

# Modeling and Analysis of the Forest-Runoff Relations

Huiping Deng

School of Environment and Planning, Liaocheng University, Liaocheng  
Email: denghp62@sina.com

Received: Jul. 2nd, 2012; revised: Jul. 20th, 2012; accepted: Jul. 27th, 2012

**Abstract:** In order to reveal the spatial variation of the relationship between forests and runoff and explore the mechanism numerical simulations of the responses of evaporation and runoff to the dynamic changes of vegetation over the Suomo basin (a tributary of the Yangtze River in the mountain region of southwestern China) are conducted under different temperature change scenarios by using the coupled model SSiB4T/TRIFFID (Plant Dynamic Vegetation Model TRIFFID and TOPMODEL are integrated into the land surface model SSiB4). The impacts of temperature changes on forest-runoff relationship and the mechanism are analyzed. The results of control test show that in wet season canopy wetness fraction is high in the subalpine region of southwestern China duo to low temperature. Transpiration is the minimum among three components of evapotranspiration. Transpiration of forests is no significant difference with transpiration of grass and shrub. The evapotranspiration of the basin increases and reaches its maximal value during the period of C3 grass succession into shrub and then decreases during the period of shrub succession into forest and reaches its minimal value which may be less than bare soil evaporation. As a result forests increase the total runoff of the basin. A decrease in temperature by 1.5°C enhances such effect of forests duo to more decrease in water loss through canopy interception evaporation and transpiration of forests. An increase in temperature by 2°C enhances the rate of transpiration and evaporation of forests more than that of grass and shrub. As a result forests have no significant effect on runoff. Temperature rises to 5°C will cause forests turn to reduce runoff duo to more significant increase in water loss through canopy interception evaporation and transpiration of forests. As elevation decreases (temperature increases) in the mountain region of southwestern China the role of forests to increase runoff will change to be that forests have no significant effect on runoff and forests reduce runoff. The results also indicate that canopy temperature and canopy resistance of forests are more sensitive to temperature changes than that of grass and shrub. As a result canopy interception evaporation and transpiration of forests are more sensitive to temperature changes which cause that more significant increase or decrease in forest canopy evapotranspiration with temperature increase or decrease than that of grass and shrub. Through such mechanism changes of temperature cause the changes of forest-runoff relationship.

**Keywords:** Forest-Runoff Relationship; Spatial Variation; Dynamic Vegetation and Hydrology Modeling; Mechanism Analysis; Mountain Region in the Upper Reaches of the Yangtze Basin

## 森林与径流关系的模拟与分析

邓慧平

聊城大学环境与规划学院, 聊城  
Email: denghp62@sina.com

收稿日期: 2012年7月2日; 修回日期: 2012年7月20日; 录用日期: 2012年7月27日

**摘要:** 为了揭示森林与径流关系的空间变化及原因, 用生物物理/动态植被模型 SSiB4/TRIFFID 与 TOPMODEL 的耦合模型 SSiB4T/TRIFFID 模拟了西南山区长江上游的梭磨河流域不同气温下植被演替及蒸发与径流的动态响应过程, 分析了气温变化对森林 - 径流关系的影响及机理。控制试验模拟结果表明: 1) 由于亚高山区气温低雨季冠层湿润分数高, 在蒸散三个分量中植被蒸腾最小, 森林蒸腾与草和灌木差异小, 流域蒸散在植被从 C3 草到灌木演替阶段增加并达到最大值, 在植被从灌木到森林

演替阶段减小甚至低于裸土蒸发,因此增加了流域径流量。2) 温度较控制试验减小  $1.5^{\circ}\text{C}$ , 由于森林冠层蒸散减小幅度大于草和灌木使森林增加径流的作用增加。3) 气温较控制试验增加  $2.0^{\circ}\text{C}$ , 森林冠层截留蒸发较草和灌木明显增加, 蒸腾也高于草和灌木, 森林对径流的影响已不明显。当气温较控制试验增加  $5^{\circ}\text{C}$ , 森林蒸腾和冠层截留蒸发较草和灌木明显增加, 森林覆盖流域总蒸发最大, 森林减小了径流量。随着山区海拔高度下降, 森林对径流的影响将发生从增加径流量到对径流量影响不大和减小径流量的变化。由于森林冠层温度和冠层阻力对气温变化比草和灌木敏感, 导致对于相同的气温减小(增加)幅度森林冠层截留蒸发和蒸腾的减小(增加)幅度均大于草和灌木, 通过这种机制气温变化造成森林与径流的关系发生变化。

**关键词:** 森林与径流关系; 空间变化; 植被与水文模拟; 机理分析; 长江上游山区

## 1. 引言

长江上游山区海拔高差悬殊, 形成明显的垂直气候带, 受气候垂直分异的影响, 植被垂直分布明显, 森林多分布在海拔 4000 m 以下的山坡中下部, 海拔 2200 m 以下为常绿阔叶林, 海拔 2200~2500 m 为落叶阔叶林, 海拔 2500~3000 m 为中山针阔混交林带, 3000~3800 m 为亚高山针叶林带, 3800~4100 m 为高山疏林灌丛带<sup>[1,2]</sup>。1998 年长江流域特大洪水发生后, 森林植被水文影响问题受到广泛关注, 许多专家学者认为大江大河源头及上游森林植被的破坏是造成水灾的根本原因, 国家也实施了退耕还林还草的措施并投入大量资金进行长江上游流域生态恢复。研究该区森林植被水文效应, 揭示森林植被对水循环与水平衡的影响及机理, 对正确认识和评价森林植被的水文效应, 流域植被修复, 流域水资源管理, 林业建设以及国家制定有关决策具有重要意义。关于长江上游地区森林覆盖率变化径流影响问题已开展了大量研究。从上世纪 1960 年开始, 中国林业科学院和四川省林业研究所在川西米亚罗林区建立高山森林综合定位研究站, 研究森林水文效益<sup>[2]</sup>。通过川西岷江上游森林与采伐迹地两个小集水区径流的对比观测所得结论是高山森林增加了年径流量<sup>[2]</sup>。岷江上游杂谷脑河, 黑水河流域内, 采伐森林并未导致河流年径流量显著的减少而是稍有增加; 整个岷江上游(流域面积 22,664  $\text{km}^2$ ), 森林覆盖率由 1940 年代的 30% 下降到 1980 年的 20% 左右, 以年降雨量相接近的 1940 年代与 1960 年代的年径流量相比较, 年径流深 1960 年代比 1940 年代增加约 10 mm, 对于整个岷江上游(紫坪铺站以上)地区, 森林覆盖率变化对径流量影响并不明显<sup>[3]</sup>。嘉

陵江上游广元市工农镇碗厂沟 5 个小流域森林植被恢复与径流量关系分析结果表明: 森林植被的恢复减小了径流量<sup>[4]</sup>。这些结果表明森林对径流量的影响是空间变化的。但以往森林植被水文影响研究多采用不同集水区比较或同一流域不同时期的比较, 不能对森林植被水文影响进行机理分析, 难以从根本上认识森林植被对水文的作用和解释森林与径流量关系的空间分异。传统的流域水文模型侧重河川径流的模拟, 邓慧平等在 TOPMODEL<sup>[5]</sup>的基础上耦合了一个考虑冠层截留和蒸发计算的子模型, 用此耦合模型模拟了长江上游梭磨河流域植被覆盖变化对流域水文的影响。由于不能区分植被蒸腾与土壤蒸发, 只能给出随着冠层截留能力的增加, 冠层截留蒸发增加而蒸腾与土壤蒸发之和减小的结论<sup>[6]</sup>。因此, 揭示森林植被变化水文影响及其原因需要将地表能量交换过程、土壤水分运动过程、植物蒸腾与光合过程、植被动态变化过程和流域水文过程相集成的耦合模型。

简化的简单生物圈模型(Simplified Simple Biosphere Model, SSiB)是当前较流行的用于区域和全球陆面与大气相互作用的陆面过程模型<sup>[7,8]</sup>。其第 4 版本 SSiB4 包括了 Collatz 等发展的植被光合与气孔导度模型<sup>[9-11]</sup>, 为进一步探讨植被变化并通过与陆面水、能量和  $\text{CO}_2$  交换的相互作用对区域气候的影响, SSiB4 耦合了动态植被模型(Top-down Representation of Interactive Foliage and Flora Including Dynamics, TRIFFID)<sup>[12,13]</sup>, 发展成生物物理/动态植被耦合模型 SSiB4/TRIFFID<sup>[14]</sup>。与其它 1980 年代后发展起来的陆面模式一样, SSiB4/TRIFFID 虽在一维垂直方向上较详细刻画了冠层截留、植被蒸腾、土壤蒸发、入渗和土壤水

分运动,但不能描述土壤湿度空间非均匀性对区域内径流和蒸发计算的影响。为了提高 SSiB4/TRIFFID 流域水文模拟能力,邓慧平将 SSiB4/TRIFFID 与 TOP-MODEL 实行耦合<sup>[15]</sup>(以下记为 SSiB4T/TRIFFID),使耦合模型既具有模拟植被动态变化和详细刻画垂向蒸发、蒸腾和土壤水分运动的优势又考虑了流域土壤湿度空间非均匀性对径流的影响。并应用耦合模型 SSiB4T/TRIFFID 对长江上游的梭磨河流域和下游的青弋江流域植被变化及其水文影响进行了模拟<sup>[15-18]</sup>。为了揭示气温对西南亚高山区森林植被水文效应的影响,在对西南山区梭磨河流域不同温度下植被被长期演替和径流与蒸发的动态变化过程模拟基础上指出:随着气温增加,森林对径流的影响将发生从增加径流量到对径流量没有明显影响到减小径流量的变化<sup>[19]</sup>。文献[19]主要给出了模拟结果,本文首先根据梭磨河流域实测流量资料对模拟的径流季节变化以及逐日流量进行比较,分析影响径流模拟结果的原因,然后在以前研究工作和进一步的模拟基础上重点分析森林与径流关系的空间变化及其机理。

## 2. 流域水量平衡模拟与分析

### 2.1. 再分析气温与降水资料与实测资料的比较

图 1(a)是 1983~1987 年 5 年平均各月再分析气温(流域内两个网格点的平均值)<sup>[15]</sup>与马尔康和红原气象站实测气温,图 1(b)是 5 年平均各月再分析降水与马尔康站实测降水。梭磨河流域包括马尔康和红原县,流域内马尔康气象站海拔 2600 m,流域外红原县气象站海拔 3500 m。马尔康站和红原站 1983~1987 年平均气温分别为 8.6°C 和 1.2°C,两个台站平均为 4.6°C,再分析资料近地面气温 5 年平均为 5.0°C。再分析降水 7 和 9 月小于马尔康站实测降水,其它月份差异很小。再分析资料虽与实际情况存在差异,但还是能够反映梭磨河流域高原寒温带季风气候特征,降水和气温与实测降水和气温季节变化也是一致的。

### 2.2. 径流模拟结果分析

模型中 6 种植被类型为落叶阔叶林、常绿针叶林、C3 草、C4 草、灌木和高纬灌木,有关参数见文献[16],蒸发计算参见文献[9,18]、径流与水量平衡计算参见文献[15,20]。每个数值试验阔叶林和常绿针叶林初始覆

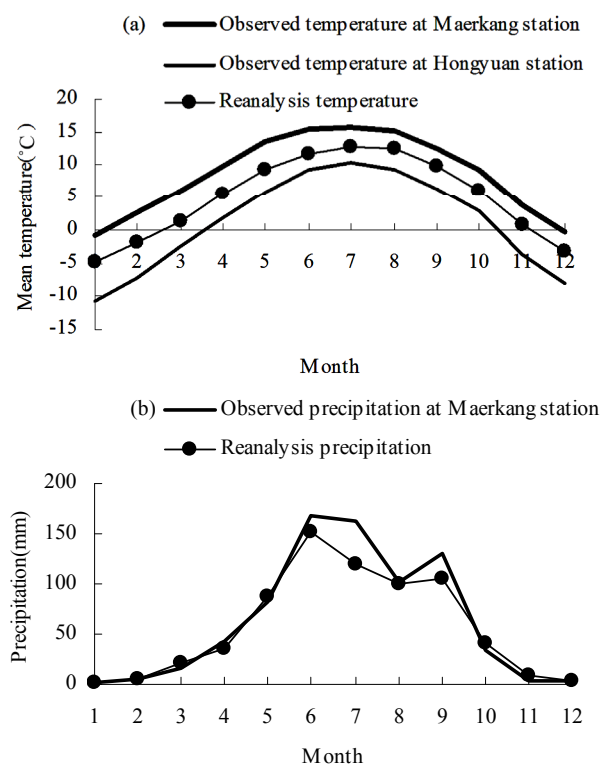


Figure 1. Reanalysis and observed temperature and precipitation (a) Reanalysis temperature and observed temperature of each month; (b) Reanalysis precipitation and observed precipitation of each month

图 1. 再分析与实测气温和降水: (a) 各月再分析气温与实测气温; (b) 各月再分析降水与实测降水

盖率取值 0.10,其它植被类型初始覆盖率取值 0.01,将 5 年的强迫资料重复运行 10 年,取后 5 年模拟结果进行分析。降水除用再分析降水资料模拟外,将马尔康气象站 1983~1987 年逐日降水总量除以 8 平均分配到每个计算步长进行流域水量平衡模拟。为了反映温度对模拟结果的影响,除用再分析气温进行模拟外(记为 T),还分别进行了每个步长再分析气温减小 1.5°C(记为 T-1.5)和增加 2.0°C(记为 T+2)的数值试验。梭磨河流域 1986 年土地覆被类型为:有林地 16.2%、疏林地 6.6%、灌木林 15.3%、草地 60.2%和其它类型 1.7%<sup>[6]</sup>,第 6 到第 10 个模拟年模拟的森林覆盖率 21.9%、草地覆盖率 51.2%、灌木覆盖率 14.1%,其余为裸地。图 2(a)和图 2(b)分别是马尔康站降水和再分析降水模拟的 5 年平均各月径流深。再分析降水 7 月和 9 月小于马尔康站降水,模拟的径流深没有出现 7 月和 9 月的两个峰值,而是 8 月最大。模拟的径流深明显偏小(流域蒸散偏大)。梭磨河流域平均海拔约 4000 m,再分析气温高于红原站气温(海拔 3500 m),

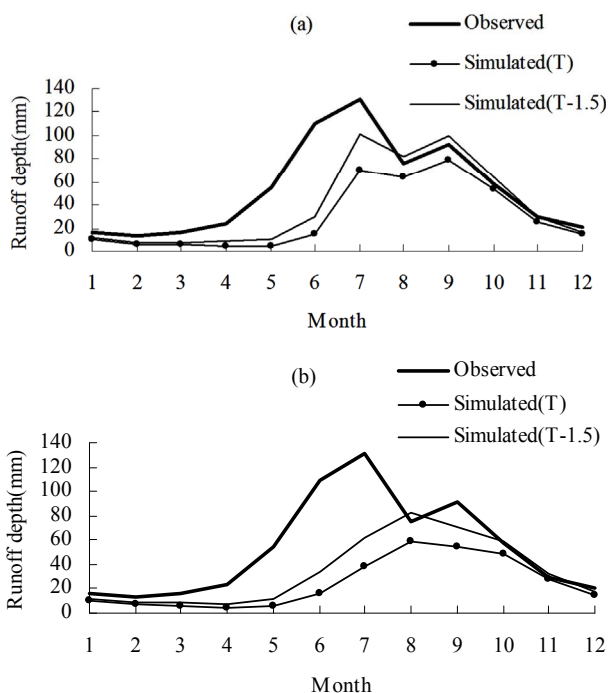


Figure 2. Observed and simulated runoff of each month: (a) Simulated with observed precipitation; (b) Simulated with reanalysis precipitation

图 2. 各月实测与模拟的径流深: (a) 马尔康站降水模拟; (b) 再分析降水模拟

应高于流域平均气温, 应是造成蒸散偏大的一个重要原因。将每个步长输入的再分析温度减小 1.5°C, 模拟的径流深 4~10 月均有所增加, 7~9 月增加最明显, 但 3~7 月径流深依然偏小。根据马尔康水利部门估算的流域面降水量比马尔康站降水量高<sup>[21]</sup>, 除蒸散偏大外, 输入的降水偏小也是造成径流偏小的原因。此外, 影响蒸发的太阳辐射、风速和水气压等要素再分析资料与实际情况肯定也有差异, 也会影响蒸散的模拟结果。图 3(a)是 1983 年马尔康站逐日降水, 图 3(b)是 1983 年模拟与实测的逐日流量(T - 1.5)。3~7 月逐日流量偏小, 第 250 天前后马尔康站有次较大的降水, 模拟的逐日流量上升但实测流量并没有增加, 这说明马尔康站降水和流域面上降水有差异。图 4(a)和图 4(b)分别是不同温度下马尔康站降水和再分析降水模拟的 5 年平均各月冠层湿润分数, 图 4(c)是长江下游青弋江流域<sup>[17]</sup>2007~2009 年实测资料模拟的冠层湿润分数。梭磨河流域温度低(蒸发速率小), 雨季植被冠层湿润分数明显高于青弋江流域, 冠层湿润(截留蒸发)部分大而蒸腾部分小, 造成蒸发雨季以冠层截留蒸发为主, 而青弋江流域以蒸腾为主<sup>[16]</sup>。冠层湿润分数随

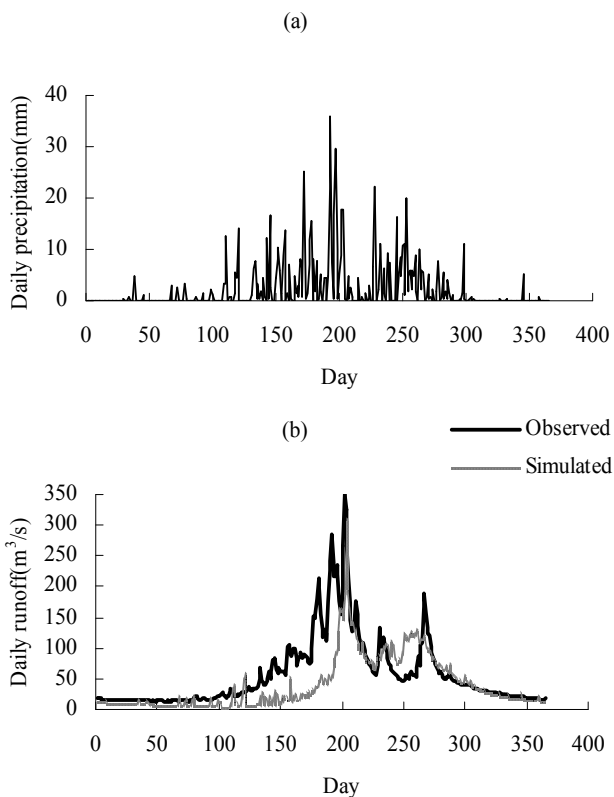
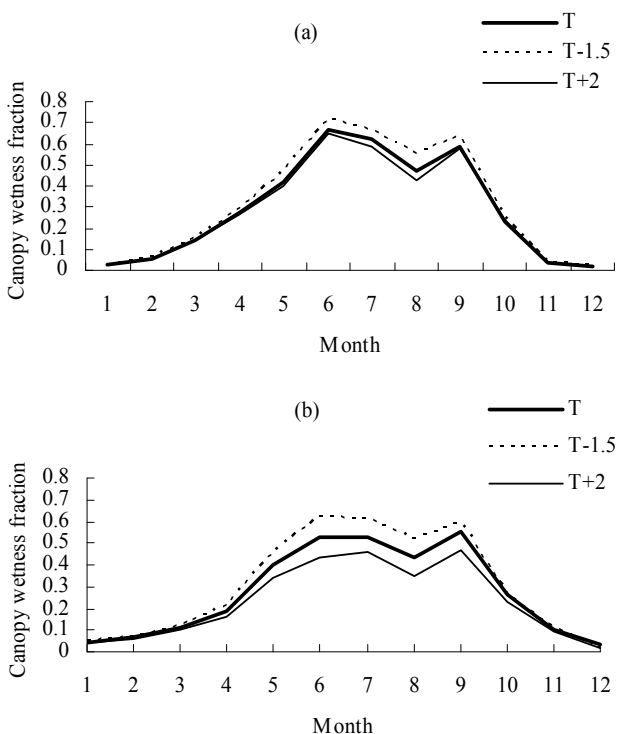


Figure 3. Daily precipitation and runoff in the year of 1983: (a) Observed daily precipitation in the year of 1983; (b) Simulated and observed daily runoff in the year of 1983

图 3. 1983 年实测逐日降水与模拟和实测的逐日流量: (a) 1983 年实测逐日降水; (b) 模拟与实测的逐日流量



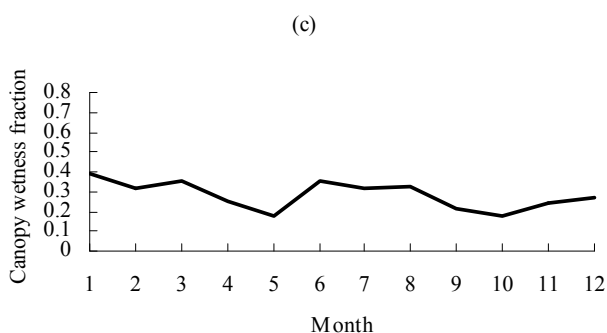


Figure 4. Simulated canopy wetness fraction: (a) Suomo basin (simulated with observed precipitation); (b) Suomo basin (simulated with reanalysis precipitation); (c) Qingyijiang basin (simulated with observed data)

图 4. 模拟的冠层湿润分数:(a) 梭磨河流域(实测降水模拟);(b) 梭磨河流域(再分析降水模拟);(c) 青弋江流域

温度减小而增加, 随温度增加而减小, 即蒸腾在蒸散中所占比重随温度的减小而减小, 随温度的增加而增加。

### 3. 气温对森林 - 径流关系的影响及影响机理分析

文献[19]模拟用的是马尔康站实测降水, 现用再分析降水进行模拟, 文献[19]已分析了土壤蒸发大小对森林水文效应的影响, 本文仅对 RSOIL(模型中与计算土壤表面蒸发阻抗有关的经验系数)取值 251,840 进行模拟。此外, 为了与本文前面模拟所用参数保持一致, 影响阔叶林落叶的临界温度取值 275 K, 其它参数与文献[19]完全一致。第 1 组试验是将梭磨河流域 5 年强迫资料重复运行 120 次连续模拟 600 年, 作为控制试验(T)。第 2 组试验是将每个计算步长输入的气温均减小 1.5℃连续模拟 600 年, 作为气温减小 1.5℃的敏感性试验(T - 1.5)。第 3 组试验是将每个计算步长输入的气温均增加 2℃连续模拟 600 年, 作为气温上升 2℃的敏感性试验(T + 2)。第 4 组试验是将每个计算步长输入的气温和降水均分别增加 5.0℃和 40%, 连续模拟 600 年, 作为气温上升 5.0℃同时降水增加 40%的敏感性试验(T + 5)。图 5(a)是控制试验模拟的植被覆盖率的变化。将模拟的蒸散及其三个分量按 5 个模拟年进行平均, 图 5(b)是模拟的流域蒸散及其三个分量的变化, 图 5(c)是相应的流域水量平衡的变化。与文献[19]控制试验模拟结果比较, 由于阔叶林影响落叶的临界温度由 273 K 提高到 275 K, 阔叶林覆盖率由 0.137 减小到 0.073, 针叶林覆盖率由 0.783 增加

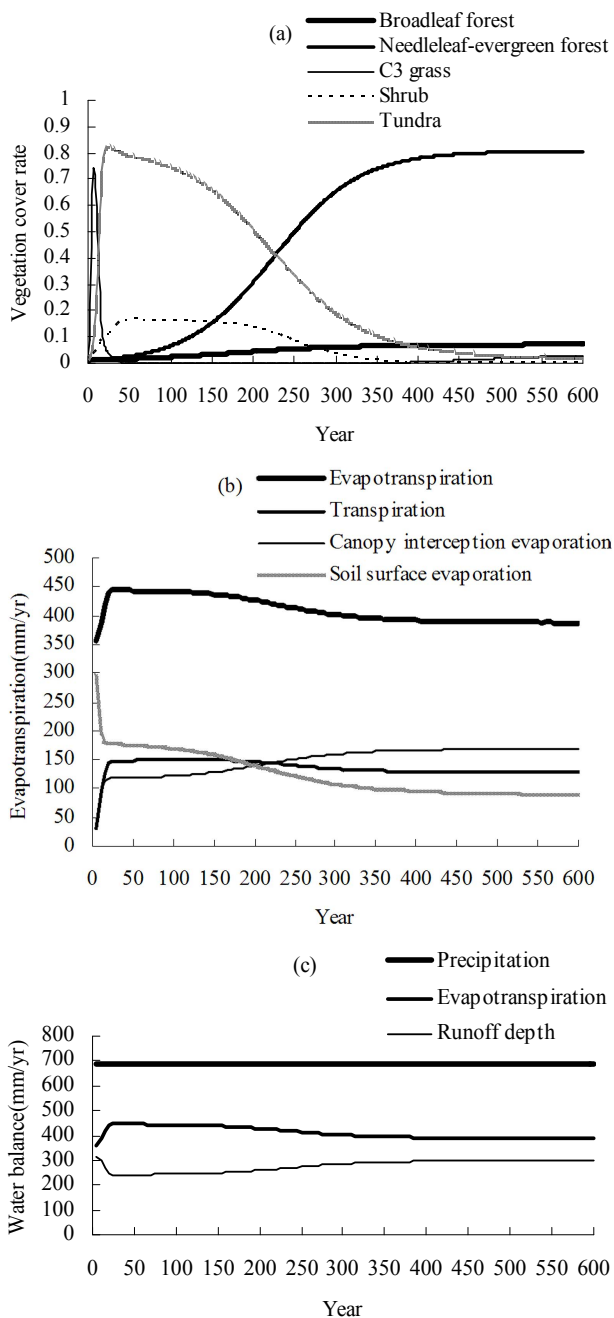


Figure 5. Changes of vegetation cover rate, evapotranspiration and runoff depth: (a) Changes of vegetation cover rate; (b) Changes of evapotranspiration and its three components; (c) Changes of evapotranspiration and runoff depth

图 5. 植被覆盖率、蒸散与径流深的变化: (a) 植被覆盖率的变化; (b) 蒸散及其三个分量的变化; (c) 蒸散与径流深的变化

到 0.806, 植被演替规律是一致的。蒸发与水量平衡模拟结果与文献[19]控制试验模拟结果比较, 再分析降水与马尔康站实测降水模拟结果之间差异不大。气温减小 1.5℃, 阔叶林比例进一步减小而针叶林比例进一步增加, 图 6(a)。图 6(b)和(c)分别是流域蒸散和

水量平衡的变化, 森林蒸腾和冠层截留蒸发已小于高纬灌木, 森林覆盖流域蒸散进一步减小, 森林增加径流的作用随温度减小而增加。气温增加 2℃, 与控制试验结果相比, 常绿针叶林覆盖率有所下降而落叶阔叶林覆盖率有所上升, 在植被从 C3 草到高纬灌木到

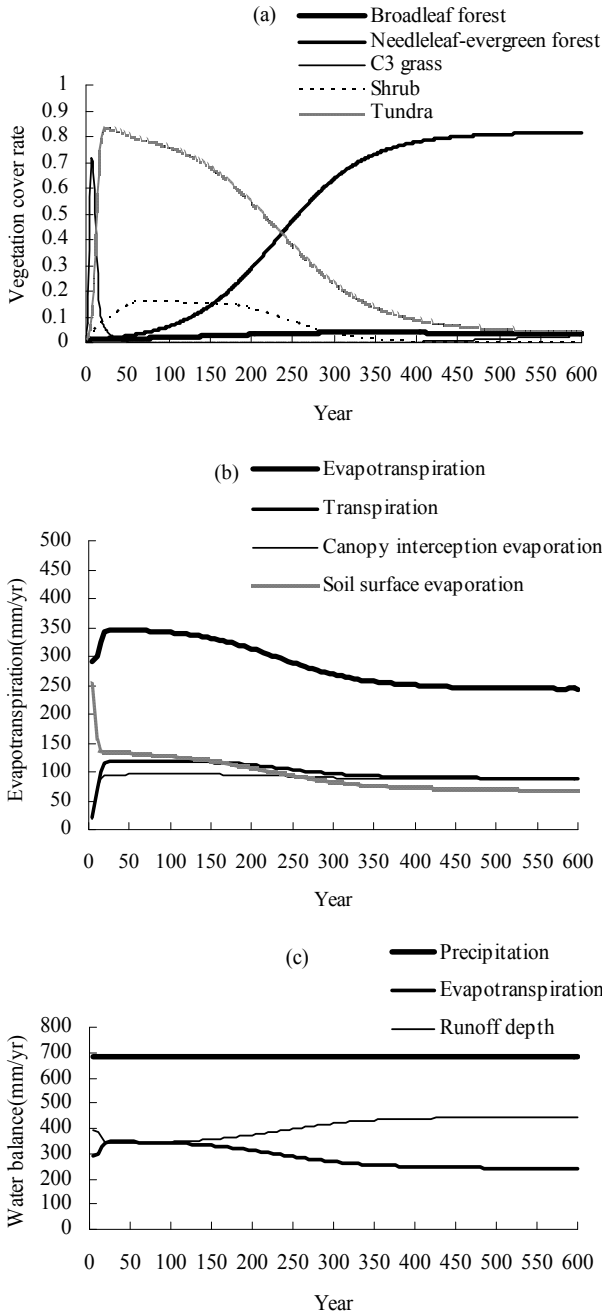


Figure 6. Changes of vegetation cover rate, evapotranspiration and runoff depth: (a) Changes of vegetation cover rate; (b) Changes of evapotranspiration and its three components; (c) Changes of evapotranspiration and runoff depth

图 6. 植被覆盖率、蒸散与径流深的变化: (a) 植被覆盖率的变化; (b) 蒸散及三个分量的变化; (c) 水量平衡的变化

森林的演替过程中, 植被蒸腾和冠层截留蒸发有了较明显的增加, 冠层截留蒸发与蒸腾增加之和与土壤蒸发减小量相当, 流域蒸散变化不大, 即森林覆盖率增加对径流量没有明显影响(图略)。气温增加 5℃, 常绿针叶林覆盖率进一步下降而落叶阔叶林覆盖率进一步上升, 图 7(a), 森林蒸腾和冠层截留蒸发较草和灌

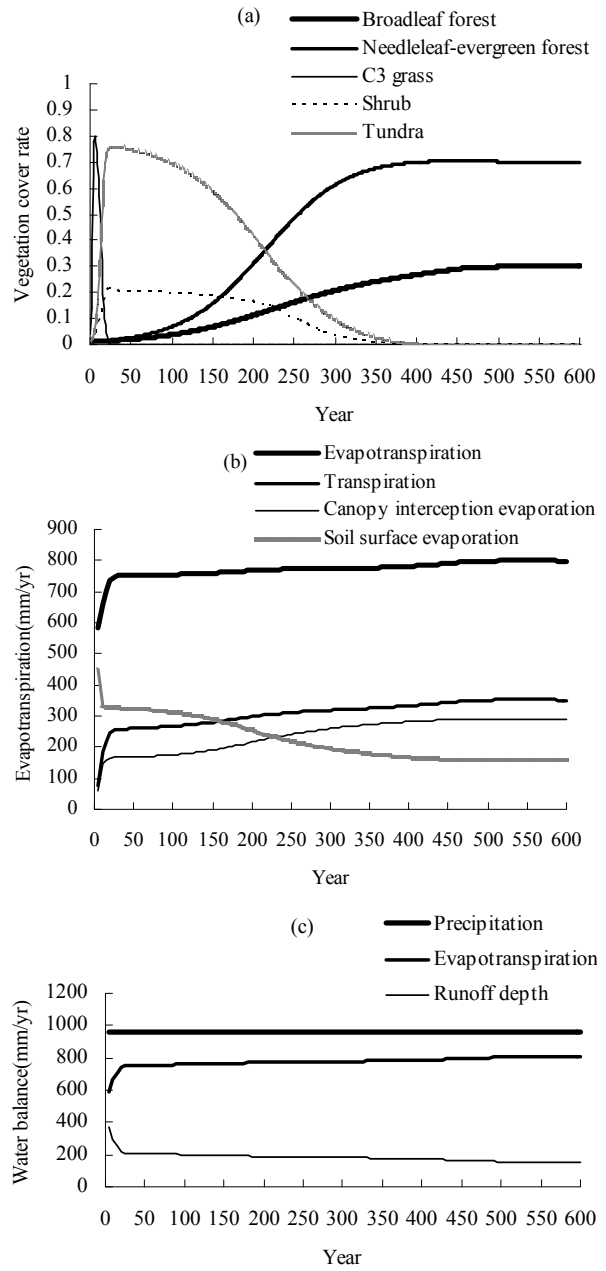


Figure 7. Changes of vegetation cover rate, evapotranspiration and runoff depth: (a) Changes of vegetation cover rate; (b) Changes of evapotranspiration and its three components; (c) Changes of evapotranspiration and runoff depth

图 7. 植被覆盖率、蒸散与径流深的变化: (a) 植被覆盖率的变化; (b) 蒸散及三个分量的变化; (c) 蒸发与径流深的变化

木明显增加, 森林蒸腾已大于冠层截留蒸发, 在蒸散三个分量中最大, 图 7(b)。流域蒸散随森林覆盖率增加而增加, 森林减小了流域径流量, 图 7(c)。文献[19]是将马尔康站实测日降水量除 8 平均分配到每个计算步长, 由于每个步长的降水量是均匀的, 有利于冠层截留, 在相同气温下, 马尔康站实测降水模拟的雨季冠层湿润分数高于再分析降水, 而且这种差异随气温的增加而增加(图 4)。因此冠层截留蒸发大于而蒸腾小于再分析降水的模拟结果, 而且两种降水模拟的蒸腾和冠层截留蒸发的差异随气温的增加而增加, 气温上升  $4.0^{\circ}\text{C}$ , 马尔康站实测降水模拟的森林冠层截留蒸发仍大于蒸腾<sup>[19]</sup>。

图 8(a)和(b)分别为不同气温下植被演替过程中冠层温度和净光合速率的变化。冠层温度随气温增加(减小)而增加(减小), 在植被演替过程中冠层温度减小, 森林冠层温度最低, 而且与草和灌木的差异随气温的减小而增加。气温变化对草和灌木的净光合速率影响不明显, 但明显影响了森林的净光合速率。森林的净光合速率随气温减小(增加)而减小(增加)。根据冠层净光合速率与冠层阻力关系<sup>[9]</sup>, 气温减小(增加)森林冠层阻力增加(减小)。由于森林冠层温度和冠层阻力对气温变化比草和灌木敏感, 对于相同的气温减小(增加), 森林冠层温度减小(增加)和冠层阻力的增加(减小)幅度均大于草和灌木, 使森林冠层截留蒸发和蒸腾减小(增加)幅度大于草和灌木冠层截留蒸发和蒸腾减小(增加)的幅度, 气温变化通过影响冠层阻力和温度使森林冠层蒸散随气温减小(增加)的幅度大于草和灌木, 从而引起森林 - 径流关系的变化。

#### 4. 讨论

长江上游西南亚高山区气温低, 降水日数多但大的降水日数少, 因此植被冠层湿润分数高, 雨季和全年在蒸发的三个分量中森林冠层截留蒸发最大而蒸腾最小<sup>[16]</sup>。随着海拔高度下降(气温增加), 模拟结果显示: 植被冠层湿润分数减小, 森林净光合速率、冠层截留蒸发和蒸腾较草和灌木明显增加, 尤其是森林蒸腾增加幅度最大。蒸腾及其在蒸发中所占比重随海拔高度的变化还有待不同海拔高度的实测资料的检验。根据模拟结果, 随着海拔高度下降, 由于森林冠层截留蒸发和蒸腾增加幅度大于草和灌木, 森林 - 径流关系将发生从增加径流量到对径流量影响不大和

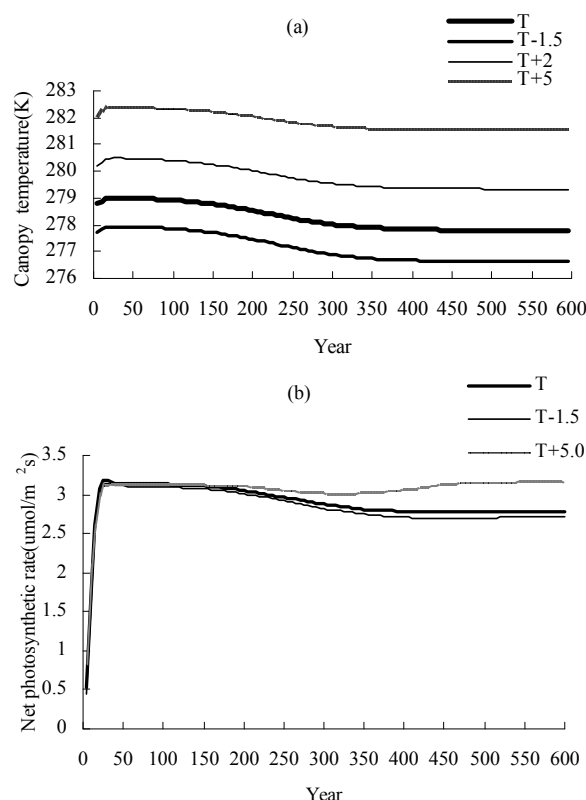


Figure 8. Changes of simulated canopy temperature and net photosynthetic rate: (a) Changes of simulated canopy temperature; (b) Changes of net photosynthetic rate

图 8. 植被冠层表面温度和净光合速率的变化: (a) 植被冠层表面温度的变化; (b) 净光合速率的变化

减小径流量的变化。西南山区岷江上游米亚罗两个小集水区由于面积小(分别为  $3.31 \text{ km}^2$  和  $2.91 \text{ km}^2$ ), 平均海拔高度应高于而平均气温应低于整个岷江上游流域(紫坪铺站以上), 森林与采伐迹地两个小集水区径流的对比观测所得结论是高山森林增加了年径流量<sup>[2]</sup>, 而整个岷江上游流域森林覆盖率变化对径流量影响已不明显<sup>[3]</sup>。嘉陵江上游广元碗厂沟 5 个小流域地处四川盆地北缘, 海拔  $515 \text{ m} \sim 835 \text{ m}$ , 属于亚热带湿润季风气候, 多年平均气温  $16.1^{\circ}\text{C}$ , 平均年降雨量  $937.3 \text{ mm}$ , 森林植被的恢复减小了径流量<sup>[4]</sup>。以上的森林 - 径流关系体现了随着海拔高度下降森林从增加径流量到对径流量影响不大和减小径流量这一变化规律。对于海拔高差大的流域, 由于气候的垂直分异导致流域森林与径流关系存在较大的空间变化, 不同部位采伐森林(造林)有不同的径流影响。

#### 5. 结论

本文通过耦合模型 SSiB4T/TRIFFID 对西南山区

长江上游的梭磨河流域不同温度下森林植被变化及相应的径流与蒸发响应的动态模拟,分析了气候垂直地带性对森林与径流关系的影响及机理。主要结论有: 1) 随着海拔高度下降(气温增加),冠层湿润分数减小,植被蒸腾在蒸散中的比重增加,森林蒸腾增加幅度最大;森林与径流关系存在从增加径流量到对径流量影响不大和减小径流量的变化。2) 森林冠层温度和冠层阻力对气温变化比草和灌木敏感,对于相同的气温减小(增加)幅度,森林冠层温度减小(增加)和冠层阻力增加(减小)幅度大于草和灌木,导致森林冠层蒸散减小(增加)幅度大于草和灌木,引起森林-径流关系变化。

## 参考文献 (References)

- [1] 毕国昌. 关于西南高山林区林型分类的几个问题[J]. 林业科学, 1964, 9(1): 86-92.
- [2] 马雪华. 四川米亚罗地区高山冷杉林水文作用的研究[J]. 林业科学, 1987, 23(3): 253-264.
- [3] 马雪华. 岷江上游森林的采伐对河流流量和泥沙悬移质的影响[J]. 自然资源, 1980, 4(3): 78-87.
- [4] 张发会, 陈林武, 吴雪仙等. 长江上游低山丘陵区小流域森林植被变化对径流影响分析[J]. 四川林业科技, 2007, 28(4): 49-53.
- [5] K. J. Beven. Rainfall-runoff modeling. New York: John Wiley & Sons, Ltd., 2000: 187-199.
- [6] 邓慧平, 李秀彬, 陈军锋等. 流域土地覆被变化水文效应的模拟[J]. 地理学报, 2003, 58(1): 53-62.
- [7] P. J. Sellers, Y. Mintz, Y. C. Sud, et al. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. Journal of the Atmospheric Science, 1986, 43(6): 505-531.
- [8] Y. Xue, P. J. Sellers, J. L. Kinter, et al. A simplified biosphere model for global climate studies. Journal of Climate, 1991, 4(3): 345-364.
- [9] P. J. Sellers, D. A. Randall, G. J. Collatz, et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Journal of Climate, 1996, 9(4): 676-705.
- [10] P. J. Sellers, R. E. Dickinson, D. A. Randall, et al. Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. Science, 1997, 275(5299): 502-509.
- [11] X. Zhan, Y. Xue and G. J. Collatz. An analytical approach for estimating CO<sub>2</sub> and heat fluxes over the Amazonian region. Ecological Modeling, 2003, 162(1-2): 97-117.
- [12] P. M. Cox, R. A. Betts, C. Jones, et al. Acceleration of global warming duo to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. Nature, 2000, 408: 184-187.
- [13] P. M. Cox. Description of the "TRIFFID" dynamic global vegetation model. Hadley Centre Technical Note 24, Hadley Centre, Met Office, Exeter, 2001.
- [14] Y. Xue, H. Deng and P. M. Cox. Testing a coupled biophysical/dynamic vegetation model (SSiB-4/TRIFFID) in different climate zones using satellite-derived and ground-measured data. Joint Session 5, Land-Atmosphere Interactions: Coupled Model Development, Data Assimilation, Predictability, and Process Studies (Joint with 18th Conference on Climate Variability and Change and 20th Conference on Hydrology), the 86th AMS Annual Meeting, Atlanta, 2006.
- [15] 邓慧平. 流域植被水文效应的动态模拟[J]. 长江流域资源与环境, 2010, 19(12): 1404-1409.
- [16] 邓慧平. 流域植被覆盖变化对径流和蒸发影响的模拟与分析[J]. 地球科学期刊, 2012, 2(1): 34-41.
- [17] 邓慧平, 刘惠民, 肖燕. 流域植被与土壤导水系数对青弋江流域水文影响的数值试验[J]. 水资源与水工程学报, 2012, 23(3): 4-9.
- [18] 邓慧平. 梭磨河流域植被和水文对气候变化的响应[J]. 地球科学期刊, 2012, in press.
- [19] 邓慧平. 气温变化对西南山区流域森林水文效应影响的模拟[J]. 生态环境学报, 2012, 21(4): 601-605.
- [20] 邓慧平, 孙菽芬. 地形指数模型 TOPMODEL 与陆面模式 SSiB 的耦合及在流域尺度上的数值模拟[J]. 中国科学: 地球科学, 2012, 42(7): 1083-1093.
- [21] 邓慧平, 李秀彬, 张明等. 气候与地表覆被变化对梭磨河流域水文影响的分析[J]. 地理科学, 2001, 21(6): 493-497.