

暴雨维持和传播的机制分析

朱乾根

许多研究已经指出了降水特别是暴雨对天气尺度系统的反馈作用,例如在降水过程中凝结潜热的释放能够促进低层气旋的生成和发展^{〔1〕-〔4〕};同时,在暴雨过程中还伴有低空急流的形成与维持等^{〔5〕-〔6〕}。而天气尺度系统又必将反过来对暴雨的维持和传播发生影响。一般来说,暴雨区是沿其上空的基本气流方向传播的。这种传播是通过怎样的机制进行的呢?本文试图通过一次暴雨过程的实例分析,定性地指出这次暴雨形成、维持和传播的机制。

一、暴雨过程概述

1972年7月1日—3日主要在淮河流域发生了一次大范围的暴雨天气过程,降水首先从汉水中上游开始发生,而后向东移动并发展,1日夜移到安徽淮北地区,雨量最强,2日移到江苏。图1是7月1—2日08时的雨量图,由图可见,大雨主要集中在黄淮之间,范围广大,安徽省界首县日雨量达470.8毫米,为这次暴雨的中心。

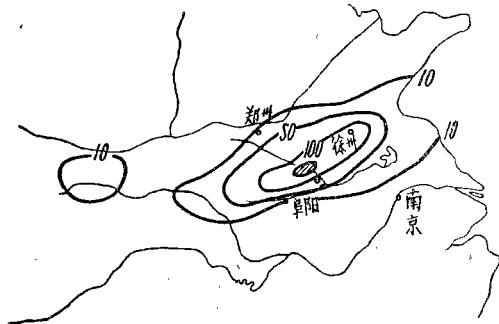


图1. 1972年7月1日—2日08时雨量图
单位: 毫米, 阴影区为大于200毫米降水区

引发这次暴雨的天气尺度系统主要是500毫巴上的低涡,而后在降水过程中,低层(700毫巴、850毫巴)也相继有低涡生成,地面则形成了黄淮气旋。

二、垂直运动的传播

为了分析垂直运动,将非绝热的 ω 方程应用于500毫巴上:

$$\nabla^2 \sigma \omega + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = \frac{R}{P} \nabla^2 \vec{V} \cdot \nabla T + f \frac{\partial}{\partial p} \left\{ \vec{V} \cdot \nabla (\xi + f) \right\} - \frac{R}{C_p P} \nabla^2 H \quad (1)$$

式中 $\sigma = -\frac{\alpha}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p}$ 为稳定度参数, H 为单位质量空气由于凝结潜热释放而引起的加热率,其他为常用符号。按照Holton^{〔8〕}(1)式右端第一项为温度平流对垂直运动的贡献,可以近似地看做当暖平流时有上升运动,冷平流时有下沉运动。右端第二项为涡度平流对

垂直运动的贡献,可以近似地看做,当500毫巴上为正涡度平流时有上升运动,为负涡度平流时有下沉运动。这两项统称为动力项。右端最后一项为凝结潜热释放对垂直运动的贡献,当凝结潜热释放时对上升运动有贡献,否则无贡献。这项称为热力项。

在1日08时的500毫巴图上(图2),低涡位于河套地区,东部较冷西部较暖,等温线近于南北向与西风气流几乎垂直。淮河上游和汉水流域等温线密集,且西风较强(16—20米/秒),有较大的暖平流,而且又位于高原浅槽的前部,有弱的正涡度平流,因而这里应是强的动力上升运动区(以暖平流上升运动为主),降水开始从这里生成。2日08时(图3)黄淮之间普遍增温2—4℃。—6℃等温线由河南移到沿海,等温线密集带也移到江苏上空,同时这里的高空西风已增强到26—28米/秒,有较强的暖平流,加上槽前的正涡度平流区也移到这里,因而2日08时在江苏省上空应有较强的动力上升运动(仍以暖平流为主)。由上可见,与暴雨区的东移相配合,暖平流区及正涡度平流区也是自西向东移动的,特别是暖平流区其位置始终位于暴雨区的前部(比较图1和图3),这说明动力上升运动对暴雨的形成、维持和传播有重要的作用。

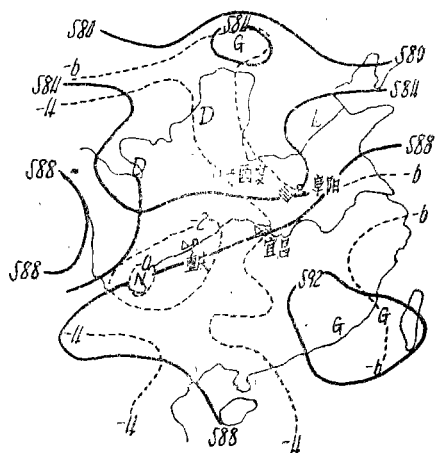


图2. 1日08时500毫巴图
虚线为等温线 实线为等高线

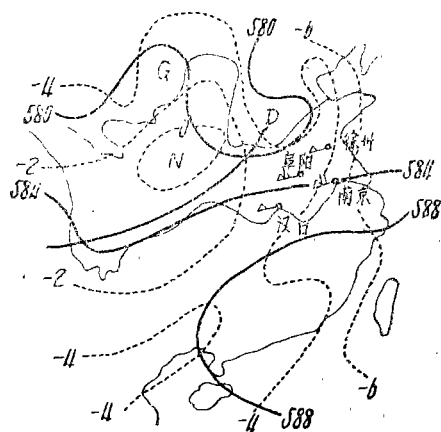


图3. 2日08时500毫巴图
虚线为等温线 实线为等高线

为与上述分析相对照,我们用运动学的方法(考虑地形作用)计算了大范围的垂直运动(空间步长取200公里)。图4是1日20时3000米上空的垂直速度分佈图,这张图大致可以表示1日08时—2日08时的平均垂直运动情况,与图1对照可见,在1—2日08时的暴雨区上空为一上升运动区,上升运动中心在郑州与阜阳间,与暴雨中心相重合,中心数值为12.5厘米/秒,最大上升速度在4500米附近,数值达16厘米/秒。这个上升运动区正好位于1日20时暴雨区的前部,与1日20时500毫巴暖平

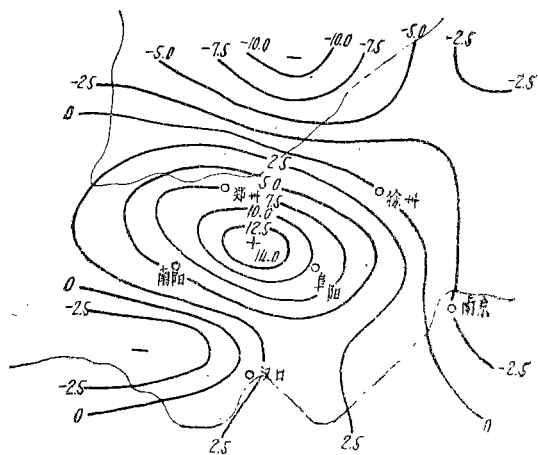


图4. 1日20时3000米垂直速度分布($\times 10^{-2}$ 米/秒)

流区相重叠(图略)。我们又按简化的降水量与垂直速度的关系式^[7]用此垂直速度,推算了连续下降24小时的降雨量,不足100毫米,只及暴雨中心470.8毫米的1/5。实际上暴雨并不是在一天之中均匀下降的,而是集中在数小时之内。例如界首县从7月1日20时—2日4时八小时内降水量即达404毫米,占日雨量的86%。如以界首县2日0时—1时一小时的降水量112.2毫米反推上升速度,则最大上升速度应为4.6米/秒,平均上升速度为2.9米/秒,超过了大尺度运动学方法所计算的上升速度20多倍。因此,可以近似地认为大尺度运动学方法所计算的垂直速度,主要代表动力上升运动;而两者之差(实际上与反推的上升速度量级相当),则代表中小尺度对流凝结释放所造成的热力上升运动。这部分热力上升运动是在大气处于对流不稳定(或条件不稳定)的情况下,由动力上升运动的触发而发展起来的。我们把它看做为暴雨对上升运动的直接反馈作用。如不考虑对流凝结潜热释放,如此强大的上升运动,使空气上升绝热膨胀冷却,引起的局地降温将远远超过500毫巴上的暖平流增温。因此可以说,暴雨区上空的实际增温,主要是由于对流凝结潜热释放所造成的。由于暴雨区上空的增温,使得暴雨区的前方冷空气一侧温度梯度增大,而在暴雨区的后方暖空气一侧温度梯度减小甚至反转为东暖西冷。因而在西风平流下,暴雨区前方暖平流加强,上升运动发展,而在暴雨区后方暖平流减弱,上升运动受到抑制,甚至转为冷平流下沉运动。于是上升运动区向暴雨区的前方传播。我们把这种凝结潜热释放对动力垂直运动的影响,称为暴雨对垂直运动的间接反馈作用。正是由于这种间接反馈作用推动了暴雨区向下游方向传播。

此外,暖平流的增强与西风气流的增强也有关,而西风气流的增强则与暴雨过程中相伴出现的低空急流的形成与维持是相对应的。

三、低空急流的形成与维持

我们用850毫巴西南风最大风速轴近似地表示低空急流轴。由图5、6可以看出,从1日08时—2日08时在降水区的右侧西南风风速普遍由12—16米/秒增强到20—26米/秒。图7是2日08时通过暴雨区的南北向剖面图,由图可见,在700毫巴左右有中心大于28米/秒

的低空急流存在,而在24小时前是没有的(图略)。这说明低空急流是在暴雨过程中形成的。

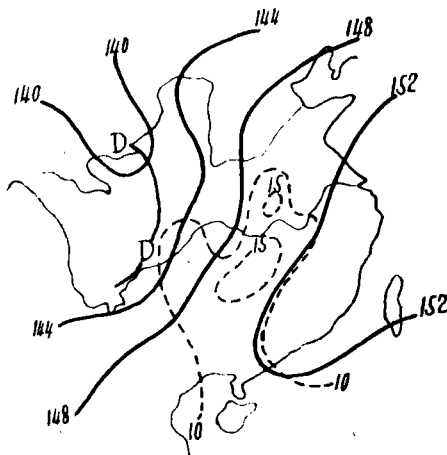


图5. 1日08时850毫巴图
虚线为等风速线(米/秒)
实线为等高线及槽线

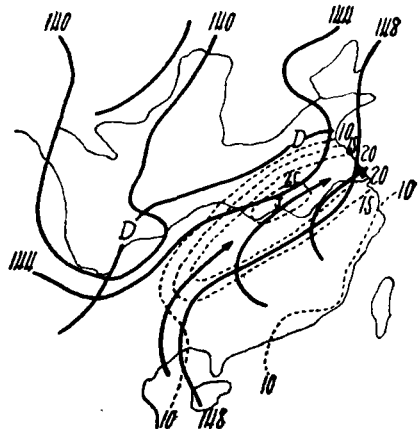


图6. 2日08时850毫巴图
虚线为等风速线(米/秒)
实线为等高线及槽线 矢线为轨迹

这次低空急流，不可能是一般所认为的对流动量交换所形成的。第一、因为低空急流位于暴雨区的右侧边缘，这里並沒有对流发生或对流较弱。相反在对流较强的暴雨中心，而风速却较小(见图7)。例如汉口和南京两站皆在1—2日08时暴雨区的边缘。汉口没有降水发生，南京仅降2毫米，显然无对流，可是这两站850毫巴的风速，却分别由12米/秒和4米/秒增强到26米/秒和20米/秒，增长显著，这是用对流动量交换所不能解释的。第二、对流动量交换的结果，应使上下层风速趋于均匀。从图7可见，低空急流中心西南风速达28米/秒以上，向上风速显著减小，至更高空甚至转为偏东风，而在暴雨中心的西华上下风速却非常均匀，说明这里可能有对流动量交换发生，但这里却不是低空急流的中心，所以对流动量交换绝不是低空急流形成的原因。

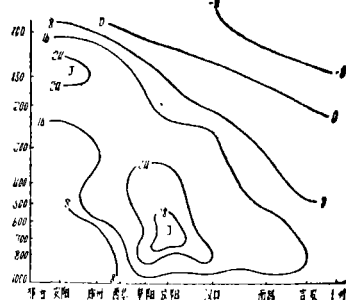


图7. 2日08时沿115°E剖面图
单位：米/秒

那么，这次低空急流形成的主要原因是什么呢？

从1日20时的850毫巴图上(图8)，可以看到在暴雨区及其周围地区实际风风向

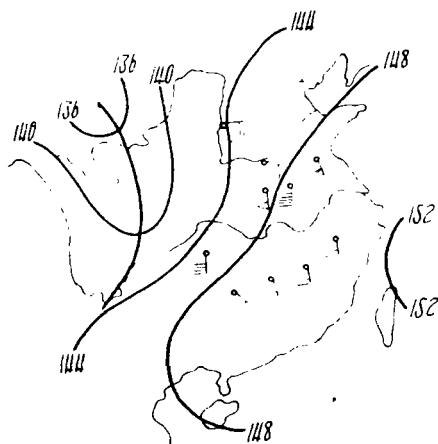


图8. 1日20时850毫巴图

与等高线之间有明显的交角，且指向低压一侧，这样的流场和气压场配置表明，气压场对空气质点做功，空气的水平运动动能将要迅速增大，而在气压梯度较大的地区，显然增长得要更快些，就在这里形成了850毫巴上的最大风速带。另外，由于在高层无明显的地转偏差存在，甚至存在相反的地转偏差(图略)，因而风速增长较慢甚至减弱。在摩擦层因受摩擦影响，风速增加也较慢。因而，在低空形成了西南风急流。

还应指出，与此同时，这里的地转风也是增加的，但比实际风的增长速率要小。例如汉口地转风由12米/秒仅增强到14米/秒；南京地转风由9米/秒仅增强到16米/秒。说明在暴雨发生前

实际风速等于或小于地转风，暴雨发生后，因实际风的增长大于地转风的增长，变为大于地转风，即超地转风。超地转风的存在是低空急流的一个重要特征。从法向运动方程所揭示的力的平衡原理可知，只有当空气质点运动轨迹呈反气旋式弯曲时，大气才有可能较长时间保持超地转的状态。比较图5、图6及图8可以清楚地看出，从1日08时—2日08时(特别是在1日20时—2日08时)，长江中下游及其以南广大地区，由偏南气流顺转为偏西气流，说明在这地区，空气质点的运动轨迹是反气旋式的。为进一步说明，我们绘制了2日08时前后通过850毫巴急流轴上几个点的空气水平运动轨迹(因这里的垂直速度不强，可近似认为运动是水平的)，见图6之矢线，由图可见，这几点的空气质点都是从付高脊线附近移来，並取反气旋式的运动路径，穿越等压线由高压指向低压。一面移动，一面加速，当到达气压梯度最大的区域时，风速也增强到最大。由于

它继续作反气旋式的路径运动，因而保持为超地转的风速。这也可能就是经常看到的大多数低空急流总是存在于付高边缘的原因。

问题是，这样大范围的地转偏差是如何生成的呢？因为低空急流与暴雨过程同时发生，它的生成显然与暴雨的关系极为密切。这种关系可表述如下：一方面由于在暴雨过程中对流凝结潜热释放，并通过水平扩散，使暴雨区整个上空空气增暖，大气柱伸长，从而使低层减压，高层加压。在低层有低压生成（参见图 6，在河南一带有低涡生成），使其南侧付高边缘的气压梯度加大，即地转风增大。另一方面，由于对流凝结潜热释放引起巨大热力上升运动，同时产生低层辐合（参见图 4 及图 9），高层辐散，从而加强了低层由付高内部辐散出来的空气质点向暴雨区方向的运动，产生了指向低压的地转偏差。因此，在低压的南部，暴雨区的右侧、付高的边缘形成了超地转的低空西南风急流。

我们知道，在稳定的大气中，垂直运动是地转适应建立的重要机制⁽⁸⁾，而在静力不稳定的大气中，可以看到对流凝结潜热释放所造成的热力上升运动，则是地转适应破坏的机制。一旦地转平衡破坏，超地转的低空急流建立以后，在低空急流的上空将出现：

$\frac{\partial v}{\partial z} < \frac{\partial v_g}{\partial z} < 0$ ，即热成风(V_T)小于实际风的垂直切变绝对值。在这样的流场和温度场结构下，将引起沿风矢量方向的水平涡度的减弱⁽⁵⁾，从而造成围绕急流的垂直反环流，即暖空气下沉，冷空气上升。这种次生的垂直环流迫使暴雨区有向右侧移动的趋势。然而，由于与低空急流相对应的 500 毫巴气流的增强，加强了暴雨前方的暖平流动力上升运动，促使这里的不稳定能量释放，暴雨区仍主要沿基本气流方向传播，但稍向右偏。

四、水汽输送和不稳定区的传播

众所周知，低空急流是向暴雨区输送水汽的主要通道。因此，低空急流的形成与维持将有利于暴雨的水汽供应。但是并非在低空急流左侧的任何地区都可以有暴雨出现，而是在那些水汽通量辐合最大的地区才有暴雨生成。图 9 是 1 日 20 时 850 毫巴的水汽通量散度图。由图可见，在暴雨区为一水汽通量辐合区，其辐合中心在徐州、阜阳间，比暴雨中心略偏东，2 日 08 时，辐合中心沿东偏南方向移入江苏，暴雨中心也移到镇江、南京一带（图略）。然而，水汽通量辐合又主要是由空气速度辐合所决定的，也就是说，只有在低层辐合上升运动强烈发展的地区，才有水汽通量的大量辐合。上已阐明，在暴雨区的前方有利于动力上

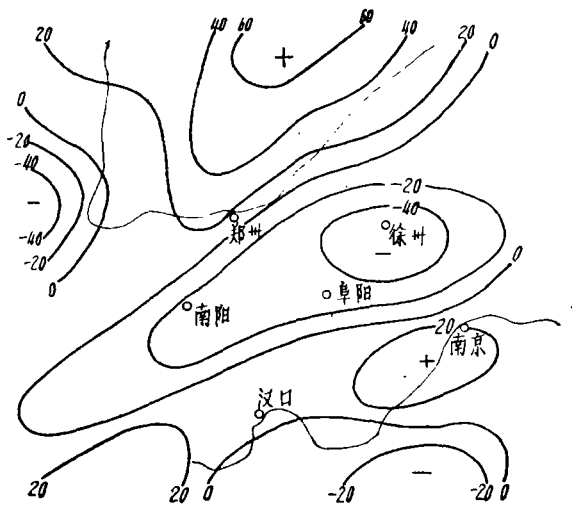


图9. 1日20时850毫巴水汽通量散度 ($\times 10^{-5}$ 克/千克·秒)

升运动的发展，但仅此是不能形成暴雨的。只有在对流不稳定的条件下，才能引起强烈的对流热力上升运动的发展，从而有暴雨形成。从本例的分析可发现，低空急流同时也是使对流不稳定区向暴雨前方传播的重要机制。

表 1 列出了郑州和南京两站在暴雨过程中，500毫巴和850毫巴温度、湿度及稳定度的变化数据(郑州在暴雨边缘降中雨，南京位于2—3日08时的暴雨中心)。由表可见，郑州和南京在降雨前对流不稳定度是发展的(郑州6月30日—7月1日，南京6月30日—7月2日，降暴雨后，对流不稳定度迅速减小(郑州7月2日，南京7月3日)，大气层

表 1 降雨前后郑州、南京T、T_d和Δθ_{se}的变化

站名 层 次 要 素 日 期	郑				州				南				京			
	500mb				850mb				500mb				850mb			
	T	T _d	θ _{se}	T	T _d	θ _{se}	Δθ _{se}	T	T _d	θ _{se}	T	T _d	θ _{se}	Δθ _{se}		
6.30	-7	-18	58	22	13	73	-15	-8	-16	57	18	8	58	-1		
7.1	-7	-13	61	20	16	79	-18	-5	-19	59	21	14	75	-16		
7.2	-4	-9	68	17	15	72	-4	-6	-8	67	21	18	86	-19		
7.3								-1	-2	84	20	18	84	0		

时间：08时 单位：度 $\Delta\theta_{se} = \theta_{se}(500) - \theta_{se}(850)$

结接近湿绝热。后者显然是由于暴雨过程中，水汽大量向上输送和凝结潜热释放的结果。而对流不稳定度的发展则是由于低层增温、增湿超过高层的增温增湿所造成，其中特别以低层的增湿影响最大。我们知道在降水未发生前，局地水汽的增加主要是由于水汽平流所造成的。图10、11表示了1日08时和2日08时850毫巴上的水汽平流情况，图上湿度中心与当时的降水区是重叠的，而在雨区的前方，等比湿线密集，有较强的湿平流，特别在2日08时，由于低空急流形成后，湿度平流明显增大，其数值大约由1日08时的 4×10^{-5} 克/千克·秒增大到 24×10^{-5} 克/千克·秒，增长约5倍。而同时该区

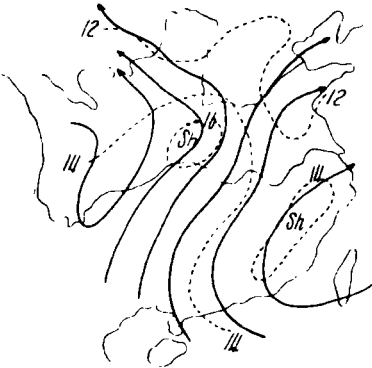


图10. 1日08时850毫巴水汽平流
实线为流线
虚线为等比湿线(克/千克)

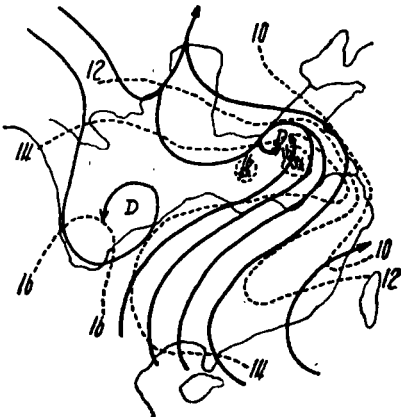


图11. 2日08时850毫巴水汽平流
实线为流线
虚线为等比湿线(克/千克)

上空 500 毫巴湿度平流, 仅及 850 毫巴的一半。正是由于这种上下层之间的湿度平流差异, 使暴雨前方有对流不稳定度的发展。从宏观上来看, 就是对流不稳定区沿基本气流方向传播。它的传播与上空暖平流动力上升运动的传播基本一致, 因此, 在暴雨前方它们重合的地区便有新的暴雨形成。

需要说明的是, 由于这种不稳定度的变化过程有时时间很短促, 因此, 在现时的观测时间间隔 (12 小时) 下, 并非在降暴雨的每一探空站的记录中都能清楚地反映出来。

五、结 论

根据上面的分析, 我们可以将这次暴雨的维持和传播过程概括如下:

首先, 在对流不稳定区, 主要是由于暖平流的动力上升运动, 引起对流运动的发展产生暴雨。由于对流凝结潜热释放, 一方面使暴雨区上空气层增暖, 一方面加强了热力上升运动, 形成和维持了低空急流。而后暴雨区对流不稳定消失, 在暴雨区后部有暖平流动力上升运动的减弱 (或冷平流下沉运动的发展), 在暴雨区中则由于超地转的低空急流所引起的次生垂直环流, 而有下沉运动发展, 于是原暴雨区减弱、消失, 与此同时, 在暴雨区的前部, 主要由于低层的湿度平流, 使这里的大气层变为对流不稳定, 而在上空又有暖平流动力上升运动的发展, 遂促使不稳定能量释放, 有新的暴雨产生。整个过程是一个新陈代谢的过程, 从宏观上来看, 就是暴雨区沿其上空的基本气流方向向前传播。当然, 在这过程中, 涡度平流的动力上升运动也有一定的作用, 但相对于暖平流动力上升运动是较小的。

参 考 文 献

- [1] M.B.Danard, On the influence of released latent heat on cyclone development, J.Appl. Met, 1964, 3(1).
- [2] 新田尚, On the development of the relatively small scale cyclone due to the release of latent heat by condensation, J.Met. soc. Japan, 1964, 42(4).
- [3] 黄士松、林元弼、韦统健等, 江淮气旋发生发展和暴雨过程及有关预报问题的研究, 大气科学, 1976, 1.
- [4] 斯公望, 一次江淮气旋发生发展动力因素的计算分析, 大气科学, 1976, 2.
- [5] 松本诚一, Unbalanced low-level jet and solenoidal circulation associated with heavy rainfalls, J.Met. soc. Japan, 1972, 50, 194—203.
- [6] 朱乾根, 低空急流与暴雨, 气象科技资料, 1975, 8.
- [7] 南京气象学院天气教研组、安徽省气象局, 暴雨中分析(一)、(二), 1972年, 油印本。
- [8] James R.Holton, An introduction to dynamic meteorology, 1972年。
- [9] 陈秋士, 中纬度大尺度系统发生发展的物理过程, 数值预报和数理统计预报会议论文集, 1974年。