

一次偏东冷空气回流南落的预报分析

(1983年3月7日黄渤海域大风过程总结)

孟庆楠 周铭春

(大连气象台)

一、概述

1983年3月7日02时至14时,黄渤海域出现的偏北大风,具有来势快、历时短的特点,大风实况如图1所示(图1)。这次过程是在冷空气已经偏东、地面大陆高压趋于减弱的形势下,

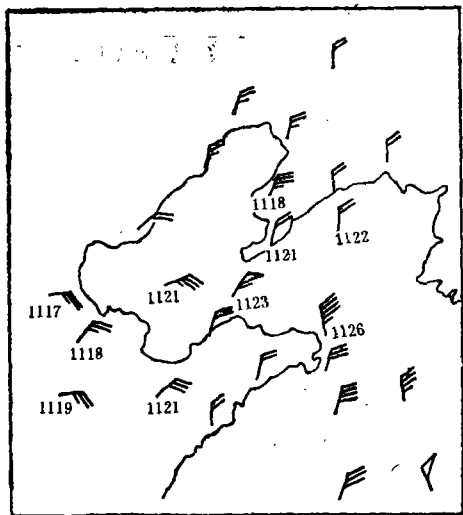


图1 黄渤海域大风实况

下,由于高空中亚暖高压脊线顺时针旋转使已偏东的冷空气沿东亚低涡后部回流西进南落,促成地面大陆高压重新加强而产生的。对这种偏东冷空气如不注意其回流南落的可能性,往往造成预报失误*。本文通过对形势演变分析,在提出对这类回流冷空气预报着眼点的同时,并且举出了利用数值预报产品预报海面大风的情况,还就湍流与动量下传作用的关系进行了计算和讨论。

一、形势分析

过程前期,中亚暖高压脊强烈发展,乌拉尔山上空有一较强的冷低涡。3月3日08时从冷槽内分裂出一股冷空气越过中亚脊顶沿脊前东南下,到5日08时这股冷空气并入东亚低涡内,此时冷空气偏东偏北,影响黑龙江省北部地区。与此同时,4日08时乌拉尔山低涡又分裂出一低涡,逐日加强并沿脊后急流向东偏北移动,由于高纬冷空气随低涡东进,中亚高压脊因此减弱,并迫使脊线由南北走向转而变成东北—西南走向,脊线变化呈顺时针旋转,(图2)脊线的顺转改变了东亚低涡后部的流场,低涡后的流场由6日08时盛行一直的西南气流转为6日20时低涡后45°N以北盛行北东北气流,高空出现横槽。(图3)

地面图上,与3日高空中亚较强高压脊对应,地面有一完整的大陆高压,4日08时后随着高压脊减弱而减弱,到6日14时已减弱到最低程度,本区西北方为大片 $-4P$ 区,但是在

本文1983年11月23日收到,1984年2月收到修改稿。

* 3月6日17时本台及各邻近台均未发布海面大风警报。

黑龙江省北部有+1.5百帕 ΔP_0 中心,表明冷空气已开始南下。20时高空横槽建立时地面冷锋也相应生成,锋后+ ΔP_0 中心加大到+5.9百帕,12小时内南伸近10个纬距,(图4)此间,地面高压再次加强。

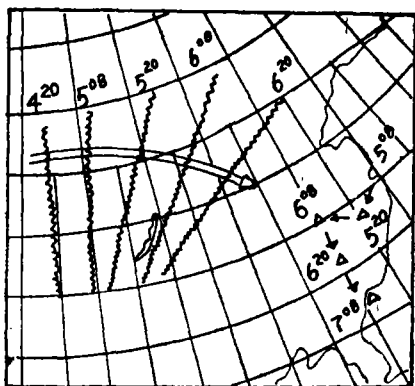


图2 500HPa脊线和冷空气中心动态

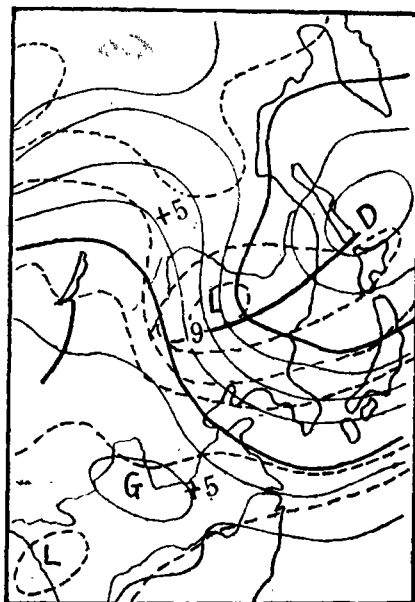


图3 1983年3月6日20时700HPa图

随着高空中亚高压脊的减弱,高压脊线逐日变化呈顺时针旋转,比较偏东的冷空气在前进之中又向南伸展(南落),大陆地面冷高压经过了一个由强到减弱再度增强的过程,最后形成大风的气压场。这一过程可由大陆地面冷高压1030百帕等压线动态图看出(图5)。

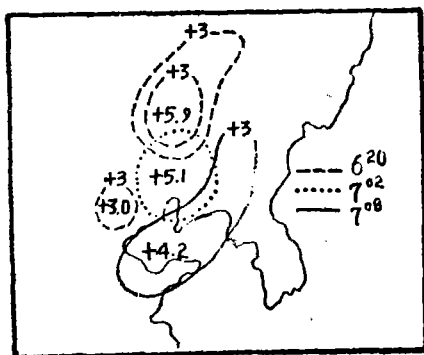


图4 地面 ΔP_0 动态

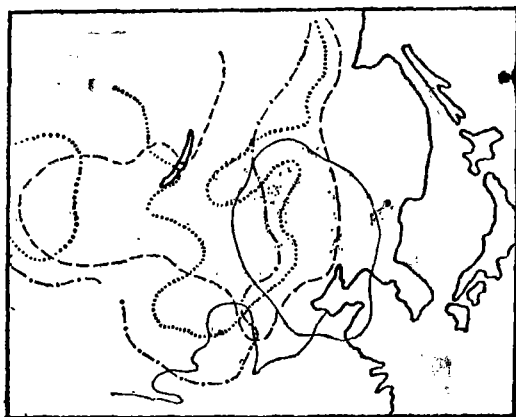


图5 地面1030HPa等压线动态

棱线为6日02时;点线为6日14时;虚线为7日02时;实线为7日14时。

三、数值预报产品应用

在使用日本数值预报产品过程中,我们感到气压场的形势预报比较好,总结了用气压梯度报海面大风的经验指标,即在黄渤海域内当有一根等压线准南北地由辽东半岛穿海区到山

东半岛时则海区有 6 级风, 拟合率为 80.3%, 概括率为 80.5%。当有两根等压线时, 海面

一般有 6—7 级或 7 级风。当有三根等压线时, 海面一般有 7—8 级或 8 级风。6 日 08 时日本 F SFE 传真图上, 黄渤海区内有两根等压线(图 9 实线), 预示渤海海峡到黄海北部将有 6—7 级以上大风。FUF E502 传真图上则预告 24 小时后 500 百帕上朝鲜半岛附近 +106 涡度中心, 山东半岛有 -49 涡度中心, 预报海区内涡度梯度达到每经距 40×10^{-6} 秒⁻¹ 以上。(图 6)

实况反映, 在上述气压梯度和涡度梯度情况下海面出现 8 级以上大风。由此可见, 这两项经验指标的数值预报, 对预报这类大风是有所帮助的。

四、动量下传作用

本例冷空气以超极地路径南落过程的一个重要特征是动量下传作用。图 7 是沿冷空气路径 (125°E~120°E) 的垂直风速变化。由图可看出: 高空急流(300HPa)从 5 日 20 时到 7 日 08 时不断加强, 最大风速分布由高层向北倾斜转为向南倾斜。同时, 在 500 百帕高空大于或等于 20 米/秒

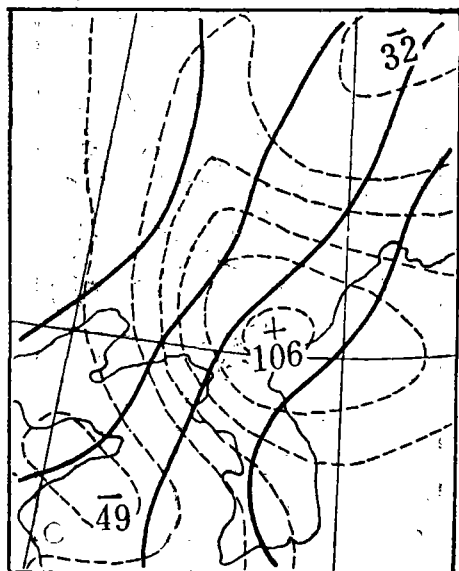


图 6 1983 年 3 月 6 日 08 时
(北京时)传真预告图
实线为 F SFE 02 等压线; 虚线为 FUF E502 等涡度线。

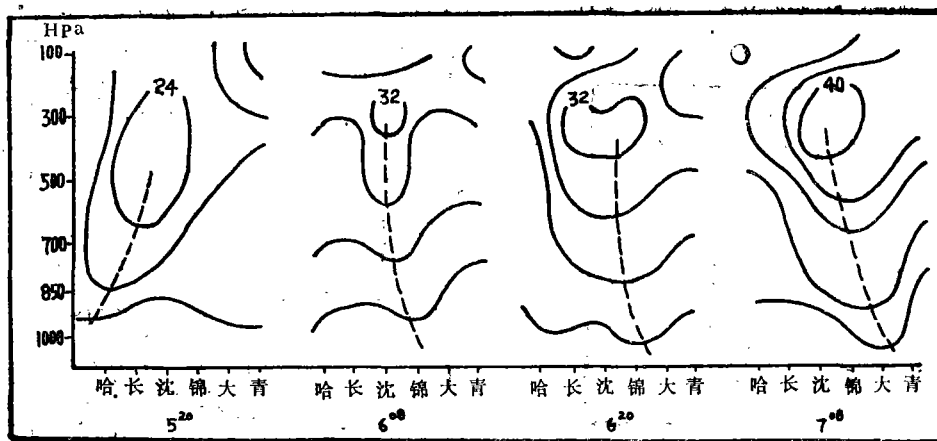


图 7 沿冷空气路径风速铅直分布动态

的风速轴线不断南伸, 且气旋性曲率增大, (图 8) 表明动量高层向低层, 从北向南传递。

风速的上下交换和传递实际上是动量的交换和传递。动量下传强度 $\left(K \frac{\Delta V}{\Delta Z}\right)$ 与湍流交换系数 K 有关, 近年来, 有人用理查逊数 R_i 作为区分各种尺度扰动系统是否稳定的判据之一:

$$R_i = -R \frac{\Delta P}{\bar{P}} \frac{\Delta Q_{..}}{\Delta(\vec{V})^2}$$

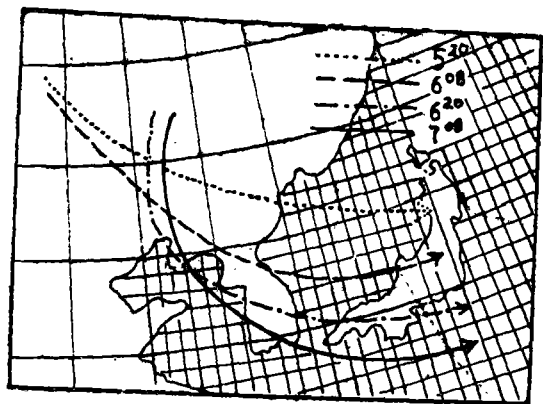


图8 500HPa 强风速轴线动态

在低层大气中, 风速的垂直梯度大($\Delta \vec{V}$ 大), 而且因日辐射常处于不稳定状态($\Delta Q_{..}$ 小) 一般 R_i 值很小或为负值, 容易发生湍流, 有利于动量传递。故我们只计算大连 850 百帕至 500 百帕气层的 R_i 值(此层可取 $-R \frac{\Delta P}{P} = 1.488 \times 10^2 \text{米秒}^{-2} \text{度}^{-1}$)。(表1)[1]

定义 P_{ic} 为临界值, 当 R_i 小于 R_{ic} 时有利于湍流发展。有的研究成果提出的数据是: $R_{ic} = \frac{1}{11} = 0.09$ [2]。根据计算结果点绘

表1 理查逊数(R_i)计算值

日 期		4 日		5 日		6 日		7 日		8 日	
层 次	项目	08	20	08	20	08	20	08	20	08	20
850HPa	T	-10	-6	-4	-5	-4	-6	-13	-7	-5	-4
	T-Td	12	10	18	17	16	13	12	29	29	31
	Qse	4.6	10.4	11.0	15.0	16.6	14.7	5.8	6.1	8.4	9.3
	fff	360	360	320	350	360	340	10	360	220	360
	dd	14	22	10	14	7	12	19	8	2	8
500HPa	T	-34	-31	-30	-30	-31	-31	-26	-24	-26	-30
	T-Td	16	12	14	16	7	16	17	19	16	4.9
	Qse	18.6	22.4	23.7	23.6	22.8	22.4	28.6	31.0	28.8	24.3
	fff	360	20	20	330	310	315	320	300	270	320
	dd	16	16	8	16	22	23	23	20	6	10
	ΔQ_{se}	-14.0	-12.0	-12.7	-8.6	-6.2	-7.7	-22.8	-24.9	-20.2	-15.0
	$ \Delta \vec{V} $	2.0	9.0	9.0	6.0	9.0	13.5	25.5	18.0	5.0	9.0
	R_i	5.20	0.22	0.24	0.355	0.028	0.063	0.052	0.11	1.20	0.28
	Log R_i	0.716	-0.658	-0.620	-0.450	-1.585	-1.200	-1.284	-0.959	0.079	-0.553

的曲线(图9)分析: 6日08时当大连理查逊数降到0.09以下后, 850百帕风速迅速增大, 经过24小时(7日08时), 500百帕和850百帕风速均达到最大值。这一事实说明, 湍流运动加强动量下传的作用是明显的。

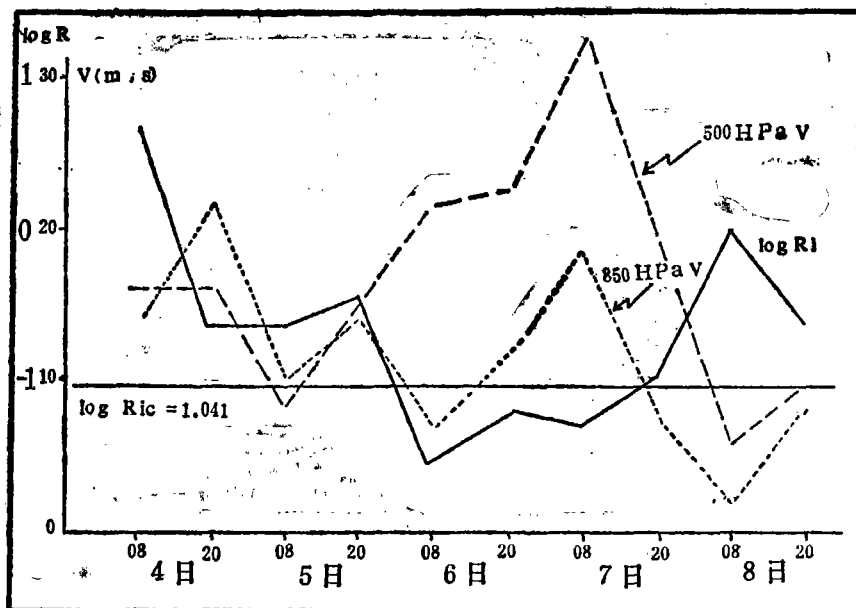


图9 500 HPa、850 HPa 风速与 R_1 值变化

五、小 结

综上所述,在中亚高压脊经向发展,东亚大槽(冷涡)后部冷空气偏东偏北的形势下,对冷空气是否回流南下的预报分析应注意以下几点:

(1) 脊线和脊前流场的变化以及冷空气的活动,脊线顺时针旋转往往改变脊前流场,引导冷空气回流西进。在此形势分析的基础上,根据地面变压场的日变化追踪冷空气动态和强度的变化。

(2) 使用数值预报产品局地要素尤其是大风过程预报是个值得注意的方法,文中数值预报产品应用一节提到的两项经验指标,在做海区预报时,当达到某一项经验指标,应考虑海面能否有大风的可能性。

(3) 高空急流逼近或对流层中高层风速很大时,可以计算理查逊数 R_1 , R_1 小于 R_{1c} 时,湍流运动强,有利于动量下传。

参 考 资 料

- 〔1〕天气分析预报用表,国家气象局气象科学研究院三室。
- 〔2〕动力气象学讲义,南京气象学院。
- 〔3〕青海气象,1982年1~2期、5期。
- 〔4〕天气分析和预报,北京大学地球物理系。