

任丽,王承伟,张桂华,等. 2013. 台风布拉万(1215)深入内陆所致的大暴雨成因分析. 气象, 39(12):1561-1569.

台风布拉万(1215)深入内陆所致的大暴雨成因分析^{*}

任 丽¹ 王承伟² 张桂华¹ 杨艳敏³ 金 磊¹

1 黑龙江省气象台, 哈尔滨 150030

2 黑龙江省气象服务中心, 哈尔滨 150030

3 黑龙江省鹤岗市气象局, 鹤岗 154100

提 要: 本文使用多种观测资料和 NCEP 再分析资料, 对 1215 号台风布拉万北上深入内陆在黑龙江中部地区引发大暴雨过程进行追踪和诊断分析, 探究此次大暴雨天气发生、发展的动力学、热力学和不稳定机制以及卫星云图特征。分析结果表明: 大暴雨的发生是中低纬系统相互作用的结果, 冷空气向东南方向移动增强了大气的斜压性, 有利于斜压扰动的发展; 对流层低层的对流不稳定和对流层中层的湿对称不稳定的共同存在, 说明大气层结不稳定, 为大暴雨的出现提供了有利的环境条件; 对流层中低层形成了一个自下向上的正涡管, 促使对流发展, 散度场上表现为低层辐合、高层辐散的动力配置结构以及中大尺度次级环流的出现均为暴雨的维持和加强提供了重要的动力机制; 台风中心东侧的偏南和东南急流为大暴雨提供了充沛的水汽条件和热力条件。分析还表明地形对暴雨有增幅作用。

关键词: 台风, 冷空气, 湿位涡, 急流

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.12.004

Analysis of Severe Rainstorm Caused by Typhoon Bolaven (1215) Invading Interior Territory

REN Li¹ WANG Chengwei² ZHANG Guihua¹ YANG Yanmin³ JIN Lei¹

1 Heilongjiang Meteorological Observatory, Harbin 150030

2 Heilongjiang Meteorological Service Centre, Harbin 150030

3 Hegang Meteorological Office of Heilongjiang Province, Hegang 154100

Abstract: Based on various conventional observations and the NCEP reanalysis data, the associated thermodynamics, dynamic mechanisms, instability mechanism and the features of satellite images for the occurrence and evolution of severe rainstorm caused by typhoon Bolaven (1215) and cold air in central Heilongjiang were analyzed. The results suggested that the severe rainstorm results from the interaction of middle and low latitude circulation systems. The southeastward advance of cold air greatly enhances the baroclinicity, in favor of the development of baroclinic disturbances. During this rain storm process, the co-existing of instability in the low troposphere and moist symmetry instability in the middle troposphere provides a powerful ambient condition for the occurrence of this rainstorm. The positive vortex tube in the mid-low layer of the atmosphere drives the development of convection. Strong convergence at low levels and divergence at high levels, and mesoscale circulation provides dynamic conditions. The southerly and southeast jet in the east side of typhoon center provides abundant moisture and thermodynamic conditions. In addition, the terrain helps to increase the intensity of the rainstorm as well.

Key words: typhoon, cold air, moist potential vorticity, jet stream

^{*} 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006006-04)和黑龙江省气象局科学技术研究项目(HQ2013002)共同资助
2012 年 10 月 23 日收稿; 2013 年 4 月 1 日收修定稿
第一作者: 任丽, 从事灾害性天气研究及常规天气预报工作. Email: strli@163.com

引言

登陆北上或近海北上影响我国北方地区的台风,平均每年仅为 2~3 个,7—9 月上旬为高峰期(王秀萍等,2006;金荣花等,2006)。台风北上过程中,会与冷空气发生相互作用,并激发出暴雨,乃至特大暴雨,许多学者对此进行了研究。发现:因为冷空气侵入造成强迫抬升,加强台风内螺旋雨带的强烈对流,加剧不稳定能量释放,触发强降水产生(魏应植等,2008);适当强度冷空气侵入台风倒槽和外围,可以加剧动力和热力不稳定,使冷空气影响到的附近地区降水量明显增加(钮学新等,2005);台风北上到较高纬度与高空冷槽相结合会引发大范围的暴雨、大暴雨天气(刘学刚等,2011)。冬季冷空气可以到达热带洋面的台风外围,当弱冷空气侵入台风低层,使斜压性加强,气旋性扰动加大,台风强度增强;当强冷空气进入台风中低层,破坏其暖心结构,使台风填塞减弱(何洁琳等,2009);台风倒槽中冷暖空气相遇,促使大气的斜压性增强,不仅产生了对流性不稳定,而且提供了有利于暖湿气流抬升的动力条件(尹东屏等,2011);由南向北伸展的台风倒槽,中高纬度西风槽,以及北方冷空气等系统相互作用还会导致台风远距离降水(杜惠良等,2011;范学锋等,2007;梁卫芳等,2009;井喜等,2005)。

黑龙江省地处祖国最北部,直接受到台风影响的机会不多,1215 号台风布拉万中心到达黑龙江省时,强度为热带风暴,并迅速向北移动穿过该省,使其中东部地区经历了狂风暴雨的洗礼,哈尔滨站出现了 1961 年以来最大的日降水量。这是 2000 年以来正面袭击黑龙江省的台风中强度最强、风雨影响最大的一次。本文利用黑龙江省地面观测网提供的降水资料、NCEP 的 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 气象再分析资料和 FY-2E 卫星云图资料,分析了此次大暴雨过程中的动力、水汽和不稳定条件及卫星云图特征,探究冷空气与热带系统相互作用引发大暴雨的主要原因,为今后预报台风降水积累经验。

1 雨情及大尺度环流背景

1.1 雨情概况

2012 年 15 号强台风布拉万于 8 月 28 日 22 时

50 分前后在朝鲜西北部地区登陆,登陆时强度为强热带风暴,之后向北偏东方向移动,进入我国东北地区,并正面袭击了黑龙江省,29 日 08 时台风中心移入黑龙江省,中心风速为 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,为热带风暴。

受到台风外围云系影响,8 月 28 日 20 时黑龙江省南部地区降水率先开始,29 日“布拉万”穿过黑龙江省中部地区。受其影响,中部地区普降暴雨,个别市县达到大暴雨,最大降水出现在哈尔滨为 150 mm(图 1a),这是 1961 年以来哈尔滨出现的最大单日降水。黑龙江省中、东部地区同时出现大风天气,大部分市县瞬时风力在 6 级以上,最大达 10 级。

哈尔滨站,降水出现在 29 日 00—16 时,从逐时降水量上看(图 1b),最大雨强为 $26.9 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,降水分布较为均匀。由于哈尔滨站离台风中心较近,风力较大,平均风力为 5 级($8.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),阵风最大达到 7 级;气压变化剧烈,从 00 时的 999 hPa 连续下降到 08 时的 988 hPa,8 h 变压达到 -11 hPa 。

“布拉万”给我国东北地区东部带来了大范围的暴雨天气,暴雨区分布在其中心路径附近(图 2a),根据地形高度图(图 2b),发现沿台风路径的几个大

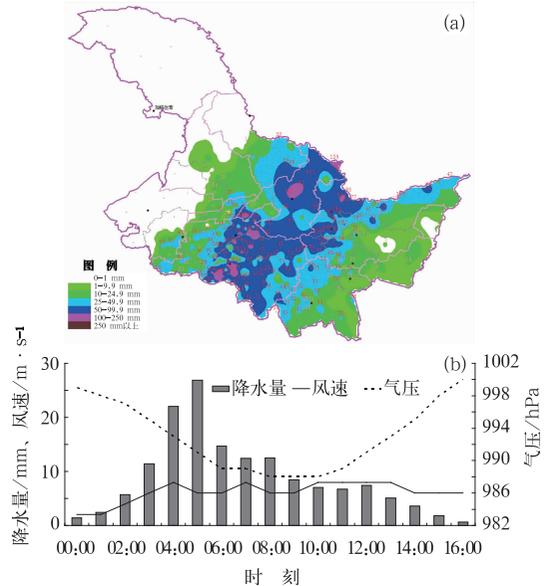


图 1 2012 年 8 月 28 日 20 时至 29 日 20 时降水量(a)及 29 日哈尔滨站逐时降水量、气压和风速演变(b)

Fig. 1 Distribution of observed precipitation from 20:00 BT 28 August to 20:00 BT 29 August 2012 (a) and observed hourly precipitation, air pressure and wind speed at Harbin Station on 29 August 2012 (b)

暴雨区,除了哈尔滨附近的几个站点处于平原外,其他的大暴雨点基本都处于长白山脉或小兴安岭的迎风坡,特别是伊春站离台风中心较远,还出现了

110 mm 的降水。地形有利于中尺度对流系统的发生发展(冀春晓等,2007),可见地形对暴雨的增幅作用不可忽视。

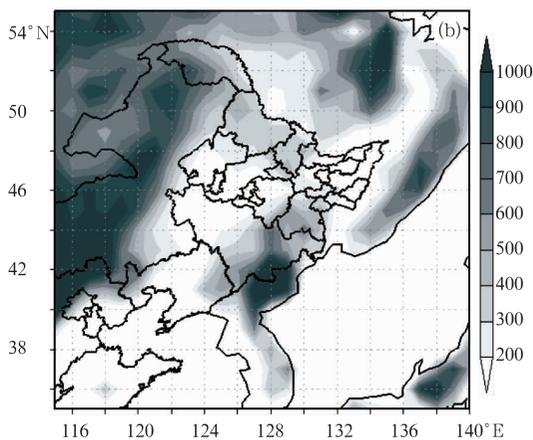
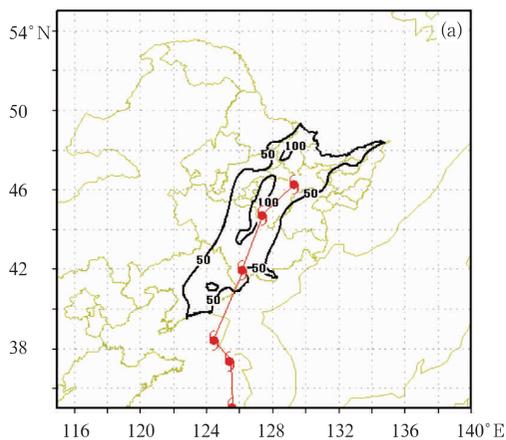


图 2 “布拉万”路径(时间间隔 6 h)和暴雨、大暴雨分布(a)以及地形高度分布(b,单位:m)
Fig. 2 The track of typhoon Bolaven and distribution of rainstorm (a), topography (b, shown only for areas ≥ 200 m)

1.2 台风概况及环流背景

“布拉万”于 8 月 20 日 14 时在西北太平洋洋面上生成,缓慢向西北方向移动并不断加强。8 月 25 日 17 时,“布拉万”中心位于浙江象山东南方向约 1060 km 的西北太平洋洋面上加强为超强台风,近中心最大风速为 $52 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (16 级),之后保持超强台风的强度加速移入东海海面。在继续向北移动过程中强度逐渐减弱,移动速度不断增加,于 8 月 28 日 22 时 50 分前后在朝鲜西北部的平安北道南部沿海登陆,登陆时为强热带风暴,中心附近最大风速为 $28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (10 级),中心最低气压为 975 hPa;停编时间为 29 日 17 时。

8 月 27 日 08 时(图略),亚洲中高纬环流较为平直,贝加尔湖附近有短波槽活动;副高呈带状,位置较常年偏西偏北,副高脊线超过了 35°N 。1215 号台风布拉万自生成后一直向西北方向移动,逐渐移到副高西南侧。贝加尔湖附近的短波槽在东移过程中发展加深,“布拉万”发展成超强台风,其自身环流稳定强大,受到这两方面因素的影响,副高缓慢东退,副高主体由带状变成块状,“布拉万”也加速北上。28 日 20 时(图 3),副高东退到 130°E 以东,“布拉万”移至朝鲜西南部沿海,倒槽已经影响到我国东北地区,其外围的风力较大,特别是东侧有大面积的大风区,为东南和偏南风,有利于海上的水汽向东北地区

输送,并在倒槽处形成辐合,为暴雨的产生和维持提供了有利条件。之后,“布拉万”向北移动过程中的偏东分量逐渐增加,逐渐并入到西风槽中减弱消失。

1.3 中低纬系统相互作用

“布拉万”移入黄海海面后,东亚中高纬度环流

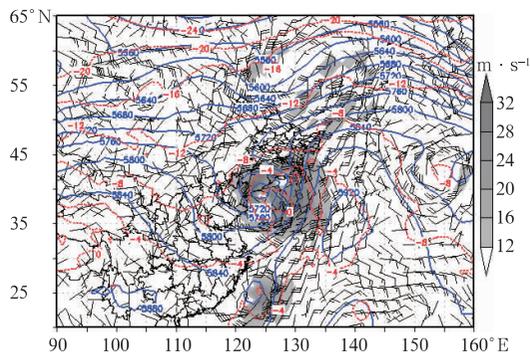


图 3 2012 年 8 月 28 日 20 时 500 hPa 位势高度场(实线;单位:gpm)、温度场(虚线;单位:℃)和 850 hPa 水平风场(风向杆;单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) (灰色区表示风速大于 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)
Fig. 3 Geopotential height field (solid lines; unit: gpm) and temperature field at 500 hPa (dashed lines; unit: $^\circ\text{C}$), and wind vector at 850 hPa (wind-directing posts; unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 20:00 BT 28 August 2012 (gray shaded areas denote the wind speed $> 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

的经向度加大,60°N 以北有极地冷空气活动,俄罗斯远东地区有短波槽携带弱冷空气东移南下,并在 850 hPa 上形成低涡,温度场上表现为从高纬度伸向大兴安岭地区的温度槽。28 日 14 时,从河套地区到黑龙江省西南部为温度脊,阻隔了北方冷空气与“布拉万”外围云系的联系(图 4a),在 500 hPa 涡度场上“布拉万”的涡度区表现为准对称结构(图 4c),沿其中心作垂直剖面(图略),涡度垂直分布基本呈现为正压状态。28 日 20 时(图 4b),弱冷空气继续随着低涡、低槽东移南下,从河套地区向北伸展

的暖脊逐渐被削弱,扩散南下的弱冷空气逐渐与台风环流发生相互作用,引发了东北地区的强降水。此时“布拉万”中心附近 500 hPa 的涡度强度明显减弱,其准对称的结构遭到破坏,正涡度区伸展到台风倒槽内。沿其中心作垂直剖面(图略),可见大气的斜压性增大,表现为西风带上游系统的正涡度区在整个对流层内迅速发展,特别是对流层高层中低纬不同系统之间的正涡度区完全融为一体,可见在对流层高层,西风槽和“布拉万”两者之间已经发生了明显的相互作用,从而引发了东北地区的强降雨天气。

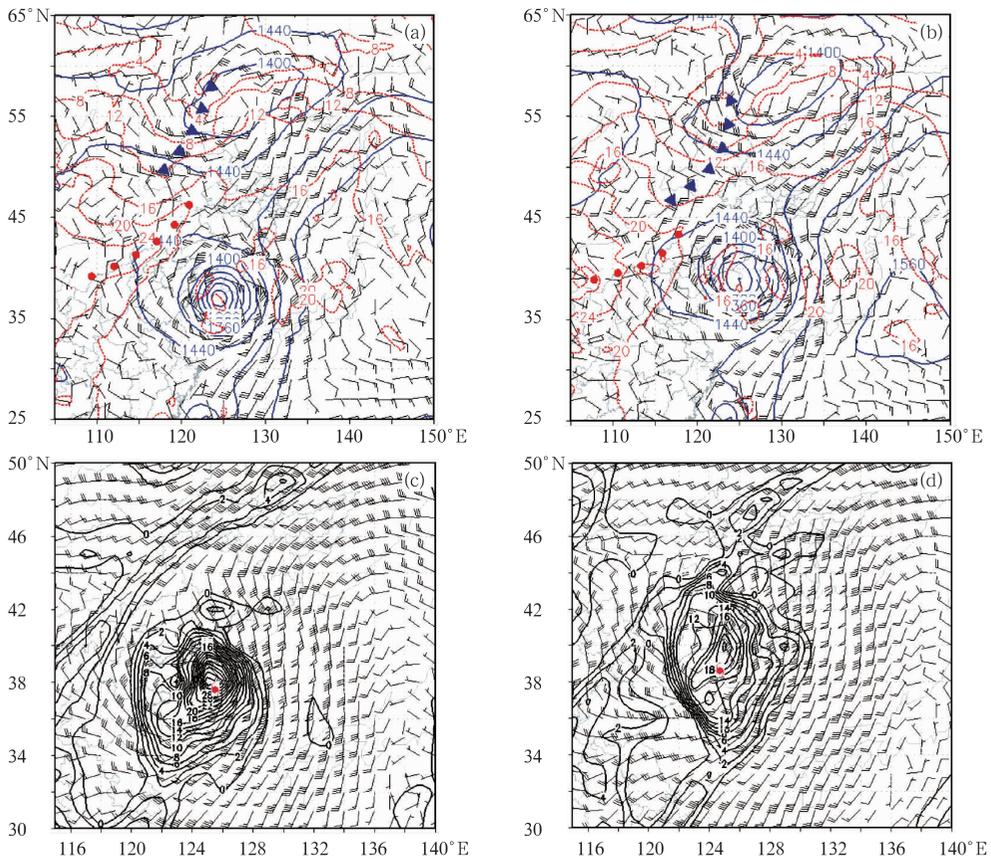


图 4 2012 年 8 月 28 日 14 时和 20 时 850 hPa 高度、温度和风场分布(a 和 b, 三角形连线: 温度槽; 圆点连线: 温度脊)及 500 hPa 涡度场和风场分布(c 和 d, 单位: 10^{-5} s^{-1})

Fig. 4 (a, b) Geopotential height (solid lines; unit: gpm), temperature field (triangle dashed line; temperature trough; dotted lines; temperature ridge), and wind vector at 850 hPa (wind-directing posts; unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); (c, d) the 500 hPa vorticity (black solid lines; unit: 10^{-5} s^{-1}) and wind vector at 14:00 (a, c) and 20:00 (b, d) BT 28 August 2012

西风带短波槽和“布拉万”环流之间的相互作用,还可以从温度平流的变化时序图上发现,“布拉万”进入东海以后,其西北部冷平流的范围逐渐增大,强度逐渐加强。28 日 20 时,对流层高层(图 5a),台风中心东部和北部都是从暖洋面上吹来的偏

南风 and 偏东风,表现为暖平流,其西部和南部多为西北风,携带着弱冷空气进入台风内部,表现为较强的冷平流。沿台风中心作经向剖面(图 5b),可见对流层低层及台风中心北部的暖平流,低层的暖平流最强,最大可达 $500 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$,此时东海、黄海和

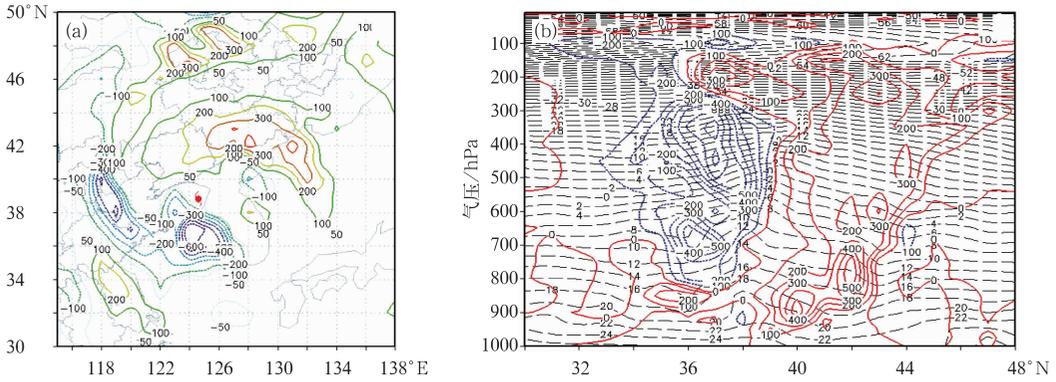


图 5 2012 年 8 月 28 日 20 时 300 hPa 温度平流场(a,单位: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)和沿台风中心 124.6°E 的垂直剖面图(b,实线:温度平流,单位: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$;虚线:温度,单位: $^\circ \text{C}$)

Fig. 5 The 300 hPa temperature advection (a, unit: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$), and the vertical cross-section along 124.6°E (b, solid lines; temperature advection, unit: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$; dashed lines; temperature, unit: $^\circ \text{C}$) at 20:00 BT 28 August 2012

日本海的海面温度较高,有利于“布拉万”强度的维持。台风中心南部的对流层中高层(800~200 hPa)则为冷平流,在 500~300 hPa 之间冷平流最强,最大可达 $-600 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$,冷空气从高层逐渐渗透到台风内部。而台风的暖心结构也是从对流层高层逐渐遭到破坏,图 5b 的温度场上,400 hPa 以下可见台风中心温度明显高于周围大气温度,而对流层上层的温差已经不存在了。

2 不稳定条件

高空槽引导冷空气向东南方向移动还可增强大气的斜压性从而使垂直扰动得到发展。沿 45.7°N 的假相当位温及比湿的垂直剖面图上(图 6),可以看到干冷空气自西向东移动,在与暖湿空气的交界面上 θ_{se} 等值线逐渐密集向东移动的过程。8 月 28 日 20 时(图 6a), 123°E 以东的对流层中低层为偏东风或偏南风从海上输送暖湿空气,整层大气表现为较高的假相当位温和较大的水汽含量(低层比湿 $\geq 14 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$); 123°E 以西的对流层中高层有干冷空气活动,此时尚未影响到暴雨区。29 日 02 时(图 6b),干冷空气东移与东部暖湿空气之间的能量锋区明显加强,在 $123^\circ \sim 128^\circ \text{E}$, 850 hPa 以上 θ_{se} 等值线密集且非常陡立,是垂直涡度强烈发展的区域(吴国雄等,1995)。对流层中低层的 θ_{se} 的数值几乎不变,说明该区域的中低层垂直方向上存在强烈的上升运动,有利于低层的水汽和热量向上混合输送。同时在能量锋区上比湿梯度加大,暴雨区上空表现

为上干冷、下暖湿的状态,大气的不稳定度显著增加。29 日 08 时(图 6c),随着冷空气的向东推进,等 θ_{se} 密集区及强上升运动区也向东移,并逐渐加强,受到冷空气东移的影响,暴雨区上空长时间存在强斜压性和不稳定层结,降水得到加强。

湿位涡(ξ_{mpv})是包含了动力、热力和水汽因子的物理量,已经被广泛应用于中尺度气象学的研究中(Zhang et al, 1995; 袁佳双等, 2001)。有降水发生的湿过程,若不考虑非绝热加热和摩擦效应,湿位涡守恒(Hoskins, 1974),如果层结对流稳定,且 ξ_{mpv} 是负值,那么大气是湿对称不稳定的,这样降水容易增幅(陆汉城等, 2002; 吴国雄等, 1997)。

等压面上 ξ_{mpv} 的表达式可写成如下形式:

$$\xi_{mpv} = -g(\xi_p + f) \frac{\partial \theta_c}{\partial p} + g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_c}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_c}{\partial y} \right)$$

$$\xi_p = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

$$\xi_{mpv1} = -g(\xi_p + f) \frac{\partial \theta_c}{\partial p}$$

$$\xi_{mpv2} = g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_c}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_c}{\partial y} \right)$$

ξ_{mpv1} 和 ξ_{mpv2} 分别是湿位涡的正压项和斜压项。图 7 是 2012 年 8 月 29 日 02 时 ξ_{mpv} 、 ξ_{mpv1} 和 ξ_{mpv2} 沿 45.7°N 的垂直剖面图。可见暴雨区($123^\circ \sim 130^\circ \text{E}$) 对流层低层 $\partial \theta_c / \partial p > 0$, 大气对流不稳定; 700 hPa 以上, $\partial \theta_c / \partial p < 0$, 大气对流稳定(图 7a); 950~600 hPa, 在 $\partial \theta_c / \partial p = 0$ 线附近负值一侧的阴影区 $\xi_{mpv} < 0$ (图 7a, 圆圈区域), 表现为湿对称不稳定。考察湿对称不稳定区正压项 ξ_{mpv1} 和斜压项 ξ_{mpv2} 的贡献, 该

处 $\xi_{mpv1} > 0$ (图 7b), $\xi_{mpv2} < 0$ (图 7c), 即强斜压性是湿对称不稳定产生的主要原因。由于湿对称不稳定区具有弱稳定性 ($\partial\theta_e/\partial p \approx 0$), $\xi_{mpv1} > 0$, 说明垂直涡

度在此处获得了增长。大暴雨区 (127°E 附近), 对流层低层的对流不稳定和对流层中层的湿对称不稳定的同时存在, 有利于对流运动的维持和发展。

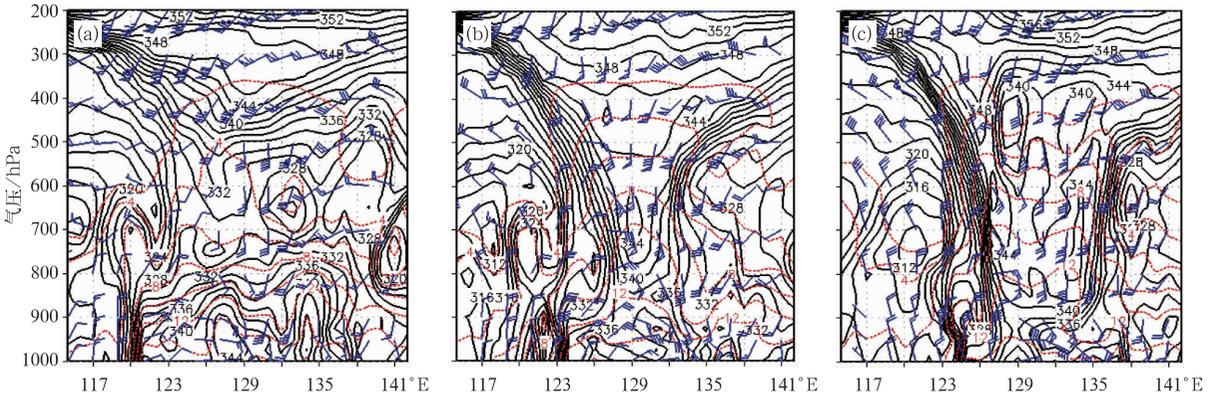


图 6 2012 年 8 月 28 日 20 时 (a), 29 日 02 时 (b) 和 29 日 08 时 (c) 假相当位温 (实线; 单位: K)、比湿 (虚线; 单位: $g \cdot kg^{-1}$) 和水平风场 (风向杆; 单位: $m \cdot s^{-1}$) 沿 45.7°N 的纬向剖面图 (时间间隔 6 h)

Fig. 6 The vertical cross-section of the pseudo-equivalent potential temperature θ_{se} (solid lines; units: K), specific humidity (dashed lines; units: $g \cdot kg^{-1}$) and wind vector (wind-directing posts; unit: $m \cdot s^{-1}$) along 45.7°N at 20:00 BT 28 (a), 02:00 BT 29 (b), and 08:00 BT 29 (c) August 2012, respectively (time interval 6 h)

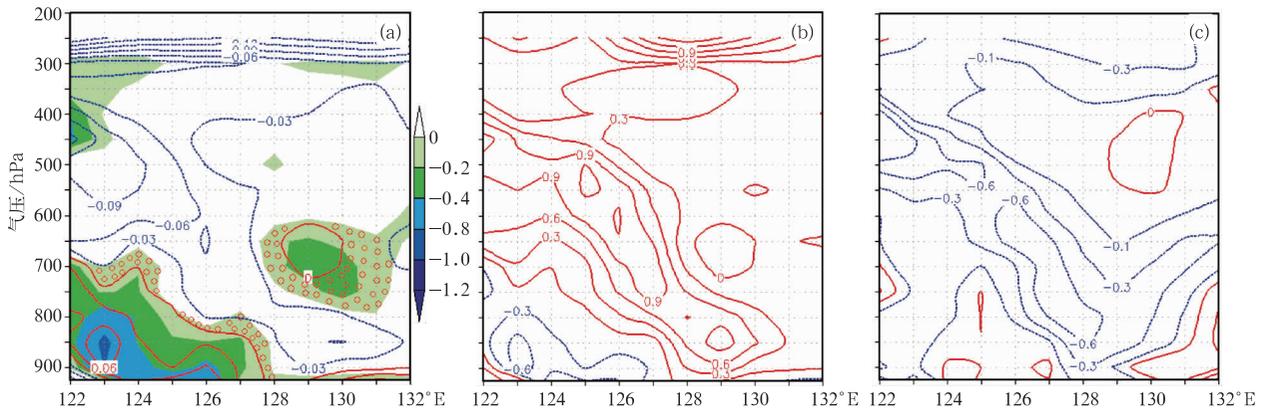


图 7 2012 年 8 月 29 日 02 时沿 45.7°N 的纬向剖面图

(a) ξ_{mpv} (阴影, 仅给出负值, 单位: $10^{-6} m^2 \cdot K \cdot s^{-1} \cdot kg^{-1}$; 圆圈: 对称不稳定) 和 $\partial\theta_e/\partial p$ (等值线, 单位: $K \cdot hPa^{-1}$), (b) ξ_{mpv1} , (c) ξ_{mpv2}

Fig. 7 The vertical cross-section along 45.7°N at 02:00 BT 29 August 2012

(a) ξ_{mpv} (shaded with only negative values plotted, unit: $10^{-6} m^2 \cdot K \cdot s^{-1} \cdot kg^{-1}$; circle for symmetrical unstability) and $\partial\theta_e/\partial p$ (isolines, unit: $K \cdot hPa^{-1}$), (b) ξ_{mpv1} , (c) ξ_{mpv2}

3 水汽条件

“布拉万”自生成后,一直在海上活动,其自身从海上携带了大量的水汽,登陆以后,尽管地面摩擦作用使其强度有所减弱,但东侧的偏南和东南气流把海上的热量和水汽向台风环流输送,有利于其强度

的维持。29 日 02 时,“布拉万”减弱为热带风暴,水汽通量图上 (图 8a), 可见其东侧从日本海到黑龙江省为大的水汽通量区,最大可达 $45 g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-1} \cdot hPa^{-1}$; 位于东海南部的台风天秤 (1214) 强度为强热带风暴,其东侧气流沿着副高外围向北并入“布拉万”环流中,为其提供了水汽和热量。两条水汽通道的建立,为大暴雨的产生提供了充沛的水汽条件。

与之对应的大气可降水量分布图上(图 8b),显示 ≥ 60 mm 的可降水量大值区分布在“天秤”中心到“布拉万”眼区周围的较大范围内,可见在双台风的水汽通道上,大气的含水量十分充沛。台风倒槽内也是可降水量的大值区,黑龙江省中东部地区的可降水量 ≥ 45 mm。

水汽通量散度场表现更明显:“布拉万”的水汽辐合大值区出现在倒槽内,并随其向北移动,与暴雨

区有较好的对应关系。29 日 02 时 850 hPa 上黑龙江省中南部地区开始出现水汽辐合大值区(图 8a),辐合强度迅速增强到 $-18 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$,沿强辐合区中心取垂直剖面(图略),可见较强辐合区($\geq -6 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$)从地面可以伸展至 500 hPa,在暴雨区附近形成了深厚的高湿环境,为对流的不稳定增长以及暴雨的维持提供了条件。

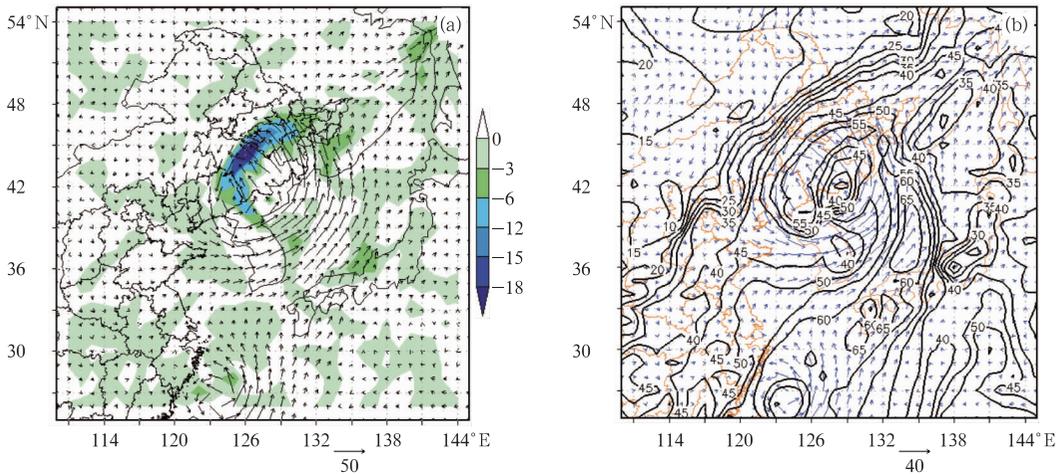


图 8 2012 年 8 月 29 日 02 时(a)850 hPa 水汽通量(箭矢,单位: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$)和水汽通量散度(阴影,单位: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$)以及(b)可降水量(实线,单位:mm)和 850 hPa 水平风场分布(箭矢,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 8 (a) The 850 hPa vapor flux (arrows; unit: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$) and the vapor flux divergence (shade, unit: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$) and (b) the precipitable water (black solid line; unit: mm) and wind vector (arrows; unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 02:00 BT 29 August 2012

4 动力条件

2012 年 8 月 29 日 02 时以后,哈尔滨站的降水强度迅速增强(图 1),6 h 内出现了 99.9 mm 强降水,分析此时的涡度和散度场的垂直配置情况(图 9a),发现在 45°N 附近,850~600 hPa 有正涡度中心,强度达到 $22 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,正涡度区从地面向上延伸到 350 hPa,形成了一个自下向上的正涡管,促使对流发展。散度场上,850 hPa 出现了 $-14 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的强辐合中心,350~300 hPa 附近则为 $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的强辐散中心,与前一时刻对比发现,受到冷空气的影响,低层辐合和高层辐散都明显增强。此时暴雨区具备了中尺度环境下有利于对流发展的低层辐合、高层辐散的动力配置结构(陈红专等,2009)。在大暴雨区上空,涡度场和散度场的垂直结构配置一

致,这种垂直结构促进了暴雨的维持和加强。

垂直速度场上表现为上升速度迅速增强的过程,在大暴雨区附近(45°N 附近),900~200 hPa 均为上升气流,上升运动深厚强大,强上升中心位于对流层中下层 850~400 hPa,最大的上升速度达到 $-2.5 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 9b)。在此区域内,整个对流层均处于高湿区中(相对湿度 $\geq 90\%$),表明强烈上升运动和充分水汽条件合理配置对暴雨的发生至关重要(王巍巍等,2007)。下沉气流位于 47°N 附近,强度达到 $0.5 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,与大暴雨区的上升气流形成明显的垂直环流,其水平尺度在 300~400 km,具有中尺度次级环流特征,结合降水实况来看,次级环流上升气流附近的降水明显获得加强。随后,随着强降水对垂直环流的正反馈作用,上升和下沉气流均获得加强,并随着台风倒槽向北移动,给黑龙江省中北部地区带来暴雨天气。

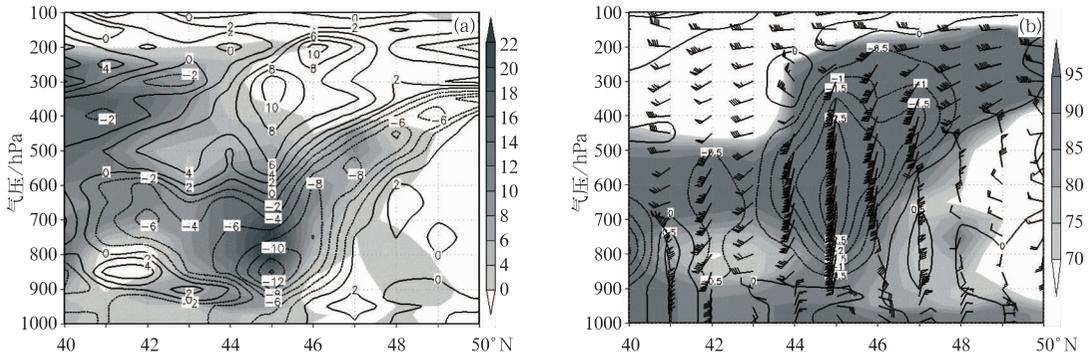


图 9 2012 年 8 月 29 日 02 时各物理量沿 127°E 的经向剖面图

(a) 涡度和散度(阴影: 涡度; 等值线: 散度; 单位: 10^{-5} s^{-1}), (b) 相对湿度(阴影; 单位: %)、垂直速度(等值线; 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)和垂直流场(风向杆; 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 9 The vertical section of various physical quantities along 127°E at 02:00 BT 29 August 2012

(a) vorticity (shade), and divergence (isolines); (unit: 10^{-5} s^{-1}), (b) relative humidity (shade; unit: %), vertical velocity (isolines; unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) and vertical flow fields

5 卫星云图

“布拉万”向北移动过程中由于冷空气从西北方向侵入, 台风中心南部逐渐出现下沉气流, 在卫星云图上表现为晴空区, 并出现锋面气旋结构。28 日 20 时(图 10), 布拉万表现为不对称结构, 台风中心北部云系发展旺盛, 特别是靠近冷空气一侧有对流活动。22 时, 随着台风的北移, 北部对流旺盛的区域进入黑龙江省, 其东南部地区降水强度开始加大, 29 日 00—06 时, 台风云系逐渐显现出锋面气旋的特

征, 黑龙江省中部地区对流活跃, 并维持较长时间, 地面上出现集中的强降水时段。08 时, 气旋中心附近的对流云随着系统北移, 影响到黑龙江省, 降水强度减弱, 局地性更强, 中部地区降水持续时间长, 导致大暴雨出现。卫星云图也可以反映出本次暴雨过程是冷暖空气相互作用所致。

6 小结

1215 号台风布拉万是近年来影响黑龙江省最为严重的台风, 它在北上深入内陆过程中不仅产生

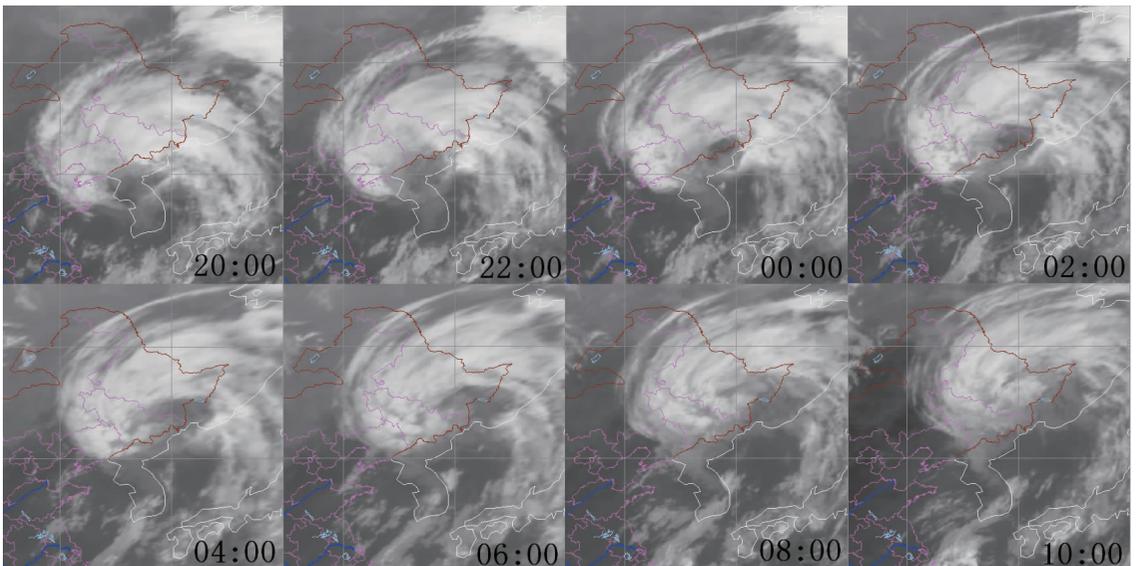


图 10 2012 年 8 月 28 日 20 时到 29 日 10 时红外云图 (时间间隔 2 h)

Fig. 10 The infrared cloud images from 20:00 BT 28 to 10:00 BT 29 August 2012 (time interval for 2 h)

了强烈的降水,造成了严重的城市内涝及地质灾害,还带来了严重的风灾,造成树木和农作物大面积倒伏。本文对“布拉万”北上过程中与冷空气相互作用所致大暴雨的过程进行了诊断研究,结论如下:

(1) 大暴雨的产生与冷空气活动有关。冷空气向东南方向移动增强了大气的斜压性,有利于斜压扰动的发展。大暴雨区上空存在明显的能量锋区,表现为上干冷、下暖湿的状态,大气的不稳定度显著增加,中低层垂直方向上存在强烈的上升运动,有利于低层的水汽和热量向上混合输送。强斜压性和不稳定层结的长时间维持,降水得到加强。

(2) 对流层低层的对流不稳定和对流层中层的湿对称不稳定的共同存在有利于大暴雨区对流运动的维持和发展。

(3) 水汽条件充沛。台风中心东侧的偏南和东南急流把海上的热量和水汽向台风环流输送,同时 1214 号台风天秤东侧气流沿着副高外围向北并入“布拉万”环流中,两条大尺度水汽输送带向暴雨区源源不断地输送水汽,并在倒槽附近辐合抬升,产生强降水。

(4) 暴雨发生过程中,低空正涡度迅速增强,正涡度区向上延伸到 350 hPa,形成了一个自下向上的正涡管,促使对流发展。散度场上表现为低层辐合、高层辐散的动力配置结构。涡度场和散度场的垂直结构配置一致,这种垂直结构为暴雨的维持和加强提供了重要的动力机制。中尺度次级环流上升气流附近的降水明显获得加强,同时强降水对垂直环流有正反馈作用,为大暴雨的出现提供了持续强劲的上升运动。

(5) 地形对暴雨的增幅作用不可忽视。除了哈尔滨附近的几个站点处于平原外,其他大暴雨点基本都处于长白山脉或小兴安岭的迎风坡,特别是伊春站离台风中心较远,还出现了 110 mm 的降水,可见地形有利于中尺度对流系统的发生发展。

参考文献

陈红专,汤剑平. 2009. 一次突发性特大暴雨的中尺度分析和诊断. 气

象科学,29(6):797-803.

杜惠良,黄新晴,冯晓伟,等. 2011. 弱冷空气与台风残留低压相互作用对一次大暴雨过程的影响. 气象,37(7):847-856.

范学锋,吴蓁,席世平. 2007. AERE 台风远距离降水形成机制分析. 气象,33(8):12-16.

何洁琳,管兆勇,万齐林,等. 2009. 冬季登陆我国的 0428 和 7427 号台风过程的冷空气作用和水汽特征. 热带气象学报,25(5):541-550.

冀春晓,薛根元,赵放,等. 2007. 台风 Rananim 登陆期间地形对其降水和结构影响的数值模拟试验. 大气科学,31(2):233-244.

金荣花,高拴柱,顾华,等. 2006. 近 31 年登陆北上台风特征及其成因分析. 气象,32(7):33-39.

井喜,贺文彬,毕旭,等. 2005. 远距离台风影响陕北突发性暴雨成因分析. 应用气象学报,16(5):655-662.

梁卫芳,耿敏,李庆宝. 2009. 台风韦帕全区性大暴雨过程分析. 气象,35(1):74-79.

刘学刚,李庆宝,张金艳,等. 2011. 近年来引发青岛暴雨的台风特征分析. 气象,37(9):1091-1099.

陆汉城,钟科,张大林. 2002. 1992 年 Andrew 飓风眼壁区倾斜上升运动发展的可能机制—非线性对流对称不稳定. 大气科学,26(1):83-90.

钮学新,董加斌,杜惠良. 2005. 华东地区台风降水及影响降水因素的气候分析. 应用气象学报,16(3):402-407.

王秀萍,梁军. 2006. 近 52 年北上热带气旋的若干气候特征. 气象,32(10):76-80.

王巍巍,张艳玲,寿绍文. 2007. 一次局地大暴雨过程的数值模拟和诊断分析. 南京气象学院学报,30(3):411-416.

魏应植,吴陈锋,林长城,等. 2008. 冷空气侵入台风“珍珠”的多普勒雷达回波特征. 热带气象学报,24(6):599-608.

吴国雄,蔡雅萍. 1997. 风垂直切变和下滑倾斜涡度发展. 大气科学,21(3):273-282.

吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁. 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展. 气象学报,53(4):387-405.

尹东屏,张备,姚丽娜,等. 2011. 远离热带风暴中心的大暴雨两个例分析. 气象科学,31(6):747-754.

袁佳双,寿绍文. 2001. 1998 年华南大暴雨冷空气活动的位涡场分析. 南京气象学院学报,24(1):92-98.

Hoskins B J. 1974. The role of potential vorticity in symmetric stability and instability. Quart J R Meteor Soc,100:480-482.

Zhang Jing, Wei Tongjian, Zhang Xiangdong. 1995. Moist potential vorticity diagnosis of a Meiyu frontal heavy rain process simulation during summer, 1991. Acta Meteor Sin,9:468-479.