

南方强寒潮低温的分析和预报

张敬业 钱兆熊 任学慧

(武汉中心气象台)

提 要

本文分析了35年来影响南方的强寒潮低温过程，指出：南方强寒潮是在北半球中纬度波数为2的背景下产生，冷空气由偏东路径南侵，形成边界层内浅薄冷垫，扰动在冷垫上发展，在中层水汽通量最大区发生大雪，冰雪覆盖后的持续降雪造成了低温天气。文中讨论了强寒潮低温和一般寒潮的区别，指出偏东强锋区的建立和维持对低温形成的作用，它的建立与中纬度3波的关系最密切。

文章还讨论了数值预报产品的应用，并由此制定了PPM中期预报方案，在实际预报应用中效果较好。

一、南方强寒潮的特征

南方强寒潮的主要表现是持续低温严寒和大雪天气，例如1954年12月、1969年1月、1977年1月、1984年1月等几次寒潮过程都是如此。我们规定：日平均气温低于0℃达8天以上（允许其中有一天达0.4℃），最低气温在-9℃以下，并伴有24小时雨雪量在10毫米以上的寒潮过程，定为强寒潮。为了和一般寒潮有所区别，我们称之为“低温”。1949—1984年的35年间，武汉出现了

附表 武汉低温（大雪）特征值

编号	年、月、日	≤0℃天数 (天)	最低平均气温 (℃)	最低气温 (℃)	日最大降水量 (毫米)	雪日 (天)	雪深 (厘米)
1	1954.1.26	24	-9.2	-14.6	18.8	10	32
2	1977.1.27	8	-10.0	-18.1	11.5	1	16
3	1969.1.28	12	-11.3	-17.3	17.8	5	12
4	1984.1.18	9	-6.4	-12.8	30.8	6	25
5	1956.1.20	7	-8.1	-14.9	12.4	3	13
6	1972.2.2	8	-3.3	-9.0	13.4	6	10
7	1964.2.16	10	-6.3	-11.3	16.8	6	4
8	1957.2.1	8	-5.2	-9.4	14.6	3	9
9	1966.12.24	14	-4.8	-10.3	13.0	4	6

9次低温过程，其气温和降雪的特征见附表。

由附表可见，持续降雪最长可达10天，最大雪深为32厘米，最大日降水量为30.8毫米，最低气温达-18.1℃，最低日平均气温为-11.3℃，日平均气温在0℃以下最长的可达24天。附表中1—5号均为全国性的寒潮。

我们从南京的气温和降雪资料可以看到，在9次低温过程中，南京也都出现了大雪和低温天气，其中仅1956年1月的低温过程降雪稍小一点。因此，武汉资料反映出来的低温基本上代表了长江中下游一带的天气，分析这几次过程，基本上能反映南方这一类寒潮的共同特征。

从9次个例看出，造成强寒潮低温的冷高压强度并不一定都是最强的。寒潮冷锋接近武汉时，冷高压中心强度，有6次为1050—1056毫巴，最强的两次达1068毫巴，最弱的一次为1039毫巴。从9次过程日平均气温的变化来看，初始降温并不强，48小时降温

都在7℃以内。过程降温9次平均是从4.6℃缓缓下降到-7.3℃，历时可达8天，这种温度变化反映了南方低温天气的一种特色。据分析，低温的形成和持续主要是：（1）偏东路径冷空气从华北沿两湖盆地南侵，形成浅薄冷垫，西南暖倒槽维持，有时在川东出现锢囚锋，其表现是在汉口和重庆有较大气压差，9次平均为10毫巴，这种东高西低的形势有利于降雪的持续。（2）冷空气南侵的同时常伴有一场大雪，雨雪量可达10毫米以上，造成大面积的冰雪覆盖，使气温持续下降并维持在0℃以下。当天气转晴后，因夜间辐射降温造成了较低的最低气温。由上可见，强寒潮低温的出现并不一定有强大的冷空气爆发南侵，而是先有一次中等强度的冷空气带来一场大雪，尔后持续降雪所造成的。因此下面先探讨一下大雪的成因。

二、南方寒潮的大雪成因

1. 南方出现大雪的空气层结与有雨凇时的层结类似，即中暖下冷，中层有一明显的逆温层。从9次大雪时的武汉、南京探空层结曲线平均图（图略）可以看到：（1）在740毫巴附近有一个接近0℃的深厚逆温层，厚度约有1000米。（2）在850毫巴附近为冷层，最低温度达-5.5℃。（3）近饱和层（ $T-T_d \leq 4^\circ\text{C}$ ）从地面到430毫巴，估计云顶温度约为-23℃，云体厚度不超过5000米。由南京的探空曲线（图略）也可看出，各要素值与武汉基本相同。这表明长江中下游中层有一过冷水层，当高层雪晶落入过冷水层中就会迅速增长成大片雪花。它和雨凇天气的空气层结最大差别仅在于没有0℃以上的融化层。

2. 南方的大雪大多在冷锋移到南岭附近时，江淮流域边界层内有一个坡度很小的冷空气垫的情况下发生的。图1为850毫巴6

次大雪平均温度图（因1957年以前的资料不全，我们仅采用1964年以后的6次资料）。从平均温度图可以清楚地看到，从河南经江汉平原伸向湘西有一冷舌，锋区在南岭—浙闽丘陵一带，沿江和江南为北—东北气流，偏南气流远在南岭和以南地区。因此南方的暖湿气流只能沿着冷垫向上爬升。从850毫巴

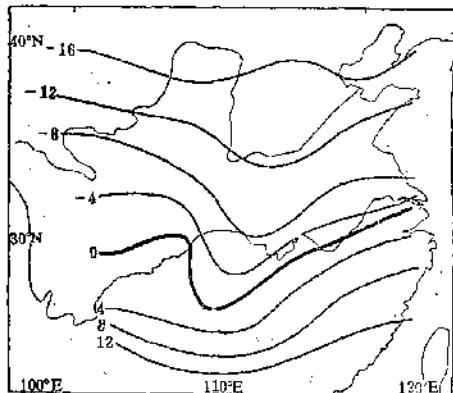


图1 6次大雪850毫巴平均温度图

6次平均南风水汽通量图（图略）可以看到，南方来的暖湿空气在低空只能到达江南。从1984年1月17日20时的经圈环流图¹³（图略）也可以看到气流沿冷垫上爬的情况。由此可见，冬季强降雪与夏季强降水的水汽来源有明显的不同。有人用辛浦森公式计算1984年1月18日大雪的降水强度，近似取积分上下限为850—550毫巴，得

$$I = -\frac{1}{g} \int_{850}^{550} F \omega dp = -1.84 [(\omega F)_{850} +$$

$4(\omega F)_{700} + (\omega F)_{550}]$ 。以18日08时的资料代表17日20时—18日20时的资料， ω 取汉口周围四个格点平均值，F值由查表得出。最后得到24小时雨量为29.84毫米，网格区内17个测站实测雨量平均为28.9毫米，计算结果与实况十分相近。可见这次降水是天气尺度系统抬升的结果，水汽基本上集中在850—550

毫巴之间。

3. 低空急流。南方大雪过程中低空急流的位置比较高，通常在 700 毫巴图上江南有一支 24 米/秒以上的急流，其作用是：①输送水汽。我们计算了 6 次大雪的 700 毫巴水汽通量，在汉口以南有较大的水汽通量，长沙达 9.6 克/厘米·秒·毫巴，汉口达 12.2 克/厘米·秒·毫巴，且比 850 毫巴大得多，这就造成微差湿度平流在两湖盆地出现极值。②低空垂直切变。低空 850 毫巴冷空气层内盛行东北气流，700 毫巴上为强劲的西南气流，上下层之间存在着很强的垂直切变，这有利于湍流扰动的增长。从 1984 年 1 月大雪个例计算结果来看，850—550 毫巴 $\Delta\theta_{se}$ 为 -34 — -36°C ，气层十分稳定，由于垂直切变大，因此所得 700—850 和 550—850 毫巴的 R_i 都比较小，汉口以东都在 1—3 之间，故扰动发展都在 850 毫巴以上。这和 850 毫巴以上有较强上升气流是一致的。

4. 中层暖平流。从 6 次平均得出 500 或 700 毫巴温度场都存在一个由云贵高原伸向鄂西的暖脊（图 1），在强劲的西—西南气流下，其下风方的鄂东地区有较强的温度平流。1984 年 1 月的个例计算，也表明了中层有较强的温度平流，它一方面加强逆温层上的暖层，另一方面和低空冷平流造成较强的微差温度平流。结合以上所述，强微差温湿平流由湿位势倾向方程^[1]可导致鄂东地区位势高度下降，有利于低值系统强烈发展。

5. 高原小槽和低涡。从中亚地区移来的暖性波动，常造成柴达木地区强降压，形成低涡，并在青藏高原小槽前伴随暖波东移，造成一次低涡降水过程。从 1977 和 1984 年两次大雪的卫星云图的变化看出，原停留在沿江和江南的大片低云，当小槽云系东移到鄂东和低云重叠时，在原来比较稳定的层状云系中，常发展起一个个密实的中尺度云团（尺

度约 200 公里左右）。云的发展区通常位于中层暖平流区和水汽通量大值区的重叠地区。从 6 次例子看出，这个地区在汉口附近。

三、低温发生的大尺度环流背景

在大雪低温前 7—9 天，在 500 毫巴图上东亚中高纬度倒Ω流型发展，中低纬度经向度发展，乌拉尔山为稳定的超长波脊，通常呈 2 波，其前面的短波槽活动亦频繁，一次次冷槽由巴尔喀什湖—北疆沿 40°N 东移，带来一次次低槽冷锋活动，造成持续降雪和低温天气。这种形势和一般所说的 2 波酝酿寒潮有较大区别。为此，我们计算了 40 — 60°N 纬度带上各分波的振幅，由于与 50°N 的振幅相似，就能以 50°N 来代表（见图 2）。

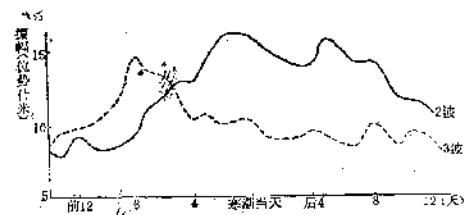


图 2 500 毫巴 50°N 6 次大雪平均 2、3 波振幅演变图

从图 2 中可见，在低温开始的前 8 天，3 波有一次明显增强过程，振幅达 15 位势什米，成为北半球中纬度优势波。3 天以后 3 波开始衰减，2 波开始增长。在低温开始的前一天，2 波达到最强，振幅为 16.5 位势什米，方差比达 50%，强盛的 2 波一直持续到低温天气结束。从 6 次大雪低温前后的 500 毫巴 50°N 和 70°N —3 波平均时间演变图可看到，大雪前 7 天由于极区高压呈桥式打通，在 70°N —3 波图上（图略），有两个高压脊在 70°E 附近合并，在其南侧 50°N —3 波时

^[1] 垂直速度采用连续方程修正方案，用有限元法 把剖面插到 150 公里正方形网格上，然后取 2—11 行 (40 — 25°N) 的计算结果（放大 100 倍）同径向风分量一起作图。

间演变图上(图3)出现超长波槽,此时,北半球中纬度则由原来稳定的2波型转为3波型。

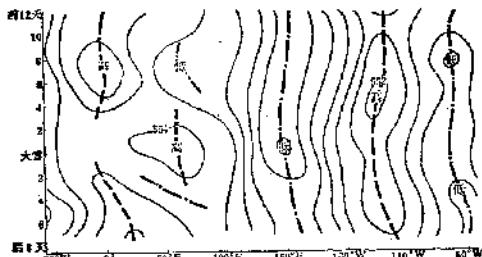


图3 低温前后500毫巴 50°N 0—3波时间剖面图

4天以后,极地高压南落叠加到中纬度的高压脊上,乌拉尔山附近出现强的超长波脊,因其下游阿留申低压、美洲脊和大西洋槽稳定少变,所以北半球又呈2波型。因为这时乌拉尔山脊和大西洋槽之间的波长过长(半波长达150个经度),短时内在10°E又出现一个超长波脊,乌拉尔山脊崩溃消失,超长波脊后退,北半球仍呈2波型。在此过程中,北半球环流调整转换最剧烈的地区就是在乌拉尔山附近。从以上槽、脊变化可以看到,东亚一次强烈的冷空气酝酿一爆发,是亚欧大陆上空中纬度超长波的调整转换过程,而和西半球中纬度环流关系并不密切。

为了进一步了解冷空气酝酿过程的特征,又计算了最强几次低温过程35—65°N的角动量(图4)。由图4可见,在低温前8天,55°N出现正值(向北),35°N为大的负值

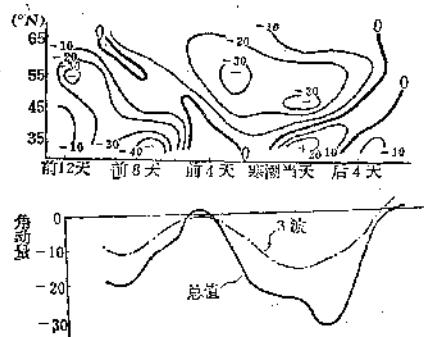


图4 低温前后角动量沿纬圈分布(上图)和45°N角动量与3波角动量时间演变图(下图)

(向南)区,中纬度出现角动量的辐散,反映出环流的经向发展。这时,也正是3波强烈发展(图2)的时候。在低温前3—5天,55°N转为负值,并逐渐扩展到45°N,35°N出现正值,在中纬度呈现角动量辐合,形成强纬向锋区。这时2波增长,角动量强辐合一直维持到低温后4天才减弱消失。从图4中清楚地看到,中纬度(45°N)总角动量和3波角动量的变化十分相似,都是由负转为正,再由正转为负,而且在低温开始时角动量负值达最大。这反映了3波在中纬度强锋区的建立中起到了相当重要的作用。强纬向锋区建立且维持了8天,为低温天气提供了不断补充冷空气的来源。此外,还与3波向2波转换,且2波维持占优势有关。从初步计算结果看,可能与纬向扰动能有关。在低温前2—6天,2波纬向扰动能占总值的35—52%。

四、强寒潮低温与一般寒潮的区别

图5给出6次低温大雪和1—2月10次寒潮500毫巴平均高度差图。由图可见:(1)在我国三北地区都为负值,华北—东北为负值中心,西伯利亚广大地区为正值,这表明低温过程比一般寒潮锋区偏南,且存在偏东强锋区。(2)在青藏高原西部—印度西北部有负值中心,它和日本西部的正值构成了东正西负,这说明低温过程的东高西低形势比一般寒潮的清楚,且高原低槽活跃。

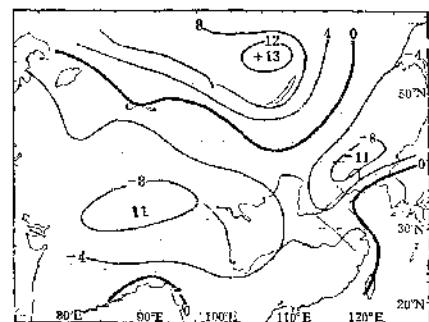


图5 6次低温大雪和1—2月10次寒潮平均高度差图

五、中期寒潮预报方案

1965—1983年1—2月影响南方的寒潮过程(含强寒潮)共有14次。本文采用ECMWF(欧洲中期预报中心)北半球500毫巴高度数值预报的格点值,日本中期数值预报的地面图为依据,来建立PPM预报方案。

1. 对数值预报产品的认识

为了消除ECMWF数值预报产品存在的各种误差,我们先将500毫巴ECMWF的客观分析值与ECMWF数值预报96小时产品进行比较,以持续性预报水平作衡量模式预报水平的基准,求出平均绝对误差的差值图,即以模式预报的各格点的平均绝对误差与相应格点的持续性预报的平均绝对误差(实际上为变高绝对值的平均)相减而得到的差值。其计算公式^[3]为:

$$\Delta E = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N [|\varphi_p - \varphi_0|_k - |(\varphi_0)_{k-1} - (\varphi_0)_k|]$$

式中k为样本日期序号,N为统计次数, φ_p 为某格点的等压面预报高度, φ_0 为该格点的实际值(这里采用ECMWF客观分析值)。以1983年1—2月主要冷空气活动期前后共20天,对ECMWF96小时500毫巴高度场预报作出有限区域内的评价。在40°N及以南地区 $\varphi_p > \varphi_0$,50—60°N、90—110°E $\varphi_p < \varphi_0$,因此在使用预报图时需进行订正,才有利于提高PPM预报的准确率。模式预报技术水平的分布,40—60°N范围内ECMWF的数值预报具有相当的预报能力,而38—25°N的预报能力则较差。

2. 找出当时场的指标

通过普查,得到寒潮爆发当天天气学条件为:①在地面图上,55°N以南、90°E以东有一个强度 ≥ 1050 毫巴的冷高压,其前沿冷锋已进入我国,但还未过长江流域。②以武汉站为标准,武汉1月份气压 < 1020 毫巴,

2月份 < 1016 毫巴。历史上38个月中符合条件的只有22天,选取的14个个例都符合条件。

3. 自然正交函数展开

把上述满足条件的22天的500毫巴ECMWF的客观分析值,取关键日25点资料作自然正交函数的展开

$$\varphi^*(x, y, t) = T(t)x'(x, y)$$

式中 φ^* 为标准化后的格点高度值,T(t)为振幅函数,计算满足精度为0.8的各天的各分量振幅 $T_i(t)$ ($i = 1, 2, \dots$),把各天的 $T_i(t)$ 按其符号分型,求出各型中出现寒潮的机率。作预报时,首先用ECMWF数值产品求得 $T_i(t)^*$ 值,再把 $T_i(t)^*$ 与历史上的 $T_i(t)$ 作比较,找到符号相同的 $T_i(t)$ 型。若该型中寒潮出现机率不是100%,则再计算此型内各天的 $T_i(t)$ 的均方差,取均方差最小值,其对应的实况即为预报结果。

4. 用逐步回归建立预报方程

以关键区25—60°N、90—130°E格点上500毫巴高度因子建立预报方程

$$y^* = -2.96 + 0.031H_2 - 0.017H_5 -$$

$$0.044H_9 + 0.037H_{14} + 0.035H_{24}$$

$y^* > 0.65$,预报有寒潮, $y^* \leq 0.65$,预报无寒潮,准确率为21/22,14次寒潮中只有一次漏报(1967年1月28日)。

1984年1月15—16日满足上述条件,实况是18—22日南方出现寒潮大雪持续低温天气。

参考文献

[1] 吴正华,500毫巴湿位势倾向诊断分析和应用,气象,1983年2期。

[2] 仇永炎,一年四季500毫巴角动量输送波谱的周期变化,中期天气预报文集,气象出版社。

[3] 朱永祺、杨美川,业务数值产品应用中的问题,气象,1983年10期。