李敏,林朝晖,邵亚平,等. 2015. 陆面一水文耦合模式的参数率定及改进研究[J]. 气候与环境研究, 20 (2): 141-153, doi:10.3878/j.issn. 1006-9585.2014.14100. Li Min, Lin Zhaohui, Shao Yaping, et al. 2015. Improvement of a coupled land surface-hydrological model with calibrated hydraulic parameters [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 20 (2): 141-153.

陆面一水文耦合模式的参数率定及改进研究

李敏^{1,2,3} 林朝晖¹ 邵亚平⁴ 杨传国⁵ 刘少锋^{1,4}

1 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心,北京 100029

2 中国科学院大学,北京 100049

3 电子工业出版社学术出版分社,北京 100036

4 Institute for Geophysics and Meteorology, University of Cologne, Cologne 50923, Germany

5 河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

摘 要 基于淮河流域的地形、岩石地质类型等空间分布特征,对陆面一水文耦合模式 CLHMS1.0 (Coupled Land Surface-Hydrological Model version 1.0)的河道曼宁糙率系数、水力传导度两个关键参数进行了率定;在此基础上,通过基于 CLHMS1.0 的多组敏感性试验,分析了河道曼宁糙率系数、水力传导度对 CLHMS1.0 模拟淮河流域 水文过程的影响。研究结果表明,淮河流域上游王家坝子流域曼宁糙率系数的减小,可以显著提高模式对王家坝 水文控制站上游模拟的水流流速,减小了模式对王家坝洪峰来临时间模拟偏迟的误差;依据淮河不同子流域的岩石地质类型选定更为合理的水力传导度参数后,模式对淮河流域河道流量等水文过程的模拟更为准确。利用参数 率定后的 CLHMS1.0 对淮河流域 1980~1987 年逐日水文过程进行了模拟,与观测实况比较结果表明,采用了新的河道曼宁糙率系数和水力传导度参数后,模式对淮河流域逐日水文过程的模拟能力显著提高,且可以更合理地模拟出地表产流和地下水补给对流域河道流量的相对贡献。

关键词 陆面一水文耦合模式 水力传导度 曼宁糙率系数 参数率定
 文章编号 1006-9585 (2015) 02-0141-13 中图分类号 P433 文献标识码 A doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2014.14100

Improvement of a Coupled Land Surface–Hydrological Model with Calibrated Hydraulic Parameters

LI Min^{1, 2, 3}, LIN Zhaohui¹, SHAO Yaping⁴, YANG Chuanguo⁵, and LIU Shaofeng^{1, 4}

1 International Center for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Publishing House of Electronics Industry, Beijing 100036

4 Institute for Geophysics and Meteorology, University of Cologne, Cologne 50923, Germany

5 State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering, Hohai University, Nanjing 210098

Abstract Topographical and hydrogeological information in the Huaihe River basin are used to calibrate the manning's roughness and hydrologic conductivity parameters in the Coupled Land Surface–Hydrological Model version 1.0 (CLHMS1.0). The impacts of these two parameters on the model performance in simulating the observed hydrological processes over the Huaihe River basin are investigated by different sets of sensitivity experiments using the CLHMS1.0. It is revealed that a decrease in manning's roughness in the Wangjiaba sub-basin leads to a significant increase in the

收稿日期 2014-05-17; 网络预出版日期 2014-06-05

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项 XDA0511000,公益性行业(气象)科研专项重点项目 GYHY201406021,国家自然科学基金项目 41175073 作者简介 李敏,女,1983 年出生,博士,主要从事气象—陆面—水文耦合模式研制及应用研究。E-mail: limin@mail.iap.ac.cn 通讯作者 林朝晖,研究员,主要从事地球系统模式研制及短期气候水文预测研究。E-mail: lzh@mail.iap.ac.cn

气候与环境研究 Climatic and Environmental Research

simulated water flow velocity, which in turn improves the model simulated peak time of streamflow at Wangjiaba station. Meanwhile, a more reasonable database for hydrologic conductivity over the Huaihe River basin will lead to improvement of the model's capability in simulating the observed magnitude of the streamflow. The daily streamflow hydrograph in the Huaihe River basin during 1980–1987 is simulated using the improved CLHMS with calibrated manning's roughness and hydrologic conductivity parameters, it is found that the improved CLHMS1.0 can more accurately simulate the observed daily hydrological process. Moreover, the relative contributions of surface runoff and underground water supply to the observed streamflow in the Huaihe River basin have been more reasonably simulated by the improved model when compared with the observation.

Keywords Coupled land surface hydrological model, Hydrologic conductivity, Manning's roughness, Parameter calibration

1 引言

陆面水循环过程是全球气候系统的重要分量, 是全球能量与水分循环试验(GEWEX)、水循环生 物圈方面(BAHC)等诸多国际计划的核心研究内 容。在全球气候变化的背景下,与流域旱涝过程紧 密相关的流域陆面水循环过程也呈现出显著的不 同时空尺度的变化。发展具有坚实物理基础、性能 优良的陆面—水文模式,有助于深化对陆面水循环 过程的认识,有利于更准确地表述大气—陆面—水 文相互作用过程,已成为现阶段地球气候系统模式 发展的重要组成部分(Miller et al., 1995;林朝晖 等,2008;曾庆存和林朝晖,2010)。此外,陆面 —水文模式还可用于实时洪水预报预警、水资源可 持续利用评估等诸多方面,具有重要的科学意义和 广阔的应用前景(Braun et al., 2001; Chen and Hu, 2004; 王莉莉和陈德辉, 2013)。

就水文模型的发展而言,总体上经历了从物理 基础相对薄弱的集总式水文模型到具有较完备物 理基础的分布式水文模型、从小尺度次洪模型到大 尺度流域水文模型、从仅重视地表径流发展到考虑 与地下水模型及陆面模式的耦合的发展历程(郝振 纯和苏凤阁,2000;谢正辉等,2004;夏军等,2005)。 目前陆面过程模式和大尺度水文模型中存在诸多 模型参数,这些参数大都具有明确的物理意义,且 存在较为显著的时空分布特征,亦即空间非均匀 性,如新安江模型中的蓄水容量曲线、TOPMODEL

(a TOPography based hydrological MODEL)中的 地形指数、VIC (Variable Infiltration Capacity)模 型中的变下渗能力曲线和 CLM (Community Land Model)模型中反映植被类型的次网格非均匀性 PFT (Plant Function Types)等(郝振纯和苏凤阁, 2000)。模型参数空间非均匀性对陆面—水文模式 模拟结果的影响,也受到了诸多关注(Perrin et al., 2001; 吴龙刚等, 2014)。然而,目前陆面一水文 模式中涉及的一些关键参数在大尺度研究区域很 难通过实测获得,在模式中通常根据经验公式赋值 且大多未考虑参数的空间非均一性。因此基于模式 参数的敏感性分析,进而对参数进行优化率定,已 成为现阶段减小模式模拟不确定性、提高模式模拟 预测能力的重要途径(程春田和李向阳,2007; Duan et al., 2009)。

基于一个网格化的分布式水文模式 HMS (Hydrological Model System), Yang et al. (2010) 初步建成了适用于我国淮河流域的大尺度网格化 水文模式,并利用该模式开展了气候变化和人类活 动对流域水文水循环过程的影响研究 (Yang et al., 2012)。在上述研究基础上, Yang et al. (2011)通过 考虑地下水与土壤水的相互作用,实现了陆面过程 和水文过程的完全耦合,发展了陆面—水文耦合模 式 CLHMS1.0 (Coupled Land Surface-Hydrological Model version 1.0)。该模式建立了土壤水和地下水、 河流和地下水的相互联系,具有较为完善的物理过 程,对流域水循环过程具有较好的模拟和预报能力 (Li et al., 2014)。但研究表明,该模式也存在一 些较为明显的不足之处,比如洪水退水段偏大和干 旱区模拟河网异常的问题(唐伟等, 2014)。

本文将基于上述陆面一水文耦合模式 CLHMS 1.0,选取淮河流域为典型研究流域,针对该模式中 的河道曼宁糙率系数和水力传导度两个关键参数 进行敏感性分析,从模式对流域水循环物理过程的 描述出发,分析模式关键参数对陆面一水文耦合模 式 CLHMS1.0 模拟结果的影响;最终基于流域的下 垫面及地形、地质特征,确定相对合理的模式参 数,以考虑模式参数的空间非均匀性,进而实现对 陆面一水文耦合模式 CLHMS1.0 的改进,以期提高 模式对流域水文过程的模拟性能。

2 陆面一水文耦合模式及研究流域

2.1 陆面—水文耦合模式 CLHMS1.0

陆面一水文耦合模式 CLHMS1.0 在陆面—水 文模式 (LSX-HMS) 的基础之上,通过考虑陆面和 地下水之间的相互作用,将地下水与其邻近土壤层 的水分通量作为求解土壤水 Richard 方程和地下水 方程的边界条件,实现了陆面模式和水文模式的完 全耦合。CLHMS1.0 综合考虑了陆面植被、土壤和 积雪层的水分、能量和动量过程,并有机融合了河 流/湖泊地表水体、土壤水、地下水等各水文过程及 相互作用 (如图1所示),可用于大气一水文耦合、 变化环境下水文水资源机理响应、地表和地下水相 互作用、人类活动影响及通过与气象模式或气象数 据双向或单向耦合对干旱洪涝灾害预报等诸多前 沿研究领域。

CLHMS1.0 的参数库包括陆面模型参数库、水 文模型参数库及其他许多与模式物理过程相关的 经验性概化参数,如河道曼宁糙率系数和水力传导 度等(表1)。陆面模型参数主要有植被类型和土壤 质地,水文模型参数主要包括流域范围、地表高程、 高程标准差、河道深度、初始水面高程等流域特征 参数及含水层厚度、水力传导度和孔隙度等地质参



图 1 陆面一水文耦合模式 CLHMS1.0 结构框架

Fig. 1 Structure of CLHMS1.0 (Coupled Land Surface-Hydrological Model version 1.0)

数。上述大多数参数均依赖于流域的下垫面及地形、 地质特征等信息,在模式不同网格内有着不同的取 值,从而考虑了上述参数的空间非均匀性。从表 1 还可以发现,对于 CLHMS1.0 模式中与水文过程紧 密相关的河道曼宁糙率系数和河床水力传导度两 个参数,在模式的不同网格中均取为相同的模式默 认值,未能考虑到上述两个参数的空间非均匀性。

表1 陆面一水文耦合模型 CLHMS1.0 中的主要参数 Table 1 Parameters in CLHMS1.0

		是否考虑
模型参数	设定方法	空间差异
植被类型	全球植被分布数据空间插值	是
土壤质地	全球土壤质地数据空间插值	是
流域特征参数	数字高程模型(DEM)和相应算法	是
含水层地质参数	全国地质类型数据和经验公式	是
河道曼宁糙率系数	模型默认值	否
河床水力传导度	模型默认值	否

陆面一水文耦合模式 CLHMS1.0 模拟所需要 的气象驱动变量包括2m气温、比湿、气压、风场、 降水、云量、辐射等 12 个变量。本文研究所用气 象驱动资料大多从 NCEP/NCAR 再分析数据库获 得,但是降雨数据则基于全国 833 个气象站的逐日 降雨观测资料通过时空插值而获得,并考虑了地形 对降水插值的影响。

2.2 研究区域

本研究选取淮河流域作为研究区域(地形如图 2a 所示),淮河流域介于长江和黄河两流域之间, 地处东亚季风湿润区与半湿润区的气候过渡区,流 域面积2.7×10⁵ km²。特殊的地形和地理位置,使 得该流域历史上极端洪水和干旱灾害事件频繁,年 内亦经常出现旱涝交替或南涝北旱现象。尤其是21 世纪以来,淮河流域极端事件有增多增强的趋势, 如2001年的旱灾和2007年的特大洪水灾害,严重 威胁着流域水资源安全和工农业经济的可持续发 展。因此对该流域水文水循环过程的模拟具有相当 重要的意义。

在分析模式对淮河流域水文过程的模拟能 力时,本文选取淮河流域3个代表性控制站王家 坝、鲁台子和蚌埠作为模式模拟河道流量的检验站 点,它们的集水面积分别为2.98×10⁴ km²、8.86× 10⁴ km²和1.32×10⁵ km²,其在流域内的位置如图 2a 所示。在本文分析中,我们还基于王家坝、鲁台 子和蚌埠3个水文控制站的集水区域,将淮河流域 划分为4个子流域用于分析流域上、中、下游的水



图 2 淮河流域(a)地形、流域内主要水文控制站位置以及(b)子流域划分 Fig. 2 (a) Topography and hydrological stations, (b) sub-basins of the Huaihe River basin

文过程,子流域划分如图 2b 所示。

3 参数敏感性试验及结果分析

3.1 曼宁糙率系数对模式模拟结果的影响

已有的研究结果表明,曼宁糙率系数对水流流 速有显著影响,在坡面更明显,但糙率系数对径流 量的影响相对较小(张科利和张竹梅,2000;都金 康等,2006)。本节我们主要分析曼宁糙率系数对 CLHMS1.0 模式模拟水文过程的影响。

CLHMS1.0 模式中,坡面和河道汇流过程根据 二维扩散波方程计算,公式如下:

$$\frac{dh_{1}}{dt} = V_{x} + V_{y} + (1 - f_{w})R + f_{w}(P - E - C_{u} - C_{g}), \quad (1)$$

其中, h₁是地表水厚度; R 是地表产流; P-E 是地 表水体的净降水量; C_u是不饱和包气带与河流间的 水分交换通量; C_g是地下水与河流间的水分交换通 量; f_w是地表水面积系数,其含义如下:

$$\begin{cases} f_{w} = 0 & 陆地, \\ 0 < f_{w} < 1 & 河流, \\ f_{w} = 1 & 湖泊; \end{cases}$$
 (2)

 V_x 和 V_y 是地表水流速,由 Manning 公式计算:

$$V_x = A \frac{m}{r} D^{2/3} \left| \frac{\mathrm{d}h_1}{\mathrm{d}x} \right|^{-1/2} \left(\frac{\mathrm{d}h_1}{\mathrm{d}x} \right), \tag{3}$$

$$V_{y} = A \frac{m}{r} D^{2/3} \left| \frac{\mathrm{d}h_{\mathrm{l}}}{\mathrm{d}y} \right|^{-1/2} \left(\frac{\mathrm{d}h_{\mathrm{l}}}{\mathrm{d}y} \right), \qquad (4)$$

式中, *A* 是网格边界处河流或湖泊的断面面积, *m* 是常量, *r* 是曼宁糙率系数, *D* 是河流或湖泊深度, *h*₁是地表水面高程, 限定 dh_1/dx 和 dh_1/dy 最小值为 10^{-10} m s⁻¹。

从公式(1)~(4)可看出,CLHMS1.0 对 河道水位高度的模拟结果部分取决于地表水流速, 而地表水流速与曼宁糙率系数成反比。因此,曼宁 糙率系数的大小及空间分布对流域水流流速、河 道洪峰到达时间的模拟结果有着重要影响。从 表1可以看出,在CLHMS1.0中曼宁糙率系数在 整个流域设定为统一的常数,并不考虑其空间差异 性。

为了进一步分析曼宁糙率系数对 CLHMS1.0 模拟结果的影响,本文基于 CLHMS1.0 设计了两组 考虑不同曼宁糙率系数取值的数值模拟试验,分别 为控制试验和糙率试验,对淮河流域 1980 年逐日 的水文过程进行模拟,并对模拟结果进行了分析比 较。这里陆面一水文耦合模式 CLHMS1.0 的分辨率 取为 10 km×10 km,模式模拟的气象驱动场采用 NCEP/NCAR 6 h 再分析资料,降水驱动则基于流域 气象台站观测降水数据插值而得。

对于控制试验,模式中的曼宁糙率系数取模式 的缺省值。对于糙率敏感性试验,模式中曼宁糙率 系数的取值考虑了流域内的空间差异,并按照不同 的子流域而取不同的值(子流域划分如图 2b 所示)。 对于以平原为主的鲁台子子流域和蚌埠子流域及 其下游地区,曼宁糙率系数维持模式原先的缺省 值;对以山地为主的王家坝上游地区,曼宁糙率系 数的取值相对减小。具体两组试验中淮河流域各子 流域曼宁糙率系数的取值如表 2 所示。

表 2 控制试验和糙率试验中淮河流域各子流域曼宁糙率 系数

Table 2Manning's roughness in control and sensitivityexperiments

	曼宁糙	曼宁糙率系数			
	控制试验	糙率试验			
王家坝上游子流域	0.02	0.01			
鲁台子子流域	0.02	0.02			
蚌埠子流域	0.02	0.02			
蚌埠下游子流域	0.02	0.02			

图 3 给出了淮河流域 1980 年洪涝期王家坝、 鲁台子和蚌埠水文过程的实况,同时给出了控制试 验和糙率试验的模拟结果。从图中可以发现:1980 年王家坝站第一次洪峰到达时间实况为6月26日, 实测洪峰流量为5300 m³ s⁻¹;控制试验模拟的洪峰 到达时间为7月1日,较观测滞后5d,模拟的洪 峰流量为2725 m³ s⁻¹,较实测偏小48.6%;糙率试 验中模式模拟的洪峰到达时间为6月25日,较实 况提前1d,洪峰流量为3129 m³ s⁻¹,较实测偏小 40.9%。结果表明曼宁糙率系数的调整,可以显著 改善CLHMS1.0 对洪峰到达时间的模拟,相对而言 对模式模拟流量的影响较小。

对于鲁台子和蚌埠站,实况第一次洪峰来临时 间分别为6月28日和6月29日,控制试验和糙率 试验模拟鲁台子第一次洪峰来临时间均为7月3 日,而控制试验和糙率试验模拟蚌埠第一次洪峰来 临时间均为7月4日。说明两组实验中,模式对于 鲁台子和蚌埠站模拟的洪峰到达时间变化不大。

从公式(1)可知,模式模拟流量的变化过程 由河道水流流速决定,为此我们进一步分析控制试 验和糙率试验两组试验中模式模拟流速的差异。图 4 所示为糙率试验和控制试验下 CLHMS1.0 对淮河 流域 1980 年王家坝、鲁台子、蚌埠水文控制站水 流流速的模拟差别(糙率试验减去控制试验)。从 图可看出,对于糙率试验,王家坝上游子流域的曼 宁糙率系数从原来的 0.02 减小为 0.01 时,王家坝 水文控制站的水流流速增加可达 0.25 m s⁻¹;从而使 得模式对王家坝站洪峰到达时间的模拟得到显著 提高;而对于鲁台子和蚌埠子流域,由于两组试验 中的曼宁糙率系数未变,虽然其河水流速因受王家 坝上游子流域水流流速影响而略有增加,但总体而 言其流速变化较小,所以两组数值试验中,模式模 拟的洪峰到达时间变化不大。

3.2 水力传导度的敏感性分析

从上节数值试验分析结果发现,糙率系数的改 变对 CLHMS1.0 所模拟的河道流量的大小影响不 大,模式对流域控制站流量大小的模拟仍然存在一 些偏差,包括对流域上游涝期模拟流量偏低、干旱 期模拟流量偏大等。分析流域总的水量平衡及河道 水流的源汇,研究各源汇项的影响因子,是改进完 善陆面一水文模式物理过程参数化方案的切入点, 对模式模拟性能的提高具有重要意义。

在 CLHMS1.0 中,坡面和河道汇流采用二维扩 散波方程计算,见公式(1)。流域总的流量为公式 (1)对面积积分后的结果,即



图 3 糙率试验(Mod)和控制试验(CTL)下CLHMS1.0 模拟 1980年(a)王家坝、(b)鲁台子、(c)蚌埠洪涝期流量 Fig. 3 Simulated streamflow at (a) Wangjiaba, (b) Lutaizi, and (c) Bengbu in 1980 in sensitibity (Mod) and control (CTL) experiments



图 4 河道糙率系数空间差异性对王家坝、鲁台子和蚌埠流速影响

Fig. 4 Differences of simulated velocity between spatial manning's roughness and constant at Wangjiaba, Lutaizi, and Bengbu

$$\frac{\mathrm{d}V}{\mathrm{d}t} = (S' - S) + A(1 - f_{\rm w})R + Af_{\rm w}(P - E - C_{\rm u} - C_{\rm g}),$$
(5)

其中, *V* 是单位河道网格内总水量(单位: m³), *S'* 是流入单位河道网格流量(单位: m³ s⁻¹), *S* 是流 出单位河道网格流量(单位: m³ s⁻¹), *R* 是单位面 积地表产流(单位: m s⁻¹), *P*–*E* 是单位地表水体 的净降水量(单位: m s⁻¹), *f*_w 是无量纲地表水面 积系数, *A* 是网格面积(单位: m²), *C*_u 是包气带 与河流间的水分交换通量(单位: m s⁻¹), *C*_g是地 下水与河流间的水分交换通量(单位: m s⁻¹)。

基于 3.1 节 CLHMS1.0 在控制试验下的结果, 利用公式(5)分析河道模拟流量源汇项及各部分 的不确定性。图 5 所示为 CLHMS1.0 所模拟 1980 年王家坝水文控制站河道流量及各源汇项。从图中 可看出:河道流量为 496 m³ s⁻¹,地表产流和地下 水补给分别为 143 m³ s⁻¹和 305 m³ s⁻¹,分别占河道 流量补给来源的 28.8%和 61.5%。这说明对于现有 的 CLHMS1.0 而言,模式模拟的河道流量的主要来 源是地下水与河流间的水分交换通量,其次是与降 水直接相关的地表产流量。

观测研究表明,淮河流域是以雨水补给为主的 河流,径流量的季节变化与降雨量的季节变化基本 一致,多雨期为洪水期,少雨期为枯水期。其中, 淮河南岸雨水补给可占 70%~80%,其余为地下水 补给;淮河北岸支流以雨水补给为主,地下水补给 相对南岸有增加(黄锡荃,1992)。与观测事实比 较表明,CLHMS1.0 对淮河流域流量主要来源的模 拟与观测结果不符,其中模式模拟地下水与河流间 水分交换通量 Cg 偏大,而模式模拟的地表产流量 R



图 5 CLHMS1.0 模拟 1980 年王家坝上游河道流量组成分量[公式(5)] 及误差

Fig. 5 Comparison of the terms in Eq. (5) at regional and annual mean in Wangjiaba sub-basin from the simulation of CLHMS1.0 in 1980

偏小。

在 CLHMS1.0 中, 河流与地下水间水分通量采用 Darcy 定理计算:

$$Q_{\rm g} = C_{\rm irv}(h_{\rm r} - h_{\rm g}), \qquad (6)$$

$$C_{\rm irv} = \frac{K}{M} L W = f_{\rm bed} \times r_{\rm cod}, \qquad (7)$$

其中, L和W分别为水体概化矩形的长度和宽度, M为单位网格面积, K为渗透系数, f_{bed}为单位网 格中水体所占比例, r_{cod}为河床底部的水力传导系 数, h_r为河流水位高度, h_g为地下水位高度。

从公式(6)、(7)中可看出:影响河流与地下 水水分交换通量的主要因素为河床底部水力传导 系数和单位网格水体比例。在陆面一水文耦合模式 CLHMS1.0中, *r*cod 在整个流域被设定为统一的固 定常数,并未能考虑其空间差异性。在中华人民共 表 3 岩土渗透性分级

Table 3 Hydrologic conductivity of rock/soil					
渗透等级	渗透系数 K	岩体特征	土类		
极微透水	$K < 10^{-9}$	完整岩石,含等价开度<0.025 mm 裂隙岩体	粘土		
微透水	$10^{-8} \le K < 10^{-5}$	含等价开度 0.025~0.05 mm 裂隙岩体	粘土—粉土		
弱透水	$10^{-5} \le K < 10^{-4}$	含等价开度 0.05~0.01 mm 裂隙岩体	粉土—细粒土质砂		
中等透水	$10^{-4} \le K \le 10^{-2}$	含等价开度 0.01~0.5 mm 裂隙岩体	砂砂砾		
强透水	$10^{-2} \le K \le 10^{0}$	含等价开度 0.5~2.5 mm 裂隙岩体	砂砾砾石、卵石		
极强透水	$K \ge 10^0$	含连通孔洞或等价开度>2.5 mm 裂隙岩体	粒径均匀巨砾		

和国水利部(1999)《水利水电工程地质勘察规范》 中,水力传导系数依据不同的地质类型,取值范围 为10⁻⁹~1,具体岩土渗透性分级如表3所示。

为了进一步分析水力传导系数对 CLHMS1.0 模拟结果的影响,本文基于 CLHMS1.0 设计了 5 组 考虑不同水力传导系数取值的数值模拟试验,对淮 河流域 1980 年逐日的水文过程进行了模拟,并对 模式模拟结果进行了分析比较。这里陆面—水文耦 合模式 CLHMS1.0 的分辨率取为 10 km×10 km 网 格分辨率,模式模拟的气象驱动场为 NCEP/NCAR 6 h 再分析资料,降水驱动则基于流域气象台站观 测降水数据插值而得。具体试验设计说明如下,表 4 为控制试验、水力传导度试验及敏感性试验中淮 河各子流域水力传导度的取值。

表 4 水力传导系数敏感性分析试验设计 Table 4 Sensitivity experiment design of hydrologic conductivity

	水力传导系数						
	王家坝 鲁台子子 蚌埠子 蚌埠下						
	上游	流域	流域	游			
控制试验(CTL)	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}			
水力传导度试验 (Mod)	10^{-8}	10^{-6}	10^{-5}	10^{-3}			
EXP3	10^{-8}	10^{-8}	10^{-5}	10^{-5}			
EXP4	10^{-6}	10^{-7}	10^{-8}	10^{-5}			
EXP5	10^{-5}	10^{-6}	10^{-7}	10^{-5}			

(1) 控制试验: 水力传导系数取模式的缺省值。

(2)水力传导度试验:根据中国地质调查局 (2008)发布的《淮河流域环境地质调查重要进展 (2003—2005)》得知,淮河流域上游以裂隙粉质 粘土为主,中游主要由粉土、细砂组成,下游以中 砂、细砂为主。相应地,根据中华人民共和国水利 部(1999)《水利水电工程地质勘察规范》中各岩 土类型对应的渗透等级,淮河流域上游、中游、下 游的渗透系数的取值范围分别为 0~10⁻⁸、10⁻⁸~ 10⁻⁵、10⁻⁵~10⁻⁴、10⁻⁴~10⁻²。在水力传导度试验 中,王家坝上游、鲁台子子流域、蚌埠子流域及蚌 埠下游的水力传导度相应地分别取为 10⁻⁸、10⁻⁶、10⁻⁵、10⁻⁵、10⁻³。

(3)敏感性试验(EXP3、EXP4、EXP5):改 变各子流域的水力传导系数,设计另外3组敏感性 试验,用以对照比较控制试验和水力传导度试验的 模拟效果。

图 6 所示为控制试验、水力传导度试验和不同 敏感性试验对淮河流域 1980 年王家坝、鲁台子和 蚌埠站模拟的流量及其与观测流量的比较。从图中 可以看出:蚌埠站第一次洪峰到达时间为 6 月 29 日,洪峰流量为 5100 m³ s⁻¹;控制试验中模式模拟 洪峰流量为 5855 m³ s⁻¹(较观测偏大 14.8%),洪峰 到达时间为 7 月 4 日;水力传导度试验中模式模拟 的洪峰流量为 5319 m³ s⁻¹(较观测偏大 4.3%),洪 峰到达时间为 7 月 2 日。可见,当模式中的水力传 导度系数基于流域地质特征取为更合理的数值时, 模式对流域流量的模拟可以得到较大程度的提高, 而且对观测洪峰到达时间的模拟也有所改善。在鲁 台子站,水力传导度试验中模式模拟的洪峰量值及 来临时间也同样与观测更为吻合。

基于不同敏感性试验(EXP3、EXP4、EXP5) 的比较结果表明,水力传导系数对模式模拟流量结 果的影响十分显著,河床水力传导系数越大,地下 水对河道的补给越大,模拟期间多数时段的河道流 量越大。在水力传导度试验中,由于考虑了更为合 理的水力传导系数取值,CLHMS1.0对淮河流域河 道流量的模拟能力显著提高,模拟结果的不确定性 减小。

4 改进前后陆面一水文耦合模式性 能评估

基于前述河道曼宁糙率系数和水力传导度系数对 CLHMS1.0 模式模拟结果影响的分析,我们根



图 6 (a) 王家坝、(b) 鲁台子、(c) 蚌埠水力传导系数敏感性试验模拟流量比较 Fig. 6 Simulated streamflow in sensitivity experiments of hydrologic conductivity

据淮河流域下垫面及土壤、岩石地质类型等特征,确定了适合于研究流域的河道曼宁糙率系数和水力传导度系数的空间分布数据集。从而得到了改进后的 CLHMS1.0。为了比较改进参数库前后 CLHMS1.0 模式,对淮河流域 1980~1987 年逐日的水文过程进行模拟研究。

图 7 给出了新、旧两组参数库下 CLHMS1.0 在 淮河流域王家坝、鲁台子和蚌埠站 1980~1987 年 共 8 年完整的径流演变过程模拟序列,以及同期逐 日的径流观测值序列。从图中可以看出: CLHMS1.0 的模拟结果能够准确反映出 1982 年、1984 年的洪 峰来临过程及退洪过程,对干旱年如 1981 年、1986 年河道的流量也有较为准确的预估。

为了更准确检验陆面一水文耦合模式的模拟 性能,选择以下 5 个指标检验耦合模式在淮河流域 不同水文站点的流量模拟精度。WBI 是水量平衡系 数,表示模式能否解释流域水量平衡过程; PMC 是 Pearson 相关系数,描述两组序列的相关程度; NSI 是 Nash-Sutcliffe 效率系数,主要反映对序列峰值的 模拟能力; IOA 表征两组序列的相似度; NRSE 是 标准化均方根误差,即均方根误差除以各自站点观 测序列平均值。具体计算公式如下:

WBI =
$$\frac{\sum_{i=1}^{N} P_i}{\sum_{i=1}^{N} O_i}$$
, (8)

$$PMC = \frac{\sum_{i=1}^{N} (P_i - \overline{P}) (O_i - \overline{O})}{\left[\sum_{i=1}^{N} (P_i - \overline{P})^2 \right]^{0.5} \left[\sum_{i=1}^{N} (O_i - \overline{O})^2 \right]^{0.5}}, \quad (9)$$

NSI = 1.0 -
$$\frac{\sum_{i=1}^{N} (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^{N} (O_i - \overline{O})^2}$$
, (10)

IOA = 1.0 -
$$\frac{\sum_{i=1}^{N} (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^{N} (|O_i - \overline{O}| + |P_i - \overline{O}|)^2}$$
, (11)

NRSE =
$$\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \left(\frac{P_i - O_i}{\overline{O}}\right)^2}$$
, (12)

其中, *P_i*和 *O_i*分别是第*i*个时段的模式模拟值和观测值, *P*和 *O*分别是模拟序列和观测序列的平均

值,N是样本总数。

依据上述评估标准,统计分析陆面—水文耦合 模式在新旧模式参数库下对淮河流域王家坝、鲁台 子、蚌埠水文控制站 1980~1987 年逐日流量的模 拟能力,结果如表 5 所示。

表 5 改进模式关键参数前后的 CLHMS1.0 对淮河流域逐 日流量过程的模拟评估

Table	5	Evaluation	of	daily	simulated	streamflow	by
CLHM	181	.0 with old/n	iew	param	eter databa	se	

	水量	平衡	相	关	效	率	序	列相	标	准
	系数		系	数	系	数	似	叓	方	差
	旧参	新参	旧参	新参	旧参	新参	旧参	新参	旧参	新参
	数库	数库								
王家坝	1.81	1.74	0.68	0.70	0.24	0.29	0.79	0.81	-0.92	-0.75
鲁台子	1.78	1.65	0.90	0.93	0.30	0.46	0.88	0.91	-0.25	-0.07
蚌埠	1.68	1.59	0.92	0.94	0.44	0.60	0.90	0.93	-0.06	0.02

从定量的评估结果可以看出: 与观测流量相 比,陆面一水文耦合模式 CLHMS1.0 在新旧参数库 下均能够较好地反映 1980~1987 年王家坝、鲁台 子和蚌埠站逐日的流量过程。对于鲁台子站而言, 采用旧参数库时,模式模拟的水量平衡系数、相关 系数、效率系数、序列相似度和标准方差分别为 1.78、0.9、0.3、0.88 和-0.25; 采用新参数库后, 模式模拟的水量平衡系数、相关系数、效率系数、 序列相似度和标准方差分别达到 1.65、0.93、0.46、 0.91 和-0.07。说明采用率定后的水力学参数后, CLHMS1.0 模式对鲁台子站的逐日水文过程及洪峰 模拟精度有一定程度的提高。对于蚌埠站而言,采 用率定的参数库,模式模拟流量和观测流量相关系 数和效率系数则分别可达到 0.94 和 0.60, 说明改进 后的 CLHMS1.0 对蚌埠站逐日水文过程的模拟同 样有显著的改善。不过对上游的王家坝而言,改进 后的模式模拟的流量和观测流量的相关系数和效 率系数分别为 0.70 和 0.29, 虽然较参数率定前的模 拟结果有所提高,但依然相对较低,说明对地形复 杂的上游流域,CLHMS1.0还有待进一步改进和完 善。

此外,为检验参数率定前后 CLHMS1.0 模式模 拟的河道流量补给来源的变化,本文对比分析了 新、旧参数库下模式模拟 1980 年王家坝水文控制 站河道流量、各组成分量及其所占比例,结果如表 6 所示。

从表中可看出:采用新参数库后,模拟河道流



图 7 1980~1987 年 (a) 王家坝、(b) 鲁台子、(c) 蚌埠逐日陆面水文过程模拟对比(黑色线观测流量,红色线原参数库模拟流量,绿色线新参数 库下模拟流量)

Fig. 7 Simulated daily hydrographs with old and calibrated parameter database at (a) Wangjiaba, (b) Lutaizi, and (c) Bengbu during 1980 to 1987 (black line is for observation, red for simulation results with old parameters, and green for simulation with calibrated parameters)

量的地下水补给由原来的 61.5%变为 49.6%;雨水 补给从 28.8%变为 41.4%。与采用旧参数库的模 拟结果相比,新模式参数库的采用减小了地下水与 河流间的水分交换通量,增加了地表产流量,与 观测流量源汇项更为接近。但是,模式模拟结果 仍然存在一定的偏差,通过改进模式的物理过程比 如考虑上游地形坡度对地表直接产流的影响等,进 一步提高模式的模拟能力是我们下一步努力的 方向。

5 小结

本文基于陆面一水文耦合模式(CLHMS1.0), 针对模式中的河道曼宁糙率系数和水力传导度两 个关键参数,通过数值模拟试验,分析了上述两个 关键参数对 CLHMS1.0 模拟淮河流域水文过程的 表 6 模式关键参数率定前后的 CLHMS1.0 模拟的 1980 年 王家坝河道流量、各组成分量[公式(5)]及其占河道流量 的比例

Table 6 Simulated terms in Eq. (5) at regional and annual mean streamflow, surface runoff, underground water supply to streamflow, and P-E in Wangjiaba sub-basin in 1980 by CLHMS1.0 with old and calibrated hydraulic parameters

		河道流量及其组成	组成分量的
		分量/m ³ s ⁻¹	贡献
S	旧参数库	496	
	新参数库	478	
R	旧参数库	143	28.8%
	新参数库	198	41.4%
C_{g}	旧参数库	305	61.5%
	新参数库	237	49.6%
P-E	旧参数库	21	4.1%
	新参数库	19	4.0%

影响。

研究结果表明,曼宁糙率系数对模式模拟洪峰 发生时间具有显著的影响,当考虑了更为合理的曼 宁糙率系数的分布后,可以显著改善模式对控制水 文站水流流速的模拟,从而改进模式对流域洪峰起 落过程的模拟能力。此外,陆面一水文耦合模式对 流量的模拟结果对河床水力传导度有较大的依赖 性,水力传导系数的不确定也是导致模式模拟河道 流量来源与观测不符合的原因之一。根据流域内各 子流域的岩土类型确定其水力传导系数,能较大程 度减小 CLHMS1.0 模拟结果的不确定性。

利用改进了河道曼宁糙率系数和水力传导度 两个关键参数数据集之后的 CLHMS1.0,对淮河流 域 1980~1987 年逐日的水文过程进行了模拟,并 利用观测实况对模式模拟结果进行了评估,同时与 参数改进前的模拟结果进行比较。结果表明,更为 合理的模式参数库的采用,可以显著提高模式对逐 日的水文过程的模拟能力,同时还可以改进模式对 流域河道流量源汇的模拟。

参考文献(References)

- Braun P, Maurer B, Müller G, et al. 2001. An integrated approach for the determination of regional evapotranspiration using mesoscale modelling, remote sensing and boundary layer measurements [J]. Meteor. Atmos. Phys., 76 (1–4): 83–105.
- Chen X, Hu Q. 2004. Groundwater influences on soil moisture and surface evaporation [J]. J. Hydrol., 297 (1–4): 285–300.
- 程春田, 李向阳. 2007. 三水源新安江模型参数不确定性分析 PAM 算法

[J]. 中国工程科学, 9 (9): 47–51. Cheng Chuntian, Li Xiangyang. 2007. A parallel adaptive metropolis algorithm for uncertainty assessment of Xinanjiang model parameters [J]. Engineering Sciences (in Chinese), 9 (9): 47–51.

- 都金康, 谢顺平, 罗维佳, 等. 2006. 基于栅格的分布式降雨径流模拟系 统及应用 [J]. 地理科学, 26 (1): 58–63. Du Jinkang, Xie Shunping, Luo Weijia, et al. 2006. A grid-based distributed rainfall-runoff simulation system and its application [J]. Scientia Geographica Sinica (in Chinese), 26 (1): 58–63.
- Duan Q, Ye A, Dai Y. 2009. Quantification of parameter uncertainty of the common land model (CoLM) [J]. American Geophysical Union, 1: 0968.
- 郝振纯, 苏凤阁. 2000. 分布式月水文模型研究及其在淮河流域的应用 [J]. 水科学进展, 11 (增刊): 36–43. Hao Zhenchun, Su Fengge. 2000. Investigation of distributive monthly hydrological model and application in Huaihe River [J]. Advances in water science (in Chinese), 11 (S1): 36–43.
- 黄锡荃. 1992. 水文学 [M]. 北京: 高等教育出版社, 89-99. Huang Xiquan. 1992. Hydrology (in Chinese) [M]. Beijing: Higher Education Press, 89-99.
- Li M, Lin Z H, Yang C G, et al. 2014. Application of a coupled land surface hydrological model to flood simulation in the Huaihe River basin of China [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letter, 7 (6): 493–498.
- 林朝晖, 刘辉志, 谢正辉, 等. 2008. 陆面水文过程研究进展 [J]. 大气科 学, 32 (4): 935–949. Lin Zhaohui, Liu Huizhi, Xie Zhenghui, et al. 2008. Recent progress in the land-surface and hydrological process studies [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (4): 935–949.
- Miller E, Foken T, Heise E, et al. 1995. A nucleus for a BALTEX field experiment [J]. Deutscher Wetterdienst, Forschung und Entwicklung, Arbeitsergebnisse 33: 17.
- Perrin C, Michel C, Andréassian V. 2001. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments [J]. J. Hydrol., 242 (3): 275–301.
- 唐伟,林朝晖,杨传国,等. 2014. 基于陆面水文耦合模式 CLHMS 的淮 河流域水文过程的模拟评估及其不确定性分析 [J]. 气候与环境研究, 19 (4): 463–476. Tang Wei, Lin Zhaohui, Yang Chuangguo, et al. 2014. Evaluation of hydrological simulation over the Huaihe River basin using the coupled land surface and hydrologic model system and its uncertainty analysis [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 19 (4): 463–476.
- 王莉莉, 陈德辉. 2013. GRAPES NOAH-LSM 陆面模式水文过程的改进 及试验研究 [J]. 大气科学, 37 (6): 1179–1186. Wang Lili, Chen Dehui. 2013. Improvement and experiment of hydrological process on GRAPES NOAH-LSM land surface model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (6): 1179–1186.
- 吴龙刚, 王爱慧, 盛炎平. 2014. 土壤质地对中国区域陆面过程模拟的 影响 [J]. 气候与环境研究, (5): 559–571. Wu Longgang, Wang Aihui, Sheng Yanping. 2014. Impact of soil texture on the simulation of land surface processes in China [J]. Climatic and Environmental Research(in Chinese), 19 (5):559–571.
- 夏军,叶爱中,王纲胜. 2005. 黄河流域时变增益分布式水文模型 (I)——模型的原理与结构 [J]. 武汉大学学报(工学版),38(6):10-15.

Xia Jun, Ye Aizhong, Wang Gangsheng. 2005. A distributed time-variant gain model applied to Yellow River (I): Model theories and structures [J]. Engineering Journal of Wuhan University (in Chinese), 38 (6): 10–15.

- 谢正辉, 刘谦, 袁飞, 等. 2004. 基于全国 50 km×50 km 网格的大尺度 陆面水文模型框架 [J]. 水利学报, (5): 76-82. Xie Zhenghui, Liu Qian, Yuan Fei, et al. 2004. Macro-scale land hydrological model hased on 50 km 50 km grids system [J]. Journal of Hydraulic Engineering (in Chinese), (5): 76-82.
- Yang Chuanguo, Lin Zhaohui, Yu Zhongbo, et al. 2010. Analysis and simulation of human activity impact on streamflow in the Huaihe River basin with a large-scale hydrologic model [J]. Journal of Hydrometeorology, 11 (3): 810–821.
- Yang C G, Shao Y P, Lin Z H, et al. 2011. Development of a two-way coupled land surface-hydrology model: Method and application [C]// Proceedings of International Symposium on Climate Change and Water (ISCCCW). Nanjing, China, 309–317.

Yang C G, Yu Z B, Hao Z C, et al. 2012. Impact of climate change on flood

and drought events in Huaihe River basin, China [J]. Hydrology Research, 43 (1-2): 14-22.

- 曾庆存,林朝晖. 2010. 地球系统动力学模式和模拟研究的进展 [J]. 地 球科学进展, 25 (1): 1–6. Zeng Qiangcun, Lin Zhaohui. 2010. Recent progress on the earth system dynamical model and its numerical simulations [J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 25 (1): 1–6.
- 张科利,张竹梅. 2000. 坡面侵蚀过程中细沟水流动力学参数估算探讨
 [J]. 地理科学, 20 (4): 326–330. Zhang Keli, Zhang Zhumei. 2000.
 Prediction of hydraulics of rills in erosion processes on hillslope [J].
 Scientia Geographica Sinica (in Chinese), 20 (4): 326–330.
- 中国地质调查局. 2008.淮河流域环境地质调查重要进展(2003—2005) [R]. 10-16. China Geological Survey. 2008. Environmental geological survey of huaihe river basin [R]. 10-16.
- 中华人民共和国水利部. 1999. 《水利水电工程地质勘查规范》[P]. GB 50278-99, 附录 J. The Ministry of Water Resources of the People's Republic of China. 1999. Code for water resources and hydropower engineering geological investigation [P]. GB 50278-99 Appendix J.