

北极地区典型下垫面碳收支特征分析

范德民

成都信息工程大学, 四川 成都
Email: 2282722435@qq.com

收稿日期: 2020年10月9日; 录用日期: 2020年10月28日; 发布日期: 2020年11月4日

摘 要

北极不同地区的气候和植被类型的差异导致不同类型生态系统的碳收支差异。北极独特的生态系统以及对气候变化的响应的“放大效应”使北极地区对全球气候变化最为敏感。北极地区的碳循环对于全球气候变化反馈越来越重要。为了研究北极地区不同生态系统的碳循环过程, 本文使用北极地区附近两组配对试验站的相关站点观测资料、FLUXNET网站上的部分资料。通过涡度相关方法为主要技术方法, 探讨了2003年芬兰Hyytiala, Jokioinen和2010年格陵兰Zackenbergl地区的净生态系统碳交换NEE的月动态、季节动态和年动态以及环境因素的影响机制。植被是影响生态系统碳收支的重要因子, 生态系统通量和陆地上生物量具有显著的正相关关系。

关键词

碳收支, 北极地区, 下垫面, 生态系统

Analysis of Carbon Budget Characteristics of Typical Underlying Surfaces in Arctic Region

Demin Fan

Chengdu University of Information Technology, Chengdu Sichuan
Email: 2282722435@qq.com

Received: Oct. 9th, 2020; accepted: Oct. 28th, 2020; published: Nov. 4th, 2020

Abstract

Differences in climate and vegetation types in different parts of the Arctic lead to differences in carbon budgets of different types of ecosystems. The Arctic's unique ecosystem and the "amplification effect" of its response to climate change make the Arctic most sensitive to global climate change. The carbon cycle in the Arctic is increasingly important for global climate change feedback.

In order to study the carbon cycle processes of different ecosystems in the Arctic region, this paper uses observations from relevant sites of two pairs of test stations near the Arctic region and some data on the FLUXNET website. Using the vorticity-related method as the main technical method, the monthly, seasonal and annual dynamics of net ecosystem carbon exchange NEE in hyytiala and Jokioinen of Finland in 2003 and Zackenberg in Greenland in 2010 were discussed, and environmental factors were discussed. Vegetation is an important factor that affects the carbon budget of ecosystems, and ecosystem flux has a significant positive correlation with terrestrial biomass.

Keywords

Carbon Budget, Arctic Region, Underlying Surface, Ecosystem

Copyright © 2020 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

近 30 年来, 对北极地区的连续观测和研究表明, 北极地区的变暖趋势日益明显。阿拉斯加 30 年的观测资料证明, 平均气温每 10 年上升 0.7°C, 白令海西部每 10 年上升 0.25°C [1]。北极地区气温上升导致海冰覆盖减少。加拿大全球气候模式(CGCM2)研究表明, 到 21 世纪 80 年代, 北冰洋海冰夏季几乎消失, 冬季, 亚北冰洋海冰和北冰洋沿岸水域海冰也将大面积消失。北极多年冻土地区中的碳储存随外界环境的变化而流动和转化[2]。近年来, 北极的变暖导致着当地永久冻土的迅速变化。随着温度升高, 活性层呈现出逐年增厚的趋势[3]。较厚的活性层更有利于当前冷冻的有机碳的微生物矿化, 从而加速二氧化碳(CO₂)和甲烷(CH₄)气体进入大气[4]。

北极地区的陆地围绕北冰洋, 有苔原和其他陆生植物以及富含有机物的冻土层。常年冻土地区中的有机碳储量相当于目前大气中碳储量的两倍。其中, 近地表活性层的碳储量约占 12%, 其余 88%位于多年冻土层[5], 仅北极地表下 3 m 深度以内的土壤含碳量占全球土壤碳库储存量的 30%至 40% [6]。储藏在多年冻土中的碳储量会随着外界环境变化而变化, 北极的特殊地理位置、独特的生态系统以及对气候变化的响应的“放大效应”使北极地区对全球气候变化最为敏感。

多年冻土作为大气碳的重要汇, 其储存和碳循环过程的变化将在很大程度上改变大气温室气体的浓度, 甚至影响全球碳平衡。尽管对气候变暖导致的多年冻土加速退化的研究已经开展了很多, 但对在冻土区碳循环过程和碳源汇效应的研究中仍存在许多不确定性[7]。数据缺乏和模型模拟精度低是制约北极多年冻土碳循环研究的关键因素。尽管北极地区多年冻土碳收支研究取得了很大进展, 但大部分地区仍处于零星和间断的单点监测和遥感研究阶段[8]。

本研究利用北极地区全球通量观测网站的数据, 比较分析北极地区典型植被类型不同碳收支特征和不同下垫面地表 CO₂ 吸收能力, 为研究北极高纬区域陆地生态系统的碳循环过程提供了参考。

2. 资料和方法

2.1. 站点区域概况

北极气温相对较低, 植被凋落物和地下死根不易分解, 使得生态系统同化的有机碳可以较长时间储存在土壤中。由于有机物的绝热和冻融干扰作用, 北极多年冻土区域通常具有较高的土壤有机碳含量[9]。

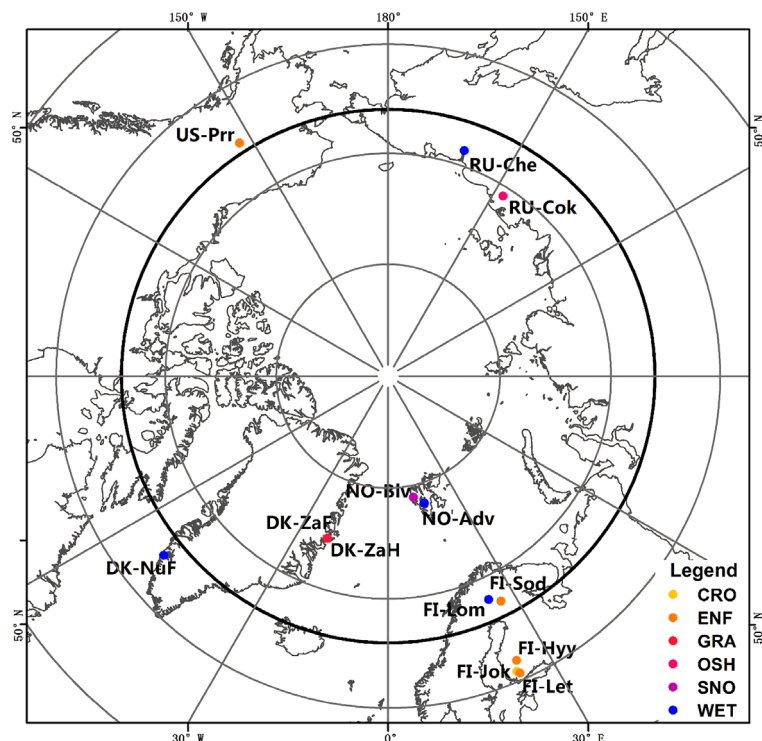


Figure 1. Regional distribution of Arctic sites
图 1. 北极站点区域分布

本研究采用了北极地区 4 个观测站点(如图 1)的全球通量网碳通量的观测数据,对同一地区的站点采用两两配对的方式,成组的配对站点除下垫面存在差异以外,背景天气和气候、观测场周围的环境等条件完全相同:

FI-Hyy/FI-Jok 为一组(见表 1),代表 ENF (长青针叶林)/CRO (农田),FI-Hyy 站位于芬兰 Hyttiala 地区,站点的年平均气温为 3.8℃,年平均降水量为 709 mm,此站点的下垫面状况为长青针叶林;FI-Jok 站位于芬兰 Jokioinen 地区,年平均气温 4.6℃,年平均降水量为 627 mm,海拔高度为 109 m,站点周围为作物地。

DK-ZaF/DK-ZaH 为一组,代表 WET (湿地)/GRA (草地),DK-ZaF 观测站点位于 Zackenberg 机场跑道南部,土壤状况为水平土地,潮湿土壤,该地区冬季平均气温低于-20℃,夏季平均气温在 3℃~7℃之间,1991 年到 2005 年间,该地区经历了 2.25℃的显著变暖,1996~2005 年的年平均降水量为 261 mm,其中 90 mm 为雪[10]。DK-ZaH 站点位于 Zackenberg 机场跑道东北方,土壤状况为水平土地和湿润土壤,7 月平均气温低于 5℃,年平均降水量为 148~236 mm,下垫面状况为草地。

Table 1. Match site information
表 1. 配对站点信息

Site	Lat	Lon	Elev/m	IGBP	AAR/mm	Years
FI-Hyy	61.84741	24.29477	181	ENF	709	2003
FI-Jok	60.8986	23.51345	109	CRO	627	2003
DK-ZaF	74.48143	-20.55452	40	WET	261	2010
DK-ZaH	74.47328	-20.5503	38	GRA	148~236	2010

两组配对站选取 4 种植被类型,包括湿地(WET)、常绿针叶林(ENF)、草地(GRA)、农田(GRO)。对

每组配对站进行相关变量的比较,通过分析不同下垫面参数,对造成碳收支差异的原因进行分析。

2.2. 通量数据介绍

FLUXNET 是一个以全球广泛分布的以通量塔为基础的全球通量观测网络,安装有大量的气象传感器测量大气状态变量,如温度、湿度、风速、降雨量和大气 CO₂ [11]。这些测量数据为地球系统科学的天气、气候、碳和水循环模型的预测提供了参考资料。

陆地生态系统的碳循环过程主要包括两个方面:一方面是植物通过光合作用吸收 CO₂,将碳储存在植物中,然后将其固定为有机化合物以形成初级生产,同时又经过不同的时间尺度的呼吸途径将 CO₂ 返回大气[12];其次,是指有机物的代谢。一些有机质通过植物的呼吸和土壤、凋落物层有机质的分解返回大气。森林、植物残体和森林土壤固定碳的生物量成为碳汇,森林和森林中微生物、动物和土壤的呼吸和分解向大气释放碳作为碳源。

净生态系统 CO₂ 交换量(Net Ecosystem Exchange, NEE)是指由于生态系统中植物的光合作用,冠层空气中的碳存储以及生物和非生物呼吸产生的碳排放而导致的生态系统碳存储变化量。它主要从通量观测的角度,反应生态系统碳的收支情况。NEE 表征陆地生态系统作为碳源或碳汇的能力,NEE 为正值时,表明生态系统为碳源,NEE 值越大,碳源能力越强,NEE 为负值时,表明生态系统为碳汇,NEE 负值越小,碳汇能力越强。

总初级生产力(Gross Primary Productivity, GPP)指生物体(主要是绿色植物)通过光合作用在一个时间和区域内固定的有机碳量,包括自养呼吸和异养呼吸,也称为总初级生产力。GPP 决定了进入陆地生态系统的初始物质和能量[13]。

陆地生态系统呼吸(Ecosystem respiration, RE)的生态概念是指陆地生态系统中所有生物(包括消费者和主要生产者)将有机碳转化为二氧化碳的生物过程。根据呼吸物质的不同,RE 可分为自养呼吸和异养呼吸。其 Ballantyne 研究表明在全球气候变化背景下,气候增温减缓导致的 RE 降低成为陆地生态系统碳汇增加的主要原因,因此 RE 在陆地生态系统碳收支研究中不可或缺的[14]。

2.3. 研究方法

涡度相关法是一种微气象技术,用于无损确定大气与森林,草原或农田之间的 CO₂、H₂O 和热通量 [15]。涡度相关法已成为直接测量大气与群落之间 CO₂ 交换通量的主要方法,也是世界上测量 CO₂ 和水热通量的标准方法。

本研究以北极高纬度地区不同的底层地表生态系统为研究对象,并以涡度相关方法为主要技术方法进行连续观测,微气象观测系统包括:太阳辐射传感器、三维风速仪、空气和土壤温度传感器、雨量计和相对湿度传感器,观测系统安装高度距离地面约 2 m,取样收集频率为 30 min。利用三维超声风速仪测定的空气瞬时垂直速度脉动量,利用红外线分析仪测定的空气瞬时 CO₂ 的脉动量。由于降水或仪器供电等问题造成的碳通量数据缺失采用平均值插补法,即求取相邻 10 d 同一时间的平均值来代替缺失值。为保证数据质量,对所有通量数据进行筛选,筛选原则:剔除明显异常的通量数据,最后进行通量计算,探讨 2003 年芬兰 Hyytiala, Jokioinen 和 2010 年格陵兰 Zackenberg 地区的净生态系统碳交换 NEE 的月动态,季节动态和年度动态以及环境因素的影响机制,建立了生态系统不同时间尺度下 CO₂ 通量的观测理论和方法。

3. 结果与分析

3.1. 气象因子的季节变化特征

土壤呼吸是一个复杂的生物学过程,包括植物根系呼吸、土壤微生物呼吸及土壤动物呼吸等。由于

昼夜的变化以及季节的变化,植物的生长随着温度、光照等气象因素的变化具有明显的日变化和季节变化。研究这些环境因素的变化特征是定量分析碳通量变化特征及其影响机制的基础。

2003年 Hyy (ENF)和 Jok (CRO)站点全年各个月份的气温和光合光子通量密度变化曲线如图2所示,所有数据均为月平均值。

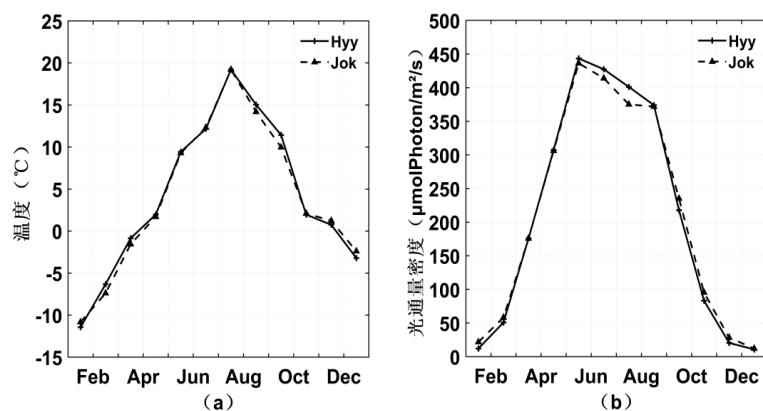


Figure 2. (a) monthly mean temperature, (b) monthly average photosynthetic photon flux density at Hyy (ENF) and Jok (CRO) stations in 2003

图2. 2003年 Hyy (ENF)和 Jok (CRO)站点(a)月平均气温、(b)月平均光合光子通量密度

2003年 Hyy (ENF)和 Jok (CRO)站点全年气温曲线基本重合,温度曲线呈倒U型,1~3月份气温较低,均低于零摄氏度,平均气温在-5摄氏度左右,4~5月份开始气温快速升高,在7月份温度到达最高值,平均气温约为19摄氏度,9月份温度急剧下降,曲线表明,气温存在有明显的季节变化。由于环境因子的季节性变化,该地区的水热通量随环境因子的变化而变化。

如图2所示,2003年全年光合光子通量密度随季节的变化呈现出明显的变化。春季1月、2月和冬季11月、12月的光合有效辐射平均值较小,波动在60 $\mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$ 以下。3至5月份光通量密度迅速增加,夏季7、8月份光通量密度平均值达到峰值,在夏季的午后,光合有效辐射极值最大可达到450 $\mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$,进入秋季,光合光子通量密度平均值减少速度加快。这表明芬兰 Hyytiala 和 Jokioinen 观测站地区的太阳辐射呈现明显的季节变化,为后文研究碳通量季节变化特征提供了依据。

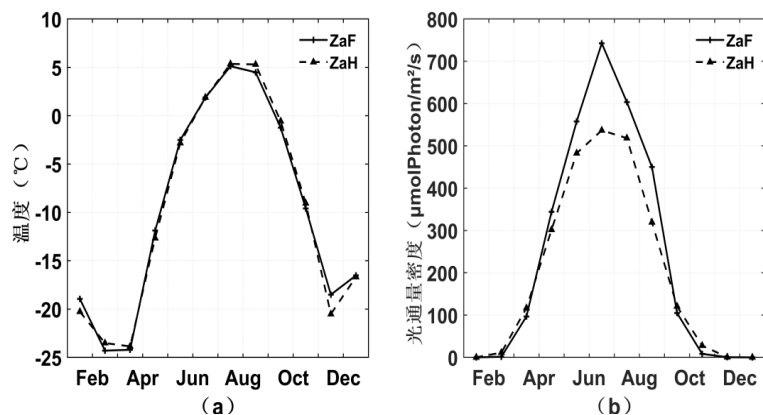


Figure 3. (a) monthly mean temperature, (b) monthly average photosynthetic photon flux density at ZaF (WET) and ZaH (GRA) stations in 2010

图3. 2010年 ZaF (WET)和 ZaH (GRA)站点(a)月平均气温、(b)月平均光合光子通量密度

如图 3 所示, 2010 年 ZaF (WET)和 ZaH (GRA)站点全年气温曲线基本重合, 温度曲线呈倒 U 型, 全年气温较低, 全年月平均最高气温 5 摄氏度, 月平均最低气温-25 摄氏度, 2 月和 3 月气温到达谷底, 平均气温在-25 摄氏度左右, 4~5 月份开始气温快速升高, 但仍处于零下, 在 7、8 月份温度到达最高值, 平均气温约为 5 摄氏度, 从 9 月份开始温度又开始急剧下降, 图中表明, 温度存在着明显的季节变化特征, 但全年仍处于较低的温度状态。

2010 年 ZaF (WET)和 ZaH (GRA)站点全年的光合光子通量密度随着季节的变化而表现明显的变化, 春季 1 月份和 2 月份和冬季 11、10 和 12 月份的光合有效辐射平均值均较小, 在 20 $\mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$ 以下波动。3 至 5 月份光通量密度迅速增加, 两个站点夏季 7、8 月份光通量密度平均值均达到峰值, 在夏季 ZaF 站点月光通量密度均值明显大于 ZaH 站点的光通量密度, 在夏季的午后, ZaF 站光合有效辐射极值最大可达到 860 $\mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$, ZaH 站光合有效辐射极值最大可达到 510 $\mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$ 。进入秋季, 光合光子通量密度平均值减少速度加快。这表明地区的太阳辐射呈现明显的季节变化, ZaF 的湿地生态系统夏季光合有效辐射明显大于 ZaH 的草地生态系统。

3.2. 净生态系统 C 交换量(NEE)的季节变化特征

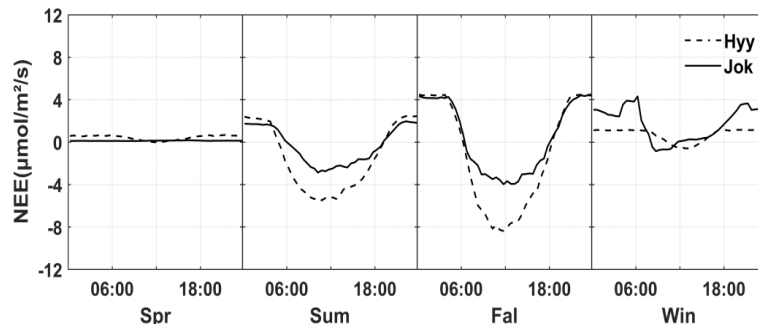


Figure 4. Seasonal average diurnal variation of NEE at Hyy (ENF) and Jok (CRO) stations in 2003

图 4. 2003 年 Hyy (ENF)和 Jok (CRO)站点季节 NEE 平均日变化

如图 4 为 2003 年 Hyy (ENF)和 Jok (CRO)站点四个季节的 NEE 的平均日变化, 可以更直观地看到生态系统的在四季的 NEE 的平均日变化的不同。

夏季和秋季芬兰 Hyytiala 和 Jokioinen 观测站地区为明显的碳汇, 碳汇量的大小排序为秋季>夏季。春季 Hyy (ENF)和 Jok (CRO)站点, 近乎平行, Hyy 站点 NEE 值略高于 Jok 站点, 同时 Hyy 站点在春季 NEE 平均日变化在早上 7:00 左右开始有细微的波动, 有从碳源转变为碳汇的趋势。在相同季节的 Hyy (ENF)和 Jok (CRO)站点每日的碳汇时间基本相同: 夏季的每日的碳汇时间是从 5:30 到 21:00, 秋季的每日的碳汇时间为 5:00 到 20:30, 在冬季的每日的碳汇时间为 6:30 到 15:00, 同时在冬季 Jok (CRO)站点 NEE 日变化波动较为复杂, 曲线波形呈两峰一谷状。夏季的碳汇的时间明显长于冬季, 这与日照长度有关。另外不同季节的通量峰值也是变化的, 秋季最高, 达到-8.1 $\mu\text{mol CO}_2/\text{m}^2/\text{s}$ 。冬季最低, 通量峰值为-0.87 $\mu\text{mol CO}_2/\text{m}^2/\text{s}$ 。

如图 5 所示, 夏季和秋季格陵兰 DK-ZaF 观测站地区为明显的碳汇, 碳汇量的大小排序为秋季>夏季, 秋季碳汇/源波动较为明显, 在秋季 NEE 的最小值(表示最大吸收速率)和最大值(表示最大排放速率)分别为-6.9 和 7.2 $\mu\text{mol CO}_2/\text{m}^2/\text{s}$ 。春季 ZaF (WET)和 ZaH (GRA)站点 NEE 日平均曲线近乎重合, 冬季 ZaF (WET)和 ZaH (GRA)站点 NEE 日平均曲线接近平行, ZaF 站点 NEE 值略高于 ZaH 站点。同时 ZaH 站点除秋季 NEE 数值曲线波动较为明显, 而其余三个季节, 均保持为一条平滑的直线, NEE 数值基本维持在 0 $\mu\text{mol CO}_2/\text{m}^2/\text{s}$ 左右。

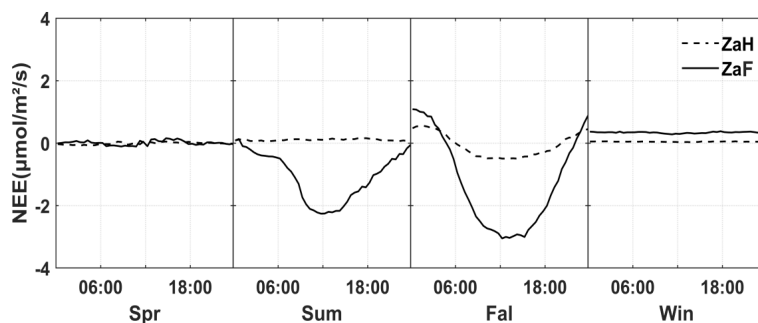


Figure 5. Seasonal average diurnal variation of NEE at ZaF (WET) and ZaH (GRA) stations in 2010

图 5. 2010 年 ZaF (WET) 和 ZaH (GRA) 站点季节 NEE 平均日变化

3.3. 净生态系统 C 交换量(NEE)的日变化特征

利用 2003 年全年 FLUXNET 连续观测 FI-Hyy/FI-Jok 站点的 NEE 通量数据, 分别计算了两个站点每月每天从 00:00~23:30 每半小时 CO_2 通量的平均值(正值表示碳排放, 负值表示碳吸收), 得到了 FI-Hyy/FI-Jok 两个站点各月 NEE 通量的日变化(图 6)。

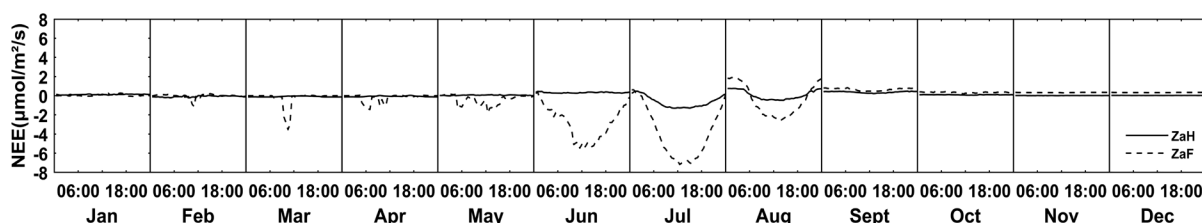


Figure 6. Daily variation characteristics of monthly average NEE of FI-Hyy/FI-Jok in 2003

图 6. 2003 年 FI-Hyy/FI-Jok 各月平均 NEE 的日变化特征

如图 6 所示, FI-Hyy 站点除 1 至 3 月, 11 和 12 月外, NEE 的日变化幅度比较大。06:00 (北京时, 下同)之后, NEE 为负值, 表明生态系统在吸收 CO_2 ; 18:00 之后, NEE 逐渐变为了正值, 又碳吸收变为了碳排放。在 8 月, 生态系统白天碳吸收和夜间碳排放速率达到最大, NEE 的最小值(表示最大吸收速率)和最大值(表示最大排放速率)分别为 -10.3 和 $5.6 \text{ } \mu\text{mol CO}_2/\text{m}^2/\text{s}$ 。

而 FI-Jok 站点 1~4 月, NEE 的日变化幅度几乎没有变化, 基本维持在 $0 \text{ } \mu\text{mol CO}_2/\text{m}^2/\text{s}$ 左右, 从 5 月开始, NEE 的日变化幅度开始变剧烈, 在 6:00 之后, NEE 变为负值, 生态系统开始吸收 CO_2 , 12:00 左右达到最小值, 19:00 之后, NEE 又逐渐变为了正值, 又碳吸收变为了碳排放。在冬季 10~12 月, 在 FI-Jok 站点 NEE 各月平均日变化曲线波动相似。

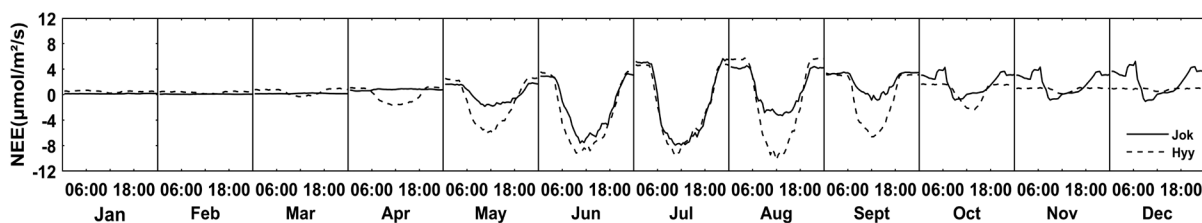


Figure 7. Daily variation characteristics of monthly average NEE of DK-ZaF/DK-ZaH in 2010

图 7. 2010 年 DK-ZaF/DK-ZaH 各月平均 NEE 的日变化特征

图 7 为 2010 年全年 FLUXNET 连续观测 DK-ZaF/DK-ZaH 站点的 NEE 通量数据得到的

DK-ZaF/DK-ZaH 两个站点各月平均 NEE 通量的日变化比较曲线图。

如图 7 所示, DK-ZaF 站点各月平均 NEE 的日变化特征明显大于同组配对 DK-ZaH 站点 NEE 变化曲线。DK-ZaF 站点除 1 至 2 月, 9 至 12 月外, NEE 的日平均特征均有明显的变化, 其中 6~8 月波动幅度十分明显。在 6~7 月份中, 由于格陵兰岛为极昼地区, 日照强烈, 几乎全天 NEE 数据均为负值, 为碳汇。在 7 月, 生态系统白天碳吸收达到最大, NEE 的最小值(表示最大吸收速率)可达 $-5.67 \text{ umol CO}_2/\text{m}^2/\text{s}$ 。在 8 月, 格陵兰岛极昼消失, 早上 06:00 之后, NEE 开始变为正值, 表明生态系统在吸收 CO_2 ; 18:00 之后, NEE 逐渐变为正值, 又碳吸收变为碳排放。在 8 月 NEE 的最小值和最大值分别为 $-2.563 \text{ umol CO}_2/\text{m}^2/\text{s}$ 和 $1.864 \text{ umol CO}_2/\text{m}^2/\text{s}$ (图 7)。

而 DK-ZaH 站点全年, NEE 的各月平均日变化几乎没有明显变化幅度, 基本维持 $0 \text{ umol CO}_2/\text{m}^2/\text{s}$ 左右, 除 7、8 月份有小幅的波动。

3.4. CO_2 通量月动态变化特征

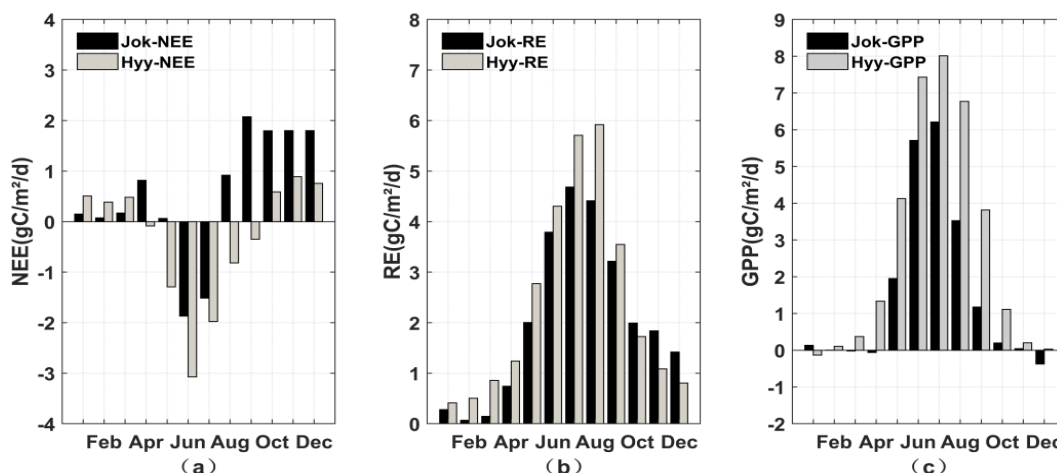


Figure 8. (a) Monthly total change of NEE, (b) monthly total change of RE and (c) monthly total change of GPP at Hyy (ENF) and Jok (CRO) stations in 2003

图 8. 2003 年 Hyy (ENF) 和 Jok (CRO) 站点 (a) NEE 月总量变化、(b) RE 月总量变化和 (c) GPP 月总量变化

如图 8 所示, NEE 为负值, 表明生态系统吸收 CO_2 , 1~4 月份均为碳排放, 5 月初变为负值, 表示生态系统由碳源转变为碳汇, 六月达到一年的最小值, 之后 NEE 逐渐增加, 变为正值, 表明生态系统又变成碳源。

Hyy (ENF) 和 Jok (CRO) 站点 GPP 和 RE 都表现出明显的单峰性变化特征, 7 月最大, 其他月份依次减少, 而 NEE 表现为“两峰一谷”型特征。夏季(7 月)表现为碳吸收谷, 而春季(4 月)和秋季(10 月)出现排放峰, NEE 是 GPP 和 RE 的差值, 它反映了生态系统光合作用和呼吸作用的相对大小, 说明在下垫植被生长的早、晚季节, 虽然植被具有一定的光合作用, 但呼吸作用仍起主导作用, 但此时的气温高于其他非生长季节, 而土壤和植被的呼吸作用高于其他非生长季月份, 呼吸作用更为重要, 所以呈现出两个碳排放峰值。比较 2003 年生长季 7, 8, 9 月碳通量的差异, Hyy (ENF) 相同月份的 GPP 和 RE 都要比 Jok (CRO) 站点同比偏高, 应该由于下垫面植被的差异。

如图 9, 从 2010 年的 ZaH (GRA) 和 ZaF (WET) 站点的 RE、GPP 和 NEE 的月总量变化可看出, 从 2 月开始, 两组站点的 NEE 都开始变为负值, GPP 大于 RE, 即生态系统由碳源转为碳汇, 7 月 GPP 的绝对值达到一年中的最大值, 8 月两组站点的 GPP 都开始明显减小, 9 月 GPP 小于 RE, NEE 变为正值生态系统又转为微弱的碳源。

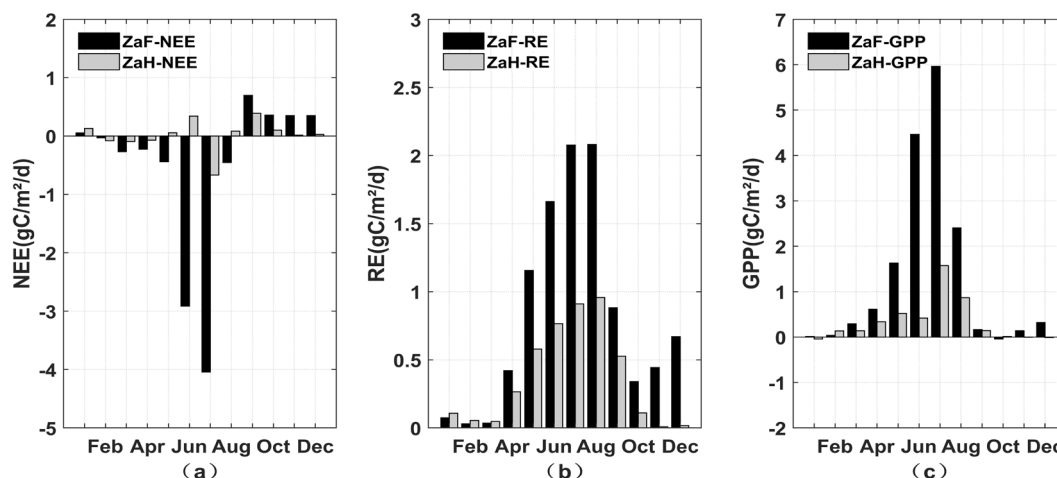


Figure 9. (a) Monthly total change of NEE, (b) monthly total change of RE and (c) monthly total change of GPP at ZaF (WET) and ZaH (GRA) stations in 2010

图 9. 2010 年 ZaH (GRA) 和 ZaF (WET) 站点 (a) NEE 月总量变化、(b) RE 月总量变化和 (c) GPP 月总量变化

图 9 中, ZaF (WET) 站点 NEE, RE 和 GPP 月总量峰值明显大于 ZaH (GRA) 峰值, ZaF 站点的三项数据波动明显, 有明显季节变化。而 ZaH 站点相比较而言, 变化幅度不大, 尤其 NEE 值变化十分细微, 维持在 0 左右波动。

4. 结论和展望

4.1. 主要结论

1、北极地区两组配对站点碳通量的日动态均呈单峰曲线。日动态最高值出现在每日的 12:00~14:00 之间, 最低值出现在 0:00 左右。碳收支速率均表现出白天明显高于夜间。四个站点月动态均呈单峰曲线, 碳通量变化的最大值出现在 7 月, 最小值出现在 12 月。碳收支动态曲线呈现出明显的季节性的差异, 季节动态表现为: 夏季>秋季>春季>冬季。夏季和春秋两季碳通量总量存在显著的差异性, 春季和冬季间的差异不显著。

2、2003 年芬兰 Hyttiala 和 Jokioinen 观测站地区和格陵兰 Zackenberg 地区两个观测站全年各个月和四季的 NEE 的平均日变化有明显的特征。在一天中, 夜间大部分 NEE 测量数值为正值, 生态系统为碳源, 白天大部分时间 NEE 为负值, 为碳汇。每天的 NEE 的正负转变的时间随着季节的变化而变化。冬季每天的 NEE 由正变负的时间要迟于夏季, 夏季每日 NEE 为负的时间长于冬季两三个小时左右, 即夏季碳汇时间长于冬季。芬兰 Hyttiala 和 Jokioinen 观测站地区和格陵兰 Zackenberg 地区两个观测站的光合有效辐射和大气温度呈现明显的季节变化。NEE 测量数值与光合有效辐射和大气温度呈明显的负相关, 相关性显著, 即光合有效辐射和大气温度正向越大, NEE 负向程度越大, 生态系统的碳汇能力越强。

3、植被密度也是影响生态系统碳收支的重要因素, 较大的生产力可以加快生态系统植被的光合作用, 从而增加生态系统碳通量的交换。2003 年芬兰 Hyttiala 和 Jokioinen 观测地区, FI-Hyy 长青针叶林生态系统碳通量变化明显大于 FI-Jok 农田生态系统变化。2010 年格陵兰 Zackenberg 地区 DK-ZaF/DK-ZaH 配对站, DK-ZaF 湿地生态系统碳通量测量数值变化明显高于 DK-ZaH 碳通量变化。

4.2. 存在的问题和展望

涡度相关技术作为检测大气植被碳通量的基础技术, 已经成为最权威的数据资料来源, 得到了生态学家的广泛认可。但由于长期观测, 仍有许多技术问题有待解决。由于复杂地形和非理想气象条件的限

制, 涡度相关法测量通量的不确定性增加。

在未来全球变化越来越显著的情况下, 全球碳通量格局变化的研究仍处于极其重要的地位。如果我们继续观测和研究北极典型下垫生态系统的长期碳通量, 就有必要探索通量变化、环境和生物调控机制, 以预测未来极端高温、低温等天气, 水汽胁迫将给生态系统带来潜在威胁。因此, 我们有必要加强对极端天气和各种气候胁迫对生态系统影响的研究。

参考文献

- [1] 陈立奇, 高众勇, 杨绪林, 詹力杨. 北极地区碳循环研究意义和展望[J]. 极地研究, 2004(3): 171-180.
- [2] Grosse, G., Harden, J., Turetsky, M., McGuire, A.D., Camill, P., Tarnocai, C., Frohking, S., Schuur, E.A.G., Jorgenson, T., Marchenko, S., Romanovsky, V., Wickland, K.P., French, N., Waldrop, M., Bourgeau-Chavez, L. and Striegl, R.G. (2011) Vulnerability of High-Latitude Soil Organic Carbon in North America to Disturbance. *Journal of Geophysical Research*, **116**, G00K06. <https://doi.org/10.1029/2010JG001507>
- [3] Schaefer, K., Liu, L., Parsekian, A., Jafarov, E., Chen, A., Zhang, T., Gusmeroli, A., Panda, S., Zebker, H. and Schaefer, T. (2015) Remotely Sensed Active Layer Thickness (ReSALT) at Barrow, Alaska Using Interferometric Synthetic Aperture Radar. *Remote Sensing*, **7**, 3735-3759. <https://doi.org/10.3390/rs70403735>
- [4] Harden, W.J., Koven, D.C., Ping, C.-L., Hugelius, G., McGuire, D.A., Camill, P., Jorgenson, T., Kuhry, P., Michaelson, J.G., O'donnell, A.J., Schuur, G.A.E., Tarnocai, C., Johnson, K. and Grosse, G. (2012) Field Information Links Permafrost Carbon to Physical Vulnerabilities of Thawing. *Geophysical Research Letters*, **39**, L15704. <https://doi.org/10.1029/2012GL051958>
- [5] Tarnocai, C., Canadell, J.G., Schuur, E.A.G., Kuhry, P., Mazhitova, G. and Zimov, S. (2009) Soil Organic Carbon Pools in the Northern Circumpolar Permafrost Region. *Global Biogeochemical Cycles*, **23**, GB2023. <https://doi.org/10.1029/2008GB003327>
- [6] Ping, C.L., Jastrow, J.D., Jorgenson, M.T., Michaelson, G.J. and Shur, Y.L. (2015) Permafrost Soils and Carbon Cycling. *Soil*, **1**, 147-171. <https://doi.org/10.5194/soil-1-147-2015>
- [7] Carey, J.C., Tang, J.W., Templer, P.H., Kroeger, K.D., Crowther, T.W., *et al.* (2016) Temperature Response of Soil Respiration Largely Unaltered with Experimental Warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **113**, 13797-13802. <https://doi.org/10.1073/pnas.1605365113>
- [8] Schuur, E.A.G., McGuire, A.D., Schädel, C., Grosse, G., Harden, J.W., Hayes, D.J., Hugelius, G., Koven, C.D., Kuhry, P., Lawrence, D.M., Natali, S.M., *et al.* (2015) Climate Change and the Permafrost Carbon Feedback. *Nature*, **520**, 171-179. <https://doi.org/10.1038/nature14338>
- [9] Ping, C.-L., Michaelson, G.J., Jorgenson, M.T., Kimble, J.M., Epstein, H., Romanovsky, V.E. and Walker, D.A. (2008) High Stocks of Soil Organic Carbon in the North American Arctic Region. *Nature Geoscience*, **1**, 615-619. <https://doi.org/10.1038/ngeo284>
- [10] Mastepanov, M., Sigsgaard, C., Tagesson, T., Ström, L., Tamstorf, M.P., Lund, M. and Christensen, T.R. (2013) Revisiting Factors Controlling Methane Emissions from High-Arctic Tundra. *Biogeosciences*, **10**, 5139-5158. <https://doi.org/10.5194/bg-10-5139-2013>
- [11] 药静宇, 王国印, 李晨蕊, 于海鹏. 不同区域典型植被类型的净生态系统碳交换特征[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 2017, 53(5): 622-627.
- [12] 许仲林. 祁连山青海云杉林地上生物量潜在碳储量估算[D]: [博士学位论文]. 兰州: 兰州大学, 2011.
- [13] 何红艳. 青藏高原森林生产力格局及对气候变化响应的模拟[D]: [硕士学位论文]. 北京: 中国林业科学研究院, 2008.
- [14] 郭舒艳. CLM4.5 模型生态系统呼吸模拟研究[D]: [硕士学位论文]. 兰州: 甘肃农业大学, 2019.
- [15] 耿绍波, 鲁绍伟, 饶良懿, 杨晓菲, 高东, 冯宗红. 基于涡度相关技术测算地表碳通量研究进展[J]. 世界林业研究, 2010, 23(3): 24-28.