

张瑛,肖安,马力,等. WRF 耦合 4 个陆面过程对“6.19”暴雨过程的模拟研究[J]. 气象,2011,37(9):1060-1069.

# WRF 耦合 4 个陆面过程对“6.19”暴雨过程的模拟研究<sup>\*</sup>

张 瑛<sup>1,2</sup> 肖 安<sup>2</sup> 马 力<sup>2</sup> 王 欢<sup>2</sup> 马中元<sup>3</sup> 周 芳<sup>4</sup>

1 中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉 430074

2 江西省气象台, 南昌 330046

3 江西省气象科学研究所, 南昌 330046

4 江西省抚州市气象台, 344000

**提 要:** 利用 WRF 模式与 4 个陆面过程的耦合,对 2010 年 6 月 19—20 日的暴雨过程进行了数值模拟,并分析陆面过程对暴雨强度和范围的敏感性。结果显示:WRF 耦合 4 个陆面过程模拟的雨带和实况分布一致,均为东西向的雨带形状,且均预报出与实况资料相似的强降水中心。在无陆面方案情况下,强降水中心的位置、范围、强度等都发生明显变化。另外地表径流预报量和降水趋势表现一致,由于土壤含水量趋于饱和,多余的降水分配给地表径流,这种剧增的地表径流也是洪水暴涨、水位上升的重要原因。在较湿的土壤状况下,由于净辐射增长,有利于产生厚度更小的边界层高度以及更大的地表向上潜热通量,这也是导致本次降水过程异常增幅的一个重要原因。

**关键词:** 暴雨, 陆面过程, 初始土壤湿度, 潜热通量, 数值模拟

## Simulation of the “19 June 2010” Heavy Rainfall Event by Using WRF Coupled with Four Land Surface Processes

ZHANG Ying<sup>1,2</sup> XIAO An<sup>2</sup> MA Li<sup>2</sup> WANG Huan<sup>2</sup> MA Zhongyuan<sup>3</sup> ZHOU Fang<sup>4</sup>

1 Wuhan Institute of Heavy Rain, China Meteorological Administration, Wuhan 430074

2 Jiangxi Provincial Meteorological Observatory, Nanchang 330046

3 Jiangxi Meteorological Science Institute, Nanchang 330046

4 Fuzhou Meteorological Observatory of Jiangxi, Fuzhou 344000

**Abstract:** The heavy rainfall which occurred from 19 to 20 June 2010, was simulated by using WRF model coupled with four land surface processes. The sensitivity of land surface process to the intensity and range of heavy rainfall was analyzed. The results show that the rain bands simulated by four land surface processes coupled with WRF are accordance with the observations, as well as the simulated strong precipitation centers are also in phase with the observations. The lack of land surface scheme leads to the obvious shift of intensity, range and position of heavy rainfall. In addition, the heavy precipitation is associated with areas of large run-off and even larger soil moisture increment. Due to the saturation soil water content, the excess precipitation was assigned to the surface runoff. This is the important reason to the rapid rise of water level. Under wet soil moisture conditions, the enhanced flux of heat from the surface into the boundary layer air favored a relatively large magnitude of PBL height and latent heat flux. This is the key which

<sup>\*</sup> 中国气象局武汉暴雨研究所暴雨研究开放基金(IHR2009K03);财政部/科技部公益类行业专项(GYHY200906010);国家自然科学基金(41075034);江西省气象局重点项目(JXQX2010Z03)共同资助

2010 年 9 月 28 日收稿; 2011 年 4 月 2 日收修定稿

第一作者:张瑛,主要从事数值预报模式研究. Email: zysyq@hotmail.com

caused the abnormal precipitation increase of this heavy rainfall event.

**Key words:** heavy rainfall event, land surface process, initial soil moisture, latent heat flux, numerical simulation

## 引 言

众所周知,暴雨的发生发展不仅和大尺度的天气形势、充足的水汽维持输送相关<sup>[1-7]</sup>,也与非均匀的下垫面过程息息相关。陆地下垫面与大气近地层之间的动量、能量、水汽交换等,决定了暴雨发生发展的热力、动力和水汽条件<sup>[8]</sup>。陆面过程在大气环流系统中是一个基本的物理生化过程,影响着大气环流和气候变化。过去的几十年,许多研究<sup>[9-11]</sup>显示,陆面过程在气候模式、大气环流模式以及中尺度数值预报模式中起着重要的作用。Karen 等<sup>[12]</sup>通过选择不同的植被和土壤类型,对非洲西部的降水进行敏感性试验,结果显示:不同类型的地表对于降水的时空分布等都有重要的影响;Rife 等<sup>[13]</sup>的研究也揭示了局地强迫环流的增加主要是来自于陆面状况、土壤湿度和地形的变化,而这些变化在周期性循环中明显地影响边界层过程。

董佩明等<sup>[14]</sup>通过模式考虑与不考虑边界层作用,研究了1998年7月江淮暴雨,并分析了垂直速度场、水汽散度场等。结果表明大范围暴雨落区是由大尺度流场决定,边界层则影响低层水汽及稳定度、地表通量与低层流场的相互配置;在长江南侧,是地面通量的大区,也是水汽及不稳定能量的源区,对暴雨影响大。李昫英等<sup>[15]</sup>使用AREM模式研究了陆面过程处理的不确定性对不同类型暴雨的模式可预报性的影响。结果表明:对平流型暴雨而言,陆气通量的贡献相对较小,陆气通量误差引起的预报不确定性也较小,平流型暴雨具有较高的模式可预报性;对蒸发型暴雨而言,陆气通量对暴雨的贡献很大,预报结果对陆气通量的误差具有较强的敏感性。李英等<sup>[16]</sup>用MM5V3研究台风Nina,发现湿地边界层通量对登陆台风的强度、结构和降水有影响,其感热、潜热通量有利于台风的维持和增强,特别当潜热作用大时,有利于雨带螺旋结构的维持,进而影响降水分布;而动量通量则削弱台风,但对台风降水有增幅作用。孙继松等<sup>[17]</sup>的研究指出:城市与郊区下垫面物理属性造成的热力差异,不仅形成城市中尺度的低空风场辐合线,这种热力差异还可能造成边界层内中心城区风场垂直切变加强,低空风速加大,这种强迫有利于暴雨中心区强烈的上升运动得以维

持,保证了低空水汽在较大范围内向对流体中流入,维持对流降水的持续。

陆面与大气之间的动量、能量和物质交换通过陆气通量反映出来,在大气动力学方程中可被描述为一些与下垫面有关的源、汇项,如:决定风速变化的摩擦力项,决定大气温湿变化的感热项和潜热项等。孙菽芬<sup>[18]</sup>指出性质复杂、分布不均匀的下垫面所构成的陆地表面与大气之间进行的各种时空尺度的相互作用和动量、能量及物质交换,即陆面过程,在某些局部地区、某个时段内对大气环流起着关键作用。

2010年6月以来,江西出现连续暴雨过程,尤其是6月19日08时至20日08时强降水过程(后文称为“6.19”暴雨过程),为历史上罕见。为了较好地描述这次暴雨过程,特别是为了分析由于暴雨造成的河水水位迅速暴涨,以及降水异常增幅,文章通过中尺度WRF模式耦合4个陆面过程,对此次暴雨过程进行了数值模拟,研究不同陆面方案以及无陆面方案对降水结果的影响。在第1节对模拟方案进行简要介绍,第2节根据NCEP再分析资料分析暴雨发生期间主要的天气形势特点;第3节通过4个陆面过程与WRF模式的耦合以及无陆面方案的模拟结果的对比,分析陆面过程对暴雨强度和暴雨范围的敏感性;第4节利用不同初始土壤湿度,通过NOAH陆面过程与WRF的耦合结果,分析土壤湿度对暴雨增幅的反馈机制。

## 1 模式方案设计

模拟诊断分析所用的观测资料包括 $1^\circ \times 1^\circ$  NCEP/NCAR(National Center for Environmental Prediction)再分析资料和江西省的降水实况观测资料。文中采用的数值模式为最新版的WRFV3.2。该模式被设计成一个完全可压缩非静力模式,控制方程组都为通量形式;网格形式与MM5的Arakawa B格点不同,而是采用Arakawa C格点,有利于在重力波速解析中提高准确性;时间积分采用3阶Runge-Kutta,比MM5 2阶(leapfrog)更加精确;WRF模式经过多年的发展和改进,对中尺度区域的暴雨具有较强的模拟和预报能力。

模式运行的主模式区域和嵌套域如图1a所示。图1b显示了6月的江西平均植被覆盖率。模拟域的水平分辨率分别为 $30 \text{ km} \times 30 \text{ km}$ 和 $10 \text{ km} \times 10$

km,垂直为 28 层,模式层顶为 10 hPa。物理过程选取中,微物理过程采用 WSM3 方案<sup>[19]</sup>,积云对流参数化采用 Kain-Fritsch 方案<sup>[20]</sup>,网格尺度降水采用

显式云雨方案<sup>[21]</sup>,边界层采用 YSU 方案<sup>[22]</sup>,长波和短波辐射采用 RRTM 方案<sup>[23]</sup>。

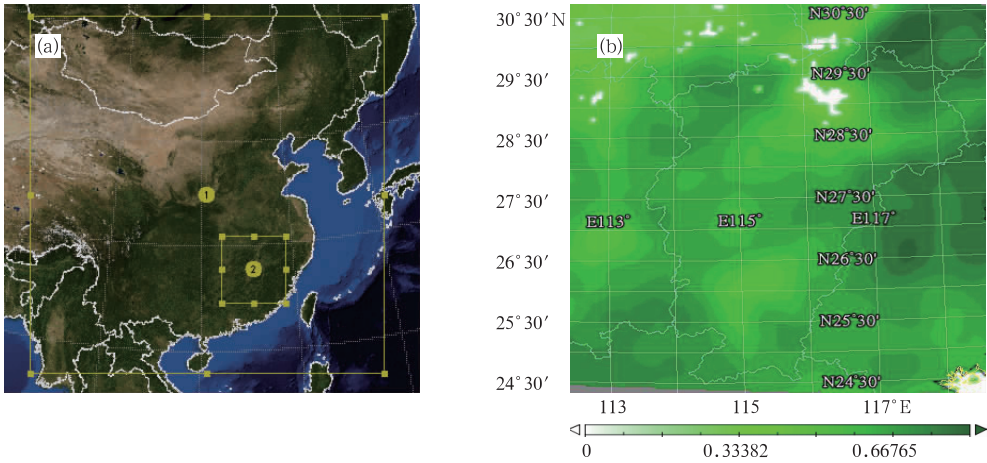


图 1 (a)模式的主域和嵌套域;(b)嵌套域的 6 月植被覆盖率

Fig. 1 The main domain and nest domain (a), and the green fraction of June in nest domain (b)

为了对比陆面过程对暴雨的影响,研究设计了一个控制试验和 4 个敏感性试验。

控制试验:在模拟中不耦合任何陆面过程,文中简称为 con-exp。

4 个敏感性试验设计为 WRF 与 4 个陆面方案耦合:其中 5 层热辐散方案(文中简称 sf-01)是基于 MM5 的 5 层土壤温度模式。土壤层厚度分别为 1、2、4、8、16 cm。能量平衡包括辐射、感热和潜热通量的计算,方案中不包含显式植被影响。NOAH 陆面方案(文中简称 sf-02)最初发展于 Oregon 州立大学 Pan 和 Mahrt 的陆面方案(OSULSM)<sup>[24]</sup>,Chen 等<sup>[25]</sup>对 OSULSM 进行了改进和扩展,改进包括在模式中使用一个更精确的冠层阻抗方法。该方案为边界层提供地表感热、潜热通量和地表温度作为下边界条件<sup>[26-27]</sup>。NOAH 陆面方案在以前的方案基础上所进行的改进,提供了合理的地面热通量日变化估算,同时修改了土壤湿度的季节性变化。模式能够提供更精确的地表感热和潜热通量的再分配。另外 NOAH 陆面方案为了适应高分辨率的中尺度数值预报模式需求,陆面状况的高分辨率也通过模式进一步改进。改进的方案有利于在更高精度的尺度上揭示由土壤及冠层所引起的动力过程。RUC (Rapid Update Cycle,文中简称 sf-03)参数化方案设计为多层土壤模式,包含一个植被方案和 2 层雪盖模型。该方案计算多层土壤之间的水热传输,以及各层土壤之间的热量和水汽平衡。并使用一个显式方案计算地表通量变化<sup>[28]</sup>。多层土壤方案的使

用,有利于提高地表、土壤和大气之间计算精度<sup>[29]</sup>。Pleim-Xiu<sup>[30]</sup>(文中简称 sf-04)陆面方案包括一个 2 层的“强迫恢复”土壤温度和湿度模式。顶层厚度为 1 cm,最底层厚度为 99 cm。该模式主要计算 3 种湿度通量,分别是蒸腾、土壤蒸发和冠层蒸发。另外两个间接张弛方案被用于纠正 2 m 温度和相对湿度的偏差。

主模式域的模式积分时间从 2010 年的 6 月 18 日 20 时到 6 月 20 日的 20 时,嵌套域的积分时间从 2010 年的 6 月 19 日 08 时到 20 日的 08 时,积分时间的不同是为了避免出现降水初期的 Spin-up 问题。另外 NCEP 再分析场为主模式域提供初始场和背景场,而主模式域为嵌套域提供边界场和背景场,实现单向嵌套。

## 2 天气实况分析

### 2.1 强降水实况分析

6 月中旬以来的强降雨致江西境内多条河流河水猛涨、流量大增,尤其是发生在 2010 年 6 月 19 日至 20 日的暴雨过程,强降雨范围大、强度大,降水期集中,致使赣江、抚河等多条河流创下历史最大流量或最高水位纪录。全省平均降雨量达 84.5 mm。过程降水主要集中在浙赣线沿线及其以南地区,降水量普遍达到 100~300 mm,其中有两个特大暴雨中心,分别位于进贤—东乡—余江一带以及资溪。

余江、东乡、进贤、资溪、临川等站先后出现 24 小时降水量历年本月最大值。根据中尺度加密站雨量统计,全省 24 小时共有 398 站超过 50 mm,333 站超过 100 mm,24 站超过 250 mm,以东乡县王桥镇 368.6 mm 为最大。根据分时段降水实况,1 小时 30 mm 以上的站数达 258 站次,其中以修水黄龙镇的 81.0 mm 为最大;3 小时 50 mm 以上的站数为 363 站次,100 mm 以上的站数为 34 站次,以进贤秧塘水库 153.2 mm 为最大;12 小时有 2 个站达到了特大暴雨,以东乡虎圩 267.3 mm 为最大。强降雨造成严重的洪涝及地质灾害。

### 2.2 天气形势分析

从气候角度分析,全球变暖是导致严重洪涝和

干旱等极端天气气候事件发生、多发、频发的大背景。陶诗言等<sup>[31]</sup>指出我国长江流域的梅雨与东亚和北半球大气环流的突变有密切关系。从整个 6 月的大气环流形势看,2010 年年初,南支槽偏弱,来自印度洋的西南暖湿气流比较弱,致水汽供应不足。在进入汛期以后,西南急流加深加强,而北方冷空气频繁南下,与西南暖湿气流在长江中下游一带地区交汇,加强了这些地区的气流上升运动。由于这些地区中低层水汽含量较丰富,在空气上升运动中,水汽容易凝结成云致雨,进而形成较强降水。

分析 2010 年 6 月 18—19 日的 500 hPa 平均场,中高纬为两槽一脊形势(图 2a),低压槽位于我国东北地区,且低槽一直延伸到江淮地区,并伴有东北冷涡不断生成且东移南压,冷涡不断甩下冷空气。

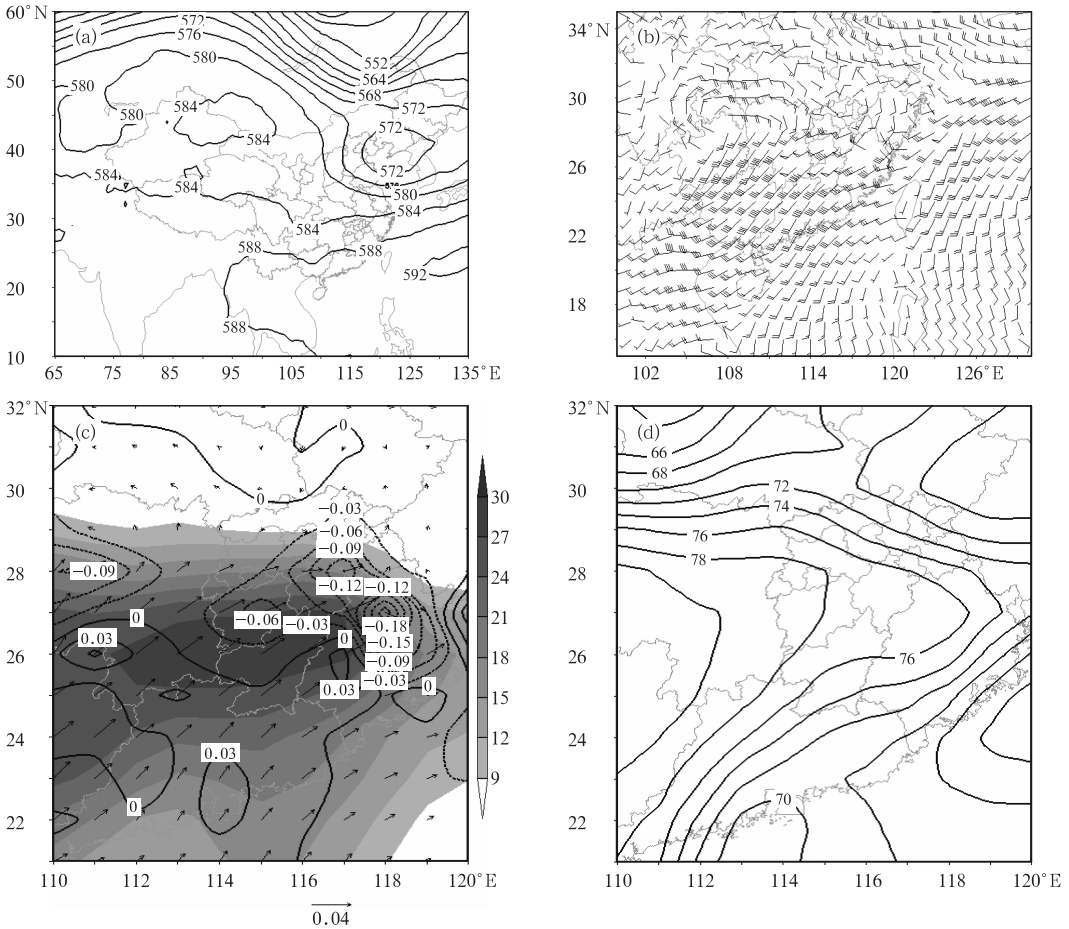


图 2 (a) 2010 年 6 月 18—19 日 500 hPa 位势高度平均场(单位:dagpm);  
(b) 2010 年 6 月 19 日 08 时 850 hPa 风场(单位: $m \cdot s^{-1}$ );

(c) 2010 年 6 月 19 日 08 时 850 hPa 水汽通量(单位: $g \cdot m^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$ )和水汽通量散度(单位: $10^{-3} g \cdot m^{-2} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$ )叠加图;(d) 2010 年 6 月 19 日 08 时  $\theta_{se}$  分布(单位: $^{\circ}C$ )

Fig. 2 (a) The 500 hPa geopotential height averaged over 18—19 June 2010 (unit: dagpm), (b) the 850 hPa wind field at 08 BT 19 June 2010 (unit:  $m \cdot s^{-1}$ ), (c) the composite chart of moisture flux (unit:  $g \cdot m^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$ ) and moisture flux divergence (unit:  $10^{-3} g \cdot m^{-2} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$ ) at 850 hPa of 08 BT 19 June 2010, and (d) the distribution of  $\theta_{se}$  at 850 hPa of 08 BT 19 June 2010 (unit:  $^{\circ}C$ )

同时江南环流平直,孟加拉湾地区低压槽活跃,有利于孟加拉湾水汽向我国江南地区输送。副高脊线在 $20^{\circ}\text{N}$ 南北摆动,沿副高北侧源源不断有暖空气输送到江南,形成冷暖空气的交汇。850 和 700 hPa 环流形势相似,为明显的西高东低形势。分析 2010 年 6 月 19 日 08 时 850 hPa 风场实况图(图 2b),西南低涡发展强盛,在江南地区有明显的东北—西南向锋区,并引导冷空气从低层南下。在随后 12 小时内,切变线一直维持在江西省中北部地区,另外西南暖湿气流不断从海上输送暖湿空气,使得低层冷暖空气交汇明显,产生较强的辐合上升运动,江南容易出现致洪暴雨。

根据水汽通量分析(图 2c),从 19 日 08 时开始在 850 hPa 存在宽的舌状高值,从西南经湖南中南部到达江西省,建立强的水汽通道,850 hPa 水汽通量中心位于江西中部,中心值大于  $30 \text{ g} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{Pa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,超过江西暴雨  $20 \sim 24 \text{ g} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{Pa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  的经验标准。从水汽通量散度分析可知,在赣东北存在一个一直伸到福建的西北东南向的大值中心,中心值大于  $20 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{Pa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,表明在赣东北存在强的水汽辐合。水汽通量大值区和水汽通量散度大值区相交的区域存在丰沛的水汽和水汽辐合,有利于强降水的发生。江南处于东亚季风区,因此整个江南上空的水汽输送有明显的季风特征。另外暖湿气流和低空急流的变化有利于湿斜压不稳定度增大,垂直涡度发展,导致不稳定能量产生,有利于暴雨产生。

$\theta_{\text{se}}$ (即假相当位温)综合反映大气温度、湿度和气压等特征,因此其分布反映大气中能量的分布特征。分析 2010 年 6 月 19 日 08 时的 850 hPa  $\theta_{\text{se}}$ ,850 hPa 江西省处  $\theta_{\text{se}}$  密集区(能量锋区)的南侧,850 和 700 hPa(图略)上,有一  $\theta_{\text{se}}$  舌(高能舌)伸向江西省中部,与暴雨带一致。对应于海平面气压场(图略),冷锋在到达江西北部时,由于暖湿气流较强,已发展为东北—西南向的静止锋,并位于江西中北部。由于冷空气的不断加强,20 日 08 时后静止锋逐步消失,并变性为冷锋,移出江西,降水开始明显减弱。

综上所述,这次强降水产生在 500 hPa 东北冷涡南伸的低槽中,低层西南涡在四川东南部发展并不断加强,在江南地区有明显的东北—西南向锋区,并引导冷空气从低层南下,而西南暖湿气流使得冷

空气在南下过程中变性,使得系统静止少动。这种从高层到地面的系统配置,造成了江西浙赣沿线的持续性暴雨过程。

### 3 陆面方案敏感性试验分析

#### 3.1 对降水的响应

图 3 显示了 2010 年 6 月 19 日 08 时至 20 日 08 时的实况降水累积、控制试验以及不同陆面模式耦合 WRF 的模拟累积降水分布图。从整个降水实况的分布可知,主要降水带分布在江西中部的浙赣铁路沿线一带,降水呈带状分布,而江西西部的降水范围明显大于江西东部的降水范围;强降水中心位于抚州北部、鹰潭和南昌交界处,实际观测到的 24 小时最大降水量分别为进贤的 329 mm、东乡的 328.2 mm 和余江的 320.6 mm。

对比控制试验和实况观测结果,在控制试验中,雨带以及降水强度的分布均发生了明显的变化。不考虑陆面过程的模拟中,降水场呈发散性分布,最大降水中心不再是浙赣沿线一带,而是南移到江西中南部抚州和吉安交界处。在控制试验中,由于陆面过程的缺少,直接导致地面潜热通量项的缺少,从而导致了由于地面蒸发所引起的降水增幅项的减少。虽然在模拟中模拟出了与实况相一致的降水中心,但是降水的强度明显减弱,与实况相比,整个降水强度相差大约 100 mm 左右。

对比 4 个陆面模式耦合 WRF 的结果,模拟的雨带分布和实况分布非常一致,均为东西向的雨带形状,且均预报出与观测资料基本相同的强降水中心。对比 sf-01(图 3b)的模拟结果,整个 150 mm 以上降水的范围较实况观测值大,在上饶中南部均有大范围的 150 mm 以上的降水区域,预报的强降水中心有 4 个。从 sf-02 的模式结果,整个降水区域主要分布在宜春地区、抚州北部和南昌,但模式预报的强降水中心的位置和实况观测一致。sf-03 和 sf-04 模式的预报强降水区域的范围较实况观测值偏大,强降水中心的落区范围也较大。

分析无陆面方案控制试验与 4 个敏感性试验的累积降水输出之差(图略),控制试验的累积降水值在江西北部大部分地区和赣州市的东北部均高于 4

个敏感性试验结果;对应于实况降水最大中心处,控制试验的累积降水值远远低于耦合了陆面方案的降水输出,其中和 sf-01 试验的降水最大差值高于 200 mm,且范围较广;与其他几个试验的降水差值也大多在 50~100 mm。可见陆面方案的缺少,对这次

强降水有明显的影响,不仅表现在降水中心的强度,而且降水范围和位置等都有明显的影响。耦合了陆面方案的模拟,可以较为真实地反映地表能量通量的变化,尤其是由于潜热引起的降水增幅作用。

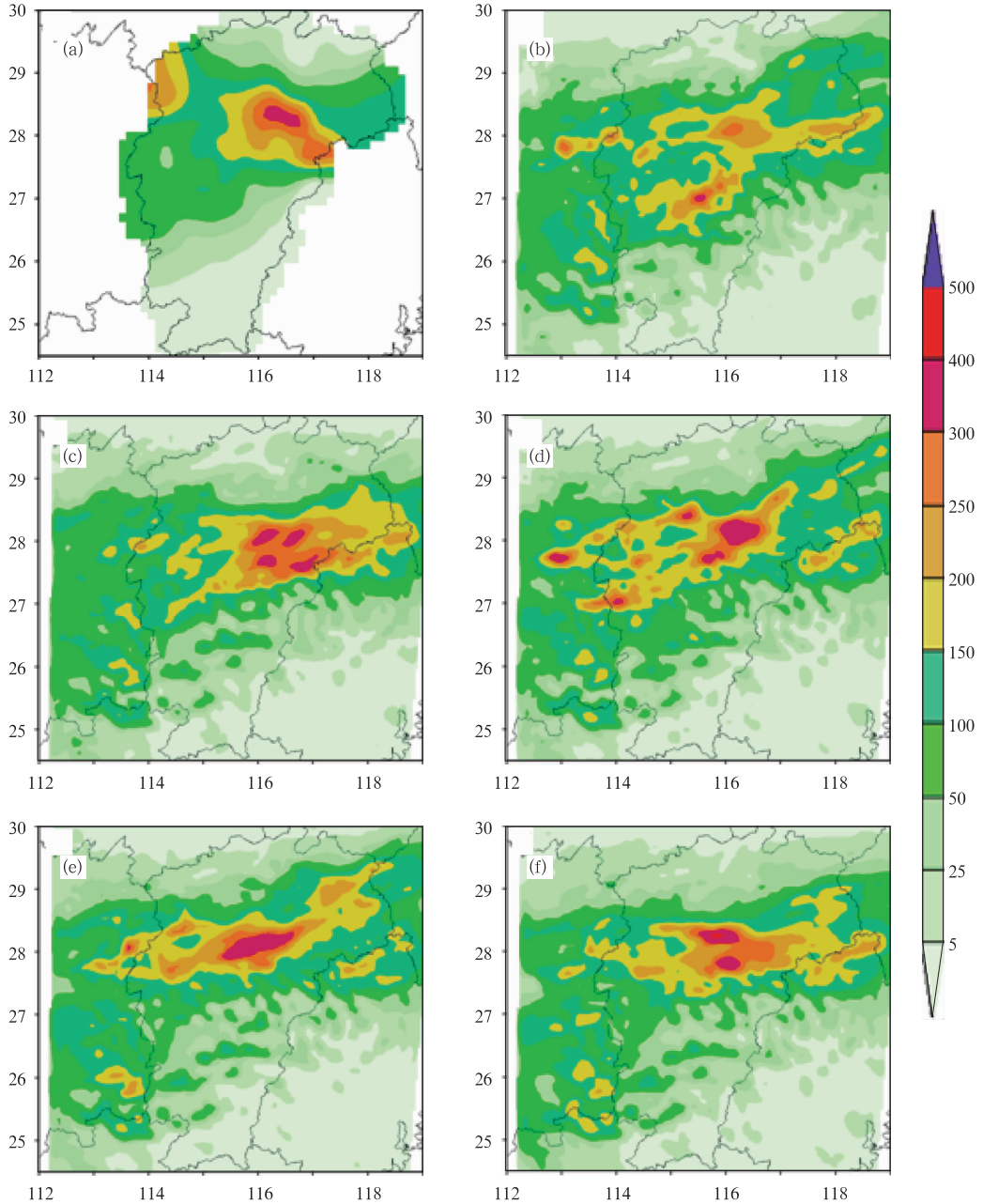


图 3 2010 年 6 月 19 日 08 时至 20 日 08 时降水实况、控制试验以及耦合不同陆面过程降水分布

(a) 实况累积降水分布; (b) 控制试验的模式降水输出;

(c—f) 分别为 sf-01、sf-02、sf-03、sf-04 模式降水输出结果(单位:mm)

Fig. 3 (a) Precipitation observed, (b) precipitation simulated in the con-exp, (c) precipitation simulated in the sf-01, (d) precipitation simulated in the sf-02, (e) precipitation simulated in the sf-03 and (f) precipitation simulated in the sf-04, expressed in mm, from 08 BT 19 June to 08 BT 20 June 2010

### 3.2 对地表径流的响应

地表径流作为陆面模式的输出参数之一,可以用于表示由于土壤饱和所造成的地表水流失,对于描述由于强降水所造成的河流水位增长具有一定的

参考价值。图 4a 显示了 4 个陆面过程在暴雨值最大站点(进贤,24 小时累积实况降水为 329 mm)的降水随时间变化的累积预报值。由图可知,降水剧增主要出现在 19 日 08 时之后的 6 小时以及 19 日 20 时到 20 日 08 时的 12 小时之内。其中 sf-02 模

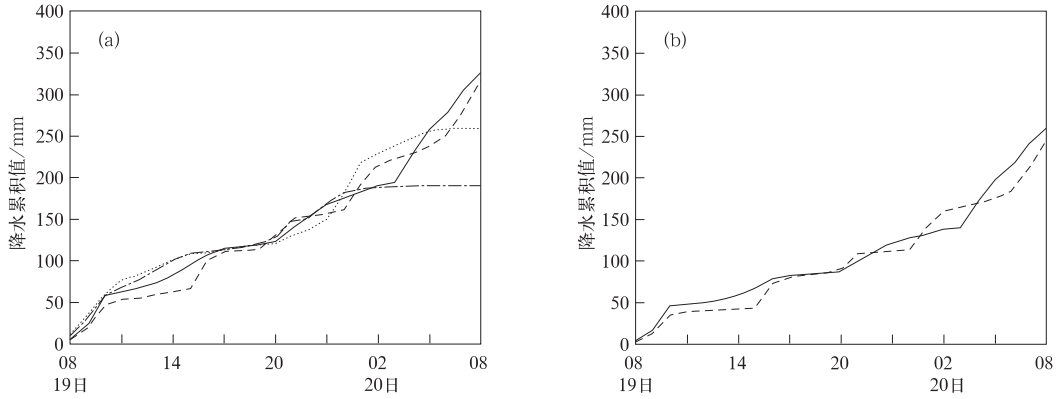


图 4 (a) 4 个模式在暴雨中心最大值站点(进贤,28.38°N、116.26°E)的降水累积值;  
(b) 4 个模式在暴雨中心最大值站点(进贤,28.38°N、116.26°E)的地表径流累积值

长短虚线:sf-01;实线:sf-02;长虚线:sf-03;短虚线:sf-04

纵坐标为累积值(单位:mm),横坐标为北京时间

Fig. 4 (a) Accumulated simulated precipitation in Jinxian Station

(28.38°N,116.26°E) of four land surface processes; and

(b) accumulated simulated runoff in Jinxian Station, expressed in mm,

from 08 BT 19 June to 08 BT 20 June 2010

Note: the long short dash, solid line, long dash and short

dash are corresponding to the sf-01, sf-02, sf-03 and sf-04, respectively

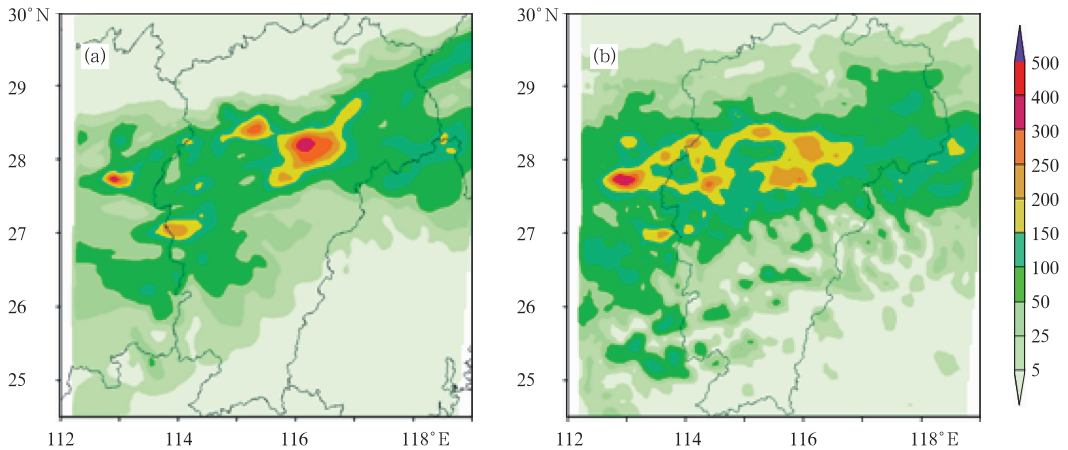


图 5 2010 年 6 月 19 日 08 时—20 日 08 时不同初始土壤湿度降水分布

(a) real\_soil; (b) con\_soil (单位:mm)

Fig. 5 (a) Precipitation simulated in the real\_soil, and

(b) precipitation simulated in the con\_soil,

from 08 BT 19 June to 08 BT 20 June 2010 (unit:mm)

式的累积降水值最接近实况值,为 323.8 mm,其他 3 个模式的预报值分别为 178.6 mm(sf-01)、341.3 mm(sf-03)和 255.7 mm(sf-04)。图 4b 显示了地表径流的 24 小时累积预报值。由于 sf-01 模式和 sf-04 模式未提供地表径流诊断分析,因此累计值为零。sf-02 和 sf-03 模式的累计值分别达到 230.5 和 259.1 mm,两个模式的预报量和降水趋势表现一致,可以认为由于暴雨的影响,土壤中的含水量已经趋于饱和,多余的降水无法渗透,很大一部分降水分配给地表径流,这种剧增的地表径流也是洪水暴涨,水位上升的重要原因。另外从逐小时的降水率分析可知(图略),本次降水过程具有强度大、降水集中等特点。

综上所述,陆面过程虽然不能根本改变降水预报,但能起到改善的作用,不同陆面过程参数化方案的差异,将导致地面蒸发、土壤湿度等参数的计算差异,从而影响对降水的预报,尤其是降水中心位置和强度的预报。许多研究也指出大气降水的增长是由于大气湿度含量增长引起的,而大气湿度含量的变化主要取决于两个物理过程:地面蒸发和湿度通量的辐合。陆面过程作为边界层的下边界条件,直接决定了地面蒸发和湿度通量的辐合。在上述敏感性模拟试验中,4 个陆面方案均能够提供比较准确的雨带分布,对于强降水中心均能做出准确的预报,尤其是 NOAH(sf-02)方案,准确预报了降水中心的强度、位置以及更合理的地表径流的变化。

## 4 初始土壤湿度敏感性试验

Eltahir<sup>[32]</sup>在研究土壤湿度与降水的反馈机制研究中指出,在一个较大范围内,湿的土壤湿度状况关系到一个更大的边界层湿静力能量(moist static energy),从而有利于更多降水的出现,因为土壤含水量的状况反映了过去降水的发生状况,表明土壤湿度对降水有一个正反馈。为了进一步说明土壤湿度变化对“6.19”暴雨过程的影响,本节设计两个试验用于研究土壤湿度对降水的反馈机制。试验中均使用 NOAH 陆面方案中 10 cm 深处的土壤湿度。需要说明的是,文中土壤湿度指的是土壤单位体积含水量(volumetric soil moisture),即单位体积的土壤含水量(单位: $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ),该值对应于整个模拟域

的土壤饱和度或者土壤孔隙度。试验一中初始土壤湿度为实际土壤湿度,范围为 0.40~0.45,称之为 real\_soil。另外一个为控制试验,称之为 con\_soil,即利用没有发生明显降水时的土壤湿度作为初始土壤湿度,范围为 0.2~0.25。

Chen 等<sup>[26]</sup>利用公式(1)对土壤湿度进行计算,其形式如下:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (D \frac{\partial \Phi}{\partial z}) + \frac{\partial K}{\partial z} + F_{\Phi} \quad (1)$$

$\Phi$  为土壤含水量, $D$  为土壤水分扩散率, $K$  为水导系数。 $F_{\Phi}$  代表土壤水分的源和汇(例如:降水、蒸发和径流), $z$  为土壤层厚度,其中土壤水分扩散率和水导系数高度非线性依赖于土壤水分。

### 4.1 对降水的响应

对比两个试验的结果(图 5),con\_soil 试验中的降水明显减少,虽然模拟的总降水分布和 real\_soil 试验表现一致。在较干的初始土壤状况下,土壤中水汽含量为不饱和状态,大部分地表水分将通过渗流的形式被土壤吸收,更少的水汽通过潜热蒸发的方式进入大气中,水汽的减少将直接导致降水的减少。而较湿的土壤湿度状况下,土壤更容易达到饱和的状态,更多的地表水将通过蒸发进入大气,引起降水增多。

### 4.2 对地表能量的响应

图 6 分别给出了两个敏感性试验中暴雨最大发生站进贤的地表向上潜热通量、地表温度、边界层高度的日变化模拟结果。向上的地表潜热通量表现为明显的“单峰”结构,其中峰值出现在北京时 19 日 11—12 时之间。real\_soil 试验对应更大的地表向上潜热通量,与 con\_real 的正差值达到  $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。说明较湿的初始土壤湿度引起地表能量的变化更加明显。较湿的土壤状况导致太阳净辐射增加,而作用到 Bowen 比上,表现为由于地表温度的降低(图 6b),从而导致地面净辐射、大气的水汽含量以及地面向下辐射通量的增长。因此在一个湿的地面状况下,由于净辐射增长,从而导致一个更大的总的热通量从地表进入边界层。同时,地表温度的冷却导致一个更小的感热通量和一个厚度更小的边界层高度(图 6c)。



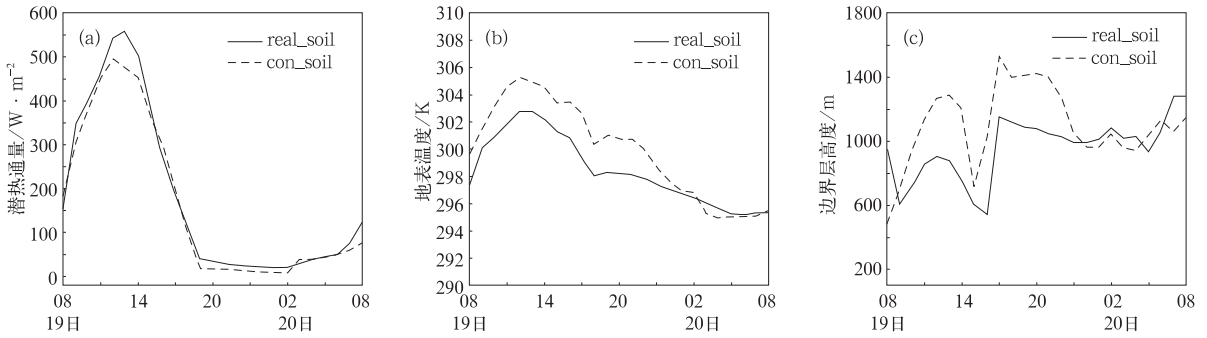


图 6 2010 年 6 月 19 日 00 时至 20 日 00 时(世界时),不同初始土壤湿度敏感性试验的  
(a)潜热通量;(b)地表温度;(c)边界层高度随时间变化(实线:real\_con 试验;虚线:con\_soil 试验)

Fig. 6 The daily variations of (a) Latent heat flux, (b) surface skin temperature, and (c) PBL height simulated in the experiments of real\_soil and con\_real, from 08 BT 19 June to 08 BT 20 June 2010 (solid line: real\_soil; dotted line: con\_real)

图 6c 中两个敏感性试验中边界层高度的变化均为“双峰”结构,第一个峰值出现时间与向上潜热通量的变化相似,均在 11—12 时之间,随后快速从高值区下降到最低值(real\_soil 下降幅度大约在 350 m,con\_soil 下降幅度大约在 450 m)。如此快速的变化,说明强降水前期,低层大气中存在十分强烈的水汽和能量交换。分析该站的实况降水随时间变化趋势(图略),降水集中期也恰好出现在 11—14 时,3 小时降水达到 135 mm,为本次过程最大,降水的变化与潜热通量、边界层高度的变化非常一致。随后边界层高度出现了第二个峰值,但是由于前期由于潜热的释放,低层大气中的能量交换趋弱,后期的降水也趋于减弱。对比两个试验结果,较湿的初始土壤湿度对应于厚度更小的边界层高度,同时对应更大的潜热通量,导致低层大气能量交换更为明显,这也是本次降水过程增幅较多的一个原因。虽然大尺度环流和西风带水汽充足为这次暴雨过程提供足够的动力和水汽条件,但是更湿的土壤状况对局地降水异常增幅具有明显的正反馈。另外边界层高度和潜热通量作为模式输出产品,在实际的预报中,对于分析暴雨出现时间以及降水强度的变化,具有一定指示意义。

## 5 结 论

发生在 2010 年 6 月 19—20 日的江西大暴雨过程,强降雨范围大、强度大,降水期集中,致使赣江、抚河等多条河流创下历史最大流量或最高水位纪录。从高低空形势场和物理量场分析可知,在长江

流域以北大部分地区均为西北气流控制,亚洲高纬地区为两槽一脊形势。江南的环流平直,孟加拉湾地区低压槽活跃,有利于孟加拉湾水汽向我国江南地区输送。低层西南涡在四川东南部发展并不断加强,在江南地区有明显的东北—西南向锋区,并引导冷空气从低层南下,而西南暖湿气流使得冷空气在南下过程中变性,使得系统静止少动。这种从高层到地面的系统配置,造成了江西浙赣沿线的持续性暴雨过程。

文章利用 WRF 模式耦合 4 个陆面过程的敏感性试验及无陆面过程控制试验,对 2010 年“6.19”暴雨过程进行了数值模拟。分析 4 个陆面模式耦合 WRF 的结果,模拟的雨带分布和实况分布非常一致,均为东西向的雨带形状,且均预报出与观测资料基本一致的强降水中心。未耦合陆面方案的降水强度和分布由于潜热通量的缺失与实况观测有较大差异,表现为强降水位置的偏移和降水中心强度的减弱。陆面过程不能根本改变降水预报,但能起到改善作用,未来可以在改进模式上进一步加强,综合考虑各种陆面非均匀的影响,并深入探讨影响大气过程的机理。

通过对土壤湿度对降水反馈研究发现,较湿的土壤状况导致地表温度的降低、厚度更小的边界层高度以及更大的地表向上潜热通量。说明降水集中期前期低层大气能量交换更为明显,引起异常降水增幅。另外边界层高度和潜热通量在实际的预报中,对于分析暴雨出现时间以及降水强度的变化,具有一定指示意义。

研究中对暴雨的诊断分析有助于理解影响该类

事件的陆面物理机制。在 WRF-NOAH 和 WRF-RUC 的耦合模拟中,两种模式均可被认为是预报降水分布和强度的有用工具。WRF-NOSH 提供了更加真实的降水时空分布预报,对于此类事件在区域尺度所造成的风险管理和评估具有重要意义。

## 参考文献

- [1] 倪允琪,周秀骥.我国长江中下游梅雨锋暴雨研究的进展[J]. 气象,2005,31(1):9-12.
- [2] 陶诗言,卫捷,张小玲.2007 年梅雨锋降水的大尺度特征分析[J]. 气象,2008,34(4):3-15.
- [3] 郑媛媛,张小玲,朱红芳,等.2007 年 7 月 8 日特大暴雨过程的中尺度特征[J]. 气象,2009,35(2):3-7.
- [4] 曹晓岗,张吉,王慧,等.“080825”上海大暴雨综合分析[J]. 气象,2009,35(4):51-58.
- [5] 郭锐,李泽椿,张国平.ATOVS 资料在淮河暴雨预报中的同化应用研究[J]. 气象,2010,36(2):1-12.
- [6] 张端禹,王明欢,陈波.2008 年 8 月末湖北连续大暴雨的水汽输送特征[J]. 气象,2010,36(2):48-5.
- [7] 尹东屏,张备,孙燕,等.2003 年和 2006 年梅汛期暴雨的梅雨锋特征分析[J]. 气象,2010,36(6):1-6.
- [8] 赵鸣.边界层和陆面过程对中国暴雨影响研究的进展[J]. 暴雨灾害,2008,27(2):186-190.
- [9] Rowntree P R. Sensitivity of GCM to land surface processes [M]. Proc. Workshop in Intercomparison of Large Scale Models for Extended Range Forecasts, Reading, United Kingdom, ECMWF, 1983, 225-261.
- [10] Mahfouf J F, Richard E, Mascart P. The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations [J]. J Climate Appl Meteor, 1987, 26: 1483-1495.
- [11] Chen F, and Avissar R. The impact of land-surface wetness on mesoscale heat fluxes[J]. Appl Meteor, 1994, 33: 1323-1339.
- [12] Karen Mohr I, David Baker, R, Tao, et al. The sensitivity of west african convective line water budgets to land cover [J]. Journal of Hydrometeorology, 2003, 62-76.
- [13] Rife D, Warner T, Chen F, et al. Astling. Mechanisms for diurnal boundary layer circulations in the Great Basin Desert [J]. Mon Wea Rev, 2002, 130: 921-938.
- [14] 董佩明,赵思雄.边界层过程对 98 年 7 月长江流域暴雨预报影响的数值试验研究[J]. 气候与环境研究,2003,8(2):230-240.
- [15] 李昉英,宇如聪,傅云飞,等.一次热对流降水成因的分析和模拟[J]. 气象学报,2008,66(2):190-202.
- [16] 李英,陈联寿.湿地边界层通量影响热带气旋登陆维持和降水的数值试验[J]. 气象学报,2005,63(5):683-692.
- [17] 孙继松,王华,王令,等.城市边界层过程在北京 2004 年 7 月 10 日局地暴雨过程中的作用[J]. 大气科学,2006,30(2):221-234.
- [18] 孙蓓芬.陆面过程研究的进展[J]. 新疆气象,2002,25(6):1-6.
- [19] Hong S Y, and J Lim J O. The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6) [J]. J Korean Meteor Soc, 2006, 42: 129-151.
- [20] Kain J S. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update [J]. J Appl Meteor, 2004, 43: 170-181.
- [21] Xu Y P, Xia D Q, Qian Y Y. The water-bearing numerical model and its operational forecasting experiments. Part II: The operational forecasting experiments [J]. Adv Atmos Sci, 1998, 15: 321-336.
- [22] Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes [J]. Mon Wea Rev, 2006, 134: 2318-2341.
- [23] Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave [J]. J Geophys Res, 1997, 102 (D14): 16663-16682.
- [24] Pan H L, and Mahr Lt. Interaction between soil hydrology and boundary-layer development [J]. Bound Layer Meteor, 1987, 38: 185-202.
- [25] Chen F, and Coauthors. Modeling of land-surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations [J]. J Geophys Res, 1996, 101, 7251-7268.
- [26] Chen F, and Dudhia J. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity [J]. Mon Wea Rev, 2001, 129: 569-585.
- [27] Ek M B, Mitchell K E, Lin Y, et al. Implementation of Noah land-surface model advances in the NCEP operational mesoscale Eta mode [J]. J Geophys Res, 2003, 108 (D22): 8851.
- [28] Benjamin S G, Grell G A, Brown J M, et al. Mesoscale weather prediction with the RUC hybrid isentropic / terrain-following coordinate model [J]. Mon Wea Rev, 2004, 132: 473-494.
- [29] Smirnova T G, Brown J M, and Benjamin S G. Performance of different soil model configurations in simulating ground surface temperature and surface fluxes [J]. Mon Wea Rev, 1997, 125: 1870-1884.
- [30] Pleim, J E and A Xiu. Development and testing of a surface flux and planetary boundary layer model for application in mesoscale models [J]. J Appl Meteor, 1995, 34, 16-32.
- [31] 陶诗言,赵煜佳,陈晓敏.东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系 [J]. 气象学报,1958,29(2):119-134.
- [32] Eltahir E A B. A soil moisture-rainfall feedback mechanism, 1. Theory and Observations [J]. Water Resour Res, 1998, 34 (4): 765-776.