



论文

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

邓慧平^{①*}, 孙菽芬^②

① 聊城大学环境与规划学院, 聊城 252059;

② 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100190

* E-mail: denghp62@sina.com

收稿日期: 2011-05-23; 接受日期: 2012-01-07

国家自然科学基金(批准号: 41075060, 41030106)资助

摘要 为了检验陆面模式耦合 TOPMODEL 和分析不同耦合方案对水量平衡和能量平衡模拟结果的影响, 将简化的生物圈模型与 TOPMODEL 按地形指数大小将流域分多块和仅区分饱和区和非饱和区 2 块的方案进行耦合并进行实际流域逐日水量平衡模拟. 耦合模型考虑了土壤饱和和导水率垂直分布的非均匀性以及由于地形引起的土壤水分空间非均匀性的水文影响, 流域逐日水量平衡模拟结果表明: (1) 耦合模型明显改进了基流的模拟结果. (2) 耦合模型模拟的土壤水分大小以及垂直分布和季节变化、流域水量平衡、能量平衡和逐日流量与 SSiB 的模拟结果均有明显的差异. 垂直一维的陆面模式会改变水量平衡和能量平衡的模拟. (3) 相对于将流域分为饱和区、非饱和区 2 块与陆面模式耦合的方案而言, 将流域按地形指数分为多块的耦合方案模拟的地表径流和流域蒸发较大, 而地下径流、流域总径流和多年平均地下水位较低. (4) 与 SSiB 的模拟结果相比, 分 2 块与分多块方案的耦合模型模拟的逐日流量和土壤水分差异明显减小, 模拟的逐日潜热差异也有所减小.

关键词

陆面模式
地形指数模型
耦合方案
模拟结果影响

在气候系统研究中耦合陆面过程模型的重要性已早为人们所认识, 在现有陆面过程模型基础上, 改进和发展更符合真实陆面过程模型的需求一直持续不断^[1].

土壤水分及其空间分布是控制地-气交换、影响气候的重要因素, 其重要性仅次于海面温度. 同时土壤水分空间非均匀分布是影响径流与蒸散和制约水文循环过程的关键因子. Koster 和 Milly^[2]的研究明确指出: 径流与蒸散对陆面水量平衡过程具有同样重要的控制作用, 它们各自描述好坏对陆面与大气

间的能量与水汽交换过程具有同样重要的影响. 如果没有一个好的水文模型, 即使有正确的蒸散估算方案, 最终也不能得到正确的蒸散计算结果, 而直接影响径流与蒸散估算的重要因子就是土壤水分时空分布. 陆面参数化方案比较计划(Project for Intercomparison of Land Surface Parameterization Schemes, PILPS)和 Rhone 集成试验(Rhone Aggregation Experiment)的研究结果也给出了类似的结论^[3~5]. 现有的模拟结果和各种数据资料都表明在实际研究区域(例如一个流域)内土壤水分在各种尺度上都确实存在

在非均匀的分布, 准确模拟土壤水分的时空变化对于提高陆面过程模型模拟性能具有重要意义。

综观现有的陆面过程模式^[6-9], 它们对土壤-植被-大气连续体中垂直方向的能量和水分传输过程都有较好的参数化描述方案, 但由于模型都建立在假设研究单元为水平均匀基础上, 所以不能描述各变量(包括土壤水分)的空间非均匀性, 当然也就无法给出这种非均匀性对区域内径流、蒸散和土壤水分计算的影响。因此, 随着陆面过程模式发展研究的深入, 深入开展研究能反映土壤水分和水文过程各分量空间非均匀分布特点、且研究区域在 $10^4 \sim 10^5 \text{ km}^2$ 左右并能与现有能模拟地-气间水分和能量相互交换的陆面模型有效耦合的大尺度水文模型, 已成为当今改进陆面物理过程性能研究, 提高区域气候和全球气候模拟精度重要和迫切的任务^[1,10-17]。

当前, 比较常用的考虑土壤水分非均匀分布影响的参数化模型有 VIC(Variable Infiltration Capacity Model)模型^[18], 概率密度函数方法^[19]和 TOPMODEL(Topographic Index model, TOPMODEL)^[20,21], 并已尝试将它们与现已通用的(考虑水平均匀的)一维陆面模型耦合。但是, 鉴于与陆面模型耦合的气候系统研究涉及的领域很广, 研究范围涉及区域和全球范围, 因此要求陆面模型中考虑土壤水分非均匀分布的参数化水文模型具有较好的物理基础, 能灵活地应对各种变化的条件, 以及要求模型有很好的计算效率。影响土壤水分大小和空间非均匀分布虽有多种因素, 如地形、地貌、降水、植被分布和土壤等。其中, 到处存在的地形高程作用对区域土壤水分的空间非均匀分布起着关键的作用^[20,21]。所以, 希望建立突出地形影响的模型也理所当然。相比之下, TOPMODEL 则满足了上述要求^[22]: (1) 相比有较丰富的经验性的 VIC 模型和概率密度函数方法, TOPMODEL 的解是建立在明确的物理基础上; (2) 不必像有的有物理基础的水文模型那样需求解复杂的数理方程, TOPMODEL 关于水文过程的解则是简洁的解析解, 它不要求区域信息的细节, 仅需要区域的地形资料的统计性质, 要求的参数少, 有明确的物理意义且可观测; (3) TOPMODEL 正是反映了重力作用下、地形对土壤水和地下水运动的影响, 使他们从高处流向低处汇集, 造成高坡区域土壤水分低, 而在地势平缓的(坡脚和河谷)地带形成潜水埋深浅、土壤水分高的易产流区^[20,21]。所以, 当研究地形对水文过

程二维特性的影响, TOPMODEL 则具有明显的优越性。因而 TOPMODEL 受到研究者较普遍的关注, 已有不少研究者在进行 TOPMODEL 与不同的陆面模型^[10-17]耦合的尝试研究。

当前较通用的陆面过程模型有生物圈-大气传输模型(Biosphere Atmosphere Transfer Scheme, BATS), 简化的生物圈模型(Simplified Simple Biosphere Model, SSiB) 和通用陆面模型(Community Land Model version 2.0-4.0, CLM2.0-4.0)等。从物理过程描述而言, 各模型彼此大的物理框架和所基于的物理规律基本相同, 但对某些过程参数化方案有关细节确有差别, 故在陆面参数化方案比较计划中显示的各模型结果也有相当的差别, 至今很难说清模型谁优谁劣。所以在现阶段, 尝试研究某水文模型用于陆面过程模型时, 应该是多层次地与不同陆面模型的摸索研究。因此, 除了像上述各种陆面模型^[10-14,16,17]与 TOPMODEL 耦合研究外, 在前人工作的基础上, 进行 TOPMODEL 与 SSiB 模型耦合的方案研究, 并选择实际流域分别用 SSiB 和 TOPMODEL 的耦合模型进行实际流域的逐日水量平衡和能量平衡模拟, 通过与逐日实测流量的比较, 评估模型的性能, 分析 SSiB 耦合了 TOPMODEL 对模拟结果的改进以及不同的耦合方案对模拟结果的影响, 仍是必要的和有意义的工作。

1 SSiB 模型与经典 TOPMODEL 模型的简述

1.1 SSiB 模型简述

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 、冠层截流水分储量 M_c 、地面截流固态(雪和冰)水分储量 M_g 、3 层土壤水分含量 w_1 , w_2 和 w_3 ; 地面、冠层感热通量和潜热通量在模型中作为诊断变量^[23]。

3 个温度控制方程为

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = R_{nc} - H_c - \lambda E_c, \quad (1)$$

$$C_{gs} \frac{\partial T_{gs}}{\partial t} = R_{ngs} - H_{gs} - \lambda E_{gs} - \frac{2\pi C_{gs}}{\tau} (T_{gs} - T_d), \quad (2)$$

$$C_{gs} \frac{\partial T_d}{\partial t} = 2(R_{ngs} - H_{gs} - \lambda E_{gs}) / \sqrt{365\pi}, \quad (3)$$

式中, R_{nc} 为冠层表面净辐射通量, R_{ngs} 为地表面净辐射通量, H_c 为冠层感热通量, λE_c 为冠层潜热通量, C_c 为冠层比热. C_{gs} 为土壤有效热容量, τ 为一日的长度, H_{gs} 和 λE_{gs} 分别为地表感热通量和潜热通量.

冠层截留量和地面截留的水量(雪和冰)控制方程:

$$\frac{\partial M_c}{\partial t} = P - D_d - D_c - \frac{E_{wc}}{\rho_w}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial M_g}{\partial t} = D_d + D_c - \frac{E_{gi}}{\rho_w}, \quad (5)$$

式中, M_c 为冠层截留水分储量, M_g 为地面截留水分储量, P 为降水量, D_d 为直接透过冠层到达地面的水量, D_c 为冠层排水量, E_{wc} 为冠层湿润部分的蒸发, E_{gi} 为地面截流的雪和冰表面的蒸发, ρ_w 为水的密度. D_d , D_c , E_{wc} 和 E_{gi} 的计算见 Sellers 等^[6,8]的文章.

设 P_1 为有效降水(到达土壤表面的降水)的入渗速率(取有效降水与土壤表层饱和导水率两者中较小值), 3 层土壤(表层、根系层和深层)水分控制方程:

$$\frac{\partial w_1}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_1} \left[P_1 - Q_{12} - \frac{1}{\rho_w} (E_{gs} + b_1 E_{dc}) \right], \quad (6)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_2} \left[Q_{12} - Q_{23} - \frac{1}{\rho_w} b_2 E_{dc} \right], \quad (7)$$

$$\frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_3} [Q_{23} - Q_3], \quad (8)$$

式中, w_1 , w_2 和 w_3 分别为第 1、第 2 和第 3 层土壤水分, D_1 , D_2 和 D_3 分别为 3 层土层厚度, Q_{12} 为在第 1 层与第 2 层之间的土壤水分输送量, θ_s 为土壤饱和和体积水分含量, ρ_w 为水的密度. E_{dc} 为蒸腾量, E_{gs} 为土壤蒸发, Q_3 为重力排水项或深层渗漏量^[3,4].

1.2 经典 TOPMODEL 模型的简述

经典 TOPMODEL 模型则是根据三个基本假设, 建立了流域各处地下水埋深 z_i 的二维分布与流域地形指数分布和平均地下水埋深 $\bar{z}$ 之间以及地表以下径流 Q_b 与 $\bar{z}$ 之间简单的解析解关系^[24]:

$$z_i = \bar{z} + \frac{1}{f} \left(\bar{\lambda} - \ln \frac{\alpha_i}{\tan \beta_i} \right), \quad (9)$$

式中, α_i 为流经坡面任一点 i 处的单位等高线长度的 0 上坡汇流面积, β_i 为该点处地面的坡降梯度,

$\lambda = \ln \frac{\alpha_i}{\tan \beta_i}$ 为该点处的地形指数, $\bar{\lambda}$ 为流域平均地形指数.

单位面积地表以下径流(Sub-surface runoff) Q_b ^[24] 为

$$Q_b = \frac{K_{sx}(z=0)}{f} e^{-\bar{\lambda}} e^{-f\bar{z}}, \quad (10a)$$

式中, $K_{sx}(z=0)$ 为土壤表面侧向饱和导水率.

考虑到土壤垂向饱和导水率与侧向饱和导水率较大的差异, 引入饱和导水率非各向同性因子 α , 单位面积地表以下径流深 Q_b 为^[14,25]:

$$Q_b = \frac{\alpha K_s(z=0)}{f} e^{-\bar{\lambda}} e^{-f\bar{z}}, \quad (10b)$$

式中, $K_s(z=0)$ 为陆面模式中的土壤表面垂向饱和导水率.

2 SSiB 模型与经典 TOPMODEL 模型的耦合

要把 TOPMODEL 很好地耦合用于大尺度的现有的陆面过程模型(如 SSiB 模型)时, 有几个重要的问题需要进一步加强研究.

2.1 有关耦合的几个需要进一步加强研究的问题

发展与当前假设水平均匀的一维陆面模型耦合方案时, 需解决二个问题: (1) 寻求有效的耦合方法: TOPMODEL 是给出浅层地下水变量二维变化的分布, 而陆面过程模型像似单点模型, 给出浅层地下水之上区域的冠层温度, 土壤温度, 土壤水分等变量垂向的变化. TOPMODEL 中的浅层地下水变量与陆面过程模型中的土壤水分是直接相互作用的, 陆面模型输出的非饱和土壤水分是 TOPMODEL 模型的输入量, 因为它控制对浅层地下含水层的水量补充速率, 改变 TOPMODEL 模型预报的流域内各点处地下水埋深和平均地下水埋深变化. 反过来, TOPMODEL 模型输出的局地地下水埋深和分布是陆面模型的输入量, 已有很多报道指出埋深大小影响着局地非饱和土壤水分大小和分布. 但是, 仅单用当今的陆面过程模型或 TOPMODEL 都不能反映这种重要的相互作用, 只有二者的有机耦合才能描述这种重要的相互作用. 不过, 想要实现二个模型有效耦合, 就要对描

述这种输入/输出耦合的有效方案进行细致研究^[12,14,16,17]。(2) 如上所述, TOPMODEL 能给出一个区域内变量二维空间变化的分布,但如果将区域按土壤水分大小分为若干块,对每个分块都实施(1)过程,则在全区域内给出了二个模型耦合产生的二维空间变化的分布,但很费时。此外从气候系统研究模型要求而言,要求陆面过程模型的输出仅是区域的总体平均量。因此,当要想实现二个模型真正有效且又节省计算机资源的耦合,还要找到各个变量从局地小尺度向区域大尺度聚集的有效方法。

另外, TOPMODEL 本身和当与陆面模式耦合过程中,涉及到参数设置和参数化方案很多选择,不同的参数和参数化方案选定都会对模拟结果产生影响,而搞清这些影响,对合理简化模型十分重要。例如应用数字高程模型(Digital elevation Model, DEM)提取流域水文信息(诸如计算汇流面积,坡度,地形指数等),这就牵涉到如 DEM 空间分辨率大小选择^[26],在程序具体计算中,涉及到如何对流域地形指数分布进行不同精度分区等,它们直接影响到模型的模拟精度和对数据库和计算机资源要求。搞清这些问题对如何发展一个不失精度、合理简化 TOPMODEL,使其能更方便地用于陆面过程模型,进而用于气候系统研究是十分重要的。因此,系统地探讨 TOPMODEL 中各种参数和参数化方案的不同选择对模拟结果的影响,寻找既不失精度又简化的参数化方案,对发展便于大尺度使用的简化地形指数模型,也是十分重要的研究课题。

扩展经典 TOPMODEL 模型应用范围也尚需加强研究。当前被用于与陆面过程模式耦合的地形指数模型(TOPMODEL)基本上为早年发展的经典 TOPMODEL。经典 TOPMODEL 虽已显示一定优点,但模型自身包含的假设限制了它的实际应用范围。例如经典的 TOPMODEL 模型要求土壤的饱和和导水率 K_s 随土壤的深度 z 以 e 指数型 $K_s=K_s(z=0)\exp(-fz)$ 规律减少,且其中的土壤表层饱和和导水率 $K_s(z=0)$ 和衰减因子 f 都为空间的常量等。因此,减少 TOPMODEL 的假设限制,扩展 TOPMODEL 模型应用范围,近年来一直为人们所关注^[27-29]。本文作为研究的第一步,仍以经典 TOPMODEL 与 SSiB 耦合为研究目标,至于应用扩展的 TOPMODEL 模型^[30]的研究将是下一步的研究目标。

2.2 土壤垂向饱和和导水率 K_s 服从 e 指数衰减时 SSiB 的调整

在 TOPMODEL 中,需用到的是水平方向上的饱和和导水率,根据 Beven 等^[20,21]早先提出的假设,水平向土壤饱和和导水率随深度服从 e 指数衰减的假定。在 SSiB 中,需用到的是垂直方向上的土壤导水率 K_s ,它由 Klapp-Hamber 关系^[3]表达为土壤水分的函数。在原始的 SSiB 中垂向饱和和导水率 K_s 在垂向不变为常数。在与 TOPMODEL 耦合前,本文采用 K_s 服从 e 指数衰减的假定,即 $K_s=K_s(z=0)\exp(-fz)$,首先将原始的 SSiB 扩展为土壤饱和和导水率随深度服从 e 指数衰减的 SSiB(记为 SSiBE)。SSiBE 的模型结构和各种参数仍沿用原始的 SSiB,唯一变的是在 SSiBE 中第 1 层与第 2 层节点之间 $\overline{ks_{12}}$,以及第 2 层与第 3 层节点之间平均饱和和导水率 $\overline{ks_{23}}$ 以及平均底层(第 3 层)土壤饱和和导水率 $\overline{K_{s,3}}$ 。

$$\overline{ks_{12}} = \frac{\int_{z_{01}}^{z_{12}} K_s(z=0)\exp(-fz)dz}{(z_{12}-z_{01})} \quad (11a)$$

$$= \frac{K_s(z=0)(\exp(-fz_{01})-\exp(-fz_{12}))}{f(z_{12}-z_{01})},$$

$$\overline{ks_{23}} = \frac{\int_{z_{12}}^{z_{23}} K_s(z=0)\exp(-fz)dz}{(z_{23}-z_{12})} \quad (11b)$$

$$= \frac{K_s(z=0)(\exp(-fz_{12})-\exp(-fz_{23}))}{f(z_{23}-z_{12})},$$

$$\overline{K_{s,3}} = \frac{\int_{z_2}^{z_3} K_s(z=0)\exp(-fz)dz}{D_3} \quad (11c)$$

$$= \frac{K_s(z=0)(\exp(-fz_2)-\exp(-fz_3))}{fD_3},$$

式中, z_{01} , z_{12} 和 z_{23} 分别为第 1、第 2 和第 3 层节点离地表的深度。 D_1 , D_2 和 D_3 分别为第 1、第 2 和第 3 层土层厚度, $z_2=D_1+D_2$, $z_3=D_1+D_2+D_3$ 。

$\overline{ks_{12}}$ 和 $\overline{ks_{23}}$ 将用于计算土层之间的土壤导水率, $\overline{K_{s,3}}$ 将用于计算 Q_3 以取代原 SSiB 中不随深度变化的土壤饱和和导水率。

2.3 流域分多块情况下 SSiB(SSiBE) 与 TOPMODEL 的耦合(SSiBTOPN)

实际应用 TOPMODEL 时是根据已知的流域地形指数分布函数, 将流域按大致相同的地形指数间隔分为数十块^[12,21]. 本工作将流域按大致相同的地形指数间隔分成 29 块, SSiB 与 TOPMODEL 分多块的耦合通过以下具体步骤实现:

(1) 流域平均地下水埋深求法: 对于流域平均地下水埋深计算可有不同的参数化方案^[12,14], 本文采用 Stieglitz 建议的方法, 根据流域各层的平均土壤水分确定流域平均地下水埋深 $\bar{z}$, 即:

$$\bar{z} = z_b(I), \bar{\theta}(I) \leq 0.7\theta_{33}, \quad (12a)$$

$$\bar{z} = z_b(I) - \frac{\bar{\theta}(I) - 0.7\theta_{33}}{\theta_s - 0.7\theta_{33}} \Delta z(I), \bar{\theta}(I) \geq 0.7\theta_{33}, \quad (12b)$$

式中, I 代表从土壤底部开始向上的第一个非饱和土壤层. $z_b(I)$ 和 $\bar{\theta}(I)$ 分别为第 I 层土壤底部深度和该层平均土壤水分, θ_s 和 θ_{33} 分别为土壤饱和含水量和田间持水量.

(2) 每个时间步所产生的地表以下径流 Q_b 的确定和来源分配: 当有了 $\bar{z}$, 根据(10b)式就可确定全流域的 Q_b , 但本模型还采用了 Stieglitz 等^[12]的建议, 如果 $\bar{z} > z_3$, 即流域平均地下水埋深在第 3 土壤层之下, 取 Q_b 值为 0.

(3) 根据每块的平均地形指数由(9)式计算每块的地下水埋深 z_i , 同时也能决定每块是属于饱和区还是属于非饱和区, 最终可统计出饱和区占流域面积的比例系数 F_{sat} , 非饱和区占流域面积的比例系数 $(1-F_{sat})$ 以及 $z_i < z_3$ 的非饱和区占流域面积的比例系数 F_u . 属于饱和区, 降水除补充饱和区的土壤蒸发和蒸腾所消耗的水量外全部形成地表径流; 属于非饱和区的, 根据 z_i 确定每块地下水水位位于哪一土层中. 然后, 调用 SSiB 模型, 将各分块作为水平均匀的一维土柱计算, 求得 SSiB 中原有的预报变量和诊断变量, 不同的是 SSiB 模型中随土壤深度不变的土壤饱和和导水率现随深度按 e 指数衰减以及深层的重力排水项 Q_3 现由按 $\bar{z}$ 确定的 Q_b 取代. 由于 Q_b 来源于非饱和区地下水水位以下的土壤水, 为了保持水量平衡, 需扣除 $\frac{Q_b}{(1-F_{sat}-F_u)}$ 水深的水量, 这部分水量将从 $z_1 < z_3$ 的非饱和区包含地下水位的土壤层及其以下的土壤层

的土壤水中按一定的比例系数扣除. 本工作采用 Niu^[14]的方案确定比例系数. 例如, 当地下水位位于第 2 土壤层, 从第 2 和第 3 土壤层分别扣除

$$\frac{Q_b}{(1-F_{sat}-F_u)} \frac{\int_{z_1}^{z_2} K_s(z) dz}{\int_{z_1}^{z_3} K_s(z) dz} \text{ 和 } \frac{Q_b}{(1-F_{sat}-F_u)} \frac{\int_{z_2}^{z_3} K_s(z) dz}{\int_{z_1}^{z_3} K_s(z) dz}$$

的水量, 其中 $\frac{\int_{z_1}^{z_2} K_s(z) dz}{\int_{z_1}^{z_3} K_s(z) dz}$ 等为各层扣除水量的比例

系数^[14], z_1 , z_2 和 z_3 分别为地面距第 1、第 2 和第 3 土壤层下边界的垂直深度.

(4) 有了各个分块解的信息后, 根据已知的流域地形指数分布函数, 按各个地形指数间隔所占的面积比例把各个分块的信息进行合成(加权求得), 求得区域上的平均变量(包括流域平均的土壤温度和土壤水分等)、平均通量(流域平均的感热、潜热).

(5) 最后, 由(12)和(10)式对流域平均地下水埋深 $\bar{z}$ 和 Q_b 进行更新, 做为下一步求解的输入, 然后进入下一个步长的计算.

2.4 SSiB(SSiBE)与 TOPMODEL 耦合简化方案(SSiBTOP2)——流域分饱和区和非饱和区两块的情况

当把 3.3 节提出的办法用到大尺度陆面过程模型中时, 便会遇到对计算机能力要求和所需地表细致信息要求的困难问题. 同时, 地形指数间隔的过于细化还大大地增加机时的要求. 所以, 追求模型的简化但又不失精度自然是研究所期望的. 目前陆面模式与 TOPMODEL 耦合多采用将研究区域分饱和区和非饱和区两块的简化方案^[10,12,14]. 为比较这种简化的耦合方案与分多块耦合方案对模拟结果的影响, 按分饱和区和非饱和区两块的耦合方案将 SSiB 与 TOPMODEL 进行耦合. 根据(9)式, 在流域平均地下水埋深为 $\bar{z}$ 时, λ 大于和等于 $f\bar{z} + \bar{\lambda}$ 的区域都为饱和区, 定义 $\lambda_* = f\bar{z} + \bar{\lambda}$ 为 λ 的临界点, 饱和区占流域面积的比例系数 F_{sat} 可根据地形指数分布函数和 $\bar{z}$ 确定^[10,12,14].

$$F_{sat} = \int_{\lambda_* \geq (f\bar{z} + \bar{\lambda})} pdf(\lambda) d\lambda, \quad (13)$$

式中, $pdf(\lambda)$ 是地形指数的概率密度函数. 为了简化 F_{sat} 的求解, Niu 和 Yang^[14] 提出的用 e 指数函数拟合地形指数分布函数, 则由(13)很容易积分求出 F_{sat} :

$$F_{sat} = F_{\max} e^{-C_s(\lambda_s - \bar{\lambda})} = F_{\max} e^{-C_s f \bar{z}}, \quad (14)$$

式中, $F_{\max}$ 为流域饱和区占流域面积比例系数的最大值, C_s 为系数, 可以通过实际流域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.

区分了饱和区和非饱和区后, 流域总的地表径流则为非饱和区的超渗产流加上饱和区的饱和产流, 而不仅是 SSiB 中的超渗产流. 由于饱和区的降水直接形成地表径流而没有入渗, 原先 SSiB 中流域表层土壤平均入渗速率 P_1 现为 $(1-F_{sat})P_1$.

耦合计算的基本步骤概括如下: 首先根据初始土壤水分由(12)式确定流域平均地下水埋深 $\bar{z}$, 由于不考虑叠代求解, 这起始平均地下水埋深就作为该时段的流域平均地下水埋深. 由 $\bar{z}$ 确定地下水位位于哪一土层中, 并根据(10b)式确定流域的 Q_b , 如果 $\bar{z} > z_3$, 取 Q_b 值为 0. SSiB 模型中涉及的其余各预报量和诊断量仍按 SSiB 模型原方案, 将流域作为水平均匀的一维土柱计算, 但 SSiB 模型中深层重力排水项 Q_b 现由按 $\bar{z}$ 确定的 Q_b 取代. 同样为了保持水量平衡, Q_b 将从包含地下水位的土壤层及其以下的土壤层的土壤水中按 Niu 和 Yang^[14] 的方案确定的比例系数扣除. 最后, 根据计算所得的时段末的各层土壤水分用(12)式更新流域平均地下水埋深 $\bar{z}$, 作为下一个时段的流域平均地下水埋深, 进入下一个时间步长的计算.

3 模拟结果与分析

梭磨河流域位于 $31^\circ \sim 33^\circ \text{N}$, $102^\circ \sim 103^\circ \text{E}$, 流域内马尔康和红原两个气象站多年平均年降水量 777.6 mm, 年径流深 596.6 mm, 流域蒸发不足 200 mm^[31]. 根据梭磨河流域累积地形指数分布函数^[32], 经 e 指数函数拟合, $F_{\max}$ 和 C_s 分别为 0.4 和 0.45. 模型需要输入的强迫因子有向下的短波辐射、向下的长波辐射、气温、降水、水汽压、风速. 本文采用美国国家大气研究中心(The National Center for Atmospheric Research, NCAR)空间分辨率 $1^\circ \times 1^\circ$ 、时间步长为 3 小时的 1983~1987 年再分析资料作为强迫因子(流域内 31.5°N , 102.5°E 和 32.5°N , 102.5°E 2 个网格点平均).

将再分析资料的降水量与流域内马尔康和红原两个气象站平均实测的降水量进行比较, 5 年中再分析资料年降水总量有 4 年偏小, 1984 年相差最小, 逐日降水在数量上和时间上均有差异. 再分析资料的气温较实测的气温偏低而水汽压和风速偏高. 流域下垫面类型取 SSiB 中的类型 5(植被为落叶针叶林), 植被和土壤参数取 SSiB 给出的类型 5 的参数. 3 层土壤厚度分别取值 0.02 m(表层)、1.0 m(根系层)和 2.0 m(深层). 地表饱和和导水率分别取 SSiB 参数表上的值 $2 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ 和 Beven^[33] 给出的林地值 $K_s(z=0) = 2.2 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$, f 取值 $2^{[14]}$. 根据分两块耦合的 SSiBTOP2 经 1983 年调试结果, 当地表饱和和导水率取值 $2 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ 时, α 为 5200; 当地表饱和和导水率取值 $2.2 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ 时, α 为 75. 以下表和图中各个模型后括号中的 K1 和 K2 分别表示土壤表层饱和和导水率取值 2×10^{-5} 和 $2.2 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$. 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.

图 1 是 1984 年逐日降水, 图 2(a)~(d)分别为 4 个模型(SSiB, SSiBE, SSiBTOP2 和 SSiBTOPN)模拟的 1984 年逐日平均流量; 由图可见: (1) SSiB 和 SSiBE 模拟的逐日径流过程基本相似, 而 SSiBTOP2 和 SSiBTOPN 模拟的逐日径流过程基本相似; (2) 另外, 对于梭磨河流域而言, 冬半年降水很小, 几乎形成不了地表径流, 因此此时的总径流量主要是基流的贡献. 从图中可见 SSiB 和 SSiBE 模拟的基流明显偏小, 雨季径流峰值滞后; 而耦合了 TOPMODEL 的 SSiB 模型, 基流模拟有了较明显的改进. SSiBTOPN 模拟的地表径流深 5 年平均值(0.214 mm d^{-1} (K1) 和 0.209 mm d^{-1} (K2)) 大于 SSiBTOP2 模拟的地表径流深 (0.208 mm d^{-1} (K1) 和 0.205 mm d^{-1} (K2)), 这是由于分多块的方案能够更细致地区分出饱和区, 使模拟的地表径流大于分两块的. 与实测值比较(5 年平均实测径流深为 1.753 mm d^{-1}) 4 个模型模拟的径流深均偏小. 一重要原因是输入的降水量明显偏小, 事实上, 驱动模型的再分析资料的 5 年平均降水(1.879 mm d^{-1}) 明显小于流域内马尔康与红原 2 个气象站平均实测降水(5 年平均为 2.150 mm d^{-1}). 此外模拟的蒸发不准确, 也是造成径流偏小的一个重要原因. 模拟蒸发量不准确的原因一方面是模型还存在不足之处, 另一方面是用作强迫的再分析资料与实际情况有明显差异, 也会影响到蒸发的模拟结果.

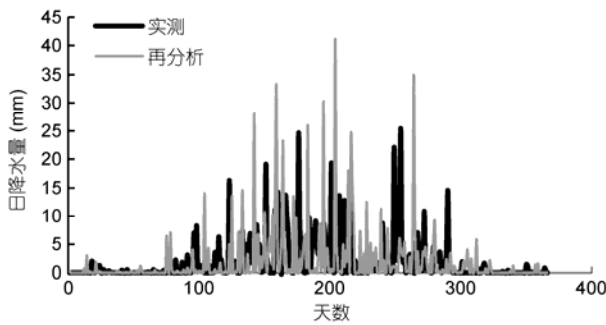


图 1 1984 年逐日降水

图 3(a)~(h)是 4 个模型模拟的逐日土壤水分. SSiB 由于假定土壤饱和和导水率不随深度变化, 因此 3 层土壤水分差异较小, 随时间变化也较一致, 表层和根系层土壤水分季节变化也较小. SSiBE 由于土壤饱和和导水率随深度减小, 模拟的 3 层土壤水分差异较 SSiB 大, 深层土壤水分变化较上层土壤水分变化滞后, 表层和根系层土壤水分季节变化较 SSiB 有所增加. SSiBTOP2 和 SSiBTOPN 模拟的表层和根系层土壤水分雨季高于而旱季低于 SSiB 模拟的土壤水分, 土壤水分季节变化明显增加. SSiBTOP2 与 SSiBTOPN 模拟的土壤水分差异明显减小, 但深层土壤水分 SSiBTOP2 低于 SSiBTOPN. 此外, SSiBTOP2 模拟的 F_{sat} 随季节变化较大, 而分 29 块的 SSiBTOPN 模拟的 F_{sat} 较为稳定, 二者的 F_{sat} 都在雨季时达到最大, 且它们的值也接近.

表 1 给出 4 个模型模拟的 5 年平均的流域蒸散 E 、径流深 R 、水量平衡余项 ΔW 以及 3 层土壤水分. 可以看出, 流域的蒸散、径流深以及 3 层土壤水分模拟结果既与模型结构也与模型中参数设置有关: (1) 对于同一结构的模型, 模型中参数变化对模拟结果有重要影响, 对于 4 个不同结构的模型, 它们各自的土壤表层饱和和导水率的增加都使流域蒸散和各层土壤水分减小, 而使流域径流增加; 对于 SSiB 变到 SSiBE, 模型结构并没有变, 但土壤饱和和导水率从前者的不随深度变化变成后者的随深度衰减后, 实际上, 既减少了第三层和整体平均的土壤饱和和导水率, 又使 SSiBE 计算的深层渗漏水量(与土壤饱和和导水率和第 3 层土壤水分成正比)减小, 由此增加了土壤水分和流域蒸散而减小了流域径流. (2) 对于耦合了 TOPMODEL 的 SSiBTOP2 和 SSiBTOPN, 它们既包含土壤饱和和导水随深度衰减的影响, 又体现土壤水分的空间非均匀性以及深层渗漏量 Q_3 由 TOPMODEL 的地表以下径流 Q_6 所取代的影响. 当与 SSiB 模拟结果相比较, 耦合模型模拟的表层和根系层土壤水分均有所增加, 导致流域蒸散增加而流域径流减小. 当与 SSiBE 模拟结果相比较: (1) 当土壤表层饱和和导水率取值 $2 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ 时, 耦合模型模拟的 5 年平均表层和根系层土壤水分与 SSiBE 模拟结果接近, 但由于季节变化明显增加, 雨季土壤水分高于 SSiBE 的模拟结果而旱季低于 SSiBE 的模拟结果,

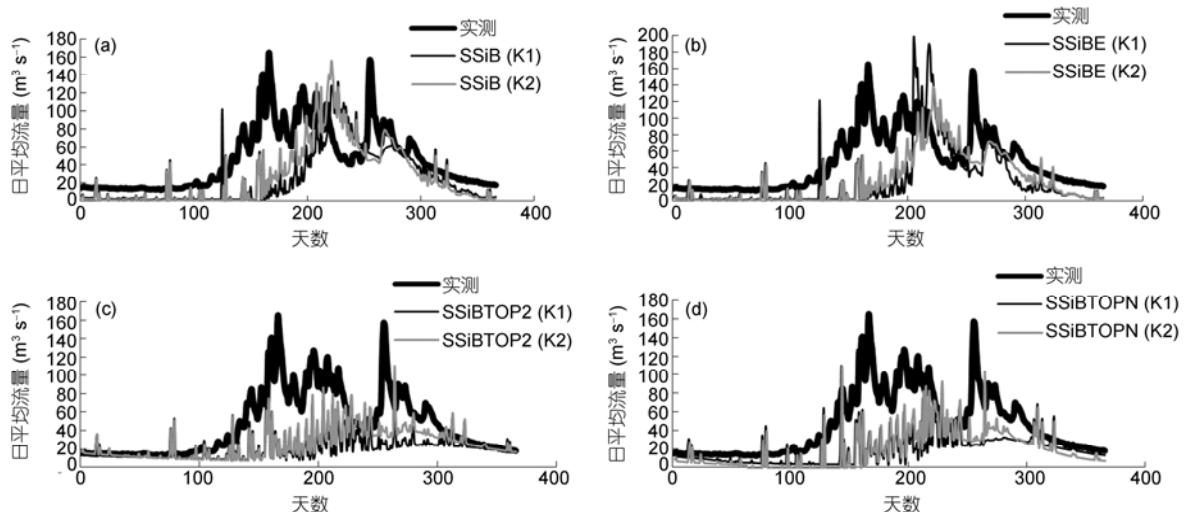


图 2 模拟的逐日流量与实测值的比较

(a) SSiB; (b) SSiBE; (c) SSiBTOP2; (d) SSiBTOPN

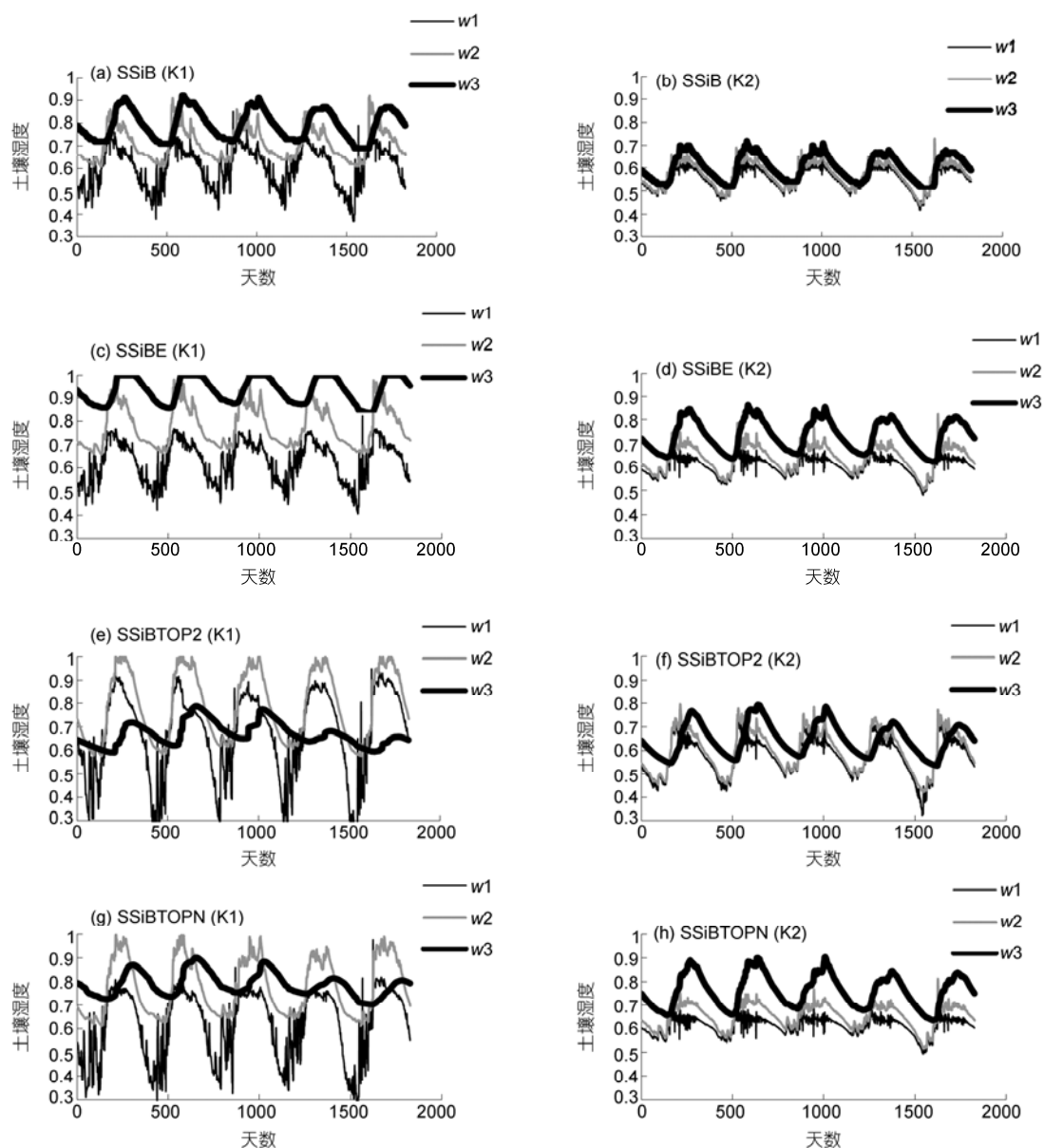


图3 模拟的逐日土壤水分

(a), (b) SSiB; (c), (d) SSiBE; (e), (f) SSiBTOP2; (g), (h) SSiBTOPN

造成雨季耦合模型模拟的潜热大于 SSiBE 模拟的潜热, 使流域蒸散增加而流域径流减小; (2) 当土壤表层饱和导水率取值 $2.2 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ 时, 虽然 SSiBTOPN 模拟的 5 年平均 3 层土壤水分与 SSiBE 模拟结果很接近, 但模拟的流域蒸散大于而流域径流小于 SSiBE 的模拟结果. 而 SSiBTOP2 模拟的 5 年平均 3 层土壤水分均低于 SSiBE 的模拟结果. 由于较大的导水率, SSiBTOP2 模拟的表层和根系层土壤水

分季节变化也明显减小, 因此模拟的流域蒸散小于而径流大于 SSiBE 的模拟结果. 至于 SSiBTOPN 与 SSiBTOP2 之间, 模型的物理框架是一样的, 主要差别在于物理模型的数值计算方案(即分块多少的精度上), 对于分多块方案耦合的 SSiBTOPN, 相对所有其他模型, 模拟的流域蒸散最大而径流最小. 当土壤表层饱和导水率取值 $2.2 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ 时, SSiBTOPN 模拟的 3 层土壤水分均高于 SSiBTOP2, 因此流域蒸发

大于而径流小于 SSiBTOP2 的模拟结果. 当土壤表层饱和和导水率取值 $2\times 10^{-5}\text{ m s}^{-1}$ 时, SSiBTOPN 模拟的流域平均表层土壤水分低于 SSiBTOP2 的模拟结果, 根系层土壤水分与 SSiBTOP2 的模拟结果基本相等, 而底层的含水量高于 SSiBTOP2, 但 SSiBTOPN 模拟的流域蒸发仍高于 SSiBTOP2, 这可能是由于流域分 29 块时流域有个较稳定的饱和区面积, 有利于增加蒸发. 另外, 与 SSiBTOPN 分块计算不同的是 SSiBTOP2 将整个流域作为一维土柱由流域平均土壤水分计算流域蒸发, 这种简化的计算也有可能造成 SSiBTOP2 流域蒸发模拟结果低于 SSiBTOPN 分块计算的模拟结果. SSiBTOPN 模拟的 5 年平均流域平均地下水埋深为 2.43 m(K1)和 2.57 m(K2), 而 SSiBTOP2 模拟结果为 2.17 m(K1)和 2.25 m(K2), 也就是说, SSiBTOPN 模拟的流域平均地下水位较低.

SSiBTOPN 模拟的地表以下径流深 5 年平均为 0.272 mm d^{-1} (K1)和 0.335 mm d^{-1} (K2), 而 SSiBTOP2 模拟结果为 0.387 mm d^{-1} (K1)和 0.549 mm d^{-1} (K2).

图 4(a)~(c)是土壤表层饱和和导水率取值 $2\times 10^{-5}\text{ m s}^{-1}$ 时 SSiBE、SSiBTOP2 和 SSiBTOPN 模拟的 1984 年逐日潜热与 SSiB 模拟的逐日潜热的差值, 图 4(d)是 SSiBTOPN 与 SSiBTOP2 模拟的 1984 年逐日潜热的差值. SSiBE 与 SSiB 模拟的逐日潜热差异最小, SSiBTOPN 与 SSiB 差异最大. SSiBTOP2 和 SSiBTOPN 与 SSiB 模拟的逐日潜热雨季有明显的差异, 基本上大于 SSiB 模拟的逐日潜热. SSiBTOPN 与 SSiBTOP2 模拟的潜热差值较 SSiBTOPN 与 SSiB 模拟的潜热差值总的说来减小, 5 年平均为 3.3 W m^{-2} , 但对于日时间尺度, 最大仍可达到 60 W m^{-2} . 这说明在 SSiB 模型中引入 TOMPMODEL 对地-气间能量交

表 1 模拟的 5 年平均流域水量平衡和土壤水分

	$E(\text{mmd}^{-1})$	$R(\text{mmd}^{-1})$	$\Delta W(\text{mmd}^{-1})$	w_1	w_2	w_3
SSiB(K1)	1.174	0.705	0.00	0.61	0.71	0.79
SSiB(K2)	1.096	0.783	0.00	0.56	0.57	0.60
SSiBE(K1)	1.212	0.656	0.01	0.63	0.77	0.94
SSiBE(K2)	1.181	0.698	0.00	0.61	0.64	0.73
SSiBTOP2(K1)	1.285	0.594	0.00	0.67	0.79	0.67
SSiBTOP2(K2)	1.126	0.753	0.00	0.58	0.60	0.65
SSiBTOPN(K1)	1.394	0.486	0.00	0.62	0.78	0.79
SSiBTOPN(K2)	1.336	0.543	0.00	0.61	0.65	0.76

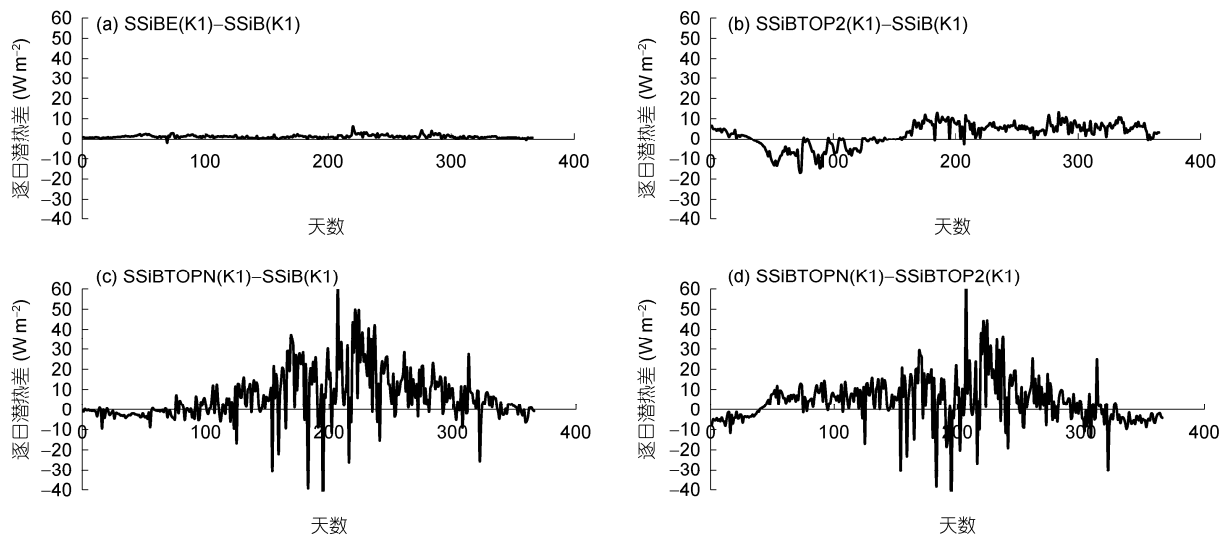


图 4 1984 年模拟的逐日潜热的比较

(a) SSiB 与 SSiBE 模拟的逐日潜热之差; (b) SSiBTOP2 与 SSiB 模拟的逐日潜热之差; (c) SSiBTOPN 与 SSiB 模拟的逐日潜热之差; (d) SSiBTOPN 与 SSiBTOP2 模拟的逐日潜热之差

换模拟结果有相当的影响。

4 结论

本文将陆面模式 SSiB 与经典 TOPMODEL 耦合并进行了实际流域的模拟, 通过比较模拟结果分析了耦合 TOPMODEL 的 SSiB 以及不同的耦合方案对流域水量平衡和能量平衡模拟结果的影响。主要结论有: (1) SSiB 中垂直均匀的土壤饱和和导水率扩展为随土壤深度按 e 指数衰减将减小深层渗漏量而增加土壤水分(尤其是深层土壤水分), 因此增加了流域蒸散而减小了流域径流。(2) 不论是将流域分为饱和区和非饱和区的简便耦合方案还是将流域按地形指数

大小分为多块的耦合方案, SSiB 与 TOPMODEL 的耦合模型改进了基流的模拟结果, 而 SSiB 模拟的基流明显偏小, 雨季径流峰值滞后。(3) 与 SSiB 模拟结果相比, 耦合模型增加了流域蒸散而减小了流域径流的模拟结果。分多块的 SSiBTOPN 模拟的流域蒸散大于 SSiBTOP2 的模拟结果, 而模拟的流域径流低于 SSiBTOP2 模拟的流域径流。(4) 耦合模型与 SSiB 模拟的逐日潜热通量、逐日流量以及逐日土壤水分均有显著差异, 现有的均匀一维的陆面模式会改变水量平衡和能量平衡的模拟。(5) 分多块与分 2 块的耦合模型模拟的逐日流量以及逐日土壤水分差异明显减小, 模拟的逐日潜热通量差异总的说来也有所减小。

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见。

参考文献

- 1 杨传国, 林朝晖, 郝振纯, 等. 大气水文模式耦合研究综述. 地球科学进展, 2007, 22: 810–817
- 2 Koster R D, Milly P C D. The interplay between transpiration and runoff formulation in land surface schemes used with atmospheric models. J Clim, 1997, 10: 1578–1591
- 3 Eric F W, Lettenmaier D P, Liang X, et al. The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes_PILPS/Phase 2_c/Red-Arkansas River basin experiment: 1. Experiment description and summary intercomparisons. Glob Planet Change, 1998, 19: 115–135
- 4 Bart N, Bowling L C, Lettenmaier D P, et al. Simulation of high latitude hydrological processes in the Torne-Kalix basin: PILPS Phase 2(e)2: Comparison of model results with observations. Glob Planet Change, 2003, 38: 31–53
- 5 Stockli R, Vidale P L, Boone A, et al. Impact of scale and aggregation on the terrestrial water exchange: Integrating land surface models and Rhone catchment observations. J Hydrometeorol, 2007, 8: 1002–1015
- 6 Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C, et al. A simple biosphere model (SiB) for Use within general circulation models. J Atmos Sci, 1986, 43: 505–531
- 7 Dickinson R E, Henderson S A. Modeling tropical deforestation: A study of GCM land surface parameterizations. Q J R Meteorol Soc, 1988, 114: 439–462
- 8 Sellers P J, Randall D A, Collatz G J, et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. J Clim, 1996, 9: 676–705
- 9 Sellers P J, Dickinson R E, Randall D A, et al. Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. Science, 1997, 275: 502–509
- 10 Gedney N, Cox P M. The sensitivity of global climate model simulations to the representation of soil moisture heterogeneity. J Hydrometeorol, 2003, 4: 1265–1275
- 11 Douville H. Relevance of soil moisture for seasonal atmospheric predictions. Clim Dyn, 2004, 22: 429–446
- 12 Stieglitz M, Rind D, Famiglietti J, et al. An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional and global climate modeling. J Clim, 1996, 10: 118–137
- 13 Koster R D, Suarez M J, Ducharme A. A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model. I. Model structure. J Geophys Res, 2000, 105: 809–822
- 14 Niu G Y, Yang Z L. A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models. J Geophys Res, 2005, 110: D21106, doi: 10.1029/2005/D006111
- 15 雍斌, 张万昌, 刘传胜. 水文模型与陆面模式耦合研究进展. 冰川冻土, 2006, 28: 962–970

- 16 Famiglietti J S, Wood E F. Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resour Res*, 1994, 30: 3061–3078
- 17 Famiglietti J S, Wood E F. Application of multiscale water and energy balance models on a tallgrass prairie. *Water Resour Res*, 1994, 30: 3079–3093
- 18 Liang X, Xie Z H. A new surface runoff parameterization with subgrid scale soil heterogeneity for land surface models. *Adv Water Resour*, 2001, 24: 1173–1192
- 19 Entekhabi D, Eagleson P S. Land surface hydrology parameterization for atmospheric general circulation models including subgrid-scale spatial variability. *J Clim*, 1989, 2: 816–831
- 20 Beven K J, Kirkby M J. A physical based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol Sci Bull*, 1979, 24: 43–69
- 21 Beven K J. *Rainfall-Runoff Modelling*. New York: John Wiley & Sons LTD, 2000. 187
- 22 Warrach K, Stieglitz M, Mengelkamp H T, et al. Advantages of a topographically controlled runoff simulation in a soil-vegetation-atmosphere transfer model. *J Hydrometeorol*, 2002, 3: 131–148
- 23 Xue Y, Sellers P J, Kinter J L, et al. A simplified biosphere model for global climate studies. *J Clim*, 1991, 4: 345–364
- 24 Sivapalan M, Beven K J, Wood E F. On hydrologic similarity. 2. A scaled method of storm runoff production. *Water Resour Res*, 1987, 23: 2266–2278
- 25 Chen J, Kumar P. Topographic influence on the seasonal and interannual variation of water and energy balance of basins in North America. *J Clim*, 2001, 14: 1989–2012
- 26 Wolock D M, Price C V. Effects of digital elevation model and map scale and data resolution on a topography-based watershed model. *Water Resour Res*, 1994, 30: 3041–3052
- 27 Saulnier G, Beven K J, Obled C. Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. *J Hydrol*, 1997, 202: 158–172
- 28 Duan J f, Miller N L. A generalized power function for the subsurface transmissivity profile in TOPMODEL. *Water Resour Res*, 1997, 33: 2559–2562
- 29 Iorgulescu I, Musy A. Generalization of topmodel for a power law transmissivity profile. *Hydrol Process*, 1997, 11: 1353–1355
- 30 Deng H P, Sun S F. Extension of TOPMODEL applications to the heterogeneous land surface. *Adv Atmos Sci*, 2010, 27: 164–176
- 31 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. *地理学报*, 2003, 58: 53–62
- 32 邓慧平, 李秀彬. 地形指数的物理意义分析. *地理科学进展*, 2002, 21: 103–110
- 33 Beven K J. On subsurface stormflow: An analysis of response times. *Hydrol Sci J-J Sci Hydrol*, 1982, 27: 505–521