

“晴天暴”的物理成因及预报

曹美兰 项素清

(浙江省舟山市气象台, 316004)

提 要

“晴天暴”是冬季沿海地区危害极大的突发性大风, 往往造成重大的海损事故。根据大气环流特征, 对“晴天暴”的物理成因进行了分析, 发现“晴天暴”是斜压大气能量转换、西北急流活动及动量下传等因素共同作用的结果。在此基础上, 提出了“晴天暴”的预报思路。

关键词: 晴天暴 能量转换 西北急流 动量下传 预报思路

引 言

“晴天暴”是民间的通称(注: 为叙述方便, 本文沿用此称呼)。它是指冬半年沿海地区一种危害极大的大风过程, 具有突发性强、风力猛、持续时间短、破坏力大、天空状况良好等特点。

近 10 年来, 舟山沿海共遭受了 3 次晴天暴的袭击, 分别出现在 1992 年 2 月 23 日傍晚, 1997 年 11 月 7 日中午及 2001 年 1 月 28 日中午。几次过程都没有出现降水, 天空状况良好, 故有“晴天暴”之称。从自记纸曲线上可见, 气压、温度等气象要素出现了骤升骤降的变化, 风向从西南或偏西突转为西北, 风速从 5~6 级突增到 10~12 级, 甚至 12 级以上, 酷似“飕线”过境。突出性的强风造成了重大的海损事故, 给人民生命财产带来惨痛的灾难。

1992 年 2 月 23 日傍晚, 晴天暴自北而南横扫舟山海面。顷刻间, 海上狂风大作, 风速很快增强到 $28\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (10 级), 整个强风过程持续 2 个小时左右。海上有 5 条渔船被狂风掀翻沉没, 损坏船只数条, 大约有 20 位渔民落海身亡, 直接经济损失 100 多万元。1995 年 11 月 7 日中午, 舟山沿海又一次遭

到晴天暴的猛烈地袭击。极大风速达到了 $36\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (12 级以上), 是舟山市冬半年极大风速之最。11 级以上大风持续 1.5 个小时。全市有 11 条船沉没, 5 名渔民死亡, 直接经济损失 500 多万元。

“晴天暴”属于小概率气候事件。到目前为止, 人们对“晴天暴”的物理机制认识不足, 预报难度极大。只有清楚地了解晴天暴的物理成因, 才能较好地作出准确的预报。本文从大气环流特征入手, 对晴天暴的物理机制进行一些探讨, 为今后晴天暴的预报提供思路。

1 斜压大气能量转换

晴天暴发生前, 亚欧地区高空为典型的二槽一脊型。东亚槽区域等温线密集, 5 个纬距内有 5 条以上等温线。水平温度梯度达 $3^{\circ}\text{C}/100\text{km}$ 。温度槽落后于高度槽, 等温线与等高线的交角几乎成 90° , 图 1 为 1995 年 11 月 6 日 08 时 850hPa 形势图。华北到华东有一个强的风速垂直切变区域, 中心值有 $7.5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$ (图略), 可见, 大气的斜压性很强。

斜压理论认为, 斜压扰动的发生和发展乃是能量转换的结果。采用斜压两层模式,

把整个大气分成两层,包含5个等压面,下界面取1000hPa等压面,上界面为大气顶,如图2。

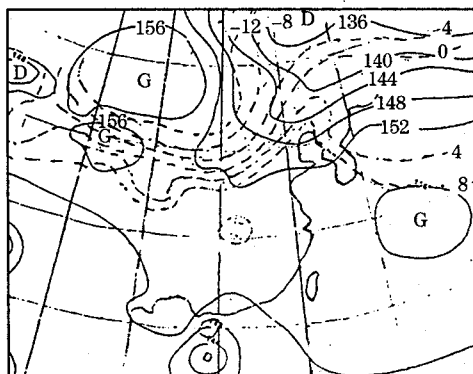


图1 1995年11月6日08时850hPa形势

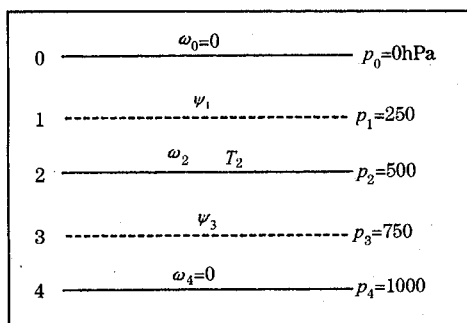


图2 两层斜压模式

线性两层模式斜压不稳定大气位能与动能的转换方程^[1]

$$\frac{dk'}{dt} = -\frac{f}{\Delta p} \times \overline{\omega'_2(\psi'_1 - \psi'_3)} \quad (1)$$

式中 k' 为平均扰动动能, f 为地转参数, 取常数. $\Delta p = 250\text{hPa}$, ω'_2 为 500hPa 垂直速度, $\psi'(x, t)$ 为扰动地转流函数。

由 $\psi = \frac{\Phi}{f}$ 和准静力条件, 则

$$\begin{aligned} \psi'_1 - \psi'_3 &= \frac{1}{f}(\Phi'_1 - \Phi'_3) \\ &= -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi'}{\partial p} \Delta p = \frac{R}{f} \frac{\Delta p}{p_2} T'_2 \end{aligned}$$

T'_2 为 500hPa 的扰动温度。代入式(1)

$$\frac{dk'}{dt} = -\frac{f}{\Delta p} \times \overline{\omega'_2} \times \frac{R}{f} \frac{\Delta p}{p_2} T'_2$$

$$= -\frac{R}{p_2} \times \overline{\omega'_2 \times T'_2} \quad (2)$$

大气在斜压不稳定所形成的环流力管作用下,产生垂直运动。如1995年11月7日08时,华东沿海有大范围的下沉气流($\omega_2 > 0$), 500hPa上最大垂直速度达 $1.2 \times 10^{-4} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。冷平流经过地区,大气降温显著。1995年11月6日20时到7日20时,上海500hPa 24小时降温 4.2°C , 扰动温度 $T_2 < 0$ 。根据式(2)可知, $dk'/dt > 0$, 即大气扰动动能随时间增加。因此,从能量角度来看,斜压大气中,下沉气流把扰动位能转换为扰动动能。下沉气流越强或大气降温幅度越大,则 $\omega'_2 \times T'_2$ 绝对值就越大,产生的扰动动能越显著,地面风速也就越大。

在天气图上,我们分析了上海上空各等压面上位势高度24小时的变化情况(表1)。表1显示,700~100hPa各层都是负变高,850hPa以下为正变高。这表示,冷空气下沉,使大气质量重心降低,导致冷空气向低层堆积,使地面气压迅速增高。1995年11月7日08时地面锋后3小时变压达10.1hPa。华东沿海气压梯度增强到5个纬距内有7条等压线。强的气压梯度必然导致沿海的强风。

表1 上海高空各层24小时变高

层次/hPa	1000	850	700	500	400	300	250	200	150	100
1992年2月23日20时	+4	-25	-63	-8	0	-6	-5	-5	-2	-1
1995年11月7日20时	+72	+6	-39	-10	-12	-14	-14	-13	-11	-6
2001年1月28日20时	+2	+2	-1	-2	-3	-9	-10	-10	-11	-16

2 西北急流活动

高空庞大的高压脊从乌拉尔山东侧一直延伸到贝加尔湖东侧,横跨几千公里。高压脊前盛行一支强盛的西北急流,这支西北急流一直延伸到华东沿海。急流轴线附近,500hPa多数测站风速在 $30\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,最大

风速达 $52\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

这支西北急流在促使等温线进一步加密的同时,加速引导锋区东移南下。观察几次晴天暴过程,锋面的移动速度都在 $70\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$ 以上,最大移动速度高达 $120\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$,比一般冷锋的移速快 1~2 倍,即所谓的“急行性冷锋”。因此,这种系统来去匆匆,具有突发性强,持续时间短的特点。

在实际工作中,预报员对急行性冷锋的移动速度估计不足,是导致预报失误的重要原因之一。我们分析了急行性冷锋的移速与高空引导气流的关系,发现急行性冷锋移速为 500hPa 西北急流轴上最大风速的一半左右。例如,当 500hPa 西北急流上最大风速为 $50\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时,急行性冷锋移速约为 $25\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,即 $90\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$ 左右。预报员可以根据这一指标来判断晴天暴影响本地的时间。

3 动量下传

1995 年 11 月 7 日 08 时,上海 500hPa 风速为 $31\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,850hPa 风速为 $14\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,地面风速为 $4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。可见,晴天暴发生前,从高空到地面有较大的风速垂直切变。7 日 08 时地面冷锋位于上海附近,锋后强烈的下沉气流(700hPa 最大垂直速度为 $27.8 \times 10^{-4}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$)把高空动量向低层传递。

在边界层中,垂直方向的水平运动动量的湍流输送通量密度 $Q = \rho \overline{\omega'V'}^{[2]}$ 。式中 ρ

为空气密度,略去空气密度的涨落,视为常数; ω' 为垂直方向的脉动速度; V' 为风速扰动。上述式子的物理意义为,单位面积上的空气在单位时间内向垂直方向输送的水平运动动量。我们取 850hPa 为边界层顶,计算了几次过程上海、杭州的动量输送情况。初步测算结果,高空动量下传对地面大风的增幅大约为 1~2 级。因此,在强斜压不稳定大气中,动量下传对地面大风的增强具有很重要的贡献。

通常的动量交换,是高层大的风速向低层传递,结果,高层风速减小,低层风速增加。我们分析了几次晴天暴过程,却发现动量下传的同时,高低空风速同时增大。如图 3,1000~100hPa 各层等压面上,7 日 20 时风速明显大于 6 日 20 时。

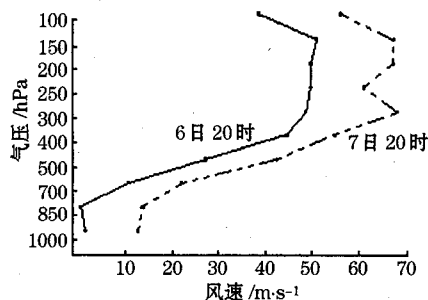


图3 上海 1995 年 11 月 6 日 20 时、7 日 20 时风速廓线
线性两层模式斜压大气总能量方程^[1]

$$\frac{d}{dt}(A' + K') = \frac{\lambda}{4}(U_1 - U_3)(\Psi'_1 - \Psi'_3) \frac{\partial}{\partial x}(\Psi'_1 + \Psi'_3) \quad (3)$$

式中 $(A' + K')$ 为扰动总能量,包括扰动位能和扰动动能。 $\Delta\lambda = 2f^2/\Delta p^2 \times \bar{\sigma}_s, \bar{\sigma}_s$ 为等压面上平均静力稳定度的参数。 U_1, U_3 分别代表一、三层上基本气流,高层风速大于低层,即 $U_1 - U_3 > 0$ 。

假定 500hPa 上的温度波和位势波分别

$$(\Psi'_1 - \Psi'_3) \frac{\partial}{\partial x}(\Psi'_1 + \Psi'_3) = -\frac{k}{L} \int_0^L A_T A_m \cos k(x + x_0 - ct) \sin k(x - ct) dx$$

为如下的余弦函数^[2]

$$\Psi'_1 + \Psi'_3 = A_m \cos k(x - ct)$$

$$\Psi'_1 - \Psi'_3 = A_T \cos k(x + x_0 - ct)$$

其中 kx_0 表示温度场和位势场之间的位相差, A_m, A_T 分别为 500hPa 上重力位势和温度扰动的振幅。

$$= \frac{kA_T A_m \sin kx_0}{L} \int_0^L [\sin k(x - ct)]^2 dx = \frac{1}{2} A_T A_m k \sin kx_0$$

代入式(3),得

$$\frac{d}{dt}(A' + K') = \frac{\lambda A_T A_m k}{8} (U_1 - U_3) \sin kx_0 \quad (4)$$

晴天暴的背景环流的重要特征之一,是温度波落后于重力位势波,而且, $kx_0 \approx \frac{\pi}{2}$, $\sin kx_0 \approx 1$ 。而 $U_1 - U_3 > 0$ 。根据式(4)有

$$\frac{d}{dt}(A' + K') > 0$$

即扰动总能量随时间而增加。

由于 $\sin kx_0 \approx 1$, 因此,能产生晴天暴的斜压大气,它的总能量增加率可以达到最大值。前面已经分析过,晴天暴过程中,700~100hPa都是负变高,即位能减小。因此,扰动总能量的增加,主要体现在扰动动能的增加,也就是各层风速显著增大。而高空风速的增大,有利于更多的动量下传。

4 稳定度的局地变化

大气不稳定层结是产生晴天暴的重要条件之一。从高空图上可见,在晴天暴发生前12~24小时,青藏高原上有一浅槽迅速东移到华东沿海,这一浅槽使华东沿海上空降温2℃左右。另一方面,3次晴天暴都发生在中午到傍晚这段时间,并且天空状况良好,空气干燥。由于日射作用,地面显著增温。如,1995年11月7日上海最高气温达20.3℃。高空降温,地面增温,有利于大气建立局地不稳定层结。

稳定度的局地变化表达式为: $\frac{\partial I}{\partial t} = M(\tilde{I}_T + 2.5\tilde{I}_q)^{[3]}$ 。式中 I 表示稳定度, $M = \frac{\theta_g}{T}$, 一般情况下 M 数值在1.2~1.3之间。 $\tilde{I}_T$ 、 $\tilde{I}_q$ 分别表示700hPa、850hPa的温度局地变化之差及比湿局地变化之差。即, $\tilde{I}_T =$

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{700} - \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{850}, \tilde{I}_q = \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{700} - \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{850}$$

。由于此类过程大气较干燥,比湿的局地变化可以忽略。因此, $\frac{\partial I}{\partial t} =$

$$M \left[\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{700} - \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{850} \right]$$

。上海1995年11月6日08时到7日08时稳定度变化 $\frac{\partial I}{\partial t} = -\frac{M}{\Delta t} \times 0.6 < 0$, 表明气层的不稳定性增强。

5 预报着眼点

综上所述,“晴天暴”实际上就是在强盛的西北急流作用下,急行性干冷锋快速东移南下,斜压不稳定大气位能向动能的剧烈转换,加上高空动量下传,造成华东沿海的突发性大风过程。在实际工作中,我们可以从以下几方面考虑。

(1)500hPa环流为典型的二槽一脊型,东亚槽位于38~50°N、110~25°E范围,温度槽落后于高度槽。700hPa及850hPa东亚槽区域5个纬距内有5条以上等温线,等温线与等高线的交角几乎成90°,这意味着大气储藏着大量的斜压不稳定能量,可能会爆发性地释放而引发晴天暴事件。

(2)500hPa有一支风速大于30m·s⁻¹的宽广的西北急流,急流向东南沿海伸展。急流轴线附近如果有测站风速大于50m·s⁻¹,我们应考虑冷锋为急行性冷锋,估计锋面移速为500hPa西北急流轴上最大风速的一半左右。

(3)在强斜压不稳定大气中,根据风速垂直切变的大小,动量下传对地面大风的贡献约为1~2级。

(4)青藏高原上有一支浅槽快速东移到华东沿海。而且,当天相对湿度较小,天空状况良好,则有利于沿海建立局地不稳定层结,

激化扰动的发展。

(5)沿海地面冷锋后3小时变压达 $+5.0 \sim +10.0$ hPa,地面气压梯度达到5个纬距内有4~7条等压线。

参考文献

- 1 王名才. 大气科学常用公式. 北京:气象出版社, 1994: 22.
- 2 杨大升等. 动力气象学. 北京:气象出版社, 1983: 214~333.
- 3 朱乾根等. 天气学原理和方法. 北京:气象出版社, 1992: 603.

Physical Causation and Forecast of Strong Clear-air Turbulence

Cao Meilan Xiang Suqing

(Zhoushan Meteorological Observatory, Zhejiang, 316000)

Abstract

The strong clear-air turbulence is the outburst gale which takes place at the seashore area in winter and often causes the disastrous nautical accidents. The physical causation and forecast of the strong clear-air turbulence according to atmospheric circulation characters are discussed. It comes to the conclusion that the strong clear-air turbulence is caused by the energy transition of the baroclinic atmosphere, the activity of northwest jet and the momentum downward transfer. On the basis of these analyses, the forecast idea and method of the strong clear-air turbulence, are brought forward.

Key Words: strong clear-air turbulence energy transition northwest jet momentum downward transfer forecast idea and method