

南亚热带针阔混交林土壤热通量研究

王旭^{1,2}, 周国逸^{1*}, 张德强¹, 王春林^{1,2}

1. 中国科学院华南植物园, 广东 广州 510650; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100101

摘要: 运用土壤热通量板、常规微气象观测系统等设施对鼎湖山针阔混交林的土壤热通量和微气象因子进行了系统研究, 结果表明, 不同热通量板测值之间的差异可达 10% 以上。在中小时间尺度(1 月)上, 土壤热通量板上层土壤贮热均不能忽略, 否则所测算的表层土壤热通量会产生较大误差, 甚至发生热通量传递方向逆转的情况。5 cm 深度处和表层土壤热通量的日变化均呈“S”形, 且前者相位后移 0.5~1 h。旱季土壤为热源而雨季为热汇, 表层土壤年总热通量为 $-0.44 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$, 说明就全年尺度而言, 土壤是热源。表层土壤热贮量月变动范围为 $-0.14 \sim 0.20 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$, 是 5 cm 深度处土壤热通量的 $-11.0\% \sim 1.3\%$ 。表层土壤热通量月总值占净辐射的比例变动范围为 $-12.0\% \sim 3.3\%$, 由于能量平衡大多在较小时间尺度上进行比较, 故必须准确考察土壤热通量的变化, 否则会极大地影响能量平衡。在 0.5 h 尺度上, 表层土壤热通量与 2.5 h 前的冠层净辐射回归方程相关性最好, 达极显著水平, 说明鼎湖山针阔混交林土壤热通量对冠层净辐射的反馈要延滞约 2.5 h。

关键词: 南亚热带; 针阔混交林; 土壤热通量; 能量平衡;

中图分类号: S152.8

文献标识码: A

文章编号: 1672-2175 (2005) 02-0260-06

土壤是植物赖以生存的自然环境, 土壤的热状况直接影响着植物的生长发育乃至更大时空尺度上生态系统的恢复和群落的演替进程。热通量作为主要的土壤物理参量, 是森林生态系统能量平衡方程中的重要组成部分, 在很大程度上影响着系统的能量闭合程度。

以往土壤热通量的研究主要集中于农田和裸地^[1~3], 对于森林, 尤其是热带、南亚热带森林, 由于林地土壤性质和含水量等的水平变化, 冠层和地形不均一, 土壤热通量时空差异较大, 而测试手段有限等原因, 研究较少, 在仅有的一些研究中, 土壤热通量数据多通过理论计算公式得到, 未曾进行实际观测, 且多局限于部分时间段, 缺乏系统、完整的观测研究结果^[4~6]。中科院鼎湖山森林生态系统定位研究站多年来一直坚持系统能量状况方面的定位观测研究, 设置了土壤热通量板和微气象观测塔, 结合林地上空及内部各层次微气象因子, 对土壤热通量进行了系统的观测, 本文是 2003 年一年的观测研究结果。

1 研究地概况

鼎湖山自然保护区位于广东省肇庆地区, 地理坐标为 $112^{\circ}30'30'' \sim 112^{\circ}33'41''$, 北纬 $23^{\circ}09'21'' \sim 23^{\circ}11'30''$, 主要为丘陵和低山, 属南亚热带季风湿润型气候, 4~9 月为雨季, 10~3 月为旱季,

年平均气温 20.9°C , 年平均相对湿度为 81.5%, 多年平均降雨量为 1900 mm。

气象观测塔位于保护区核心区的针阔混交林样地内, 该林分属于针阔混交林演替后期, 土壤类型为赤红壤, 土层厚度约 60 cm, 优势树种为荷树 (*Schima superba*)、锥栗 (*Castanopsis chinensis*) 和马尾松 (*Pinus massoniana*), 平均树高约 17 m, 郁闭度为 0.7, 叶面积指数 (Leaf area index, LAI) 为 4.00, 是目前保存下来的较为典型的南亚热带针阔混交林生态系统。

2 研究方法

2.1 微气象资料的收集

常规气象资料观测设施 (Routine Meteorological Measurement System) 分为地上 7 层和地下 5 层, 地上部分设置在通量观测塔上, 其中第七层 (38 m) 测定净辐射 (CNR-1, KIPP&ZONEN), 土壤温度采用 105-T 和 107-L (CAMPBELL SCIENTIFIC) 测定, 分为 5 cm, 10 cm 等 8 个层次。

2.2 土壤热通量的测定

土壤表面热通量可表示为:

$$G_r = G_{5\text{cm}} + S \quad (1)$$

其中, 5 cm 深度以上土壤贮热量

$$S = C_V (\Delta T / \Delta t) \delta Z$$

C_V 是土层平均的容积热容量 ($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$), $\partial T / \partial t$

基金项目: 国家重点基础研究发展计划 (2002CB1115); 中国科学院重要方向项目 (KSCX2-SW-120); 中国科学院重大项目 (KZCX1-SW-01-01A3)

作者简介: 王旭 (1977-), 男, 博士研究生, 主要研究方向为森林生态系统生态学。E-mail: wxdick@scbg.ac.cn

*通讯作者 (Author for correspondence), E-mail: gyzhou@scbg.ac.cn

收稿日期: 2004-12-17

是该层土壤温度随时间的平均变化率 ($K \cdot s^{-1}$), δZ 是土层厚度 (m) [7]。

5 cm 处的土壤热通量 (G_{5cm}) 采用土壤热通量板 (SHFP, Delft, Holland Hukseflux) 进行测定, 选取具有代表性的测点, 分别埋设于距土表 5 cm 深度处, 取其平均值即为该层次土壤热通量。

本文研究选取的观测资料为 2003 年 1 月 1 日至 2003 年 12 月 31 日一年的数据, 所有数据均为半小时内的平均值。

3 结果与分析

3.1 土壤热通量的测算

3.1.1 不同土壤热通量板测值的差异

土壤热通量板的日变化趋势完全相同, 呈波浪型, 在 2003 年 12 月, 土壤热通量均为负值, 于早上 8:30 达到土壤热通量数值上的最大值, 而达到最小值的时间范围则在 15:00~16:30 之间 (图 1)。这一方面说明热通量板埋设的深度一致, 所以测定的土壤热通量变化趋势相同, 在时间上没有延滞现象发生, 另一方面, 该期间热通量为负值, 表示能量由土壤向地表传输, 土壤是热源。

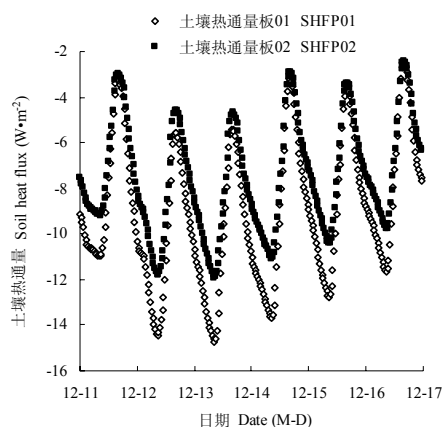


图 1 不同土壤热通量板测值的比较

Fig. 1 Comparison of the heat fluxes measured by different heat flux planks

土壤热通量板 01、02 的测值也有明显差异, 在 2003 年 12 月, 差值平均为 $1.00 W \cdot m^{-2}$, 最大可达 $3.21 W \cdot m^{-2}$, 相对于该期间两土壤热通量板的平均测值 ($-6.27 W \cdot m^{-2}$, $-5.27 W \cdot m^{-2}$) 和最大值 ($-16.62 W \cdot m^{-2}$, $-13.72 W \cdot m^{-2}$) 而言, 差异均在 10% 以上, 说明即使在同一层次土壤中, 不同点的土壤热通量也存在着较大差异。这可能是由森林土壤结构、性质和含水量的水平变化, 以及冠层的不均一所导致的土壤表面辐射状况差异所引起 [8], 此外坡度、坡向也会对土壤外部热状况和传输产生影响, 在南亚热

带山地自然林中尤其如此。故尽管使用热通量板测定土壤热通量的方法简单, 结果较为准确, 但热通量板的结构、安装、校正等需要给予特别注意 [9]。而霜冻、降水下渗及田鼠等一些动物和昆虫的活动都可能使通量板的位置发生偏移, 为了准确测量土壤热通量, 应选择有代表性的点, 在精确设定土壤深度的情况下, 综合考虑地形、植被覆盖和土壤本身的因素埋设土壤热通量板, 采用多点的平均值进行计算, 尽可能减小由于代表性不足所导致的差异, 并可将不同土壤热通量板测值变化趋势是否相同作为判断热通量板埋设准确与否的标准之一。

3.1.2 不同层次土壤热通量的差异

采用 SHFP 直接测定地表热通量的理想情况是将其埋设在尽可能浅的地表, 然而, 土壤热通量板上面的土壤会与下面的土壤失去接触, 隔断物质和能量的交换, 特别是水分的正常迁移, 从而与周围土壤相比, 水分状况和热状况都会产生差异, 故当 SHFP 埋设过浅时, 对土壤小环境的影响较大, 不能准确反映土壤的热状况。为了消除这些影响, 一

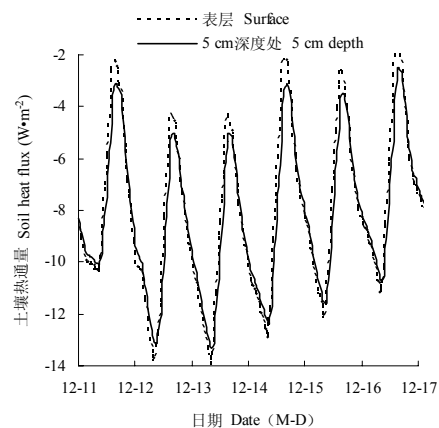


图 2 不层次土壤热通量比较

Fig. 2 Comparison of heat fluxes of the surface soil layer and that of 5 cm deep soil layer

般将 SHFP 埋设在地面 1 cm 以下的土壤中 [10], 其测值仅为浅层某一深度土壤的热通量。而地表和某一深度处的土壤热通量在数值和变动趋势上存在着明显差异 (图 2), 有时甚至热通量传递方向也不相同。鼎湖山针阔混交林表层土壤热贮量年平均值为 $0.013 W \cdot m^{-2}$, 变动范围为 $-4.51 W \cdot m^{-2}$ (9 月 16 日 0:00) ~ $8.47 W \cdot m^{-2}$ (9 月 20 日 14:30), 与之相应, 5 cm 处土壤热通量平均值为 $-0.454 W \cdot m^{-2}$, 前者是后者的 2.9%, 变动范围为 $-20.47 W \cdot m^{-2}$ (3 月 7 日 6:00) ~ $18.52 W \cdot m^{-2}$ (7 月 27 日 14:30)。尽管在年的尺度上, 表层土壤热贮量占 5 cm 处土壤热通

量的比例较小,但在 0.5 h 尺度上,特别是通量较微弱的情况,却可占很大比重,故在较小的尺度上考察土壤热通量时,必须考虑土壤热贮量的变化。全球通量观测网络 (FLUXNET) 的相关研究也显示,即使热通量板安放在离地表很近的地方,上层土壤的热贮量也可能较大,不能忽略,在冠层稀疏的时候尤其如此^[11, 12]。

除了土壤热贮量外,有报道指出,当 SHFP 埋设位置较浅,位于土壤净蒸发区内或上方时,忽略土壤热通量板下的潜热也会造成很大误差^[7]。但考虑到鼎湖山热通量板埋设深度 (5 cm) 比相关报道的土壤潜热发生层次 (2~3 cm 左右) 深^[13],可认为在鼎湖山,土壤潜热仅发生于热通量板以上层次,不必进行潜热订正,在测算土壤热通量时,仅考虑表层土壤热贮量和 5 cm 处土壤热通量即可。

3.2 不同季节土壤热通量的日变化

旱季和雨季,表层和 5 cm 处土壤潜热通量的日均变化均呈“S”形 (图 3);考虑符号的影响,

白昼,表层土壤热通量均大于 5 cm 处,夜间和凌晨则相反;表层土壤正向 (能量由系统地上部分向土壤传递) 和负向 (能量由土壤向系统地上部分传递) 的最大潜热通量绝对值均大于 5 cm 处。

同时,不同季节的潜热通量在数值上和日变化趋势上都有明显差异。旱季,土壤表层潜热通量平均值为 $-3.20 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,于 15:30 达到正向的最大值 ($1.58 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$),8:00 达到负向的最大值 ($-6.52 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$)。而雨季,土壤表层潜热通量平均值为 $2.30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,于 14:30 达到正向最大值 ($7.96 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$),7:30 达到负向的最大值 ($-1.65 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$)。日变化规律与干烟洲人工林站亚热带红壤丘陵区人工林的研究结果相似^[14]。表层土壤潜热通量平均值旱季为负而雨季为正,且在绝对值上前者的正向最大值小于后者,而负向最大值大于后者,均说明相对系统地上部分而言,旱季表层土壤为热源而雨季为热汇,这与鼎湖山雨热同季的季风性气候有关。旱季土壤表层潜热通量达到 (正向和负向) 绝对值最大

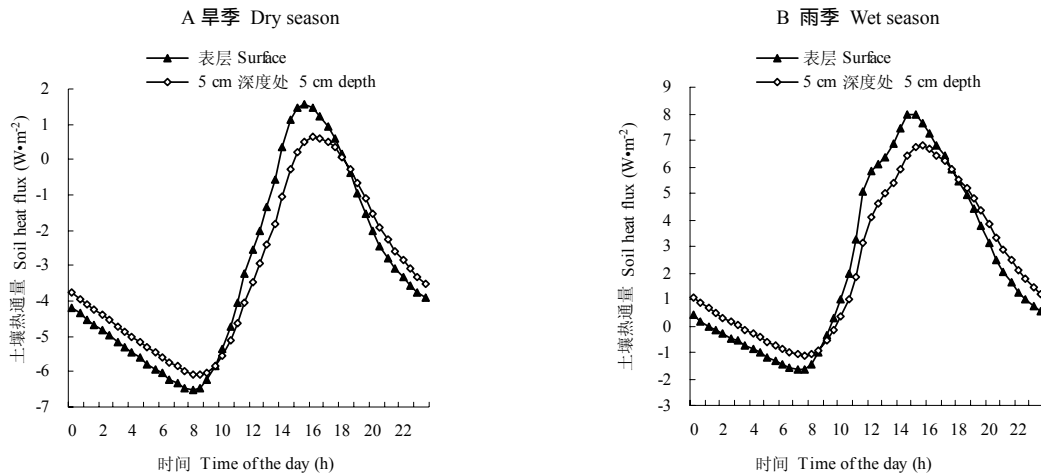


图 3 不同季节土壤潜热通量的日变化比较

Fig. 3 Average diurnal courses of soil heat fluxes in different seasons

值的时间均比雨季晚 0.5~1 h,可能主要是因为旱季日出时间略晚,使得净辐射为正的的时间和达到最大值的时间也偏晚,此外,旱季土壤含水率小于雨季,其导热率相应减小,也可能是原因之一。

旱季,5 cm 深度处土壤热通量平均值为 $-3.21 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,于 16:00 达到正向的最大值 ($0.62 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$),8:30 达到负向绝对值的最大值 ($-6.10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$)。而雨季,热通量平均值为 $2.29 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,于 15:30 达到正向最大值 ($6.78 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$),7:30 达到负向绝对值的最大值 ($-1.13 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$)。呈现与表层土壤类似的规律,且相位后移,达到各极值的时间比对应的表层土壤大都推迟 0.5 h~1 h,可能是因为能量传递需要

一定时间,所以较深处的土壤热通量变化也相应延滞。同时,就绝对值而言,旱季 5 cm 处土壤热通量大于表层,而雨季则小于表层。这是因为旱季土壤是热源,能量由土壤深层传向表层,在传递过程中,5 cm 厚度的表层土层会贮存一部分热量,所以土壤表面热通量比深层小。而雨季则正好相反,土壤是热汇,能量由系统向土壤深层传递,由于表层土层贮热的效应,使得热通量值大于 5 cm 处。

3.3 土壤热通量的年变化

表层土壤的月热通量总值在旱季均为负值,雨季均为正值 (图 4),负向绝对值最大值出现在 12 月 ($-15.26 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$),正向最大值出现在 7 月 (9.86

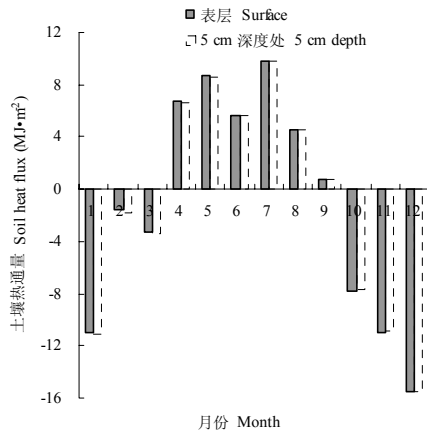


图4 土壤热通量年变化

Fig. 4 The annual variations of the soil heat fluxes

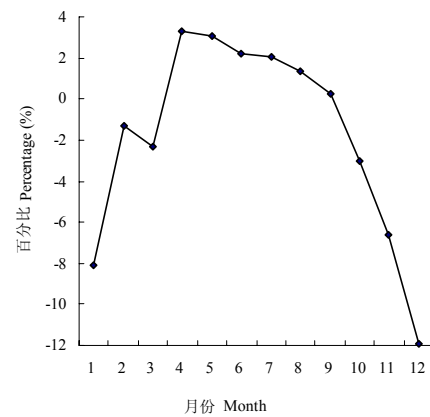


图5 表层土壤热通量月总值占净辐射的比例

Fig. 5 The annual variations of the percent of surface soil heat flux to net radiation

$\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$), 说明相对系统的地上部分而言, 旱季各月土壤是热源, 能量由土壤向地上部分传播, 雨季则刚好相反, 这与前面不同季节土壤热通量的平均日变化研究结果相同。就绝对值而言, 最小值出现在 9 月 ($0.75 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$), 表层年总土壤热通量为 $-0.44 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, 说明就全年尺度而言, 土壤是热源。

5 cm 处土壤热通量负向绝对值的最大值出现在 12 月 ($-15.46 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$), 正向最大值出现在 7 月 ($9.75 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$), 绝对值最小值出现在 9 月 ($0.79 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$), 年总量为 $-0.45 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, 呈现与土壤表层相同的规律, 在数值上有所差异, 是表层土壤热通量的 98.7%~112.3%, 而表层土壤热贮量变动范围为 ($-0.14\sim 0.20 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$), 是 5 cm 深度处土壤热通量的 $-11.0\%\sim 1.3\%$, 说明即使是在月尺度上, 忽略表层土壤层热贮量也可能造成较大误差, 故无论是较小的时间尺度 (0.5 h) 还是较大的时间尺度 (1 月) 土壤贮热都不能忽略, 否则会对能量平衡程度造成很大影响^[15]。

3.4 与净辐射的关系

3.4.1 土壤热通量占净辐射的比例

表层土壤热通量月总值占净辐射的比例在一年中大致呈现弧形变化, 雨季为正值, 旱季为负值 (图 5), 由于净辐射始终为正, 故其符号受土壤热通量方向变化的影响。从 1 月的 -8.1% 开始, 绝对值下降到 2 月的 -1.3% , 3 月略有上升 (-2.3%)。从 4 月开始成为正值, 并达到一年中正向的最大值 (3.3%) 随后开始稳步下降, 在 12 月达到负值, 也是一年中数值的最大值 (-12.0%), 在月尺度上, 其变化范围大于冠层较密的森林 ($3\%\sim 6\%$)^[16], 略小于温带油松林 ($4.5\%\sim 15\%$)^[17], 这可能与混交林 LAI 介于二者之间, 进入林中的辐射通量以及林地

土壤的导热性等也介于冠层密闭森林和人工针叶林之间有关。就全年尺度而言, 表层土壤热通量 ($-13.75 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$) 仅为净辐射 ($2799.09 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$) 的 -0.49% , 5 cm 处土壤热通量 ($-14.17 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$) 为 -0.50% , 土壤热通量似乎微不足道, 然而由于能量平衡大多在较小时间尺度上进行比较, 故必须准确考察土壤热通量的变化, 否则会极大地影响能量平衡程度。

3.4.2 土壤热通量与净辐射的回归关系

对土壤热通量月均值 (Y) 和冠层净辐射 (X) 进行回归分析:

$$Y=0.056X-14.276, R^2=0.4898, F=9.60, P=0.0113, n=12, \text{达显著水平。}$$

在 0.5 h 尺度上:

$$Y=0.0106X-1.4395, R^2=0.1278, F=2511.38, P<0.0001, n=17136, \text{达极显著水平。}$$

若将延滞的土壤热通量与冠层净辐射进行相关性分析, 发现延滞 2.5 h 的土壤热通量与净辐射的相关性最高, 回归方程为:

$$Y=0.0159X-1.9053, R^2=0.2883, P<0.0001, n=17131, \text{也达极显著水平。}$$

这说明土壤热通量对净辐射的反馈要延滞约 2.5 h, 这与前面对旱季雨季土壤热通量日变化趋势的研究结果相同。

其余一些在稀疏冠层和农田土壤的研究发现的二者回归关系更为紧密, 相关系数可达 $0.83\sim 0.95$ ^[8, 17], 可能是由于植被覆盖程度不高, 使得更多比例的净辐射到达地表, 系统受外界的影响更剧烈, 同步程度也高。运用净辐射估算土壤热通量是行之有效的办法, 但由于植被覆盖对土壤热通量的影响较大, 故使用时必须慎重, 应该引入 LAI

等表征植被覆盖程度的因子才能取得较好的动态计算效果,在植被情况随季节变化比较大的区域尤其如此。

4 结论

为了准确测量土壤热通量,应综合考虑地形、植被覆盖和土壤本身的因素选择有代表性的点,采用多点的平均值进行测算,而在不规则地形中,还应注意坡度和坡向的影响,尽可能减小由于代表性不足所导致的差异,可以将测值日变化趋势是否一致作为判断热通量板埋设方式正确与否的标准。应准确估算热通量板上方的土壤贮热,将其与土壤热通量板测值之和作为表层土壤的热通量。此外,当通量板埋设较浅而土壤蒸发剧烈的时候还要根据实际情况决定是否考虑土壤潜热通量的影响^[7]。

旱季和雨季,5 cm 深度处土壤和表层土壤潜热通量的日变化呈现类似的规律,均为“S”形,且前者相位后移 0.5~1 h。表层土壤潜热通量正向和负向绝对值的最大值均大于 5 cm 处。相对系统地上部分而言,旱季表层土壤为热源而雨季为热汇,这与鼎湖山雨热同季的季风性气候有关。

就年尺度而言,土壤是热源,表层年总土壤热通量为 $-0.44 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ 。在月尺度上,表层土壤热贮量是 5 cm 深度处土壤热通量的 $-11.0\%\sim 1.3\%$,说明在中小时间尺度(1月)上土壤贮热均不能忽略,否则所估测的表层土壤热通量会产生较大误差^[17]。

在 0.5 h 尺度上,土壤热通量与 2.5 h 前的冠层净辐射回归方程相关性最好,达极显著水平,说明鼎湖山土壤热通量对冠层净辐射的反馈要延滞约 2.5 h。表层土壤热通量月总值占净辐射的比例为 $-12.0\%\sim 3.3\%$,年总值为净辐射的 -0.49% ,在年尺度上土壤热通量似乎微不足道,然而由于能量平衡大多在较小时间尺度上进行比较,故必须准确考察土壤热通量的变化,否则会极大地影响能量平衡^[11,12]。

参考文献:

- [1] 董振国,于沪宁. 农田作物层环境生态[M]. 北京: 中国农业科技出版社, 1994: 5 - 14.
DONG Z G, YU H L. The ecology of crop canopy[M]. Beijing: Chinese Agriculture Press, 1994: 5 - 14.
- [2] 朱自玺, 方文松, 赵国强, 等. 麦秸和残茬覆盖对夏玉米农田小气候的影响[J]. 干旱地区农业研究, 2000(2): 19 - 24.
ZHU Z X, FANG W S, ZHAO G Q, *et al.* Effects of straw and residue mulching on microclimate of summer corn field[J]. Agricultural Research in the Arid Areas, 2000(2): 19 - 24.
- [3] 许秀娟, 张嵩午. 冷型小麦灌浆期株间温、湿度的变化[J]. 西北农林科技大学学报(自然科学版), 2001, 29(5): 70 - 74.
XU X J, ZHANG S W. A study on soil heat flux of cold type wheat during filling stage[J]. Journal of Northwest Sci-Tech University of Agriculture and Forest (Natural Sciences Edition), 2001, 29(5): 70 - 74.
- [4] 张秉刚, 卓慕临, 骆伯胜, 等. 广东丘陵土壤水热资源及其开发利用[M]. 广州: 广东科技出版社, 1994: 83 - 87.
ZHANG B G, ZUO M L, LUO B S, *et al.* Soil water and heat resource in hills of Guangdong and its utilization[M]. Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press, 1994: 83 - 87.
- [5] 周国逸, 余作岳, 彭少麟. 小良试验站三种生态系统能量平衡的研究[J]. 热带亚热带植物学报, 1999, 7(2): 93 - 101.
ZHOU G Y, YU Z Y, PENG S L. A study on energy balance in three ecosystems at Xiaoliang Experimental Station[J]. Journal of Tropical and Subtropical Botany, 1999, 7(2): 93 - 101.
- [6] 闫俊华. 鼎湖山主要生态系统的水热过程研究及脆弱性初探[D]. 北京: 中国科学院, 2001: 128 - 134.
YAN J H. Studies on water-hat processes and frangibility of the dominating ecosystems in Dinghushan[D]. Beijing: Academia Sinica, 2001: 128 - 134.
- [7] MAYOCCHI C L, BRISTOW K L. Soil surface heat flux: some general questions and comments on measurements[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 1995, 75: 43 - 50.
- [8] 申双和, 崔兆韵. 棉田土壤热通量的计算[J]. 气象科技, 1999, 19(3): 276 - 281.
SHEN S H. Calculation of soil thermal flux in cotton field[J]. Scientia Meteorologica Sinica, 1999, 19(3): 276 - 281.
- [9] KILLBALL B A, JACKSON R D. Soil heat flux determination: A null-alignment method[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 1975, 15: 1 - 9.
- [10] 吴力立. 城市森林土壤温度场的特征. 南京林业大学学报(自然科学版) [J]. 2003, 27(1): 21 - 26.
WU L L. A study on the thermal field of the soil in urban forest[J]. Journal of Nanjing Forestry University (Natural Sciences Edition), 2003, 27(1): 21 - 26.
- [11] KELL W, ALLEN G, EVA F, *et al.* Energy balance closure at FLUXNET sites[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2002, 113: 223 - 243.
- [12] HEUSINKVELD B G, JSCOBS A F G, HOLTSLAG A A M, *et al.* Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2003, 116: 143 - 158.
- [13] 刘国跃, 孙菽芬, 洪钟祥. 沙漠土壤和大气边界层中水热交换和传输的数值模拟研究[J]. 气象学报, 1997, 55(4): 398 - 407.
NIU G Y, SUN S F, HONG Z X. Numerical simulation on water and heat transport in the desert soil and atmospheric boundary layer[J]. ACTA Meteorologica Sinica, 1997, 55(4): 398 - 407.
- [14] 刘允芬, 宋霞, 刘琪, 等. 亚热带红壤丘陵区非均匀地表能量通量的初步研究[J]. 江西科学, 2003, 21(3): 183 - 188.
LIU Y F, SONG X, LIU Q J. *et al.* Preliminary study on surface energy flux over heterogeneous land surface in subtropics red earth hilly region[J]. Jiangxi Science, 2003, 21(3): 183 - 188.
- [15] OGEE J, LAMAUD E, BRUNET Y, *et al.* A long-term study of soil

- heat flux under a forest canopy[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2001, 106: 173 - 186.
- [16] MEULEN M W J, KLAASSEN W. Soil heat flux measurements in an open forest [J]. *Physics and Chemistry of The Earth*, 1996, 21(3): 101 - 105.
- [17] 肖文发. 油松林的能量平衡[J]. *生态学报*, 1992, 12(1): 16 - 24.
- XIAO W F. The energy balance of a stand (*Pinus Tabulaeformis* Carr.) [J]. *ACTA Ecologica Sinica*, 1992, 12(1): 16 - 24.

Soil heat fluxes of mixed coniferous and broad-leaf forest in the south subtropics in China

WANG Xu^{1,2}, ZHOU Guo-yi¹, ZHANG De-qiang¹, WANG Chun-lin^{1,2}

1. South China Botanical Garden, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510650, China;

2. Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China

Abstract: Soil heat fluxes and meteorology of a mixed conifer and broad leaf forest in Dinghushan, Southern China were monitored by soil heat flux plates (SHFP) and a meteorological monitoring system, respectively. The results showed that measurement discrepancy of soil heat flux by different SHFP might be more than 10%. If the soil heat storage above the SHFP was neglected, especially in middle and short temporal scales(1 month), the surface soil heat flux data would be inaccurate, and the direction of heat transfer might reverse sometimes. The diurnal changes of both soil heat fluxes at the surface and at the 5cm depth had an “S” shape. The fluctuation of soil heat flux at the 5 cm depth lagged about 0.5 h to 1 h than that of the surface. In dry seasons, the soil was a heat source, however, it was a heat sink in rainy seasons. The total surface soil heat flux was $-0.44 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ per year, indicating that the soil was a heat source at the annual temporal scale. The monthly changes of heat storage of the surface soil above the SHFP ranged from $-0.14 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ to $0.20 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, about -11.0% to 1.3% of that at the 5cm depth. The proportion of monthly surface soil heat flux to net radiation above the canopy ranged from -12.0% to 3.3%. Since most studies on the energy balance were carried out in a short temporal time scale, it is important to measure or calculate the short-term soil heat flux as well. Significant correlations between the surface soil heat flux and net radiation above the canopy measured 2.5 h earlier were found, suggesting that response of the soil heat flux to the net radiation above the canopy could lag 2.5 h.

Key words: south subtropics; mixed coniferous and broad-leaf forest; soil heat flux; energy balance