

李津, 赵思雄, 孙建华. 2017. 一次华北破纪录暴雪成因的分析研究 [J]. 气候与环境研究, 22 (6): 683–698. Li Jin, Zhao Sixiong, Sun Jianhua. 2017. Analysis of a record heavy snowfall event in North China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 22 (6): 683–698, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.16121.

一次华北破纪录暴雪成因的分析研究

李津^{1,2,3} 赵思雄¹ 孙建华¹

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 北京市气象局, 北京 100089

摘要 采用常规资料和多种非常规资料(卫星图像、多普勒雷达资料及地面自动站资料等)对2009年11月华北地区的大暴雪过程进行了诊断分析,并计算了锋生函数、能量收支、水汽输送等物理量,以探讨暴雪形成的原因。取得以下结果:(1)暴雪过程中出现了回流天气(且伴有“扰动”),这有利于水汽输送和水平辐合的加强,同时,冷高压的南侧低层有“倒槽”存在,对暴雪的形成有重要的作用。(2)雷达观测资料表明,石家庄西南始终有一条辐合线稳定维持,沿此辐合线不断有中尺度云团反复发展,而引起罕见暴雪。(3)由太原及邢台的探空曲线可知,有明显的锋面及逆温区存在,利于不稳定能量的积累。因不存在“暖鼻”,故只是降雪无冻雨发生。(4)在上述资料分析和多项动力学诊断的基础上,提出了一类华北暴雪的物理模型。

关键词 破纪录暴雪 回流天气 中尺度系统 多普勒雷达 华北地区

文章编号 1006-9585 (2017) 06-0683-16

中图分类号 P448

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.16121

Analysis of a Record Heavy Snowfall Event in North China

LI Jin^{1,2,3}, ZHAO Sixiong¹, and SUN Jianhua¹

1 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Beijing Meteorology Bureau, Beijing 100089

Abstract In this paper, the authors discussed a record heavy snowfall event that occurred in North China in November of 2009. The conventional and unconventional data including satellite images and Doppler radar and automatic weather station (AWS) observations were utilized. The related physical quantities including the frontogenesis function, the kinetic energy budget and moisture flux were computed and the formation mechanism for the heavy snowfall was investigated. Major conclusions are as follows: (1) The returning flow accompanied with disturbances intensified the moisture transport and horizontal convergence in North China. The “inverted trough” to the south of the cold high pressure in the lower troposphere also played an important role in the formation of the heavy snowfall. (2) Radar data revealed clearly that a convergence zone maintained stably to the southwest of Shijiazhuang City, where convective cloud clusters developed continuously and directly led to the formation of heavy snowfall. (3) In the T - $\ln p$ diagrams of sounding data at Taiyuan and Xingtai, the frontal zone with the inversion layer could be seen clearly, which was favorable for the accumulation of unstable energy. However, the “warm nose” did not exist, which explains why only the snowfall occurred

收稿日期 2016-06-20; 网络预出版日期 2016-12-08

作者简介 李津, 女, 1974年出生, 博士、高级工程师, 主要从事灾害天气研究。E-mail: lijn1010@gmail.com

通讯作者 赵思雄, 研究员, E-mail: zhaosx@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41375053

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 41375053)

and there existed no freezing rain. (4) Based on the above discussions, a conceptual model for North China heavy snowfall was proposed.

Keywords Record heavy snowfall, Return flow, Mesoscale system, Doppler radar, North China

1 引言

自 20 世纪 70 年代以来, 华北呈现少雨雪的态势, 但近年来, 夏季暴雨和冬季暴雪又多有发生。在当今全球气候变化的背景下, 冷季灾害天气未见减少, 寒潮冷涌、冻雨及雪灾仍不断发生。2009 年 11 月 1 日, 北京出现自 1987 年以来最早的初雪。11 月 10~12 日, 一次强冷空气活动导致全国大部分地区出现雨雪降温天气, 部分地区遭遇罕见暴雪。河北、山西、河南等地的暴雪过程整体已达 60 年一遇标准, 其中, 石家庄城区过程降水量达到 93.5 mm, 累计积雪深度达到 55 cm。山西大部地区的降水量超过 25 mm, 全省积雪深度在 3~40 cm, 造成很大损失。

我国学者对近十年来的冷季灾害天气已做过一些研究。赵思雄和曾庆存 (2005)、Kong and Zhao (2010) 研究的是一次强寒潮的爆发, 甚至引发南半球及低纬度的暴雨, 但在中国大陆上主要表现为大风和降温。陶诗言和卫捷 (2008)、赵思雄和孙建华 (2008)、孙建华和赵思雄 (2008) 等讨论的是贝加尔湖的横槽引发的中等强度的冷空气与暖空气在南方形成的冬季“静止锋”所致的雨雪冰冻灾害。同为冷季的灾害天气, 暴雪的影响系统有何不同?

近年来, 山东半岛的冷流暴雪频发, 对交通运输和社会生活造成了很大的影响。黄翠银等 (2008) 对 2005 年 12 月强降雪的发生、发展机制进行了分析, 指出中尺度海岸锋形成并维持较长时间, 与海岸锋环流相伴随的上升运动对于降雪的局地增强有重要影响。但这与华北内陆的降雪仍有较大的不同。

暴雪作为一种重要的灾害天气系统, 在欧美已有过一些研究, 发现他们多与温带气旋和暖输送带有关 (Huo et al., 1995; Ulbrich et al., 2001; Pearce et al., 2001)。在日本, 降雪多与东亚大陆出海后发生发展 (尤其是经过海面, 而后登陆) 的低压系统有关 (Ninomiya, 1991)。

对于此次华北破纪录暴雪过程的发生, 并未出现其他的冷季灾害, 可能是因为它与赵思雄和曾庆

存 (2005)、陶诗言和卫捷 (2008)、赵思雄和孙建华 (2008) 等文中的天气过程的环流状况及影响系统有很大差异, 而与欧美日的情况亦有很大不同。如此强的暴雪为何得以发生以及如何发生? 一些科学问题值得进一步探讨, 这涉及: (1) 华北多雪年的环流特征, 以及与赵思雄和曾庆存 (2005) 和陶诗言和卫捷 (2008) 文中天气的环流差异? (2) 华北回流暴雪的影响系统, 与倒槽的关系, 强降雪过程是否存在中尺度系统。(与赵思雄等 (2002) 文中回流差异何在?) (3) 这次降雪过程中, 锋区是否有贡献? 为何它既不像强寒潮冷涌, 又不像南方的雨雪冰冻天气? (与赵思雄和孙建华 (2008)、孙建华和赵思雄 (2008) 文中的探空曲线有何不同?)

2 资料和方法

为分析此次暴雪的影响系统及可能的成因, 本文收集到了多种观测资料, 包括常规的地面和高空探测资料, 地面加密的自动站资料, 气象卫星风云 2C 的红外云图及水汽图像, 新一代多普勒雷达的组合反射率、径向速度以及风廓线产品等。通过对环流场的分析, 探讨了暴雪期间的环流特征。使用地面气压分布以确定冷高压南侧的偏东回流及其上扰动的的作用, 并用雷达的风廓线产品来确定偏东风的时空演变。用 6 小时降水量及雷达组合反射率以确认降雪区的中尺度对流系统分布, 又用多普勒雷达的径向速度产品, 揭示暴雪区的辐合带及切变线, 以及可能的触发系统等。计算了动能收支, 以了解能量转换的主要来源。计算了锋生函数以了解冷空气对锋生过程的贡献。计算了水汽通量散度以了解水汽的输送和源地, 还分析了在暴雪区内的实测探空资料以了解大气细致的热力结构等。在上述分析和研究的基础上, 提出了一类华北暴雪的物理模型。

3 大尺度环流背景和回流天气系统

尽管自 20 世纪 70 年代以来, 华北地区的雨雪

呈减少的趋势，但是它仍存在有很明显的年际变化。为何出现年际变化，究其原因，可能与环流的年际变化有关。2009 年的 11 月 1 日，北京大约提前 1 个月出现了初雪 (Li et al., 2010)，同年 11 月 10~12 日在石家庄又出现了破纪录的暴雪，此后，降雪频繁发生。首先，对 2009 年暴雪期间每日的天气形势图作了分析。从该年 11 月 10 日 00 时 (协调世界时，下同) 的 200 hPa 和 500 hPa (图 1) 上均可看到，欧亚大陆为一槽一脊型，欧洲东部为脊控制，西伯利亚中西部处于宽广的槽区中，我国北方位于高空槽底的偏西气流之下。一股强冷空气维持于我国西部，该冷空气较深厚，中高空 (200 hPa 和 500 hPa) 均有槽相对应。从该槽中，不断有小

股冷空气分裂，其中一个短波槽已东移至我国中部。由于冷空气路径偏东，因而并未像强寒潮那样向南和向低纬爆发 (赵思雄和曾庆存, 2005)，而是引发华北的降雪天气。受其影响，河北的中空为西南气流。地面上 (图 2)，蒙古国为高压控制，我国北方大部和东部地区受此高压，特别是高压南侧的回流所带来的水汽输送的影响很明显。需要指出，我国学者对回流天气早有一定的关注。所谓华北回流天气是指冷空气从东北地区南下，经过黄海、渤海，以偏东路径侵入华北平原，常引发降水天气。如果回流与河西地区东移的高空槽结合，会更有利于华北平原的降水。本文还注意到，从西南地区至河套有一个倒槽北伸发展，影响我国中部，

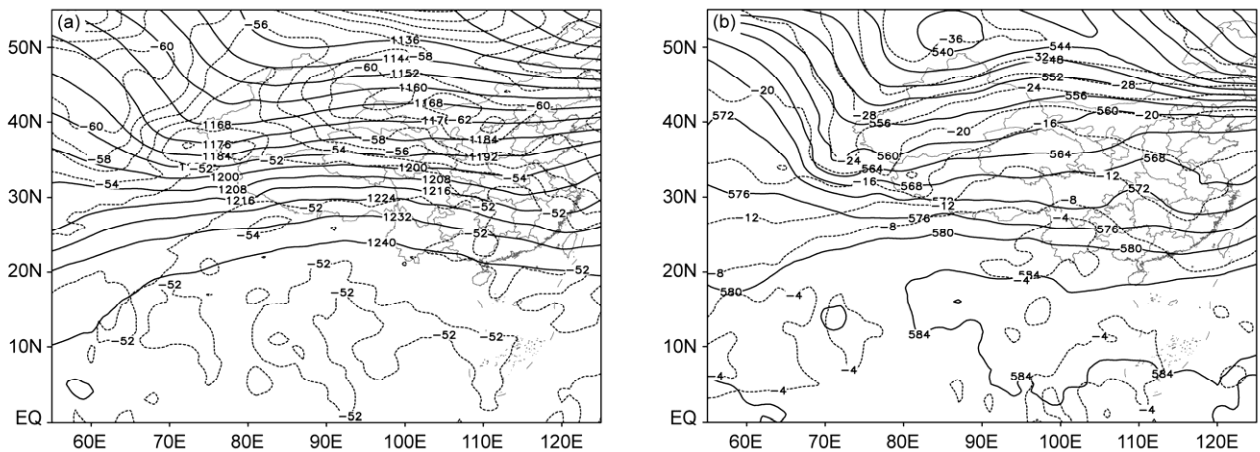


图 1 2009 年 11 月 10 日 00 时 (a) 200 hPa 和 (b) 500 hPa 位势高度场 (实线, 单位: dagpm) 和温度场 (点线, 单位: °C)
Fig. 1 Geopotential height (solid lines, units: dagpm) and temperature (dashed lines, units: °C) at (a) 200 hPa and (b) 500 hPa at 0000 UTC 10 November 2009

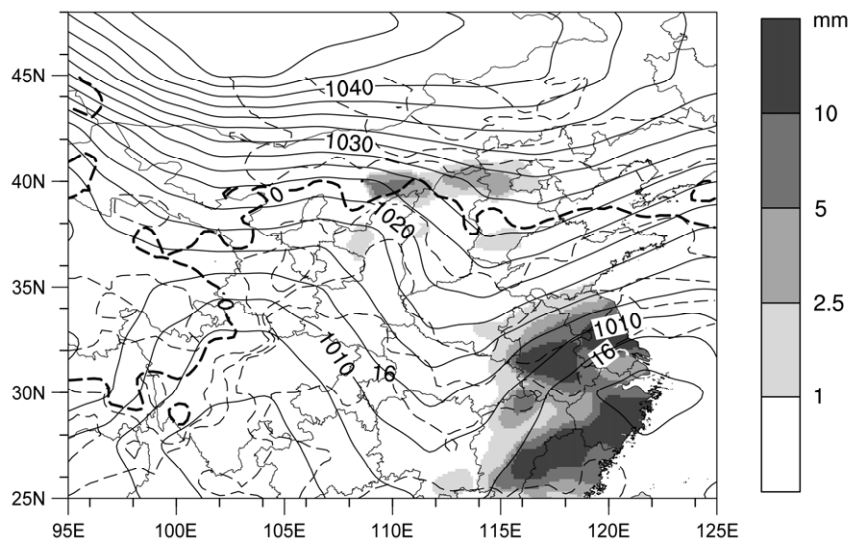


图 2 2009 年 11 月 9 日 18 时地面气压场 (实线, 单位: hPa)、温度场 (虚线, 单位: °C, 粗虚线为 0°C 线)、6 小时降水量 (阴影, 单位: mm)
Fig. 2 Surface pressure (solid lines, units: hPa), temperature (dashed lines, units: °C), and 6-hour accumulative precipitation (shaded, units: mm) at 1800 UTC 9 November 2009. The bold dashed lines represent the 0°C isotherm

山西与河北正好处于蒙古高压前沿及该倒槽前部。由于上述系统缓慢而不是快速向东南移,有利于暴雪的出现。

此次强降水的时空分布,很值得关注。它可分为两个过程:10日00~18时为第一个过程(图3),与高空槽相对应的大片降水区呈南北走向,其中包含一些强降水的区域;11~12日为第二个过程,降水范围较大,包括陕西、山西、河北、京津地区、河南、山东等地,但雪量小些。本文将集中分析第一个过程。需要关注的是,河套以东即山西中南部和河北石家庄的一片降水区,该降水区大体呈东西方向带状分布,且从10日06时至18时稳定少动,已达到暴雪。这正好与图4上石家庄的6小时降雪量的峰值区有很好的对应关系。还可以注意到,10日06时和18时石家庄6小时降水量都超过了20mm,这早已达到了暴雪的级别。

4 回流天气与中尺度系统演变的观测分析

普通的降雪一般是由稳定的天气系统所引

发,多与大尺度天气过程有关,降雪较和缓。此次华北的暴雪过程,降雪强度堪比夏季暴雨,这需要有较强的水汽集中能力,还要有较强的抬升能力。仅有大尺度系统的影响是不够的,可能还存在中尺度系统。

4.1 中尺度云带的生消与演变

为了进一步揭示中尺度系统的生消与变化,本文对两种卫星图像,风云2C的红外云图和水汽图像做了分析,前者可了解降水系统云系的发展与演变,后者可更好地弄清这些降雪系统的水汽情况及未来可能的演变趋势。

红外云图(图略)清楚的揭示出,9日22时,山西中南部有零散云团合并成一个云团(称为“山西云团”),发展壮大时与从西移来的河套云团连成一条宽云带,云顶温度低于 -50°C ,云带发展旺盛;23时开始云带前端东伸至河北南部,并继续东扩至河北东部,云带后界始终位于河套西,10日9时开始东移;10时与其他云团、特别是其南方的云团(称为“南方云团”)结合,云带的影响范围进一步扩大,向北扩展至内蒙古中部,南伸接近黄淮流域,西伸至河套西,向东达到河北东部。12时

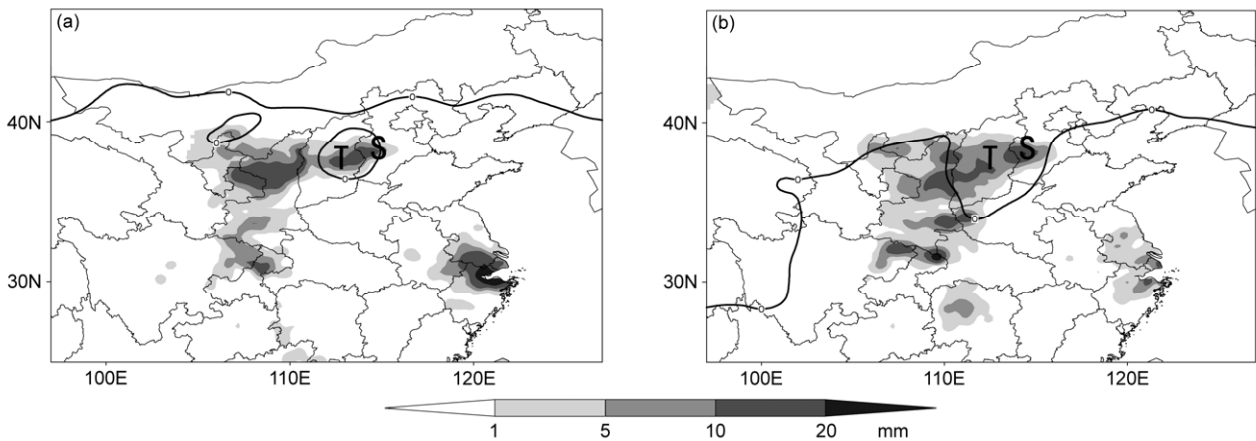


图3 2009年11月10日(a)06时、(b)12时的6小时降水量(阴影,单位:mm)。实线为 0°C 线,T和S分别表示太原和石家庄
Fig. 3 Six-hour accumulative precipitation (shaded, units: mm) on 10 November 2009: (a) 0600 UTC, (b) 1200 UTC. The solid lines represents 0°C isotherm, T and S represent Taiyuan and Shijiazhuang, respectively

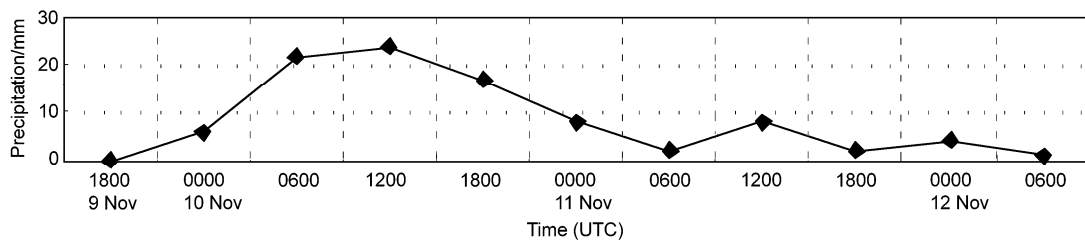


图4 2009年11月10~12日的河北省石家庄市的6小时累积降水量
Fig. 4 Six-hour accumulative precipitation (units: mm) during 10-12 November 2009 on Shijiazhuang City, Hebei Province

以后，云带后界东移速度明显加快，21 时，已到河北西部。上述变化与图 3 上降水量的分布和演变大体相近，说明这些云系的确对降雪有直接影响。

水汽图像（6~7 微米通道）（图略）能够显示强降雪的水汽演变，9 日 22 时，与红外云图的山西云团位置相对应的一个强水汽团位于山西中南部并向河北南部移动，此后一直停滞于山西、河北一带；10 日 10 时，黄淮流域有一明显的水汽大值区，它处于高空槽前，有大片的水汽羽，由南向北推进。这十分有利于强降雪的维持和发展。10 日 10 时以后，与南方云团对应的水汽区合并，致使影响华北的水汽达到最大范围；12 时，水汽团后界东移，离开河套地区，10 日 19 时，水汽区域西界到了晋冀边界，21 时开始，水汽大值区逐步移出。

4.2 中尺度辐合线与强雷达回波分析

在赵思雄和曾庆存（2005）、陶诗言和卫捷（2008）、赵思雄等（2002）、赵思雄和孙建华（2008）、孙建华和赵思雄（2008）的文章中，虽对多尺度系统做了分析，但由于观测资料所限，更多的是偏重于大尺度系统方面，而本文中的强降雪，中尺度系统的影响不容忽视，应该细致地分析。在这方面的研究中，多普勒雷达是一种很有用的工具。

随着近年来多普勒雷达在我国的广泛使用，将它用于暴雪天气的分析也逐渐增多，尽管相比降雨

天气而言，降雪的回波偏弱，但它仍然可以给出很多有用的信息（张晰莹等，2003；王东勇等，2006）。为了深入分析这次破纪录的暴雪，我们选用了位于降水中心石家庄以北 38 km 处新乐（38.20°N，114.41°E）的新一代多普勒雷达，对其组合反射率、径向速度场、风廓线图和回波顶高等常用雷达产品进行了综合分析。发现，强降水期间：测站上空 3~6 km，一致为西南风，2 km 以下基本为东北风，风速大于 10 m s^{-1} ，2~3 km 为过渡带，风向变化很大，甚至反向；另外，测站西南方 80 km 左右，始终有辐合线维持；降水回波的强度普遍在 20 dBZ 以上，中心达到 30~50 dBZ，这在冬季降雪中是非常罕见的。回波顶高度大部分时间为 3~6 km，个别高度达 7~8 km；9 日 21 时，测站西南 100 km 处和 23 时 18 分，测站西南 30 km 处，顶高曾达 8 km，表明这一时期对流活动较明显（图略）。

从组合反射率图（图略）上可见，10 日白天的大部分时间，回波带以测站为中心，呈东北—西南走向，长约 200 km，强度始终保持在 20 dBZ 以上，测站的西南方常有 30 dBZ 的较强回波块生成，并向东北移至石家庄和测站。可以看到：9 日 22 时，测站西部有回波块移来，其南部较强，中心达到 40 dBZ；23 时 30 分（图 5），回波块加强，最大回波强度达 55 dBZ，之后强回波块移向石家庄；10 日 01~12 时，测站的西南方向又有小块较强回波生

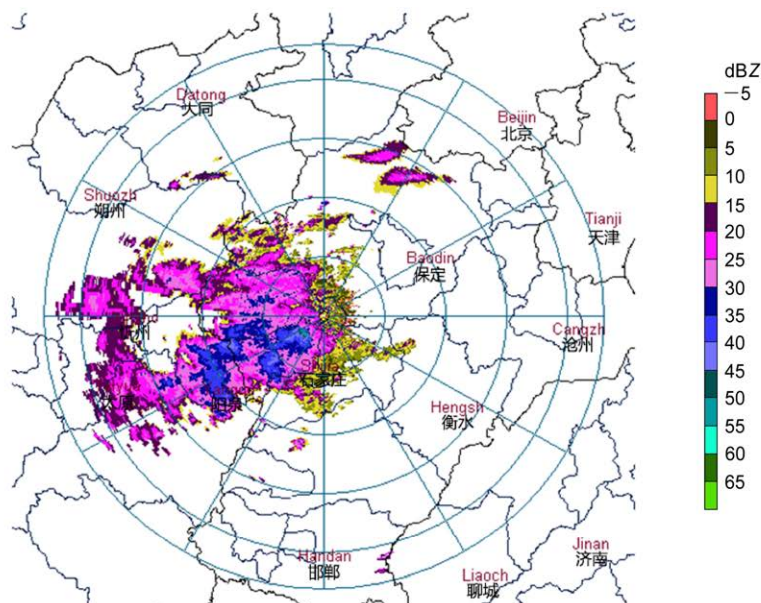


图 5 2009 年 11 月 9 日 23 时 30 分的多普勒雷达组合反射率图
Fig. 5 Composite reflectivity of Doppler radar at 2330 UTC 9 November 2009

成,向东北移经石家庄和测站,停留时间较长,从 07~10 时达 4 个小时左右;10 日 23 时以后,回波减弱东移,逐渐离开测站。这种回波的演变过程,可以对为何 10 日 00~18 时石家庄的降雪量达最强(图 4),提供较合理的解释。

图 6 给出了 1.5° 仰角径向速度分布的主要特征:在石家庄西南方,70~100 km 处,一条辐合线维持,时间长度接近 24 小时,由于该系统稳定,可以提供较强的辐合与上升运动,这很可能是暴雪得以持续的重要原因。可以看到 10 日 06 时开始,测站西部 60~70 km 处有辐合线,不但有风向辐合,而且有风速辐合。此后一直维持,并延伸到测站的西南和南部(图 6b),到 18 时之后开始减弱(图 6c)。由雷达揭示出的这条辐合线对此次暴雪的出现十分重要,它的存在与维持和山西中南部至河北石家庄一带的强降雪区(图 3 和图 4)有很好的对应关系。像这样活跃的中尺度系统在其他回流天气过程(赵思雄等,2002)中未曾见到。

4.3 小股冷空气两次入侵、地面的辐合线

对于 2001 年 12 月 7 日,回流天气引致的“小雪大灾”(赵思雄等,2002)未能收集更多的高时空分辨率资料,因而对其精细的演变过程缺乏更深入的了解。本文收集到逐小时地面自动气象站数据,得到了气压场和温度场分布(图 7),发现强降水过程中:冷空气从蒙古向南扩散形成楔状高压,而在高压以西,陕西为倒槽和中尺度低压所控制,比较稳定,处于倒槽前部和冷高压后部的华北地区是降水最大的区域。这与其他地区的一些个例有某些相似之处(Schumacher et al., 2008)。蒙古地区的冷空气有两次明显的向南扩散,第一次在 00~02 时,有冷空气从东北方向进入河北中南部,地面气压有很明显的变化,增加了 2.5 hPa;第二次在 10~14 时,有冷空气从北方进入河北南部,气压增加了近 5 hPa。还应该注意,在 12 时,一个很小的中心为 1032.5 hPa 的小高压已位于河北中南部,此小高压与母体的高压之间,可分析出一条切变线,该切变线大体与雷达上的辐合线相对应,在图 7g 上最明显。值得注意的是,这个切变线亦与陕西倒槽相连,位于倒槽的东北侧。这表明此次暴雪不只是一次单纯的回流天气,而且在回流的偏东气流上还有扰动,即倒槽出现,在倒槽的东北方向有切变线伸向暴雪区。多种因素均有利于暴雪发生。从温度场的变化来看,有两条等温线的特征线,即 0°C 线

和 -4°C 线。10 日凌晨到白天,河北南部的气温基本都在 0°C 以下(图 7a-d),08 时之后一个 -4°C 的冷中心已侵入晋冀两省交界处(图 7e),12 时该冷空气区进一步扩大(图 7f),而后一个细长的冷舌更是沿太行山,自北向南伸展,进一步侵入山西中南部和河北中部(图 7g、h)。

4.4 回流层厚度估计及冷暖平流的作用

应该强调指出,回流天气可能是大陆东岸某些地区的共同特点。近年来国外也已经注意到类似的回流天气的存在,Crisp and Lewis (1992)已引用中国流行的话语:“东北风雨祖宗”(The northeast wind is the forefather of rain)来探讨北美地区类似的现象,并研究其中的科学问题。对于北美墨西哥湾地区的回流天气(return flow),已开展了加密观测研究,发现,气团到达海上又回流到陆上,空气的湿度增大,回流层的厚度可达 2 km。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,并引发降雪。这表明,中国早期所揭示的回流天气,某种程度上有其普遍意义。然而,对于中国,其回流层的情况尚未有更多的特殊观测分析研究。且同为回流天气,本次过程降下暴雪,而另一些情况,则降下小雪(赵思雄等,2002),原因亦待弄清。

还需指出,随着城市化进程的加速,小雪有时也会成为高影响事件。2001 年 12 月 7 日北京的一场小雪,几乎导致全城交通瘫痪。赵思雄等(2002)已对该次降雪的成因进行了分析,认为这次降雪过程属于较为常见的回流天气型,从北京 325 米气象观测铁塔获取的特殊资料揭示出,边界层的影响明显,又出现了“地穿甲”的现象。

本文通过多普勒雷达的风廓线产品(图略)揭示垂直方向上风场结构的变化。10 日测站上空,低层是一致的东北风,这与回流有关,表明回流主要集中于对流层的低层,且其厚度随时间而变化。高层为一致的西南风,风速多超过 10 m s^{-1} 。根据风向随高度顺转为暖平流,逆转为冷平流,可以注意到:00 时前后,在 2 km 以下,风向随高度逆转,有明显的冷平流,低层有偏东方向的冷空气渗入,其上为暖平流。03 时,2.5 km 以上为偏南风,以下为东北风,之后一直维持,只是边界从 2.5 km 抬高到 3 km,说明冷空气在逐步加强,暖的偏南气流沿低空冷的偏北气流爬至中空。04 时之前低层仍为冷平流,04 时以后是暖平流。

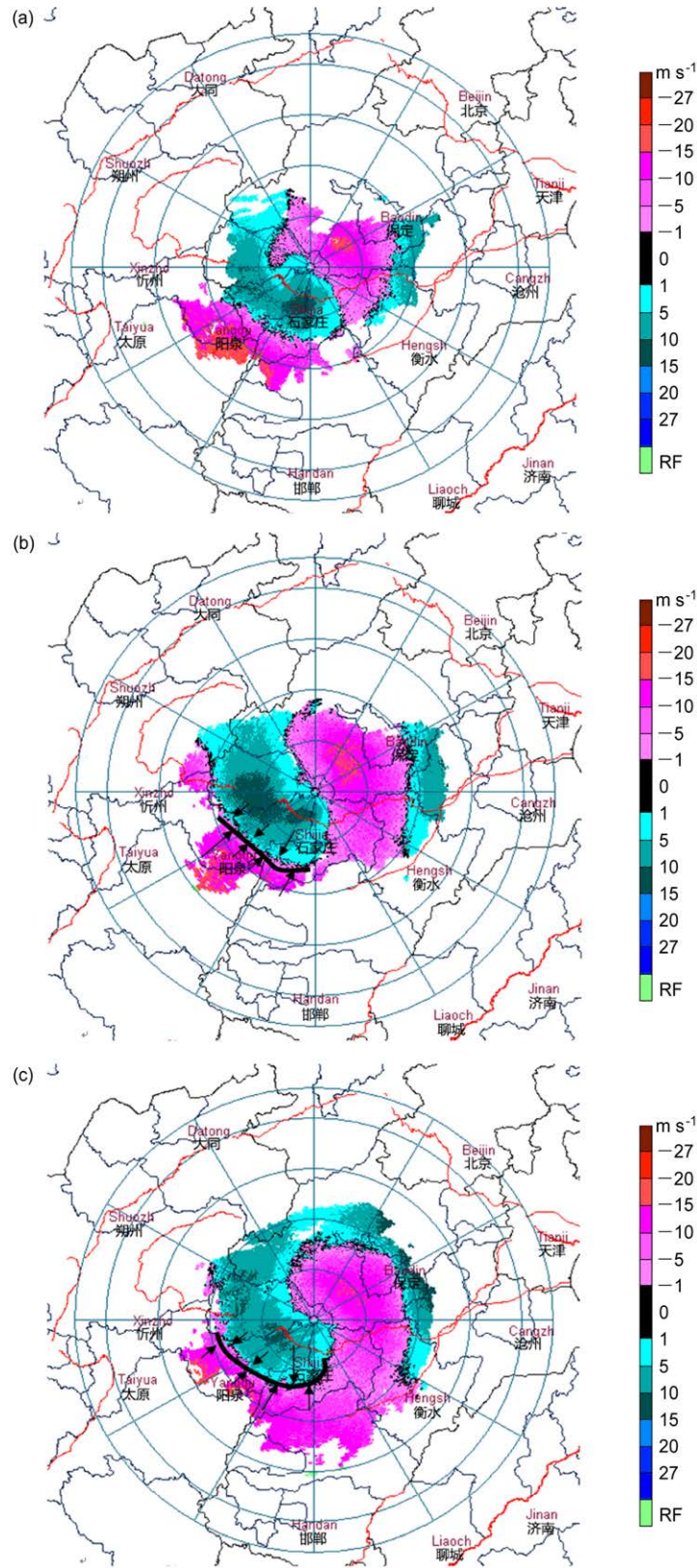


图6 2009年11月10日(a)06时、(b)11时、(c)18时新乐雷达(38.20°N, 114.41°E)的径向速度。图b、c中的黑粗线表示辐合线的位置
Fig. 6 The radial velocity from Xinle Radar (38.20°N, 114.41°E) at (a) 0600 UTC, (b) 1100 UTC, (c) 1800 UTC on 10 November 2009. In Figs. b and c, the bold black lines represent the convergence lines

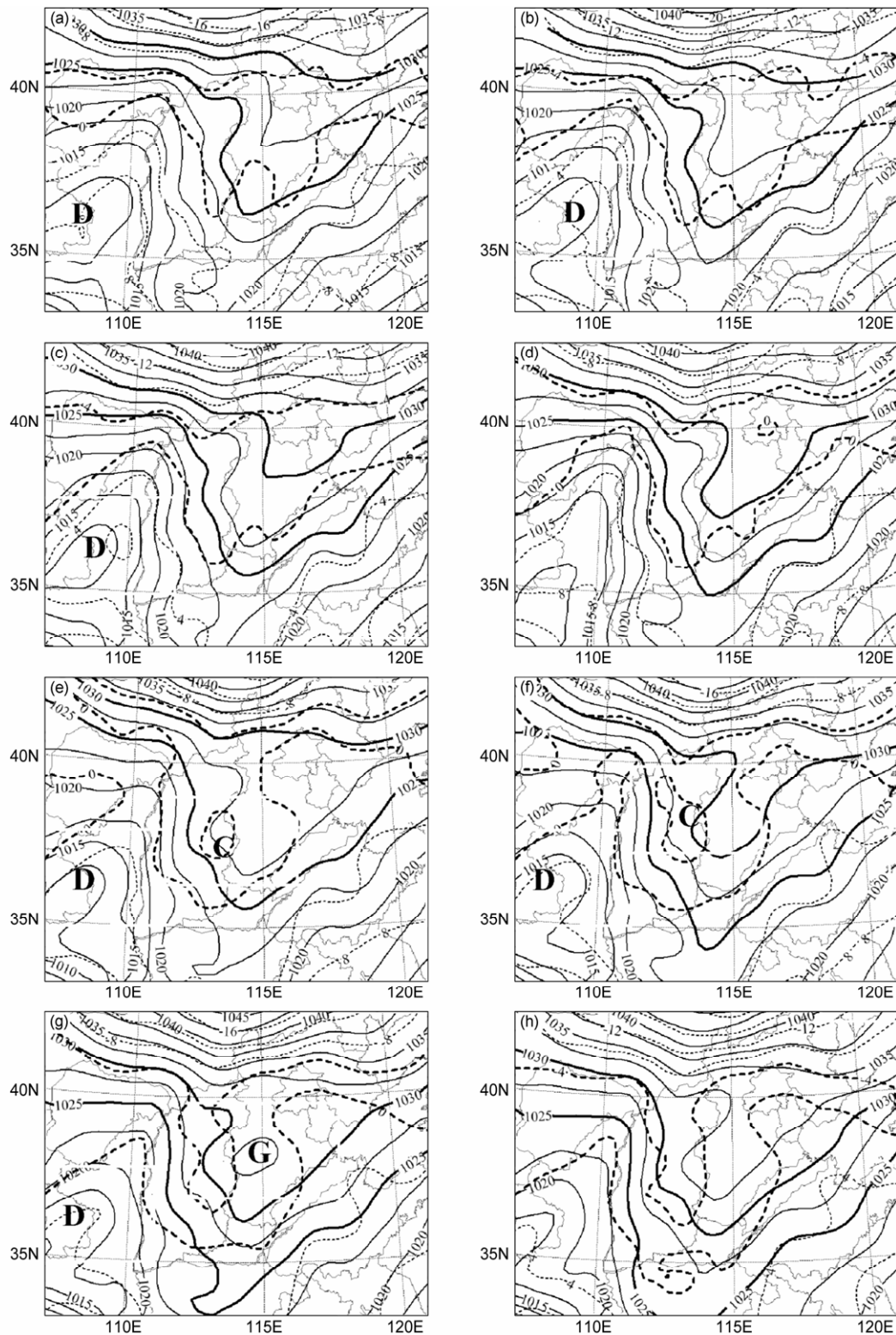


图7 2009年11月9日(a)20时、(b)22时、10日(c)00时、(d)02时、(e)08时、(f)10时、(g)12时、(h)14时的地面气压场(实线, 单位: hPa)和温度场(点线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)。粗点线是 -4°C 和 0°C 的等温线, 粗实线是1025 hPa和1030 hPa等压线, D(G)表示低压(高压)中心, C表示冷中心

Fig. 7 Surface pressure (solid lines, units: hPa) and temperature (dotted lines, units: $^{\circ}\text{C}$) at (a) 2000 UTC, (b) 2200 UTC on 9 November 2009, (c) 0000 UTC, (d) 0200 UTC, (e) 0800 UTC, (f) 1000 UTC, (g) 1200 UTC, (h) 1400 UTC on 10 November 2009. The bold dotted lines represent -4°C and 0°C , the bold solid lines represent 1025 hPa and 1030 hPa. D (G) indicates the low (high) pressure center, C indicates the cold center

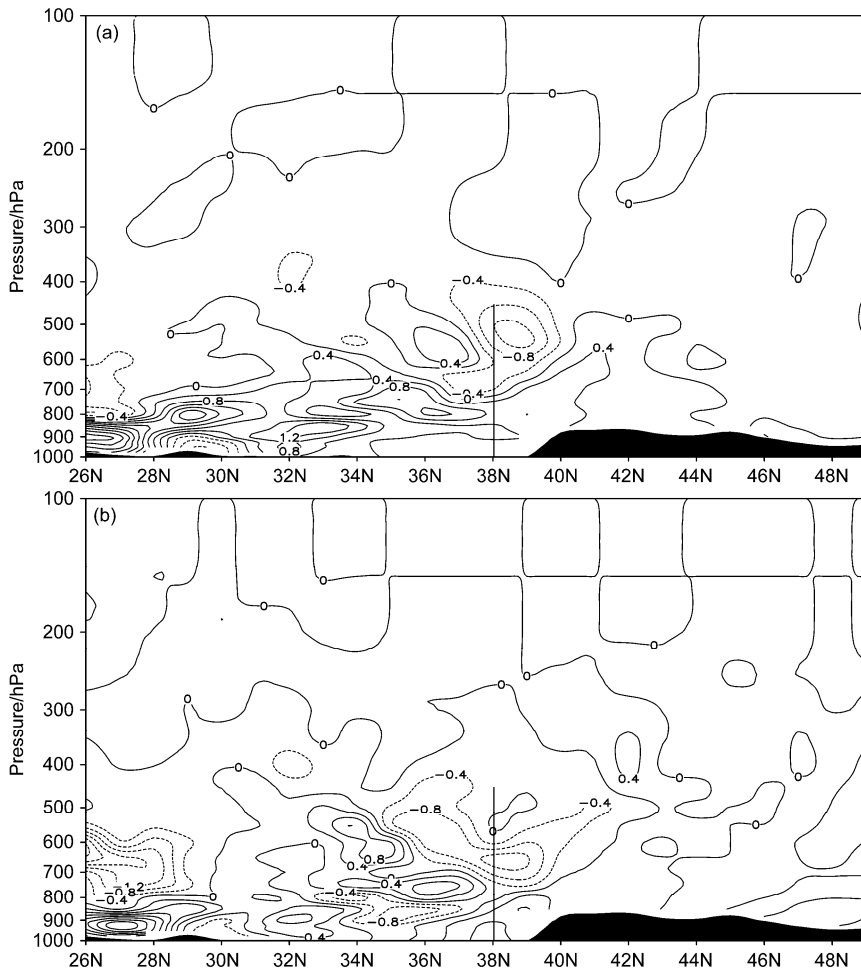


图 8 2009 年 11 月 10 日 (a) 06 时、(b) 12 时水汽通量散度 (单位: $10^{-7} \text{ g s}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ cm}^{-2}$) 沿 115°E 的经向剖面。竖直实线为石家庄所在位置。黑色阴影区域为地形, 下同

Fig. 8 Cross sections of water vapor flux divergence (units: $10^{-7} \text{ g s}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ cm}^{-2}$) along 115°E at (a) 0600 UTC, (b) 1200 UTC 10 November 2009. The vertical lines represent Shijiazhuang. The black shaded areas represent terrain, the same below

5 强降水区的水汽输送

如前所述, 此次降水中心在河北省南部的石家庄市, 10 日 00 时至 11 日 00 时的降水量达到 71 mm, 超过暴雨 (即 50 mm/24 h) 的标准。华北的冬季出现如此强的降水, 水汽来自于何处? 事实上, 通过对这一时期 (2009 年 11 月 7~13 日) 700 hPa 平均水汽通量的计算 (图略) 已表明, 水汽主要来自孟加拉湾等低纬度海洋地区。但只计算平均的水汽通量, 是有所欠缺的。这里, 又使用 NCEP 再分析资料计算了暴雪当日的水汽通量散度分布, 以弄清河北暴雪区的更细致的水汽输送和结构。从图 8 可见, 在河北南部的上空, 06 时和 12 时均出现了水汽辐合中心, 其强度达到 $-0.8 \times 10^{-7} \text{ g s}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ cm}^{-2}$ 。其

中, 10 日 06 时辐合大值区位于对流层中低层, 呈向北倾斜, 而河北以南的黄淮地区为水汽辐散区, 表明后者作为源区, 对河北南部的强降水有贡献。12 时, 水汽辐合大值带向北倾斜更明显, 这可能是被锋面或冷空气楔向上抬升的结果, 水汽通量辐合强度进一步增至 $-1.2 \times 10^{-7} \text{ g s}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ cm}^{-2}$ 。

为了进一步弄清楚水汽的来源, 计算了空中的水汽含量 (图 9), 发现: 强降水过程中, 水汽输送一直很强, 大于 3 g kg^{-1} 的水汽大值带由南方向北延伸至 41°N (图 9a), 且从 800 hPa 扩展至 600 hPa。

6 锋生函数的诊断分析

为了进一步弄清楚强降水的成因及动力影响因子, 本文还对锋面的影响进行了诊断。为了考察

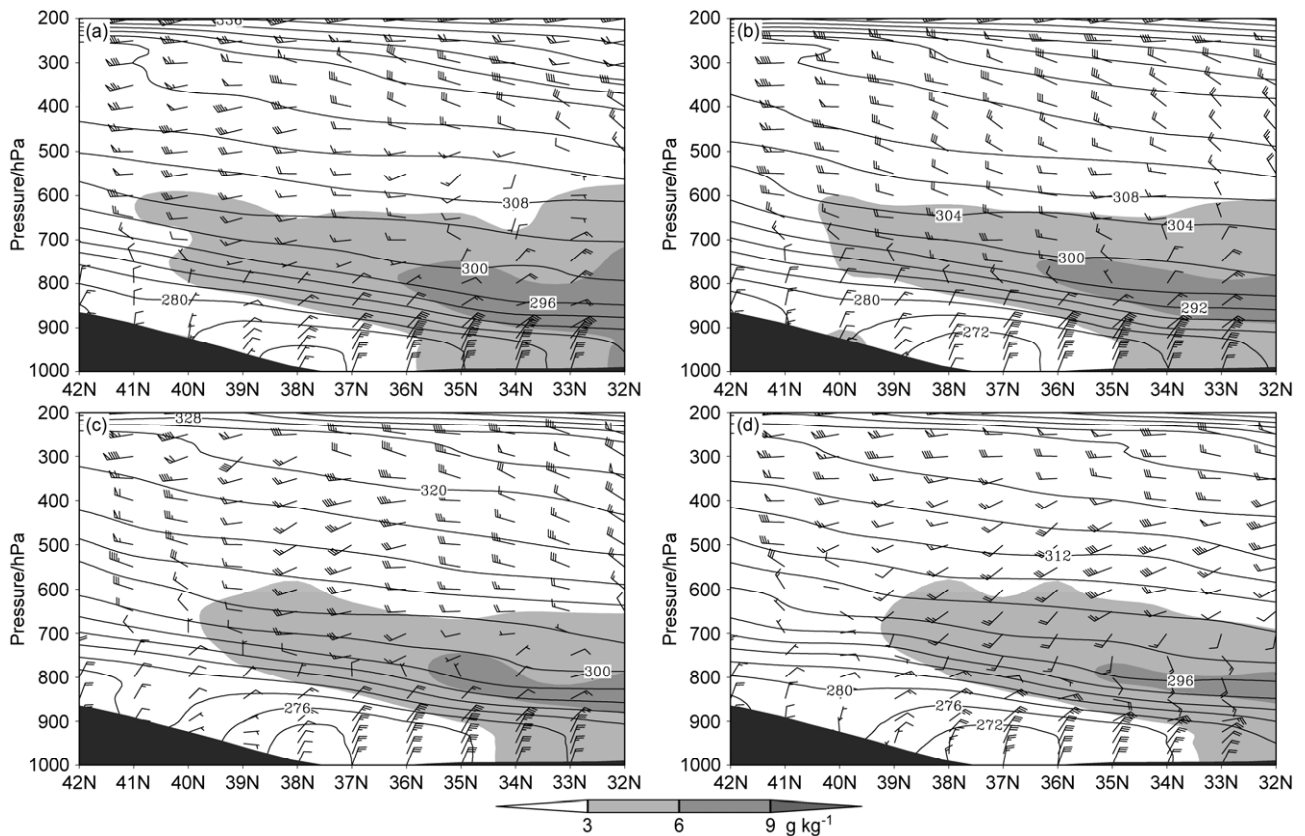


图9 2009年11月(a)9日18时,10日(b)00时、(c)06时、(d)12时的假相当位温(等值线,单位:K)、比湿(阴影,单位: g kg⁻¹)和风场(风羽三角旗代表20 m s⁻¹,长线代表4 m s⁻¹,短线代表2 m s⁻¹,下同)沿115°E的经向剖面

Fig. 9 Cross sections of pseudo-equivalent potential temperature (isolines, units: K), specific humidity (shaded, units: g kg⁻¹), and wind (banner of wind barb represents 20 m s⁻¹, long-line of wind barb represents 4 m s⁻¹, short-line of wind barb represents 2 m s⁻¹, the same below) along 115°E at (a) 1800 UTC 9 November, (b) 0000 UTC, (c) 0600 UTC, (d) 1200UTC 10 November 2009

本例中冷锋及其可能的抬升作用,计算了假相当位温和锋生函数,还绘制了强降水区上空的探空曲线。图9给出了假相当位温的空间分布情况,可以看到,确实有一条锋面存在,来自南方的暖湿气流沿锋面爬升,来自北方的干冷气流在低层南下,两者正好到达了强降雪区的上空。锋面之下是一个相对较冷的冷空气堆,在900 hPa之下,约为272 K,稳定少动,低层冷空气大体与东北风相对应。石家庄(38.02°N, 114.25°E)及其以南完全处于东北风的控制下。可清楚地看到东北风沿地形爬升的情况,这有利于垂直运动的增加,对降雪有利。图中还发现,锋区稳定少动,而不是像强寒潮爆发,以急行冷锋的形式快速向南,到达低纬地区。

本文计算了锋生函数,使用的锋生公式(Kato, 1985)如下:

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla_h \theta_{se}| = F_1 + F_2 + F_3 + F_4, \quad (1)$$

其中,

$$F_1 = \frac{1}{|\nabla_h \theta_{se}|} \left[\nabla_h \theta_{se} \cdot \nabla_h \left(\frac{d\theta_{se}}{dt} \right) \right], \quad (2)$$

$$F_2 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla_h \theta_{se}|} (\nabla_h \theta_{se})^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right), \quad (3)$$

$$F_3 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla_h \theta_{se}|} \left\{ \left[\left(\frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \right)^2 \right] \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) + 2 \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right\}, \quad (4)$$

$$F_4 = -\frac{1}{|\nabla_h \theta_{se}|} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} \left(\frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \frac{\partial w}{\partial y} \right), \quad (5)$$

其中, ∇_h 为水平梯度算子, θ_{se} 为假相当位温, p 表示大气压, u, v, w 分别为 x, y, z 方向上的速度分量, F_1 是绝热项, F_2 是水平辐散项, F_3 是水平变形项, F_4 为倾斜项, 由于 F_1 的计算精度较差, 本文只计算后三项。

结果表明: 11月9日18时(图略)和10日00时850 hPa上(图10), 河北南部的低空均出现

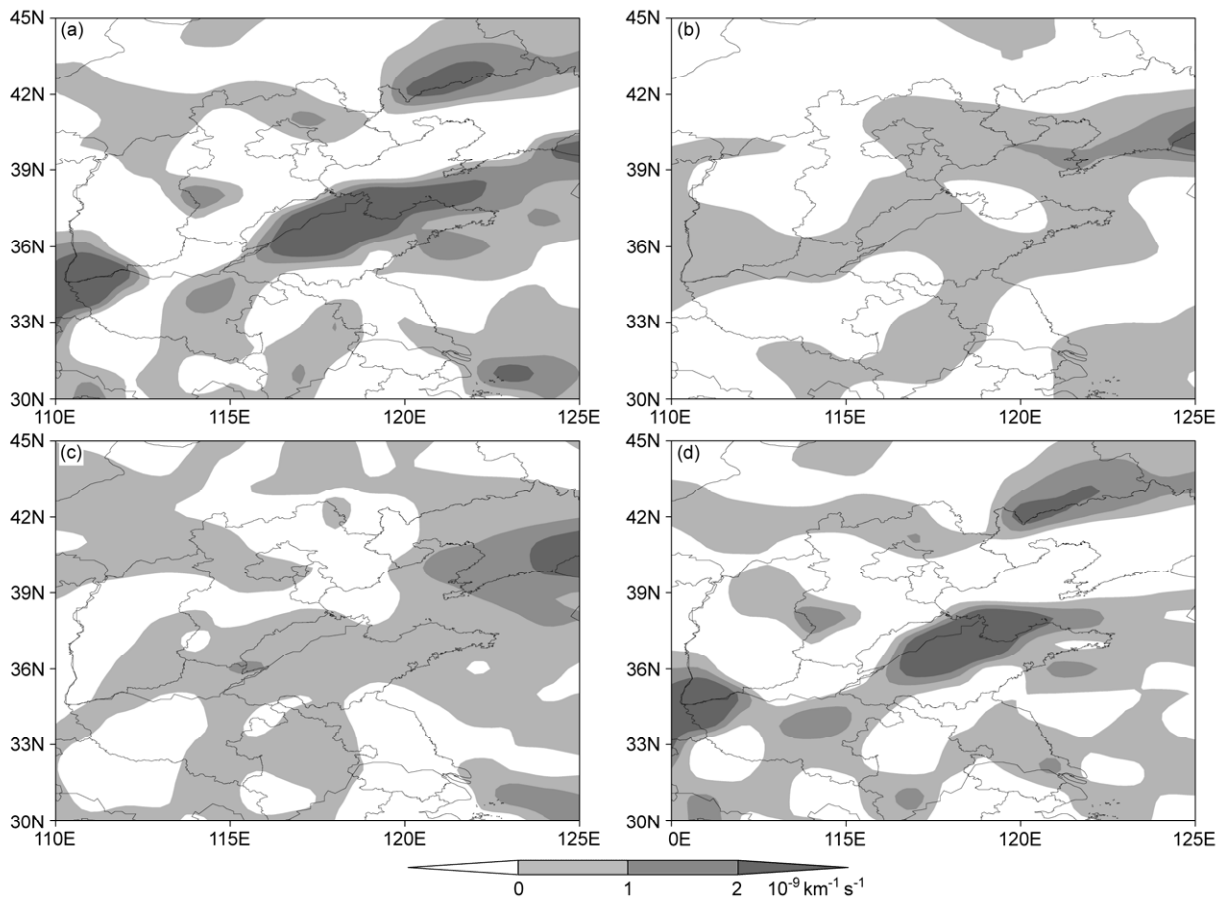


图 10 2009 年 11 月 10 日 00 时 850 hPa 的锋生函数 (单位: $10^{-9} \text{ km}^{-1} \text{ s}^{-1}$): (a) F_2 、 F_3 、 F_4 三项的和; (b) 水平辐散项 F_2 ; (c) 水平变形项 F_3 ; (d) 倾斜项 F_4

Fig. 10 Frontogenetical function (units: $10^{-9} \text{ km}^{-1} \text{ s}^{-1}$) at 850 hPa at 0000 UTC 10 November 2009: (a) Sum of the horizontal divergence term (F_2), the horizontal deformation term (F_3), and the tilting term associated with horizontal distribution of vertical velocity (F_4); (b) F_2 ; (c) F_3 ; (d) F_4

明显锋生，通过分项计算，锋生主要来自于水平变形项和倾斜项。然而，由于锋面是呈南北倾斜，位于河北中部（约 38°N ）的石家庄，可能锋生区要更高一些，因而，在图 10 上是够不清楚的。为此，我们又做了沿 115°E 的锋生函数的经向剖面图（图 11），以确认这一看法。从该垂直剖面中可以清楚地看到：10 日 00 时强降水区的总锋生（不含非绝热加热项）集中在 850 hPa 到 800 hPa 之间，在石家庄附近有锋生的大值区，水平变形项和倾斜项均有贡献。前者可能与水平流场的分布有关，后者可能与垂直运动沿水平方向的分布特征相联系。至于风场与温度之间的不同配置如何引起锋生区的差异，这个问题尚需收集更细的资料，做进一步的研究。

为了分析大气的层结状态与热力结构，对太原和邢台的探空廓线做了分析（图 12），可以看到，低层存在很强的逆温，表明有明显的位势不稳定存在。同是有逆温层存在，为何未能像 2008 年那样出现冻雨

（赵思雄和孙建华，2008；孙建华和赵思雄，2008），而是产生了暴雪。我们注意到，本次暴雪，尽管低层有逆温层存在，但整层大气的温度都在 0°C 以下，由于没有暖鼻，不具备冻雨产生的条件。

7 能量收支计算

为了考察动力因子的影响，又进行了能量收支分析，主要是计算动能收支，以揭示引致风场变化的动能主要来源，本研究采用了 Chen et al. (1978) 建立的动能收支方程：

$$\begin{aligned} \frac{1}{sg} \int_0^{p_0} \iint_s \frac{\partial k}{\partial t} dsdp &= -\frac{1}{sg} \int_0^{p_0} \iint_s \nabla_h \cdot (\mathbf{V}_\psi k) dsdp - \\ &\frac{1}{sg} \int_0^{p_0} \iint_s \nabla_h \cdot (\mathbf{V}_x k) dsdp - \frac{1}{sg} \int_0^{p_0} \iint_s \frac{\partial(\omega k)}{\partial p} dsdp - \\ &\frac{1}{sg} \int_0^{p_0} \iint_s \mathbf{V}_\psi \cdot \nabla_h \phi dsdp - \frac{1}{sg} \int_0^{p_0} \iint_s \mathbf{V}_x \cdot \nabla_h \phi dsdp - \end{aligned}$$

$$D(k), \tag{6}$$

$$\mathbf{V} = \mathbf{V}_\psi + \mathbf{V}_x, \tag{7}$$

$$k = \frac{1}{2} \mathbf{V} \cdot \mathbf{V} = \frac{1}{2} \mathbf{V}_\psi \cdot \mathbf{V}_\psi + \frac{1}{2} \mathbf{V}_x \cdot \mathbf{V}_x + \frac{1}{2} \mathbf{V}_\psi \cdot \mathbf{V}_x, \tag{8}$$

其中, s 为水平积分面积, g 为重力加速度, k 为单位质量气块的动能, \mathbf{V}_ψ 为旋转风, \mathbf{V}_x 为辐散风, ω 为 p 坐标系下垂直速度, p_0 为地面气压, ϕ 为位势。方程中各项物理意义如下: $-\frac{1}{sg} \int_0^{p_0} \int_s \nabla_h \cdot \mathbf{V}_\psi k \, ds dp$

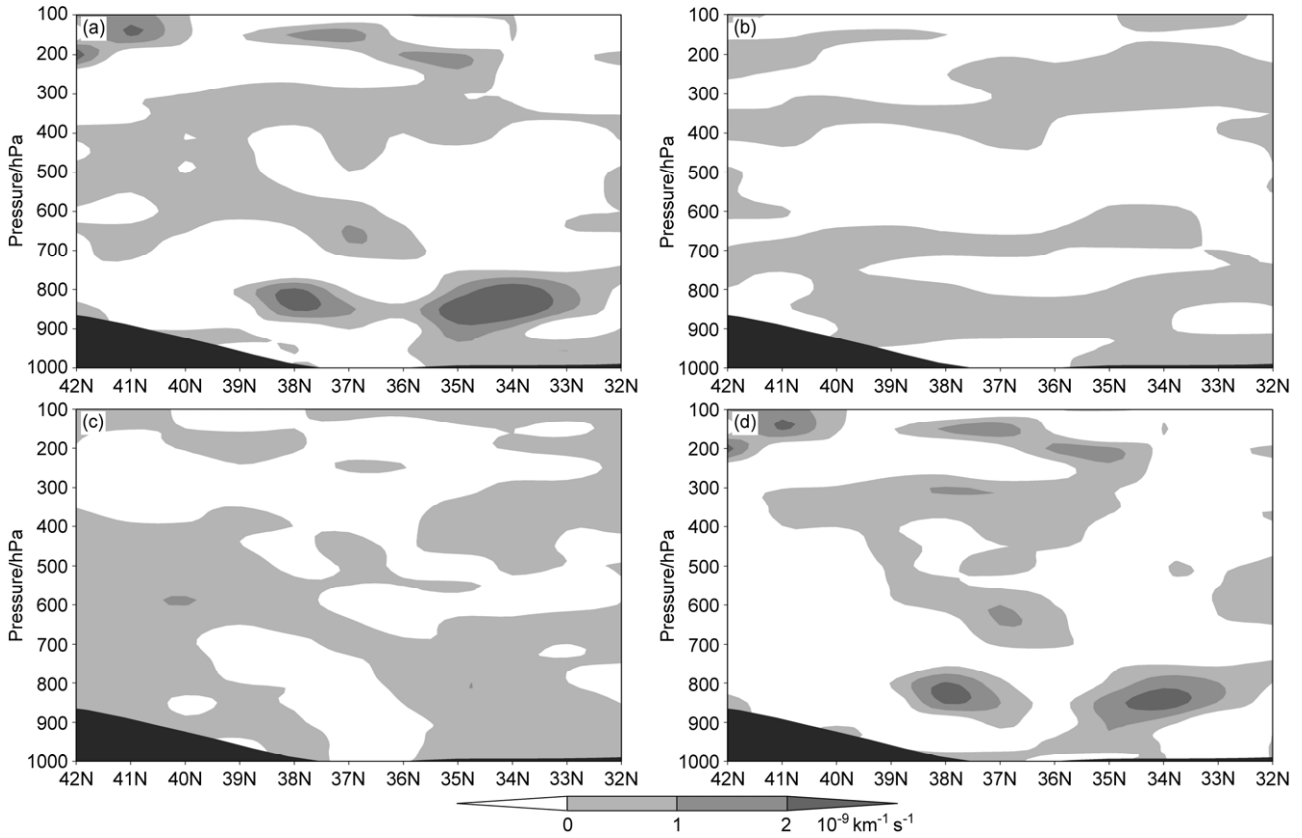


图 11 2009 年 11 月 10 日 00 时沿 115°E 锋生函数经向剖面 (单位: $10^{-9} \text{ km}^{-1} \text{ s}^{-1}$): (a) F_2 、 F_3 、 F_4 三项的和; (b) 水平辐散项 F_2 ; (c) 水平变形项 F_3 ; (d) 倾斜项 F_4

Fig. 11 Cross sections of frontogenetical function (units: $10^{-9} \text{ km}^{-1} \text{ s}^{-1}$) along 115°E at 0000 UTC 10 November 2009: (a) Sum of F_2 , F_3 , and F_4 , (b) F_2 , (c) F_3 , (d) F_4

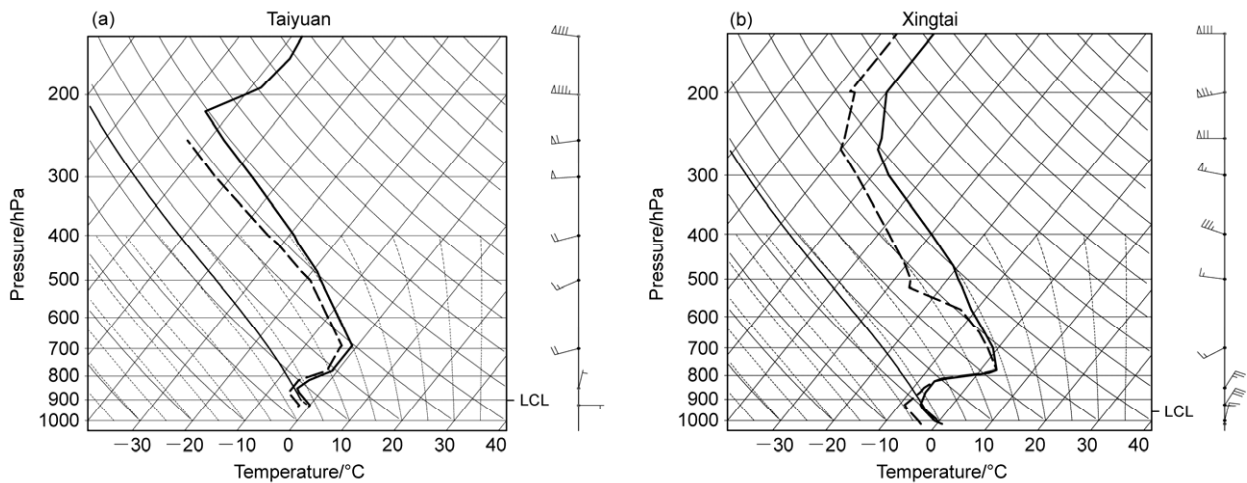


图 12 2009 年 11 月 10 日 00 时 (a) 山西省太原市和 (b) 河北省邢台市的探空观测。粗实线为温度廓线, 粗虚线为露点温度廓线, 右侧为探空风廓线
Fig. 12 Skew- T /log- p diagrams from radiosonde soundings at (a) Taiyuan City of Shanxi Province and (b) Xingtai City of Hebei Province at 0000UTC 10 November 2009. Bold solid lines represent temperature profile, bold dashed lines represent dew temperature profile, on the right is wind profile

为旋转风动能通量散度； $-\frac{1}{sg} \int_0^{p_0} \int \nabla_h \cdot \mathbf{V}_x k \, dsdp$
 为辐散风动能通量散度； $-\frac{1}{sg} \int_0^{p_0} \int \nabla_s \frac{\partial \omega k}{\partial p} \, dsdp$ 为
 动能垂直通量散度， $-\frac{1}{sg} \int_0^{p_0} \int \nabla_h \cdot \mathbf{V}_v \phi \, dsdp$ 为正压
 过程动能产生率，即位势梯度通过旋转风所做的功；
 $-\frac{1}{sg} \int_0^{p_0} \int \nabla_s \cdot \mathbf{V}_x \phi \, dsdp$ 为斜压过程动能产生率，
 即位势梯度通过辐散风所做的功； $-D(k)$ 为动能耗
 散项，该项可由余项求得。

同样是冬季的天气过程，本文中暴雪的能量收支和转化过程与寒潮、冷涌（傅慎明等，2012）是否有所不同？

本文的计算范围是华北降水区域及其上游的河套地区，主要在（35°~40°N，105°~116°E）之间，降雪主要集中在（35°~40°N，110°~116°E）之间，所得结果如图 13 所示，可以发现，降雪区上空 850 hPa 高度上的动能转换以正压制造过程（即位势梯度通过旋转风做的功）为主，并且在降雪旺盛发展期及降雪后期（图 13d、e、f）一直维持这种转换，动能随之有明显增加，风速也有相对大值区出现，而斜压制造过程（即位势梯度通过辐散风所做的功）对动能的贡献一直不很显著。

暴雪过程的能量转换不同于寒潮和冷涌，后者以下沉运动为主、大风明显，斜压和正压制造过程的贡献总体相当（傅慎明等，2012）。而此次降雪过程以上升运动为主，斜压性不太强，动能增加较慢，且以旋转风做功占主要部分，在降雪后期更加明显，中心甚至超过 $12 \times 10^{-3} \text{ J s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ （图 13f）；而寒潮爆发后期，却是以辐散风做功为主，达到了 $15 \times 10^{-3} \text{ J s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ [（傅慎明等，2012）的图 5d、e]。因而，可以注意到，虽同为冬季灾害天气，因为两者的环流和影响系统不同，暴雪与强寒潮在动力热力因子上，有诸多不同，后者的斜压性比前者要强得多。前者属平直西风带上小槽的缓慢东移，而后者是横槽转竖及一次东亚大槽的替换和重建。

8 一类华北暴雪的多尺度物理模型

以上从不同角度讨论了该次暴雪过程。为了有一个综合的理解，在上述研究的基础上，提出了一类华北暴雪的多尺度物理模型（图 14）。具体情况是：

（1）中纬度 500 hPa 高空槽宽广平直，其上短波槽沿西风带缓慢向东移动，受适当强度冷空气（而不是强冷空气）的影响。

（2）对流层低层（700 hPa）在冷高压南侧有短波槽移动，槽前有稳定的偏南气流。

（3）在 850 hPa 冷高压的南侧有较强而稳定的偏东气流，即回流；在冷高压的西侧有暖性倒槽配合，在该倒槽的东北方有中尺度辐合线稳定维持，长达 10 余小时，沿该辐合线有一系列对流系统发展。来自南中国海及孟加拉湾的大量水汽被输送至中国大陆，甚至华北地区。

（4）在 850 hPa 辐合线的南侧，近地层有冷锋缓慢向南推进，暖湿空气沿锋面向上爬升，遇冷凝结成云而致雪。上述多种尺度的系统稳定维持和相互作用，共同引致了破纪录暴雪的发生。

9 结论

本文针对 2009 年 11 月中旬一次破纪录的华北暴雪进行了研究。通过使用常规的高空、地面资料，地面自动站资料，卫星红外云图、水汽图像，多普勒雷达等资料，对环流特征，影响系统及对流活动等进行了分析和动力学诊断，对这次暴雪过程的成因提供一些初步的解释。主要的结论是，这是一次由多尺度系统在有利条件下，共同引发的暴雪。具体结果：

（1）华北在经历多年的冬季少雪之后，2009 年 11 月中旬出现了破纪录的暴雪，大尺度环流非常有利于该次暴雪的发生。中纬度西风带有较明显的槽东移，低空存在较强的西南气流，和较强的水汽输送，从低纬度的孟加拉湾至中南半岛，经华南至华北。冷暖空气均较活跃，在华北区域出现明显的交汇。

（2）华北暴雪与欧美有所不同，不是由温带气旋及其暖输送带影响所致。与日本的暴雪亦不相同，不是由冷空气出海后中尺度或中间尺度气旋发展与登陆所引发。回流天气是这次暴雪的主要影响系统。回流不但对水汽有贡献，一旦被华北平原西侧的山地，尤其是喇叭口地形抬升，使垂直运动增强，而成云降雪。这是华北降雪的一个特点。通过特殊观测揭示，回流的东风层并非在整个对流层中，而是主要集中于对流层的中低层，通常在 3 km 以下。

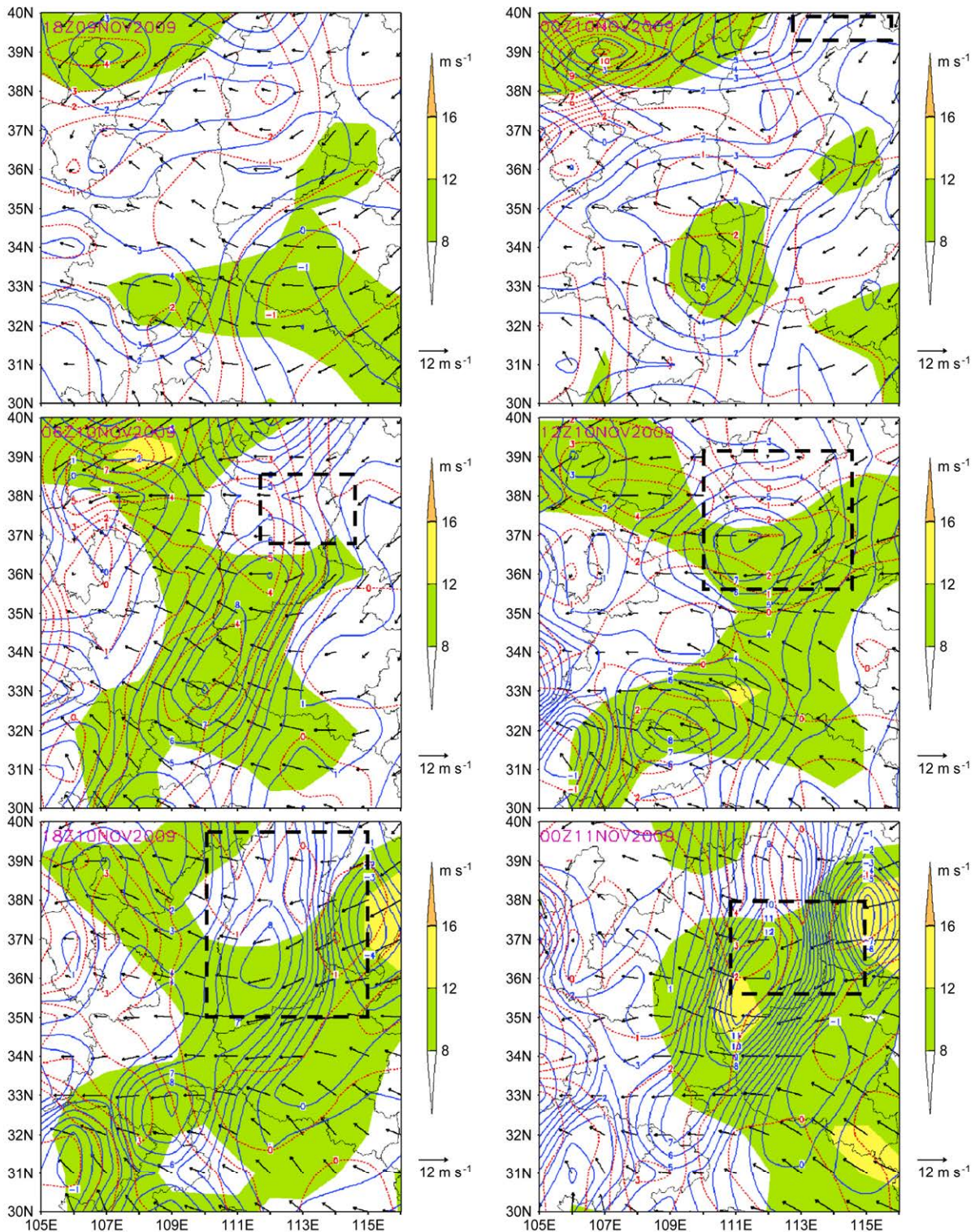


图 13 2009 年 11 月 (a) 9 日 18 时, 10 日 (b) 00 时、(c) 06 时、(d) 12 时、(e) 18 时、(f) 11 日 00 时 850 hPa 动能制造图。阴影为水平风速 (单位: m s^{-1}), 蓝色实线为正压过程动能制造率 (单位: $10^{-3} \text{ J s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), 红色虚线为斜压过程动能制造率 (单位: $10^{-3} \text{ J s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), 箭头为水平风场 (单位: m s^{-1}), 粗虚线方框表示过去 6 小时的降雪区

Fig. 13 Kinetic energy genesis at 850 hPa at (a) 1800 UTC 9 November 2009, (b) 0000 UTC, (c) 0600 UTC, (d) 1200 UTC, (e) 1800 UTC 10 November 2009, (f) 0000 UTC 11 November 2009. Shaded areas represent horizontal velocity (units: m s^{-1}), the blue solid lines indicate barotropic kinetic generation rate (units: $10^{-3} \text{ J s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), the red dashed lines indicate baroclinic kinetic generation rate (units: $10^{-3} \text{ J s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), arrows show horizontal winds (units: m s^{-1}), bold dashed rectangles represent snowfall zone in the past six hours

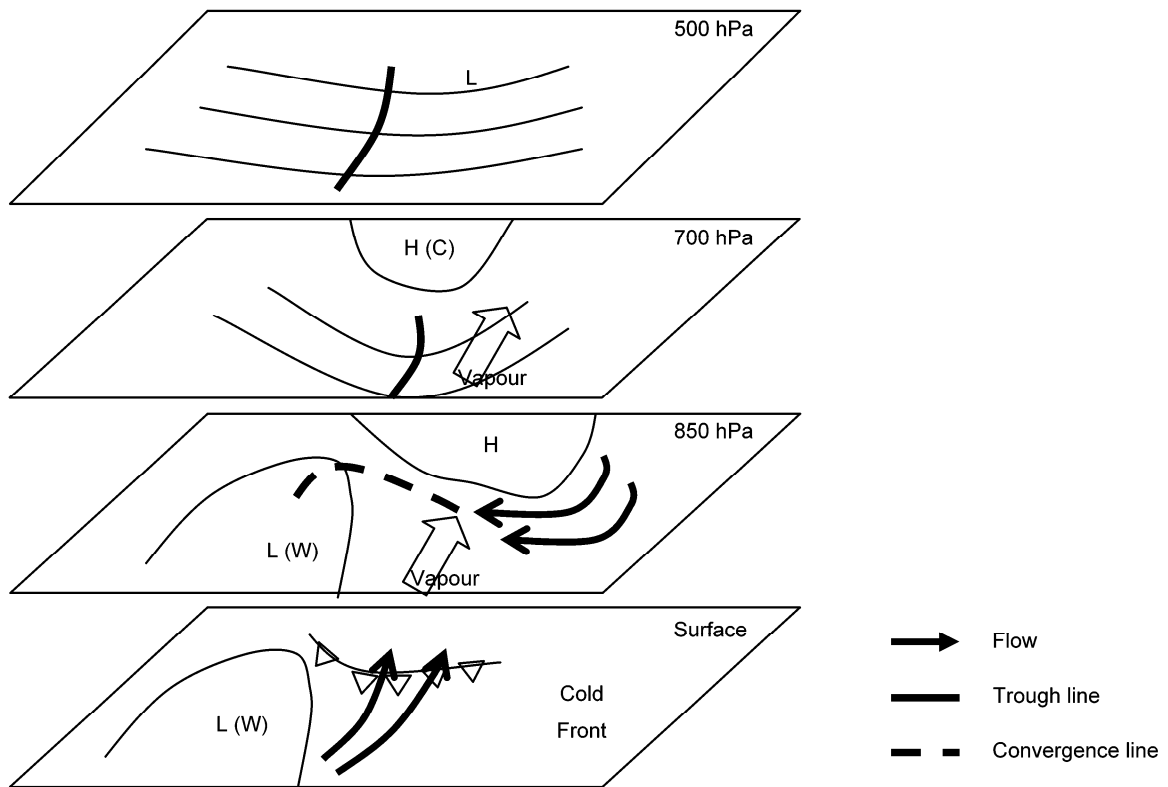


图 14 一类华北暴雪多尺度的物理模型。H、L 分别为高、低压中心；W、C 分别为暖、冷中心

Fig. 14 A physical model for multi-scale heavy snowfall in North China. H (L) indicate high (low) pressure center; W (C) represents warm (cold) center

(3) 低层的扰动——“倒槽”强化了这次降雪过程，可能是这次强烈降雪的另一个重要原因。由地面加密资料分析发现，在倒槽东北方向还存在有切变线，该切变线附近不断有较明显的回波生成、发展，表明垂直对流较旺盛。过去我国对冬季暴雪的中尺度系统分析较少，此类情况尚不多见。逐 6 小时降水量与雷达径向风分析表明，在这次暴雪过程中有明显的中尺度低压和切变线存在，而且 10 余小时停滞少动，因而降雪有可能在同一地区持续出现，累积而成为暴雪。因而，不仅是夏季，即使在冬季也应注意并探讨中尺度系统的作用。

(4) 由邢台和太原两站的探空资料分析表明，在这次暴雪过程中，有明显的锋区、逆温层存在，有利于不稳定能量的积累。尽管有逆温层，但无暖鼻，因而只降暴雪而无冻雨出现。锋区附近有明显的锋生函数大值区，锋生主要受倾斜项的影响，研究表明了该冷锋对于降雪有一定的贡献。

(5) 本文对此次暴雪过程做了动力学诊断，包括动能收支、锋生因子、水汽供应等，均有其特点。在此基础上，提出了一类华北暴雪的物理模型。

通过对华北暴雪过程的分析 and 诊断，发现冬季中尺度系统的存在和影响，但对其结构的分析还不够深入，对其停滞的原因也需进一步探究。另外，回流天气是此次暴雪的一个特点，它对水汽贡献的相对重要性值得进一步分析。为了进一步弄清此次暴雪的成因，下一步准备借助数值模拟的方法，对中尺度切变线和回流暴雪过程等作更细致的分析。

参考文献 (References)

Chen T C, Alpert J C, Schlatter T W. 1978. The effects of divergent and nondivergent winds on the kinetic energy budget of a mid-latitude cyclone: A case study [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 106 (4): 458-468, doi: 10.1175/1520-0493(1978)106<0458:TEODAN>2.0.CO;2.

Crisp C A, Lewis J M. 1992. Return flow in the Gulf of Mexico. Part I: A classificatory approach with a global historical perspective [J]. *J. Appl. Meteor.*, 31 (8): 868-881, doi:10.1175/1520-0450(1992)031<0868:RFITGO>2.0.CO;2.

傅慎明, 孙建华, 赵思雄, 等. 2012. 2004 年冬季风期间一次强寒潮过程的能量收支研究 [J]. *气候与环境研究*, 17 (5): 549-562. Fu Shenming, Sun Jianhua, Zhao Sixiong, et al. 2012. Energy budget of a cold surge process during the winter monsoon period of 2004 [J].

- Climatic and Environmental Research (in Chinese), 17 (5): 549–562, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2011.10114.
- 黄翠银, 沈新勇, 孙建华, 等. 2008. 一次由海岸锋引发山东半岛暴雪过程的研究 [J]. 气候与环境研究, 13 (4): 567–583. Huang Cuiyin, Shen Xinyong, Sun Jianhua, et al. 2008. Analysis of coastal front heavy snowfall in Shandong Peninsula [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13 (4): 567–583 doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2008.04.21.
- Huo Z H, Zhang D L, Gyakum J. 1995. A diagnostic analysis of the superstorm of March 1993 [J]. Mon. Wea. Rev., 123 (6): 1740–1761, doi: 10.1175/1520-0493(1995)123<1740:ADAOTS>2.0.CO;2.
- Kato K. 1985. On the abrupt change in the structure of the Baiu front over the China continent in late may of 1979 [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 63 (1): 20–36, doi:10.2151/jmsj1965.63.1_20.
- Kong Q, Zhao S X. 2010. Heavy rainfall caused by interactions between monsoon depression and middle-latitude systems in Australia: A case study [J]. Meteor. Atmos. Phys., 106 (3): 205–220, doi:10.1007/s00703-010-0060-5.
- Li J, Zhao S X, Yu F. 2010. Analysis of a Beijing heavy snowfall related to an inverted trough in November 2009 [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 3 (3): 127–131.
- Ninomiya K. 1991. Polar low development over the east coast of the Asian continent on 9–11 December 1985 [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 69 (6): 669–685, doi:10.2151/jmsj1965.69.6_669.
- Pearce R, Lloyd D, McConnell D. 2001. The post-Christmas ‘French’ storms of 1999 [J]. Weather, 56 (3): 81–91, doi:10.1002/j.1477-8696.2001.tb06541.x.
- Schumacher P N, Frosig G, Selzler J L, et al. 2008. Precipitation regimes during cold-season central U.S. inverted trough cases. Part II: A comparative case study [J]. Wea. Forecasting, 23 (4): 617–643, doi: 10.1175/2007WAF2006058.1.
- 孙建华, 赵思雄. 2008. 2008 年初南方雨雪冰冻灾害天气静止锋与层结结构分析 [J]. 气候与环境研究, 13 (4): 368–384. Sun Jianhua, Zhao Sixiong. 2008. Quasi-stationary front and stratification structure of the freezing rain and snow storm over southern China in January 2008 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13 (4): 368–384, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2008.04.03.
- 陶诗言, 卫捷. 2008. 2008 年 1 月我国南方严重冰雪灾害过程分析 [J]. 气候与环境研究, 13 (4): 337–350. Tao Shiyan, Wei Jie. 2008. Severe snow and freezing-rain in January 2008 in the southern China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13 (4): 337–350, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2008.04.01.
- Ulbrich U, Fink A H, Klawa M, et al. 2001. Three extreme storms over Europe in December 1999 [J]. Weather, 56 (3): 70–80, doi:10.1002/j.1477-8696.2001.tb06540.x.
- 王东勇, 刘勇, 周昆. 2006. 2004 年末黄淮暴雪的特点分析和数值模拟 [J]. 气象, 32 (1): 30–35. Wang Dongyong, Liu Yong, Zhou Kun. 2006. Diagnosis and numeric simulation of snowstorm process in Huanghuai basin in Dec. 2004 [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 32 (1): 30–35, doi:10.3969/j.issn.1000-0526.2006.01.005.
- 张晰莹, 张礼宝, 袁美英. 2003. 一次降雪过程的多普勒雷达探测分析 [J]. 气象科技, 31 (3): 179–182. Zhang Xiyi, Zhang Libao, Yuan Meiyi. 2003. Detection and analysis of heavy snow echoes with Doppler weather radar [J]. Meteorological Science and Technology (in Chinese), 31 (3): 179–182, doi:10.3969/j.issn.1671-6345.2003.03.011.
- 赵思雄, 孙建华. 2008. 2008 年初南方雨雪冰冻天气的环流场与多尺度特征 [J]. 气候与环境研究, 13 (4): 351–367. Zhao Sixiong, Sun Jianhua. 2008. Multi-scale systems and conceptual model on freezing rain and snow storm over southern China during January–February 2008 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13 (4): 351–367, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2008.04.02.
- 赵思雄, 曾庆存. 2005. 东亚强寒潮—冷涌越过赤道并引发南半球热带气旋和强降水的个例研究 [J]. 气候与环境研究, 10 (3): 507–525. Zhao Sixiong, Zeng Qingcun. 2005. A study of East Asia strong cold wave surge crossing equator and influencing the development of tropical cyclone and heavy rainfall in the Southern Hemisphere [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 10 (3): 507–525, doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2005.03.021.
- 赵思雄, 孙建华, 陈红, 等. 2002. 北京“12·7”降雪过程的分析研究 [J]. 气候与环境研究, 7 (1): 7–21. Zhao Sixiong, Sun Jianhua, Chen Hong, et al. 2002. A study on snowfall in Beijing on 7 December 2001 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 7 (1): 7–21, doi: 10.3969/j.issn.1006-9585.2002.01.002.