

06 30 86 J 01

热带季节雨林碳通量年变化特征及影响因子初探*

张一平^{①**} 沙丽清^① 于贵瑞^② 宋清海^{①④} 唐建维^① 杨效东^①
王跃思^② 郑 征^① 赵双菊^{①④} 杨 振^{①④} 孙晓敏^②

(① 中国科学院西双版纳热带植物园, 昆明 650223; ② 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101;

③ 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029; ④ 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要 为深入分析西双版纳热带季节雨林碳通量年变化特征及其与各种因子的关系, 通过西双版纳主要自然生态系统(热带季节雨林)2003~2004 年林冠-大气间和近地层的碳通量以及不同覆盖状况下的地表碳通量(土壤呼吸)的长期观测, 并结合植物光合作用、叶面积指数、凋落物和凋落物分解速率以及温度、辐射等常规气象的测定, 对热带季节雨林碳通量的年变化特征及其影响因子进行了综合的分析与研究. 结果表明: 热带季节雨林的碳通量表现出和其它热带雨林不同的特征, 在干季(11~4 月)的林冠-大气间碳通量为负值, 森林生态系统呈现碳汇效应; 而在雨季(5~10 月)表现出较弱的碳源效应; 森林生态系统碳通量具有明显的日变化特征, 在白天呈现碳汇效应, 而夜间为碳源效应, 并且干季昼间碳通量较大; 雨季较小; 夜间则呈现相反趋势. 林冠植物在昼间具有较强的光合作用, 对昼间林冠-大气间碳通量有较大的贡献; 林冠和植物林内低矮植物的光合速率均与林冠-大气间碳通量有显著的相关关系, 而林内低矮植物的光合速率与林内近地层碳通量仅在干季存在显著的相关关系. 林内不同覆盖状态的地表碳通量具有明显的季节变化; 林冠-大气间碳通量与地表碳通量同样具有较好的相关性, 地表碳通量是导致热带季节雨林生态系统碳通量呈现特殊分布的主要因子; 另外, 林冠-大气间碳通量与凋落物量、凋落物分解速率、降水量、土壤含水率和土壤温度均表现出较好的相关性. 初步的统计表明, 西双版纳热带季节雨林林冠-大气间碳通量在不同季节呈现不同的汇/源效应, 在总体上表现为一个较弱的碳汇.

关键词 碳通量 年变化 影响因子 热带季节雨林 西双版纳

工业革命以来地球大气 CO₂ 浓度增加已被世界各地的观测资料证实, CO₂ 等温室气体增加所引起的全球变化已受到各方面的关注. 森林作为陆地生态系统的主体, 对生物圈的 CO₂ 的吸收起着重要的作用,

收稿日期: 2005-10-27; 接受日期: 2006-03-24

* 中国科学院创新工程重大项目(编号: KZCX1-SW-01)和国家重点基础研究发展规划项目(编号: 2002CB412501)共同资助

** Email: yipingzh@xtbg.ac.cn

森林的毁坏导致了大气中 CO_2 浓度的显著升高, 直接影响着全球的碳平衡和碳循环^[1~4]. 20 世纪 80 年代以来, 在欧洲和北美的北方森林或温带森林中利用涡度相关法, 连续性地对森林生态系统和大气之间的 CO_2 通量进行了观测. 多数研究表明: 北半球中高纬度陆地是一个巨大的碳汇, 其中森林生态系统的碳汇作用十分显著^[5~9].

在森林生态系统中, 热带雨林覆盖了地表植被面积的 12%^[10,11], 热带森林以其丰富多样的物种数, 复杂的群落结构以及巨大的生物量, 成为维持全球碳平衡的主要因素, 对全球变化起着重要作用, 使得热带雨林的碳汇/源问题成为研究的热点. Houghton 和 Saleska 的研究结果表明热带森林是大气 CO_2 的一个重要源^[12,13]; 而多数研究则表明热带森林为碳汇^[11,14~21]. 由于热带森林的 CO_2 通量受到多种因子的控制, 导致热带雨林的碳汇源效应存在着不确定性, 使得评价热带森林在全球气候变化中的贡献时存在着较大的争议^[22], 有必要对其进行深入研究, 以把握热带雨林对全球变化的作用.

中国的热带雨林处于热带北缘, 主要分布在海南和云南南部, 具有生物多样性丰富、生产力高的特点, 在区域的生态环境中发挥着巨大的支撑作用^[23]; 在热带森林碳通量和微气象研究领域, 李意德等^[24]用生物量法估算了热带森林的碳排放量; 陈步峰采用梯度法及 CI-301PSCO₂ 系统, 进行了海南尖峰岭热带山地雨林近冠层 CO_2 、微气象因子梯度的观测研究^[25,26], 得出了 CO_2 浓度的梯度垂直廓变特征、不同季节和天气 CO_2 的梯度特征、 CO_2 通量特征以及能量通量特征等一系列结果. 在西双版纳热带森林, 依托 ChinaFlux 对热带季节雨林通量特征进行了长期连续的观测, 开始了热带森林碳通量的研究, 取得了一些初步成果^[27~30].

本文利用 2003~2004 年西双版纳热带季节雨林林冠-大气间和近地层植物-大气间的碳通量以及林内地表不同覆盖状况(土壤、土壤+凋落物、土壤+凋落物+地表低矮植物)的碳通量的观测资料; 结合冠层主要树种和林内低矮植物的光合作用, 不同层次的叶面积指数, 凋落物资料和凋落物分解速率, 以及大气降水、土壤水分、地温和冠层和林内的光合有效辐

射等资料, 对该地区主要自然生态系统(热带季节雨林)2003~2004 年林冠-大气间的碳通量变化特征及其影响因子进行了分析与研究, 以期为深入评估我国热带季节雨林生态系统的碳汇/源特征提供科学与理论依据.

1 研究概况

1.1 样地概况

西双版纳热带雨林是世界上第二大热带雨林——印度马来热带雨林区(简称远东热带雨林)的北缘, 是该雨林区一个重要组成部分^[31]. 热带季节雨林是本地区热带雨林的主要类型和地带性植被, 主要分布在海拔 900 m 以下的沟谷两侧及低丘台地, 其中以东南部的勐腊县最为集中^[32]. 为研究和评价西双版纳热带雨林的碳汇/源特征以及对环境变化的响应, 2002 年在热带季节雨林样地设置了 CO_2 、 H_2O 和能量通量观测系统, 开始了长期连续观测.

观测样地设在云南省西双版纳州勐腊县境内的国家级自然保护区内(21°57'N, 101°12'E, 海拔 756 m). 样地所在的森林为原生的热带季节雨林, 其群落高度 35 m 左右, 结构复杂, 分层现象明显, 乔木层按高度即可分为 3 层: 上层高 30 m 以上, 优势种主要为千果榄仁(*Terminalia myriocarpa*)、番龙眼(*Pometia tomentosa*); 中层高度在 16~30 m 之间, 常见种有云南玉蕊(*Barringtonia macrostachya*)、大叶白颜树(*Gironniera subaequalis*)、山焦(*Mitrephora maingayi*)等; 下层高 16 m 以下, 主要种包括云树(*Garcinia cowa*)、假广子(*Knema erratica*)、细罗伞(*Ardisia tenera*)、蚁花(*Mezzettiopsis creaghii*)及毒鼠子(*Dichmpetalum gelonioides*)等. 灌木层除上层乔木的幼苗幼树外, 常见种有染木(*Saprosma ternatum*)、狭叶巴戟(*Morinda angustifolia*)、玉叶金花(*Mussaenda* sp.)等. 草本层与灌木层处于同一层次, 种类不多, 常见的有凤尾蕨(*Pteris* sp.)、海芋(*Aloxaxis macrorrhiza*)、盈江南星(*Arisaema inkiangense*)等, 藤本及附生植物丰富, 板根及茎花现象显著^[33].

研究区位于印度马来热带雨林区的北缘, 终年受西南季风(印度季风)控制, 一年中干、湿季分明. 一般 11~4 月为干季; 5~10 月为雨季, 其中干季又可分

为雾凉季(11~2月)和干热季(3~4月)^[34]。该地区由于处于静风区(年均风速约为 $0.4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)且降水量大, 因此形成了雾日较多的独特的天气现象, 多年统计资料显示年雾日可达 186.4 d; 在雾凉季(11~2月)月平均雾日均超过 23 d, 最多的 1 月可达 26.1 d; 一般在夜间 22:00 左右开始起雾, 直到第二天中午 12:00 以后才逐渐消散; 与雾凉季相比, 干热季的雾生成时刻较迟, 维持时间较短, 一般在夜间 23:00 之后才开始起雾, 而在上午 10:00 左右就逐渐消散。

1.2 碳通量观测系统仪器布置及测量

西双版纳热带季节雨林主要分布在山间沟谷中, 通量观测铁塔设置在沟谷中(海拔高度约 756 m), 周围的山峰海拔高度为 830~1020 m, 铁塔与山峰顶的直线距离在 400~680 m 之间具体位置见图 1。

碳通量采用开路涡度相关系统进行观测。三维风速和温度及其脉动是由安装在观测铁塔 48.8 m 处(高于林冠层 15~16 m)和 4.8 m(林内近地层)的三维超

声风速测定仪(CSAT3, 美国 CAMPBELL 公司)进行测量。为了将铁塔导致的流场变形减小到最低程度, 将其安装在铁塔的逆风向^[35], 探头固定于与正北的夹角为 210° 的 3 m 长的铁臂支架上; 采用开路红外气体分析仪(LI-7500, 美国 LI-COR 公司)测定 CO_2 , H_2O 的脉动。CSAT3 和 LI-7500 的取样频率均为 10 Hz, 原始数据由数据采集器(CR5000, 美国 CAMPBELL 公司)进行采集, 并输出到计算机。常规气象观测系统包括 7 层风速(A100R, 英国 VECTOR INSTRUMENTS 公司)和温湿度(HMP45C, 芬兰 VAISALA 公司)垂直梯度观测系统, 6 层光合有效辐射传感器(LQS70-10SUN, 美国 APOGEE 公司), 辐射观测传感器, 土壤热通量板(HFP01, 荷兰 HUKSEFLUX 公司), 地表温度(TCAV, 美国 CAMPBELL 公司), 土壤温度(107-L, 和 105T, 美国 CAMPBELL 公司)与水分传感器(CS616-L, 美国 CAMPBELL 公司)。其中, 辐射系统包括了观测铁塔顶的太阳辐射传感器(CM11, 荷兰 KIPP&ZONEN 公司)和 41.6m 处的净辐射传感器

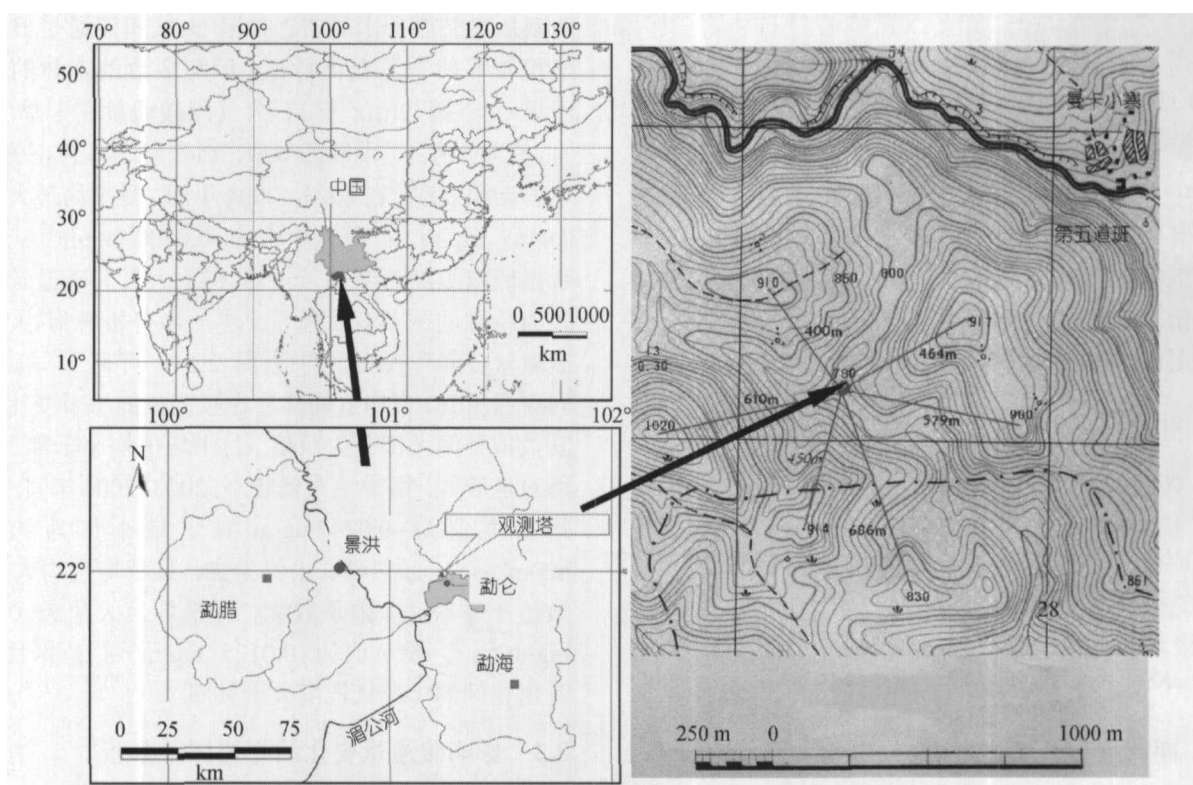


图 1 观测铁塔位置概况

(CNR-1, 荷兰 KIPP&ZONEN 公司). 常规气象数据为每 2 秒采样 1 次, 利用数据采集器 (CR10X 和 CR23X, 美国 CAMPBELL 公司) 收集、存储并传输到计算机.

研究中对原始数据进行了三次坐标变换 (Triple-rotation tilted) 和 WPL 校正, 并剔除大于绝对值大于 $2.0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 的碳通量数据. 考虑到目前复杂地形下的碳通量数据插补方面还存在的问题^[36-38], 并且本文主要是探讨碳通量的变化趋势及影响因子, 所以未对碳通量缺失数据进行插补.

1.3 林内地表碳通量观测

林内地表碳通量采用静态箱技术, 采样点设置在热带生态站季节雨林永久样地的观测铁塔附近, 观测样地分为 3 类: 土壤 (F-A)、土壤+凋落物 (F-B) 和土壤+凋落物+低矮植物 (F-C), 每种样地设置 3 个重复; 观测为每周观测 1 次, 早上 9:00~11:00 之间进行采样. 采样箱按项目统一规定制作, CO_2 分析方法的详细过程请参见有关文献^[39,40].

1.4 主要冠层树种冠层和低矮植物光合作用观测

在 2004 年 1 月 (雾凉季), 4 月 (干热季), 7 月 (雨季) 和 10 月 (雨季后期), 分别在自然状态、光强控制、 CO_2 浓度控制下对热带季节雨林冠层树种番龙眼 (*Pometia tomentosa*) 冠层, 分上中下三层进行了光合作用和光合速率日变化测定; 同期在林内选取具有代表性的 4 种树木幼苗 (细罗伞、番龙眼、核实树和云南玉蕊) 进行了相同的测定. 使用仪器为 LI-6400 便携式光合作用测定仪 (美国 LI-COR 公司).

1.5 叶面积观测

利用 LAI-2000 林冠分析仪 (美国 LI-COR 公司), 在每个月的中旬对样地不同高度的叶面积指数进行了实测 (垂直变化); 观测方法为利用铁塔从树冠上方开始选择 9 个观测点, 每个高度在不同方位观测 15 次, 求算各高度的叶面积指数变化; 另外, 在样地内选择 10 个定点, 观测的叶面积指数水平方向的变化.

1.6 凋落物和分解速率观测

凋落物观测选择在热带季节雨林 1 hm^2 的永久样地内, 随机设置 40 个收集筐 (口径: $0.2 \text{ m}^2/\text{个}$); 每月

收集 1 次, 将凋落物分为叶、枝、树皮、花果、附生物和杂屑分别称重 (湿重), 然后放入烘箱内恒温 (85°C) 去除水分, 干燥后再称重 (干重).

凋落物分解试验在热带季节雨林换叶高峰期的 4 月设置, 将等量凋落物放入 9 目的袋子内, 同时将 60 袋埋入土中, 其后每月取出 5 个称重 (湿重、干重), 直至下一年 4 月, 用以求算凋落物的分解速率.

分析中考虑到不同学科通量表示习惯, 其通量符号定义为: 由涡度相关和箱式法观测的碳通量 (F_c , F) 方向是向下为负, 表示生态系统从大气中吸收 CO_2 , 向上为正, 表示生态系统释放 CO_2 . 林冠树种冠层和低矮植物的光合速率 (P_n) 吸收为正, 排放为负; 暗呼吸 (R_n) 放出为正, 吸收为负. 为方便比较, 各 CO_2 通量的单位均统一换算为 $\text{mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$.

2 结果与分析

2.1 热带季节雨林碳通量的变化特征

西双版纳热带季节雨林 2003~2004 年间林冠-大气间的碳通量均值的时间变化如图 2 所示, 可见, 在西双版纳热带季节雨林, 林冠-大气间碳通量日均值呈现较好的季节变化特征, 但与多数的森林的观测结果不同 (图 2(a)), 林冠-大气间碳通量在干季 (11~4 月) 多为负值, 呈现碳汇效应; 而在雨季多为正值, 呈现弱碳源效应; 在 2003~2004 年间, 月平均最大值为 $0.0467 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 最小值为 $-0.0800 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 显示出西双版纳热带季节雨林林冠-大气间碳通量具有较为特殊的季节变化特征. 进一步分析林冠-大气间碳通量昼间和夜间平均值 (图 2(b)), 可见, 林冠-大气间碳通量昼、夜均值同样存在较明显的季节变化趋势; 其数值昼间大部分为负值, 月平均值均小于零, 干季绝对值较大, 雨季绝对值较小, 2003~2004 年间, 月平均最大值为 $-0.0247 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 最小值为 $-0.1732 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$; 而夜间以正值为主, 月平均值均大于零; 数值干季较小, 雨季较大, 月平均最大值为 $0.1524 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 最小值为 $-0.0125 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$; 并且可以看出夜间的年变化程度大于昼间.

2.2 影响碳通量变化的主要因子分析

2.2.1 植物光合作用对碳通量影响

植物光合作用对热带季节雨林碳通量, 特别是

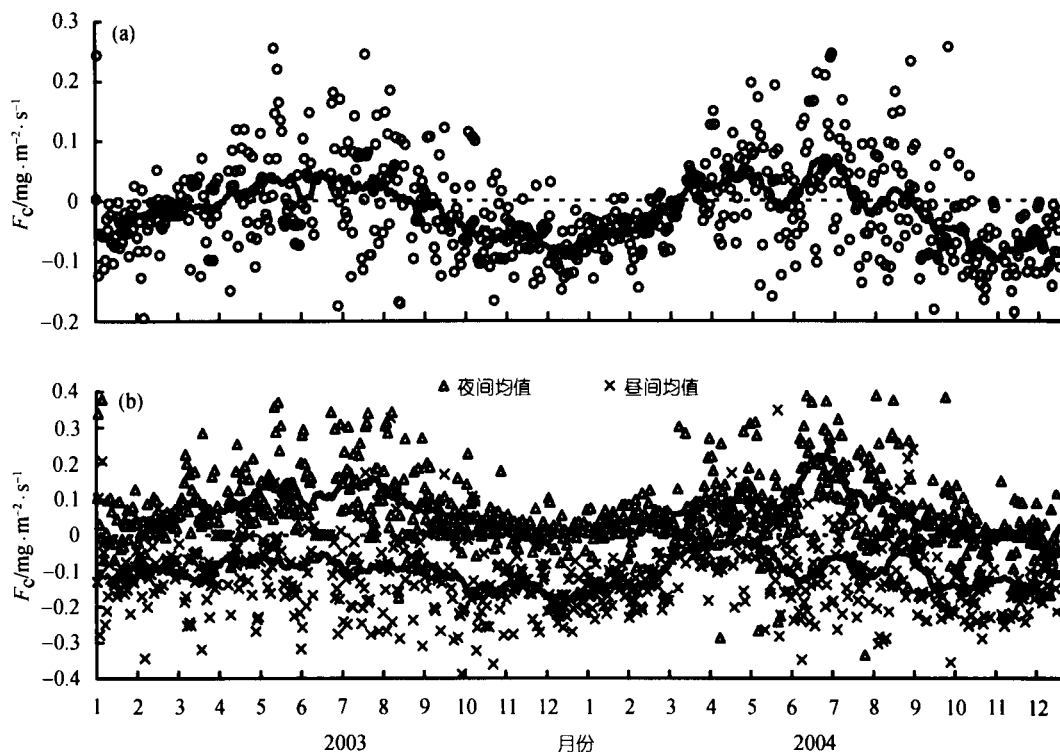


图2 热带季节雨林林冠-大气间碳通量平均值年变化

(a) 日平均值; (b) 夜间均值和昼间均值。实线为月平均值

林冠-大气间碳通量有着直接的影响。热带季节雨林植物的光合速率是影响森林生态系统净 CO_2 交换的最主要影响因子。图3给出了热带季节雨林林冠树种(番龙眼)冠层不同位置(上部、中部、下部)和4种低矮植物(番龙眼、核实树、罗伞和玉蕊)的平均光合速率的日变化。可见,不同季节冠层的光合速率均具有显著的日变化(图3(a));以雨季后期的光合速率较显著,干热季光合速率较小;但在不同季节树冠的光合速率最大值出现的时刻有较大差异,雾凉季(1月)中午12:00出现光合速率最大值;干热季(4月)日变化较为平缓,上午光合速率大于下午;雨季(8月)最大值出现在下午16:00;雨季后期(10月)光合作用最强,光合速率最大值在11:00出现。

不同季节林内低矮植物的平均光合速率(图3(b))同样呈现明显的日变化,早晚时分光合速率较弱,甚至出现负值;而昼间光合速率较强;但受林窗影响其最大值出现时刻有所不同。在雾凉季(1月)光合速率数值较小,日变化程度也较为平缓;干热季(4月)低

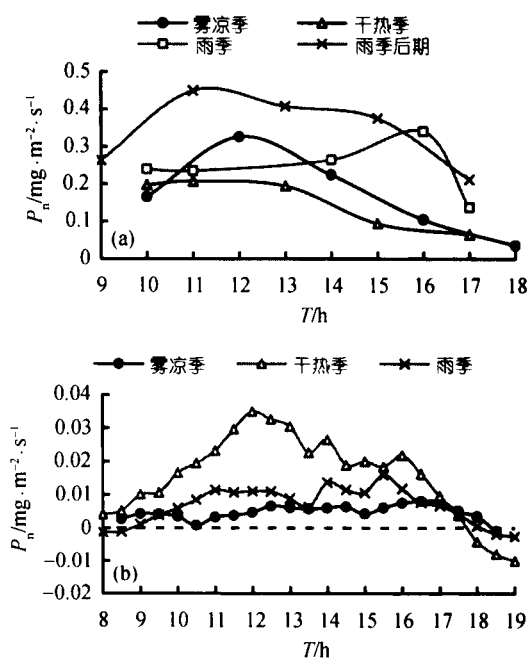


图3 热带季节雨林树木光合速率日变化

(a) 林冠树种冠层平均; (b) 林内低植物平均

矮植物的光合速率最强, 雨季(7 月)低矮植物的光合速率居中。

图 4 显示了热带季节雨林林冠-大气间昼间碳通量与林冠树种冠层光合速率的相关关系。由图 4 可见, 雾凉季和干热季可归为 1 组(干季), 而雨季和雨季后期可归为 1 组(雨季), 两者的回归方程均达到极显著 ($p < 0.001$) 水平, 说明林冠树种光合速率对热带季节雨林昼间林冠-大气间的碳通量有着直接的影响。另外, 从图中还可以看出, 随着林冠树种冠层光合速率的增强, 林冠-大气间碳通量的绝对值也随之增大, 充分显示了林冠主要树种的光合速率是影响冠层碳通量昼间变化的主要因子, 干季(雾凉季和干热季)的回归方程为 $F_c = -1.4516P_n + 0.0886$; 雨季(雨季和雨季后期)为 $F_c = -1.8896P_n + 0.4292$, 均具有极显著的相关关系(R^2 分别为 0.8305*** 和 0.9044***)。进一步分析方程式的截距可知, 干季的截距(0.0886 $\text{mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)远小于雨季(0.4292 $\text{mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), 显示了除林冠主要树种光合速率之外, 还有其他因素影响林冠-大气间碳通量; 并且雨季的影响程度大于干季。

热带季节雨林林冠-大气间昼间碳通量与林内低矮植物平均光合速率的相关关系如图 5 所示, 可见, 各季节林冠-大气间昼间碳通量与林内低矮植物的平均光合速率也具有较显著的相关关系; 其中, 雾凉季相关性相对较弱($R^2 = 0.1324^*$), 而干热季相关性最显著($R^2 = 0.5605^{***}$)。另外, 回归式的截距雾凉季为负值($-0.0786 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), 而干热季和雨季为正值

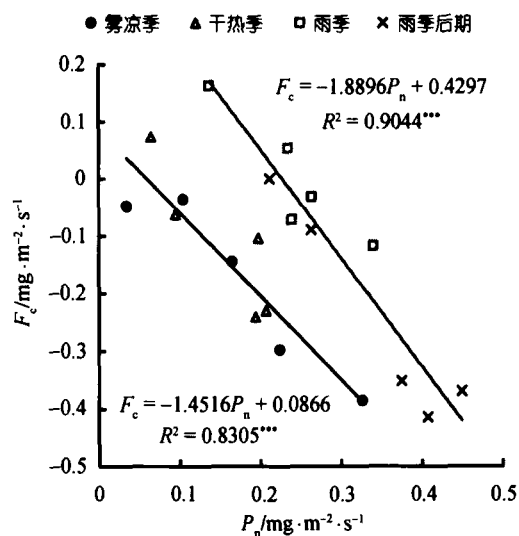


图 4 林冠-大气间碳通量与林冠树种光合速率的相关
实线为拟合曲线

(0.1926 $\text{mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 0.1651 $\text{mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), 同样显示了在不同季节, 林冠-大气间昼间碳通量除植物光合作用之外, 还受到其他因素的影响。

植物暗呼吸对夜间热带季节雨林的碳通量有重要影响, 由不同季节冠层树种树木和低矮植物的光合作用曲线可以拟合得到树木的暗呼吸 R_{e_c} 。表 1 给出了林冠树种的平均暗呼吸(R_{e-up})和低矮植物平均暗呼吸(R_{e-down}), 以及观测日对应的夜间林冠-大气间平均碳通量(F_{c-up})和对应观测月的晴天平均碳通量(F_{c-upm})。

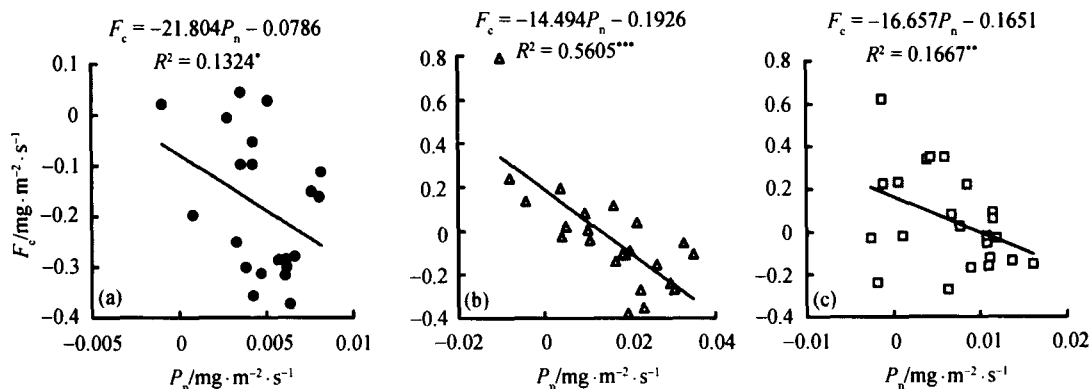


图 5 林冠-大气间碳通量与林内低矮植物平均光合速率的关系
(a) 雾凉季; (b) 干热季; (c) 雨季

表 1 晴天夜间平均通量值比较($\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)

	F_{c-upm}	F_{c-up}	R_{e-up}	R_{e-down}
雾凉季	0.0188	0.0144	0.0332	0.0074
干热季	0.0836	0.0502	0.0482	0.0349
雨季	0.0762	0.0751	0.0319	0.0226

由表 1 可见,在林冠-大气间夜间碳通量,在雾凉季无论是月平均还是观测日均值均小于林冠树种的暗呼吸;而干热季和雨季夜间平均碳通量(月均值和观测日均值)均大于林冠树种的暗呼吸;林内近地层也有同样规律.一般来说,夜间森林的碳通量是由植物暗呼吸和地表碳通量(土壤呼吸)构成,如此看来,西双版纳热带季节雨林的夜间碳通量情况十分复杂.

2.2.2 叶面积指数对碳通量影响

树木的叶片是影响植物光合作用的最主要因子,同时也是影响森林碳通量的主要因子之一.图 6 给出了 2004 年热带季节雨林代表层次的叶面积指数的年变化,从图中可见,西双版纳热带季节雨林的叶面积指数具有明显的季节变化特征,顶层林冠的叶面积指数的年变化与近地层的低矮植物年变化呈现相互消长的趋势;其原因是由于西双版纳热带季节雨林地处热带北缘,加之受西南季风造成的干湿季分明的影响,进入干季后期,热带季节雨林的冠层树木进入换叶期,大量树木开始落叶,到干热季的 4 月,顶层林冠的叶面积指数达到最小值;其后随着 5 月雨季开始,树木叶片大量萌发生长,顶层林冠的叶面积指数在 7 月到达最大值;而对于林内低矮植物,干热季时,冠层树木大量落叶,林内光照增强,使得林内低矮植物获得较多的阳光,叶片也得以大量生长,致使干热季林内低矮植物层的叶面积指数较大;而雨季上层树种的叶片生长旺盛,阻挡了太阳辐射,影响了林内低矮植物生长,使得雨季林内低矮植物层的叶面积指数较小,并在 7 月出现最小值.

从热带季节雨林整层(包含了顶冠层、第 2 冠层、第 3 冠层、中间层和林内低矮植物层)的叶面积指数季节变化来看,热带季节雨林的叶面积指数存在明显的年变化,其变化趋势呈现双峰双谷型,最大值出现在雨季的 7 月(6.34);最小值出现在干热季的 4 月(3.56);11 月和 8 月分别出现次峰值和谷值.

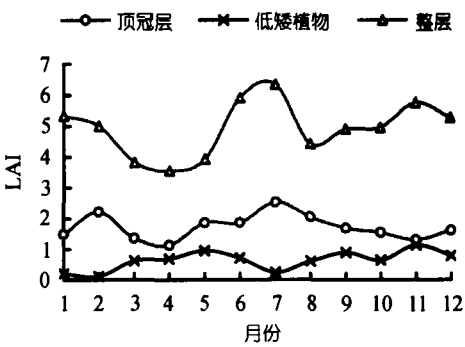


图 6 热带季节雨林叶面积指数年变化

比较 2003~2004 年的整层叶面积指数与林冠-大气间日平均碳通量年变化(图 7)可见,对于林冠-大气间日平均碳通量来说,在叶面积指数连续较高的月份间(9~2月),林冠-大气间碳通量呈现负值,且绝对值较大,而在叶面积指数较小月份(3~4月)和叶面积指数月际间变率较大时期(5~8月),林冠-大气间碳通量多呈现为正值,但数值较小.由此可以认为:在热带季节雨林林冠-大气间碳通量与树木叶面积有着直接关系,在叶面积指数较大时,日平均碳通量呈现较大的负值;显示了热带季节雨林,叶面积指数稳定较大时期,树木枝繁叶茂,形成较强的光合作用,使得林冠-大气间的碳通量绝对值增大;当叶面积指数较小时,光合作用降低,加之其他影响因素的作用加大,导致林冠-大气间碳通量呈现正值;值得关注的是,在雨季叶面积指数波动较大,存在高叶面积指数时林冠-大气间碳通量出现正值现象,具体原因有待于进一步分析.

2.2.3 太阳光合有效辐射对热带季节雨林碳通量的影响

植物的光合作用与太阳光合有效辐射(PAR)密切相关,图 8 给出了林冠上(36m)晴天日平均光合有效辐射与林冠-大气间碳通量的年变化.可见,林冠-大气间的晴天平均光合有效辐射具有独特的季节变化

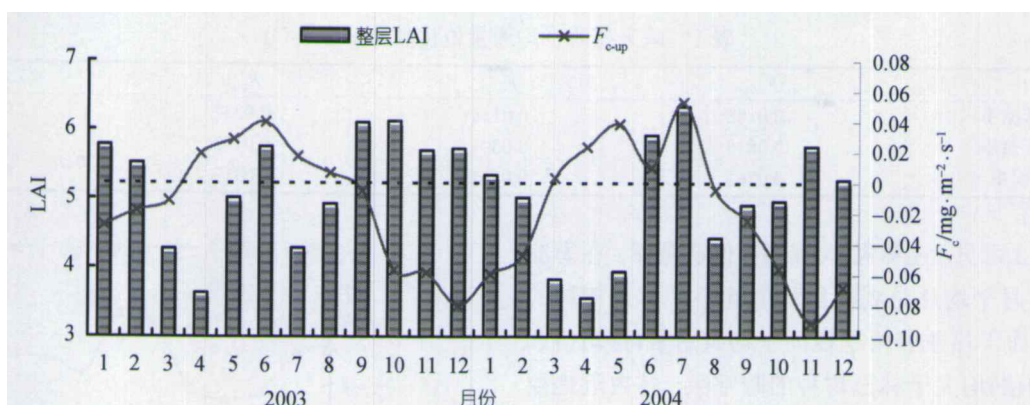


图 7 热带季节雨林林冠-大气间月均碳通量与整层叶面积指数年变化

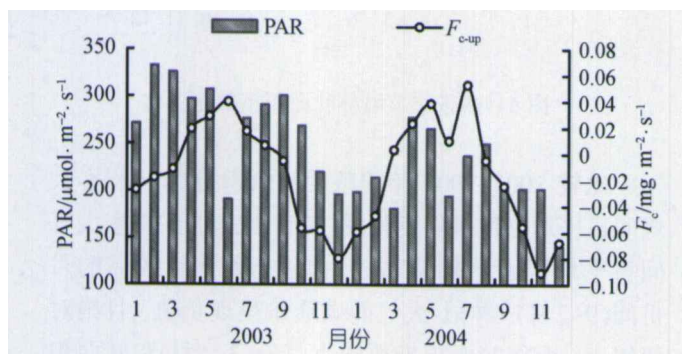


图 8 林冠-大气间月均碳通量与月均 PAR 的年变化

特征, 其年最高值并非出现在雨季, 而是出现在干季; 林冠-大气间的碳通量与对应的光合有效辐射具有一定的相关性。

2.2.4 热带季节雨林凋落物量的季节变化和分解动态

在西双版纳树木有明显的换叶期, 在换叶期中凋落物大量出现。而热带雨林的高温、高湿环境又十分有利于凋落物的分解, 对近地层的碳通量有着直接的影响。图 9 给出了热带季节雨林凋落物年变化。从凋落物季节变化(图 9(a))来看, 在干热季的 3~4 月, 热带季节雨林处于换叶期, 大量的叶片成为凋落物的主要成分, 在 3 月可达 $136.1\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$; 而花果则成为 9~10 月凋落物量主要成分, 在 10 月达 $58.0\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$; 其他的凋落物季节变化较小, 凋落物量多在 $20\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$ 以下。导致了凋落物总量的季节变化呈现双峰双谷的变化趋势, 3 月和 10 月出现凋落物高值峰谷, 以 3 月

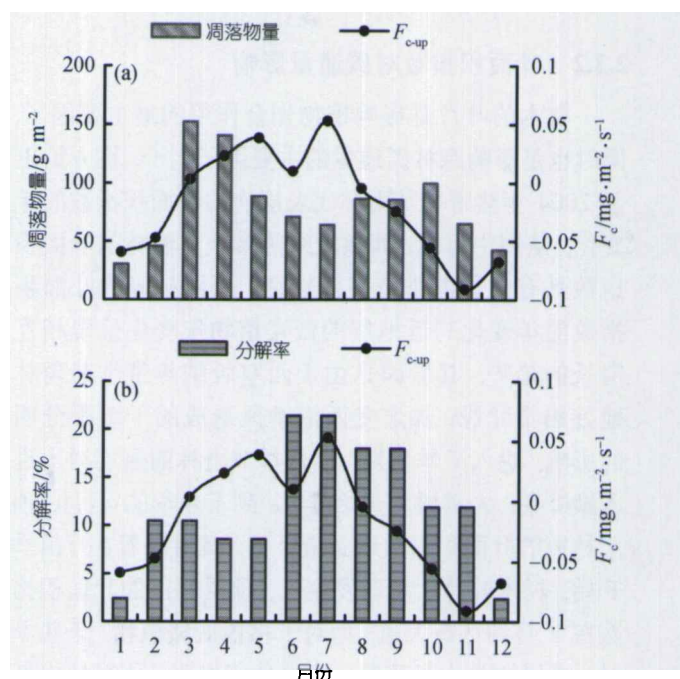


图 9 林冠-大气间碳通量与凋落物的年变化

(a) 凋落物量; (b) 分解率

值最大, 而 1 月和 7 月出现低谷, 以 1 月值最小。而在热带雨林高温高湿的环境下, 凋落物极易分解, 在 5 月雨季开始后, 由于降水导致土壤水分增加和温度升高, 3~4 月大量的凋落物开始迅速分解, 分解率迅速增大, 在 6~7 月形成了较高的分解率(图 9(b)), 分解率达最大值(21.4%); 随后, 分解率呈现下降趋势, 在 12~5 月呈现较低值, 到 12~翌年 1 月由于温度降低, 水分减少, 出现最小值(2.4%)。

比较热带季节雨林林冠-大气间碳通量与凋落物量、分解率的年变化(图 9), 可见, 林冠-大气间碳通量绝对值与凋落物量和分解率呈现一定的对应关系, 凋落物量较大时, 林冠-大气间碳通量绝对值较小; 反之, 凋落物量较小时, 林冠-大气间碳通量绝对值较大; 而林冠-大气间碳通量变化趋势与凋落物分解率的变化趋势相近。由此可以认为, 林冠-大气间的碳通量主要受林冠的叶片影响, 凋落物量较大时, 叶片减少, 光合速率降低, 使得林冠-大气间碳通量绝对值减小; 反之, 凋落物量较小时, 叶片较多, 光合速率增加, 导致林冠-大气间碳通量绝对值增大。

2.2.5 热带季节雨林碳通量与林内地表碳通量年变化

土壤呼吸在森林生态系统碳循环中起着重要作用, 热带季节雨林平均碳通量与林内不同覆盖状态地表碳通量(F-A 土壤; F-B 土壤+凋落物; F-C 土壤+凋落物+低矮植物)的年变化如图 10 所示, 各碳通量均具有相似的变化趋势。干季林内地表碳通量和林内近地层碳通量数值减小, 而林冠-大气间碳通量多呈现负值, 且绝对值较大, 雨季则反之, 林内地表碳通量和林内近地层碳通量增大, 林冠-大气间碳通量绝对值减小, 甚至变为正值, 构成了西双版纳热带季节雨林特殊的碳通量季节变化趋势。

2.2.6 热带季节雨林碳通量与环境要素的关系

以上考虑了生物因子和土壤因子对热带季节雨

林碳通量的影响, 下面分析环境要素对热带季节雨林碳通量的影响。林冠-大气间碳通量和林内近地层碳通量年变化趋势与降水量有一定相关性(图 11)。雨季降水量较大, 则林冠-大气间碳通量绝对值较小, 甚至出现正值; 在降水量较少的干季, 林冠-大气间碳通量绝对值较大。林冠-大气间碳通量和林内近地层碳通量的季节变化趋势与 5 cm 的土壤含水率和土壤温度的年变化趋势相似(图 12)。土壤温度较低时, 林冠-大气间碳通量数值为负, 且绝对值数值较大; 反之绝对值较小, 甚至呈现正值; 在土壤含水率较小, 干燥时, 林冠-大气间碳通量数值为负, 且绝对值数值较大; 反之绝对值较小, 甚至呈现正值。

2.3 各通量季节平均值的比较

比较各季节的昼间各平均碳通量值(表 2)可见, 在不同季节, 昼间林冠-大气间平均碳通量(F_{c-upm})均为负值, 其绝对值均小于林冠树种的平均光合速率(P_{n-up}); 但雾凉季差异较小, 雨季差异最大; 对于雾凉季昼间林冠树木光合速率虽然不大, 但是林内地表昼间平均碳通量(F-B, 土壤+凋落物)较小, 使得雾凉季林冠昼间平均碳通量绝对值数值较高; 对于雨季, 叶面积指数较高, 林冠树木冠层平均光合速率较大, 但是林内地表平均碳通量和林内近地层昼间平均碳通量的数值也较大, 导致雨季林冠-大气间碳通量昼间平均值较小; 干热季则呈现林冠树木冠层昼间平均光合速率数值较小, 但林内地表昼间平均碳通量数值也不大, 使得林冠-大气间碳通量昼间平均

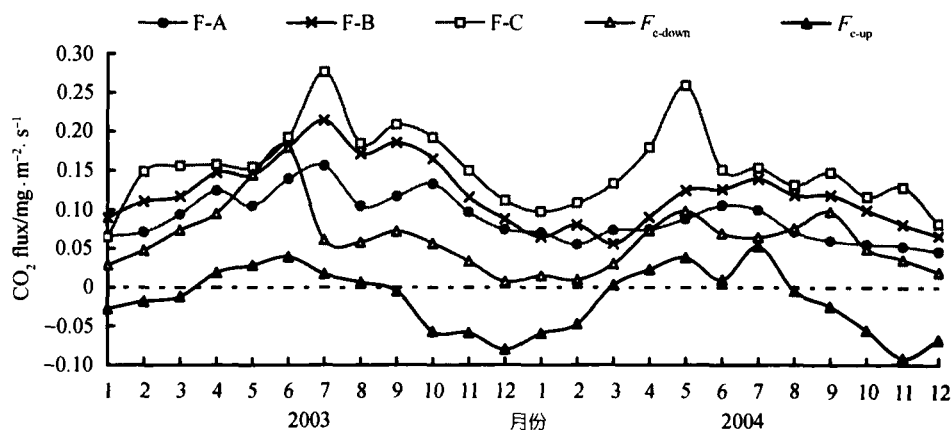


图 10 热带季节雨林各平均 CO_2 通量年变化

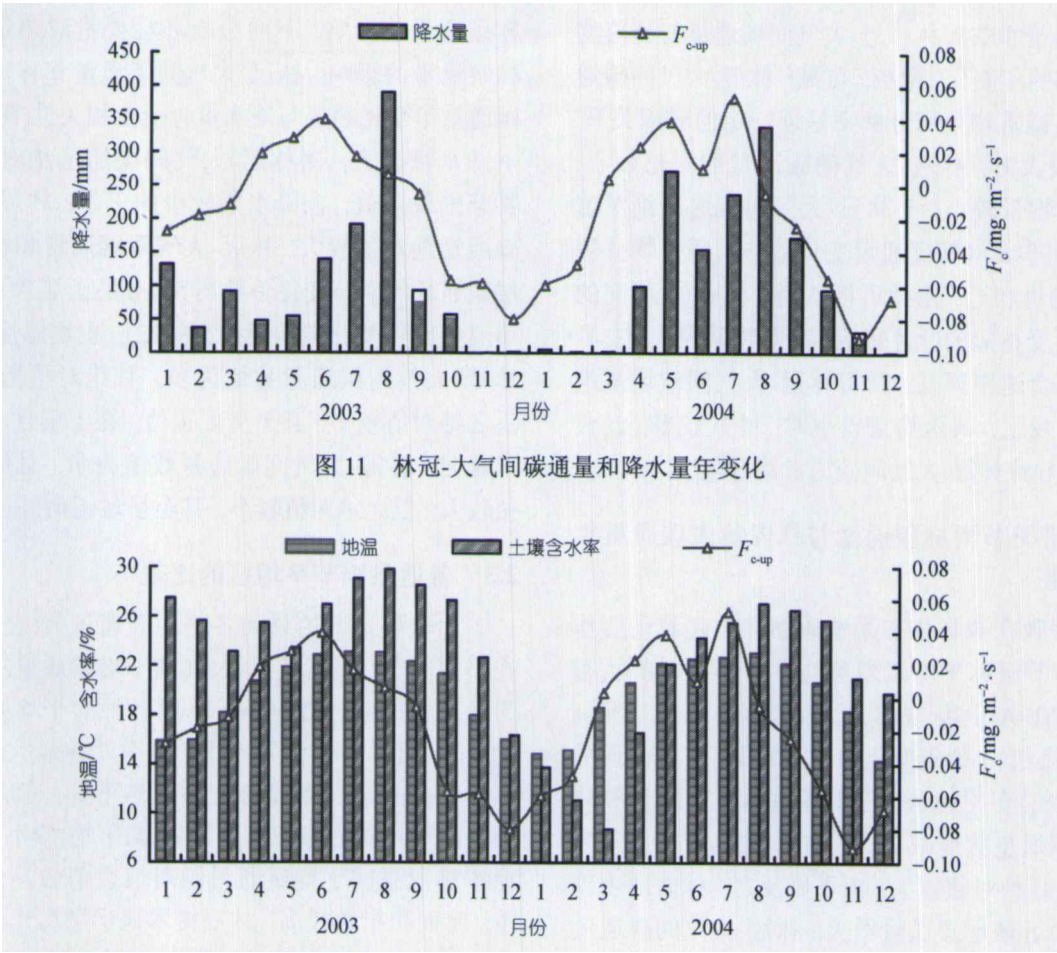


图 11 林冠-大气间碳通量和降水量年变化

图 12 土壤温度和含水率与林冠-大气间碳通量年变化

表 2 平均碳通量值及叶面积指数($\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)

	昼 间						LAI-c	LAI-all
	F_{c-upm}	P_{n-up}	P_{n-down}	F-A	F-B	F-B-A		
雾凉季	-0.1355	0.1710	0.0048	0.0784	0.1006	0.0247	1.73	5.51
干热季	-0.0673	0.1515	0.0154	0.0737	0.0911	0.0175	1.25	3.83
雨季	-0.0950	0.2922	0.0068	0.1038	0.1466	0.0423	1.93	5.22
	夜 间						LAI-c	LAI-all
	F_{c-upm}	P_{n-up}	P_{n-down}	F-A	F-B	F-B-A		
雾凉季	0.0215	0.0332	0.0074	0.0784	0.1006	0.0202	1.73	5.51
干热季	0.0779	0.0482	0.0349	0.0737	0.0911	0.0454	1.25	3.83
雨季	0.0975	0.0319	0.0226	0.1038	0.1466	0.0320	1.93	5.22

值绝对值较小。

从夜间各季节碳通量的平均值(表 2)可见, 林冠-大气间夜间平均碳通量(F_{c-upm})均为正值。在干热季和雨季, 由于雾露水减少, 林冠-大气间夜间平均碳通量大于林冠树木的暗呼吸(R_{c-up}), 但小于植物暗呼吸和土壤碳通量之和; 值得注意的是雾凉季林冠-大气间的碳通量的数值小于林冠树木的暗呼吸; 如果再考虑地表碳通量(F-B)的影响, 差异将更大。由此是否可以推论, 在雾凉季由于西双版纳热带季节雨林存在较浓厚的雾, 大气层结十分稳定, 导致树木呼出的 CO_2 难以向上传递, 而是受到重力的影响下沉; 同样原因, 地表碳通量也无法影响到林冠-大气间,

使得林冠-大气间夜间碳通量较小。另外, 实测数据表明: 夜间地表平均碳通量的数值较高, 但如何影响高大树木构成的热带季节雨林林冠-大气间的碳通量还有待于进一步探讨。

3 讨论与结论

3.1 讨论

热带雨林的碳汇/源问题一直是研究的热点, 大部分研究表明热带雨林是一个碳汇。如 Tian 对巴西热带森林的模拟分析结果, 表明巴西热带森林生态系统是大气的一个碳汇^[14]; Fan 对亚马逊热带雨林 CO₂ 通量的直接观测表明, 该地区至少是个 CO₂ 汇^[15], 其他一些研究也表明该地区全年都可能是碳汇^[11,16,17]。Philips 在亚马逊进行的长期实验调查确定了热带碳汇的存在^[18]; 马来半岛热带雨林的短期观测结果表明, 至少在观测期间热带雨林是 CO₂ 的汇, 对生物圈的 CO₂ 的吸收起着重要的作用^[19]。但是 Saleska 对亚马逊热带雨林 2 个站点的研究发现净生态系统交换在干季和雨季有相反的变化趋势, 雨季 NEE 为正值, 热带雨林呈现碳源效应^[13]。Houghton 用长期资料估算了热带地区由于森林砍伐和火灾向大气中排放的 CO₂ 量, 结果表明热带森林是大气 CO₂ 的一个重要源^[12]。本研究中西双版纳热带季节雨林林冠-大气间碳通量年变化趋势在不同季节呈现不同的汇/源效应, 雨季为正值, 干季为负值, 与 Saleska 的观测结果^[13]有相似之处; 但年平均为碳汇效应。

森林生态系统碳通量受到多种因素的影响, 西双版纳热带季节雨林多处于复杂地形之中, 导致其通量变化更加复杂。由以上分析可以认为, 林冠-大气间的碳通量主要受林冠的叶片影响, 凋落物量较大时, 叶片减少, 光合速率降低, 使得林冠-大气间碳通量绝对值减小; 反之, 凋落物量较小时, 叶片较多, 光合速率增加, 导致林冠-大气间碳通量绝对值增大; 而林内近地层碳通量, 受地面影响较大, 凋落物分解量较大时, CO₂ 排放较多, 使得林内近地层碳通量数值增大, 这与 Goulden 和 Vourlitis^[20,21]在亚马逊热带森林的研究结果相似。从回归方程式的截距(图 4)可知, 干季的截距($0.0886\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)远小于雨季($0.4292\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), 由此可知, 在昼间, 除林冠主要树种光

合速率之外, 还有其他因素影响林冠-大气间碳通量; 即在光合速率为 0 时, 其他因素综合效应产生的碳通量干季为 $0.0886\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$; 雨季其数值可达 $0.4292\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$; 且其数值均为正值, 显示其他因素综合效应产生的碳通量是从林冠传向大气, 说明热带季节雨林具有抵消植物光合作用碳汇功能的其他碳源因素所起的作用雨季大于干季, 这可解释为什么雨季热带季节雨林呈现碳源效应。

林冠-大气间碳通量与林内地表碳通量存在显著相关关系(图略), 但在不同季节林冠-大气间碳通量受林内地表碳通量的影响大小存在差异, 如在地表覆盖状态仅为土壤(F-A), 地表碳通量数量约在 $0.10\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下时, 林冠-大气间碳通量为负值, 当大于 $0.10\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 时林冠-大气间碳通量为正值; 而地表覆盖状态为土壤+凋落物(F-B)时, 其数值增大, 为 $0.15\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, 显示了在林内地表碳通量较小时, 林冠-大气间碳通量方向主要是受树木光合作用的影响, 可是当林内地表碳通量较大时, 土壤呼吸成为影响林冠-大气间碳通量方向的重要因子之一, 导致了热带季节雨林生态系统碳通量呈现特殊分布。

热带雨林的碳通量一般数值较小, 日变化和季节变化程度均不大^[11,19]。本研究表明西双版纳热带季节雨林林冠-大气间的碳通量日均值在雨季多为正值, 呈现碳源效应; 干季多为负值, 显示出碳汇效应。其原因初步分析如下: 在西双版纳的雾凉季, 由于处于干季前期, 树木仍保持枝繁叶茂状态(图 6), 加之晴好天气较多, 光合有效辐射保持较大值(图 8), 树木光合速率也具有较大值(图 3), 加之凋落物量的减少, 残留物分解速率降低(图 9), 地表碳通量(土壤呼吸)数值较小(图 10), 夜间植物暗呼吸不大, 特别是林内低矮植物的暗呼吸较小(表 2), 导致林冠-大气间碳通量为负值(图 2), 呈现碳汇效应; 对于林内近地层碳通量, 主要是受林内地表碳通量的影响, 仍为正值, 但其数值较小(图 2), 特别在 12~2 月, 出现最小值。

西双版纳地区干热季, 晴天较多, 太阳辐射较强(图 8), 使得气温升高, 湿度降低, 受其影响, 热带季节雨林树木大量落叶(图 7), 使得冠层树木的光合速率下降(图 3, 表 2), 凋落物大量出现(图 9), 但是由于降水较少(图 11), 土壤含水量和地温均较低(图 12),

限制了凋落物的分解(图 9), 使得林内地表碳通量(土壤呼吸)处于较小值(9); 导致林冠-大气间碳通量数值较小, 接近于平衡状态(图 2).

随着雨季到来, 降水量增加(图 11), 树木叶片大量萌生, 叶面积指数增大(图 6), 但是受云雨的影响, 光合有效辐射数值虽然有较大值(图 8); 但是林冠树木的光合速率并非很强(图 3), 而土壤水分增大, 温度升高(图 12), 对凋落物及腐殖质的分解极为有利, 干季后期形成的大量凋落物(图 9), 进入高温、高湿的雨季大量分解(图 9), 造成林内地表碳通量数值增大(图 10), 进一步抵消了树木的光合作用吸收 CO_2 的效应, 使得雨季昼间林冠-大气间碳通量绝对值数值减小; 夜间由于植物光合作用转为呼吸作用, 进一步加大了生态系统 CO_2 的排放, 致林冠-大气间碳通量出现正值(图 2)致使森林生态系统显现碳源效应. 因此可以认为地表碳通量(土壤呼吸)是植物光合作用之外的影响林冠-大气间碳通量另一主要因素.

西双版纳热带季节雨林特殊的生态环境条件及其碳交换过程的季节变化特征, 导致了林冠-大气间碳通量的季节变化呈现出独特的变化规律: 干季多为负值, 绝对值较大; 雨季多为正值, 数值较小. 但其年平均值为负值($-0.0149 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), 仍呈现为碳汇效应.

3.2 结论

(1) 西双版纳热带季节雨林碳通量的数值较小, 与亚马逊中部热带雨林^[11]和马来半岛热带雨林^[19]相似; 但年变化趋势较为特殊, 呈现与多数森林生态系

统观测结果相反的变化趋势, 表现为林冠-大气间碳通量干季(11~4 月)为负值, 呈现碳汇效应; 而雨季(5~10 月)多为正值, 表现出弱碳源效应, 与 Saleska 的研究结果^[13]有共同之处; 但年平均为碳汇效应.

(2) 林冠树种在昼间具有较强的光合作用效应, 对昼间林冠-大气间碳通量有较大的贡献, 冠层植物与林内低矮植物的光合速率和林冠-大气间碳通量有显著的相关关系.

(3) 热带季节雨林林内不同覆盖状态的地表碳通量(土壤呼吸)具有明显的季节变化, 且与林冠-大气间碳通量有较好的相关关系, 对热带季节雨林生态系统碳通量年变化起着重要作用.

(4) 热带季节雨林碳通量与凋落物量、凋落物分解速率、降水量、土壤含水率和土壤温度均有较好的相关关系, 显示了热带季节雨林碳通量受到多种因素的影响.

由于西双版纳热带季节雨林受西南季风和地理位置影响, 形成了独特的地方气候, 导致植物生理作用、土壤环境特征都与其他地方有差异. 如何进一步解释植物生理生态和气候、土壤环境特征的相互作用, 及其对西双版纳热带季节雨林碳通量的影响和所导致的热带季节雨林林冠-大气间碳通量特殊的年变化特征, 将是下一步研究的重点.

致谢 本研究得到中国科学院西双版纳热带森林生态系统定位研究站大力支持和帮助, 生态站的刘梦男, 周志华, 曹必忠, 陈德富, 鲁云, 李庆华等和硕士研究生栗中飞参加了观测, 在此表示感谢.

附表: 参数表

参数	含义及获取方法	参数	含义及获取方法
F	地表碳通量(土壤呼吸)(静态箱-气相色谱法)	LAI	叶面积指数(LAI-2000 观测值)
F-A	土壤表面碳通量	LAI-c	顶冠层叶面积指数(21.8 m 与 32.8 m 观测值之差)
F-B	土壤+凋落物地表面碳通量	LAI-all	整层叶面积指数(3.8 m 处观测值)
F-C	土壤+凋落物+低矮植物地表面碳通量	P_n	植物光合速率(LI-6400 观测值)
F-B-A	凋落物地表面碳通量(F-B 与 F-A 之差)	P_{n-up}	冠层树种光合速率(树冠 3 层加权平均)
F-C-B	低矮植物地表面碳通量(F-C 与 F-B 之差)	P_{n-down}	林内低矮植物光合速率(林内 4 种树木平均)
F_c	植被-大气间碳通量(涡度相关法)	R_c	植物暗呼吸(光合曲线拟合)
F_{c-up}	林冠-大气间碳通量(48.8m 处观测值平均)	R_{c-up}	冠层树种暗呼吸(树冠 3 层加权平均)
F_{c-upm}	林冠-大气间晴天月平均碳通量(每月晴天平均值)	R_{c-down}	林内低矮植物暗呼吸(林内 4 种树木平均)
F_{c-down}	近地层植被-大气间碳通量(4.8m 处观测值平均)	PAR	光合有效辐射

参 考 文 献

- 1 Detwiler R P, Hall C A S. Tropical Forests and the Global Carbon Cycle. *Science*, 1988, 239: 42—47
- 2 Skole D, Tucker C. Tropical deforestation and habitat fragmentation in the Amazon: satellite data from 1978 to 1988. *Science*, 1993, 260: 1905—1910
- 3 Bolin B, Sukumar R, Ciais P, et al. IPCC Special Report on Land Use, Land-Use Change and Forestry, chapter 1: Global Perspective. Cambridge: Cambridge University Press, 2000
- 4 Prentice I C, Farquhar G D, Fasham M J R, et al. The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide, chapter 3: IPCC Climate Change 2001, Working Group I, The scientific basis. Cambridge: Cambridge University Press, 2001
- 5 Tans P, White J W C. In the equilibrium aspect, because of some helps that come from the plants. *Science*, 1998, 281: 183—184
- 6 Kauppi P E, Mielikainen K, Kuusela K. Biomass and carbon budget of European forests. 1971 to 1990. *Science*, 1992, 256: 70—74
- 7 Dixon R K S, Brown R A, Houghton A M, et al. Carbon pools and flux of global forest ecosystems. *Science*, 1994, 263: 185—190
- 8 Keeling R F, Piper S C, Heimann M. Global and hemispheric CO₂ sinks deduced from changes in atmospheric O₂ concentration. *Nature*, 1996, 381: 218—221
- 9 Keeling C D, Chin J F S, Whorf T P. Increased activity of northern Vegetation inferred from atmosphere CO₂ measurements. *Nature*, 1996, 382: 146—149
- 10 Whittaker R H, Likens G E. The biosphere and man. In: Lieth, H, Whittaker R H, Eds. *Primary Productivity of the Biosphere*. New York: Springer, 1975. 305—328
- 11 Malhi Y, Nobre A D, Grace J, et al. Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest. *J Geophys Res*, 1998, 130 (D24): 31593—31612
- 12 Houghton R A. Terrestrial carbon storage: Global lessons for Amazonian research. *Ciencia e Cultura Sao Paulo*, 1997, 49: 58—72
- 13 Saleska S R, Miller S D, Matross D M, et al. Carbon in Amazon Forests: Unexpected Seasonal Fluxes and Disturbance-Induced Losses. *Science*, 2003, 302: 1554—1557
- 14 Tian H, Mellilo J M, Kichilghter D W, et al. Effects of interannual climate variability on carbon storage in Amazonian ecosystems. *Nature*, 1998, 396: 664—667
- 15 Fan S M, Wofsy S C, Bakwin P S, et al. Atmosphere—biosphere exchange of CO₂ and O₃ in the Central Amazon forest. *J Geophys Res*, 1990, 95 (D10): 16851—16864
- 16 Grace J, Lloyd J, McIntyre J, et al. Fluxes of carbon dioxide and water vapour over an undisturbed tropical forest in south-west Amazonia. *Global Change Biology*, 1995, 1: 1—12
- 17 Grace J, Lloyd J, McIntyre J, et al. Carbon dioxide uptake by an undisturbed tropical rain forest in southwest Amazonia 1992—1993. *Science*, 1995, 270: 778—780
- 18 Philips O, Malhi Y, Higuchi N, et al. Changes in the carbon balance of tropical forests: Evidence from longterm plots. *Science*, 1999, 282: 5388—5389
- 19 Yasuda Y, Ohtani Y, Watanabe T, et al. Measurement of CO₂ flux above a tropical rain forest at Pasoh in Peninsular Malaysia. *Agriculture and Forest Meteorology*, 2003, 114: 235—244
- 20 Goulden M L, Miller S D, Da Rocha H R, et al. Diel and seasonal patterns of tropical forest CO₂ exchange. *Ecological Applications*, 2004, 14 (4) Supplement: 42—54
- 21 Vourlitis G L, Filho N P, Hayashi M M S, et al. Effects of meteorological variations on the CO₂ exchange of a Brazilian transitional tropical forest. *Ecological Applications*, 2004, 14 Supplement: 89—100
- 22 Grace J, Malhi Y, Lloyd J, et al. The use of eddy covariance to infer the net carbon dioxide uptake of Brazilian rain forest. *Global Change Biology*, 1996, 2: 209—217
- 23 曾庆波, 李意德, 陈步峰, 等著. 热带森林生态系统研究与管理. 北京: 中国林业出版社, 1997. 186—190
- 24 李意德, 吴仲民, 曾庆波, 等. 尖峰岭热带山地雨林群落生产和二氧化碳净同化增长量的初步研究. *植物生态学报*, 1998, 22(2): 127—134
- 25 陈步峰, 林明献, 李意德, 等. 海南尖峰岭热带山地雨林近冠层 CO₂ 及通量特征研究. *生态学报*, 2001, 21(12): 2166—2172
- 26 陈步峰, 李意德, 林明献, 等. 热带山地雨林 CO₂ 浓度环境的时空梯度特征. *生态学报*, 2001, 21(12): 2089—2095
- 27 张一平, 赵双菊, 赛军霞, 等. 热带季节雨林热力效应时空分布特征初探. *北京林业大学学报*, 2004, 26(4): 1—7
- 28 张一平, 赵双菊, 于贵瑞, 等. 西双版纳热带季节雨林干热季林冠上小气候特征及 CO₂ 通量的观测. *生态学报*, 2005, 25(10): 2540—2549
- 29 沙丽清, 郑 征, 唐建维, 等. 西双版纳热带季节雨林的土壤呼吸研究. *中国科学 D*, 2004, 34(增刊 II): 167—174
- 30 Dou Junxia, Zhang Yiping, Feng Zongwei, et al. Variation in photosynthetic photo flux density within a tropical seasonal rain forest of Xishuangbanna, South-western China. *J Environmental Sciences*, 2005, 17(6): 966—969
- 31 Whitmore T C. *Tropical Rain Forests of the Far East*. Oxford, UK: Clarendon, 1975. 1—282
- 32 中国植被编辑委员会. *中国植被*. 北京: 科学出版社, 1980. 363—397
- 33 任泳红, 曹 敏, 唐建维, 等. 西双版纳季节雨林与橡胶多层林凋落物动态的比较研究. *植物生态学报*, 1999, 23(5): 418—425
- 34 张克映. 滇南气候的特征及其形成因子的初步分析. *气象学报*, 1966, 33(2): 210—230
- 35 Vourlitis G L N, Priante Filho M M S, Hayashi J DE S et al. Seasonal variations in the net ecosystem CO₂ exchange of a mature Amazonian transitional tropical forest. *Functional Ecology*, 2001,

- 15: 388—395
- 36 Baldocchi D D. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems- past, present and future. *Global Biology Change*, 2003, 9: 479—492
- 37 Lee X. On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1998, 91: 39—50
- 38 Massman W J X. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2002, 113: 121—144
- 39 Wang Y, Wang Y. Quick measurement of CO₂, CH₄ and N₂O emission from agricultural ecosystem. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2003, 20(5): 842—844
- 40 王跃思, 刘广仁, 王迎红, 等, 一台气相色谱仪同时测定陆地生态系统 CO₂, CH₄ 和 N₂O 排放. *环境污染治理技术与设备*, 2003, 4(10): 84—90