

邓慧平, 丹利, 王倩, 等. 2020. 气候与植被覆盖变化对中国西南亚高山区流域碳水循环的影响模拟 [J]. 气候与环境研究, 25(1): 19–31. DENG Huiping, Dan Li, WANG Qian, et al. 2020. Simulations of the Impact of Climate and Vegetation Cover Changes on Carbon and Water Cycles of a Subalpine Basin in the Mountain Region of Southwestern China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 25(1): 19–31. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.18068

气候与植被覆盖变化对中国西南亚高山区流域 碳水循环的影响模拟

邓慧平¹ 丹利² 王倩¹ 杨秀静² 杨富强²

¹ 聊城大学环境与规划学院, 山东聊城 252059

² 中国科学院大气物理研究所东亚区域气候—环境重点实验室, 北京 100029

摘 要 正确认识气候变化对流域森林植被和水文的影响对于林业经营管理和流域生态修复具有重要意义。为了揭示气候与植被覆盖变化对西南亚高山区流域碳水循环过程的影响, 用生物物理/动态植被模型 SSiB4/TRIFFID (Simplified Simple Biosphere model version 4, coupled with the Top-down Representation of Interactive Foliage and Flora Including Dynamics model) 与流域地形指数水文模型 TOPMODEL (Topographic Index Model) 的耦合模型 (以下记为 SSiB4T/TRIFFID) 模拟了不同气候情景下西南亚高山区的梭磨河流域植被演替和碳水循环过程。结果表明, 所有试验流域植被经历了从 C3 到苔原灌木最后到森林的变化; 控制试验流域蒸散在流域植被主要为苔原灌木时达到最大而径流深最小; 增温 5 °C 并且增雨 40% 试验 [记为 T+5, (1+40%) P 试验] 流域蒸散在流域为森林覆盖时达到最大而径流深最小。随着温度增加, 森林蒸腾、冠层截留蒸发和蒸散的增加幅度明显大于草和苔原灌木, 导致森林从控制试验的增加径流量变为减小径流量。从控制试验到 T+5, (1+40%) P 试验, 温度增加使森林净初级生产力有所增加, 但对草和苔原灌木的净初级生产力影响很小; 植被水分利用效率随温度增加明显减小。西南山区随着海拔高度降低 (温度升高), 森林从增加径流量转变为减少径流量, 植被水分利用效率也相应明显减小。西南山区气候的垂直地带性对森林—径流关系和水分利用效率的空间变化有着重要的影响。

关键词 陆面模式 碳水循环模拟 气候与植被变化影响 森林—径流关系 水分利用效率

文章编号 1006-9585(2020)01-0019-13

中图分类号 P426.2

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.18068

Simulations of the Impact of Climate and Vegetation Cover Changes on Carbon and Water Cycles of a Subalpine Basin in the Mountain Region of Southwestern China

DENG Huiping¹, Dan Li², WANG Qian¹, YANG Xiujing², and YANG Fuqiang²

¹ School of Environment and Planning, Liaocheng University, Liaocheng, Shandong Province 252059

² Key Laboratory of Regional Climate-Environment Research for Temperate East Asia, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Correctly understanding the hydrological impacts of forest vegetation and climate change is of considerable significance for forestry management and watershed ecological restoration. To investigate the effects of climate and

收稿日期 2018-05-23; 网络预出版日期 2019-12-12

作者简介 邓慧平, 男, 1962 年出生, 教授, 主要从事陆面模式与气候变化影响研究。E-mail: denghp62@sina.com

通讯作者 丹利, E-mail: danli@tea.ac.cn

资助项目 国家重点研发计划项目 2016YFA0602501, 国家自然科学基金重点项目 41630532

Funded by National Key Research and Development Program of China (Grant 2016YFA0602501), Key Program of National Natural Science Foundation of China (Grant 41630532)

vegetation cover changes on carbon-water cycles, the biophysical/dynamic vegetation model SSiB4/TRIFFID (Simplified Simple Biosphere model version 4, coupled with the Top-down Representation of Interactive Foliage and Flora Including Dynamics model) was coupled with the TOPMODEL (Topographic Index Model) based on the catchment scheme partitions between saturated and unsaturated zones. The coupled model (hereinafter SSiB4T/TRIFFID) was employed to perform long-term dynamic simulations of vegetation succession and carbon-water circulations under different climate scenarios for a subalpine basin (the Soumou River basin that is a tributary of the Yangtze River located in the mountain region of southwestern China). The results of all tests indicate that vegetation fractions initially undergo changes from C3 grass dominance to tundra shrub dominance and then gradually approach equilibrium forest dominance. The results of the control test show that evapotranspiration of the basin increases and reaches its maximum value and runoff reaches its minimum value during the succession period of C3 grasses into tundra shrubs. Additionally, evapotranspiration decreases and runoff increases during the succession period of tundra shrubs into forests. An increase in temperature by 2 °C enhances the rate of transpiration and canopy interception evaporation of forests more than those of grasses and tundra shrubs. As a result, the role of forests in increasing runoff is reduced. An increase in temperature by 5 °C accompanied by an increase in precipitation by 40% [T+5, (1+40%)P test] will cause forests to reduce runoff because of the considerable increase in water loss through canopy interception evaporation and transpiration of forests. The results indicate that sensitivity to temperature changes of canopy interception evaporation and transpiration of forests are more than those of grasses and shrubs. Such a mechanism of temperature change causes the forest-runoff relationship to change. From the control test to the T+5, (1+40%)P test, the forest net primary productivity (NPP) increases with the increase in temperature. By contrast, the increase in temperature has a slight effect on the NPP of grasses and tundra shrubs. The water use efficiency (WUE), which characterizes the coupling relationship between carbon and water, considerably decreases with the increase in temperature. As elevation decreases (temperature increases) in the mountain region of southwestern China, WUE decreases with the decrease in altitude. Moreover, the role of forests to increase runoff changes to decrease runoff. The vertical zonality of climate controls the spatial variation of the forest-runoff relationship and WUE.

Keywords Land surface model, Carbon-water circulation simulation, Effects of climate and vegetation changes, Forest-runoff relationship, Water use efficiency

1 引言

在全球尺度上气候对全球主要植被类型的空间分布起主导作用 (Woodward et al., 2004), 而植被的组成与分布对蒸发与径流具有根本的重要性 (Dunn and Mackay, 1995)。关于砍伐森林和植树造林对径流的影响在全球范围内已开展了大量的森林集水区研究 (Bosch and Hewlett, 1982; 李文华等, 2001; Zhang et al., 2017)。关于森林与径流的关系主要有以下 3 种不同的观点 (李文华等, 2001): (1) 森林的存在会使径流量增加; (2) 森林的存在与径流量之间没有明显的关系; (3) 森林的存在会减少年径流量。普遍的结论是: 森林覆被的减少可以增加水的产量而在原无植被覆盖的地区种植森林将会减少产水量 (Bosch and Hewlett, 1982; 李文华等, 2001)。传统的森林集水区比较研究着重分析流域森林植被变化与流域径流的关系, 不能对森林植被水文影响过程进行机理分析,

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变化, 长期以来关于森林是增加还是减小径流或对径流没有明显影响就一直存在着争论 (李文华等, 2001)。林业经营与流域生态修复以及应对未来全球变暖需要对流域森林植被和水文对气候变化的响应有明确的认识。深入研究气候变化对植被和地表水量平衡的影响, 揭示森林—径流关系的空间变化机理, 对正确认识和评价森林植被的水文效应、流域森林植被修复和林业经营具有重要意义。

真实地评估陆地水平衡的时空变化需要联系植被动态变化与水文过程的机理模型, 而陆面模式符合这一要求 (Gerten et al., 2004)。陆面过程物理模式定量描述对气候系统有重要影响的陆气间辐射、热量、动量以及水分交换过程 (Sellers et al., 1986; Xue et al., 1991)。随着对碳水耦合机理认识的深化, 引入碳水耦合机理的第三代陆面物理过程模式模拟土壤—植被—大气连续体中碳水循环及

其对气候变化的响应 (Sellers et al., 1996, 1997; Zhan et al., 2003; Dan et al., 2007)。第三代陆面模式与动态植被模型相耦合, 模拟研究植被与气候的相互作用与反馈 (Cox et al., 2000; Xue et al., 2006; Zhang et al., 2015; Peng and Dan, 2015; Zeng et al., 2018)。垂向一维的陆面模式虽较详细刻画了土壤—植被—大气连续体中冠层截留、植被蒸腾、土壤蒸发、入渗和土壤水分运动, 对垂直方向的碳水循环过程进行模拟, 但忽略了流域地形引起的土壤水分空间非均匀性及其对蒸发和径流的影响 (Stieglitz et al., 1997)。流域地形指数水文模型 TOPMODEL (Topographic Index Model) 反映了重力作用下地形对土壤湿度这种非均匀分布的影响 (Beven and Kirkby, 1979; Beven, 2000), 受到研究者的关注并提出了一些简化有效的耦合方案将 TOPMODEL 与当前流行的陆面模式进行耦合, 用于陆—气耦合相互作用研究 (Stieglitz et al., 1997; Koster et al., 2000; Gedney and Cox, 2003; Douville, 2003; Niu et al., 2005; Deng and Sun, 2012)。

简化的简单生物圈模式 (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模式 (Xue et al., 1991)。其第 4 版本 SSiB4 (Simplified Simple Biosphere model version 4) 包括了 Collatz 等发展的植被光合与气孔导度模型 (Zhan et al., 2003)。为进一步探讨植被变化并通过与陆面水、能量和 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 model, TRIFFID) (Cox et al., 2000), 发展成生物物理/动态植被模型 SSiB4/TRIFFID (Xue et al., 2006), 并用来自不同纬度和地形条件的 13 个地点的观测资料进行了验证, 包括萨赫勒热带稀树草原和灌木, 亚马逊热带雨林, 阿拉斯加苔原和北方森林, 除了卫星遥感反演的叶面积指数外, 能获得的实测的土壤湿度、潜热, 显热通量和 CO_2 通量也被用于 SSiB4/TRIFFID 的检验 (Xue et al., 2006; Zhang et al., 2015)。以往一维垂向的 SSiB4 以及 SSiB4/TRIFFID 主要进行的是单点的模拟检验, 但在流域尺度上的模拟研究开展的很少。以流域作为研究的基本单元可以使陆面模式与水文循环联系起

来, 而且可以利用流域长期的径流观测资料检验陆面模式的模拟结果 (Koster et al., 2000)。为了更适合于模拟流域尺度的气候与植被变化的水文影响, SSiB4/TRIFFID 有必要耦合一个好的流域水文模型比如 TOPMODEL (Deng and Sun, 2012)。在流域气候条件下往往是几种植被共生的而非单一均匀的植被类型, 通过陆面模式 SSiB4 与动态植被模型和流域水文模型 TOPMODEL 的耦合, 使耦合模型能够考虑流域植被非均匀分布以及地形对水文过程二维特性的影响。

中国西南林区是中国第二大天然林区, 位于青藏高原东南部, 主要包括四川、云南和西藏三省区交界处的横断山区, 该区海拔高差悬殊, 形成明显的垂直气候带, 森林多分布在海拔 4000 m 以下的山坡中下部, 3000~4100 m 为高山疏林灌丛带, 3000~3800 m 为亚高山针叶林带, 海拔 2500~3000 m 为中山针阔混交林带 (马雪华, 1987)。西南林区是重要的木材产区和水源地, 自 20 世纪 60 年代初开始, 该地区开展了研究森林砍伐 (或造林) 与河川径流变化的集水区比较试验研究, 积累了一些研究成果, 有高山森林具有增加径流的作用 (马雪华, 1987) 和森林恢复减小径流 (张发会等, 2007) 的不同结论。因此, 需要将不同地区森林集水区试验结果有机联系起来, 以形成森林—径流关系的规律性认识。此外, 该地区也是气候变化的敏感区, 气候变化将导致地表植被和碳水循环发生变化, 在全球变暖背景下, 研究森林植被和碳水循环对温度增加的响应, 对应对全球变暖森林和水资源影响也具有重要意义。但以往该地区气候与地表覆被变化水文影响评估工作采用的各类流域水文模型主要侧重河川径流的模拟 (陈军锋和张明, 2003; 邓慧平等, 2003), 对影响植被蒸腾的生理和生化过程缺少详细的描述, 对植被对气候变化的响应以及由此产生的水文效应也缺少充分的考虑, 总体上缺乏在变化的气候条件下植被与水循环响应的过程和机理分析。本研究选择西南亚高山区的梭磨河流域为研究对象, 用 SSiB4/TRIFFID 与 TOPMODEL 的耦合模型 SSiB4/TRIFFID 在各种气候情景下对梭磨河流域植被演替和碳水循环过程进行模拟, 并根据模拟结果分析气候与植被覆盖变化的水文影响及森林—径流关系机理。

2 耦合模型 SSiB4T/TRIFFID 简介

原始的 SSiB 有 8 个预报量：冠层温度 T_c 、表层土壤温度 T_{gs} 、深层土壤温度 T_d 、冠层截留水分储量 M_c 、地面截留固态（雪和冰）水分储量 M_g 、三层土壤湿度 w_1 、 w_2 和 w_3 ，地面和冠层感热通量和潜热通量在模式中作为诊断变量由预报量计算（Sellers et al., 1986; Xue et al., 1991）。TRIFFID 模型核心是 2 个描述植被碳密度 C_v （ C_v 分解为叶片碳、根部和茎的碳）和植被覆盖率 v 的微分方程，并基于 Lotka-Volterra 方程处理不同植被类型和同一植被类型之间的竞争。在 TRIFFID 中，植被类型共 6 种：阔叶林、针叶林、C3 草、C4 植被以及灌木和苔原矮灌木（Tundra）。此外还有裸土这一下垫面类型。SSiB4 为 TRIFFID 提供各类型植被冠层的净光合速率，冠层暗呼吸速率以及冠层温度等变量。TRIFFID 计算每种植被类型的生长及植被类型间的竞争，每 10 d 对植被和土壤的碳进行更新，为 SSiB4 提供所需的每种类型植被的叶面积指数，植被覆盖率和植被高度等植被参数（Cox et al., 2001; Xue et al., 2006; 邓慧平等, 2018）。

根据 3 个基本假设，TOPMODEL 建立了流域各处地下水埋深与流域地形指数和平均地下水埋深之间以及基流与平均地下水埋深之间的解析解（Sivapalan et al., 1987）：

$$z_i = \bar{z} + \frac{1}{f} \left(\bar{\lambda} - \ln \frac{a_i}{\tan \beta_i} \right), \quad (1)$$

$$Q_b = \frac{K_{sx}(z=0)}{f} e^{-\bar{\lambda}} e^{-f\bar{z}}, \quad (2)$$

$$Q_{bm} = \frac{\alpha K_s(z=0)}{f} e^{-\bar{\lambda}} e^{-f\bar{z}}, \quad (3)$$

其中， z_i 为流域任一点 i 处地下水埋深， a_i 为流经坡面任一点 i 处的单位等高线长度的上坡汇流面积， β_i 为该点处地面的坡降梯度， $\ln(a_i/\tan \beta_i)$ 为该点处的地形指数， $\bar{\lambda}$ 为流域平均地形指数， $\bar{z}$ 为流域平均地下水埋深， f 为土壤饱和导水率衰减因子， Q_b 为基流， $K_{sx}(z=0)$ 为土壤表面侧向饱和导水率， Q_{bm} 为陆面模式耦合 TOPMODEL 后的基流， α 是为考虑土壤垂向饱和导水率与侧向饱和导水率较大的差异而引入的饱和导水率各向非同性因子（Stieglitz et al., 1997; Chen and Kumar, 2001; Kumar, 2004; Niu et al., 2005）， $K_s(z=0)$ 为陆面

模式中的土壤表面垂向饱和导水率。

根据公式 (1)，在流域平均地下水埋深为 $\bar{z}$ 时， $\ln(a_i/\tan \beta_i)$ 大于和等于 $f\bar{z} + \bar{\lambda}$ 的区域都为饱和区。用 e 指数函数拟合地形指数分布函数，可很容易积分求出全部饱和区占流域的分数 F_{sat} （Niu et al., 2005）：

$$F_{sat} = F_{max} e^{-C_s(\bar{\lambda} - \bar{z})} = F_{max} e^{-C_s f \bar{z}}, \quad (4)$$

其中， F_{max} 为流域最大饱和区面积分数， C_s 为系数， F_{max} 和 C_s 可以通过地形指数值统计得到的累积分布函数经 e 指数函数拟合求得（Niu et al., 2005）。

首先以随深度服从 e 指数 $K_s = K_s(z=0) \exp(-fz)$ 衰减的土壤饱和导水率取代原 SSiB4/TRIFFID 中垂向不变的饱和导水率，然后按将研究区域分饱和区和非饱和区两块耦合方案，将 SSiB4/TRIFFID 与 TOPMODEL 实行耦合（Deng and Sun, 2012; 邓慧平等, 2018）。SSiB4/TRIFFID 耦合 TOPMODEL 后，流域地表径流来源为非饱和区的超渗产流和饱和区产流，流域总径流来源为地表径流以及基流 Q_{bm} ，为保持水量平衡， Q_{bm} 从包含地下水位的土壤层及其以下的土壤层的土壤水中扣除（邓慧平等, 2018）。

3 所用资料与试验设计

3.1 流域概况与所用资料

西南亚高山区梭磨河流域位于（31°N~33°N，102°E~103°E），流域包括马尔康县和红原县，海拔 2180~5301 m，平均海拔高度 4000 m，流域面积 3015.6 km²，马尔康水文站控制面积 2536 km²。陈军锋等（2004）给出了流域位置示意图。驱动资料采用美国国家大气研究中心空间分辨率 1°（纬度）×1°（经度）、时间步长为 3 h 的 1983~1987 年再分析资料。根据气候变化水文影响研究，1983~1987 年 5 年时段的气候资料能代表气候背景值（Dan et al., 2012）。驱动因子包括：向下的短波辐射、向下的长波辐射、气温、降水、水汽压、风速和大气压，用流域内 2 个网格点（31.5°N，102.5°E）和（32.5°N，102.5°E）上的近地面各驱动因子分别进行平均作为流域的平均值。流域内马尔康气象站海拔 2600 m，流域周边红原气象站海拔 3500 m，两个台站多年平均年降

水量 777.6 mm, 多年平均气温 4.6 °C。再分析资料近地面气温 1983~1987 年 5 年平均为 5.0 °C, 5 年平均年降水量 686.3 mm, 降水 7 月和 9 月小于马尔康站实测降水, 其它月份差异很小 (邓慧平等, 2018)。

3.2 试验设计

气候情景设置是基于变化因子法 (Diaz-Nieto and Wilby, 2005; Dan et al., 2012), 这种方法在敏感脆弱地区能有效的用于气候变化影响评估, 其缺点是不能改变空间的变率 (Minville et al., 2008)。第 1 组试验是将 5 年再分析驱动资料重复运行 120 次连续模拟 600 年, 作为控制试验, 记为 T 试验。为了进行植被与碳水平衡对气候变化的敏感性模拟, 在 1983~1987 年驱动资料基础上对每个计算步长的气温和降水资料进行外延。考虑到垂直气候带最显著特征是温度随海拔高度降低而增加, 第 2 组试验是将每个计算步长输入的气温均增加 2 °C 连续模拟 600 年, 作为气温上升 2 °C 的敏感性试验, 记为 T+2 试验。随着海拔高度进一步降低, 降水一般会增加, 第 3 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 °C 和 40%, 连续模拟 600 年, 作为气温上升 5 °C 同时降水增加 40% 的敏感性试验, 记为 T+5, (1+40%)P 试验。此外, 为了便于模拟的径流量与实测径流量的比较, 第 4 组试验用马尔康站实测逐日降水除以 8 取代再分析资料的降水连续模拟 600 年, 记为 PT 试验; 第 5 组试验是将 PT 试验每个计算步长输入的气温均减小 1.0 °C 连续模拟 600 年, 记为 PT-1 试验。因为中国南方地区主要是蓄满产流, 将日降水量平均分配到每个计算步长对总径流的模拟影响不大。模式中 6 种植被类型为落叶阔叶林、常绿针叶林、C3 草、C4 草、灌木和苔原灌木。邓慧平等 (2018) 给出了模型的主要参数: 控制植被落叶的临界温度落叶阔叶林取值 275 K, 常绿针叶林取值 243 K, C3 和 C4 草取值 253 K, 灌木取值 243 K, 影响各植被类型落叶的临界水分因子均取值 0.2, 各植被类型初始叶面积指数取 TRIFFID 设置的最小值 (树 4.0, 草和灌木 1.0), 初始覆盖率均取值 0.01。F_{max} 和 C_s 分别为 0.4 和 0.45, 衰减系数 f 取值 2.0, K_s (z=0) 和饱和导水率非各向同性因子 α 分别取 2.2×10⁻³ m s⁻¹ 和 75。3 层土壤厚度分别取值 0.02 m (表层)、1.00 m (根

系层) 和 2.00 m (深层)。

4 模拟结果分析

4.1 植被演替模拟结果

图 1a 和图 1b 分别是 PT 试验和 T+5, (1+40%)P 试验模拟的 600 年流域植被覆盖率的变化。根据 PT 试验植被覆盖率的模拟结果, 最初 C3 草覆盖率迅速增加, 在第 6 个模拟年达到峰值 0.71 后随灌木的增加而迅速减小, 苔原灌木覆盖率在第 25 个模拟年前后达到峰值 0.849 后随森林的增加而减小, 灌木覆盖率在第 50 个模拟年达到峰值 0.138 后随森林的增加而减小, 最后流域基本为森林覆盖, 其中针叶林覆盖率 0.827, 阔叶林覆盖率 0.064。PT-1 试验植被演替变化模拟结果与 PT 试验差异很微小。T 试验、T+2 试验和 T+5, (1+40%)P 试验模拟的植被动态演替过程与 PT 试验相同, 最初 C3 草覆盖率迅速增加, 在第 6 个模拟年达到峰值后随灌木的增加而迅速减小, 只是峰值随着温度增加而增加, T 试验 0.743, T+2 试验 0.773, T+5, (1+40%)P 试验 0.798。苔原灌木覆盖率在第 25 个模拟年前后达到峰值后随树的增加而减小, 但峰值随温度增加而减小, T 试验 0.822, T+2 试验 0.799, T+5 试验 0.757。最后流域基本为森林覆盖, 只是随着温度增加, 常绿针叶林覆盖率下降而落叶阔叶林覆盖率上升, 第 600 个模拟年常绿针叶林覆盖率 T 试验 0.806, T+2 试验 0.788, T+5, (1+40%)P 试验下降到 0.699; 而落叶阔叶林覆盖率从 T 试验的 0.073 上升到 T+2 试验的 0.131 和 T+5, (1+40%)P 试验 0.301。随着植被覆盖率的增加, 流域叶面积指数增加, 第 450 个模拟年以后基本稳定在 8.0 左右, 夏半年各月森林叶面积指数随温度增加明显增加 (邓慧平等, 2018)。

4.2 月径流的模拟结果

图 2a、2b 和 2c 分别是 PT、PT-1 和 T 试验三组试验植被主要为 C3 草的第 6~10 模拟年、流域植被主要为苔原灌木的第 21~25 模拟年和流域植被主要为森林的第 596~600 模拟年模拟的 5 年平均各月径流深与马尔康水文站实测径流的比较。PT 试验模拟的 3 个阶段 5 年平均各月径流深流域为苔原灌木覆盖时最小, 5 年平均年径流深 304.8 mm, 5 年平均各月径流深草和森林覆盖差异很小, 5 年平均年径流深分别为 355.7 mm 和 352.6 mm。PT-1 试验由于温度减小了 1.0 °C, 各月径流深较 PT 试验

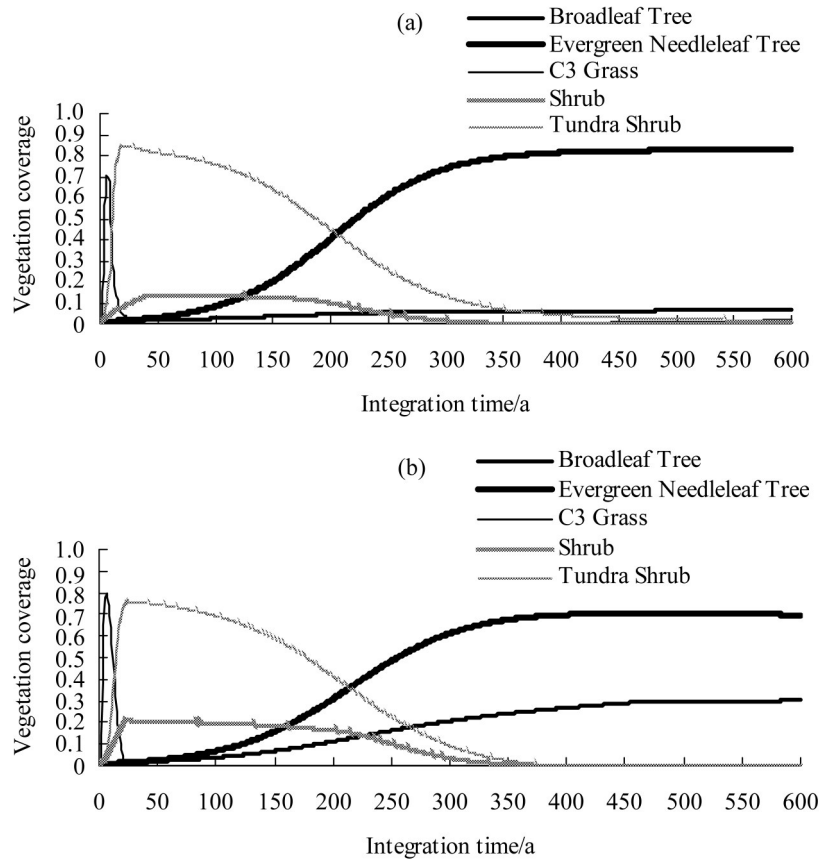


图1 (a) PT 试验和 (b) T+5, (1+40%)P 试验模拟的植被覆盖率变化

Fig. 1 Temporal evolution of vegetation fractions simulated by the (a) PT test and (b) T+5, (1+40%)P test

增加, 此外与PT 试验不同的是流域森林覆盖时月径流深最大, 草次之, 苔原灌木依然最小。与实测径流比较, PT 试验模拟的各月径流深偏小, PT-1 试验模拟的月径流深8~11 月与实测值很接近, 其它月份依然偏小, 尤其是雨季前各月。这可能是雨季前输入的降水量偏小以及模拟的流域蒸散偏大的缘故。由于T 试验输入的再分析资料的降水7 月和9 月小于马尔康站实测降水, 月径流深7 月和9 月的两个峰值没有出现。

4.3 流域年径流深和蒸散的模拟结果

将600 个模拟年的模拟结果按5 个模拟年进行平均, 图3a 是PT 试验和PT-1 试验模拟的流域年径流深的变化, 图3b 是T 试验、T+2 试验和T+5, (1+40%)P 试验模拟的流域年径流深的变化, 图3c 是T 试验、T+2 试验和T+5, (1+40%)P 试验模拟的按5 个模拟年平均的流域年蒸散的变化。5 组试验均基本上不存在水分胁迫, 流域水量平衡的变化主要受植被与温度变化控制。对于PT 试验, 随着流域植

被从C3 草到苔原灌木最后到森林的演替变化, 流域年径流深起先随苔原灌木覆盖率的增加迅速下降, 在第25 个模拟年前后苔原灌木覆盖率达到峰值时达到最低点, 然后略有上升并保持稳定直到第90 个模拟年后随苔原灌木覆盖率的减小和森林覆盖率的增加持续稳定上升, 到350 个模拟年以后基本稳定略有增加。PT-1 试验随着植被演替年径流深的变化与PT 试验基本一致, 但因PT-1 试验温度减小1 °C, 模拟的年径流深较PT 试验明显增加。对于控制试验T, 随着植被演替年径流深的变化与PT 试验基本一致, 流域年径流深起先下降, 在苔原灌木覆盖率达到峰值时达到最低点, 然后随森林覆盖率的增加上升, 相应地流域年蒸散起先上升, 在苔原灌木覆盖率达到峰值时达到最高点, 然后随森林覆盖率的增加而减少。对于T+2 试验, 由于温度增加2 °C而降水保持不变, 流域年径流深较控制试验减小而蒸散明显增加, 流域年径流深在苔原灌木覆盖率达到峰值时达到最低点, 然后随森林覆盖

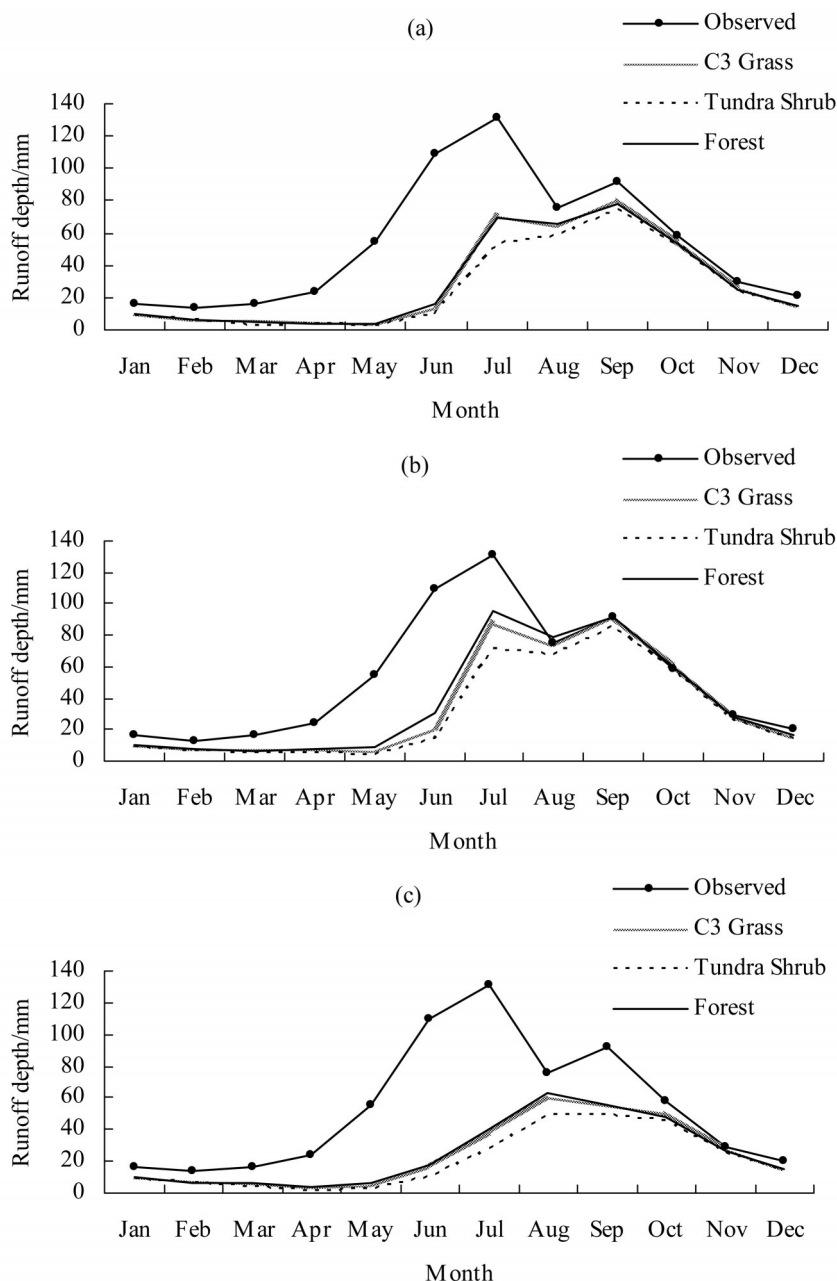


图2 (a) PT、(b) PT-1 和 (c) T 试验模拟的月径流深

Fig. 2 Monthly runoff depth simulated by the (a) PT test, (b) PT-1 test, and (c) T test

率的增加上升,但上升幅度小于控制试验,流域年蒸散在苔原灌木覆盖率达到峰值时达到最高点,然后随森林覆盖率的增加而减少,但减小幅度小于控制试验。对于T+5,(1+40%)P试验,温度增加5℃的同时降水增加40%,随着植被覆盖率的变化,流域年径流深从起始时刻到苔原灌木覆盖率达到峰值期间迅速减小,然后随森林覆盖率的增加持续减小而不再增加,流域年蒸散从起始时刻到苔原灌木覆

盖率达到峰值期间迅速上升,然后随森林覆盖率及阔叶林比例的增加持续增加而不再减少,森林覆盖流域年径流深小于苔原灌木覆盖而流域蒸散大于苔原灌木覆盖。

4.4 流域蒸散3个分量的模拟结果

图4是5个试验流域蒸散的3个主要分量蒸腾、冠层截留蒸发和土壤蒸发的变化。对于PT试验和T试验,年平均气温5℃,PT-1试验年平均气温

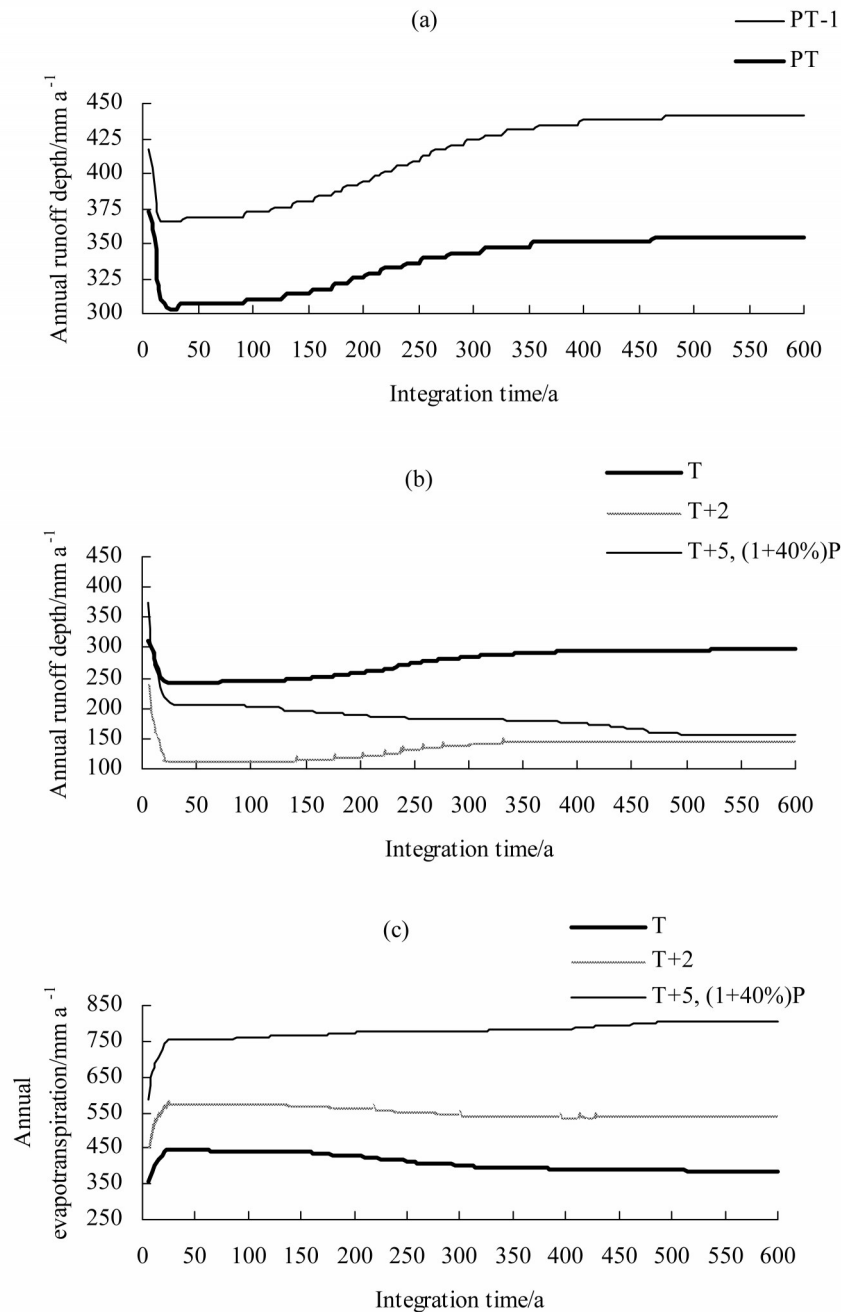


图3 (a) PT 试验和 PT-1 试验模拟的流域年径流深的变化; (b) T 试验、T+2 试验和 T+5, (1+40%)P 试验模拟的流域年平均径流深的变化; (c) T 试验、T+2 试验和 T+5, (1+40%)P 试验模拟的流域年蒸散的变化

Fig. 3 (a) Temporal evolution of annual runoff depth simulated by the PT-1 test and PT test; (b) annual runoff depth simulated by the T test, T+2 test, and T+5, (1 + 40%)P test; (c) annual evapotranspiration simulated by the T test, T+2 test, and T+5, (1 + 40%)P test

4 °C, 这 3 组试验蒸腾都是苔原灌木覆盖最大, 后随森林覆盖率增加而减小, PT-1 试验温度最低因此蒸腾最小, T 试验与 PT 试验虽温度相同, 但 PT 试验是马尔康站降水, 大于 T 试验输入的再分析资料的降水, 且日降水量平均分配到每个步长而有利于冠层截留, 使叶片湿润部分增加, 造成来自叶片

干部的蒸腾小于相同温度的 T 试验, 而冠层截留蒸发大于 T 试验。T+2 试验由于温度增加 2 °C, 相当于年平均气温 7 °C, 苔原灌木覆盖达到最大值后蒸腾不再随森林覆盖率增加而减小, 而是略有增加, 从苔原灌木覆盖达到最大时的 197 mm a^{-1} 增加到第 200 个模拟年前后的 208 mm a^{-1} , 第 250 个模拟年后

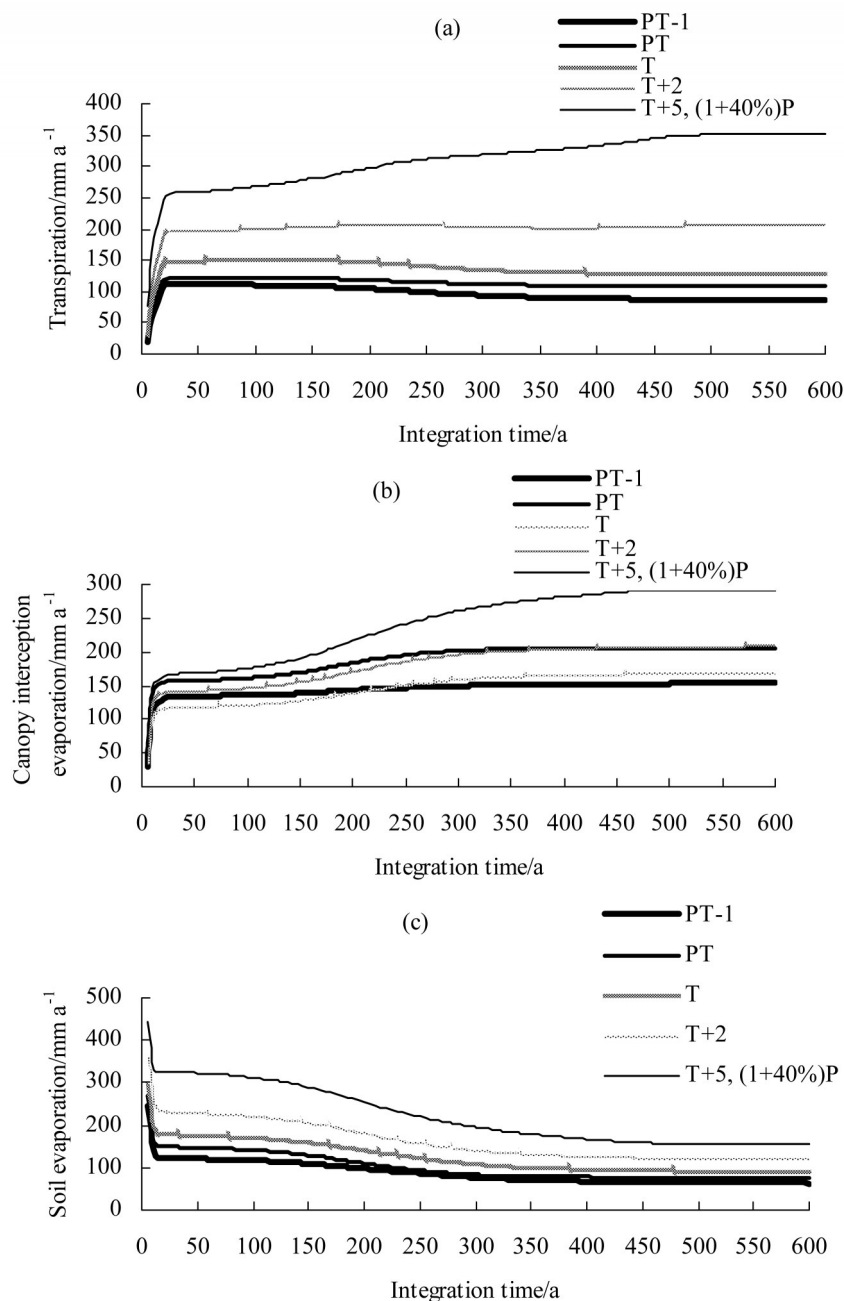


图4 PT-1、PT、T、T+2和T+5, (1+40%)P 试验模拟的 (a) 蒸腾、(b) 冠层截留蒸发和 (c) 土壤蒸发的变化

Fig. 4 Temporal evolution of (a) transpiration, (b) canopy interception evaporation, and (c) soil evaporation simulated by PT-1 test, PT test, T test, T+2 test and T+5, (1+40%)P test

又略有减小, 最低 203 mm a^{-1} , 第400个模拟年后又开始略有增加, 达到 207 mm a^{-1} , 温度增加 2°C , 森林覆盖蒸腾已略大于苔原灌木覆盖。T+5, (1+40%)P 试验温度增加 5°C , 相当于年平均气温 10°C , 蒸腾随森林覆盖率增加明显增加, 森林覆盖蒸腾已明显大于苔原灌木覆盖。在相同的气候条件下, 森林叶面积指数最大, 冠层截留降水最大,

苔原灌木次之, 草最小, 5个试验冠层截留蒸发随植被从草到苔原灌木再到森林的演替而增加。5个试验中 PT-1 试验温度最低, 森林冠层截留蒸发与苔原灌木冠层截留蒸发差异最小, 仅略大于苔原灌木冠层截留蒸发, 但随温度的增加, 森林冠层截留蒸发明显大于苔原灌木冠层截留蒸发。冠层截留蒸发还与降水量和降水类型有关, 如 PT 试验, 植被

冠层截留蒸发大于同温度的T试验。在相同的气候条件下,土壤蒸发5个试验均随植被从草到苔原灌木再到森林的演替而明显减小。土壤蒸发随温度的增加而增加,森林覆盖土壤蒸发增加幅度最小,明显低于草和苔原灌木。随着温度增加,3种植被类型中森林蒸腾和冠层截留蒸发增加幅度最大,苔原灌木次之,C3草地最小,虽然森林土壤蒸发的增加幅度小于苔原灌木和C3草地,但森林蒸腾和冠层截留蒸发的增加幅度明显大于苔原灌木和C3草地,导致森林蒸散随温度增加的增幅最大(邓慧平等,2018)。

4.5 流域净初级生产力和水分利用效率的模拟结果

图5a是T试验、T+2试验和T+5, (1+40%)P试验模拟的按5个模拟年平均的流域净初级生产力NPP (Net Primary Productivity)。由于NPP是植被大气之间交换的碳通量扣除掉呼吸消耗后的光合产物,反映了植被固定大气CO₂的能力,是陆地生态系统碳循环中与气候变化直接联系的变量(Dan et

al., 2007),因此本文用NPP与蒸散的比值计算表征碳水耦合关系的水分利用效率WUE (Water use efficiency)。图5b是T试验、T+2试验和T+5, (1+40%)P试验模拟的流域水分利用效率WUE。NPP从模拟起始时刻到苔原灌木覆盖率达到峰值期间迅速上升并达到最高值,然后基本保持稳定到第200个模拟年,T试验和T+2试验第200个模拟年以后NPP随森林覆盖率的增加有所减小,T+5, (1+40%)P试验第200个模拟年以后,尤其在第350个模拟年以后NPP随森林覆盖率的增加有所增加。流域由草和苔原灌木覆盖温度变化对NPP影响很小,森林覆盖NPP随温度增加而增加。水分利用效率WUE从模拟起始时刻到苔原灌木覆盖率达到峰值期间WUE迅速增加,随后基本保持稳定或稍有减小。从T试验到T+5, (1+40%)P试验,流域主要由C3草覆盖的第6~10模拟年平均WUE从1.77 g (kgH₂O)⁻¹减小到1.18 g (kgH₂O)⁻¹;流域主要由苔原草覆盖的第21~25模拟年平均WUE从2.70 g (kgH₂O)⁻¹减小到1.56 g (kgH₂O)⁻¹;流域主要由森林

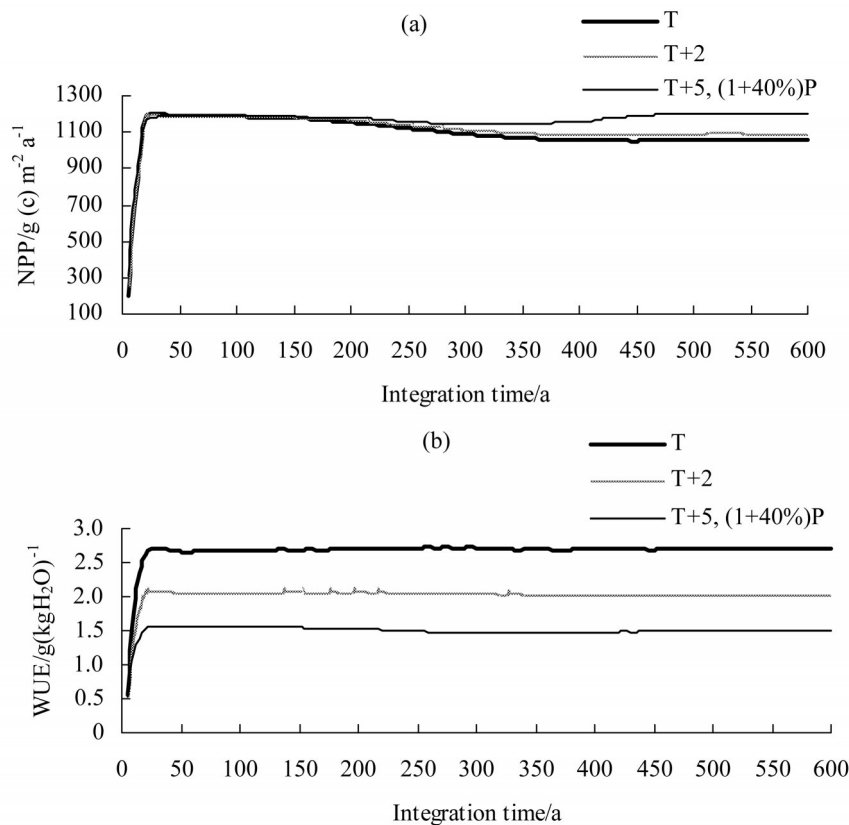


图5 T、T+2、T+5, (1+40%)P试验模拟的流域 (a) NPP与 (b) WUE的变化

Fig. 5 Temporal evolution of annual (a) NPP (Net Primary Productivity) and (b) WUE (Water use efficiency) simulated by the T test, T+2 test, and T+5, (1+40%)P test

覆盖的第 596 至 600 模拟年平均 WUE 从 $2.72 \text{ g (kgH}_2\text{O)}^{-1}$ 减小到 $1.49 \text{ g (kgH}_2\text{O)}^{-1}$ 。植被水分利用效率随温度增加明显减小。

5 讨论与结论

对于控制试验, 流域年径流深在苔原灌木覆盖率达到峰值时达到最低点, 后随森林覆盖率增加而增加, 温度增加 2°C , 年径流深增加幅度较控制试验减小, 温度增加 5°C 并伴随降水 40% 的增加, 年径流深随森林覆盖率及阔叶林比例的增加不再增加而是减小, 最终随森林覆盖率的增加达到最小值。随着海拔高度下降气温增加, 森林—径流关系表现出从增加径流到减小径流的变化。西南山区岷江上游米亚罗森林与采伐迹地两个小集水区 (分别为 3.31 km^2 和 2.91 km^2) 径流对比观测所得结论是高山森林增加了年径流量 (马雪华, 1987)。这一结论体现了 PT-1、PT 和 T 试验模拟的森林—径流关系, 这 3 组试验流域蒸散在苔原灌木覆盖时最大, 年径流深随森林覆盖率增加而增加, 森林增加了径流量。T+2 试验温度较控制试验增加了 2°C , 由于森林蒸腾和冠层截留蒸发增加幅度大于苔原灌木, 使森林与苔原灌木蒸散差异较控制试验减小, 森林增加径流量的作用较控制试验减弱。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 $515\sim 835 \text{ m}$, 属于亚热带湿润季风气候, 多年平均气温 16.1°C , 平均年降雨量 937.3 mm , 森林的恢复减小了径流量 (张发会等, 2007)。这一结论体现了温度较控制试验增加 5°C 同时降水增加 40% 的 T+5, (1+40%)P 试验模拟的森林—径流关系, T+5, (1+40%)P 试验流域蒸散随森林覆盖率及阔叶林比例的增加而增加, 而流域径流深随森林覆盖率增加而减小, 森林的存在减小了径流量。随着温度增加, 在蒸散的 3 个分量中, 虽然森林土壤蒸发增加幅度小于草和苔原灌木土壤蒸发的增加幅度, 但森林蒸腾和冠层截留蒸发增加幅度明显高于草和苔原灌木, 使森林蒸散随温度增加而增加的幅度明显大于草和苔原灌木, 导致森林—径流关系随温度变化而发生变化。当温度增加到使森林蒸散等于苔原灌木蒸散时, 森林从原先增加径流量转变为对径流量没有明显影响, 当温度进一步增加到使森林蒸散大于苔原灌木蒸散时, 森林减小了径流量。西南亚高山区随着海拔高度下降 (温度增加) 森林

—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, 而植被水分利用效率相应地明显降低。

本文用耦合模式 SSiB4T/TRIFFID 模拟了位于西南亚高山区的梭磨河流域不同气候情景的植被演替和碳水循环过程, 根据模拟结果分析了气候和植被变化对流域水量平衡、净初级生产力、水分利用效率和森林—径流关系的影响。主要结论有: (1) 梭磨河流域森林蒸腾和冠层截留蒸发对温度变化最敏感, 随着温度增加森林蒸腾和冠层截留蒸发以及蒸散的增加幅度明显大于草和苔原灌木, 导致森林径流关系随着温度增加呈现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) 温度增加使森林的 NPP 有所增加, 但对草和苔原灌木的 NPP 影响很小, 由于 NPP 随温度增加的增幅明显小于蒸散随温度增加的增幅, 水分利用效率随温度增加明显减小; (3) 西南亚高山区气候的垂直地带性分布对森林—径流关系和水分利用效率的空间变化起着重要的控制作用。

参考文献 (References)

- Beven K J. 2000. Rainfall-Runoff Modeling [M]. New York: John Wiley & Sons, Ltd., 187-199.
- Beven K J, Kirkby M J. 1979. A Physically based, variable contributing area model of basin hydrology [J]. Hydrological Sciences Bulletin, 24(1): 43-69. doi:10.1080/02626667909491834
- Bosch J M, Hewlett J D. 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration[J]. Journal of Hydrology, 55: 3-23.
- Chen J, Kumar P. 2001. Topographic influence on the seasonal and interannual variation of water and energy balance of basins in North America [J]. J. Climate, 14(9): 1989-2014. doi: 10.1175/1520-0442(2001)014<1989:TIOTSA>2.0.CO;2
- 陈军锋, 张明. 2003. 梭磨河流域气候波动和土地覆被变化对径流影响的模拟研究 [J]. 地理研究, 22(1): 73-78. Chen Junfeng, Zhang Ming. 2003. Simulation of the impact of climate fluctuation and land-cover changes on annual runoff in the Suomo basin [J]. Geographical Research (in Chinese), 22(1): 73-78. doi:10.3321/j.issn:1000-0585.2003.01.009
- Cox P M, Betts R A, Jones C D, et al. 2000. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model [J]. Nature, 408(6809): 184-187.
- Dan L, Ji J J, He Y. 2007. Use of ISLSCP II data to intercompare and validate the terrestrial net primary production in a land surface model coupled to a general circulation model [J]. J. Geophys. Res.,

- 112(D2): D02S90. doi:10.1029/2006JD007721
- Dan L, Ji J J, Xie Z H, et al. 2012. Hydrological projections of climate change scenarios over the 3H region of China: A VIC model assessment [J]. *J. Geophys. Res.*, 117(D11): D11102. doi: 10.1029/2011JD017131
- Deng H P, Sun S F. 2012. Incorporation of TOPMODEL into land surface model SSiB and numerically testing the effects of the corporation at basin scale [J]. *Science China Earth Sciences*, 55(10): 1731–1741. doi:10.1007/s11430-012-4431-2
- 邓慧平, 李秀彬, 陈军锋, 等. 2003. 流域土地覆被变化水文效应的模拟——以长江上游源头区梭磨河为例 [J]. *地理学报*, 58(1): 53–62. Deng Huiping, Li Xiubin, Chen Junfeng, et al. 2003. Simulation of hydrological response to land cover changes in the Suomo basin [J]. *Acta Geographica Sinica (in Chinese)*, 58(1): 53–62. doi:10.3321/j.issn:0375-5444.2003.01.007
- 邓慧平, 丹利, 王倩, 等. 2018. 气候变化对西南亚高山区流域碳水平衡的影响模拟 [J]. *生态环境学报*, 27(11): 2057–2064. Deng Huiping, Dan Li, Wang Qian, et al. 2018. Simulations of the impacts of climate changes on carbon and water balances for a subalpine basin in the mountain region of Southwestern China [J]. *Ecology and Environmental Sciences (in Chinese)*, 27(11): 2057–2064. doi: 10.16258/j.cnki.1674-5906.2018.11.011
- Diaz-nieto J, Wilby R L. 2005. A comparison of statistical downscaling and climate change factor methods: Impacts on low flows in the river Thames, United Kingdom [J]. *Climate Change*, 69(2–3): 245–268. doi:10.1007/s10584-005-1157-6
- Douville H. 2003. Assessing the influence of soil moisture on seasonal climate variability with AGCMs [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 4(6): 1044–1066. doi: 10.1175/1525-7541(2003)004<1044:ATIISM>2.0.CO;2
- Dunn S M, Mackay R. 1995. Spatial variation in evapotranspiration and the influence of land use on catchment hydrology [J]. *J. Hydrol.*, 171(1–2): 49–73. doi:10.1016/0022-1694(95)02733-6
- Gedney N, Cox P M. 2003. The sensitivity of global climate model simulations to the representation of soil moisture heterogeneity [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 4(6): 1265–1275. doi: 10.1175/1525-7541(2003)004<1265:TSOGCM>2.0.CO;2
- Gerten D, Schaphoff S, Haberlandt U, et al. 2004. Terrestrial vegetation and water balance—hydrological evaluation of a dynamic global vegetation model [J]. *J. Hydrol.*, 286(1–4): 249–270. doi:10.1016/j.jhydrol.2003.09.029
- Koster R D, Suarez M J, Ducharme A, et al. 2000. A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model: 1. Model structure [J]. *J. Geophys. Res.*, 105(D20): 24809–24822. doi:10.1029/2000JD900327
- Kumar P. 2004. Layer averaged Richard's equation with lateral flow [J]. *Advances in Water Resources*, 27(5): 521–531. doi: 10.1016/j.advwatres.2004.02.007
- 李文华, 何永涛, 杨丽艳. 2001. 森林对径流影响研究的回顾与展望 [J]. *自然资源学报*, 16(5): 398–406. Li Wenhua, He Yongtao, Yang Liyun. 2001. A summary and perspective of forest vegetation impacts on water yield [J]. *Journal of Natural Resources (in Chinese)*, 16(5): 398–406. doi: 10.3321/j.issn: 1000-3037.2001.05.002
- 马雪华. 1987. 四川米亚罗地区高山冷杉林水文作用的研究 [J]. *林业科学*, 23(3): 253–265. Ma Xuehua. 1987. Preliminary study on hydrologic function of fir forest in Miyaluo region of Sichuan [J]. *Scientia Silvae Sinicae (in Chinese)*, 23(3): 253–265.
- Minville M, Brissette F, Leconte R. 2008. Uncertainty of the impact of climate change on the hydrology of a Nordic watershed [J]. *J. Hydrol.*, 358(1–2): 70–83. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.05.033
- Niu G Y, Yang Z L, Dickinson R E, et al. 2005. A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models [J]. *J. Geophys. Res.*, 110(D21): D21106. doi: 10.1029/2005JD006111
- Peng J, Dan L. 2015. Impacts of CO₂ concentration and climate change on the terrestrial carbon flux using six global climate-carbon coupled models [J]. *Ecological Modelling*, 304: 69–83. doi:10.1016/j.ecolmodel.2015.02.016
- Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C, et al. 1986. A simple biosphere model (SIB) for use within general circulation models [J]. *J. Atmos. Sci.*, 43(6): 505–531. doi:10.1175/1520-0469(1986)043<0505:ASBMFU>2.0.CO;2
- Sellers P J, Randall D A, Collatz G J, et al. 1996. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model Formulation [J]. *J. Climate*, 9(4): 676–705. doi: 10.1175/1520-0442(1996)009<0676:ARLSPF>2.0.CO;2
- Sellers P J, Dickinson R E, Randall D A, et al. 1997. Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere [J]. *Science*, 275(5299): 502–509. doi: 10.1126/science.275.5299.502
- Sivapalan M, Beven K, Wood E F. 1987. On hydrologic similarity: 2. A scaled model of storm runoff production [J]. *Water Resour. Res.*, 23(12): 2266–2278. doi:10.1029/WR023i012p02266
- Stieglitz M, Rind D, Famiglietti J, et al. 1997. An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional and global climate modeling [J]. *J. Climate*, 10(1): 118–137. doi: 10.1175/1520-0442(1997)010<0118:AEATMT>2.0.CO;2
- Woodward F I, Lomas M R, Kelly C K. 2004. Global climate and the distribution of plant biomes [J]. *Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. B*, 359(1450): 1465–1476. doi:10.1098/rstb.2004.1525
- Xue Y K, Deng H, Cox P M. 2006-01-31). Testing a coupled biophysical/dynamic vegetation model (SSiB-4/TRIFFID) in different climate zones using satellite-derived and ground-measured data [EB/OL]. <https://ams.confex.com/ams/Annual2006/webprogram/Paper101721.html>.
- Xue Y, Sellers P J, Kinter J L, et al. 1991. A simplified biosphere model for global climate studies [J]. *J. Climate*, 4(3): 345–364. doi:10.1175/

1520-0442(1991)004<0345:ASBMFG>2.0.CO;2

Zeng Z Z, Piao S L, Li L Z X, et al. 2018. Impact of earth greening on the terrestrial water cycle [J]. *J. Climate*, 31(7): 2633–2650. doi:10.1175/JCLI-D-17-0236.1

Zhan X W, Xue Y K, Collatz G J. 2003. An analytical approach for estimating CO₂ and heat fluxes over the Amazonian region [J]. *Ecological Modelling*, 162(1–2): 97–117. doi:10.1016/S0304-3800(02)00405-2

张发会, 陈林武, 吴雪仙, 等. 2007. 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*, 28(2): 49–53.

Zhang Fuifa, Chen Linwu, Wu Xuexian, et al. 2007. An analysis of influences of forest vegetation changes on the runoff in small

watersheds in hilly areas in the upper reaches of the Yangtze River [J]. *Journal of Sichuan Forestry Science and Technology* (in Chinese), 28(2): 49–53.

Zhang M F, Liu N, Harper R, et al. 2017. A global review on hydrological responses to forest change across multiple spatial scales: Importance of scale, climate, forest type and hydrological regime [J]. *J. Hydrol.*, 546: 44–59. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.12.040

Zhang Z Q, Xue Y K, MacDonald G, et al. 2015. Investigation of North American vegetation variability under recent climate: A study using the SSiB4/TRIFFID biophysical/dynamic vegetation model [J]. *J. Geophys. Res.*, 120(4): 1300–1321. doi:10.1002/2014JD021963