

成熟飓风的 动力学和能量学

〔美〕R. A. 安赛斯 著

科学出版社

成熟飓风的动力学和能量学

〔美〕 R. A. 安赛斯 著

王志烈 丁一汇 译

科学出版社

1980

内 容 简 介

本书是近十多年来台风理论研究工作的一个扼要总结,比较系统地介绍了台风动力学和能量学研究所取得的进展。

全书共分六个部分:第一部分叙述了台风的结构;第二部分是台风动力学;第三、第四部分阐述了台风能量学和与之有联系的角动量问题;第五部分分析了对台风强度变化有决定作用的水汽收支;最后是对各种台风预报和数值模拟的动力学模式一个总结。

本书是一本教学和科研工作者的参考书,但对广大从事气象业务工作的同志也有一定参考价值。

R. A. Anthes

THE DYNAMICS AND ENERGETICS OF MATURE TROPICAL CYCLONES

Reviews of Geophysics and Space Physics Volume 12 Number 3
August 1974

成熟台风的动力学和能量学

〔美〕 R. A. 安赛斯 著
王志烈 丁一汇 译

*

科学出版社出版
北京朝阳门内大街137号

印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1980年12月第一版 开本:787×1092 1/32
1980年12月第一次印刷 印张:2 5/8
印数:0001—1,800 字数:54,000

统一书号:13031·1433

本社书号:1977·13—15

定价: 0.45 元

译 者 的 话

最近十几年来,台风形成的理论研究取得了很大的进展。这主要表现在三个方面:一是积云对流对台风形成的作用及其参数化方法的研制;二是台风能量学的研究;三是台风的数值模拟。Anthes 这本书对后两方面的研究成果作了简略的,但比较系统的介绍。作者在过去十多年里在台风的数值试验方面作了很多工作,得到了不少有价值的结果。应该说,在很大程度上这本小册子是作者工作的一个小结。

众所周知,台风是一个热力驱动的环境系统,它的主要能源是水汽凝结释放的潜热。通过潜热的释放形成暖中心,制造有效位能,以后又通过有效位能向动能的转换使台风环流得以维持和加强。另一方面,台风也存在着由于表面摩擦和内摩擦等引起能量消耗的机制。一个台风的发展和减弱,就是上述能量制造和能量消耗两种过程相互抵销的结果。因此,台风能量学是台风形成、发展和衰减等问题研究中的重要课题之一,今天它已成为一个有力的诊断工具。作者对这方面所应用的基本方程和取得的主要结果都作了介绍。

台风数值模拟的工作大约已有十几年的历史,这十几年中发展是很迅速的,目前它已成为研究热带气旋的发展、演变和结构等各个方面的有力工具。由于积云对流产生的凝结潜热参数化的成功以及计算机功能的提高,才有可能比较真实地模拟出热带气旋的主要特征,其中包括风暴的演变过程、流场、温度场、眼壁、螺旋雨带、高层不对称的外出气流场、能量平衡及与环境或下垫面的关系等等。作者从制约台风的动力

学方程出发，分析了各种物理因子的作用及其表达方法。最后,综合给出了 1974 年以前的试验结果,对于 1974 年以后的研究进展情况,读者可以阅读有关的文献。

由于译者水平所限，错误之处在所难免，尚请读者批评指正。

符 号

A	有效位能
C_p	干空气等压比热
$(d\theta/dt)_{L,S,R}$	由于潜热 (L)、显热 (S) 或者红外辐射冷却 (R) 引起的位温随时间的个别变化
E	蒸发
f	地球涡度的垂直分量, 在 20°N 约等于 $5 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$
g	重力加速度
h	埃克曼层厚度, 等于 $(2K_z/f)^{1/2} \sim 1$ 公里
h_c	云底以上的积云顶高
H	飓风环流上等压面上等温“盖”的高度
k	比动能, 等于 $(u^2 + v^2)/2$
K	飓风范围里的总动能
K_c	由积云产生的运动学(涡动)粘滞垂直系数
K_H	运动学(涡动)粘滞水平系数
K_z	由小尺度扰动产生的运动学(涡动)粘滞垂直系数
l_h	水平涡动特征长度
L	凝结释放潜热
m	每单位质量的相对角动量, 等于 rv
m_a	每单位质量的绝对角动量, 等于 $rv + fr^2/2$
p	气压
p_r	在静力正压参考大气中等熵面上的气压
P	降水
P_c	飓风的最低气压
P_e	“未经扰动”的飓风环境气压
P_n	标准化气压
P_0	参考气压, 等于 1000 毫巴

q	比湿
q_{sea}	海面温度的饱和比湿
$\dot{Q}$	每单位质量的绝热加热率
r	离飓风中心的径向距离
r_0	飓风区半径, 约接近于 1000 公里
R	干空气气体常数
R_0	最大风速半径, 约为 40 公里
t	时间
T	温度
u	径向风分量
u_c	积云内动量的 x 分量, 设等于云底处动量的 x 分量
u'	水平涡动速度
v	切向风分量
V	风速
$\mathbf{V}$	水平风矢量
w	垂直速度
w_c	积云内的垂直速度
w_e	积云环境的垂直速度
w'	垂直涡动速度
z	高出海平面的高度
$\langle \rangle^p$	在气压上进行平均
$\langle \rangle^r$	在径向距离上进行平均
α	活跃积云对流覆盖面积的百分率
ζ_a	绝对涡度
θ	位温, 等于 $T(p_0/p)^\kappa$
κ	R/C_p
λ	方位角, 反气旋转动为正
π	总位能(内能和位能之和)
π_r	参考大气的总位能
ρ	密度
σ	区域的面积

τ_{xx}	x 方向的垂直切应力
τ_0	表面摩擦应力
ϕ	蒙哥马利位势, 等于 $C_p T + gz$.
ψ_r	参考大气的 ϕ
ω	气压的时间变化率, 气压坐标中的垂直速度
∇	水平的倒三角算子
∇_θ	等熵面上的倒三角算子

目 录

一、引言	1
二、成熟热带气旋的结构	5
1. 飓风眼	5
2. 海面气压	5
3. 温度结构	6
4. 风的结构	8
5. 水汽和降水分布	10
三、热带气旋的动力学	13
1. 动量的水平和垂直扩散	15
2. 水平运动方程的尺度分析	19
3. 飓风眼的动力学	24
4. 热力学方程的尺度分析	27
四、热带气旋的能量学	31
1. 动能收支	31
2. 有效位能收支	34
五、热带气旋中的角动量问题	41
1. 角动量平衡方程的建立	41
2. 飓风中的角动量分布	45
六、热带气旋的水汽收支	48
1. 水汽收支方程	48
2. 经验性的水汽平衡	54
七、热带气旋的数值模拟	56
1. Carrier 的稳态飓风模式	58
2. 预报模式	60
3. 一个三维飓风模式	65
4. 模拟结果的小结	67
参考文献	69

一、 引 言

成熟的热带气旋一直是一种吸引人们注意的大气扰动。主要是这些小而强的风暴有时对人类活动带来灾害。飓风是所有自然灾害中最具有破坏性的，例如，仅从 1900 年以来，美国就有一万七千人丧生于飓风，美国因飓风的经济损失估计每年超过一亿美元。除了飓风的巨大威力引起人们的兴趣外，飓风也是一种清楚的、孤立的大气现象，它仅仅偶然地扰乱热带的平静，因此对气象研究工作者来说它是一个吸引人的对象。过去二十五年里许多经验的和理论研究的成果，使人们在了解这些具破坏性和令人感兴趣的风暴方面取得了很大进展。本文对风暴维持的动力学和能量平衡的现代知识进行回顾，并对风暴的数值模拟研究的最近进展作一总结。

热带气旋定义为一暖心气旋式的风环流，其中最大平均风为 35 海里/时 (40 英里/时) 或以上。最大风速等于或超过 65 海里/时 (74 英里/时) 的热带风暴在大西洋上称为飓风，在太平洋上称为台风。

典型飓风环流的水平尺度可根据低于正常海平面气压距平的半径来确定，约 1000 公里，但个别风暴的大小可在这个数值的两倍之间变动。达飓风强度的风力所及范围的平均半径仅约 100 公里，但大风强度的风力 (大于 28 海里/时) 可从中心扩展到 500 公里的地方 (Dunn 和 Miller, 1964)。风暴的卷云罩的直径 600—800 公里是有代表性的。这种卷云罩是由风暴中心附近的强上升运动产生，以后被高空风向外平流的。

飓风的环流伸展到整个对流层。在对流层下部环流最强，随高度增加逐渐减弱，在平流层相对是不受扰动的。所以飓风的垂直尺度可由对流层顶的高度来确定，约为 15 公里。

强烈的降水发生在飓风中心附近的上升气流中，例如：牙买加的银山（Silver Hill）1909 年当一个飓风过境时造成了 245 厘米的雨极值。因此，一些时间里人们认为强降水的蒸发潜热是热带风暴的一个重要能源。热带气旋形成于海面温度超过 26°C 的热带洋面上，最常发生在一年中最暖的 4 个月中。在对流层下部气旋性相对涡度大，同时垂直风切变弱的区域对飓风的形成有利。满足这两个条件的有利位置是在赤道槽的向极地一侧，该处有大尺度气旋性水平切变。所有风暴中有 87% 形成在 20° 纬度的向极地一侧。这表明地球涡度的局地垂直分量在飓风发展中起着重要作用。有 75% 的热带风暴在北半球发展，其中产生在太平洋上的占全球总数的 50% 强。热带风暴通常是由一原先存在的热带扰动发展而来的，这种扰动由有组织的云和风场组成。但是尽管从表面上看热带扰动都具有类似的天气条件，可是其中只有 10% 左右达到风暴强度。因而预报员面临的一个极困难的问题是如何设法事先发现这里面哪些扰动会发展起来。

飓风的平均生命史为一周，但个别的风暴如果始终位于暖的热带洋面上，生命期会很长（大于四周）。造成飓风平均生命史较短的主要原因是热带风暴随大尺度环流移出它们发生的暖湿热带地区，而进入中纬度较冷的不利环境内。

在这篇成熟热带气旋的评论中，我们首先总结飓风的气压、温度、风和湿度的三维结构。这些观测结果形成了与飓风有关的动力学和热力学方程的尺度分析的基础。尺度分析表明热带气旋可分成一些不同的区域，其中不同的物理过程是重要的。

绝大多数热带气旋处于梯度平衡中，离心力和科氏力与气压梯度力相平衡。可是在1—2公里的最低层，表面摩擦破坏了梯度风平衡，空气螺旋地进入风暴中心，由于它向低压加速而得到动能。强烈的气旋式切向环流是由于具有大绝对角动量的空气从风暴周围向内平流而产生的。然而，由于在角动量守恒要求有过强的风速，流入空气不能穿越某个小的半径。结果空气在眼壁内转为上升，于是在一个比较平静的眼周围形成一强的积云对流环。

当空气到达对流层上部时，静力稳定度增大迫使它转而向外，在那里获得相对于地球的反气旋式环流。这个反气旋式环流的出现，是由于沿着向内流入的低层空气的轨迹上，有向海洋损失角动量的结果。流出层是很不对称的，正压过程在维持涡动动能中起着重要的作用。

总结了飓风环流中重要的动力学和热力学过程以后，还研究了热带气旋的能量学。风暴表明为一个准定常的热力学热机，主要由潜热释放驱动。潜热加热与制造动能之间的联系是从有效位能的观点来研究的。暖心中潜热的释放维持着飓风的斜压性结构并产生有效位能，而有效位能不断地转换成动能。

热带气旋的能量学表明我们有可能用一个水平尺度为几千公里的定常状态的闭合热力学系统来模拟飓风。然而角动量原理揭示出这种尺度的定常轴对称闭合风暴区是不可能的，而是大尺度涡旋把角动量从环境输入到风暴系统中。

水汽收支对飓风系统也施加约束条件，并给出了关于水汽的蒸发和水平输送在提供维持飓风所必需的水分方面所起作用的情况。对一个没有蒸发的系统，对其所含水汽的损耗率作了计算。同时也计算了在没有水汽通过外侧边界水平流入情况下，在一个风暴区域内为维持一定常状态水汽含量所

需要的降水与蒸发的比值。

最后评论了热带气旋的数值模拟。使得数值模拟得到进展的主要因素，是在于把积云尺度不稳定性和造成热带气旋发展的更大尺度的不稳定性(第二类条件不稳定)区分了开来。还讨论了上面的第二种不稳定性及其对数值模拟的影响。

我们对 Carrier 等人的解析的轴对称二维模式与一些轴对称数值模式作了比较，并对最近用非对称三维飓风模式的试验结果作了总结。

二、成熟热带气旋的结构

飞机观测和卫星照片提供了热带气旋三度空间结构相当完整的图象。虽然个别风暴之间存在着差别，但下面各小节中所讨论的特性具有典型性，并且在很大程度上是所有热带气旋所共有的。

1. 飓 风 眼

成熟飓风的一个最不平常和显著的特征是眼，它大致呈圆形，位于风暴的中心区，直径在 5—50 公里之间。眼内气压达到最低值。眼内的风微弱而多变，这与眼壁内出现的最大风速形成鲜明的对照。与周围的厚云和骤雨相比没有明显的云复盖。

正如 Haurwitz 所指出的，为达到眼内极端低的海面气压的静力平衡，要求高位温的对流层上部的空气必须下沉。这种中心下沉区的存在得到高温和无云的事实所证实。眼和眼壁的动力学在第三节中的 3 小节进行讨论。

2. 海 面 气 压

海面气压场是飓风中了解得最清楚的方面之一。海面等压线接近于以风暴中心为原点的同心圆。最低中心气压曾记录到 887 毫巴(约为正常大气压的 90%)，但更经常的值为 950 毫巴。图 1 表示典型风暴标准化的海平面气压，它是标准化

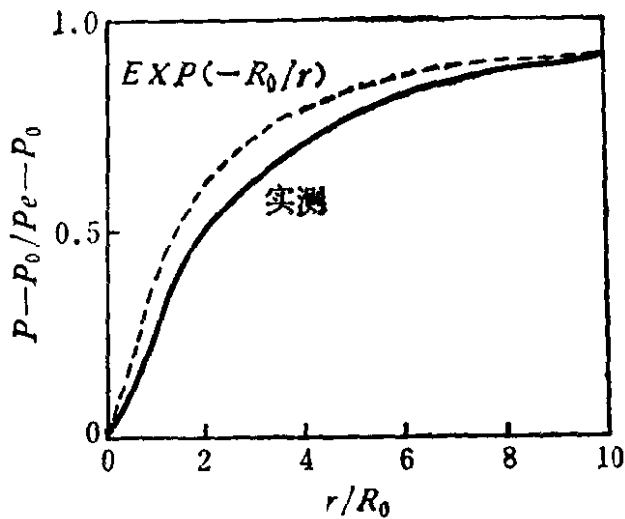


图1 成熟飓风标准化的海平面气压 (P_s) 为标准化半径 (r/R_0) 的一个函数 (Fletcher, 1955年)

径向距离 r/R_0 的函数。符号意义参见文前的列表。在区间 $0 \leq r_0/R_0 \leq 10$ 上, 径向气压廓线十分符合指数函数 $P_s \approx \exp(-R_0/r)$; 在风暴外区气压缓慢下降, 但在 100 公里半径范围内急速下降。气压下降总值的近 50% 发生在 80 公里以内, 这大约是最大风速半径的两倍。

3. 温度结构

热带气旋的重要特性之一是暖的中心。在对流层上部等压面上, 温度超过周围热带环境的值达到最大, 在 10 公里高度一般是高出 10°C 。通过一个成熟飓风 (Hilda 飓风, 1964 年) 的位温

$$\theta = T(P_0/p)^{\kappa} \quad (1)$$

剖面如图 2 所示。半径 100 公里以外的水平温度梯度比较弱, 平均约 $0.5^\circ\text{C}/100$ 公里。100 公里以内温度急剧上升, 眼内达到最高。在对流层下部, 暖心仅在眼内存在。在低层, 有

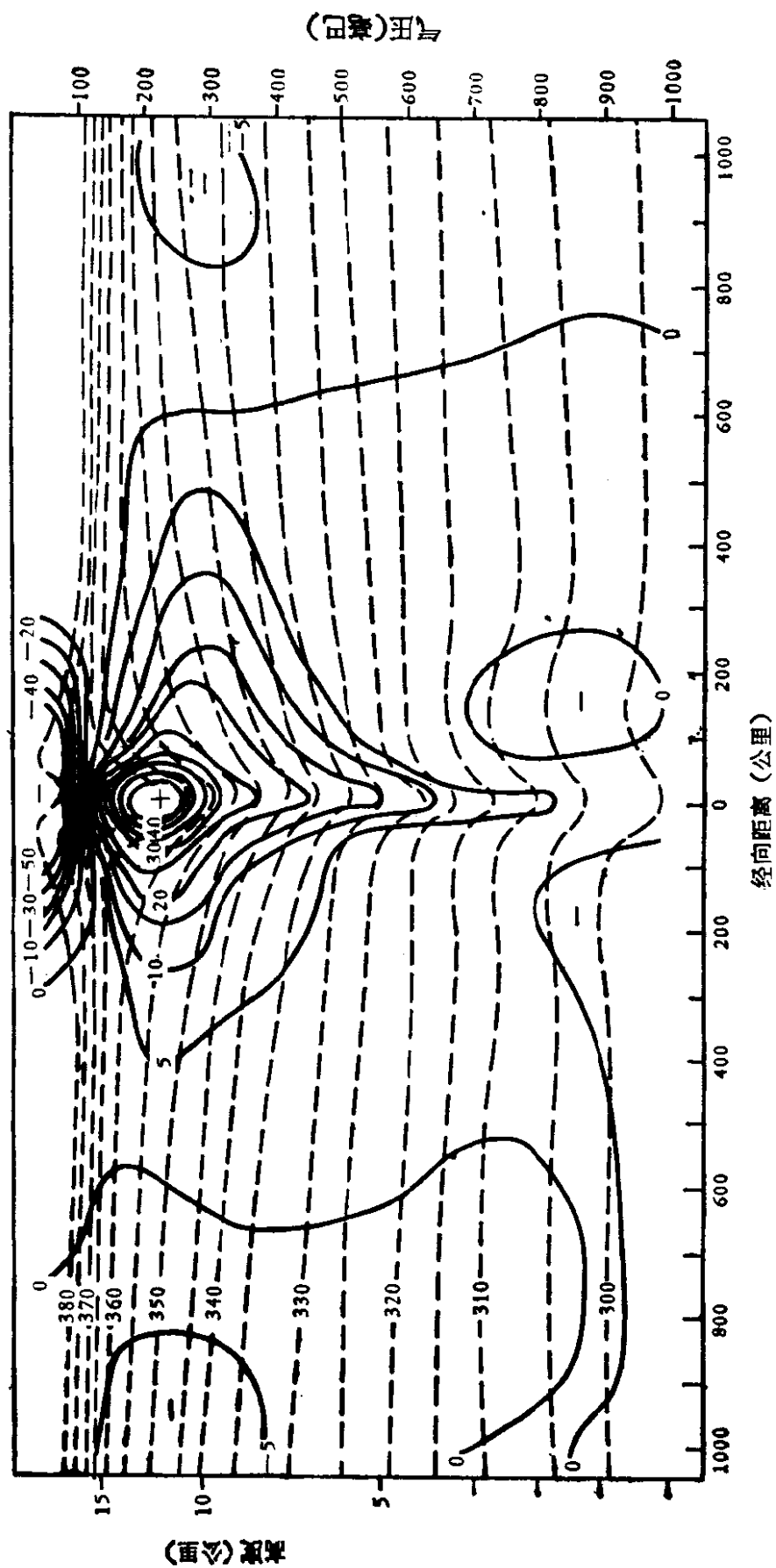


图2 通过 Hilda 飓风 (1964 年) 的位温 (虚线) 和质量加权效率因子 (实线) 的剖面 (效率因子的定义见第四节第 2 小节)

迹象表明在眼的周围有一稍凉的环形区。在最低的 1 公里内径向温度梯度是比较小的，这个特征对海气交换有重要的意义，下面还要讨论。象海面气压场一样，温度结构对风暴中心也是很对称的。

4. 风 的 结 构

在风暴的大部分径向和垂直范围内，飓风的环流以强气旋性为主，径向运动只限于最低的一、二公里(流入层)和高层几公里(流出层)的地方。最低层是摩擦(埃克曼)边界层，该层中乱流涡旋向下表面输送动量和能量，而散失到海洋上。图 3 表示 Helene 飓风的低层径向风速廓线。这个飓风的大风

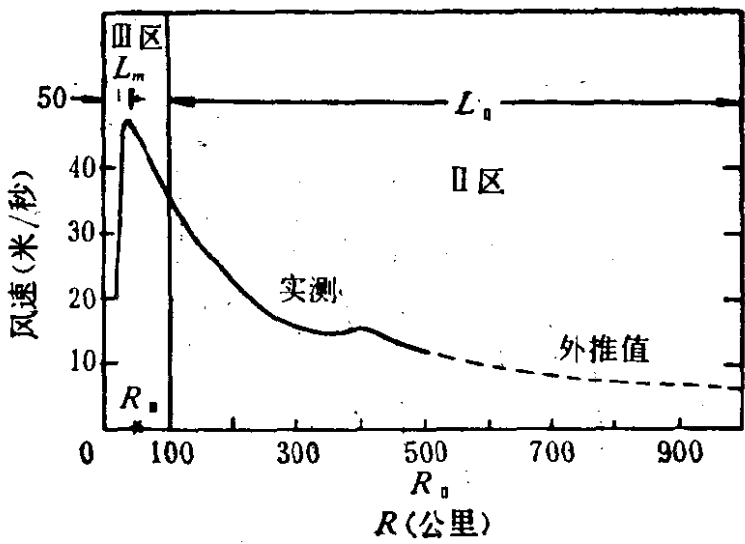


图 3 Helene 飓风的低层风速廓线

风力扩展到 400 公里。摩擦层里风和圆形等压线的交角达 20° — 40° ，结果气流的径向分量与切向分量的比很大。在许多风暴中，低层风对于旋转轴是近于对称的，至少在中心 300 公里范围内是如此。径向变化常由经验定律

$$V(r) = V(R_0)(R_0/r)^2 \quad R_0 \leq r \leq r_0 \quad (2)$$