

热带气象译文集

第七集

强对流和暴雨天气

广东省热带海洋气象研究所编

一九八二年八月

内 容 简 介

本译文集共收集有关暴雨的文章共15篇，主要有暴雨的中尺度分析结果和暴雨的预报方法，同时还介绍低空急流的形成和发展过程的数值模式，以及深入内陆的海风锋等。

本译文集可供各气象台站预报人员、大专院校师生和有关科研人员参考。

目 录

全球大气研究计划大西洋热带试验期间大尺度运动与对流降水之间的关系.....	(1)
中国东南部及日本的初夏季风槽(梅雨)结构和涡度计算.....	(22)
积雨云前中尺度低压或气压槽的形成机制.....	(35)
九州暴雨的中尺度分析.....	(50)
对流性积云与暴雨.....	(62)
降自非常浅薄的对流云的暴雨.....	(85)
中尺度热力变量与对流性降水之间的关系.....	(92)
俄克拉荷马州一次飑线的中尺度结构.....	(101)
与龙卷生成相联系的强雷暴演变和中尺度气旋结构.....	(110)
一个降水概率预报模式.....	(128)
加拿大西部平原上坡增强的极值降水: 一个中尺度数值模拟.....	(144)
Arakawa-Schubert积云参数化模式对大雨区实测资料的反应.....	(156)
积云参数化和降雨率 I	(172)
低空急流形成和发展的数值模式.....	(184)
深入内陆的海锋.....	(194)

全球大气研究计划大西洋热带试验期间 大尺度运动与对流性降水之间的关系

R.W.Reeves和C.F.Ropelowski

提 要

应用全球大气研究计划GARP大西洋热带试验(GATE)所得到的高空资料与地面资料来分析对流尺度的降水和较大尺度风场之间的相互关系。内六角形(B)和外六角形(A/B)观测阵列的高空风数据拟合二次多项式,给出观测阵列内的涡度、散度和垂直运动的平稳的估计值。在这些分析中,我们核对了三个试验作业期的经过归档的合理的资料,并以雷达估计的降水率为基数,求出平均值。

三个观测阶段中的每一阶段19天的平均廓线,确立每一阶段的运动学的基本相似之点,边界层的强烈的辐合,大多数由对流层辐散来平衡是三个阶段所共有的。

为了确定观测阵列上的受抑制状态(降水率 ≤ 0.1 毫米/时)和高度受扰动状态(降水率 > 0.5 毫米/时)使用了雷达估计的降水比率。每一阶段中扰动状态的平均廓线,比起受抑制状态的平均廓线偏东风要弱些,向上垂直速度要大得多。各种状态的平均涡度廓线的差别并不这样分明。

12小时平均值的时间序列表明第三阶段的降水过程与700毫巴气旋性相对涡度的最大值非常一致,反映出Reed等人(1977)所阐述过的东风波的影响。在第一阶段和第二阶段东风波很弱时,降水过程与气旋性涡度的最大值并不很一致。另一方面,三个阶段的降水过程与大尺度(A/B)的700毫巴向上垂直速度最大值及地面径向辐合 $\frac{\partial v}{\partial y}$ 很一致。这就说明降水显然与较大尺度过程有关。

通过涡度收支分析了对流活动对大尺度气流的影响,阶段与阶段间的涡度收支剩余廓线与对流层的中部和上部的气旋生成的最大值是相类似的,对流受抑制状态时期对流层上部的余数的极大值和高度受扰动状态时期的一样强。在地面,剩余数个别值的符号几乎总是与涡度相反,A/B阵列的平均涡度收支表明,在涡度收支中,倾斜项的量可与其它项相比。

一、前 言

全球大气研究计划GATE大西洋热带试验的主要目标之一,是希望对热带海洋地区的气象及其与全球大气环流的关系,得到进一步认识。其中一个特殊目的是了解不同时间、空间尺度的热带天气系统,侧重积云、云团与天气尺度之间的相互作用(WMO GATE Rep, 1, 1972)。在环绕对流性的活跃热带辐合带(ITCZ)纬度带内的实验现场,为研究这些尺度相互作用的某些方面,提供资料。许多最近运用GATE资料的描述性的和定量的研究,已涉及到特殊尺度过程,并在一定程度上涉及到它们与其它尺度过程的相互作用·Burpee(1975),使用类似于Reed和Recker(1971)合成的方法,利用

GATE三个观测阶段原始资料,分析了24个天气尺度非洲波动的平均特点,在天气尺度波的位相基础上,把卫星资料合并起来,并发现高云覆盖面积的最大值与向上垂直运动的最大值重合在一起。Reed等人,(1977)对第三观测阶段的天气尺度波的扰动作了合成。除卫星云图之外,他们在雨量计测值基础上,使用了雨量估计值,并发现当波槽经过时,卫星推断的对流云和降水二者增大了三倍。Thompson等人,(1979)利用第三阶段的可靠资料,包括雷达降水估计值在内,对合成东风波进行更广泛的分析,并把大西洋东部和太平洋西部的波动作了比较,GATE波动内的三个不同辐散层的出现,导致他们认为存在三个主要云群。

Martin(1975)在一个较小尺度过程的分析中,用卫星资料来描述GATE期间云团特性。Houze(1975)发现了在试验期中出现的主要飑线,并用雷达图象描述它们的动态。Houze和cheng(1977)对GATE雷达回波作了统计分析,把单个雷达回波的生命史与水平和垂直尺度联系起来,他们的研究进一步证实了对流造成的降水占显著地位。

这些研究结论指出,基本上属对流造成的降水,与大尺度过程,例如,天气尺度的波槽有关。最令人关心的就是能否把降水过程与在比单个对流要素大得多的尺度上估计出来的运动学的物理量联系起来,与此有关,是确定对流要素群影响大尺度气流所达到的程度问题,我们通过涡度收支的究研,分析了这种反馈的某些方面,计算受抑制状态与高度受扰动状态的涡度收支。

分析分为四部份。第一部分给出每一个阶段的散度,涡度和垂直速度的平均廓线,这些平均值作为讨论和解释后面三部分给出的结果所要求的背景材料。第二部分,我们求出受抑制状态和高度扰动状态的平均值,并讨论其相似性和差别。在第三部分中,通过对降水,涡度,散度和垂直速度的时间序列,更详细地分析了受抑制状态和加强状态大尺度风场之间的关系。在第四部分里,通过涡度收支,讨论了积云对较大尺度的影响。

二 资料来源

取自GATE观测网的内六角形(B—阵列)和外六角形(A/B—阵列)之间的船舶测站(见图1)的无线电探空测风仪资料和地面资料,给本文计算提供主要的资料来源。降水比率则是根据装有c—波段数字雷达的四艘船只所收集到的反射率资料加以估计。分析是对三个19天观测期进行的,(每个作业期见表1)。

在重点时期,例如对流增强时期,每隔三小时施放一次无线电探空测风仪,其他时期施放时间间隔为六小时。计算是用如Reeves(1978)所描述过的经过处理有充分根据的高空资料组进行。在一个把纬向和径向风分量拟合在一个二次曲面的方案中,使用了B和A/B阵列全部船舶的资料。这种拟合图好处之一是可以估计阵列上任意一处风力和它们的一阶导数。然后用最小二乘方拟合图得出的系数来估计下面讨论到的运动学的量和阵列中心($8.5^{\circ}\text{N}23.5^{\circ}\text{W}$)处涡度收支方程中的各项。资料与25毫巴层次和每六小时的12小时滑动平均值适应。在125毫巴层上对涡度收支量进行了平均。使用Jalickee和Klepczynski(1977)的渐近线奇异分解方法,求出二阶系数的附加订正数。在100毫巴上保证

质量平衡的条件下,利用假定计算出来辐散误差随气压降低而线性增加的方法(O'Brien, 1970),通过水平散度的垂直积分来计算垂直速度。因为这种误差与外六角形从雷达跟踪的探空记录所推导出来的风有关,这是一个合理的假定。在涡度收支计算中,需要垂直速度水平梯度,也采用了O'Brien方法,即令100毫巴处水平梯度为零,其他层梯度调整为气压的线性函数。

降雨比率是根据雷达反射率资料估计,它可通过与船甲板上雨量计的标准值比较来核实,(Hudlow等人,1979)。像Hudlow和Patterson(1979)所述那样,通过在B阵列或

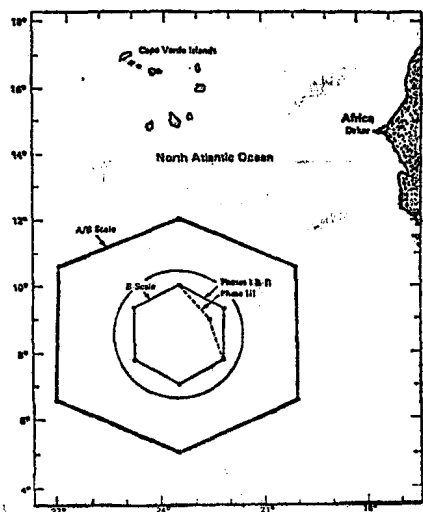


图1 GATEA/B和B的船阵列,其圆形为主阵列。

表1 GATE期间的观测期

I 阶段	6月28—7月16
II 阶段	7月28—8月15
III 阶段	8月30—9月17

“主阵列上”四次三小时降水率的平均,求出12小时估计降水率。主阵列包括半径接近200公里的圆面积,即比B阵列稍为大一些。只有B和A/B阵列上的垂直速度与降水量比较是用B阵列上的平均值。在这一情况下的,A/B阵列的比较也采用主阵列的平均降水比率。为了求得B阵列和主阵列上更精确的降水估计值,把单个雷达资料合并起来。

三、分 析

每个阶段风分量及其空间导数以及涡度收支导出量的平均值,是通过逐个12小时值的平均来求。

符号如下:

- U, u 风的纬向分量
- V, v 风的径向分量
- σ 标准偏差值(变率)
- ω 垂直速度
- ζ 相对涡度
- β 柯氏参数 f 的纬向变化

τ 应力向量

V_h 水平风矢量

TEJ 热带东风急流(对流层上部风的极大值)

AEJ 亚洲东风急流(对流层中部风的极大值)

1. 阶段平均廓线

(1) 相对涡度

三个阶段的平均相对涡度廓线(图2), 形状是相似的, 而且在性质上与Thompson等人(1977)所给出的第三阶段的廓线一致。但第一阶段相对涡度的平均廓线, 则更整个

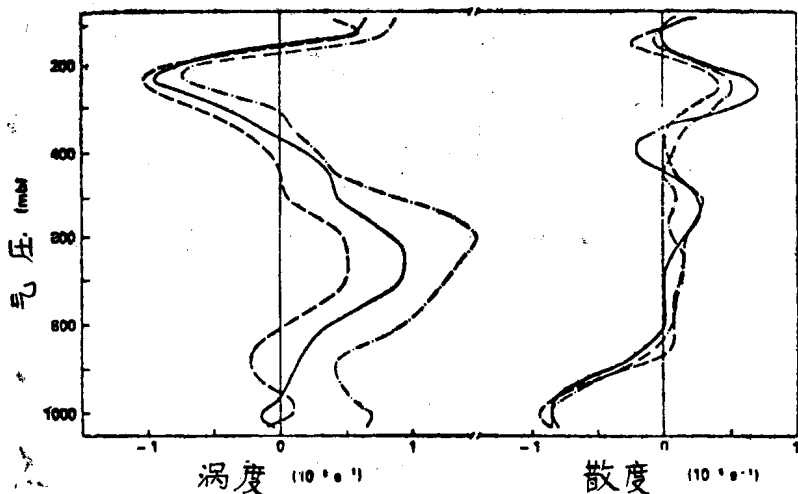


图2 平均相对涡度和散度廓线图。第一阶段(点划线), 第二阶段(划线)第三阶段(实线)。

地具有气旋性, 而且是唯一显示出边界层的气旋性涡度相对大的廓线。虽然在第一阶段中的环流更具有气旋性, 但B阵列上的平均降水比率(0.49毫米/时)与第三阶段观测到的平均降水比率(0.53毫米/时)的差别并不是很大。这两个量(平均降水率)都比第二阶段平均降水率(0.88毫米/时)大一些。纬向分量的纬度变化 $-\frac{\partial u}{\partial y}$ 对涡度的贡献是主要的(图3)。在对流层中部这一项大的气旋性数值, 是阵列北面AEJ(非洲东风急流)位置所在的结果。在第二和第三阶段中气旋性切变被减弱得相当明显。另一方面, 象在急流高度上 $-\frac{\partial u}{\partial y}$ 的零值所标出的那样, 在阵列上TEJ有它的极大值。涡度分量 $\frac{\partial v}{\partial x}$ 有小的系统性的变化。200毫巴上的反气旋最大值对平均涡度廓线的强反气旋最大值有贡献。

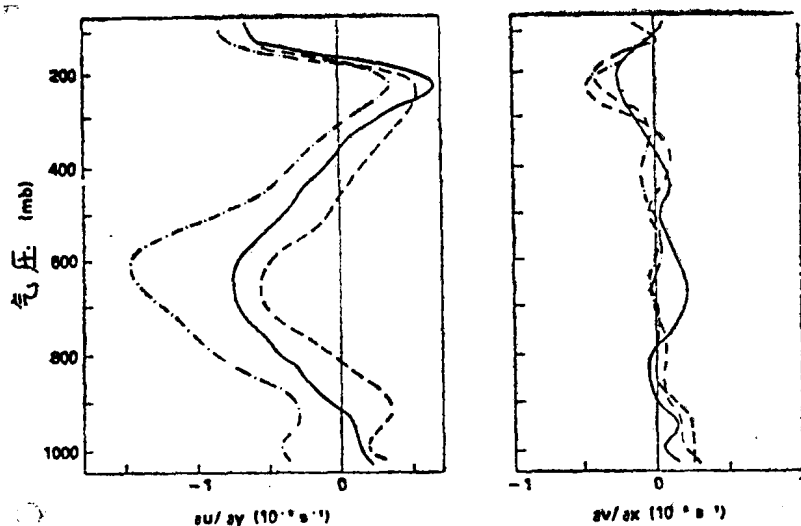


图 3，相对涡度分量 $\partial u / \partial y$ 和 $\partial v / \partial x$ 。绘图规定与图 2 相同。

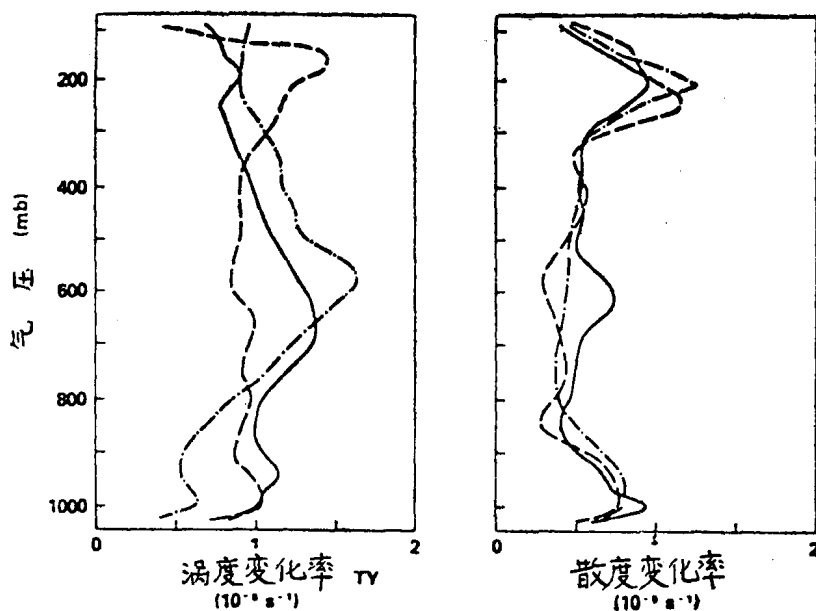


图 4，涡度和散度的变化率。绘图规定与图 2 相同。

图 4 上的 $\sigma(\xi)$ 在三个阶段中均保持在 10^{-5} 秒 $^{-1}$ 的量级上，很少有系统性的变化。

(2) 速度散度

平均散度廓线(图 2)与单独的 $\partial u / \partial x$ 和 $\partial v / \partial y$ 的廓线(图 5)表明阶段与阶段之间的差别不大。比较强的边界层辐合性质上与 Brummer (1978) 所给出的廓线是

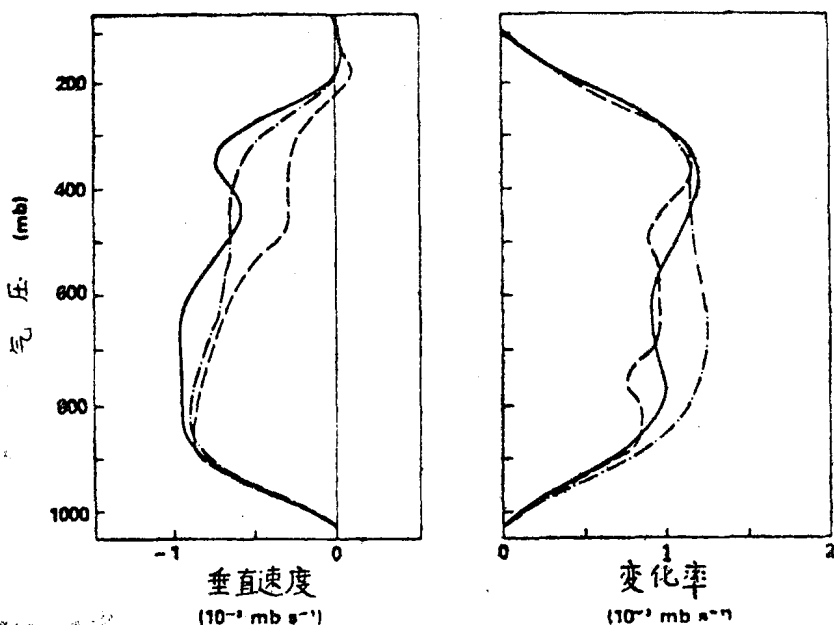


图5 散度的分量 $\partial u/\partial x$ 和 $\partial v/\partial y$ 。绘图规定与图2相同。

一致的，是经向风分量 $\partial v/\partial y$ 的纬向梯度的一个反应。该项可能反映出在大多数 试验期间，在观测阵列内，存在热带辐合区。在更高的高度上（200毫巴） $\partial v/\partial y$ 对辐散正的贡献超过表示热带东风急流减速特征的 $\partial u/\partial x$ 所造成的负的贡献。正如 $\sigma(\xi)$ 的情况， $\sigma(\text{div})$ 廓线说明阶段与阶段之间只有微小差别（图4）。在TEJ附近变化率有一个小的极大值。

表2, 100毫巴上的垂直速度, 质量平衡不受影响

阶段	垂直速度(mbs^{-1})	垂直速度(毫巴/天)
I	2.6×10^{-4}	23
II	1.2×10^{-4}	10
III	2.3×10^{-4}	20

(3) 垂直速度

在质量平衡不受影响(表2)的情况下，100毫巴的阶段平均垂直速度是这个 计算的误差的一个标准。所有阶段的数值，均小于25毫巴天 $^{-1}$ 。图6的阶段平均 ω 廓线，在形状上是相似的。Thompson等人(1979)求得第三阶段B阵列的相似的廓线。在第二阶段期间对流层上部的平均垂直运动最弱。此阶段的平均降水率最低。因为边界层强烈辐合和对流层中部微弱辐散的结果，每阶段中向上垂直运动的极值都是出现在对流层下部。

$\sigma(\omega)$ 值与 ω 值的量级相同，阶段与阶段之间显示不出有系统的变化。

虽然阶段平均的垂直速度廓线十分相似，但阶段平均降水型 却十分不同Hudlow(1977)。在第一阶段，雷达表明，降水集中在阵列的南半部。在A/B阵列最北部的船舶上雨量计收集不到降水(Sequin和Sabot, 1976)，但在阵列的中部和南部却记录到大量降水。在第二和第三阶段中观测到降水的空间分布比较均匀。从阵列中心南北两纬度的

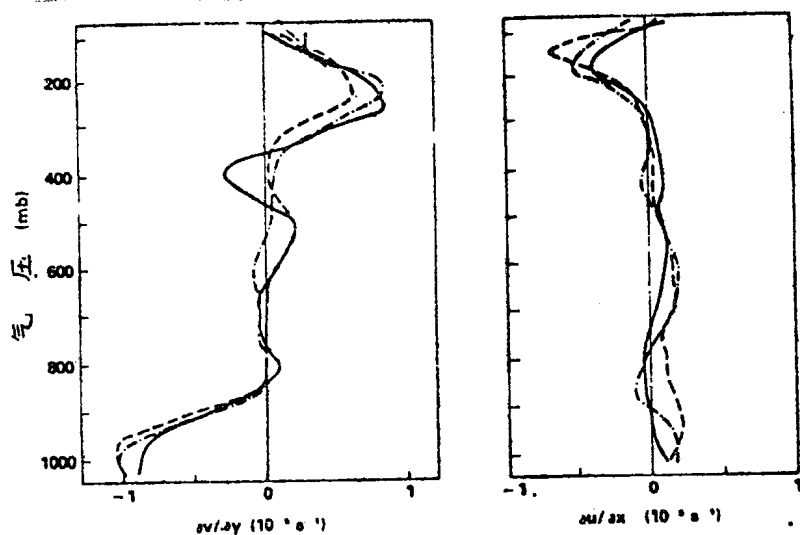


图 6，平均垂直速度的变化。绘图规定与图 2 相同。

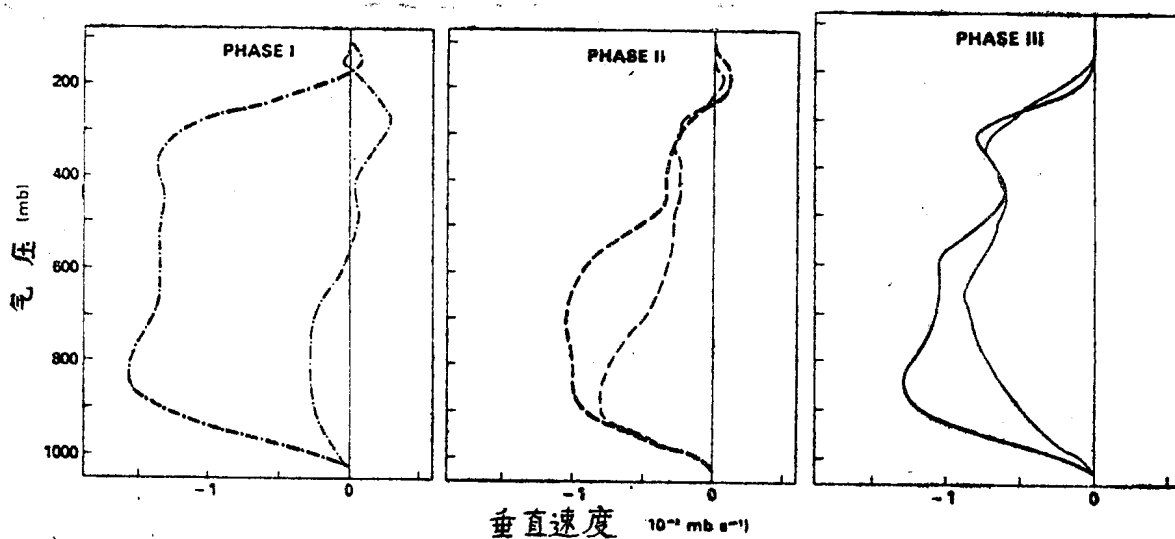


图 7，6.5°N (粗线) 和 10.5°N (细线) 平均垂直速度

点上的风的分量的二阶拟合计算出来的 ω 值中就反映出此种型式(图 7)。在第一阶段，阵列南部(强烈的上升运动)和北部(弱的下沉运动)的平均垂直速度廓线有着明显的差别。第二和第三阶段的廓线显示出的平均垂直运动场更为一致。下一节通过强扰动状态和受抑制状态的对比进一步探讨垂直运动与降水比率的关系。

2 受扰动状态与受抑制状态的平均廓线

用B阵列上降水率的雷达估计值来区分高度扰动状态和受抑制状态。为了达到本文的比较目的,把在B阵列上的12小时平均降水率 >0.5 毫米/时的时期,定义为高度受扰动时期。12小时平均降水率 <0.1 毫米/时的时期定义为受抑制时期。选择这些临界值,为的是尽可能给大气状态提供一个清楚的界限,而又包括大量的实验资料。

表3. 12小时内平均降水率达到扰动状态和抑制状态的次数

	抑制状态		扰动状态	
	次数	降水率	次数	降水率
I 阶段	14	0.03	15	1.04
II 阶段	10	0.04	12	0.79
III 阶段	4	0.02	16	1.04

在这个分析里,并不包括降水率 >0.1 毫米/时而又 <0.5 毫米/时的时期。表3列出每一阶段的各类个例数,和每一种类型的平均降水比率。虽然第三阶段受抑制类型中只有四个独立个例,但为了完整性仍然绘出平均廓线。

(1) U, v分量

图8的纬向风廓线揭示出,由于AEJ比较强,受抑制时期整个对流层的大部分的偏东气流比受扰动过程时要更为明显。图8绘出的扰动期和受抑制期之间的经向风分量并没有显著的差异。

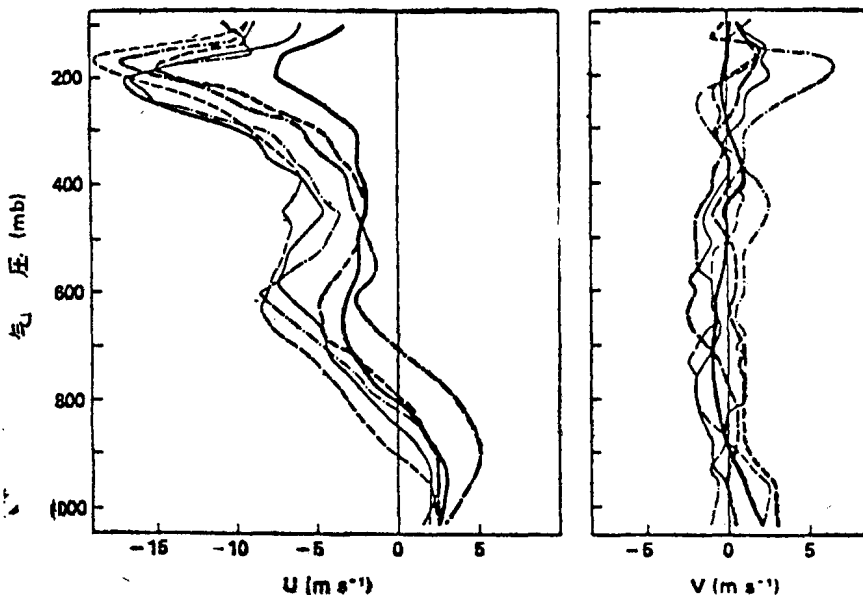


图8 扰动(粗线)与非扰动(细线)的纬向风和经向风廓线,
第一阶段(点划线),第二阶段(划线),第三阶段(实线)。

(2) 相对涡度

第二阶段和第三阶段中扰动个例和受抑制个例相对涡度的平均廓线明显不同(图9)。在大部分层次上受扰动的廓线一般具有气旋性涡度, 而受抑制廓线则显示出反气旋性涡度。在第三阶段, 700毫巴附近, 受扰动与受抑制个例的涡度的差别最突出。在第二阶段, 两种廓线差别并不大, 而在第一阶段不存在系统性的差异。

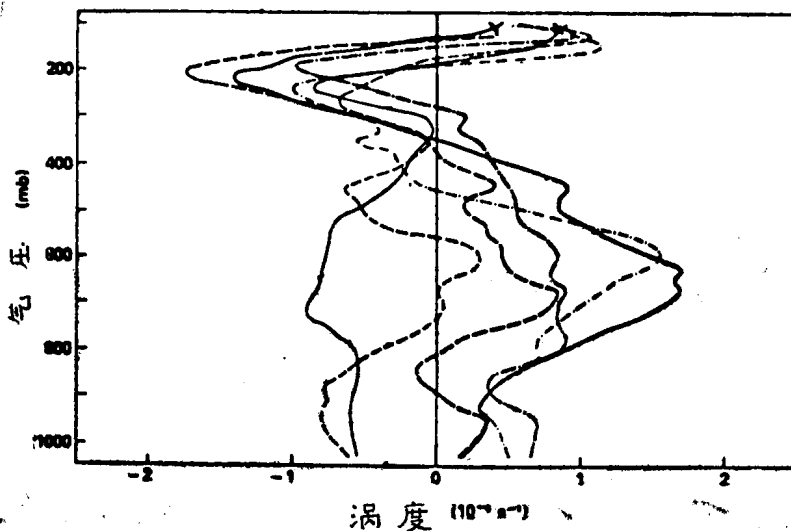


图9, 扰动状态和受抑制状态的相对涡度平均廓线图。绘图规定与图8相同。

(3) 垂直速度

三个阶段, 在900毫巴到800毫巴的区域里, 受扰动期间平均垂直速度廓线(图10)

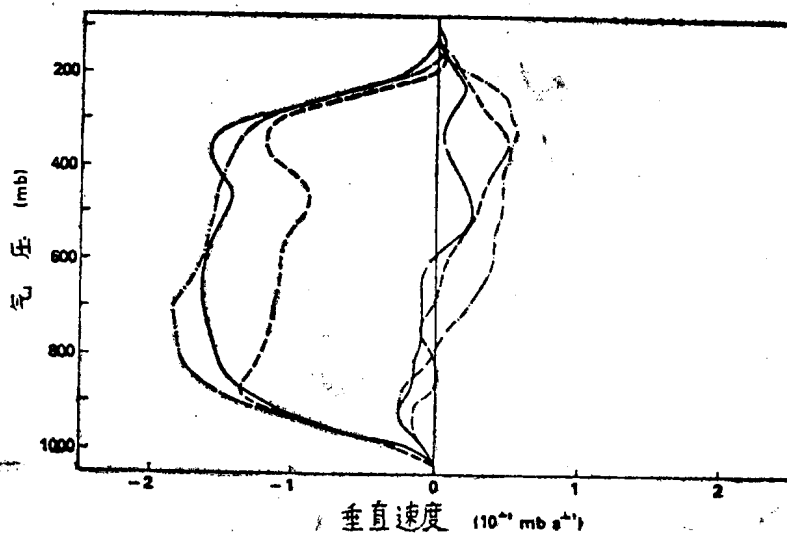


图10 扰动状态和抑制状态的平均垂直速度廓线图。绘图规定与图8相同。

出现上升运动 ($\approx -1.5 \times 10^{-8}$ 毫巴/秒)。这与在600毫巴以上呈现弱的下沉运动 ($\approx 0.2 \times 10^{-8}$ 毫巴/秒) 和在对流层下部呈现弱上升运动的受抑制期的廓线, 形成鲜明的对照。扰动状态和受抑制状态之间的垂直运动廓线之间差异表明, 在这个尺度上计算出来的垂直速度, 是B阵列上的阶段平均降水的一个良好的指标。

受抑制与强扰动状态期间的平均垂直速度廓线是截然不同的。另一方面, 相对涡度廓线, 却不能简单地归纳成两类, 为了更好的理解降水过程与散度, 涡度和垂直速度之间的关系, 我们以700毫巴这些量的时间序列, 与B阵列上降水率的时间序列进行比较。

3. 时间序列

对运动学的量的时间序列讨论, 只限于地面和700毫巴。因为700毫巴上扰动振幅特别地强。

(1) 相对涡度

图11里的 700 毫巴的涡度和降水率的时间序列揭示出第一阶段和第二阶段的前半期

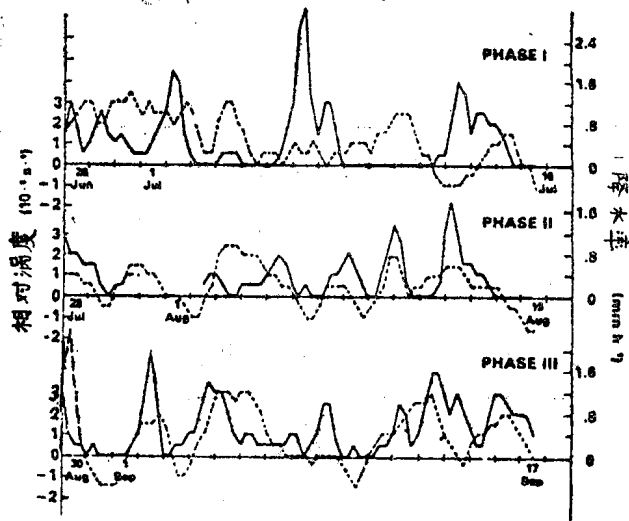


图11 700毫巴相对涡度时间序列 (划线) 和降水比率 (实线)

两者之间没有明显的关系。然而在第二阶段的后半期, 和整个第三阶段, 降水过程与气旋性涡度峰值之间存在密切的对应关系。这与 Reed 等人 (1977) 在第三阶段中发现的事实是一致的。他们认为涡度和降水的变化明显的一部分是由于通过观测阵列的东风波的前进所造成的。通过图12, 检查使东风波加强的涡度分量 $\partial v / \partial x$ 的时间序列, 来求得对若干东风波强度的测定。在第一、第二阶段中, $\partial v / \partial x$ 的特点表明波动很弱, 结构很不清晰, 与第三阶段形成鲜明对照。第三阶段里降水的峰值与波槽有规律的通过相对应。第一、二阶段, 组织对流的机制明显不同, 作为降水产生的一般指标, 就要考虑其它运动学的量。

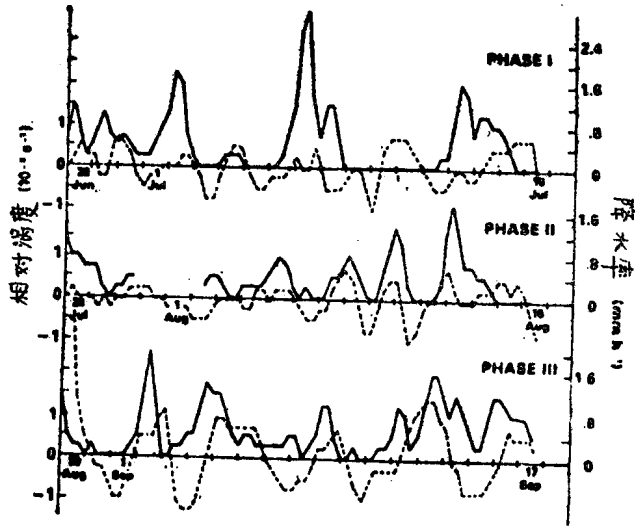


图12 700毫巴涡度分量 $\partial v/\partial x$ 时间序列(划线)和降水比率(实线)

(2) 速度辐散

最近的一些研究,例如Fernandez-Partagas(1973), Ropelewski和Reeves(1977), Ulanski和Garstang(1978), 以及Brummer(1978)已经表明,地面辐合与中尺度降水之间存在着正的相关。在GATE地区,95%的时间地面气流是辐合的。这可能是热带辐合区的维持所造成的。这从分别分析纬向分量($\partial u/\partial x$)和经向分量($\frac{\partial v}{\partial y}$)可以得到证实。图13给出的 $\partial u/\partial x$ 的时间序列显示出在所有阶段中此分量的辐散作用小,看来与降水率没有什么关系。另一方面,图14给出的 $\partial v/\partial y$ 项相当大,并且具有大振幅变化的

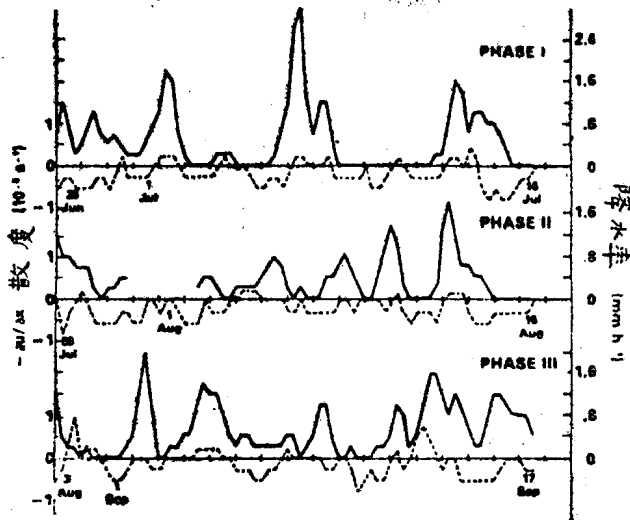


图13, 地面 $\partial u/\partial x$ 的辐散贡献(断线)和降水比率(实线)的时间序列

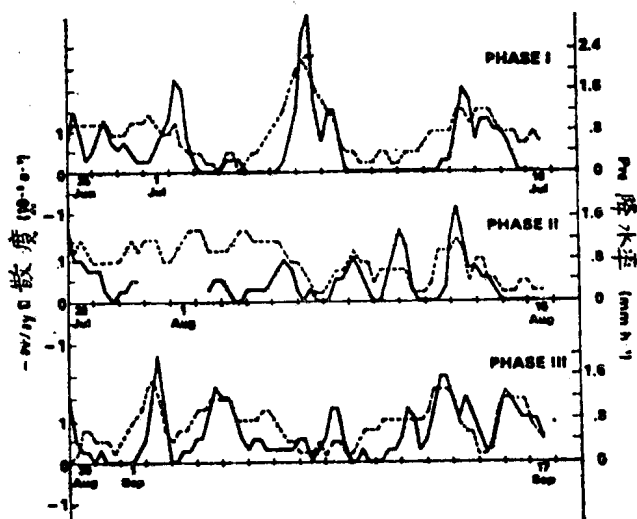


图14, 地面 $\partial v/\partial y$ 的辐散贡献(断线)和降水比率(实线)的时间序列

特点, 这种变化可能是带有热带辐合区特性的(ITCZ)经向辐合的加强或减弱的一种反映。 $\partial v/\partial y$ 辐合的增加与降水率增加时间一致或稍为超前一些。因此降水率与经向辐合的加强有关, 而与低层辐合的持续存在关系不大。这与Brummer(1978)对C阵列最近的一个研究结果一致。在所有三个阶段中, 地面经向辐合与降水率存在明显的关系。

(3) 垂直速度

象出现在850毫巴以下的这样强的低层辐合, 与穿过一个比较深厚气层的垂直上升运动相对应。

(i) A/B阵列。本节我们研究A/B阵列上降水率与700毫巴垂直速度之间的关系。并在下节里将用A/B和B阵列所代表的两个不同水平尺度进行比较。

Houze和Cheng(1977), 发现GATE期间, B阵列上的大部分降水与对流活动有关。试验的中心问题之一是, 主要由对流造成的降水, 能否用较大尺度如A/B阵列所估计的运动学变量来参数化。在700毫巴上(图15)所估算的垂直速度时间序列表明, 在这一层上向上垂直运动与主阵列降水之间有密切关系。即使对那些与700毫巴涡度或地面散度关系不好的降水过程, 向上垂直运动与降水比率之间清楚的关系是明显的。在有些例子中(例如7月6—8日和9月13—14日), 降水率的复杂变化, 可以与700毫巴垂直速度的相应变化联系起来。所以这些时间序列说明, 如果能在与A/B阵列大小相当的尺度上, 得到垂直速度的合理估计值, 那么在热带辐合区附近的数值预报模式中, 对流性降水参数化是完全可行的。于是几个纬度上垂直运动的估计值, 可用来预测对流尺度降水的总结果。在降水计算中, 利用大尺度垂直运动估计值的许多模式中有Kuo(1965), Manabe等(1965), Arakawa和Schubert(1974)的模式。

(ii) A/B和B阵列估计值之间的比较。通过A/B和B阵列上垂直速度的独立的估计值, 可以得出不同尺度垂直速度与降水率之间关系的若干进一步的量。作法通过一个

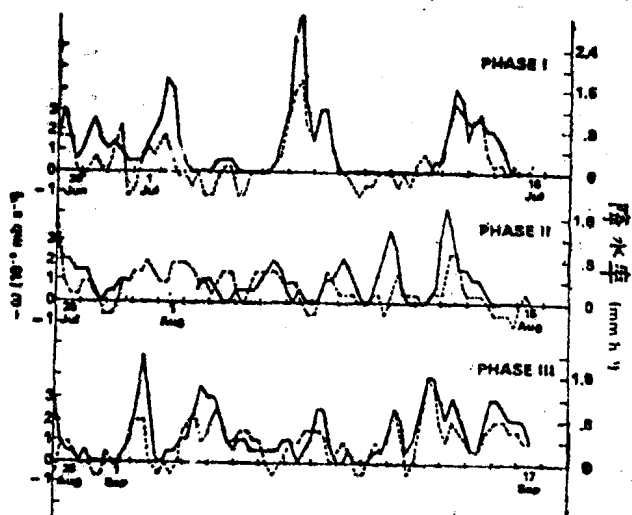


图15, 700毫巴垂直速度(断线)和降水比率的时间序列

平面的配合, 用A/B船舶资料计算A/B阵列垂直速度, 和用B阵列船舶资料计算B阵列的垂直速度来进行。然后再将A/B和B阵列上垂直速度的估计值拿来分别与主阵列和B阵列降水率作比较(见图16)。阵列中心垂直速度的独立估计值彼此相一致, 并与降水

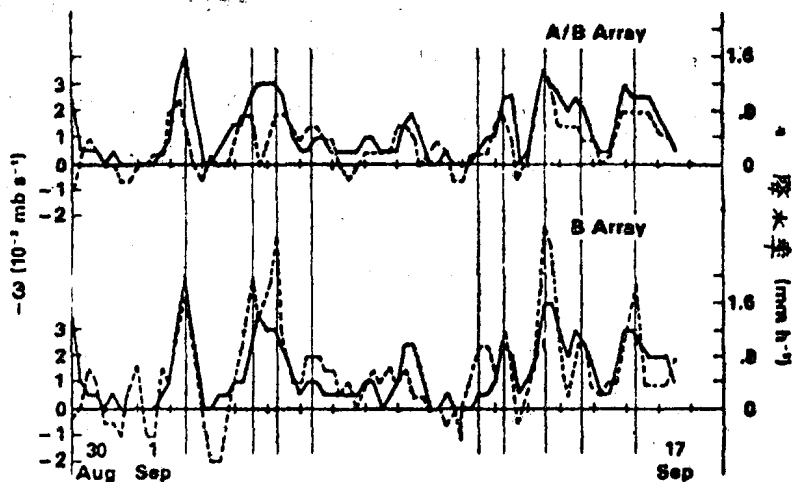


图16 A/B阵列和B阵列第三阶段各自700毫巴垂直速度(断线)和降水比率(实线)的时间序列, 通过B阵列的向上垂直速度的峰值画细垂线。

比率一致。通过B阵列的向上垂直速度最大值画的细垂线强调这两个尺度的垂直运动时间序列之间强烈的相似性。这些时间序列表明, 较小尺度, 也就是B阵列的尺度, 常常受到至少象A/B阵列那样大的运动尺度所控制。这些结果表明, 较大的A/B尺度的垂直速度估计值, 对至少象B阵列那样小的区域降水的参数化是适当的。

4. 涡度收支的计算值

前一节所讨论的结果提出一种对对流尺度活动程度或强度的大尺度控制（机制）。至于反馈机制，也即，对流活动对大尺度环流的影响，那是通过涡度收支来分析的。由 Riehl 和 Pearce (1968), Reed 和 Johnson (1974), Hodur 和 Fein (1977), Shapiro (1978) 和 Stevens (1979) 所作的涡度收支计算结果表明，用大尺度变量来估计方程的各项时，会出现大量的不平衡，这就指出，这些尺度比观测网格要小的过程的重要性。一般认为不平衡是由于积云对流效应所造成。由于 GATE 期间，大部分降水都是由对流尺度运动引起的，我们通过对流活动受抑制与加强时期涡度收支的比较，可以得到有关较小尺度运动对较大尺度的影响的某些概念。

气压座标内的涡度方程是：

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \mathbf{V}_h \cdot \nabla \xi + \beta v + \omega \frac{\partial \xi}{\partial p} = -(\xi + f)(\Delta \cdot \mathbf{V}_h) - \mathbf{k} \cdot \nabla \omega \times \frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial p} - \mathbf{gk} \cdot \nabla \times \frac{\partial \boldsymbol{\tau}}{\partial p} \quad (1)$$

左边项的和代表绝对涡度总的导数，方程右边第一项是散度项或生成项，第二项是倾斜项，第三项是摩擦项。在一个水平面积上求平均，用加一横线表示，得出：

$$\begin{aligned} \overline{\frac{\partial \xi}{\partial t}} + \overline{\mathbf{V}_h \cdot \nabla \xi} + \overline{\beta v} + \overline{\omega \frac{\partial \xi}{\partial p}} = & - \overline{(\xi + f)(\Delta \cdot \mathbf{V}_h)} - \overline{\mathbf{k} \cdot \Delta \omega \times \frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial p}} - \overline{\mathbf{gk} \cdot \nabla \times \frac{\partial \boldsymbol{\tau}}{\partial p}} \\ & - \overline{\omega' \frac{\partial \xi'}{\partial p}} - \overline{\mathbf{V}_h' \cdot \nabla \xi'} - \overline{(\xi + f)'(\Delta \cdot \mathbf{V}_h)'} - \overline{\mathbf{k} \cdot \nabla \omega' \times \frac{\partial \mathbf{V}_h'}{\partial p}} \quad (2) \end{aligned}$$

左边各项和右边前两项，原则上可以直接地从观测结果估计。摩擦项和加“'”量的平均乘积不能直接估计，但它们的综合影响可用一个余数来估计。

图17—21给出涡度收支廓线，其信度区间为 $2\sigma/\sqrt{N}$ 。在125毫巴上进行了平均，

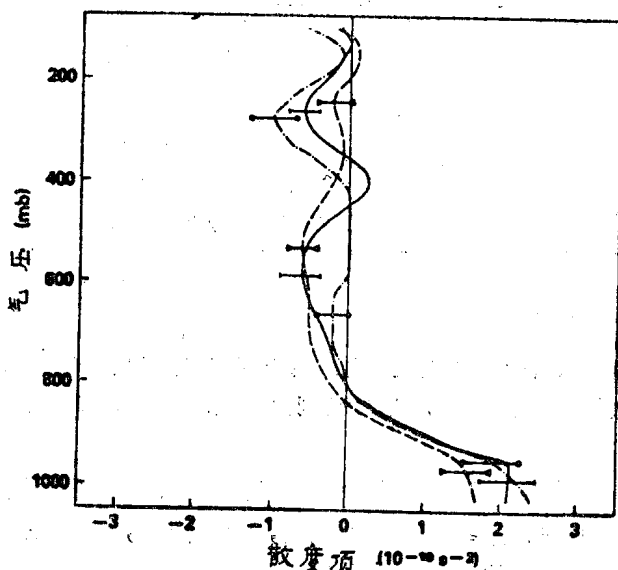


图17 信度范围为 $2\sigma/\sqrt{N}$ 的每阶段平均散度生成项。画法与图2相同