

基于GRAPES的陆—气双向反馈模式降水 在洪水预报中的检验

王莉莉 陈德辉

(国家气象中心, 中国气象局, 北京 100081)

摘要: 选取前期已构建的基于GRAPES的陆—气双向反馈模式和陆—气单向反馈模式, 尝试在洪水预报中利用流域水文模型对数值预报模式降水分布进行检验。流域水文模型选取的是在我国洪水预报中已经得到广泛应用的新安江水文模型。将双向反馈模式的预报降水驱动水文模型, 进行洪水预报试验, 与单向反馈模式预报结果进行比较。结果表明, 双向反馈模式对10cm土壤含水量模拟精度高于原模式, 对降水的模拟也略好于原模式, 而且利用水文模型对降水分布进行检验的方法可以推广到站点稀疏或无资料地区。

关键词: 降水检验, GRAPES模式, 双向反馈, 单向反馈, 水文模型

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2015.02.008

Verification of Precipitation Prediction by Feedback Model Between Land Surface and Atmosphere Based on GRAPES in Flood Forecasting

Wang Lili, Chen Dehui

(National Meteorological Centre, China Meteorological Administration, Beijing 100081)

Abstract: To verify the distribution of precipitation by flood forecast based on hydrological model, the feedback model between land surface and atmosphere based on GRAPES and GRAPES Meteorological-Hydrological coupled Model developed by the author's meteorological model are used. Xin'anjiang model which is used in this paper has already been widely applied in flood forecasting and hydrological simulation in China for a long term. The result of hydrological model driven by forecast datasets of GRAPES feedback model for flood forecasting is compared with the result of GRAPES Meteorological-Hydrological coupled Model. The experiment results show that the hydrological model can be used for verification of precipitation prediction. This method can be used in the ungauged region and the region with sparse meteorological stations.

Keywords: precipitation verification, GRAPES, feedback, coupling, hydrological model

0 引言

气象模式和水文模型的耦合有单向和双向耦合两种方法。单向耦合, 是将气象模式的预报降水直接驱动水文模型, 气象模式和水文模型之间没有反馈作用^[1-4]。而双向耦合模型, 能够模拟陆面模式中水文过程, 并使气象模式和水文模型共享下垫面因子的变化, 特别是对于土壤水分的变化。在气象模式的边界层中, 陆面是唯一的物理下边界, 随着气象模式的分辨率不断提高, 对下边界, 特别是陆面过程的模拟要求也随之增加。如果忽视了模式中水文过程, 特别对

于区域模式, 可能会导致对土壤水分模拟的误差, 反过来影响大气模式对边界层结构的输出^[5], 最终将可能影响到降水的模拟^[6]。绝大多数陆面模式对水循环的描述都是不完整的, 例如GRAPES模式中的Noah陆面模式^[7], 对水循环的描述仅限于垂直方向的水分运动, 缺少了水平二维方向的运动。这种在流域尺度上的缺陷, 忽略水平方向的水分运动, 会使土壤水分、感热通量和潜热通量的模拟不符合实际。这种不完整的水循环可以借助水文模型的理论, 将其补充完整, 这样的双向反馈的气象模式从理论上才是完整的, 也是符合客观事实的。

检验预报降水的方法一般采用的是基于实况降水的降水评分法, 如TS评分等。但是当试验区域内降水观测站点过少或无降水观测站点时, 往往无法进行基

收稿日期: 2014年7月11日; 修回日期: 2014年9月28日
第一作者: 王莉莉(1982—), Email: wangll@cma.gov.cn
资助信息: 国家自然科学基金项目(41105068)

于实况站点观测降水的降水评分。目前,单纯的雷达测雨与卫星反演降水精度与实况降水仍存在较大的误差,如何准确的对稀疏降水观测站点的区域降水预报评分是气象部门面对的一个难题。

本研究认为,如果区域内存在水文站,可以利用水文站观测的流量过程资料,选取水文模型,对区域内的降水进行检验。在检验前,首先要利用多年流量资料对水文模型的参数进行率定,以尽量减小模型本身的不确定性。本文基于GRAPES的陆一气双向反馈模式^[5]模拟的土壤含水量和降水驱动水文模型,与基于GRAPES的陆一气单向反馈模式^[1]预报降水驱动水文模型结果进行对比研究,尝试利用水文模型对特定试验区域内的气象模式预报降水分布进行检验。

1 模式介绍

基于GRAPES的陆一气双向反馈模式对GRAPES的Noah陆面模式(以下简称为, Noah LSM)进行了改进:改进产流方案, Noah LSM中加入蓄水容量曲线,以“面产流”概念替代“点产流”概念;嵌入汇流模式, Noah LSM中缺少对汇流部分的描述,嵌入汇流模块,完整模式对陆面水循环的描述^[1]。基于GRAPES的陆一气单向反馈模式是将GRAPES降水预报场驱动水文模型进行单向耦合^[1]。水文模型选取的是在我国已经广泛应用于洪水预报的新安江模型,是一个分散参数的概念性水文模型^[7]。

1.1 Noah LSM 的改进

1.1.1 Noah LSM 产流方案的改进

改进的陆面模式产流方案利用蓄水容量曲线描述单元网格内产流面积的变化。蓄水容量面积分配曲线是指部分产流面积随蓄水容量而变化的累计频率曲线^[7]。应用蓄水容量面积分配曲线可以确定降雨空间分布均匀情况下蓄满产流的总径流量。实践表明,对于闭合流域,流域蓄水容量面积分配曲线采用抛物线型为宜,其线型为:

$$f/F = 1 - (1 - W'/W_{MM})^B \quad (1)$$

式中, f 为产流面积, F 为全流域面积, W' 为流域单点的蓄水量; W_{MM} 为流域单点最大蓄水量; B 为蓄水容量面积曲线的指数。

根据流域蓄水容量面积分配曲线及其与降雨径流相互转换关系,改进后的产流方案为:

若 $P - E + A < W_{MM}$, 即局部产流时:

$$R = P - E - (W_M - W_0) + W_M \times (1 - (P - E + A)/W_{MM})^{(1+B)} \quad (2)$$

若 $P - E + A \geq W_{MM}$, 即全网格产流时:

$$R = P - E - (W_M - W_0) \quad (3)$$

式中, W_0 为流域初始土壤蓄水量; W_M 为流域平均最

大蓄水容量; R 为总径流量。

地下产流方案与原Noah LSM方案相同。

1.1.2 Noan LSM 增加的汇流方案

降雨所产生的地表径流会随地形进行汇流运动,如果缺少汇流过程的描述,就无法考虑坡面径流在水平二维方向的水量再分配,不能较精确地刻画陆面及浅地表水循环,会使所产生的径流在其所生成的网格内继续蓄积,从而违背了重力作用,不符合真实的流域情况。在陆面模式中,地表径流影响着陆一气反馈的重要要素(感热通量和潜热通量)。通过加入汇流模式后, Noah LSM中加入对水平二维地表径流的描述,更加符合真实的流域汇流。

Noan LSM中增加的汇流方案选取Muskingum汇流方法^[8]。在Muskingum法中,采用逐栅格的Muskingum汇流方法将地表径流演算至流域出口。以地表径流为例, a、b、c三个栅格的流量分别为 Q_a 、 Q_b 、 Q_c 。 Q'_a 、 Q'_b 、 Q'_c 可以通过Muskingum计算得到:

$$Q'_{i+1} = C_1 Q'_i + C_2 Q'_i + C_3 Q'_{i+1} \quad (4)$$

式中,

$$C_1 = (0.5\Delta t - x_e k_e) / ((1 - x_e) k_e + 0.5\Delta t) \quad (5)$$

$$C_2 = (0.5\Delta t + x_e k_e) / ((1 - x_e) k_e + 0.5\Delta t) \quad (6)$$

$$C_3 = ((1 - x_e) k_e - 0.5\Delta t) / ((1 - x_e) k_e + 0.5\Delta t) \quad (7)$$

式中, x_e 和 k_e 为Muskingum-Cunge法的两个参数。关于参数 x_e 和 k_e 的具体求解推导过程请参见文献[9]中的Muskingum的经验求解方法。

在 t 时刻, 栅格d的出流可表示为:

$$Q'_d = Q'_a + Q'_b + Q'_c + Q'_d \quad (8)$$

2 应用试验

2.1 淮河王家坝以上流域简介

王家坝站以上流域为淮河上游, 集水面积为30672km²。其中, 五沟营、板桥、薄山、宿鸭湖、南湾以及泼河6个子流域为淮河上游的大中型水库控制面积。根据流域内水文站的布设和自然流域的边界, 将水库出流作为下游子流域洪水预报的入流, 对于每个子流域, 根据其下垫面和水文特性以及雨量站分布, 将其根据泰森多边形法划分若干块, 进行产汇流计算, 逐子流域演算至流域出口断面。

2.2 试验设计

由于资料的限制, 本研究选取2008年8月13日08时—19日08时、2008年8月28日08时—9月1日08时和2009年8月29日08时—14时三次降水进行模拟试验, 预报时长为48h, 输出时间间隔为6h, 以每日08时和20时进行滚动预报。试验覆盖区域为15°—64.5°N、

70°—145.3°E。基于GRAPES的陆—气单向和双向反馈模式均以分辨率为1°×1°的美国NCEP全球再分析场作为初始场和侧边界条件，驱动15km的GRAPES和基于GRAPES的双向反馈模式。

2.3 流量模拟

本节选取的三场洪水过程均为汛期洪水：第一场洪水时间是2008年8月13日08时—8月24日14时的洪水过程，最大洪峰为4390m/s，峰现时间为8月18日14时；第二场洪水时间是2008年8月28日08时—9月10日14时，最大洪峰为2730m/s，峰现时间为9月1日08时；第三场洪水时间是2009年8月28日08时—9月9日14时，最大洪峰为2220m/s，峰现时间为8月31日20时。

图1和图2分别是2008年8月和9月月平均24h降水图，从图中可以看出，原模式与改进后模式模拟的降水分布相差不大。陆面水循环首先引起了土壤湿度的改变，选取南充和临汾两个站点10cm的土壤含水量进行对比。其中，南充站观测土壤含水量起始时间是8月10日08时（图3a），原GRAPES模式模拟的土壤含水量与观测值相比偏小，基于GRAPES陆—气双向反馈模式模拟的土壤含水量比观测值偏大，但与原GRAPES模拟结果相比更接近。临汾站点观测的10cm土壤含水量起始时间为8月1日08时，站点的土壤含水量从3日08时开始就达到饱和，并一直持续到9月30日08时（图3b），原GRAPES模拟结果明显偏小，双向反馈模式模拟结果与实测值较为接近。

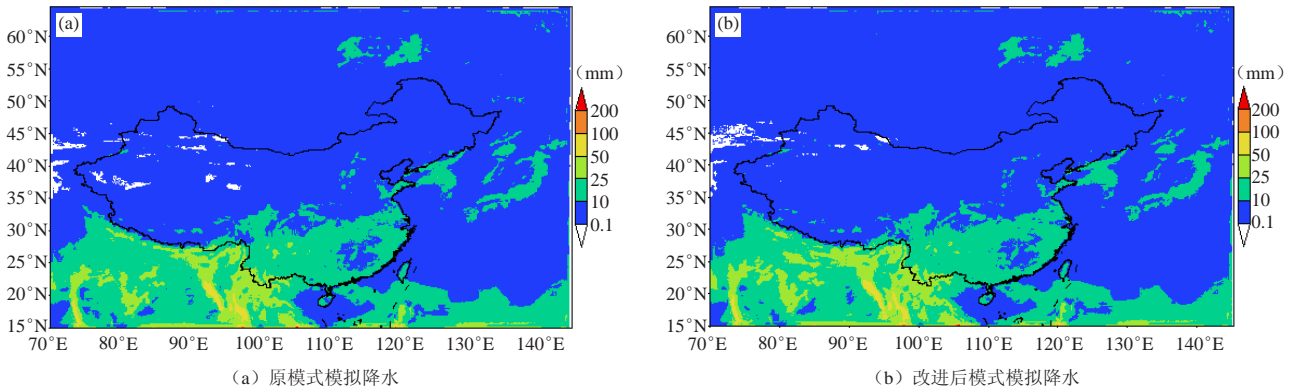


图1 2008年8月月平均24h模拟降水量分布图

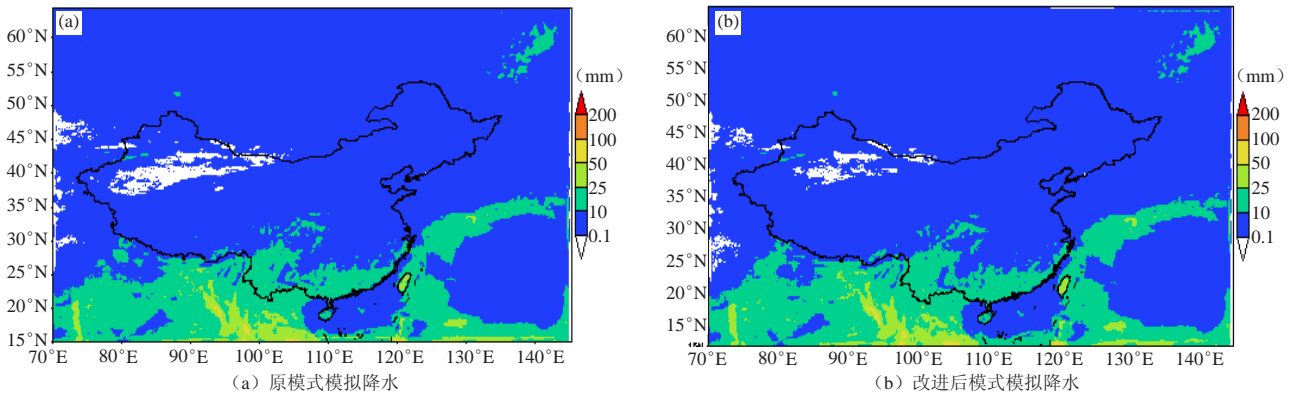


图2 2008年9月月平均24h模拟降水量分布

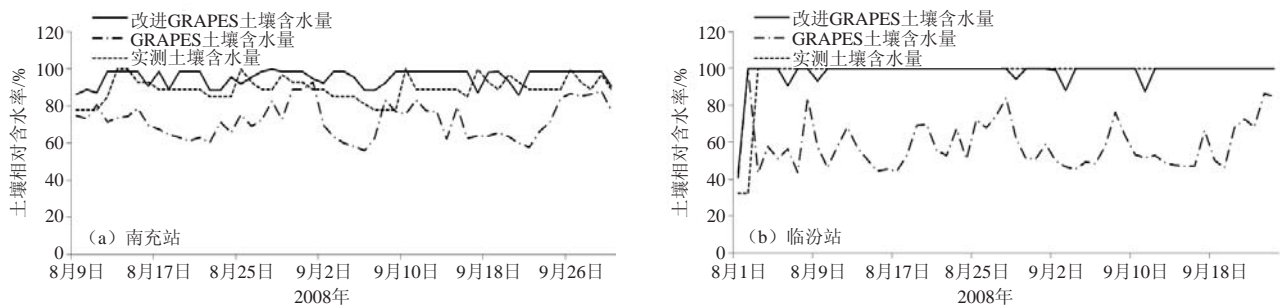
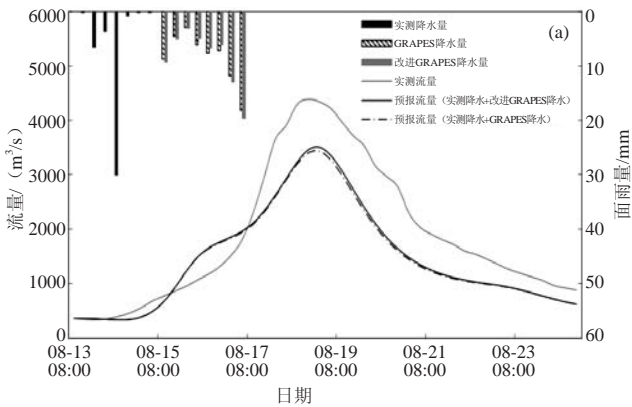


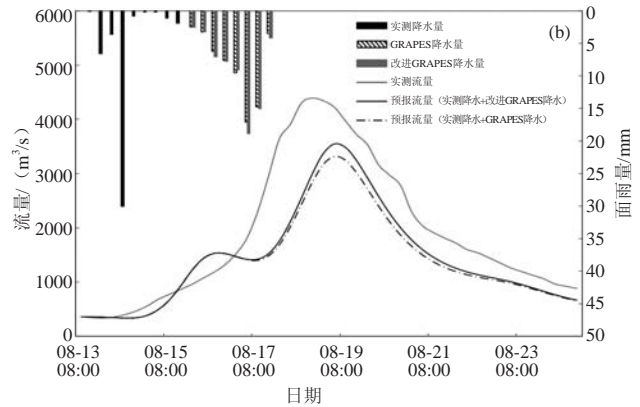
图3 10cm土壤含水量

图4是2008年8月13日08时洪水的模拟过程线。图4a的起始预报时间为2008年8月15日08时，从图中可以看出，双向反馈模式驱动水文模型模拟的过程线与单向反馈模式模拟过程线几乎吻合。图4b的起始预报时间为2008年8月15日20时，双向反馈模式模拟的洪峰值与单向反馈模式模拟结果相比，更接近实测洪峰。从表1中15日和16日的模拟特征值对比也可以看出，双向反馈模式预报降水驱动水文模型模拟结果略好于单向反馈模

式模拟结果。13日和14日起始预报时间模拟结果较差，是由于本次试验气象模式的预报时长是48h，在13日和14日起始预报没有模拟出完整的降水过程，所以水文模型模拟的结果稍差一些，但到了15日之后，气象模式可以模拟出完整的降水过程，水文模型模拟的结果就比较好了。由表1统计结果可以看出来，双向反馈模式驱动水文模型模拟的洪水过程从洪峰相对误差、洪量相对误差、峰现时间误差略好于单向反馈模式的结果。



(a) 起始预报时间：2008年8月15日08时



(b) 起始预报时间：2008年8月15日20时

图4 2008年8月13日08时—8月24日14时模拟洪水过程线

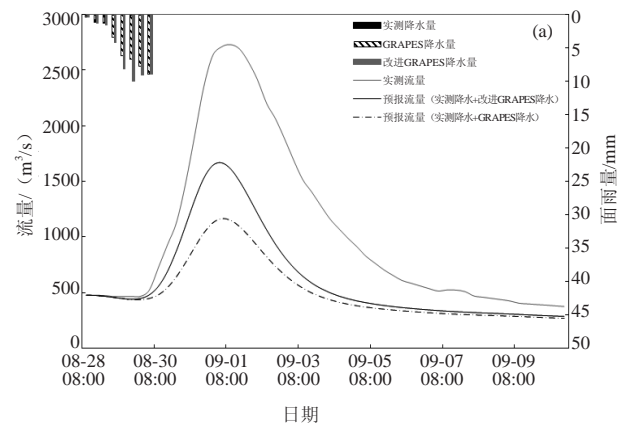
表1 2008年8月13日洪水新安江模型模拟结果统计

| 模式起报时间 | 洪量相对误差/% | | 洪峰相对误差/% | | 峰现时间误差/h | | 确定性系数 | |
|---------|----------|-------|----------|-------|----------|----|-------|-------|
| | IM | G | IM | G | IM | G | IM | G |
| 13日 08时 | 71.79 | 70.73 | 79.00 | 77.60 | 8 | 7 | -1.12 | -1.07 |
| 13日 20时 | 77.44 | 77.92 | 86.60 | 87.10 | 9 | 9 | -1.36 | -1.38 |
| 14日 08时 | 69.44 | 70.79 | 78.90 | 79.80 | 7 | 8 | -0.96 | -1.04 |
| 14日 20时 | 53.81 | 53.65 | 59.10 | 59.70 | 8 | 8 | -0.46 | -0.44 |
| 15日 08时 | 21.43 | 22.55 | 20.10 | 21.80 | -1 | -1 | 0.76 | 0.74 |
| 15日 20时 | 22.72 | 25.97 | 19.20 | 24.40 | -2 | -2 | 0.71 | 0.65 |
| 16日 08时 | 18.28 | 19.55 | 22.60 | 24.30 | -3 | -3 | 0.74 | 0.73 |
| 16日 20时 | 5.03 | 5.54 | -9.60 | -8.70 | -1 | -1 | 0.94 | 0.94 |

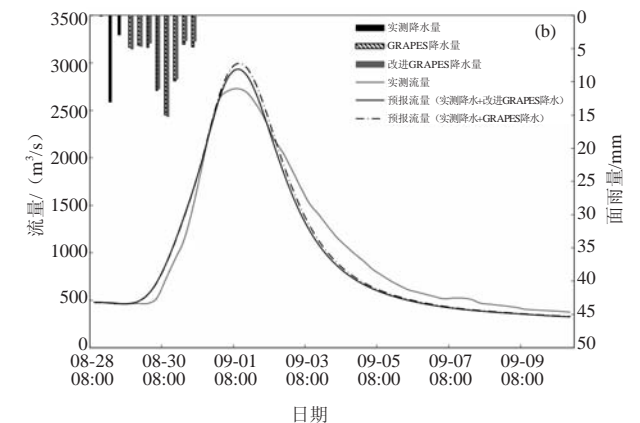
注：“IM”表示改进陆面模式的GRAPES预报降水驱动水文模型；“G”表示原GRAPES预报降水驱动水文模型。

图5a和图5b是起始预报时间分别为2008年8月28日08时和20时的洪水模拟过程线，从图中可以看出双向反馈模式预报降水驱动水文模型模拟的峰值更接近实测值。从表2的特征值对比也可以看出，双向反馈模式驱动水文模型模拟结果稍好一些。

图6是2009年8月28日08时洪水的模拟过程线，从图中以及表3的特征值对比可以看出，对这一场洪水，利用双向反馈模式驱动水文模型和单向反馈模式模拟过程线非常接近。



(a) 起始预报时间：2008年8月15日08时



(b) 起始预报时间：2008年8月15日20时

图5 2008年8月28日08时—九月10日14时模拟洪水过程线

表2 2008年8月28日洪水新安江模型模拟结果统计

| 模式起报时间 | 洪量相对误差/% | | 洪峰相对误差/% | | 峰现时间误差/h | | 确定性系数 | |
|---------|----------|-------|----------|-------|----------|---|-------|------|
| | IM | G | IM | G | IM | G | IM | G |
| 28日 08时 | 40.19 | 50.94 | 38.90 | 57.20 | 1 | 1 | 0.42 | 0.04 |
| 28日 20时 | 24.84 | 22.16 | 16.30 | 11.40 | 0 | 0 | 0.79 | 0.84 |
| 29日 08时 | 5.77 | 3.75 | -7.60 | -9.80 | 0 | 0 | 0.95 | 0.96 |
| 29日 20时 | 6.55 | 7.39 | -10.20 | -8.60 | 0 | 0 | 0.93 | 0.93 |

说明：同表1。

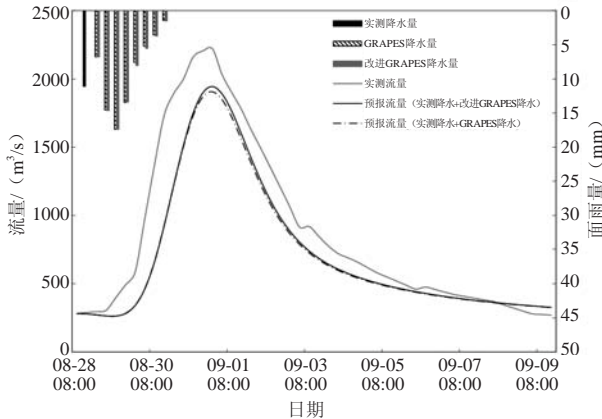


图6 2009年8月28日08时—9月9日14时模拟洪水过程线

表3 2009年8月28日洪水新安江模型模拟结果统计

| 模式起报时间 | 洪量相对误差/% | | 洪峰相对误差/% | | 峰现时间误差/h | | 确定性系数 | |
|---------|----------|--------|----------|--------|----------|---|-------|------|
| | IM | G | IM | G | IM | G | IM | G |
| 28日 08时 | 28.94 | 24.25 | 29.60 | 22.00 | 0 | 0 | 0.65 | 0.75 |
| 28日 20时 | 17.42 | 18.56 | 12.40 | 14.10 | 0 | 0 | 0.84 | 0.83 |
| 29日 08时 | 34.30 | 34.02 | 39.20 | 39.10 | 1 | 1 | 0.54 | 0.55 |
| 29日 20时 | -9.06 | -8.82 | -20.10 | -20.00 | 1 | 1 | 0.89 | 0.89 |
| 30日 08时 | -11.79 | -11.88 | -20.70 | -20.70 | 1 | 1 | 0.88 | 0.88 |
| 30日 20时 | -8.28 | -9.06 | -20.50 | -20.50 | 1 | 1 | 0.90 | 0.90 |

说明：同表2

3 结论与讨论

本文选取三场降水，对基于GRAPES的陆—气双向反馈模式驱动水文模型模拟的流量过程和基于GRAPES的陆—气单向反馈模式模拟流量过程进行比较，尝试用气象模式对水文模型提供初始场，并利用水文模型对特定区域降水分布进行检验。

从试验结果可以看出，对于2008年8月的降水，所选取的淮河上游王家坝试验流域，双向反馈模式在试验区域内对10cm土壤含水量模拟精度高于原GRAPES模式模拟结果。双向反馈模式驱动水文模型模拟的两次洪水过程，从整体上略好于单向反馈模式模拟的结果，表明基于GRAPES的陆—气双向反馈模式能够模拟完整的陆面水文循环，使得土壤湿度更加合理，并通过感热和潜热通量，最终影响到了降水落区的变化。

本次试验证明，对于无资料或缺资料地区，水文模型可以利用气象模式提供的初始场，进行流量模拟和洪水预报，同时检验某特定试验区域的预报降水。除了采用降水评分方法，也可利用水文模型模拟流量过程与观测的流量进行对比，检验流域内降水分布的变化，这种方法可以推广到无降水站点区域或是降水站点稀疏区域。

参考文献

- 王莉莉, 陈德辉. GRAPES Noah-LSM陆面模式水文过程的改进及试验研究. 大气科学, 2013, 37 (6): 1179-1186.
- Evans J. Improving the characteristics of streamflow modeled by regional climate models. J Hydrol, 2003, 284: 211-227.
- Anderson M L, Chen Z Q, Kavvas M L, et al. Coupling HEC-HMS with atmospheric models for prediction of watershed runoff. J Hydrol Eng, 2002, 7(4): 312-318.
- Collischonna W, Haasb R, Andreolli I, et al. Forecasting River Uruguay flow using rainfall forecasts from a regional weather—prediction model. J Hydrol, 2005, 305: 87-98.
- Braun P, Maurer B, Müller G, et al. An integrated approach for the determination of regional evapotranspiration using mesoscale modelling, remote sensing and boundary layer measurements. Meteor Atmos Phys, 2001, 76: 83-105.
- 王莉莉, 陈德辉, 赵琳娜. GRAPES气象-水文模式在一次洪水预报中的应用. 应用气象学报, 2012, 23(3): 274-284.
- Chen F, Dudhia J. Coupling an advanced land surface—hydrology model with the Penn State—NCAR MM5 modeling system. part I: model implementation and sensitivity. Monthly Weather Review, 2001, 129: 569-585.
- 赵人俊. 新安江模型的根据及参数与自然条件的关系. 北京: 水利电力出版社, 1994.
- Bates P D, De Roo A. A simple raster-based model for flood inundation simulation. Journal of Hydrology, 2000, 236: 54-77.