

傅慎明, 孙建华, 张敬萍, 等. 2015. 一次引发强降水的东北冷涡的演变机理及能量特征研究. 气象, 41(5): 554-565.

一次引发强降水的东北冷涡的演变机理 及能量特征研究^{* 1}

傅慎明¹ 孙建华^{1,2} 张敬萍³ 李 巍⁴

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

3 中国气象局气象干部培训学院辽宁分院, 沈阳 110000

4 河北省气象局, 石家庄 050021

提 要: 采用 NCEP CFS $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的再分析资料, 中国气象局常规地面观测资料和 FY-2E 卫星 TBB 资料对 2013 年 7 月上旬的一次引发强降水过程的东北冷涡典型个例进行了深入分析和诊断, 研究表明: (1) 本例冷涡的发展期是其降水和对流活动的最活跃时期, 其对应的最小 TBB 在 -60°C 以下, 最强 6 h 降水可达 124 mm, 南海、黄海和日本海是冷涡降水的主要水汽源地。 (2) 本例东北冷涡是一个深厚的斜压涡旋系统, 其最强斜压区和动能大值区主要位于涡旋外围; 冷涡的冷心结构主要位于对流层中高层和对流层低层。 (3) 涡度收支表明, 与对流活动密切相关的垂直涡度平流是本次冷涡产生的主导因子; 涡度垂直输送和辐合作用是冷涡快速发展的主导因子; 而辐散作用则最终导致了冷涡的消亡。 (4) 能量收支表明, 旋转风动能制造是冷涡生成过程中动能的主要产生方式, 而冷涡发展期, 旋转风动能输送是冷涡动能维持的主导因子。

关键词: 东北冷涡, Eady 增长率, 涡度收支, 动能收支

中图分类号: P456

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.05.004

Study on Evolution Mechanisms and Energy Features of Northeast Cold Vortex with Heavy Rainfall Events

FU Shenming¹ SUN Jianhua^{1,2} ZHANG Jingping³ LI Wei⁴

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

2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

3 China Meteorological Administration Training Centre, Liaoning Branch, Shenyang 110000

4 Hebei Meteorological Bureau, Shijiazhuang 050021

Abstract: On the basis of NCEP CFS reanalysis data with a resolution of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, conventional surface observation and FY-2E satellite data from the China Meteorological Administration, detailed investigation was conducted to one northeast cold vortex (NECV) that caused several heavy rainfall events. The results indicate that the developing stage of the NECV is the most active period for convective activities and precipitation. Minimum TBB during the lifetime of the vortex is below -60°C , and maximum precipitation is 124 mm. The South China Sea, the Yellow Sea and the Japan Sea are main moisture sources for the heavy rainfall events associated with the NECV. The NECV is a kind of deeply-developed baroclinic vortex system with its strong baroclinicity and kinetic energy zones mainly located at the peripheral regions around the vortex. Cold regions associated with the vortex mainly appear in mid-upper troposphere and lower

* 国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2012CB417201)和国家自然科学基金项目(41205027 和 41375053)共同资助

2014 年 9 月 14 日收稿; 2015 年 4 月 15 日收修定稿

第一作者: 傅慎明, 主要从事中尺度气象学、灾害天气动力学、数值模拟及多尺度系统相互作用的研究. Email: fusm@mail.iap.ac.cn

troposphere. Vorticity budget indicates that the vertical advection of vorticity that is closely related to convective activities dominate the formation of the NECV; the vertical advection of vorticity and the convergence effects are the most favorable factors to the rapid development of the vortex; and the divergence effects dominate the dissipation of the NECV. Kinetic energy budget indicates that the kinetic energy production by the rotational wind is the most favorable factor to the vortex during the formation stage; and during the maintaining stage, transport of kinetic energy by the rotational wind is the dominant factor to the sustainment of kinetic energy associated with the NECV.

Key words: northeast cold vortex, eady growth rate, vorticity budget, kinetic energy budget

引言

切断低压(Cut-off low, COL)是对流层中高层的闭合低压系统,常有冷中心或冷槽与之相伴(Palmén et al, 1969; Price et al, 1992; Kentarchos et al, 1998)。切断低压常与强对流天气、暴雨过程和低温冷害密切相关(白人海等,1998;Zhao et al, 2007;张立祥等,2008;Gimeno et al, 1998;沈浩等,2014;王磊等,2013;李辑等,2014);此外,切断低压还在大气臭氧平衡过程中扮演着重要的角色(Gimeno et al, 1998;杨健等,2003)。切断低压全球均可发生(Singleton et al, 2007),有研究表明(Nieto et al, 2005),北半球有3个切断低压的高发区:(1)南欧和东大西洋海岸,(2)东北太平洋,(3)中国北部—西伯利亚—西北太平洋沿岸。Price等(1992)根据涡旋的形成过程将切断低压分成了3个大类:(1)极地型,(2)副热带型,(3)极涡型。夏季,切断低压进入高发、活跃期;而冬季,切断低压的频数则大大减少(Nieto et al, 2005)。一般而言,切断低压可以维持2~3 d,也有少数个例可以维持5 d以上,此外,大多数切断低压是缓慢移动的,只有少数切断低压维持准静止(Nieto et al, 2005)。

我国的气象学者(郑秀雅等,1992)常将高发区(3),即中国北部—西伯利亚—西北太平洋沿岸内的切断低压命名为东北冷涡(northeast cold vortex, NECV)。东北冷涡是我国东北地区夏半年最重要的天气系统之一,约占该期总天数的40%,特别是6—7月,我国东北受冷涡影响的天气可达61%(郑秀雅等,1992;孙力等,1994)。东北冷涡高空存在冷心,当低层加热时常常会发生很强的对流不稳定,产生冰雹、雷暴、暴雨、龙卷等强对流天气(王东海等,2007;钟水新等,2013),造成严重的灾害。例如1998年夏季嫩江流域和松花江流域出现了超历史纪录的特大洪水,直接经济损失达千亿元;2005年6

月10号发生在黑龙江省沙兰镇及周边地区的短时强降水,造成沙兰河洪水泛滥,吞噬了100多个孩子的生命;2013年8月中下旬,有多个东北冷涡生成,引发了东北地区的严重洪涝以及俄罗斯远东地区的大范围洪灾。

由于东北冷涡的影响范围广、持续时间长、造成灾害重、发生次数频繁,该类涡旋系统一直是国内外学者的研究重点之一。早在20世纪80年代陶诗言(1980)就研究指出,当高空冷涡系统进入我国东北地区时常会给东北及华北北部带来暴雨或者雷阵雨。Matsumoto等(1982)研究了东北冷涡的次天气尺度结构及引发暴雨的机理。利用1956—1989年的观测资料,郑秀雅等(1992)对东北冷涡的气候特征、季节变化、形成和降水进行了详细的分析。孙力等(1995)总结了暴雨类和非暴雨类东北冷涡的降水时机和落区,指出暴雨类冷涡的降水中心主要位于东北冷涡系统的东南部。Tsuboki等(1999)研究发现对流云常发生于东北冷涡的东南部,并且有时会引发冰雹、雷暴、暴雨等强对流天气。刘宗秀等(2002)研究指出,东北冷涡是北半球大气环流的重要组成部分,其在一定程度上反映了北半球大气环流异常的持续和调整。Sakamoto等(2005)利用MM5模拟了冷涡的切断过程,他们研究发现,高层的辐散和非线性效应与对流云一起主导了正涡度区的切断过程。何金海等(2006)研究了群发性东北冷涡的气候效应,发现东北冷涡异常强年华南前汛期和梅雨期降水偏多。基于1958—2006年的NCEP再分析资料,Hu等(2010)分析了东北冷涡的气候特征。布和朝鲁等(2013)深入探讨了东北冷涡的环流及其动力学特征。

在前人的研究基础之上,本文将着重研究2013年夏季一次引发强降水的东北冷涡典型个例,通过涡度收支和能量收支两种有效的诊断工具深入剖析东北冷涡不同阶段的动力热力结构、演变机理和能量转换特征,以了解东北冷涡发展演变过程中的主

要机理。

1 资料和方法

1.1 资料

本文的天气分析以及东北冷涡的涡度收支和能量收支计算使用 NCEP(National Centers for Environmental Prediction) 6 h 一次的 CFS (Climate Forecast System)再分析数据(Saha et al, 2010),其水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 。此外,本研究还用到了中国气象局每小时一次 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 的 FY-2E 卫星 TBB 资料以及 6 h 地面降水资料。

1.2 方法

1.2.1 涡度收支方程

由于涡度可以有效地反映涡旋的强度,本文中使用了涡度收支方程(Kirk, 2003)来研究东北冷涡的演变机理。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{V}_h \cdot \nabla_h \zeta_h - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \mathbf{k} \cdot \left(\frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial p} \times \nabla_h \omega \right) - \text{HAV} - \text{VAV} - \text{TIL} - \text{BT} - \text{STR} - \text{RES} \quad (1)$$

式中, ζ 是涡度; $\mathbf{V}_h = u\mathbf{i} + v\mathbf{j}$ 是水平速度向量; $\nabla_h = \frac{\partial}{\partial x}\mathbf{i} + \frac{\partial}{\partial y}\mathbf{j}$ 是水平梯度算子; $\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k}$ 分别是正东、正北和天顶方向的单位矢量; f 是科氏参数; p 是气压; 垂直速度 $\omega = \frac{dp}{dt}$, 参数 $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ 。HAV 为水平涡度平流; VAV 为垂直涡度平流; TIL 为倾斜项, 反映了水平涡度和垂直涡度之间的转换; BT 为 β 项, 反映了牵连涡度的平流作用; STR 为散度项, 反映了辐合/辐散的作用; RES 为余项, 反映了摩擦和次网格过程的作用。总效果项为 $TOT = HAV + VAV + TIL + BT + STR$ 。

1.2.2 能量收支方程

动能是涡旋演变的必要条件, 为了研究东北冷涡的能量转换特征, 本文利用 Chen 等(1978)的动能收支方程对东北冷涡的能量过程进行了定量诊断。

$$\frac{\partial k}{\partial t} = -\nabla_h \cdot (\mathbf{V}_R k) - \nabla_h \cdot (\mathbf{V}_D k) - \frac{\partial(\omega k)}{\partial p} - \mathbf{V}_R \cdot \nabla_h \phi - \mathbf{V}_D \cdot \nabla_h \phi + D(k) - \text{RG} - \text{DG} - \text{RES} \quad (2)$$

式中, k 是单位质量的动能, \mathbf{V}_R 是旋转风, \mathbf{V}_D 是辐散风, ϕ 是重力位势。RT 项是旋转风动能输送项; DT 是辐散风动能输送项; VT 是垂直动能输送项; RG 是旋转风动能产生项; DG 是辐散风动能产生项; RES 为余项, 反映了摩擦和次网格过程的作用; 总效果项 $RHS = RT + DT + VT + RG + DG$ 。

2 东北冷涡的过程概述和结构特征

2.1 东北冷涡过程概述

2013 年 7 月 1 日 18 时(世界协调时, 下文同), 我国东北地区上空 500 hPa 有一深厚的短波槽 T (图 1a), 其对应的温度槽明显落后于高度槽, 这表明此短波槽将会进一步发展。短波槽 T 有一个 5640 gpm 的闭合低压中心, 对应了中心约位于 ($49^\circ \text{N}, 119^\circ \text{E}$) 的东北冷涡。短波槽 T 以东, 库页岛上空存在较强的高压脊; 短波槽 T 以南, 低纬地区副热带高压维持较强, 5880 gpm 线北界约位于 31°N 附近; 高压脊和副热带高压的维持有利于环流形势的稳定。此时, 高、低空急流均维持较强, 其中高空急流主要位于 $40^\circ \sim 50^\circ \text{N}$, 以短波槽 T 为界分为东西两段, 西段的高空急流较强; 而低空急流大致呈西南—东北走向, 由 25°N 向北延伸至 45°N , 从而为晋冀京津辽地区的强降水过程(最强 6 h 降水为 90 mm)输送了充沛的水汽(林玉成等, 2013)。

7 月 2 日 00 时, 短波槽 T 缓慢东移, 在槽后偏北风的作用下, 短波槽的中心闭合低压区范围扩大、向南伸展(图 1b); 此时, 500 hPa 流场上出现了闭合涡旋中心并有较强的正涡度中心与之对应(图略), 此即为本文重点关注的东北冷涡(后面简称冷涡), 该冷涡的东部和东南部为很强的上升运动, 其对应的最小 TBB 在 -60°C 以下(图略), 这表明对流的强度很大; 此外, 冷涡所引发的最强 6 h 降水可达 124 mm。500 hPa 上, 短波槽 T 以东的高压脊有所增强(图 1b), 副热带高压的范围显著增大, 5880 线北界可达 34°N 。200 hPa 上, 短波槽 T 以东的高空急流显著增强, 并向南扩展至 30°N , 十分有利于冷空气的南进(图略), 从而有利于有效位能的制造, 而有效位能则是冷涡维持的有利条件。850 hPa 上, 低空急流有所增强, 仍大致呈西南—东北走向, 从而有利于向北的水汽输送, 这为强降水的发生提供了有利条件。地面上, 冷涡对应了南北伸展的椭圆形低压区, 其中 ($42^\circ \text{N}, 122^\circ \text{E}$) 附近有一闭合低压中心

(图 2a),其强度为 989 hPa,需要指出的是,此地面低压中心最初并不对应东北冷涡:它初生于 6 月 30 日 18 时,并由西南向东北移动(图略),因此本次东北冷涡过程中有较明显的高、低层低压系统的耦合和相互作用。

7 月 2 日 06 时,冷涡强度显著加强,出现了

5600 gpm 的闭合低压中心(图 1c),其中心区域的正涡度加强(图略),对流和降水活动均维持较强(图略)。此后,冷涡 A 缓慢东移,并于 7 月 2 日 18 时再次显著加强,出现了 5560 gpm 的闭合低压中心(图 1e),并有 -10°C 的冷中心与之对应,此时,冷涡对应的地面低压区也显著加强(图 2b 和 2c),出

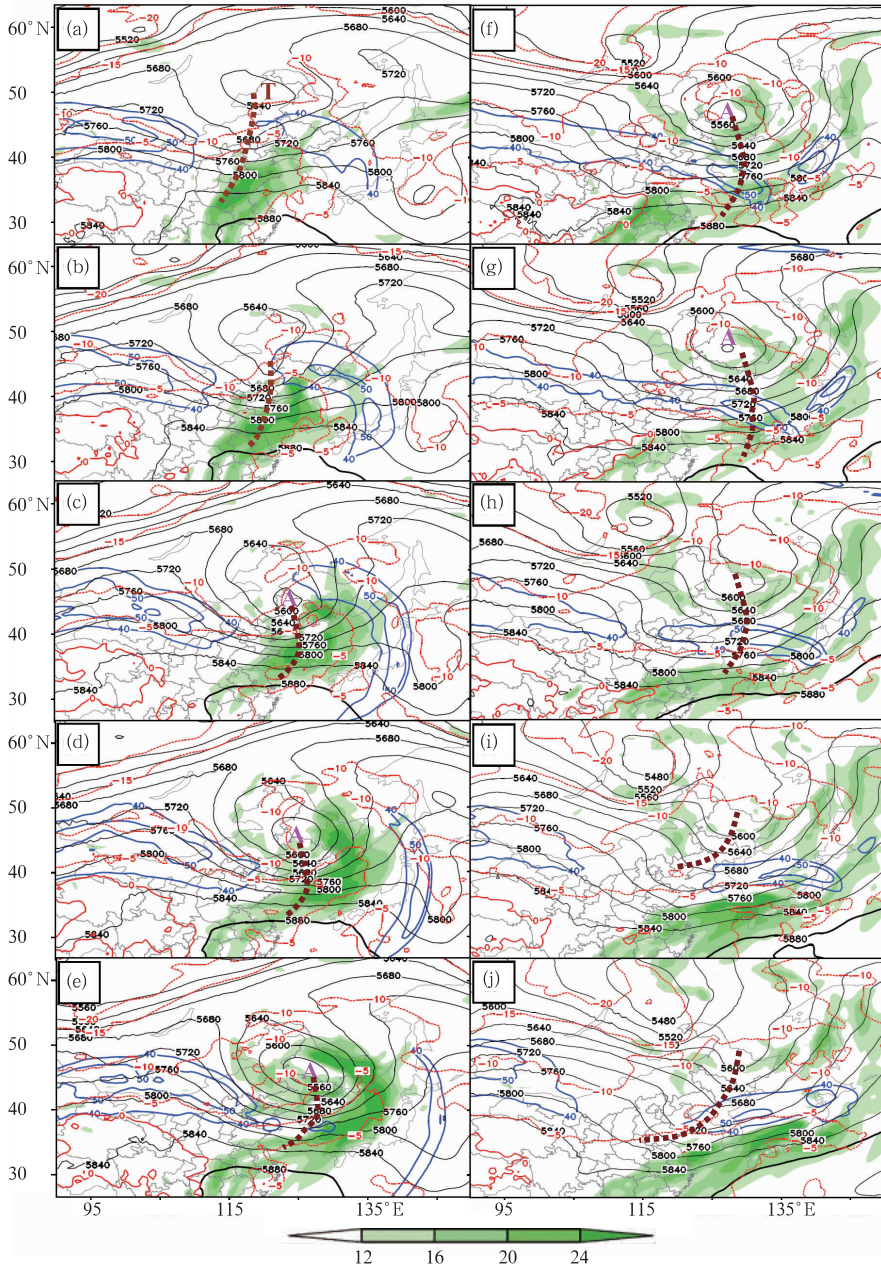


图 1 2013 年 7 月 1—5 日 500 hPa 位势高度(黑色实线,单位:gpm)、温度(红色虚线,单位: $^{\circ}\text{C}$)、850 hPa 低空急流(绿色阴影,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)以及 200 hPa 高空急流(蓝色实线,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

(a) 1 日 18 时,(b) 2 日 00 时,(c) 2 日 06 时,(d) 2 日 12 时,(e) 2 日 18 时,(f) 4 日 00 时,(g) 4 日 06 时,(h) 4 日 12 时,(i) 4 日 18 时,(j) 5 日 00 时

Fig.1 Geopotential height (black solid line, unit: gpm) and temperature (red dashed line, unit: $^{\circ}\text{C}$), LLJ at 850 hPa (shaded area, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), ULJ at 200 hPa (blue solid line, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) from 1 to 5 July 2013
(a) 1800 UTC 1 (b) 0000 UTC 2 (c) 0600 UTC 2 (d) 1200 UTC 2 (e) 1800 UTC 2 (f) 0000 UTC 4, (g) 0600 UTC 4, (h) 1200 UTC 4, (i) 1800 UTC 4, and (j) 0000 UTC 5

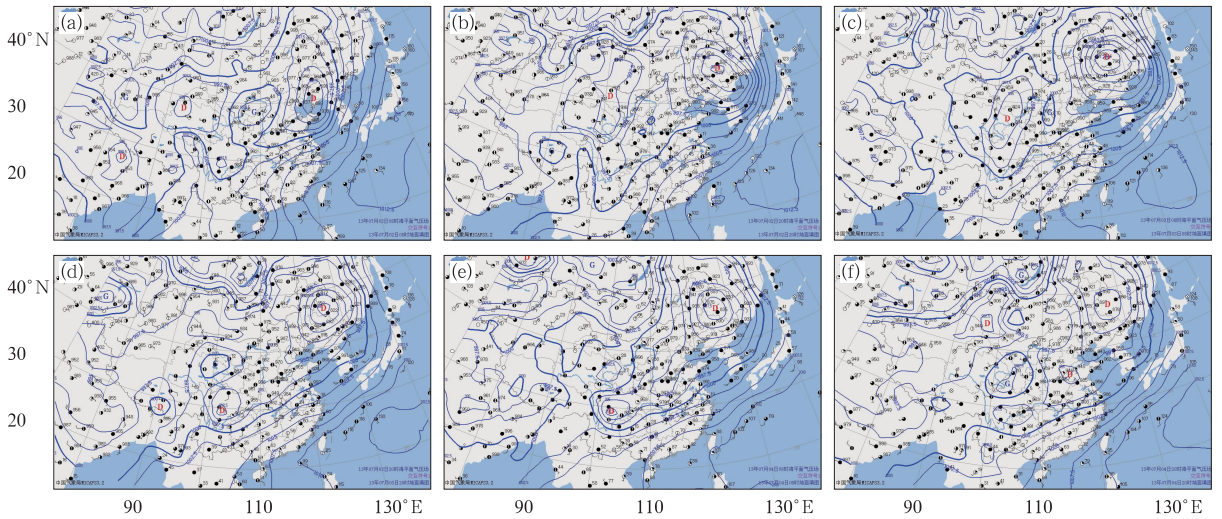


图 2 2013 年 7 月 2—4 日地面天气图

(a) 2 日 00 时, (b) 2 日 12 时, (c) 3 日 00 时, (d) 3 日 12 时, (e) 4 日 00 时, (f) 4 日 12 时

Fig. 2 Surface synoptic charts from 2 to 4 July 2013

(a) 0000 UTC 2, (b) 1200 UTC 2, (c) 0000 UTC 3, (d) 1200 UTC 3, (e) 0000 UTC 4, and (f) 1200 UTC 4

现了 980 hPa 的低压中心(图略)。由上述分析可知,7 月 2 日 00—18 时是冷涡快速发展的时期,因此此段时期被定义为冷涡的发展期。在冷涡 A 的发展期,其东部和东南部的低空急流持续加强(图 1b~1e),而短波槽 T 以东的高空急流则相对于冷涡 A 的中心向东移动,并且经历了一个先增强后减弱的过程。

7 月 3 日 00 时至 7 月 4 日 06 时,冷涡进入较稳定的成熟期,在此期间,冷涡稳定少动,维持 -10°C 的冷中心以及 5560 gpm 的闭合低压中心(图 1f 和 1g),地面上,与冷涡对应的低压中心稳定维持,其强度随时间缓慢变弱(图 2c~2e),此外,冷涡所引发的对流及降水均随时间减弱(图略)。在冷涡的成熟期,原先短波槽以东的高空急流中心随时间迅速减弱,并于 3 日 06 时完全消失(图略),而在 2 日 18 时新生的位于冷涡南部的高空急流区(图 1e)则随时间迅速增强,并相对于低涡中心向东移动,此支高空急流对应了很强的向北的暖平流(图略),在一定程度上使得冷涡的冷中心减弱。此外,冷涡东部和东南部的低空急流随时间减弱(图 1f 和 1g),从而使得冷涡降水的水汽条件变差。

7 月 4 日 12 时开始,冷涡进入快速消亡期(图 1h~1j),其 500 hPa 闭合低压中心于 7 月 4 日 12 时消亡(图 1h);在强烈的暖平流作用下, -10°C 的冷中心于 7 月 4 日 18 时消亡(图 1i);流场的闭合涡旋

中心于 5 日 06 时消亡(图略);地面上,与冷涡对应的低压区也迅速减弱(图 2f),其闭合低压中心于 5 日 03 时消亡(图略)。由冷涡的消亡过程可知,气压场上的涡旋中心先于流场上的涡旋中心消亡,因而冷涡的消亡可能是风场向气压场地转适应的结果。

在本次冷涡过程中,强降水主要出现在涡旋的快速发展期(图略),而其成熟期和消亡期的对流活动和降水均较弱(图略)。由水汽收支可知,冷涡发展期的水汽输送很强(图 3a 和 3b),并在冷涡东部和东南部产生强辐合,对应了此处的强降水,其水汽主要源地为南海、黄海和日本海。而在冷涡的成熟期和消亡期,水汽输送显著减弱,水汽辐合也明显减弱,弱水汽辐合中心主要位于冷涡的东部和东南部(图 3c~3f),其对应的主要水汽源地为南海、东海、黄海、渤海和日本海。

2.2 东北冷涡的结构特征

冷涡的环流特征较为复杂,它与其西部和东部的高压脊以及其北部和南部的低压系统密切联系(图 1),为了尽量着眼于冷涡系统本身,本研究按照整个冷涡生命内平均的闭合低压区范围和正涡度中心区域范围选定了冷涡的关键区为 $7^{\circ}\times 7^{\circ}$ 的区域。

东北冷涡的初生时刻,冷涡关键区南部的动能为大值区(图 4a)关键区东北和西南部均存在很强的 Eady 增长率(eady growth rate, EGR; Hoskins

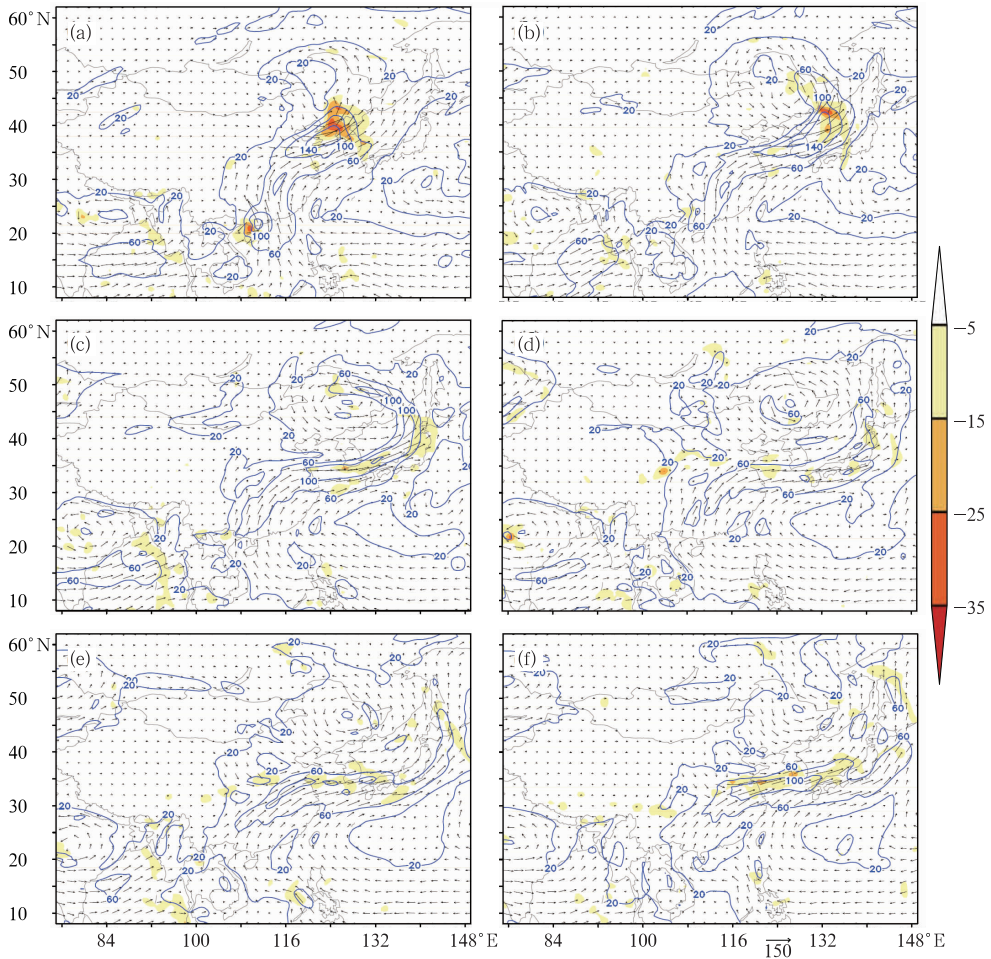


图 3 2013 年 7 月 2—4 日地面到 300 hPa 积分的水汽输送

(阴影为水汽通量散度,单位: $10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$;

蓝色实线为水汽通量大小,单位: $10^{-2} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$;箭头为水汽通量矢量,单位: $10^{-2} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)

(a) 2 日 00 时, (b) 2 日 12 时, (c) 3 日 00 时, (d) 3 日 12 时, (e) 4 日 00 时, (f) 4 日 12 时

Fig. 3 Integral of the moisture transportation from surface to 300 hPa from 2 to 4 July 2013

(The shaded area is the divergence of integrated moisture flux, unit: $10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$;

the solid line is the value of the integrated moisture flux, unit: $10^{-2} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$; and the vector is moisture flux vector, unit: $10^{-2} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)

(a) 0000 UTC 2, (b) 1200 UTC 2, (c) 0000 UTC 3, (d) 1200 UTC 3, (e) 0000 UTC 4, and (f) 1200 UTC 4

et al, 1990)大值区,这表明冷涡系统的斜压性很强,这为有效位能释放提供了能量源。EGR 能够有效地反映系统的斜压性,是斜压能量增长的有效估计,其计算公式为: $EGR = 0.3098 \frac{|f| |\partial U / \partial z|}{N}$, 其中 N 为布伦特-维萨拉频率(浮力振荡频率), U 为纬向风, z 为高度。

由剖面图 5a 可知,此时冷涡对应了由 950 hPa 向上延伸至约 100 hPa 且向西倾斜的正涡度柱,此正涡度柱对应了较强的负位势高度距平区,该负距平区也随高度向西倾斜(这表明系统处于发展期),并大致由地面向上伸展至 150 hPa 附近。由此可知,冷涡是一种深厚的斜压涡旋系统。对流层低层

(600 hPa 以下),冷涡对应了负温度离差,这可能是由降水的蒸发效应所致;600~250 hPa,冷涡东部为正温度离差,而冷涡西部为负温度离差,这分别对应了冷涡东部的强暖平流和降水潜热释放(图 1b)以及冷涡西部的强冷平流;对流层高层(250 hPa 以上),冷涡存在暖区(图 5a)。冷涡的垂直风切变较强(图 6a),这表明系统的斜压性较强。在冷涡的关键区,垂直方向上,从 950 hPa 到 100 hPa 出现了辐合和辐散区的相间分布,其中最强辐合区发生在 400~300 hPa,而最强辐散发生在 200 hPa 附近。

进入发展期后(图 5b),冷涡所对应的正涡度柱和负位势高度离差区依然保持随高度向西倾斜,且其强度均显著增强。冷涡关键区低层的冷温度离差

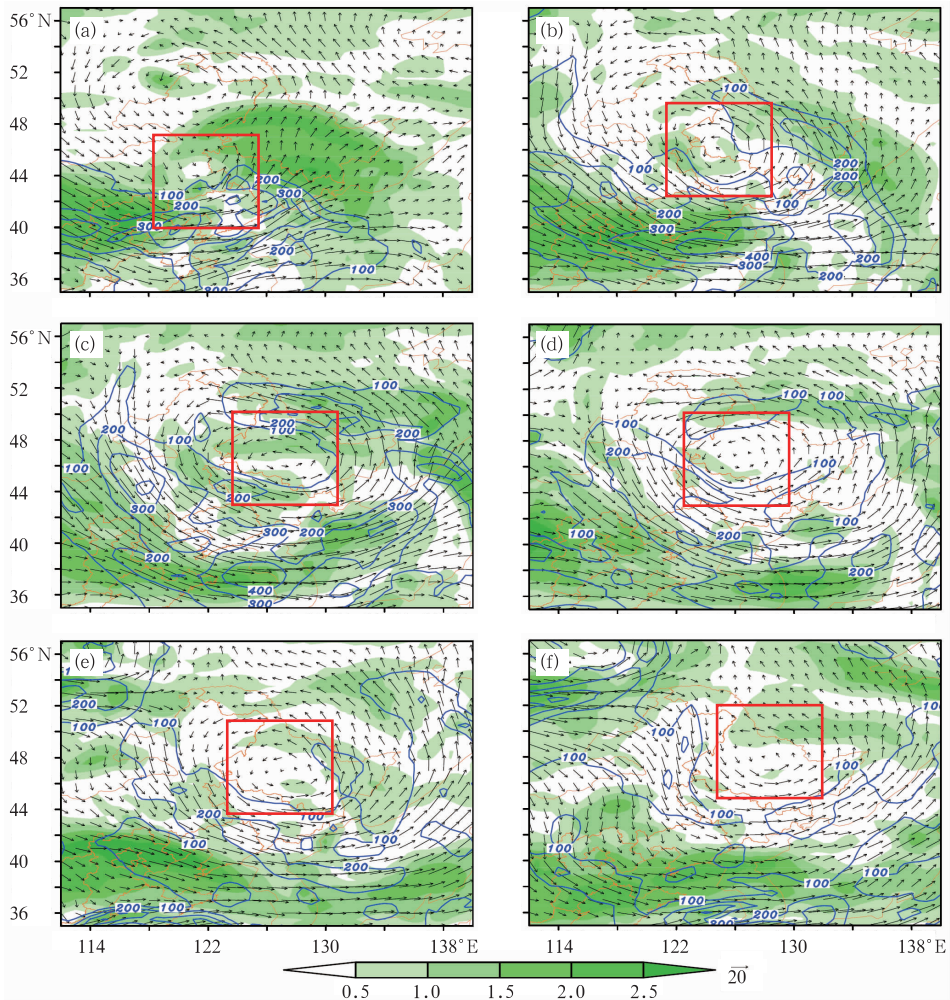


图4 2013年7月2—4日500 hPa风场(箭头,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、动能(蓝色实线,单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$),
700~300 hPa EGR(绿色阴影,单位: d^{-1})

(a) 2日00时,(b) 2日12时,(c) 3日00时,(d) 3日12时,(e) 4日00时,(f) 4日12时

Fig.4 500 hPa wind field (vector, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), kinetic energy (blue solid line, unit: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)
and EGR of 700—300 hPa (shaded area, unit: d^{-1}) from 2 to 4 July 2013

(a) 0000 UTC 2, (b) 1200 UTC 2, (c) 0000 UTC 3, (d) 1200 UTC 3,

(e) 0000 UTC 4, and (f) 1200 UTC 4

中心和高层的暖离差中心均加强,而对流层中层的冷、暖温度离差中心均有所减弱。冷涡关键区内的垂直运动有所增强(图6b),从950 hPa到100 hPa依然为辐合和辐散区的相间分布,但其强度均显著减弱。

在冷涡的成熟期,冷涡关键区北部和南部的EGR有所减弱(图4c~4e),这表明系统的斜压性减弱,这可能是有效位能释放的结果;而在冷涡关键区以南则一直维持较强的EGR大值区并且对应了较强的动能区。冷涡关键区内的动能随时间逐渐减小,较强的动能区主要位于冷涡的外围风场,尤其是

西南部、南部和东部。冷涡所对应的正涡度柱和负位势高度离差区保持近似直立(图5c~5e),这表明系统进入了成熟期。此外,正涡度柱和负位势高度离差区分别在7月3日00时(图5c)和06时(图略)达到最强,随后逐渐减弱。对流层高层的正温度离差区稳定维持;冷涡西部对流层中层的负温度离差区消亡,取而代之的是较弱的正温度离差区;对流层低层的负温度离差区稳定维持,强度有所减弱。由图6c~6e可知,涡旋关键区内的垂直运动较弱,纬向风0线在950~200 hPa间大致呈直立,表明此时涡旋的垂直伸展较厚且系统已经进入成熟期。在冷

涡关键区内,从对流层低层到高层的散度的正、负的相间分布依然存在,但其强度有所减弱。

冷涡消亡期,冷涡关键区内动能较弱(图 4f), EGR 仅在关键区北部为大值区。与冷涡对应的负位势高度离差区和正涡度柱均大大减弱(图 5f),且随高度向东倾斜,这表明系统进入消亡期。冷涡关键区内 700 hPa 以上主要为正温度离差区,而 700 hPa 以下则为负温度离差区。与冷涡所对应的纬向风 0 线和正涡度柱均大大缩短,主要维持在对流层中低

层(图 6f),冷涡关键区内的垂直运动以及辐合辐散均较弱。

3 东北冷涡的演变机理和能量转换

为了研究东北冷涡的演变机理和能量特征,本文采用了涡度收支与动能收支,并将计算结果在 2.2 节中所述的东北冷涡关键区内进行了区域平均,用以代表冷涡中心区域的总体变化特征。根据前人的

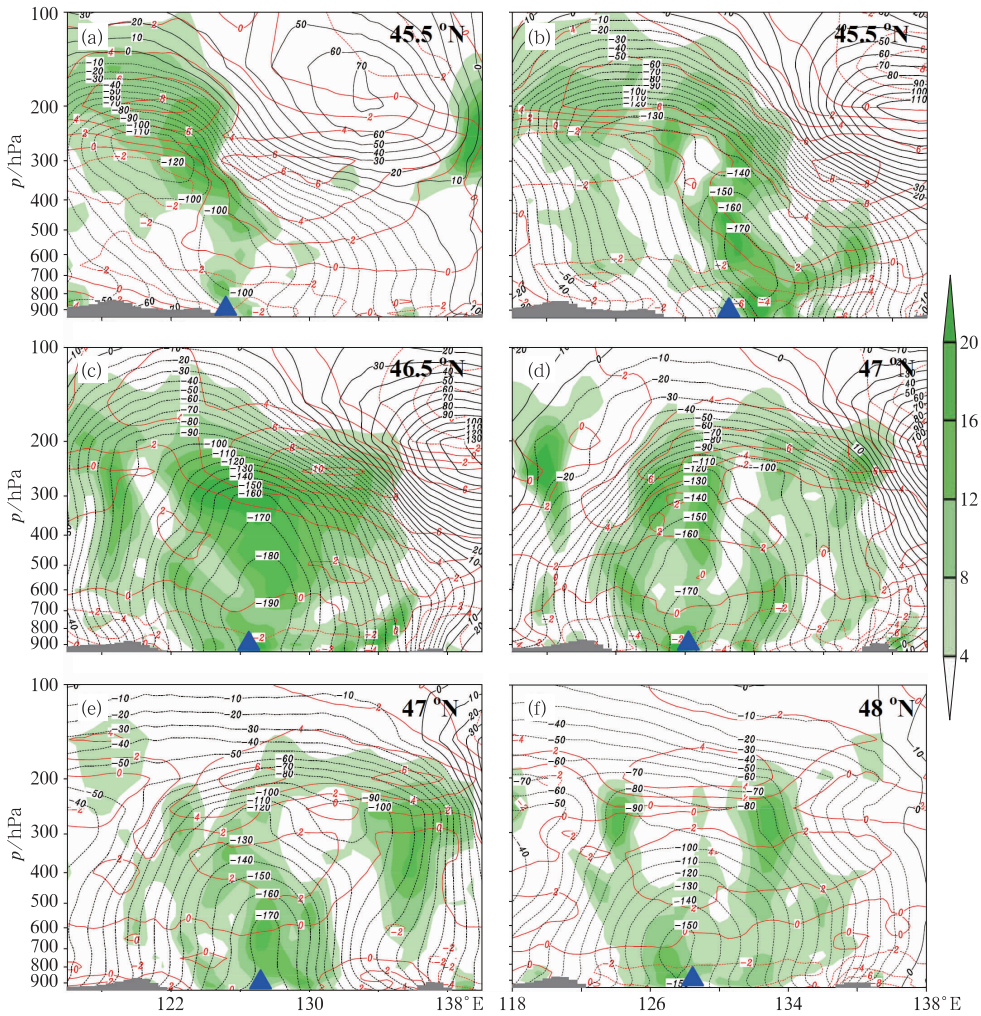


图 5 2013 年 7 月 2—4 日沿涡旋中心纬度(图右上角)的涡度(阴影,单位: 10^{-5} s^{-1}), 温度离差(红色实线和虚线,单位: $^{\circ}\text{C}$)及位势高度离差(黑色实线和虚线,单位:gpm)剖面(底部灰色填色代表地形)

(a) 2 日 00 时, (b) 2 日 12 时, (c) 3 日 00 时, (d) 3 日 12 时, (e) 4 日 00 时, (f) 4 日 12 时

Fig. 5 Cross sections of vorticity (shaded area, unit: 10^{-5} s^{-1}), temperature deviation (red solid line and dashed line, unit: $^{\circ}\text{C}$), geopotential height deviation (black solid line and dashed line, unit: gpm) and terrain (gray shaded area at bottom) along central latitudes of the cyclone (shown in the top right corner) from 2 to 4 July 2013

(a) 0000 UTC 2, (b) 1200 UTC 2, (c) 0000 UTC 3, (d) 1200 UTC 3, (e) 0000 UTC 4, and (f) 1200 UTC 4

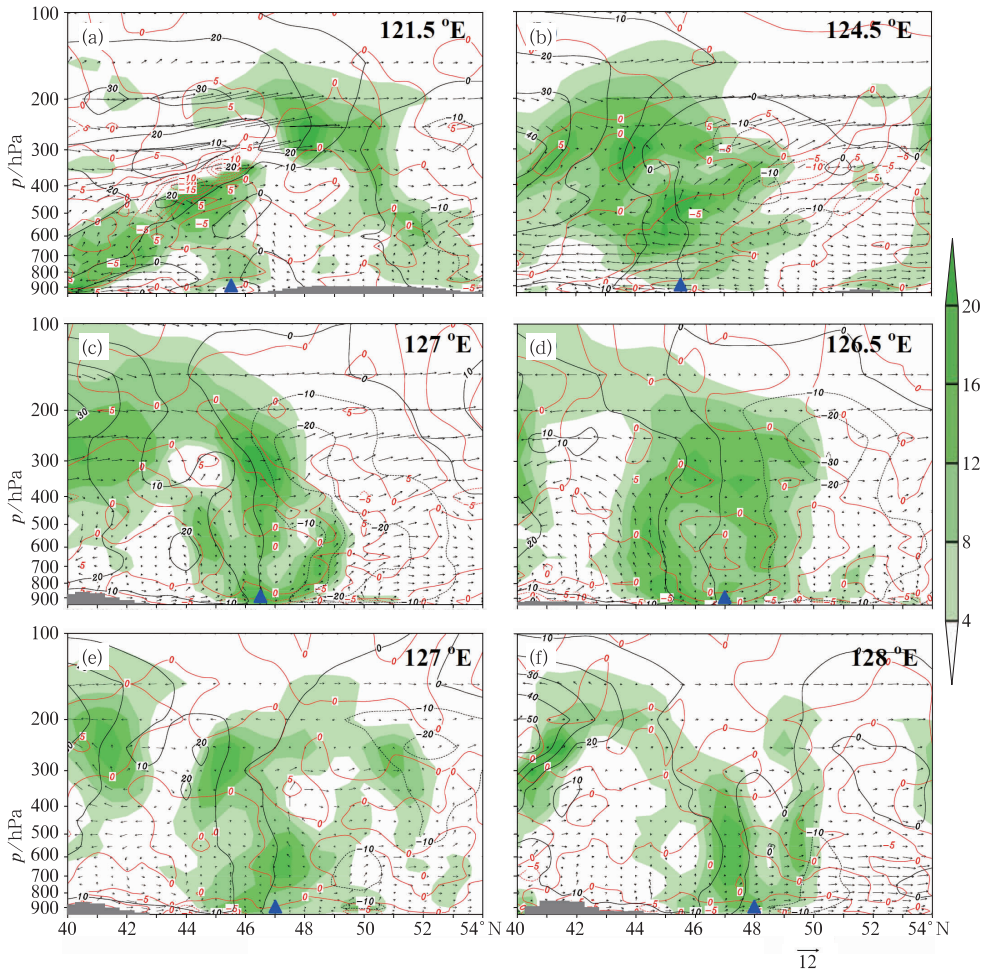


图6 2013年7月2—4日沿涡旋中心经度(图右上角)的涡度(阴影,单位: 10^{-5} s^{-1})散度(红色实线和虚线,单位: 10^{-5} s^{-1})、纬向风(黑色实线和虚线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)以及经向风和 $50 \times$ 垂直速度(箭头,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)的剖面(底部灰色填色代表地形)

(a) 2日00时, (b) 2日12时, (c) 3日00时, (d) 3日12时, (e) 4日00时, (f) 4日12时

Fig. 6 Cross sections of vorticity (shaded area, unit: 10^{-5} s^{-1}), divergence (red solid and dashed lines, unit: 10^{-5} s^{-1}), zonal wind (black solid and dashed lines, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), composed vector of meridional wind and $50 \times$ vertical velocity (vector, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and terrain (gray shaded area at bottom) along central longitudes of the cyclone (shown in the top right corner) from 2 to 4 July 2013

(a) 0000 UTC 2, (b) 1200 UTC 2, (c) 0000 UTC 3, (d) 1200 UTC 3, (e) 0000 UTC 4, and (f) 1200 UTC 4

500 hPa 被选为东北冷涡的代表层次进行重点研究。此外,6个特征时刻,即7月1日18时(初生前);2日00时(初生时);2日12时(发展期);3日06时(成熟期);3日18时(成熟期);和4日18时(消亡期)被选为代表性的研究阶段。

3.1 涡度收支

冷涡产生前,冷涡关键区内700~400 hPa 主要为正涡度区(图7a);辐合主要位于450 hPa 以下,而辐散主要位于400 hPa 以上,这种下层辐合上层辐散的结构有利于对流的发生和维持。 TOT 项在700~400 hPa 层内维持正值,有利于正涡度的快速

增加,这十分有利于冷涡的产生。对比涡度收支方程各项在500 hPa 的作用可知,垂直涡度平流 VAV 是冷涡产生的最有利因子,水平涡度输送作用 HAV 也促进了冷涡的生成;而散度项 STR 和倾斜项 TIL 则在一定程度上阻碍了冷涡的初生。冷涡生成后,冷涡关键区内平均的正涡度增强(图7b),对流层下层辐合减弱,450~350 hPa 的辐合显著加强。 TOT 项在对流层中高层维持大值区,这十分有利于冷涡的向上伸展。500 hPa 上, TOT 为正,有利于涡旋发展, VAV 是冷涡发展的最有利因子, STR 也起到了促进作用;而 TIL 是最不利因子, HAV 也不利于冷涡发展。冷涡发展期(图7c),关

键区内正涡度增强, *TOT* 有利于 700~300 hPa 内正涡度的增长。500 hPa 上 *VAV* 依然是冷涡发展的最有利因子, *STR* 同样也有利于冷涡发展, 但其两者强度均大大减弱。 *TIL* 依然是最不利于涡旋发展的因子, 其强度也大大减弱, 而 *HAV* 同样也不利于冷涡的发展, 但其强度变化不大。

冷涡的成熟期, 关键区内的正涡度达到最大值后开始逐渐减弱(图 7d 和 7e), 对流层低层出现辐散, 对流层高层也以辐散为主。 *TOT* 项显著减弱, 并在对流层低层出现负值, 表明冷涡在低层开始减弱。500 hPa 上, *VAV* 依然是最有利于冷涡维持的因子, *STR* 也有利于涡旋维持, 而 *TIL* 和 *HAV* 是造成涡旋减弱的最主要因子。冷涡的消亡期, 关键区内正涡度显著减弱(图 7f), 对流层中低层的辐散加强, 而对流层高层出现了强辐合, 这种形势十分不利于上升运

动的维持。500 hPa 上, *TOT* 出现负极大值, 这表明冷涡开始迅速消亡, 其中 *STR* 是冷涡消亡的最主要影响因子, 而 *TIL* 则加速了涡旋的消亡。此外, *VAV* 和 *HAV* 在一定程度上延缓了冷涡的消亡。

3.2 能量收支

冷涡产生前, 500 hPa 关键区南部存在较强的动能大值区(图略), 此时, 由于强烈的垂直输送作用 *VT*(图 8a), 关键区内动能总体减小($RHS < 0$), 而辐散风制造项 *DG*、旋转风输送 *RT* 以及旋转风制造项 *RG* 均有利于关键区内动能的维持。冷涡生成时, 500 hPa 关键区内动能略有减小(图 8b), 这主要是由与对流活动密切相关的垂直输送作用 *VT* 所致, 而 *RT*、*RG* 和 *DG* 则有利于涡旋总体动能的维持。冷涡发展期, 500 hPa RHS 为正(图 8c), 有利

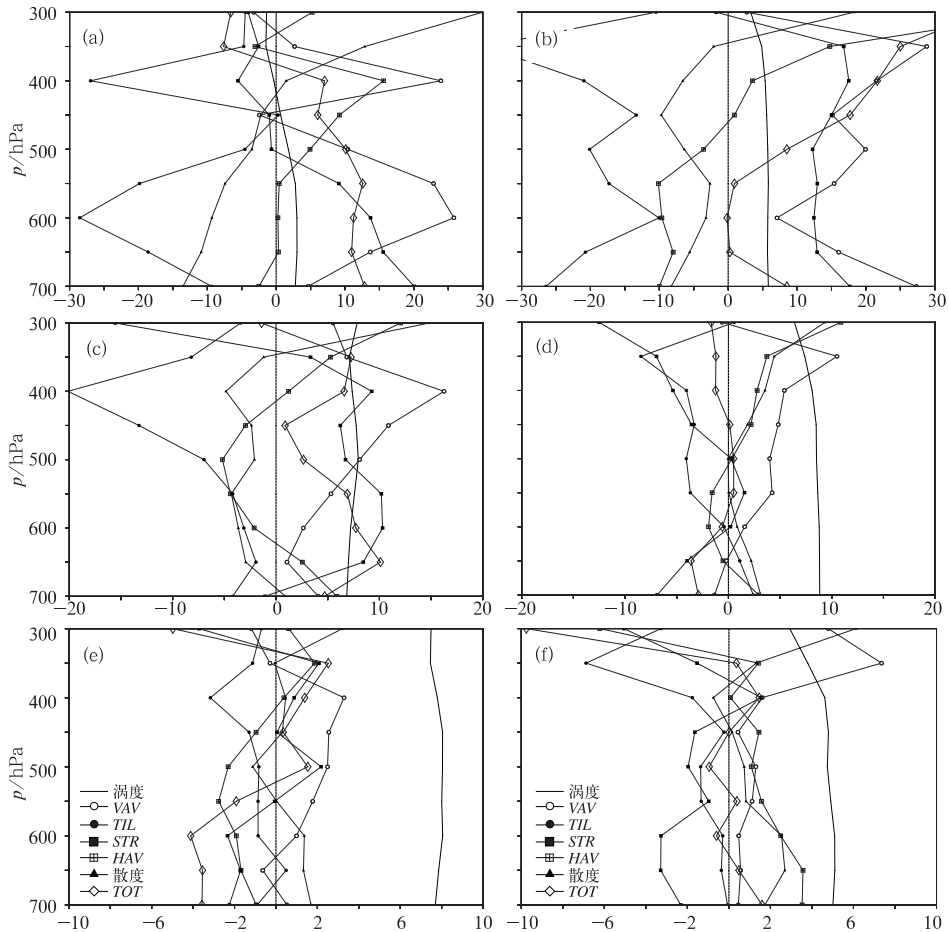


图 7 2013 年 7 月 1—4 日关键区区域平均的涡度收支项(单位: $10^{-10} s^{-2}$)、
涡度(单位: $10^{-5} s^{-1}$)和散度(单位: $10^{-6} s^{-1}$)

(a) 1 日 18 时, (b) 2 日 00 时, (c) 2 日 12 时, (d) 3 日 06 时, (e) 3 日 18 时, (f) 4 日 18 时

Fig. 7 Key-area-averaged vorticity budget terms (unit: $10^{-10} s^{-2}$),

vorticity (unit: $10^{-5} s^{-1}$) and divergence (unit: $10^{-6} s^{-1}$) from 1 to 4 July 2013

(a) 1800 UTC 1, (b) 0000 UTC 2, (c) 1200 UTC 2, (d) 0600 UTC 3, (e) 1800 UTC 3, and (f) 1800 UTC 4

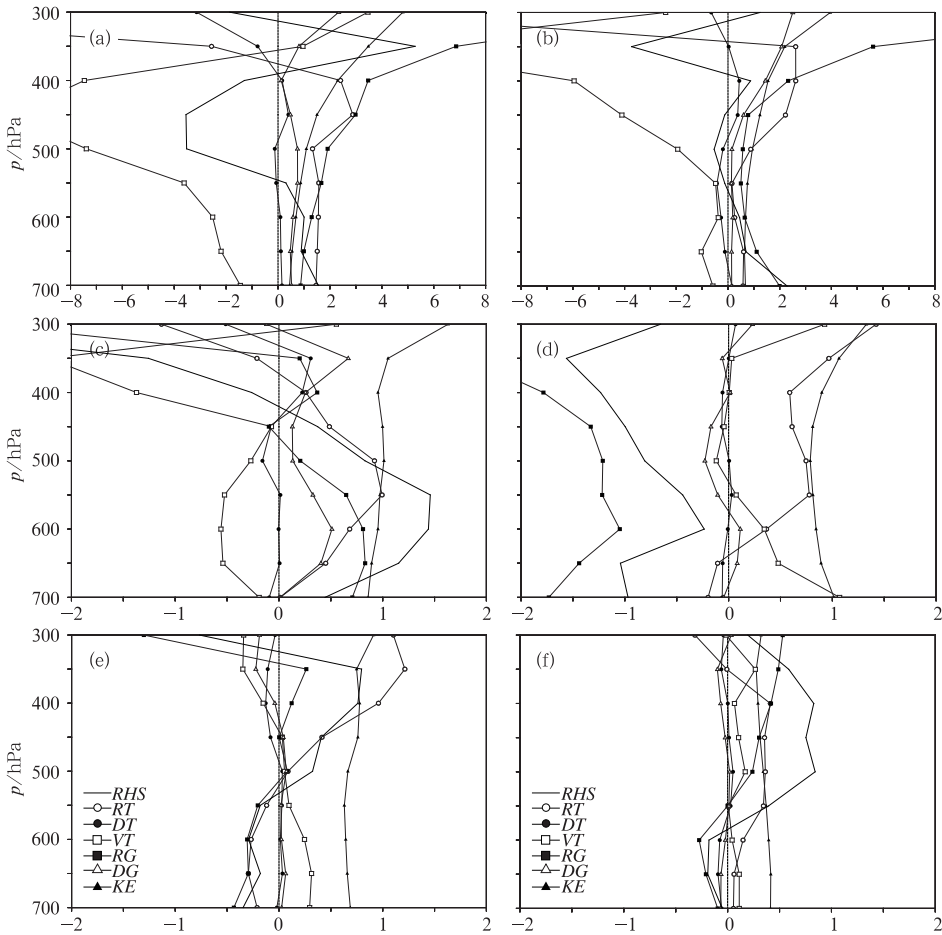


图8 同图7,但为关键区区域平均的动能收支项(单位: $10^{-3} \text{ W} \cdot \text{kg}^{-1}$)和动能(单位: $10^2 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$)

Fig. 8 Same as Fig. 7, but for key-area-averaged KE budget terms (unit: $10^{-3} \text{ W} \cdot \text{kg}^{-1}$) and KE (unit: $10^2 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$)

于涡旋动能的增长,RT是最有利的因子,RG和DG同样有利于动能增长,而VT和DT则阻碍了动能的增长。

冷涡成熟期,500 hPa关键区内动能主要呈减小趋势(图8d和8e),RT是冷涡动能的最主要维持因子,而RG则是动能减小的主要原因。冷涡消亡期,500 hPa关键区内动能较弱(图8f),而动能收支的各项作用均对动能的维持起到微弱的有利作用。需要指出的是虽然动能是涡旋存在的必要条件,但是并不存在动能越大涡旋越强或动能越小涡旋越弱的简单关系。相比于动能的大小,动能的水平分布形式更能反映涡旋的强弱变化。如图8b和8c,2日00时与2日12时,500 hPa关键区内的平均动能大致相等,然而2日12时的冷涡要比2日00时强得多(图1b和1d)。

4 结论

本文对发生在2013年7月上旬一次持续时间

较长的引发强降水的东北冷涡典型个例进行了深入的研究,主要结论如下:

(1)该东北冷涡维持了约72 h,它所引发的强对流活动和强降水事件主要发生在涡旋的东部和东南部。冷涡的发展期是其降水和强对流活动的最活跃时期,最强6 h降水可达124 mm,此时段水汽主要源地为南海、黄海和日本海;而在冷涡的成熟期和消亡期,与冷涡相关的水汽输送显著减弱,因而对应的降水也显著减弱,本阶段的主要水汽源地为南海、东海、黄海、渤海和日本海。

(2)本例东北冷涡是一个深厚的斜压涡旋系统(垂直伸展可达950~150 hPa),在其发展期,整个涡旋系统随高度向西倾斜;成熟期,涡旋系统近似直立且维持准静止;消亡期,整个涡旋系统向东倾斜。冷涡的最强斜压区和动能大值区主要位于冷涡的外围,冷涡的冷心结构主要位于对流层中高层和对流层低层。

(3)涡度收支表明与对流密切联系的垂直涡度平流是本例东北冷涡产生的最有利因子,而辐散作

用项和垂直运动不均所造成的负倾斜项在一定程度上阻碍了冷涡的初生。冷涡发展期, 涡度垂直输送和辐合作用项是冷涡快速发展的主导因子, 而倾斜项和水平涡度平流则在一定程度上阻碍了涡旋的发展。涡旋成熟期, 垂直涡度输送依然是最有利于冷涡维持的因子, 而倾斜项和水平涡度平流则是造成涡旋减弱的最主要因子。冷涡的消亡期, 与辐散相对应的负散度作用项是冷涡消亡的主导因子, 负倾斜项也促进了涡旋的消亡, 而水平和垂直的涡度输送则在一定程度上延缓了冷涡的消亡过程。

(4) 动能是冷涡维持的必要条件, 动能的强弱结合其水平分布形式能在一定程度上反映冷涡的强弱。在本例东北冷涡的生成过程中, 旋转风动能制造是冷涡关键区动能维持的最有利因子, 而与对流活动密切相关的动能垂直输送则使得关键区内动能减小。冷涡发展期, 旋转风动能输送是冷涡动能维持的主要途径, 而动能的垂直输送依然使得关键区内动能减小。冷涡成熟期, 关键区内动能主要呈减小趋势, 旋转风动能输送是冷涡动能维持的最主要因子, 而旋转风动能制造则是动能减小的主要原因。冷涡消亡期, 关键区内动能较弱, 而各个动能收支项均微弱地有利于冷涡动能的维持。

参考文献

白人海, 谢安. 1998. 东北冷涡过程中的飏线分析. *气象*, 24(4): 37-40.

布和朝鲁, 谢作威. 2013. 东北冷涡环流及其动力学特征. *气象科技进展*, 3(3): 34-39.

何金海, 吴志伟, 江志红, 等. 2006. 东北冷涡的“气候效应”及其对梅雨的影响. *科学通报*, 51: 2803-2809.

李辑, 房一禾, 李菲, 等. 2014. 辽宁初夏降水大尺度环流影响因子及2012年初夏异常多雨成因分析. *气象*, 40(9): 1114-1122.

林玉成, 徐璐, 张芳华. 2013. 2013年7月大气环流和天气分析. *气象*, 39(10): 1379-1384.

刘宗秀, 廉毅, 高枫亭, 等. 2002. 东北冷涡持续活动时期的北半球500 hPa环流特征分析. *大气科学*, 26: 361-372.

沈浩, 杨军, 祖繁, 等. 2014. 干空气入侵对东北冷涡降水发展的影响. *气象*, 40(5): 562-569.

孙力, 王琪, 唐晓玲. 1995. 暴雨类冷涡与非暴雨类冷涡的合成对比分析. *气象*, 21: 7-10.

孙力, 郑秀雅, 王琪. 1994. 东北冷涡的时空分布特征及其与东亚大型环流系统之间的关系. *应用气象学报*, 5: 297-303.

陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 225.

王东海, 钟水新, 刘英, 等. 2007. 东北暴雨的研究. *地球科学进展*, 22

(6): 549-560.

王磊, 湛芸, 张仙, 等. 2013. 冷涡背景下 MCS 的统计分析. *气象*, 39(11): 1385-1392.

杨健, 吕达仁. 2003. 东亚地区一次切断低压引起的平流层、对流层交换数值模拟研究. *大气科学*, 27: 1031-1044.

张立祥, 李泽梅. 2008. 短波辐射对东北冷涡强对流影响的模拟分析. *气象*, 34(12): 3-10.

郑秀雅, 张廷治, 白人海. 1992. 东北暴雨. 北京: 气象出版社, 219.

钟水新, 王东海, 张人禾, 等. 2013. 一次冷涡发展阶段大暴雨过程的中尺度对流系统研究. *高原气象*, 2: 435-445.

Chen T C, Alpert J C, Schlatter T W. 1978. The effects of divergent and non-Ndivergent winds on the kinetic energy budget of a mid-Nlatitude cyclone: A case study. *Mon Wea Rev*, 108: 458-468.

Gimeno L, co authors. 1998. Surface ozone in Spain. *Chemosphere*, 38: 3061-3074.

Hoskins B J, Valdes P J. 1990. On the existence of storm tracks. *J Atmos Sci*, 47: 1854-1864.

Hu K X, Lu R Y, Wang D H. 2010. Seasonal climatology of cut-Noff lows and associated precipitation patterns over Northeast China. *Meteor Atmos Phys*, 106: 37-48.

Kentarchos A S, Davies T D. 1998. A climatology of cut-Noff lows at 200 hPa in the Northern Hemisphere, 1990-1994. *Int J Climate*, 18: 379-390.

Kirk J R. 2003. Comparing the dynamical development of two mesoscale convective vortices. *Mon Wea Rev*, 131: 862-890.

Matsumoto S, Ninomiya K, Hasegawa R, et al. 1982. The structure and the role of a subsynoptic-scale cold vortex on the heavy precipitation. *J Meteor Soc Japan*, 60: 339-354.

Nieto R, Coauthors. 2005. Climatological features of cutoff low systems in the northern hemisphere. *J Climate*, 18: 3085-3103.

Palmén E, Newton C W. 1969. *Atmospheric Circulation Systems. Their Structure and Physical Interpretation*. Academic Press, 603.

Price J D, Vaughan G. 1992. Statistical studies of cut-off low systems. *Ann Geophys*, 10: 96-102.

Saha S, Coauthors. 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bull Amer Meteor Soc*, 91: 1015-1057.

Sakamoto, K, Takahashi M. 2005. Cut off and Weakening Processes of an Upper Cold Low. *J Meteor Soc Japan*, 83: 817-834.

Singleton A T, Reason C J C. 2007. A numerical study of an intense cutoff low pressure system over South Africa. *Mon Wea Rev*, 135: 1128-1150.

Tsuboki K, Ogura Y. 1999. A potential vorticity analysis of thunderstorm related cold lows. *Tenki*, 46: 453-459.

Zhao S X, Sun J H. 2007. Study on cut-off low-pressure systems with floods over Northeast Asia. *Meteor Atmos Phys*, 96: 159-180.