异质景观年平均蒸发量空间格局模拟

张 娜¹,于贵瑞²,于振良³*

(1.中国科学院研究生院资源与环境学院,北京 100049; 2.中国科学院地理科学与资源研究所,北京 100101;3.国家自然科学基金委员会,北京 100085)

摘要;理解景观格局如何影响生态过程是景观生态学的核心问题。建立了一个多尺度的空间显式景观过程模型 EPPML (Ecosystem Productivity Process-based Model at Landscape Scale),对中国东北长白山自然保护区生态系统碳-水循环变量和 生产力的时空格局进行了模拟,其中年平均蒸发量和蒸散量的空间格局是模型的主要输出结果之一。模拟值与实测值的数量级 一致,这表明EPPML 可以比较合理而准确地模拟该保护区主要生态系统的年平均蒸发量和蒸散量,但仍需进一步的模型验证 和不确定性分析。年平均蒸发量的模拟值平均为0.198±0.093m/a,空间格局随海拔变化的趋势不明显,其中最高为云冷杉林 (0.276±0.081m/a),最低为阔叶林(0.094±0.030m/a)。环境因子(气象因子和土壤含水量)和植被因子(植被类型和叶面积指 数*LAI*)等景观要素在空间格局上的变化会直接或间接地影响蒸发过程,进而调控整个景观的水平衡。环境因子对蒸发的影响 比对蒸腾的影响要复杂得多。相对湿度对蒸发的影响最大(*R*=0.40),其它依次为气温、总辐射、降水量、风速和土壤含水量。年 平均蒸发量与*LAI*负相关(*R*=-0.39),但两者并不呈简单的反比关系:当*LAI*较小时,蒸发量随*LAI*的增加迅速地降低;当 *LAI*进一步增加时,蒸发量随*LAI*的变化很小,逐渐趋于平稳。不同植被的*LAI*及其对环境因子的响应有很大差异。 关键词:年平均蒸发量;蒸散量;空间格局;叶面积指数;环境因子

Simulating the spatial pattern of annual mean evapotranspiration of a heterogeneous landscape

ZHANG Na¹, YU Gui-Rui², YU Zhen-Liang^{3*} (1. College of Resources and Environment, Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 2. Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China; 3. National Natural Science Foundation of China, Beijing 100085, China). Acta Ecologica Sinica, 2004, 24(11):2524~ 2534.

Abstract: Understanding how landscape pattern affects ecosystem processes is a central issue in landscape ecology. In this study, we examined the effects of landscape heterogeneity on ecosystem evapotranspiration in the Changbai Mountain Nature Reserve in northeastern China, using a process-based, spatially explicit model, EPPML (Ecosystem Productivity Process-based Model at Landscape Scale). We developed EPPML to investigate the spatiotemporal patterns of carbon and water cycling and ecosystem productivity, and the spatial pattern of annual mean evaporation is one of the model outputs. Data on vegetation, soils, elevation, slope, and aspect were derived from digitalized maps. The spatial pattern of daily *LAI* at the landscape scale was estimated from NDVI (Normalized Difference Vegetation Index), which was derived from TM remote sensing imagery and field measurements and surveys. The daily meteorological variables were simulated based on related topographic and climatologic principles and daily meteorological point data in the Changbai Mountain Forest Station for the year

基金项目:中国科学院研究生院院长基金资助项目(yzjj200205);国家自然科学基金资助项目(39970613);国家杰出青年科学基金资助项目 (30225012);中国科学院知识创新工程重要方向资助项目(KZCX3-SW-218)

* 通讯作者 Author for correspondence

收稿日期:2004-03-27;修订日期:2004-09-20

作者简介:张娜(1973~),女,新疆伊犁人,博士,副教授。主要从事景观生态学、全球变化和定量遥感应用研究。

Foundation item: The President Foundation of Graduate School of Chinese Academy of Sciences (Grant No. yzjj200205); the National Natural Science Foundation of China (No. 39970613); the National Natural Science Foundation for Distingguished (Grant No. 30225012); and the Knowledge Innovation Programs of Chinese Academy of Sciences (No. KZCX3-SW-218)

Received date 子的 教 据 Accepted date: 2004-09-20

Biography ZHANG Na, Ph. D. , Associate prefessor, mainly engaged in land scapeecology, global change and quantitative remote sensing.

of 1995. The daily soil water content was an important output of the daily water cycle, and the daily spatial patterns of all the variables of interest were stored in grid format in ArcInfo with a spatial resolution of 30m and Alberts projection. EPPML integrated these local-scale outputs to simulate the daily spatial patterns of carbon and water cycling variables, including those of evaporation and transpiration. Evaporation from canopy surface was mainly dependent on canopy interception, which was related to vegetation type, cover, canopy structure, *LAI*, and precipitation. Soil evaporation was simulated by Penman-Monteith equation. Thus, using the GIS-based process model, we scaled up the biophysical variables from the local site to the entire landscape using the scaling method, direct extrapolation. Finally we computed annual mean evaporation, total precipitation, mean air temperature, total solar radiation, mean relative moisture, mean wind speed, and mean *LAI* in each pixel, and analyzed how evaporation was related to environmental variables and *LAI*.

The estimated mean evaporation for all the vegetation types in the reserve was 0.198m/a, ranging from 0.0 to 0.740m/a. The spatial pattern of evaporation did not seem correlated with elevation. Evaporation rates were ranked from high to low as follows: spruce-fir forests (0.276 ± 0.081 m/a), Changbai larch forests, alpine grasses, mixed broad-leaved and Korean pine forests, shrubs, alpine tundra, meadows, *Betula ermanii* forests, and broad-leaved forests (0.094 ± 0.030 m/a). The estimated mean evapotranspiration for all the vegetation types in the reserve was 0.836m/a, ranging from 0.0 to 1.188m/a. The spatial pattern of evapotranspiration obviously correlated with elevation. Among different vegetation types, the mixed broad-leaved and Korean pine forests had the highest evapotranspiration (1.057 ± 0.173 m/a).

The spatial patterns of environmental factors and LAI directly or indirectly influenced evaporation processes, and further controlled the water balance at the landscape scale. The effects of spatial heterogeneity of environmental factors on evaporation were much more complicated than on transpiration. Evaporation was limited mostly by relative moisture (R = 0.40) and secondarily by air temperature, total radiation, precipitation, wind speed, and soil water content. Mean evaporation was negatively correlated with mean LAI (R = -0.39), but they were not related as a simple inverse ratio. When LAI was low, evaporation rapidly decreased with the increase of LAI; but when LAI further increased, evaporation varied little with LAI. Different vegetation types responded to LAI and environmental factors quite differently.

Most of the simulated values fell within the same order of magnitude as field observations. This suggests that EPPML was able to simulate, with reasonable accuracy, the annual mean evaporation and evapotranspiration of various vegetation types in Changbai Mountain Nature Reserve. But further model validation and uncertainty analysis are needed future studies. **Key words**:annual mean evaporation; evapotranspiration; spatial pattern; leaf area index (*LAI*); environmental factors 文章编号:1000-0933(2004)11-2524-11 中图分类号:Q149 文献标识码:A

区域水循环和水平衡是当今生态学的热点问题之一,越来越多地受到研究者的重视。区域的水循环功能主要体现在植被对 降水的调蓄、消耗与转化上,包括冠层截留、蒸散、水分入渗和径流等几个方面。其中,蒸散过程是联系土壤-植物-大气连续体 (SPAC)中不同功能作用层水分上行运动的重要纽带,是整个系统中水分输出最重要的过程,既成为现代水文学理论中一个崭 新的前沿课题,也成为当前水循环和水平衡研究的必需内容。准确测定、估算或模拟区域蒸散的时空变化对于评价生态系统影 响区域水循环和水平衡的功能,揭示其影响机理,制定合理的系统经营管理方案,提高生态系统的生产力,创建持续发展的生态 系统,具有十分重要的意义^[1~3]。

生态学中对蒸散的研究往往是在较小尺度上,通过野外实测完成的。即使是在集水区或流域范围内的研究,也以局部取样 实测为主。受测定方法和实际操作困难的限制,国内对蒸散的测定和研究不很深入和广泛^[3],更多地局限于一类或两类主要植 被,所测样地和时间十分有限。野外实测在时间和空间上的限制使其难以反映全年各个时期整个景观中各类植被蒸散量的总体 状况和空间格局,难以预测较大时空尺度上蒸散过程的变化。而将这些小时空尺度上的样地实测数据直接外推到较大时空尺度 上也会产生很大的误差。本研究试图通过建模手段及适当的尺度推绎方法来理解和预测较大尺度上蒸散过程时空变化的原因 和结果。

最近几年,结合生态系统生态学和景观生态学的理论和方法,综合地面观测、地理信息系统(GIS)、遥感技术和模拟模型, 初步建立了一个多尺度的空间显式景观过程模型 EPPML(即 Ecosystem Productivity Process-based Model at Landscape Scale),首次模拟了长白山自然保护区主要植被碳循环和水循环变量的时空格局,并对模拟结果进行了初步验证。EPPML 对蒸 发和蒸腾这两<u>分支段推</u>别进行模拟。本文着重对模拟的年平均蒸发量的景观空间格局进行分析。关于蒸腾过程的模拟已有报道 论述^[4]。基于GIS 和遥感技术的空间显式景观过程模型是研究景观空间格局与生态过程之间相互作用的重要途径,也是目前区 域水循环和水平衡研究的重点和热点之一^[1]。该类模型明确地考虑所研究对象和过程的空间位置及它们在空间上的相互作用 关系,同时,它们对空间格局的反映建立在对生态过程理解的基础上^[5]。

植物、大气与土壤构成一个生态连续体,因此,需要应用系统的观点揭示蒸发过程的变化机制和调节控制原理^[3]。环境因子 (如气象因子和土壤水分状况)和植被因子(如植被类型、植被覆盖度和叶面积指数 LAI)等景观要素在空间格局上的变化会通 过影响景观结构、水循环和能量代谢,直接或间接地影响蒸发过程,进而调控整个景观的水平衡。因此,分析环境因子和植被因 子变量的空间格局可以帮助我们进一步认识景观格局对生态过程影响这一基本的景观生态学问题。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

本研究选取长白山自然保护区作为建立和验证EPPML的第一个区域。研究区概况见文献^[4]。彩图 I 显示了各类植被的分 布状况。

1.2 研究方法

1.2.1 EPPML 模型简介 EPPML 是一个在Century^[6]、Forest-BGC^[7]、BIOM-BGC^[8]和BEPS(Boreal Ecosystem Productivity Simulator)^[9]等模型基础上建立的基于过程的生物地球化学循环模型,模拟土壤-植物-大气系统中的碳循环和水循环的机理过 程。碳循环过程包括植物的光合、呼吸、碳在植物各组分(叶、干、枝和根)中的分配、净生产、土壤呼吸等;水循环过程包括大气降 水、冠层截留、穿透降水、林下降水、融雪、雪的升华、土壤蒸发、冠层蒸腾、冠层蒸发、地表径流及土壤水分的变化等。气孔导度将 碳-水循环过程紧密地联系在一起。

EPPML 的整个模拟过程是多个时间尺度模拟的组合,具有混合时间分辨率,其中生态系统水循环过程、光合和呼吸过程 以天为尺度来模拟,生态系统生产力的动态过程以年为尺度来模拟。模型模拟的空间尺度为 30m,与TM 遥感图像的分辨率相 匹配。

EPPML 结合遥感技术、GIS 手段以及地面实测数据,提供了一个空间耦合的理论框架,包括景观空间数据的输入、景观空间单元上的模型参数估计以及模型的运行和输出。EPPML 需要输入每日观测的气象数据,及植被类型、立地条件、生物量、LAI 和土壤含水量初始值的景观空间异质信息。另外,还根据地面观测站的纬度、海拔、坡向和坡度,对气象观测数据进行内插,以预测各气象因子变量的景观空间异质信息。模拟过程不复杂,容易理解和实现。模型在每个空间单元上运行,并做时间上的累加,可以输出碳循环和水循环变量的空间格局图,包括从一天到一年的不同时间阶段的平均值或总量值。因此,EPPML 模拟系统提供了一种将同质斑块模型扩展到异质景观模型的综合方法,从而实现由斑块尺度到景观尺度上生态过程的时空转换,实现净初级生产力(NPP)和蒸散量景观时空格局的模拟。张娜等^[4,10]对 EPPML 模型做了更详细的介绍。

1.2.2 基础图件的获取及其处理 景观尺度上的研究往往需要借助GIS和遥感技术,通过一些GIS数字化图件和遥感图像获 取相应变量的空间信息。因此,这些图件的获取及质量是进行景观尺度上研究的重要前提。本研究获取了长白山自然保护区的 经纬度、植被类型、土壤类型和高程数字化图件,及陆地卫星(LandSat7)TM 遥感图像。通过适当的数据处理和质量控制,强化 数据的系统性和可比性,初步建立了长白山自然保护区植被生产力研究的基础数据库。关于数据源和数据处理方法的详细论述 参见文献^[10]。

1.2.3 叶面积指数的模拟 遥感图像是目前获取LAI空间格局的唯一途径。从遥感图像可以提取整个景观的NDVI图;然后, 根据该NDVI图及NDVI与LAI之间的统计关系,反演全年最大LAI的空间分布格局,这是目前用统计方法(相对于遥感物理 方法)反演LAI的主要手段;再次,根据中国森林资源清查样地数据推算全年最大叶、枝、干和根生物量的空间分布格局;最后, 根据文献实测数据和比叶面积推算全年不同时期叶生物量和LAI的空间分布格局。关于LAI模拟的更详细论述及模拟结果的 分析和验证见文献^[12]。

1.2.4 环境因子的模拟 蒸发是陆地表面(主要包括土壤和冠层)的水向大气运动的生物物理过程,受多种因素控制。无论是 冠层蒸发,还是土壤蒸发,实质上均随着环境条件的变化而变化,其中最重要而又很容易发生变化的是气象因子(主要有可获得 的能量、空气湿度、水汽压差、气温和近表层的空气流动),而土壤质地与结构、土壤水分的可获得性与补给特性则是蒸发的物质 基础^[1]。鉴于此,本研究模拟的环境因子包括年降水量、年总辐射、年平均气温、年平均相对湿度、年平均风速和年平均土壤含水 量。它们是通过模拟每日的环境因子变量,然后逐日累加得到的。最后可以得到各环境因子变量的年总值(对降水量和总辐射) 或年平均值(对其它因子)的空间格局模拟图。

每日降水量、总辐射、平均气温和平均风速这些气象因子变量随着海拔的升高,呈现出明显的垂直带性分布。因此,本研究 用与海拔有关的相应公式^[10],以长白山森林生态系统地面观测站(海拔738.1m)1995年的每日气象数据为基准,结合高程栅格 图,推算不同**持方数只**后象因子变量值。每日平均相对湿度则通过实际水汽压与饱和水汽压之间的关系获得,涉及到气候学原 理和规则。关于日气象因子变量的具体模拟方法及其模拟结果的验证,已在相关文章中做过较详细论述^[10]。

土壤含水量是整个水循环模拟过程的一个重要输出结果,其前提是假设土壤水分平衡。土壤水分平衡由土壤水分的输入和 输出这两部分决定。其中,土壤水分的输入源于降雨和融解雪;土壤水分的输出源于土壤蒸发、冠层蒸发、冠层蒸腾。印和地表径 流^[11]。在整个模型运行之前,需要输入土壤含水量的初始值以驱动模型。本研究取上年12月份的土壤含水量作为其初始值。

以上对LAI 和各环境因子变量的所有模拟都基于ArcInfo 中的空间分析模块GRID。通过对景观中的每个空间单元分别进 行模拟,最后得到基于GRID的相关变量的时空格局图,其分辨率均为30m,投影方式均为Albers。这些时空格局图将作为输入 变量,用于模拟年平均蒸发量和蒸散量的时空格局。

1.2.5 蒸发量的模拟 陆地表面的生态系统蒸发不仅包括土壤(含枯枝落叶)表层的蒸发,还包括冠层表面的蒸发。后者主要 通过冠层对降水的截留来实现。大气降水到达冠层作用层以后,一部分通过冠层枝叶的间隙直接到达土壤表面,形成穿透降水; 其余部分被冠层及林下植物截留。被冠层截留的降水绝大部分直接蒸发返回到大气中。当截留量达最大值后,降水以树干径流 和枝叶滴流的形式从树体流入地面,与穿透降水共同形成林下降水。林下降水先落到枯枝落叶上。枯枝落叶上的水分一部分被 蒸发消耗,一部分到达土壤表层。当土壤含水量达到饱和状态时,土壤表层有部分水以地表径流形式输出;其余水一部分转化为 地下水和壤中流,另一部分被土壤吸附,变为土壤水。土壤水一部分为植物吸收利用,或存在于植物体内,或以蒸腾形式散失到 大气中;其余土壤水则以物理蒸发形式散失到大气中[13~15]。

1.2.5.1 冠层表面蒸发量的模拟 冠层截留及截留水量的蒸发在陆地生态系统水循环和水平衡中占有极其重要的地位。国内 外所研究的冠层截留模型很多11。但由于对截留过程本质缺乏统一的认识,研究方法很不统一,建立的模型各有侧重点,导致可 比性很差。另外,模型中要求的许多因子的测定容易产生误差,这会降低模型精度,因而在应用于定量评价冠层截留降水作用时 受到很大限制。

冠层截留过程不仅与植被类型、植被盖度、冠层结构和LAI等植被因子有关,还与降水和冠层前期湿润状况有关^[1]。大量的 研究证明,冠层截留量与降水量之间存在着紧密的正相关关系,或表现为直线相关,或表现为幂函数关系[1-3-16]。本研究采用一 元经验模型来描述降水量与截留量的关系,实为幂函数关系式的分段表示。

(1) 若日最低气温>0℃,则考虑的是冠层截留雨量:

根据 BEPS 模型^[5],冠层截留雨量中的实际蒸发量为截留雨量中的潜在蒸发量与受辐射限制的蒸发量中的较小值。

受辐射限制的蒸发量 = 每日平均太阳辐射 / 水的蒸发潜热
$$(2500.0 \text{MJ}/\text{m}^3)$$
 (1)

一般地说,降水量P 很微小时(<1mm),雨滴几乎全部被冠层截留:当P 继续增大时,rainint 有可能随着P 的增大而线性增 大;但不同结构的冠层对降水的截留量都有一个饱和值,当P达到某个临界值P*时,rainint也达到饱和值rainint*,之后rainint 不再随P的增大而增大,而是逐渐趋于稳定^[1,13,17]。根据物理意义分析,临界降雨量P*完全由植被类型和LAI确定,而不受植 被覆盖度的影响^[18]。据此,有下式成立:

$$P^* = \alpha \times LAI \tag{3}$$

式中, α 为叶面上平均最大持水深度(m),变动范围约为 $0.1 \sim 0.3$ mm^[18,19]

EPPML 假设:

①当 $P < P^*$ 时,若植被盖度、植被类型及其LAI不变,则rainint与P呈线性关系^[18, 20]:

$$rainint = \sigma \times P \tag{4}$$

式中, σ 为冠层截雨率(%),即冠层截雨量与同期总降雨量的比例(表1)。

②当 $P = P^*$ 时,rainint 达到最大值rainint*;当 $P > P^*$ 时,rainint*始终保持最大值水平不变。同时假设rainint*仅与 α 、植被 盖度、植被类型和LAI有关,不考虑气象条件以及冠层本身湿润程度的影响。根据降水量的涵义,植被的rainint*应该是指单位 面积上植被所能截留的最大降雨量,即聚积在叶面(水平面)上的水层深度:

$$rainint = rainint^* = \sigma \times P^* \tag{5}$$

(2) 若日最低气温<0°C,则考虑的是冠层截留雪量(snowint):

根据BEPS模型^[5],EPPML考虑两种截留雪量,潜在截留雪量(canint)和升华截留雪量(radint)。若 canint 小于 radint,则 snowint 取 canint;反之,则 snowint 取 radint,即假设 snowint 等于升华雪量,其余雪均以穿透雪的形式落入地面。

$$snowint = \min(canint, radint)$$
(6)

$$canint = \varepsilon \times P \tag{7}$$

式中, ϵ 为冠层截雪率(%),即冠层截雪量与同期总降雪量的比例(表1)。

radint = 每日平均太阳辐射 / 雪的升华潜热(2845.0MJ/m³)万方数据

1.2.5.2 土壤蒸发量的模拟 本研究采用 Penman-Monteith 方程^[3.5]来模拟充分湿润的土壤蒸发面通量(包括枯枝落叶和土

(8)

(2)

壤表层的蒸发量)。该方程将土壤看成一层或二层系统的大叶,并将冠层导度设为无穷大,可用下式表示。

$$strans = \frac{(slope \times srad + cp \times rho \times vpd/sra) \times (xlat \times 1000.0)}{\left(slope + \frac{pa \times cp \times srw}{xlat \times EPS \times sra}\right)}$$
(9)

式中,*strans* 为土壤蒸发量(m/s);*slope* 为环境温度-饱和水汽压关系曲线斜率(mbar/K);*srad* 为土壤吸收的净辐射(W/m²);*pa* 为大气压(mbar);*cp* 为干空气定压比热(1.008×10³J/(kg(K))^[7,13];*rho* 为环境温度下干空气密度(kg/m³);*vpd* 为空气水汽压差(mbar);*xlat* 为水的汽化潜热(J/kg);*EPS* 为水分子与空气分子质量之比(0.62196351);*srw* 为土壤对水汽扩散的阻力(s/m);*sra* 为空气动力学阻力(s/m)。

(9)式表明,蒸发过程由两部分组成:辐射项*slope × srad* 和空气动力学项*cp × rho × vpd/sra*。前者由*srad* 决定,由辐射 能提供蒸发所需的能量;后者则主要由蒸发面上的空气水汽压差*vpd* 和与风速联系的空气动力学阻力*sra* 共同决定,由显热交 换提供蒸发所需的能量^[2]。该方程合并和定义了两个环境驱动变量(净辐射和空气水汽压差)对蒸发的相对重要性。

$$slope = (svp1 - svp2)/(T_1 - T_2)$$
 (10)

式中,svp1和svp2为给定温度T₁和T₂下的饱和水汽压(mbar),参考Murray^[21]、Abbott和Tabony^[22]的计算式:

$$svp1 = 6.1078 \times e^{\frac{17.38 \times T_1}{239.0 + T_1}}$$
 (11)

$$svp2 = 6, 1078 \times e^{\frac{17.38 \times T_2}{239.0 + T_2}}$$
 (12)

$$T_1 = T + 273, 15 \pm 0, 2 \tag{13}$$

$$T_2 = T + 273.15 - 0.2 \tag{14}$$

式中,T为大气平均温度($^{\circ}C$)。

$$rho = 1.292 - 0.00428 \times T \tag{15}$$

$$xlat = 2.5023 \times 10^{6} - 2430.54 \times T \tag{16}$$

$$srad = trad - carad$$
 (17)

式中,trad为冠层上平均太阳辐射(W/m²),carad为冠层所吸收的平均光合有效辐射(PAR)(W/m²):

$$carad = trad \times FPAR \tag{18}$$

式中,FPAR为冠层所吸收的PAR的比例(%),其计算式参考Liu 等^[9]。

$$srw = 1/gsrw \tag{19}$$

式中,gsrw为土壤导水力(ms),由根区的平均含水量(rsw)决定。根据BEPS^[9],若rsw<60%,则gsrw=0.0000001;若60% <rsw<=70%,则gsrw=0.00001;若70%<rsw<= 80%,则gsrw=0.00006;若80%<rsw<=90%,则gsrw=0.000125;若90%<rsw<= 95%,则gsrw=0.00025;若95<rsw<= 99,则gsrw=0.0005;若99%<rsw<= 99.5%,则gsrw=0.001;若rsw > 99.5%,则gsrw=0.002。

$$sra = (cra_sun + cra_shade) \times LAI$$
 (20)

式中, cra_sun 和 cra_shade 分别为阳生叶和阴生叶边界层空气动力学阻力(s/m):

対阳生叶
$$cra_{-}sun = (rh_{-}sun \times rr)/(rh_{-}sun + rr)$$
 (21)

对阴生叶
$$cra_shade = (rh_shade \times rr)/(rh_shade + rr)$$
 (22)

式中,rr为叶边界层对空气中辐射热传输的阻力(s/m); rh_sun 和 rh_shade 分别为阳生叶和阴生叶边界层对对流热传输的阻力,即阳生叶和阴生叶边界层阻力。土壤表面的蒸发强烈地决定于叶边界层阻力。

$$rr = rho \times cp/(4.0 \times SBC \times (tk \times tk \times tk))$$
⁽²³⁾

式中,SBC 为 Stefan-Boltzmann 常数(5.67×10^{-8})($W/(m^2 \cdot K^4)$);tk 为平均温度(K)(tk = T + 273.15)。

$$rh_{-} sun = 1/g_{ap} \tag{24}$$

$$rh_{-} shade = 1/g_{an} \tag{25}$$

式中, g_{ab} 和 g_{nb} 分别为阳生叶和阴生叶边界层导度(m/s):

$$g_{ap} = 1/(rac \ /LAI_{sun}) \tag{26}$$

$$g_{np} = 1/(rac \ /LAI_{shade}) \tag{27}$$

式中,*LAI_{sun}和LAI_{shade}*分别为阳生叶和阴生叶的*LAI*(m²/m²);*rac* 为冠层边界层阻力(s/m)。EPPML 参考Chen^[23]、Chen 和 Cihlar^[24]、Ch**评广教雅**Norman^[26]的方法计算 *LAI_{sun}*:

$$LAI_{sun} = 2\cos\theta(1 - \exp((-0.4\Omega LAI/\cos\theta)))$$
(28)

式中, θ 为平均太阳高度角(°);*LAI*为冠层总*LAI*(m²/m²)。 Ω 为叶聚集指数(表1),表示叶聚集对辐射传输的影响。由于 *LAI*被用于冠层导度和辐射的计算, Ω 在辐射和光合模拟中十分重要。为了精确模拟,既需要*LAI*,又需要 Ω 来反映冠层结构对 辐射机制的影响,以此对冠层导度进行合乎实际的估计。如果忽略 Ω 的影响(即 $\Omega = 1$),那么当*LAI* = 4,正午时的太阳高度角 $\theta_n = 30°$ 时,对*FPAR*的估计将会产生21%的误差^[9]。

$$LAI_{shade} = LAI - LAI_{sun} \tag{29}$$

$$rac = \frac{lw}{alfc \times Nu} \tag{30}$$

式中,lw为叶片特征宽度(设为 0.3m);alfc为空气分子热扩散系数^[28],设为 0.15;Nu 为 Nusselt 数:

$$Nu = 0.62 \times Re^{0.47}$$
(31)

式中, Re 为 Reynold 数^[27,28]:

$$Re = \frac{ud \times lw}{sigma \times nu_{-} lower}$$
(32)

式中,ud 为零平面位移处的风速(m/s);sigma 为冠层对光的遮蔽因子(设为5);nu_lower 为粘度(设为0.15cm²/s),由于大 气边界层内粘性效应显著,处理这一层空气运动时必须考虑粘滞力,将其当作粘滞流体来处理^[13]:

$$ud = uh \times \exp\left(-0.3 \times gam\right) \tag{33}$$

式中,*uh* 为植被高度处的风速(m/s);*gam* 为植被高度处风速对零平面位移处风速的影响因子:

$$gam = (0.167 + 0.179 \times uh) \times Le^{1/3}$$
(34)

式中,Le为冠层结构对风速的影响因子:

$$Le = LAI \times \Omega \tag{35}$$

$$uh = 1.1 \times ustar \times k \tag{36}$$

式中,k为von Karman 常数,在0.38~0.42之间,平均取0.40^[29~30];ustar 为动力磨擦速度(m/s),由Raupach^[31]给出的解析 表达式,并假设大气为中性层结,得:

$$ustar = \frac{u \times k}{\ln \frac{zz - d}{z_a}}$$
(37)

式中,zz为冠层高度(参考层高度)(40m);u为zz处的风速(m/s);d和 Z_a 为风温湿廓线中的重要冠层动力学参数。其中, Z_a 为冠层粗糙度,即风速为零的高度(m)。d为零平面位移(m),也称抬高层高度,即森林的存在使湍流交换开始的高度不是在 地表附近,而是移到地表以上d高度了。EPPML分别用 Szeicz于 1975年和 Stanhill于 1969年给出的经验公式估算 Z_a 和 $d^{[2,13,31]}$:

$$\log(Z_o) = 0.9971\log(h) - 0.883$$
(38)

$$\log(d) = 0.9793\log(h) - 0.1536 \tag{39}$$

式中,h为树木高度(m)。

表1 EPPML 中不同类型植被的模型参数

Table 1	Parameters	in	EPPML	for	different	vegetation	type
_							

参数 Parameter	高山流砾 滩草类 Alpine grasses	高山 苔原 Alpine tundra	岳桦林 Betula ermanii forests	云冷杉林 Spruce- fir forests	阔叶红松林 Mixed broad-leaved and Korean pine forests	阔叶林 Broad- leaved forests	长白落 叶松林 Changbai larch forests	草甸 Meadows	灌丛 Shrubs	参考文献 References
$\sigma(\%)$	2.0	2.0	15.0	37.0	31.0	11.7	20.9	2.0	2.0	[3, 17, 32]
ε(%)	0.67	0.67	5.0	18.5	15.0	3.8	12.6	1.0	0.67	[17]
Ω	0.9	0.9	0.7	0.5	0.6	0.7	0.5	0.9	0.9	[9]

1.2.6 尺度推绎的方法 本研究运用一种基于模型的尺度推绎方法——直接外推法,实现年平均蒸发量由斑块尺度向景观尺度的推绎,即已知模型输入变量的空间分布信息,同时假设斑块尺度的模型适用于景观中的所有空间单元;将输入变量直接输入该模型,并运行模型,得到每个空间单元的输出结果,由此实现尺度的上推^[5,33]。应用这种方法的一个重要假设是:在目标空间单元周围有三维的连接度,即垂直向上与大气相连,垂直向下与土壤相连,以及时间维,而忽略水平方向与邻近空间单元的相连^[34]。这种假设对于研究冠层和土壤表面的蒸发过程是合理的。

的规则机械布点,所取样点均匀分布于整个保护区,共 3928 个点。取样结果表明,各类主要植被所取样点数分别为:高山苔原 153 个点,岳桦林118 个点,云冷杉林1629 个点,阔叶红松林1298 个点,阔叶林730 个点。基于GRID 下的空间栅格图,各点都有 其一一对应的年平均蒸发量、各环境因子变量和LAI 的模拟值,依此可以分析它们之间的关系。

2 结果与分析

2.1 年平均蒸发量与蒸散量的空间格局

彩图 I 为 EPPML 模拟的长白山自然保护区年平均蒸发量(冠层蒸发和土壤蒸发之和)的空间格局图。年平均蒸发量的模 拟值平均为 0.198±0.093m/a(表4),变幅为 0.0~0.740m/a,集中于 0.9~1.0m/a(20.8%)和 0.10~0.3m/a(63.4%);年平均 蒸散量的模拟值平均为 0.836±0.258m/a(表4),变幅为 0.0~1.188m/a,集中于 0.9~1.2m/a(50.3%)。其中,年蒸发量在年蒸 散量中所占的比例平均为 28.1%,与森林蒸发量和蒸散量之间的一般关系一致^[13]。年蒸散量占年降水量的 73.5%,也与森林蒸 散量和降水量之间的一般关系一致^[13]。

如彩图 I,年平均蒸发量与年平均蒸腾量^[4]的景观空间格局完全不同,与海拔的关系不显著,云冷杉林的年平均蒸发量最高(0.276±0.081m/a),而阔叶林的年平均蒸发量最低(0.094±0.030m/a)(表4)。其它各类植被年平均蒸发量的大小顺序依次为:长白落叶松林、高山流砾滩草类、阔叶红松林、灌丛、高山苔原、草甸和岳桦林。年平均蒸散量与年平均蒸腾量的空间分布十分相似,随海拔的升高呈现明显降低的趋势,与植被的垂直地带性分布规律一致。在所有的植被类型中,低海拔阔叶红松林的年平均蒸散量最高,在0.123~1.188m/a 之间变化,平均为1.057±0.173m/a;而高海拔高山流砾滩草类的年平均蒸散量最低,在0.303~0.429m/a 之间变化,平均为0.341±0.034m/a(表4)。其它各类植被年平均蒸散量的大小顺序依次为:长白落叶松林、云冷杉林、阔叶林、草甸、岳桦林、灌丛和高山苔原。

王维华和张胜利^[35]对小兴安岭林区森林水文效应的分析表明,1962~1965年小兴安岭林区原始红松林的年平均蒸散量为 0.602m/a,占年降水量的84.1%,比长白山阔叶红松林的模拟平均值低;年平均蒸发量为0.194m/a,比长白山阔叶红松林的模 拟平均值高约0.022m/a,但在其误差范围(±0.052)之内。后者较低与其阔叶树的组成提高,林分郁闭度增大有关。

魏晓华^[36]对黑龙江省尚志县帽儿山老爷岭附近较典型天然次生林林区中的近单层纯蒙古栎林的蒸发量和蒸散量的测定 表明,1988年蒙古栎林的年平均蒸散量为0.557m/a,占年降水量的76.6%;生长季(5~9月份)的平均蒸散量为0.504m,占同期 降水量的77.5%;非生长季(10~翌年4月份)的平均蒸发量为0.052m。本研究未对阔叶林的类型做进一步的细分,故用蒙古栎 林的实测值仅能对阔叶林的模拟值做粗略的验证。长白山阔叶林年平均蒸散量的模拟值为0.769±0.095m/a,高于蒙古栎林的 实测值;生长季(5~9月份)的平均蒸散量为0.722m,占同期降水量的78.2%;非生长季(10~翌年4月份)的平均蒸发量为 0.046m。

由于缺乏东北地区其它类型植被年平均蒸发量的实测数据,以下与国外文献模拟数据进行数量级的比较:Running和 Coughlan^[7]对Jacksonville的估测结果表明,当LAI为6m²/m²时,年平均蒸发量为0.175m/a;当LAI为9m²/m²时,为0.178m/ a。BEPS 模型对加拿大魁北克省的年平均蒸散量估测值为0.020~0.8m/a^[9]。对模拟结果的初步验证表明,EPPML 对年平均 蒸发量和蒸散量的模拟较为合理,但仍有待用不同类型植被的实测数据验证。

2.2 年平均蒸发量空间格局影响因素分析

2.2.1 叶面积指数对年平均蒸发量的影响 总的来说,各类型植被的年平均蒸发量与年平均LAI高度负相关(P<0.005),相关系数为-0.39。对于高山苔原,可忽略LAI对其蒸发量的影响;其它植被的年平均蒸发量与LAI均呈极显著负相关关系(P<0.005),负相关性强弱依次为:阔叶红松林、阔叶林、岳桦林和云冷杉林(表3)。但年平均蒸发量与LAI之间并不是简单的反比关系。对高山苔原,除少数点在LAI小于0.5m²/m²时,年平均蒸发量线性降低外,大多数情况下年平均蒸发量随LAI的增大变化甚微,约变化于0.14~0.15m/a。其它植被的年平均蒸发量与LAI之间呈指数、对数或幂函数关系。这些函数的一个共同特点是:可以根据LAI的大小,分段考虑其对年平均蒸发量的影响。

当LAI 较小时,年平均蒸发量随LAI 的增加迅速地降低,说明这时蒸发过程以土壤蒸发为主。LAI 对土壤蒸发和冠层截留 蒸发的影响是相反的:当LAI 较小时,冠层所能截留的降水较少,相应地,截留蒸发也较弱;但另一方面由于冠层疏通,林内遮 阴很弱,地面受到直接辐射和湍流作用的影响较大,土壤表层蒸发较强;同时较少的枯枝落叶也有助于土壤矿物层中水柱的上 升。研究表明,疏通冠层的土壤蒸发水量可达到水分损失总量的30%,而郁闭冠层通常少于5%^[37]。由于冠层截留蒸发随LAI 增 加而增加的速率低于土壤蒸发随 LAI 增加而减小的速率,总蒸发量在LAI 较小时出现下降。

当LAI进一步增加时,年平均蒸发量随LAI的变化很小,逐渐趋于平稳,但不同植被平稳值持续的范围差异较大。年平均 蒸发量达到平稳点时的LAI 是个重要的临界值(设为LAI*),当LAI小于LAI*时,土壤蒸发对总蒸发的贡献较大,这时总蒸发 量随LAI 增**列西减外据**要是由土壤蒸发减弱造成的;而当LAI大于LAI*时,土壤蒸发的减弱与冠层截留蒸发的增强对总蒸发 的效应相互抵消,这时总蒸发量随LAI 增加的变化很小。 之后随着 LAI 的增加,有的植被(如阔叶林)的年平均蒸发 量略有增加,而其它植被的年平均蒸发量在所研究的范围内没 有呈现显著增加趋势(图1)。阔叶林在LAI 大于5m²/m²时,蒸发 量就开始略有增加,可能与这时冠层截留蒸发增加有关,由于模 拟输出结果没有将土壤蒸发和冠层截留蒸发区分开来,故先做 此假设,有待于进一步验证。由以上分析看出,年平均蒸发量随 LAI 的变化是在不同植被结构作用下生态过程及其相对重要性 差异的结果。

不同植被年平均蒸发量达到平稳点时的 LAI 及平稳值持续 的范围不尽相同(图1和表2)。高山苔原的年平均蒸发量在 LAI 约为 0. $5m^2/m^2$ 时达平稳,在 LAI 约为 0. $5\sim1.5m^2/m^2$ 时,变化 很小,平稳值持续的范围最短。岳桦林、云冷杉林和阔叶林的年 平均蒸发量在 LAI 分别约为 $1.2m^2/m^2$ 、 $2.5m^2/m^2$ 和 $1.5m^2/m^2$ 时达平稳,在LAI 约为 $1.2\sim3.0m^2/m^2$ 、 $2.5\sim7.5m^2/m^2$ 和 $1.5\sim$ $5.0m^2/m^2$ 时,变化很小,平稳值持续的范围居中。阔叶红松林的 年平均蒸发量在 LAI 约为 $3.5m^2/m^2$ 时达平稳;在 LAI 约为 3.5 $\sim10m^2/m^2$ 时,变化很小,平稳值持续的范围最大;当 LAI 大于 $10m^2/m^2$ 时,从所取的几个少数点来看,年平均蒸发量略有增 加,但由于样点很少,尚不能定论。不同植被平稳值持续范围的 大小与其 LAI 的大小呈正比,如阔叶红松林的 LAI 最大 $(5.606m^2/m^2)$,其平稳值持续的范围也最大;而高山苔原的 LAI 最小 $(0.645m^2/m^2)$,其平稳值持续的范围也最小。

不同植被年平均蒸发量随 LAI 变化的平稳值大小也有很大 差异,与年平均蒸发量平均值基本呈正比,如云冷杉林年平均蒸 发量的平稳值最大(0.23m/a),平均值也为最大(0.276m/a);而



图 1 长白山主要植被年平均蒸发量与叶面积指数的关系 Fig. 1 Relationship between annual mean evaporation and leaf area index for main vegetation types in Changbai Mountain

阔叶林年平均蒸发量的平稳值最小(0.08m/a),平均值也为最小(0.094m/a)(表2)。

Table 2 Variations	of annual mean evaporation wi	th leaf area index for main	vegetation types in Changbai	Mountain
植被类型 Vegetation type	年平均蒸发量随 LAI 变化的平稳值 Asymptotic value of annual mean evaporation with LAI (m/a)	年平均蒸发量达平稳 点时的LAI LAI while annual mean evaporation reaching asymptote(m ² /m ²)	年平均蒸发量开始 上升时的 LAI LAI while annual mean evaporation starting to increase(m ² /m ²)	年平均蒸发量 的平均值 Annual mean evaporation (m/a)
高山苔原 Alpine tundra	0.15	0.5	_	0.146
岳桦林 Betula ermanii forests	0.12	1.2		0.132
阔叶林 Broad-leaved forests	0.08	1.5	5.0	0.094
云冷杉林Spruce-fir forests	0.23	2.5	_	0.276
阔叶红松林 Mixed broad- leave and Korean pine forests	d 0.13	3.5	_	0.172

表2 长白山主要植被年平均蒸发量随 LAI 的变化

2.2.2 环境因子对年平均蒸发量的影响 在影响年平均蒸发量的因素中,无疑环境因子中的水热条件起着重要的作用。总的 来说,表3所列的环境因子均是长白山地区蒸发量的限制因子,与年平均蒸发量的相关系数均大于0.20;年平均蒸发量与年总 降水量、年平均相对湿度和年平均风速呈正相关关系,而与年总辐射、年平均气温和年平均土壤含水量呈负相关关系;年平均蒸 发量受各环境因子影响的强弱顺序依次为:相对湿度、气温、总辐射、降水量、风速和土壤含水量。

与蒸腾相比,环境因子对蒸发的影响要复杂得多,不同类型植被对环境因子的响应有很大差异。与一般情况不同,年总辐射和年平均气温与年平均蒸发量多呈负相关关系(表3),这是因为总辐射和气温较高的地带位于长白山的低海拔处(表4),该处植被的LAI 步序为数据显著地高,由于岳桦林及其以下各带的LAI 对蒸发的影响比气象因子对蒸发的影响要大得多,辐射和气温对蒸发的正效应被抵消;而高山苔原的LAI 对蒸发几乎没有影响,因此蒸发随着辐射和气温的增高而增大。降水量、相对湿

X, KOBLYGUNT / 7502 ED COD / COD 10 / 70	表3	长白山主要植被年平均蒸发量与各因子之间的相关关系
--	----	--------------------------

Table 3 Relationship between annual mean evaporation for main vegetation types and some factors in Changbai Mountain

植被类型 Vegetation type	年降水量 Annual total precipitation	年总辐射 Annual total solar radiation	年平均气温 Annual mean air temperature	年平均 相对湿度 Annual mean relative moisture	年平均风速 Annual mean wind speed	年平均土 壤含水量 Annual mean soil water content	年平均 <i>LAI</i> Annual mean <i>LAI</i>
高山苔原 Alpine tundra	-0.33***	0.61***	0.30***	-0.34***	-0.33***	0.33***	0.029
岳桦林 Betula ermanii forests	-0.20*	-0.16*	0.20*	-0.045	-0.20*	0.15*	-0.53***
云冷杉林Spruce-fir forests	0.047	-0.012	-0.051	0.051	0.046	-0.33***	-0.27***
阔叶红松林 Mixed broad-leaved and Korean pine forests	0.41***	-0.40***	-0.41 * * *	0.41***	0.41***	0.36***	-0.73***
阔叶林 Broad-leaved forests	0.052	-0.041	-0.051	0.055	0.053	0.47***	-0.48***
总 Total	0.26***	-0.29***	-0.30***	0.40***	0.23**	-0.22**	-0.39***

* P≤0.05; * * P≤0.01; * * * P≤0.005

云冷杉林和阔叶林的蒸发几乎不受气象条件的限制,而仅与土壤含水量和LAI有关。在长白山植被中,云冷杉林下土壤的 含水量仅比岳桦林带及其以上植被低,而比其它植被下土壤均高(表4),故其年平均蒸发量最大主要与其较低的LAI有关。云 冷杉林的LAI在7月生长最旺盛季节也仅达到4.691m²/m²,在森林植被中仅高于长白落叶松林。同理,阔叶林的土壤含水量较 高(表4),其年平均蒸发量最小主要与生长季较高的LAI有关。降水量、相对湿度和风速对阔叶红松林年平均蒸发量的影响十 分近似,而与总辐射和气温对年平均蒸发量的影响正好相反。

高山流砾滩处于高海拔的凸起地形,植被稀疏,裸露地表就占86%,7月份LAI仅0.830m²/m²,这些使得该处的蒸发很强; 该处稀薄的大气也保证了水汽扩散的畅通。按理,依据上述作用关系,高山流砾滩的年平均蒸发量应该是所有植被中最大的,但 其总量却略低于云冷杉林和长白落叶松林。原因是该处的大风直接导致气温下降(表4),气温对蒸发的影响(*R*=-0.75)略大 于风对蒸发的影响(*R*=-0.74),因此,大风的结果是蒸发减弱。

长白落叶松林是长白山分布最广的林型,它对气候和立地条件的适应能力都非常强,因立地条件的变化和森林演变过程的 不同,其林分结构也有很大差异。分布较广的杜香长白落叶松林生长稀疏,郁闭度普遍不高,一般多为0.5~0.7,生长中等,7月 份*LAI* 在森林植被中最低(4.153m²/m²),因此,林地水分易向林外扩散。草甸和岳桦林的7月份*LAI* 较高,均达到7.2m²/m² 以 上,这是其土壤蒸发较弱的主要原因。

可见,年平均蒸发量与受气候垂直分布影响极大的植被类型及其结构息息相关。环境条件和 LAI 是决定长白山地区年平 均蒸发量空间格局的重要因素。

3 结论

(1)具有相对较高时空分辨率的模型有助于获得可靠而清晰的年平均蒸发量空间格局图。对模拟结果的初步验证表明, EPPML 可以比较准确地模拟长白山地区景观尺度上主要生态系统的年平均蒸发量,这说明该模型具有一定的适用性。但蒸发量的准确估算是一个很困难的问题,还需进一步验证模拟结果,并对模型进行改进。

(2)本研究用于模拟蒸发过程的模型不很复杂,便于在GIS的GRID模块下进行大量空间数据的运算。运用基于GIS的空间 显示景观过程模型及直接外推法可将小尺度上的生物物理研究结果向中大尺度进行推绎,由此反映中大尺度上生态系统的水 循环过程。

(3)长白山自然保护区年平均蒸发量的模拟值平均为0.198±0.093m/a,其景观空间格局随海拔变化的趋势不明显。各类 植被年平均蒸发量的大小顺序依次为:云冷杉林(0.276±0.081m/a)、长白落叶松林、高山流砾滩草类、阔叶红松林、灌丛、高山 苔原、草甸、岳桦林和阔叶林(0.094±0.030m/a)。年平均蒸散量的模拟值平均为0.836±0.258m/a,其景观空间格局随海拔的 升高呈现明显降低的趋势。各类植被年平均蒸散量的大小顺序依次为:阔叶红松林(1.057±0.173m/a)、长白落叶松林、云冷杉 林、阔叶林、草甸、岳桦林、灌丛、高山苔原和高山流砾滩草类(0.341±0.034m/a)。

(4)环境因子(如气象因子和土壤水分状况)和植被因子(如植被类型和LAI)等景观要素在空间格局上的变化会直接或间 接地影响蒸发过程,进而调控整个景观的水平衡。模拟的环境因子变量被作为驱动变量输入模型中,其空间异质性对蒸发的影 响比对蒸腾的影响要复杂得多。年平均蒸发量与年平均LAI 呈负相关关系(R=-0.39),但两者并不呈简单的反比关系:当 LAI 较小时**开于数禁**量随LAI 的增加迅速地降低;当LAI 进一步增加时,年平均蒸发量随LAI 增加的变化很小,逐渐趋于 平稳。不同植被的LAI 及其对环境因子的响应有很大差异。从遥感图像获取的LAI 空间格局图是否可靠是运用EPPML 模拟

的一个重要前提。

表4 长白山各类植被所处地带的环境条件、叶面积指数、年平均蒸发量和蒸散量

Table 4 Environmental conditions, LAI, annual mean evaporation and evapotranspiration for different vegetation belts in Changbai Mountain

	在首陈水昌	年首桓射	在亚均复建	年平均	年亚均回速	年平均土		生业均基化量	年平均
枯边米刑	十志阵小里	十心相初 Annual total	4 + 均 1 / 血	相对湿度	中十均八述	壤含水量	年平均LAI		蒸散量
恒 版 天 至 Vegetation	Annuar	solar	mean air	Annual mean	Annual	Annual mean	Annual	Annual mean	Annual mean
type	precipitation	radiation	temperature	relative	wind speed	soil water	mean LAI	tion	evapotran-
type	(mm)	(MI/m^2)	(°C)	moisture	(m/s)	content	(m^2/m^2)	(m/a)	spiration
	(11111)	(WIJ/III)	(0)	(%)	(11/3)	(m)		(117.87	(m/yr)
高山流砾滩草类	1641.883 \pm	4718.807 \pm	$-$ 5.857 \pm	69.24 \pm	6.157 \pm	0.0263 \pm	0.102 \pm	0.247 \pm	0.341 \pm
Alpine grasses	92.492	249.489	1.266	1.19	0.619	0.0008	0.122	0.007	0.034
高山苔原	1550.086 \pm	4586.396 \pm	$-4.529\pm$	68.43 \pm	5.550 \pm	0.0266 \pm	0.645±	0.146 \pm	0.504 \pm
Alpine tundra	93.424	303.889	1.374	1.10	0.615	0.0008	0.279	0.012	0.066
岳桦林 Betula	1354.419 \pm	$4634.140\pm$	$-2.062\pm$	66.87 \pm	4.347 \pm	0.0274 \pm	1.541±	0.132 \pm	0.593 \pm
ermanii forests	80.694	309.273	0.901	1.72	0.461	0.0021	0.660	0.031	0.108
云冷杉林 Spruce-fir	1212.614 \pm	4797.703 \pm	$-0.489\pm$	$64.08\pm$	3.561 \pm	0.0197 \pm	2.497±	0.276 \pm	0.822 \pm
forests	82.609	246.451	0.968	2.49	0.440	0.0102	1.783	0.081	0.271
阔叶红松林 Mixed	1020 101	5107 000 L	0 071	F7 00	0 007	0.0104	E COC I	0.179	1 057
broad-leaved and	1039.101±	2127.289±	2.071±	57.05±	2.087±	$0.0164 \pm$	0.000± 2.621	0.172±	1.057±
Korean pine forests	39.200	80.015	0.755	2.04	0.105	0.0079	2.031	0.052	0.175
阔叶林 Broad-	1091.493 \pm	5027.985 \pm	1.221 \pm	59.40 \pm	2.944 \pm	0.0259 \pm	3.467±	$0.094\pm$	0.769 \pm
leaved forests	74.516	200.487	1.124	3.10	0.375	0.0038	1.329	0.030	0.095
长白落叶松林	1000 047	1000 150	0 000	01 05 L	0.050	0.0100	0.040	0.000	0.055
Changbai Larch	1228.047±	4802.156±	$-0.606\pm$	$64.05 \pm$	$3.653 \pm$	0.0188±	2.943±	0.266±	$0.877 \pm$
forests	111,288	221.114	1.370	3.20	0.598	0.0075	1,981	0.075	0.201
节句)(二	1338.550 \pm	4736.660 \pm	$-1.897\pm$	$61.89\pm$	4.260 \pm	0.0246 \pm	$1.561 \pm$	0.136 \pm	0.716 \pm
早町 Meadows	94.614	228.470	1.144	0.42	0.554	0.0008	0.542	0.017	0.066
満月 01 1	1240.885 \pm	4802.467 \pm	$-0.759\pm$	$64.60\pm$	3.717 \pm	0.0260 \pm	0.820±	0.151 \pm	0.563 \pm
准 🗠 Shrubs	96.305	262.205	1.171	2.91	0.518	0.0007	0.201	0.007	0.033
台 は T-+-1	1174.925 \pm	4903.493 \pm	0.139 \pm	61.95 \pm	3.388 \pm	0.0208 \pm	3.227 \pm	$0.198\pm$	0.836 \pm
志山 I otal	143.378	268.600	1.900	4.35	0.779	0.0086	2.438	0.093	0.258

References :

- [1] Zhang Z Q. Hydrological Processes and Mechanisms of Forests. Beijing: Chinese Environmental Sciences Press, 2002.
- [2] Liu C M, Dou Q C. Method of evapotranspiration estimation in Soil-Plant-Atmosphere Continuum (SPAC). Advances in Water Science, 1992, 3(4): 252~263.
- [3] Zhu Z Y, Ji Y H. A general discussion on research current situation and developing tendency of forest hydrology in China. Journal of Jiangsu Forestry Science & Technology, 2001, 28(2): 42~45.
- [4] Zhang N, Yu Z L, Zhao S D. Simulation of spatial distribution of vegetation transpiration in Changbai Mountain. Resources Science, 2001, 23(6): 91~96.
- [5] Wu J G. Landscape Ecology-Pattern, Process, Scale and Hierarchy. Beijing: Higher Education Press, 2000. 162, 182~183.
- [6] Parton W J, Scurlock J M O, Ojima D S, et al. Observations and modeling of biomass and soil organic matter dynamics for the grassland biome worldwide. Global Biogeochemical Cycles, 1993, 7: 785~809.
- [7] Running S W, Coughlan J C. General model of forest ecosystem processes for regional applications I. Hydrologic balance, canopy gas exchange and primary production processes. *Ecological Modeling*, 1988, 42: 125~154.
- [8] Runing S W, Hunt E R. Generalization of a forest ecosystem process model for other biomes, BIOME-BGC, and an application for global-scale models. In: Ehleringer J R and Field C B eds. Scaling Ecological Processes: Leaf to Globe. San Diego: Academic Press, 1993. 141~158.
- [9] Liu J, Chen J M, Cihlar J, et al. A process-based boreal ecosystem productivity simulator using remote sensing inputs. Remote Sensing of Environment, 1997, 62: 162.
- [10] Zhang N, Yu G R, Zhao S D, et al. Ecosystem productivity process model for landscape based on remote sensing and surface data. Chinese Journal of Applied Ecology, 2003, 14(5): 643~652.
- [11] Zhang N, Yu G R, Yu Z L, et al. Simulation of leaf area index and biomass at landscape scale. Journal of Geography Science, 2003, 13 (2): 139~152.
- [12] Zhang N, Yu G R, Yu Z L, et al. Simulation of spatiotemporal variation characteristics of surface runoff in Changbai Mountain based on process model at landscape scale. Chinese Journal of Applied Ecology, 2003, 14(5): 653~658.
- [13] He Q T. Meteorology. Beijing: Chinese Forestry Press, 1991.
- [14] Pei T P. Fan S X. Han S W. et al. Hydrological function and simulation of the Broad Leaved Korean Pine Forest in Changbai Mountain. Acta Bool and the Acta Bool and A
- [15] Zhao H Y, Zhu J W, Wang W H. Analysis on the effects of rainfall interception by artificial pinewoods in the semiarid region. Journal of

Northeast Forestry University, 1997, 25(6): 66.

- [16] Ma X H. Research Methods of Forest Ecosystem. Beijing: Chinese Science and Technology Press, 1994.
- [17] Cai T J, Liu Q, Wang L, et al. Study on soil water balance of artificial Larix gmelinii trees. Journal of Northeast Forestry University, 1996, 24(1): 62.
- [18] He D J, Hong W. Study of the improvement of formula of rainfall interception by vegetation. *System Sciences and Comprehensive Studies in Agriculture*, 1999, **15**(3): 200.
- [19] Manzi A O, Planto S. Implentation of the ISBA parametrization scheme for land surface processes in a GCM-an annual cycle experiment. Journal of Hydrology, 1994, 155(3~4): 353~387.
- [20] Yi C X. Study of the building of formula of rainfall interception by vegetation. *Journal of soil erosion and soil and water conservation*, 1996, **2**(2):47~49.
- [21] Murray F W. On the computation of saturation vapor pressure. Journal of Applied Meteorology, 1967, 6: 203~204.
- [22] Abbott P F, Tabony R C. The estimation of humidity parameters. Meteorological Magazine, 1985, 114: 49~56.
- [23] Chen J M. Optically-based methods for measuring seasonal variation of leaf area index in boreal conifer stands. Agricultural and Forest Meteorology, 1996, 80: 135~163.
- [24] Chen J M, Cihlar J. Quantifying the effect of canopy architecture on optical measurements of leaf area index using two gap size analysis methods. *IEEE Transactions Geoscience and Remote Sensing*, 1995, 33(3): 777~787.
- [25] Chen J M, Rich P M, Gower S T, et al. Leaf area index of boreal forests: theory, techniques, and measurements. Journal of Geophysical Research, 1997, 102(29): 429~443.
- [26] Norman J M. Simulation of microclimates. In: Hatfield J L and Thomason I J eds. Biometeorology in integrated pest management. New York: Academic Press, 1982. 65~99.
- [27] Watanabe T, Mizutani K. Model study on micrometeorological aspects of rainfall interception over an evergreen broad-leaved forest. Agricultural and Forest Meteorology, 1996, 80: 195~214.
- [28] Mo X G, Yao H, Liu S X. A improvement of the dual-source model based on Penman-Monteith formula. Journal of Hydraulic Engineering, 2000, 5: 6~11.
- [29] Zhang J H. Study on characteristics of wind profiles for mixed broad-leaved and Korean pine forests. *Master Thesis in Chinese Academy of Sciences*, 1998. 71, 8.
- [30] Mo X G, Lin Z H, Liu S X. GSVAT for transfer among land/atmosphere interface. Acta Ecologica Sinica, 1999, 19(6): 780.
- [31] Raupach M R. A practical Lagrangian method for relating scalar concentrations to source distributions in vegetation canopies. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1989, 115: 609~632.
- [33] King A. Translating models across scales in the landscape. In: Turner M G and Gardner RH eds. Quantitative Methods in Landscape Ecology. New York: Springer-Verlag, 1991. 479~517.
- [34] Ge J P, Guo H Y, Chen D. Study on population structure of natural Korean pine forests in Xiaoxinganling. Journal of Northeast Forestry University, 1990, 18(6): 26~32.
- [35] Wang W H, Zhang S L. Analysis of forest hydrological effects in Xiaoxinganling forest region. Journal of Northeast Forestry University, 13(2): 42~47.
- [36] Wei X H, Wang Y P. Study on relationship between radiation energy and water for *Quercus Mongolica* forests. *Rural Eco-Environment*, 1993, **3**: 5~8, 12.
- [37] Waring R H, Running S W. Forest Ecosystems Analysis at Multiple Scales. New York: Academic Press, 1998. 27~28.

参考文献:

52.

- [1] 张志强,著.森林水文过程与机制.北京:中国环境科学出版社,2002.
- [2] 刘昌明,窦清晨.土壤植物大气连续体模型中的蒸散发计算.水科学进展,1992,3(4):252~263.
- [3] 祝志勇,季永华.我国森林水文研究现状及发展趋势概述.江苏林业科技,2001,28(2):42~45.
- [4] 张娜,于振良,赵士洞.长白山植被蒸腾量空间变化特征的模拟.资源科学.2001,23(6):91~96.
- [5] 邬建国. 景观生态学——格局、过程、尺度与等级. 北京: 高等教育出版社, 2000. 162, 182~183.
- [10] 张娜,于贵瑞,赵士洞,等.基于遥感与地面数据的景观尺度生态系统生产力的模拟.应用生态学报,2003,14(5):643~652.
- [11] 张娜,于贵瑞,于振良,等. 基于景观尺度过程模型的长白山地表径流量时空变化特征的模拟. 应用生态学报,2003,14(5):653~658. [13] 贺庆棠著. 气象学. 北京:中国林业出版社,1991.
- [14] 裴铁潘,范世香,韩绍文,等.长白山阔叶红松林水文功能与模拟.生态学报,1995,15(增刊B辑):119.
- [15] 赵焕胤,朱劲伟,王维华.半干旱地区油松人工林带降水截留作用分析.东北林业大学学报,1997,25(6):66.
- [16] 马雪华.森林生态系统定位研究方法.北京:中国科学技术出版杜,1994.
- [17] 蔡体久,刘强,王录,等. 落叶松人工林土壤水分平衡的研究. 东北林业大学学报,1996,24(1):62.
- [18] 何东进,洪伟. 植被截留降水量公式的改进. 农业系统科学与综合研究, 1999, 15(3): 200.
- [20] 仪垂祥. 植被截留降水量公式的建立. 土壤侵蚀与水土保持学报, 1996, 2(2):47~49.
- [28] 莫兴国,姚辉,刘苏峡. 基于 Plenman-Monteith 公式的双源模型的改进. 水利学报, 2000, 5: 6~11.
- [29] 张军辉.长白山阔叶红松林风温湿廓线特征研究.中国科学院研究生学位论文,1998.71,8.
- [30] 莫兴国,林忠辉,刘苏峡.用GSVAT模型研究地表/大气界面传输.生态学报,1999,19(6):780.
- [32] 张颂云.长白山地区次生林演替规律的研究.长白山森林生态系统定位站编著.森林生态系统研究 II.北京:中国林业出版社,1983.
- [34] 葛剑平,郭海燕,陈动.小兴安岭天然红松林种群结构的研究.东北林业大学学报,1990,18(6),26~32.
- [35] 王维华万光光教,招兴安岭林区森林水文效应分析.东北林业大学学报,1985,13(2):42~47.
- [36] 魏晓华,"主业"金:"蒙古栋林生态系统的辐射能量与水分关系的研究.农村生态环境. 1993, 3: 5~8, 12.

张 娜等:异质景观年平均蒸发量空间格局模拟

ZHANG Na, et al. Simulating the spatial pattern of annual mean evapotranspiration of a heterogeneous landscape



图 I 长白山自然保护区植被图



图 Ⅱ 长白山自然保护区年蒸发量空间格局 Plate Ⅱ Spatial pattern of annual evaporation in Changbai Mountain Nature Reserve

蒙吉军 等:河西走廊土地利用/覆盖变化的景观生态效应

MENG Ji-Jun, *et al*: Land use/cover changes and its land scape ecological effects in the middle western Hexi Corridor —— A case study of Suzhou oases





