

鲁北沿海强对流天气多发的成因及临近预报

山义昌 刘桂才 张秀珍 高晓梅

(山东省潍坊市气象局, 261011)

提 要

潍坊北部系海陆交界处,由于地理因素,经常形成海陆风锋,当海陆风锋与其他天气系统叠加,会使系统加强,天气剧烈,在夏季是鲁北强对流天气多发的重要原因。一次冷锋过程分析说明与海陆风锋叠加能形成强锋区,锋区上的 D 、 ζ 有利于上升运动,与之对应的地面高能区为系统提供了能源。通过对鲁北 21 个强对流天气个例研究,建立了冰雹云移动路径的临近预报方程。这些研究对鲁北多发强对流天气的成因及冰雹落区预报具有参考价值。

关键词: 中小系统 叠加 强对流天气 预报

引 言

潍坊市北临渤海,海岸线长达 150km,属鲁北多冰雹地带,据 1991~1999 年统计,北部沿海的寿光市、寒亭区、昌邑市年均降雹 3.4 次,比全市平均高 50%。

对鲁北沿海多强对流天气的成因,气象工作者做过大量研究,并取得了一定的成果^[1~3]。为适应人工防雹作业的需要,从 1991 年起我们又对鲁北沿海地区多冰雹天气的成因进行了探索和分析,初步证实,这个现象与鲁北的地理位置、地形结构有关,是由于地形形成的中小尺度系统与天气尺度系统叠加,共同作用而形成和发展的。

在鲁北,由于下垫面的性质不同(海洋和陆地),加热率存在较大差异。在夏季,白天在太阳照射下,陆地比海洋增温快,到中午,温差可达 10℃ 左右,使陆地上空的空气上升,而海洋上空的空气下沉,形成了由海洋吹向陆地的海风。海风的出现,使近海岸的内陆地区出现了一条平行于海岸线的狭长辐合带。在这条辐合带内,空气做上升运动,风有明显的气旋式切变,并能形成零散的、狭长的

对流云带。分析表明这条辐合带与锋面类似,也具有一定的温度对比和气旋式切变场结构,因而也称为鲁北海风锋。相反,日落后随着陆地迅速降温,海风逐渐减弱消失。当陆面温度低于海温时,出现由陆地吹向海洋的风,称为鲁北陆风。陆风界面在渤海上空。

多年的观测结果表明,在大气层结不稳定以及合适的天气形势下,海风锋往往是强对流天气的“孵化器”。在海风锋存在的地区,如果北方有小槽移近,地面有冷锋配合,尤其是东西向冷锋越过渤海湾,两者叠加,常常会发生强烈的强对流天气。

1 实例分析

1.1 鲁北海风锋的形成

2000 年 6 月 22 日 08 时(北京时,下同),山东半岛北部为弱高压控制,潍坊地区自北向南的气压梯度数值 0.2hPa/10km,天气晴好。11 时从东营市到昌邑市沿渤海海岸有一长达 50km 的海风锋辐合线形成(图 1a),明显的特征是在辐合线的南北方向气流有气旋式切变,温度对比有明显差异,沿辐合

线附近的寒亭、寿光、青州有对流云产生,11时雷达观测到,在辐合线两侧出现了对流回波带。

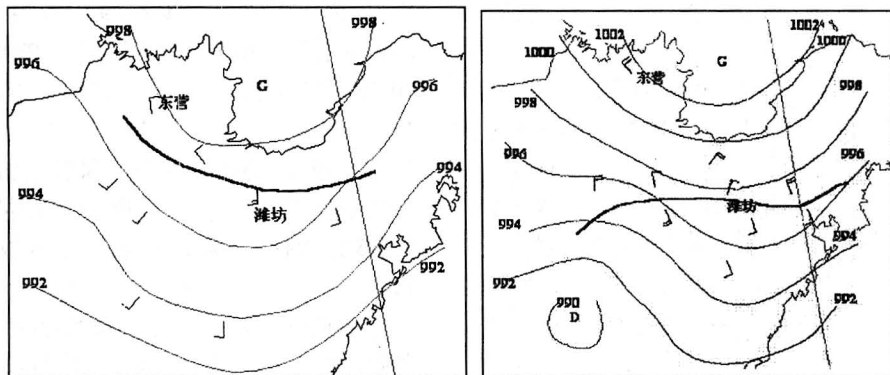


图1 2000年6月22日11时(a)17时(b)地面形势图

1.2 弱冷锋南下

2000年6月22日08时,500hPa亚欧的环流形势为一槽一脊型。乌拉尔山附近为一稳定的阻塞高压,从蒙古到我国东北为一深厚的低槽。由于冷空气沿槽后的NW气流南下,700hPa图上,50°N、100°E附近有冷涡形成,并沿西北气流南移。由于冷空气不断补充,出现高空槽前倾现象。这样在渤海湾周围形成了大范围的不稳定区,济南、石岛的探空纪录表明 $(T_{850} - T_{500}) > 30^{\circ}\text{C}$ 。地面图上,蒙古东部为一低压带,冷锋在海拉尔—二连浩特一线。在冷锋前的暖区中,从大连—郑州有一东西向的副冷锋,缓慢南移,与此对应,卫星云图上有一片零散的对流云带(图略)。

1.3 冷锋与海风锋叠加形成的强对流天气

2000年6月22日17时~17时50分,当弱冷锋越过渤海到达鲁北时,与原在东营—昌邑的海风锋辐合线相叠加,强度明显加强,形成了在潍坊北部的强锋区(图1b),强烈的辐合上升运动加之大气不稳定层结,使原来较弱的对流单体迅速发展成冰雹云,17时10分产生强降雪天气。两种天气系统叠加后的显著特征是:冷锋两侧风速变大,移速变缓,气压梯度数值加大, $\Delta p/\Delta n = 4.0\text{hPa}/10\text{km}$,锋区南北温差加大 $\Delta t/\Delta n = 2.1^{\circ}\text{C}/$

10km。在潍坊北部的青州、寿光、寒亭、昌邑有强对流云发展并伴有雷暴,冰雹云在寿光市北部形成并缓慢向东南移动,雷达观测冰雹云顶高15km,强度50dBz(图略)。寿光市的卧铺、道口等6乡镇17时10分~50分开始降雪,最大雹径5cm,持续时间25分钟,致6200hm²农作物被砸,倒房595间,倒树1万余棵,直接经济损失5000万元,同时寒亭、昌邑部分乡镇降小雪。

2 与鲁北海风锋叠加后的物理量变化

2.1 锋区的诊断

利用锋生函数对锋区进行诊断,可在一定程度上反映出锋区强弱的变化程度。仅用地面资料而不考虑空间锋区的倾斜项,锋生函数可写成^[4]:

$$F = \frac{d|\nabla\theta|}{dt} = \frac{\theta_x}{|\nabla\theta|} \frac{\partial}{\partial x} \frac{d\theta}{dt} + \frac{\theta_y}{|\nabla\theta|} \cdot \frac{\partial}{\partial y} \frac{d\theta}{dt} + \frac{|\nabla\theta|}{2} |\text{defr}| \cos 2\beta - \frac{D|\nabla\theta|}{2} \quad (1)$$

式中, F 为标量锋生函数, θ 为地面位温。上式右边第一、二项为非绝热锋生项,第三、四项分别为变形锋生项和散度锋生项。

通过计算可以看出,在锋生区形成的初始阶段,即海风锋形成阶段,08~14时,非绝热项起主要作用,变形项和散度项可以忽略。

当高空小槽和地面弱冷锋与海风锋叠加

之后,14~17时地面锋区达到最强时,变形项和散度项之和对锋生的贡献也逐渐加大起来(图略),但由于本次过程时空尺度小,其贡献仍然小于非绝热项。

17时之后,变形项和散度项对锋生的贡献明显减弱,非绝热项又重新占据锋生的主导地位。

图2是2000年6月22日08~23时越过渤海湾的冷锋的锋生函数的变化曲线。

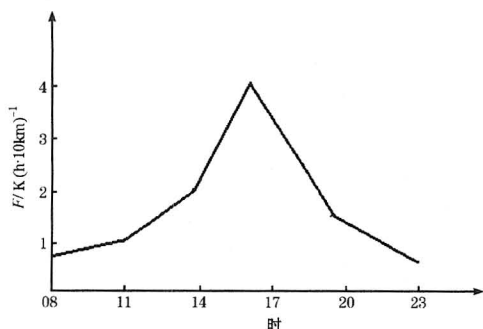


图2 2000年6月22日08~23时锋生函数随时间变化曲线

$$D = \partial u / \partial x + \partial v / \partial y = \alpha_1 + \beta_2 =$$

$$\frac{(u_1 - u_2)(y_2 - y_3) - (u_2 - u_3)(y_1 - y_2) - (v_1 - v_2)(x_2 - x_3) - (v_2 - v_3)(x_1 - x_2)}{(x_1 - x_2)(y_2 - y_3) - (x_2 - x_3)(y_1 - y_3)}$$

$$\zeta = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y = \beta_1 - \alpha_2 =$$

$$\frac{(v_1 - v_2)(y_2 - y_3) - (v_2 - v_3)(y_1 - y_2) + (u_1 - u_2)(x_2 - x_3) - (u_2 - u_3)(x_1 - x_2)}{(x_1 - x_2)(y_2 - y_3) - (x_2 - x_3)(y_1 - y_3)}$$

表1是6月22日08时、14时、17时利用有限元插值法求得 D 、 ζ 值。

表1 2000年6月22日 D 、 ζ 计算值($10^{-5} \cdot s^{-1}$)

时间	08	11	17
D	-0.2	-1.1	-3.6
ζ	0.9	1.7	3.1

分析 D 、 ζ 的变化可以看出:①当辐合线形成后,由于风场的气旋性切变形成, D 降低, ζ 增大。②当冷锋与海风锋叠加后,由于 u 、 v 分量加大, D 、 ζ 大幅度降低和增加。③ D 、 ζ 的变化没有明显的超前性,这可能与系

从图2可以看出,①6月22日8时以后,随着辐合线的形成,锋生函数随时间加大,但由于系统比较浅薄,又没有明显冷空气的侵入,锋生函数跃增不明显。②中午11~14时,随着陆地空气增温,海陆的温度对比加大,海风锋锋生。③14~17时,当高空小槽移至鲁北,地面冷锋与海风锋叠加之后,锋强度显著增强,锋生函数增大。④17~20时,冷锋南移,海风锋减弱,锋生函数骤降。

2.2 D 、 ζ 演变分析

为进一步讨论冷锋与海风锋叠加后的一些物理变化,我们又用地面观测资料对该系统进行了 D 、 ζ 的诊断分析,由于青州、潍坊、寿光三地间地势平坦,故没有考虑地形对 D 、 ζ 的影响。在计算 D 、 ζ 时,采用三角形有限元法,用青州、潍坊、寿光为三个顶点, u 、 v 分量可表示为:

$$\begin{cases} u_i = \alpha_0 + \alpha_1 x_i + \alpha_2 y_i \\ v_i = \beta_0 + \beta_1 x_i + \beta_2 y_i \end{cases} (i = 1, 2, 3)$$

式中 x_i 、 y_i 是第 i 个顶点位置坐标, α_0 、 α_1 、 α_2 和 β_0 、 β_1 、 β_2 是系数。于是,此三角形上的散度 D 、涡度 ζ 为:

统的浅薄和空间尺度有关。

2.3 地面总温度的演变分析

总温度可表征大气中各种能量的总和。尤其是中小尺度系统,总温度的演变可反映出系统的产生发展以及强弱的变化。为了能够用地面观测资料更简洁地计算总温度,我们采用如下公式:

$$T_t \approx T + 2.5q + 10z + 5 \times 10^{-4} v^2$$

其中: T_t 为总能量, q 为空气比湿, z 表示高度, v 表示风速。一般动能项比其它项小两个量级,故可略去。上式简化为: $T_t \approx T_a$

$$= T + 2.5q + 10z。$$

图3给出了6月22日11时和17时潍坊附近的总温度分布图。从图3可以看出：①22日11时，当辐合线形成时，高能区在潍坊南部，中心强度为88.6℃。②当冷锋与海风锋叠加时，高能中心移至潍坊北部，中心强度是87.0℃。强度中心值比11时弱，但总温度梯度数值大，由11时0.4℃/10km增强至1.2℃/10km，从而可以看出，冷锋与海风锋叠加，有利于大气边界层能量的集聚，而高能区的形成又为强对流天气的发展提供了能源。

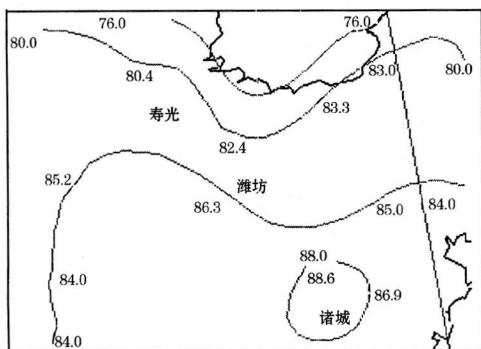


图3a 2000年6月22日11时地面总温度分布图(单位:℃)

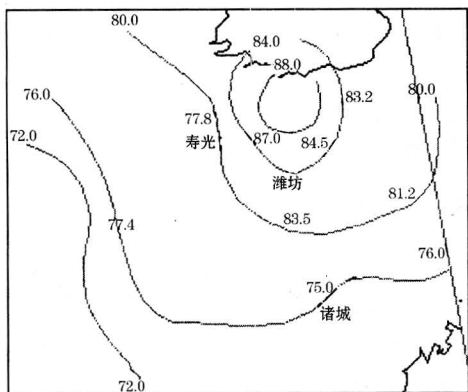


图3b 2000年6月22日17时地面总温度分布图(单位:℃)

3 鲁北强对流天气的临近预报

做好鲁北强对流天气的预测尤其是临近预报，是做好分县冰雹落区预报的基础。过去对鲁北冰雹云的活动规律，曾经总结出三

条运动路径。但天气实践证明，冰雹云活动路径随机性很强，冰雹落区的变化很大，用一般规律指导冰雹落区的临近预报，效果不明显。为此，我们分析了1993~1999年发生在鲁北共21块冰雹云雷达回波资料，分析了其在特定风场下的生成区和移动轨迹，从而制作了冰雹云临近预报的回归方程。

3.1 临近预报的初始场

研究表明^[3]，强对流云团的生成区，与半岛的特定风场有关，在地面吹SW风的情况下，海风辐合区分布在半岛中心线附近；在地面吹NW、SE风时，强辐合区分布在NW方。在海风辐合区，常有对流云发展。中小系统叠加后的强对流云产生发展一般都在此区域内。

3.2 鲁北强对流天气的临近预报

在雷达观测范围内，凡对流云团强中心达到回波顶高 $H \geq 7.0\text{km}$ 以及回波强度 $Z \geq 25\text{dBz}$ 可作为强对流天气的起报标准。冰雹云的判别标准为：回波顶高 $H \geq 10.0\text{km}$ ，回波强中心 $Z \geq 35\text{dBz}$ 。回波移速在X和Y方向分别为： $u = V \sin \alpha$ ， $v = V \cos \alpha$ 。 α 为回波强中心移动方向，单位：度。

分析21个强对流云团发现，高空槽经过渤海上空，移速加快，往往与地面冷锋近似垂直，甚至于出现前倾现象。鲁北强对流云的移向自NW至SE的有19次，占总数的91%。在海风锋的边缘形成强对流云个例有2次，这类对流云由于没有天气系统的动力作用，往往就地生消，很少移动。

强对流天气的临近预报，特别是分县分区的冰雹落区预报，实际上就是对冰雹云活动路径的预报。在鲁北，对强对流天气的临近预报，关键要掌握：①海风锋辐合带的形成时间和主要区域。②天气系统如高空槽、地面冷锋到达鲁北的时间、强度。③中小系统叠加后，根据地面的特定风场，预测强对流云的初始地域。④预报强对流云任意时刻的移动方向和位置。

通过鲁北 21 次强对流云过程分析,用统计的方法,制作了强对流中心的任意时刻所处经、纬度的预报方程。

3.2.1 经度值预报方程

$$E = a_1 + 0.129n_1 + 0.192n_2 (\alpha = 0.05)$$

$$R = 0.63$$

式中, E : 未来强对流云团中心所在经度值; a_1 : 强对流云团初始经度值; n_1 : 初始回波移速向量在 x 方向分量, 单位 $\text{km} \cdot \text{h}^{-1}$; n_2 : 当日 08 时济南 700hPa 风速在 x 方向分量, 单位 $\text{km} \cdot \text{h}^{-1}$ 。

3.2.2 纬度值预报方程

$$W = a_2 + 0.148m_1 + 0.221m_2 (\alpha = 0.05)$$

$$R = 0.68$$

式中, W : 未来强对流云团中心所在纬度值; a_2 : 强对流云团初始纬度值; m_1 : 初始回波移速向量在 y 方向分量, 单位 $\text{km} \cdot \text{h}^{-1}$; m_2 : 当日 08 时济南 700hPa 风速在 y 方向的分量, 单位 $\text{km} \cdot \text{h}^{-1}$ 。当移速向量和 700hPa 风速向量在 y 方向分量为非负值时, $m_1 \geq 0$, $m_2 \geq 0$; 否则 $m_1 < 0$, $m_2 < 0$ 。

1999~2002 年的应用情况表明, 对鲁北

强对流天气的临近预报, 效果较好, 在误差为 $\pm 0.5^\circ$ 的准确率要求下, 准确率达 90%。

4 小 结

(1) 鲁北地区强对流天气多发的成因, 与海陆交界的特点有关, 是海风锋辐合带与天气系统叠加, 共同作用的结果。

(2) 分析中、小系统叠加后的锋生函数, ζ 、 D 的演变以及地面总温度场配合, 说明叠加后的天气系统有明显的加强和发展的趋势。

(3) 应用雷达回波资料加之其他物理量, 可对强对流云团的移动路径或冰雹落区进行临近预报, 该方法对强对流天气的分县分区预报是个有益的探索。

参考文献

- 1 郑丽娜, 石少英, 侯淑梅. 渤海的特殊地形对冬季冷流降雪的贡献. 气象, 2003, (1): 49~51.
- 2 曹刚锋等. 山东天气分析与预报, 北京: 气象出版社, 1988: 180~188.
- 3 姜勇强等. 特定风场下山东半岛辐合区的分布, 山东气象, 1998, (2): 18~22.
- 4 袁恩国等. 汉江平原突发性暴雨中- β 尺度研究. 气象学报, 1995, (53) 增刊: 605~611.

Analysis and Nowcasting of Frequent and Severe Convections in Coastal North of Shandong Province

Shan Yichang Liu Guicai Zhang Xiuzhen Gao Xiaomei

(Weifang Meteorological Office, Shandong Province 261011)

Abstract

Sea breeze fronts always form in the coastal northern Weifang, Shandong Province. The superposition of the sea breeze fronts and mesosystem could make the system stronger. This is an important reason that in northern Shandong province severe convection appears frequently. An analysis of a cold front process indicates that the superposition is conducive to form a stronger wind area. The D , ζ over the front could accelerate the upward vertical movement. The relevant high energy areas near the surface provided the energy. A nowcasting equation of the track is developed by analyzing 21 severe convection events.

Key Words: mesosystem superposition severe convection sea breeze front