

鼎湖山季风常绿阔叶林小气候特征分析^{*}

闫俊华 周国逸^{**}

韦 琴

(中国科学院华南植物研究所 广州 510650) (西南农业大学 重庆 400716)

提 要 阐述了鼎湖山季风常绿阔叶林小气候特征与空旷地的差异,并分析了这些差异产生的原因。结果表明:季风常绿阔叶林冠层顶部的太阳总辐射量年平均为 $3488.8 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$,由辐射强度和辐射总量计算出的反射率分别为 10.5%、11.4%,年平均气温为 19.9,此 3 项都比空旷地低,而年平均相对湿度高于空旷地,其值为 87%;季风常绿阔叶林年蒸散力为 987.50 mm,湿润指数为 0.96;季风常绿阔叶林土壤表层温度日变化不及空旷地显著;无论是季风常绿阔叶林,还是空旷地,土壤温度在春、夏季节自上而下逐步降低,在秋、冬季节自上而下逐步升高。

关键词 鼎湖山, 季风常绿阔叶林, 小气候

中图分类号: Q948.112 文献标识码: A 文章编号: 1000-470X(2000)05-0397-08

ENVIRONMENT OF MICROCLIMATE OF MONSOON EVERGREEN BROAD-LAVES FOREST IN DINGHUSHAN

Yan Junhua Zhou Guoyi

Wei Qin

(South China Institute of Botany, The Chinese Academy of Sciences Guangzhou 510650)

(Southwest University of Agriculture Chongqing 400716)

Abstract The differences of microclimate between monsoon evergreen broad-leaves forest and bare land was analyzed in this paper. The results are as follows: The annual average reflectivity is 10.5% and air temperature is 19.9 for monsoon evergreen broad-leaves forest, and they are lower than the bare land's. The annual average relative humidity is 87% and higher than bare land's. The annual average potential evapotranspiration is 987.50 mm and moisture index is 0.96. The diurnal changes of surface soil temperature are not obvious, but bare land's is From above to below, the soil temperature cuts down by and by in spring and summer and goes up by and by in autumn and winter in both monsoon evergreen broad-leaves forest and bare land.

Key words Dinghushan, Monsoon evergreen broad-leaves forest, Microclimate

植被反映下垫面局部特征,并通过辐射、蒸腾、屏障等作用,影响近地面层的微细气候

收稿日: 1999-10-22, 修回日: 2000-04-03。第一作者: 男, 1974 年 11 月生, 在读博士生, 主要从事生态环境与森林水文学方面的研究, 发表学术论文 10 篇。

* 本研究获得海外青年合作基金(39928007)、国家基金(39700112)、中日合作项目(990283)的资助。

** 通讯作者。电话: 020-87749720; E-mail: gyzhou@scib.ac.cn

特征, 调节系统内部水、热等小气候环境, 使系统产生热量平衡和水量平衡的差异。这些差异对人类的生活和生产活动十分重要。由于鼎湖山季风常绿阔叶林是地带性群落, 其小气候环境具有重要的对比意义, 历来都受到研究者的关注。但以往的研究基于人工观测, 频次少、精度低, 多属资料性报道, 分析较少。鼎湖山森林生态系统定位研究站自 1996 年开始采用自动观测, 每隔 1 小时记录一次数据, 至今在小气候环境方面已有较多数据积累。笔者运用 1996~1999 年自动观测的气象和小气候资料对南亚热带地带性群落季风常绿阔叶林小气候特征进行了研究。

1 自然概貌

鼎湖山位于北纬 23°10' , 东经 112°34' 的广东省肇庆地区境内,。本区大部分面积是丘陵和低山, 海拔在 100~700 m 间, 最高峰鸡笼山海拔 1 000.3 m。气候属南亚热带季风湿润型气候, 冬夏气候交替明显。年平均温度 21° , 最热月在 7 月, 最冷月为 1 月, 极端最高温度为 38° , 极端最低温度 -0.2° 。林区的降雨量为 2 103 mm, 4~9 月为主要降雨季节, 11~1 月为少雨季节, 年平均蒸发量为 1 115 mm, 年平均相对湿度为 82%。灾害性天气是寒潮和台风。

2 研究方法

主要采用小气候梯度测定仪和自动气象站进行测定。小气候梯度测定仪设置在季风常绿阔叶林样地内, 自动气象站设在与其毗邻的空旷地上, 二者海拔高度一致。观测项目包括辐射平衡、气温、水汽压、空气相对湿度、风速和降水等。自由水面蒸发量是运用我国广泛应用的 E₀₀₁型蒸发器测量, 测得的数值大约为大型蒸发池的 97% , 且二者的关系较为稳定, 用此作为折算系数, 可求得较为精确的自由水面蒸发量。林地的蒸散力和蒸散分别运用参数重新确定后的 Penman 公式法和周国逸蒸散力公式法^[1]进行计算求得。

3 结果与分析

3.1 太阳总辐射

季风常绿阔叶林冠层顶部的太阳总辐射量年平均为 $3\ 488.8 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$, 7 月份最大为 $498.1 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$, 1 月份最小为 $154.8 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$, 这与该地区太阳高度角最大值和最小值所出现的月份滞后 1 个月有关。同空旷地相比, 林冠层顶部的太阳总辐射量年平均只有空旷地表面的 72.8%, 7 月份最大, 是空旷地的 90.5%, 最小为 9 月份, 只有空旷地的 62.6%。从上下半年的情况来看, 上半年(1~6 月份)的较大, 平均占到 78.2%, 下半年(7~12 月)的较小, 平均占到 70.4%。尽管冬夏半年的太阳高度角和太阳赤纬相差较大, 从表 1 中看到夏半年(4~9 月)冠上太阳辐射总量为空旷地的 73.5%, 冬半年(10~3 月)为空旷地的 75.0%, 两者几乎相近。

3.2 反射辐射

森林林冠的反射辐射状况是最具特色的林冠特性之一。由于鼎湖山季风常绿阔叶林样地与自动气象站所在的空旷地毗邻, 太阳高度变化基本一致, 因此, 其反射率的差异无疑是因下垫面特征不同所导致, 也就是说由于植被的存在使反射率发生了变化。

表1 季风常绿阔叶林冠层顶部与空旷地多年平均月太阳辐射量的比较

Table 1 Comparison of average monthly gross radiation between on the canopy of monsoon evergreen broad-leaves forest (M EBF) and on open land surface ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2}$)

月份 Month	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Σ
冠上 On canopy	154.8	145.5	194.4	290.5	290.4	274.5	498.1	480.4	357.1	324.2	249.7	229.9	3488.8
空旷 Open land	176.5	173.3	232.8	393.1	421.7	385.3	550.4	648.6	570.7	506.5	383.3	349.4	4791.5
% *	87.7	84.0	83.5	73.9	68.9	71.2	90.5	74.1	62.6	64.0	65.1	65.8	72.8

* 为冠上与空旷地的太阳辐射总量之比。

* Percentage of gross radiation between on the canopy and on open land surface.

从图1中可以看到季风常绿阔叶林日变化的平均值由太阳辐射强度-反射辐射强度和太阳辐射总量-反射辐射总量两种不同的方法所计算的结果稍有不同, 分别为0.105和

0.114, 全天的变化趋势在16点以前两种方法的计算结果大致相近, 但16点以后有较大的差异, 以总量为基础所计算出的反射率表现了随太阳高度角增大, 反射率减小的趋势, 日变化从0.143~0.093; 而以强度为基础所计算出的反射率这个规律不明显, 日变化从0.147~0.081。季风常绿阔叶林冠层午前的反射率大于午后的反射率。

表2显示不同月份的林冠反射率变化依据计算方法不同而有很小的差异, 这个差异在99%的可信水平上检验是不显著的。由太阳总辐射强度-反射辐射强度所得到结果的年内变化从0.144~0.079, 平均值为0.105; 由太阳辐射总量-反射辐射总量所得到结果的年内变化从0.139~0.090, 平均值为0.110。

表2 季风常绿阔叶林冠层对太阳辐射反射率的月变化

Table 2 Monthly changes of reflection rates by M EBF canopy

月份 Month	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Average
森林冠层 Canopy	1 0.127	0.099	0.144	0.125	0.118	0.100	0.079	0.085	0.088	0.103	0.100	0.088	0.105
空旷地表 Bare land	2 0.131	0.104	0.139	0.125	0.116	0.090	0.102	0.099	0.101	0.114	0.105	0.099	0.110
	1 0.116	0.108	0.102	0.114	0.114	0.109	0.120	0.127	0.128	0.159	0.171	0.156	0.127
	2 0.120	0.112	0.120	0.125	0.122	0.115	0.124	0.132	0.142	0.164	0.185	0.161	0.135

注: 1- 根据辐射强度算出; 2- 根据辐射总量算出。

Note: 1- Based on radiation intensities; 2- Base on radiation amount

两种计算方法的月变化趋势都显示, 太阳高度角较大的6~9月反射率较小, 这与很多人的研究结果相一致^[2]。除此以外, 表2也显示, 上半年季风常绿阔叶林冠层的太阳辐射反射率比下半年的大, 即使是太阳高度角相近的情况下。相比之下, 空旷地表的反射率月变化比较平缓, 月份之间的差异较小, 下半年比上半年的太阳辐射反射率要大, 刚好与森林冠层反射率的情况相反。年平均值空旷地比森林冠层的要大。也就是说林冠对太阳辐射的反射作用比地表面的要小, 这无论从月变化量还是平均值来看, 都是一个结果, 说

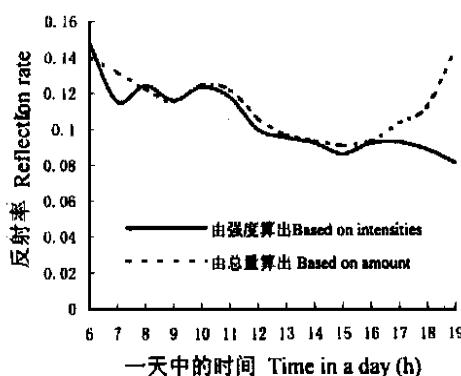


图1 林冠对太阳辐射反射率的日变化

Fig. 1 Diurnal changes of reflection rate by monsoon evergreen broad-leaves forest canopy

总辐射量-反射辐射总量所得到结果的年内变化从0.139~0.090, 平均值为0.110。

明暗绿色的季风常绿阔叶林在捕获太阳辐射能方面更有效果。太阳辐射是植物进行光合作用的能源，也是影响植物生长发育的重要气候要素之一。阔叶林群落垂直结构大致可分为 5 层^[3]，叶面积指数为 17.76^[4]，其复杂的结构和较大的叶面积指数对投射到林冠层的太阳辐射能最有效地吸收利用。

影响林冠反射率的因素很多，除太阳高度角以外，主要还是林分的生长情况和林冠的特性，这包括种类组成、枝叶取向以及冠层的总体颜色。对于顶极群落来说，林冠的特性在一定时间内，如没有人为的和其它一些突发性的自然因素，其变化都不会很多。南亚热带地区，树木四季都可以生长，群落内基本不存在落叶种类，这就决定了冠层的总体颜色是基本恒定的，但年内不同物种的生长节律不一样，必将造成微量的冠层结构变化，季风常绿阔叶林上半年叶的颜色较浅，下半年叶的颜色较深，导致了上半年反射率较大，而下半年较小。至于一日内午前的反射率较大，午后的反射率较小的现象，主要是由于午前林冠表面水珠较多，对太阳辐射的反射作用加强，而午后叶面干燥，冠层对太阳辐射的吸收作用增大。

对于如上所述的两种反射率计算方法，很多研究都不加区别地采用，但实际上，它们是有差异的。用第一种方法得到的反射率给出了某一瞬间的反射率值，它准确反映了某一物体对太阳辐射的反射状况，它的时间“采样”非常短暂，下垫面在这个瞬间是不会发生变化的，应该是一种更准确的结果，但人们在实际应用时所需要的反射率往往有一个“时段”，而由某一瞬间的反射率去代替反而可能导致误差；与此相反，由第二个方法所计算出来的反射率由于太阳总辐射量和反射辐射量都有一定的时间长度，采用这个时段内的平均值，在这个时段内，天气状况和下垫面状况可能会有所变化，所得到的反射率可能并不完全决定于下垫面的特性，而与其它因素相联系。因此，应根据需要来确定到底采用哪一种计算方式。在研究某一物体或特定下垫面的反射能力或特点时，应采用通过太阳辐射强度和反射强度的计算方法，以准确地反映下垫面的反射能力，在研究辐射平衡及辐射环境等问题时，应该采用通过太阳总辐射量和反射辐射量的计算方法。

3.3 气温

温度是影响植物生存和生长的重要气候因子。在林地里，由于进入冠层的乱流涡旋体受到枝叶的阻截和磨擦作用，被破碎为更小的形状不一的、大小不等的乱流涡旋体，使乱流交换强度发生变化，从而导致气温与空旷地相比差异明显。

鼎湖山季风林与空旷地的气温差异如图 2 所示。季风林年平均气温为 19.9，最冷月与最热月分别出现在 1 月和 7 月，月平均气温分别为 12.3 和 26.2；空旷地年平均气温为 21.5，高于季风林 1.6，最冷月为 2 月，较季风林延迟。一般认为，林内温度夏季低于而冬季高于空旷地^[6]。但对于鼎湖山季风林却出现了反常，无论是夏季或是冬季，季风林气温的月平均值均低于空旷地，这一反常现象前人也有类似的报道^[6, 7]。产生这种反常现象的原因可能是：(1) 在冬季，季风林因其系统较大的贮水能力和较强的蒸腾作用而使林内保持较大的空气湿度，为提高林内温度需要的热量较空旷地多。(2) 在冬季，冷空气向空旷地的近地面层空气输送以分子传导为主，而林面的冷空气与季风林内空气相互作用形成湍流，二者的输送以湍流为主。由于湍流热传导系数是分子热传导系数的 105 倍^[8]，使季风林冬季的气温低于空旷地成为可能。(3) 由于林冠结构的盖幕和微地形的影

响,使季风林获取的光照热量小于空旷地。

季风林气温与空旷地之间存在显著的线性相关(如图3)。不同月份之间,平均相对变差 δ/X (δ 为不同月份间气温变化的标准差; X 为各月气温的平均值)也近似相同,季风林和空旷地分别为0.237和0.230。这一结果正是季风林作为地带性群落具有较为稳定功能的一种体现形式。

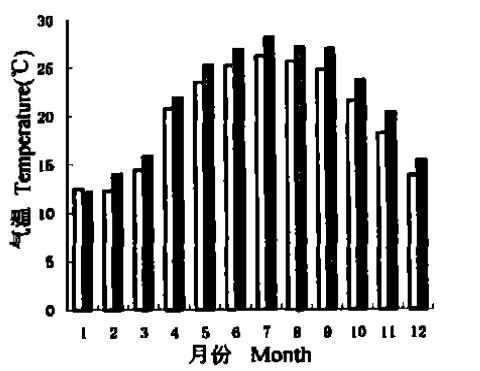


图2 鼎湖山季风林与空旷地气温
Fig. 2 Air temperature of monsoon forest and bare land in D inghushan

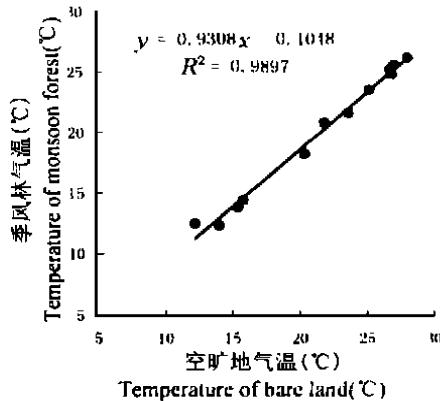


图3 鼎湖山季风林与空旷地气温的相关分析
Fig. 3 Temperature correlation analysis on monsoon forest and bare land in D inghushan

3.4 大气相对湿度

大气相对湿度直接反应空气中水汽量距离饱和的程度,对作为主要能量传递方式的水相转换影响较大。从图4可以算出,季风林与空旷地年平均相对湿度分别为87%和78%。两者的月变化基本一致,最大月份均出现在4月,分别为96%和87%;最小月份均出现在11月,分别为76%和68%。无论是季风林还是空旷地,春夏两季的相对湿度相对较大,秋冬两季相对较小,其原因之一是春夏季节大量的降水给系统带来了充沛的水分;另一方面是春夏季节气温较高,较强的蒸发和蒸腾作用向大气输送了大量的汽态水。由于林冠层阻挡了林内外空气的交流,使林内的风速、温度等变化强度与林外产生了差异,林内水分自成小循环,保持高湿环境。在湿季,季内林具备了水平降水的条件(气温达20以上,相对湿度90%以上^[9]),经常出现雾露水、叶尖吐水等水平降水现象。水平降水具有重要的生态学意义,其生态效应是多方面的^[10, 11]。有关森林对垂直降水的影响远远得不出统一的结论,但森林增加水平降水是

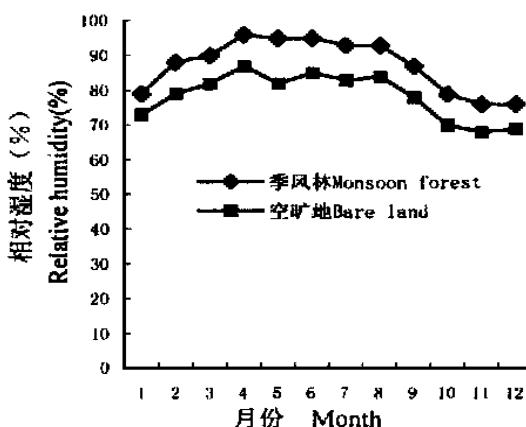


图4 鼎湖山季风常绿阔叶林和空旷地大气相对湿度的月变化
Fig. 4 Monthly changes for relative humidity of monsoon evergreen broad-leaves forest and bare land in D inghushan

一个被普遍接受的观点。Grubb 和 Whitmore^[12]认为水平降水是决定一些热带亚热带地区森林类型的非常重要的环境因子。

3.5 蒸散力

Penman 提出蒸散力的概念后, 被气象学、水文学、农业气象学和自然资源学等学科广泛引用, 虽然不同的学科对蒸散力的理解和定义有所差异, 但下垫面水分充分供应作为前提条件是它们的共同之处。因此, 森林生态系统蒸散力可视为在下垫面足够湿润条件下, 水分保持充分供应时, 由本地区的能量潜力所决定的森林生态系统水分以汽态形式输出的最大量。由于森林生态系统的结构复杂, 蒸散的界面较多, 且不同界面间水相转换的理论基础和发生原理也大相径庭, 使得实际测定森林生态系统蒸散力变得没有可能, 因此, 借助理论上推导的公式对其进行计算是一种有效途径。

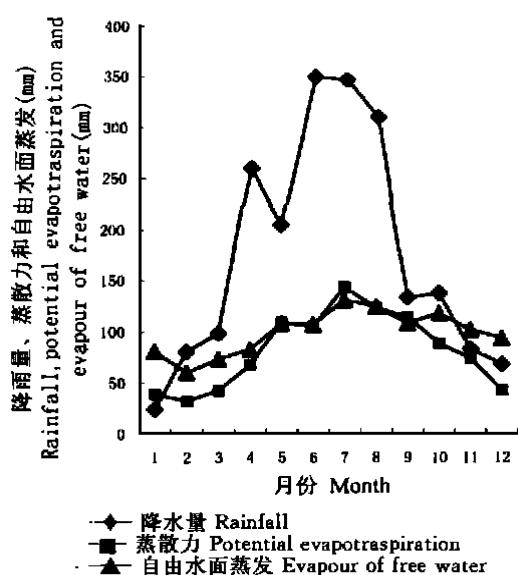


图5 降雨量、季风林蒸散力和空旷地自由水面蒸发
Fig. 5 Rainfall, potential evapotranspiration of monsoon forest and evapour of free water of bare land

月的蒸散力还大于自由水面蒸发。上述结论可以给出这样的解释: 干季, 季风林能用于蒸散的贮水量相对减少, 没有足够的水分提供给蒸散, 因此, 蒸散力明显小于空旷地自由水面蒸发; 湿季, 季风林湿润较充分, 因其较多的蒸散层面而导致蒸散力接近或者大于空旷地自由水面蒸发的情况。

3.6 湿润指数

干与湿是森林生态系统主要的小气候特征量。降水量与蒸散力之比或差常用作干湿指标, 但此指标存在一定的缺陷^[13, 14], 用来分析小尺度生态系统的干湿状况更不适合。选用蒸散与蒸散力的比值能比较真实反映林地的干湿状况, 定义这一指标为湿润指数^[13]或相对蒸散系数^[14]。季风林的年平均蒸散为 951.9 mm, 略低于蒸散力, 湿润指数为 0.96。按照周国逸^[14]建议的分类指标值, 季风林属于潮湿类型。这是因为该地区常年雨量充沛, 森

从图5可知, 季风林年蒸散力为 987.50 mm, 占同期降雨量的 46.96%。干季的蒸散力年际变化不大, 湿季相反, 但从全年来看, 蒸散力的年际变化不明显。这一结果揭示了该植物群落冠层结构比较稳定, 保水、贮水功能较好, 从而导致该森林生态系统较稳定, 这也正是季风林作为地带性群落生态功能的体现之一。由于湿季既有充分的热量条件, 又有丰沛的水分供应, 其蒸散力占全年的 69.61%。蒸散力最大的月份是 7 月, 为 144.23 mm; 蒸散力最小的月份是 2 月, 为 32.70 mm, 这与近地面层的气温变化规律相一致, 说明近地面层气温变化对蒸散力的影响较显著。空旷地自由水面蒸发量年平均为 1194.7 mm, 占同期降雨量的 56.81%。干季, 季风林蒸散力明显小于空旷地自由水面蒸发, 而湿季两者又十分接近, 其中 7

林高大茂盛, 冠层结构复杂, 对降水的截留量大, 林冠下枯枝落叶层厚度大, 土壤含水量比较丰富, 加上植被根系发达, 主根较深, 森林蒸腾不受土壤表层水分限制, 因此, 其蒸散与蒸散力相当, 湿润指数较大。

3.7 地温

地温不仅是系统能量平衡的重要分量, 同时对种子的萌芽、植物的生长以及土壤微生物和动物的活动都有影响。在季风林里, 由于林冠的盖幕作用, 使地表获得的太阳辐射能量较少, 导致地表温度日变化不明显(如图6), 其最低温出现在上午9时, 值为16.72℃; 最高温出现在下午4~5时, 值为18.4℃, 平均相对变差 δ/X (δ 为该日不同时间气温变化的标准差; X 为该日气温的平均值)为0.032。而对于空旷地, 日出以后, 地表在太阳辐射下迅速增温, 下午2时地表温度达到最大, 随之开始下降, 日变化非常显著, 变化范围在18.78~44.94℃之间, 平均相对变差 δ/X 为0.353, 是季风林的11倍多。

无论是季风林, 还是空旷地, 随着土层深度的增加, 其温度的日变化相对趋于缓和。在季风林里, 土层深度达20cm时, 其温度在日内基本上没有变化(如图7), 平均相对变差 δ/X 为0.004, 接近于0, 也就是说, 由于林冠的盖幕, 削弱了到达土壤的辐射能量, 在深度20cm的土层, 其温度的变化基本上不受太阳辐射的影响。对于空旷地, 土层深度达20cm时, 温度的日变化远不及地表温度那样强烈, 变化范围在23.42~27.39℃之间, 平均相对变差 δ/X 仅为0.051。

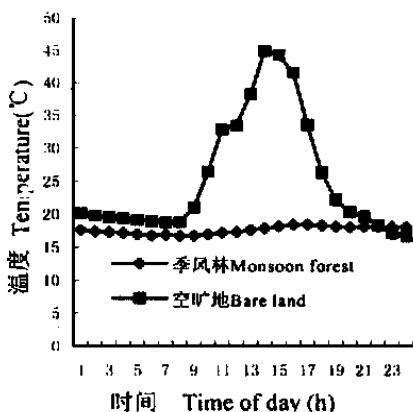


图6 鼎湖山季风林和空旷地0cm深地温的日变化
Fig. 6 Diurnal changes of soil temperature at 0 cm depth of monsoon forest and bare land in DINGHUSHAN

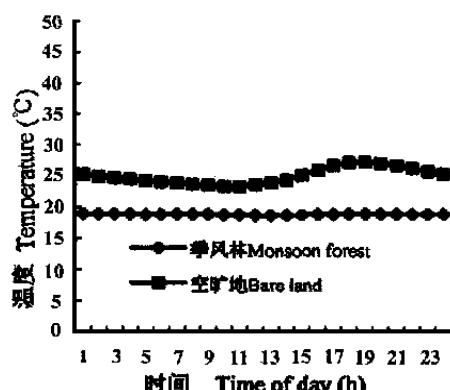


图7 鼎湖山季风林和空旷地20cm深地温的日变化
Fig. 7 Diurnal changes of soil temperature at 20 cm depth of monsoon forest and bare land in DINGHUSHAN

表3反映了鼎湖山季风林和空旷地土壤温度随深度的变化(0~20cm)而变化的情况。季风林土壤温度的年平均值随着深度的增加呈上升的趋势, 但上升的幅度不大, 从0cm到20cm, 温度仅上升了0.4℃; 空旷地土壤温度的年平均值随着深度的增加呈下降的趋势, 但下降的幅度也不大, 从0cm到20cm, 温度仅下降了0.5℃。无论是季风林, 还是空旷地, 在春、夏季节, 土壤温度自上而下逐步降低, 而在秋、冬季节, 则自上而下逐步升高。这是因为土壤表层的温度对气温的变化比较敏感, 而随着土层深度的增加, 土壤温度受气温影响较小的缘故。在春、夏季节, 土壤表层的温度因气温的升高而迅速增加, 深层土

表3 鼎湖山季风林和空旷地不同土壤深度的温度()

Table 3 Temperature of various soil layers of monsoon forest and bare land in Dinghushan()

月份 Month	0 cm 地温() 0 cm soil temperature		5 cm 地温() 5 cm soil temperature		10 cm 地温() 10 cm soil temperature		15 cm 地温() 15 cm soil temperature		20 cm 地温() 20 cm soil temperature	
	季风林 Monsoon forest	空旷地 Bare land	季风林 Monsoon forest	空旷地 Bare land	季风林 Monsoon forest	空旷地 Bare land	季风林 Monsoon forest	空旷地 Bare land	季风林 Monsoon forest	空旷地 Bare land
1	12.3	13.8	13	14.6	13.2	14.4	13.3	14.6	13.6	15.1
2	13.1	15.8	13.2	16.3	13.4	15.9	15.3	15.9	13.9	16.1
3	15.5	19.2	15.5	19.3	15.4	18.7	15.4	18.6	15.4	18.5
4	20.2	25.6	20.1	25.5	19.9	24.8	19.9	24.7	19.8	24.5
5	22.5	27.8	22.5	27.6	22.4	27.0	22.4	26.8	22.3	26.7
6	23.6	28.9	23.4	28.7	23.2	28.0	23.3	27.9	23.2	27.7
7	25.6	31.3	25.6	30.7	25.3	29.9	25.4	29.8	25.3	29.6
8	25.4	32.8	25.4	32.7	25.2	31.9	25.3	31.8	25.3	31.7
9	23.8	30.0	24.0	30.2	23.7	29.4	24.0	29.4	24.1	29.3
10	20.4	27.9	20.8	28.3	21.2	27.5	21.7	27.5	21.7	27.6
11	18.6	24.2	19.1	24.7	18.6	24.2	19.4	24.2	19.3	24.5
12	14.6	18.5	15.3	19.0	14.8	18.6	15.7	18.5	15.8	19.0
平均Average	19.6	24.7	19.8	24.8	19.7	24.2	20.1	24.1	20.0	24.2

壤的温度虽然也有所增加,但幅度不及土壤表层的大,从而导致自上而下逐步降低;在秋冬季节,因土壤表层的温度比深层土壤的温度下降幅度大而导致自上而下逐步升高。

参 考 文 献

- 1 闫俊华 计算森林生态系统蒸散力和蒸散理论公式中参数的确定 资源生态网络研究动态, 1999, **10**(3): 17~ 20
- 2 贺庆棠 气象学 北京: 中国林业出版社, 1986
- 3 彭少麟, 任海 鼎湖山森林群落演替过程叶面积指数动态 热带亚热带森林生态系统研究(第8集), 1998: 92~ 97
- 4 任海, 彭少麟 鼎湖山森林群落的几种叶面积指数测定方法的比较 生态学报, 1997, **17**(2): 220~ 223
- 5 彭少麟, 任海 南亚热带森林生态系统的能量生态研究 北京: 气象出版社, 1998: 127
- 6 王伯荪, 黄庆昌 广东鼎湖山森林群落的小气候 中山大学学报(自然科学版), 1965(3): 366~ 380
- 7 黄伟峰, 沈雪苹 鼎湖山地区的气候生态环境 热带亚热带森林生态系统研究, 1982(1): 17~ 24
- 8 周淑贞 气象学与气候学 第2版 北京: 高等教育出版社, 1994: 351
- 9 William R. Water deficits and plant growth. In: Kozlowski T ed. Sources of water New York: Academic Press, 1984: 1~ 20
- 10 Unsworth M H, Crossley A. Capture of wind driven cloud by vegetation. In: Coughtrey M H, Martin M H, Unsworth M H eds. Pollutant transport and fate in ecosystem. Oxford: Blackwell Press, 1987: 125~ 127
- 11 Ishibashi M, Terashima I Effects of continuous leaf wetness on photosynthesis: adverse aspects of rainfall. Plant Cell Environ, 1995, **18**: 431~ 438
- 12 Grubb P J, Whitmore T C. A comparison of montane and low land rainforest in Ecuador: the climate and its effect on the distribution and physiognomy of the forest. J Ecol, 1966, **54**: 303~ 333
- 13 周广胜, 张新时 中国气候——植被关系初探 植物生态学报, 1996, **20**(2): 114~ 119
- 14 周国逸 生态系统水热原理及其应用 北京: 气象出版社, 1997: 216