

回流暴雪过程的诊断分析和数值试验

张迎新^{1,2} 侯瑞钦¹ 张守保¹

(1. 河北省气象台, 石家庄 050021; 2. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室)

提 要: 华北回流天气是预报中的难题, 尤其是对其产生降水的开始和结束时间和华北回流的性质研究不多。作者使用 NCEP 再分析资料、实时观测资料和中尺度模式 MM5, 对一次回流暴雪过程进行了诊断分析和数值试验。通过分析和试验得出了一些有意义的结果: 回流降水的开始和结束与高低层的风向有关, 中高层的西南气流与低层偏东气流叠加时降水开始, 两者之一消失降水结束; 低层经渤海回流到华北地区的气团是干冷的; 回流降水的水汽伴随中层的西南气流来自南方地区。这在实际业务预报中具有很好的指示意义。

关键词: 回流 暴雪 数值试验

Numerical Experiments and Diagnosis on a Heavy Snow of Return-flow Events

Zhang Yingxin^{1,2} Hou Ruiqin¹ Zhang Shoubao¹

(1. Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021;

2. State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences)

Abstract: It is difficult to forecast the return-flow weather which occurred over North China. In order to reveal the mechanism of return-flow weather, such as the character of return-flow, a heavy snow of return-flow weather which occurred over North China was diagnosed and investigated by using NCEP data and the Pennsylvania State University-NCAR Fifth-Generation Mesoscale Model (MM5), version 3. The results show that the start and end time of precipitation was closely related to the wind direction, including the upper warm and humid air and lower cold air. The lower layer air from Northeast Plain through Bohai Sea was drier and colder than the upper air from southwest. The moisture of return-flow weather mainly came from southwest with southwestern flow.

Key Words: return-flow events heavy snow numerical experiments

资助项目: 中国气象局气象灾害天气国家重点实验室开放课题 CMATG2005Y06 资助

收稿日期: 2007 年 2 月 7 日; 修定稿日期: 2007 年 7 月 5 日

引言

华北回流是指冷空气从东北平原南下,经过渤海以偏东路径侵入华北平原^[1]。回流天气实际上也是一种冷锋,但它常常伴有大量降水(冬季的暴雪、春秋季节较大的降水或连阴雨),还往往造成渤海和东部平原的偏东大风,有时还伴有风暴潮,造成严重的灾害。但在实际业务预报中,降水的起止和降水的强度如何?自东北南下的冷空气经渤海后是干还是湿?这些问题一直困惑着预报人员。河北省气象台曾针对偏东风与降水开始的关系进行统计,得出的结论不一:有人得出偏东风开始6小时以上降水开始,有人则认为偏东风要吹12小时以上降水开始。

国外针对墨西哥湾地区的回流天气进行了加密观测,并根据观测资料分析得出了一系列的成果^[2-7]。认为气团自海上又回流到陆上空气的湿度是加大的,此回流层的厚度约有2km。当回流空气回到陆上,在下次冷锋到来时形成“三明治”式的锋面结构。国内对回流天气也有许多研究,赵思雄等^[8]分析研究了引发北京交通堵塞的“12.7”降雪过程,认为这是一次回流天气。但由于该影响系统的信息较弱,给预报增加了难度。边志强等^[9]运用中尺度模式进行实例模拟分析华北锢囚锋的结构特征。张迎新等^[10]研究了一次华北回流天气的结构特征。本文利用NCEP再分析资料,对2002年12月一次回流暴雪过程进行诊断分析和数值试验,目的是揭示经渤海回流到华北平原空气的干湿情况及偏东风与降水开始的关系。

1 暴雪过程的天气描述

2002年12月22—23日出现在河北中南部地区的暴雪天气是一次较为典型的华北回

流天气。12月22日08时(北京时)500hPa高空图上(图略),蒙古国西部有一低涡,其前部的低槽位于巴音毛道—银川—榆中一线;20时移到内蒙古中部至陕西境内。这时华北地区处于槽前的西南气流中,降水开始加大。23日12时低槽移出河北省,降水结束。700hPa图上,低槽比较明显,且位置比500hPa偏前。850hPa为高压底部的偏东气流。对应地面图上,河北省处于东北平原南下的高压底部。

降水自22日11时开始,大降水主要集中在22日夜间到23日白天,23日14时基本结束,22日20时至23日20时的降水量如图1。以降水量最大的22日夜间为例,降水主要出现在河北省中南部(40°N以南)的保定、石家庄、邢台、邯郸和衡水地区。12小时降水量达6~13mm,按降水等级划分为暴雪。

2 诊断分析

利用NCEP再分析资料(1°×1°,一天四次),针对经渤海回流到华北平原空气的干湿情况及偏东风与降水开始的关系进行了诊断分析。

2.1 风场的时空分布

图1是石家庄附近(38°N、115°E)风和水汽通量散度的时空剖面图。22日06时以前,中高层风向比较凌乱,风速较小。06时后转成一致的西南气流。且随着中层西南气流的偏南分量及风速加大,其降水加强(降水量最大出现在22日18时左右)。伴随850hPa以上气流由西南转成西北气流,降水结束。因此从风场的时空剖面图还得出:低层偏东风与中高层西南暖湿气流共同存在时降水开始,而结束时低层偏东风与中高层西南暖湿气流两者之一消失。

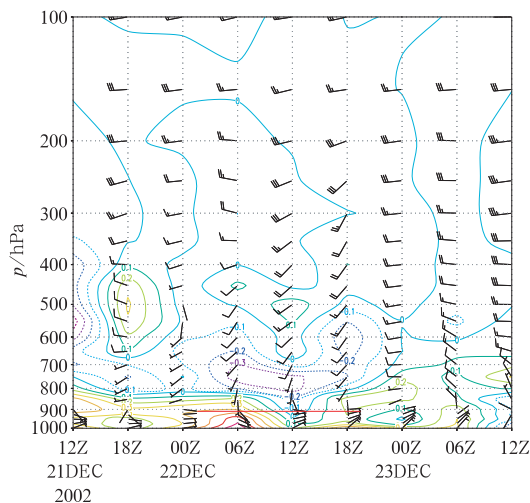


图1 2002年12月21日至23日石家庄附近的水汽通量散度时空剖面图

2.2 θ_{se} 的分布

东北平原南下的冷空气在回流天气中是重要的影响因子。图2a是降水强度最大时925hPa等压面上 θ_{se} 和风场的分布。由图可见,来自东北平原的东到东北气流控制了河北省40°N以南地区,伴随 θ_{se} 的低值区一直伸展到115°E附近;在太行山地区为一近南北向 θ_{se} 密集区,太行山以西为一大值区。说明低层来自东北平原的冷空气是干冷的,且受阻于太行山东部。

同样850hPa等压面上也存在这种结构(图略)。图2b是沿图2a中AB线所做的 θ_{se} 垂直剖面,定义 $\theta_{se} \leq 280K$ 的区域代表干冷空气,从图中可见:干冷空气自东北到西南近似呈楔状,其上层为 θ_{se} 的高值区,是暖湿空气,说明中高层的暖湿气流在东北冷空气之上爬升。从石家庄附近(38°N、115°E)的 θ_{se} 时空演变情况可看出(图略);22日06时以后,低层变为干冷,且厚度逐渐加大到23日06时280K的等 θ_{se} 线接近800hPa的高度。因此可以得出这样的结论:从东北平原南下的干冷空气侵入华北平原,此厚度在800hPa以

下,这在降水起冷垫作用。

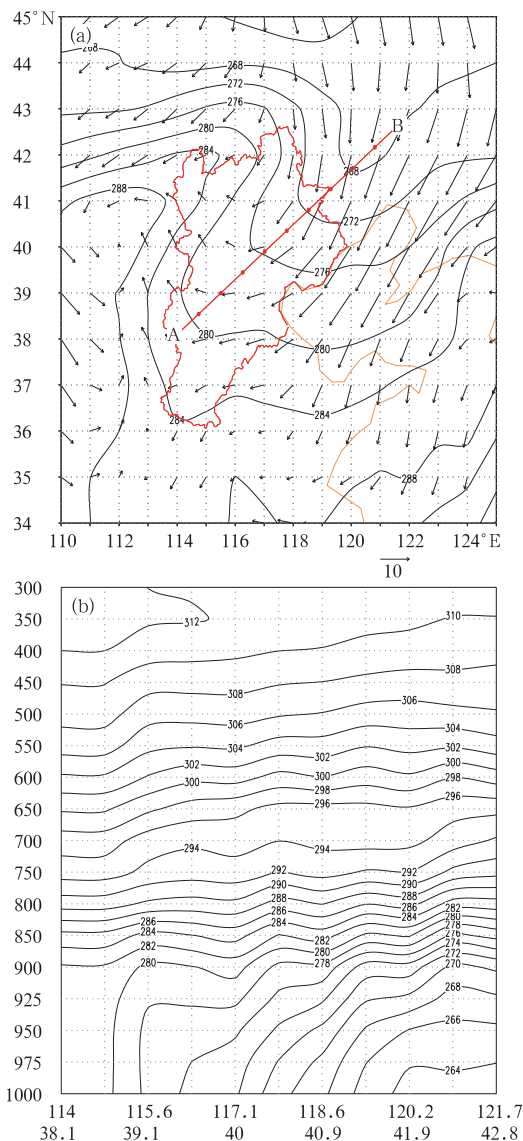


图2 2002年12月22日18时925hPa等压面上 θ_{se} 和风场(a)的分布及 θ_{se} 沿AB的垂直剖面(b)

2.3 水汽场的分布

既然从东北南下的冷空气是比较干冷的,那么产生降水的水汽来自何方? 因此分析了2002年12月22—23日回流过程中水汽通量的分布及其演变特征。

从700hPa流场和水汽通量场(图3)可看

出,22日06时(图3a)开始从湖南、湖北省有一水汽输送带(水汽通量在 $3\sim 5\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}$),这条输送带正好与700hPa急流对应,大于 $2.0\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}$ 范围已达河北西南部地区,此时降水开始。随后水汽通量大值区向东移并迅速北伸,22日12时(图3b)输送带顶部伸到河北中部,此时河北中南部地区降水加大;23日00时(图3c),输送带东移南撤,同时中心高值区也东南移,水汽输送明显减弱,降水区也东南移,河北降水趋于停止。

石家庄附近($38^{\circ}\text{N}, 115^{\circ}\text{E}$)水汽通量的垂直分布的时间演变(图3d)可清楚看出,水汽通量的大值区在800~400hPa之间,且出现在降水强度最大的22日夜間,最大值在22日12时附近。975hPa以下在降水时段内也出现水汽通量较大区(22日06时开始有零星降水),这可能是由于降水带来的低层湿度加大。这可以从石家庄附近的水汽通量散度与水平风场的垂直分布的时间演变情况得到验证(图1)。800hPa以下基本为水汽通量散度正

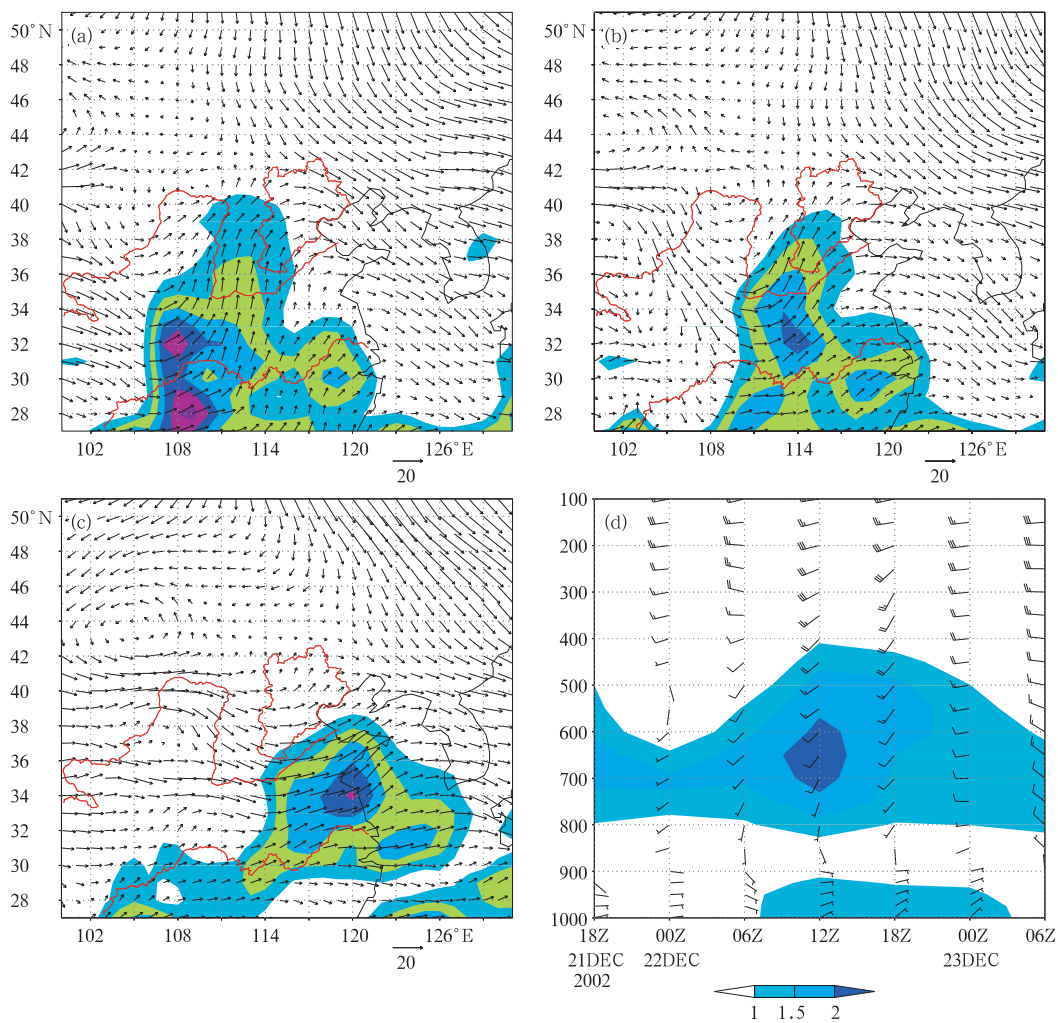


图3 700hPa 流场及水汽通量场分布区和石家庄附近的水汽通量的垂直分布的时间演变

a. 22 日 06 时 b. 22 日 12 时 c. 23 日 00 时 d. 22 日 00 时—23 日 12 时

值区,水汽辐散,且对应偏东风。而在降水时段(粗实线)800hPa~600hPa基本上为水汽通量散度负值区,水汽辐合,对应西南气流。且在降水强度较大的22日夜间,水汽通量散度负值区的厚度扩展到500hPa高度。即水汽伴随中低层西南气流来自南方。

总之,水汽伴随中低层(800hPa~600hPa)的西南气流进入降水区,且水汽通量的大值区范围和出现时段与降水区和降水强度对应。

3 敏感性试验

使用中尺度模式MM5针对水汽来源做敏感性试验。模式起报时间是2002年12月22日00时(世界时,下同),使用NCEP再分析资料($1^\circ \times 1^\circ$)作为初边界条件,同时初值使用22日00时的观测资料(地面、高空报)进行订正。

首先对比了模式预报输出与降水实况(图4)。模式降水落区、降水大值中心位置与实况基本一致,但降水强度偏小,实况降水中心出现13mm(石家庄市赞皇县),而模式降水中心只有9.4mm。以石家庄为例,降水的开始与结束及降水强度对比(图5)。虽然模式输出为1小时一次,而实况仅为6小时1次,因此,只能对比6小时1次的降水量。模式预报降水从22日10时开始至23日11时结束。而实际降水在22日03时就已开始,结束时间在23日06—09时之间结束(由于在23日地面图上,06时现在天气是雪,09时已经结束,但过去天气是雪)。预报开始比实况偏晚7小时左右,结束时间比实况偏晚3~4小时,即模式降水的开始与结束滞后于实况。从图5还可看出,降水强度较实况偏小,但其强弱趋势预报与实况非常一致。

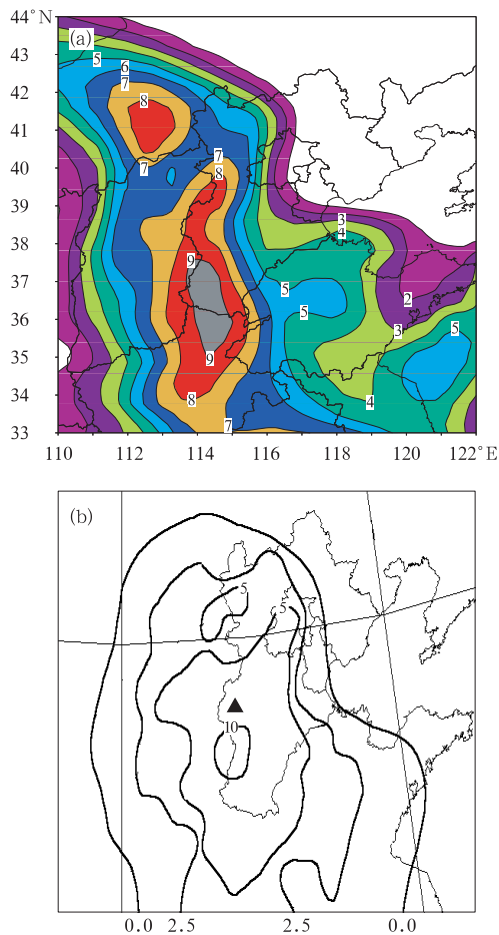


图4 2002年12月22日20时至23日20时降水量(单位:mm)

a. MM5模式输出 b. 实况(摘自文献2) ▲代表石家庄

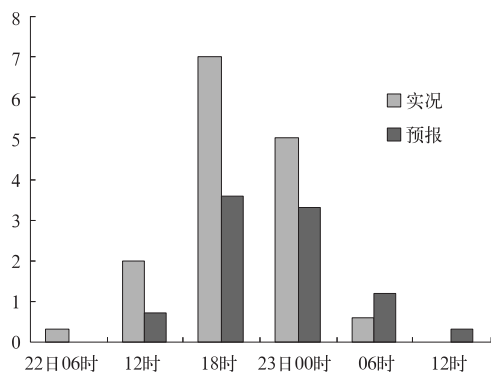


图5 2002年12月22日00时至23日12时石家庄市MM5模式预报与实况逐6小时降水量对比

对比高度场、地面气压场,模式输出结果与实况基本一致。因此使用 MM5 模式做数值试验是可行的。

3.1 低层偏东气流及其水汽的作用

为了试验在回流天气中低层东北南下冷空气的作用,设计了 3 个敏感性试验。

试验 1 是控制试验,试验 2 是对初始场低层(850hPa 及以下)偏东风区域内的风场进行 9 点平滑^[11-12],其他区域的风场不变。目的是对低层偏东风大小的作用进行敏感性试验。试验 3 减小低层(850hPa 及以下)偏东风区域内的相对湿度,其他区域不变。试验低层东北南下冷空气的干湿状况。

试验结果表明(图 6),减弱低层偏东风(试验 2,图 6b)后,模式降水量随之减小;而减小低层冷空气区域的相对湿度(试验 3,图 6c),模式降水量变化不大。这说明低层东北南下的冷空气虽经渤海,仍然是比较干的。

3.2 中高层西南气流及其水汽的作用

为了试验在回流天气中中高层的暖湿气流的作用,同样也设计了 3 个敏感性试验:试验 1 是控制试验,试验 4 通过对 700hPa 及以上西南气流范围内的风场进行 9 点平滑,其他区域的风场不变。从而减弱 700hPa 及以上的西南气流。试验 5 减小 700hPa 及以上西南气流范围内的相对湿度。试验 700hPa 及以上的空气的性质。

表 1 低层偏东风敏感性数值试验方案

	低层相对湿度	低层偏东风
试验 1	控制试验	控制试验
试验 2	同试验 1	减弱偏东风(9 点平滑)
试验 3	减小相对湿度(1/10)	同试验 1

试验结果表明(图 7),减弱 700hPa 及以上的西南气流(试验 4,图 7b)后,模式降水量

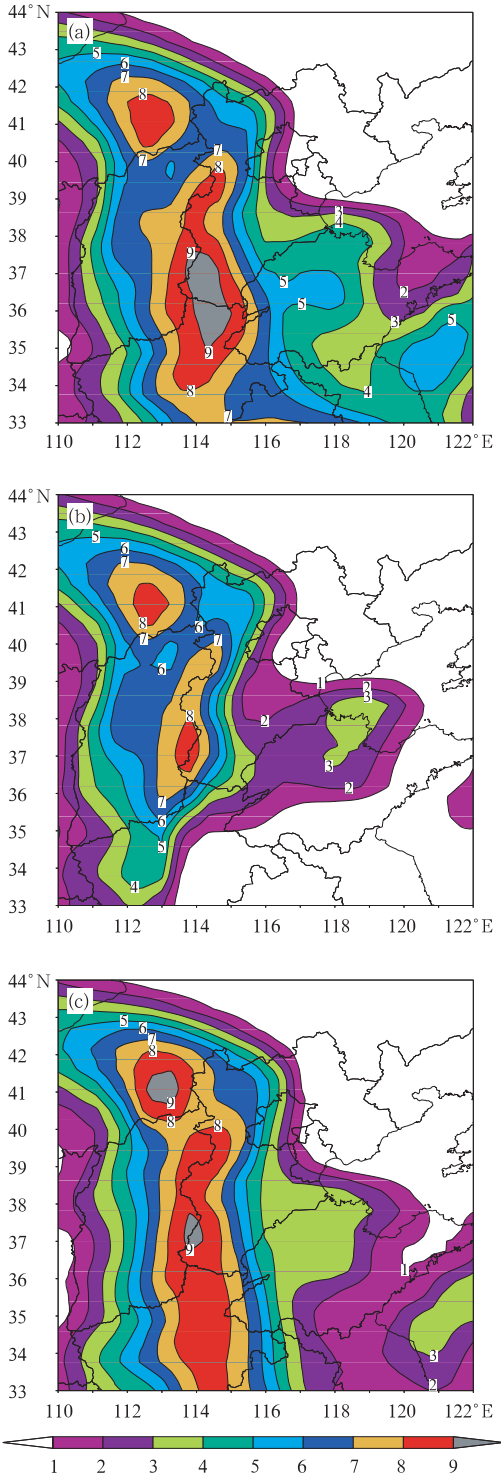
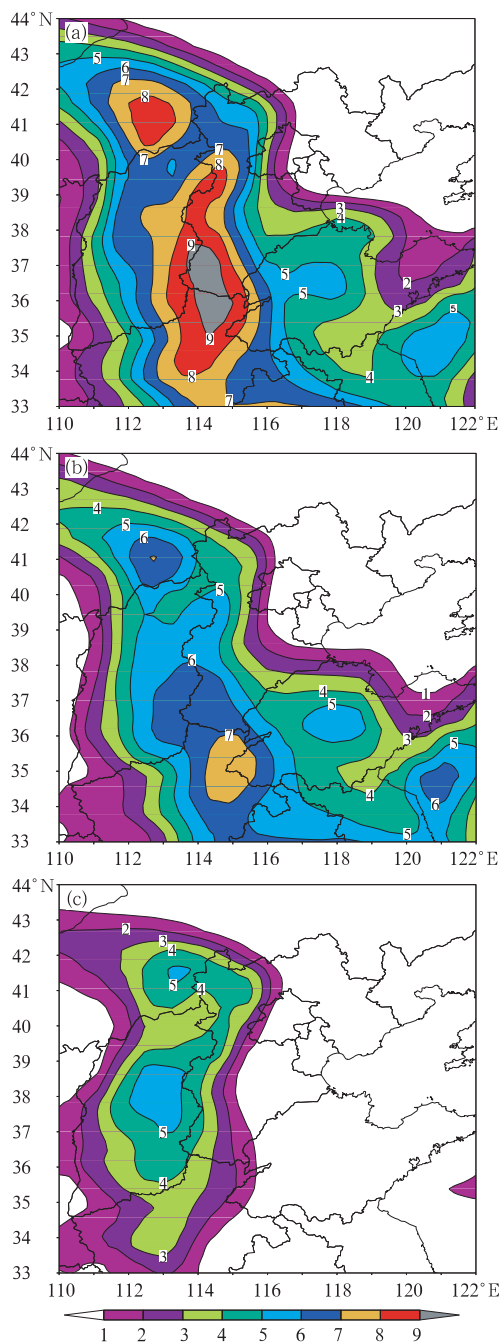


图 6 低层偏东风的敏感性试验
a. 试验 1 b. 试验 2 c. 试验 3

表2 西南暖湿气流敏感性数值试验方案

	700hPa 及以上相对湿度	700hPa 及以上西南风
试验 1	控制试验	控制试验
试验 4	同试验 1	减弱西南气流(9 点平滑)
试验 5	减小相对湿度(1/10)	同试验 1

图7 西南暖湿气流的敏感性试验
a. 试验 1 b. 试验 4 c. 试验 5

随之减小,且模式降水量明显比试验 2(减弱低层偏东风)小,说明 700hPa 及以上的西南气流在降水中的作用比低层偏东风的作用大;而减小 700hPa 及以上的相对湿度(试验 5,图 7c),模式降水量减小明显。这进一步说明回流天气中的水汽主要伴随 700hPa 及以上的西南气流,来自南方。

4 结论与讨论

本文使用 NCEP 再分析资料、实时观测资料和中尺度模式 MM5 对一次回流暴雪过程进行了诊断分析和数值试验,试图揭示华北回流的性质和其产生天气的起止时间。通过分析得出以下结论。

(1) 降水开始与结束与上下层的风向有关,低层偏东风与中高层西南气流叠加时降水开始,两者其一消失降水结束。

(2) 与其他地方的回流空气是较湿的气团不同,自渤海回流到华北平原的冷空气是比较干的,水汽主要伴随中层的西南气流来自南方。从 θ_{se} 场的垂直分布看,干冷空气自东北到西南近似呈楔状,低层(800hPa 以下)是干冷气团,这在降水中起冷垫作用。从水汽通量散度的垂直分布和水汽通量场分析得出,对应偏东风的 800hPa 以下层次基本为水汽通量散度正值区,水汽辐散。而在降水时段 800hPa~600hPa 基本上为水汽通量散度负值区,水汽辐合,对应西南气流。因此水汽伴随中低层(800hPa~600hPa)的西南气流进入降水区,且水汽通量的大值区范围和出现时段与降水区和降水强度对应。数值试验结果验证了这些结论。

(3) 此次回流过程的降水量比较大,以上结论是否适用于降水量较小的回流过程还有待于进一步研究。

参考文献

- [1] 河北省气象局编著.“河北省天气预报手册”[M]. 北京:气象出版社,1987:22-25.
- [2] Charlie A. Crisp, John M. Lewis. Return flow in the Gulf of Mexico. Part I: A Classificatory Approach with a Global Historical Perspective[J]. Journal of Applied Meteorology 1992, 31:868-881.
- [3] John M. Lewis, Charlie A. Crisp. Return flow in the Gulf of Mexico. Part II: Variability in Return-Flow Thermodynamics Inferred from Trajectories over the Gulf[J]. Journal of Applied Meteorology, 1992, 31:882-898.
- [4] Richard C. Igau, John W. Nielsen-Gammon. Low-Level Jet Development during a Numerically Simulated Return Flow Event[J]. Monthly Weather Review, 126(11): 2972-2990.
- [5] A. Birol Kara, James B. Elsner, Paul H. Ruscher. Numerical Models of Boundary Layer Processes over and around the Gulf of Mexico during a Return-Flow Event[J]. Weather and Forecasting, 13(4): 921-933.
- [6] J. M. Lewis, C. M. Hayden, R. T. Merrill, et al. A study of Return Flow in the Gulf of Mexico[J]. Bulletin American Meteorological Society, 1989, 70(1): 24-29.
- [7] Robert T. Merrill. Synoptic Analysis of the GUFMEX Return-flow Event of 10-12 March 1988[J]. Journal of Applied Meteorology, 1992, 31: 849-867.
- [8] 赵思雄, 孙建华, 陈红, 等. 北京“12.7”降雪过程的分析研究[J]. 气候与环境研究, 2002, 7(1): 7-21.
- [9] 边志强, 王建捷, 谈哲敏. 对华北锢囚锋个例的数值模拟分析[J]. 气象, 25(10): 8-14.
- [10] 张迎新, 张守保. 华北回流天气的结构特征[J]. 南京气象学院学报, 2006, 29(1): 107-113.
- [11] 徐国强, 胡欣. 弱冷空气对“96.8”暴雨的影响及数值模拟[J]. 气象, 1999, 25(7): 17-20.
- [12] 胡欣, 徐国强, 苏华. 急流对海河南系一次特大暴雨影响的数值试验[J]. 气象, 1999, 25(7): 8-11.
- [13] 刘建军, 陈麟生. “97.12”高原暴雪过程中尺度热量和水汽收支诊断[J]. 气象, 2002, 28(6): 14-20.