

李丽,张丰启,施晓晖. 2015. 山东半岛冷流强降雪和非冷流强降雪的对比分析. 气象, 41(5):613-621.

山东半岛冷流强降雪和非冷流强降雪的对比分析^{* 1}

李 丽¹ 张丰启² 施晓晖³

1 山东威海市气象局,威海 264200

2 山东青岛市气象局,青岛 266003

3 中国气象科学研究院灾害性天气国家重点实验室,北京 100081

提 要: 利用 1981—2000 年常规气象观测和 NCEP/NCAR 再分析资料,采用合成分析和动力诊断分析方法,对冷流强降雪与非冷流强降雪的空间分布、大气环流、水汽输送、稳定性和垂直运动进行对比分析。结果表明:冷流强降雪是发生在槽后西北气流里的中小尺度不稳定降雪,非冷流强降雪是发生在槽前西南气流中大尺度稳定性降雪。冷流强降雪具有明显的地方性特点,是强冷空气对下垫面物理状态强迫响应的结果。提出强冷空气与渤海暖水面相互作用产生的大气边界层不稳定是产生冷流降雪的本质,在这种边界层不稳定层结中发生的降雪是冷流降雪的概念。

关键词: 山东半岛,冷流降雪,对比分析,海气相互作用,冷流降雪概念

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.05.009

Comparative Analysis of Cold-Air Snowstorm and Non-Cold-Air Snowstorm in Shandong Peninsula

LI Li¹ ZHANG Fengqi² SHI Xiaohui³

1 Weihai Meteorological Office of Shandong, Weihai 264200

2 Qingdao Meteorological Office of Shandong, Qingdao 266003

3 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract: According to the conventional meteorological observation over the period 1981—2000 and NCEP/NCAR reanalysis data, coupled with synthetic analysis and power diagnostic analysis method, the paper illustrates the spatial distribution of cold-air snowstorm and non-cold-air snowstorm, atmospheric circulation, vapor transportation, stability and vertical motion and does comparative analysis. The results indicate that cold-air snowstorms are meso- and micro-scale snowfalls which occur in the northwest air flow behind trough, while the non-cold-air snowstorms tend to occur in southwest air flow in front of trough, usually large-scale snowfalls. Cold-air snowstorms have distinct local characteristics, resulting from the response of strong cold air to the physical condition of underlying surface. In addition, this paper proposes that the unstability of atmospheric boundary caused by the strong interaction of cold and warm waters of the Bohai Sea is the nature of cold-air snowfalls, and the snowfalls occurring in such unstable stratification of boundary layer is the concept of cold-air snowfalls.

Key words: Shandong Peninsula, cold-air snowstorm, comparative analysis, air-sea interaction, concept of cold-air snowfall

* 国家自然科学基金面上项目(41275050)资助

2014 年 8 月 27 日收稿; 2014 年 12 月 12 日收修定稿

第一作者:李丽,主要从事沿海天气预报和专业气象服务研究. Email:53154959@qq.com

引 言

我国的冷流降雪主要发生在山东半岛的北部沿海地区(陈雷等, 2012), 弱的冷流降雪就是空中偶尔飘落的几片雪花, 强的冷流降雪则是漫天的狂风暴雪。2005年12月3—22日山东半岛地区发生了罕见的持续性冷流降雪, 总降雪量达90多mm, 造成了严重社会影响和重大经济损失, 被列为2005年中国十大气候事件之一。山东半岛的非冷流降雪绝大多数为锋面降雪, 主要的影响系统有南方气旋、冷涡横槽、冷锋、回流形势和南支槽等(曹钢锋等, 1988)。

冷流降雪天气在世界上称谓不一, 还有海效应降雪、湖效应降雪等称谓。国外对海(湖)效应降雪的研究积累了丰富的研究成果。Lavoie(1972)通过中尺度模式发现湖气温差是湖效应降雪最重要的强迫机制。Glorie等(1979)发现湖效应降雪的热力不稳定是由来自水面的热量和水汽通量输送到边界层的底部造成的。Byrd等(1991)、Reinking等(1990)的研究发现, 逆温层的高度是湖效应暴雪发展和衰减的主要影响因素。低层不稳定度(取决于湖气温差)和不稳定层的深度(取决于逆温高度和强度)都对湖效应降雪的演变起重要作用。Hjelmfelt(1992)发现当风速很小时($2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), 降雪产生在密执安湖的湖中而不是岸边, 而风速增大可使雪带延伸到内陆较远的区域。国内对冷流降雪的研究起步较晚, 于志良(1998)的研究发现, 渤海海表水温与冷空气入海前的锦州地面气温之差大于 $11.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时, 半岛产生冷流降雪的几率为74.3%, 表明只有达到一定强度的海气温差, 才能输送足够的热量而产生降雪。李刚等(2007)发现强冷流降雪当天08时850 hPa半岛北部上空11、12和1月的温度分别小于或等于 -12 、 -12 和 $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$, 说明在各月因海水温度的不同产生强冷流降雪的冷空气强度也有差异。杨成芳等(2007)研究了1965—2005年共41年山东半岛冬季的冷流降雪, 发现从气候平均上来看, 较大降雪量位于低山丘陵北部的沿海地区, 而丘陵以南地区降雪量明显减少。于晓晶等(2013)对山东半岛冷流暴雪的中尺度模拟发现, 水汽由渤海中部海域输送到山东半岛东北部地区, 其上空水汽辐合

层比较浅薄, 集中在800 hPa以下, 相对湿度饱和层和比湿高值维持的时间与强降雪时段一致; 云中水凝物粒子的高度在600 hPa以下, 最大值出现在850~900 hPa与浅对流结构相对应。郑丽娜等(2014)对莱州湾西岸强海效应降雪分析发现, 900 hPa以下存在上升运动、水汽辐合中心、不稳定层结和大的海气温差, 近地层的切变线触发了不稳定能量的释放。刁秀广等(2011)研究山东半岛冷流暴雪雷达回波特征发现, 850和925 hPa辐合越强, 0~2 km切变越大, 低层温差越大, 越利于回波发展。回波源地在雷达站北部渤海海峡区域, 回波强度基本在25~35 dBz, 高度在3 km左右; 强降水时段回波呈带状分布, 回波移动方向与带状长轴方向基本一致。张丰启(2011)运用数值模拟和数值试验技术研究山东半岛冷流发生的机理, 发现海陆风和环境风的辐合是山东半岛冷流降雪最主要的中尺度直接影响系统, 大尺度低值系统对冷流降雪的增强作用明显。孙建华等(2011)指出强冷流降雪落区位于海岸锋及其冷区一侧, 海岸锋水平结构是偏北风和偏西风的气旋性切变, 气流在海岸锋西北侧辐合上升, 在东南侧辐散下沉, 海岸锋锋区出现在900 hPa以下, 最大上升速度在海岸锋顶部和水平散度零线(900 hPa)附近。郑怡等(2014)发现不同生成源地的海效应暴雪云通常在渤海海上快速发展, 暴雪云生成源地为渤海湾及莱州湾附近、渤海中部和辽东湾附近, 暴雪云在海上移动主要受850 hPa风场影响。非冷流强降雪方面的研究比较广泛, 沈玉伟等(2013)对比分析2010年冬季浙江两次非冷流强降雪过程发现, 冷空气较强时, 锋区迅速南压, 降雪持续时间较短, 暴雪产生在中低层切变线的风速辐合区中; 而冷空气强度适中时, “冷垫”和静止锋长时间存在, 降雪持续时间较长, 暴雪产生在低空急流的左前方。降雪区上空有明显的水汽通量辐合, 低空辐合和高空辐散的配置是强降雪产生的有利动力条件。杨晓霞等(2012)对比分析山东省两次非冷流暴雪发现, 700 hPa附近有较强的偏南气流向暴雪区输送暖湿空气, 整层大气高湿近于饱和, 中低层有逆温; 暴雪产生在700~500 hPa槽前西南气流前部、850 hPa东北风与东南风辐合的区域。郭锐等(2012)对北京初雪进行对比研究发现边界层水汽条件在北京地区冬季降雪中非常重要, 当边界层水汽

条件差时,即使中低层上升运动系统明显,也很难形成有效降水。而在边界层受暖湿气团控制并配合有弱辐合上升运动,即使中高层并无明显的辐合系统,也可产生明显降水。苏德斌等(2012)对北京初冬一次伴随雷电的局地暴雪过程分析发现,对流产生的原因是在华北回流天气过程中,西南暖湿空气在低层冷空气之上产生高架对流和雷电天气,对流的触发机制是中空扰动。李青春等(2011)利用高分辨率中尺度模式对北京一次典型的回流暴雪进行模拟研究发现,低层回流的偏东风遇到地形后引起上升运动主要在低层 800 hPa 以下,降雪量不大,与低涡前部的上升运动汇合后产生明显降雪。低涡前部的西南暖湿气流是产生较强降雪的重要条件。范可等(2013)选取 4 个具有物理意义的预测因子研制的东北地区冬半年大雪-暴雪日数气候预测模型,对东北大雪-暴雪日的年际增量及其距平百分率具有较高的预测能力。

目前,在冷流降雪和非冷流降雪的认定上还存在一些模糊不清的认识,特别是在有低值天气系统影响时,所产生的降雪是冷流降雪、非冷流降雪还是混合降雪还存在争论,而不同种类的降雪适用各自不同的预报理论,所以一定程度上影响了雪的预报准确率。本文通过对比分析冷流降雪和非冷流降雪的天气学特征,讨论两种降雪的差异,旨在进一步认识冷流降雪的本质,准确区分冷流降雪和非冷流降雪。

1 资料和方法

使用山东半岛北部(包括烟台、威海两市辖区内的各县)1981—2000 年台站常规观测资料,分析威海辖区内 24 h 降雪量 ≥ 5 mm(12:00—12:00 UTC)降雪个例的雪量空间分布特点,分析冷流降雪和非冷流降雪的空间分布差异;使用成山头 1981—2000 年的探空观测资料,判断威海降雪个例的性质,划分冷流降雪和非冷流降雪过程。使用 NCEP/NCAR 提供的序列长度为 1981—2000 年的全球再分析 $1^\circ \times 1^\circ$ 逐日 4 时次格点资料,合成分析冷流降雪和非冷流降雪的大气环流和物理量场的差异;通过冷流降雪和非冷流降雪的差异分析,进一步认识冷流降雪过程大气边界层强不稳定的本质。

强降雪个例的选取标准:运用 1981—2000 年地面常规观测资料,在威海市强降雪出现最频繁的季节(12 和 1 月)(崔晶等,2008),威海辖区(包括威海、成山头、文登、荣成、乳山和石岛六个测站,图 1c)任一国家地面观测站出现日降水量 ≥ 5 mm 的纯降雪(无液态水物质)。

冷流强降雪和非冷流强降雪过程的划分标准:冷流降雪是发生在冷气团控制下的降雪,因此,强降雪个例前一天 12:00 UTC 成山头探空站(位置图 1c)850 hPa 风向是偏北风的判定为冷流强降雪过程,否则是非冷流强降雪过程。1981—2000 年符合标准的个例有 28 个,其中冷流强降雪个例 17 个,具体日期是:1983 年 1 月 19 日,1983 年 12 月 27 日,1984 年 12 月 23 日,1985 年 1 月 13 日,1985 年 12 月 9 日,1985 年 12 月 11 日,1985 年 12 月 14 日,1986 年 1 月 5 日,1988 年 1 月 9 日,1988 年 1 月 23 日,1988 年 12 月 9 日,1988 年 12 月 16 日,1990 年 12 月 26 日,1991 年 1 月 12 日,1997 年 12 月 9 日,1999 年 1 月 9 日,1999 年 12 月 19 日。非冷流强降雪个例 11 个,具体日期是:1982 年 1 月 3 日,1982 年 12 月 11 日,1985 年 1 月 19 日,1987 年 1 月 2 日,1987 年 1 月 23 日,1987 年 12 月 5 日,1990 年 1 月 9 日,1990 年 12 月 1 日,1992 年 12 月 5 日,1996 年 1 月 14 日,2000 年 12 月 9 日。

2 山东半岛冷流强降雪与非冷流强降雪的空间分布差异

山东半岛位于山东省东部,半岛北部(图 1c)三面环海,属丘陵地貌,山高一般在 500 m 以下,最高山峰昆嵛山主峰泰礴顶,海拔 923 m,植被较好;威海市位于山东半岛最东端,深入到黄海中。图 1a 是威海市冷流强降雪 17 个例降雪量平均的空间分布,可以看出冷流强降雪出现在山东半岛的北部沿海,过程降雪的覆盖范围在山东半岛的北部和东部沿海地区,表现为北多南少、东多西少的分布;在冷流强降雪 17 个例中,强降雪中心以威海(8 次)和文登(8 次)为最多,荣成(1 次)次之,成山头、石岛和乳山没有出现冷流强降雪中心,其中乳山站在 17 次冷流强降雪过程中 13 次降雪量是微量以下,最大的一次降雪量也仅为 0.5 mm。说明发生在威海辖区的冷

流强降雪有较明显的地域性,强降雪一般集中在威海和文登;冷流强降雪过程覆盖的范围小,空间尺度不足 100 km,属中小尺度降雪;冷流强降雪分布在北部沿海地区,南部沿海地区降雪量几乎可以忽略,降雪量与海陆分布关系密切。Zhang 等(2010)对 2005 年 12 月 7 日的威海暴雪的中尺度系统研究发现,山东半岛强冷流降雪中心是山东半岛北部的海陆风与环境风的辐合线和黄渤海的暖水辐合线交叉叠加形成的,在半岛南部沿海海陆风与环境风是同方向的,表现为辐散,对暖水辐合线起减弱作用,因此山东半岛强冷流降雪中心不会发生在南部沿海地区。图 1b 是威海市非冷流强降雪 11 个例降雪量平均的空间分布,非冷流强降雪分布范围较为宽广,覆盖整个山东半岛,分布相对较为均匀,南部沿海和北部沿海没有明显的差异,沿海和内陆也没有明显的差异;发生在威海辖区的非冷流强降雪其空间尺度较大,强降雪范围几乎覆盖整个山东半岛,表现出明显的大尺度特征;非冷流强降雪 11 个例中,强降雪中心文登(5 次)为最多,石岛(2 次)和乳山(2 次)次之,威海(1 次)、荣成(1 次)、成山头(0 次),同一次降雪过程各站降雪量相差相对较小,与海陆分布关系不明显。

3 山东半岛冷流强降雪和非冷流强降雪的大气环流差异

强降雪过程前一天 12:00 UTC 的大气环流对比分析。500 hPa,冷流强降雪(图 2a)是经向环流,我国东北明显有冷涡存在,西风槽位于日本海西部沿海,渤海上空温度为 $-39\sim-33^{\circ}\text{C}$,山东半岛处在冷涡底部的竖槽后部,为西北气流控制;非冷流强降雪(图 2b)是纬向环流,西风槽位于张家口到恩施一带,渤海上空温度为 $-27\sim-23^{\circ}\text{C}$,山东半岛处在西风槽前,为西南气流控制。850 hPa,冷流强降雪(图 2c)东北冷涡位于日本北海道,西风槽位于日本海中部沿海,山东半岛处在冷涡后部,华北高脊前部,渤海上空温度为 $-21\sim-16^{\circ}\text{C}$,等温线和等高线的交角明显,有强冷平流存在;非冷流强降雪(图 2d)西风槽位于华北到华中一带,渤海上空温度为 $-7\sim-3^{\circ}\text{C}$,山东半岛处在槽前的西南气流中,有明显的暖平流存在。两类强降雪过程渤海上空温度相

差 $13\sim14^{\circ}\text{C}$,冷流强降雪过程冷空气显著偏强。近地面,冷流强降雪(图 2e)黄海到渤海表现为明显的暖脊,气温梯度较大,可能与渤海暖水对边界层冷空气的一路的持续加热造成的升温有关。山东半岛处于冷高压的前部吹西北风,渤海气温为 $-12\sim-3^{\circ}\text{C}$;非冷流强降雪(图 2f)黄海到渤海是明显的暖脊吹暖平流,气温梯度相对较大,有锋区存在,冷锋位于渤海西部沿海,呈东北—西南向,山东半岛处在冷锋倒槽前吹东南风,渤海气温为 $-1\sim4^{\circ}\text{C}$ 。

以上分析表明:冷流强降雪与非冷流强降雪过程大气环流的差异主要表现为,冷流强降雪过程发生在东北冷涡竖槽后的强冷空气中,环流经向度大,冷空气和冷平流强;近地面,山东半岛处在冷高压前部的西北气流中,北部海面气温梯度大。非冷流强降雪过程发生在西风槽前的锋面中,环流经向度相对较小,槽后冷空气和冷平流相对较弱,槽前暖平流明显;近地面,山东半岛处在冷锋前部倒槽的东南气流中,锋区位于渤海西部沿海。

4 山东半岛冷流强降雪和非冷流强降雪的大尺度物理量场差异

4.1 山东半岛冷流强降雪和非冷流强降雪的水汽输送差异

强降雪过程前一天 12:00 UTC 的水汽输送对比分析。700 hPa,冷流强降雪水平水汽通量(图 3a)输送数量上明显小于非冷流强降雪的水平水汽通量(图 3b)输送;水平水汽通量输送的方向明显不同,冷流强降雪水平水汽通量输送的方向是自西北向东南输送,非冷流强降雪水平水汽通量输送的方向是自西南向东北输送;冷流强降雪过程山东半岛上游水平水汽通量较小且变化不大,非冷流强降雪过程来自西南方向的水平水汽通量大且在山东半岛有水汽辐合。925 hPa,在山东半岛冷流强降雪水平水汽通量(图 3c)相对于 700 hPa 明显增大,与非冷流强降雪的水平水汽通量(图 3d)输送相当,输送的方向明显不同,冷流强降雪水平水汽通量输送的方向仍然是自西北向东南输送,非冷流强降雪水平水汽通量输送的方向则是自南向北输送。冷流强降雪过程在渤海北部的水平水汽通量输送数量上明显小于山

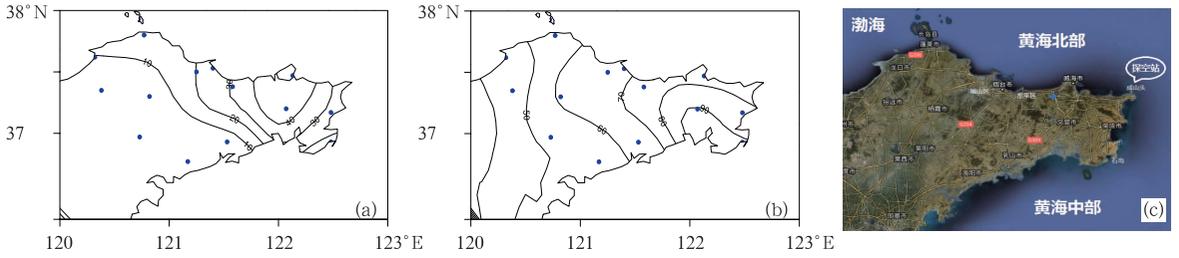


图 1 威海市辖区纯降雪量 ≥ 5 mm 的冷流强降雪(a)和非冷流强降雪(b)的空间分布(单位:0.1 mm),
(c)山东半岛北部海陆分布和国家气象观测站位置示意图

Fig. 1 Spatial distribution of snowstorm in Weihai (≥ 5 mm) (unit: 0.1 mm)

(a) cold-air snowstorms, (b) non-cold-air snowstorms, (c) land-sea distribution in northern part of Shandong Peninsula and location diagram of weather observatories

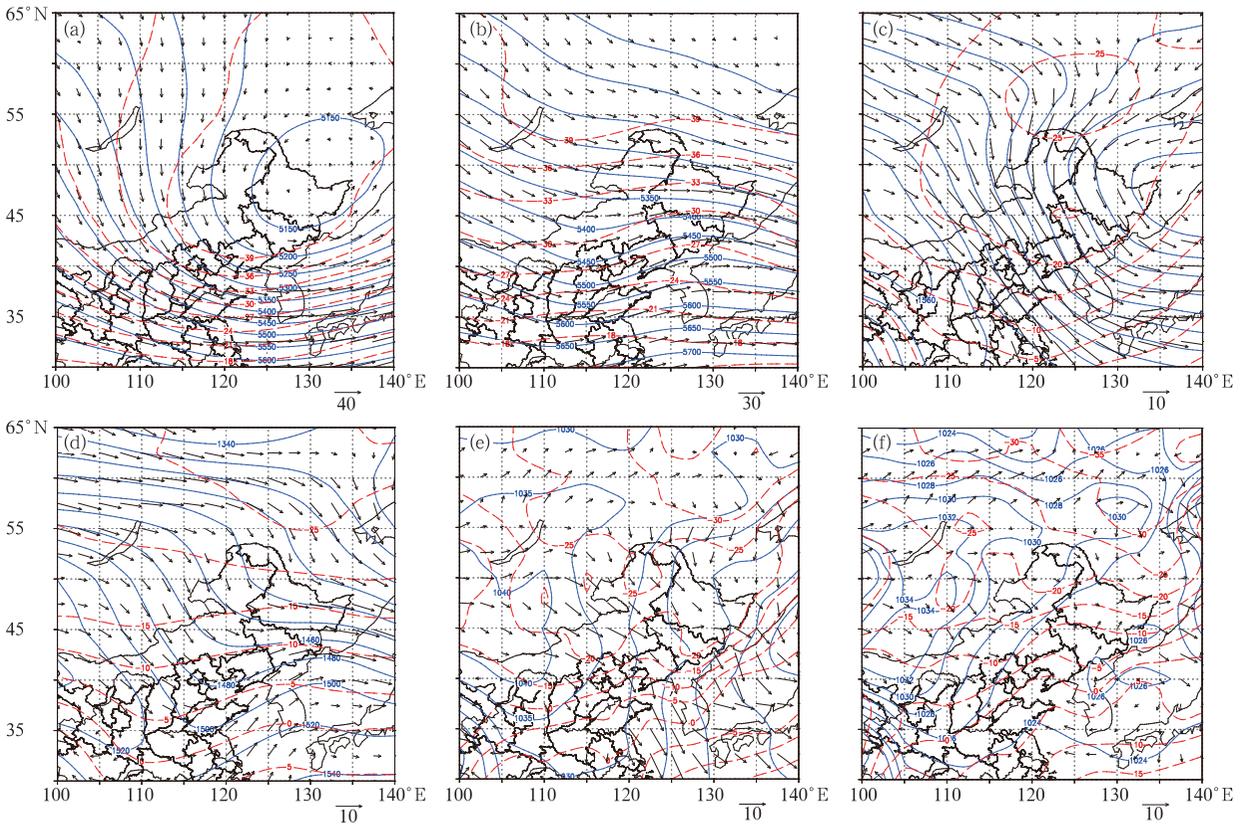


图 2 山东半岛冷流强降雪和非冷流强降雪过程前一天 12:00 UTC 500 和 850 hPa 高度场(实线,单位:gpm)、
海平面气压场(实线,单位:hPa)、温度场(虚线,单位: $^{\circ}\text{C}$)及风场合成(矢量箭头,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a) 冷流, 500 hPa; (b) 非冷流, 500 hPa; (c) 冷流, 850 hPa; (d) 非冷流, 850 hPa; (e) 冷流, 地面; (f) 非冷流, 地面

Fig. 2 Synthesis of 12:00 UTC 500 hPa, and 850 hPa height fields (solid line, unit: gpm), sea level pressure field (solid line, unit: hPa), temperature field (dashed line, unit: $^{\circ}\text{C}$) and wind (vector arrow, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

on the day before cold-air snowstorm and non-cold-air snowstorm processes in Shandong Peninsula

(a) cold-air snowstorm, 500 hPa; (b) non-cold-air snowstorm, 500 hPa; (c) cold-air snowstorm, 850hPa;
(d) non-cold-air snowstorm, 850 hPa; (e) cold-air snowstorm, surface; (f) non-cold-air snowstorm, surface

东半岛的水平水汽通量输送,但这一区域的风速相差很小,说明山东半岛低层空气中的水汽明显增加;造成空气湿度增加的原因是来自北方的干冷空气经

过渤海水面时不断地通过海气相互作用向大气输送水汽,经过水面的距离越长空气中的水汽越多(于志良,1998);在水平水汽通量散度(图3e)上,山东半

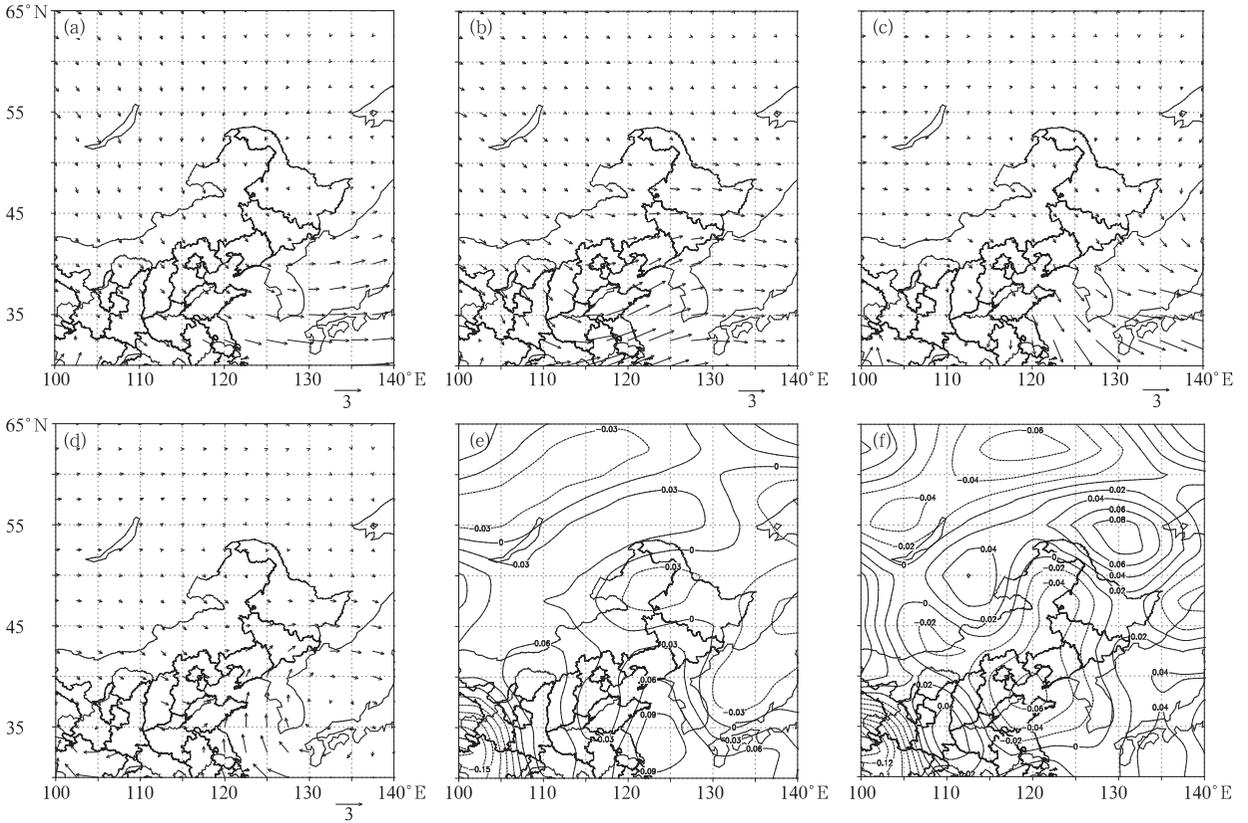


图3 山东半岛冷流强降雪和非冷流强降雪过程前一天12:00 UTC 700和925 hPa水平水汽通量场(单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)、925 hPa水平水汽通量散度(单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)合成
(a) 冷流,700 hPa,水汽通量; (b) 非冷流,700 hPa,水汽通量; (c) 冷流,925 hPa,水汽通量; (d) 非冷流,925 hPa,水汽通量; (e) 冷流,925 hPa,水汽通量散度; (f) 非冷流,925 hPa,水汽通量散度

Fig. 3 Synthesis of 12:00 UTC 700 hPa, and 925 hPa horizontal vapor flux (unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), and 925 hPa horizontal vapor flux divergence (unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) on the day before cold-air snowstorm and non-cold-air snowstorm processes in Shandong Peninsula

(a) cold-air snowstorm, 700 hPa, vapor flux; (b) non-cold-air snowstorm 700 hPa, vapor flux; (c) cold-air snowstorm, 925 hPa, vapor flux; (d) non-cold-air snowstorm, 925 hPa, vapor flux; (e) cold-air snowstorm, 925 hPa, vapor flux divergence; (f) non-cold-air snowstorm, 925 hPa, vapor flux divergence

岛表现为明显的水汽水平辐散,渤海到黄海是水平水汽通量散度高值区,说明山东半岛没有明显的大尺度辐合天气系统。非冷流强降雪过程来自南方的暖湿气流,经过海面时获得一定的水汽继续向北方输送(暖湿气流水汽饱和度高,海面的垂直输送相对冷流降雪少),随着辐合抬升降温产生垂直输送和凝结,造成水平水汽辐合(图3f),在山东、辽宁和吉林形成水平水汽通量散度低值区,低值中心位于山东半岛北部。

以上分析表明:冷流强降雪与非冷流强降雪过程水汽输送的差异主要表现为,非冷流强降雪的水汽输送主要来自南方暖湿空气的水平输送,湿层深厚(从地面直到700 hPa),在山东半岛形成水汽水

平辐合中心。冷流强降雪的水汽输送是来自北方冷空气,来源是渤海海面对干冷空气的水汽垂直输送,湿层相对浅薄(主要位于925 hPa及其以下),在山东半岛表现为明显的水汽水平辐散。

4.2 山东半岛冷流强降雪和非冷流强降雪的大气稳定性差异

强降雪过程前一天12:00 UTC的大气稳定性对比分析。温度直减率是判断大气稳定度的重要指标之一,当温度直减率等于 $1.0^{\circ}\text{C} \cdot (100\text{ m})^{-1}$ (气块的干绝热上升的温度直减率),大气处于绝对不稳定状态(这种情况在实际大气中很少见);当温度直减率大于 $0.6^{\circ}\text{C} \cdot (100\text{ m})^{-1}$ (气块绝湿热上升的平

均温度直减率,其值在对流层低层小于对流层高层),大气处于条件不稳定状态;当温度直减率小于 $0.6^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$,大气处于绝对稳定状态(陆汉城等,2004)。在对流层中低层,冷流强降雪过程山东半岛 500 与 850 hPa 之间温度差是 17°C (图 2a 和 2c),温度直减率为 $0.44^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$,气层非常稳定;非冷流强降雪过程山东半岛 500 与 850 hPa 之间温度差是 19°C (图 2b 和 2d),温度直减率为 $0.47^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$,气层也很稳定。边界层(850 hPa 以下,下同)内,冷流强降雪过程近地面气温与 850 hPa 之间温度差(图 4a),渤海东南部到黄海海

面上温度差都在 11°C 以上,温度直减率为 $0.76^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$,气层都是不稳定的,中心位于山东半岛东端的威海及其周边区域,温度差最大在 13°C 以上,温度直减率为 $0.90^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$,气层处于极不稳定状态。非冷流强降雪过程近地面温度与 850 hPa 之间温度差(图 4b),渤海到黄海上空温度差值大都在 7°C 左右,温度直减率为 $0.47^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$,中心位于山东半岛东端的北部沿海,温度差最大在 8°C 左右,温度直减率为 $0.53^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$,气层处于稳定状态。

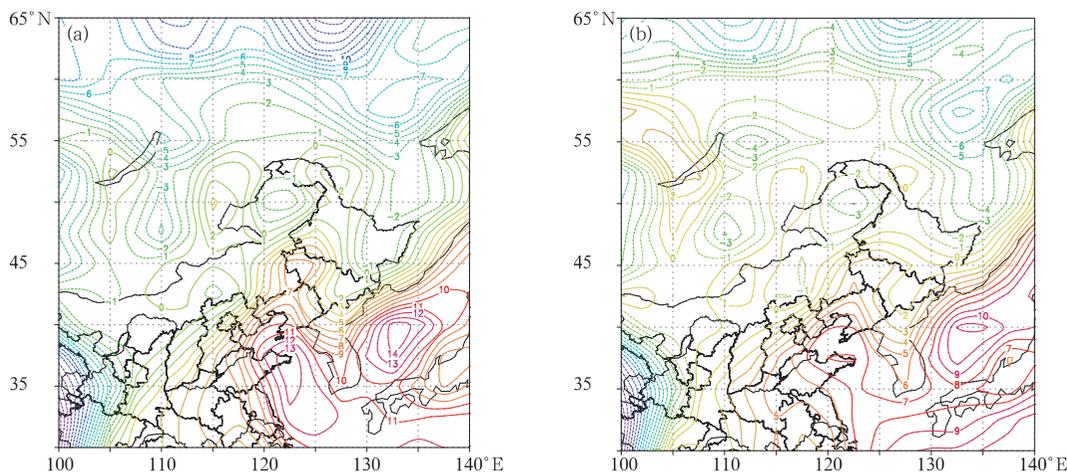


图 4 山东半岛冷流暴雪和非冷流暴雪前一天 12:00 UTC 近地面温度与 850 hPa 温度差场(单位: $^{\circ}\text{C}$)合成
(a) 冷流, (b) 非冷流

Fig. 4 Difference between 12:00 UTC surface temperature and 850 hPa temperature (unit: $^{\circ}\text{C}$) on the day before cold-air snowstorm and non-cold-air snowstorm processes in Shandong Peninsula

(a) cold-air snowstorm, (b) non-cold-air snowstorm

以上分析表明:冷流强降雪与非冷流强降雪过程的大气稳定度差异主要表现为,冷流强降雪过程,对流层中低层大气非常稳定,边界层内存在强烈的不稳定,尤其是山东半岛东部及周边区域大气层结是极不稳定状态,因此冷流强降雪属于不稳定性降雪。非冷流强降雪过程,对流层中低层、边界层大气都非常稳定,因此非冷流强降雪属于稳定性降雪。

4.3 山东半岛冷流强降雪和非冷流强降雪的大气垂直运动差异

强降雪过程前一天 12:00 UTC 的大气垂直运动对比分析。500 hPa,冷流强降雪过程山东半岛及上游的渤海及周边区域是明显的下沉运动,中心位于渤海中部到山东北部(图 5a);非冷流强降雪过程

山东半岛及上游的华北地区是大片的上升运动,中心位于渤海上空(图 5b)。925 hPa 垂直速度场(图略)与 500 hPa 相似,冷流强降雪山东半岛及上游的渤海周边区域是下沉运动;非冷流强降雪山东半岛及上游是上升运动。为什么冷流强降雪山东半岛及其上游的渤海周边区域是下沉运动? Zhang 等(2010)对 2005 年 12 月 7 日的威海暴雪的中尺度系统研究发现,冷流强降雪的上升运动区南北方向的宽度仅为 0.5 个纬距,东西方向的距离也仅为 0.8 个经度,上升运动发生在 750 hPa 以下的边界层中。可能由于冷流强降雪尺度太小,在天气尺度上没有反映出来。

以上分析表明:冷流强降雪与非冷流强降雪过程的大气垂直运动差异主要表现为,非冷流强降雪

过程在对流层中层以下山东半岛位于上升运动的中心区,存在明显的上升运动。冷流强降雪过程山东半岛上空对流层中层以下的大气,在天气尺度上表

现为下沉运动,在中小尺度上存在上升运动,冷流强降雪是中小尺度的上升运动形成的。

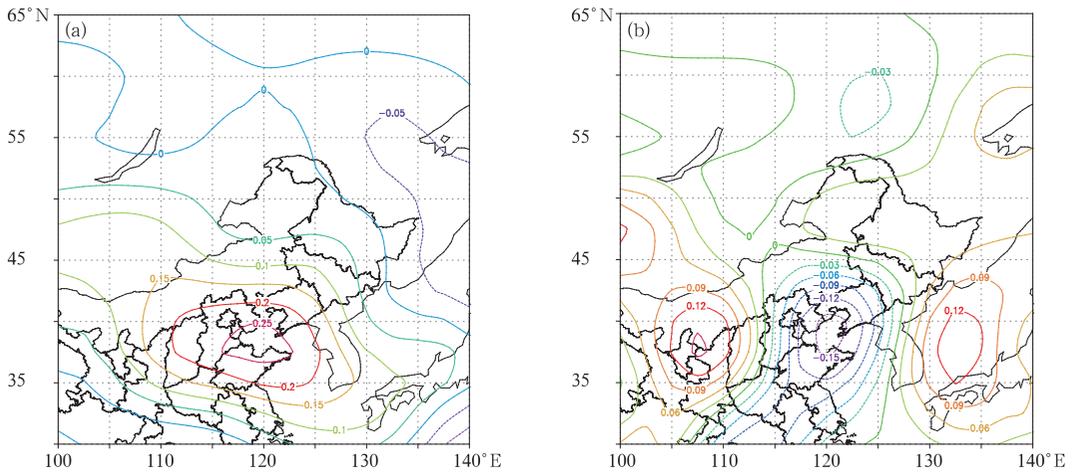


图5 山东半岛冷流暴雪和非冷流暴雪前一天12:00 UTC 500 hPa垂直运动场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)合成
(a)冷流, (b)非冷流

Fig. 5 Synthesis of 12:00 UTC 500 hPa vertical velocity (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) on the day before cold-air snowstorm and non-cold-air snowstorm processes in Shandong Peninsula
(a) cold-air snowstorm, (b) non-cold-air snowstorm

5 结论与讨论

综上所述,冷流强降雪和非冷流强降雪有着巨大的差别,冷流强降雪是中小尺度降雪,具有明显的地方性特点,而非冷流强降雪是大尺度降雪,不具有地方性特点。冷流强降雪是发生在槽后西北气流里的不稳定降雪,非冷流强降雪是发生在槽前西南气流中稳定性降雪,造成山东半岛冷流强降雪的冷空气强度明显强于非冷流强降雪的冷空气强度。冷流强降雪的水汽输送来自西北方向下垫面的暖水海面的垂直输送,水平水汽通量散度为辐散;非冷流强降雪水汽输送来自南方深厚的暖湿气流的水平输送,水平水汽通量散度为辐合。冷流强降雪850 hPa以下大气处于层结极不稳定状态,非冷流强降雪整个气层均处于层结稳定状态。冷流强降雪对应的是大尺度下沉运动;非冷流强降雪对应的是大尺度上升运动。

可以看出,冷流强降雪是强冷空气对下垫面强迫的响应结果,当冷空气经过暖海面时,海气间的热量交换和水汽输送使冷空气底部增温增湿,在边界层形成极不稳定层结,从而导致强降雪发生。可见

冷空气与暖水面相互作用产生的大气边界层不稳定是冷流降雪发生的本质,是冷流降雪发生的必要条件。因此,定义在冷空气和暖水面相互作用产生的边界层不稳定层结中发生的降雪是冷流降雪。否则,就是非冷流降雪。

参考文献

- 陈雷,戴建华,韩雅萍. 2012. 上海地区近10年冷流降雪天气诊断分析. 气象, 38(2): 182-187.
- 曹钢锋,张善君,朱官忠,等. 1988. 山东天气分析和预报. 北京: 气象出版社, 213-217.
- 崔晶,张丰启,钱永甫,等. 2008. 2005年12月威海连续暴雪的气候背景. 南京气象学院学报, 31(6): 844-851.
- 刁秀广,孙殿光,符长静,等. 2011. 山东半岛冷流暴雪雷达回波特征. 气象, 37(6): 677-686.
- 范可,田宝强. 2013. 东北地区冬半年大雪一暴雪日数气候预测. 科学通报, 58: 699-706.
- 郭锐,张琳娜,李靖,等. 2012. 2010年冬季北京初雪预报难点分析. 气象, 38(7): 858-867.
- 李刚,党英娜,袁海豹. 2007. 烟台冷流强降雪天气预报指标统计分析. 山东气象, 27(3): 24-26.
- 李青春,程丛兰,高华,等. 2011. 北京一次冬季回流暴雪天气过程的数值分析. 气象, 37(11): 1380-1388.
- 陆汉城,杨国祥. 2004. 中尺度天气原理和预报. 北京: 气象出版社, 41-44.

- 沈玉伟,孙琦旻. 2013. 2010年冬季浙江两次强降雪过程的对比分析. *气象*, 39(2):218-225.
- 苏德斌,焦热光,吕达仁. 2012. 一次带有雷电现象的冬季雪暴中尺度探测分析. *气象*, 38(2):204-209.
- 孙建华,黄翠银. 2011. 山东半岛一次暴雪过程的海岸锋三维结构特征. *大气科学*, 35(1):1-15.
- 杨成芳,李泽椿,周兵,等. 2007. 渤海南部沿海冷流暴雪的中尺度特征. *南京气象学院学报*, 30(6):857-865.
- 杨晓霞,吴炜,万明波,等. 2012. 山东省两次暴雪天气的对比分析. *气象*, 38(7):868-876.
- 于晓晶,辜旭赞,李红莉. 2013. 山东半岛一次冷流暴雪过程的中尺度模拟与云微物理特征分析. *气象*, 39(8):955-964.
- 于志良. 1998. 胶东半岛冷流降雪与海气湍流感热输送的关系. *气象学报*, 56(1):120-127.
- 张丰启. 2011. 山东半岛冷流降雪天气机理研究. 南京:南京信息工程大学, 46-94.
- 郑丽娜,王坚红,杨成芳,等. 2014. 吴珂. 莱州湾西北与山东半岛北部强海效应降雪个例分析. *气象*, 40(5):605-611.
- 郑怡,高山红,吴增茂. 2014. 渤海海效应暴雪云特征的观测分析. *应用气象学报*, 25(1):71-82.
- Byrd G P, Anstett R A, Heim J E, et al. 1991. Mobile sounding observations of lake-effect snowbands in western and central New York. *Mon Wea Rev*, 119: 2323-2332.
- Gloria E E, Maurice B D. 1979. Inclusion of sensible heating in convective parameterization applied to lake-effect snow. *Mon Wea Rev*, 107: 551-565.
- Hjelmfelt M R. 1992. Orographic effects in simulated lake-effect snowstorms over Lake Michigan. *Mon Wea Rev*, 120: 373-377.
- Lavoie R L. 1972. A mesoscale model of lake effect snowstorms. *J Atmos Sci*, 29: 1025-1040.
- Reinking R F, Kropfli R A, Caiazza R, et al. 1990. The Lake Ontario Winter Storms Project (LOWS). Preprints, 16th Conf on Severe Local Storms, Kananaskis Park, Canada, Amer Meteor Soc, 613-618.
- Zhang Fengqi, He Jinhai, Li Jianhua, et al. 2010. Mechanism of Cold-air Snowstroms and Cause of Locally Strong Cold-air Snowstroms in the Shandong Peninsula. *The International Conference on Multimedia Technology*: 880-886.