

2007年3月3—5日辽宁省暴雪 和大风天气的中尺度分析^{*1}

孙艳辉¹ 李泽椿² 寿绍文¹
SUN Yanhui¹ LI Zechun² SHOU Shaowen¹

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*

2011-01-28 收稿, 2012-03-09 改回.

Sun Yanhui, Li Zechun, Shou Shaowen. 2012. A mesoscale analysis of the snowstorm event of 3–5 March 2007 in Liaoning Province. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(5): 936–948

Abstract The WRFV2.2.1 model is used to investigate the mechanism for a severe snowstorm event occurred in Liaoning Province during 3–5 March 2007. With the help of the digital Doppler radar data and the pressure data per 10 minutes from the surface automated mesonet stations, the structure and the environment features of the mesoscale gravity waves, as well as the source of the gravity waves are studied. The results show that the WRF-simulated gravity waves developed in the upper layer of the troposphere between 350–250 hPa (9–11 km) with an period of 2–3 hours, the horizontal wavelength of 30–40 km, and propagating about 9 hours horizontally. The sea-level pressure perturbation amplitude is about 2 hPa, with a wave period of 2–3 hours, and propagates from southwest to northeast. Along the wave propagating path, the observed 1 hour snowfalls show significant wave feature, with a period of 2 hours. When the WRF-simulated gravity waves is weakened, the Doppler radar reflectivity shows significant wave feature as well. The WRF-simulated mesoscale gravity waves were developed in an environment of strong shear instability at 300 hPa, under the exit region of an upper level jet streak propagating toward the ridge. The 300 hPa level where the gravity waves developed with Richardson number < 0.25 is also featured of stronger warm inflow, weak wind, and strong wind shear. Unbalanced flow developed in the area of mesoscale gravity waves with Lagrange Rossby number > 0.7 . The magnitude of the horizontal divergence tendency is larger with the wind shear term contributed most. It is shown that the shear instability has strong effect on the development of the gravity waves.

Key words WRF model, Mesoscale gravity wave, Shear instability, Richardson number, Lagrange Rossby number, Unbalanced flow

摘要 使用中尺度数值模式 WRFV2.2.1 对辽宁省 2007 年 3 月 3—5 日的暴雪和大风天气过程进行了数值模拟, 结合 10 min 一次的地面自动观测站资料和数字化多普勒天气雷达探测资料, 研究了中尺度重力波的结构及其环境场特征, 探讨了波动的激发机制。对流层上层中尺度重力波生成在 350—250 hPa (约 9—11 km), 周期为 2—3 h, 水平波长 30—40 km, 波动沿水平方向传播约 9 h。地面气压扰动振幅约为 2 hPa, 周期为 2—3 h, 波动由西南向东北方向传播, 方向与地面风向相反。沿波的传播方向, 地面观测的逐时降水量呈波动特征, 周期约为 2 h。对流层上层中尺度重力波减弱后, 雷达降水回波强度出现显著的波动特征。对流层上层中尺度重力波生成在朝向脊区传播的高空急流出口区下方, 300 hPa 环境场具有显著的切变不

* 资助课题: 国家自然科学基金项目 (41005027、40875025、40875030、40775033)、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, 研究方向: 中尺度大气动力学。E-mail: syhbmw@163.com

稳定特征。波动生成在理查逊数小于 0.25 的地区,在中尺度重力波生成的高度上,暖平流强,风速低,风切变大。中尺度重力波生成地区出现显著的不平衡气流,拉格朗日罗斯贝数大于 0.7,水平散度倾向出现明显的大值,其中 $-\nabla w \cdot \frac{\partial V}{\partial z}$ 的量级明显大于其他各项,表明对流层上层重力波的生成及发展与环境场的显著风切变有关。

关键词 WRF 中尺度数值模式,中尺度重力波,切变不稳定,理查森数,拉格朗日罗斯贝数,非平衡流

中图法分类号 P458.2

1 引言

2007年3月3—5日,辽宁省大部分地区出现自1951年有完整气象记录以来最严重的暴雪和大风天气过程,最大降雪量 78 mm,最大积雪深度 44 cm。过程最大瞬时风速 32.9 m/s,出现在辽东半岛的旅顺口,是该站自建站以来的风速最大值。本文将研究该过程中的中尺度波动。

关于中尺度重力波及其对降水的作用历来受到气象学家们的广泛重视。Uccellini 等(1987)对 13 个中尺度重力波事件进行分析研究,结果表明当重力波周期为 1—4 h,波长为 50—500 km,地面气压振幅为 0.2—7.0 hPa 时,其对降水的强度和分布有显著影响。因此,更深入地研究中尺度重力波的结构及其激发机制,对天气学及天气预报都具有重要意义。

Gossard 等(1975)论述了对流层低层重力波的生成机制,认为重力波会由于气流边界附近的阻碍机制而被激发,这些激发机制通常包括地形、爬线和锋面系统、湍流及边界层扰动、对流、波相互作用、地转适应及切变不稳定等。

Uccellini 等(1987)研究表明,中尺度重力波的生成通常与高空急流有关,波动生成在朝向脊区传播的高空急流轴(300 hPa 或 500 hPa)出口区,波动由急流出口区非地转运动所产生的非平衡流激发,与在高空急流情况下的地转适应过程相联系。同时,在对流层低层有持续的稳定层,以保持波的结构稳定,沿水平方向传播多个波,即经常提到的波导机制(Lindzen, et al, 1976)。Koch 等(1988)认为地转适应机制和切变不稳定可能同时成为重力波的生成机制。Kaplan 等(1997)用中尺度数值模式计算了拉格朗日罗斯贝数和气块散度倾向方程,用来诊断高空急流出口区的非平衡流;Zhang(2004)使用中尺度数值模式模拟了高空急流出口区的非平衡流

特征;张勇等(2008)研究了一次强降雪过程中的重力波特征,使用中尺度数值模式分析了重力波对降水的影响,计算非线性平衡方程诊断非平衡流。

由于对重力波的研究日益深入,以及中尺度数值模式对重力波的模拟能力日益增强,数值模拟已经成为研究重力波的重要工具(Zhang, et al, 2000)。本文使用中尺度数值模式 WRFV2.2.1 对 2007年3月3—5日辽宁省的暴雪和大风天气过程进行数值模拟,结合地面自动观测站资料及雷达探测资料,诊断分析中尺度重力波的结构特征,分析波动生成的环境场特征,根据理查森数的大小判断切变不稳定,使用拉格朗日罗斯贝数和气块散度倾向方程诊断非平衡流,研究中尺度重力波的发生发展。

2 模拟方案及模拟效果分析

2.1 模拟方案

WRF(ARW)模式系统是近几年发展起来的中尺度数值模拟系统,模拟范围从米到数千千米,适于做区域或全球的模拟。模式特点及模拟方案设计如下:采用完全可压缩的非静力方程(含静力选项)、完全的科氏力项和曲率项、嵌套网格双向互动初始化、质量-地形跟随坐标、随高度变化的垂直格距、Arakawa C 格点插值、Runge-Kutta 三阶时间积分方案、2—6 阶的平流方案(水平和垂直方向),陆面过程选择 5 层的热量扩散方案,行星边界层选择 YSU 方案,大气短波辐射选择 Dudnia 方案,地面长波辐射选择 rrtm 方案,微物理过程选择 WSM 5 阶方案,积云参数化选择 Kain-Fritsch 方案。

模拟区域如图 1 所示。粗网格水平格距 30 km,水平方向 60×73 个格点,细网格水平格距 6 km,水平方向 110×135 个格点,垂直方向 27 层,模式顶高度 50 hPa。模拟所使用的资料是 NCEP 的 1°×1°每 6 h 一次格点资料,时间从 2007 年 3 月 3 日 12 时(世界时,下同)至 6 日 12 时,积分时间步

长 60 s。

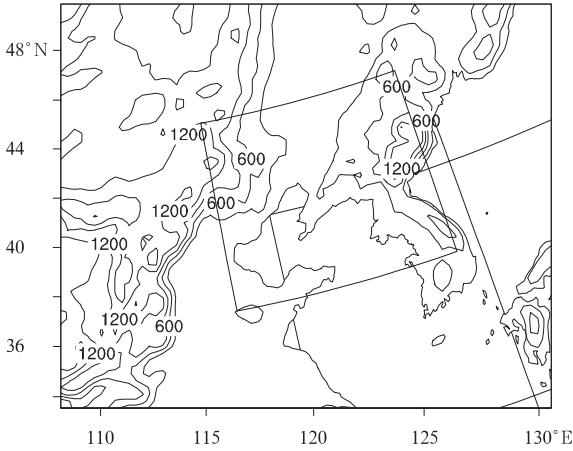


图 1 模式使用的双层嵌套网格区域 (等值线表示地形高度,单位:m)

Fig. 1 WRF coarse and nested model domains used in the experiments (the topography is contoured in m)

2.2 模拟效果分析

图 2 为 3 月 4 日 00 时观测的 850 hPa 形势场, 图 3 为粗网格模拟的 850 hPa 形势场。对比两图可见观测和模拟的 850 hPa 气旋环流中心均位于山东半岛北部及渤海湾一带, 850 hPa 低压强度及气旋长轴取向基本一致。暖温度脊的强度接近, 零度等温度线的位置基本一致。模拟场与观测场均出现风速大于 20 m/s 的偏南和东北急流。

图 4 为 4 日 00—06 时地面观测的 6 h 降水量和细网格模拟的同时段降水量。辽宁省大部分地区降水量大于 5 mm, 实况大于 45 mm 的降水中心出

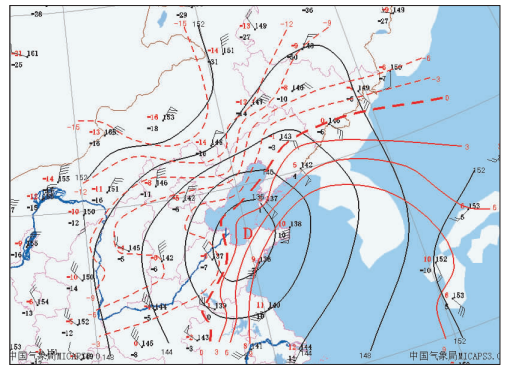


图 2 2007 年 3 月 4 日 00 时 850 hPa 位势高度场(dagpm)、温度场(°C)和风场
Fig. 2 Observed 850 hPa geopotential height, temperature, and wind fields at 00:00 UTC 4 March 2007

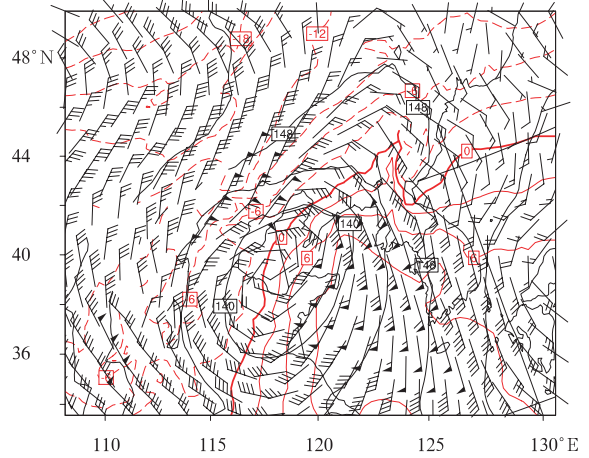


图 3 2007 年 3 月 4 日 00 时粗网格模拟的位势高度场(dagpm)、温度场(°C)和风场
Fig. 3 Simulated 850 hPa geopotential height, temperature, and wind fields at 00:00 UTC 4 March 2007

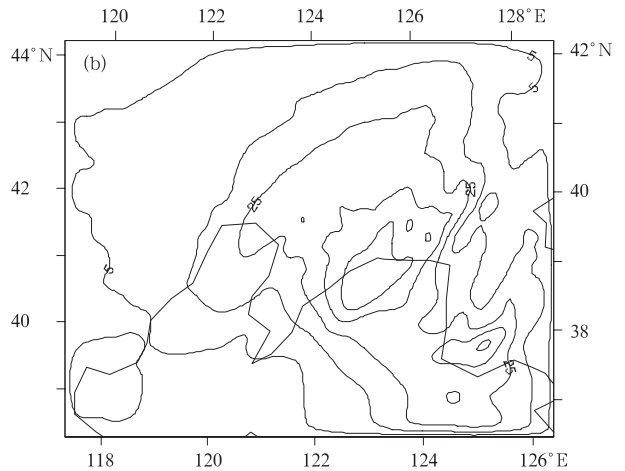
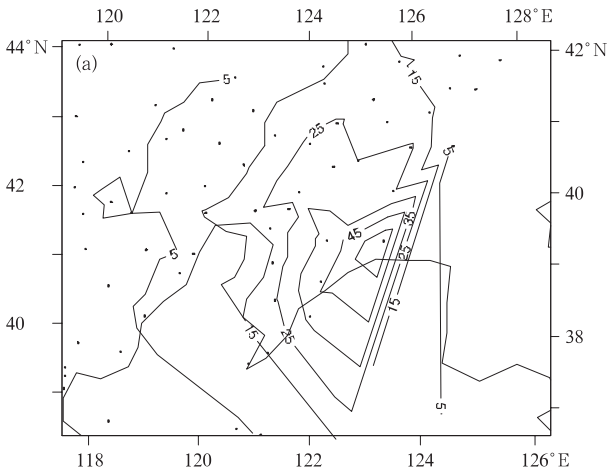


图 4 2007 年 3 月 4 日 00—06 时 6 h 降水量(单位:mm)(a. 观测场, b. 模拟场)
Fig. 4 Accumulated 6 h precipitation (mm) from the observation (a) and the nested-grid simulation (b) for 00:00—06:00 UTC 4 March 2007

现在辽宁省东南部。模拟的6 h降水量场,其45 mm等值线所包围的区域与观测场十分接近,降水强度分布与观测场基本一致。因为没有海上及朝鲜半岛的观测资料,图4a的东部及南部(洋面及朝鲜半岛部分)与图4b不同。

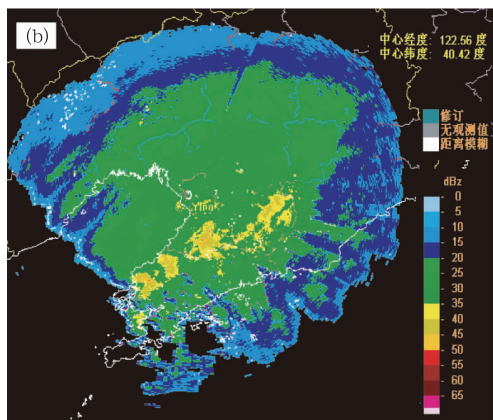
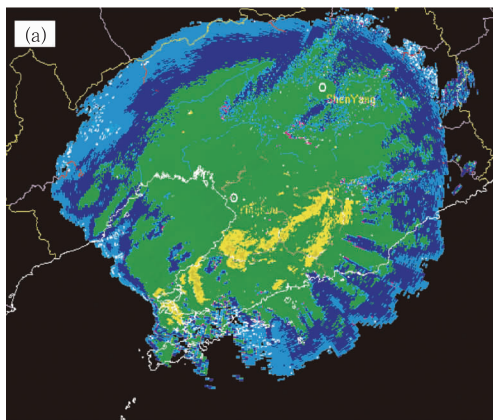


图5 2007年3月4日04时(a)和04时30分(b)营口雷达站2.5 km高度的雷达反射率因子
Fig. 5 CAPPI-shown reflectivity (dBz) at the 2.5 km level from Yingkou Doppler radar at 04:00 UTC (a) and 04:30 UTC (b) 4 March 2007

沿图5中的波动方向,取模拟的1 h降水量,从(40.0°N,121.9°E)到(41.5°N,125.5°E),绘制降水量随时间的变化(图6),可见,1 h降水量随时间的变化呈波动特征,最大降水区向东北方向移动。

以上分析表明,WRF模式适于用来模拟中尺度的大气运动和进行中尺度天气分析,模拟的结果更接近于真实大气。

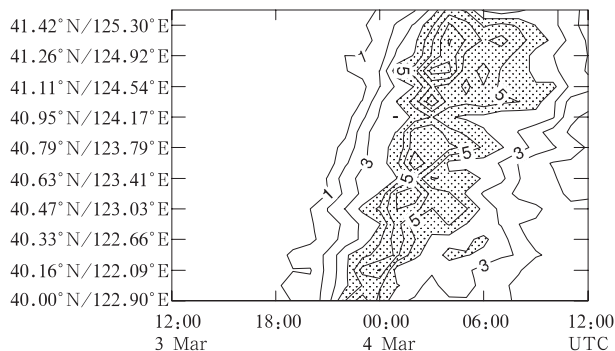


图6 沿图5中的波动方向模拟得到的1 h降水量(单位:mm)

Fig. 6 Accumulated 1 h precipitation (mm) simulated along the wave path shown in Fig. 5

图5a为2007年3月4日04时营口雷达站反射率的CAPPI,图上显示出清晰的波动特征,回波强度呈现周期性的强弱变化。至04时30分(图5b),回波强度明显增强,大于45 dBz的强回波区范围扩大,降水云团主要向东北偏东方向移动。

3 数值模拟得到的重力波结构特征

3.1 散度场和涡度场特征

数值模拟结果显示,3日18时,辽宁地区300 hPa散度场出现明显的波动(图7)。水平散度由A到B方向(与基本气流垂直)正负值交替出现,即出现了辐合辐散的交替分布,涡度场的分布有相似的特征,但波动的强度较散度场弱(图略)。19时,水平散度的正负值波动明显向北向东扩展,波动范围扩大,水平散度和相对涡度的量级为 $10^{-4} s^{-1}$ 。水平辐合辐散的交替分布,表明有上升运动和下沉运动发展,是重力波的一个重要特征。

3.2 垂直速度场特征

沿图7a中的AB方向做垂直速度的剖面(图8)可见,3日18—19时,9—11 km垂直速度出现正负值的交替分布。最大的上升(下沉)速度中心出现在9—10 km高度,波动由A向B传播,波长30—40 km。由于波动是各向传播且各向异性的,因此,AB方向只是重力波被激发时的初始传播方向。3日21时—4日02时,沿AB方向不再有完整波形,波动主要沿西南向东北方向传播。

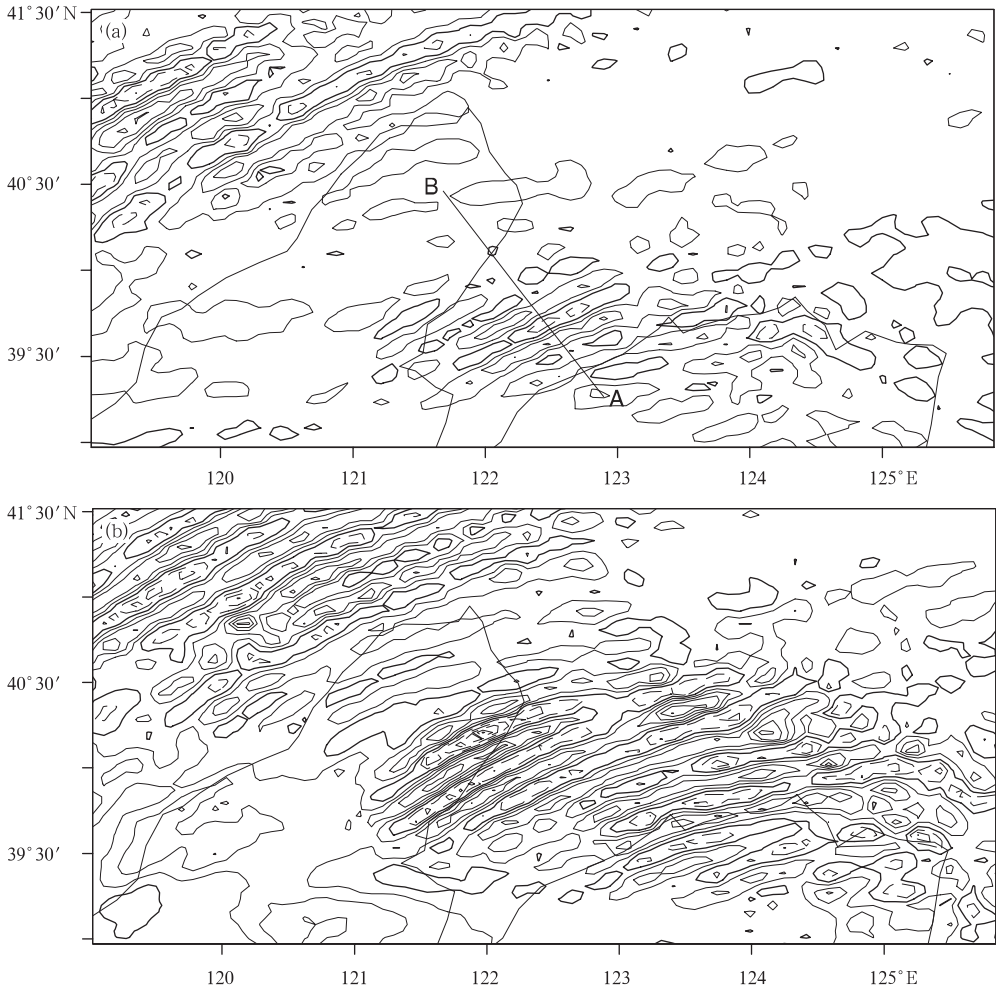


图7 2007年3月3日18时(a)和19时(b)300 hPa等压面的水平散度

(粗实线表示零等值线,细实线表示正值(水平辐散),

虚线表示负值(水平辐合),等值线间隔 $0.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$,由A指向B为波的初始传播方向)

Fig.7 Simulated horizontal divergence at 300 hPa for 18:00 UTC (a) and 19:00 UTC (b) 3 March 2007

(The dashed lines are for the negative (convergence), the heavy solid lines are the zero-isolines,

the light lines are for the positive (divergence), and contour interval is $0.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$.

The line AB depicts the initial propagating direction of the waves)

取AB线上的两点,以及营口、岫岩和庄河3站点做300 hPa(约9.3 km)垂直速度随时间的变化曲线(图9)。可见,3日18时—4日02时,该气层的大气做周期性的上下振动,周期为2—3 h。其中,实线表示辽宁省南部岫岩的垂直速度,垂直速度的波动特征明显,3日21时—4日01时,垂直速度振幅加大,周期为2 h,保持两个波形。图9表明,对流层上层重力波沿水平方向传播的时段大约为9 h。

4 重力波的观测特征

4.1 海平面气压场

参考Bosart等(1973)的重力波分析方法,应

用自动站观测记录,对辽宁省的1 h海平面气压场进行分析。结果表明,3日12时—4日09时降水过程结束,1 h变压呈现显著的波动特征,周期为2—3 h。

如图10所示,地面1 h变压波动出现在近地面准静止锋区北部的冷空气区,即东北气流区中,波的传播方向为西南—东北方向,与近地面风向相反。沿着波动传播的路径,变压出现涨落。3日12—14时(图10a、b),从辽东半岛至辽宁北部,大约有两个波,变压的振幅小于1 hPa,波长约为130 km,相速度18 m/s。3日16—18时(图10c、d),波动出现了显著的调整,变压的振幅增大为约1 hPa,水平波数

增加为3个波,波长明显缩短,波长约为110 km,相速度15 m/s。3日19—21时(图10e、f),变压的振幅增大为约2 hPa,水平波数约为1.5个波,波长约

为240 km,相速度33 m/s。其后的时间里,仅4日01时波数减为半个波,其他时刻水平波数基本为1.5个波。

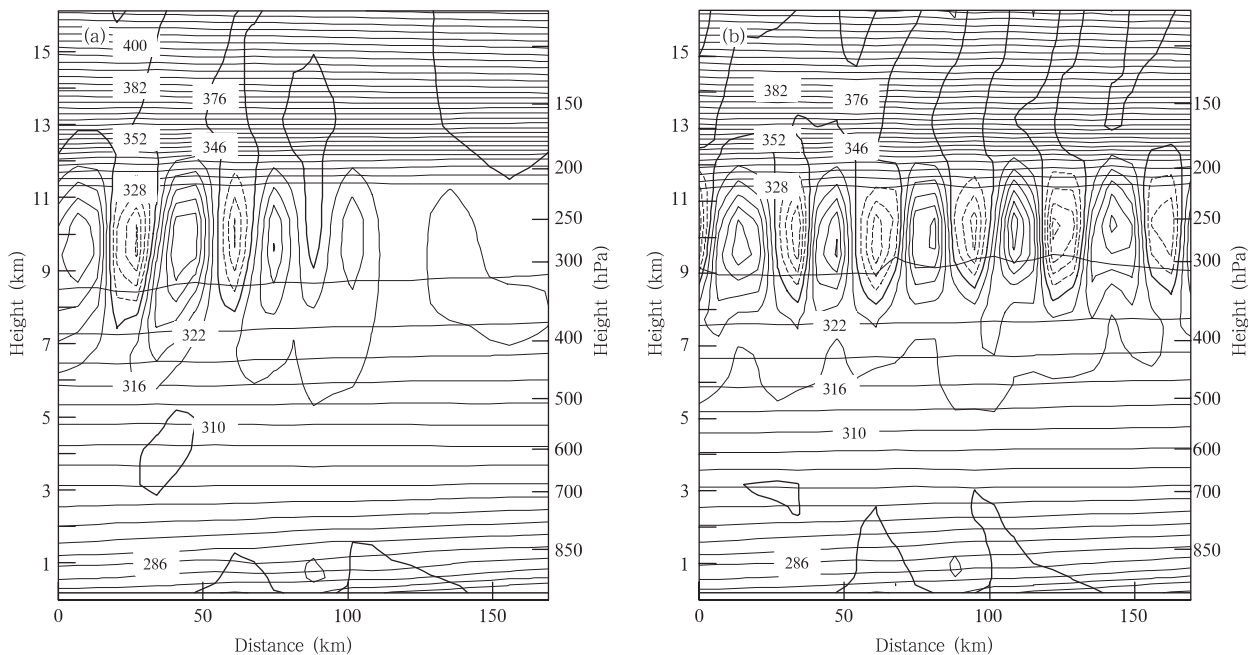


图8 2007年3月3日18时(a)和19时(b)沿图7a中AB线垂直速度(单位:0.2 m/s)和位温(单位:K)的垂直剖面(虚线表示下沉运动,实线表示上升运动,位温)

Fig. 8 Vertical cross sections along the line AB in Fig. 7a of the vertical velocity (unit: 0.2 m/s) and potential temperature (unit: K) for 18:00 UTC (a) and 19:00 UTC (b) 3 March 2007 (The solid velocity lines are for the positive (updraft), and the dashed lines are for the negative (downdraft))

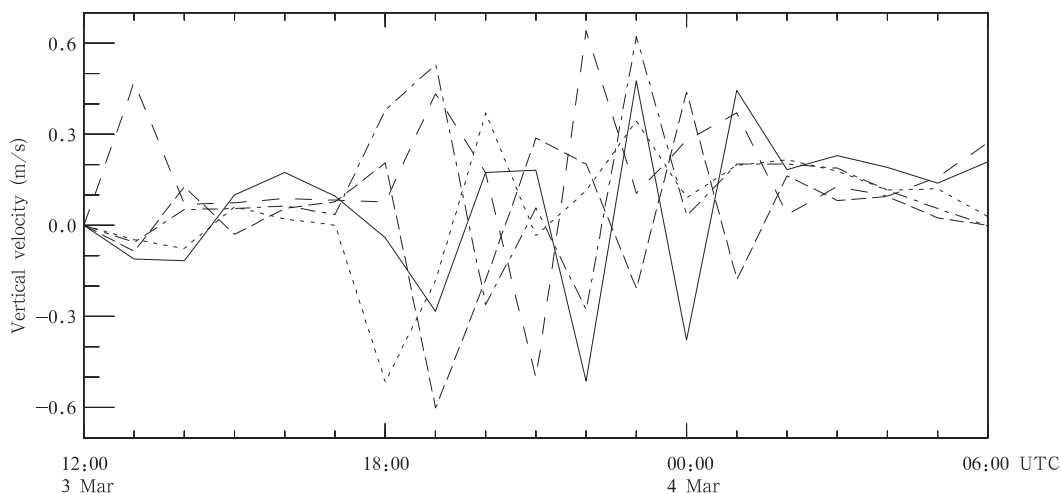


图9 9.3 km(约300 hPa)高度的垂直速度(单位:m/s)随时间的变化
Fig. 9 Changes in the vertical velocity (m/s) at the height of 9.3 km (around 300 hPa) with time

图 11 为辽宁省部分地区地面自动观测站每 10 min 一次的海平面气压随时间的变化。可以看到海平面气压出现周期性的扰动,气压扰动的振幅约为 2 hPa,扰动周期约为 3 h(图 11a)。3 日 17—18 时,沿波动的传播方向,营口、海城和苏家屯的气压先后上升,显示了波动由西南向东北方向的传播过程。如图 11b 所示,辽宁南部地区在 3 日 17—19 时出现明显的气压波动,丹东的气压上升早于其西部的庄河和岫岩站。

4.2 降水量

由于没有 3 日 18 时—4 日 03 时的逐时降水量观测资料,造成对降水量与重力波活动进行时间序列分析的困难。4 日 04—10 时,沿地面气压扰动的传播路径,沈阳地区 7 个测站中有 4 个站观测的逐时降雪量呈现明显的周期性变化,周期约 2 h(图 12)。分析表明,当 1 h 变压下降时,降雪量往往有增加的倾向(图略)。

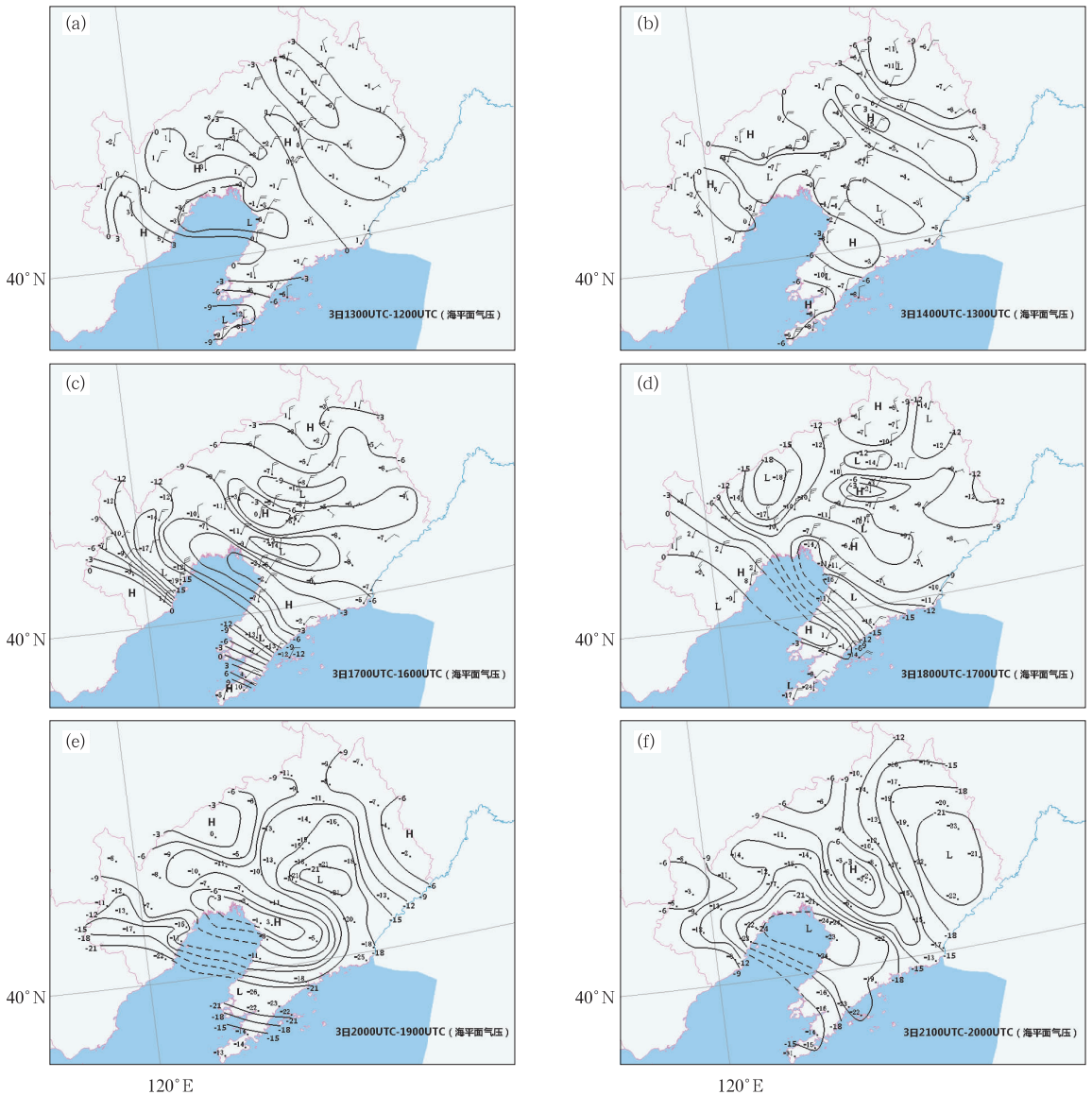


图 10 2007 年 3 月 3 日海平面气压的逐时变压
 (a. 12—13 时, b. 13—14 时, c. 16—17 时, d. 17—18 时, e. 19—20 时, f. 20—21 时; 单位:10 hPa)
 Fig. 10 1 h allobaric fields on 3 March 2007
 (a. 12:00—13:00 UTC, b. 13:00—14:00 UTC, c. 16:00—17:00 UTC, d. 17:00—18:00 UTC,
 e. 19:00—20:00 UTC, f. 20:00—21:00 UTC; unit: 10 hPa)

4.3 雷达反射率的 CAPPI 分析

图5为2.5 km 高度雷达反射率的 CAPPI 分析,4日04时—04时30分,雷达观测到的重力波移速较慢。周期较长的重力波,云内持续的上升运动将使更多的液态水凝结出来,因而会产生更强的降水回波。雷达观测到的对流层低层重力波,回波最大强度出现在山脊上方,10 km 高度重力波列的消

散阶段。覃卫坚等(2010)的研究表明,重力波在山脉上方具有最大振幅。

综合以上分析,地面重力波周期为2—3 h。如果把海平面气压的逐时变压表示为简谐波,计算得到的波动频率为 5.82×10^{-4} ,接近地转参数 f 的大小,此时 $f \approx 9.5 \times 10^{-4}$ 。因而地球的旋转作用是重要的,大气中的波动包含了水平惯性圆运动。

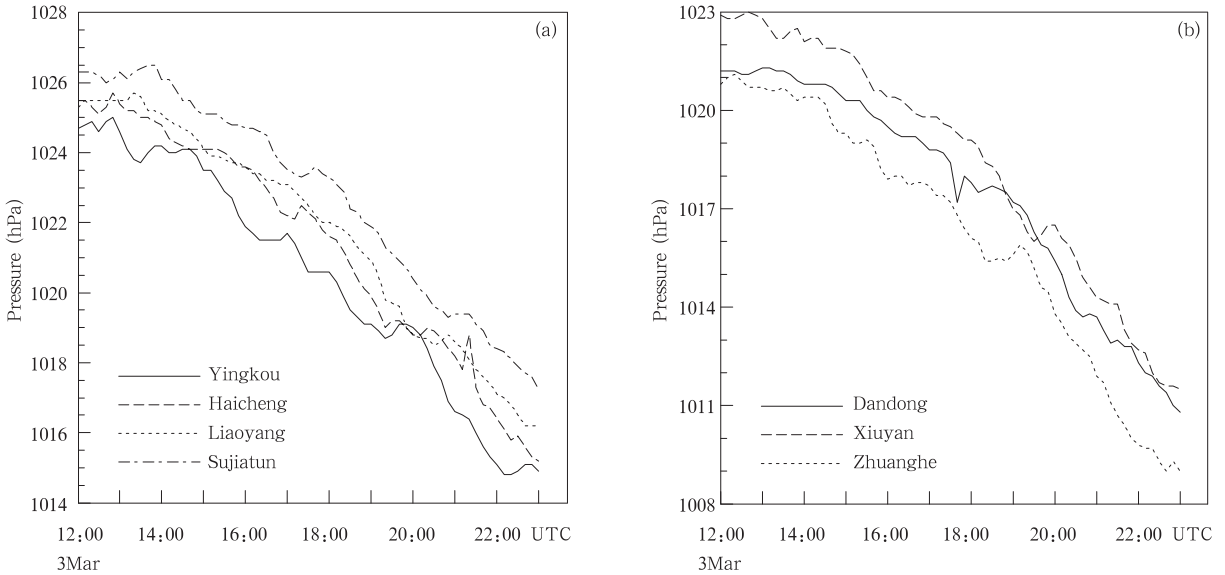


图 11 2007 年 3 月 3 日地面自动观测站间隔 10 min 的海平面气压随时间的变化曲线
(a. 营口、海城、辽阳县、苏家屯观测站的气压分析曲线,
b. 辽宁省南部丹东、岫岩和庄河观测站的气压分析曲线)

Fig. 11 Changes in the sea-level pressure with time according to the records per 10 min from the different surface automated stations

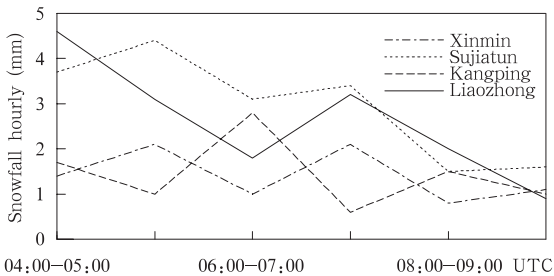


图 12 2007 年 3 月 4 日 04—10 时沈阳地区辽中、苏家屯、新民和康平的逐时降雪量

Fig. 12 Observed 1 hour snowfall from 04:00 UTC through 10:00 UTC 4 March 2007 at the Xinmin, Sujiatun, Kongping, and Liaozhong station in Shenyang

5 对流层上层重力波的激发机制

5.1 波动生成的环境场特征

5.1.1 对流层低层有持续的稳定层

3日12时,沈阳地区对流层中低层850—600 hPa 温度直减率很小,其间有几个浅薄的逆温层,丹东逆温层高度在600 hPa 附近。4日00时,沈阳700 hPa 以下温度直减率很小,700 hPa 高度附近存在逆温层,丹东的对流层中低层大气层结稳定。

因此,对流层上层中尺度重力波生成在稳定的大气层结中,逆温层高度较高,稳定层较厚,稳定层持续时间较长。

5.1.2 波动生成在朝向脊区传播的高空急流出口区下方

3日18时,对流层上层中尺度重力波生成在300 hPa高度附近(350—250 hPa),300 hPa波动生成区是一个正在发展的高压脊区,有显著的暖平流,空气接近饱和(图略)。从图13(资料使用NCEP全球 $1^\circ \times 1^\circ$ 的FNL格点资料)可见,3日18时,辽东半岛位于150 hPa等压面西南偏西急流出口区的气流减速地带,而300 hPa是一个与脊区对应的弱风速带。对流层上层重力波生成在150 hPa急流出口区叠加到300 hPa脊区的时刻,重力波生成的高度上有显著的暖平流,风速低,垂直风切变大。

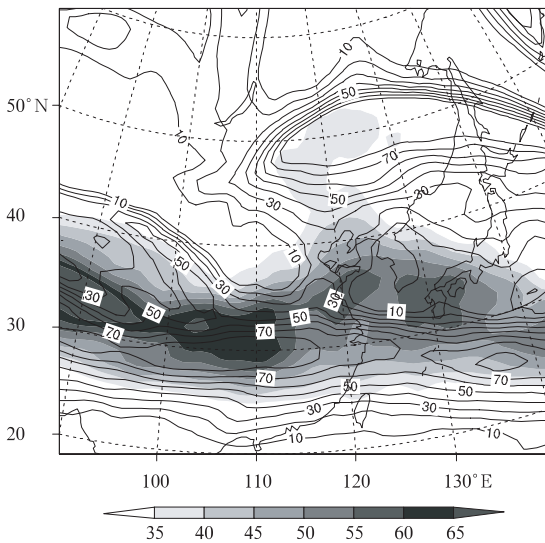


图13 2007年3月3日18时150、300 hPa的水平平均风速(单位:m/s)
(等值线表示300 hPa风速,
阴影区表示150 hPa风速)

Fig. 13 Horizontal mean wind velocity (unit: m/s) at 150 hPa and 300 hPa for 3 March 2007
(The wind velocity at 300 hPa is depicted by contour lines, and the wind velocity at 150 hPa is shaded)

5.2 中尺度重力波的激发机制

Rossby(1938)提出,当流体转入不平衡态时必然会产生重力波和惯性波。Blumen(1972)研究表明,当大气的地转平衡状态破坏,非地转运动产生的辐合辐散会激发重力惯性波,大气通过这种中尺度波动进行动量和能量的重新分配,使得大气重新达到地转平衡。由非地转运动引起的辐合辐散的变化作为中尺度重力波的生成机制得到普遍认同,但切变不稳定也一直作为一种可能的触发机制被众多学者所关注(Stobie, et al, 1983; Pecnick, et al,

1984)。Uccellini等(1887)研究表明,重力波由非地转运动激发是重力波的生成机制,而切变不稳定机制不能够解释所有的重力波事件。Koch等(1988)发现与非平衡流相联系的地转适应机制和切变不稳定在某些中尺度重力波事件中能够同时成为重力波的生成机制。

5.2.1 切变不稳定机制

Miles(1961)和Howard(1961)从线性理论出发的研究表明,波动不稳定的动力不稳定来源于理查森数小于0.25的地区。

$$Ri = N^2/U_z^2 \quad (1)$$

其中, Ri 为理查森数, $N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz}$, U_z 为沿波动传播方向水平风的垂直切变。

Einaudi等(1973)将理查森数小于0.25作为波不稳定增长的充分条件。理查森数经常被用来判断湍流增长情况,当理查森数小于1时有利于湍流增长(杨大升等,1980);重力波通常生成在理查森数小于0.25的环境场中(寿绍文,1993)。

3日17时,使用模拟得到的沿波初始传播方向(图7a中AB方向)的水平风的垂直切变和水平平均风的垂直切变($U_z^2 = \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2$),分别计算理查森数的大小,得到300 hPa等压面理查森数的分布(图14)。比较两种算法,发现理查森数等于0的位置基本相同,理查森数小于0.25的区域基本相同,使用沿波传播方向的平均风计算得到的理查森数,其零值附近具有更大的梯度。在实际工作中,有时很难准确地确定波动的主传播方向(或初始传播方向),完全可以使用水平平均风的垂直切变计算理查森数,以判断重力波及湍流发展的环境条件。重力波生成之际,环境场的切变不稳定特征十分显著,因此切变不稳定可能是中尺度重力波的触发机制之一。

3日17时,辽宁省南部庄河站上空,在重力波生成的高度上,300 hPa附近具有最小的理查森数(图15)。波动生成在环境场最大垂直风切变的下方,9—11 km位温直减率接近于零。由于 $Ri = N^2/U_z^2$,其大小同时决定于位温的垂直梯度和风的垂直切变,强烈的暖平流使波动生成区域的位温垂直梯度接近于零,是切变不稳定产生的一个有利条件,而急流出口区提供了足够大的水平风的垂直切变。

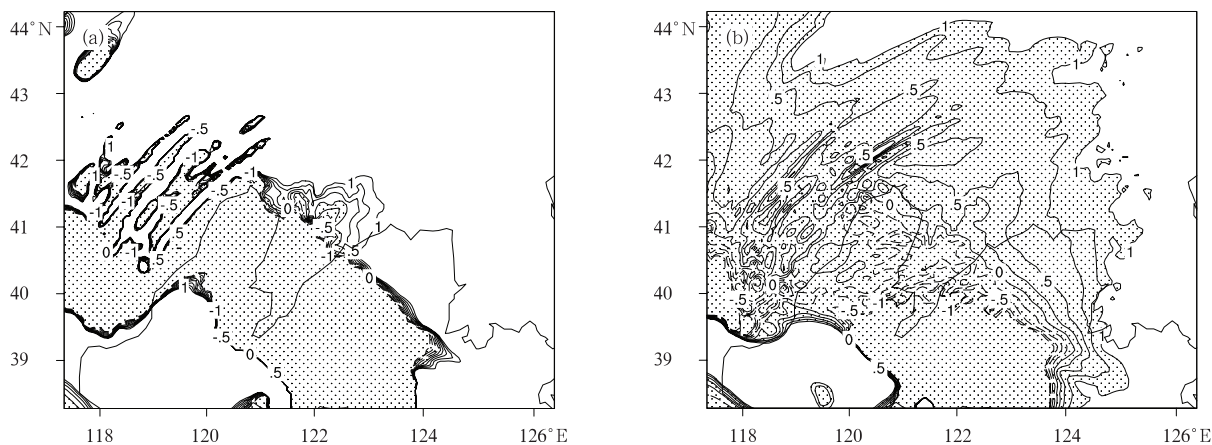


图 14 2007年3月3日17时WRF细网格模拟的理查森数的分布

(a. 使用沿波的传播方向的水平平均风速的垂直切变,理查森数 ≤ 0.25 的区域用点影区表示;

b. 使用平均风的水平风垂直切变,理查森数 ≤ 1 的区域用点影区表示;等值线间隔0.25)

Fig. 14 WRF fine mesh simulations of the Richardson number at 17:00 UTC 3 March 2007

(a. The values are computed from the vertical wind shear of the horizontal wind velocities along the wave propagating path with the area where $Ri \leq 0.25$ is shaded;

b. the values are computed from the vertical wind shear of the mean horizontal wind velocities with the area where $Ri \leq 1$ is shaded and the contour interval of 0.25)

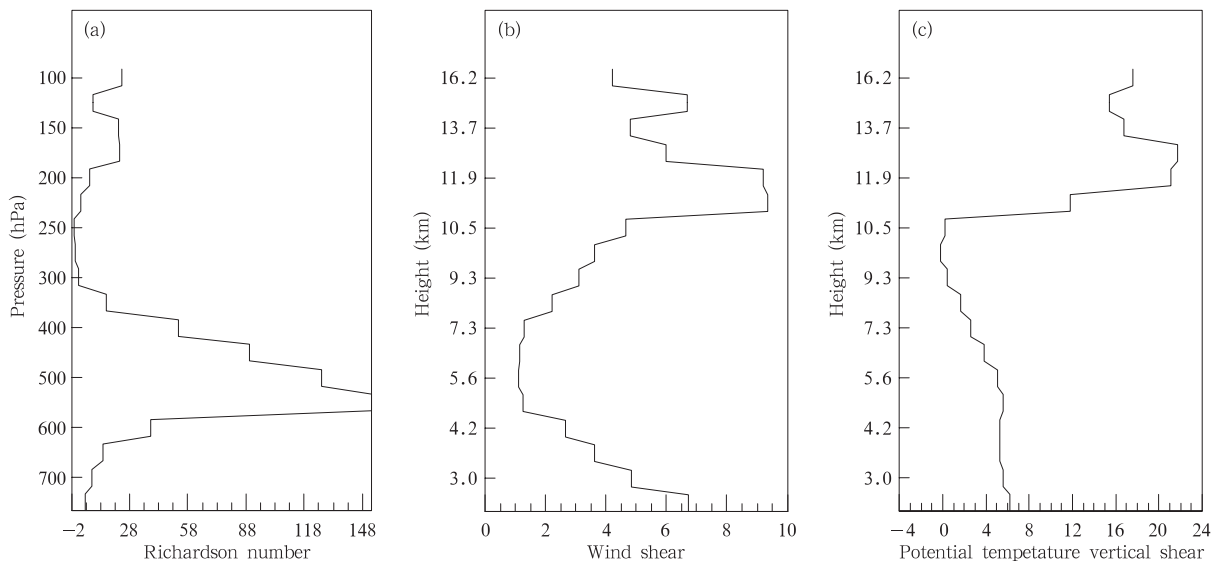


图 15 2007年3月3日18时庄河站的理查森数(a)、

沿波动初始传播方向的水平平均风的垂直切变(b)和位温的垂直梯度(c)

Fig. 15 Vertical profiles of the Richardson number (a), the vertical wind shear (b), and the vertical gradient of potential temperature (c) at the Zhuanghe station for 18:00 UTC 3 March 2007

5.2.2 非地转辐合辐散机制

Koch 等(1988)指出,无论重力波的触发机制是什么,它必须具有充足而能够持续的能量,以供给重力波发展,使重力波能够保持相当长时间的波形结构。而地转适应过程生成的重力波能够结合波导条件,使波动具有较长的生命期(Uccellini, et al,

1987)。

Van Tuyl 等(1982)模拟研究表明,在急流轴核下风方,非地转运动产生的不平衡气流发展最强。由于大气能够通过重力波实现质量和动量的再分配,使大气重新恢复到平衡态(Blumen, 1972),因此与急流出口区相联系的不平衡气流区可能成为波动

生成的地方。

由于中尺度运动常常与显著的水平辐合辐散相联系,水平散度的量级通常可以达到 $10^{-4} s^{-1}$,甚至达到 $10^{-3} s^{-1}$ 。Kaplan 等(1997)将拉格朗日罗斯贝数大于 0.7 和出现强气块散度倾向共同作为不平衡气流的判断标准。

$$\text{拉格朗日罗斯贝数} \left(R_o = \frac{\left| \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V} \right|}{|f\mathbf{V}|} \right) \text{表}$$

示惯性力与科氏力之比,拉格朗日罗斯贝数大于 0.7

表示科氏力的大小与惯性力相当,会出现风向垂直于基本气流的运动,风向将出现明显的偏转,产生显著的地转偏差,同时会产生强烈的气流辐合辐散,大气处于不平衡状态。

本文使用大连、丹东和沈阳 3 个站点的探空资料(时间间隔 12 h)代表水平平均风随时间的局地变化。计算结果表明,3 日 18 时,在 300 hPa 重力波生成区,拉格朗日罗斯贝数大于 0.7,出现了显著的非地转运动(图 16)。

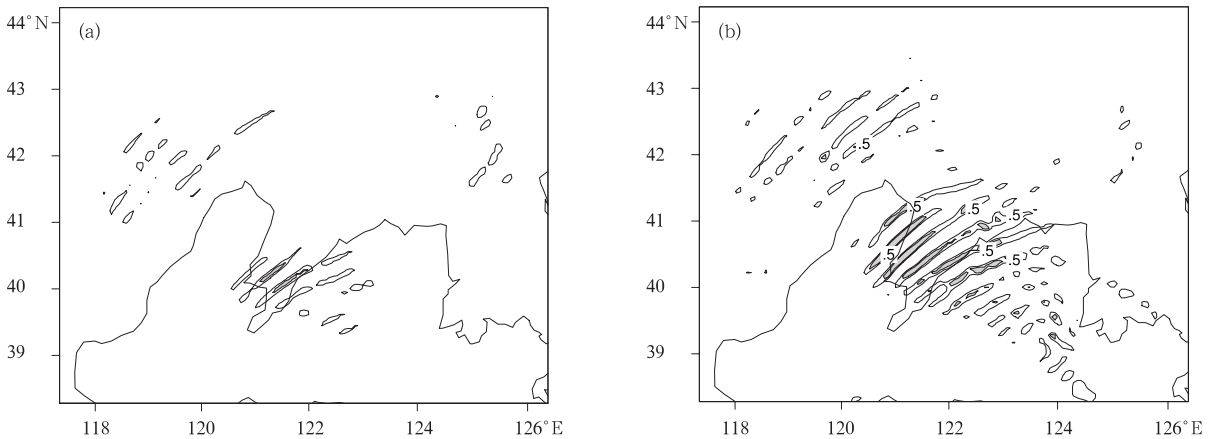


图 16 2007 年 3 月 3 日 18 时 (a)和 19 时(b)WRF 细网格模拟的 300 hPa 等压面拉格朗日罗斯贝数 (等值线为 0.5—0.7,等值线间隔 0.1,阴影区表示拉格朗日罗斯贝数大于 0.7 的范围)

Fig. 16 WRF fine mesh simulations of the Lagrange Rossby number R_o at 300 hPa for 18:00 UTC (a) and 19:00 UTC (b) 3 March 2007

(Contours are drawn from 0.5 to 1.0 in the increment of 0.1 and the area where $R_o > 0.7$ is shaded)

气块的水平散度倾向在局地直角坐标系中展开后,得到

$$\frac{\partial D}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla D + w \frac{\partial D}{\partial z} = -D^2 - \nabla \alpha \cdot \nabla P - \alpha \nabla^2 P + 2J(u, v) - \nabla w \cdot \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z} - \beta u + f\zeta \quad (2)$$

其中, $J(u, v) = \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial y}$, $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$, f 为科氏参数, D 表示水平散度, α 、 P 、 ζ 分别为大气的比容、气压和相对涡度。

式(2)中等号右边的第 2、3、4、6 和 7 项组成通常所说的非线性平衡表达式。Kaplan 等(1977)使用不同尺度的水平格距比较了各非线性平衡项的大小,结果表明 $-\alpha \nabla^2 P$ 和 $2J(u, v)$ 的量级较大,其大小与空间算子的尺度有关。

图 17 表明,3 日 18 时重力波生成的区域是水

平散度倾向的大值区。为了更确切地说明产生水平散度变化的主要因子,本文使用 6 km 水平格距,垂直方向的格距约为 0.9 km,比较了水平散度倾向方程中各项的大小。重力波生成时(3 日 17—18 时),在重力波生成的高度上(300 hPa),式(2)中等号右边的各项量级大小如下: $-D^2: 10^{-9}—10^{-10}$; $-\nabla \alpha \cdot \nabla P: 10^{-10}—10^{-13}$; $-\alpha \nabla^2 P: 10^{-8}—10^{-10}$; $2J(u, v): 10^{-9}—10^{-10}$; $-\nabla w \cdot \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z}: 10^{-7}—10^{-9}$; $-\beta u: 10^{-10}$; $f\zeta: 10^{-9}—10^{-10}$ 。

结果表明,垂直速度的水平梯度与水平风的垂直切变的点积量级最大, $-\nabla w \cdot \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z}$ 与 $-\alpha \nabla^2 P$ 同量级,或者前者比后者大一个量级。在重力波的生成过程中,垂直速度的水平梯度与水平风垂直切变的点积对总的水平散度倾向贡献最显著,在重力波

生成地区有明显的大值(图 18)。这一项的大小与 能与倾斜环流有关。
水平涡度的大小有关,说明重力波的生成及发展可

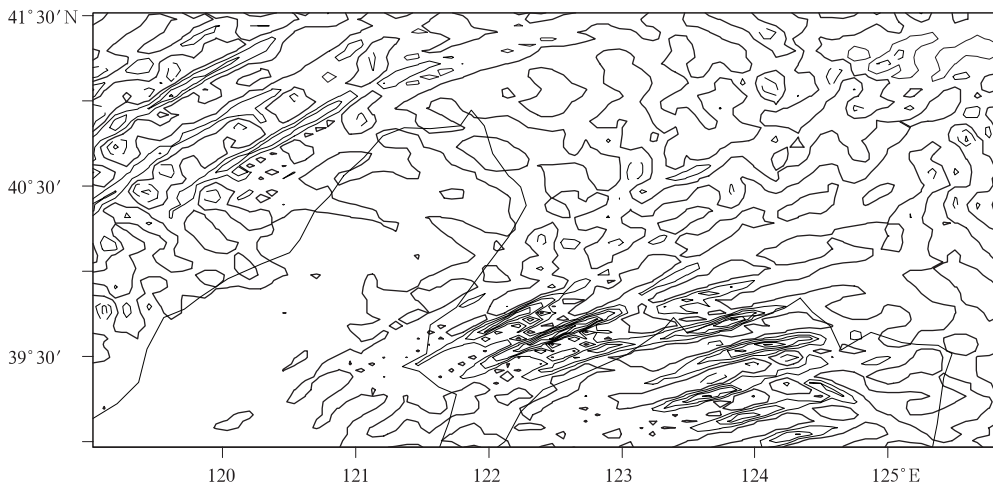


图 17 2007年3月3日18时WRF细网格模拟的总的散度倾向($\times 10^8 s^{-2}$)
(等值线间隔为10个单位,粗实线表示零等值线,实线表示正值,虚线表示负值)

Fig. 17 WRF fine mesh simulations of the total horizontal wind velocity divergence tendency ($\times 10^8 s^{-2}$) at 18:00 UTC 3 March 2007
(The solid lines are for the positive, the dashed lines are for the negative, and the heavy solid lines are zero isolines, with the interval of 10 units)

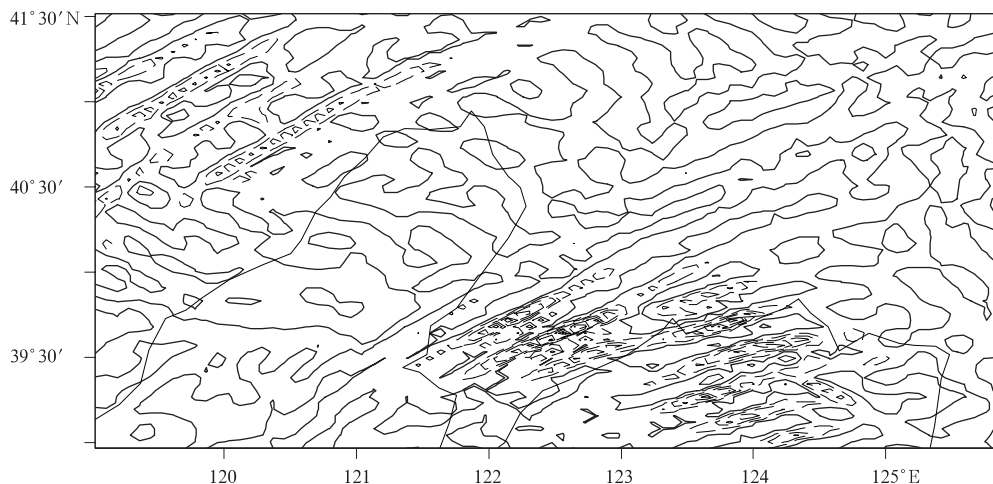


图 18 2007年3月3日18时WRF细网格模拟的垂直速度的
水平梯度与水平风的垂直切变的点积($\times 10^8 s^{-2}$)

(等值线间隔为10个单位,粗实线表示零等值线,细实线表示正值,虚线表示负值)

Fig. 18 WRF fine mesh-simulated dot products of the horizontal gradient of vertical wind velocity and the vertical shear of horizontal wind velocities valid at 18:00 UTC 3 March 2007
(The solid lines are for the positive, the dashed lines are for the negative, and the heavy solid lines are zero isolines, with the interval of 10 units)

6 结论和讨论

(1)本文对2007年3月3—5日辽宁省的暴雪

和大风天气过程进行了中尺度分析,结果表明,天气过程中有显著的中尺度重力波活动。

海平面气压的逐时变压出现周期性波动,变压

波动的传播方向平行于近地面东北气流,与地面风向相反。沿波的传播路径,变压出现明显的涨落,波动的周期为2—3 h,气压扰动振幅约为2 hPa。对流层上层重力波减弱后,地面逐时降水量的波动周期约为2 h,雷达探测到对流层低层的降水回波明显地受到重力波的影响,反射率回波强度在2.5 km高度上出现波动特征。

(2)使用中尺度数值模式WRFV2.2.1模拟分析中尺度重力波的结构特征,表明,对流层上层的中尺度重力波生成在350—250 hPa(约9—11 km),主要沿水平方向传播,传播时间约9 h。水平散度、相对涡度和垂直速度呈现正负值相间分布,模拟得到的对流层上层中尺度重力波水平波长30—40 km,周期2—3 h,初始传播方向垂直于基本气流。

(3)本文讨论了对流层上层中尺度重力波的激发机制。对流层上层中尺度重力波生成在理查森数小于0.25,拉格朗日罗斯贝数大于0.7的地区,重力波生成的环境场具有显著的切变不稳定特征以及强烈的水平辐合辐散,切变不稳定和非地转辐合辐散机制可能同时成为重力波的激发机制。

(4)在中尺度运动的水平散度倾向方程中, $-\nabla \cdot \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z}$ 项量级最大,表明中尺度重力波的环境场有显著的风切变,即气流处于非平衡状态。风切变对水平散度倾向有最大贡献。

(5)雷达探测到重力波能够引起回波强度的显著变化,观测和数值模拟的降雪量大小出现明显的周期性特征,表明重力波活动对天气有显著影响。空气块的上下振动会产生垂直方向上的动量传递,对暴雪和大风的发生有重要作用,今后将对此做深入讨论。

致谢:感谢中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室研究生郭忠立协助完成了雷达图。

参考文献

寿绍文. 1993. 中尺度天气动力学. 北京: 气象出版社, 77-98

覃卫坚, 寿绍文, 高守亭等. 2010. 一次冰雹过程的惯性重力波观测及数值模拟. 地球物理学报, 53(5): 1039-1049

杨大升, 刘余滨, 刘式适. 1980. 大气动力学. 北京: 气象出版社, 323-325

张勇, 寿绍文, 王咏青等. 2008. 山东半岛一次强降雪过程的中尺度特征. 南京气象学院学报, 31(1): 51-60

Blumen W. 1972. Geostrophic adjustment. Rev Geophys Space Phys, 10(2): 485-528

Bosart L F, Cussen J P Jr. 1973. Gravity wave phenomena accompanying east coast cyclogenesis. Mon Wea Rev, 101(5): 446-454

Einaudi F, Lalas D P. 1973. On the growth rate of an unstable disturbance in a gravitationally stratified shear flow. J Atmos Sci, 30(8): 1707-1710

Gossard E E, Hooke W H. 1975. Waves in the Atmosphere. Developments in Atmospheric Science II. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Co, 359-364

Howard L N. 1961. Note on a paper of by John W Miles. J Fluid Mech, 10(4): 509-512

Kaplan M L, Paine D A. 1977. The observed divergence of the horizontal velocity field and pressure gradient force at the mesoscale: Its implications for the parameterization of three-dimensional momentum transport in synoptic-scale numerical models. Beitr Phys Atmos, 50: 321-330

Kaplan M L, Koch S E, Lin Y L, et al. 1997. Numerical simulations of a gravity wave event over CCOPE. Part I: The role of geostrophic adjustment in mesoscale jetlet formation. Mon Wea Rev, 125(6): 1185-1211

Koch S E, Dorian P B. 1988. A mesoscale gravity wave event observed during CCOPE. Part III: Wave environment and probable source mechanisms. Mon Wea Rev, 116(12): 2570-2592

Lindzen R S, Tung K K. 1976. Banded convective activity and ducted gravity waves. Mon Wea Rev, 104(12): 1602-1617

Miles J W. 1961. On the stability of heterogeneous shear flows. J Fluid Mech, 10(4): 496-508

Pecnick M J, Yung J A. 1984. Mechanics of a strong subsynoptic gravity wave deduced from satellite and surface observations. J Atmos Sci, 41(11): 1850-1862

Rossby C G. 1938. On the mutual adjustment of pressure and velocity distributions in certain simple current systems. J Mar Res, 5: 239-263

Stobie J G, Einaudi F, Uccellini L W. 1983. A case study of gravity wave-convective storms interaction: 9 May 1979. J Atmos Sci, 40(12): 2804-2830

Uccellini L W, Koch S E. 1987. The synoptic setting and possible energy sources for mesoscale wave disturbances. Mon Wea Rev, 115(3): 721-729

Van Tuyl A H, Young J A. 1982. Numerical simulation of nonlinear jet streak adjustment. Mon Wea Rev, 110(12): 2038-2054

Zhang F Q, Koch S E. 2000. Numerical simulations of a gravity wave event over CCOPE. Part II: Waves generated by an orographic density current. Mon Wea Rev, 128(8): 2777-2796

Zhang F Q. 2004. Generation of mesoscale gravity waves in upper-tropospheric jet-front systems. J Atmos Sci, 61(4): 440-457