

厄·尼诺影响西太平洋台风活动的研究*

李 崇 银

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

在厄·尼诺年西太平洋(包括中国南海)台风活动偏少而反厄·尼诺年台风活动偏多的统计分析结果基础上,根据台风形成的条件,本文分析了厄·尼诺年和反厄·尼诺年西太平洋热带地区的大气环流和状态以及海水温度的变化。由它们的异常变化以及极为明显的差别,从而对厄·尼诺影响西太平洋台风活动作了较全面的定性解释。

一、引 言

大家知道,厄·尼诺(El Nino)是指秘鲁外海及赤道东太平洋地区海水温度的异常持续偏高现象。一般,当有持续的异常 SST 正距平时,则认为出现了厄·尼诺,且把该年定为厄·尼诺年。在厄·尼诺年,SST 的正距平通常由 3—4 月开始大约持续一年或更长,最大 SST 正距平出现在 11—12 月,强度可达 1°C 以上。如果赤道东太平洋地区 SST 有持续负距平,相应地又可以称该年为反厄·尼诺年。

近些年来,厄·尼诺对大气环流和对大范围天气气候变化的影响,已引起了人们的广泛注意。关于大气环流对厄·尼诺的强迫响应,以及世界各地的天气气候变化同厄·尼诺的关系,都进行了大量的研究工作。厄·尼诺与西太平洋台风活动的研究表明,厄·尼诺对西太平洋台风活动有显著的影响,厄·尼诺年西太平洋和南海台风数平均较常年明显偏少,而反厄·尼诺年西太平洋和南海台风数明显偏多^[1]。这些结果虽然不同于 Ramage 等的结论^[2],但却与潘怡航研究赤道东太平洋热力状况对西太平洋台风发生频数的影响有一致的结果^[3]。

本文将在资料统计分析的基础上,根据台风发生发展的环境条件和动力学机理,进一步讨论厄·尼诺引起台风活动异常的可能途径,从而对厄·尼诺影响西太平洋台风活动作出一些定性的理论解释。

二、一些资料分析结果

表 1 给出了西太平洋台风活动的一些比文献 [1] 更多的统计,其中第一行的数字是 80 a(1900—1979)的统计结果,这 80 a 中有 24 个厄·尼诺年和 16 个反厄·尼诺年。表中第二、三和四行是 30 a(1950—1979)的统计结果,其间有 8 个厄·尼诺年和 7 个反厄·

* 本文于 1985 年 10 月 23 日收到,1986 年 2 月 26 日收到修改稿。

表 1 西太平洋台风活动与厄·尼诺

	多年平均	厄·尼诺年平均	反厄·尼诺年平均
西太平洋(包括南海)台风总数	24.3	21.4	26.2
进入南海的西太平洋台风数	6.9	4.9	8.7
在南海生成的台风数	3.4	2.0	4.1
登陆中国大陆的台风数	6.2	5.2	7.4

厄诺年。厄·尼诺年和反厄·尼诺年是根据 Angell 给出的 SST(0—10°s, 180—90°w) 时间变化图^[4], 并参考 Rasmusson 等的资料^[5]而确定的。从表 1 可以清楚地看到, 台风活动同厄·尼诺(或者赤道东太平洋 SST 异常)有着极为密切的关系, 西太平洋和南海台风数、以及登陆中国大陆的台风, 都是厄·尼诺年偏少而反厄·尼诺年偏多。

台风的形成有其一定的气候背景, 大气和海洋热力状况的变化使得台风活动具有季节性。图 1 中实线表示的多年平均逐月台风数说明, 7—11 月是台风的多发季节, 显示了台风活动的季节性特征。但是, 除了季节性变化之外, 台风活动还可能受到其他因素的影响, 例如“厄·尼诺事件”的影响。图 1 中点线和虚线分别表示厄·尼诺年和反厄·尼诺年平均的逐月台风数, 很显然, 台风异常(厄·尼诺年偏少, 反厄·尼诺年偏多)也主要发生在 7—11 月份。这种台风异常现象的发生, 特别是厄·尼诺年和反厄·尼诺年的巨大差异的出现, 不能归结为台风活动的季节性, 而极可能正是“厄·尼诺事件”的影响, 尽管台风活动的季节性本身对异常的出现有一定作用。由于厄·尼诺现象一般从 3—4 月开始, 而台风异常的出现约落后 3—4 个月时间, 就这一点而论, 可以初步认为, 导致西太平洋台风活动的异常, 厄·尼诺有其重要作用。

三、大气环流背景分析

上面通过资料的统计分析已清楚告诉我们, 西太平洋台风活动同厄·尼诺有紧密联系, 而且可初步认为前者的异常是后者影响热带大气环流的结果。下面我们将具体分析厄·尼诺所导致的热带大气环流等的异常情况, 并从台风形成的条件, 说明热带大气环流等的异常必然引起台风活动的异常。因为, 环境条件的改变会造成台风形成和活动的差异, 是大家都熟悉的事实。

已有的研究表明, 厄·尼诺对大气环流的影响, 或者说大气对厄

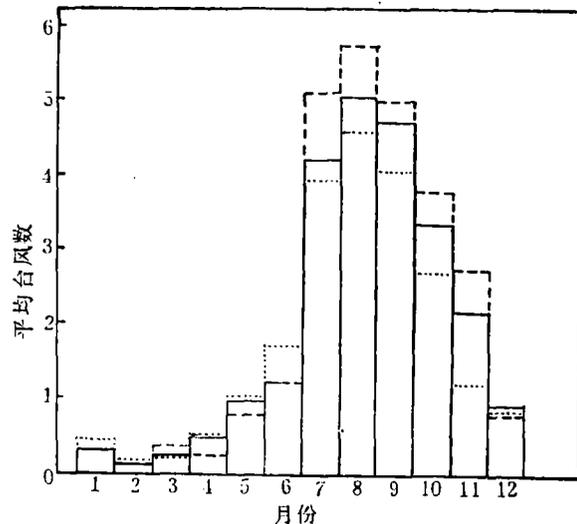


图 1 西太平洋台风逐月平均发生数

·尼诺这种热力强迫的响应, 无论在空间尺度上还是在时间尺度上都是比较大的。因

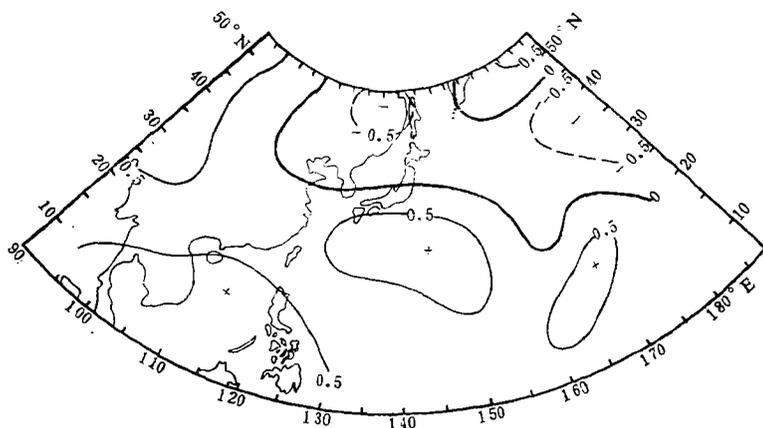


图 2 厄·尼诺年 7—8 月份地面气压的距平分布(单位: hPa)

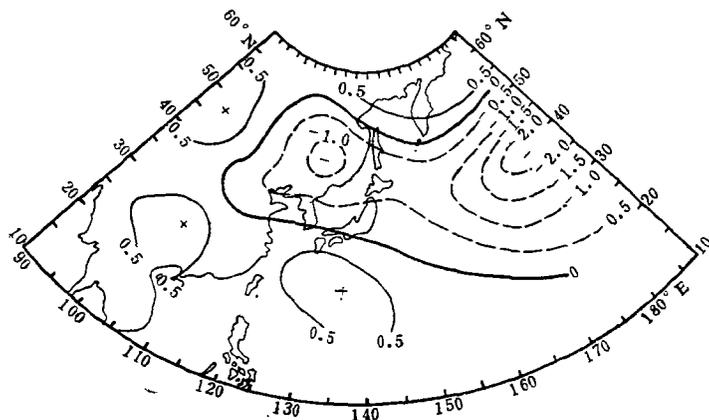


图 3 厄·尼诺年和反厄·尼诺年 7—9 月平均地面气压差分布(单位: hPa)

此,我们将用距平分布以及厄·尼诺年和反厄·尼诺年的平均差异来讨论厄·尼诺的影响,并突出厄·尼诺的作用。

1. 地面气压场

图 2 给出了 1950—1979 年期间 8 个厄·尼诺年 7—8 月份东亚和西太平洋地区地面气压的距平分布,可以清楚地看到在大约 35°N 以南的西太平洋地区,存在着一致的正距平。这种气压距平分布表明,在厄·尼诺年的夏季,西太平洋副高位置较常年偏南,热带辐合带比常年弱。厄·尼诺年与反厄·尼诺年 7—9 月份的平均地面气压差(图 3)也反映出上述特征,即在厄·尼诺年西太平洋热带地区的平均地面气压要比反厄·尼诺年为高。在文献[1]中我们曾给出了厄·尼诺年和反厄·尼诺年广州及海口平均地面气压距平的年变化,极其清楚地表明,在 3 月份之后,厄·尼诺年两站都有正距平而在反厄·尼诺年有负距平。本文的分析结果同单站资料的统计取得了一致的结论。

从地面气压场异常的分析,可以认为,在厄·尼诺年,西太平洋地区有异常高压活动,热带辐合带弱而偏南;而在反厄·尼诺年,副热带高压在西太平洋地区位置偏北,热带辐合带较强。天气事实告诉我们,西太平洋台风大部分产生于热带辐合带;并且辐合带越强越有利于台风的发生。因此,与厄·尼诺所相联系的西太平洋地区地面气压场的异常,

为厄·尼诺年少台风活动和反厄·尼诺年多台风活动提供了一个重要环境条件。

2. 500 hPa 高度场

同地面气压场一样,西太平洋和东亚地区对流层大气环流也受到厄·尼诺的很大影响。图 4 是厄·尼诺年和反厄·尼诺年 7—9 月平均的 500 hPa 高度差分布。它表明,厄·尼诺年夏季,西太平洋副热带高压位置比反厄·尼诺年显著偏南;中纬度地区冷空气活动频繁。这种高空大型环流的异常,不仅使厄·尼诺年热带辐合带位置偏南,而且在台风多发区的垂直风切变增大,这些又都使得台风的生成不利。相反,在反厄·尼诺年,高空环流形势的变化却对台风形成有利。

在厄·尼诺年 500 hPa 高度距平图上(图略)。正距平出现在西太平洋地区的 25°N 以南,也表明厄·尼诺年 7—9 月副高位置较常年偏南(多年平均的副高脊线此时应在 30°N 附近)。一些研究已经表明,西太平洋副热带高压的异常变化一般比赤道东太平洋 SST 异常为晚^[6]。因此,厄·尼诺影响西太平洋副热带高压,从而影响西太平洋台风活动,是一种值得注意的过程。图 5 给出了厄·尼诺年 4—7 月 500 hPa 高度正距平区在西太平洋逐渐向西北方向扩展的情况。一般,在厄·尼诺年,赤道东太平洋 SST 正距平有逐渐向西扩展的现象,西太平洋热带和副热带地区 500 hPa 高度距平的向西北扩展,可以认

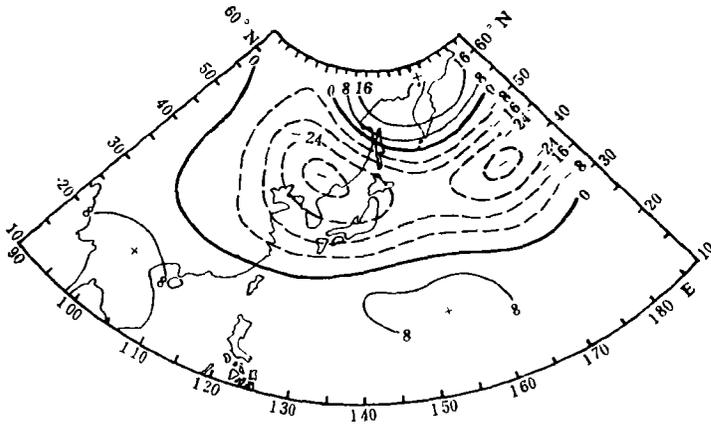


图 4 厄·尼诺年和反厄·尼诺年 7—9 月平均的 500 hPa 高度差(单位: gpm)

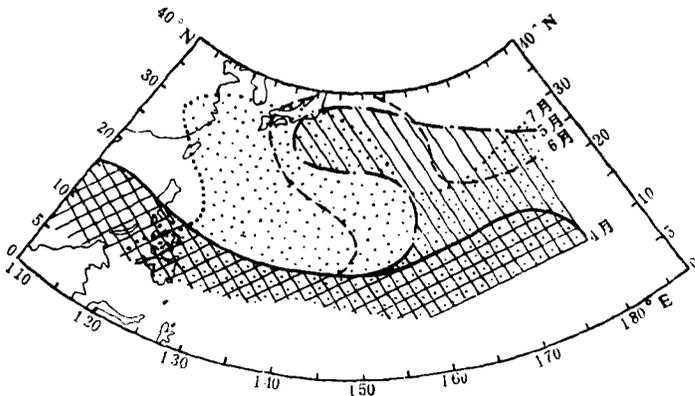


图 5 厄·尼诺年西太平洋上空 500 hPa 高度正距平区随时间的变化

为是厄·尼诺影响的结果。随着西太平洋热带地区高空环流形势在厄·尼诺影响下的异常变化,西太平洋台风活动也就必然受到影响。

3. 西太平洋热带辐合带

热带辐合带(ITCZ)是一个强的对流活动带,其中有一系列的对流云团或低压活动着,而相当部分的台风就是由辐合带中的低压或云团发展而成的。因此,西太平洋地区的台风活动显然将受到 ITCZ 的影响。

平均来讲,ITCZ 位于 8—10°N。在西太平洋的夏季,其位置要比平均位置略高一些纬度。前面对地面气压场和高度场的分析已经提到,在厄·尼诺年,ITCZ 在西太平洋位置偏南且弱;在反厄·尼诺年却有相反的情况。为了更确证这种现象,我们分别统计分析了 1976 年(厄·尼诺年)和 1967 年(反厄·尼诺年) 7—9 月份 700 hPa 上 ITCZ 在 130—150°E 地区的平均纬度位置,图 6 是经过 3 天滑动平均的结果。很清楚,1967 年 7—9 月西太平洋 ITCZ 活动的纬度要比 1976 年高得多;1967 年 3 个月平均在 15.6°N,而 1976 年 3 个月平均在 10.3°N。

从理论上讲,在其他条件相同的情况下,低压或对流云团在热带地区所处纬度位置越高,因 f 增大,将更有利于发展成台风。1967 年夏季,ITCZ 在西太平洋地区位置偏北,台

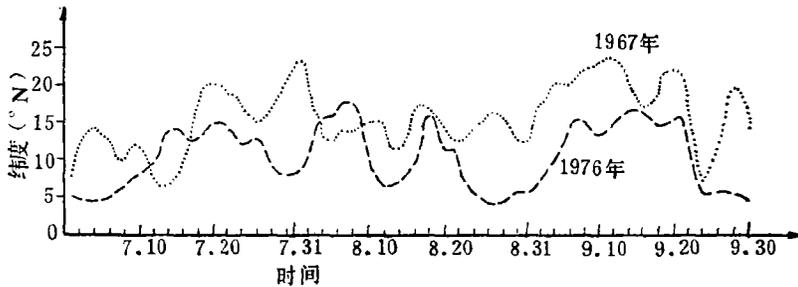


图 6 7—9 月份 700 hPa 上 130—150°E 地区 ITCZ 的平均纬度位置随时间的变化

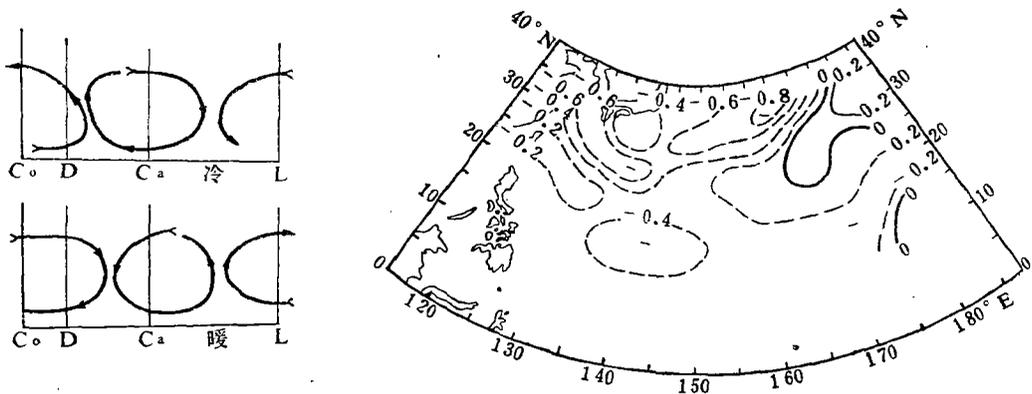


图 7 赤道东太平洋水温与沃克环流^[8]
 (L: 利马(12.5°S, 76.2°W),
 C_a: Canton 岛(2.8°S, 171.7°W),
 D: 达尔文(12.3°S, 131.4°E),
 C_c: Cocos 岛(12.6°S, 97.2°E))

图 8 1976 年 6—9 月西太平洋 35°N 以南海域海温平均距平分布(单位: °C)

风相应就比较多;1976年夏季,ITCZ在西太平洋地区位置偏南且弱,相应地台风也就较少。

4. 沃克(Walker)环流

厄·尼诺将极其明显地影响沃克环流,是大家普遍承认的事实,即在厄·尼诺年,赤道东太平洋海水温度增暖,通过感热等交换作用,其上空有异常上升运动,从而在 150°E — 160°E 附近产生异常下沉运动。相反,如果赤道东太平洋海水偏冷,则其上空出现异常下沉运动,而在 140°E — 150°E 附近产生异常上升运动。厄·尼诺年赤道东太平洋有异常上升运动,而反厄·尼诺年有异常下沉运动,从中太平洋的降水量观测以及卫星观测的中、东太平洋云量都得到证实。因为在厄·尼诺年,中太平洋降雨量偏多,而赤道中太平洋和东太平洋地区高反射云的频数也偏多;而在反厄·尼诺年却有相反的情况^[7]。赤道东太平洋水温与沃克环流异常已有不少研究,这里我们就用已有的结果来讨论本文的问题(见图7)。由于厄·尼诺年赤道东太平洋SST异常偏高,沃克环流出现异常形势,使得西太平洋台风的主要源区(130°E — 160°E)有异常下沉运动,对流活动受到一定抑制,因此不利于台风的形成,厄·尼诺年台风数也就偏少;而在反厄·尼诺年,台风源区有异常上升运动,有利于积云对流活动,台风发生发展条件有利,台风数也就偏多。

5. 海水表面温度

资料分析和数值模拟都表明,海温对台风的形成有极其密切的关系,一般情况下,若海温低于 28°C ,则台风便难于在该海域生成。图8给出了1976年(厄·尼诺年)西太平洋 35°N 以南海域6—9月海表温度的平均距平分布。很显然,6—9月平均,西太平洋 35°N 以南海温几乎全为负距平控制。也就是说,在厄·尼诺年,西太平洋台风区域海温异常偏低,不利于台风的形成。同1976年相反,反厄·尼诺的1967年,6—9月平均在台风多发区域却有极强的海温正距平(图略),因此对台风形成有利,为多台风年。

6. 大气稳定度

第二类条件不稳定是大家公认的台风发生发展的主要机制,这种机制就是积云对流同天气尺度的低压涡旋间的正反馈,使低压发展为台风。然而在CISK机制中,大气的稳定度参数对扰动不稳定发展的增长率有相当的影响。当稳定度参数值越小时,扰动发展的增长率就越大,也就越利于台风的发生发展。

在 p 坐标下,大气稳定度参数可写成

$$S = -\frac{R}{p} \left(\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{RT}{pC_p} \right)$$

因此根据温度层结可以简单计算大气的稳定度参数。作为一个例子,我们分别计算了1976年和1967年7月西太平洋关岛附近地区850—500 hPa层的大气稳定度参数,1976年7月平均 $S = 3.28 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ hPa}^{-2} \text{ s}^{-2}$,1967年7月平均 $S = 2.94 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ hPa}^{-2} \text{ s}^{-2}$ 。显然,1976年7月关岛附近地区的大气稳定度参数要比1967年7月偏大。尽管计算比较粗糙,只根据了天气图上的读数,但大致状态还是能反映出来。因此,1967年热带扰动易于发展,台风偏多,而1976年相对不利于台风发生发展,台风偏少,大气稳定度对其有一定影响。

四、结 语

上述资料分析结果清楚地告诉我们,厄·尼诺同西太平洋台风活动有着极其明显而又必然的联系。厄·尼诺出现所造成的热带大气环流形势的异常变化,不仅引起西太平洋台风形成的环境条件的改变,而且也直接影响台风发生发展的能量供应。因为在厄·尼诺年,由于西太平洋海温偏低,不利于蒸发凝结;静力稳定度参数较大和沃克环流的异常下沉,都不利于积云对流在热带西太平洋地区的发展。这样,凝结潜热的释放也就自然偏弱。也就是说,厄·尼诺引起的大气环流和状态以及海温的异常变化,都对西太平洋台风的形成不利,因此厄·尼诺年台风偏少。相反,在反厄·尼诺年,热带大气环流以及海温的变化却对西太平洋台风的发生发展有利,因此台风数偏多。

本文基于资料的统计分析结果,考虑到台风形成的一些基本条件,对厄·尼诺和反厄·尼诺情况下的西太平洋热带大气环流和状况以及该区域海温状况进行了分析。从而对厄·尼诺年西太平洋台风活动少,反厄·尼诺年台风活动多的结果给出了定性的解释,并使其结论有了更可靠的基础。因为仅有统计结果是不够的,还需研究其物理联系。

本文的分析研究是初步的,厄·尼诺现象如何影响西太平洋台风活动,还需从理论上和在数值模拟方面进行深入的探讨。但有关厄·尼诺影响西太平洋台风活动的结论,以及本文的一些分析结果还是使我们对问题的认识向前深入了一步,并且可以作为台风长期预报的参考。

参 考 文 献

- [1] 李崇银,厄·尼诺与西太平洋台风活动,科学通报,1985年第14期,1087—1089页。
- [2] Ramage, C. S., and A. M. Hori, Meteorological aspects of El Nino, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1827—1835, 1981.
- [3] 潘怡航,赤道东太平洋热力状况对西太平洋台风发生频数的影响,气象学报, **40**, 1, 24—34, 1982.
- [4] Angell, J. K., Comparison of variations in atmospheric quantities with sea surface temperature variations in the equatorial eastern Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 230—243, 1981.
- [5] Rasmusson, E. M., and F. H. Carpenter, Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the southern oscillation/El Nino, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354—384, 1982.
- [6] 陈烈庭,北太平洋副热带高压与赤道东部海温的相互作用,中长期水文气象预报文集, 335—347, 1981年。
- [7] Ramage, C. S., and A. M. Hori, Meteorological aspects of El Nino, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1827—1835, 1981.
- [8] Julian, P. R., and R. M. Chervin, A study of the southern oscillation and Walker circulation Phenomenon, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1433—1451, 1978.

A STUDY ON THE INFLUENCE OF EL NINO UPON TYPHOON ACTION OVER WESTERN PACIFIC

Li Chongyin

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Abstract

Based on the statistical analysis, the average number of typhoon in the Western Pacific Ocean (include the South China Sea) in El Nino years is less than normal while in inverse El Nino years the situation is reversed. Associating the generating conditions of typhoon with the fluctuations of the atmospheric circulation and SST in the Western Pacific in El Nino years and in inverse El Nino, some qualitative explanations for the influence of El Nino on the typhoon activity in the Western Pacific Ocean are discussed.

上接228页

回 答

《降水的振荡机理》一文发表后,赵文桐同志对这篇文章提出了一些商榷的意见,本着百家争鸣,共同提高的精神,现将其提出的内容答复如下:

赵同志提出,林文中“大水滴则通过大小水滴共存发生的扩散转移和大水滴碰并小水滴以及振动破裂等方式数量在不断增多”。这句话不确切,……”。我认为文章中这段中心意思和赵同志提出的看法是一致的,因为林文中这段前面说的是大水滴增大的方式,后面说的才是大水滴数量增长的原因。林文中说的振动破裂是指大水滴受上升气流的冲击使大水滴造成的破裂,而不是指大水滴布朗运动的振动。大水滴增大后由于上升气流冲击而破碎成几个水滴,再与小水滴碰并增长。

“赵同志提出林文中“A为流入系统水汽的净入流量,X为云体内的小水滴数量”这句话不妥,……,实际上A是水汽浓度”。以及林文中“ K_1 为水汽相变为水的速率, K_2 为大水滴增加的速率……”。应说成是“速率常数”。赵同志上述建议很好,我完全赞同,因为这样提法比较确切。

“赵同志提出林文中最重要不妥之处是定态时 Y_0 。写为 $Y_0 = \frac{K_1 A}{K_2 X}$,由于林文中(3)式 $X = X_0 + x(t)$ 看出 X 为时间 t 的函数,如此 Y_0 就是时间 t 的函数, Y_0 随时间而变,当然就不是定态了,以后讨论就完全失去了意义”。我认为赵同志提出的这个问题,林文中根本不存在,可能是赵同志阅读文章时疏忽的结果。因为林文中定态解 $Y_0 = \frac{K_1 A}{K_2 X}$,式中 X 漏掉一个脚标, X 应是 X_0 ,即 $Y_0 = \frac{K_1 A}{K_2 X_0}$ (文章发表后, X 漏掉一个脚标,作者及时写信告诉了编辑部*),这是读者稍加细心就可以看出的笔误,有的读者已看出了 X 漏掉一个脚标。如果把 $X_0 = \frac{K_2}{K_1}$ 代入则 $Y_0 = \frac{K_1 A}{K_2 X_0}$,显见 Y_0 是定态,而不存在赵同志提出的 Y_0 随时间而变的问题,由于 Y_0 是定态,因此林文的全部讨论都是正确的,并具有完全确定的意义。赵同志举出的林文中的(11)式:

$$x = c_1 e^{-\frac{K_1 A}{2X_0} t} \cdot e^{\frac{1}{2} \sqrt{4 \frac{K_1 K_3 A}{X_0} - \left(\frac{-K_1 A}{X_0}\right)^2} t} + c_2 e^{-\frac{K_1 A}{2X_0} t} \cdot e^{-\frac{1}{2} \sqrt{4 \frac{K_1 K_3 A}{X_0} - \left(\frac{-K_1 A}{X_0}\right)^2} t}$$

式中 $X_0 = \frac{K_2}{K_1}$ 是定态,而不是赵同志说的是时间的函数,因此,这个方程是个确定性方程,用它来研究 x 的稳定性

(下接 250 页)