

一次华北强降雪过程的湿对称不稳定性研究*

王建中 丁一汇

(中国气象科学研究院,北京,100081)

摘 要

运用湿球位涡和倾斜有效位能的概念从条件性对称不稳定(CSI)和局地对称不稳定(LSI)这两个侧面计算了一次华北强降雪过程的湿对称不稳定的水平分布和垂直分布状况,并比较详细地讨论了湿对称不稳定对 1986 年 11 月 22—23 日发生在内蒙古河套地区和林东、林西地区附近的一条狭长的强降雪带的可能作用以及湿对称不稳定与基本气流走向、风垂直切变和水汽的关系,发现:这条降雪带与雪区附近低层的湿球位涡负值区走向大体平行;在降雪带中分别位于呼和浩特、东胜地区和林东、林西地区的强降雪中心有着不同的动力学机制,前者主要为在暖区具有弱的对称不稳定的情形下锋生强迫作用所致,后者则是由明显的湿对称不稳定所致。

关键词: 降雪,中尺度,对称不稳定。

1 前 言

冷锋附近降水呈带状分布早已为人所知。Bjerknes^[1]和 Emanuel^[2]等许多人进行了研究。Bennetts 和 Hoskins^[3]、Emanuel^[4]则提出用饱和空气中的对称不稳定来解释降水带状分布的形成。因而如何确定锋生强迫和对称不稳定这两种动力学机制对降水中尺度带状分布形成的相对作用和相互联系,是一个在锋面动力学研究中值得注意和很有意义的问题。

Sanders 和 Bosart^[5]讨论了锋生强迫和对称不稳定对 1983 年 2 月 11—12 日出现在华盛顿到波士顿的雪暴带的作用,发现这个大降雪带主要是锋生强迫的结果,对称不稳定很可能只对云体高层的瞬变结构和这个大降雪带的细微结构起作用。Sanders^[6]又对 1981 年 12 月 5—6 日出现在新英格兰地区的大雪暴作了同样的研究,结论是同样的。随之,Moore 和 Blakey^[7]探讨了锋生强迫和对称不稳定对 1982 年 1 月 30—31 日美国中西部的大雪暴的相对作用,结果同前类似,这似乎意味着对称不稳定对强雪带的形成并不起主要作用。

虽然锋生和对称不稳定都是比较经典的研究内容,但应用对称不稳定机制来解释锋面雨带的形成是最近 10 年来的事。国内分别研究锋生强迫和对称不稳定的工作已有不少,但应用于我国暴雪的分析,则很少有人涉及。本文拟分析对称不稳定的分布和对我国

* 1993 年 4 月 24 日收到原稿,1994 年 4 月 13 日收到修改稿。得到国家自然科学基金委项目 49335061 的支持。

冬季锋面雪带形成的可能作用,以获得一些对降水分析和预报有意义的结果。

2 天气形势分析

1986年11月22日至23日,受地面锢囚锋的影响,在内蒙古林东、林西和河套地区产生一条狭长的东北—西南走向的降雪带,宽约数百公里。分析6h一次的降雪量图(图1),可见在林东和林西附近、呼和浩特和东胜附近以及渭河平原有三个强降雪中心。地面低气压区内的锋面在22日08时逼近河套平原,在冷锋后部冷空气的影响下,锋面向东南方向推进,到22日20时,锋面锢囚,并已移至河套平原。这时,河套地区上空,850hPa为东南风,700hPa为暖湿的西南气流;850hPa对应于地面锢囚锋有比较清楚的气流汇合区位于河套。在700hPa 105°E — 110°E 之间有一低槽发展起来,并出现闭合的低压环流,500hPa在 45°N 、 100°E 附近亦有一槽发展,但比700hPa浅,是一种随高度向西倾斜的发展槽,暴雪则发生在高空槽前的锢囚锋区附近(图2)。

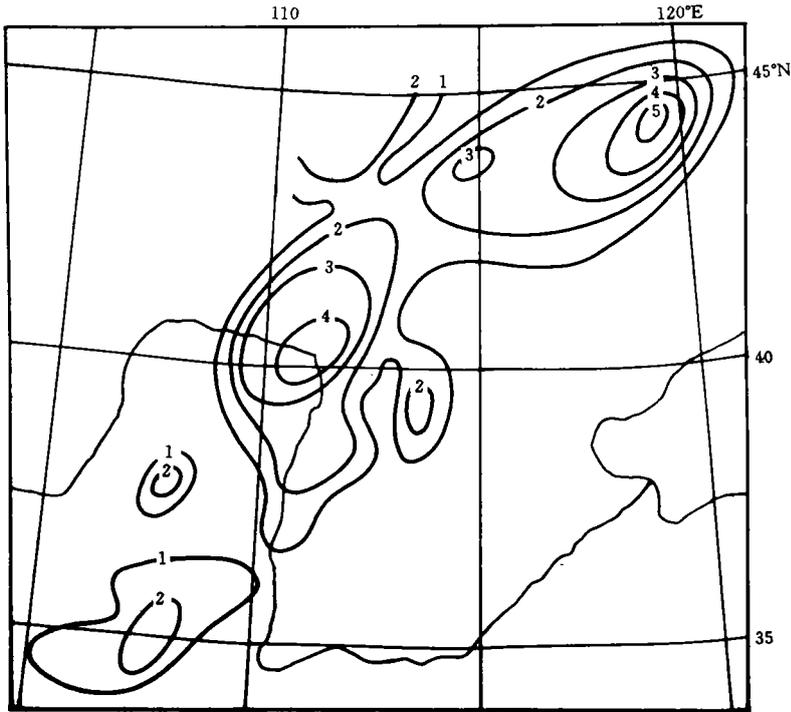


图1 11月23日02—08时6h降雪量(mm)

3 对称不稳定分析

对称不稳定(SI)有助于倾斜对流发生、发展的不稳定。目前的常规观测网不能很好地适应中尺度分析的要求,所以,用这样的观测资料去鉴别SI时要谨慎。为此,这里运用尽可能详尽的资料,从多个侧面去证实对称不稳定的存在和它对这次强降雪的作用。

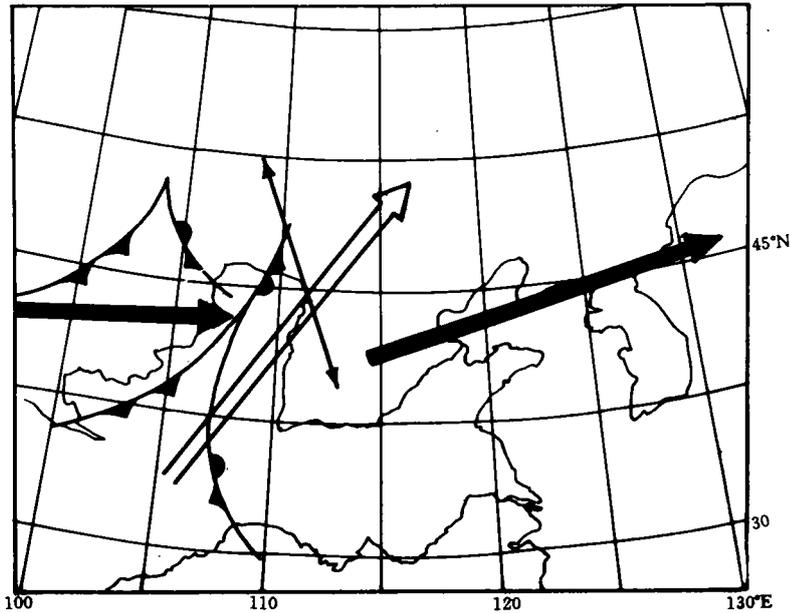


图2 1986年11月22—23日降雪过程的综合分析图

(图中较粗黑箭头为22日20时200hPa高空急流示意图,白箭头为22日20时700hPa低空急流示意图,较细的箭头为文章中分析的剖面位置。图上两个锋系,偏西的为22日08时的锋面示意图,河套上空的为22日20时的锋面示意图)

3.1 条件性对称不稳定(CSI)

Bennetts 和 Hoskins^[3]把一个粗略的潜热释放模式引入到对称不稳定理论中,从而得到了“条件性对称不稳定”。简单地说,当对称稳定的大气由于潜热释放的作用变为对称不稳定时,便可以说这种大气是“条件性对称不稳定”。他们指出湿球位涡 $q_w < 0$ 是大气发生条件性对称不稳定的必要充分条件。等压面上湿球位涡 q_w 的表达式为:

$$\begin{aligned} q_w &= f(g/\theta_0)\xi \cdot \nabla\theta_w \\ &= f\eta N_w^2 - f(g/\theta_0)\left[\left(\frac{\partial\omega}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial p}\right)\frac{\partial\theta_w}{\partial x} \right. \\ &\quad \left. + \left(\frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial\omega}{\partial x}\right)\frac{\partial\theta_w}{\partial y}\right] \end{aligned}$$

其中 $\xi = \nabla \times \vec{v}$ 为三维涡矢, $N_w^2 = -g/\theta_0 \frac{\partial\theta_w}{\partial p}$, $\eta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f$, θ_w 为湿球位温, θ_0 为标准大气的位温典型值。

使用湿球位涡分析湿对称不稳定不必事先确定基本气流的方向。不过,受规定层资料垂直分辨率的限制, $\frac{\partial u}{\partial p}$, $\frac{\partial v}{\partial p}$ 和 $\frac{\partial\theta_w}{\partial p}$ 的计算值并不能真正代表实际大气状态参数更为曲折的垂直变化。湿球位涡在等压面上的水平分布状况可以反映出 CSI 的存在区域和强弱。这里我们计算了 $q_w^* = q_w * \theta / (fg)$ 。用 700hPa 和 500hPa 的资料计算得到 600hPa 的 q_w^* , 以

此类推。研究11月22日20时的湿球位涡 q_w^* (图3)之后发现降雪区上空600hPa位涡 q_w^* 低值区轴线走向与22日20时—23日02时(图略)和23日02时—23日08时的6h降雪带走向有很好的相似。特别需要注意的是在内蒙古林东、林西暴雪中心的上空,有一个高负值中心(图上以符号A标明),它的 q_w^* 值为 -27.37 个单位,最邻近的湿球位涡正中心(以B标明)与上述的负中心仅相隔一个格距(=150km),中心值为11.28,湿球位涡负中心与正中心的比值为 -2.42 。可以说这对湿球位涡正负中心所对应的不稳定垂直环流系统具有中尺度的特征。这个地方离位于河套的锢囚锋还很远(约相距10个经距),所以锋面对这个强降雪中心的影响可以排除。而这个地区为西南低空急流的出口处,因此这里存在的这种湿对称不稳定结构是林东、林西地区出现强降雪的主要原因。

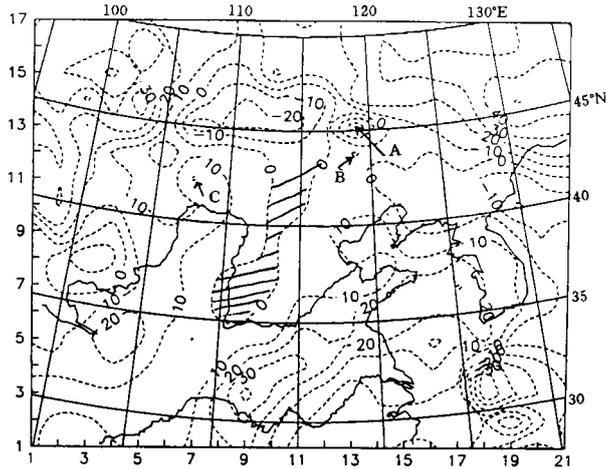


图3 22日20时600hPa湿球位涡场 q_w^*

(单位: $10^{-7}K \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$,符号A、B、C

和斜影部分的说明见正文)

另外,在东胜、呼和浩特地区强降雪中心的东侧有一片东北—西南向的湿球位涡负值区(图上斜影区),这个狭长的负值区与低空急流大体平行,偏向它的左侧,强降雪就发生在锢囚锋与这个位涡负值区之间。这里的湿球位涡负值比较均匀,最小值为 -3.79 ,其绝对值要比林东、林西地区A处的小许多,但负值区的面积(仅斜影部分)要比后者来得大,表征这里被动力学性质较为均一的暖湿气团所占据。低空急流的西面为较宽广的位涡正值区,中心在图上C处, q_w^* 为20.9,代表着干燥的冷气团。正位涡中心与伸长的位涡负值区东西相距约5个格距(750km),正负值区的湿球位涡比为 $-3.79/20.9 = -0.18$,其绝对值显然要比林东、林西地区的小的多,差一个量级。因此,呼和浩特、东胜地区强降雪的形成不仅与锢囚锋的作用直接有关,而且还不能忽视隐含在暖湿的西南低空急流中的条件性对称不稳定对它的作用。为了更好地证实这一点,我们运用气块法从另一个侧面集中考察东胜站(站号为53543)的局地湿对称不稳定(LSI)的情形。

3.2 局地湿对称不稳定

反映局地湿对称不稳定性的物理量是倾斜对流性有效位能^[8]

$$SCAPE(z) = \int_0^z \left[\frac{g}{T} \Delta T_1 + \frac{1}{2} \frac{f}{\eta(z)} \frac{d}{dz} (u_i - \bar{u})^2 \right] dz$$

其中 u_i 为气块的风速, \bar{u} 为环境风速(满足静力平衡和地转平衡), $\eta(z) = f - \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$, ΔT_1 为气块垂直上升时气块与环境的温差。积分号下的第1项表示重力对位能的贡献,第2项表示惯性离心力对位能的贡献。由此可见估计局地湿对称不稳定的一种直接方式是在气块垂直上升时气块与环境的温差 ΔT_1 上加上一个订正量

$$\Delta T_c = \frac{1}{2} \frac{\bar{T}}{g} \frac{f}{\eta(z)} \frac{d}{dz} (u_c - \bar{u})^2$$

这样最终的温差 $\Delta T = \Delta T_1 + \Delta T_c$ 。

考虑到强降雪上空基本气流 \bar{u} 的走向难以确定,我们从正北方向开始,逆时针方向每隔 5° 取 36 个方向为假定的基本气流走向,然后以假定的基本气流的走向为横坐标(ψ),以垂直高度为纵坐标(p)作关于 $\Delta T (= \Delta T_1 + \Delta T_c)$ 和订正值 ΔT_c 的等值线。需要说明的是,当 $0 < \psi < 18$ 时,表示假定的基本气流为西北—东南走向;当 $18 < \psi < 36$ 时,表示这种气流为东北—西南走向; $\psi = 0$ 时,气流为南—北走向, $\psi = 18$ 时,气流为东—西走向。一般来说,我们习惯选取的气块为地面的空气,这里不妨选取对流层低层几个高度作为气块上升的初始点。根据特性层资料,选取地面,850hPa,783hPa,700hPa,694hPa 和 669hPa 作为气块上升的起始高度。 ΔT_c 等值线图都有一个明显的特征,这里只给出从地

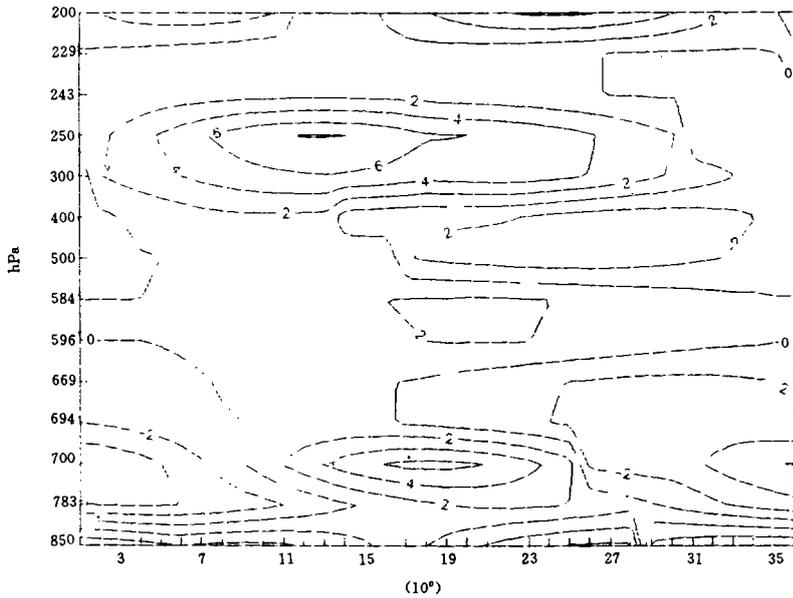


图 4 53543 站 22 日 20 时从地面开始上升的气块的订正温度 ΔT_c 随高度和基本气流走向的分布图

(横坐标为 ψ , 单位为 10° , 说明见正文; 纵坐标为特性层高度, 单位为 hPa)

面开始上升的情形(图 4), 在对流层高层(400—243hPa)有一个正值区。另外, 对于从地面、850hPa 和 783hPa 开始上升的气块, 在 850hPa—694hPa 之间都有一个正值区, 这也是低空急流所在的高度范围, 不过正值区的范围(2°C 等值线所包围的区域)要比对流层高层的正值范围小, 并且正值中心对应于 $\psi = 19$, 即 ENE—WSW 向的基本气流。研究气块从地面开始上升所具有的 ΔT 等值线图之后发现(图 5a), 在 850hPa—700hPa 之间仍保留着一个正值区, 最大值 $> 2^\circ\text{C}$, 同样正值中心对应于 ENE—WSW 方向的基本气流。从 669hPa 开始上升的气块, 类似于 ΔT_c 等值线图, 在对流层高层(400—243hPa)亦有一个

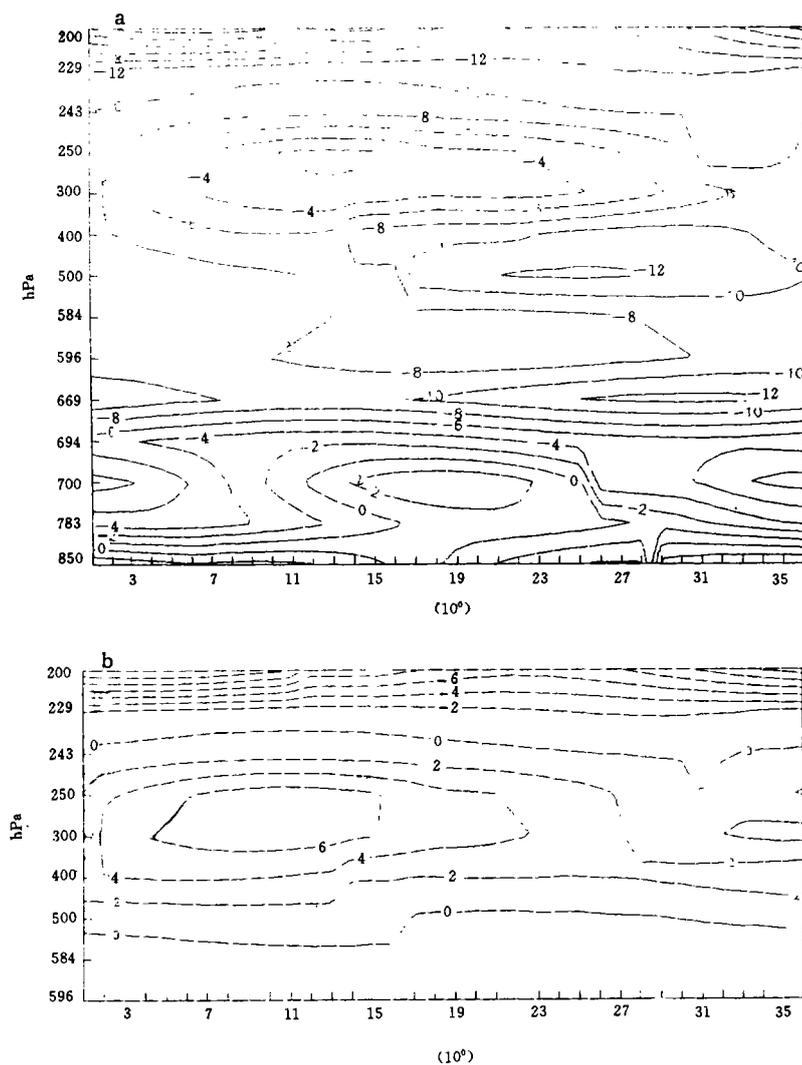


图5 53543站22日20时(a)从地面,(b)从669hPa开始沿所在的等 M 面倾斜上升的气块与环境的温差 ΔT 随高度和基本气流走向的分布图
(横坐标为 ψ ,单位为 10° ,说明见正文,纵坐标为特性层高度,单位为hPa)

正值区(见图5b),从这个高度上升的气块一直到243hPa都是正的温差,不管基本气流是什么方向,再往上就是负的温差,并且负值迅速增大。极大值对应于方向为 $\psi=11$ 的基本气流。上述分析表明,高、低空急流附近比较大的风垂直切变对于局地湿对称不稳定的形成起了重要的作用,并且低层的正温差中心所对应的基本气流走向与这个站所在的降雪带走向较为一致。

前面讨论过,在53543站,气块从669hPa开始上升,250hPa附近有一个正 ΔT 中心。以669hPa为起点作气块垂直抬升的假绝热线,另外让气块沿所在位置的等角动量

($M = \bar{u} - fy$) 面倾斜上升,可以得出气块订正后的温度随高度的分布曲线,从图 6 可以看出,气块本身是弱条件性不稳定的(对垂直抬升),但如果让气块倾斜上升,则气块的不稳定性大为加强,在 250hPa 附近达到最大(见图 6)。同样这里给出了 53543 站从地面垂直和倾斜上升的气块的温度随高度的变化(见图 7)。这个站的地面空气对垂直抬升是绝对稳定的,对于倾斜抬升,地面空气在地面与逆温层之间是湿对称不稳定的。这意味着湿对称不稳定能量的释放对地面气流上升穿过逆温层向上发展起着不可忽视的作用。当然还会有其它因子如锋面强迫。所以,呼和浩特、东胜地区的强降雪不仅与地面锢囚锋的作用有关,还与低层湿对称不稳定能量的释放有关,当然也不可忽视高层的干对称不稳定的动力作用。锢囚锋提供了一种锋面强迫上升的机制,这在垂直环流刚开始形成时比较重要,但若是当暖湿空气处在湿对称不稳定的状态时,这种锋面强迫上升会比稳定状态要来得强盛和狭窄。

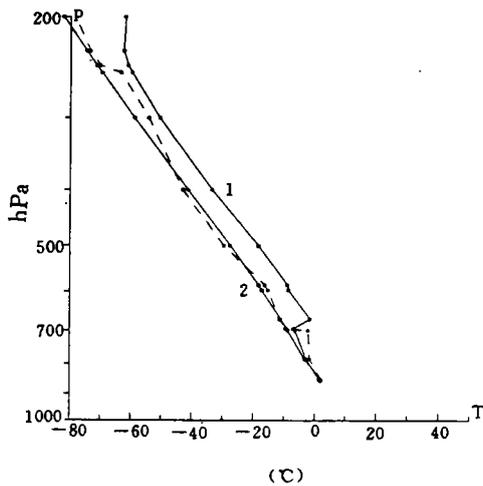
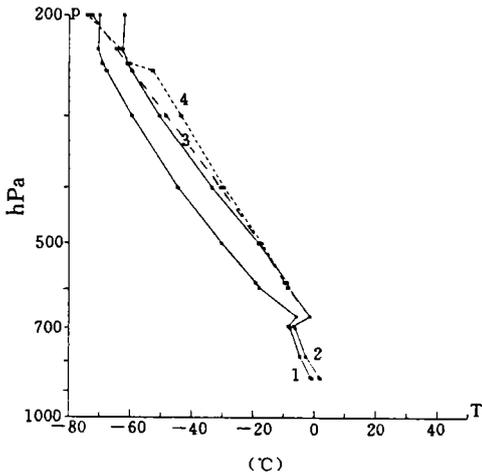


图 6 实线 1 为 22 日 20 时(以下同)53543 站的露点温度 T_d 的探空曲线,实线 2 为 53543 站的温度探空曲线,标有 3 的虚线为气块从 669 hPa 开始垂直上升的湿绝热过程曲线,标有 4 的虚线为气块从 669hPa 开始沿所在的等 M 面倾斜上升的过程曲线

图 7 实线 1 为 22 日 20 时 53543 站的探空曲线,实线 2 为气块从地面开始垂直上升的湿绝热过程曲线,虚线为气块从地面沿所在的等 M 面倾斜上升的过程曲线

(基本气流走向取 $\psi = 19$,其余说明同图 6)

(基本气流走向取 $\psi = 11$,关于 ψ 的说明见正文。横坐标为度 T ,单位为 $^{\circ}\text{C}$,纵坐标为气压(对数坐标),单位为 hPa))

上述分析表明,在这条狭长的降雪带中,处于不同部位的两个强降水中心有着不同的激发机制。这主要表现在强降水中心附近湿球位涡负值中心与正值中心的比值、之间的距离、负值区的范围和其它因素的不同。在林东、林西的强降雪中心附近,湿球位涡负值中心的绝对值比较大,但负值区的范围很小,即湿对称不稳定集中而强盛,直接导致这个强降水中心的原因主要为中尺度动力机制,这里为湿对称不稳定。在东胜、呼和浩特的强降水中心附近,湿位涡负值区(斜影部分)的绝对值比较小且分布均匀,即暖空气中的湿对称不

稳定性比较弱,而正值中心的值比较大,即冷空气的势力比较大,大尺度锋生作用明显,直接导致这里强降雪出现的动力学机制主要为锢囚锋的强迫作用,但锋面附近的弱湿对称不稳定的存在为锋面能够强迫出强盛、狭窄的上升气流提供了必要的不稳定气流结构。另外,由于这支强降雪带和其中的强降雪中心持续时间比较长,近 16—18h,所以必须考虑到低空急流、锢囚锋这些大尺度天气系统对这种湿对称不稳定的持续存在所起的作用。

4 对称不稳定的数值模拟

我们进一步用 22 日 08 时的常规观测资料和改进的 MM4 模式进行了 24h 模拟,并用模式 3h 一次的输出值计算了湿球位涡 q_w^* , 由此来反映湿对称不稳定随时间变化的情形以及与雨带的对应关系。

在观测分析中发现,600hPa 湿球位涡的负值区轴线与雨带走向、极小值中心与强降雪中心有很好的相关。这里用模式 11 时的湿球位涡场来对应 11—14 时的 3h 降水预报场,以此类推。从 775hPa 和 600hPa 的 q_w^* 看,降水基本上发生在 q_w^* 的负值区,但预报的强降水中心与 q_w^* 的低值中心吻合得并不好(图略)。不过,有趣的是,用 22 日 23 时的模式 q_w^* 预报场(图略)与 22 日 20 时—23 日 02 时的降水实况、23 日 05 时的模式 q_w^* 预报场与 23 日 02 时—23 日 08 时的降水实况(图 8)相对应,发现实际降水带特别是强降雪中心总可以在 600hPa 或

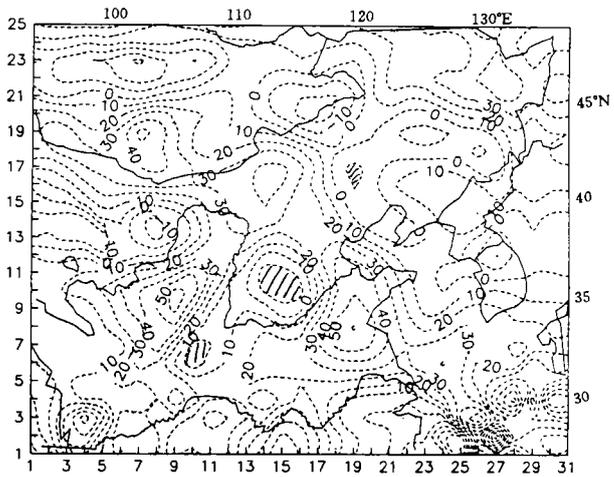


图 8 23 日 05 时模式预报的 600hPa 湿球位涡 q_w^* 场
(斜影区为降雪附近的湿球位涡负值区,其它的同图 3)

775hPa 的模式 q_w^* 场上找到对应的低值区或极小值中心(参阅图 8 中的斜影区)。这似乎意味着可以尝试将模式的 q_w^* 场作为降雪落区的重要预报因子。Emanuel 在文章^[10]中提到如何在模式中考考虑倾斜对流调整问题,亦即湿对称不稳定能量释放的问题。考虑到模式降水预报与降水实况的差别及模式 q_w^* 场与降水实况有较好的对应关系,类似于垂直对流调整,如果在模式中考考虑好倾斜对流调整,那么可能会改进降水预报。

5 结论

本文运用湿球位涡和倾斜有效位能的概念从条件性对称不稳定(CSI)和局地对称不稳定(LSI)这两个侧面计算了一次华北强降雪过程的湿对称不稳定的水平分布和垂直分布状况,并比较详细地讨论了湿对称不稳定对 1986 年 11 月 22—23 日发生在内蒙古河套地区和林东、林西地区附近的一条狭长的强降雪带的可能作用,发现这条降雪带与雪区附近低层的湿球位涡负值区走向大体平行;在降雪带中分别位于呼和浩特、东胜地区和林

东、林西地区的强降雪中心有着不同的动力学机制,前者主要为在暖区具有弱的对称不稳定的情形下锋生强迫作用所致,后者则是由明显的湿对称不稳定所致。由此看来,,锋生强迫作用和其它强迫作用一样,只是影响降水的外因,当大气处在湿对称稳定或对流稳定的时候,一般比较难于产生暴雨、暴雪这样强烈的天气;反之,处于湿对称不稳定的大气,要是没有象锋面强迫、低空急流这样适当的过程提供初始的强迫上升条件,湿对称不稳定能量就难以释放出来和形成强盛的上升气流产生强降水,特别是在湿对称不稳定性比较小的情况下。

致谢:在完成论文的过程中,得到了温市耕老师的悉心指导和中尺度所领导及同事们的帮助和支持,在此表示感谢!

参考文献

- [1] Bjerknæs J. On the structure of moving cyclones. *Geophys Publ.* 1991. 1 (2) : 1—8.
- [2] Emanuel K A. Frontal circulations in the presence of small moist symmetric stability. *J Atmos Sci (b)*. 1985. 42: 1062—1071.
- [3] Bennetts D A and Hoskins B J. Conditional symmetric instability—a possible explanation for frontal rainbands. *Quart J Roy Meteor Soc.* 1979. 105: 945—962.
- [4] Emanuel K A. Inertial instability and mesoscale convective system. part I : Linear theory of inertial instability in rotating viscous fluids. *J Atmos Sci.* 1979. 36: 2425—2449.
- [5] Sanders F and Bosart L F. Mesoscale structure in the megalopolitan snowstorm of 11—12 february 1983. part I: frontogenetical forcing and symmetric instability. *J Atmos Sci (a)*. 1985. 42: 1050—1061.
- [6] Sanders F. Frontogenesis and symmetric stability in a major New England snowstorm. *Mon Wea Rev.* 1986. 114: 1847—1862.
- [7] Moore J T and Blakley P D. The role of frontogenetical forcing and conditional symmetric instability in the midwest snowstorm of 30—31 January 1982. *Mon Wea Rev.* 1988. 116: 2155—2171.
- [8] Emanuel K A. On assessing local conditional symmetric instability from atmospheric soundings. *Mon Wea Rev (b)*. 1983. 111. 2016—2033.
- [9] Emanuel K A. Observational evidence of slantwise convective adjustment. *Mon Wea Rev.* 1988. 116: 1805—1816.

RESEARCH OF MOIST SYMMETRIC INSTABILITY IN A STRONG SNOWFALL IN NORTH CHINA

Wang Jiangzhong Ding Yihui

(Chinese Academy of Meteorological, Beijing, 100081)

Abstract

The concept of wet bulb potential vorticity and SCAPE (slantwise convective available potential energy) was used to calculate the horizontal and vertical distribution of moist symmetric instability including convective symmetric instability (CSI) and local symmetric instability (LSI) in the process of a storm snowfall in North China. The potential contribution of moist symmetric instability to a narrow storm snowfall belt occurring in the Hetao and Lindong, Linxi region of Inner Mongolia and the relationship between moist symmetric instability and the direction of basic flow, wind shear and moisture were discussed. It was found that the strong snowfall belt is almost parallel with negative value area of wet bulb potential vorticity at low level in the vicinity of snow area. the dynamical mechanism of the strong snowfall centre in the Lindong, Linxi region is different from that in the Hetao region. the former is induced by frontgenetic forcing with weak symmetric instabilities in the warm section of frontal area; the latter is triggered by obvious moist symmetric instabilities.

Key words: Snowfall, Meso-scale, Symmetric instability.