

柳龙生,李英,赵毅勇. 2015. 孟加拉湾风暴费林(1302)对藏南一次暴雪过程的影响分析. 气象, 41(9):1079-1085.

孟加拉湾风暴费林(1302)对藏南一次 暴雪过程的影响分析^{*}

柳龙生^{1,2} 李 英¹ 赵毅勇³

1 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室,北京 100081

2 国家气象中心,北京 100081

3 内蒙古大气探测技术保障中心,呼和浩特 010051

提 要: 利用中国气象局地面加密观测资料、日本气象厅卫星 TBB 资料和 NCEP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ FNL 资料,对 2013 年 10 月发生在西藏南部(简称藏南)的一次暴雪天气过程进行分析,结果表明:(1)孟加拉湾风暴费林北上残余云系的影响是这次暴雪天气产生的重要原因。(2)不同于风暴与高原南侧南支槽结合产生影响的典型环流形势,“费林”与其东侧高压环流形成的偏南低空急流是其北上影响藏南的有利大气环流背景。(3)“费林”不仅通过偏南低空急流向藏南输送不稳定能量,而且通过自身强烈的抬升运动,为暴雪提供有利的动力和热力条件。(4)风暴与青藏高原西侧冷空气交汇产生的锋生以及青藏高原地形的强迫抬升,也加强了暴雪的动力条件。(5)这次暴雪过程的不稳定能量主要源于风暴的平流输送,藏南高海拔、干冷下垫面和低 0°C 层高度是暴雪持续发生的一个有利因素。

关键词: 孟加拉湾风暴, 西藏南部, 暴雪

中图分类号: P44

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.09.004

Impact of Storm Phailin (1302) over the Bay of Bengal on One Snowstorm Process in Southern Tibetan Plateau

LIU Longsheng^{1,2} LI Ying¹ ZHAO Yiyong³

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

2 National Meteorological Centre, Beijing 100081

3 Inner Mongolia Meteorological Observation and Support Centre, Hohhot 010051

Abstract: Based on the NCEP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ FNL data, satellite TBB data from Japan Meteorological Agency and dense surface observation data of China Meteorological Administration, this paper investigated a severe snow process in Southern Tibetan Plateau. The results show that (1) the snowstorm is mainly related to the impact from residual cloud systems of northward-moving cyclonic storm phailin over the Bay of Bengal. (2) The southerly low-level jet between the storm and high pressure circulation is beneficial to the northward movement of Storm phailin and its impact. (3) The cyclone provides unstable energy via southerly low-level jet and the strong ascending airflows to Southern Tibetan Plateau, which creates favorable dynamic and thermodynamic conditions for the snowstrom. (4) The frontogenesis formed by the cold air from the westerly trough and warm air from the storm and the forced ascending caused by the terrain effect of Tibetan Plateau also enhance the dynamical conditions of snowstorm. (5) The unstable energy advection by the storm is the main energy source for the snowstorm.

^{*} 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406010 和 GYHY201106005)及国家自然科学基金项目(91215302,41275066 和 41175063)共同资助

2015 年 2 月 5 日收稿; 2015 年 5 月 5 日收修定稿

第一作者:柳龙生,主要从事热带气旋研究. Email:lls08421003@163.com

通信作者:李英,主要从事热带气旋研究. Email:liyong@cma.gov.cn

High elevation, dry and cold underlying surface and low 0°C height over Southern Tibetan Plateau are important factors for the continuity of the snowstorm.

Key words: cyclonic storm over the Bay of Bengal, Southern Tibetan Plateau, snowstorm

引 言

孟加拉湾是中国降水的一个重要水汽源地,是中国区域洪涝的水汽输送关键区(徐祥德等,2002),同时也是气旋性风暴频繁活动的海域。当孟加拉湾风暴(以下简称孟湾风暴)向偏北方向移动时,其前缘可伸到青藏高原上,带来强降雪(雨)过程(陈联寿等,1979)。当其与副热带急流相结合时,可将风暴温暖湿润气流向北输送,在高原南侧辐合引发强烈的雨雪天气(丁一汇,1979)。研究表明,当孟湾风云系在有利环流形势下爬上高原,若遇东移的冷空气,则容易产生强降水天气(王友恒等,1989;杨祖芳等,2000;李英等,2003a、2003b;余燕群,2008;吕爱民等,2013)。条件性对称不稳定是青藏高原暴雪发生发展的一个动力学机制(张小玲等,2000;邓远平等,2000;王文等,2000;王子谦等,2010)。

孟湾风暴对青藏高原的影响常伴随高原南侧南支槽的活动,南支槽有助于将风暴云团及其暖湿空气输送到高原上空形成强降水。周倩等(2011)对2008年10月发生在青藏高原东部的一次强降雪过程进行分析,指出南支槽的存在有利于暴雪区的水汽输送。索渺清等(2014)分析2007年11月一次青藏高原暴雪过程,也指出南支槽与孟湾风暴的结合是暴雪产生的重要原因。2013年10月14—15日,受孟加拉湾风暴费林北上影响,西藏西南部出现了一次大到暴雪过程,但青藏高原并无南支槽活动。本文采用NCEP/NCAR 1°×1° FNL资料、中国气象局地面加密站点观测资料、日本气象厅(Japan Meteorological Agency)卫星 TBB 资料和美国关岛联合台风警报中心(JTWC)最佳路径资料,分析这次西藏地区暴雪天气过程,以进一步认识孟湾风暴对青藏高原强降水天气影响的物理机制。

1 “费林”活动及其降水

2013年10月5日00时(世界时,下同),一个热带扰动在泰国湾北部海面生成,并向西北方向移动(图1a)。10月9日00时加强为热带风暴(TS),

并被命名为“费林”(Phailin)。10月10日06时,发展为强热带风暴,近中心最大风速达 $34\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。11日16时在印度奥里萨邦(Odisha)南部登陆。登陆时中心附近最大风速为 $71\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (达到我国超强台风级别),最低气压为932 hPa。登陆后强度迅速减弱,13日00时位于印度奥里萨邦境内,中心附近最大风速为 $28\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。13日18时北移至(22.7°N、83.3°E)减弱为热带低压,之后逐渐填塞消亡。

受“费林”影响,我国藏南出现暴雪(雨)过程。14日00时(图1b),风暴北移至印度东北部,藏南出现暴雪(雨),24 h最大降水量64 mm出现在聂拉尔站,同时藏南的帕里站出现暴雪,日降雪量达到15 mm(德庆等,2015)。15日00时受风暴残余云系影响,藏南雨雪天气加强,范围向东扩大。聂拉尔站日降水达118 mm(图1c),帕里的日降雪量达到30 mm。16日00时,强降水过程结束(图略)。

图2是10月13—14日风暴活动期间的TBB和500 hPa水平风场分布。12日00时“费林”位于印度东部沿海,云系较为对称,发展旺盛,中心附近TBB值小于 -64°C (图略)。13日00时(图2a),风暴登陆后云系强度明显减弱,分裂为南北两片。其北侧外围云系已到达西藏高原南侧,藏南的强降水过程开始。14日00时(图2b),风暴强度减弱,中心附近云系消散,其中心定位停止,但其残余低压环流接近藏南,北侧云系在雪区发展成一个强对流云团,TBB值小于 -64°C ,未来24 h强降水天气持续并加强。15日00时后(图略),风暴残余云系东移,降水过程减弱。

2 “费林”影响下的大尺度环流背景

2.1 500 hPa 高度场和风场

图3是10月13—14日风暴活动期间500 hPa高度场(实线)、温度场(虚线)和水平风场。13日00时(图3a),中纬度西风带伊朗高原上空有一小槽东移,并有明显温度槽配合。西北太平洋上有两个台风西行,分别位于中国南海和菲律宾以东洋面,副热

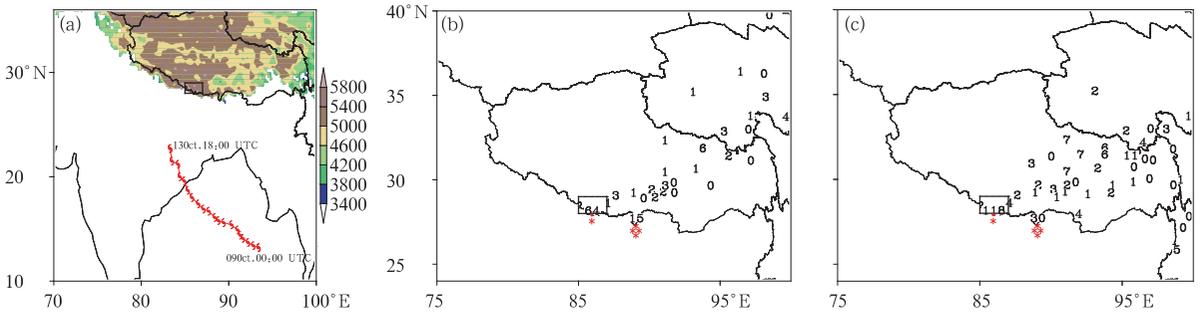


图 1 风暴路径(a)(阴影表示地形),2013年10月14日00时(b)和15日00时(c)逐日24h累计降水量分布(单位: mm)(黑框表示强降水中心,下同)

Fig.1 Distribution of storm track (a) and daily 24 h rainfall (unit: mm) at (b) 00:00 UTC 14, (c) 00:00 UTC 15 October 2013 (Shading area indicates topography, the box indicates the center of severe rainfall)

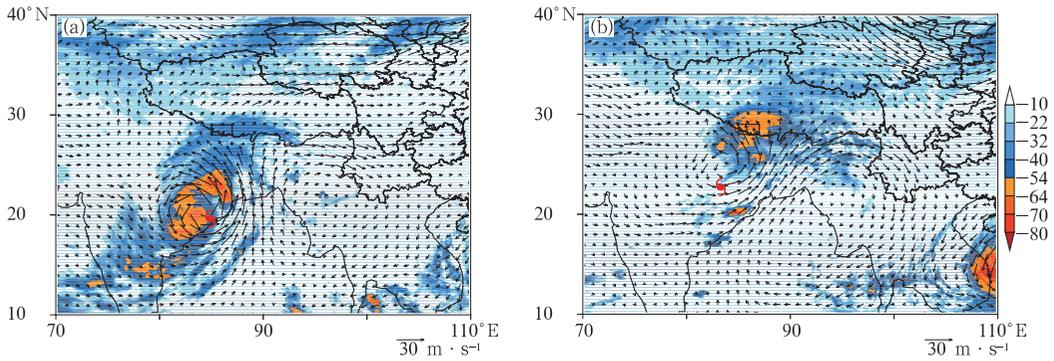


图 2 2013年10月13日00时(a)和14日00时(b)TBB(阴影,单位: °C)与500 hPa 风场(矢量,单位: $m \cdot s^{-1}$)合成图(风暴中心位置,下同)

Fig.2 TBB (shaded area, unit: °C) and wind vectors (arrows, unit: $m \cdot s^{-1}$) at 500 hPa at (a) 00:00 UTC 13, (b) 00:00 UTC 14 October 2013 (The tropical cyclone symbols indicate the originated locations of storm)

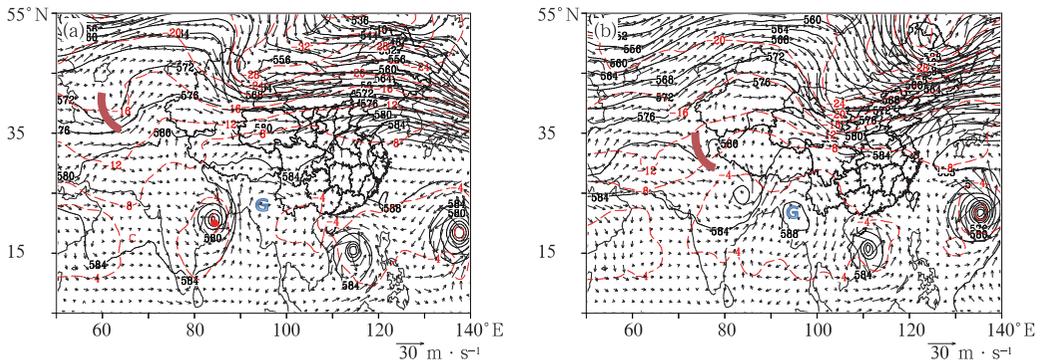


图 3 2013年10月13日00时(a)和14日00时(b)500 hPa 高度场(实线,单位: dagpm)、温度场(虚线,单位: °C)和风场(矢量,单位: $m \cdot s^{-1}$)分布图

Fig.3 Geopotential height (solid line, unit: dagpm), temperature (dashed line, unit: °C) and wind vectors (arrows, unit: $m \cdot s^{-1}$) at 500 hPa at (a) 00:00 UTC 13, (b) 00:00 UTC 14 October 2013

带高压主体东退至我国华南沿海以东。此时“费林”已在印度东部登陆,与南海台风之间形成了一个反

气旋式环流(中心以 G 标示),它们之间可见明显偏南气流。14日00时(图 3b),台风继续西行,此高压

环流向北扩展,其西侧风暴也随之北移至印度东北部,两者之间的偏南暖气流到达青藏高原南部,与东移小槽后冷平流交汇。15日00时(图略),风暴减弱消失,印度北部为残余低槽区,云系减弱。

2.2 水汽输送

图4是10月13—14日700 hPa高度场(实线)、水汽通量场(阴影)和水平风场。可见由于风暴与中南半岛上高压环流之间存在较强偏南气流,孟湾风暴的水汽通量大值区位于风暴环流东部。13日00时(图4a),风暴东部水汽通量最大中心超过 $20 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。14日00时(图4b),该中心随风暴北移到藏南强降水区附近。850 hPa上情况与700 hPa类似,也可见风暴向降水区的水汽输送(图

略)。研究表明,当风暴北侧存在南支槽活动,槽前西南气流有利于风暴的水汽输送向青藏高原东南侧,甚至是长江下游(丁一汇,1979)。而孟湾风暴费林北上期间并无南支槽活动,没有建立起输送水汽到我国西南以及长江下游的西南急流。但这次暴雪过程中,孟湾风暴与东侧小高压环流之间的偏南风急流在将孟加拉湾水汽输送到藏南起着重要作用。

2.3 锋生

对于青藏高原南部雪区500 hPa是其对流层低层。图5显示500 hPa相当位温 θ_e 及400 hPa垂直速度分布。13日00时(图5a),由于孟湾风暴携带暖湿气流与青藏高原西侧的冷空气在孟加拉湾北侧交汇,风暴外围西北侧出现弱锋区,但相对于雪区偏

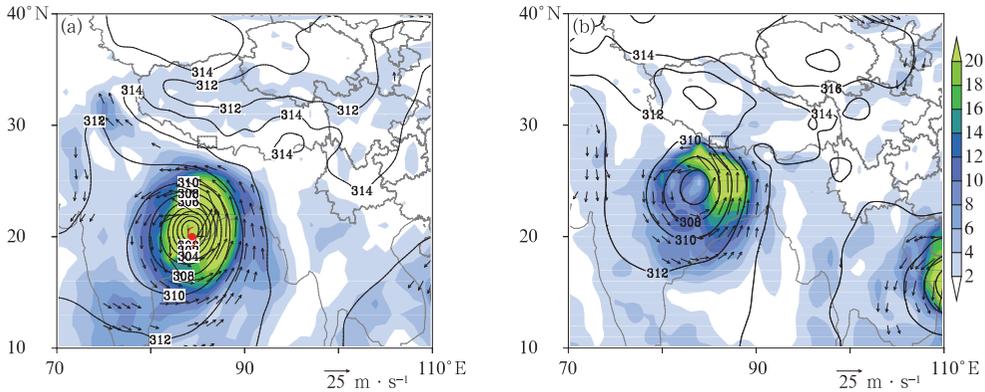


图4 2013年10月13日00时(a)和14日00时(b)700 hPa高度场(等值线,单位: dagpm)、风场(矢量,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和水汽通量(阴影,单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)分布图

Fig. 4 Geopotential height (contour, unit: dagpm), wind vectors (arrows, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and vapor flux (shaded area, unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) at 700 hPa at (a) 00:00 UTC 13, (b) 00:00 UTC 14 October 2013

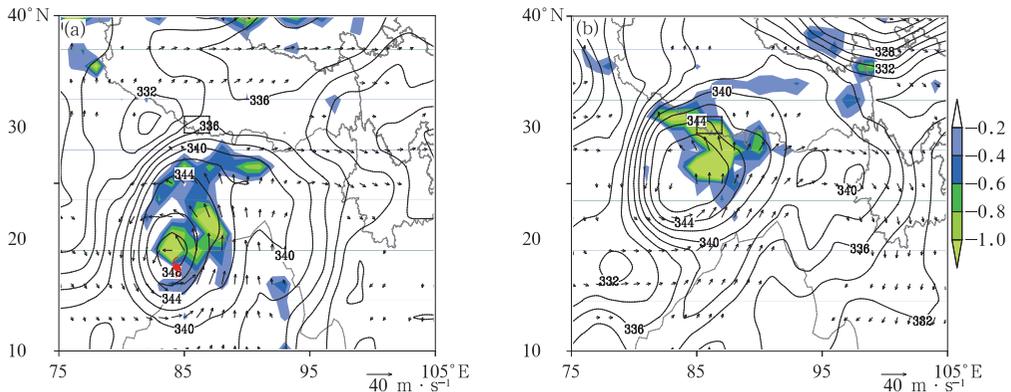


图5 2013年10月13日00时(a)和14日00时(b)500 hPa θ_e (等值线,单位: K)、风场(矢量: 风速 $> 5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)及400 hPa垂直速度(阴影,单位: $\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 5 Equivalent potential temperature (contour, unit: K), wind vectors (arrows: wind speed $> 5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 500 hPa and vertical speed at 400 hPa (shaded area, unit: $\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$) at (a) 00:00 UTC 13, (b) 00:00 UTC 14 October 2013

南。此时 400 hPa 高度上的上升运动未到达降水区。14 日 00 时(图 5b),随着风暴北上,暴雪区增暖增湿显著,θ_e 线密集区也北上至高原雪区,400 hPa 上出现强上升运动,锋生增强了暴雪的动力条件。

3 暴雪区的降水条件

分析表明,“费林”北上过程中一方面向北输送暖湿空气,一方面与干冷空气结合产生锋生,为青藏高原暴雪区提供有利的动、热力的环境条件。下面分析暴雪区降水条件的变化。

条件性对称不稳定是在垂直方向呈对流稳定和水平方向惯性稳定条件下大气做倾斜上升运动发生的一种不稳定。湿位涡

$$MPV = MPV1 + MPV2 = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} + g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right)$$

式中符号为气象常用符号。小于零是大气发生条件性对称不稳定的充分必要条件(Bennetts et al,

1979),其中 MPV1 一般比 MPV2 大一个量级。MPV 小于零也可能包含 MPV1 小于零,即大气垂直对流不稳定。

过强降水区制作 88°~90°E 经向平均的垂直流场(用经向风 *v* 与 -100×*ω* 制作)、MPV 和相当位温垂直剖面图(图 6)。图 6a 可见,降水开始前 13 日 00 时降雪区(两个暴雪点分别位于 29.28°N、88.82°E 和 27.44°N、89.05°E)低层主要被冷空气所占据,MPV 以正值为主,大气层结稳定。此时风暴中心移至 20.3°N 附近,其北侧上空 700 hPa 以下低层可见暖湿的对流不稳定大气,配合显著上升运动。此时雪区为弱下沉运动区。14 日 00 时(图 6b),风暴北移,其携带暖湿上升气流到达高原南侧,雪区南侧 26°~28°N 转为上升运动,并有所增强,这与高原地形阻挡强迫抬升有一定关系,而在雪区北侧 29°~30°N 转为弱下沉气流,形成雪区上空的次级环流圈,这有利于来自台风的对流不稳定能量释放。受风暴暖湿气流影响,雪区上空相当位温增加,但低层仍为变性的冷气团控制,尤其是南边的

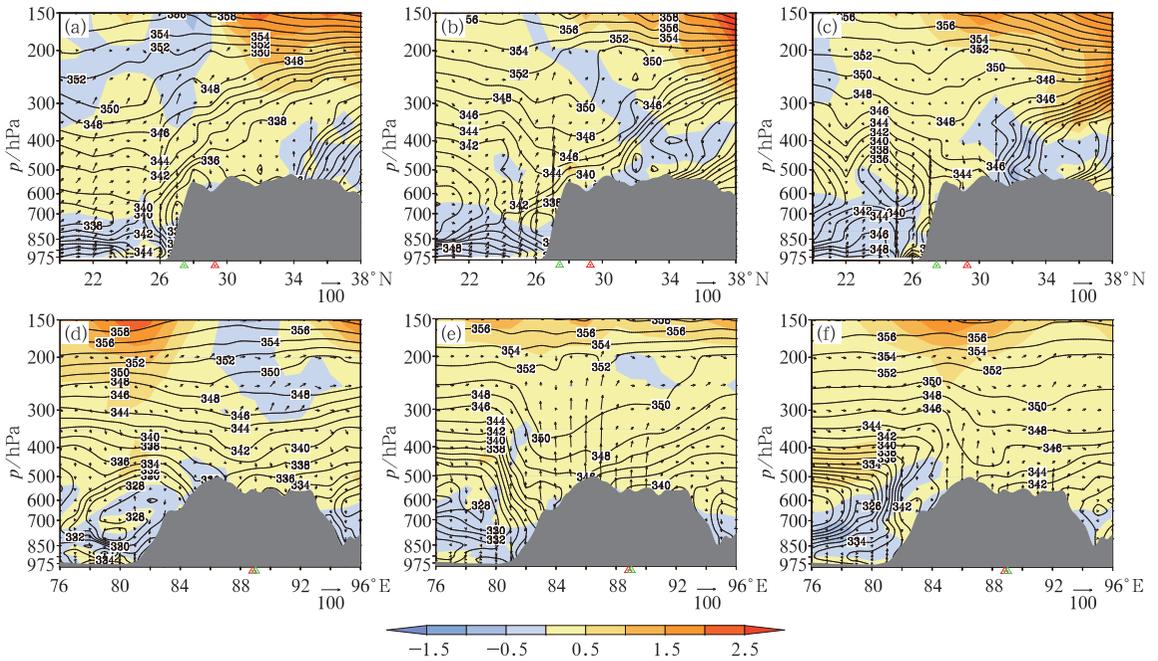


图 6 沿 88°~90°E 经向平均(a, b, c)和 27°~29°N 纬向平均(d, e, f)垂直环流(垂直速度单位: 0.01 hPa·s⁻¹)、MPV(彩色阴影,单位: PVU, 1 PVU=10⁻⁶ m²·K·s⁻¹·kg⁻¹)和 θ_e(等值线,单位: K)剖面图(灰色阴影表示地形,三角形代表强降水中心)

(a, d) 13 日 00 时, (b, e) 14 日 00 时, (c, f) 15 日 00 时

Fig. 6 Cross section of meridional mean circulation of 88°-90°E (a, b, c) and zonal mean vertical circulation of 27°-29°N (d, e, f, unit: 0.01 hPa·s⁻¹), MPV (color shaded, unit: PVU, 1 PVU=10⁻⁶ m²·K·s⁻¹·kg⁻¹) and equivalent potential temperature (contour, unit: K) (Grey shaded indicates topography and triangle indicates the center of severe rainfall)

帕里站温度更低,这有利于固态降水落至地面。此时由于风暴受高原地形阻挡,风暴中心高层暖区较低层移动快,出现了暖心北倾结构。在 32°N 上空 400 hPa 附近形成了相当位温等值线密集区。该处层结是垂直对流稳定,而 MPV 为负值,故大气是条件性对称不稳定的。但这相对强降水区偏北,影响不大。15 日 00 时(图 6c),风暴减弱消失,强降水区以下沉运动为主。

过强降水区 $27^{\circ}\sim 29^{\circ}\text{N}$ 平均的纬向流场(用纬向风 u 与 $-100\times\omega$ 制作)、 MPV 和相当位温垂直剖面(图 6d、6e 和 6f)可见,13 日 00 时(图 6d),高原西侧中低层可见较强的冷气团,雪区 $88^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$ 中低层为干冷下沉空气,大气层结基本处于稳定状态。14 日 00 时(图 6e),随着风暴北上影响,上升运动出现在高原上空,同时由于冷、暖空气进一步交汇,高原西侧上空有一个明显的等位温线密集陡立区,对应降水区西侧的锋区,锋面强迫可加强台风上升运

动。15 日 00 时(图 6f),台风减弱后,上升运动明显减弱,仅在锋前有弱上升气流,雪区转为下沉气流。此间降水区大气层结是对流稳定的,条件性对称不稳定也不明显,说明暴雪的不稳定能量主要来自于风暴平流输送。可见北上风暴带来的对流不稳定能量及其强烈的上升运动是这次强降水过程的主要原因。

为了进一步说明地形在这次强降水过程中的作用,参照 Wu 等(2002)的算法,计算地形强迫抬升垂直速度 w_f : $w_f = \mathbf{u}_s \cdot \nabla h$ 。其中, \mathbf{u}_s 是地表风速矢量, h 是地形高度。这里 \mathbf{u}_s 取近地面 $\sigma=0.995$ 的风矢量。图 7a 显示强降水区区域平均的地形强迫垂直运动 w_f 和 NCEP FNL 资料给出总垂直速度 w 。可以看出,强降水区域平均的地形强迫抬升垂直速度和总垂直速度均有一定的日变化,00 时为弱下沉,06 时为强上升运动。而两者量级相当,说明地形强迫对降雪区垂直运动有重要贡献。

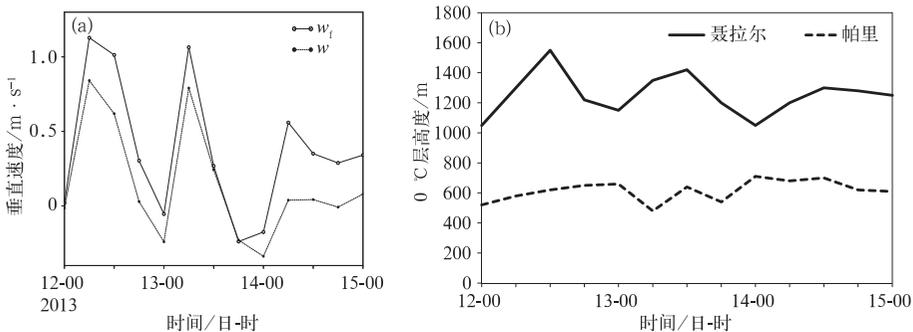


图 7 (a)强降水区区域平均的地形强迫垂直运动 w_f 和总垂直速度 w 以及(b)聂拉尔和帕里的 0°C 层高度的时间演变

Fig. 7 (a) The topography-induced upward motion w_f and vertical velocity w averaged over regions with severe rainfall and (b) height-time profiles of zero isotherm of Nielamu (solid line) and Pali (dotted line) with heavy snowfall

降水相变过程往往与融化层高度有关。图 7b 中给出了聂拉尔和帕里上空 0°C 层高度的时间变化。聂拉尔站的海拔高度 3800 m,降水开始前 12 日 12 时 0°C 层高度达约 1500 m,之后开始下降,13 日 00 时降至约 1150 m,6 h 内该站出现了降雨,随后 0°C 层高度有所回升,但达到约 1400 m 后又再一次下降。14 日 00 时降至 1050 m 左右,此时已出现降雪并持续到 14 日 15 时。聂拉尔上空 0°C 层高度的下降有利于其降雨转为降雪。而帕里站海拔则更高,为 4300 m,其 0°C 层高度更低,基本保持在 500 ~ 700 m,是该处持续降雪天气的一个原因。可见,高海拔、干冷下垫面以及低 0°C 层温度是藏南持续

降雪的一个有利因素。

图 8 为强降水区域 ($27^{\circ}\sim 29^{\circ}\text{N}$, $85^{\circ}\sim 89^{\circ}\text{E}$) 平均的相对湿度、垂直速度及风场随时间的变化。可见,随着风暴的北上影响,13 日以后,强降水中心上空 200 hPa 以下水平风场从西北风转为强西南风,整层大气相对湿度增大,500 hPa 相对湿度均达到 95% 以上,可达 100 hPa 高度,湿层非常深厚。垂直上升运动也开始增强,强中心出现在 14—15 日,大值中心出现在 400 hPa 附近,并伴随非常强的西南气流,对应风暴东侧的偏南风低空水汽急流的影响。说明风暴为强降水过程输送的水汽在高原南侧得到了激烈抬升。15 日之后,随着风暴的减弱消亡,降

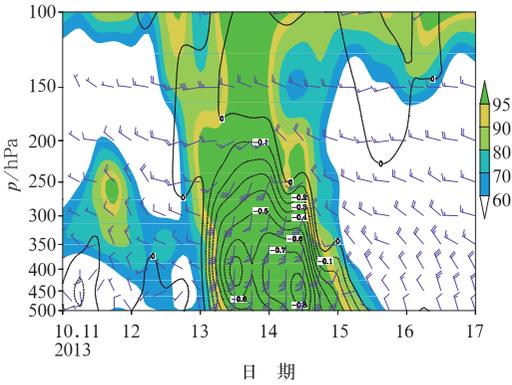


图8 2013年10月11日00时至17日00时过强降水区域($27^{\circ}\sim 29^{\circ}\text{N}$, $85^{\circ}\sim 89^{\circ}\text{E}$)平均的相对湿度(阴影,单位: %)、垂直速度(等值线,单位: $\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$)及风场(纬向风速,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 8 Vertical-time profiles of relative humidity (shaded area, unit: %), vertical speed (contour, unit: $\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$), and wind (barb, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) averaged over area ($27^{\circ}\sim 29^{\circ}\text{N}$, $85^{\circ}\sim 89^{\circ}\text{E}$) from 00:00 UTC 11 to 00:00 UTC 17 October 2013

水区上空西南气流转为西北气流,以下沉运动为主,整层大气相对湿度减小,强降水结束。可见风暴对这次过程的影响十分重要。

4 结论和讨论

通过分析孟加拉湾风暴费林对2013年10月14—15日藏南的一次暴雪天气的影响发现,尽管“费林”对高原的影响过程中没有出现与南支槽配合的典型形势,但其与东侧高压环流形成的偏南低空急流,成为其北上产生影响的有利环流背景。在此过程中,风暴一方面通过偏南低空急流向藏南输送不稳定的暖湿大气,另一方面通过自身强烈的抬升运动,为暴雪提供有利的动力和热力条件。同时,风暴与青藏高原西侧冷空气交汇产生的锋生强迫以及青藏高原地形强迫,也进一步加强了降水的动力条件。此外,高海拔、干冷下垫面和低 0°C 层高度有利于地面固态降水,是藏南地区持续产生暴雪的一个重要原因。

这次藏南暴雪过程涉及锋面活动,雪区大气层结是垂直对流稳定的,同时斜压不稳定性并不明显。

暴雪的不稳定能量主要来源于风暴平流的垂直对流不稳定大气,这与有关研究指出的条件性对称不稳定是西藏暴雪产生的重要原因有所不同(张小玲等,2000;邓远平等,2000;王文等,2000;王子谦等,2010),是此类天气中预报值得注意的一个方面。

参考文献

- 陈联寿,丁一汇. 1979. 西太平洋台风概论. 北京:科学出版社,58-61,423-428.
- 德庆,徐珺,宋志军,等. 孟加拉湾超级风暴费林对西藏强降水的影响分析. 气象,41(9):1086-1094.
- 邓远平,程麟生,张小玲. 2000. 三相云显式降水方案和高原车部“96.1”暴雪成因的中尺度数值模拟. 高原气象,19(4):401-414.
- 丁一汇. 1979. 从气象卫星看青藏高原的天气系统. 青藏高原气象学. 北京:科学出版社,141-152.
- 李英,郭荣芬,索渺清,等. 2003a. 初夏孟加拉湾对流云团北上低纬高原的初步研究. 热带气象学报,19(3):277-284.
- 李英,张腾飞,索渺清. 2003b. 孟加拉湾云团影响下云南强降水分析. 气象科学,23(2):185-191.
- 吕爱民,文永仁,李英. 2013. 一次孟加拉湾风暴 Akash(0701)对我国西南地区强降水过程的影响分析. 大气科学,37(1):160-170.
- 索渺清,丁一汇. 2014. 南支槽与孟加拉湾风暴结合对一次高原暴雪过程的影响. 气象,40(9):1033-1047.
- 王文,程麟生. 2000. “96.1”高原暴雪过程湿不对称不稳定的数值研究. 高原气象,19(2):129-140.
- 王友恒,王素贤. 1989. 北印度洋热带风暴及其与西藏降水的关系. 气象,15(11):38-43.
- 王子谦,朱伟军,段安民. 2010. 孟湾风暴影响高原暴雪的个例分析:基于倾斜涡度发展的研究. 高原气象,29(3):703-711.
- 徐祥德,陶诗言,王继志,等. 2002. 青藏高原-季风水汽输送“大三角扇型”影域特征与中国区域旱涝异常的关系. 气象学报,60(3):257-259.
- 杨祖芳,李月安,李伟华. 2000. 两个孟加拉湾风暴对我国降水不同影响的对比分析. 海洋预报,17(4):41-46.
- 余艳群. 2008. 浅析一次孟加拉湾风暴对西藏强降水天气的影响及维持机制. 西藏科技,12:66-68.
- 张小玲,程麟生. 2000. “96.1”暴雪中尺度切变线发生发展的动力诊断 I: 涡度和涡度变率诊断. 高原气象,19(3):285-294.
- 周倩,程一帆,周甘霖,等. 2011. 2008年10月青藏高原东部一次区域暴雪过程及气候背景分析. 高原气象,30(1):22-29.
- Bennetts D A, Hoskins B J. 1979. Conditional symmetric instability—a possible explanation for frontal rainbands. Quart J Roy Meteor Soc,105:945-962.
- Wu Chun Chieh, Yen Tzu Hsiung, Kuo Ying Hwa, et al. 2002. Rainfall simulation associated with typhoon Herb (1996) near Taiwan. Part I: The topographic effect. Wea Forecasting,17(5):1001-1015.