

4—6月华南地区西南风低空急流的形成、移动及其预报的研究

仲崇根

(地理系)

普查850毫巴历史天气图发现,在北半球付热带高压的后部以及中高纬脊后槽前的地区都会出现一支强西南风速带,我国华南地区到日本是这种强西南风出现最多的地区。急流生成后总的趋势是向偏东方向移动,而且多数移到我国台湾省的东部及东北部洋面,到日本地区时强度最强,尺度也最大,最终在日本南部、东部减弱分裂或消失。另外,低空急流生成地区与地形有密切的关系,多半生成在高原的东侧,如我国青藏高原的东南侧,太行山的东侧以及美国碣矾山的东侧等⁽¹⁾。

本文主要讨论在 $10^{\circ}N - 30^{\circ}N, 100^{\circ}E - 130^{\circ}E$ 范围内的低空急流,重点是华南地区的低空急流。

一、西南风低空急流的天气气候特征

以850毫巴上风场为代表,将其分解到 225° 的轴上,得到西南风分布图,凡西南风达2—3站,风速大于或等于12米/秒,维持时间在1天以上的定为一次西南风低空急流(以下简称急流)过程,同时把长急流分裂后的短急流又得到发展并有规律移动的定为另一次急流过程。分析1972—1976年4—6月850毫巴等风速图,在上述范围内共形成97次急流过程,大致均匀地分布在历年4—6月的各月中。五年中4月33次,平均每月6.6次,5、6月各32次,平均每月6.4次。概括起来有如下一些特征:

急流生成地区有相对的集中性⁽²⁾。4—6月大部份的急流是生成在北海到百色、赣州到芷江(南从河内北到南昌)这样一个宽约400—500公里的区域中。随着时间的变化,生成在这个地区的急流逐渐减少,而生成在华南沿海到中南半岛的急流逐渐加多起来。这种相对集中性说明了青藏高原对急流的形成有一定的作用,它的逐渐南移又说明了急流与高原热低压的加强及印度季风槽的活动也有着密切的联系。

表1是急流移动方向统计。可以看出,急流主要是向东南方向移动,其次是向东与摆动1—2天后再向东移或东北移,向北移或东北移的较少。急流在移动过程中是边移动边沿急流轴方向扩展,同时还会发生合并与分裂的现象。

急流生成以后,往往会维持一定的时间。平均以3—5天的为最多,占57.7%,其

中最长的可达9天, 但为数较少(见表2)。

关于低空急流的尺度目前说法不一, 日本松本诚一等认为是属于中间尺度的现象^[1,3]。其实急流在不同的发展阶段, 其尺度是不一样的。若以12米/秒等风速线的范围作为急流的范围, 则急流的长度与宽度以初生阶段为最小, 消失阶段次之, 发展阶段最大。然而平均来说, 急流长度界于930—2600公里之间, 宽度界于380—680公里之间。因此, 从时间尺度和水平尺度来说, 可以认为急流是属于天气尺度的系统。

表1 急流移动方向统计

月份	急流总次数	东南移	东移	摆动1—2天后 再东移或东北移	北移或 东北移	一天 消失
4	33	8	11	8	4	2
5	32	12	8	4	6	2
6	32	12	5	9	3	3
合计	97	32	24	21	13	7
%	100	33.0	24.7	21.7	13.4	7.2

表2 急流维持时间统计

月份	总次数	1—2天	3—5天	6天以上
4	33	8	18	7
5	32	10	20	2
6	32	4	18	10
合计	97	22	56	19
%	100	22.7	57.7	19.6

二、急流的形成及其预报

急流形成的原因是多方面的, 既有天气学条件, 也有热力与动力的作用。在适当的天气形势下, 加上热力与动力因素的作用, 从而形成了超地转的急流。

1、急流形成的天气学条件

根据97次急流形成前一天的850毫巴天气形势, 按照其相似特征可分如下四类:

(1) 高原东部高压脊减弱东移类

这是生成急流的主要形势(占65.0%)。其特征是: 高原东部为变性高压脊, 从高原到贝加尔湖直至我国东北地区为宽广的大低槽区, 同时在 $120^{\circ}E$ — $140^{\circ}E$ 之间

也有低槽存在，贝加尔湖或巴湖以西为冷高压或冷高压脊，我国南海到西太平洋有时有付高存在（有时付高偏东）。当高原东部高压脊减弱东移时，高原及其北部低槽接着也东移。有时高脊减弱东移时，常在四川盆地（以下简称盆地）附近及其南侧诱生出一个闭合低压来，使西北东南向气压梯度加大，则第二天在原高压脊控制的西侧，低压槽的前部易生成急流。图1(a)(b)是这种形势下生成急流的一个例子。

需要指出，变性高压脊的位置不同，急流生成的地区也不同。当变性高压脊位置偏北（达 $40^{\circ}N$ ）时，急流生成在太行山东侧的山东半岛地区；当变性高压脊位置偏南（ $30^{\circ}N$ 以南）时，急流则出现在青藏高原的东南侧。另外，在变性高压脊减弱东移时，付高主体也是东退的，但有时恰是西伸的，这时急流强度相应地也会强一些。然而这种主体西伸是暂时的，以后很快便东退。

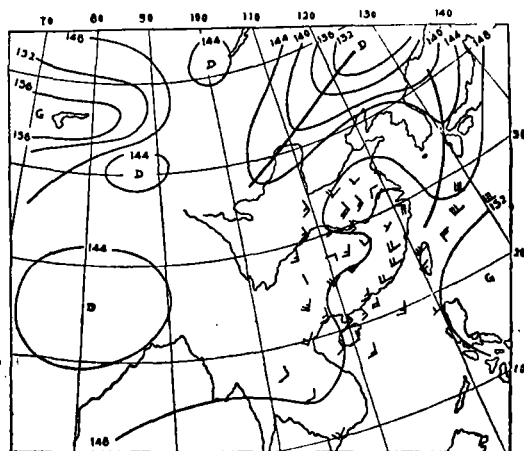


图 1(a) 1975年5月14日08时850 mb形势图

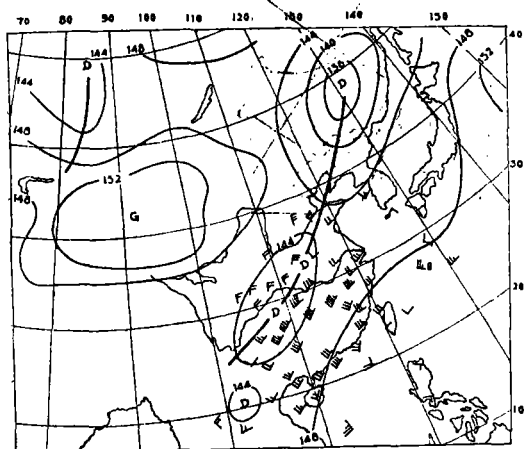


图 1(b) 1975年5月15日00时850 mb形势图

(2) 高原低压（或印度槽）东移类

这是急流生成较多的第二类形势，在4—6月中有22.7%是在这种形势下产生的。其特征是：高原北部及 $125^{\circ}E$ 以东为高压区，二者之间的高原上、东部沿海及贝湖以东（ $125^{\circ}E$ 以西）为低槽区，第二天高原低压东移到盆地并发展，在低压的东南部生成急流。

图2(a)(b)是急流生成前及生成时的850毫巴形势。这种急流能

否出现和发展，关键取决于高原低压能否东移并发展，这就要上下配合来考虑，如果500毫巴上等高线呈辐散状，则850毫巴上低压易发展，急流易生成和加强。

此外，印度槽从印度东移到孟加拉湾时，则在低槽前也会出现急流。不过槽底位置不同，急流出现的地区也不同。当槽底偏北（ $15^{\circ}N$ 以北）时，急流多出现在中南半岛北部到华南沿海一带；当槽底偏南（ $15^{\circ}N$ 以南）时，急流多出现在中南半岛南部。这种东移的印度槽如果与西伸的太平洋付高、南半球的越赤道的西南气流相

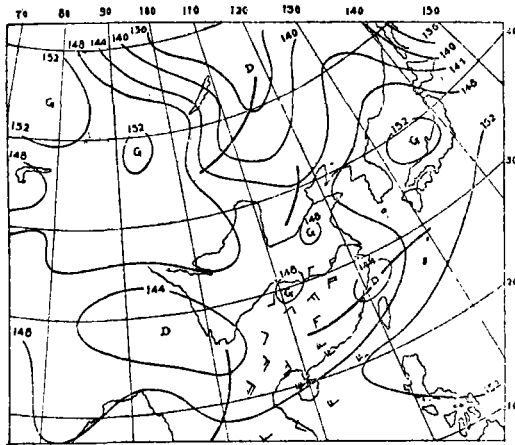


图 2(a). 1973年4月9日08时850mb形势图

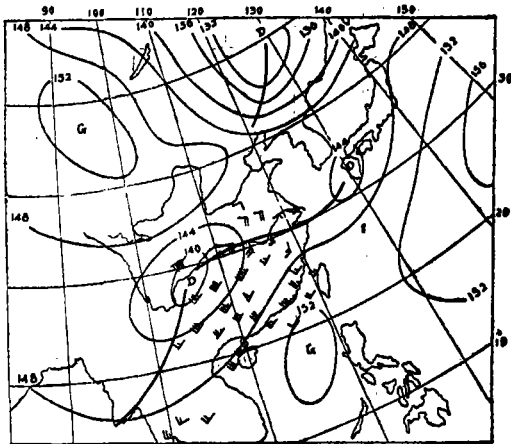


图 2(b). 1973年4月10日08时850mb形势图

遇（在中南半岛），加之华南到日本为低压带时，这时的急流强度也最强，水平尺度最大，可达5000公里左右；相反，如果在孟加拉湾为高压脊控制时，则在中南半岛不会出现急流。

印度低压与高原低压加强，主体不东移仅低压槽向东扩展到中南半岛或长江中下游地区，则在低槽前部的中南半岛与华南到长江中下游也会出现急流。

(3) 付高加强类

付高加强类包括西太平洋付高加强西伸及南海付高加强北抬，但这类为数较少，在4—6月中只占7.1%。它多发生在东伸的印度槽和东伸的高原低槽减弱西收的情况下。但这种西伸和北抬是暂时的，当高原低压加强或在盆地附近出现闭合低压时，付高便东退，高原低槽或盆地低压也跟着东移，这又转为第二类形势了。图3(a)(b)是属于印度槽减弱西收而导致付高加强西伸的例子。

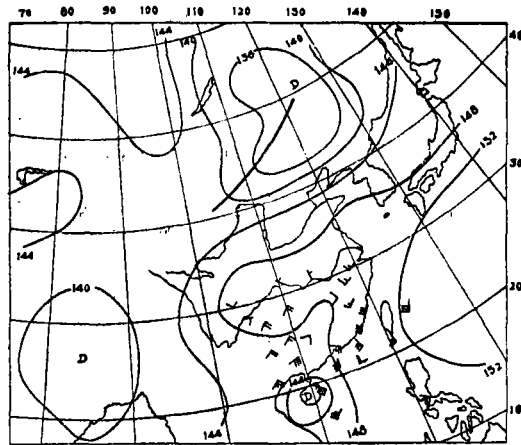


图3(a) 1975年6月10日08时850 mb形势图

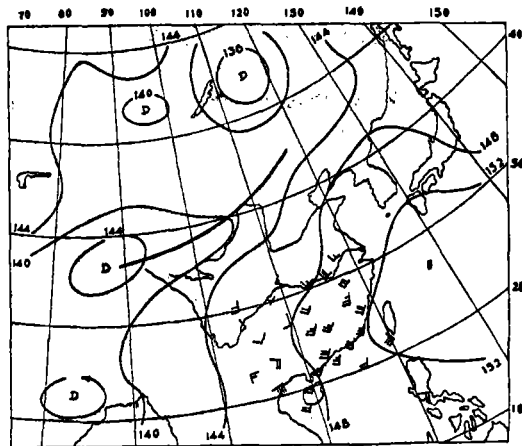


图3(b). 1975年6月19日08时850 mb形势图

(4) 切变线南移类

切变线南移类为效更少，在4—6月中只占5.1%。在急流形成前一天，在我国南海及西太平洋上有付热带高压存在，高原北部为冷高压，二者之间为低槽区并有切变线存在。由于高原北部冷高压从高原东部南下，推动其前的切变线南移，则在切变线前部付高西北侧易出现急流。

图4(a)(b)是这种急流形成的一个例子。这种由切变线南移所形成的急流一般维持时间不长，多数仅一天，最长可达3天。当这种冷高压南下变性后，与南边的付高合并，在高原东部形成变性高压脊时，这样就又变成第一类形势了。

以上仅仅是从单独出现的天气形势来分类的。实际上它们是相互联系又相互影响的。例如，高原东部高压脊减弱东移，其后的低槽也跟着东移，低槽东移必带来一次冷空气南下，同时也就推动其前缘的切变线南移，由于切变线南侧的暖空气加

强，付高也会加强西伸。因此在考虑急流的形成时，必须考虑各个系统之间的相互影响。

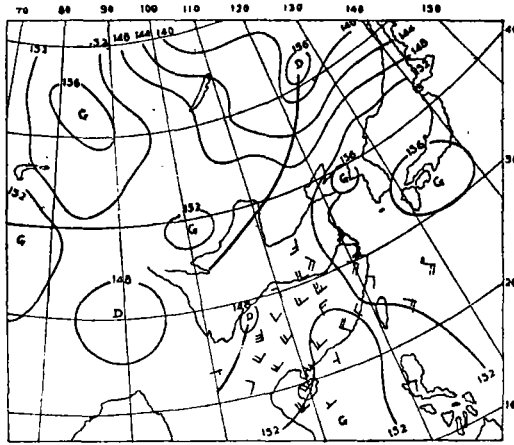


图 4(a). 1976年5月9日08时550 mb形势图

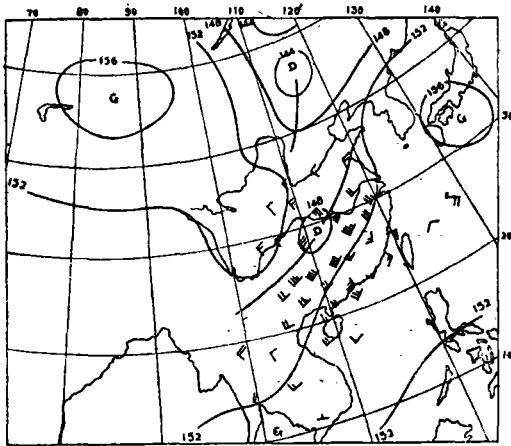


图 4(b). 1976年5月10日08时550 mb形势图

2、急流形成的热力和动力条件

急流存在时，实际风总是大于地转风，即是超地转的。那么是什么原因造成急流的超地转呢？下面从能量的转换来进行讨论。

在定常无摩擦绝热条件下，大气总比能守恒，即：

$$E_t = C_p T + Lq + \phi + K = E_0 + K = \text{常数} \quad (1)$$

(1)式右边各项分别代表显热能、潜热能、位势能及动能， E_0 代表湿静力能量。把(1)式对时间求导数，我们得到动能局地变化的判别式：

$$\frac{\partial K}{\partial t} = -\frac{\partial E}{\partial t} - \vec{V}_h \cdot \nabla E_H - \vec{\omega} \left(\frac{\partial E}{\partial P} + \frac{\partial K}{\partial P} \right) - \vec{V}_h \cdot \nabla \phi \quad (2)$$

式中 $E_t = C_p T + Lq + K$, $\vec{\omega}$ 为 P 坐标中的垂直速度, \vec{V} 为水平风速。下面分别讨论各项的作用。

$$(1) \left(\frac{\partial K}{\partial t}\right)_1 = -\frac{\partial E_t}{\partial t}$$

该项说明, 动能的增加是由湿静力能量的转换来的, 湿静力能量减小, 动能增加; 反之动能减小。即负变能区动能增加, 正变能区动能减小。为方便起见, 用温度、比湿及位势高度局地变化来表示湿静力能量的变化。计算发现, 未来急流是生成在负变温、负变湿及负变高的区域中。由此可知, 所谓暴雨对急流的反馈作用是由于下暴雨时大量水气凝结释放出大量潜热, 这潜热能的一部分转换成空气运动动能的结果。但要指出, 只有在天气形势已具备时, 这释放的潜热能对急流的形成才是有贡献的, 在天气形势不具备时, 虽有潜热能的释放, 但并无急流形成。另外在负变高与急流的关系中, 除付高西伸所形成的急流外, 其他天气形势下所形成的急流都与负变高相对应, 负变高愈强, 急流也愈强, 并且随负变高的移动而移动; 负变高减弱时, 急流也分裂减弱甚至消失; 华南地区均为正变高时(除付高西伸外), 一般无急流生成。因此位势能的转换对急流的形成是有重要贡献的。

$$(2) \left(\frac{\partial K}{\partial t}\right)_2 = -\vec{V}_h \cdot \nabla E_H$$

该项表示动能的变化是由于湿动力能量的平流所引起的。在对流层低层这种能量平流特别是暖湿的平流是造成能量变化的主要因子, 在暖湿平流最强的地方往往形成高能舌, 未来急流基本上与高能轴相对应; 反之, 在冷干平流强(或暖湿平流弱)的地方则形成低能舌, 局地动能减小, 风速也较小。分析发现, 当南海有付高存在时, 由于付高西北侧的西南暖湿平流较强, 华南地区的急流强度也较强; 另外由于暖湿平流的结果, 急流的长度也是边移动边扩展的。因此暖湿平流对急流的形成与扩展是有一定的关系的。

$$(3) \left(\frac{\partial K}{\partial t}\right)_3 = -\vec{\omega} \left(\frac{\partial E}{\partial p} + \frac{\partial K}{\partial p}\right)$$

该项表示能量的垂直输送对动能的贡献。为了说明此项的作用, 将其从地面到700毫巴进行积分, 并且取 $K_{地} = 0$, 则得:

$$\left(\frac{\partial K}{\partial t}\right)_3 = -\frac{\vec{\omega}}{\Delta p} (E_{p_0} - E_{700}) + \frac{\vec{\omega}}{\Delta p} K_{700}$$

式中 $\Delta p = p_0 - 700$ 。其右边第一式表示湿静力能量的垂直输送, 当 $E_{p_0} - E_{700} > 0$ (对流性不稳定), 上升运动 $\vec{\omega} < 0$, 低层能量向上输送, 高层能量增加, $\left(\frac{\partial K}{\partial t}\right)_3 > 0$, 并且这种能量差愈大, 动能增加就愈大, 风速也就愈强; 这种能量差愈小, 风速也愈小(见表3)。这就是说低空急流的强度与能量积累的大小有关, 随着能量的逐

渐释放, 急流强度也就逐渐减小。当然下沉运动不利于高层能量的增加。当 $E_{700} - E_{1000} < 0$ 时, 则与上述相反。这种情况在对流层低层比较少见。

表 3 74年6月汕头能量差与风速的关系

时 间	20	21	22	23	24	25	26
能 量 差	14.4°C	9.1	8.9	5.9	8.9	14.3	10.4
西 风 风 速	18米/秒	16	11	10	14	14	12

上式右边第二项表示动能的垂直输送。一般风速随高度增加, 即动能随高度增加, 当700毫巴有急流存在, K_{700} 最大, 下沉运动使大的动能向下传递, 低层动能增加, 风速增大。这种动能的下传与动量的下传基本上是一致的, 因此动能的下传对低空急流的形成是有作用的。这种动能的下传形成低空急流的例子从单站高空风时间剖面图上也可以看出, 例如广州1972年6月16日、6月19日及1973年6月28日这三日低空急流的形成就是在前一日1500米以上的高层先出现了最大风速, 而后通过下传而形成的。

从上面的分析可知, 低层不稳定能量的上传及动能的下传作用是相反的, 相互抵消的。然而这两种情况不一定同时出现, 而且实际上动量的下传不是通过下沉运动而是通过内摩擦来实现的。因此就是在两种情况同时出现时, 不稳定能量上传和动量的下传都可以对急流的形成有一定的作用。

$$(4) \left(\frac{\partial K}{\partial t} \right)_k = - \vec{V}_k \cdot \nabla \phi$$

该项表示位能平流对动能的贡献, 实际上就是水平位势梯度做功, 这是唯一的动能制造项, 即沿着气流方向上位势减小, 位势梯度做功, 动能增加, 反之动能减小 (在吹地转风时该项做功为零)。在同一等压面上, 从高位势区 (付热带高压、移动性的极地反气旋以及下沉的冷空气堆等) 到低位势区 (低压), 由于 $\vec{V}_k \cdot \nabla \phi < 0$, 位势梯度做功, 动能增加, 因此在付高北侧, 移动的反气旋的南侧有利于急流的形成。分析发现, 当南海有付高存在时, 华南地区的急流强度也大, 长度也长, 与这种位势梯度做功有一定的关系。

为了进一步说明非地转风对动能的贡献, 这里将地转偏差表达式 $\vec{V}' = \frac{1}{f} \vec{k} \wedge \frac{d\vec{V}}{dt}$ 的展开式代入上式, 同时取自然坐标 (n轴指向低值一方), 且等高线与流线方向一致, 则有:

$$\frac{\partial K}{\partial t} = - \frac{V_g}{f} \left[\frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right) + V_g \frac{\partial^2 \phi}{\partial s \partial n} \right]$$

式中右边第一项表示变高梯度对动能的贡献, 变高梯度愈大, 对动能的贡献就

愈大，方向与变高梯度方向相同，即在变高梯度方向上局地动能增加。分析发现，刚形成的急流轴有指向负变高中心的趋势（见图5(a)）；当负变高中心位于急流轴左方时，未来急流多有发展（见图5(b)）；当急流轴与负变高轴线重合时，未来急流趋于减弱（见图5(c)）当急流左侧出现正变高时，未来急流趋于消失；当华南地区均为正变高时，则无急流出现（除付高西伸外）。因此这一项对判别未来有无急流生成或急流强度变化是有一定的指示意义的。

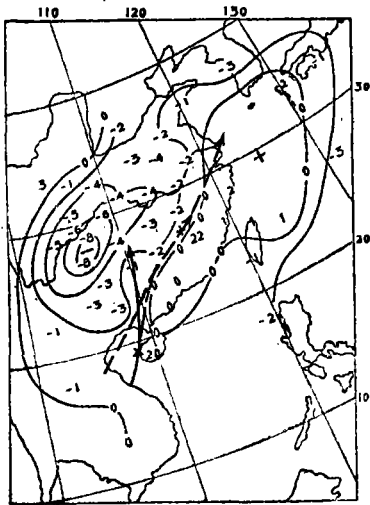


图5(a). 1974年6月19日08时
△H24与J3w的关系
粗实线:当日J3w轴; 粗虚线:次日J3w轴。

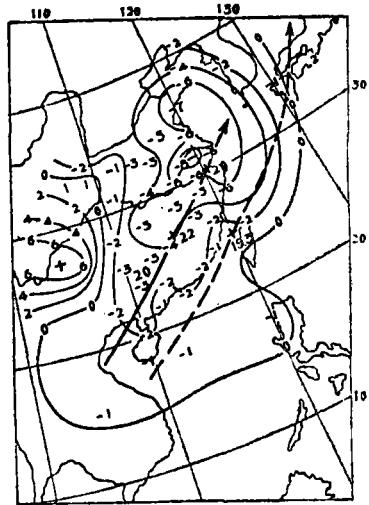


图5(b). 1974年6月20日08时
△H24与J3w的关系
粗实线:当日J3w轴; 粗虚线:次日J3w轴。

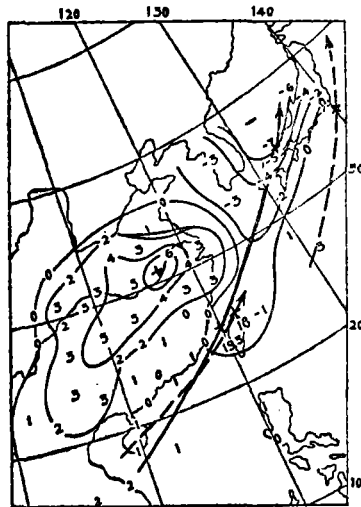


图5(c). 1974年6月21日08时
△H24与J3w的关系
粗实线:当日J3w轴; 粗虚线:次日J3w轴。

式中右边第二项表示地转风平流对动能的贡献。当等高线(或流线)沿气流方向汇合时,动能增加,反之动能减小。华南南部沿海在急流形成前及形成时等高线(或流线)多呈汇合形式,有助于动能增加。

综合以上分析可知,在适当的天气形势下,加上热力和动力因素的作用,因而形成了超地转风的低空急流。

3、急流的预报

急流的预报包括急流形成、加强维持以及减弱消失的预报,概括起来可从以下几方面考虑:

首先从天气形势分析入手,前面提出的几种形势可以作为参考,其中第一种形势是主要的形势。其生成地区又都出现在集中区,此外还可以从变温、变湿、变高、湿静力能量平流和释放以及动量下传等来考虑。在考虑有无急流生成时还可以从指标站的高度差来考虑。当广州与贵阳的高度差在3位势什米以上时,第二天其间有急流生成,而且数值越大,急流强度也越强;当广州与贵阳高度差在3位势什米以上,同时西沙与百色、东沙与长沙、福州与汉口四对高度差之和在19位势什米以上时,则未来急流可在上述指标站之间出现,强度也较强。

未来急流强度变化与急流北侧低值系统强度变化有关,当低值系统加强时,急流加强;低值系统减弱时,急流减弱。另外与上述热力与动力因素的强度也有一定的关系。

三、急流的移动

急流的移动受急流南北侧天气系统的移动所支配。这里提出一个急流移动预报的运动学方法。

取急流轴与流线方向一致(n 轴指向低值一方),并且取与急流轴一起移动的坐标,由于在急流轴上 $\frac{\partial V}{\partial n} = 0$,因而有:

$$C_n = - \frac{\frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{\partial V_s}{\partial t} \right)}{\frac{\partial^2 V}{\partial n^2}} \quad (3)$$

把地转风公式代入(3)式,则得:

$$C_n = \frac{1}{f} \frac{\frac{\partial^2}{\partial n^2} \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)}{\frac{\partial^2 V}{\partial n^2}} \quad (4)$$

式中 C_n 为急流轴在法向方向上的移速, V_s 为沿急流方向上的风速(与实际风相差不大),在急流轴上 $\frac{\partial^2 V}{\partial n^2}$ 总是小于零, $\frac{\partial \phi}{\partial t}$ 为变高。由上式知,如果急流轴与最大负

变高轴向重合, 则 $\frac{\partial^2}{\partial n^2} \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right) > 0$, 所以 $C_n < 0$, 急流向右移动, 当急流轴与最大正变高轴重合, 则 $\frac{\partial^2}{\partial n^2} \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right) < 0$, $C_n > 0$, 急流向左移动, 当急流轴位于均匀负变高区域中时, 则 $\frac{\partial^2}{\partial n^2} \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right) = 0$, $C_n = 0$, 急流趋于静止 (上述例子可见图 5)。

此外, 若将上式中的变高用自然坐标中的涡度平流代入还可得到: 位于槽前的急流多向右移动; 位于急流中心之前的急流轴有向右移动的趋势; 位于急流中心之后的急流轴有向左移动的趋势。

参 考 文 献

- [1] Matsumoto, S., Ninomiya, K., and Yoshizumi, S., Characteristic feature of "Bain" front associated with heavy rainfall, *J. Met. Soc. Japan*, 49 (1971), 270—276.
- [2] 中山大学气象专业72级毕业实践小组、广西壮族自治区气象局气象台天气研究室, 华南低空急流与四一六月广西暴雨, *中山大学学报(自然科学版)*, 1977, 1, 79—89.
- [3] Matsumoto, S., Unbalanced Low-Level Jet and Solenoidal Circulation Associated with Heavy Rainfalls, *J. Met. Soc. Japan*, 50 (1972), 194—203.