenze di umidità del suolo, di densità radicale, di contenuto di carbonio, di spessore di lettiera, di rapporto C/N (Jonassens et al 1998).

In secondo luogo, l'entità del disturbo che l'operatore può addurre al sistema EC è modesto rispetto all'influenza diretta che egli può determinare con la tecnica delle cuvette statiche.

Per ciò che riguarda i limiti che sono riconosciuti alla tecnica della correlazione turbolenta legati alla rugosità della superficie, all'uniformità dell'ecosistema ricadente entro la *footprint*, questi sono pressoché tutti rispettati per il sito investigato, rispetto ad altri tipi di ecosistemi in cui la stessa tecnica è stata applicata. Anche il problema dello *storage*, legato ai momenti di stabilità atmosferica, sembra non sussistere per l'ecosistema in esame, dal momento che non vi sono barriere tra la superficie erbacea e i sensori dell'analizzatore tali da compromettere il rilevamento del flusso non appena le condizioni di turbolenza si ristabiliscono.

Quello che può verificarsi nell'impiego della tecnica delle cuvette è un incremento della temperatura interna alla cameretta che può aver favorito una respirazione più alta rispetto all'ambiente esterno; un secondo fenomeno che si può verificare è un effetto di pressione in seguito all'estrazione del campione d'aria dalla cameretta con la siringa, per cui mettendo "sotto pressione" il volume d'aria in essa racchiuso, si stimola un flusso di gas dal suolo verso la superficie.

Per i campioni da noi estratti risulta in realtà che la temperatura interna della cuvetta misurata durante il campionamento non ha mostrato incrementi drammatici; allo stesso modo il prelievo di 30 cm³ non ha nessun effetto di pressione sul volume totale della cuvetta (19-29 dm³). E' più probabile pensare quindi che la discrepanza dei risultati di respirazione siano legati più strettamente alla diversa integrazione spaziale delle due tecniche e alla maggiore dipendenza del sistema delle cuvette a caratteristiche microstazionali.

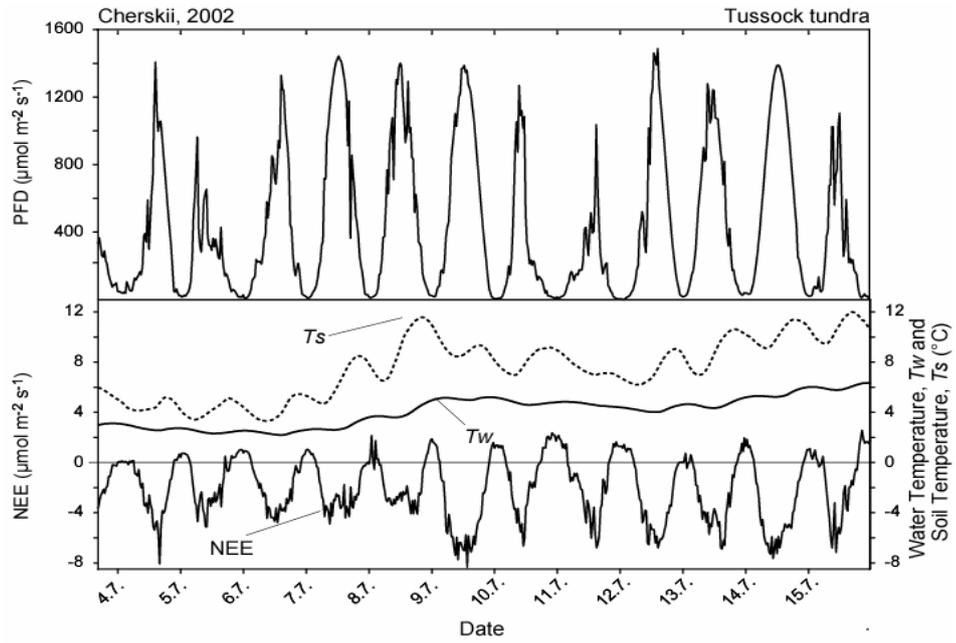


Figura 36: incremento della NEE all'aumentare della temperatura del suolo e dell'acqua, a partire dal 9 luglio 2002

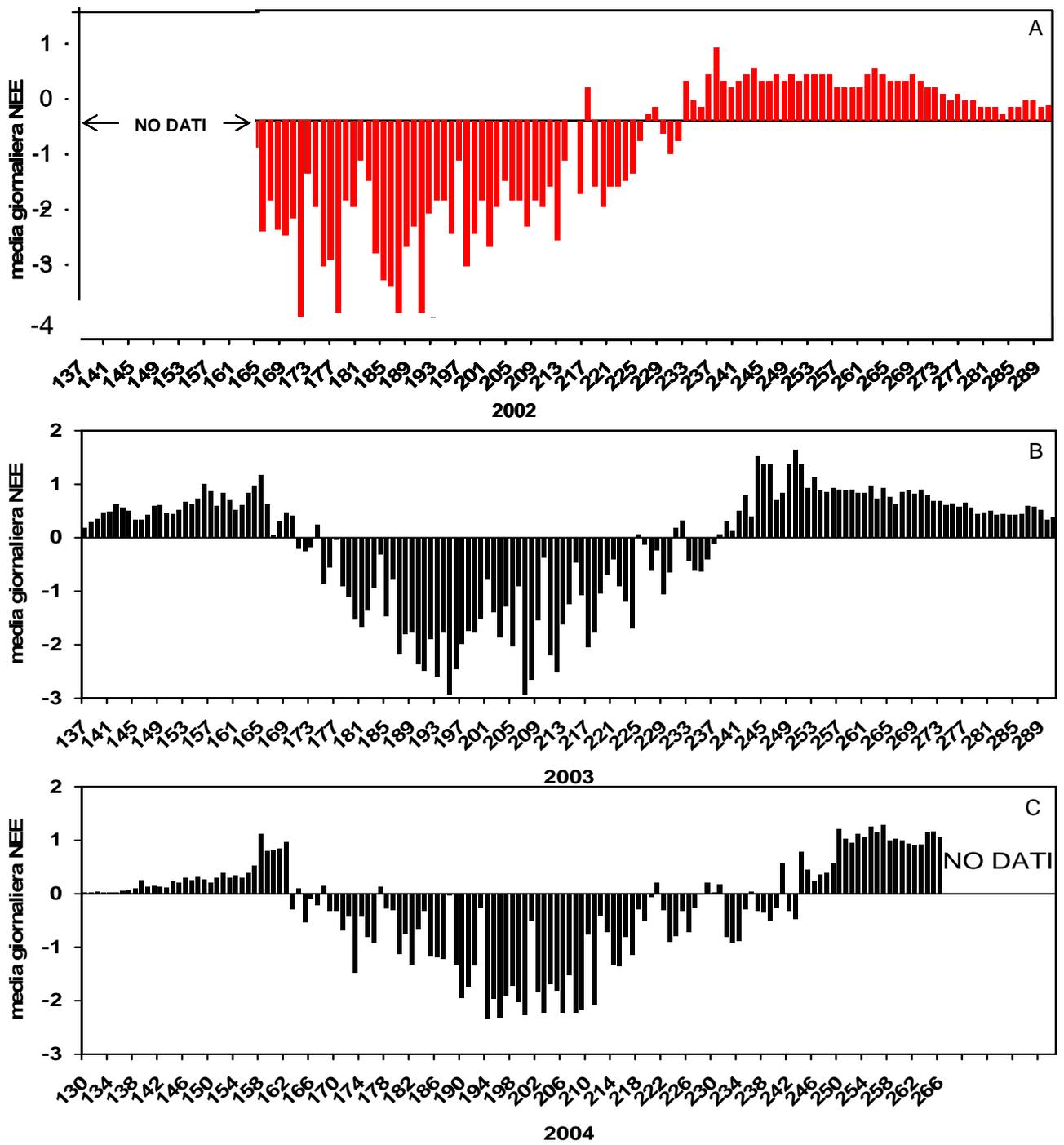


Figura 37: andamento NEE nei tre anni di misure (A, B,C)

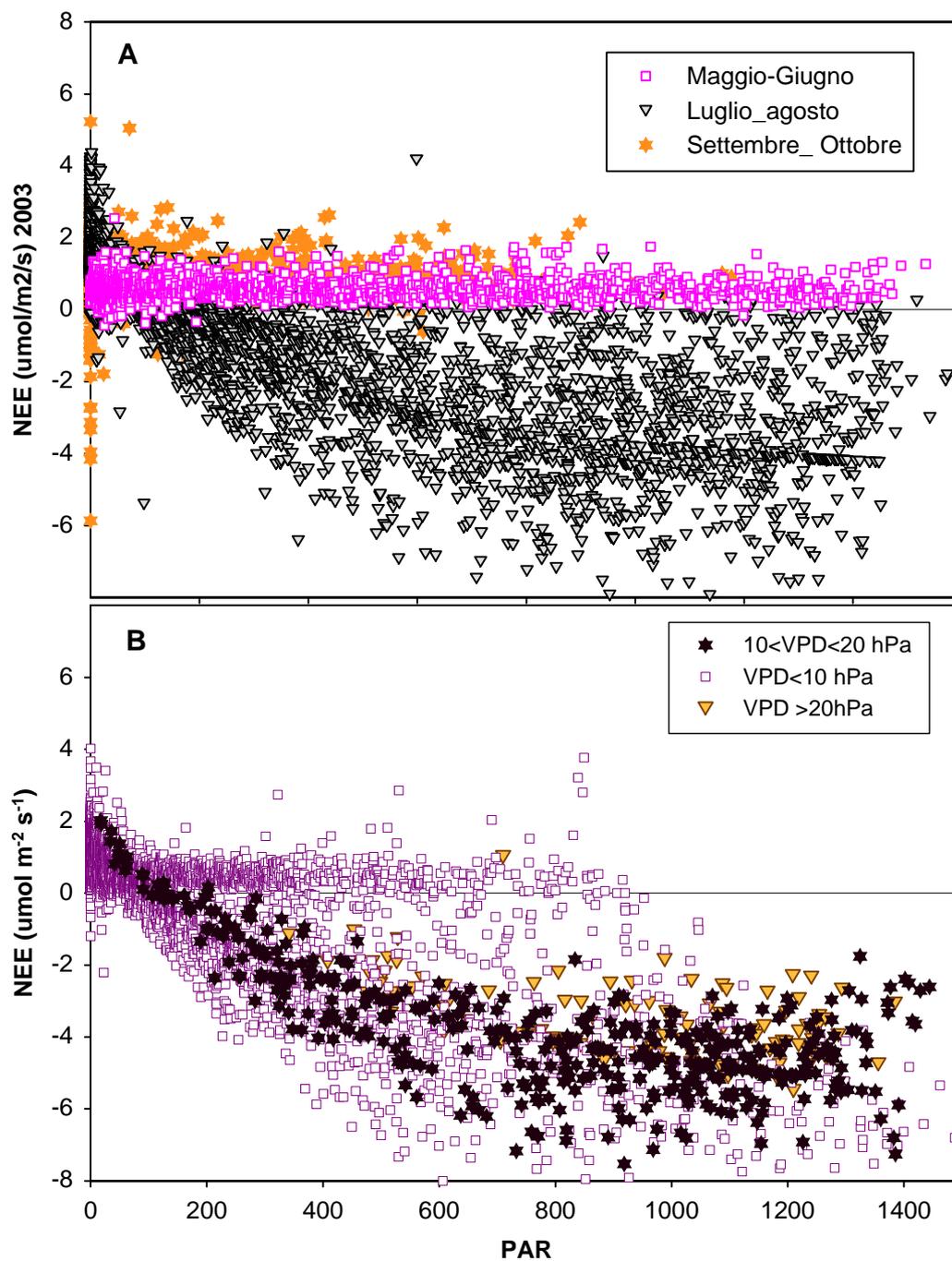


Figura 38: curva di luce stagione vegetativa in funzione del periodo della stagione vegetativa e delle fasi fenologiche della vegetazione (**A**), e in funzione dei valori di deficit di pressione di vapore (VPD) registrati dello stesso intervallo temporale (**B**)

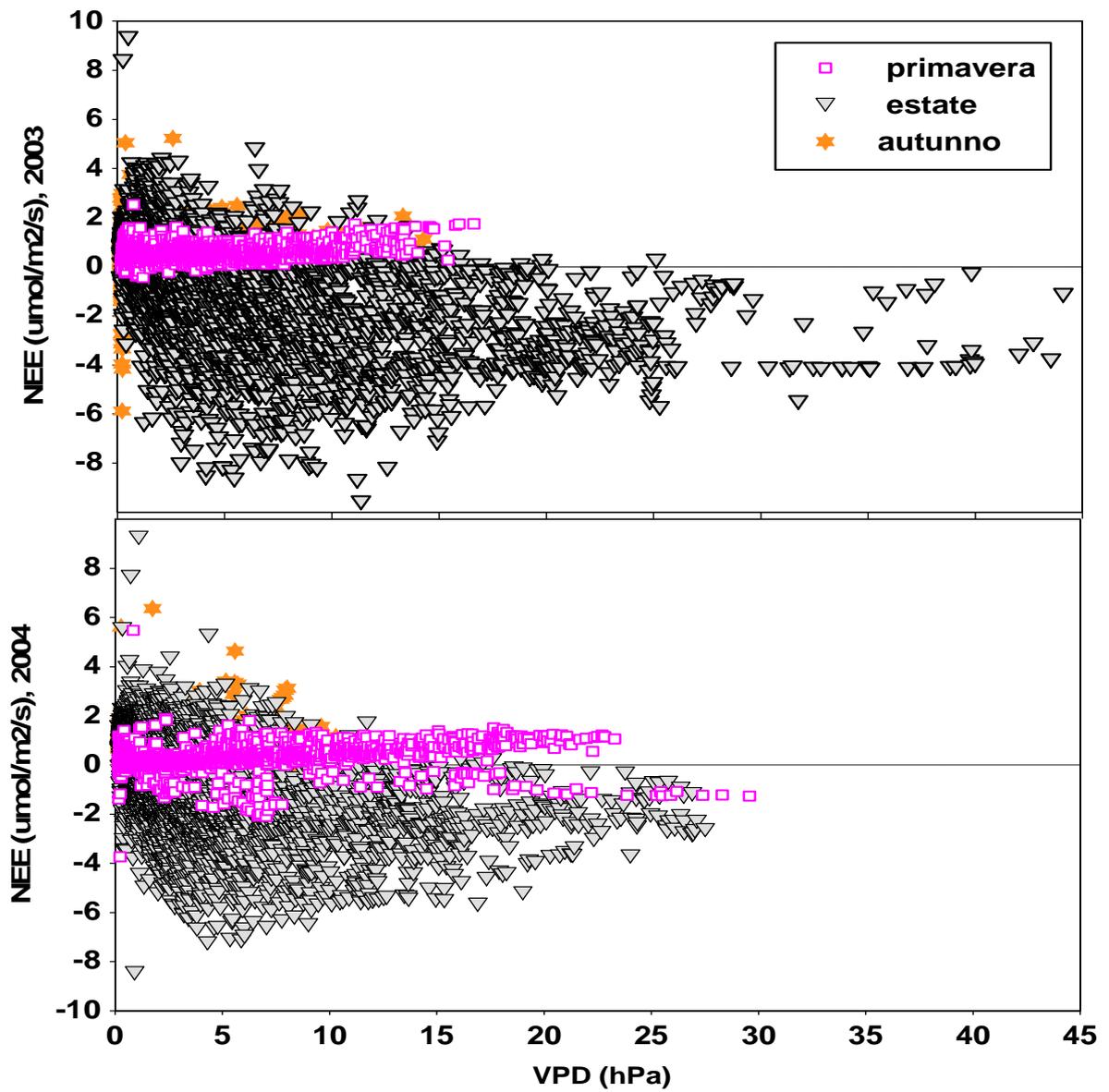


Figura 39: effetto del VPD sullo scambio netto dell'ecosistema (NEE) per valori via via crescenti che determinano stress idrico e chiusura stomatica delle foglie

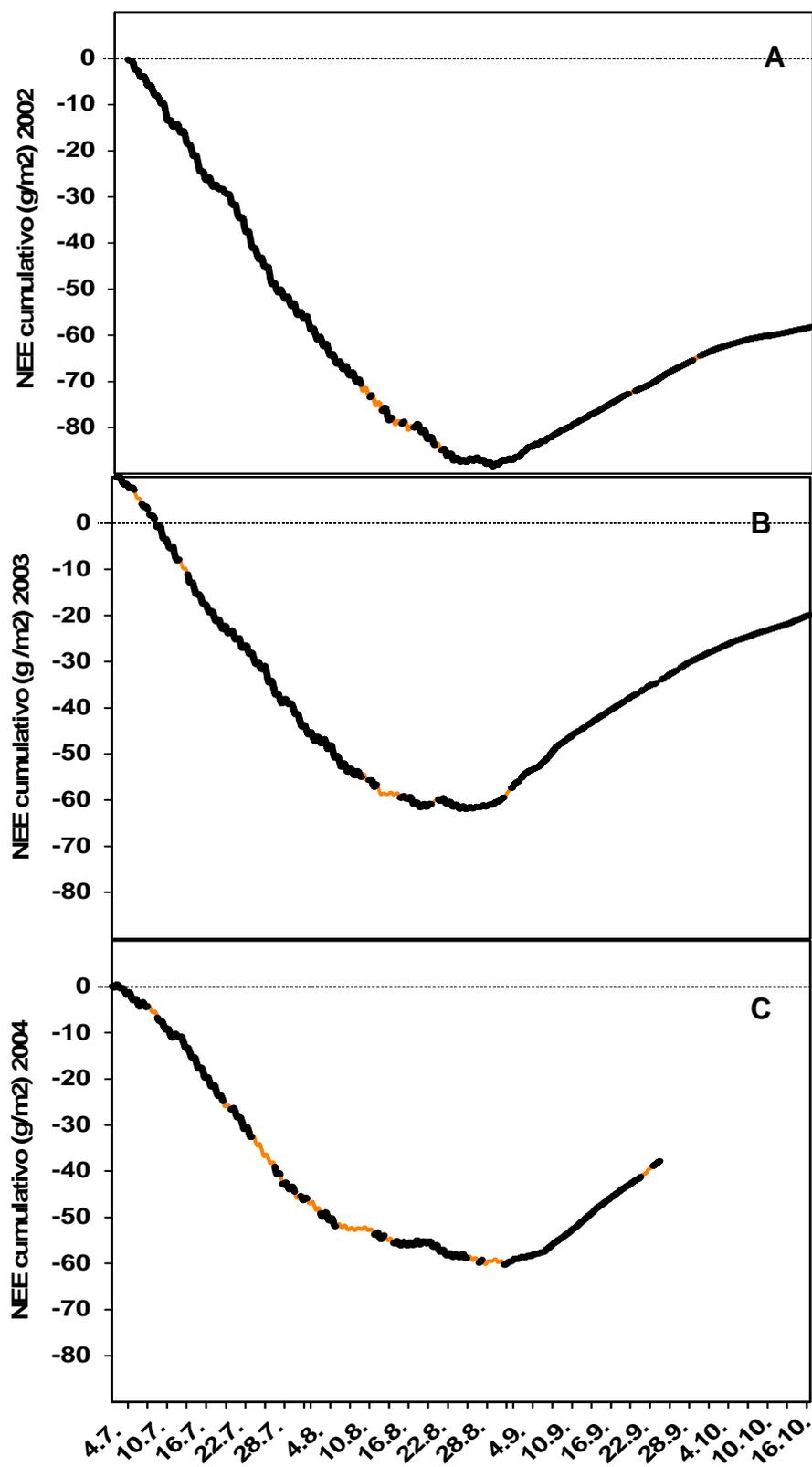


Figura 40: NEE da luglio a ottobre, nei 3 anni di campagna (2002, 2003, 2004).

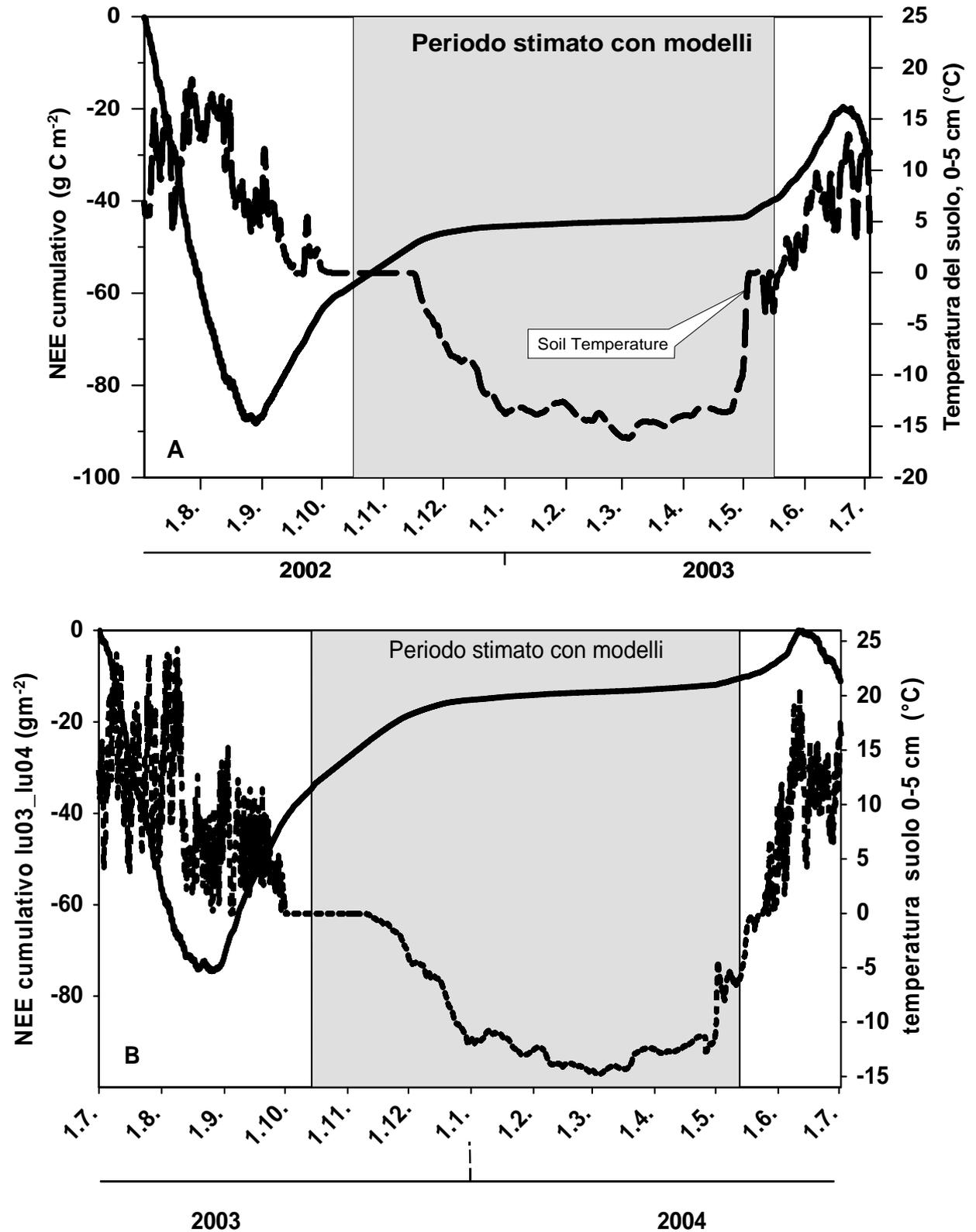


Figura 41: bilancio annuale di flusso di CO₂ Luglio 2002-Luglio 2003 (A), bilancio annuale di flusso di CO₂ Luglio 2003-Luglio 2004 (B)

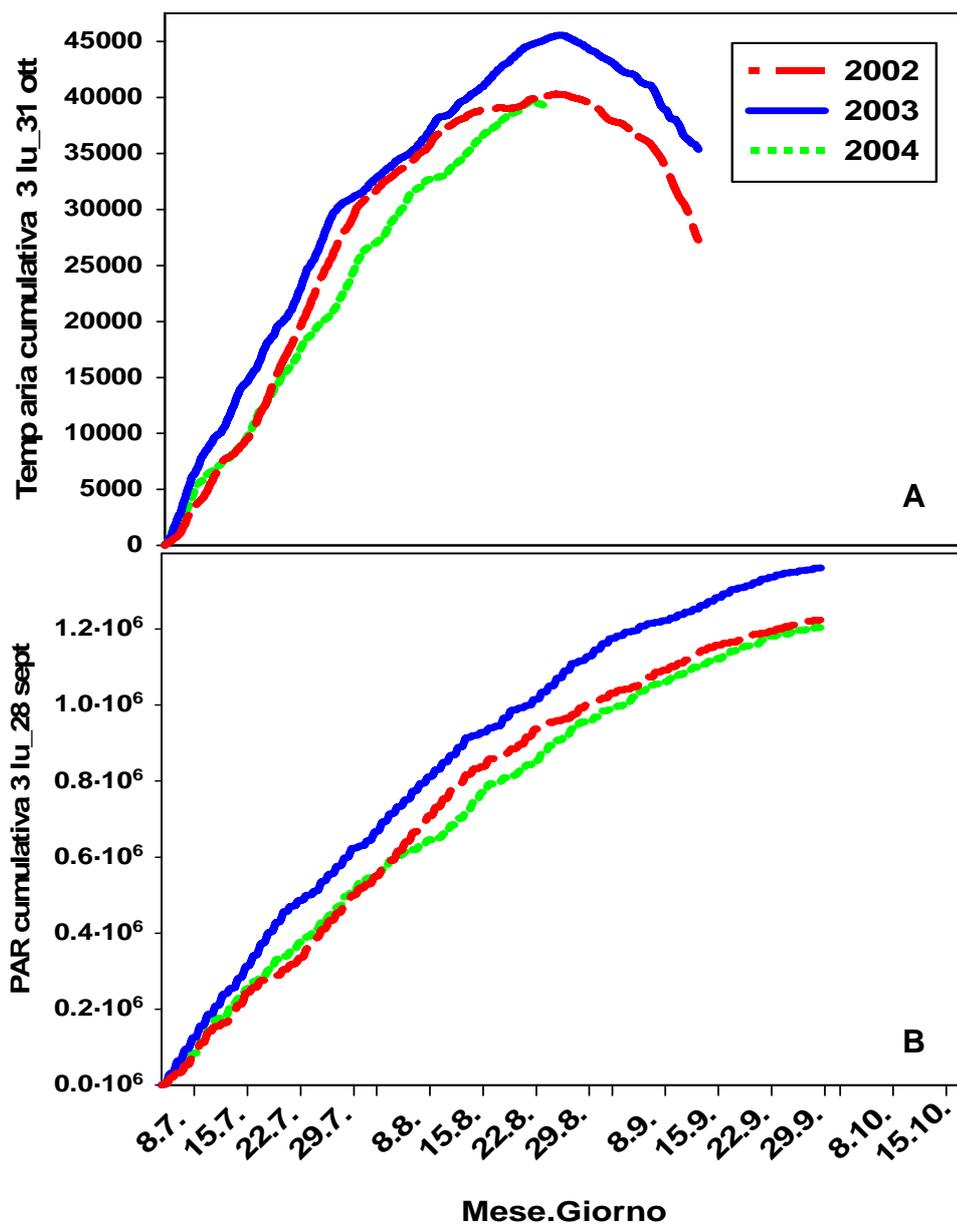


Figura 42: temperatura dell'aria (A) e radiazione fotosinteticamente attiva (B) nei tre anni di campagna di misura (valori cumulati dal 3 luglio alla fine di settembre).

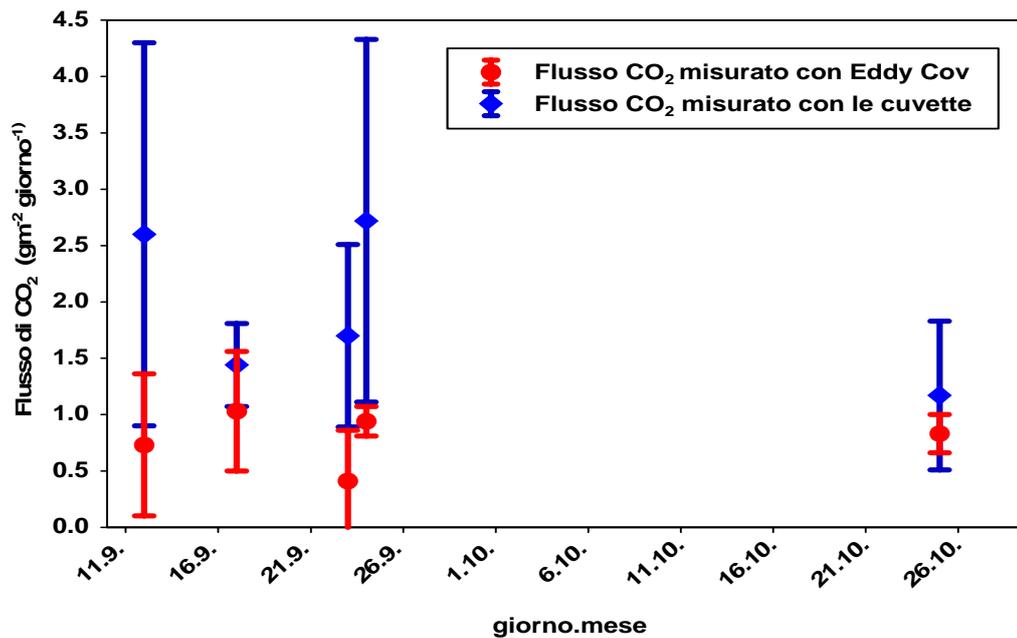


Figura 43: confronto del flusso di CO₂ misurato con la tecnica Eddy Covariance e con le cuvette. Vi è una discrepanza di un fattore 2 tra le due misure.

3.2.3 Flussi di metano

Il bilancio del carbonio finora calcolato non è completo con il solo studio di CO₂ poiché questo ecosistema di tundra umida è anche una sorgente di metano. Il turnover del carbonio per questi ecosistemi umidi boreali deve tener conto della componente di carbonio rilasciata in forma di metano, prodotto dall'attività di batteri anaerobi e rilasciato in atmosfera attraverso tre meccanismi: per semplice diffusione dal suolo attraverso l'atmosfera; per fenomeni di ebollizione quando la concentrazione di metano nel suolo anossico supera certe soglie di concentrazione per unità di volume (circa 16gm⁻³), e attraverso il trasporto aerenchimatico dalle specie vascolari che generalmente caratterizzano la vegetazione di tundra artica.

Eriophorum angustifolium e specie affini (carici) attraverso il turnover radicale, la produzione di essudati radicali e di lettiera facilmente degradabili, favoriscono e stimolano l'attività batterica metanogenica.

La percentuale di emissione di metano dipende dalle condizioni redox, dalla disponibilità del substrato mineralizzabile, dalla percentuale di umidità nel suolo e dalla temperatura. Il metano non è prodotto dalle piante, ma proviene tutto dall'attività microbica; l'emissione varia molto durante l'anno e negli anni, con picchi di emissione massimi in estate. Basse temperature e copertura nevosa sono sempre state considerate condizioni sfavorevoli alle emissioni di metano e di CO₂, tuttavia studi più recenti hanno dimostrato che tali flussi possono essere invece significativi anche nella stagione invernale (Roulet 2000).

Nell'ecosistema investigato sono stati misurati i flussi di metano e sono state analizzate le correlazioni di tale flusso con la vegetazione al progredire della stagione vegetativa e al succedersi delle varie fasi fenologiche. Si è tenuto conto anche della variabilità microtopografica delle formazioni tussocks e intertussocks caratterizzanti la piana alluvionale oggetto di studio.

Il flusso di metano mostra una notevole variabilità tra le diverse cuvette di campionamento, e in generale non si evidenzia alcuna variazione significativa tra le camerette contenenti tussocks e quelle con vegetazione intertussocks (**fig 44 A e B**).

Durante la stagione vegetativa del 2002, il flusso è massimo in estate e decresce in autunno, parallelamente alla fase di senescenza della vegetazione. Dal picco più alto di oltre 300 mg CH₄ m⁻² giorno⁻¹ tra la fine di luglio e l'inizio di agosto, l'emissione si riduce a 150-200

mgCH₄ m⁻² giorno⁻¹ nel mese di settembre quando prevale una vegetazione nel pieno della sua fase decadente e quando la temperatura si abbassa sensibilmente. Variazioni del livello dell'acqua stagnante nel corso della stagione vegetativa 2002, peraltro modeste, non hanno influito l'entità del flusso, dal momento che tale livello si è mantenuto costantemente elevato garantendo condizioni assolutamente asfittiche dello strato attivo. Nel 2003 e 2004 invece il livello dell'acqua si è abbassato al livello del suolo, tuttavia lo strato organico ne è rimasto totalmente impregnato per cui le condizioni di anossia sono persistite anche durante i giorni più caldi (vedi par 3.1.3 questo testo) e il flusso di metano è risultato assai elevato (**fig 45 A e B**). Alcuni studi (Simpson et al.,1999) hanno dimostrato che variazioni del flusso di metano diventano evidenti quando il livello dell'acqua è prossimo alla superficie del suolo stesso, quando cioè entra in gioco la variabile condizione suolo saturo/soilo asciutto, almeno nei primi centimetri più prossimi alla superficie.

Il flusso medio stagionale misurato per la stagione vegetativa del 2002 è di 195.8±81 mgCH₄ m⁻² giorno⁻¹; 216±128 e 208±123 mg CH₄ m⁻² giorno⁻¹ nei due anni successivi.

Sarebbe più corretto considerare un valore medio per i tre anni che racchiuda le misurazioni fatte entro lo stesso intervallo temporale, ma questo non è possibile a causa del fatto che nel 2002 si è cominciato assai in ritardo con le misure di metano (24 luglio), mentre nel 2004 a causa di errori di campionamento non si hanno misure fatte nel mese di agosto con una certa ciclicità (9 agosto/3 settembre). L'anno che presenta un ciclo di misure dalla tarda primavera all'autunno inoltrato è stato solo il 2003 (dal 20 giugno al 25 ottobre) . Il 2003 è l'anno che mostra in assoluto i picchi più alti di emissione (~1000 mg CH₄ m⁻²giorno⁻¹), in coincidenza con giorni particolarmente caldi (T aria >25°C) (**fig 46**), con massima apertura stomatica (traspirazione), e maggiore tasso evaporativo dalla superficie.

Consistenti perdite di metano sono state osservate anche in una palude in Finlandia (1.0 kg CH₄ ha⁻¹anno⁻¹ che corrisponderebbero a 200 fino a 600 mg CH₄ m⁻²giorno⁻¹: Nykänen et al, 1995). Whalen e Reeburg (1992), studiando un ecosistema di prateria umida artica hanno registrato una forte variabilità interannuale di 12.8 fino a 40.4 mg CH₄ m⁻² giorno⁻¹ nel 1989 e di 299.6-411.3 mg CH₄ m⁻² giorno⁻¹ nel 1990.

Dai dati di flusso di metano rilevati nel periodo critico dello scongelamento primaverile del 2004 è inoltre emerso un aspetto importante. Le misure con le cuvette sono state iniziate i primi di giugno 2004, quando ancora la temperatura era relativamente bassa e il suolo

pressoché totalmente congelato. In questa prima fase della stagione vegetativa il flusso di metano è ridotto e tuttavia esistente, e soprattutto è più elevato in corrispondenza dei microrilievi tussocks. Questa situazione permane evidente fino a che la temperatura dello strato organico (ghiacciato) non sale a valori positivi (prima decade di luglio). La stagione vegetativa avanza e il flusso di metano diventa da quel momento significativo, sia dalle zone tussocks che intertussocks (**fig 47**). Il maggiore flusso dai tussocks si può spiegare col fatto che il metano ha seguito la via preferenziale aerenchimatica delle specie vascolari giacenti sui cumuli (Cholewa et al, 2004), dal momento che il suolo era ancora totalmente congelato e non esistevano le condizioni favorevoli all'emissione per diffusione o per ebollizione.

Nel 2003 le misure sono altresì cominciate a giugno, ma questa differenziazione di emissione di metano tra i rilievi tussocks e le depressioni inter-tussocks non è stata riscontrata nemmeno nelle prime misurazioni (20 e 26 Giugno 2003). Questo si può spiegare col fatto che si è trattato di una annata molto calda, in cui la stagione vegetativa è iniziata assai in anticipo e in cui la temperatura dello strato organico del suolo era già al disopra dello zero (media giornaliera del 20 giugno 2003 è di 1.4°C).

Il flusso di metano a fine giugno 2003 era già elevato, se pur piuttosto variabile tra una cuvetta e l'altra, e non differenziato tra le due tipologie vegetazionali. E' bene ricordare inoltre che, sebbene la temperatura sia il maggiore determinante del flusso di metano, la relazione tra le due variabili non è necessariamente sempre evidente, essendo molte altre le componenti che entrano in gioco (umidità, densità radicale, contenuto nutrienti, frazione di carbonio labile etc., orario di campionamento), soprattutto quando si trattano dati di cuvetta, la cui variabilità microstazionale e microambientale è elevatissima.

Pur avendo escluso campionamenti in cui sia dubbia l'interferenza del campionatore sul flusso, scartando quei casi in cui la relazione lineare tra tempo e concentrazione di metano fosse <0.90 , si tratta di valori medi significativamente alti. La prima considerazione che si trae è legata alla tecnica stessa delle cuvette statiche. Per quanto il campionatore presti attenzione a non indurre emissioni straordinarie di metano, la tipologia dell'ecosistema di per se rende difficile evitare perturbazioni di microscala, in prossimità delle camerette (e.g: movimenti d'acqua superficiale in prossimità della cameretta da campionare). In secondo luogo, i collari delle cuvette, lasciati sempre nel medesimo punto nei vari anni di campionamento, possono aver creato una parziale alterazione della vegetazione (e.g:

rottura parziale rizomi), e potenzialmente potrebbero avere favorito un flusso di emissione di metano.

Si deve quindi ammettere che la tecnica delle cuvette, oltre ad avere il problema intrinseco della rappresentatività spaziale dell'ecosistema, ha in sé il limite di una potenziale alterazione delle condizioni climatiche, pedologiche e biologiche su microscala, specialmente per tempi lunghi di permanenza sul sito e di chiusura della cameretta.

I picchi di emissione di metano rilevati sia nel 2003 che nel 2004 sono riconducibili forse ad un innalzamento della temperatura dell'aria (verosimile per alcuni giorni del 2003 ma meno per il 2004). Altrimenti si deve ipotizzare un incremento di flusso dovuto ad alterazione su microscala dell'area circostante le cuvette, a seguito di numerosi prelievi e camminamenti sul sito, ovvero anche a fenomeni di ebollizione occasionale di metano, naturali o ancora indotte sull'area di prelievo dei campioni.

In generale è intrinseco alla natura del flusso di metano una spiccata variabilità spaziale, diurna, stagionale e interannuale, messa in evidenza da molti altri studi (in Alaska: Whalen & Reeburgh 1992; in Minnesota Melloh & Crill 1993; Dise, 1992; in Siberia occidentale (Panikov et al. 1997).

Prendendo il valor medio giornaliero del flusso di metano ed estendendolo a tutto il periodo di misure di 60 giorni, l'emissione totale di metano è di $11.7 \text{ g CH}_4 \text{ m}^{-2}$ (consideriamo 10 g C m^{-2} in due mesi di misure). Durante lo stesso intervallo temporale il carbonio accumulato dall'ecosistema nel 2002 è di circa -80 g C m^{-2} . Questo significa che la perdita di metano è il 14% del carbonio assorbito durante l'attività fotosintetica per lo stesso intervallo di tempo. Valori simili sono stati trovati da Friborg et al. (2003) in una palude nella Russia occidentale, dove l'emissione di metano ammonta al 19% del bilancio totale del carbonio di quell'ecosistema.

Se noi assumiamo che al di fuori del periodo di misurazione non si verifica nessuna emissione di metano verso l'atmosfera, la perdita totale di C in forma di CH_4 è circa il 25% del totale $\text{CO}_2\text{-C eq.}$ cumulato in un anno (pari a $-38 \text{ g C m}^{-2}\text{anno}^{-1}$ nel 2002-2003).

Per la stagione 2003 la percentuale di carbonio emessa in forma di metano è circa il 30% del totale $\text{CO}_2\text{-C eq.}$ cumulato nell'estate 2003 e 2004, dal momento che il valore di *sink* stagionale è stato minore rispetto al 2002 (60 e 70 g C m^{-2}) mentre invece l'emissione di

metano si è mantenuta elevata. Rispetto al bilancio annuale del 2003-2004 il flusso di metano è il 70% del totale CO₂-C eq. annuo.

In realtà, è presumibile che sussista anche un flusso di metano invernale, al pari di quanto dimostrato per il flusso di CO₂, e come del resto altri autori hanno misurato in altri ecosistemi artici (vedere Panikov and Dedysh, 2000); per cui un piccolo ma significativo flusso di metano invernale, contribuirebbe ulteriormente all'effetto serra, in aggiunta al più consistente flusso estivo.

Considerando il fattore di riscaldamento del metano (*Global Warming Potential* = 23 per un orizzonte temporale di 100 anni: IPCC 2001), il bilancio dei gas serra rende tale ecosistema di tundra artica una sorgente netta di emissione di gas-serra.

Il flusso di metano degli ecosistemi umidi dell'artico è stato studiato con la tecnica della correlazione turbolenta in Groenlandia, e la media oraria del flusso CH₄-C è risultata essere 3-4 % del flusso CO₂-C (Christensen et al. 2000). Il tasso giornaliero misurato nel sito di Cherskii è assai più alto. L'alternarsi delle condizioni anaerobiche con quelle aerobiche possono essere uno stimolo alla produzione di CH₄ (anni 2003 e 2004) poiché l'attività di ossidazione della sostanza organica da parte della fauna tellurica nello stadio più asciutto dell'ecosistema renderebbe disponibile del substrato per la popolazione batterica anaerobica che diventa attiva nello stadio successivo di anossia del suolo in estate o negli anni meno asciutti (Panikov N. 1999). In aggiunta a questo, i canali aerenchimatici delle specie vegetali che crescono su questo substrato paludoso, agiscono come canali preferenziali per la diffusione dei gas dal suolo verso l'atmosfera, attraverso l'apertura stomatica (Tuittila et al. 2000). Questa "via di trasporto" dagli strati asfittici del suolo all'atmosfera, risulta essere anche più efficiente della dispersione di metano per diffusione diretta dal suolo, poiché l'ossidazione del metano all'interno dei vasi aerenchimatici delle piante può anche non innescarsi.

Data la larga variabilità dei flussi di metano, in parte dovuta alla diversa copertura vegetale, in parte a variazioni nella microtopografia e idrologia dell'habitat studiato, è difficile fare una stima stagionale o annuale delle emissioni metanogenetiche, che rimane quindi piuttosto incerta. Inoltre le emissioni di CH₄ non sono state misurate sufficientemente durante la stagione invernale, per cui la stima annuale di emissione totale diventerebbe speculativa.

Quello che si può affermare è che il prosciugamento del sito, o un significativo abbassamento del livello dell'acqua superficiale comporterebbe certamente un aumento dell'ossidazione del metano e quindi una riduzione del flusso di metano verso l'atmosfera, ma verosimilmente incrementerebbe anche la respirazione aerobica, e quindi il rilascio di CO₂ verso l'atmosfera.

Rispetto al fenomeno del riscaldamento globale infine, è atteso per il vasto bioma artico un aumento della variabilità interannuale degli ecosistemi interessati dal riscaldamento, similmente a quanto già documentato dal sito canadese in Manitoba (**tab III**). Tuttavia se consideriamo il fattore latitudine quale elemento di comparazione con il riscaldamento del clima, le conclusioni porterebbero a immaginare un aumento della NEE verso le latitudini inferiori. Questo è stato anche dimostrato da esperimenti sul riscaldamento globale (Boelmann et al. 2003), ed è stato dimostrato per la NPP di vegetazione terrestre (Nemani et al. 2003). Se il bilancio idrologico diventasse più secco a causa del riscaldamento globale, si prevede un avanzamento del limite latitudinale della vegetazione arborea (larice siberiano per questa regione), che genera una NEP maggiore rispetto agli ecosistemi di prateria e di tundra umida (Hollinger et al. 1998).

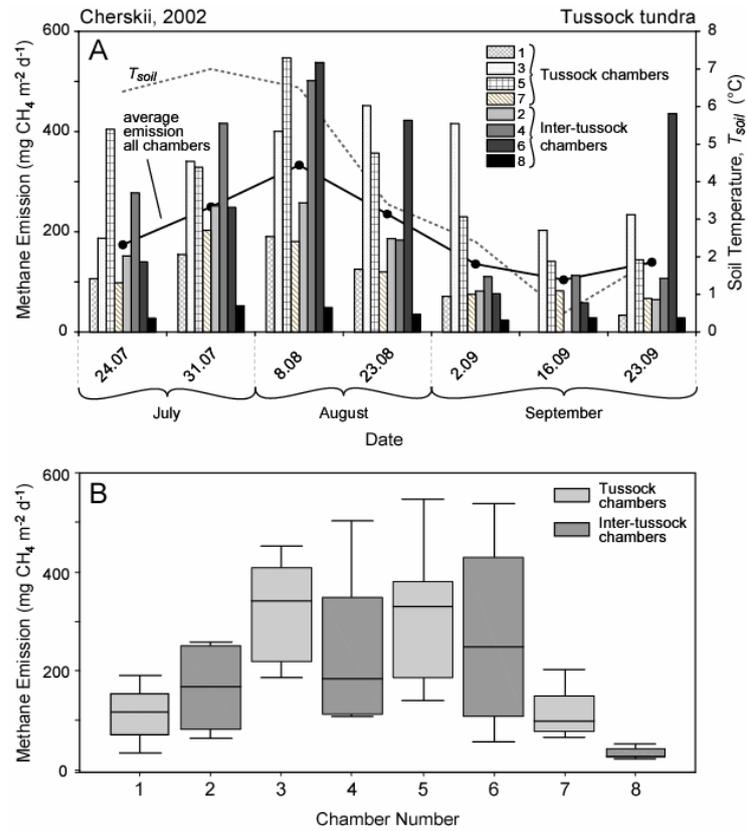


Figura 44: flusso di metano della stagione vegetativa 2002(A) e relativa analisi statistica(B) per la valutazione del grado di relazione tra il flusso e la tipologia vegetazionale inclusa nelle camerette. Vedere Corradi et al, 2005

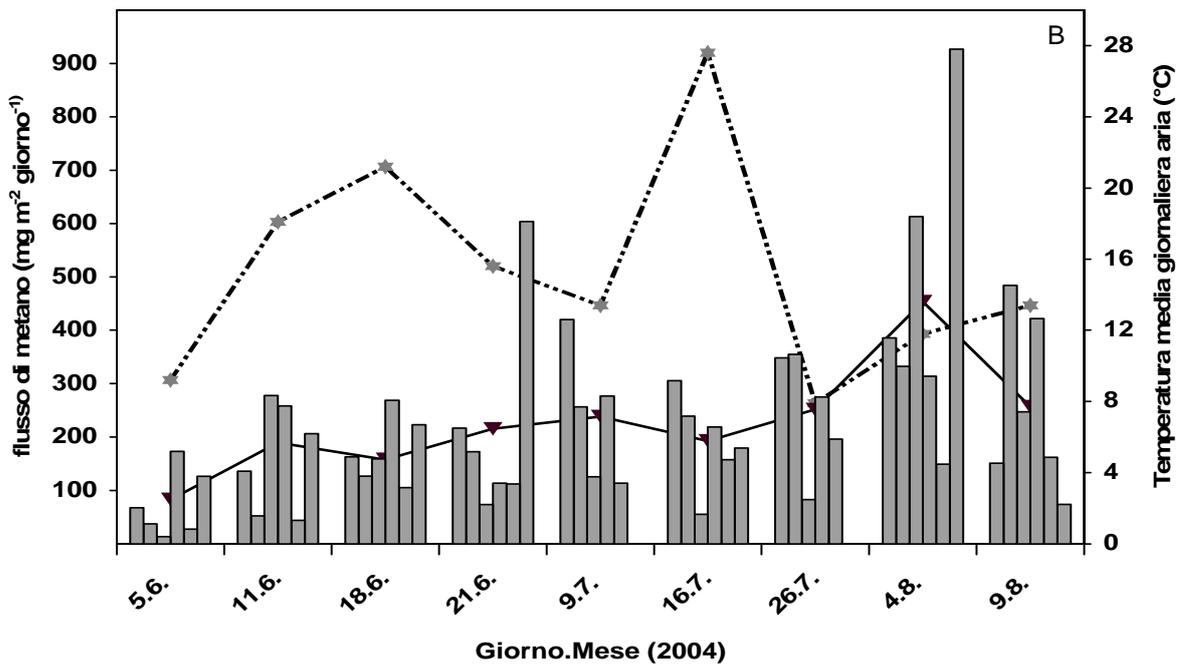
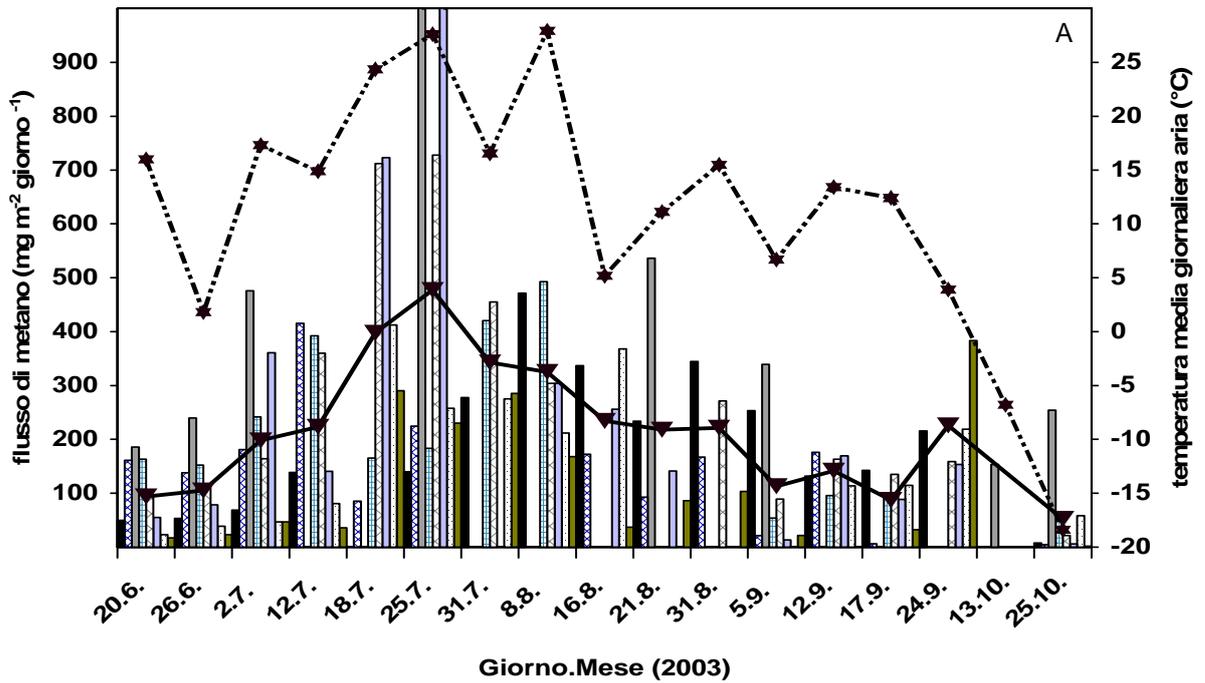


Figura 45 (A e B) : flusso di metano e nel corso della stagione vegetativa 2003 e 2004 (giugno-luglio/settembre). La linea marcata con triangoli indica il valor medio di tutte le camerette; la linea tratteggiata descrive l'andamento della temperatura dell'aria

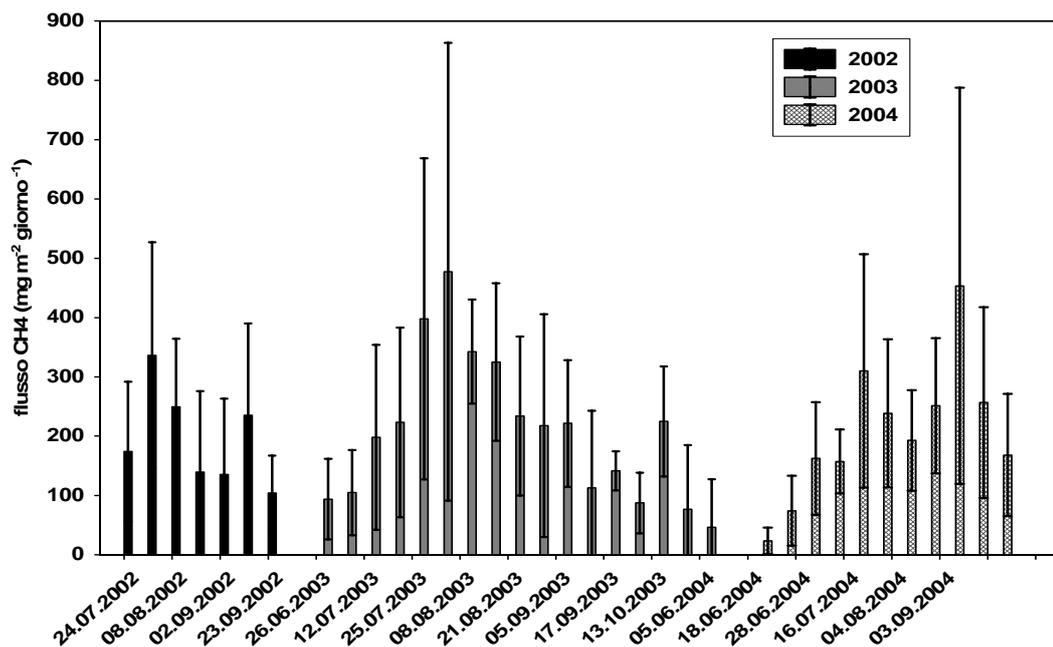


Figura 46: flusso di metano nei tre anni di misura

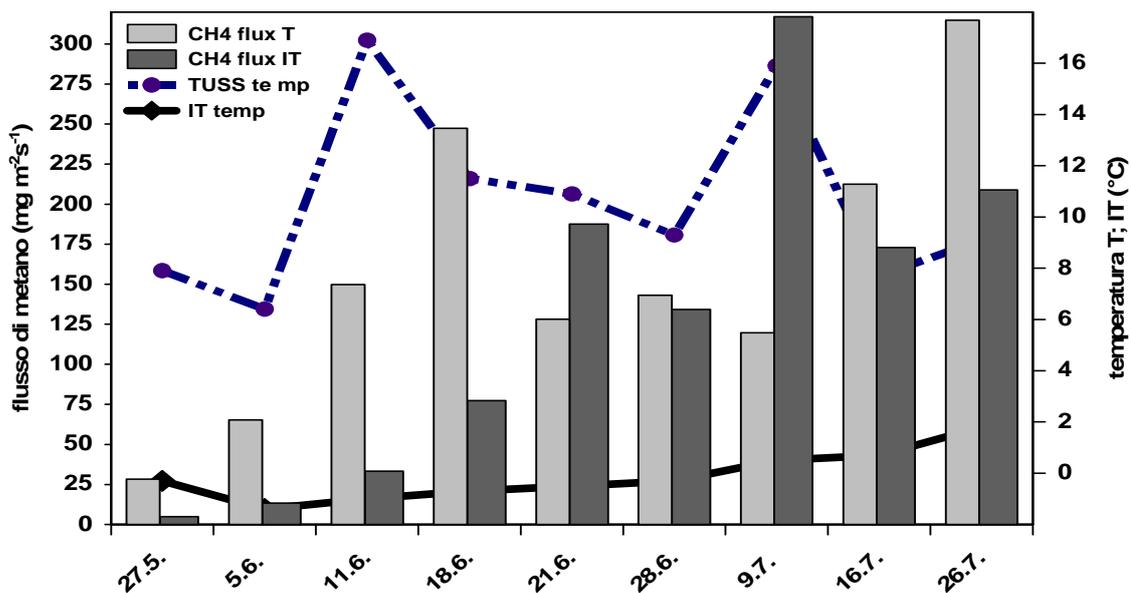


Figura 47: emissioni T vs IT misurate nella primavera 2004, in relazione all'andamento della temperatura T e IT

CONCLUSIONI

Lo studio affrontato in questa sede ha voluto portare un contributo importante alla comprensione del ruolo ecologico di un tipo di ecosistema ben rappresentato all'interno della regione artica e della repubblica di Yakutia, evidenziando il ruolo-cardine degli ambienti di tundra umida artica nel ciclo del carbonio e rispetto al fenomeno del riscaldamento globale.

Tale ricerca affronta lo studio del ciclo del carbonio analizzando la produzione di metano dell'ecosistema, oltre al flusso di anidride carbonica, che rimane spesso la sola componente studiata negli studi di ecologia a livello ecosistemico.

Il sito di Cherskii (69°N) qui analizzato è uno dei più settentrionali siti di ricerca sul monitoraggio del ciclo del carbonio e dell'effetto dei cambiamenti climatici, fino ad oggi studiati con la tecnica della Correlazione Turbolenta.

L'analisi dei dati raccolti ha permesso di giungere ai seguenti risultati:

- La vegetazione della tundra è in grado di accrescersi e compiere il suo ciclo vegetativo e riproduttivo nell'arco della breve estate artica tramite il meccanismo di ritraslocazione dei nutrienti, che garantisce un apporto di azoto (e fosforo) altrimenti insufficiente a causa delle condizioni di suolo congelato e conseguente tasso di decomposizione ridotto;
- Il bilancio idrico dell'ecosistema è tale per cui la vegetazione artica durante la stagione vegetativa traspira circa il doppio delle precipitazioni estive che si hanno a queste latitudini e ciò è reso possibile grazie alla riserva di acqua che deriva dallo scioglimento primaverile delle nevi e dei ghiacci, nonché dai periodici straripamenti del fiume Kolyma;
- Il bilancio di carbonio è tale per cui l'ecosistema è un fissatore di CO₂ atmosferica in carbonio organico, che viene accumulato nella vegetazione e quindi nel permafrost. Il *sink* è di $38 \pm 10 \text{ gCm}^{-2}\text{anno}^{-1}$ nel 2002-2003 e di $17 \pm 10 \text{ gCm}^{-2}\text{anno}^{-1}$ nel 2003-2004; tale fluttuazione è funzione della variabilità interannuale del clima e del carattere delle inondazioni del bacino idrico del fiume Kolyma e quindi del grado di saturazione del suolo della prateria artica;
- La maggior parte del carbonio di questo ecosistema si trova accumulato nei primi 45 cm di profilo di suolo (strato attivo) e nella vegetazione morta indecomposta; una

piccola ma significativa percentuale si trova negli strati più profondi del suolo minerale, intrappolato nel permafrost (fino a 5 m di profondità). Questo significa che il fenomeno del riscaldamento globale può manifestare i suoi effetti più massicci sul ciclo del carbonio in modo consistente già a livello dello strato attivo, prima ancora che sul permafrost più profondo.

- Il confronto con ecosistemi simili di tundra e di prateria umida mette in evidenza un *trend* di incremento della capacità assimilativa del C-CO₂, a parità di tipologia vegetazionale, verso le latitudini minori
- L'ecosistema è una sorgente netta di metano, di circa $200 \pm 15 \text{ mg m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$, in tutti e tre gli anni di misura; questo valore corrisponde al 15-30% del carbonio accumulato in forma di CO₂ durante lo stesso intervallo temporale (2 mesi => stagione vegetativa), e tale condizione è destinata a permanere fintantoché sono mantenute le condizioni di anossia del suolo
- Il flusso di metano è leggermente più elevato nei due anni a maggiore fluttuazione del livello dell'acqua ferma (2003 e 2004) mentre il *sink* di CO₂ di quegli anni è minore rispetto al 2002, a causa dell'evento di esondazione che ha determinato nel 2002 una minore respirazione ecosistemica, e quindi un maggiore *sink* estivo. Nel 2003 e 2004 si è avuto un minore *sink* di CO₂ a causa di una maggiore respirazione e di una assimilazione estiva ridotta da condizioni climatiche meno favorevoli, mentre la *source* di metano si è mantenuta elevata (catalizzata forse da una maggior substrato disponibile nel suolo per la popolazione batterica anaerobica).
- Il ruolo della vegetazione nell'emissione di metano diventa determinante soprattutto durante la stagione primaverile (dati 2004), quando il suolo ancora congelato non permette la fuoriscita del metano, mentre i canali aerenchimatici delle piante vascolari diventano la via preferenziale per il flusso di questo gas dal suolo verso l'atmosfera.
- La presenza di uno strato d'acqua ferma ha un effetto tampone sull'influenza dei cambiamenti climatici rispetto ad ecosistemi di prateria o di tundra asciutta, che più rapidamente si convertirebbero da *sink* a *source* a causa di un aumento repentino della respirazione ecosistemica che invece in questi ecosistemi umidi è ridotta al minimo, anche di fronte a consistenti innalzamenti della temperatura.
- Questi risultati aggiungono nuova conoscenza ai flussi di gas serra in ambiente artico e pur non avendo conseguenze socio-economiche dirette, tuttavia hanno

necessariamente delle implicazioni politiche per il rispetto della normativa relativa al *protocollo di Kyoto*, al quale la Russia stessa ha aderito e per il quale devono essere rispettate delle soglie annuali di emissione di gas serra.

- Nella seconda metà del ventesimo secolo è iniziato un costante processo di riscaldamento, in particolare tra gli anni 70 e 80. Negli ultimi vent'anni le temperature annuali si sono innalzate di 1-2°C (**fig 48**).

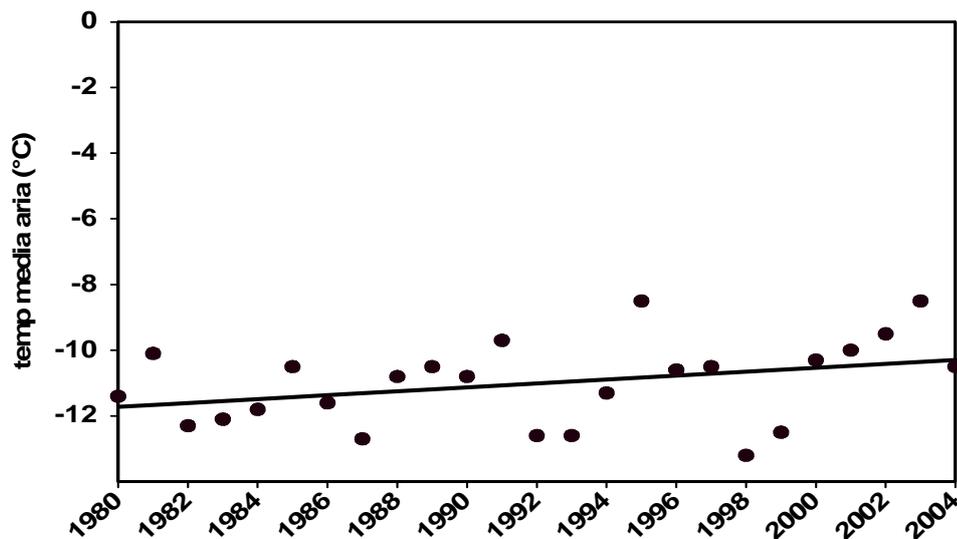


Figura 48: andamento della temperatura media annua negli ultimi 25 anni (1980-2004), misurato presso la stazione meteorologica dell'aeroporto di Cherskii, (69N, 161E) Rep Sakha (ex Yakutia), Russia

E' chiaro quindi che il potenziale a rischio per questo territorio è altissimo, trattandosi di una immensa riserva di carbonio accumulata e intrappolata nel permafrost e nella vegetazione.

Studi più prolungati nel tempo (>5 anni) consentirebbero una migliore comprensione della dinamica del permafrost che caratterizza questi ambienti, la cui stabilità è nel breve periodo solo apparentemente mantenuta e il cui potenziale a rischio effetto-serra è elevatissimo. Vista la elevata variabilità interannuale intrinseca alla severità dei climi estremi della regione artica e alle mutazioni climatiche di origine antropogenica, si auspica che questo studio venga preso come punto di partenza per una futura indagine pluriennale di questa regione straordinaria siberiana, situata all'estremo limite nord-orientale del pianeta.

BIBLIOGRAFIA

- Alifanov VM, L. A. Gugalinskaya, and I. V. Kovda (1988) History of Soils of the Central Russian Plain *Pochvovedenie*, **9**,76–84 [in lingua russa]
- Anthoni PM, Freibauer A, Kolle O, Schulze E-D (2003) Winter wheat carbon exchange in Thuringia, Germany. *Agriculture. Forest Meteorology.*, **121**, 55-67
- Anthoni PM, Knohl A, Rebmann C,(2004) Forest and agricultural land use dependent CO₂ exchange in Thuringia, Germany. *Global Change Biology*, **10**, 2005-2019
- Armstrong, W., Justin, S.H.F.W., Beckett, P.M. and Lythe, S. (1991). Root adaptation to soil waterlogging. *Aquatic Botany* **39**: 57-73.
- Arneeth A, Kurbatova J, Kolle O, Shibistova OB, Lloyd J, Vygodskaya NN, Schulze ED (2002) Comparative ecosystem-atmosphere exchange of energy and mass in a European and a central Siberian bog. Interseasonal and interannual variability of CO₂ fluxes. *Tellus* **54 B**, 514-530
- Aubinet M, Grelle G, Ibrom A et al. (2000) Estimates of the annual net carbon and water exchange of European forests: the EUROFLUX methodology. *Advances in Ecological Research*, **30**, 113-175
- Aubinet M, Chermanne B, Vandenhoute M, Longdoz B, Yernaux M, Laitat E (2001) Long-term dioxide exchange above a mixed forest in the Belgian Ardennes. *Agriculture Forest Meteorology*, **108**, 290-315
- Aurela M, Laurila T, Tuovinen JP (2004) The timing of snow melt controls the annual CO₂ balance in a subarctic fen. *Geophysical Research Letters*, **31**, L16119
- Balobaev VT, Gavrilova MK, Skachov Y et al.(2003) The review of conditions and tendencies of climate changes in Yakutia: transl from Russ. Yakustk:YB of the SD RAS Publishing House, **64**, 44-48
- Bliss LC, Matveyeva NV (1992) Circumpolar arctic vegetation. In: (eds Chapin FS III, Jeffries RL, Reynolds JF, Shaver GR, Svoboda J). *Arctic Ecosystems in a Changing Climate*. Academic Press, San Diego, pp 59-90
- Boeleman N, Stieglitz M, Rueth HM, Sommerkorn M, Gamon JA (2003) Response of NDVI, biomass, and ecosystem gas exchange to long term warming and fertilization in wet sedge tundra. *Oecologia*, **135**, 414-421
- Bouwman, A.L., and R. Leemans (1995). The role of forest soils in the global carbon cycle. In: Carbon Forms and Functions in Forest Soils (eds W.W. McFee and J.M. Kelly) pp. 503–525. Madison: Soil Science Society of America.

- Cao, M., Marshall, S. and Gregson, K. (1996). Global carbon exchange and methane emissions from natural wetlands: application of a process-based model. *Journal of Geophysical Research* **101**: 14399-14414.
- Chapin FS III, Starfield AM (1996) Time lags and novel ecosystems in response to transient climatic change in arctic Alaska. *Climatic Change*, **35**, 449-461
- Chernov Y I (1985). *The Living Tundra*. Cambridge University Press.
- Christensen TR, Jonasson S, Callaghan TV, Havstrom M (1995) Spatial variation in high-latitude methane flux along a transect across Siberian and European tundra environments. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, **100**, D10, 21035-45
- Christensen TR, Johansson T, Akerman HJ, Mastepanov M (2004) Thawing sub-arctic permafrost: effects on vegetation and methane emissions. *Geophysical Research Letters*, **31**, L04501
- Christensen TR, Friborg T, Sommerkorn M et al. (2000) *Global Biogeochemical Cycles*, **14**, 701-713
- Cholewa Ewa and Griffith Marilyn (2004). The unusual vascular structure of the corm of *Eriophorum vaginatum*: implications for efficient retranslocation of nutrients. *Journal of Experimental Botany* **55**:731-741
- Clymo R S and Pearce D M E (1995). Methane and carbon dioxide production in, transport through, and efflux from a peatland. *Philosophical Transactions of the Royal Society London* **350A**, 249-259.
- Conrad R (1996). Soil microorganisms as controllers of atmospheric trace gases (H₂, CO, CH₄, OCS, N₂O, NO). *Microbiological reviews* **60**, 609-640
- Corradi C, Walter K, Kolle O., Zimov SA, Schulze E-D. "Carbon dioxide And methane exchange of a north-east Siberian Tussock tundra". *Global Change Biology* (2005) **11**: 1910-1925
- CSSC: The Canadian System of Soil Classification, 3rd ed. Agriculture and Agri-Food Canada Publication 1646, 187 pp
- Davis Neil (2000) Soil classification by type. Appendix B. In: *Permafrost: a guide to frozen ground in transition*, pp 300-302. University of Alaska Press, Fairbanks, AL
- Devoto Giacomo e Gian Carlo Oli (1979) *Vocabolario della lingua italiana* (ed CDE spa, Milano)
- Dise, N. B. 1992: Winter fluxes of methane from Minnesota peatlands. *Biogeochem.* **17**, 71-83

- Eugster W, Senn W (1995) A cospectral correction model for measurement of turbulent NO₂ flux. *Boundary Layer Meteorology*, **74**, 321-340
- Eswaran H., Van den Berg E. & Reich P. (1993). Organic carbon in soils of the world. *Soil Science Journal Am.* **57**, 192-194.
- Falge E, Baldocchi D, Olson R et al. (2001) Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agriculture Forest Meteorology.*, **107**, 43-69
- Flanagan LB, Wever LA, Carlson PJ (2002) Seasonal and inter-annual variation in carbon dioxide exchange and carbon balance in a northern temperate grassland. *Global Change Biology*, **8**, 599-603
- Flanagan P W, and Bunnell F L (1980) Microflor activities and decomposition. In *Arctic Ecosystem: the coastal tundra at Barrow, Alaska* (eds Brown J, Miller L L, Tieszen L L and Bunnell F S) pp 291-334. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Pennsylvania.
- Frenzel P (2000) Plant-associated methane oxidation in rice fields and wetlands. *Advances in Microbial Ecology*. **16**, 85-114
- Friborg T, Soegaard H, Christensen TR, Lloyd CR, Panikov NS (2003) Siberian wetlands: Where a sink is a source. *Geophysical Research Letters* **30**, 21, 2129.
- Gorham E (1991) Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications*, **1**, 182-195
- Goulden, ML, Munger JW, Fan SM, Daube BC and Wofsy, SC, 1996
Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and critical evaluation of accuracy. *Global Change Biology* **2**, 159-168.
- Guo LB and Gifford RM (2002) Soil carbon stocks and land use change: a meta analysis. *Global Change Biology* **8**, 345-360
- Hein, R, Crutzen, PJ and Heimann M (1997). An inverse modeling approach to investigate the global atmospheric methane cycle. *Global Biogeochemical Cycles* **11**, 43-76.
- Hollinger DY, Kelliher FM, Schulze E-D et al. (1998) Forest-atmosphere carbon dioxide exchange in eastern Siberia. *Agriculture Forest Meteorology*, **90**, 291-306
- Hutchinson GL, Livingston GP (1993) Use of chamber systems to measure trace gas fluxes. In: *Agricultural Ecosystem Effects on Trace gases and Global climate change* (eds Harper LA, Moiser AR, Duxbury JM, Rolston DE). ASA Spec. Publ. **55** Madison, WI, pp 63-78
- Jobbágy EG and RB Jackson. (2000) The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological Applications*, **10**, 397-398

- Joiner DW, Lafleur PM, McCaughey H, Barlett PA (1999) Inter-annual variability in carbon dioxide exchanges at a boreal wetland in the BOREAS northern study area. *Journal Geophysical Research* **104**, 27663-27672
- Jonassens IA, Barigah T, Ceulemans R (1998). Soil CO₂ efflux rates in different tropical vegetation types in French Guayana. *Annales Sci For* **55**, 671-680
- Jonasson S and Chapin F S III (1985) Significance of sequential leaf development for nutrient balance of the cotton sedge, *Eriophorum vaginatum* L. *Oecologia* **67**, 511-518
- Kaimal, J.C. and Finnigan, J.J., 1994. Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement. Oxford University Press, Oxford, 289 pp.
- Kelliher FM, Lloyd J, Rebmann C, Wirth C, Schulze E-D, Baldocchi DD (2002) Evaporation in the boreal zone during summer – physics and vegetation. In: Schulze et al. (eds) *Global biogeochemical cycles in the climate system*. Academic Press, San Diego, 151-166
- Knohl A, Schulze E-D, Kolle O, Buchmann N (2003) Large carbon uptake by an unmanaged 250-yr old deciduous forest in Central Germany. *Agriculture Forest Meteorology*, **118**, 151-167
- Khvorostyanov D V, Krinner G, Ciais P, Zimov S.A., Guggenberger G, (2005) Sensitivity of permafrost carbon stock to global warming. *Tellus*, Accepted, in second review.
- Koncalova, H (1990). Anatomical adaptations to waterlogging in roots of wetland graminoids: limitations and drawbacks. *Aquatic Botany* **38**, 127-134
- Kurbatova A, Arneth A, Vygodskaya NN et al. (2002) Comparative ecosystem-atmosphere exchange of energy and mass in a European Russian and a central Siberian bog. I. Interseasonal and interannual variability of energy and latent heat fluxes during the snow-free period. *Tellus*, **54B**, 497-513
- IPCC (2001) Climate Change 2001: The scientific basis. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 944
- Lafleur PM, McCaughey H, Joiner DW, Bartlett PA, Jelinski DE (1997) Seasonal trends in energy, water, and carbon dioxide fluxes at a northern boreal wetland. *Journal Geophysical Research*, **102**, 29009-29020
- Lafleur PM, Roulet NT, Admiral SW (2001) Annual cycle of CO₂ exchange at a bog peatland. *Journal Geophysical Research*, **106**, 3071-3081
- Lal, R., J.M. Kimble, R.F. Follet, and B.A. Stewart (1997) Soil Processes and the carbon cycle. Ed. Boca Raton, Fla.: CRC Press.
- Lelieveld J, Crutzen P and Dentener FJ (1998). Changing concentration, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus* **50**, 128-150.

- Lloyd J, Taylor JA (1994) On the temperature dependence of soil respiration. *Functional Ecology*, **8**, 315-323
- Lloyd CR (2001) The measurements and modeling of the carbon dioxide exchange at a high Arctic site in Svalbard. *Global Change Biology*, **7**, 405-426
- Mack MC, Schuur ED, Bret G, Harte MS, Shaver GR, Chapin FS III (2004) Ecosystem carbon storage in arctic tundra reduced by long term nutrient fertilization. *Nature*, **431**, 440-443
- Malmer, N., Svensson, B.M. and Wallen, B. (1994). Interactions between Sphagnum mosses and field layer vascular plants in the development of peat-forming systems. *Folia Geobotanica et Phytotaxonomica* **29**, 483-496
- Manca Giovanni (2003). Tesi di dottorato di ricerca depositata presso l'Università degli studi della Tuscia di Viterbo. Titolo: Flussi di carbonio di una cronosequenza di cerro dell'Italia centrale
- Matteucci G, Dore S, Stivanello S, Rebmann C, Buchmann N (2000). Soil respiration in beech and spruce forests in Europe: trends, controlling factors, annual budgets and implications for the ecosystem carbon balance. (ed Schulze ED) carbon and nitrogen cycling in European Forest Ecosystems. Springer-Verlag Heidelberg *Ecological studies* **42**, pp 217-236
- Maximov TC, Koike T (2001) Physiological aspects of adaptation of different populations of trees under expected climate warming. In: *The role of permafrost ecosystems in global climate change*. YD Publishing house, Yakutsk, pp 158-166
- Maximov TC, Ivanov BI, Solomonov NG, Takahashi K, Ohta T, Dolman J (2003) Investigation on permafrost ecosystems' role in global climate change. In: *Influence of climate and ecological changes on permafrost ecosystems*. Proceedings of the second International Conference "The role of permafrost ecosystem in global climate change". Aug 12-17, 2002. Yakutian Branch of SD RAS, Yakustk pp 10-25
- Maxwell B (1992) Arctic climate: potential for change under global warming. In: *Arctic ecosystems in a changing climate: an ecophysiological perspective* (eds Chapin FS III, Jeffries RL, Reynolds JF, Shaver GR, Svoboda J). Academic Press, San Diego, pp1-34
- Melloh, R. A. & Crill, P. M. 1993: Winter methane dynamics in a temperate peatland. *Global Biogeochem. Cycles* **10** (2), 247-254
- Moncrieff, J B, 1997. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *Journal of Hydrology*, 188-189: 599-611

- Myneni RB, Keeling B, Tucker CD, Asrar G, Nemani RR (1997) Increasing plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991. *Nature*, **386**, 698-702
- Nemani RR, Keeling CD, Hashimoto H, et al. (2003) Climate-driven increases in global terrestrial net primary productivity from 1982 to 1999. *Science*, **300**, 1560-1565
- National Wetland Working Group. 1997. *The Canadian Wetland Classification System* Warner BG, Rubec CDA (eds). University of Waterloo, Wetlands Research Centre: 1-68.
- Nykänen H, Alm J, Laang K, Silvola J, Martikainen PJ (1995) Emissions of CH₄, N₂O and CO₂ from a virgin fen and a fen drained for grassland in Finland. *Journal of Biogeography*, **22**, 351-357
- Oechel WC, Billings WD (1992). Effects of global change on the carbon balance of arctic plants and ecosystems. In: *Arctic Ecosystems in a Changing Climate* (eds Chapin FS III, Jeffries RL, Reynolds JF, Shaver GR, Svoboda J). Academic Press, San Diego, pp 139-168
- Oechel WC, Vourtilis GL, Hastings SJ, Zulueta RC, Hinzman L, Kane D (2000) Acclimation of ecosystem CO₂ exchange in the Alaskan arctic in response to decadal climate warming. *Nature*, **406**, 978-981
- Panikov, NS, Glagolev, MV, Kravchenko, IK, Mastepanov, M A, Kosych, NP, Mironycheva-Tokareva, NP, Naumov, AV, Inoue G & Maxutov S (1997): Variability of methane emission from West-Siberian wetlands as related to vegetation type. *Ecol. Chem.* **6**, 59-67.
- Panikov NS (1999) Fluxes of CO₂ and CH₄ in high latitude wetlands: measuring, modeling and predicting response to climate change. *Polar Research*, **18**, 237-244
- Panikov NS, Dedysh S N (2000) Cold season CH₄ and CO₂ emission from boreal peat bogs (West Siberia): Winter fluxes and thaw activation dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, **14**, 1071-80
- Roulet NT (2000). Peatlands, carbon storage, greenhouse gases and the Kyoto protocol: prospects and significance for Canada. *Wetlands*, **20**, 605-615
- Rustad LE, Melillo JM, Mitchell MJ, Fernandez IJ, Steudler PA, McHale PJ (2000) Effects of soil warming on C and N cycling in northern U.S. forest soils. (ed Mickler R, Birdsey R, Hom J Responses of northern U.S. forests to environmental change. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 357-381
- Schimel DS (1995): Terrestrial ecosystems and the carbon cycle. *Global Change Biology*, **1**, 77-91
- Schlesinger WH (1997) *Biogeochemistry: an analysis of Global Change*. Academic Press, San Diego, 588 pp

- Schreader CP, Rouse WR, Griffis TJ, Boudreau LD, Blanken PD (1998) Carbon dioxide fluxes in a northern fen during a hot, dry summer. *Global Biogeochemical Cycles*, **12**, 729-740
- Schuepp PH, Leclerc MY, MacPherson JI (1990) Footprint predictions of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. *Boundary Layer Meteorology*, **50**, 355-374
- Schulze E-D (1986) Carbon dioxide and water vapour exchange in response to drought in the atmosphere and in the soil. *Ann. Rev. Plant Physiol.*, **37**, 247-274
- Schulze E-D, Lloyd J, Kelliher FM et al. (1999) Productivity of forests in the Euro-Siberian boreal region and their potential to act as a carbon sink- a synthesis. *Global Change Biology*, **5**, 703-722
- Schulze E-D, Beck E, Müller-Hohenstein K (2005) *Plant Ecology*. Springer Verlag, Heidelberg, Germany, 702 pp.
- Serreze MC, Walsh JE, Chapin FS III et al. (2000) Observational evidence of recent change in the northern high latitude environment. *Climatic Change*, **46**, 159-207
- Shurpali NJ, Verma SB, Kim J (1995) Carbon dioxide exchange in a peatland ecosystem. *Journal. Geophysical Research.*, **100 D7**, 14319-14326
- Simpson D, Winiwarter W, Borjesson G et al. (1999) Inventorying emissions from nature in Europe. *Journal Geophysical Research*, **104, D7**, 8113-8152
- Smith LC, MacDonald GM, Velichko AA et al. (2004) Siberian Peatlands: a Net Carbon Sink and Global Methane source since the early Holocene. *Science*, **303**, 353-356
- Soegaard H, Nordstroem C, Friborg T, Hansen BU, Christensen TR (2000) Trace gas exchange in a high-arctic valley. Integrating and scaling CO₂ fluxes from canopy to landscape using flux data, footprint modeling, and remote sensing. *Global Biogeochemical Cycles*, **14**, 725-744
- Sozzi, R, Georgiadis T and Valentini M (2002). *Introduzione alla turbolenza atmosferica*. Pitagora Editrice, Bologna, 525 pp.
- Steinmann, P and Shotyk, W (1997). Chemical composition, pH, and redox state of sulfur and iron incomplete vertical porewater profiles from two Sphagnum peat bogs, Jura Mountains, Switzerland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**: 1143-1163.
- Suyker AE, Verma SB, Arkebauer TJ (1997) Season-long measurements of carbon dioxide exchange in a boreal fen. *Journal Geophysical Research*, **102**, 29021-29018

- Svensson BH, Rosswall T (1984) In situ methane production from acid peat in plant communities with different soil moisture regimes in a subarctic mire. *Oikos*, **43**, 341-350
- Trumbore SE, Bubier JL, Harden JW, Crill PM (1999) Carbon cycling in boreal wetlands: A comparison of approaches. *Journal Geophysical Research*, **104**, 27673-27682
- Tuittila E-S, Komulainen V-M, Vasander H, Nykanen H, Martikainen P, Laine J (2000) Methane dynamics of a restored cut-away peatland. *Global Change Biology*, **6**, 569-581
- Van Dick IJM, Dolman JH, Schulze E-D (2005) Radiation, temperature, and leaf area explain ecosystem carbon fluxes in boreal and temperate European forests. *Biogeosciences*, **2**, 15-26
- Velychko AA, Grichuk VP, Zelikson EM, Borisova OK (1990) On assessment of the dynamic of boreal forests under anthropogenic climate warming. In: International Symposium -*The Boreal Forests: state dynamics, anthropogenic effects*. Moscow, Goskom Les., pp 19-29
- Verville JH, Hobbie SE, Chapin FS III, Hooper DU (1998) Response of tundra CH₄ and CO₂ flux to manipulation of temperature and vegetation. *Biogeochemistry*, **41**, 215-235
- Vourtilis GL, Oechel WC (1999) Eddy covariance measurements of CO₂ and energy fluxes of an Alaskan tussock tundra ecosystem. *Ecology*, **80**, 686-701
- Vygodskaya NN, Milyukova I, Varlagin A et al. (1997) Leaf conductance and CO₂ assimilation of *Larix gmelini* growing in an Eastern Siberian boreal forest. *Tree Physiology*, **17**, 607-615
- Werle Peter and Korman Robert (2001) Fast chemical sensor for eddy-correlation measurements of methane emissions from rice paddy fields. *Applied Optics* **40**, (6): 846-858
- Whalen SC, Reeburgh WS (1992) Interannual variation in tundra methane emission: a 4-year time series at fixed sites. *Global Biogeochemistry Cycles*, **6**, 139-152
- Williams Peter and Michael Smith, (1989) *The frozen Earth*. (Ed Cambridge: Cambridge university press), 306 pp
- Wookey PA (2002) Tundra. In: *Encyclopedia of Global Environmental Change*: (eds Mooney HA, Canadell J), pp 593-602. Wiley, London.
- Zimov SA, Zimova GM, Daviodov SP et al. (1993) Winter biotic activity and production of CO₂ in Siberian soils: a factor in the greenhouse effect. *Journal Geophysical Research*, **98**, 5017-5023

- Zimov SA, Daviodov SP, Voropaev YV, Prosiannikov SF, Semiletov IP, Chapin MC, Chapin FS III (1996) Siberian CO₂ efflux in winter as a CO₂ source and cause of seasonality in atmospheric CO₂. *Climatic Change*, **33**, 111-120
- Zimov SA, Davidov SP, Zimova GM, Davidova AI, Chapin FS III, Chapin MC (1999) Contribution of disturbance to increasing seasonal amplitude of atmospheric CO₂. *Science*, **284**, 1973-1976