

一次梅雨锋低空急流形成的分析

斯公望 俞樟孝 李法然 杨厥正

(杭州大学地理系)

提 要

对1979年6月24—25日的一次梅雨锋低空急流的形成进行了分析,它的形成是由于在300 mb 高空急流中心附近产生的地转不平衡,使急流入口区的右侧造成高空辐散的作用。当高空急流中心东移,急流入口区右侧的高空辐散区移到江淮流域上空,由此高空辐散引起对流层下部的质量调整,致使低空造成降压区与辐合。这降压区造成的变压风迭加到低空的西南气流上,沿通过该负变压区(或负变高区)中心的西南气流作为一条轴线,轴线的右侧变压风使西南风偏向低压一侧,从而使西南风的动能增加;轴线的左侧变压风使西南风偏向高压一侧,从而使西南风的动能减少。而变压区以外动能变化不大。这样就形成了动能增加区相对于它的两侧有风速的水平切变。在垂直方向上,实际计算低空急流形成期在700 mb 附近有最大的低空辐合和非地转风,因此在这高度有最大的动能制造,致使形成700 mb 附近高度相对于其上下层有急流的风速切变。

低空急流与暴雨的关系已为气象工作者所认识,伴随暴雨的梅雨锋的特征是在对流层下部存在着一支超地转的西南风急流。但是对低空急流的形成还存在着很大的分歧。日本的气象工作者认为梅雨锋低空急流是由于暴雨区内对流动量交换作用而形成^[1,2]。在我国也有这样类似观点^[3]。但另有一种意见,认为低空急流绝不是对流动量交换所形成^[4,5],有例子证明低空急流形成在暴雨发生之前,同时对流动量交换不能形成风在垂直方向上的切变。也有一些气象工作者认为低空急流是由惯性振荡^[7,8]、地形^[9,10]等原因形成的。最近, Uccellini 和 Johnson^[9]提出低空急流的发展是与高空急流结合在一起的,由于在高空急流的出口区的质量调整产生低层的变压风而造成低空急流的发展。

我们通过对1979年6月24—25日一次低空急流发展的分析来揭示变压风如何使低空急流得以形成的原因。

1979年于6月22日左右长江中下游进入梅雨期。于6月24—25日有一

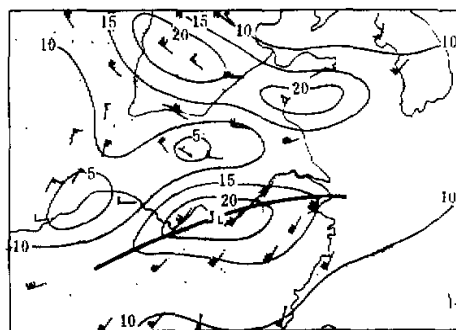


图1 1979年6月25日08时700 mb 风场
粗实线为低空急流轴线

1980年8月2日收到。

次低空急流形成,并相应出现一次暴雨过程。

图1为25日08时(北京时,下同)的700 mb图。24日20时,在长江以南地区700 mb上为西南风,风速比较小,在水平方向上也没有很强的风速切变。25日08时,700 mb上长江流域附近的风力大大增加,西南风中出现了一个20米/秒以上的风速中心,形成了一支具有明显强水平切变的西南风急流,急流轴大致通过汉口、安庆一线。从汉口的

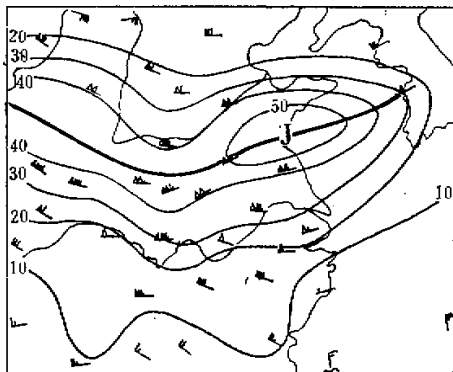


图2 1979年6月25日08时300 mb风场

垂直风速廓线上(图略)也可以看出,从24日20时到25日08时,对流层低层的风速明显加大,而且风速在850—700 mb层次中为最大,即在垂直方向上也有急流型的风速切变。

这次低空急流是在一次高空急流中心的后部,即入口区发展起来的。图2为25日08时300 mb图。24日20时,300 mb的高空急流中心位于郑州的北方,这时长江中下游地区处在该高空急流中心前部的右侧,即出口区的右侧。至25日08时,300 mb急流中心东移到青岛附近,长江中下游处在高空急流中心

的后部,这时出现低空急流的发展。

为什么在高空急流中心的后部会出现低空急流的发展?在高空急流中心附近存在着很强的地转风不平衡。我们可用公式

$$\frac{d}{dt}\left(\frac{V^2}{2}\right) = -g\mathbf{V} \cdot \nabla Z \quad (1)$$

来解释在高空急流中心附近的地转风不平衡现象。在公式(1)中 $\mathbf{V}$ 代表水平风向量; V 代表水平风速; g 为重力加速度; Z 为等压面的高度; ∇ 为水平梯度算符。

在急流的入口区(图3),空气流向急流中心将得到加速, $\frac{d}{dt}\left(\frac{V^2}{2}\right) > 0$,故 $\mathbf{V} \cdot \nabla Z < 0$,即实际风偏向低压一侧。在急流的出口区空气自急流中心流出将得到减速, $\frac{d}{dt}\left(\frac{V^2}{2}\right) < 0$,故 $\mathbf{V} \cdot \nabla Z > 0$,即实际风偏向高压一侧。 $\mathbf{V} \cdot \nabla Z$ 的大小表示非地转风的大小。由于风的加速和减速一般在急流轴达最大,而向两侧则减小,以此形成了在急流的入口区左侧是辐合、右侧是辐散,在急流的出口区左侧是辐散、右侧是辐合。这种急流中心附近散度场的分布情况也已由Reiter^[10]用急流中心附近的涡度分布和涡度平流作过讨论。文献[9][11][12]进行了模拟试验和实例的计算验证,他们证明了上述的推断,并证明了在急流中心附近的垂直环流,在出口区是一个间接环流,

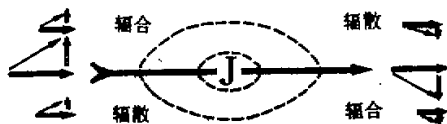


图3 高空急流中心附近的非地转风与散度场示意图

细矢为实测风,粗矢为地转风,双矢为非地转风,分尾粗矢为急流轴

在入口区是一个直接环流。

我们进行了 900、700、500、300 mb 各层散度场的计算。24 日 20 时 300、700 mb 上散度场的情况是：在高空急流中心的后部，300 mb 上左侧辐合、右侧辐散；700 mb 上左侧辐散、右侧辐合。这与图 3 模式急流中心的后部情况相同。在高空急流中心的前方，江淮流域位于其前方的右侧，700 mb 上是零乱的散度场，而且辐散辐合的量值也较小，其分布也与图 3 急流中心前部的情况有差异。这正如 Reiter^[10] 所指出的，图 3 模式只考虑了切变涡度，而实际还存在着曲率涡度的作用。

图 4 为 25 日 08 时的 300、700 mb 散度场。在 300 mb 上江淮流域上空为一个强的辐散区，这个辐散区位于急流中心后部的右侧，是随着急流中心东移过来的。同时这个辐散区从流场上看（图 1）也位于槽的前方，这说明也包含着曲率涡度的作用。对应 300 mb 上的辐散区，在 700 mb（图 4 b）上江淮流域是一片辐合区。这片辐合区是由于高空辐散引起对流层下部降压造成四周空气向这个地区辐合而形成的，这是由高空的辐散引起的大气中质量的重新调整。我们发现江淮流域对流层下部质量调整最大的辐合场不是发生在大气最低层，而是在 700 mb，这说明在 700 mb 附近由非地转引起的调整是最大。

实际大气中的风可以分解为两部分

$$\mathbf{V} = \mathbf{V}_\phi + \mathbf{V}_\chi \quad (2)$$

$\mathbf{V}_\phi$ 为风的流函数部分，它平行于流线，在地转近似下它平行于等高线（或等压线）； $\mathbf{V}_\chi$ 为风的势函数部分，它垂直于流线，地转近似下它垂直于等高线（或等压线），引起辐散辐合。在对流层下部一个辐合场的形成，就使得 $\mathbf{V}_\chi$ 部分加大，因而造成大气中风与等高线具有明显的交角。这就是低空急流发展时非地转特征产生的原因。

非地转风有公式

$$\mathbf{V}' = \mathbf{k} \times \frac{1}{f} \frac{d\mathbf{V}}{dt} = \mathbf{k} \times \frac{1}{f} \left[\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + (\mathbf{V} \cdot \nabla) \mathbf{V} + \omega \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \right] \quad (3)$$

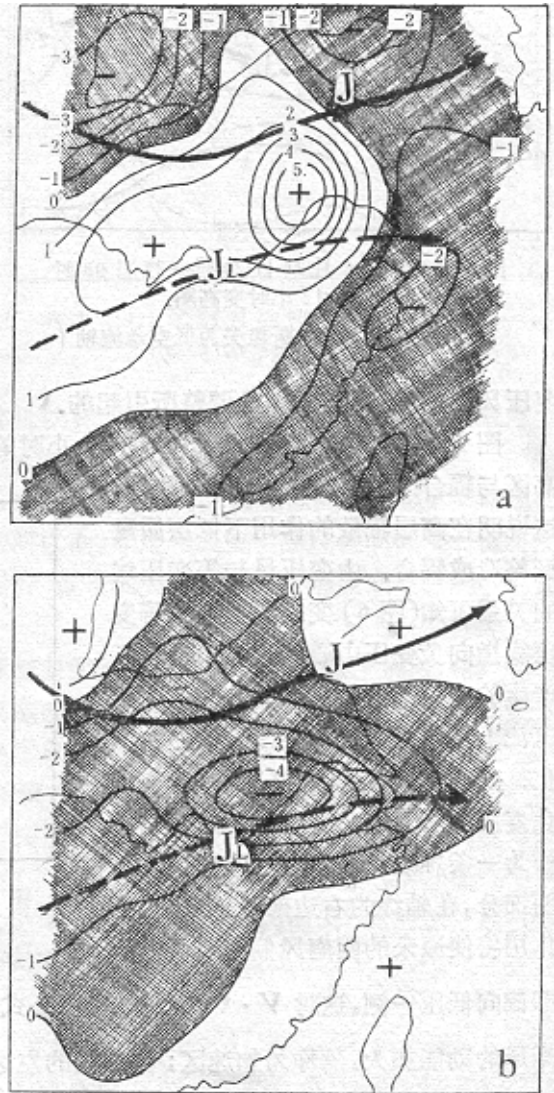


图 4 1979 年 6 月 25 日 08 时 300、700mb 散度场
(单位: 10^{-3}秒^{-1})

粗矢为高空急流轴,断矢为低空急流轴

这里 $\mathbf{V}'$ 为非地转风向量; $\mathbf{k}$ 为垂直坐标上的单位向量; f 为柯氏参数; ω 为 p 坐标上的垂直速度。

由于在低空急流形成之前水平方向沿流线没有很大的风速梯度, 因此 (3) 式中右边平流项是较小的, 垂直输送项因 ω 较小, 故量值也是较小的。这样, (3) 式中非地转风主要由风的局地变化项而引起的, 即

$$\mathbf{V}' \doteq \mathbf{k} \times \frac{1}{f} \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} \quad (4)$$

用地转风近似代入, 得到

$$\mathbf{V}' \doteq \mathbf{k} \times \frac{1}{f} \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial t} = -\frac{g}{f} \nabla \times \left(\frac{\partial \mathbf{Z}}{\partial t} \right) \quad (5)$$

上式中 $\mathbf{V}_g$ 为地转风。故在地转近似下的风的局地变化所产生的非地转风就是

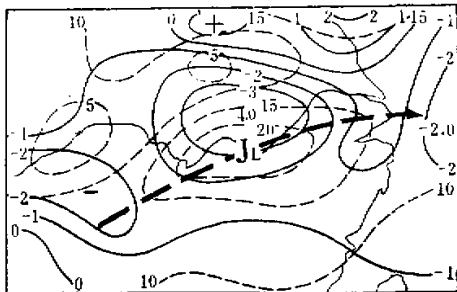


图 5 1979 年 6 月 24 日 20 时—25 日 08 时
700 mb 12 小时变高图。

虚线为等风速线, 断粗矢为低空急流轴

变压风, 这变压风是由质量调整所引起的。

图 5 为 24 日 20 时—25 日 08 时 12 小时的 700 mb 变高分布。这里江淮流域的负变高区与辐合区(图 4b) 是十分一致的, 这说明在高层辐散的作用下下层质量调整造成辐合。由变压风与等变压线的关系可知(图 6) 变压风垂直于等变压线指向负变压中心。这个负变压区产生的变压风迭加在 700 mb 的西南气流上将使西南气流的风速发生变化。其变化的情况如下(图 6): 在该负变压区沿通过负变压中心的西南风作为一条轴线把该负变压区分为左右两部分, 在轴线的右边部分, 变压风的作用将使原来的西南风偏向其左侧,

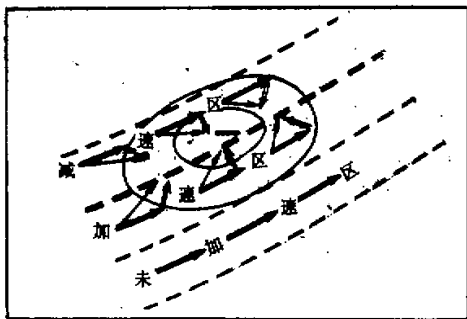


图 6 变压风作用于西南气流上风速变化分布图
双矢为变压风, 粗断线为分界轴线

即偏向低压一侧, 这时 $\mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{Z} < 0$, 根据公式 (1) 将有 $\frac{d}{dt} \left(\frac{V^2}{2} \right) > 0$, 变压风作用将使西南风的动能加大, 故称为加速区; 在轴线的左边部分, 变压风的作用将使原来的西南风偏向右侧, 即偏向高压一侧, 这时 $\mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{Z} > 0$, 将有 $\frac{d}{dt} \left(\frac{V^2}{2} \right) < 0$, 变压风作用将使西南风的动能减小, 故称为减速区。在该变压区以外的地区无较大的非地转风作用, 动能变化不大。这样正如图 6 所示, 在负变压区轴线的右边部分是西南风的加速区, 在这区域的两侧一边是西南风的减速区, 一边是西南风变化比较小的区域, 由此结果将形成西南风加速区与它的两侧有风的水平切变, 加速区即是低空急流所在位置。实况也正是如此(图 5)。

根据实际计算, 25 日 08 时江淮流域在垂直方向上约在 700 mb 附近有最强的辐合场, 向上向下辐合场均减小(图未列出)。辐合量大并不能代表非地转风大, 而只表示非地转风的梯度大。为了了解非地转风在垂直方向上的分布, 我们计算了 25 日 08 时 850、700、500 mb 三层的地转风与非地转风。计算方法是先计算出网格点上的地转风, 然后用网格点上的实际风减去地转风得到非地转风。图 7 是 25 日 08 时 700 mb 上的非地转风。由图可见, 在低空急流区, 700 mb 上有最大的非地转风, 而且非地转风与地转风有很大的交角, 使实际风偏向低压的一侧。根据方程 (1), 表示在垂直方向上 700 mb 附近有最大的动能制造。在 850 mb 与 500 mb 上非地转风相对小于 700 mb, 500 mb 上非地转风使实际风偏向低压一侧的作用不很明显, 因此动能制造相对要小。由此证明在 700 mb 附近与其上下层形成垂直方向上的风速切变, 700 mb 附近为低空急流所在的高度。

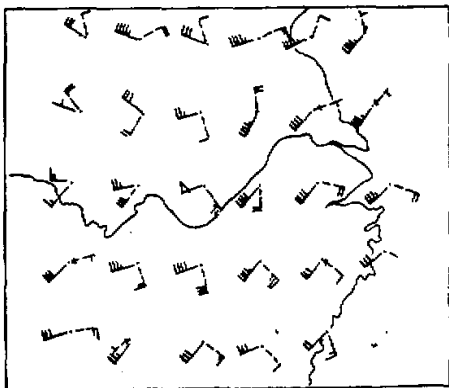


图 7 1979 年 25 日 08 时 700 mb 上的地转风 (实线) 和非地转风 (虚线)

另从 700 mb 上非地转风与地转风交角情况 (图 7) 看, 大致在淮河流域以北, 非地转风使实际风偏向高压一侧将造成减速; 在淮河以南, 非地转风使实际风偏向低压一侧将造成加速。这与从变压风推断的结果十分一致。这也证实了变压风在形成低空急流中的作用。

由以上分析得出, 1979 年 6 月 25 日低空急流的形成是由于高空急流东移, 在高空急流中心附近的地转不平衡, 使入口区的右侧造成一个高空辐散区, 从而使对流层下部质量调整引起辐合, 由此产生了对流层下部的变压风, 由此变压风作用于低空的西南气流上造成低空急流的发展, 这也可解释为什么梅雨锋低空急流具有明显的超地转特征。我们例子还证明, 除 Uccellini 和 Johnson^[9] 所指出的, 在高空急流的出口区的质量调整可以使对流层下部有低空急流发展外, 高空急流入口区也同样可以导致对流层下部低空急流的发展。其发展的条件是对流层下部首先要有一片范围较大的西南风, 然后加上高空急流入口区右侧质量调整所引起的变压风的作用。

致谢: 本文承陶诗言先生审阅初稿并提出宝贵意见。作者要感谢美国威斯康星大学空间科学和工程中心副主任 Donald R. Johnson 教授, 他热情寄赠他们有关这方面的科研成果, 使我们得到启发。我们也感谢美国宾夕法尼亚大学副院长气象系 John J. Cahir 博士热情寄赠他的博士论文, 对我们的工作起到有益的作用。

参 考 文 献

- [1] Matsumoto, S., Ninomiya, K. and Takeuchi, M., On the structure of the "Baiu Front" and the associated intermediatescale disturbances in the lower atmosphere, *J. Met. Soc. Japan*, Vol. 48, 479—491, 1970.

- [2] Matsumoto, S., Ninomiya, K. and Yoshizumi, S., Characteristic features of "Bain Front" associated with heavy rainfall, *J. Met. Soc. Japan*, Vol. 49, 267—281, 1971.
- [3] Akiyama, T., Ageostrophic low-level jet stream in the Bain season associated with heavy rainfall over sea area, *J. Met. Soc. Japan*, Vol. 51, 205—208, 1973.
- [4] 孙淑清, 低空急流及其与暴雨的关系, 《暴雨文集》, 吉林人民出版社, 1980.
- [5] 王继志, 1973年7月2日 北京特大暴雨分析, 《气象科技资料》 1974年 第1期.
- [6] 朱乾根, 暴雨维持和传播的机制分析, 《南京气象学院学报》 1979年 第1期 1—7.
- [7] Blackadar, A. K., Boundary layer maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions, *Bull. Amer. Met. Soc.*, Vol. 38, No. 5, 283—290, 1957.
- [8] Wexler, H. A., A boundary layer interpretation of the low-level jet, *Tellus*, Vol. 13, 368—378, 1961.
- [9] Uccellini, L. W. and Johnson, D. R., The coupling of upper and lower tropospheric jet streak and implications for the development of severe convective storm, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 107, No. 6, 682—703, 1979.
- [10] Reiter, E. R., Tropopause circulation and jet stream, *World Survey of Climatology*, Vol. 4, 85—193, 1969.
- [11] Sechrist, F. S. and Whittaker, T. M., Evidence of jet streak vertical circulation, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 107, No. 8, 1014—1021, 1979.
- [12] Cahir, J. J., Implications of circulations in the vicinity of jet streaks at synoptic scales. Ph. D. thesis, Pennsylvania state University. 1971.

A CASE ANALYSIS ON THE FORMATION OF LOW-LEVEL JET STREAM ASSOCIATED WITH "BAIU FRONT"

Si Gong-wang Yu Zhang-xiao Li Fa-ran Yan Jue-zheng

(Department of Geography, Hangzhou University)

Abstract

After analyzing the development of the low-level jet stream associated with "Baiu Front" during the period from 24 to 25 June 1979, we discovered that its formation was closely connected with the upper jet stream at 300 mb and the low-level jet stream was developed in the area on the right-hand side of the entrance of the upper jet stream. According to the ageostrophic motions at the vicinity of an upper jet stream, there is a divergent region on the right-hand side of its entrance. This upper divergent region propagates eastwards together with the upper jet stream. When it comes to Yangzi-Huai reaches, it leads mass adjustment in this area and forms a negative isalobaric and convergent region in the lower troposphere. The isalobaric wind caused by the negative isalobaric region superimposes on the low-level southwesterlies, which makes the formation of the low-level jet stream.