

基于遥感资料的陆面水循环模拟及检验

薛根元^{1, 2} 周锁铨¹ 孙照渤¹ 陈红梅³ 吉宗伟¹

1 南京信息工程大学江苏省气象灾害和环境变化重点实验室, 南京 210044

2 浙江省气象局, 杭州 310002

3 浙江省绍兴市气象局, 绍兴 312000

摘 要 利用遥感资料和 10 年逐日气象资料, 采用逐步插值方法(SIA), 修改 VIC-3L (Three-Layer Variable Infiltration Capacity hydrological model) 模式中多种覆盖类型蒸发的计算方法, 计算植被对地表水循环的贡献。模拟地处南水北调工程水源区的褒河(陕南汉江支流)流域地表水的空间分布, 将应用遥感资料与《中国资源环境数据库》资料的模拟结果进行比较, 并用实测资料进行检验, 结果表明: (1) 有效的气候要素空间插值方法, 是陆面水循环模拟的基础; (2) 4 km 分辨率 DEM (Digital Elevation Model data) 得到褒河流域的河网, 与实际状况相吻合; (3) 利用 VIC-3L 模拟褒河流域的陆面水文过程中, 水分分量的分布合理, 物理成因清晰, 量值大小准确; (4) 基于遥感资料模拟的地表水平衡分量的空间分布更为合理, 尤其是改善了河流流量峰值的模拟; (5) 遥感植被类型、叶面积指数较好地反映了实际地表覆盖状况和叶面积指数的季节变化情况。

关键词 水分循环 地表覆盖 叶面积指数 VIC-3L 模式 模拟 检验

文章编号 1006-9895(2005)06-0911-15

中图分类号 P461

文献标识码 A

The Simulation and Validation of the Land Surface Water Cycle Based on Remote Sensing Data

XUE Gen-Yuan^{1, 2}, ZHOU Suo-Quan¹, SUN Zhao-Bo¹,
CHEN Hong-Mei³, and JI Zong-Wei¹

1 Jiangsu Province Key Laboratory of Meteorological Disaster and Environmental Variation, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Meteorological Bureau of Zhejiang Province, Hangzhou 310002

3 Meteorological Bureau of Shaoxing, Zhejiang Province, Shaoxing 312000

Abstract The Yangtze River is the longest river in China and the third one in the world, with a main channel length of 6300 km and a drainage area of 1800000 km². The Yangtze River basin includes large urban areas and significant croplands which play important and critical roles in Chinese economy and the health of the ecological environment. There are many notable projects associated with the Yangtze River basin, such as the Three Gorges Dam project, and the water transferring project from south to north. Understanding of the natural terrestrial hydrological processes over the Yangtze River basin and the interactions between land surface and atmosphere, and the impact of the Three Gorges Dam project on its ecological environment is critical and challenging.

As the first step in our effort of simulating the terrestrial hydrological process for the entire Yangtze River basin, a spatially distributed Three-Layer Variable Infiltration Capacity hydrological model (VIC-3L) is applied to the

收稿日期 2004-08-05, 2005-01-05 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2001CB309404, 国家自然科学基金资助项目 40128001、49375248, 浙江省科研项目 2004C33082, 中国科学院遥感应用研究所开放基金 SK050004

作者简介 薛根元, 男, 1961 年出生, 高级工程师, 在读博士生, 主要研究领域: 陆面过程及天气动力学。E-mail: xgy0129@yahoo.com.cn

Baohe River watershed with a drainage area of 2500 km². Water fluxes of this watershed are simulated using VIC-3L model at a spatial resolution of approximately 4 km. The soil and land cover properties from the Resource and Environment Database (1:4000000) of China (REDC) and vegetation and land cover data derived from MODIS data over the study area are used. Measurements from a number of weather stations are used to obtain meteorological forcings for each modeling grid based on successive interpolation approach (SIA). The VIC-3L model is run at a daily time step. The water component differences between two sources of land cover data are compared. Simulation results are tested using daily stream flow measurements at the outlet of Baohe River basin and Jiangkou in Shaanxi Province, China, from 1992 to 2001.

The results show that SIA can efficiently improve climate variable interpolation and reduce the calculating errors. VIC-3L model can simulate reliably the surface water components, such as, evapotranspiration, runoff, snow sublimation and soil moisture. The results show that these components have closer relationship with the vegetation distribution. The calculated evaporation at the meteorological station and discharge at the hydrological station possess annual and seasonal fluctuations consistent with the observations. There are evident differences of evapotranspiration, soil moisture and runoff, resulting from Remote Sensing (RS) data and REDC data. The discharge verification indicates that the use of RS data [including Leaf Area Index (LAI) and land cover] can improve to some extent the simulation at the hydrological outlet station, because the RS data is more veritable than that of REDC. The surface water components are more accurately simulated by use of remote sensing data, verified in terms of the stream flow measurement. The simulation errors of discharge peaks are obviously reduced because the RS coverage and LAI are more reliable and veritable.

All of the results show that the RS data, such as land cover and LAI, are helpful to improve the runoff simulation. The reasons are that the RS LAI reveals in fact the seasonal variation of leaf area index, and RS can provide present pattern of land cover. The REDC land cover is probably outdated because the existing six types of vegetations are represented by the REDC as massive homogenous patches. In fact, there are usually mixed forests in the Baohe River basin. The representative deciduous broadleaf forest of the REDC results in increase in transpiration, and decrease in runoff and baseflow, which then decreases river discharge. This is the reason that the simulated peak river discharges with the REDC are much less than the observations, and those with RS data are better approximations to the observations.

Key words water cycle, vegetation coverage, leaf area index, VIC-3L model, simulation, validation

1 引言

许多研究发现,地表水平衡中各分量(如径流、蒸发、渗透及土壤湿度等)与地表覆盖类型有着密切的联系。地表覆盖可以改变地表的蒸发蒸散,影响到土壤的渗透能力和蓄水量,进而影响地表的径流。裸露地表蒸腾量为零,地面向大气的水汽输送主要来自土壤直接蒸发,这个量可能比植被覆盖的地表向大气输送的水汽小。同时,裸土的根系少,土壤紧密,渗透能力弱,土壤水分含量较小,结果是地表产生的径流较大。植被产生的蒸腾,增加地表向大气的水汽和潜热的输送,也增加了土壤中的根系密度,使得土壤的空隙度增加,土壤含水量上升,渗透能力增加,结果是地表径流可能减少。Mahmood 等^[1]发现不同地表覆盖可以影响高

达 36% 的年总蒸散,能够显著地改变土壤水分周期和最终的水分平衡;Costa 等^[2]分析了热带河流流量和降水的 50 年时间序列,在降水无显著变化的条件下,当热带森林变为农田后,平均河流流量增加 25%,在水流较大的季节增加 28%,季节流量峰值提前一个月出现。进一步分析发现,植被覆盖改变了区域地表水分的响应,这表明地表覆盖不同产生的计算差异是明显的。

但实际上,要获取准确的地表覆盖类型是困难的,尤其是对于覆盖范围较广的气候模式来说,其跨越的纬带较大,地形的海拔高度差异显著,地表植被覆盖复杂。不考虑地表覆盖类型或植被类型的空间变化性,可能导致高估或低估这些地表水文分量,引起后期土壤湿度计算较大的误差^[3]。因此,准确的地表覆盖是计算地表水分平衡、合理地表示

地气系统相互作用的基础^[4], 它直接影响到地表蒸发、地面径流和土壤湿度的状况, 进而对季和年的气候状况有明显的影响^[5, 6]。

遥感技术已有能力提供地表空间和时间的信息, 反演的地表覆盖类型相对比较客观, 因此成为获取陆面过程所需资料的可行方法^[7]。过去的 10 年中, 遥感技术在地表水循环方面的研究与应用已取得一定的进展, 特别是根据能量平衡, 由光谱卫星遥感资料计算蒸散的实际分布^[8]。Ayenew^[9]利用这一方法计算卫星资料记录白天可能蒸散量, 结果表明该方法是可行的。但是遥感实际应用的例子仍然较少, 由遥感得到的植被参数在陆面过程中还没有被充分利用^[10], 而植被结构参数, 如叶面积指数, 在降水截流、蒸散及流域的水平衡方面起着重要的作用。

国内外利用陆面过程模式^[11, 12]模拟地表径流、蒸发^[13]、渗透^[14, 15]等已做了较多工作。王守荣等^[16, 17]利用 DHSVM (Distributed Hydrology Soil Vegetation Model) 和耦合模式, 对海河、滦河流域的气候水文进行了模拟, 模拟与实测的相关系数达到 0.89, 并进行了水文模式与气候模式的耦合试验。谢正辉等^[18]考虑了蓄满产流、超渗产流及土壤性质的空间非均匀性, 利用 VIC-3L (Three-Layer Variable Infiltration Capacity) 模式, 建立了全国 50 km×50 km 大尺度陆面水文模型框架, 并对处于半干旱区的渭河子流域进行分析, 计算的年平均径流量相对误差均在 10% 以内, 最好达到 3.99%, 表明 VIC-3L 模式在我国具有较好的适应性。Russell 等^[19]用 Hansen 的全球大气环流模式, 计算全球 20 条最大的河流的流量, 显示大气环流模式计算的全球主要河流的流量, 可以用来诊断气候模式尤其是陆面过程模式。陆面过程中完整的水循环模式, 有助于理解陆面模式中影响水文循环参数的意义^[20]。此外, 气候变化对水资源、地表水循环的影响是确定的, 但目前还没有能够模拟水资源的气候模式^[21], 其主要问题是缺乏对气候变化影响水资源和水循环物理过程的深入研究^[22]。

为了适应长江流域陆面水循环研究的需要, 本文利用 VIC-3L 模式, 选取长江流域的子流域——褒河流域作为研究区域, 采用 MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectro-radiometer) 遥感资料, 输入随时间变化的叶面积指数的遥感资料; 比较遥

感资料与常规地表植被覆盖类型资料所产生的地表水循环过程的差异, 分析采用遥感资料模拟地表水文过程的效果, 进而利用实测水文资料检验模拟的结果。褒河流域人为影响较小, 地表覆盖具有一定的不均匀性, 总水量容易守恒, 观测资料和计算结果较为可信, 是检验 VIC-3L 陆面过程模式、评估 VIC-3L 模式在长江流域适用性的典型和理想区域。

MODIS 1 km 的植被数据, 其分辨率能与 VIC-3L 模式的分辨率相适应, 同时, VIC-3L 能够考虑同一网格中植被的不均匀分布状况, 计算各种植被类型对地表水循环的贡献。VIC-3L 模式对地表不均匀性的描述, 有利于气候模式中表示植被对地表水文过程的作用, 以满足空间不同地表覆盖类型产生水分效应模拟的需要。本文使用 VIC-3L 模式, 利用遥感资料, 直接对不同地表类型产生的水分差异进行评估, 从地表水分平衡方面, 证明遥感资料能有效地改善地表水循环的计算。

2 研究区域及基本资料

2.1 研究区域及其特点

褒河流域地处汉江上游陕西省凤县、太白县、留坝县一带, 面积 2500 km², 四条支流在留坝县江口镇汇入汉江, 年降水量 500~700 mm。流域内地形起伏明显, 高度落差达 1000~1200 m; 植被种类丰富, 覆盖度高, 其中凤县为 90%, 太白县 93%, 留坝县 50%。研究褒河流域地表水循环有着重要的意义, 由于褒河流域人为影响较小, 流域相对封闭, 比较容易利用水分平衡来检验模拟的结果, 评估 VIC-3L 模拟的效果和在长江流域的适用性, 为研究长江大流域地表水循环奠定基础。其次, 褒河流域是南水北调工程的水源区, 研究褒河流域地表水循环, 有助于对南水北调工程水资源进行评估, 如研究地表植被类型在水资源中的作用、气候变化对南水北调的影响等重大问题。

2.2 常规土壤及植被资料

根据中国资源与环境数据库中的“中国植被^[23]”、“中国土壤^[24]”、“中国土地利用^[25]”等资料, 得到褒河流域的土壤类型和地表覆盖类型如图 1 所示。在研究区域的褒河流域, 土壤类型主要为沙壤土、沙粘壤土、粘壤土等三种类型; 地表覆盖类型有落叶针叶林、落叶阔叶林、混合林、稀疏灌木林、草地、农田等。

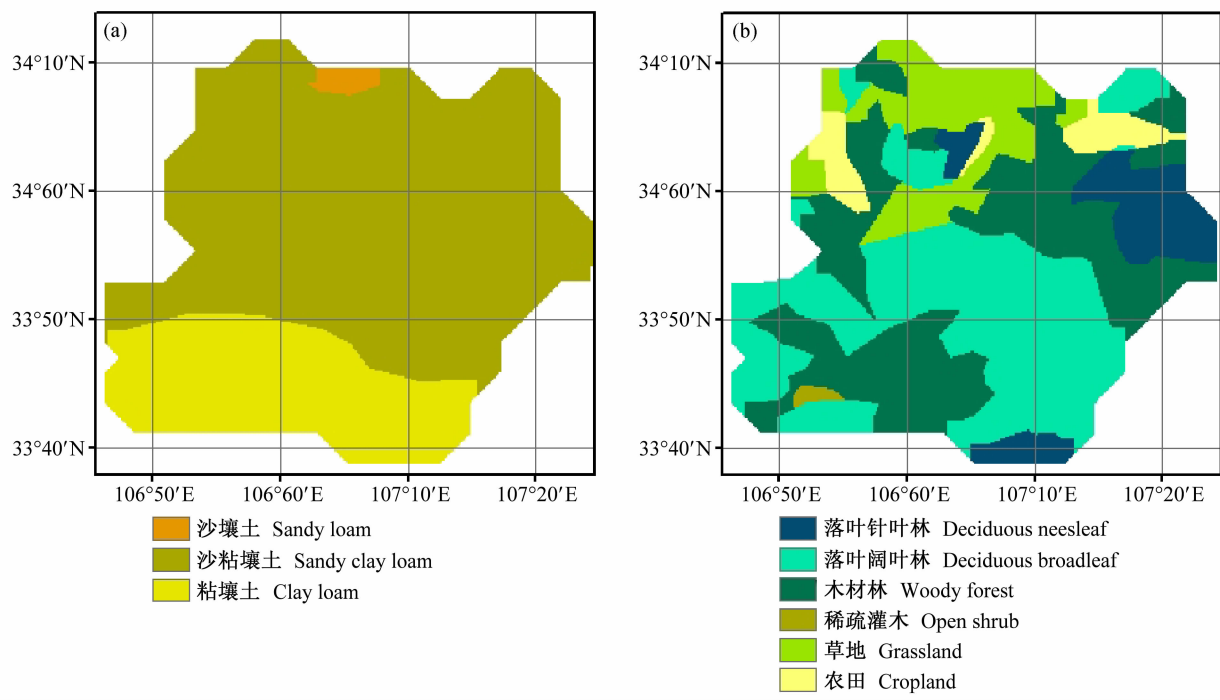


图 1 褒河流域的主要土壤类型(a)和植被类型(b)
Fig. 1 The main soil types (a) and the vegetation types (b) in the Baohe River basin

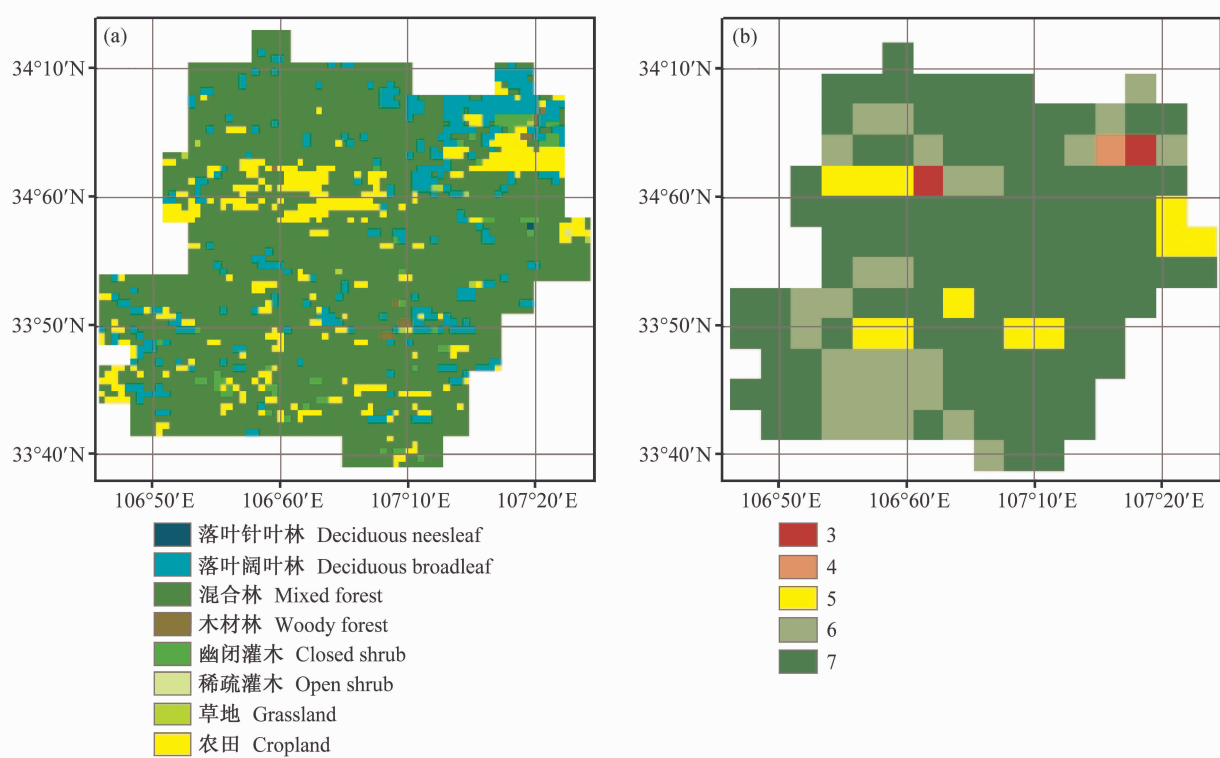


图 2 MODIS 反演的褒河流域地表覆盖类型(a, 1 km 分辨率)和 LAI (b, 2000 年 6 月, 4 km 分辨率)
Fig. 2 The retrieved vegetation types with a resolution of 1 km (a) and the retrieved Leaf Area Index (LAI) with a resolution of 4 km in Jun 2000 (b) from MODIS image in the Baohe River basin

2.3 遥感资料

MODIS 产品来自 Boston 大学^[26], 1 km 分辨率与 VIC-3L 模式所要求的分辨率相适应。根据 IGBP(the International Geosphere-Biosphere Programme)的分类, 获得长江流域地表覆盖类型共 17 种(图略)。结合 VIC-3L 的地表类型, 确定褒河流域有落叶针叶林、草地和农田等 8 种类型(图 2a)。叶面积指数 LAI(Leaf Area Index)是用 Knyazikhin 等^[27, 28]的算法从 MOD15A2 产品得到的分辨率为 1 km 的月平均值。

根据 VIC-3L 模式对 LAI 分辨率的要求, 对 1 km 分辨率的 LAI 求加权平均, 得到 4 km 的 LAI 资料(图 2b), 图中给出了 2000 年 6 月的叶面积指数分布, 其在一年中的变化是明显的, 表明 VIC-3L 模式中预先给定叶面指数, 可能难以准确表示真实状况, 而图中表示的地表覆盖类型和叶面积指数明显的空间不均匀性, 是无法利用统计关系表示的。

3 主要计算方法

3.1 气候要素的逐步插值方法

气候要素如降水、温度、风速等空间的分布, 与地形都有一定的关系, 所以许多研究工作^[29, 30]将海拔高度考虑到地理统计^[31, 32]中, 另外一些作者^[33~36]利用回归方程, 建立降水与地形变量值, 如纬度、经度、大陆度、坡度坡向的回归方程, Marquínez 等^[37]则考虑了用地形变量作为多元回归的因子, 求得降水空间分布与这些因子的回归方程, 计算 30 年的月平均的标准误差为 10%, 绝对误差为 8.1~26.1 mm, 大约是观测值的 13%~19%。但是, 这些方法在山区所得到的精度是有限的, Marquínez 等^[37]为了提高回归方程的计算精度, 将研究区域的降水分分为干季和湿季分别建立回归方程。本文采用逐步插值方法(Stepwise Interpolation Approach, 简称 SIA), 考虑气候要素与地形的空间关系, 对包括降水在内的气候要素进行空间插值, 并对误差进行订正^[38]。

3.2 模式中不均匀地表类型表示法

VIC-3L 以空间上渗透能力变化的理论为基础, 能表示地表次网格上的空间不均匀性, 以及对土壤水分、蒸发和径流的影响, 因此明显不同于一般的土壤植被大气传输方案^[39], 如 BATS (the Bio-

sphere/Atmosphere Transfer Scheme)、SiB (the Simple Biosphere Model), 以及其他分布式水文模式。由于植被对地表和大气的能量和水分交换起着控制作用, VIC-3L 可以表示同一网格中不同地表植被类型参数的变化性, 如叶面积指数、最小气孔阻抗、粗糙度、位移长度等。蒸散是植冠蒸发、每种植被类型的蒸腾、裸土蒸发与其所覆盖面积百分比权重乘积之和, 该模式中的计算公式考虑了植冠阻抗、空气动力学阻抗和冠层结构阻抗。植冠截流作为 LAI 的函数, 截流的降水允许以蒸发潜力蒸发, 可以根据植冠和结构阻抗进行调整。

设第 n 种覆盖类型植冠储存的截水量为 $W_{n,i}$, $W_{n,i} = K_L \times I_{n,LA}$ 为冠层所能截留的最大水量, 其中 $I_{n,LA}$ 为叶面指数, K_L 为常数; 设 $E_{n,p}$ 为地面蒸发潜力, $r_{n,w}$ 为水汽输送的空气动力学阻抗, $r_{n,c}$ 为植冠阻抗, $r_{n,0}$ 为最小植冠阻抗, f_n 为植冠截留的降水用于蒸发的比例, 则最大冠层蒸发为

$$E_{n,c}^* = \left(\frac{W_{n,i}}{W_{n,i_m}} \right)^{\frac{2}{3}} E_{n,p} \frac{r_{n,w}}{r_{n,w} + r_{n,0}}, \quad (1)$$

取 $K_L = 0.2$ mm。如果降水率小于植冠的蒸发, 则植冠的蒸发 $E_{n,c} = f_n E_{n,c}^*$ 。植被的蒸散为

$$E_{n,veg} = (1.0 - f_n) E_{n,p} \frac{r_{n,w}}{r_{n,w} + r_{n,0} + r_{n,c}} + f_n \left[1 - \left(\frac{W_{n,i}}{W_{n,i_m}} \right)^{\frac{2}{3}} \right] E_{n,p} \frac{r_{n,w}}{r_{n,w} + r_{n,0} + r_{n,c}}. \quad (2)$$

对于裸土, 假设在一定范围内, 渗透率表示为

$$i = i_m [1 - (1 - A^{1/b_i})], \quad (3)$$

式中, i 和 i_m 分别为渗透力和最大渗透力, A 为渗透力小于 i 的面积部分, b_i 为渗透形状参数。设 A_s 表示饱和土壤部分, i_0 表示相应的渗透力, 则当不饱和时, 在裸土中蒸发力

$$E_{soil} = E_p \left\{ \int_0^{A_s} dA + \int_{A_s}^1 \frac{i_0}{i_m [1 - (1 - A)^{1/b_i}]} dA \right\}, \quad (4)$$

E_p 是裸土的蒸发潜力, 第一个积分表示饱和土壤的贡献, 是蒸发潜力。假设径流是由那些降水超过土壤存水能力的土壤产生的, 则第 n 种地表类型的径流为

$$Q_{n,d} \Delta t = \begin{cases} P \Delta t - W_{c,1} + W_{n,t,1}, & i_0 + P \Delta t \geq i_m, \\ P \Delta t - W_{c,1} + W_{n,t,1} + \\ W_{c,1} \left(1 - \frac{i_0 + P \Delta t}{i_m} \right)^{1+b_i}, & i_0 + P \Delta t < i_m, \end{cases} \quad (5)$$

式中 P 为降水量, 次表层径流(基流)表示为

$$Q_{n,b} = \begin{cases} \frac{D_s D_m}{W_s W_{c,3}} W_{n,t,3}, & 0 \leq W_{n,t,3} \leq W_s W_{c,3}, \\ \frac{D_s D_m}{W_s W_{c,3}} W_{n,t,3} + \left(D_m - \frac{D_s D_m}{W_s} \right) \cdot \\ \left(\frac{W_{n,t,3} - W_s W_{c,3}}{W_{c,3} - W_s W_{c,3}} \right)^2, & W_{n,t,3} > W_s W_{c,3}, \end{cases} \quad (6)$$

式中, $Q_{n,b}$ 为次表层径流, D_m 为最大地下流。 D_s 为 D_m 的百分数, $W_{c,3}$ 为第二层最大土壤水分, W_s 为 $W_{c,3}$ 的百分数, $D_s \leq W_s$, $W_{n,t,1}$ 为第一层开始时(或上一步)积分的土壤水分, 其他变量可参见文献[3]。

3.3 应用遥感资料的算法

通过网格中各种植被的比率 $C_{n,v}$ 来表示网格中植被空间分布的不均匀性, 这对于分辨率较低的 GCM (the General Circulation Model) 模式特别重要, 因为一个网格内可能有几种植被覆盖类型, 各类植被在不同网格中的比例是不同的。VIC-3L 模式设计的方案能对网格中的各种植被类型分别计算, 从而显著提高了对网格中蒸散计算的准确性。但是在计算网格中某种植被对地表水分的影响时, 并没有考虑植被覆盖度对地表水分量的影响。实际上植被覆盖的区域, 既有植被的蒸散和植冠的蒸发, 又有植被空隙处的地表土壤透过空隙的蒸发, 因此需要对以上地表蒸散方案进行修改, Kenlo 等^[40] 采用归一化植被指数 (I_{NDV}) 来求得植被的覆盖度 δ :

$$I_{NDV} = \frac{R_{nir} - R_{red}}{R_{nir} + R_{red}}, \quad (7)$$

$$\delta_n = \frac{I_{NDV} - I_{NDVmin}}{I_{NDVmax} - I_{NDVmin}}, \quad (8)$$

其中, I_{NDVmax} 和 I_{NDVmin} 分别为完全覆盖 $\delta=1$ 和裸土 $\delta_n=0$ 时 I_{NDV} 值。则蒸散和径流改写为

$$E = \sum_{n=1}^N C_{n,v} \delta_n (E_{n,c} + E_{n,t}) + C_{N+1,v} E_{soil} (1 - \delta_n), \quad (9)$$

$$Q = \sum_{n=1}^{N+1} C_{n,v} (Q_{n,d} + Q_{n,b}), \quad (10)$$

其中, $C_{n,v}$ 是第 n 种类型植被覆盖的比例, $n=1, 2, \dots, N$, $C_{N+1,v}$ 是裸土覆盖面积的比例:

$$\sum_{n=1}^{N+1} C_{n,v} = 1.$$

4 模式主要参数

4.1 主要物理参数

VIC-3L 模式所需要的参数包括水文和大气参数, 具体见表 1。

表 1 VIC-3L 模式的参数^[41]

参数 Parameter	值 Value	参数 Parameter	值 Value
b_1	0.03	D_{pth2}/m	2.0
D_m	3.0	D_{pth3}/m	2.0
D_s	0.01	D_p/m	4.0
W_s	0.65	B_{bubble}/m	0.20
K_{sat}	100.0	W_c	0.7
E_{xpt}	10.5	W_p	0.3
$P_{hi,s}/mm \cdot mm^{-1}$	1.0	P_{rep}	623.0
$W_{c,1}/m$	0.20	Θ_r	0.02
D_{pth1}/m	0.1	B_p	20.0

注: b_1 为渗透形状参数; 三个基本的水流参数 D_m 、 D_s 和 W_s 分别表示最大地下水流速、地下水流速与最大地下水流速的比值以及土壤水分与最大土壤水分的比值; K_{sat} 水力传导系数; E_{xpt} 为描述 K_{sat} 变化性的参数; $P_{hi,s}$ 为土壤水分扩散参数; $W_{c,1}$ 为第一层土壤初始湿度; D_{pth1} 、 D_{pth2} 和 D_{pth3} 分别为三个土壤层的厚度; D_p 是土壤热衰减厚度; B_{bubble} 是土壤气囊气压; W_c 和 W_p 分别是土壤湿度的临界点和萎蔫点; P_{rep} 是 10 年平均年降水量; Θ_r 为土壤残余水量; B_p 为土壤空隙大小分布指数。

Note: b_1 is the infiltration shape parameter; three basic stream flow parameters D_m , D_s and W_s represent the maximum groundwater velocity, the ratio of the groundwater velocity to the maximum groundwater velocity, and the ratio of the soil moisture to the maximum soil moisture, respectively; K_{sat} is saturated hydraulic conductivity; E_{xpt} is the parameter used to describe the variability of K_{sat} ; $P_{hi,s}$ is the soil moisture pervasion parameter; $W_{c,1}$ is the initial soil humidity in the top soil layer; D_{pth1} , D_{pth2} and D_{pth3} are the thickness of three soil layers, respectively; D_p is the thickness of heat attenuation in soil; B_{bubble} is the soil bubble pressure; W_c and W_p are the critical value and the wilt value, respectively; P_{rep} is the average precipitation amount in 10 years; Θ_r is the residual soil moisture; B_p is the distribution index of soil porosity.

4.2 DEM 及河网数字化

DEM (Digital Elevation Model data) 是栅格资料结构的数字地形模型, 它与等值线或不规则三角形网格的资料结构不同^[42], 在水文学上的应用, 通常是为了得到地表水流路径、合成的河流网以及流域边界。一般, 假定从一个格网流向另一个格网的水

流方向，是 8 个邻近格网中的一个，Fairfield^[43]把它定义为“确定的 8 个邻近格网”，或简称“D8 模式”。O’Callaghan 等^[44]较早发展了一种算法，以生成网格的水流方向，并从 DEM 中提取排水河网。Jenson^[45]的算法使用一种“堵塞”过程，以减少 DEM 中的人为地凹区，并根据最陡下降的方向，给每一个格网分配水流方向，对于平地，或格网有两个或多个相邻格网具有相同的坡度时，采用逻辑判断的方法。D8 模式的最陡坡度算法^[46]已经广泛而成功地应用于描述坡度较缓地区的 1 s (30 m)、3 s (90 m) DEM 的河网，但是最陡坡度算法，对分辨率为 30 s (在赤道大约是 1 km) 或更低 DEM，并不准确，对一些 DEM 采样较

少的地区，则产生较大的误差^[47]。

有的研究者^[48]利用高分辨率的 DEM 信息，求出该分辨率的水流方向，但需采用手工的方法，用简单的最陡坡度及最低邻近栅格算法来完成。Scann^[49]提出了一种算法，能够灵活地控制栅格对角线上流向，对于定义在细网格上的粗网格，可以选择生成的水流方向，本文采用这一方法生成水流方向。图 3a 是褒河流域 1 km 分辨率的 DEM，生成的河网和流域范围误差较小。图 3b 是利用 1 km DEM 生成的褒河流域的河网，与实际的褒河流域水系相比，生成的河网与实际流域的河流走向完全吻合，河网非常准确。

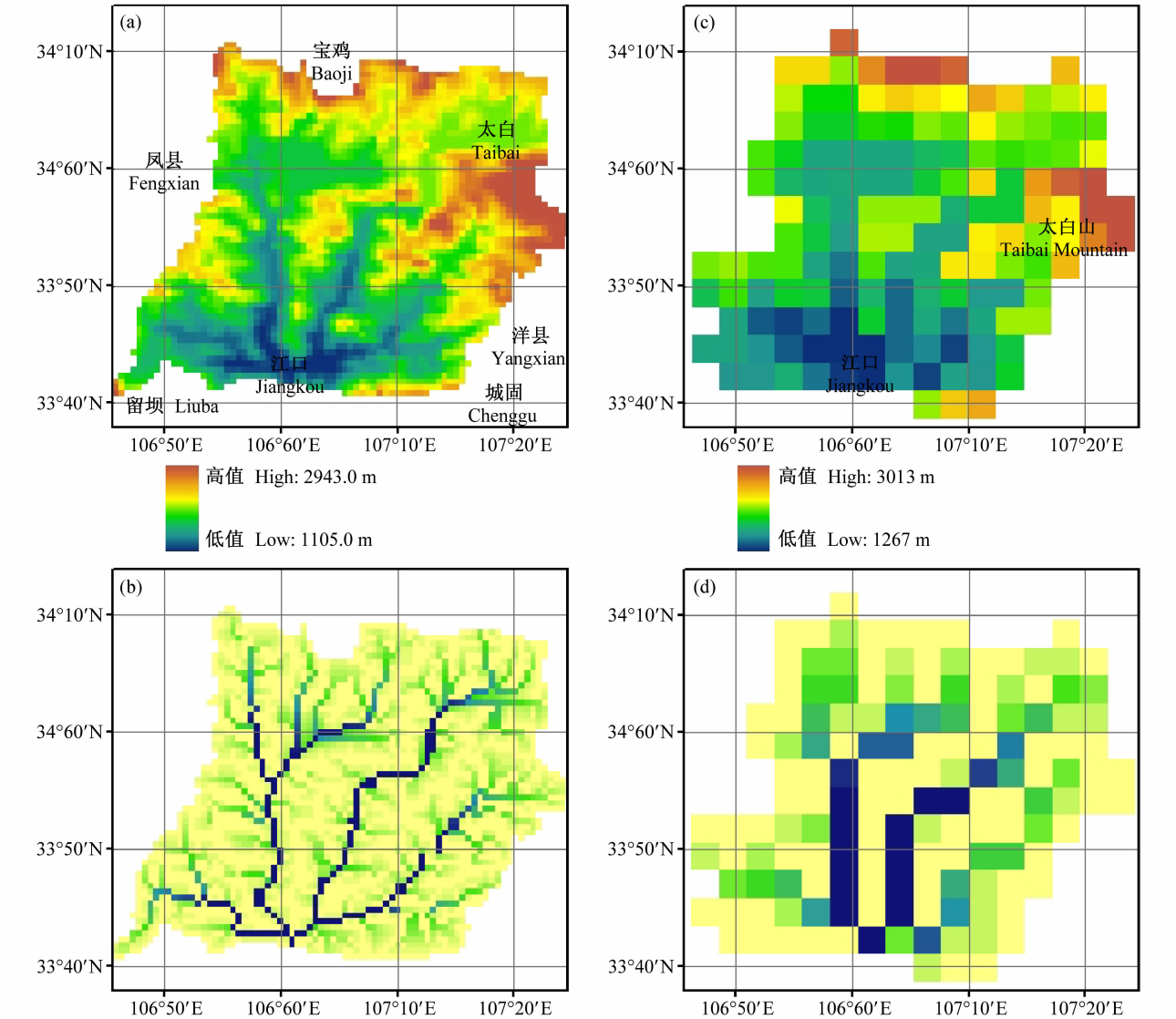


图 3 褒河流域的 DEM 及河网：(a) 1 km 分辨率的 DEM；(b) 1 km 分辨率的河网；(c) 4 km 分辨率的 DEM；(d) 4 km 分辨率的河网

Fig. 3 The DEM and digital river networks in the Baohe River basin; (a) The DEM with 1 km resolution; (b) the digital river networks with 1 km resolution; (c) the DEM with 4 km resolution; (d) the digital river networks with 4 km resolution

采用一定的分辨率既能保证计算的准确性,又不至于使计算量太大,尤其是对大流域而言,这一问题显得特别重要。Sridhar^[50]为此专门作了研究,认为土壤、植被输入的分辨率应该选用 2 km 左右,这一分辨率足以获取次网格尺度不均匀性,而且避免了涉及到高分辨率的资料和计算上的困难。结合长江大流域的特点, VIC-3L 模式宜采用 4 km 的分辨率,因此需要将 1 km 的 DEM 降尺度到 4 km 分辨率上,图 3c 是由 1 km 分辨率的长江流域的 DEM 降尺度得到的 4km 分辨率的 DEM,尽管分辨率降低,但 4 km 分辨率的流域范围与 1 km 分辨率的地形是一致的。图 3d 是利用 4 km DEM 生成的褒河流域河网,比较 4 km 分辨率的河网与 1km 分辨率的河网,虽然 4 km 分辨率的河网没有 1 km 河网那么多的细节,但是主要的河流及其走向等主要特征都表现出来了。

5 计算结果

5.1 地表水平衡分量的模拟

图 4(见文后彩图)为利用图 1 土壤和地表类型计算的 1992~2001 年 10 年间地表水平衡各分量年平均值的空间分布。图 4a 是模拟的蒸散分布,最大蒸散位于南部,最大年均蒸散量 588 mm,这里主要分布着落叶阔叶林,植被的蒸散起主要作用,显示植被对地表水分循环的重要作用。图 4b 是模拟的 10 年平均地表径流和地下径流之和(总径流)分布,中部和南部径流较大,这里植被茂盛,水量充足,总径流也大;西北山区,径流较小,这与地形和降水有关。可见,在植被覆盖较好的地区,总径流并不因为蒸散较大而减少,植被利于增加流域的水资源;同时,农田上的径流最大,而该地区蒸散却较小,所以农田上地表水分主要表现在径流上。

模拟第一层土壤湿度年平均值的空间分布(图略)表明,同一种土壤类型中的湿度在空间上的分布相对较为均匀。同种土壤类型的土壤湿度,在空间上还略有差异,这与地表的植被类型和地形坡度有关。壤土的土壤湿度含量最低,年均为 21 mm 左右;粘壤土的土壤含水量最高,年均为 28 mm;粘壤土比较紧密,土壤含水量能保持较长的时间,存储的水分也较大。模拟雪升华的 10 年平均的空间分布,南部地区雪升华约为 2 mm,北部山区雪

升华量最大;太白山雪升华量较大,基本呈现出随地形高度逐渐增加的趋势(图略)。

5.2 水文站流量的模拟

图 5 为 VIC-3L 模拟得到地表水平衡分量后,利用汇流模式^[51],考虑了坡向、坡度、水流方向、河网等因素,模拟江口站 10 年流量(虚线),并与实测流量(实线)比较,其中选取 5 年的流量图进行分析。(1)1992 年的模拟结果分析(图 5a):1~4 月以及 11 月以后小流量模拟得较好,实测流量与观测流量很一致;4 月以后流量逐渐增大,6 月前后出现小峰值,6 月到 7 月流量回落,以及 7 月、8 月、9 月几次流量的上升过程,模式模拟的效果还是比较好的,误差较大的主要是 9 月中下旬的流量,模拟值比实测值小。(2)1995 年的模拟结果分析(图 5b):上半年模拟误差较大,尤其是 6 月份前后,模拟值出现四个大于实测值的小波动,但 7 月后模拟的效果较好,特别是 8 月份流量的回落和 9 月份流量的上升过程。(3)1999 年的模拟结果分析(图 5c):模拟流量与实测值较一致,在秋季、冬季和春季小流量时期,模拟与实测基本重合,从 4 月份到 10 月份流量波动期,基本上模拟出了每次的上升过程,特别是大的流量过程,与实测相当吻合。但是模式对几个流量峰值模拟,误差较大,这与前面的流量模拟有类似的缺点。(4)2001 年模拟结果分析(图 5d):春、夏季的流量模拟较好,能模拟出小的流量波动,7 月的一次过程和 8 月的流量下降的过程,模拟值与实测值一致,但 9 月的一次流量较大的过程,模拟的效果不太好。

陆渝蓉等参考《全国主要河流水文特征统计》^[52]和《全国水文图集》^[53]等计算和绘制了《中国水分气候图集》^[54],由此图集得到在降水量为 600~700 mm 的褒河流域,全年蒸发量大约是 500~600 mm,全年径流量大约是 100~150 mm。比较本文的结果可以看到, VIC-3L 模拟的地表水平衡分量的空间分布合理,量值大小客观,计算的蒸散和地表径流与陆渝蓉的研究结果^[54]一致,表明 VIC-3L 应用于长江流域研究地表水循环是合适的。

但计算中还存在一些误差,尤其是在流量峰值处模拟的误差较大,其中主要原因可能是使用的地表覆盖类型与实际有差异。因为使用的中国资源与环境数据库^[23~25]资料是 1979 年的植被类型,与模拟时间前后相差 20 年左右,地表覆盖类型已发生

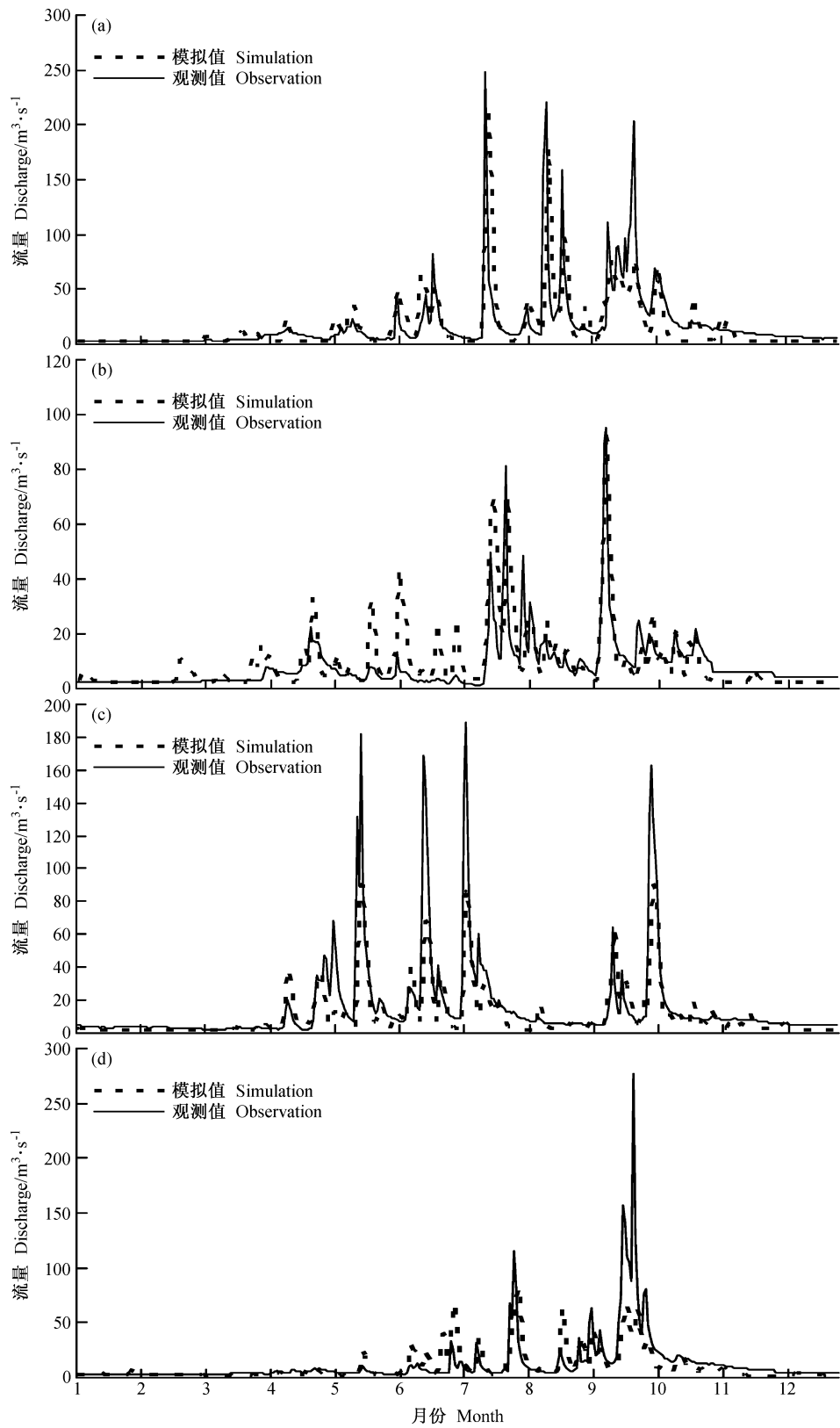


图 5 观测及汇流模式模拟得到的褒河流域江口水文控制站部分年份的流量：(a) 1992 年；(b) 1995 年；(c) 1999 年；(d) 2001 年
Fig. 5 The observed and simulated discharge at Jiangkou hydrological station at the outlet of the Baohe River basin in (a) 1992, (b) 1995, (c) 1999 and (d) 2001

较大的变化。同时, VIC-3L 模式中使用的 LAI 是针对不同的植被类型设置固定的 LAI 的年变化, 这种方法方便了模式的应用, 但在具体计算时可能产生一些误差, 为此本文采用 MODIS 遥感资料解决以上问题。

6 基于遥感资料的模拟结果

6.1 地表水平衡分量差值的计算

为清楚地了解不同地表植被类型和叶面积指数对地表水平衡分量的影响^[55], 本文计算了几种主要的地表水分量的差值。图 6(见文后彩图)为用 MODIS 数据计算得到的地表水平衡各分量与采用环境资源数据计算得到的地表水分量的差值。

图 6a 中年平均蒸散变化 $-21 \sim 81$ mm, 蒸散差值的最大值位于流域北部, 在中南部地区用遥感植被类型计算的蒸散比用环境资源数据计算的蒸散小 21 mm, 这一地区的环境资源数据显示是落叶阔叶林, 遥感地表类型主要是混合林。实地考察发现, 在当地并不存在这一阔叶林区, 而与遥感资料显示的混交林较为一致, 流域内阔叶林和针叶林混交; 北部地区用遥感资料计算的蒸散大 $50 \sim 80$ mm, 这一地区环境资源数据是草地, 所以计算的蒸散较小。总的来看, 遥感同一种地表类型范围较小; 落叶阔叶林零碎而不完整, 主要以混交林为主; 植被对蒸散的影响较大, 地形对蒸发的影响较小。图 6b 是模拟的 10 年平均地表径流差值的空间分布, 径流的空间差异相对植被的蒸散为小, 变化范围为 $-17 \sim 42$ mm, 但相对总径流量占 $10\% \sim 20\%$, 其作用还是比较明显的。在流域的南部和北部, 遥感地表类型的径流有所增加, 中部地区径流有所减少; 东北部太白山上的径流减少。

分析土壤湿度差值分布(图略)发现, 遥感资料表明南部和北部地区土壤湿度有所增加, 中部减少。中部地区是资源环境数据中的落叶阔叶林, 尽管这种影响不太大, 大约只占总土壤水分 5% 左右, 但植被与土壤湿度差值在空间上吻合得较好, 植被茂盛(如落叶阔叶林), 土壤湿度较大; 植被稀少, 土壤湿度减少。模拟雪升华量的空间分布(图略)表明, 年平均雪升华变化为 $-18 \sim 18$ mm, 太白山上为正的最大, 北部地区为负的最大, 即增加太白山的升华, 减少了北部山区的升华, 这较为合理, 因为太白山上终年积雪, 雪升华量应该较大。

6.2 河流流量的模拟

为便于比较, 本文把两种模拟结果绘在一张图上。图 7 是利用两种地表类型模拟的江口站 10 年的流量与实测值的比较, 其中圆点为用 MODIS 遥感地表类型和叶面积指数模拟的流量, 虚线使用中国资源与环境数据库^[23~25]中的地表类型模拟的流量, 选取其中 4 年与实测资料进行对比。1992 年模拟的流量改善不太明显, 基本上与图 5 模拟的结果一致, 但模拟的 9 月份最大流量改善明显, 峰值附近与实测流量更为一致, 7、8 月份仍然保持与图 5 相同的模拟效果。1995 年上半年模拟的流量有明显的改善, 5、6 月份之间模拟的小峰值没有出现, 模拟与实测值更接近, 下半年的模拟的流量, 与实测值吻合, 7~8 月从峰值到谷值的变化仍然模拟得较好; 1999 年使用遥感资料的模拟结果, 除保持原先模拟的趋势与实测一致外, 还改善 5、6 月和 7、10 月流量峰值模拟, 使误差减少; 2001 年 9 月以前用遥感资料模拟的径流, 没有显著的变化, 9 月的一次峰值模拟的误差减小, 效果较好。

由上可知, 采用地表覆盖类型、叶面积指数的遥感资料, 有利于改善对河流流量的模拟, 原因是遥感的叶面积指数较好地反映了实际叶面积指数的季节变化^[46~50]。尽管 VIC-3L 模式对不同的植被类型, 使用具有季节变化的叶面积指数, 但是由于采用季节变化的叶面积指数, 与本文所研究区域叶面积指数的季节变化有差异, 同时本文的研究区域植被的类型和树龄不同, 植被的叶面指数也不同。其次, 遥感植被类型真实地反映了地表覆盖状况。虽然褒河流域植被类型有 8 种, 但是这些类型很少成片出现, 更多的是以混交林的形式表现出来, 其结果是在一个单元 (cell) 中, 存在几种植被类型, 这与遥感植被类型是吻合的。如采用资源环境数据的阔叶林类型, 计算显示落叶林地区的蒸散明显增加, 地表径流总量和地下径流减少, 结果导致进入河流的流量减少, 因而模拟的流量峰值偏小, 与实测误差较大。

7 主要结论

本文应用气候要素逐步插值方法, 利用 VIC-3L 模式, 采用遥感地表覆盖类型和 LAI 资料, 考虑同一网格中不同的植被分布状况, 计算各种植被类型对地表水循环的贡献, 比较采用遥感资料与中

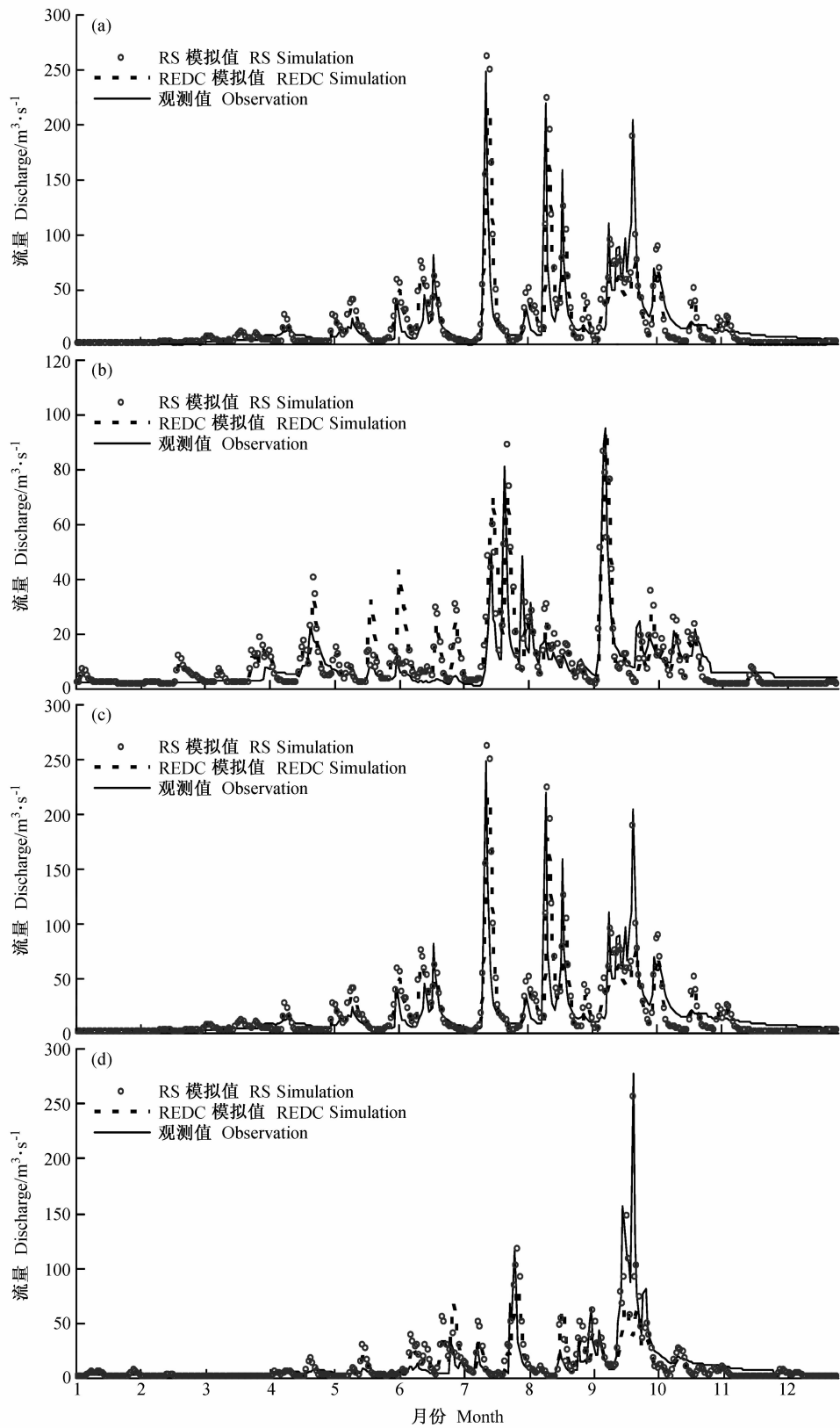


图 7 模拟的江口站部分年份的流量：(a) 1992 年；(b) 1995 年；(c) 1999 年；(d) 2001 年

Fig. 7 The daily flow observed and simulated with the VIC-3L model based on the REDC vegetation information and RS information at Jiangkou hydrological station at the outlet of the Baohe River basin in (a) 1992, (b) 1995, (c) 1999 and (d) 2001

国资源与环境数据库^[23~25]中的植被覆盖类型资料, 计算地表水分的差异, 分析了用遥感资料模拟地表水分的结果, 用实测水文资料检验模拟的结果, 并对应用遥感资料模拟流量结果进行了合理的解释。主要结论有:

(1) 利用 VIC-3L 模拟地表水循环效果较好。VIC-3L 较好地解决地表覆盖不均匀性, 模拟的地表水平衡中蒸散、蒸发、径流、融雪、植冠蒸发和土壤湿度等, 分布合理, 成因清晰, 量值准确, 表明用 VIC-3L 模拟地表水循环是可行的。通过与地面蒸发和江口站流量实测值比较, 表明模拟的结果与实测基本一致。

(2) 遥感地面植被类型较好地解决了地表覆盖的不均匀性。计算得到的蒸散、蒸发、径流等地表水平衡分量, 在空间上的分布显示出与用资源环境数据库中的植被覆盖类型模拟结果明显不同。利用遥感资料模拟的地表水平衡分量的空间分布较为合理, 部分改善了河流流量的模拟。

(3) 遥感的叶面积指数较好地反映了实际叶面积指数的季节变化情况。叶面积指数不仅随季节变化, 而且随植被类型变化, 同一种植被的叶面指数也是有明显差异的。其次, 遥感植被类型真实地反映了地表覆盖状况。由于中国资源与环境数据库用的是 20 年前的数据, 地表覆盖类型已有较大的变化。目前的实际植被主要以混交林为主, 与遥感地表类型更为接近。计算结果显示, 利用中国资源与环境数据库模拟时, 落叶林区域的蒸散明显增加, 地表径流总量减少, 地下径流也减少, 其结果导致进入河流的流量减少, 因而模拟的流量峰值偏小, 与实测相差较大。

当然, 即使采用遥感资料模拟的陆面水文分量, 与实测值仍有误差, 这表明遥感资料的应用, 只能部分改善地表水分的模拟, 进一步的工作还需研究土壤对地表水的影响等机制。

致谢 中国科学院大气物理研究所谢正辉研究员为本文提供了 VIC-3L 模式程序方面的帮助以及模式的部分参数。特致衷心感谢!

参考文献 (References)

- [1] Mahmood R, Hubbard K G. Simulating sensitivity of soil moisture and evapotranspiration under heterogeneous soils and land uses. *Journal of Hydrology*, 2003, **280**: 72~90
- [2] Costa-Cabral M C, Burges S J. Digital elevation model networks: A model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas. *Water Resour. Res.*, 1994, **30**: 1681~1692
- [3] Liang Xue, Xie Zhenghui. A new surface runoff parameterization with subgrid-scale soil heterogeneity for land surface models. *Advance in Water Resources*, 2001, **24**: 1173~1193
- [4] 周锁铨, 代刊, 陈涛, 等. 陆面过程模式的改进及其检验. *气象学报*, 2003, **61**(3): 275~290
Zhou Suoquan, Dai Kan, Chen Tao, et al. The improvement and verification of land surface process model. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2003, **61**(3): 275~290
- [5] 周锁铨, 陈万隆, 徐海明, 等. 青藏高原及其周围地区植被对东亚大气环流的套网格数值试验. *南京气象学院学报*, 1998, **21**(1): 85~95
Zhou Suoquan, Chen Wanlong, Xu Haiming, et al. Simulation of summer climate effect of vegetation of Tibetan Plateau and its vicinity. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 1998, **21**(1): 85~95
- [6] Zhou Suoquan, Zhang Cui, Wu Xi. Coupling experiment of regional climate model with river flow routing model. International conference of GIS and remote sensing in hydrology water resources and environment, Sept. 2003, Yichang, China
- [7] Engman E T. Remote sensing applications to hydrology: future impact. *Hydrological Sciences*, 1996, **41**: 637~647
- [8] Bastiaanssen W G M, Menenti R A, Holtslag F. The surface energy balance algorithm for land (SEBAL). Part I: Formulation. *Hydrology*, 1998, **213**: 198~298
- [9] Ayenew T. Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopian rift and adjacent highlands. *Journal of Hydrology*, 2003, **279**: 83~93
- [10] Chen Jingming, Chen Xiaoyong. A remote sensing-driven distributed hydrological model: mapping evapotranspiration in a forested watershed. *Journal of Hydrology*, in press
- [11] Deardorff J W. Efficient predication of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *Jourant of Geophysical Research*, 1978, **83**(c4): 1889~1903
- [12] Mabuchi K, Sato Y, Kida H, et al. A biosphere-atmosphere interaction model (BAIM) and its primary verifications using grassland data. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 1997, **47**(3/4): 115~140
- [13] Shukla J, Mintz Y. Influence of land surface evapotranspiration on the earth's climate. *Science*, 1982, **215**(3): 1498~1501
- [14] Wigmosta M S, Lance W V, Lettenmaier D P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*, 1994, **30**(6): 1665~1679
- [15] 谢正辉, 曾庆存, 戴永久, 等. 非饱和流问题的数值模拟研究. *中国科学(D)*, 1998, **4**(14): 429~436

- Xie Zhenghui, Zeng Qingcun, Dai Yongjiu, et al. Numerical simulation of an unsaturated flow equation. *Science in China* (D) (in Chinese), 1998, **4**(14): 429~436
- [16] 王守荣, 黄荣辉, 丁一汇, 等. 分布式水文-土壤-植被模式的改进及气候水文 off-line 模拟试验. *气象学报*, 2002, **60**(3): 290~299
- Wang Shourong, Huang Ronghui, Ding Yihui, et al. Improvement of a distributed hydrology model DHSVM and its climate-hydrology off-line simulation experiment. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2002, **60**(3): 290~299
- [17] 王守荣, 黄荣辉, 丁一汇, 等. 水文模式 DHSVM 与区域气候模式 RegCM2/China 嵌套模拟试验. *气象学报*, 2002, **60**(4): 421~426
- Wang Shourong, Huang Ronghui, Ding Yihui, et al. Numerical simulation experiment by nesting hydrology model DHSVM with regional climate model RegCM2/China. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2002, **60**(4): 421~426
- [18] 谢正辉, 刘谦, 袁飞, 等. 基于全国 50 km×50 km 网格的大尺度陆面水文模型框架. *水利学报*, 2004, **5**: 76~82
- Xie Zhenghui, Liu Qian, Yuan Fei, et al. Macro-scale land hydrological model based on 50 km×50 km grids system. *Journal of Hydrology* (in Chinese), 2004, **5**: 76~82
- [19] Russell G, Hansen J, Rind D, et al. Efficient three-dimensional global model for climate studies: models I and II. *Mon. Wea. Rev.*, 1983, **111**(4): 609~662
- [20] Russell G L, Miller J R. Global river runoff calculation from a global atmospheric general circulation model. *Journal of Hydrology*, 1990, **117**: 241~254
- [21] 郭生练, 刘春蓁. 大尺度水文模型及其与气候模型的联结耦合研究. *水利学报*, 1997, **7**: 37~41
- Guo Shenglian, Liu Chunzhen. Research on a macro-scale hydrological model as coupled to a climate model. *Journal of Hydrology* (in Chinese), 1997, **7**: 37~41
- [22] 刘春蓁. 气候变化对我国水资源的可能影响. *水科学进展*, 1997, **8**(3): 220~225
- Liu Chunzhen. Potential impact of climate change on hydrology and water resources in China. *Advances in Water Science* (in Chinese), 1997, **8**(3): 220~225
- [23] 中国科学院植物研究所. 中国植被图. 北京: 中国地图出版社, 1979
- Institute of Vegetation, Chinese Academy of Sciences. *The Vegetation Atlas in China* (in Chinese). Beijing: Chinese Map Press, 1979
- [24] 中国科学院南京土壤研究所. 中国土壤图. 北京: 中国地图出版社, 1978
- Nanjing Institute of Soil, Chinese Academy of Sciences. *The Soil Atlas in China* (in Chinese). Beijing: Chinese Map Press, 1978
- [25] 中国科学院地理研究所. 中国土地利用图. 北京: 测绘出版社, 1991
- Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences. *The Land Utilization Atlas in China* (in Chinese). Beijing: Chinese Map Press, 1991
- [26] ftp://crsa. bu. edu/pub/rmyneni/mynenipproducts/MODIS/MOD15_BU/C4/LAI/data/1km/2000/
- [27] Knyazikhin Y, Martonchik J V, Myneni R B, et al. Synergistic algorithm for estimating vegetation canopy leaf area index and fraction of absorbed photosynthetically active radiation from MODIS and MISR data. *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**(D24): 32257~32276
- [28] Knyazikhin Y, Martonchik J V, Diner D J, et al. Estimation of vegetation canopy leaf area index and fraction of absorbed photosynthetically active radiation from atmosphere corrected MISR data. *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**(D24): 32239~32256
- [29] Kurtzman D, Kadmon R. Mapping of temperature variables in Israel: a comparison of different interpolation methods. *Climate Research*, 1999, **13**: 33~43
- [30] Oliver M A, Kriging W R. A method of interpolation for geographical information systems. *International Journal of Geographic Information Systems*, 1990, **4**(3): 313~332
- [31] Martinez-Cob A. Multivariate geostatistical analysis of evapotranspiration and precipitation in mountainous terrain. *Journal of Hydrology*, 1996, **174**(1): 19~35
- [32] Prudhomme C, Duncan W R. Mapping extreme rainfall in a mountainous region using geostatistical techniques: a case study in Scotland. *Int. J. Climatol.*, 1999, **19**(12): 1337~1356
- [33] Goovaerts P. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *J. Hydrol.*, 2000, **228**: 113~129
- [34] Ninyerola M, Pons X, Roure J M. A methodological approach of climatological modeling of air temperature and precipitation through GIS techniques. *Int. J. Climatol.*, 2000, **20**(14): 1823~1841
- [35] Wotling G, Bouvier C, Danloux J, et al. Regionalization of extreme precipitation distribution using the principal components of the topographical environment. *J. Hydrol.*, 2000, **233**: 86~101
- [36] Weisse A K, Bois P. Topographic effects on statistical characteristics of heavy rainfall and mapping in the French Alps. *J. Appl. Meteor.*, 2001, **40**(4): 720~740
- [37] Marquinez J, Lastra J, Garcia P. Estimation models for precipitation in mountainous regions: the use of GIS and multivariate analysis. *J. Hydrol.*, 2003, **270**: 1~11
- [38] 周锁铨, 缪启龙. 日照百分率的小网格分析方法. *气象科学*, 1993, **16**(3): 26~48
- Zhou Suoquan, Miao Qilong. A microscale grid method of calculating sunshine percentage. *Scientia Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1993, **16**(3): 26~48

- [39] Liang Xu, Lettenmaier D P, Wood E F, et al. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, 1994, **99**: 14415~14428
- [40] Kenlo Nishida, Remakrishna R N, Steven W R, et al. An operational remote sensing algorithm of land surface evaporation. *Journal of Geophysical Research*, 2003, **108** (D9): 4270~4284
- [41] 张学文. 汉中土壤. 西安: 陕西省科技出版社, 1987. 256~300
Zhang Xuewen. *Soil in Hanzhong Basin* (in Chinese). Xi'an: Science and Technology Press in Shaanxi Province, 1987. 256~300
- [42] Moore I D, Grayson R B, Ladson A R. Digital terrain modeling: A review of hydrological, geomorphologic, and biological applications. *Hydrol. Processes*, 1991, **5**: 3~30
- [43] Fairfield J, Leymaire P. Drainage networks from grid digital elevation models. *Water Resour. Res.*, 1991, **27**(5): 709~717
- [44] O'Callaghan F, Mark D M. The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision. Graphics and Image Processing*, 1984, **28**: 323~344
- [45] Jenson S K, Domingue J O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogram. Eng. Remote Sens.*, 1988, **54**: 1593~1600
- [46] Quinn P, Beven K, Chevallier P, et al. The predication of hillslope flow paths for distributed hydrological modeling using digital terrain models. *Hydrology Processes*, 1991, **5**: 59~79
- [47] Fekete B M, Vorosmarty C J, Lammers R B. Scaling gridded river networks for macroscale hydrology: Development, analysis, and control of error. *Water Resour. Res.*, 2001, **37** (7): 1955~1967
- [48] Olivera F, Lear M S, Famiglietti J S, et al. Extracting low-resolution river network from high-resolution digital elevation models. *Water Resour. Res.*, 2002, **38**(11): 1231~1241
- [49] Scann M R. Deriving flow directions for coarse-resolution (1-4 km) gridded hydrologic modeling. *Water Resour. Res.*, 2003, **39**(9): 1238. doi:10.1029/2003WR001989.
- [50] Sridhar V, Ronald L E, Chen F. Scaling effects on modeled surface energy-balance components using the NOAA-OSU land surface model. *Journal of Hydrology*, 2003, **280**: 105~123
- [51] Lohmann D, Nolte-Holube R. A large scale horizontal routing model to be coupled to land surface parameterization schemes. *Tellus*, 1996, **48**(A): 708~721
- [52] 水利部水文局. 全国主要河流水文特征统计(第三版). 北京: 水利出版社, 1982
Hydrological Bureau, Ministry of Water Resources of China. *Assembles of Hydrological Characters Statistics of Main Rivers in China* (the third edition, in Chinese). Beijing: Chinese Hydrological Press, 1982
- [53] 水利部水文局. 全国水文图集. 北京: 科学出版社, 1963
Hydrological Bureau, Ministry of Water Resources of China. *Assembles of Hydrology in China* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1963
- [54] 陆渝蓉, 高国栋. 中国水分气候图集. 北京: 气象出版社, 1984, 8~15
Lu Yurong, Gao Guodong. *Assembles of Analysis Data on Water Climate in China* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1984. 8~15
- [55] 陈洪滨, 吕达仁. 关于卫星遥感干旱草原陆面过程的方法和应用研究. 气候与环境研究, 1997, **2**(3): 316~321
Chen Hongbin, Lu Daren. On the satellite remote sensing of land surface process in the Inner Mongolia semi-arid grass. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 1997, **2** (3): 316~321

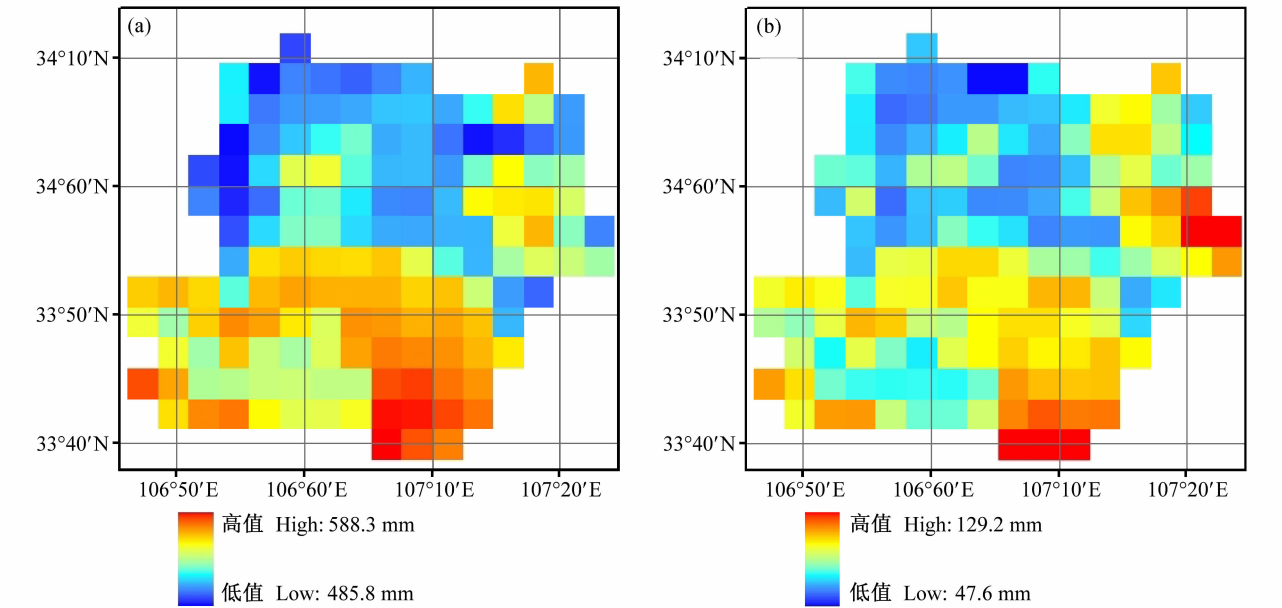


图 4 VIC-3L 模式模拟的年平均地表水分量的空间分布：(a) 蒸散；(b) 总径流

Fig. 4 The hydrological component distributions of simulated by VIC-3L model from 1992 to 2001: (a) Annual mean evapotranspiration; (b) annual mean runoff

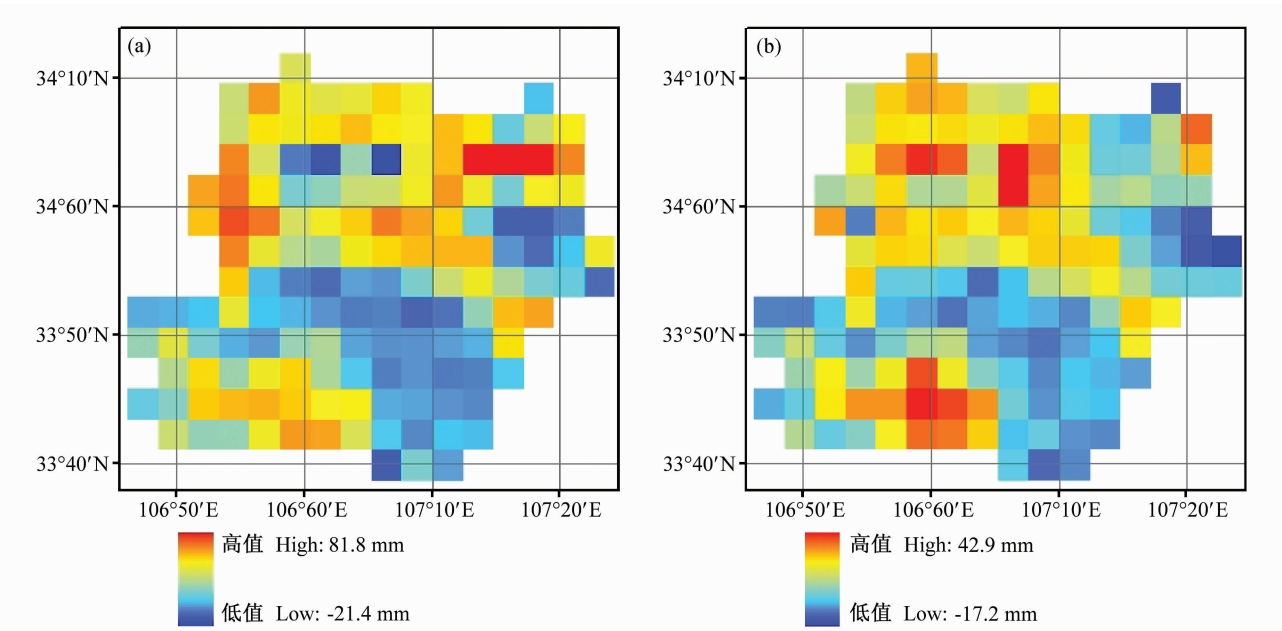


图 6 两种地表类型模拟得到的地表水平衡分量的差值：(a) 蒸散；(b) 径流

Fig. 6 The simulated differences of surface water balance components between the RS and the conventional land surface vegetation coverage: (a) Evapotranspiration; (b) runoff