极端高温对亚热带人工针叶林净碳吸收 影响的多时间尺度分析

张 弥'' 温学发'张雷明' 王辉民' 郭一文'于贵瑞'

(¹南京信息工程大学气候与环境变化国际合作联合实验室大气环境中心,南京210044;²中国科学院地理科学与资源研究所 生态系统网络观测与模拟重点实验室,北京100101;³陕西省咸阳市武功县气象局,陕西咸阳712200)

摘 要 极端高温是影响森林生态系统碳循环重要的极端天气事件之一.本研究利用千烟洲 亚热带人工针叶林 2003—2012 年的 CO₂ 通量及常规气象数据 结合小波分析方法 ,明确极端 高温及极端高温事件对该森林生态系统净碳吸收的影响 ,以及极端高温及事件发生时 ,不同 时间尺度上环境因子对净碳吸收的控制作用.结果表明:极端高温发生时 ,日最高气温在 35~40 ℃时 ,会导致该生态系统平均日总净 CO₂ 交换量(NEE) 较 30~34 ℃下降 51%;极端高 温及极端高温事件对月及年总 NEE 的影响与极端高温事件发生的强度及持续时间有关 , 2003 年强极端高温事件发生时 ,7.8 两个月总 NEE 仅为-11.64 g C • m⁻² · (2 month)⁻¹ 校多 年平均值下降了 90% ,使年总 NEE 的相对变化率达-6.7%.在极端高温及事件发生的 7—8 月 间 ,气温(T_a)、饱和水汽压差(VPD) 是控制 NEE 日变化的主要环境因子 ,其相干性分别可达 0.97、0.95; 在 8、16、32 d 周期上 , T_a 、VPD、土壤 5 cm 处含水量(SWC) 及降水量(P) 均对 NEE 有较强的控制作用 ,在 32 d 周期上 ,NEE 与 SWC、P 的相干性超过了 0.8.极端高温及事件发生 时 ,短时间尺度上大气干旱影响该森林生态系统的净碳吸收 ,而长时间尺度上 ,大气干旱与土 壤干旱共同影响该森林生态系统的净碳吸收.

关键词 极端高温;亚热带人工针叶林;净 CO₂ 交换量;环境因子;小波分析

Multi-temporal scale analysis of impacts of extreme high temperature on net carbon uptake in subtropical coniferous plantation. ZHANG Mi^{1*}, WEN Xue-fa², ZHANG Lei-ming², WANG Hui-min², GUO Yi-wen³, YU Gui-rui² (¹Yale-NUIST Center on Atmospheric Environment, International Joint Laboratory on Climate and Environment Change (ILCEC), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China; ²Key Laboratory of Ecosystem Network Observation and Modeling, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China; ³Wugong Meteorological Service, Wugong 712200, Shaanxi, China).

Abstract: Extreme high temperature is one of important extreme weathers that impact forest ecosystem carbon cycle. In this study , applying CO_2 flux and routine meteorological data measured during 2003–2012, we examined the impacts of extreme high temperature and extreme high temperature event on net carbon uptake of subtropical coniferous plantation in Qianyanzhou. Combining with wavelet analysis, we analyzed environmental controls on net carbon uptake at different temporal scales, when the extreme high temperature and extreme high temperature event happened. The results showed that mean daily cumulative NEE decreased by 51% in the days with daily maximum air temperature range between 35 °C and 40 °C, compared with that in the days with the range between 30 °C and 34 °C. The effects of the extreme high temperature and extreme high temperature event high temperature event on monthly NEE and annual NEE related to the strength and duration of extreme high temperature

本文由国家自然科学基金项目(31200377 41575147)、中国科学院战略性先导科技专项(XDA05050208)和高等学校博士学科点专项基金项目(20123228120003)资助 This work was supported by the Natural Science Foundation of China (31200377 41575147), the Chinese Academy of Science Strategic Priority Research Program (XDA0505060208), and the PhD Discipline Foundation of Ministry of Education of China (20123228120003). 2017-07-21 Received, 2017-11-27 Accepted.

^{*} 通讯作者 Corresponding author. E-mail: zhangm.80@ nuist.edu.cn

rature event. In 2003, when strong extreme high temperature event happened, the sum of monthly cumulative NEE in July and August was only $-11.64 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot (2 \text{ month})^{-1}$. The value decreased by 90%, compared with multi-year average value. At the same time, the relative variation of annual NEE reached -6.7%. In July and August, when the extreme high temperature and extreme high temperature event occurred, air temperature (T_a) and vapor press deficit (VPD) were the dominant controller for the daily variation of NEE. The coherency between NEE & T_a and NEE & VPD was 0.97 and 0.95, respectively. At 8-, 16-, and 32-day periods, T_a , VPD, soil water content at 5 cm depth (SWC), and precipitation (P) controlled NEE. The coherency between NEE & SWC and NEE & P was higher than 0.8 at monthly scale. The results indicated that atmospheric water deficit impacted NEE at short temporal scale , when the extreme high temperature and extreme high temperature event occurred, both of atmospheric water deficit and soil drought stress impacted NEE at long temporal scales in this ecosystem.

Key words: extreme high temperature; subtropical coniferous plantation; net ecosystem exchange of carbon dioxide; environmental factor; wavelet analysis.

过去 50 年中,在欧洲、亚洲以及大洋洲的大部 分区域频繁发生的极端高温是气候变化的显著特征 之一^[1].频发的极端高温天气及极端高温事件会对 森林植被的光合作用、植株的死亡率、病虫害的发 生,甚至是树种的组成产生重要的影响^[2-6].森林生 态系统作为巨大的碳储存库^[7],不同类型森林生态 系统的总初级生产力约占全球总初级生产力的 50%^[8],全球总的森林碳汇在 1990—2007 年达 (2.4±0.4) Pg C • a^{-1[9]},在全球碳循环以及平衡人 为 CO₂ 排放中具有关键的作用.因此 极端高温天气 及极端高温事件对森林碳循环的影响成为研究的 焦点.

极端高温天气及事件会影响森林生态系统的 碳汇功能^[3].2003 年欧洲夏季的极端高温使得该 区域森林生态系统的总初级生产力(gross primary productivity ,GPP) 普遍下降,从而导致净碳交换量 (net ecosystem exchange of carbon dioxide ,NEE) 减 少,甚至当年整个欧洲成为了净 CO₂ 源,释放了约 0.5 Pg C • a^{-1[10]}.同年夏季,东亚地区亚热带也经历 了极端高温天气,使得该区域夏季森林生态系统的 NEE 明显下降^[11-13].因此,在未来极端高温事件的 规模、强度可能增加的条件下^[1,14-15],要对森林生态 系统的碳汇能力进行准确评估,需要明确森林生态

极端高温天气及事件发生时,不仅气温(air temperature, T_a)升高,而且伴随着饱和水汽压差 (vapor press deficit,VPD)增大、降水(precipitation, *P*)明显减少、土壤含水量(soil water content,SWC) 降低^[3-5,11-12]等环境因子的改变.这些环境因子是控 制森林生态系统 NEE 的主要因子^[13,16-18].研究发 现,当出现不连续的极端高温日,或极端高温事件持 续时间短、频率低时,表征大气干旱的 VPD 是影响 森林生态系统净碳吸收的主要因子.然而,随着极端 高温事件持续时间延长、强度增大,导致土壤含水量 持续降低而致使土壤干旱发生时,森林生态系统净 碳吸收对 VPD 响应的敏感性会下降,而土壤含水量 会成为控制 NEE 的主要环境因子^[5].由此可以看 出 极端高温及事件发生时,控制不同时间尺度上森 林生态系统净碳交换的环境因子并不相同.因此,明 确极端高温发生时不同时间尺度上环境因子对森林 生态系统 NEE 的控制作用,是理解森林对气候变化 响应特征的基础.

人工林是我国南方林区主要的森林生态系统类型 地处江西的千烟洲亚热带人工针叶林是其典型的代表.该生态系统年净碳吸收可达 387 g C • m⁻² • a⁻¹,是重要的碳汇^[18-19].然而,由于地处亚热带区域,夏季易受到极端高温及季节性干旱的影响^[12-13,20].在我国气温持续升高、极端高温日数及事件增加的条件下^[21-22],阐明极端高温及事件对该类型森林生态系统净碳吸收的影响,是应对气候变化、对南方人工林生态系统进行有效管理以及采取合理种植措施的基础.

本研究以千烟洲亚热带人工针叶林为研究对 象,利用2003—2012年的CO2通量及小气候观测数 据结合小波分析的方法,明确该地区极端高温天气 的变化特征及其对该森林生态系统净碳吸收的影 响。同时分析并量化极端高温天气、事件发生时不同 时间尺度上控制 NEE 的主要环境因子.

- 1 研究地区与研究方法
- 1.1 研究区概况

研究站点位于江西省泰和县中国生态系统研究

网络的千烟洲红壤丘陵农业综合开发试验站 (26°44′29″N,115°3′29″E).该地区属中亚热带,受 亚热带季风影响,多年平均气温17.9℃,年均降水 量1485 mm,太阳年总辐射量4661 MJ・m⁻².该试验 站周边是林龄为30年左右的人工针叶林,其中,马 尾松(*Pinus massoniana*)、湿地松(*Pinus elliottii*)和 杉木(*Cunninghamia lanceolata*)等是该人工林主要 的优势树种,平均树高为12 m^[12-13,18].

1.2 观测数据

本研究所使用的观测数据取自位于试验站西南 部上松塘的微气象观测塔上的开路式涡度相关系统 及小气候观测系统.开路式涡度相关系统(open path eddy covariance ,OPEC) 位于 39 m 高处,由红外气体 分析仪(Model LI-7500,Li-Cor,Inc.,Lincoln,NE, USA) 和三维超声风速仪(Model CSAT3,Campbell Scientific Inc.,Logan,UT,USA)构成.仪器原始采样 频率为 10 Hz,通过数据采集器(Model CR5000, Campbell Scientific Inc.,Logan,UT,USA)采集,并在 线计算 30 min 的平均值^[12,18].

本研究所使用的气温(T_a)及水汽压(e)数据由 小气候观测系统中位于 23 m 高处的温湿传感器 (HMP45C,Vaisala,Helsinki,Finland)观测得到,并 以此计算饱和水汽压差(VPD).土壤含水量(SWC) 数据取自位于土壤 5 cm 深处的土壤湿度仪(Model CS616,Campbell Scientific Inc.,Logan,UT,USA)的 观测.降水量(P)由观测塔 41 m 高处雨量筒(Rain-Gauge 52203,Young,Traverse City,MI,USA)观测得 到.所有小气候数据由数据采集器(Model CR10X&CR23X,Campbell Scientific Inc.,Logan,UT, USA)采集,原始采样频率为1 Hz,并在线计算 30 min 的平均值^[12,18-19].

该观测系统从 2002 年 8 月开始运行至今,本研 究选取 2003—2012 年 30 min 的 CO₂ 通量及小气候 数据进行分析.

1.3 通量数据的处理

运用涡度相关观测技术对森林与大气之间的 CO₂ 通量进行观测时,会出现不满足通量观测假设、 天气、供电系统故障等原因造成数据异常以及缺 失的状况.为获取合理、连续的净 CO₂ 交换数据 (NEE),需对获取的 30 min CO₂ 通量数据进行质量 控制以及插补.具体处理过程包括: 1)坐标旋转,去 除地形倾斜的影响; 2) WPL 校正,去除水气和热量 对 CO₂ 密度脉动的影响; 3) 储存项计算,由于森林 植被冠层高大,需考虑观测高度以下的 CO₂ 储存 项; 4) 数据筛选,包括剔除同期有降水的通量数据、 剔除明显异常数据、将夜间摩擦风速低于临界摩擦 风速(u^* 0.2 m·s⁻¹) 对应的通量数据进行剔除、对 通量数据进行连续 5 点的 3 倍标准差剔除; 5) 数据 插补 经过数据质量控制,会出现数据的缺失,利用 查表法插补 NEE 数据^[18-19 23-25].

由于涡度相关方法是一种微气象学观测方法, 根据微气象学定义,NEE 为正表示 CO₂ 向上交换, 森林释放 CO₂,为碳源; NEE 为负表示 CO₂ 向下交 换,森林吸收 CO₂,为碳汇.

1.4 极端高温及极端高温事件的确定

当前,定义极端高温事件的指标通常使用高温 日数,或高温日数持续在6d以上的时段^[26-28].将日 最高气温值大于某固定阈值的天数定义为高温日 数.气象学上,在我国大部分地区将35℃作为高温 阈值是合理的,包括江西省所处的长江中下游区 域^[28].因此,本研究选择35℃作为高温阈值,当夏 季日最高气温大于35℃时,出现极端高温,将其发 生的日数定义为高温日数,将高温日数持续6d以 上的时段定义为一次极端高温事件.

1.5 年 NEE 相对变化率

极端高温对年 NEE 的影响利用 NEE 的相对变 化率(α) 表征,该变化率反映了极端高温以及植被 恢复力对年 NEE 的综合影响^[29].

$$\alpha = \frac{(NEE - NEE^*)}{NEE^*} \times 100\%$$
(1)

式中: NEE 是包括了极端高温天气发生时的年净 CO_2 交换量; NEE^{*} 是不包括极端高温发生时的年净 CO_2 交换量.

$$NEE = \overline{F_{\text{no ext}}} \times N_{\text{no ext}} + \overline{F_{\text{ext}}} \times N_{\text{ext}}$$
(2)

$$NEE^* = \overline{F_{\text{no ext}}} \times (N_{\text{ext}} + N_{\text{no ext}})$$
(3)

式中: N_{ext} 、 $N_{\text{no,ext}}$ 分别为一年中发生极端高温以及未发生极端高温的日数; $\overline{F_{\text{no,ext}}}$ 、 $\overline{F_{\text{ext}}}$ 分别为未发生以及发生极端高温期间的平均日总 NEE.

1.6 小波分析

小波分析是一种统计工具,由于其具有多分辨 率分析的特点,并且在时频两域都具有表征信号局 部特征的能力,适用于对不连续非稳态信号进行分 析^[30-31],因此被广泛应用于地学、生态学观测的时 间序列的周期分析^[30-35].

一个时间系列的小波分析可使用连续小波变换 (continuous wavelet transform ,CWT).对于具有等时 间步长(δt)的离散时间系列 x_n (n=1,…, N) 的连续 小波变换 是小波函数 ψ_0 尺度化以及转换下的 x_n 的 卷积:

$$W_n^X(s) = \sqrt{\frac{\delta t}{s}} \sum_{n=0}^{N-1} x_n \psi^* \left[\frac{(n'-n) \,\delta t}{s} \right] \tag{4}$$

式中:* 表示共轭复数; N 是时间系列的总数据个 数; ($\delta t / s$)^{1/2}是一个用于小波函数标准化的因子,从 而使得小波函数在每个小波尺度 s 上具有单位能 量.通过转换小波尺度 s 并沿着时间指数 n 进行局 部化 .最终可得到一幅展示时间系列在某一尺度或 周期上的波动特征及其随时间变化的图谱,即小波 功率谱^[32-33,36].

在进行小波变换时,母小波的选择尤为重要,本研究选择 Morlet 小波作为母小波.Morlet 不但具有非正交性,而且还是由 Gaussian 调节的指数复值小波,这样即可以得到时间系列平滑连续的小波振幅,还可以得到相位的信息^[36].

小波分析还可以用于两个时间系列交互作用的 分析.小波相干分析(wavelet coherency,WTC) 是发 现 2 个时间系列在时间频率域内的协方差强度,该 方法可以得出两个时间系列在某一时间频率域内的 显著相关性,对两个时间系列之间的相互关系有非 常好的指示作用^[34,37].两个时间系列的小波相干分 析定义为^[32]:

$$R_n^{2}(s) = \frac{|S(s^{-1}W_n^{XY}(s)|^2}{S(s^{-1}|W_n^{X}(s)|^2)S(s^{-1}|W_n^{Y}(s)|^2)} \quad (5)$$

式中: $W_n^{XY}(s)$ 是时间系列 x,y 的交互式小波功率; $W_n^x(s)$ 与 $W_n^y(s)$ 分别是时间系列 x,y 的小波变换; *S* 是平滑算子^[32-33].小波相干分析是将两个时间系列 的相关系数在时间频率域内的局部化^[33].WTC 值在 0~1 表示两个过程之间线性关系的局部信息.由平 滑算子平滑计算的 $W_n^{XY}(s)$ 的实部(\Re) 与虚部(\Im) 可以用于定义两个时间系列的小波相干相位差:

$$\phi_{n}(s) = tan^{-1} \left(\frac{\Im \{ S(s^{-1} W_{n}^{XY}(s)) \}}{\Re \{ S(s^{-1} W_{n}^{XY}(s)) \}} \right)$$
(6)

相位差表示两个过程之间在某一具体的时间和 尺度上的提前或滞后效应.相位差的值在-180°~ +180°.在小波相干谱图中,两个变量在某一时间频 率域上的相位差用箭头指向来表示.箭头指向正右 方向 相位差为零,两个时间序列相位一致;箭头指 向正左方向 相位差为 180°,两个时间序列反相位. 箭头顺时针指向,相角为正值;逆时针指向,相角为 负值^[33].

在进行小波功率谱显著性检验时,采用多数地

球物理时间系列具有的红噪声作为背景谱在 95% 的水平上对小波功率谱进行显著性检验.

利用连续小波变化对主要环境因子(T_a 、VPD、 SWC 及 P) 从 2003 年 1 月 1 日至 2008 年 12 月 31 日的 30 min 时间系列进行分析,得出其小波功率 谱,从而发现其显著的周期变化特征.利用小波相干 分析,分析 2005 年 1 月 1 日—2007 年 12 月 31 日 NEE 与环境因子(T_a 、VPD、SWC、P) 30 min 时间系 列之间的相干性,得出小波相干谱图,从而发现极端 高温发生时,不同时间尺度环境因子对 NEE 的控制 作用及其强度.本研究的小波分析均使用由 Grinsted 等^[33]撰写的小波分析处理程序来执行.

2 结果与分析

2.1 环境因子的时间变化特征

千烟洲亚热带人工针叶林 2003—2008 年 T。、 VPD、SWC 及 P 的小波功率谱图显示(图 1) A 个因 子均在年周期上存在显著的谱峰,即4个因子存在 显著的年周期.并且,VPD 在日周期、88~128 d 周期 上存在显著的谱峰,即存在显著的日及季节周期波 动.值得注意的是,T。在 8~32 d 的周期上存在显著 较强且不连续的功率谱,并在小波全谱图中该周期 上存在小的谱峰.研究期间 ,T。在该周期上的波动多 出现在冬春季(图 1a).VPD、SWC 也在 8~32 d 中等 时间周期上存在较强且不连续的功率谱 对应小波 全谱图中存在较小的谱峰,即存在 8~32 d 的变化 周期.然而与T。不同,VPD、SWC的该变化周期多出 现在夏季(图1b、c).研究期间 P 在夏季8~16 d 的 周期上有较强的功率谱,在P的小波全谱图中,该 周期上的谱峰接近显著水平(图 1d).该现象表征了 天气过程、极端天气事件可能对环境因子的影响.在 气候学中 我国 7 月中旬 ,副热带高压脊线北跳到 30°N从此时开始,长江以南地区受副高控制^[38], 7-8月天气将持续酷热少雨,体现了气温、大气水 汽变化的 VPD 以及受降水影响的 SWC 在 8~32 d 的时间尺度上有周期波动特征 这表明大气水汽、降 水的变化会造成该时间段 VPD、SWC 的波动.

与4个环境因子显著的年周期波动对应,多年 平均月动态如图2所示.气温存在单峰型季节变化, 1月气温最低,平均为5.0℃,7月最高,平均为29.1 ℃.响应气温的变化,VPD也表现出单峰型季节动态,冬季平均气温最低的1月,VPD最小,为0.19 kPa,夏季气温最高的7月的VPD最大,为1.4 kPa. 与气温、VPD的季节变化不同,该森林生态系统的



图 1 2003—2008 年千烟洲亚热带人工针叶林气温(a)、饱和水汽压差(b)、20 cm 处土壤含水量(c) 及降水量(d) 的小波功率 谱(Ⅰ) 及小波全谱(Ⅱ)

Fig.1 Wavelet power spectrum (I) and global wavelet spectrum (II) of air temperature (T_a , a), vapor press deficit (VPD, b), 20 cm depth soil water content (SWC, c), and precipitation (P, d) in subtropical coniferous plantation in Qianyanzhou from 2003 to 2008.

I: 实线围绕区域表示功率谱显著区域 ,虚线表示影响锥 Black line contoured the areas where the power was considered significant , and the dashed line denoted the cone of influence; Ⅱ: 虚线表示显著性检验线 Dashed line was significance line.

降水量与土壤含水量表现出多峰型的变化特征.4— 9月为该生态系统的湿润季节,降水量较多,该时期 的降水量约占全年降水量的70%.受梅雨的影响,6 月降水量全年最大,为188 mm.在7月,由于受到副 热带高压控制,降水量出现低值,多年平均值仅为 84 mm.从9月后,该生态系统进入少雨期,降水量在 10月最小,为27 mm,12月后降水量逐渐增加.受降 水影响,该生态系统的土壤含水量从11月后逐渐增 加 *A* 月达到最大,为 0.22 m³ • m⁻³ *5* 月后随着植被 进入生长旺盛季节,蒸散作用增强,虽然降水增加, 但是土壤含水量呈减小趋势,由于 7 月降水急剧减 少,土壤含水量也下降至 0.14 m³ • m⁻³,在降水量最 小的 10 月,土壤含水量达到最低值,为 0.12 m³ • m⁻³.

由该生态系统气候特征及 T_a、VPD、SWC、P 的 周期波动特征可以看出,在8~32 d中等时间尺度





图 2 2003—2012 年千烟洲亚热带人工针叶林多年平均气温、饱和水汽压差、20 cm 处土壤含水量、降水量的月变化 **Fig.2** Monthly variations of mean air temperature (*T_a*), vapor pressure deficit (VPD), 20 cm depth soil water content (SWC), and precipitation (*P*) in subtropical coniferous plantation in Qianyanzhou from 2003 to 2012.

上,VPD、SWC的周期波动会受到天气过程的影响 产生波动,特别是在夏季,该周期波动与副热带高压 约半月的准周期波动,及30~50d的周期波动有 关^[39].在该气候条件下,千烟洲亚热带人工针叶林 的水份与气温在6—9月并非同步变化,在7月极易 出现高温、高空气饱和水压差、少雨、低土壤含水量 的极端高温天气及事件.

2.2 极端高温日数及事件的变化特征

2003—2012 年间 2012 年千烟洲亚热带人工针 叶林生态系统的高温日数最少,仅 2 d 2004 年为 9 d 其余年份均超过 10 d ,且 2003、2007、2010 年超过 了 20 d 2003 年最严重,高温日数有 36 d(表 1).并 且 2003、2007、2010 年均存在持续 6 d 以上的极端 高温事件.其中,2010 年持续了 7 d ,2007 年极端高 温事件持续 17 d ,而 2003 年的极端高温事件持续时

表 1 2003—2012 年千烟洲亚热带人工针叶林夏季极端高 温日数及事件的变化

Table 1Variations of extreme high temperature day andextreme high temperature event in subtropical coniferousplantation in Qianyanzhou from 2003 to 2012

年份 Yea	极端高温日数 Days of extreme high temperature	极端高温事件 Number of extreme high temperature event	发生时间 Time when extreme high temperature event occured
2003	36	1	07-10-08-04
2004	9	-	-
2005	12	-	-
2006	12	-	-
2007	24	1	07-18-08-03
2008	14	-	-
2009	16	-	-
2010	24	1	08-09-08-15
2011	14	-	-
2012	2	-	-

间最长,达25 d,且25 d当中日最高气温的最大值 达40℃.2003年夏季持续高温的极端高温事件与西 太平洋副热带高压的异常有关^[38,40].

2.3 极端高温对净碳吸收的影响

由于极端高温日数、极端高温事件持续的时间 不同,因此极端高温及极端高温事件会对日、月、甚 至年尺度上的森林生态系统净碳吸收产生影响.

分析千烟洲亚热带人工针叶林 2003—2012 年 6—8 月日总 NEE 与日最高气温($T_{a,max}$) 之间的关系 可以发现(图 3),日总 NEE 随着 $T_{a,max}$ 的升高呈先 增加后下降的趋势.当 $T_{a,max}$ 为 34 ℃时,日总 NEE 达 到吸收的峰值.当 $T_{a,max}$ 大于 35 ℃时,NEE 吸收会下 降,并且当日最高气温接近 40 ℃时,NEE 由负值变 为正值,即该森林生态系统由净碳吸收变为净碳释 放.与 $T_{a,max}$ 在 30~34 ℃之间的平均日总 NEE(-1.58 g C·m⁻²·d⁻¹)相比,日最高气温在35~40 ℃之间



图 3 千烟洲亚热带人工针叶林 2003—2012 年 6—8 月日总 NEE 与日最高气温的关系

Fig.3 Relationship between daily cumulative NEE and daily maximum air temperature ($T_{a,max}$) from June to August in the years from 2003 to 2012 in subtropical coniferous plantation in Qianyanzhou. * * P<0.01.

的平均日总 NEE(-0.78 g C • m⁻² • d⁻¹) 下降了约 51%.

从千烟洲亚热带人工针叶林多年平均的月总 NEE 的动态变化(图4)可以看出,在雨热较为充足 的4—10月 NEE 较高,该时段 NEE 占全年总 NEE 的80%,且在7月达到吸收峰值,为(-35.43 ± 21.52)gC·m⁻²·mon⁻¹,但是8月的 NEE 在4—10 月最低,为(-20.45±32.32)gC·m⁻²·mon⁻¹.研究 期间,7、8两个月 NEE 的标准差较大,8月最大,即 这两个月中 NEE 的变化范围极大.表明7、8月易发 生的极端高温天气会使净碳吸收产生较大波动 (图4).

由于 7、8 月的 NEE 波动较大,对 2003—2012 年 7、8 月总 NEE 的年际动态进行分析发现(图 5), 两个月多年平均的总NEE为-55.88 g C • m⁻² •



图 4 千烟洲亚热带人工针叶林 2003—2012 年平均的月总 NEE 变化

Fig. 4 Variation of averaged monthly cumulative NEE in subtropical coniferous plantation in Qianyanzhou from 2003 to 2012.



图 5 千烟洲亚热带人工针叶林 2003—2012 年 7、8 两个月 总 NEE 的变化

Fig.5 Variation of cumulative NEE in July and August from 2003 to 2012 in subtropical coniferous plantation in Qian-yanzhou.

A: 均值 Average.

(2 month)⁻¹,在极端高温日数较多的 2003 年、 2007—2011年,7—8月的总 NEE 均低于多年平均 值,并且在极端高温事件发生的 2003、2007、2010 年,7、8 两个月的总 NEE 分别为-11.64、-14.92、 -20.39 g C • m⁻² • (2 month)⁻¹,较多年平均值降低 了 90%、87%、82%,在极端高温事件持续时间最长 的 2003 年下降最多(图 5).该结果表明,极端高温 日数及事件持续时间较长时,会导致该生态系统7、 8 月总净碳吸收减少.

通过 NEE 的相对变化率可以看出极端高温天 气对年 NEE 的影响(表 2) 在极端高温事件出现且 持续时间较长的 2003、2007 年,NEE 的相对变化率 为-6.7%、-2.3%,即极端高温及事件的发生导致 2003、2007 年的年总 NEE 下降.在其他年份 年 NEE 相对变化率为正值,且在有极端高温事件出现的 2010 年最大,为 50.7%.该结果表明,虽然有极端高 温天气的出现 但并未形成持续高温的极端高温事 件 短暂的极端高温天气后 ,NEE 会迅速得到恢复. 特别是在 2010 年,虽然 8 月出现了一次极端高温事 件 但持续时间短 且在极端高温出现的 7、8 月之前 的6月及之后的9月,降水量较相邻年份大,且 2010年的年总降水量在研究期间最多.所以,夏季 前、后期的充沛降水,会使受极端高温影响的 NEE 得到恢复.因此,这些年份中,年 NEE 并未出现下 降,甚至有增加的现象.

2.4 极端高温条件下环境因子对净碳吸收的控制 作用

之前的分析表明 , T_a 、VPD、SWC 及 P 的周期波 动不尽相同 ,因此极端高温发生时 A 个因子在不同 时间尺度上对 NEE 的控制作用会产生差异. 对 2005—2007 年千烟洲亚热带人工针叶林 NEE 与 T_a 、VPD、SWC 和 P 进行小波相干分析 ,从小波相干 谱图中可以得出 T_a 、VPD、SWC、P 对 NEE 控制作用 较强的时间尺度 ,以及在观测期间这种强控制作用

表 2 千烟洲亚热带人工针叶林 2003—2012 年受极端高温 影响的年 NEE 的相对变化率(α)

Table 2Relative variation of annual NEE affected byextreme high temperature in subtropical coniferous planta-tion in Qianyanzhou from 2003 to 2012

年份 Year	α (%)	年份 Year	α (%)
2003	-6.7	2008	11.0
2004	-0.7	2009	10.3
2005	4.9	2010	50.7
2006	4.9	2011	7.4
2007	-2.3	2012	0.8

发生的时间段.由图 6 可以看出,在 2005-2007 年 出现极端高温的 7-8 月(DOY182~DOY243),NEE 与T_a、VPD 在日周期上有显著的相干性,即T_a、VPD 控制着该时期 NEE 的日变化.在该周期上,NEE 与 T_a、VPD 的平均相位角分别为-131°、-133°,该结果 表明,在日周期上,与Ta、VPD峰值出现的时间相 比,NEE 的峰值出现提前约3h(图6a、b).7-8月 NEE 通常在 10:00—11:00 出现峰值,而 T。、VPD 均 在14:00 左右出现.该结果表明,在极端高温发生 时, Π 尺度上, T_{\circ} 、VPD 的日最高值出现时会抑制该 森林生态系统的净碳吸收.在 2005-2007 年 7-8 月间在8d周期上,NEE与T。、VPD、SWC、P均有 显著的不连续的相干性分布;在 16 d 周期上,NEE 与 T_{s} 、VPD、SWC、P也有显著不连续的相干性分布. 该结果表明,当极端高温事件发生时,T_a、VPD、 SWC、P 会显著影响该生态系统的净碳交换.2005— 2007年的 7、8 月间,在 8、16 d的时间尺度上,NEE 与 T_{a} 、VPD、SWC、P的相位角表现出较大的摆动范 围 均不等于-180° 即 NEE 峰值出现的时间与 4 个 环境因子均不一致.表明在极端高温出现的 7、8 月, *T*_a、VPD 增大、SWC 与 *P* 的减小,会导致净碳吸收的 下降.

在 2005—2007 年 7、8 月间 将千烟洲亚热带人 工针叶林的 NEE 与 T_a 、VPD、SWC、以及 P 存在显著 相干性的时间周期上的相干性进行平均,可以得到 平均小波相干谱图.从图 7 可以看出,在日周期上, NEE 与 T_{s} 、VPD 存在相干性 ,且相干性较强 ,分别为 0.97、0.95.在 8、16、32 d 周期上, NEE 与 T_a、VPD 的 相干性均大于 0.8,并且 NEE 与 SWC、P 也存在相干 性,但小于 NEE 与 T_a 、VPD 的相干性.NEE 与 SWC、 P的相干性在 32 d 周期上最大,均可达 0.81,但 NEE 与 P 的相干性小于 SWC.该结果表明 7—8 月, 极端高温及事件出现时,在日尺度上,T_、VPD对 NEE 的控制作用最强,即高温引起的大气水分亏缺 控制该森林生态系统的净碳吸收;在周、半月及月时 间尺度上 A 个环境因子均对 NEE 产生控制作用, 且 SWC、P 控制作用增强,即高温及降水量的减 少引起的大气水分亏缺及土壤含水量下降均控制



图 6 2005—2007 年千烟洲亚热带人工针叶林 NEE 与气温(*T_a*, *a*)、饱和水汽压差(VPD, *b*)、20 cm 处土壤含水量(SWC, *c*) 以 及降水量(*P*, *d*) 的小波相干谱

Fig.6 Wavelet coherency spectrum between NEE & T_a (a) , VPD (b) , SWC (c) , and P (d) in subtropical coniferous plantation in Qianyanzhou from 2005 to 2007.

图中实线围绕区域表示功率谱显著区域,虚线表示影响锥,箭头表示相位角 Black line contoured the areas where the power was considered significant, dashed black line denoted the cone of influence, and the arrows showed the phase angle.





图 7 2005—2007 年 7、8 月千烟洲亚热带人工针叶林 NEE 与气温(*T_a*)、饱和水汽压(VPD)、土壤 5 cm 处含水量(SWC)、降水(*P*)的平均小波相干谱图

Fig.7 Averaged wavelet coherency spectrum of NEE with $T_{\rm a}$, VPD, SWC and P in subtropical coniferous plantation in Qianyanzhou in July and August from 2005 to 2007.

着该森林生态系统的净碳吸收.

3 讨 论

千烟洲亚热带人工针叶林夏季易出现极端高温 天气及事件.当极端高温及极端高温事件出现时,会 对日、月以及年尺度上的 NEE 产生影响.当日最高 气温超过 35 ℃时,该森林生态系统的日总 NEE 会 下降约 50%.极端高温对地中海区域的半干旱松树 林的日 NEE 也会产生相似的影响 2006、2010 年极 端高温发生时,由于土壤含水量的不同,该森林生态 系统白天的 NEE 下降约 0~75%^[29].在澳大利亚南 部 2013 年夏季,极端高温发生时,降水极少、土壤 含水量较低的条件下,该区域的地中海树林、温带树 林及温带森林白天的净碳吸收及日最大净碳吸收均 减小^[35].极端高温及事件对月尺度及年尺度 NEE 的 影响与极端高温持续的时间、强度有关.在本研究 中 2003-2012 年间 2003 年持续时间最长、平均日 最高气温最高的极端高温事件发生,使得千烟洲亚 热带人工针叶林当年的 7、8 月以及全年的 NEE 都 降低.同在长江流域南部,地处湖南宁乡县的亚热带 针阔叶混交林在 2013 年 8 月发生极端高温时,当月 NEE 较相邻两月明显下降^[41].2003 年欧洲大部分地 区遭受持续时间较长的极端高温热浪,导致该区域 内大部分森林站点 7—9 月的净碳吸收及年净碳吸 收下降 如德国 Tharandt 的常绿针叶林 7—9 月的净 碳吸收下降了 31 g C • m⁻² • mon⁻¹, 年净碳吸收下 降了 155 g C • m⁻² • a⁻¹.然而,有些站点在极端高温 发生时,月及年的净碳吸收增加,如西班牙 El Saler 的常绿针叶林,7--9月的净碳吸收增加了30 g C • m⁻² • mon⁻¹, 而 年 净 碳 吸 收 增 加 了 366 g C • m⁻² • a⁻¹,这主要是因为极端高温热浪对该生 态系统呼吸作用的影响超过了对生态系统光合作用 的影响^[10].由此可见,极端高温发生会使日 NEE 减 小 而对月和年尺度 NEE 的影响与极端高温及事件 的强度及持续时间有关,也与极端高温对森林生态 系统光合作用和呼吸作用的不同控制有关.

极端高温对日、月以及年森林生态系统净碳吸 收的影响 是气温升高、空气饱和水汽压差增大、降 水减少、土壤含水量下降等多个环境因子变化造成 的综合结果.本研究发现 在千烟洲亚热带人工针叶 林 不连续的极端高温日出现 或是在极端高温事件 发生时,在日尺度上,T。和表征大气水分亏缺的 VPD 是控制 NEE 的主要环境因子,且控制作用较 强.在对地中海区域的半干旱松树林^[29]以及湖南宁 乡县的亚热带针阔叶混交林^[41]的研究也发现 极端 高温引起的高 VPD 是影响日尺度 NEE 交换的因子. 因为气温升高, VPD 增加会导致叶片气孔关闭, 气 孔导度下降,从而影响植被叶片的光合作用^[29].当 发生持续的极端高温事件时,不但大气水分亏缺明 显 若无降水发生 土壤含水量持续减少从而成为限 制因子.本研究发现,在8~32 d的时间尺度上,T.、 VPD、SWC 及 P 是控制千烟洲亚热带人工针叶林 NEE 的主要环境因子,并且在该时间尺度上,SWC 及 P 的控制作用增强.在针对欧洲 2003 年经历的极 端高温热浪研究发现,土壤含水量是控制该区域森 林生态系统月净碳吸收及年净碳吸收变化的首要因 子^[2,42].这是因为 2003 年欧洲从春季起降水就开始 减少,7-9月叠加高温热浪,使得土壤干旱胁迫增 强 从而成为控制较长时间尺度上净碳吸收的首要 胁迫因子.由此可得,极端高温天气及事件发生时, 不同时间尺度上控制森林生态系统净碳吸收的环境 因子有所不同 旧尺度上高温引起的大气水分亏缺 是控制净碳吸收的主要因子,而在较长时间尺度上 土壤干旱胁迫是控制净碳吸收的主要因子.

综上所述,就极端高温对千烟洲亚热带人工针 叶林净碳吸收的影响研究可得到以下结论:极端高 温及极端高温事件发生会导致该森林生态系统日尺 度的净碳吸收下降,持续时间较长强度较大的极端 高温事件会使该森林生态系统月及年尺度上的净碳 吸收下降;出现不连续极端高温日以及出现极端高 温事件时,高温导致的大气水分亏缺是造成日尺度 该森林生态系统净碳吸收下降的因子,而大气水分 亏缺及土壤干旱胁迫共同控制周及月尺度该森林生 态系统的净碳吸收.

430

在未来, 气候变化条件下, 干旱、高温导致树木 死亡率增加会影响森林生态系统的碳汇及健 康^[3,43-45].因此,需要持续关注极端高温事件发生对 我国森林生态系统碳汇功能的影响.从本研究及以 往的研究发现 极端高温发生并不一定会造成年尺 度上森林净碳吸收的下降,一方面,持续时间较短的 极端高温事件发生时,若前后期温度及水分条件适 宜 森林保持较好的恢复力 净碳吸收会达到原有水 平^[29] ,从而不会造成年尺度净碳吸收的下降; 另一 方面 持续时间较长的极端高温事件 不但会影响森 林生态系统的光合作用,同时也会影响森林生态系 统的呼吸作用 冯对后者的影响大于前者时 年尺度 上的净碳吸收也不会下降^[10].由此可见,要明确不 同频率、不同强度极端高温事件对我国森林生态系 统净碳吸收的影响,还需要长时间持续的森林生态 系统碳交换观测资料,在明确极端高温事件发生频 率及强度特征的基础上 ,分析极端高温对森林生态 系统各个碳收支过程的影响.

参考文献

- [1] Stocker TF, Qin D, Plattner GK, et al. IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013
- [2] Reichstein M, Ciais P, Papale D, et al. Reduction of ecosystem productivity and respiration duringthe European summer 2003 climate anomaly: A joint flux tower, remote sensing and modelling analysis. Global Change Biology, 2007, 13: 634–651
- [3] Reichstein M, Bahn M, Ciais P, et al. Climate extremes and the carbon cycle. Nature, 2013, 500: 287-295
- [4] Williams AP, Allen CD, Macalady AK, et al. Temperature as a potent driver of regional forestdrought stress and tree mortality. Nature Climate Change, 2013, 3: 292–297
- [5] Wolf S, Keenan TF, Fisher JB, et al. Warm spring reduced carbon cycle impact of the 2012US summer drought. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2016, 113: 5880-5885
- [6] Jump AS, Ruiz-Benito P, Greenwood S, et al. Structural overshoot of tree growth with climate variability and the global spectrum of drought-induced forest dieback. Global Change Biology, 2017, doi: 10.1111/gcb.13636
- [7] Cao MK, Woodward FI. Net primary and ecosystem production and carbon stocks of terrestrial ecosystems

and their responses to climate change. *Global Change Biology*, 1998, 4: 185-198

- [8] Beer C, Reichstein M, Tomelleri E, et al. Terrestrial gross carbon dioxide uptake: Global distribution and covariation with climate. Science, 2010, 329: 834–838
- [9] Pan Y , Birdsey RA , Fang J , et al. A large and persistent carbon sink in the world's forests. Science , 2011 , 333: 988–993
- [10] Ciais Ph , Reichstein M , Viovy N , et al. Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. Nature , 2005 , 437: 529-533
- [11] Saigusa N, Ichii K, Murakami H, et al. Impact of meteorological anomalies in the 2003 summer on gross primary productivity in East Asia. Biogeosciences, 2010, 7: 641-655
- [12] Wen XF, Wang HM, Wang JL, et al. Ecosystem carbon exchanges of a subtropical evergreen coniferous plantation subjected to seasonal drought, 2003-2007. Biogeosciences, 2010, 7: 357-369
- [13] Gu F-X (顾峰雪), Yu G-R (于贵瑞), Wen X-F (温 学发), et al. Drought effects on carbon exchange in a subtropical coniferous plantation in China. Chinese Journal of Plant Ecology (植物生态学报), 2008, 32(5): 1041-1051 (in Chinese)
- [14] Meehl GA, Tebaldi C. More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century. *Science*, 2004, **305**: 994–997
- [15] Ding Y-H (丁一汇), Wang H-J (王会军). Newly acquired knowledge on the scientific issues related to climate change over the recent 100 years in China. *Chinese Science Bulletin* (科学通报), 2016, 61(10): 1029-1041 (in Chinese)
- [16] Law BE, Falge E, Gu LH, et al. Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation. Agricultural and Forest Meteorology, 2002, 113: 97-120
- [17] Guan D-X(关德新), Wu J-B(吴家兵), Yu G-R (于贵瑞), et al. Meteorological control on CO₂ flux above broad-leaved Korean pine mixed forest in Changbai Mountain. Science in China Series D Earth Sciences (中国科学 D 辑:地球科学), 2004, 34(suppl.): 103-108 (in Chinese)
- [18] Liu Y-F (刘允芬), Song X (宋 霞), Sun X-M (孙晓敏), et al. Seasonal variation of CO₂ flux and its environmental factors in evergreen coniferous plantation. Science in China Series D Earth Sciences (中国科学 D 辑:地球科学), 2004, 34 (suppl.): 109-117 (in Chinese)
- [19] Zhang L-M(张雷明), Yu G-R(于贵瑞), Sun X-M (孙晓敏), et al. Seasonal variation of carbon exchange

of typical forest ecosystems along the eastern forest transect in China. *Science in China Series D Earth Sciences* (中国科学 D 辑: 地球科学), 2006, **36**(suppl.): 45-59 (in Chinese)

- [20] Sun X-M (孙晓敏), Wen X-F (温学发), Yu G-R (于贵瑞), et al. Seasonal drought effects on carbon sequestration of a mid-subtropical planted forest of southeastern China. Science in China Series D Earth Sciences (中国科学 D 辑: 地球科学), 2006, 36 (suppl.): 103-110 (in Chinese)
- [21] Qin D-H (秦大河), Ding Y-H (丁一汇), Su J-L (苏 纪兰), et al. Assessment of climate and environmental changes in China. I. Climate and environment changes in China and their projection. Advances in Climate Change Research (气候变化研究进展), 2005, 1(1): 4-9 (in Chinese)
- [22] Ding Y-H (丁一汇), Ren G-Y (任国玉), Shi G-Y (石广玉), et al. National assessment report of climate change. I. Climate change in China and its future trend. Advances in Climate Change Research (气候变化 研究进展), 2006, 2(1): 3-8 (in Chinese)
- [23] Song X (宋 霞), Yu G-R (于贵瑞), Liu Y-F (刘允芬), et al. Seasonal variations and environmental control of water use efficiency in subtropical plantation. Science in China Series D Earth Sciences (中国科学 D 辑: 地球科学), 2006, 36 (suppl.): 111-118 (in Chinese)
- [24] Falge E , Baldocchi D , Olson R , et al. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. Agricultural and Forest Meteorology , 2001 , 107: 43-69
- [25] Yu G-R(于贵瑞), Sun X-M(孙晓敏). Theory and Methodology for Flux Measurement in Terrestrial Ecosystems. Beijing: Higher Education Press, 2006 (in Chinese)
- [26] Li Q-X (李庆祥), Huang J-Y (黄嘉佑). Threshold values on extreme high temperature events in China. Journal of Applied Meteorological Science (应用气象学 报), 2011, 22(2): 138-144 (in Chinese)
- [27] Zhai P-M (翟盘茂), Pan X-H (潘晓华). Changes in exchange temperature and precipitation over northerm China during the second half of the 20th century. Acta Geographic Sinica (地理学报), 2003, 58(suppl.): 1-10 (in Chinese)
- [28] Cai W-X (蔡文香), Wu Y (吴 妍), Lu W-H (卢万合), et al. Variation Characteristics of extreme high temperature event over 35 °C in China during 1961 2011. Journal of Arid Land Resource and Environment (干旱区资源与环境), 2015, 29(9): 144-147 (in Chinese)

- [29] Tatarinov F , Rotenberg E , Maseyk K , et al. Resilience to seasonal heat wave episodes in a Mediterranean pine forest. New Phytologist , 2016 , 210: 485-496
- [30] Furon A, Wagner RC, Smith CR, et al. Wavelet analysis of wintertime and spring thaw CO₂ and N₂O fluxes from agricultural fields. Agricultural and Forest Meteorology, 2008, 148: 1305-1317
- [31] Stoy PC, Katual GG, Siqueira MBS, et al. Variablity in net ecosystem exchange from hourly to inter-annual time scale at adjacent pine and hardwood forests: A wavelet analysis. Tree Physiology, 2005, 25: 887–902
- [32] Torrence C , Webster PJ. Interdecadal changes in the ENSO-Monsoon system. Journal of Climate , 1999 , 12: 2679–2690
- [33] Grinsted A, Jevrejeva S, Moore J. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. Nonlinear Processes in Geophysics, 2004, 11: 561–566
- [34] Hong JY, Kim J. Impact of the Asia monsoon climate on ecosystem carbon and water exchanges: A wavelet analysis and its ecosystem modeling implications. *Global Change Biology*, 2011, 17: 1900–1961
- [35] Gorsel E , Berni JAJ , Briggs P , et al. Primary and secondary effects of climate variability on net ecosystem carbon exchange in an evergreen Eucalyptus forest. Agricultural and Forest Meteorology , 2013 , 182-183: 248-256
- [36] Torrence C , Compo GP. A practical guide to wavelet analysis. Bulletin of the American Meteorological Society, 1998, 79: 61–78
- [37] Maraun D , Kurths J. Cross wavelet analysis: Significance testing and pitfalls. Nonlinear Processes in Geophysics , 2004 , 11: 505-514
- [38] Tao S-Y (陶诗言), Wei J (卫 捷). The westward, northward advance of the subtropical high over the west Pacific in summer. *Journal of Applied Meteorologica Science* (应用气象学报), 2006, 17(5): 513-525 (in Chinese)
- [39] Liu Y-M (刘屹岷), Wu G-X (吴国雄). Reviews on the study of the subtropical anticyclone and new insights on some fundamental problems. Acta Meterologica Sinica (气象学报), 2000, 58(4): 500-512 (in Chinese)
- [40] Liu H-Z (刘还珠), Zhao S-R (赵声蓉), Zhao C-G (赵翠光), et al. Weather abnormal and evolutions of western Pacific subtropical high and south Aisa high in summer of 2003. Plateau Meteorology (高原气象), 2006, 25(2): 169-178 (in Chinese)
- [41] Jia B , Xie Z , Zeng Y , et al. Diurnal and seasonal variations of CO₂ fluxes and their climate controlling factors for a subtropical forest in Ningxiang. Advances in Atmos-

pheric Sciences , 2015 , 32: 553-564

- [42] Granier A, Reichstein M, Bréda N, et al. Evidence for soil water control on carbon and water dynamicsin European forests during the extremely dry year: 2003. Agricultural and Forest Meteorology, 2007, 143: 123-145
- [43] Allen CD, Macalady AK, Chenchouni H, et al. A global overview of drought and heat-induced tree mortality reveals emerging climate change risks for forests. Forest Ecology and Management, 2010, 259: 660-684
- [44] Wang M (王 森), Dai L-M (代力民), Ji L-Z (姬兰柱). A preliminary study on ecological response of dominant tree species in Korean pine broadleaf forest at Changbai Mountain to soil water stress and their biomass

allocation. Chinese Journal of Applied Ecology (应用生态学报), 2001, 12(4): 496-500 (in Chinese)

[45] Guo M-M (郭明明), Zhang Y-D (张远东), Wang X-C (王晓春), et al. Difference in responses of major tree species growth to climate in the Miyaluo Mountains, western Sichuan, China. Chinese Journal of Applied Ecology (应用生态学报), 2015, 26(8): 2237-2243 (in Chinese)

作者简介 张 弥,女,1980年生,博士,讲师. 主要从事 气候变化与陆地生态系统碳水循环研究. E-mail: zhangm.80 @ nuist.edu.cn

责任编辑 杨 弘

封 面 说 明

封面图片由西北农林科技大学水土保持学院朱朵菊硕士于 2016 年 8 月拍摄于陕西省延安市 安塞区纸坊沟(36°45′N,109°15′E).该区位于黄土高原延河流域 属大陆性半干旱季风气候 年均 温 8.9 ℃ 年均降水量 500 mm 蒸发量 1000 mm 年均日照时数 2395 h ,全年无霜期 170 d.该区土壤 类型为黄绵土 ,土质疏松 ,侵蚀严重 ,水土流失形势严峻.多数荒坡因过度放牧而成为退化草地 ,分 布的主要草本植物有铁杆蒿(Artemisia gmelinii)、白羊草(Bothriochloa ischaemum)、茭蒿(Artemisia giraldii)、长芒草(Stipa bungeana)、达乌里胡枝子(Lespedeza davurica)等 ,主要乔木和灌木有刺槐 (Robinia pseudoacacia)、沙棘(Hippophae rhamnoides)和柠条(Caragana intermedia)等.该区沟壑纵 横、川道狭长、梁峁遍布,山高、坡陡、沟深,地形对土壤养分、水分具有强烈的再分配作用,并且影响 植物群落物种组成的空间分布格局.自退耕还林以来,黄土高原的植被恢复取得了较大成果,但仍 需继续努力,研究植物群落的结构与功能对黄土高原植被恢复有重大意义.

Zhang M, Wen X-F, Zhang L-M, *et al.* Multi-temporal scale analysis of impacts of extreme high temperature on net carbon uptake in subtropical coniferous plantation. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 2018, 29(2): 421–432 (in Chinese)

张弥,温学发,张雷明,等.极端高温对亚热带人工针叶林净碳吸收影响的多时间尺度分析.应用生态学报,2018,29(2): 421-432