

东亚春季强冷锋结构及其动力学诊断研究^{*}

II. 动力学诊断研究

李振军

(空军气象中心, 100843 北京)

赵思雄

(中国科学院大气物理研究所, 100080 北京)

摘 要 在本文第 I 部分对东亚春季强冷锋结构进行分析的基础上, 第 II 部分对该锋面的增强过程作了动力学诊断的研究。通过研究发现: (1) 从 27 日 08 时至 28 日 20 时 (北京时间, 下同), 该冷锋处于加强阶段, 锋生函数的计算显示, 最大锋生区出现在对流层中层, 各项的量级相同, 但以倾斜项的数值为大; (2) 在锋生区的南侧发现有很明显的条件对称不稳定 (CSI) 区域, 这有利于倾斜的对流上升运动的发展, 提供了一个较好的强对流系统发展的环境, 对冷锋中尺度雨带的形成, CSI 的激发可能有重要的作用, 然而东亚春季强冷锋的 CSI 与北美“典型”的 CSI 有较明显的不同; (3) 本例与 Hoskins-Bretherton (HB) 的理论模型所进行的比较表明, HB 模型的结果可说明实际观测到的锋区的基本特征。然而, 理论模型中, 可能由于采用半地转假设所限, 对锋后的一支下沉气流描写较弱, 而这支气流对强烈天气的发展可能有重要意义。

关键词 锋生函数 中尺度雨带 对称不稳定 理论模型

1 前言

如本研究工作的第 I 部分中指出, 锋面的研究是一个有较长历史的研究课题, 同时又是一个崭新的课题。自 70 年代以来, 有关锋面动力学的研究重新活跃, 已取得一批新的成果。

已经知道, 锋面的强弱不仅是由锋面附近的温度梯度所决定, 更重要的是由锋区的温度水平梯度随时间的变化率所决定。因而人们常采用锋生函数对锋区进行研究。同时, 有的看法认为, 锋区侧向环流的动力学意义, 实际上已超过锋面本身。这一支侧向环流, 常常触发并使对流系统得以发展。人们注意到, 冷锋雨带常为一有组织的中尺度雨带。早期的研究表明, 以下几种原因是锋面中尺度雨带的可能触发机制: (1) 锋区内有 Ekman 层不稳定; (2) 锋面上产生的重力波; (3) 对称不稳定等。Eliassen^[1], 及 Hoskins^[2]的研究表明了对称不稳定是冷锋雨带形成的一种可能触发机制。Emanuel^[3~4]的研究结果表明, 即使非常弱的对称不稳定, 也能使得带状降水变得非常强烈。Ogura 等^[5]的工作还表明, 对称不稳定能激发飑线等中尺度天气现象的产生。Sanders 和 Bosart^[6]以及 Sanders^[7]对出现在美国新英格兰的冷锋降雪进行研究后, 发现降雪呈带状分布, 他们认为, 条件对称不稳定 (CSI) 是一种重要的触发机制。Moore

1995-01-27 收到, 1995-10-27 收到修改稿

^{*} 本研究工作得到国家自然科学基金课题(49575257)的资助

和 Blakley^[8]对出现在美国中西部的降水进行了分析,也得到了和 Sanders 及 Sanders 和 Bosart 相一致的结论。在我国,张可苏和刘建^[9],施曙和赵思雄^[10]已注意到,CSI 是东亚梅雨锋暴雨的一种可能触发机制。这种触发机制对东亚冷锋如何?应作进一步的分析。需要强调的是,CSI 对冷锋雨带的触发只是提供一种有利的环境,即一旦大气呈对称不稳定状态,有可能出现斜对流并使对流活动迅速增强^[11]。

本研究工作的第 II 部分,将着重对东亚冷锋的锋生过程,以及条件对称不稳定分布进行研究。同时将对东亚冷锋与北美冷锋个例的动力学诊断结果进行比较。此外,用实际分析所得到的东亚春季强冷锋的概念模型与 Hoskins 和 Bretherton^[12]的理论模型作比较。

与本文的第 I 部分一样,为方便起见,我们将用 LZ1(N), LZ2(N), W(N), B(N), HB(N)和 OP(N)分别代表本文第 I 部分、第 II 部分,Williams 等人, Blumen^[11], Hoskins 和 Bretherton, Ogura 和 Portis 的文章,其中 N 代表该文章中图的序号。同时,为了节省篇幅,本文将尽量引用第 I 部分中分析的插图进行讨论。

2 锋生函数的计算

锋生函数可普遍定义为任一物理量 Q 的水平梯度随时间的变化率。在 P 坐标中,锋生函数可以定义为

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} |\nabla Q| = & \frac{Q_v}{|\nabla Q|} \frac{\partial}{\partial x} \frac{dQ}{dt} + \frac{Q_r}{|\nabla Q|} \frac{\partial}{\partial y} \frac{dQ}{dt} + \frac{|\nabla Q|}{2} |def_r| \cos 2\beta - \frac{|\nabla Q|}{2} D \\ & - \frac{Q_v}{|\nabla Q|} \omega_v Q_p + \frac{Q_r}{|\nabla Q|} \omega_r Q_p, \end{aligned} \quad (1)$$

其中,

$$\text{非绝热项} = \frac{d}{dt} |\nabla Q| = \frac{Q_v}{|\nabla Q|} \frac{\partial}{\partial x} \frac{dQ}{dt} + \frac{Q_r}{|\nabla Q|} \frac{\partial}{\partial y} \frac{dQ}{dt}, \quad (2)$$

$$\text{形变项} = \frac{|\nabla Q|}{2} |def_r| \cos 2\beta, \quad (3)$$

$$\text{辐散项} = \frac{|\nabla Q|}{2} D, \quad (4)$$

$$\text{倾斜项} = \frac{Q_v}{|\nabla Q|} \omega_v Q_p + \frac{Q_r}{|\nabla Q|} \omega_r Q_p. \quad (5)$$

β 是伸长轴与等 Q 线的夹角, D 为水平散度。

本文与 Ogura 和 Portis^[15]使用的公式类似,而 Sanders^[14]计算锋生函数时,与本文的公式略有不同,他使用的汇合项相当于本文中的变形项和辐散项之和。

我们计算了 4 月 28 日 08 时以及 4 月 28 日 20 时 850 hPa 和 500 hPa 上的锋生函数(图略)。可以看到 28 日 08 时,850 hPa 上的锋生函数特征不甚明显,分布也不规则,只在锋前有一个锋生函数大值中心,最大值为 $1.5 \times 10^{-10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。而 500 hPa 上,锋生函数呈带状分布,较为规则。锋生函数在锋前为一带状锋生区,其后缘基

本上与地面冷锋相重合。锋生函数中心最大值为 $40 \times 10^{10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。而在地面冷锋后, 可以发现大片锋消区。至 4 月 28 日 20 时, 850 hPa 上特征较为明显, 锋前亦为锋生区, 最大值达 $54 \times 10^{10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。此时冷锋已移出中尺度试验区。

图 1 是沿 4 月 28 日 08 时 110°E 所作的锋生函数各项的垂直剖面图。与 Ogura 等的作法类似, 对于非绝热项, 考虑到计算的精度等问题, 本文也未作计算。我们可以发现, 上述锋生函数的三项的量级是相同的。其中在锋区附近, 700 hPa 处变形项有一最大值, 为 $+12 \times 10^{10} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 。在 630 hPa 处辐散项达到最大值, 为 $+22 \times 10^{10} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 。它们对锋生都有贡献。倾斜项的数值比其它两项要大, 其中心值所在高度也要高, 大约在 500 hPa 附近, 数值为 $+40 \times 10^{10} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 。我们已经知道倾斜项和垂直运动场的分布有很密切的关系。其主要特征是在上升运动大值区的左侧为锋消区, 而右侧为锋生区。我们还注意到, 在锋生函数的三项中, 以倾斜项对于锋区前部的锋生作用为最强, 因而, 我们在三项合成的锋生函数图中可以看到, 倾斜项的贡献是很重要的, 本例中, 合成的锋生函数的分布与倾斜项的分布大体上相近。其差别在于: 变形项及辐散项大片锋生区对总的锋生增强是有贡献的, 而对总的锋消是起相反的作用。

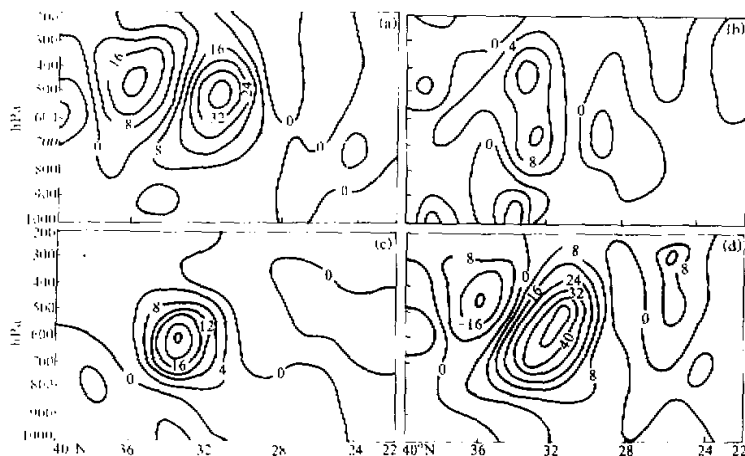


图 1 1983 年 4 月 28 日 08 时沿 110°E 的锋生函数的垂直剖面图 (单位: $10^{10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a) 倾斜项, (b) 变形项, (c) 辐散项, (d) 三项合成总和

将图 1 所计算的结果与 Sanders^[14]和 Ogura 及 Portis^[5]所得结果相比, 定性地讲是一致的, 量级也相同。但 LZ2(1d)中锋生区要比 OP(25)中锋生区的数值大 1~2 倍, 锋消区二者相近。在出现的高度上, OP(25)中, 锋生最大值区在 600 hPa 以下, LZ2(1)中, 锋生区最大值在 550 hPa 附近。对于锋消区, OP(25)中在 600 hPa 附近, 而 LZ2(1)在 480 hPa 附近。本文的结果表明, 锋生区更为深厚, 由对流层低层一直伸展至对流层中层。本研究工作的第 I 部分已经指出, 对流层中层的锋生过程可能与高空急流造成的适应过程的贡献有关系^[5]。

3 条件对称不稳定与位势不稳定

已经知道, 在实际大气中有时大气运动在垂直方向上可能是对流稳定的, 在水平方向上可能是惯性稳定的, 而在倾斜上升时仍然可能出现不稳定, 这种斜对流的不稳定即我们常常提到的对称不稳定。应该强调指出, 对流运动和大尺度运动的相互关系, 一直是人们所关心的问题。积云群体的发展则充分依赖于大尺度环境的基本状况。在中高纬地区, 许多对流运动出现在强的斜压气流中, 它们经常是中尺度的系统。例如, 本文前面所提到的中尺度雨带就具有明显的中尺度特征。Emanuel^[4]证明了对称不稳定在中尺度环流方面所起的作用。国内外一批学者也证实了对称不稳定对中尺度雨带形成的作用。

已经知道, 在干大气中, 假定大气绝热无粘性, 且满足包辛内斯克近似, 则可推得对称不稳定的必要条件为等绝对动量 (M) 面的斜率小于等位温 (θ) 面的斜率。在通常状态下, 干大气判据难于满足, 常采用湿大气来研究对称不稳定以便更接近实际状况, 也可推得湿大气的条件对称不稳定 (CSI) 判据。其结果相当于用相当位温 θ_e 或假相当位温 θ_{se} 代替位温。

为了研究本例中对称不稳定的情况, 首先利用常规探空资料绘制出垂直剖面图。然后比较等 M 面和等 θ_e 面的斜率, 即可以定性判断 CSI 区域的存在。其方法与 Sanders 和 Bosart^[5]的作法相类似。绝对动量为 $M = f\bar{y} - u$ 。

我们计算了 4 月 28 日 08 时和 20 时沿 AB 基线的相当位温 θ_e 和绝对动量 M 的分布。如图 2a、b 分别为 28 日 08 时和 20 时 M 和 θ_e 的分布。28 日 08 时, 冷锋前 850 至 650 hPa 等 θ_e 面要比等 M 面斜率大, 为条件对称不稳定区域。28 日 20 时, 我国北方 900~700 hPa 的条件对称不稳定区域可能与一条新的冷锋有关。因此, 28 日下午影响江淮地区的冷锋过程中, 条件对称不稳定对强对流系统的发展是有贡献的。从上述分析还发现, 在本例中, 条件对称不稳定的区域与强对流的区域有较好的对应关系。为了对比, 我们按上述剖面图的区域, 沿基线 AB, 计算了位势不稳定的分布情况 (图略)。计算结果表明, 在条件对称不稳定区域, 同时也有位势不稳定存在。说明冷锋中尺度雨带不仅与 CSI 有关, 而且与位势不稳定有关。但是 CSI 发生时并不一定要求同时满足位势不稳定。看来造成这次冷锋中尺度系统发展的并非是“典型”的对称不稳定。在我

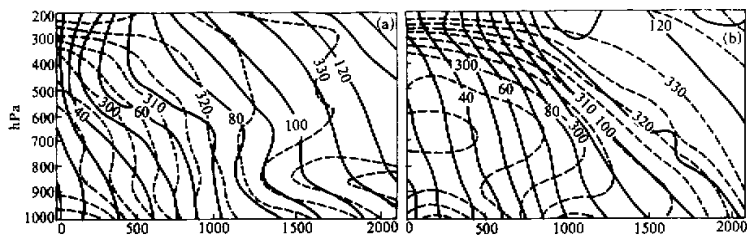


图 2 1983 年 4 月 28 日沿 AB 基线所作的等 M 线 (实线) 及等 θ_e 线 (虚线)
(a) 08 时; (b) 20 时

国的一些个例中那种“纯粹”的对称不稳定似乎不很常见。这一看法,近年来也为北美的一些观测事实所证实,在对美国中西部强风暴系统的研究中,也见到有某些相类似的结果^[8]。

4 东亚春季强冷锋与 Hoskins-Bretherton (HB) 理论模型的比较

尽管 Hoskins 和 West^[16]指出,在有高空西风急流出现时,他们的斜压波模式要比 HB 二维锋生模式模拟的结果更为接近实际情况。此后 Hoskins 和 Heckley^[17]又使用三维模式做了冷暖锋之间的动力性质比较。然而,上述有关文章没有提供更多的关于锋面垂直结构的结果。而锋面垂直结构正是我们最关心的。值得注意的是,Blumen^[13]使用 HB 模式已获得了很多这样的结果。而且 Blumen 所描述的冷锋又与我们所讨论的冷锋情况较为接近,都处在锋生阶段。为此,我们主要根据 Blumen 等工作做了如下比较,共分如下 5 点。

(1) 位温场的特征

可以看到, LZ1(9) 与 W(2), OP(17) 和 B(3) 的结果相一致。即冷空气一侧的位温梯度要比暖空气一侧大得多。在这 4 张图中,都没有出现 Sanders^[14]分析的个例那样,在锋区内等温线非常密集的情况。此外,在 OP(17) 和 B(3) 或 B(13) 中,低层锋前 150 km 处有一位温最大值。LZ1(9a) 中,锋前 200 km 处也有一位温最大值出现,后期即 LZ1(9b) 中无此大值区。另外,OP(17) 中,在冷锋后部低层位温极小值落后地面冷锋 300 km, LZ1(9a) 中约为 1000 km, LZ1(9b) 中的约为 1400 km,后者与 HB 模式中该极小值位于冷锋后部 1500 km 的结果更相近一些。

(2) 涡度场的垂直分布

OP(18) 以及模式预报的结果都表明,涡度最小值位于 700 hPa, LZ1(10a) 与此相一致,后期即 LZ1(10b) 则与此有些差异,最小值出现在地面至 800 hPa 层。表明冷锋发展的后期对流层中层锋生较强。涡度分布的结果表明, B(1) 中,在地面最大气旋性涡度区之后,同时有逆温层及等温层的存在。OP(16) 中,也表明冷锋后部低层逆温层的存在。LZ1(8b) 中,冷锋后有一等温层存在,与上述结论大体上相近。这种一致,定性地反映了理论模式与观测模型之间在描写低层热力结构方面是比较一致的。

(3) 直接热力环流 (DTC)

LZ1(13) 中,冷锋前的暖湿空气向西运动,一部分移至冷锋前,沿冷锋倾斜上升,形成一个完整的直接热力环流圈 (DTC)。应当强调,这个 DTC 对于冷锋前强对流天气的形成是一种非常重要的机制。另一部分暖湿空气继续向西移动,移到冷锋后部下沉,在低层形成一逆温层或等温层。OP(21) 中也存在很清楚的 DTC,但锋前的暖湿空气更强一些。这种 DTC 的存在还可以由 LZ1(8a) 和 OP(16) 上水汽的分布得到进一步的证实。理论模型中的 DTC 可见 HB(11c),模拟的 DTC 见 B(8)。可以看到观测与理论和模拟的结果比较相近。

从分析中可以认为,在对流层中下层出现的这个逆时针方向的 DTC 和对流层中层的锋区有密切联系。Bosart^[18]曾研究过北美对流层中层的锋生个例,表明了对流层中层锋生的确存在。

(4) 上升运动 (UVM) 和下沉运动 (DVM)

Blumen^[13]指出, HB 模式与 Sanders^[14]个例分析的主要差异在于垂直速度场。在模式中最大垂直速度出现在对流层中层。在 Sanders^[14]和 Ogura 和 Portis^[5]的个例分析中, 最大垂直速度出现在低层。本文分析的个例中, 最大 UVM 基本上偏于对流层中层, 与模式的结果比较相近。这可能是由于 Sanders 和 Ogura 等所分析的个例中, 锋生区更偏于低层, 而本文中锋生区更偏于对流层中层的缘故。至于出现在暖空气中的 DVM, Sanders^[14]的个例中, 没有发现这支气流。本例 LZ1(11a)中, 冷锋前的暖湿空气中有一片 DVM 区, 但比 OP(19)中的 DVM 区要弱。我们注意到, 在美国中西部的其它锋生例子中曾多次观测到这种下沉运动区, 这可能是美国中西部锋区常见的一个特点。

垂直运动的另一个非常重要的特征是在冷锋后面为一很强的 DVM 区。本文中 LZ1(11a)可以看到锋后的一支很明显的 DVM 气流, 与 OP(19)的数值相近。但在 Sanders^[5]的个例中, 没有出现如此强的 DVM 区。这也许是由于在 70 年代以后的研究工作中, 所用资料更为密集、更为齐全的缘故。然而, 模拟的结果有些令人费解。可以注意到在 W(5a)中, 在干大气的情况下积分, 冷空气中出现 $6 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 的下沉气流, 这与观测大体相符。相反, 若改为湿大气的情况下进行试验, DVM 大为减弱。虽然锋前 UVM 可达 $-24 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, 而锋后冷空气中的 DVM 却减为 $2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。冷空气中 DVM 为什么随湿度初值而锐减, 其原因至今未能很好解释。

(5) 散度与涡度场的对应关系

已经知道, 一般而言锋生区与地面水平散度和涡度有负相关的关系存在。在 OP(8)与(9)中, 这种负相关的对应关系较好。在本文中, 在中层这种负相关关系对应较好。模拟结果与此相近, 从 B(4)中可见到, 这种负相关的关系是确实存在的。

5 结论

本文利用常规天气尺度探空资料及部分华东中尺度试验资料, 对 1983 年 4 月 28 日下午影响江淮地区的冷锋的三维结构进行了仔细的分析。并在此基础上进行了动力学的诊断, 同时, 将分析得到的东亚冷锋概念模型先同北美 SESAME 模型, 而后又同 HB 的理论模型进行了比较, 主要结果如下:

(1) 如在本文第一部分中已指出的那样, 东亚和北美春季冷锋个例的不同之处在于: SESAME 个例中, 主要讨论了低层的锋生。而本文的个例中, 锋生区偏于对流层中层。我们注意到, Ogura 和 Portis 在文章结论部分中已指出, 虽然该 SESAME 的冷锋主要限于对流层低层, 但是他们认为在该例中对流层中层确实有锋区存在, 并企图讨论对流层中上层锋区环流特征和三维结构。然而, 遗憾的是, 这个 SESAME 个例中的高空槽脊快速移走并消失。与此不同的是在本文的个例中, 槽脊发展强烈而清楚, 天气系统较为深厚与稳定, 对流层中层的斜压性较强, 本例正处于发展旺盛阶段。因此, 本例与 SESAME 个例之间出现了一些差异, 应该说是合理的, 有根据的。

(2) 由锋生函数的实际计算结果, 也证实了本例与 SESAME 个例之间存在的差别。计算表明, 明显的锋生过程主要位于对流层中下层, 锋生函数大值区也在对流层中

层最为显著。对锋生函数的各个分项的计算表明,在锋前及锋区上空变形项、辐散项及倾斜项量级相同,它们对锋生都有贡献。前两项集中于对流层低层,而后一项偏于对流层中层,其中与垂直运动有关的倾斜项作用更为显著。在锋后,变形项和辐散项有利于锋生,而倾斜项的作用是锋消,相互有某些抵消。

(3) 沿冷锋倾斜上升区中的低层暖湿空气,有条件对称不稳定的发展,同时,也有位势不稳定出现。可以认为,与北美个例不太相同的是,冷锋中尺度雨带不是由单一的 CSI 所形成,而是由条件对称不稳定和位势不稳定共同激发的。

(4) 将本文分析的结果同 Hoskins 和 Bretherton^[12]、Blumen^[13]以及 Willms 等人^[14]由模式模拟的结果进行比较后发现,本文分析的结果与模拟的结果有不少相似之处,例如,水平位温梯度在暖空气一侧要比冷空气一侧小得多;又如,冷锋前暖湿空气通过冷锋流入到冷空气一侧,在冷锋后形成一逆温层;再如,一个直接的热力环流圈出现在锋区附近。模拟与观测结果都揭示与反映了上述这些特征。但两者有着明显的不同之处在于,模式未能模拟出冷锋后的强烈的下沉运动,这是否是由于模式采用半地转假定,带来某些局限。因为锋面强烈发展时,常常伴有明显的非地转气流存在,半地转假定必然会给模拟结果造成某些误差。虽然如此,HB 模式仍然较真实地描写了锋面过程与结构的若干重要现象,应该说模拟基本是成功的。当然,对半地转假定条件作进一步的改进,对进一步描写锋面的发展过程,是很有必要的。

致谢:在完成本文过程中得到了陶诗言先生的指导,特此致谢。

参 考 文 献

- 1 Ehassen, 1962, On the vertical circulation in frontal zones, *Geophysica Norvegica*, XXIV, No 4.
- 2 Hoskins, B.J., 1974, Theory of the potential vorticity in symmetric stability and instability, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **100**, 480~482.
- 3 Emanuel, K.A., 1983, On assessing local conditional symmetric instability from atmosphere, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 2106~2033.
- 4 Emanuel, A., 1985, Frontal circulation in the presence of small moist symmetric instability, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1062~1071.
- 5 Ogura, Y. and D.Portis, 1982, Structure of the cold front observed in SESAME-AVE III and its comparison with the Hoskins-Bretherton frontogenesis model, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2773~2792.
- 6 Sanders, F. and L.F.Bosart, 1985, Mesoscale structure in the Megalopolitan snow storm of 11-12 February 1983, Part I: Frontogenetical forcing and symmetric instability, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1050~1051.
- 7 Sanders, F., 1986, Frontogenesis and symmetric stability in a major England snowstorm, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1847~1862.
- 8 Morre, J.T. and P.D.Blakley, 1988, The role of frontogenetical forcing and conditional symmetric instability in the mid-west snowstorm of 30-31 January 1982, *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2155~2171.
- 9 刘建、张可苏, 1988, 梅雨锋对流活动的一种可能触发机制, 关于非均匀层、复杂环境风场下对称不稳定的研究, *大气科学(特刊)*, 202~216.
- 10 施晓、赵思雄, 1994, 梅雨锋上与强暴雨有关的中低压及其三维环境流场的诊断研究, *大气科学*, **18**, No 4, 476~484.
- 11 Zhao, S.X. and Z.J. Li, 1990, A case study of the frontogenesis and conditional symmetric instability in China, The second U.S. PRO joint mesoscale meteorology workshop, Boulder, Colorado, USA, 40~41.
- 12 Hoskins, B.J. and F.P. Bretherton, 1972, Atmospheric frontogenesis model, mathematical formulation and

- solutoin. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 11 ~ 37.
- 13 Blumen, W., 1980, A comparison between the Hoskins-Bretherton model of frontogenesis and the analysis of an intense surface frontal zone. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 66 ~ 77.
 - 14 Sanders, F., 1955, An investigations of the structure and dynamics of an intense surface frontal zone. *J. Met.* **12**, 542 ~ 552.
 - 15 曹庆存, 1979, 数值天气预报的数学物理基础, 北京: 科学出版社, 494 ~ 497
 - 16 Hoskins, B.J., and N.V. West, 1979, Baroclinic waves and frontogenesis, Part II Uniform potential vorticity set flows - cold and warm fronts. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1663 ~ 1680.
 - 17 Hoskins, B.J. and W. A. Heckley, 1981, Cold and warm fronts in baroclinic waves. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **107**, 79 ~ 90.
 - 18 Bosart, L. F., 1970, Mid-tropospheric frontogenesis. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **96**, 442 ~ 471.
 - 19 Williams, R.T., L.C. Chou and C.J. Cornelius, 1981, Effects of condensation and surface motions on the structure of steady-state fronts. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2365 ~ 2376.

A Structure and Dynamics of Cold Fronts Observed in East Asia during Spring Part II: Dynamics of Strong Spring Cold Front

Li Zhenjun

(Meteorological Center of Air Force, Beijing 100843)

Zhao Sixiong

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract Based on the analysis of the cold front structure in Part I, the frontogenetical function was computed, conditional symmetric instability was discussed and then, the results of the diagnostic study were compared with Hoskins-Bretherton (HB) model. The results are as follows: (1) Comparison of the various terms of frontogenetical function shows their orders are the same and the values of tilting term is larger than the others. In addition, the maxima of the total frontogenetical function appears in the lower-middle troposphere in the development stage of a front. (2) Conditional symmetrical instability has been evaluated. Several regions of CSI can be identified. It was noticed that the low-level CSI is almost in same area that of the upward vertical motion (UVM) associated with the direct thermal circulation. Probably, the small moist symmetric instability could strengthen the intensity and decrease the scale of the UVM branch with respect to its vertical displacement. (3) Comparison between this analyses and model results of Hoskins and Bretherton reveals that the main features of the observed front agree qualitatively well with the model prediction. The major difference between the observed and model-predicted fronts is that the subsidence in the cold air region is actually stronger than the model prediction.

Key words frontogenetical function mesoscale rainband conditional symmetric instability theoretical model