

# 陆面过程模式 CLASS 径流模拟的改进和应用

吴志勇<sup>1,2</sup> 陆桂华<sup>1,2</sup> WEN Lei<sup>3</sup>

- 1 海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室，南京 210098
- 2 海大学水问题研究所，南京 210098
- 3 加拿大麦吉尔大学大气海洋科学系，蒙特利尔 H3A2K6

**摘要** 针对陆面过程模式 CLASS (Canadian Land Surface Scheme) 产流模拟方面的不足，提出考虑壤中流产流机制的产流模拟方案。利用淮河流域能量和水分循环试验 (HUBEX) 资料，在史灌河流域对改进前后的模型进行了对比试验。结果表明，产流模拟改进方案大大提高了 CLASS 的径流模拟能力，同时改善了模式对土壤含水量的模拟。

**关键词** 陆面过程模式 径流 CLASS 模式

**文章编号** 1006-9585 (2007) 04-0515-09 **中图分类号** P435 **文献标识码** A

## Improvement and Application of Runoff Simulation in the Land Surface Model CLASS

WU Zhi-Yong<sup>1,2</sup>, LU Gui-Hua<sup>1,2</sup>, and WEN Lei<sup>3</sup>

- 1 *State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering, Hohai University, Nanjing 210098*
- 2 *Institute of Water Problem Research Academy, Hohai University, Nanjing 210098*
- 3 *Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, McGill University, Montreal H3A2K6*

**Abstract** Aim at the shortage of the runoff simulation in CLASS (Canadian Land Surface Scheme), a new runoff generation scheme considering interflow is introduced. In order to validate the ability of the new runoff scheme, the model is used to simulate hydrographs at an outlet of the Shiguanhe sub-basin, part of the Huaihe River Basin, and driven by the field observational data of Huaihe River Basin Energy and Water Cycle Experiment (HUBEX). The results indicate that the new runoff scheme in CLASS can improve not only the stream flow but also the soil moisture simulations.

**Key words** land surface model, runoff, CLASS

### 1 引言

陆面是陆气系统的重要组成部分，它控制着地表能量在感热和潜热间的分配及地表水分在蒸

发和径流之间的分配，对全球和区域气候有重要影响作用<sup>[1,2]</sup>。为有效表述陆面和大气间动量、能量和物质的交换过程，许多繁简各异的陆面过程模式被开发出来，并耦合到气候模式中。

收稿日期 2006-04-24 收到，2007-05-06 收到修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40371023、引进国际先进水利科学技术项目 200317 和教育部博士点基金资助项目

作者简介 吴志勇，男，1979 年出生，博士研究生，主要从事水信息理论及技术研究。E-mail: wuzhiyong\_110@163.com

早期的陆面过程模式,多以“水桶”模式<sup>[3]</sup>为代表。“水桶”模式假定土壤具有一个固定的持水容量,当土壤含水量超过这一容量时,多余的降水则产生径流。由于早期的陆面过程模式很少(或没有)考虑植被的生物物理过程,模式在模拟有植被地表时,其蒸发计算会产生系统偏大的问题。为此,Deardorff<sup>[4]</sup>提出了考虑植被对陆面过程影响的陆面过程模式。近 20 年来,基于物理过程并考虑了植被影响的陆面过程模式不断涌现出来。早先的两个模式分别为 Dickinson 等提出的 BATS(生物—大气圈交换)模式和 Sellers 等发展的 SiB(简化生物圈)模式。随后,其他模式也纷纷被提出,如 Verseghe 等<sup>[5~7]</sup>开发的 CLASS(Canadian Land Surface Scheme)等。这些模式整体上改进了陆面过程模式对蒸发的模拟,模拟的实际蒸发比早期的“水桶”模型有所减少,与实际情况更为接近。

为了提高对陆气相互作用的理解,进一步改进、完善陆面过程模式,国际间开展了陆面参数化方案比较计划(PILPS)<sup>[8]</sup>。在众多参加比较的模式中,CLASS 被证实是几个性能良好的模式之一<sup>[9,10]</sup>。CLASS 是一个具有物理基础的陆面过程模式,自开发以来,不管是耦合方式还是“离线”方式,其模拟能力都已被实验结果所验证<sup>[5,6,11]</sup>;CLASS 能够很好地模拟复杂陆面(积雪、裸土和不同植被)陆气间的能量和水分交换过程。

CLASS 建模初期,是为了给加拿大全球和区域气候模式提供一个合理适用的陆面过程模式。为此,CLASS 着重考虑了陆气间的能量、水量等通量交换,如地表潜热和感热等通量,重点描述了陆面对大气的反馈作用。然而,CLASS 也跟世界上大多数陆面过程模式一样,径流过程未受到足够的重视,处理方法显得过于粗糙。CLASS 简单地将径流看作是陆面过程中水量平衡的多余部分,是水分满足了蒸发和土壤补充蓄水后的剩余值。事实上,径流是降落在流域上的降水,在受到各种气象、植被和土壤条件等自然要素的相互作用后综合生成的新产物,是一个重要的模型诊断变量,同时也是一关键的水文变量。径流资料相对容易获取,通过比较实测和模拟的径流,可以直接评价模式径流模拟的效果,也可以推断出模型对其他变量的模拟能力<sup>[12]</sup>。

野外观测结果显示,在湿润地区,由降水产生的径流量与土壤的前期含水量紧密相关。一般来说,如果降水前期土壤相对饱和,产生的径流会相对较多;反之,产生的径流会少一些,甚至出现无流可产的情况。土壤含水量是产流模拟过程的一个重要中间变量,如果径流模拟与实测值较为吻合,则可推断,模式对土壤含水量的模拟也应较为准确。同理,如果一个陆面过程模式对土壤含水量的模拟较为成功,该模型也就具备了正确模拟径流的条件。地表土壤的含水量会影响地表的反照率计算,从而影响净辐射通量的计算;另外,土壤含水量还会直接影响地表的潜热和感热计算。因此,土壤含水量模拟的正确与否直接关系到模型对能量通量模拟的质量,并影响到径流模拟。另外,有效的陆面过程模式径流模拟结果,可被直接用于气候变化的研究,合理评价气候变化对水资源供给的潜在影响;也有利于将大气和陆面这一对自然衔接系统,通过模式重新耦合、统一起来,综合研究干旱和洪水问题。所以,必须提高现有陆面过程模式的径流模拟能力。

本文针对 CLASS 产流计算的不足,提出产流模拟的改进方案。将改进前后的 CLASS 应用到淮河能量和水分循环试验(HUBEX)期间史灌河流域的水文模拟,分析改进前后模式对产流、土壤含水量和蒸散发的模拟能力。

## 2 CLASS 产流模拟方案的改进

本文采用的是 RPN/CLASS2.7 版本;此版本以官方版本 3.6 为基础进行了很多修改。有关 CLASS 详尽的描述可参见文献 [5~7]。

在 RPN/CLASS2.7 中,模式仅考虑了 2 种径流,即地面径流和深层土壤排水。地面径流(超渗部分)的产生条件是,当降水强度大于地面入渗能力后,先在地面上产生积水,如果地面积水超过了最大储水量,超出部分即为地面径流;深层土壤排水(部分地下水)的产生是 CLASS 底层土壤在重力的作用下,向下所排出的是那部分土壤重力水。然而,自然界径流的产生情况要较之复杂许多,是一极为复杂的非线性过程。CLASS 所用的简单径流处理方案,在实际应用时,很难取得预期的径流模拟效果。

河川中的总径流可按水源分为 3 部分：地面径流、壤中流和地下径流。地面径流产生于当降水强度超过地表入渗能力或土壤饱和后。壤中流是在土壤中流动的径流，也称表层流。表层土常含腐殖质，比较疏松，下层风化土则比较密实，更下层的基岩往往更为密实。下渗水分较易通过上层，较难通过下土层，同时由于地形坡度的影响，下渗水就在这两个土层的界面上流动，形成壤中流。地下径流则是水下渗到地下含水层以后通过地下水流动流入河川的径流。在植被条件较好的湿润地区，土壤的入渗能力一般大于降水强度，往往很难发生地面径流，而壤中流却是雨水流向河流的主要部分，其比重往往可以达到甚至超过总径流的 80%。

由于壤中流的作用不可忽略，许多水文模型的结构中都包含壤中流结构，如 Stanford 模型、Sacramento 模型和新安江模型等。而在 RPN/CLASS2.7 中，并没有考虑壤中流。为此，作者尝试对 CLASS 产流模拟方案进行改进，将壤中流的产流结构植入 CLASS 中。图 1 是改进前后 CLASS 产流模拟方案示意图。

(1) 地面径流  $R_S$  的计算方法。假定当地面积水大于最大地面储水能力后，产生  $R_S$ ：

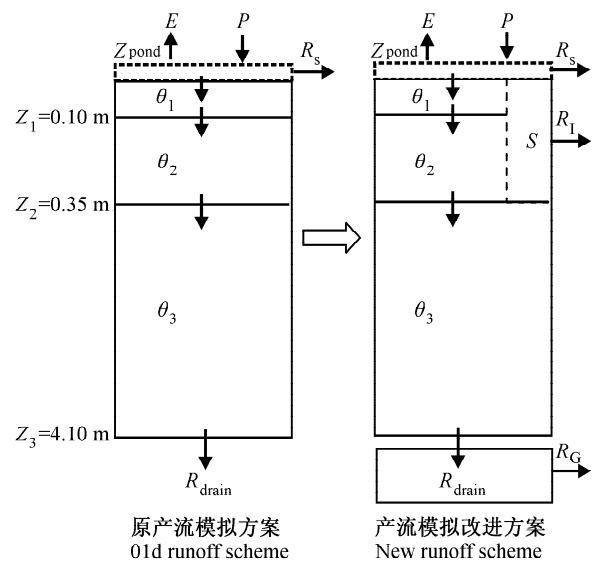


图 1 CLASS 产流模拟方案示意图 ( $R_S$ ：地面径流、 $R_1$ ：壤中流、 $R_G$ ：地下径流)  
Fig.1 Schematic map of CLASS runoff simulation scheme ( $R_S$ : Surface runoff,  $R_1$ : Interflow,  $R_G$ : Base flow)

$$R_S = Z_{\text{pond}} - Z_{\text{pond\_lim}}, \quad (1)$$
式中， $Z_{\text{pond}}$ 为地面积水， $Z_{\text{pond\_lim}}$ 为最大地面储水能力，取值因不同的植被类型而不同<sup>[5,6]</sup>，不透水表面为 0.001 m，裸土为 0.002 m，低矮植物为 0.003 m，森林为 0.01 m。

(2) 壤中流  $R_1$  的计算相对复杂。假设壤中流在第 1 和第 2 层土壤中产生。分别计算两层的壤中流  $R_{1,1}$  和  $R_{1,2}$ ，总的壤中流  $R_1 = R_{1,1} + R_{1,2}$ 。首先，定义各层自由水蓄量  $S_i$  ( $i = 1, 2$ )，计算公式为

$$S_i = (\theta_i - \theta_{i,f}) \times D_i, \quad (i = 1, 2) \quad (2)$$
式中， $\theta_i$  为第  $i$  层土壤的体积含水量， $\theta_{i,f}$  为第  $i$  层土壤的田间持水量，取  $0.7 \times \theta_{i,\text{max}}$ ， $\theta_{i,\text{max}}$  为第  $i$  层土壤的饱和含水量； $D_i$  为第  $i$  层土壤厚度。

假定壤中流产生的条件是第 2 层土壤含水量大于其田间持水量，即  $\theta_2 > \theta_{2,f}$ 。如果第 1 层土壤含水量大于其田间持水量，而第 2 层土壤的含水量没有到达其田间持水量，则第 1 层的自由水首先满足第 2 层土壤。因此，对于第 1 和第 2 层土壤，当  $S_i > 0$  ( $i = 1, 2$ ) 且  $\theta_2 > \theta_{2,f}$  时，在相应的土层中产生壤中流。参考非饱和土壤导水率公式的形式，考虑河网密度和地形坡度以及土壤含水量的影响，时段内进入河道的壤中流  $R_{1,i}$  的计算公式为

$$R_{1,i} = \left( \frac{\theta_i}{\theta_{i,\text{max}}} \right)^{(2b_i+3)} \times \beta_1 \times S_i, \quad (i = 1, 2) \quad (3)$$

其中， $(\theta_i / \theta_{i,\text{max}})^{(2b_i+3)}$  描述了土壤水流动速率与土壤质地和含水量之间的非线性关系； $b_i$  为由土壤指数确定的第  $i$  层土壤特征参数； $\beta_1$  为河网密度和地形坡度对壤中流进入河道的影响因子 ( $0 \leq \beta_1 \leq 1$ )，如果计算时段内坡地上产生的壤中流很快能进入河网，则  $\beta_1$  取值较大，反之， $\beta_1$  取值较小。 $R_{1,i}$  的计算公式描述了土壤中壤中流进入河道的快慢与土壤类型、土壤饱和程度、河网密度和地形坡度的关系。土壤越疏松、含水量越高、河网越密和地形起伏越大，土壤中的壤中流就能越快进入河道；反之，壤中流进入河道的速度就越慢。

(3) 地下径流  $R_G$ 。地下径流是由第 3 层土壤底部的排水  $R_{\text{drain}}$  形成的，原来的 CLASS 认为计算时段末， $R_{\text{drain}}$  直接进入河道；而实际上，第 3 层土壤底部到河道之间，由于流域内河网密度和地形坡度的影响，存在一个地下水横向出流的过

程。采用水文上常用的线性水库的方法<sup>[13,14]</sup>, 考虑河网密度和地形坡度的影响, 地下径流  $R_G$  的计算公式为

$$R_G(j) = R_G(j-1)(1-\beta_G) + \beta_G \times R_{\text{drain}}, \quad (4)$$

式中,  $R_{\text{drain}}$  为第 3 层土壤底部的排水,  $\beta_G$  为河网密度和地形坡度对地下水进入河道的影响因子 ( $0 \leq \beta_G \leq 1$ ), 即出流系数, 取值方法同  $\beta_1, j$  和  $j-1$  分别表示当前和上一个时段。

总径流  $R$  为地面径流、壤中流和地下径流之和, 即  $R = R_s + R_1 + R_G$ 。这里的  $R$  对应于河网汇流模型的输入, 即河网总入流。如要得到流域出口断面的流量过程, 还需要进行两个阶段的汇流计算, 即子流域(单元)汇流和河道汇流。子流域(单元)汇流可以采用滞后演算法(Clark 方法)、经验单位线法、地貌单位线法(GUH); 河道汇流可用马斯京根法。

### 3 资料的选用

驱动 CLASS 所需要的气象资料包括短波辐射、总长波辐射(或净长波辐射)、降水、风速、气温、比湿和气压等 7 个变量, 时间步长为 30 min。植被参数包括覆盖比例、平均反照率、粗糙高度、最大和最小叶面积指数、地面生物量和根系分布等。土壤参数包括含砂量、粘土含量、有机物含量、土壤颜色和排水指数等。模式在每个计算网格(或单元)内采用相同的土壤类型, 在垂直方向上分为 3 层土壤, 厚度分别为 0.10、0.25 和 3.75 m。

采用 HUBEX 加强观测期间的史灌河流域的气象、水文观测资料进行试验研究。该试验资料已被用于多种陆面过程模式和水文模型的试验和验证<sup>[15~17]</sup>。史灌河流域位于淮河中游南部, 地处中国南北气候过渡带东亚季风区, 是淮河流域重要的支流。史灌河由东西两条河流汇合而成, 分别为史河和灌河。在史河和灌河的上游分别建有梅山和鲇鱼山两大水库, 控制面积分别为 1 970 和 924 km<sup>2</sup>。因此, 蒋集断面的流量过程受“两者”共同影响。流域下游的一部分水量由 6 个灌溉渠道引灌到流域内和周边地区, 其中, 有两个主要的渠道位于梅山水库下游, 对蒋集断面的流

量过程有重要的影响。扣除两座水库的控制面积, 水库下游的集水面积为 3 036 km<sup>2</sup>。1998 年 HUBEX 期间, 此区域及周边设有 23 个雨量观测站。加强观测期间, 鲇鱼山、梅山和蒋集 3 处除了进行降水、流量和水面蒸发观测外, 还进行了土壤含水量的实时同期观测, 每天上午北京时间 9:00 左右在地表及地面以下 15、30、45、60 和 90 cm 深处进行土壤水分观测。

采用泰森多边形的方法, 根据 23 个雨量站将水库下游区域分成 23 个单元, 进行流域水文模拟(见图 2)。为了更好地验证 CLASS 产流模拟改进方案, 在 23 个单元上, 同时建立了 CLASS 和新安江模型用于模拟产流。两个模型的汇流采用相同的方法和参数, 单元汇流采用滞后演算法(Clark 方法), 水库和各单元出口到蒋集断面的河道汇流采用马斯京根法。蒋集断面模拟的总流量为扣除向流域外灌溉引水后, 各单元和水库出流之和。

根据 23 个单元的具体植被和土壤类型, 分别设定 CLASS 参数。流域内植被类型主要包括两类, 常绿针叶林和农作物。各单元内两种植被的比例基于 Maryland 大学发展的全球 1 km 土地覆盖数据来确定。土壤参数根据各单元地理位置参考中国土种数据库<sup>[18]</sup>的土壤资料确定。模式的初始冠层叶面温度和 3 层土壤温度取为气温值。对

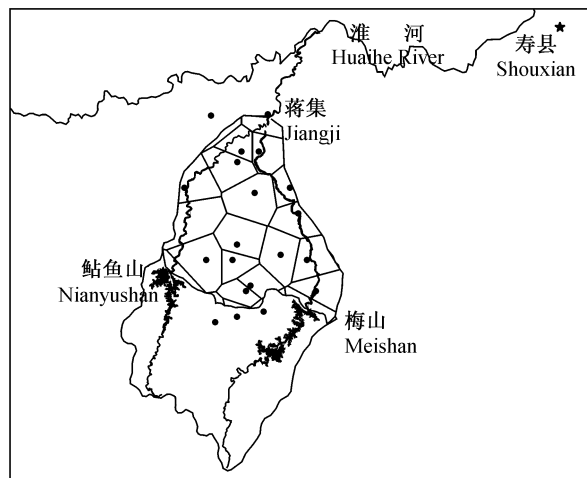


图 2 史灌河流域泰森多边形划分和观测站点分布 (• 为雨量站)  
Fig. 2 The delineation of the Shiguanhe sub-basin using Thiessen polygons and the location of the meteorological stations (• represent meteorological stations)

于初始土壤含水量, 根据最近距离原则, 各单元分别采用鲇鱼山、梅山和蒋集的观测资料, 由于实测值只测到地下 90 cm, 因此第 3 层的土壤含水量采用 30~90 cm 的实测平均值。CLASS 产流模拟改进方案引入了两个参数, 即壤中流影响因子  $\beta_1$  和地下径流出流系数  $\beta_G$ , 根据各单元的地形地貌特征, 将山区单元  $\beta_1$  和  $\beta_G$  都取 0.3, 平原单元都取 0.2。对于新安江模型, 采用历史水文资料来率定模型参数, 模型时段步长为 3 h。汇流模型的时段步长也为 3 h。所以, 需将 CLASS 的 30 min 的输出累积成 3 h, 输入汇流模型。

各雨量观测站 1 h 的降水资料, 对于 CLASS 将其线性内插成 30 min, 对于新安江模型将其累积成 3 h。由于 1998 年 HUBEX 期间, 史灌河流域内没有连续观测的辐射、气压、风速和气温资料, 对于 CLASS, 每个单元都采用同期寿县气象观测站的资料。寿县站位于史灌河流域东北, 距流域中心的直线距离约为 130 km (图 2)。新安江模型所需的实测水面蒸发, 采用鲇鱼山、梅山和蒋集 3 处的均值。

## 4 结果分析

为充分检验改进后 CLASS 模式的模拟能力, 分别对模拟的流量过程、土壤含水量和蒸散发进行比较分析。

### 4.1 流量过程

图 3 给出了实测和模拟史灌河流域蒋集断面的流量过程。从图中可看到, 采用原产流方案 CLASS 没能模拟出两个主要洪水过程, 且在低水时期流量模拟系统偏高, Nash-Sutcliffe 系数<sup>[19]</sup>仅为 0.18。这种现象的出现, 是因为在原 CLASS 中使用了以地下出流为主的产流方案, 其模拟的径流成分  $R_S : R_I : R_G$  为 1 : 0 : 11.5, 这使其无法正常反映自然流域系统内有将降水快速转化为径流的特性。采用产流模拟改进方案后, 模式给出了合理的径流成分,  $R_S : R_I : R_G$  为 1 : 17 : 2; 模式成功地模拟了整个洪水过程, Nash-Sutcliffe 系数达到了 0.92, 相对误差控制在 3%。注意到, 改进后 CLASS 产流模拟的精度已可以和新安江模型的结果相媲美, 利用相同的输入资料, 新安江模型的 Nash-Sutcliffe 系数为 0.91, 相对误差

是 5%。

改进产流模拟方案后的 CLASS 和新安江模型, 都可以较为理想地再现出 HUBEX 试验期间, 蒋集断面的实测洪水过程。但两者之间也存在着细微的差异。改进后的 CLASS 模拟的峰值稍高, 洪峰之后退水稍快。峰值稍高是因为 CLASS 的地面径流模拟存在超渗产流的成分, 而新安江模型是蓄满产流; 退水稍快是由于 CLASS 的地下径流出流较慢产生的, CLASS 将第 3 层土壤的排水视为地下径流, 而其第 3 层土壤厚度达 3.75 m, 这使得地下水出流延后。所以, 对这两部分径流的模拟, 仍需要有更多的资料深入研究和验证。

### 4.2 土壤含水量

图 4 是 CLASS 模拟的 0~35 cm 土壤含水量和站点实测的比较。这里, 将 CLASS 模拟的第 1 和 2 层的土壤含水量相加作为 0~35 cm 的土壤含水量, 实测站点数据采用线性内插的方法, 将 0、15、30 和 45 cm 处的值转换为 0~35 cm 的土壤含水量。实测流域平均则为 3 个实测站的平均值。图中显示, 对于流域平均, 采用产流模拟改进方案和原方案模拟的 0~35 cm 的土壤含水量差异较小, 和实测相比, 两者都能较好地模拟土壤含水量的变化趋势。产流模拟改进方案模拟的流域平均 0~35 cm 的土壤含水量, 与实测值的确定系数 ( $R^2$ ) 达到了 0.77, 相对误差为 0.2%。

与原方案结果相比, 改进方案模拟的 0~35 cm 土壤含水量有 2 个特点:

(1) 0~35 cm 土壤含水量的峰值比原方案偏少, 这是因改进方案中加入壤中流产流机制所致。当第 2 层土壤中含水量高于田间持水量后, 第 1 和第 2 层中的一部分自由水以壤中流的形式流出; 而当第 2 层土壤中含水量低于田间持水量后, 改进方案和原方案模拟的土壤含水量消退过程趋于一致。

(2) 本流域最大的一场暴雨 (6 月 28 日~7 月 2 日) 过后, 除了峰值以外的土壤含水量消退区, 改进方案比原方案模拟的 0~35 cm 土壤含水量略有增加。原因是新方案下第 3 层土壤含水量比原方案有显著减小。从图 5 对 CLASS 模拟的流域平均 3 层土壤含水量的比较中看到, 第 1 和第 2 层土壤含水量两种方案下差异很小, 而第 3 层却相差很大, 原方案和改进方案下 3 层土壤的平均含水量分别是 23.4、59.7、105.5 mm 和 23.1、

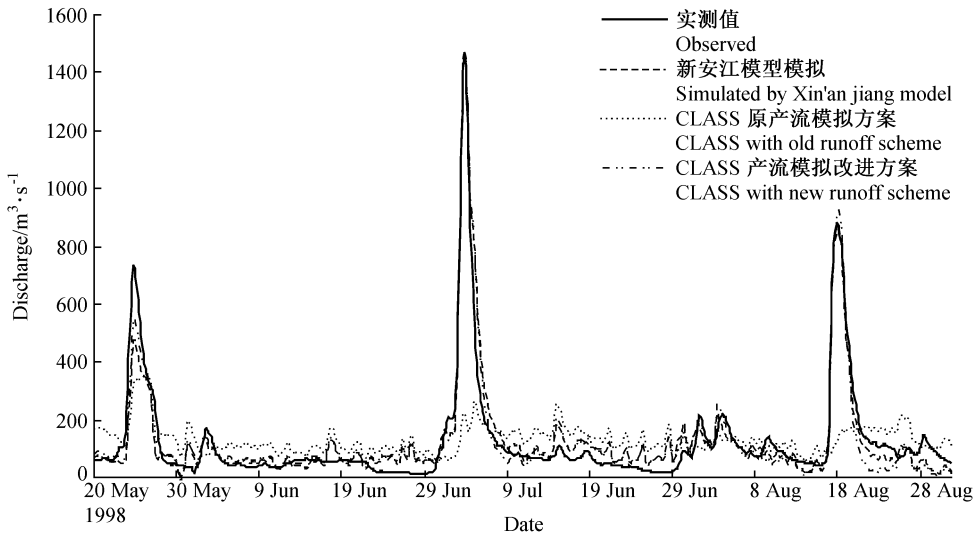


图 3 史灌河流域蒋集断面模拟和实测流量过程  
Fig. 3 Simulated and observed discharge at Jiangji outlet of Shiguanhe sub-basin

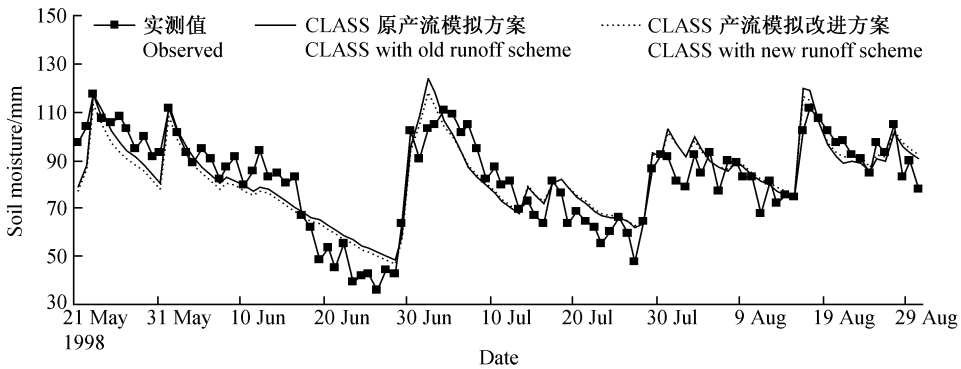


图 4 0~35 cm 流域平均土壤含水量模拟和实测的比较  
Fig. 4 Simulated and observed average soil moisture of 0—35 cm layer over the basin

59.0、97.7 mm。在 CLASS 中，第 2 层土壤水分传送到第 3 层的水力传导度  $k_2$  是与第 2 和第 3 层的平均土壤含水量  $\theta_{1,2}$  相关的，非饱和情况下  $k_2$  由下式表达：

$$k_2 = k_{\text{sat}} \left( \frac{\theta_{1,2}}{\theta_p} \right)^{(2b+3)}, \quad (5)$$

当第 3 层土壤的含水量减少时， $\theta_{1,2}$  也相应减少，从而使  $k_2$  减少，最终导致第 2 层土壤中的水分进入第 3 层的量也减少，反而使得第 2 层土壤的含水量偏高。

另外，从图 5 中还可以发现，原方案模拟的第 3 层土壤含水量有明显的阶梯式逐步抬高趋势，每场降水后土壤含水量的消退速度都过于缓慢，这与实际情况不太吻合；而改进方案模拟的第 3

层土壤含水量整体趋势较为符合实际情况。

4.3 蒸散发

图 6 是模拟的流域平均累积蒸散发及实测水面累积蒸发。流域实测水面蒸发累积取梅山、鲇鱼山和蒋集的平均值。从图中可看到，自 1998 年 5 月 20 日~8 月 31 日，新产流方案模拟的累积蒸散发为 277.5 mm，略小于原方案的 278.1 mm。与新安江模型模拟的 308.8 mm 相比，改进前后 CLASS 模拟的蒸散发都要偏小约 30 mm。与实测水面蒸发 391.8 mm 相比，改进前后 CLASS 模拟的蒸散发都要偏小约 114 mm，这正反映了流域蒸散发不仅与气象条件有关，还要受土壤含水量的制约。改进后的 CLASS 模拟的蒸散发与原 CLASS 模拟的差异很小。因为，除了峰值区以外

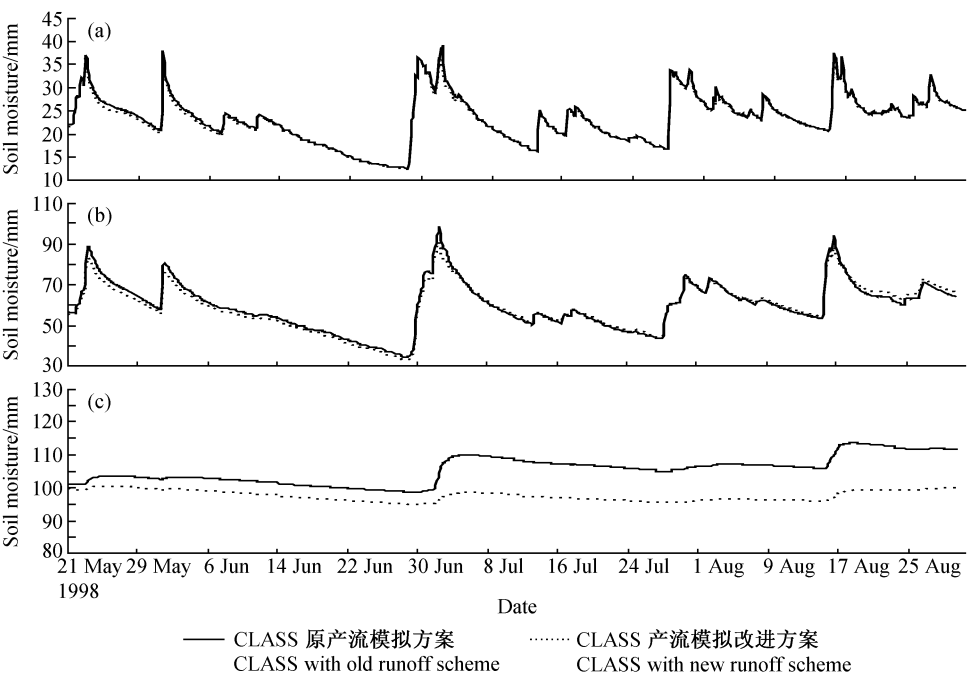


图 5 改进前后 CLASS 模拟的 3 层流域平均土壤含水量的比较：(a) 第 1 层（0~10 cm）；(b) 第 2 层（10~35 cm）；(c) 第 3 层（35~410 cm）

Fig. 5 Comparison of average soil moisture of three layers simulated by CLASS with old and new runoff simulation scheme: First layer (0~10 cm); second layer (10~35 cm); third layer (35~410 cm)

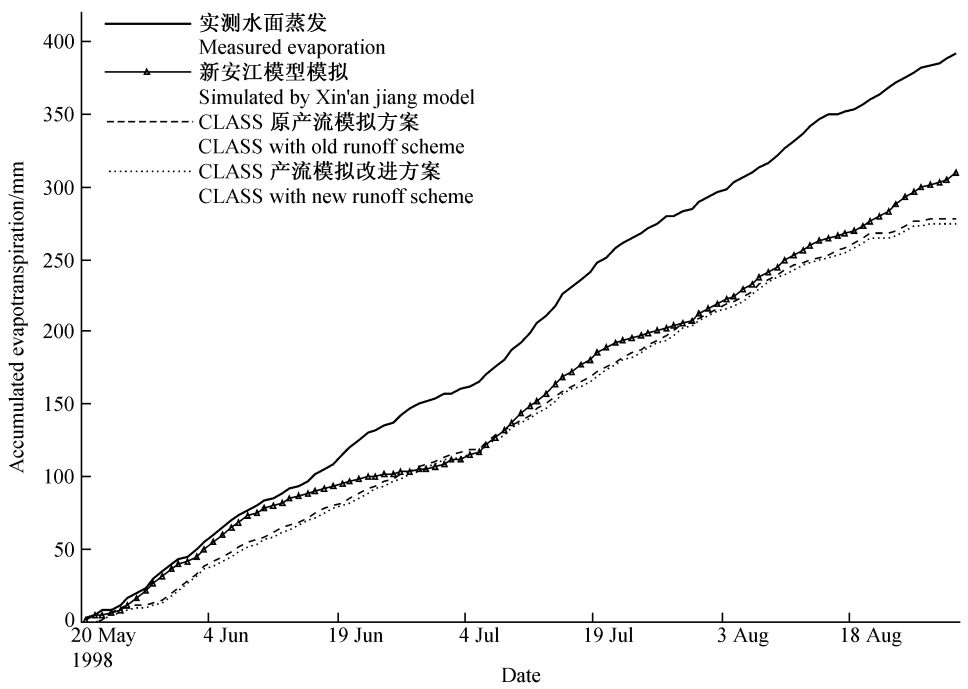


图 6 模拟的流域平均累积蒸散发及实测水面累积蒸发

Fig. 6 Accumulated curves of simulated average evapotranspiration over the basin and measured evaporation

的绝大部分时间,第 1 和第 2 层土壤的含水量在 2 种产流方案下总体差异较小;另外,虽然改进产流模拟方案后第 3 层土壤含水量有所下降,但由于第 3 层土壤含水量的变化程度不是很大,往往能够提供较为稳定的水分用于植物蒸腾,所以最终没有对蒸散发造成较大的影响。

## 5 结论

本文针对 CLASS 产流模拟方案的不足,提出考虑壤中流产流机制的产流模拟改进方案。改进前后的 CLASS,被应用到淮河能量和水分循环试验(HUBEX)期间的史灌河流域上,进行流域水文模拟试验,并将模拟结果与实测和新安江模型模拟结果分别作了对比分析。结果表明,与改进前相比,CLASS 产流模拟方案改进后,大大提高了模式对 1998 年史灌河流域洪水过程的模拟能力。改进前后,CLASS 模式都能较好地模拟出梅山、鲇鱼山、蒋集和流域平均的 0~35 cm 的土壤含水量;但改进后模拟的 0~35 cm 土壤含水量的峰值比改进前要小。与改进前相比,改进后 CLASS 模式对第 3 层土壤含水量模拟值的变化趋势更为接近实际情况。从模拟的 1998 年 5~8 月的蒸散发来看,改进前后模拟结果的差别不大,但改进后模式对第 3 层的土壤含水量模拟的趋势更为合理,其对蒸散发的长期影响作用有待进一步研究。

## 参考文献 (References)

- [1] Chahine M T. The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature*, 1992, **359**: 373~380
- [2] Entekhabi D, Asrar G R, Betts A K, et al. An agenda for land surface hydrology research and a call for the second international hydrological decade. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1999, **80**: 2043~2058
- [3] Manabe S. Climate and the ocean circulation: The atmospheric circulation and the hydrology of the Earth's surface. *Mon. Wea. Rev.*, 1969, **97**: 739~805
- [4] Deardorff J W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 1978, **83**: 1889~1903
- [5] Verseghy D L. CLASS—a Canadian land surface scheme for GCMS. I. Soil model. *International Journal of Climatology*, 1991, **11**: 111~133
- [6] Verseghy D L, McFarlane N A, Lazare M. CLASS—a Canadian land surface scheme for GCMS. II. Vegetation model and coupled runs. *International Journal of Climatology*, 1993, **13**: 347~370
- [7] Verseghy D L. The Canadian land surface scheme (CLASS): Its history and future. *Atmos.—Ocean*, 2000, **38** (1): 1~13
- [8] Henderson-Sellers A, Yang Z L, Dickson R E. The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1993, **74**: 1335~1349
- [9] Pitman A J, Henderson-Sellers A, Abramopoulos F, et al. Results from off-line control simulation Phase of the Project for Intercomparisons of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS). Internal GEWEX technical note, WCRP, 1993, **7**: 47pp
- [10] Shao Y P, Henderson-Sellers A. Modeling soil moisture: A project for intercomparison of land surface parameterization schemes phase 2 (b). *J. Geophys. Res.*, 1996, **101**: 7227~7250
- [11] Delage Y, Verseghy D. Testing the effects of a new land surface scheme and of initial soil moisture conditions in the Canadian global forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, 1995, **123**: 3305~3317
- [12] 苏凤阁,郝振纯.一种陆面过程模式对径流的模拟研究. *气候与环境研究*, 2002, **7** (4): 423~432  
Su Fengge, Hao Zhenchun. A study of streamflow simulations using a land surface model. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2002, **7** (4): 423~432
- [13] Zhao R J, Zhuang Y L, Fang L R, et al. The Xinanjiang model. In: *Hydrological Forecasting Proceedings Oxford Symposium*, Wallingford: IAHS Publication, 1980, 129: 351~356
- [14] Sugawara M. Tank model and its application to Bird Creek, Wollombi Brook, Bikin River, Kitsu River, Sangga River and Nam Mune. *Report of the National Research Center for Disaster Prevention*, 1974, **11**: 1~64
- [15] 刘少锋,林朝晖.通用陆面模式 CLM 在东亚不同典型下垫面的验证试验. *气候与环境研究*, 2005, **10** (3): 684~699  
Liu Shaofeng, Lin Zhaohui. Validation of common land model using field experiment data over typical land cover types in East Asia. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2005, **10** (3): 684~699
- [16] 任立良,刘新仁.基于 1998/1999 年 HUBEX 强化观测资料的水文过程模拟. *气候与环境研究*, 2001, **6** (2): 255~260  
Ren Liliang, Liu Xinren. Hydrological processes modeling based on HUBEX Data in 1998/1999. *Climatic and Environmental Research*, 1991, **11**: 111~133



ronmental Research (in Chinese), 2001, 6 (2): 255  
~260

[17] 林朝晖, 杨小松, 郭裕福. 陆面过程模式对土壤含水量初  
值的敏感性研究. 气候与环境研究, 2001, 6 (2): 240  
~248  
Lin Zhaohui, Yang Xiaosong, Guo Yufu. Sensitivity of  
land surface model to the initial condition of soil moisture.

Climatic and Environmental Research (in Chinese),  
2001, 6 (2): 240~248

[18] <http://www.soil.csdb.cn/stdc.htm>

[19] Nash J E, Sutcliffe J V. River flow forecasting through  
conceptual models. Part 1: A discussion of principles. J.  
Hydrol., 1970, 10 (3): 282~290