

# 一次暴风雪过程中的中尺度重力波特征及其影响<sup>\* 1</sup>

孙艳辉<sup>1</sup> 李泽椿<sup>2</sup> 寿绍文<sup>1</sup>

SUN Yanhui<sup>1</sup> LI Zechun<sup>2</sup> SHOU Shaowen<sup>1</sup>

1. 南京信息工程大学, 南京, 210044

2. 国家气象中心, 北京, 100081

1. *Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*

2. *National Meteorological Center, Beijing 100081, China*

2014-08-19 收稿, 2015-03-26 改回.

孙艳辉, 李泽椿, 寿绍文. 2015. 一次暴风雪过程中的中尺度重力波特征及其影响. 气象学报, 73(4):697-710

Sun Yanhui, Li Zechun, Shou Shaowen. 2015. An investigation into the features and effects of the mesoscale gravity waves as in a snowstorm event. *Acta Meteorologica Sinica*, 73(4):697-710

**Abstract** Based on the data from the surface automated stations, the digital Doppler weather radar, and the WRFV2.2.1 model simulation, the interaction between the mesoscale gravity wave and the basic flow in the troposphere is studied, and the role of the waves in the severe snowfall and high surface winds is also investigated. It is shown by the radar data, the mean horizontal wind velocity in the 4.5–8 km layer of the troposphere tended to be uniform because of the momentum exchange between the wave motion and the basic current. At the same time, a saturated moisture jet stream was established extending almost throughout the troposphere as seen in the simulation, with the most severe precipitation area located just ahead of the 850 hPa jet center. Waves inspired under the exit region of an upper layer jet stream near the tropopause propagate downwards, resulting in an alternative acceleration or deceleration of the horizontal wind velocity in vertical over the station. The divergence or confluence caused by the wind change with the height has a substantial effect on the base reflectivity, and the radar echoes show the gravity wave signature. It is found that considerable increase in the intensity of the echoes occurred in the layers with the accelerating flow, but decreased in the layers with the decelerating flow, with about 40 km wide weak precipitation band imbedded in the major cloud bands, in a northwest–southeast orientation. While the waves propagate downwards, it was observed that, the gusty surface northeasterly wind appeared as the surface pressure drops rapidly, with an obvious change in the wind direction, and the intensity of the echoes begins to be weakened; the minimum reflectivity occurred just after the ridge passage. Observations from the radar show, the wind velocities beyond the boundary layer of the wind shear have the similar values, suggesting that the vertical circulation should be formed in the layer where the waves jointed to the wind shear. These vertical circulation would be established by the updrafts and downdrafts due to the vertically propagating gravity waves, together with the airflows moving in the opposite direction beyond the shear layer boundary. The observed severe surface winds centers distributed in a southwest–northeast orientation as in the gravity wave signature similar to the features of the echoes. The surface winds should be accelerated significantly by the downdrafts of these vertical circulation.

**Key words** Mesoscale gravity waves, Ducted gravity waves, Moisture jet current, Vertical circulation, Blizzard, High winds

**摘要** 应用地面自动气象站观测资料、数字化多普勒天气雷达探测资料和 WRFV2.2.1 中尺度数值模拟资料, 分析了中尺度重力波与基本气流的相互作用, 以及重力波活动对暴雪和大风天气的重要影响。结果表明, 在波导中传播的中尺度重力波能够与基本气流进行动量交换, 使得对流层中上层 4.5–8 km 气层内的水平平均风速趋于均匀, 形成斜穿整个对流层的饱和

\* 资助课题: 国家自然科学基金项目(41005027、41475041)、气象灾害省部共建教育部重点实验室开放课题(KLME0905)。

作者简介: 孙艳辉, 从事中尺度大气动力学研究。E-mail: syhbmw@163.com

湿空气急流,即“湿急流”。在高空急流出口区激发的垂直向下传播的重力波,使基本气流的水平风速在垂直方向上出现了加速和减速的交替变化,水平风加速的气层,反射率增大;水平风减速的气层,反射率减小。随着波动下传及其随基本气流的移动,反射率回波强度沿高空风的方向(由西南向东北)出现周期性变化,回波带呈西北—东南走向,强回波中心之间为宽约40 km的弱回波区。重力波下传期间,当地面气压迅速下降时,东北风快速增长,风向有明显的改变,反射率强度开始减弱;气压脊线过后,反射率降低到最低点。地面大风中心出现在反射率回波强度周期性变化的地带,沿西南—东北方向间隔着分布。雷达探测表明,对流层低层风速在风向切变层上下边界对称相等,因此推测在重力波与切变层汇合的高度层存在垂直环流,由风切变层上下边界附近的西南气流和东北气流与受重力波影响形成的垂直方向上的上升和下沉气流共同组成。切变层上方的动量通过垂直环流的下沉支到达地面,强风中心对应着下沉气流,出现在降水回波开始减弱之际。

**关键词** 中尺度重力波,波导,湿急流,垂直环流,暴雪,大风

**中图法分类号** P458.2

## 1 引言

大气中的重力波与强降水(暴雨、暴雪)及强风等强天气的发生、发展和强度变化及地区分布有紧密联系。因此,深入研究中尺度重力波的结构、激发机制及其影响,对天气分析和预报都具有重要意义。

多年来,中外关于重力波的研究一直十分活跃。观测、理论和数值研究表明,大气重力波能够由点源扰动(Tolstoy, et al, 1970)、气流过山(Eliassen, et al, 1961; Long, 1954; Lilly, et al, 1972; Lilly, 1978)、锋面扰动(Gall, et al, 1988; Ralph, et al, 1999)、雷暴活动(Lindzen, 1974; Adams-Selin, et al, 2013)、切变不稳定(LaLas, et al, 1976; Fritts, 1982; Stechmann, et al, 2009; Swales, et al, 2012; 孙艳辉等, 2012)和地转适应过程(Uccellini, et al, 1987)等机制触发。20世纪50年代初, Gossard等根据在近海地区的观测记录报告了与海风相联系的海平面气压的周期性波动。他们指出这些波动出现在层结稳定的天气条件下,波动的回复力为重力,所以称为大气重力波(Gossard, et al, 1954; Donn, et al, 1956; Metcalf, 1975)。这些波动通常移动速度较快,周期较短,对天气没有显著的影响。但是,在近海地区发展起来的中纬度气旋,在有波导存在的条件下,重力波的周期为1—4 h,对降水和地面风有重要影响(Eom, 1975; Bosart, et al, 1973, 1986, 1988, 1998; Uccellini, 1975; Schneider, 1990; Ramamurthy, et al, 1993; Coleman, et al, 2009; Ruppert, et al, 2014)。这些与发展的气旋相联系的中尺度重力波一般都出现在高空急流出口区下方,对流层中低层对应天气尺度锋区形成的稳定层,近地面处于暖锋(冷锋)前(后)的冷空气区,暖湿气流来自热带或中纬度洋面,波动传播方向与高空风同向,与地面风向

相反,周期2—3 h。Lindzen等(1976)研究表明,当重力波形成于稳定层,对流层上层覆盖一个不稳定层(反射层),其中某一高度上的平均气流速度接近波的相速度,这时重力波能够在水平方向传播3—10个波的周期,重力波的能量被保持在对流层。大多数中尺度重力波的环境场符合上述特征。

大气中的重力波生成后能够独立于激发源传播。垂直传播的重力波对全球大气的动量输送有重要贡献(Lane, et al, 2010; 李伟等, 2011)。伴随着重力波的传播和频散,波与大尺度气流之间可能出现能量交换(Eliassen, et al, 1961; Durran, 1995; Doyle, et al, 2005; Bakas, et al, 2007, 2008; Moon, et al, 2010)。Bretherton(1969)研究表明,在稳定、无粘、非绝热和无旋转的情况下,重力波的传播不会改变大尺度平均气流,能量交换只出现在波动频散的高度上,当基本气流的风速接近波的相速度时,重力波被吸收。Blumen(1965)研究了旋转流体中的波动,对于外波型的重力惯性波,垂直于基本气流的动量向上传播,相反,对于内波型的重力波,平行于基本气流的动量向下传播;由于科里奥利力的作用,大气会在垂直于基本气流且指向其左侧的方向上加速。Fritts(1982)研究表明,由于与波动相关的雷诺应力的辐散,重力波使平均气流加速。

2007年3月3—5日,由于江淮气旋北上,辽宁省出现了自1951年有气象记录以来最严重的暴风雪天气,最大降水量78 mm,多个测站降雪的同时观测到6级以上大风,雪后最大瞬时风速达32.9 m/s,山东渤海湾和莱洲湾出现风暴潮。由于暴雪、大风和低能见度,辽宁省近45万栋冷暖大棚以及部分大企业厂房和建筑设施倒塌或严重损坏,全省农业、渔业及工业、交通运输等损失严重。孙艳辉等(2012)研究表明,这次暴风雪天气伴随着中尺

度重力波的活动,重力波生成在高空急流出口区下方,对流层低层层结稳定。海平面气压波动出现在近地面准静止锋区北部的冷空气区,波动周期为2—3 h,气压扰动振幅约2 hPa,波动的传播方向与高空风同向,与地面风向相反。Bosart等(1986)研究了一次大西洋海岸气旋暴雪天气过程中的大振幅重力波,重力波的周期、传播特征以及生成的环境场等与辽宁这次过程具有相同的特征,地面东北风在气压槽经过时达到最大( $>25$  m/s),紧随其后,气压涌升时风速减小,风向反转。Bosart等(1998)研究表明,一个普通强度的外热带气旋(中心最低气压988 hPa,变压小于6 hPa/(12 h))沿海岸向东北方向移动,产生了10—15 mm/h的降水率,地面最大风速35—40 m/s,出现了强的风吹雪和短时暴风雪,近海地区出现了1—2 m高的海浪;大振幅惯性重力波出现在由切变不稳定和不平衡气流激发的小振幅重力波的下游,大振幅重力波贯穿对流层,上升区向上风方向倾斜表明波能来自对流层上层;东北风最大值出现在气压槽前,气压到达最低点后出现了西北—东南走向的“降水空洞”(无降水带);受探测资料时空尺度的限制,这种大振幅重力波的来源及其在对流层中的传播方式不能确定,各种模式预报的降水强度中心位置与实况有很大差距。文中将以天气雷达和观测资料为主,辅以WRF模拟结果,讨论暴风雪天气过程中的重力波活动,包括重力波与环境风场的相互作用,重力波的来源及其在对流层中的传播特征,重力波对形成暴雪和地面强风天气的重要作用。WRF模拟的粗网格水平格距30 km,水平方向 $60 \times 73$ 个格点,细网格水平格距6 km,水平方向 $110 \times 135$ 个格点,垂直方向27层,模式顶高度50 hPa。模拟使用NCEP的 $1^\circ \times 1^\circ$ 每6 h一次的格点资料,时间从2007年3月3日12时至6日12时(世界时,下同),积分时间步长60 s。

## 2 环境风场水平平均风速均匀化

图1为营口雷达站( $40.67^\circ\text{N}, 122.27^\circ\text{E}$ )的水平风速随时间和高度的变化,使用的资料为2007年3月3日18时04分至4日05时59分(世界时,下同)雷达站每6 min一次(共117个时次)的基数据。雷达采用V21体扫模式,共有9个不同的仰角。对每一个时次,读取径向速度数据,假设距离雷达站300 km范围内风场均匀,使用 $9.9^\circ$ 仰角上的径向速

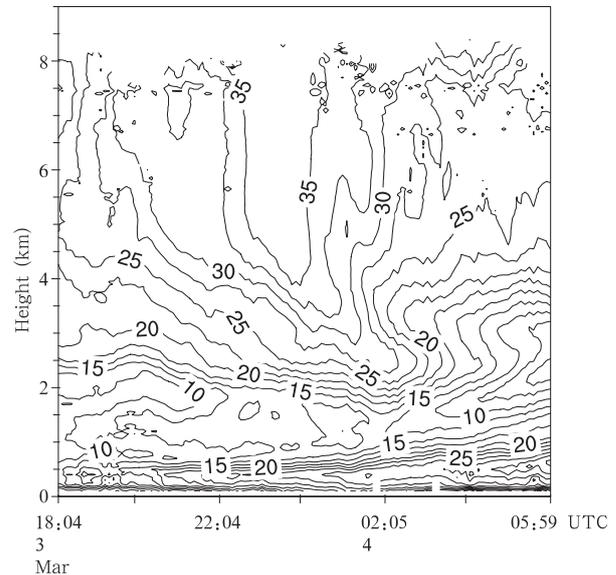


图1 营口雷达站的水平风速(等值线,单位:m/s)随高度和时间的变化

Fig. 1 Changes in the horizontal velocity (m/s) with the height and time from the Yingkou Doppler radar

度数据,采用协方差算法求得水平风速大小,所得各高度上的水平风速作为雷达站上空的水平风速,在垂直方向上插值,最后得到水平风速随时间和高度的演变(计算结果与使用敏视达公司软件生成的风廓线进行了比对,水平风场随高度和时间的分布基本一致)。图1表明,3日18时04分至4日00时01分,对流层风速持续增大,对流层中低层1.5 km高度附近的风向切变层对应着一个弱风速带,对流层低层风速在垂直方向上呈现波动特征,3日22时04分至4日00时01分,对流层4.5—8 km的水平风速趋于均匀;00时01分至04时02分,对流层中上层的风速大值中心随时间推移向对流层中低层伸展。如图2a所示,3日18时04分,风速大小随高度改变,2 km高度以下风速波动特征明显,风速切变最大值达到 $10 \text{ m}/(\text{s} \cdot \text{km})$ 。3日21时03分,2 km高度以下扰动加强,近地面风速明显增强,1.5 km高度风向切变层对应弱风速带,其上下边界的风速对称相等;3日23时12分,近地面层风速持续增强,4.5—8 km风速大小相等。如图2b,4日01时03—59分,对流层中上层出现了向下传播的重力波,水平风速波动的槽脊位置持续下移,波长减小,振幅增大,风切变层上下边界的风速对称相等,风速切变最大值大于 $15 \text{ m}/(\text{s} \cdot \text{km})$ 。如图3,此时向下

传播的重力波出现在对流层顶附近高空急流出口区的下方,风切变和位温梯度都显著增长。

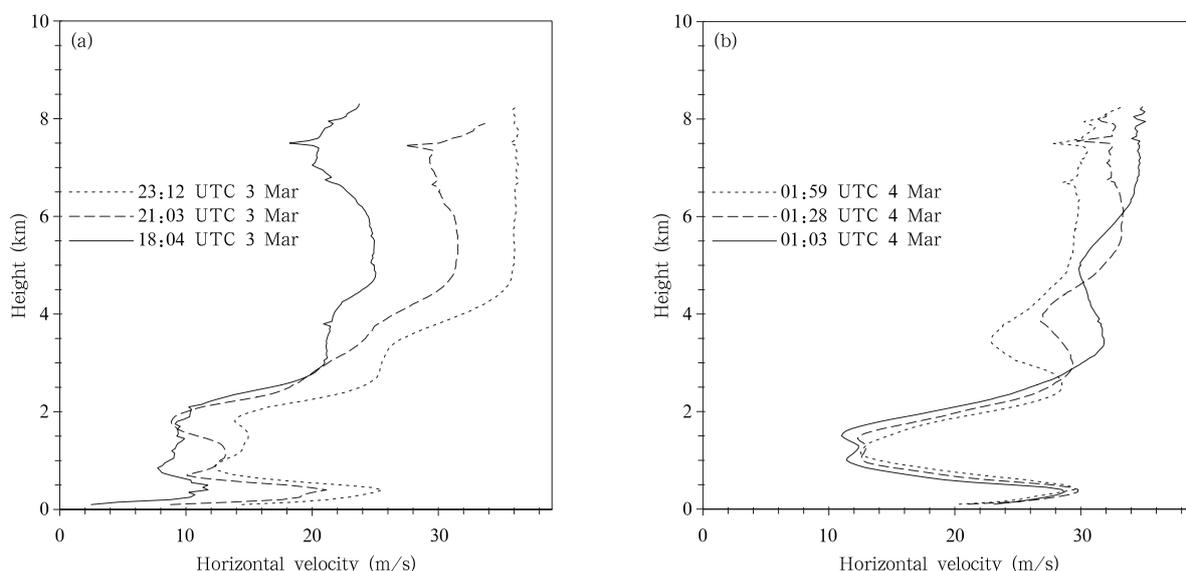


图2 营口雷达站6个时次的水平风速随高度的变化

Fig. 2 Changes in the horizontal velocity with height from the Yingkou Doppler radar with the times shown as legend

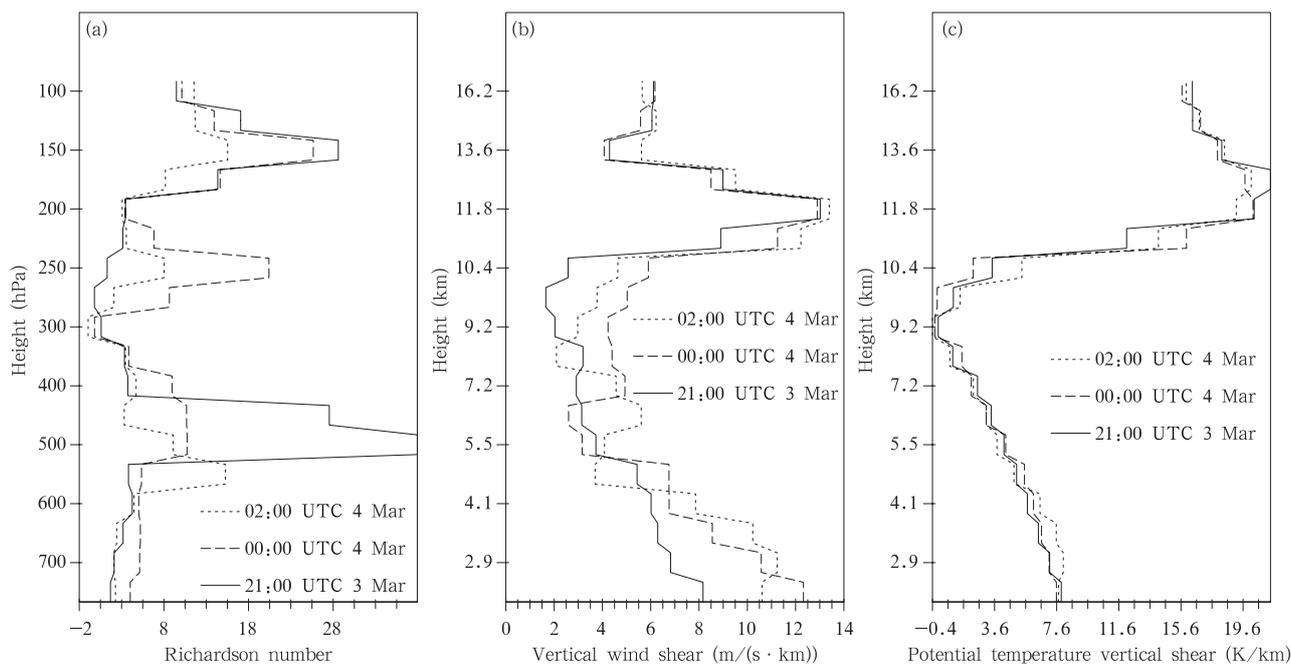


图3 WRF细网格模拟的营口站3个时次的理查森数(a)、水平风垂直切变(b)和位温垂直梯度(c)

Fig. 3 Vertical profiles of Richardson number (a), the vertical wind shear (b), and the vertical gradient of potential temperature (c) at the Yingkou Station from the WRF fine mesh simulations with the times shown as legend

图4表示水平扰动动量通量  $\rho u'w'$  在垂直方向上的分布,其中  $u'$ 、 $w'$  表示水平风速和垂直风速随时间的变化量(时间步长为1 h), $\rho$  表示湿空气密度。3日18—23时,扰动动量通量在垂直方向上正

负值交替分布,表明波动与基本气流之间有动量交换(Eliassen, et al, 1961; Bretherton, 1969),动量交换的结果是水平风速在垂直方向上趋向均匀(寿绍文,1993)。4日00时之后,这种特征已经改变,4

日 02—04 时,6—8 km 高度层有向下的动量通量。

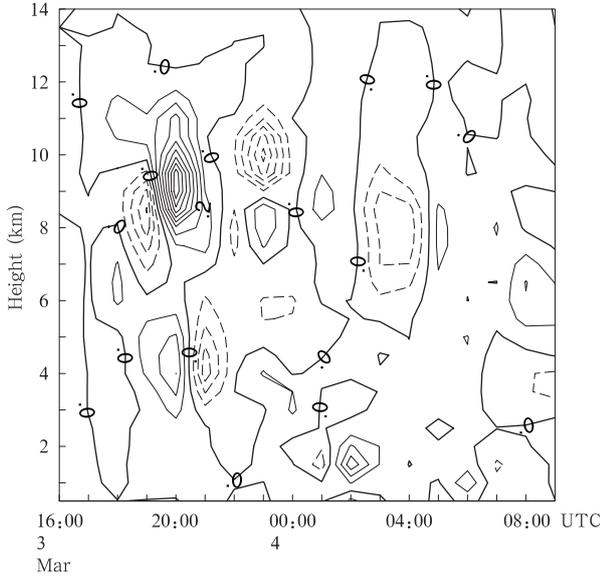


图 4 模拟的重力波经过地区(39.64°N,121.57°E)垂直方向上的水平扰动动量通量  $\rho u'w'$  随高度和时间的变化(实线:正值,虚线:负值;等值线间隔 0.1 dyne/cm<sup>2</sup>)

Fig. 4 Changes in the local vertical flux of horizontal perturbation momentum  $\rho u'w'$  with the height and time at (39.64°N, 121.57°E) on the path of wave passage from the simulations (solid line for positive, dashed line for negative, with the contour interval of 0.1 dyne/cm<sup>2</sup>)

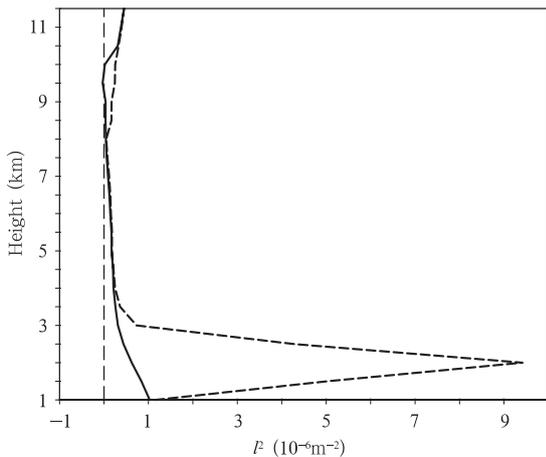


图 5 模拟的重力波经过地区 (39.64°N,121.57°E) 斯科勒参数  $l^2$ (实线为 3 日 22 时,虚线为 4 日 04 时,长虚线表示 0 等值线)

Fig. 5 Local Scorer parameter  $l^2$  vs the height at (39.64°N,121.57°E) on the path of wave passage from the simulations (solid line for 22:00 UTC 3 March, dashed line for 04:00 UTC 4 March, longer dashed line for 0-isoline)

3 日 18 时至 4 日 00 时,对流层中上层 300 hPa 高度层附近是  $Ri < 0.25$  的弱风速带,同时斯科勒参数  $l^2 = \frac{v_0^2}{U^2} - \frac{U_z}{U}$  随高度减小(其中  $v_0$  表示 Brunt-Väisälä 频率,  $U$  代表基本气流的风速)(图 5),因而,对流层中存在着反射波与入射波的相互作用,重力波的能量被保持在对流层(Eliassen, et al, 1961; Lindzen, et al, 1976),在波导中传播的重力波通过与大尺度基本气流之间的动量交换,使得对流层中上层的水平风速达到均一。

根据 Eliassen 等(1961)的研究,对于定常运动,在  $x-z$  平面传播的波动能量方程为

$$\frac{\partial}{\partial x}(EU + pu) + \frac{\partial}{\partial z}(pw) = -\rho_0 U_z uw \quad (1)$$

式中,  $E$  表示单位体积内总的波动能量,  $U$  为基本气流的水平风速,  $p, u, w$  分别表示气压、水平风速和垂直速度的扰动量,  $\rho_0$  表示密度。当波动的环境场水平风速均匀时,即  $U_z = 0$ , 波的能量通量散度(等式左边两项之和)为 0, 沿水平方向能量通量的减小将转化为垂直方向上能量通量的增大。此时,波的传播方向和方式可能发生变化。

当  $U_z = 0$  时,有

$$\frac{\partial}{\partial x}(EU) + p\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z}\right) + u\frac{\partial p}{\partial x} + w\frac{\partial p}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

因此,当高空急流出口区附近出现强的风切变增长时(图 3b),式(2)的左边第 2 项可能足够大以至于引起基本气流的水平变化,可见,水平风速均匀化是水平风在垂直方向上出现显著的波动特征的前提条件。当  $U_z \neq 0$  时,向下传播的水平风速扰动没有明显的位相特征(Fritts, 1982)。

### 3 “湿急流”结构特征

WRF 粗网格模拟结果表明,4 日 00 时,对流层中形成了整层的偏南风急流,4 日 03 时急流迅速加强,850 hPa 急流中心的最大风速超过了 35 m/s,辽宁省位于 850 hPa 低空急流中心的正前方(图 6)。沿着气流运动的方向,高空急流超前于低空急流,急流中心随高度向北倾斜,长轴走向垂直于平均风指向其左侧。图 7 所示为 4 日 00 时,对流层各等压面高度上的温度露点差,对流层各层的急流中心对应着湿空气的饱和凝结区(温度露点差小于 4℃)。

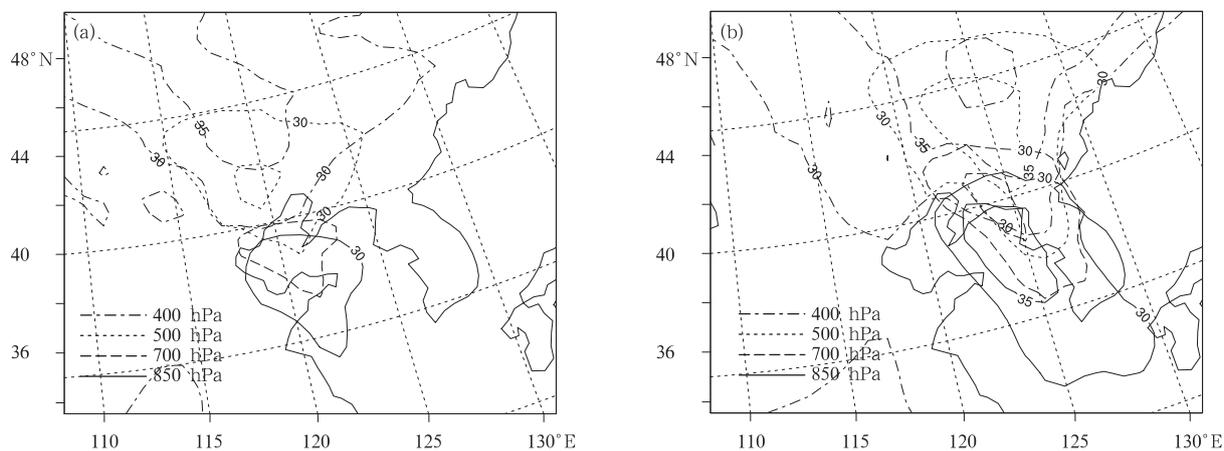


图6 2007年3月4日00时(a)和03时(b)WRF粗网格模拟的各高度层急流中心位置(等值线间隔5 m/s)

Fig. 6 Locations of the jet streams from the WRF coarse nest simulations on the layers shown as legend for 00:00 UTC (a) and 03:00 UTC (b) 4 March 2007 (contour interval is 5 m/s)

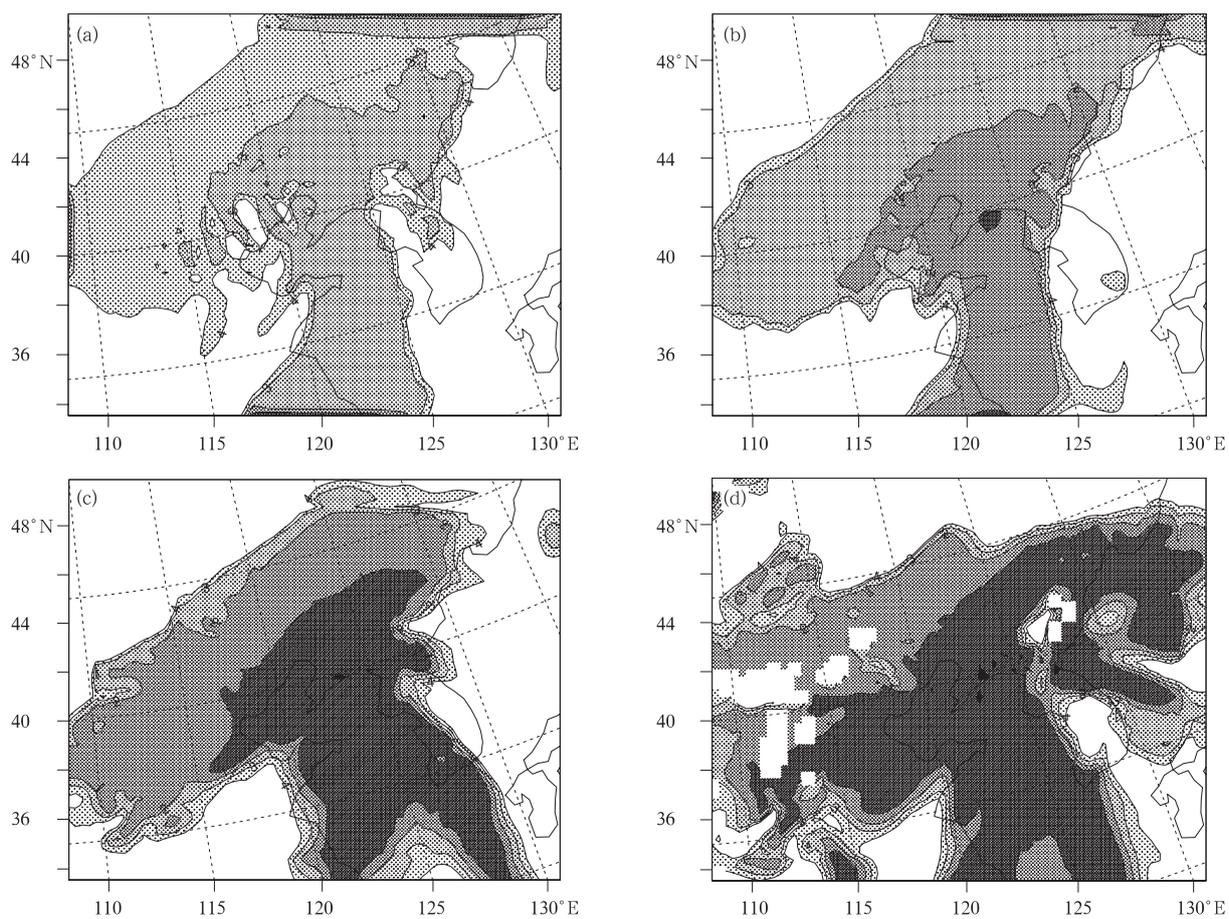


图7 2007年3月4日00时模拟的对流层各等压面高度上的温度露点差(单位:°C)

(a. 400 hPa, b. 500 hPa, c. 700 hPa, d. 850 hPa, 850 hPa 高度层的白色矩形区域表示地形高度高于等压面高度, 没有做数据的填补)

Fig. 7 Differences between temperature and dewpoint (°C) from the simulations for 00:00 UTC 4 March 2007 (a. 400 hPa, b. 500 hPa, c. 700 hPa, d. 850 hPa. White block regions represent invalid values at the higher altitude)

对流层中的这种急流结构,曾经出现在一些激烈的降水天气过程中。陶祖钰(1980)使用观测资料研究了1977年8月2日华北地区的一次大暴雨过程,河北省北部和辽宁省南部降水量大于50 mm,最大日降水量超过200 mm,把这种斜穿整个对流层的饱和湿空气急流结构称为“湿急流”。

“湿急流”携带的水汽量大,水汽输送快而集中,能够带来高强度的降水天气,因而研究“湿急流”结构的成因很重要。文中“湿急流”形成于近海地区,在波导中传播的重力波能够与基本气流进行动量交换,使得对流层中上层的水平风速在垂直方向上均匀,对流层上层大的动量传递到低层,“湿急流”因此能够贯穿整个对流层。Fritts(1982)模拟了由风切变激发的垂直方向传播的重力波,能够使平均气流

加速,形成低空急流。

#### 4 中尺度重力波与暴雪天气

由于风吹雪严重地影响了积雪分布,观测到的降水量不能准确地表示降水强度(Bosart, et al, 1986),对降水强度的分析主要依据雷达反射率。

4日04时20分,等高度雷达反射率回波强度出现显著的波动特征(图8),回波沿西北—东南走向成带状,垂直方向上基本为铅直结构,上升区深厚,向上伸展到至少6 km,两个强回波中心之间为宽约40 km的弱回波带(“降水空洞”,Bosart, et al, 1998)。回波呈波动特征随环境风向东北偏东方向移动,移速15—20 m/s。

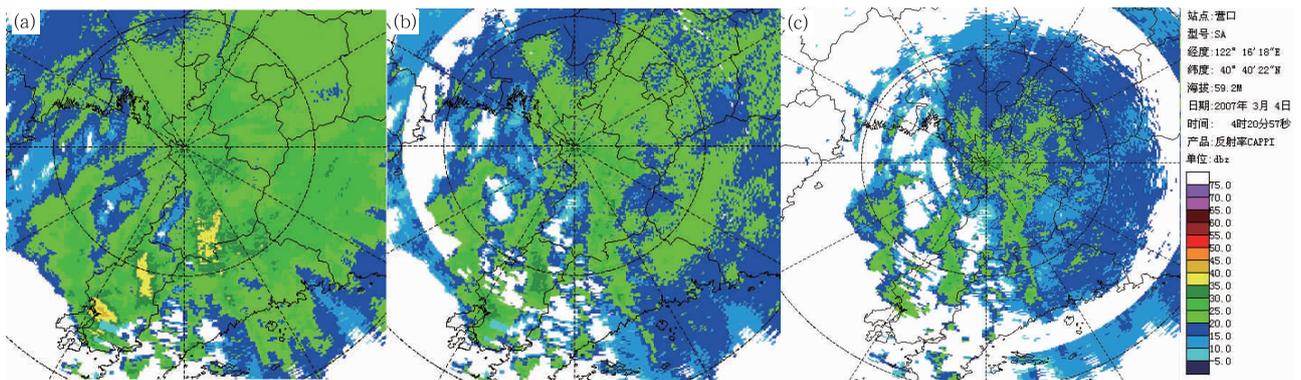


图8 2007年3月4日04时20分, MICAPS3.1生成的营口雷达站2.5 km(a)、3.5 km(b)和4.5 km(c)高度雷达反射率的CAPPI(第一圈层距雷达站90 km,各圈层之间距离为90 km)

Fig. 8 CAPPI-shown reflectivity (dBz) at 2.5 km (a), 3.5 km (b) and 4.5 km (c) from the Yingkou Doppler radar for 04:20 UTC 4 March 2007 (the distance between circles is 90 km)

因为距离雷达站越远(或太近)垂直方向上的数据越稀疏,所以选取距离营口雷达站约18 km的大石桥地区(40.62°N, 122.48°E)的反射率回波进行分析。具体做法是,读取总计117个时次的各仰角反射率数据,选取落在以大石桥为中心点的东西向和南北向距离为0.02个经纬度范围内的各仰角的数据,求出各仰角对应的高度,计算各高度上的平均值。为了最大程度地保持数据的真实性,选取了出现次数较多的高度层上的数据,在垂直方向上插值,得到反射率随高度和时间的变化(图9)。

4日00时01分至01时03分,“湿急流”建立期间,大于35 dBz的强降雪回波接地,大于45 dBz的强回波中心高度位于0.5—1.5 km;4日00时之

后,2 km高度附近大于30 dBz的回波强度表现为周期约1.5 h的波动特征;4日04时30分至07时01分,从近地面到6 km回波呈带状,随高度增加略向上风方(前一时间)倾斜,回波强度随时间出现明显的强弱变化,大于30 dBz的回波高度超过3 km。

当对流层中上层基本气流的水平风速在垂直方向上均匀化后,在高空急流出口区下方重力波表现出明显的位相特征,基本气流的水平风速在垂直方向上出现加速和减速的交替分布(图1、2)。受垂直向下传播的重力波的影响,4日00时32分至01时28分反射率强度在垂直方向上表现为波动特征,如图9和10,3—5 km反射率减小,1.2—3 km反射率增大,1.2 km以下反射率减小,变化幅度7—12 dBz,

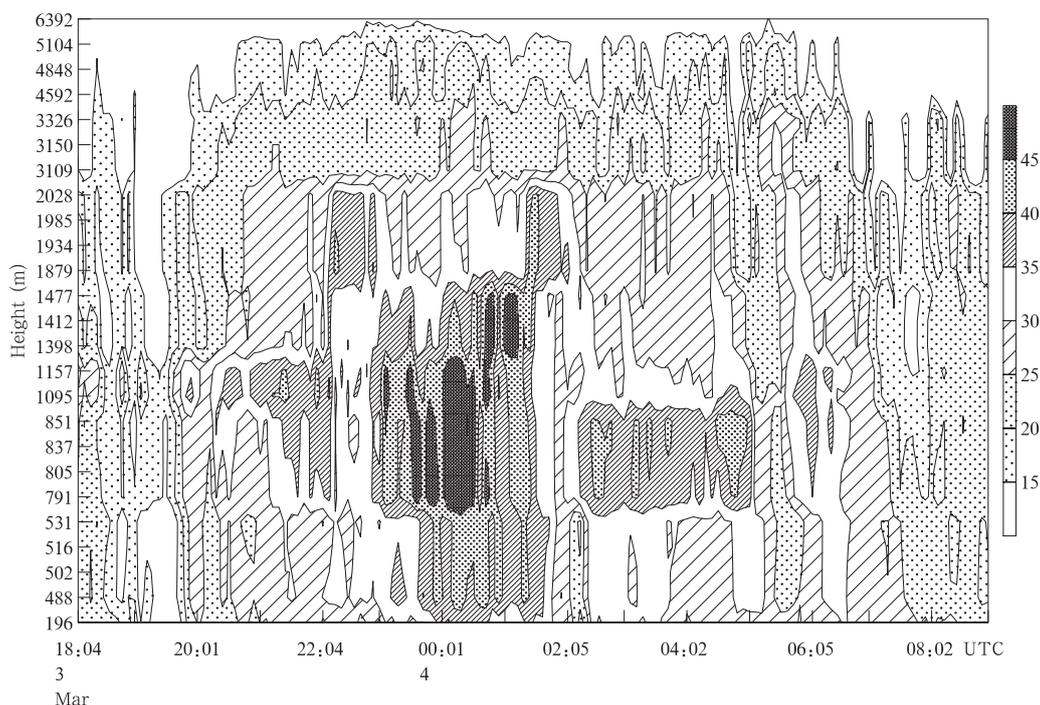


图9 营口大石桥基反射率(单位: dBz)随高度和时间的变化

Fig. 9 Changes in the base reflectivity (unit: dBz) with the height and time at Dashiqiao from the Yingkou Doppler radar

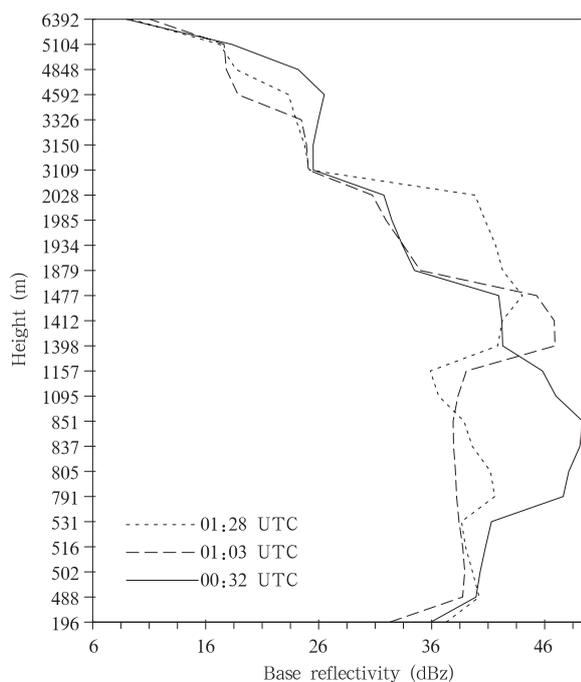


图10 营口大石桥3个时次的基反射率随高度的变化  
Fig. 10 Changes in the base reflectivity with the height for 3 different times at Dashiqiao from the Yingkou Doppler radar with the times shown as legend

近地面 500 m 的回波强度变化不大;融化层高度 (1.5 km) 以上,反射率增大对应着水平气流加速的气层,在气流减速的高度层反射率减小。因此,对流层低层的偏南风急流使气层内水成物增多,有利于降水增强。图 2 表明,向下传播的重力波的波长为 2—3 km,相速度 1 km/h (0.3 m/s),随着基本气流的移动,急流出现的高度随时间降低,下一时次在同一高度上出现急流和强回波的时间间隔应该是波的周期,大约为 2 h。急流中心经过后,水成物输送减少,风场辐散使云消散,降水明显减弱或停止。当云体内垂直方向只有一波时,图 11 能够解释降水回波向上风方倾斜和“降水空洞”现象。

大量观测事实表明 (Bosart, et al, 1973, 1986, 1988, 1998; Eom, 1975; Uccellini, 1975; Ruppert, et al, 2014), 在地面扰动低气压槽线附近,东北风达到最大值,气压槽经过后降水突然停止;扰动气压脊线附近,风减弱,降水强度最大。但是,有一些测站表现了相反的特征,如扰动气压下降时,东风停歇,降水停止 (Bosart, et al, 1973);波脊临近时,高强度的降水伴随强风 (Bosart, et al, 1998)。从图 12 中可

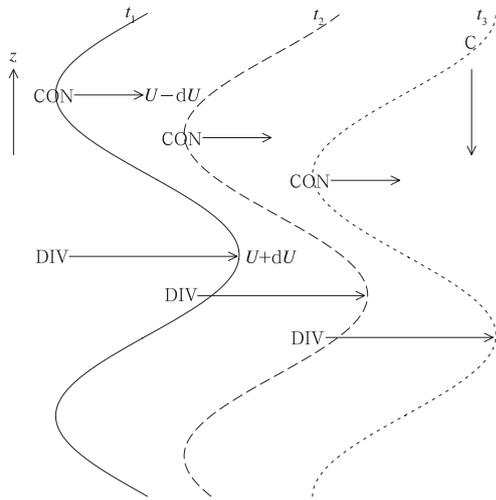


图 11 垂直向下传播的水平风速波动和气流辐合辐散示意(Z代表高度, C代表波的传播方向,U表示水平风速)

Fig. 11 Illustration on the wave features of the horizontal velocity in vertical, and the associated convergence and divergence of the basic airflow ("Z" represents height, "C" is the wave propagation direction, "U" is the horizontal wind)

以看到,4日01时00—10分变压值(向前差值)大幅度降低,表明气压迅速下降,这时风速大幅度增大,风向有明显的偏转,北风分量增大,反射率(取3个最大值的平均)开始下降;4日01时30分至02

时00分,地面气压下降减缓,地面风速达到最大值后开始减弱,4日02时出现正变压,地面有11 m/s的东北风,反射率强度接近最低点,02时05分和05时28分反射率的最低值出现在地面正变压脊线经过后,代表着下沉气流引起的地面强风、冷空气加压和降水减弱。从地面开始出现强的阵风锋到反射率达到最低点大约是半个周期。因此,地面强风出现时,反射率强度(降水强度)仍然比较大,加上风向的突然转变,很容易引起能见度下降,形成暴风雪(风雨交加)的天气。

### 5 中尺度重力波与地面大风天气

4日00时以后,辽宁西部山区、辽河平原及辽东半岛的风速持续增大。4日00时(图13a)和03时(图13b)辽宁中西部地区都出现了6级以上的大风,4日06时(图13c),平原和半岛地区平均风力达到7级;4日09时(图13d),辽东半岛最南端入海口及山东半岛附近海面的风力达到8级。这些大风中心沿着波的传播方向间隔着分布,位置与反射率回波波波动出现的位置(图8)十分接近,其形成机制应该具有中小尺度特征。图13中使用的资料包括地面观测资料(每3h一次),地面加密观测资料(每6h一次)以及地面自动站观测资料。

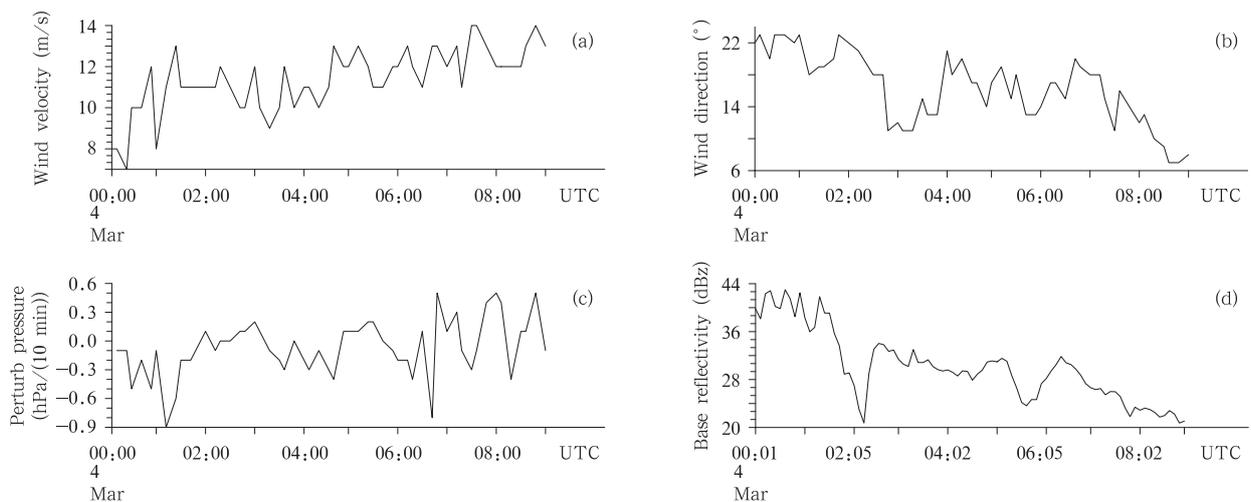


图 12 营口地面自动观测站 10 min 平均的(a)风速、(b)风向和(c)10 min 变压,以及(d)营口大石桥的反射率最大值随时间变化

Fig. 12 Changes in the mean horizontal wind velocity (a), wind direction (b) every 10 min, and (c) sea-level allobaric values per 10 min from the Yingkou surface automated station, and (d) changes in the maximum base reflectivity at Dashiqiao from the Yingkou Doppler radar

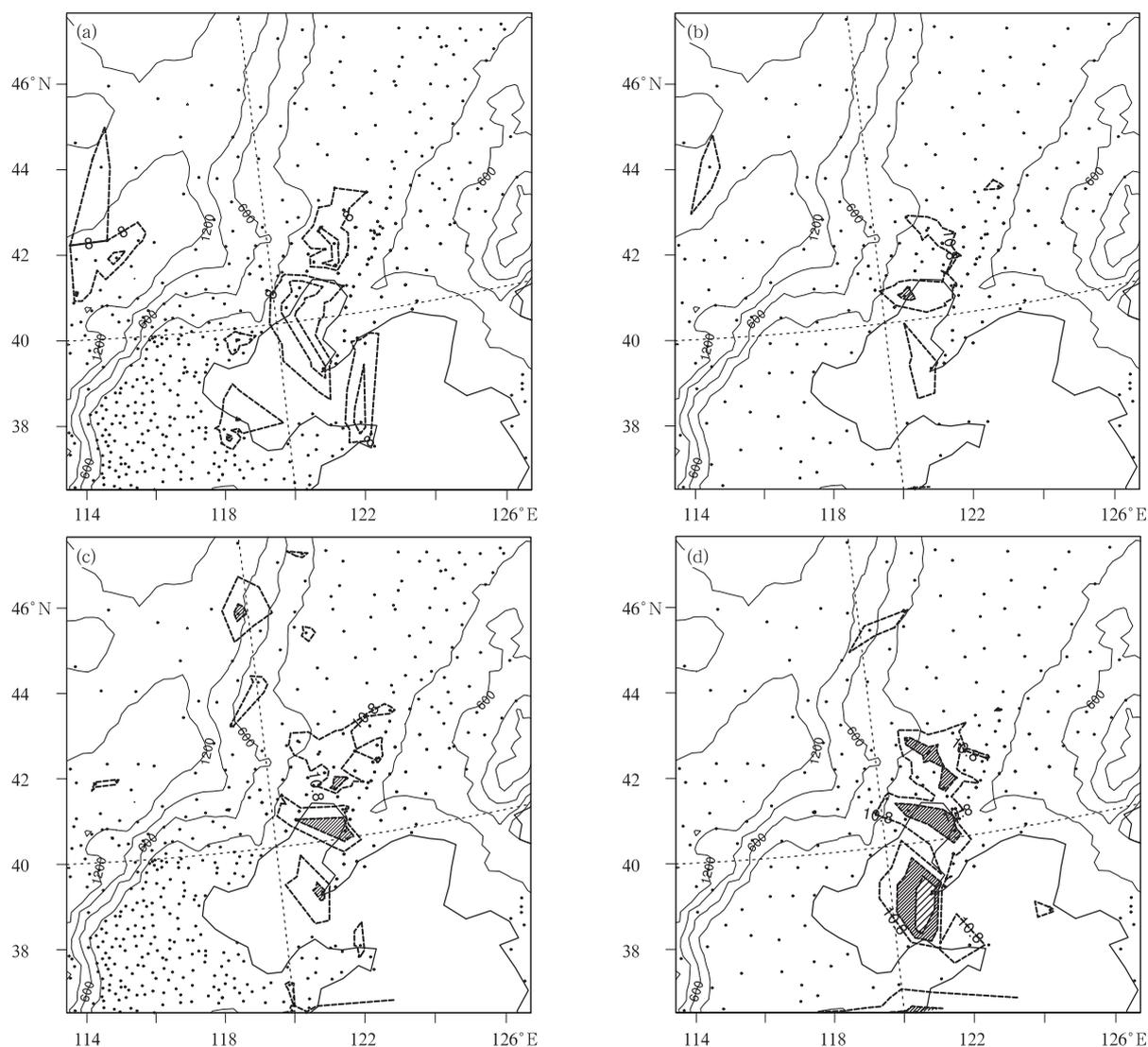


图 13 2007 年 3 月 4 日 00—09 时(a—d),地面观测站每 3 h 一次的水平平均风速

(虚线,等值线按照蒲氏风力等级分级,由小到大分别为:8.0,10.8,13.9,17.2,20.8,

单位:m/s;地形高度(实线,单位:m);黑色圆点表示地面观测站点的位置)

Fig. 13 Observations of surface horizontal wind velocities from 00:00 UTC to 09:00 UTC 4 March 2007

(dashed line, unit: m/s, contoured by 8.0, 10.8, 13.9, 17.2, and 20.8, according to the Beaufort scale;

solid line for the orographic altitude; the black spots indicate the location of the surface stations)

重力波经过的区域,WRF 细网格模拟的层结曲线如图 14。4 日 03 时,风切变层位于 850 hPa 高度附近,对流层低层 2 km 高度的气温约为 0°C,0°C 层的厚度约 1.5 km,850 hPa 高度上为 10 m/s 的东南风,风切变层上边界 700 hPa 高度附近为 20 m/s 的西南风。4 日 06 时,700 hPa 高度的风速减小到 14 m/s,850 hPa 高度转为 16 m/s 的东北风,风切变层上升至 3 km 高度附近,由于下沉冷空气的混

合作用,对流层低层暖层的气温下降了约 2°C。4 日 09—12 时,对流层中层与低层的温差逐渐缩小,低层的气温显著降低,垂直风切变在上升过程中逐渐减弱,切变层上方风速持续减小,下方风速持续增大。鉴于风速在风切变层上下边界附近的此消彼长,以及风切变上下边界风速对称相等的观测特征(图 2),设想存在垂直环流是合理的。这些垂直环流出现在重力波与切变层汇合的高度层上,由

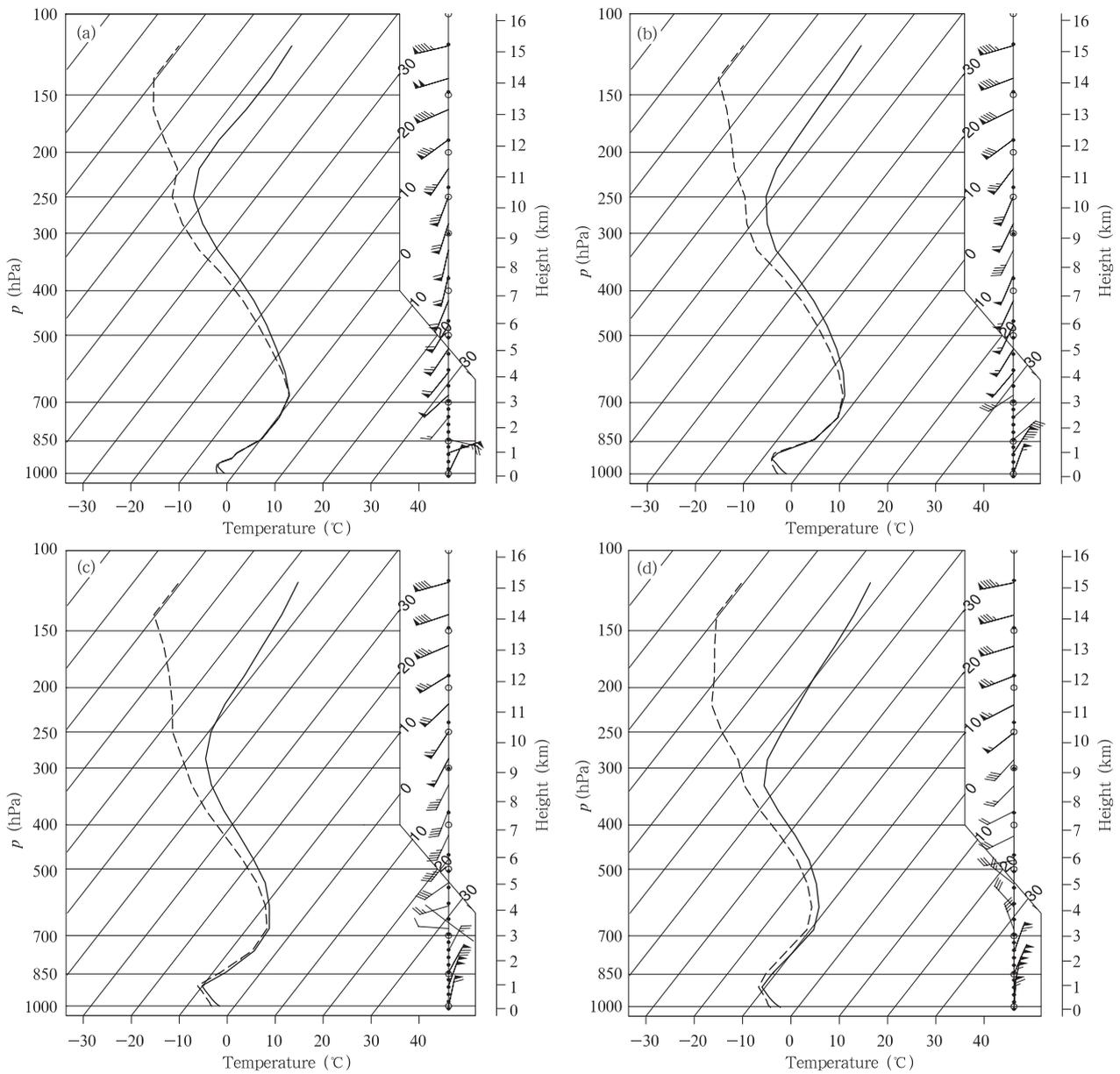


图 14 2007 年 3 月 4 日 (a)03:00、(b)06:00、(c)09:00 和 (d)12:00 UTC

重力波经过地区 (39.64°N, 121.57°E) 的温度-对数压力图

(实线: 温度, 虚线: 露点温度, 风速一杆为 4 m/s, 一个旗子为 20 m/s)

Fig. 14 Vertical profiles of wind, temperature (solid line, °C) and dewpoint (dashed line, °C) at (39.64°N, 121.57°E) from the simulations on the path of wave passage for (a) 03:00, (b) 06:00, (c) 09:00, and (d) 12:00 UTC 4 March 2007, with pennant and full barb denoting 20 and 4 m/s respectively

风切变层上下边界附近的西南气流和东北气流, 与受重力波影响形成的垂直方向上深厚的辐合上升气流和辐散下沉气流共同组成。图 13 中, 大风中心沿着东北—西南走向呈波动状态, 沿波的传播方向间隔着分布, 位于反射率回波波动出现的位置, 说明确实存在着这样的垂直环流, 把风切变层上边界的强

风动量输送到地面, 地面强风中心出现在下沉气流区和降水开始减弱时。

图 15 为沈阳观测站 (41.73°N, 123.45°E) 和 WRF 细网格模拟的温度-对数压力图。比较表明, 模拟的各主要气压层的风速和风向与观测值接近, 模拟的近地面风速偏大, 风向相同; 模拟的温度和露

点随高度的分布与实况接近,对流层低层至600 hPa 高度为等温层。因而,模拟结果能够代表天气实况

进行中尺度分析。

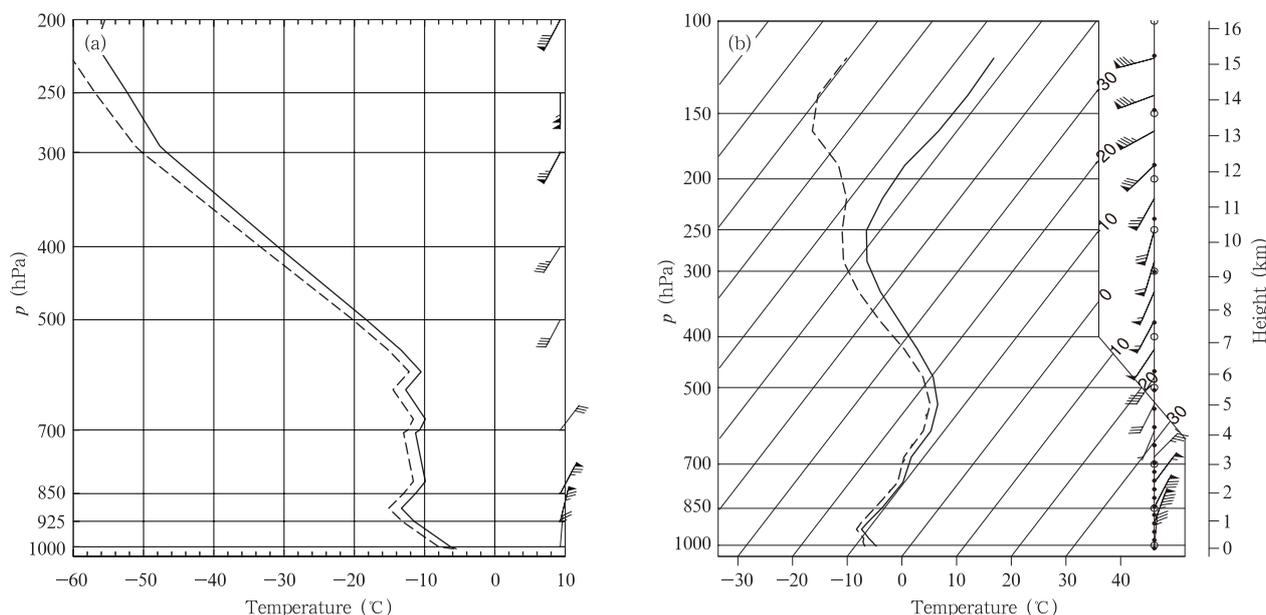


图 15 2007 年 3 月 4 日 12 时 (a) 实况和 (b) 模拟的沈阳探空 (说明同图 14)

Fig. 15 12:00 UTC 4 Mar 2007 Shenyang sounding, with temperature (solid line, °C) and dewpoint (dashed line, °C) from the observation (a) and simulations (b)

## 6 结论和讨论

(1) 使用观测资料、数字化多普勒天气雷达探测资料和 WRFV2.2.1 中尺度数值模拟资料,分析了 2007 年 3 月 3—5 日辽宁省暴雪和大风天气过程中的重力波特征。结果表明,在波导中传播的重力波能够与基本气流进行动量交换,使对流层 4.5—8 km 气层的水平平均风速均匀化,出现了斜穿整个对流层的饱和湿空气急流,即“湿急流”。当水平风速不随高度变化时,水平方向上的波能量通量可能与垂直方向上的能量通量相互转化,波的传播方向和方式能够发生改变,高空急流出口区下方的扰动风场的辐合辐散能够引起大尺度水平风场的改变。雷达探测到垂直向下传播的重力波,水平风在垂直方向上出现了加强、减弱的交替变化。向下传播的重力波波长为 2—3 km,相速度 1 km/h (0.3 m/s)。

(2) 基本气流的水平风速在垂直上波动,显著地影响了反射率回波强度,融化层高度以上,水平风加速的气层,反射率增大;水平风减速的气层,反射率减小,回波强度变化的幅度为 7—12 dBz。对流层低层的偏南风急流使气层内水成物增多,有利于降

水增强,随着基本气流的移动,急流出现的高度随时间降低,下一时次在同一高度上出现急流和强回波的时间间隔应该是波的周期,大约 2 h。急流中心经过后,水成物输送减少,风场辐散使云消散,降水减弱或停止。当云体内垂直方向只有一波时,降水回波向上方倾斜,降水带之间存在“降水空洞”(降水减弱或降水停歇)现象。

(3) 观测数据分析表明,气压迅速下降时,风速大幅度增大,风向有明显的偏转,北风分量增大,反射率回波强度开始下降;地面气压下降减缓时,地面风速达到最大值后开始下降,反射率的最低值出现在地面正变压脊线经过后,代表着下沉气流引起的地面强风、冷空气加压和降水减弱过程。反射率回波强度的最低值并不对应最大风速中心,而是出现在阵风锋经过半个周期以后。因此,地面强风出现时,反射率强度(降水强度)可能仍然比较大,加上风向的突然转变,很容易引起能见度下降,形成暴风雪(风雨交加)天气。

(4) 雷达探测数据表明,风速在风切变层上下边界对称相等,模拟的切变层上下边界附近的风速此消彼长,因此推测重力波与对流层低层风向切变层

汇合的高度层上存在垂直环流,由风切变层上下边界附近的西南气流和东北气流,与受重力波影响形成的垂直方向上深厚的上升和下沉气流共同组成。地面观测数据显示,大风中心沿着东北—西南走向呈波动状态,沿波的传播方向间隔着分布,位置与反射率回波波动出现的位置基本一致,地面强风出现在下沉气流区和降水开始减弱之际,由一些垂直环流,把风切变层上边界的强风动量输送到地面。

## 参考文献

- 李伟,易帆. 2011. 急流与低层大气重力波能量的相关性研究. 空间科学学报, 31(3):311-317. Li W, Yi F. 2011. Research on correlation between gravity waves and jet. Chinese J Space Sci, 31(3): 311-317 (in Chinese)
- 寿绍文. 1993. 中尺度天气动力学. 北京:气象出版社, 89. Shou SW. 1993. Mesoscale Synoptic Dynamics. Beijing: China Meteorological Press, 89 (in Chinese)
- 孙艳辉, 李泽椿, 寿绍文. 2012. 2007年3月3—5日辽宁省暴雪和大风天气的中尺度分析. 气象学报, 70(5): 936-948. Sun Y H, Li Z C, Shou SW. 2012. A mesoscale analysis of the snow-storm event of 3 - 5 March 2007 in Liaoning province. Acta Meteor Sinica, 70(5): 936-948 (in Chinese)
- 陶祖钰. 1980. 湿急流的结构及形成过程. 气象学报, 38(4):331-340. Tao Z Y. 1980. The structure and formation process of the moist jet streak. Acta Meteor Sinica, 38(4): 331-340 (in Chinese)
- Adams-Selin R D, Johnson R H. 2013. Examination of gravity waves associated with the 13 March 2003 bow echo. Mon Wea Rev, 141(11):3735-3756
- Bakas N A, Ioannou P J. 2007. Momentum and energy transport by gravity waves in stochastically driven stratified flows. Part I: Radiation of gravity waves from a shear layer. J Atmos Sci, 64(5):1509-1529
- Bakas N A, Farrell B F. 2008. Momentum and energy transport by gravity waves in stochastically driven stratified flows. Part II: Radiation of gravity waves from a Gaussian Jet. J Atmos Sci, 65(7):2308-2325
- Blumen W. 1965. Momentum flux by mountain waves in a stratified rotating atmosphere. J Atmos Sci, 22(5):529-534
- Bosart L F, Cussen J P. 1973. Gravity wave phenomena accompanying East Coast cyclonegenesis. Mon Wea Rev, 101(5):446-454
- Bosart L F, Sanders F. 1986. Mesoscale structure in the megalopolitan snowstorm of 11 - 12 February 1983. Part III: A large-amplitude gravity wave. J Atmos Sci, 43(9):924-939
- Bosart L F, Seimon A. 1988. A case study of an unusually intense atmospheric gravity wave. Mon Wea Rev, 116(10):1857-1886
- Bosart L F, Bracken W E, Seimon A. 1998. A study of cyclone mesoscale structure with emphasis on a large-amplitude inertia-gravity wave. Mon Wea Rev, 126(6):1497-1527
- Bretherton F P. 1969. Momentum transport by gravity waves. Quart J Roy Meteor Soc, 95(404):213-243
- Coleman T A, Knupp K R. 2009. Factors affecting surface wind speeds in gravity waves and wake lows. Wea Forecasting, 24(6):1164-1679
- Donn W L, Milic P L, Brilliant R. 1956. Gravity waves and the tropical sea breeze. J Meteor, 13(4):356-361
- Doyle J D, Shapiro M A, Jiang Q F, et al. 2005. Large-amplitude mountain wave breaking over Greenland. J Atmos Sci, 62(9): 3106-3126
- Durrant D R. 1995. Do breaking mountain waves decelerate the local mean flow?. J Atmos Sci, 52(22): 4010-4032
- Eliassen A, Palm E. 1961. On the transfer of energy in stationary mountain waves. Geophys Publ, 22(3):1-23
- Eom J K. 1975. Analysis of the internal gravity wave occurrence of 19 April 1970 in the Midwest. Mon Wea Rev, 103(3):217-226
- Fritts D C. 1982. Shear excitation of atmospheric gravity waves. J Atmos Sci, 39(9):1936-1952
- Gall R L, Williams R T, Clark T L. 1988. Gravity waves generated during frontogenesis. J Atmos Sci, 45(15):2204-2219
- Gossard E, Munk W. 1954. On gravity waves in the atmosphere. J Meteor, 11(4): 259-269
- Lalas D P, Einaudi F. 1976. On the characteristics of gravity waves generated by atmospheric shear layers. J Atmos Sci, 33(7): 1248-1259
- Lane T P, Moncrieff M W. 2010. Characterization of momentum transport associated with organized moist convection and gravity waves. J Atmos Sci, 67(10):3208-3225
- Lilly D K, Zipser E J. 1972. The front range windstorm of 11 January 1972: A meteorological narrative. Weatherwise, 25(2):56-63
- Lilly D K. 1978. A severe downslope windstorm and aircraft turbulence event induced by a mountain wave. J Atmos Sci, 35(1): 59-77
- Lindzen R S. 1974. Wave-CISK in the tropics. J Atmos Sci, 31(1): 156-179
- Lindzen R S, Tung K K. 1976. Banded convective activity and ducted gravity waves. Mon Wea Rev, 104(12): 1602-1617
- Long R R. 1954. Some aspects of the flow of stratified fluids; II. Experiments with a two-fluid system. Tellus, 6(2):97-115
- Metcalf J I. 1975. Gravity waves in a low-level inversion. J Atmos Sci, 32(2):351-361
- Moon Y, Nolan D S. 2010. Do gravity waves transport angular momentum away from tropical cyclones?. J Atmos Sci, 67(1): 117-135
- Ralph E M, Neiman P J, Keller T L. 1999. Deep-tropospheric gravity waves created by leeside cold fronts. J Atmos Sci, 56(17): 2986-3009

- Ramamurthy M K, Rauber R M, Collins B P, et al. 1993. A comparative study of large-amplitude gravity-wave events. *Mon Wea Rev*, 121(11):2951-2974
- Ruppert Jr J H, Bossart L F. 2014. A case study of the interaction of a mesoscale gravity wave with a mesoscale convective system. *Mon Wea Rev*, 142(4): 1403-1429
- Schneider R S. 1990. Large-amplitude mesoscale wave disturbances within the intense midwest extratropical cyclone of 15 December 1987. *Wea Forecasting*, 5(4):533-558
- Stechmann S N, Majda A J. 2009. Gravity waves in shear and implications for organized convection. *J Atmos Sci*, 66(9):2579-2599
- Swales D J, Young G S, Sikora T D, et al. 2012. Synthetic aperture radar remote sensing of shear-driven atmospheric internal gravity waves in the vicinity of a warm front. *Mon Wea Rev*, 140(6):1872-1882
- Tolstoy I, Herron T J. 1970. Atmospheric gravity waves from nuclear explosions. *J Atmos Sci*, 27(1):55-61
- Uccellini L W. 1975. A case study of apparent gravity wave initiation of severe convective storms. *Mon Wea Rew*, 103(6):497-513
- Uccellini L W, Koch S E. 1987. The synoptic setting and possible energy sources for mesoscale wave disturbances. *Mon Wea Rew*, 115(3): 721-729