

低空西南急流与冷锋快速南移的关系

余远东

(成都空军气象中心, 610041)

提 要

该文提出了冷锋的不连续传播是引起冷锋快速南移的直接原因的观点,即主冷锋南侧的锋生及其发展代替了主冷锋。在南方的锋生过程中,西南低空急流起了重要作用,其作用表现在两个方面:(1)低空急流向北的暖湿输送;(2)急流北侧形成的低涡环流西侧的偏北气流有利于冷空气南下。这两股不同性质的气流交汇的结果引起了锋生。关于冬半年低空急流的形成,文中也作了初步的讨论,发现其不同于夏季低空急流的形成。

关键词: 低空急流 锋生 冷锋 不连续传播

引 言

1994年3月7日和3月11日,分别有一次冷锋过程(分别记为3.07和3.11过程)快速南下影响了我国南部地区。冷锋在南下过程中,东段(秦岭以东)在过了济南—延安以后,南下移速明显加快。3.07过程南下移速约为 $140\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$,而在快速南下之前的移速只有约 $35\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$;3.11过程的南下移速也达到约 $130\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$,而在快速南下之前的移速约为 $50\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$ 。根据本文的分析结果,这类冷锋快速南移的原因是由于冷锋南下过程中,华东—贵阳一带有锋生,锋生及其发展的结果引起了冷锋的不连续传播,即新生冷锋取代了北方主冷锋,其表现即为冷锋的快速南移。而南方锋生则与低空西南急流有十分密切的关系。

关于上述地区的锋生问题,朱锁风等^[1]曾指出,春季长江流域是我国3个主要锋生区之一,但对锋生原因未作分析。然而对该地区锋生现象研究得最多的是初夏的梅雨锋生现象,梅雨锋是变性极地冷空气与变性热带(或海洋)气流在长江流域对峙的结果。关于梅雨锋的结构,王作述(1962年)、梁必骥^[2]认为梅雨锋低层的温度梯度很小,与极锋结构很不相同。日本的研究结果与上述观点一

致。而阮旭春等^[3]则认为梅雨锋具有极锋性质。

关于低空急流的形成,袁信轩^[4]从天气学角度作了一些分析,认为青藏高原东侧低层的低涡系统东移靠近较稳定的副高边缘时,由于气压梯度增大而出现急流。文献^[5-7]也认为低涡的存在及其东移与急流的形成及出现的位置有着重要的联系。大量文献^[5-13]对低空急流的形成作了理论上的分析。归纳起来,形成低空急流的机制有:(1)超地转风(主要是变压风),超地转风叠加在地转风上可形成急流^[6,9,12]。引起变压风的直接原因,有人认为是高空急流附近的辐散引起低层降压所致^[8,9],数值模拟的结果也支持这种观点^[10,12]。也有人认为是气流穿越等高线向低压侧运动^[5]和非绝热热源^[6,12]所致。(2)高空动量下传^[5,12,13]。(3)温度场分布的影响。暖平流区上升,左侧冷平流区下沉的正环流有利于冷区释放位能向动能转换^[5,13]。(4)对流凝结潜热的释放^[10-12]。要注意的是,上述所有的理论分析均是采用夏半年有暴雨或强对流的天气个例予以验证的。本文利用上述个例的常规资料,讨论了华东—贵阳一带的锋生特点、西南低空急流形成的原因及低空急流对锋生的作用。

1 冷锋的不连续传播和南方锋生

根据上述两次冷锋过程的冷锋动态显示(图略),看出它们有两点是十分相似的:(1)冷锋在 35°N 以北地区活动时,冷锋的南下十分缓慢。这与 40°N 以北 500hPa 气流较平(图略)有关。而后,冷锋东段的南移十分迅速,很快移至长江以南—贵阳一带。3.07 过程快速南移发生于 7 日 20 时—8 日 20 时,3.11 过程发生于 11 日 14—20 时。(2)在冷锋迅速南下之前 6—12 小时,其前方有新生锋生成,其位置分别位于南岭北侧—贵阳和长江口—贵阳一带。3.07 过程地面新生锋出现于 7 日 20 时,3.11 过程出现于 11 日 14 时。新生冷锋的位置与主冷锋未来迅速南下将达到的位置十分接近。主冷锋迅速南下后的移动又转为缓慢,从主冷锋的移动看,这是冷锋的快速南移。而实际上,这是冷锋的不连续传播,是由于新生冷锋的发展加强使新生冷锋取代了主冷锋。新生冷锋的存在还可以从 850hPa 温度场上看出。

在冷锋快速南下之前 850hPa 上长江流域附近均存在一新生锋区。图 1a、b 为 3.11

过程冷锋快速南下之前 850hPa 温度场的演变情况,可看出 11 日 08 时在长江流域附近有一锋生区,锋区强度达 2—3 纬距 8—10℃。从等温线的演变情况看,锋生过程主要是南侧等温线北抬而使长江流域温度梯度增大的结果,由此可见在锋生过程中南方偏南气流的暖湿输送的重要性。与锋生过程相伴的流场有两个演变特征:(1)在锋生之前(10 日 20 时,图 1a),有一支西南急流北上到达了山东沿海,随着新生锋区的形成,急流南撤至锋区以南地区(图 1b)。(2)在锋生过程中,急流北端的山东沿海附近有一低涡生成(图 1b),从中有一槽(或切变线)伸向西南方。10 日 20 时为西南气流的华北及华中地区已为低涡西侧的偏北或东北气流所代替。可见低涡的生成有利于阻止西南急流的北上,从而在长江流域形成辐合而锋生。11 日 20 时(图 1c),锋区强度进一步增大,锋区北侧的偏北气流增大至急流强度,这时极地冷空气受低涡西侧气流的引导南下。锋区强度增大的原因除了北侧等温线南压外,南侧的 12℃ 线的北抬也是一个原因,从这点也可看出,西南急流暖湿输送对锋生的重要性。

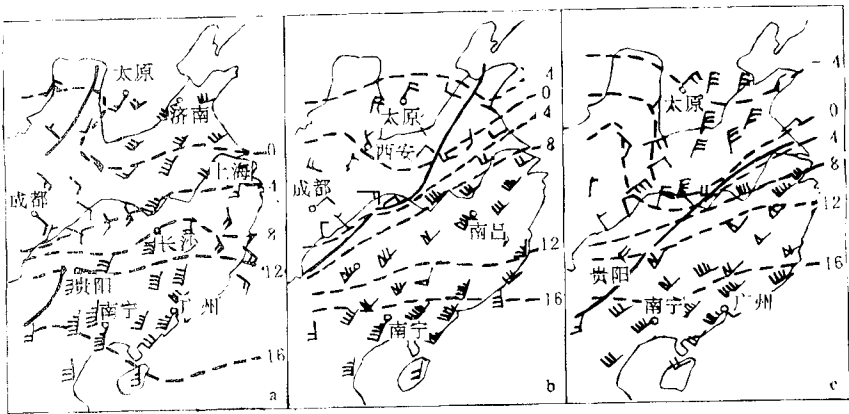


图 1 1994 年 3 月 10 日 20 时(a)、11 日 08 时(b)和 20 时(c)850hPa 温度场

上述新生锋还可从 11 日 08 时 θ_{se} 的经向垂直剖面图(图 2)上看出。可见,的确有两个锋区存在,即北侧的主冷锋锋区和南方的新生锋锋区,且前者是及地的,后者位于空中。此外,新生锋的上方存在低空偏南急流,

急流中心位于 850hPa 附近。从图 2 中还可看出,新生锋区的等 θ_{se} 线密集区倾斜向北延伸,可见新生锋的极锋性质是比较明显的。3 月 11 日 20 时的 θ_{se} 垂直剖面图上也可看出锋区的极锋性质(图略)。

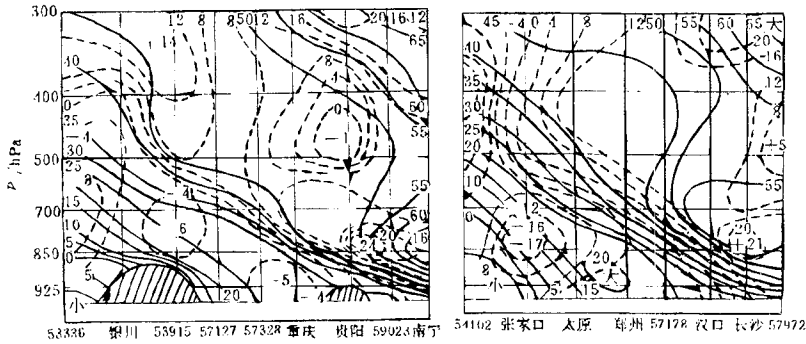


图2 1994年3月11日08时长沙—张家口(右)和南宁—银川(左)垂直剖面图

图中实线为等 θ_{se} 线;虚线为等 v 线

从以上锋生过程中流场及温度场特征可以看出,冬半年长江流域锋生过程中的水平流场与初夏梅雨锋的流场结构相近,即均为偏南的海洋气流与偏北气流的辐合。但也有所不同,冬半年锋生的偏北气流是由于山东沿海次天气尺度的低涡西侧环流引导的结果,来源为较冷的温带空气。而梅雨锋生的偏北气流则是来自于极地的变性冷气团,且引导环流为天气尺度的环流。冬半年长江流域锋生区内具有较强的温度梯度,具有明显的极锋性质,与大多数梅雨锋研究结果不一致,而与文献[3]的结果较为一致。

此外,新生锋的发展是从空中开始的,地面新生锋在主冷锋迅速南下前几个小时才出现。如3.07过程在7日20时地面新生锋才可明显分析出来。而3.11过程的新生锋在11日14时仍不很明显。在地面上,与空中锋区相对应不连续的降水区,以及地面气压场表现为一倒槽从西南地区向华东地区发展(图略)。

2 低空西南急流的建立及其演变特征

本文以常规天气图850hPa上相邻3站出现 $\geq 12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的西南风或偏南风为低空西南急流建立的标准。

2.1 急流的建立和演变特征

分析表明,不仅3.11锋生过程中存在低空急流的活动,3.07锋生过程中也有低空急流的活动。但急流建立的快慢是不一样的。3.07急流的建立过程是一逐渐向东(或东北)扩展的过程。根据1994年3月5—7日

850hPa上 $12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 等值线的演变情况(图略),可看到这次急流过程开始于5日08时,位于贵阳附近至河内及河套东部,以后逐渐向东扩展,5日20时到达长沙—广州一带,于6日08时进入山东沿海附近,而急流核始终维持在贵阳—长沙之间。而3.11过程却不同,它具有突然建立并扩展的特征。3月10日08时只在西南地区个别站出现 $12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上的西南风,而到10日20时(见图1a)急流已达到山东沿海地区。

在低空急流建立的过程中,急流北侧伴有低涡活动。这与文献[4—7]是一致的,表明冬夏低空急流的建立过程中其北侧均伴有低涡活动。低涡生成地集中于两个地区,即西南地区 and 山东沿海。由图3可见,低涡位置主要

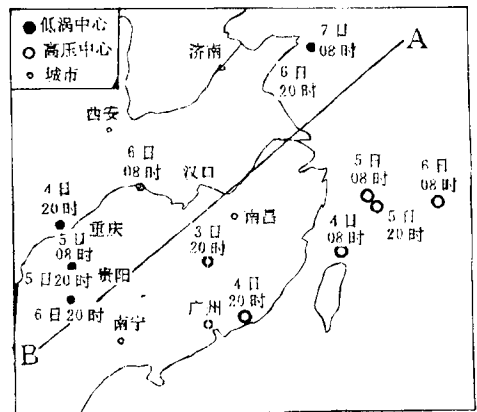


图3 1994年3月3—7日850hPa急流北侧低涡中心和高压(或高环流)中心演变图(高,低中心以AB斜线为界)

集中于上述两个地区,且随着急流的东移,低涡的生成地也随之东进。但急流北侧的低涡不是连续东移的,如6日08时川东—鄂西低涡,6日20时山东沿海低涡明显是急流东进过程中才陆续产生的。

作者认为,急流北侧低涡的生成主要有两个原因:①陆上高压后撤的结果。图4为

1994年3月4—6日850hPa的24小时变高场分析(5日08时略),可见西南地区一直存在负变高中心,地转适应的结果将产生低涡环流。②急流北侧的强气旋性切变作用的结果。如川东—鄂西和山东沿海低涡,虽然它们均产生在负变高区内,但并未在负变高中心,且低涡均是在急流到达该地区后才出现的。

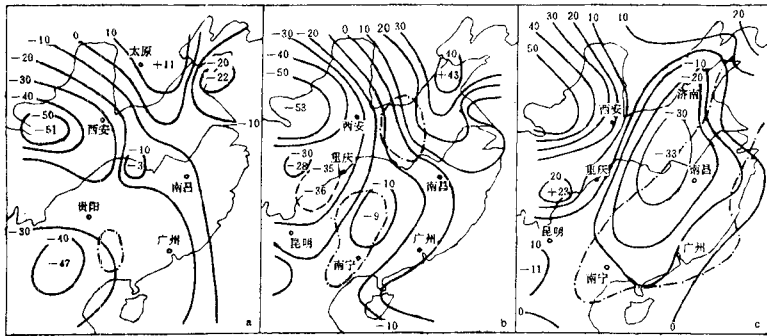


图4 1994年3月4—6日850hPa上24小时变高场
a:4日20时 b:5日20时 c:6日08时
图中点划线为该时次急流边缘

2.2 低空急流的成因分析

前面已提到,低空急流北侧的低涡不是连续东移的,而是在低空急流东进过程中,在其北侧不连续地产生的,所以不存在低涡东移引起急流和引导急流东移的可能性。这与文献[4,6,7]的结论是不一致的。前言部分已归纳出形成低空急流的4种可能机制,对流凝结潜热的释放机制显然不适合于冬半年的情况,而3.07和3.11过程在低空急流建立过程中高空风速均有所增大,虽然3.07过程在低空急流形成之前有温度舌存在,但由于温度舌左侧也为较弱的暖平流,所以左侧的位能释放也是较弱的。因此高空动量下传和温度舌分布对低空急流形成的贡献没有或很小,这里主要讨论地转和超地转的作用。

图4表明,在低空急流建立过程中,我国大陆上位势高度场发生了很大的变化。4日20时,西北和西南地区各有一负变高中心,分别对应着西北低槽区东移和南部副高的东撤(见图3)。以后负变高中心逐渐东移,于6

日08时两负变高中心合并,中心位于华中地区。高压的东撤及低槽东移可使高压西部和低槽东部位势梯度增大,如同为高压控制的地区位势梯度较小,但高压东撤后,高压区内的位势高度仍较高或变化较小,而其西侧的位势高度却下降明显,势必产生较大的位势梯度区。文献[4,12]根据计算认为,位势梯度达8—10位势米/1纬距,即可产生 $12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的急流风。分析3.07过程,这种位势梯度是完全可以达到的。所以作者认为,冬半年产生低空急流主要是由于西北地区低槽的东移及南部高压后撤,使低槽东部和高压西部位势梯度增大的结果(这与文献[4]的分析不完全一致),而超地转的作用是较弱的。此外还有两点可证明这一点。其一,分析急流建立过程中的流线与加密等高线的分布,可以看到它们的交角是很小的,甚至有的流线还指向高压一侧。其二,超地转的变高风是纯辐散性气流,但分析急流的风向与等变高线的分布可发现,风向偏离等变高线的角度也是很小的。

3.11 过程的变高场情况(见图5)与3.07过程在上述分析方面是完全一致的,但其高度场分布的变化比3.07过程更为迅速,这是3.11过程低空急流建立更突然的原因。

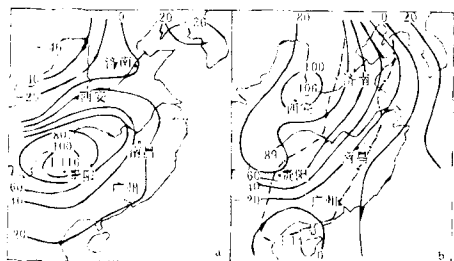


图5 1994年3月9日20时(a)和10日20时(b)850hPa上24小时变高场
说明同图4

上述结论与夏季有暴雨相伴的低空急流形成的原因^[5-9]有较大不同,这是不难理解的。夏季低空急流的超地转性可在急流附近产生对流(甚至强对流,暴雨),对流凝结潜热的释放又可产生新的超地转并加强低空急流,所以从夏季低空急流中分解出来的超地转风无疑是较大的。

3 低空急流对南方锋生的作用

目前有两种物理过程不同的低层锋生理论。以Hoskins为代表的锋生理论,强调发展的斜压波一方面从基本气流中获得发展的能量,一方面诱使低层锋生。以曾庆存、高守亭等^[14]为代表的观点,则强调充分发展的斜压槽把其本身的热量和动量通量输送给高空急流区(即斜压槽减弱),使急流加速,然后由适应过程中的质量调整环流引起低层锋生。文献^[14]还认为以曾庆存等为代表的锋生理论更符合我国长江中下游地区的锋生情况。第1节已指出,3.07和3.11锋生过程中,整个东亚气流较平,不存在斜压波发展而锋生的情况。3月6日08时500hPa有一浅槽位于太原—重庆,而在7日08时该槽已减弱消失。与此同时,长江中下游至日本一带300hPa上空的风速增大了 $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右,达到了急流强度。3.11过程这种特征更加明

显。9日08时东亚有一深槽发展东移,10日08时,槽东移至东亚大槽平均位置,但槽的南部强度已明显减弱,至11日08时,大槽已不复存在。同时,300hPa上长江中下游至日本一带的风速由 $40\text{--}50\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增大至 $60\text{--}80\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。由此可见,这两次过程的低层锋生是由于高空急流加速引起的适应过程诱发的。

第1节已经指出,南部地区的低空西南急流对南方新生锋区的形成起了重要的作用,其作用表现为向北的暖湿输送。但是我们知道,要形成锋区只有暖湿空气的输送是不够的,还必须在具有不同特性的气团或气流发生相互作用时才能产生锋区。根据第2节的分析结果可以认为,山东沿海附近的低涡的形成可引起其西侧的偏北气流,且引导北方的较冷较干空气南下,与南方急流向北输送的暖湿空气相汇产生新生锋区,并可使之发展加强。而山东沿海附近的低涡也是急流北进的结果。由此可见,南方的低空西南急流对南方锋生起到了至关重要的作用,这种作用表现在两个方面。

(1)急流能向北输送暖湿空气,这是形成低层新生锋区的重要的一方面。

(2)急流向北推进可在其北侧激发出低涡,低涡西侧的偏北气流将引导北方的较冷较干空气南下,并与急流向北输送的暖湿空气相交汇而形成新生锋区。这是形成低层新生锋区的重要的另一方面。

4 冷锋快速南移的概念模式

第1节已经指出,造成北方冷空气快速南下的原因是发生了冷锋的不连续传播,即在主冷锋南下过程中,其前方产生了新生冷锋,而新生冷锋发展加强的结果取代了主冷锋,因而出现了北方冷锋的快速南下。根据上面的分析结果,可以简要地概括出反映低空急流与北方冷锋快速南下的关系的概念模式。这个模式分为如下四个阶段。

第一阶段:北方冷空气堆积阶段。这个阶

段的主要特征为：北方锋区较强，而南方大部为850hPa 高压所控制(见图6a)。

第二阶段：急流建立阶段。在这个阶段，高压迅速东撤至东南沿海附近，西北地区东部和西南地区出现负变高，且出现低空急流并到达山东沿海。北方锋区缓慢南移(见图

6b)。

第三阶段：南方锋生阶段。由于急流的作用，在山东沿海附近出现低涡，其西侧出现弱的偏北风或东北风。偏北风与低空偏南急流的交绥形成了长江流域附近的新生锋区，同时急流向南收缩(见图6c)。

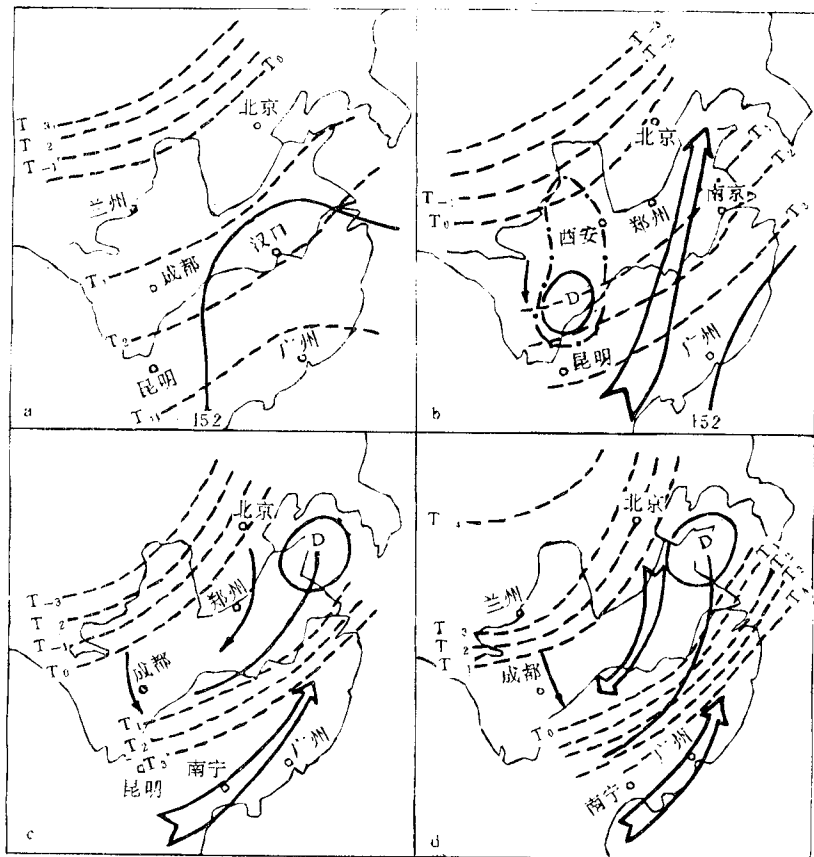


图6 低空急流与冷锋不连续传播关系的850hPa素描图

图中虚线为等温线，点划线为等变高线，细实线为等高线，粗实线为槽线，双箭头为达到急流强度的气流，单箭头为未达到急流强度的气流，D为低涡中心

第四阶段：冷锋不连续传播阶段。山东沿海低涡继续存在，其西侧偏北气流加强甚至达到急流强度。它可引导北方冷空气南下，加强南方锋区，同时南方低空急流向北的暖湿输送仍然明显。这两种加强作用使南方新生锋加强，北方锋区减弱(但并未消失)，其结果表现为冷锋的不连续传播(见图6d)。

5 结论及讨论

本文讨论了北方冷锋迅速南下与南方低空西南急流的关系，认为这是低空急流引起的南方新生锋发展加强的情况下出现的冷锋不连续传播的结果。冷锋快速南移可概括为四个阶段，即北方冷空气堆积阶段、急流建立阶段、南方锋生阶段和冷锋不连续传播阶段。

低空急流在冷锋不连续传播过程中起到了关键性的作用。它不仅可以向北输送暖湿空气,而且其北侧的强气旋性切变诱发的低涡环流的西侧能引导北方较冷较干空气南下,而与急流输送的暖湿空气相交汇引起锋生。根据分析结果,该地区这种锋生现象与文献[14]提出的低层锋生理论比较一致。新生锋区形成后,其南侧继续存在的急流还可通过暖湿输送使锋区继续获得加强。

低空急流的形成则是由于南方高压减弱东撤和西北地区低槽东移改变了高度场分布的结果,这与文献[4]的观点不完全一致,与夏季低空急流的形成也有很大不同。

参考文献

- 朱锁风等. 我国锋的消长区. 南京大学学报, 1983年, 23(1): 196—203.
- 梁必骥. 天气学(下册). 中央气象局科研处, 101.
- 阮旭春等. 一次伴有暴雨的梅雨锋结构分析. 航空气象科技资料, 1982, (4).
- 袁信轩. 我国江南西南风低空急流的天气学分析. 气象学报, 1981, 39(2): 245—251.
- 黄士松. 暴雨过程中低空急流形成的诊断分析. 大气科学, 1981, 5(2): 123—135.
- 胡伯威. 准平衡次天气尺度低空急流附近的地转偏差. 大气科学, 12(1): 49—56.
- 江敦春等. 西南低空急流的能量学分析. 南京气象学院学报, 1983, (2): 204—214.
- 斯公望等. 一次梅雨锋低空急流形成的分析. 大气科学, 1982, 6(2): 165—170.
- 高守亭等. 次天气尺度低空急流的形成. 大气科学, 1984, 8(2): 178—188.
- 魏绍远等. 一次梅雨锋低空急流形成的数值模拟. 空军气象学院“教学与研究”, 1985, (4): 83—88.
- 徐文金等. 低空急流形成的一种机制及其数值模拟试验. 南京气象学院学报, 1985, (3): 231—239.
- 魏绍远等. 西南低空急流及梅雨锋降水的数值模拟(上). 空军气象学院“教学与研究”, 1987, (3): 50—54.
- 钱家声等. 一次低空西南风急流成因探讨. 航空气象, 1979, (1): 1—10.
- 高守亭等. 高空急流加速与低层锋生. 大气科学, 1991, 15(2): 11—21.

The Relationship between Southwesterly Low-level Jet and Fast-Southerly Movement Cold Front

Yu Yuandong

(Air-force Meteorological Center, Chengdu Military Region, 610041)

Abstract

It is suggested that uncontinuous propagation of cold front is the direct cause of fast-southerly movement of cold fronts, i. e., as a result of frontogenesis in the southern part of the cold front and its evolution, the new frontogenetical front takes the place of the cold front in north China. The southwesterly low-level jet plays important roles in the frontogenesis process, these roles are: (1) northerly warm-wet transportations in the low-level jets; and (2) the jets can induce low-vortices in the north of jets, and northerly air current of west of the vortices is favourable to southward movement of cold air mass. The result of interaction of the air currents which possess distinct property induces frontogenesis. The causes of the low-level jets formation in winter are also preliminarily discussed. It shows that they are different from those in the summer.

Key Words: low-level jet frontogenesis cold front uncontinuous propagation