

文章编号:1004-9045(2007)04-0355-06

长江流域特大暴雨云团生成的有利环境条件研究

王登炎¹, 周小兰¹, 董全²

(1.武汉中心气象台, 武汉 430074; 2.南京大学大气科学系, 南京 210093)

摘要:综合分析我国长江流域 20 世纪 80 和 90 年代的几次特大暴雨实例发现, 江淮切变线和“湿度锋”是长江流域特大暴雨发生发展的有利条件, 但不是必要条件, 高空的触发系统和低空的西南急流水汽输送才是必要的条件。在不同的高低空系统配置情况下, 形成特大暴雨的云团的尺度(中尺度、中尺度)具有一定的选择性。而低层“湿度锋”的强弱与暴雨云团的尺度之间不是简单的正相关的线性关系。针对长江流域特大暴雨云团的以上特性, 在参考暴雨云团发生发展的 CISK 机制以及它们之间相互影响共同作用形成的更复杂的物理机制的基础上, 对部分物理机制进行了修改完善。从而更好的解释了长江流域特大暴雨发生发展的有利环境条件。

关键词:湿度锋; CISK 机制; 触发系统

中图分类号: P426.5; P458.1*2 文献标识码: A

1 引言

在 24 h 内, 湖北省有一个站降雨量 200 mm, 同时相邻两站降雨量 100 mm 时定义为特大暴雨^[1]。特大暴雨一般影响范围较广, 生命期比一般的暴雨要长, 灾害性也强。我国长江流域是特大暴雨的多发地带, 所以对长江流域特大暴雨的预报和研究就显得尤为重要。

受中尺度探测网的限制, 对特大暴雨的研究, 卫星云图提供了一个较好的工具。王登炎^[1,2]在综合分析了多年长江流域暴雨发生发展的卫星云图后, 概括出了长江流域暴雨发生的卫星云图模型。经过多年的实际检验, 证明这些模型对长江流域暴雨, 尤其是特大暴雨的预报具有较好的效果。

江淮“湿度锋”和梅雨锋是长江流域暴雨发生发展的一个重要系统, 胡伯威^[3]在 1997 年用与江淮“湿度锋”耦合的带状 CISK 机制解释了暖切变型江淮梅雨锋总是生成在“湿度锋”的紧南侧这一观测事实, 在一定程度上揭示了江淮“湿度锋”与梅雨锋的关系。2005 年胡伯威^[4]又运用与江淮“湿度锋”相关联的 CISK 惯性重力波机制, 对梅雨锋上经常存在的 MCS“波列串”现象给与了一定的解释。

近年来, 天气学的发展、锋面理论的发展、对中尺度系统的更深入研究以及观测手段的进步, 都大大的促进了对梅雨锋暴雨的研究, 在天气学上对“锁相”现象^[5]的发现很好的符合了王登炎的暴雨发生发展的卫

星云图模型, 使得天气学和卫星云图学更好地联系起来^[1,5,6]。

但是, 对于更多的暴雨卫星云图模型, 无论是天气学还是动力气象学, 都没有比较好的理论解释。综合分析 20 世纪 80 年代和 90 年代的几个特大暴雨实例发现, 长江流域的特大暴雨一般发生在两种系统中, 一种是在高空触发系统的影响下在高湿区形成非标准梅雨锋暴雨, 另一种是配合“湿度锋”和低空切变线在江淮梅雨锋中受其他系统的影响发展生成的梅雨锋暴雨。这两种系统在发展旺盛期还会相互影响相互激发。

运用已有的动力和热力学模型, 不但可以更细致地讨论梅雨锋和非标准梅雨锋暴雨的形成机制, 而且可以分别对不同的系统配置和不同的系统强弱时暴雨云团的尺度的选择性进行初步的研究。

2 长江流域特大暴雨卫星云图和天气形势特征

总结 1982~1998 年的数场特大暴雨, 可以将长江流域特大暴雨概括为两类。一类是在梅雨锋中发生并传播的梅雨锋暴雨, 这一类暴雨一般伴随着 700~850 hPa 较强的“湿度锋”和发展较为典型的江淮切变线, 而且这类梅雨锋暴雨云团具有移动性和串状排列的现象。它一般是在其上、下游暴雨系统和低纬度冷锋系统的影响下诱发生成的。梅雨锋和切变线是梅雨锋暴雨产生的一个先决条件和物质基础。在这一基础

收稿日期: 2007-04-27; 定稿日期: 2007-10-14

基金项目: 湖北省气象局课题“77 个站 1-7 天一般性降水、1-5 天暴雨、1-3 天灾害性暴雨研究”资助

作者简介: 王登炎, 男, 1961 年生, 正研级高工, 主要研究方向为天气预报和卫星气象。Email: cnhbbs@sahu.com

上受不稳定系统的诱发影响后以波的形式传播生成。暴雨云团的尺度与切变线上露点锋的强度有联系,即露点锋越强,特大暴雨尺度有越小的趋势。另一类是在高空触发系统的影响下,配合低层的水汽输送带,在高湿度的地区形成的非标准梅雨锋暴雨。对个例的分析和总结发现,此类特大暴雨的发生发展对前一类的发生发展有重要的影响。在暴雨云团的尺度上一般前一类暴雨云团比后一类云团的尺度要小。从卫星云图上反映出,很大一部分梅雨锋暴雨发生时要有较为成熟的触发系统对其进行诱发,出现类似“上、下游效应”现象。梅雨锋暴雨系统形成后沿着江淮切变线东移,且在东移过程中再激发诱导出一系列的梅雨锋暴雨串。

3 CISK 惯性重力波线性模式与频率方程

梅雨锋上、下游暴雨系统的生成对于梅雨锋暴雨的产生与传播有重要的意义。非标准梅雨锋暴雨不受梅雨锋、切变线、“湿度锋”的影响,该文主要研究系统在高湿区受高空触发系统的影响下暴雨中尺度系统的产生机理。以下运用胡伯威^[4]的包含简单积云对流参数化的线性模式,对不一定有“湿度锋”存在时暴雨云团的产生过程进行理论分析。

采用虚拟高度坐标系中包括地转基本气流的线性方程组(见文献[4]):

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x}\right) u + \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} = -\frac{\partial \phi}{\partial x} + f \quad (1)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x}\right) v = -\frac{\partial \phi}{\partial y} - fu \quad (2)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x}\right) \frac{\partial \phi}{\partial z} + C_0^2 w - \frac{RQ}{c_p} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} - w = 0 \quad (4)$$

其中 f 为常数, u, v 为扰动水平风速分量, ϕ 为扰动等压面位势, $\bar{u} = (1/f)(\partial \bar{\phi} / \partial y)$, 为纬向地转风基本气流,忽略 \bar{u} 随 x 和 t 的变化,部分考虑其随 y 的变化。方程中 z 是无因次的“虚拟高度”, $z = -\ln(p/p_0)$, 因此等 z 面严格对应等压面。 $\partial \phi / \partial z = RT$ 代表扰动温度场, $w = dz/dt$, $C_0^2 = p^2$, 为一般熟悉的 p 坐标“静力稳定度”,它在整个对流层中近似为常数。这是采用这种虚拟高度坐标的主要优点,为求解方程的解析解带来方便,但是在连续性方程中增加了一项。

方程中的非绝热加热项 Q 用一个简单的积云对流参数化来表示:

$$\frac{RQ}{c_p} = \frac{R}{c_p H} (q_m - b q_b - q_m) w = \mu w \quad (5)$$

其中 $b \sim 5 \times 10^4$, $H = R/c_p = 0.238$, $b = b_0 / \theta_0$, $5/7$, $b_0 \sim 10$ 均为常数, q_b 为混合层顶(云系层低部)的混合比湿, q_m 为云系底部至无辐散层的平均湿度(水汽混合比)(参考文献[4])。则 $\mu = \frac{R}{c_p H} (q_m - b q_b - q_m) \sim 10^6 \bar{q}$, \bar{q} 为整个大气层的平均湿度。

将(5)式带入(3)式,同时化简方程组得:

$$\left[\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right)^2 + F^2 \right] \left(\frac{\partial w}{\partial z} - \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) - (C_0^2 - \mu) \nabla^2 w + 2 \frac{\partial \mu}{\partial y} \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial^2 \mu}{\partial y^2} w = 0 \quad (6)$$

其中,根据实际情况近似设 μ 只是 y 的函数。令

$$w = W \sin\left(\frac{y}{H}\right) e^{z/2} e^{i(m x + n y - t)} \quad (7)$$

将(7)式带入(6),得到频率的方程:

$$= m \bar{u} \pm (F^2 + K^2 N_c^2 + M_2 + i n M_1)^{1/2} \quad (8)$$

其中 $K^2 = m^2 + n^2$, $N_c^2 = E (C_0^2 - \mu)$, $M_1 = 2E \partial \mu / \partial y$, $M_2 = E \partial^2 \mu / \partial y^2$, $E = (2/H^2 + 1/4)^{-1}$ 。利用三角函数半角公式得:

$$= m \bar{u} \pm \frac{\sqrt{2}}{2} \left[(B^2 + n^2 M_1^2)^{1/2} + B \right]^{1/2} \pm \frac{\sqrt{2}}{2} \left[(B^2 + n^2 M_1^2)^{1/2} - B \right]^{1/2} = m \bar{u} \pm r \pm i \quad (B = F^2 + K^2 N_c^2 + M_2) \quad (9)$$

可见 r 为实部和虚部均不为零的复数。所以与 w 对应的系统不但有随环境气流的平流和随时间的震荡外,还有一个指数增长效应。

下面讨论系统增长率与湿度的空间分布。

在高空触发系统的触发下,暴雨云团要发展就要求频率方程中的虚部不为零。由(9)式得振幅的指数增长率为:

$$r = \pm \frac{\sqrt{2}}{2} \left[(B^2 + n^2 M_1^2)^{1/2} - B \right]^{1/2} \quad (10)$$

(1) 由高空系统触发下的 CISK 机制及其对中尺度系统尺度的影响

当没有“湿度锋”存在时,即 $M_1 = 0, M_2 = 0$ 。要想使得 r 不等于零,就必须要有 $B = F^2 + K^2 N_c^2 < 0$, 即 $\mu > C_0^2 + \frac{L^2}{4} F^2$ 。可见在“湿度锋”不存在的时候只要湿度达到一定的值同样可以由 CISK 机制触发对流系统。产生对流的湿度阈值与三个因素有关,即大气的层结稳定性、系统的波长、以及环境风速的经向切变。大气层结越稳定对流系统越不容易被触发。此时,不管大气湿度多高,如果大气层结非常稳定,对流也不会被触发。触发系统的尺度越大,对流发展要求的湿度阈值

也越大,越不容易触发对流系统。当高空短波槽移动到高湿区时,容易激发出中尺度的暴雨系统,产生较大范围的降水。这与观测中的中尺度触发系统相吻合。而且特大暴雨系统尺度也多以较小的中尺度为主。 F^2 不但和纬度有关而且还和纬向风的经向切变大小有关, F^2 对于B来说是高阶小量,因此可以近似认为 $F^2=0$ 。对于没有“湿度锋”存在时的非标准梅雨锋暴雨,B值主要取决于第二项,它综合反映了大气的层结稳定性和湿度对对流系统的共同影响,是典型的CISK机制,因此这一项可以叫做“CISK机制”项。在这一机制下,大气的层结稳定性和空气的湿度就显得尤为重要。要想使得对流不稳定发展,大气稳定度不能太高,要在近中性情况下。为了使得湿度保持一定的高值,暴雨发生地必须要有大量的水汽输送。

当 $B < 0, M_1 = 0$ 时,(9)式可化简为: $= \bar{m} \bar{u} \pm (-F^2 - K^2 N_c^2)^{1/2}$,这时波速 $c = \bar{u}$,与波数无关,为非频散波,而且波只在纬向环境风的引导下移动。取特大暴雨的特征时间为3h,即在高空触发系统的影响下,垂直速度增加两倍需要 10^4 s,则 $\bar{u} = \ln 3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1} = 1.1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, $B = -1.21 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$,取 $F^2 = f^2 = 3 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}, N_0^2 = 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$,要满足暴雨在几个小时之内发生发展并减弱的观测事实,则 $K^2 = 10^{-8} / N_0^2 = 10^{-10} \text{ m}^{-2}, L = 2 / K = 6.3 \times 10^5 \text{ m}$ 。可见非标准梅雨锋暴雨要发展,云团的尺度不能太大,应该在几百公里的量级上。但同时,云团尺度也不能太小。如果太小了,K值将很大,这将导致B值趋于无穷,使物理意义丧失。因此 $K^2 = 10^{-11} \text{ m}^{-2}, L = 1 / K > 300 \text{ km}$ 。这和观测中经常出现在四川贵州一带的500km的特大暴雨云团的观测事实是吻合的。

以上结论可以解释许多没有湿度锋的暴雨。如1998年8月19日,四川一带,梅雨锋、“湿度锋”、切变线都不存在,但大气层结稳定性较弱,低层西南季风气流又将大量的水汽输送到当地,使当地的空气处于近饱和状态。这时高原冷涡系统东移出高原到达四川,触发了对流系统,生成了尺度近500km的暴雨云团,引发了特大暴雨。

(2) 梅雨锋中的系统增长率与湿度的空间分布

当有“湿度锋”存在时, $M_1 = 0, M_2$ 除了个别拐点外一般不为零,这时总是非零的实数。考虑到“湿度锋”存在时,总是在长江中下游呈准纬向,同时这时高空一般为纬向的西风带低槽系统,所以可以近似的认为 $n=0$ 。于是要想使得“湿度锋”存在时不稳定得到发展,B就必须满足: $B = F^2 + K^2 N_c^2 + M_2 = f(f - \partial \bar{u} / \partial y) + K^2 E(C_0^2 - \mu) + M_2 < 0$,这时指数增长率 $\lambda = \sqrt{-B}$ (由于负数根随时间

增长将减小并趋于零,所以这里只考虑正根)。在梅雨锋暴雨时,一般是“湿度锋”和江淮切变线同时存在,所以 $-\partial \bar{u} / \partial y$ 与f同量级,于是可以近似得: $F^2 = 2f^2$ 。在长江流域 $f^2 = 3 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}, K^2 = (2 / L)^2 = 1.0 \times 10^{-10} \text{ m}^{-2}, N_0^2 = 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}, E = (2 / H^2 + 1 / 4)^{-1} = 3$,由于 F^2 比后面各项小三个量级,所以可以略去。要想使得 $B < 0$,就必须要求 M_2 有较大的负值。在“湿度锋”中,湿度总是随y轴减小, M_2 有较大的负值就是要求湿度的减小率随y轴越来越大。

为讨论简单,设l为“湿度锋”的特征宽度,根据实际观测分别用线性和非线性函数拟合几种 μ 的分布函数分别进行讨论。

(a) 湿度在“湿度锋”中呈均匀递减,这时 μ 可近似为线性函数,其函数式可写为:

$$\mu = \begin{cases} \mu_0 + \mu & y < -l/2 \\ \mu_0 - 2\mu y/l & -l/2 \leq y \leq l/2 \\ \mu_0 - \mu & y > l/2 \end{cases}$$

μ_0 是“湿度锋”两侧湿度的平均值, 2μ 是“湿度锋”两侧湿度的差,则B的函数式为:

$$B = \begin{cases} 2f^2 + K^2 E(C_0^2 - \mu_0 - \mu) & y < -l/2 \\ 2f^2 + K^2 E(C_0^2 - \mu_0 + 2\mu y/l) & -l/2 \leq y \leq l/2 \\ 2f^2 + K^2 E(C_0^2 - \mu_0 + \mu) & y > l/2 \end{cases}$$

这时,由于“湿度锋”中湿度的二阶偏导数为零,所以B和 μ 之间是线性关系,B值随湿度的增大而减小,即B值从南到北依次线性递减。在不稳定发展的要求下,要想使得 $B < 0$ 就必须满足 $\mu > \mu^* = C_0^2 + 2f^2 / (K^2 E)$ 。这时对流不稳定高空系统的触发下要发展就和“湿度锋”之间没有必然的关系了,它只和湿度值的大小有关。只要在当时当地一定的层结稳定性和一定波长的高空触发系统的影响下,不管湿度的梯度 $2\mu/l$ 多大,湿度值只要大于某一阈值 $q^*(y)$ 后就可以使得强对流发展,产生暴雨或特大暴雨。而湿度值是随着递减的,就是说在某一纬度以南对流容易发展,而在这一纬度以北对流不容易发展。

由此可见,当“湿度锋”的南北向呈线性分布时,“湿度锋”中对流的发展实质上 and 以上讨论的没有“湿度锋”情况下的暴雨发展条件相似,即只要湿度值达到某一阈值,对流就容易在触发系统的影响下发生发展。

(b) 当“湿度锋”中湿度的递减率不均匀的时候,湿度随y轴的变化是非线性的。为了讨论的方便,又不失一般性,在此设等湿度线随y轴的分布,先随着y轴逐渐增大,在“湿度锋”另一侧再随轴逐渐减小。于是

可以用反正切函数较好的拟合这种分布。设湿度随 y 轴的分布函数为:

$$\mu = \mu_0 - \mu \frac{2}{l} \arctan\left(\frac{y}{l}\right) \quad -l < y < l$$

μ_0 和 $2/\mu$ 的意义同上。将其代入 B 中得:

$$B = 2f^2 + K^2 E \left(C_0^2 - \mu_0 + \mu \frac{2}{l} \arctan\left(\frac{y}{l}\right) \right) + \frac{4}{l^3} \frac{\mu^2 y}{(1 + y^2/l^2)}$$

在梅雨锋中湿度都很大,而且一般大气层结稳定性也不高,所以可以近似取 $C_0^2 = \mu_0$ 。于是 B 的函数中前两项的量级分别为: 6×10^{-11} 和 3×10^{-8} ,所以第一项可以略去。而第三项可近似写为: μ/l^2 。这就是说 B 值的大、小和正、负主要取决于第三项的量级大小。当这一项小于等于 10^{-9} 时,“湿度锋”中对流不稳定的发展还是和“湿度锋”不存在时暴雨的发展类似。这一项极限小时就是上面讨论的线性“湿度锋”。所以这一项小到一定的时候就退回到了 CISK 机制,产生非梅雨锋暴雨。当这一项大于等于 10^{-7} 时,“湿度锋”中对流不稳定的发展就主要取决于这一项,而湿度值的大小反而是次要的。这时可以认为是典型的与“湿度锋”相联系的 CISK 机制,产生典型的受“湿度锋”影响的梅雨锋暴雨。当这一项的量级也是 10^{-8} 时,它就和第二项共同发生作用,生成受两种机制共同作用的梅雨锋暴雨。也可以作为“湿度锋”影响的梅雨锋暴雨和非梅雨锋暴雨的过渡状态。

这一项是湿度的二阶偏导数,即湿度梯度的散度值,表示了湿度分布的非线性程度,两侧的湿度值之差,和“湿度锋”特征宽度。在梅雨暴雨期取大气温度为 25,湿区温度露点差为 2,干区温度露点差根据观测在 10-23 之间出现。可以求得 $\mu \sim (10^2, 10^3) \text{ m}^2\text{s}^2$ 。定义“湿度锋”时其强度一般要求达到 100 km 内温度露点差要下降 10-40,所以一般“湿度锋”的宽度 $l \sim (10^4, 10^5) \text{ m}$,则 $\mu/l^2 \sim (10^{-8}, 10^{-5}) \text{ s}^2$ 。可见在湿度为非线性的分布状态下,当“湿度锋”中的湿度分布为非线性分布时,梅雨锋暴雨的发展一般情况下主要决定于“湿度锋”的分布。

为了讨论的方便,可以取 $\mu_0 = 1000 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $\mu = 600 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $l = 10^4 \text{ m}$,是典型的“湿度锋”引发梅雨锋暴雨。将各值代入 B 中,得 B 在“湿度锋”切面上的函数分布图。在“湿度锋”中对流系统只能在湿度的二阶偏导数尽量小的负值区发展,即对流最容易在湿度梯度剧烈变小的地方发展。当湿度梯度的变化变得缓慢甚至梯度有所增加时,最不利于对流发展,而且会造成对对流的抑制。由于湿度在“湿度锋”中,湿度总是具有从南到北逐渐减弱,并且非线性的“湿度锋”中湿度梯度必然有减小和增大区,所以湿度函数的二阶偏导

数就不可避免的具有极小值和极大值。在极小的负值区有利于对流的发展,“湿度锋”中南侧等湿度线逐渐变密集区。而在极大值区对流受到了抑制,“湿度锋”中北侧等湿度线逐渐变稀疏区,相当于一个“高势垒”。根据二阶偏导数的物理意义,二阶偏导数小于零,即等湿度线逐渐变密集区为水汽的一个“源”,大于零的区域,即等湿度线逐渐变稀疏区为水汽的一个“汇”。对应水汽的源区,为热量的源区。热量不断地从这一地区由于水汽凝结而产生并向外传播,使得大气的位势能在这一地区同样为一源区,位势能的向外传播表现为高层大气的向外辐散,在高层辐散气流的作用下,中低层的垂直运动不断得到加强,最终导致了强对流系统的发展。同理,在二阶偏导数大于零的汇区,是热量的汇,较干的空气通过下沉运动和对水分的蒸发不断的消耗热量,位势能的增加使得高层大气辐合,中低层对应为下沉气流,从而抑制对流的发展,构成一个“高势垒”。这一“高势垒”的存在,大大的限制了对流向北的发展,从而限制了“湿度锋”中暴雨云团的尺度。

在这样的“湿度锋”分布情况下,系统增长率的极值区对应的坐标可以由以下方程求得,即:

$$\frac{\partial^2 B}{\partial y^2} = \frac{1}{2\sqrt{B}} \frac{\partial B}{\partial y} = \frac{1}{\sqrt{B}} \frac{\mu}{l(1 + y^2/l^2)} [K^2 E + 2 \frac{\mu}{l^2} \frac{y}{(1 + y^2/l^2)} - 8 \frac{y^3}{l^3(1 + y^2/l^2)^2}] = 0$$

$$y_1 = l \sqrt{9 - 36r^2 + 3\sqrt{9 - 96r^2}} / 6r$$

$$y_2 = -l \sqrt{9 - 36r^2 + 3\sqrt{9 - 96r^2}} / 6r$$

$$y_3 = l \sqrt{9 - 36r^2 - 3\sqrt{9 - 96r^2}} / 6r$$

$$y_4 = -l \sqrt{9 - 36r^2 - 3\sqrt{9 - 96r^2}} / 6r$$

其中 $L = 2/K$ 为高空触发系统的波长, $r = l/L$, $E = 3$ 。要使得 μ 取最大值还要满足 $\partial^2 \mu / \partial y^2 < 0$, $B < 0$ 即 $y < 0$ 。所以系统增长率的最大值出现在 y_4 处。要有意义还必须满足根号下面值非负,得 $r < 0.3$ 。在后文中还可以得到 $r > 0.1$,于是 $0.1 < r < 0.3$ 。可见,梅雨锋暴雨要发生,对“湿度锋”的宽度和高空触发系统的尺度有要求,前者要比后者小且只能小一个量级,这时才有利于高空触发系统在“湿度锋”中触发对流系统。系统增长率的最大值出现的区域受“湿度锋”宽度和高空触发系统尺度比值的影响,前者随后者增大而南移,但是移动幅度较窄,集中出现在“湿度锋”紧南侧 0.2-0.3 倍“湿度锋”宽度的范围内。与文献[3]中的结论一致。

当“湿度锋”中等湿度线的分布在“湿度锋”南侧,而且范围较大时,可用高阶多项式来近似拟合这种分布:

$$\mu = \begin{cases} \mu_0 & y = -l_0 \\ \mu_0 - \mu l^{-3}(y+l_0)^3 & -l_0 < y < l-l_0 \\ \mu_0 - \mu & y = l-l_0 \end{cases}$$

μ_0 为湿区的湿度值, μ 为干、湿区湿度之差, l 为“湿度锋”宽度, l_0 为“湿度锋”面到高湿区的距离。则 B 的函数式可化为:

$$B = \begin{cases} 2f^2 + K^2 E(C_0^2 - \mu_0) & y > -l_0 \\ 2f^2 + K^2 E(C_0^2 - \mu_0 + \mu l^{-3}(y+l_0)^3) - 6\mu l^{-3}(y+l_0) - l_0 < y < -l_0 \\ 2f^2 + K^2 E(C_0^2 - \mu_0 + \mu) & y < -l_0 \end{cases}$$

取 $C_0^2 = \mu_0 = 1500 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $\mu = 1000 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $l = 100 \text{ km}$, $l_0 = 90 \text{ km}$, 其他参数同上。由于在干区一侧取了硬性的边界条件, 使得函数 B 在此处不连续, 出现跳跃。而在湿区一侧, 在 100 km 的“湿度锋”范围内都有利于对流的发展。在“湿度锋”以南的高湿区, 只要大气层阶的不稳定度达到一定的范围, 同样会在“CISK 机制”作用下产生对流。这时两种机制共同作用形成的暴雨云团尺度就比较大。使得在江淮地区经常出现近 500 km 尺度的中尺度云团。

$$\text{类似上文, 可以由式 } \partial_i / \partial y = \frac{1}{2\sqrt{B}} \frac{\partial B}{\partial y} = \frac{3}{2\sqrt{B}}$$

$\mu l^{-3}[K^2 E(y+l_0)^3] = 0$ 求得在“湿度锋”为三阶多项式分布时系统最大增长率出现的地方。得 $y = -l_0 + 0.1L$ 。由于 $-l_0 < y < -l_0$, 所以 $l > 0.1L$, 即 $r > 0.1$ 。即为以上所用的结论。

其实以上的硬性边界条件在实际中是不存在的。在现实中它总存在一个湿度梯度再逐渐减小的过渡带, 类似于以上的反正切分布, 只是其宽度要小得多。这时它形成的“高势垒”就比较窄, 如果干区的湿度不是很低, 大气层结稳定度也比较低, 同时受东北部高、低空槽西南端的影响, 这一“高势垒”就容易被冲破。使得“CISK 机制”在“湿度锋”紧北侧的相对高湿区发挥作用。并且和南侧的“湿度锋”暴雨云团连起来, 生成尺度近 $500 \sim 700 \text{ km}$ 的暴雨云团。在天气观测和卫星云图中经常出现这样一个现象, 即随着黄淮干区温度露点差的加大, 其南侧的特大暴雨云团尺度有增大的趋势, 在干区温度露点差达 10 的时候, 常常在江淮地区生成近 500 km 尺度的暴雨云团。而且这时的切变线常常是和高空东北气旋槽的西南端相连的。这一观测事实刚好符合以上的结论。当“湿度锋”的分布类似于以上分布时, “湿度锋”中基本上都是水汽的“源区”, 在其南侧有利于生成较大尺度的暴雨云团。而在其北侧, 较高的湿度和较低的大气层结稳定度, 再加上高空槽的影响, “湿度锋”中“高势垒”容易被破坏, “CISK 机制”在紧北侧相对高湿区发挥作用, 使得南北两侧的暴雨云团相连, 增大了云团的尺度。

当“湿度锋”中湿度的梯度类似于第一种情况中北侧的分布时, “高势垒”就较强而且范围较宽, 会限

制对流系统的北扩, 从而限制暴雨云团的尺度。而在“湿度锋”的南侧, 由于是高湿区, 所以会在一些触发系统的触发下由“CISK 机制”产生对流系统, 造成特大暴雨。由于北侧“高势垒”和南侧副热带高压的限制, 所以这一类暴雨系统对应的暴雨云团的尺度不会太大, 一般在 300 km 左右。在梅雨锋暴雨期间, 经常可以在卫星云图上看到长江中、下游地区一系列的尺度在 $100 \sim 300 \text{ km}$ 左右的特大暴雨云团, 也许可以用这一理论观点来解释。

“湿度锋”中湿度的非线性分布形态还有好多种, 但是一般都是以上讨论过的几种形态的不同组合, 他们在梅雨锋暴雨形成中的作用都类似于以上各种, 这里就不再讨论。

4 结论与讨论

本文参考文献[4]中的线性方程组, 采用了一种适合于对深厚的中尺度大气扰动作解析研究的虚拟高度坐标系和一种简单的积云对流参数化表述。针对文献 [1,2] 中关于我国长江流域特大暴雨系统的一些特点, 扩展 CISK 惯性重力波机制到不一定有“湿度锋”存在的情况下, 得到了一些新的结论, 对已有的观点进行了一定的补充。

结果表明, 在没有“湿度锋”存在或“湿度锋”南北向呈线性分布的时候, 只要水汽条件充沛, 大气的湿度达到一定的水平, 而且有源源不断的水汽供应, 同时大气处于中性或者不稳定层结, 在高空短波槽或者中尺度涡旋系统的触发下, “CISK 机制”就会发生作用, 激发出强烈的对流系统, 造成特大暴雨。这种暴雨云团的尺度同时受高空触发系统尺度和高湿区范围大小的限制, 而且不稳定的对流要发展, 对高空触发系统的尺度有一定的限制, 一般都是中尺度的系统比较容易触发暴雨, 暴雨云团的尺度一般在 500 km 。这一结论和云图上所表现出来的发生在我国四川一带暴雨云团的观测事实相吻合。

对于受“湿度锋”影响的梅雨锋暴雨系统, 它的发展和尺度主要受“湿度锋”强弱、“湿度锋”中湿度分布形式以及高空触发系统尺度的影响。“湿度锋”南侧总是近饱和的大气。当北侧的空气湿度较高, 即“湿度锋”强度较弱, 同时“湿度锋”为水汽源型分布时, 暴雨系统容易在“CISK 机制”和“水汽的源汇”效应下生成, 而且暴雨云团尺度较大, 有时近 500 km 。当“湿度锋”为水汽汇型分布时, 会形成一较强的“高势垒”, 暴雨系统被限制在较狭窄的区域, 使得特大暴雨云团的尺度较小, 一般在 $100 \sim 300 \text{ km}$ 左右。

参考文献:

- [1] 王登炎, 黄小吉, 邓秋华. 长江中游暴雨卫星云图模型[J]. 湖北气象, 1997, (2): 23- 25.
- [2] 王登炎. 暴雨分级卫星云图模型和模式识别[J]. 热带气象学报, 2001, 17(3): 242- 250.
- [3] 胡伯威. 与低层“湿度锋”耦合的带状 CISK 和暖切变型梅雨锋的产生[J]. 大气科学, 1997, 21(6): 679- 686.
- [4] 胡伯威. 梅雨锋上 MCS 的发展、传播以及与低层“湿度锋”相关联的 CISK 惯性重力波[J]. 大气科学, 2005, 29(6): 845- 853.
- [5] 倪允琪, 周秀骥. 我国长江中下游梅雨锋暴雨研究的进展[J]. 气象, 2005, 31(1): 9- 12.
- [6] 姜勇强, 张维桓, 盛夏, 等. 1998 年 7 月 21 日武汉特大暴雨的数值模拟[J]. 气象科学, 2002, 22(1): 52- 59.
- [7] 沈新勇, 倪允琪, 张铭, 等. 中尺度暴雨系统发生发展的一种可能物理机制 I. 涡旋 Rossby 波的相速度[J]. 大气科学, 2005, 29(5): 727- 733.
- [8] 高守亭, 周玉淑. 水平切变线上涡层不稳定理论[J]. 气象学报, 2001, 59(4): 393- 403.
- [9] 周玉淑, 邓国, 黄仪虹. 长江流域一次暴雨过程中的不稳定条件分析[J]. 气象学报, 2003, 61(3): 323- 333.

The Study of Favourable Environment Conditions for Extreme Heavy Rain Cloud Clusters Forming in the Reaches of Yangtze River

WANG Deng-yan¹, ZHOU Xiao-lan¹, DONG Quan²

(1. Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074; 2. College of Atmospheric Science, Nanjing University, Nanjing 210093)

Abstract: The extreme heavy rain cases in 1980s and 1990s in the Reaches of Yangtze River had been analyzed, It had been found that the necessary conditions for excessive rainfall are both the upper trigger system and lower southwest jet for water vapour transportation but the JiangHuai shearline and “humidity front”, which be only used as the favourable conditions. In the different upper and lower system disposition, the scales (scale and scale) of extreme heavy rain cloud clusters are difference. It was not the simple positive correlation between the intensity of the lower “humidity front” and the scales of cloud cluster. Based on the above features, CISK mechanism and the complex physical mechanisms of cloud clusters' mutual influence and interaction, a part of physical mechanism had been modified and perfected to show the favorable environment conditions for extreme heavy rain happening in the reaches of Yangtze River.

Key words: Humidity front; CISK mechanism; Trigger system