吴天贻，王咏青，周玉淑. 2017. Chanchu 台风（0601）流出层的低理查森数特征分析 [J]. 大气科学, 41 (5): 1101−1102. Wu Tianyi, Wang Yongqing, Zhou Yushu. 2017. Characteristic analysis of low Richardson number in the outflow layer of typhoon Chanchu (2006) [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (5): 1101−1102, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1703.16239.

# Chanchu 台风（0601）流出层的低理查森数特征分析

吴天贻[1] 王咏青[1, 2] 周玉淑[3, 4]

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室太平洋台风研究中心/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心，南京 210044

2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室（LaSW），北京 100081

3 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室（LACS），北京 100029

4 中国科学院大学地球科学学院，北京 100049

**摘 要** 对流层高层存在流出层是台风环流结构的一个典型特征，但是关于台风流出层层结及不稳定特征的分析相对较少。本文利用了非静力中尺度 WRF 模式输出的 0601 号 Chanchu 台风的模式模拟资料，以 *Ri*（理查森数）＜1 为判据，分析了存在于 Chanchu 台风流出层的低理查森数，以及它的分布特征与形成原因。分析表明，在 Chanchu 台风流出层 10～16 km 高度附近，低理查森数出现频率较大，甚至达到湍流标准，这与 Emmanuel（2011）推测得出的结论一致。通过对比台风发展过程发生、发展、成熟和消亡阶段流出层低理查森数的状况，发现低理查森数的出现频率与 Chanchu 台风强度有较好的对应关系，即 Chanchu 台风强度越强，低理查森数出现的频率越高，范围也越大，同时，Chanchu 流出层的低理查森数的存在及分布特征受到水平风的垂直切变和稳定度影响。在 Chanchu 台风强度缓变过程中，低理查森数的分布还存在日变化，这与太阳辐射日变化导致的辐射加热和冷却造成的稳定度变化有关。分析揭示出存在于 Chanchu 台风流出层的低理查森数层的结构特征，也验证了低理查森数层对 Chanchu 台风的强度和辐射日变化具有敏感性。

**关键词** 台风 理查森数 流出层 静力不稳定

**文章编号** 1006-9895(2017)05-1101-12 **中图分类号** P444 **文献标识码** A

**doi:**10.3878/j.issn.1006-9895.1703.16239

# Characteristic Analysis of Low Richardson Number in the Outflow Layer of Typhoon Chanchu (2006)

WU Tianyi[1], WANG Yongqing[1, 2], and ZHOU Yushu[3, 4]

1 *Pacific Typhoon Research Center*, *Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry Education/ Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters*, *Nanjing University of Information Science and Technology*, *Nanjing* 210044

2 *State Key Laboratory of Severe Weathers* (*LaSW*), *Chinese Academy of Meteorological Science*, *Beijing* 10081

3 *Key Laboratory of Cloud–Precipitation Physics and Severe Storms* (*LACS*), *Institute of Atmospheric Physics*, *Chinese Academy of Sciences*,

**收稿日期** 2016-11-09；**网络预出版日期** 2017-03-17

**作者简介** 吴天贻，女，1993 年出生，硕士研究生，主要从事登陆台风结构及降水精细化特征分析研究。E-mail: 843130652@qq.com

**通讯作者** 王咏青，E-mail: yq.wang@163.com

**资助项目** 国家重点基础研究发展计划（973 计划）项目 2015CB452804，国家自然科学基金资助项目 41530427、41661144024、41475054 和 41475097，江苏省高校自然科学研究重大项目 14KJA170005，灾害天气国家重点实验室开放课题 2014LASW-B08

**Funded by** National Basic Research Program of China (973 Program) (Grant 2015CB452804), National Natural Science Foundation of China (Grants 41530427, 41661144024, 41475054, and 41475097), Key University Science Research Project of Jiangsu Province (Grant 14KJA170005) ,Open program of State Key Laboratory of Disaster Weather (Grant 2014LASW-B08)

*Beijing* 100029
4 *College of Earth Sciences, University of Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100049

**Abstract** One typical structure of typhoon is the outflow layer in the upper troposphere. However, there were relatively few studies on the outflow layer. In terms of criterion Richardson number, the data from numerical simulations of the non-hydrostatic mesoscale model WRF on typhoon Chanchu (2006) was used to investigate low Richardson number in the upper troposphere, as well as the structure and causes of the low Richardson layer. Results demonstrate that the prominent frequency of low Richardson number that even reached the turbulence criticality existed in the altitudes ranging from 10 km to 16 km, supporting the assumption of Richardson number criticality in tropical cyclone by Emanuel (2011). By comparing differences in the low Richardson number layer during the newly-born stage, developing stage, mature stage and decaying stage of the tropical cyclone, a correlation was found between the frequency of low Richardson number and the strength of the tropical cyclone, namely, the low Richardson number layer was found to be more common and broader in the stronger phase of the tropical cyclone. The presence and distribution of low Richardson number in the outflow layer was characterized by vertical wind shear and static stability. Along with the process of slowly changing of typhoon intensity, the frequency and distribution of low Richardson number exhibited a diurnal variation, which was associated with the change in static stability caused by diurnal variation of solar radiation. This study revealed the existence of upper-tropospheric low Richardson layer in tropical cyclones, and verified the sensitivity of Richardson number to cyclone intensity and the radiation diurnal cycle.

**Keywords** Typhoon, Richardson number, Outflow layer, Static stability

## 1 引言

热带气旋（台风）系统的环流具有低层流入和高层流出的特点。但是，相对低层的流入层，高层流出层得到的关注较少。在诸多热带气旋的研究领域中，虽然流出层对热带气旋结构变化的影响很早就被认识到（Black and Anthes, 1971; Merrill, 1988），但是这种影响的物理机制并没有得到较深入的研究。近 30 年来，卡诺热机理论在热带气旋上的应用，为了解流出层的影响机制提供了思路，吸引了不少学者的注意。如 Emanuel（1986）发展了一个稳定态热带气旋的概念模型，在这一模型中热带气旋可能达到的强度由海表温度和流出层温度导出。在 Emanuel 的稳定态模式中，假设了流出层的绝对温度为一个定值，在这一前提下计算得到的边界层梯度风速随半径单调递增，这显然与实际情况不相符。最近，Emanuel and Rotunno（2011）通过一个对流轴对称模式来研究流出层结构，表明流出层范围有一特殊的位温分层，使其与未受扰动的环境场区分开来，而这种分层情况的出现则是由接近引起湍流的理查森数临界值的流出层理查森数导致。

有关中尺度系统中理查森数与湍流的研究，（Trier and Sharman, 2009; Trier et al., 2010）通过实际观测与高分辨率的数值模拟研究了中尺度对流系统（MCS）云带中的湍流，认为 MCS 中的卷云带以滚涡形式出现，这与边界层内的情况十分相似，这类卷云带同样存在于热带气旋高层和中纬度急流的反气旋一侧。Lane et al.（2012）也指出湍流在这类 MCS 上层云砧、热带气旋流出层和急流附近的卷云带上很常见。对于 MCS 上层湍流的成因已经有了较为深入的研究，但关于热带气旋流出层的低理查森数与湍流的研究却只在近几年有一些进展。如 Molinari et al.（2014）使用 NOAA G-IV 探空数据研究了大西洋上热带气旋流出层的理查森数特征。研究表明，在发展较为成熟的热带气旋中，低理查森数出现频率从 9 km 开始随高度增大，在 13 km 附近达到最大值。但由于 Molinari et al.（2014）使用的探空数据只包含 13 km 高度以下的层次，Duran and Molinari（2016）使用了垂直分辨率和时间分辨率更高、范围更大的观测资料，不仅确定了低理查森数层的结构特征，还发现了低理查森数层对热带气旋强度的敏感性。

以上研究个例均为大西洋上的飓风系统，那么，在洋面观测资料较为缺乏的西太平洋地区，台风系统流出层结构中的理查森数分布特征又是怎样的？是否也存在明显的低理查森数分布？其与台风强度的关系如何？此外，由于太阳辐射的昼夜变化会通过改变云顶温度导致稳定度改变，最终引起对流强度改变（Melhauser and Zhang，2014），对应的低理查森数是否也会出现昼夜变化？

Chanchu台风是2006年我国编号的首个热带气旋，于 2006 年 5 月 9 日 04:00（协调世界时，下同）在菲律宾以东的太平洋海面上生成，向西北方向移动，在 12 日 16:00 到达南海。在 14 日 16:00，台风路径发生偏折，开始向北移动，此时台风还未登陆，之后一直向北移动，至 17 日 18:00 左右在汕头澄海和潮州饶平之间登陆。登陆之后，向北偏东方向移动。其详细的移动路径如图 1 所示。Chanchu 台风作为 2006 年最早登陆我国的台风，具有登陆时间早、台风强度强、影响范围大、移动路径多变而难以预测等特点。本文将通过对西北太平洋 Chanchu 台风个例使用高分辨率的模式模拟资料分析流出层低理查森数层的存在及其分布特征，低理查森数层与台风强度的关系，以及低理查森数层对昼夜变化的敏感性。本文的研究，可揭示西太平洋上 Chanchu 台风流出层上低理查森数层的分布特征，其与 Chanchu 台风强度变化的联系，以及低理查森数层的昼夜变化特征，有利于加深我们对西太平洋上台风流出层结构的认识。

## 2　资料与方法

以 NCEP 再分析数据为初始条件和边界条件，利用 WRF 模式研究 Chanchu 台风。模拟采用 4 重嵌套方案（图 1）。A、B 和 C 模拟区域分别有 99×133、171×144 和 237×342 个网格，水平分辨率分别为 54 km、18 km、6 km。D 区域自动随热带气旋从 $D_1$ 移动至 $D_N$，水平分辨率为 2 km，网格数为 243×243。所有的模拟区域垂直方向上分为 40 层，定义顶层为 30 hPa。A、B 和 C 模拟区域启动时间为 5 月 10 日 00:00，共积分 192 h（8 d）。第四层嵌套 D 区域的启动时间为 5 月 12 日 06:00，结束时间为 17 日 00:00，模拟数据每 15 分钟输出一次。物理方案包括 YSU's PBL 行星边界层参数化方案（Noh et al., 2003; Hong et al., 2006），WSM3-class simple ice 方案，Monin-Obukhov 近地表层方案，RRTM 长波辐射方案（Mlawer et al. 1997），Dudhia 短波辐射方案（Dudhia, 1989）。在第四层嵌套中未使用积云对流参数化方案，在 A、B 和 C 中则使用了 Kain-Fritsch 积云对流参数化方案（Kain and Fritsch, 1993）。

模拟与实况的路径和强度见图 2，可以发现模拟较好地再现了台风的移动路径（特别是在 15 日出现的突然北折）和强度变化。虽然在 Chanchu 台风北折移至南海后，模拟移动速度较实况大从而导致台风登陆时间提前，但模拟基本再现了 Chanchu 台风北折后登陆的过程，尤其是在前 5 天，模拟与

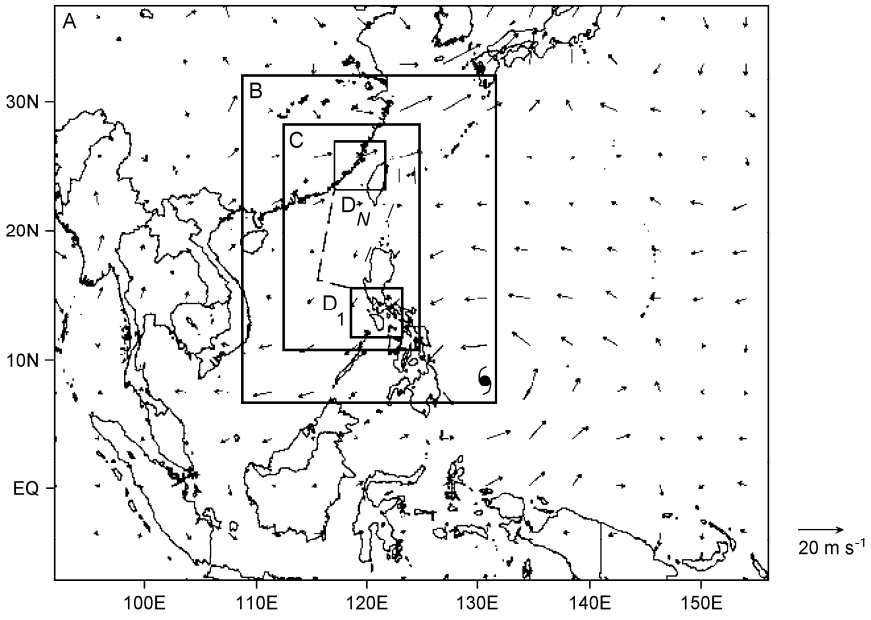



图 1　Chanchu 台风（2006）数值模拟范围，2006 年 5 月 10 日 00:00 时刻模式初始 700 hPa 风矢量场（单位：m $s^{-1}$；NCEP/FNL 再分析资料）。A 区、B 区和 C 区保持不变，　D 区随着台风移动沿虚线移动（$D_1$ 至 $D_N$）。台风符号表示初始时刻 Chanchu 台风（2006）的位置

Fig. 1　Domain configuration for the WRF numerical simulation of Chanchu. 700 hPa wind vectors from the model initial condition (units: m $s^{-1}$; NCEP Final Analysis, FNL) at 0000 UTC 10 May 2006 are shown. Domains A, B, and C remain fixed and the innermost domain D moves with the storm as shown with the dashed line (from $D_1$ to $D_N$). The TC symbol denotes the location of Chanchu at the initial time

实况的台风路径及移动速度都吻合得较好。以上结果表明，对 Chanchu 台风的路径和强度模拟都有较好效果，且模拟结果验证及利用模拟资料分析 Chanchu 台风结构变化部分已有研究成果①，我们也可以使用模式的结果来分析 Chanchu 台风流出层低理查森数的特征。本文主要使用 18 km 和 54 km 水平分辨率的模拟资料，18 km 的资料可以表现出 600 km 半径范围的低理查森数层情况，分辨率较高，但是仍有一部分位于更大半径位置的低于临界值的理查森数区域没有被涵盖进去，这可能会影响低理查森数日变化的结论，所以在讨论日变化时使用 54 km 分辨率模拟资料。

分析以 $Ri$（梯度理查森数）＜1 为判据，计算公式为

$$Ri=\frac{\dfrac{g}{\overline{\theta}_v}\dfrac{\Delta\theta_v}{\Delta z}}{\dfrac{(\Delta u)^2+(\Delta v)^2}{(\Delta z)^2}}\ , \qquad (1)$$

其中，$\theta_v$ 表示虚位温，$u$ 为纬向风，$v$ 为径向风，$z$ 为高度。为了简单起见，将 $Ri$＜1 时定义为“低理查森数层结”（Molinari et al.，2014）。理查森数的分子项为静力稳定度，分母项为水平风的垂直切变的平方，它们的单位是 $10^{-4}\ s^{-2}$。本文将主要通过以台风眼为中心，同一半径上 $Ri$＜1（低 $Ri$）出现的频率来呈现流出层理查森数的分布特征。

## 3 低理查森数分布

### 3.1 低理查森数分布随台风强度变化

为了总体上了解在整个热带气旋发展至消亡的过程中低理查森数层的情况，以 10 m 最大风速表征热带气旋强度，以 600 km 半径范围内 $Ri$＜1 出现频率大于 30%的格点总数表征低理查森数层范围。如图 3 所示，$Ri$＜1 出现频率大于 30%的格点总数的变化趋势与热带气旋强度的变化趋势相似，特别是 14 日以前，14 日以后 $Ri$＜1 出现频率大于 30%的格点总数的变化趋势比热带气旋强度的变化趋势提前 12 h 左右。而且，$Ri$＜1 出现频率大于 30%的格点总数的波动幅度较台风最大风速大。初步认为热带气旋强度越强，低理查森数出现的频率越高，范围也越大。在 Chanchu 台风的整个生命史中，流出层上低理查森数层主要出现在 10～16 km 高度范围内（图 4 和图 6），在径向上则可以延伸至 1000 km 附近（图略）。分布范围如此之广的低理查森数层在流出层的存在，也支持了 Emanuel and Rotunno（2011）所做的关于热带气旋流出层理查森数接近触发湍流发展临界值的假设。

为了更好地揭示 Chanchu 台风不同强度下低理查森数的分布情况，选取了台风发展过程的四个阶段，分别是发生阶段、发展阶段、成熟阶段和消亡阶段。分别取四个阶段低理查森数出现频率的时间平均，对比分析台风发展过程中流出层低理查森数的特征及变化情况。

选取 5 月 10 日 00:00 至 5 月 11 日 00:00 为台风发生阶段（图 3 中未给出）。由于 Chanchu 台风在刚进入发展阶段时穿过菲律宾进入南海，在这段时间台风强度有小范围的波动并没有迅速发展起来，在 13 日 18:00 后台风强度才开始持续增强，所以选取的是 14 日 00:00 至 15 日 00:00 代表发展阶段。此后台风转向进入成熟阶段，这一阶段持续 24 h 左右，选取 15 日 00:00 至 16 日 00:00 时段。消亡阶段则选择 16 日 00:00 至 17 日 00:00。这样，选择四个持续 24 h 的时段代表 Chanchu 台风发展过程的四个阶段。

从图 4 四个阶段时间平均的轴对称平均图中可以找到低理查森数层及其随时间演变的一些特征。在热带气旋的初生阶段，对应强热带风暴时期低理查森数层并不明显，而且海拔较高，中心高度在 15 km 左右。在发展阶段（图 4b）的末期，即台风强度结束波动而开始稳步增强至顶峰的阶段，不难发现在四个阶段中这一时期低理查森数出现频率最大、范围最广，且低理查森数层明显出现三个大值区。台风达到成熟阶段后低理查森数的频率与范围反而有所减小，总体表现为高度降低 0.5 km 左右，以及靠近台风中心的低理查森数层变化明显近乎消失。从成熟阶段进入消亡阶段，台风强度明显减弱后，低理查森数层明显减小且范围收缩，总体高度降低。仍可看出三个相对分离的区域，且这三个区域的相对位置与成熟阶段较为一致。但距离台风中心较近的一层低理查森数更为明显，而中心半径较大的两块区域则不甚明显。

① Cai Minmin, Wang Yongqing, 2016: A numerical study of spiral rainbands in typhoon Chanchu (2006): Model verification and fine rainband structures, Advances in Atmospheric Sciences, in reviewing

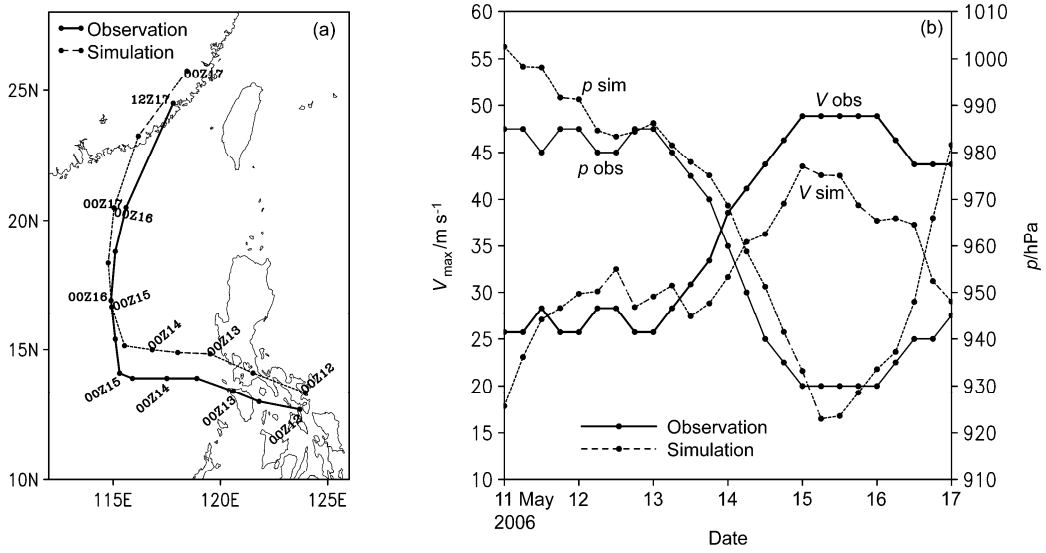



图 2　（a）台风路径（实线：观测路径；虚线：模拟路径）及（b）台风强度（黑色实线：观测最低中心气压和最大风速；虚线：模拟最低中心气压和最大风速）

Fig. 2　(a) The track (black solid line: track of the observed Chanchu, black dashed line: track of the WRF-simulated Chanchu ) and (b) strength of typhoon Chanchu (2006). In (b), black solid line: observed maximum surface winds and minimum sea level pressure; black dashed line: WRF-simulated maximum surface winds and minimum sea level pressure

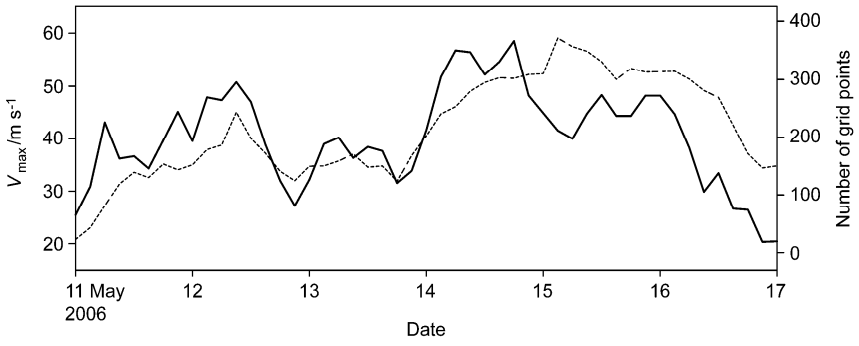



图 3　Chanchu 台风 5 月 11 日 00:00 至 5 月 17 日 00:00 10 m 最大风速（黑色虚线，单位：m s$^{-1}$）和 600 km 半径范围内 $Ri$＜1 出现频率大于 30%的格点数（黑色实线）

Fig. 3　Maximum wind speed at 10 m of typhoon Chanchu (black dashed line, units: m s$^{-1}$) and the number of grid points where the frequency of $Ri$＜1 within a radius of 600 km was greater than 30% (black solid line) from 0000 UTC 11 May to 0000 UTC 17 May

以上只是每个阶段的平均状况，可以代表整体的低理查森数分布情况，但为了寻找导致低理查森数出现的原因，将选取具体时次来进行分析。所选时次分别处在发展阶段初期和发展阶段末期，发展阶段初期台风强度较弱仍在强热带风暴阶段，发展阶段末期 Chanchu 台风已经发展成为超强台风，这两个时次台风强度对比明显但都处在发展阶段。

选择了 12 日 21:00 和 14 日 15:00 两个时次进行比较，对应第一个时次的最大风速为 32 m s$^{-1}$，最低气压为 985 hPa，对应第二个时次的最大风速为 52 m s$^{-1}$，最低气压为 946 hPa。显然，与图 3 的结论一致的是，在台风较弱和较强阶段的低理查森数的分布情况和出现频率有明显区别。在 12 日 21:00 时刻，低理查森数层水平方向主要分布在 200～300 km 半径之间，垂直方向也仅限于 12～14 km 高度范围（图 5a）。而在 14 日 15:00 时刻，低理查森数出现最大频率在 60%以上，且低理查森数层范围很广，水平方向超出 500 km 半径，垂直方向上从 10.5 km 开始出现最高可以达到 16.5 km（图 5b）。

从低理查森数平面图（图 6）可以更为直观地了解低理查森数的分布情况，所选取的平面图的三

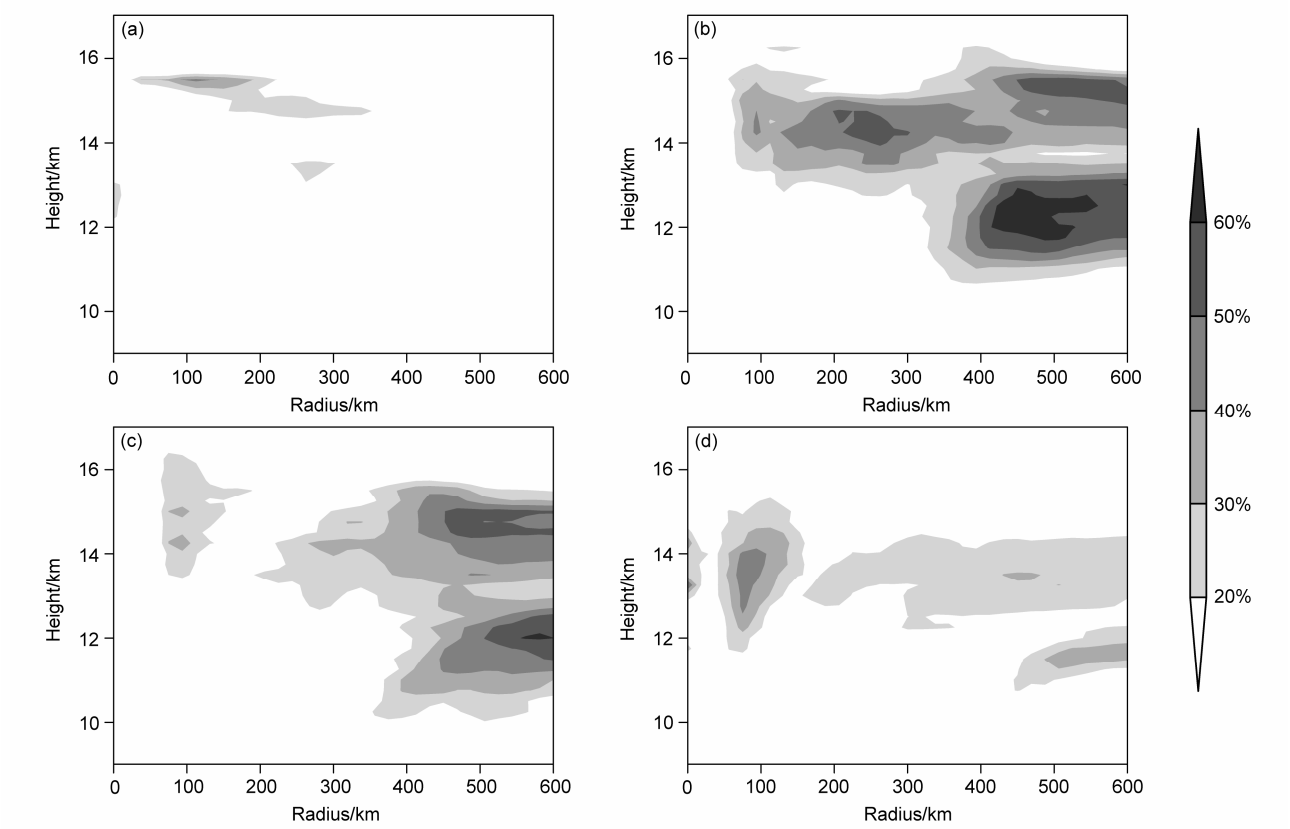



图 4 Chanchu台风四个阶段$Ri$＜1 频率的半径—高度轴对称平均图，阴影区为低理查森数出现频率大于 20%的区域：（a）发生阶段；（b）发展阶段；（c）成熟阶段；（d）消亡阶段

Fig. 4 Radius–height azimuthally-averaged section of the frequency for $Ri$＜1 in the (a) newly-born stage, (b) developing stage, (c) mature stage, and (d) decaying stage. The shaded area represents the region where the frequency of low-$Ri$ number is greater than 20%

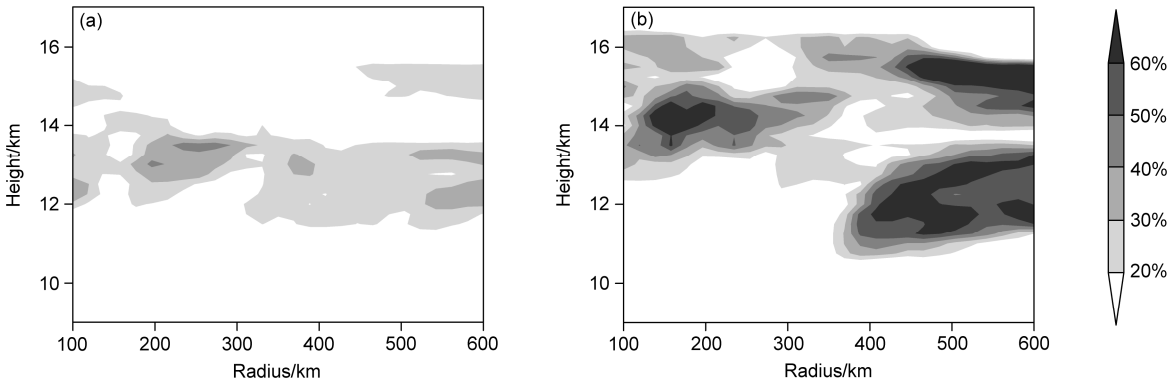



图 5 Chanchu 台风（a）5 月 12 日 21:00 较弱时次和（b）5 月 14 日 15:00 较强时次$Ri$＜1 出现频率的半径-高度轴对称平均图，阴影区为低理查森数出现频率大于 20%的区域

Fig.5 Radius–height azimuthally-averaged section of the frequency for $Ri$＜1 at (a) 2100 UTC 12 May in the weak phase and(b) 1500 UTC 14 May in the strong phase for typhoon Chanchu (2006). The shaded area represents the region where the frequency of low-$Ri$ number is greater than 20%

个高度分别是 12 km、14 km 和 15 km。与图 5a 相对应，在 5 月 12 日 21:00 时刻 12 km 高度上（图 6e）从台风中心伸出一条螺旋状的低理查森数带，主要位于台风中心的东南侧。而在 14 km 高度上（图 6c）低理查森数的分布较为零散，但可以看出其总体的形状与 12 km 上的相似且明显更靠近台风中心。在 15 km 高度上（图 6a）仍旧有一从台风中心引出的螺旋带，只是在 200～400 km 半径范围中断。

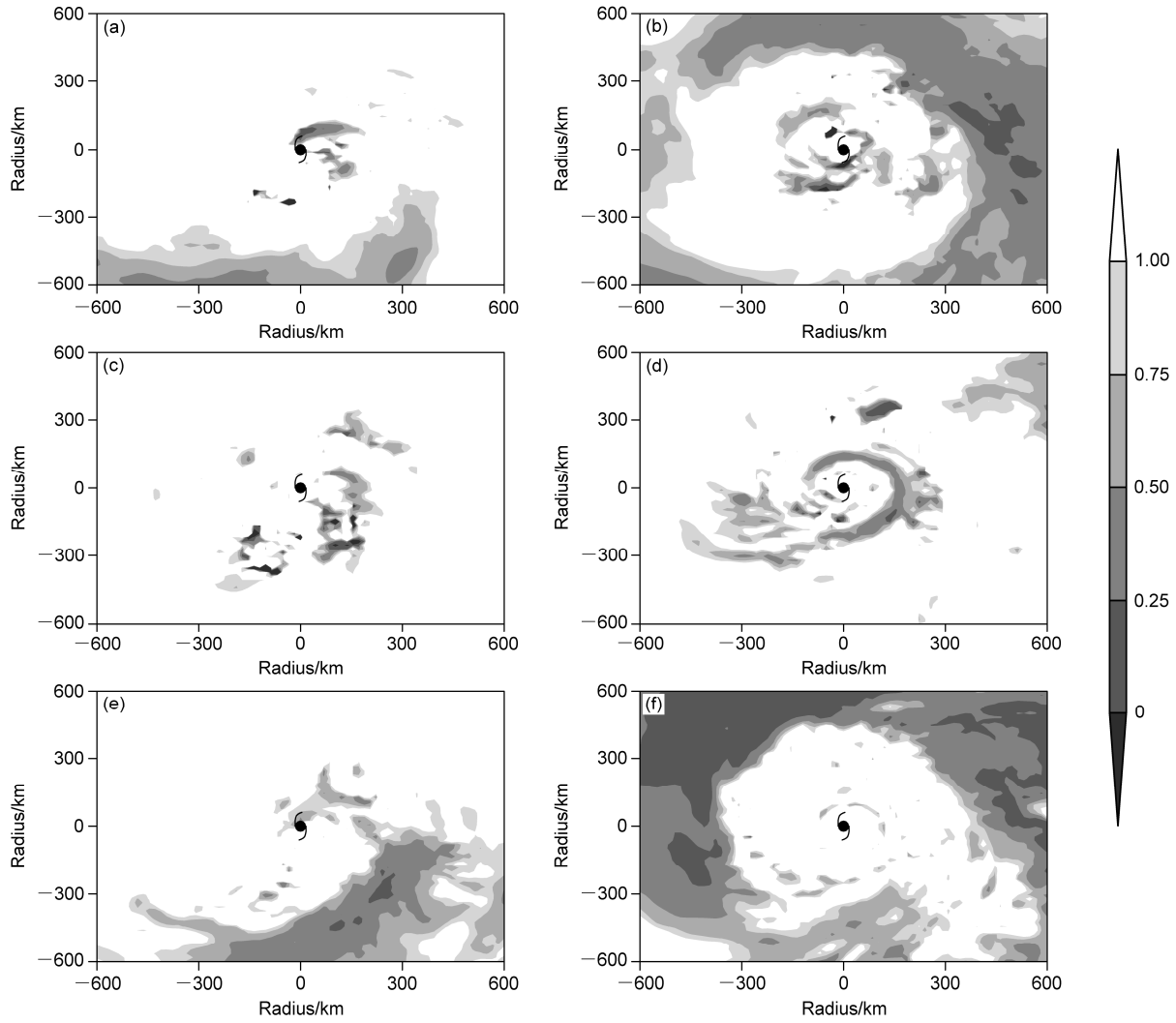



图 6　Chanchu台风在（a、c、e）5 月 12 日 21:00 较弱时次和（b、d、f）5 月 14 日 15:00 较强时次不同高度*Ri*平面图：（a、b）12 km；（c、d）14 km；（e、f）15 km。以向北和向东为正方向，坐标单位为km，台风标志表示台风中心位置，阴影区为低理查森数小于 1 的区域

Fig. 6　Horizontal diagrams of *Ri* at 2100 UTC 12 May (left column) in the weak phase and (b) at 1500 UTC 14 May (right column) in the strong phase at elevations of (a, b) 12 km, (c, d) 14 km, and (e, f) 15 km. The northward and eastward are set as positive directions; the units of the coordinate are km; the symbols of typhoon show the center of typhoon; shaded areas represent the region where the *Ri* number is smaller than 1

从水平剖面图上可以更清楚的观察到在台风外围有上下两层几乎相互分离的低理查森数层，均分布在台风中心南侧，具有明显的非对称性。而在这两层低理查森数分离的高度上有较为分散但绝对值很小的理查森数出现在距台风中心 300 km 以内的区域。

而在 5 月 14 日 15:00，从图 5b 中可以发现低理查森数频率三个独立的最大值中心十分明显。在 12 km 高度上（图 6f）低理查森数分布在 350 km 半径以外，但总体上台风中心以北范围更大，理查森数更低，350 km 以内几乎没有低理查森数。而在 14 km 高度上，有距离台风中心较近的一环状低理查森数层对应图 5b 上中心在 150 km 半径附近的低理查森数层，这一环状层以外则没有成层的低理查森数出现，也对应着图 5b 中 14 km 高度台风外围对应的上下两层低理查森数之间的空隙。在 15 km 高度上低理查森数的分布与图 7f 相似，具有对称性并主要分布在台风外围 350 km 半径以外的区域，中心附近仍有 14 km 高度环状低理查森数层延伸上去的部分。

以上现象也可以理解为未来将发展成台风的气旋尚处于热带低压或热带气旋状态时，其流出层

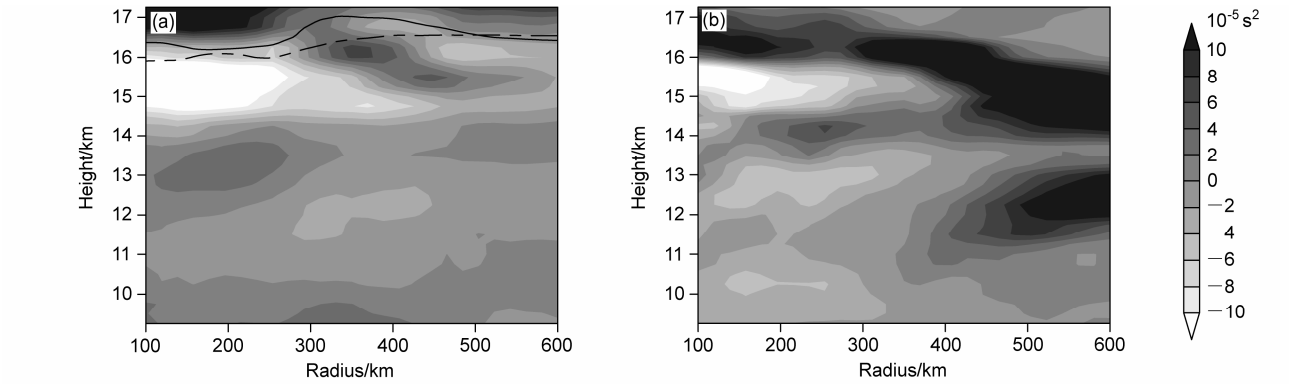



图 7 Chanchu 台风 5 月 12 日 21:00 较弱时次和 14 日 15:00 较强时次的（a）静力稳定度之差和（b）水平风的垂直切变之差的半径—高度轴对称平均图， 单位：$10^{-5}$ s$^2$。深色阴影区表示正值区，浅色阴影区表示负值区，黑色实线与虚线分别代表 14 日 15:00 和 12 日 21:00 的对流层顶

Fig. 7 Radius–height sections of differences in (a) static stability and (b) vertical wind shear between 2100 UTC 12 May in the weak phase and 1500 UTC 14 May in the strong phase (units: $10^{-5}$ s$^2$) for typhoon Chanchu (2006). The deep shadow indicates positive region, the shallow shadow represents negative region, black solid line and dashed line represent tropopauses at 1500 UTC 14 May and 2100 UTC 12 May, respectively

的低理查森数层具有非对称性，其范围也较小，当 Chanchu 发展为台风时低理查森数层也发展，对称性更好，而且在水平和垂直方向都分别向外向上延伸。

从台风强度与低理查森数层的关系角度来看，这与 Duran and Molinari（2016）所得到的结论相似，他们发现在飓风中低理查森数延伸的高度比在弱的热带气旋中更高，而且在径向上低理查森数出现频率的大值区也比在弱的热带气旋中延伸得更远。但是与 Duran and Molinari（2016）所得到的结论不同的是，Chanchu 台风流出层的低理查森数层并不是像他们的结论那样由台风眼向外辐射式的分布，而是有两个及以上相互独立的区域存在。这与 Ivan（2004）飓风个例相似（Molinari et al., 2014），在 Ivan 飓风中，流出层中低理查森数层主要分布在三个高度与半径均不同的区域，而且由于这些区域距离台风中心的位置不同，高度也不同，从而推测并验证导致这些区域的低理查森数层出现的主要原因也是有区别的。

以下将分别分析理查森数的分子项与分母项，以初步了解Chanchu台风较弱阶段和较强阶段低理查森数层情况不同的原因。图 7 显示的是 12 日 21:00 和 14 日 15:00 Chanchu台风的静力稳定度之差和水平风的垂直切变之差的轴对称平均值，对应图 5 的低理查森数层分布。图 7a和b上都存在较明显的差值较大的区域，而且仅从差值的正负角度来看，两个时次静力稳定度之差和水平风的垂直切变之差的分布是基本一致的。而静力稳定度为分子项，水平风的垂直切变之差为分母项，静力稳定度越小，水平风的垂直切变越大越有利于低理查森数层的出现，这说明当静力稳定度项和水平风的垂直切变项其中的一项对低理查森数的出现有贡献时，通常另一项的贡献很小或者基本上是起到抑制作用。

由于选取的表征台风较弱阶段的时次对应的低理查森数层（图 5a）相对而言很不明显，所以可以认为虽然 12 日 21:00 时刻流出层也存在静力稳定度和水平风的垂直切变的异常，但它们的异常程度基本不足以导致明显的低理查森数层出现。这样利用不同时刻静力稳定度之差和水平风的垂直切变之差不仅可以找到台风增强过程中低理查森数层发展的原因，而且这个原因也基本上可以等同于发展成熟的台风流出层出现低理查森数层的原因。

在 14～16.5 km 高度之间，静力稳定度在台风较强阶段明显低于较弱的阶段，在图 7a 中负值区在径向向外延伸至 500 km 附近，而且与图 5b 中心半径约 200 km，中心高度为 14.5 km 的低理查森数层对应。但是，由于图 7b 中 15.5 km 附近存在范围较小但明显的水平风的垂直切变差值负值区，起到抑制低理查森数出现的作用，表现为图 5b 中接近台风中心的低理查森数层出现在 15 km 以下。

在图 7b 中，水平风的垂直切变差值的正值区更明显范围也更大，它的分布区域与图 5b 中平均半径在 500 km 附近的低理查森数层分布区域相似。同时，从 Chanchu 台风 14 日 15:00 的径向风场来看（图略），流出层高度在 10～16 km 之间，流出气流最强的高度位于 13.75 km 附近，风速等值线密集

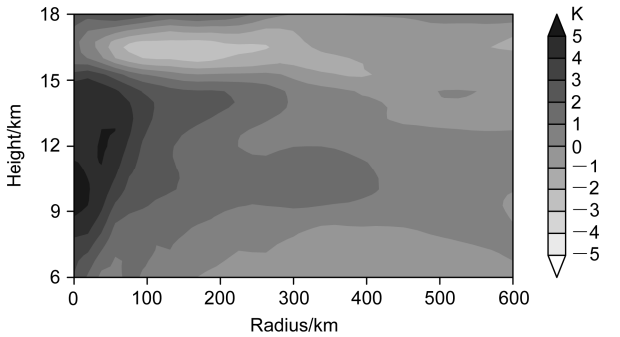



图 8　Chanchu 台风 5 月 12 日 21:00 较弱时次和 5 月 14 日 15:00 较强时次的温度之差的半径—高度轴对称平均图，单位：K。深色阴影表示正值区，浅色阴影表示负值区

Fig. 8　Radius–height azimuthally-averaged section of the difference (units: K) in temperature between 2100 UTC 12 May in the weak phase and 1500 UTC 14 May in the strong phase for typhoon Chanchu (2006). Deep shadow indicates positive region; shallow shadow indicates negative region

的位置主要在流出气流最强高度的上部和下部，与 14 日 15:00 时刻 500 km 半径附近的低理查森数层很好地对应，等值线密集恰好体现为径向风的强垂直切变。由此推测，流出层上半径相对较小靠近风暴中心的低理查森数层出现的直接原因可能是静力不稳定度，而平均半径较大的低理查森数层出现的主要原因则是强的水平风的垂直切变。

在 14～16.5 km高度上出现的台风强度增强后静力稳定度的降低主要是 15 km高度以下的增温和其上的降温所导致的。如图 8 所示，台风强度增强，对流层上层台风中心增暖明显，而在增暖区域之上则出现一层较薄的降温层。两个不同时刻温度之差最大值出现在 10～11 km高度之间，最小值出现在 16.5 km高度处，14～16.5 km范围则正好是温度之差随高度减小的范围，与静力稳定度降低区域一致。这样的变温结构的出现是由很多物理过程共同导致的。Bu et al.（2014）通过在WRF模式中对云辐射强迫（CRF）进行的敏感性试验，验证了云辐射强迫对热带气旋结构的影响。他们发现，流出层高层的卷云层顶主要是由辐射冷却作用控制的，而在其下则是范围很广的辐射加热起主导作用。这是由于热带气旋高层卷云层内的辐射加热作用，将云层本身长波辐射的冷却作用抵消了，使得云辐射强迫总体上是导致卷云区增温的。而且，忽略昼夜的辐射区别，Bu et al.（2014）得到的结论是，在 12～16 km高度为净辐射冷区，径向上可以延伸出 300 km，而在其下则是径向上延伸地更远的净辐射加热区，辐射加热在 11 km高度附近最强。这一结论可以较好地解释图 8 所示的变温结构。

随着台风强度增强，靠近台风中心的区域假相当位温升高（图略），从而靠近中心的空气团受到的浮力变大，使得它们可以上升甚至穿过对流层顶到达平流层。又因为在干冷的对流层顶湿绝热递减率非常接近于干绝热递减率，所以在对流层顶附近的抬升运动就导致了强烈的绝热冷却。这种绝热冷却就体现在 15 km高度以上的降温（图 8）以及对流层顶的抬升上（图 7a）。

所以，可以初步确定的是，虽然可能还有其他物理机制的作用，但流出层上出现的不稳定是由云辐射强迫和绝热上升冷却的共同作用导致的。

### 3.2　低理查森数分布的日变化

低理查森数层不仅有明显的随着台风强度的变化，也存在着一些周期较短的波动（图 3）。Kossin（2002）通过热带气旋的云顶亮温存在的日变化，发现了热带气旋云顶在空间范围上的昼夜循环。而且由于辐射的昼夜变化，热带气旋的卷云带和降水会发生变化（Bowman and Fowler，2015），而低理查森数层主要出现在对流层上层云顶附近，太阳辐射的昼夜变化也会对其产生影响。但是，从图 3 可以看出，Chanchu台风中，低理查森数即使存在日变化，这种变化的程度也没有比随台风强度变化而产生的低理查森数分布范围的变化程度大，导致在Chanchu台风快速加强和快速减弱的阶段，低理查森数的日变化特征不甚明显，所以，这里将选取Chanchu台风强度快速加强和快速减弱之间的阶段，也即Chanchu台风强度变化不大的阶段进行低理查森数日变化特征的分析。选取了 12 日至 15 日 00:00 和 12:00 两个分别处于日出和日落的时次，在这两个时次台风正好经历了持续的无太阳辐射状态和持续的有太阳辐射状态的环境[时次选取参照 Duran and Molinari（2016）]。图 9 列出了 12 日至 15 日 00:00 和 12:00 的理查森数场，可以发现左侧处于日出时刻的低理查森数范围较右侧处于日落时刻的大，而且低理查森数的出现频率更高。但是 13 日日出时次低理查森数出现频率大于 20%的区域虽然明显大于日落时次，但是高频率的区域大小并不小于日出时次（图 9c、d）。低理查森数层的分布基本一致，半径较大的低理查森数层有两层，分布在流出气流最大风速高度的上部和下部，但平均高度随时间降低，12 日（图 9a、b）径向流出气流

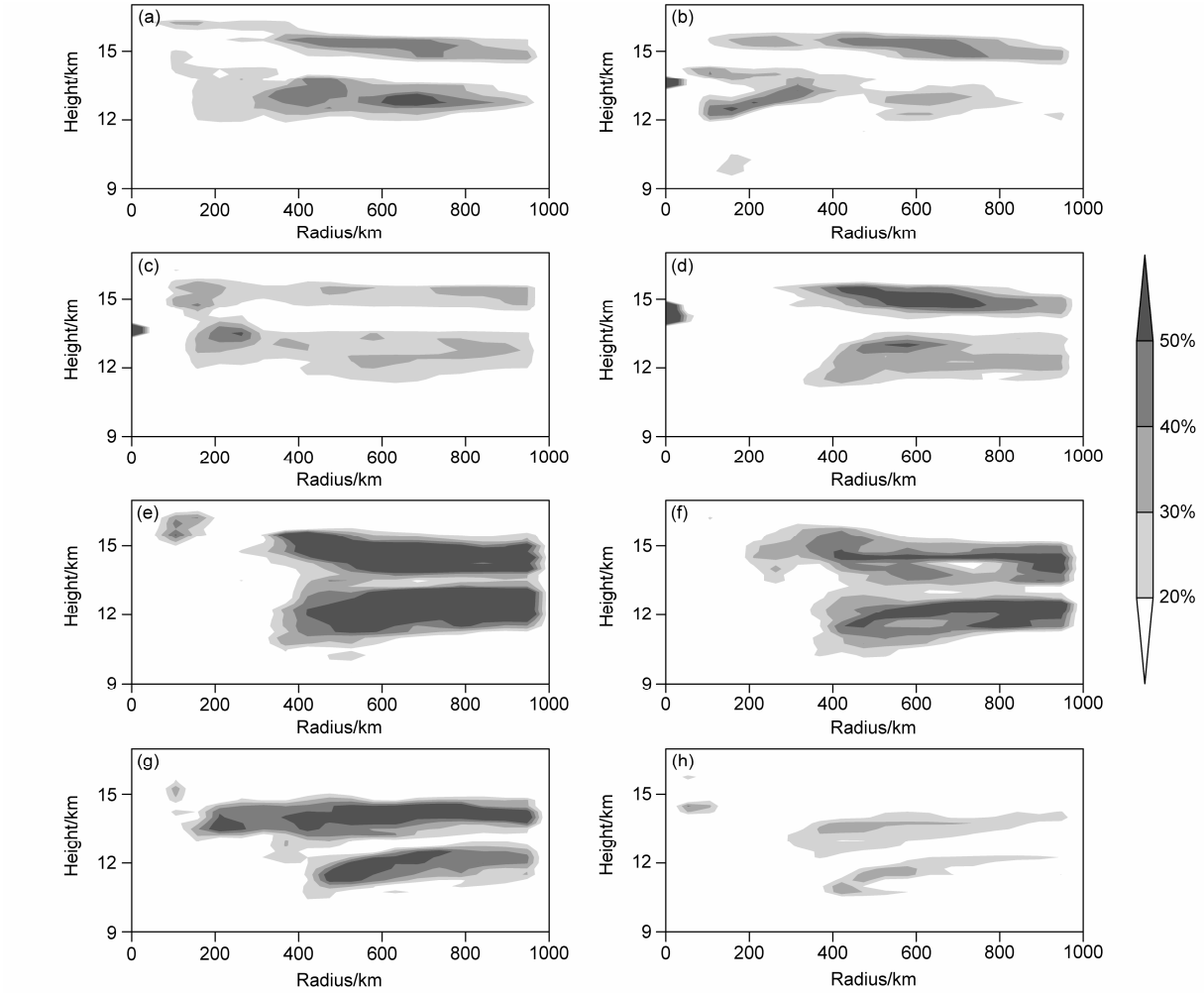



图 9 （a、b）12 日、（c、d）13 日、（e、f）14 日和（g、h）15 日 00:00（左列）和 12:00（右列）台风 Chanchu *Ri* <1 出现频率平均的半径—高度轴对称平均图，阴影区为频率大于 20%的区域

Fig. 9 Radius–height azimuthally-averaged sections of the frequency for *Ri* <1 at 0000 UTC (left column) and 1200 UTC (right column) on (a, b) 12th, (c, d) 13th, (e, f) 14th, and (g, h) 15th for typhoon Chanchu (2006). The shadow represents the region where the frequency of low-*Ri* number is greater than 20%

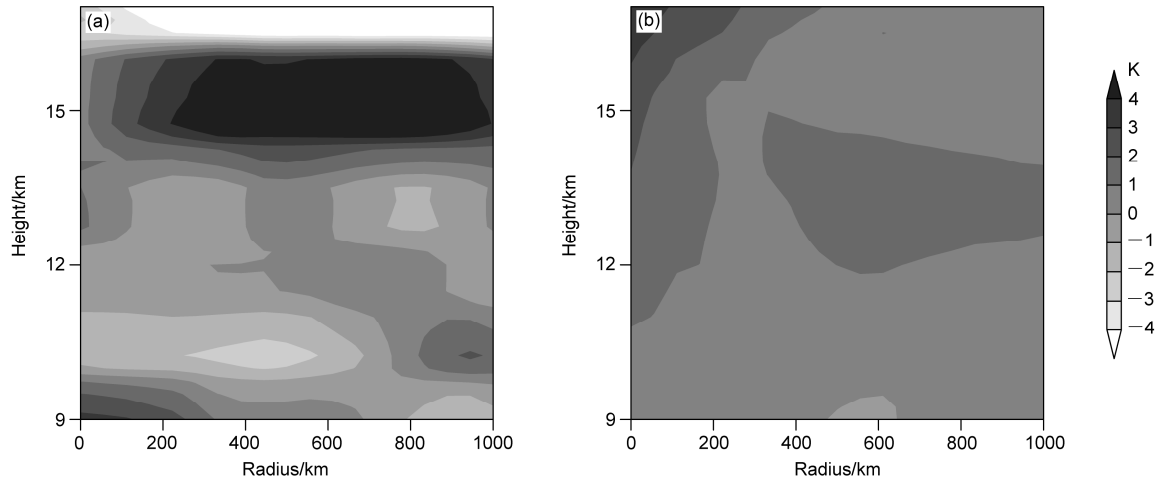



图 10 15 日 12:00（日落）和 00:00（日出）Chanchu 台风（a）稳定度之差（填色，单位：$10^{-5}$ $s^2$）和（b）温度之差（填色，单位：K）的半径—高度轴对称平均图，深色阴影表示正值区，浅色阴影表示负值区

Fig.10 Radius–height azimuthally-averaged sections of (b) differences in static stability (shaded, units: $10^{-5}$ $s^2$) and (b) temperature (units: K) between1200 UTC 15 May (sunset) and 0000 UTC 15 May (sunrise) for typhoon Chanchu (2006). The deep shadow indicates positive region, and the shallow shadow indicates negative region

最大风速高度之上的低理查森数平均高度略大于15 km，13 日（图 9c、d）平均高度为 15 km，到14 日（图 9e、f）其平均高度将至 15 km以下，15日（图 9g、h）则为 14 km左右，径向流出气流最大风速高度以下的低理查森数层的变化趋势同上层。而它们的中心半径也有较为明显的变化，图 9a、b、c中距离台风中心较远的这两层低理查森数分布在以 500 km半径为中心的区域，而从 13 日 12:00（图 9d）开始低理查森数层中心已经向外移至 600 km附近。

这可由Melhauser and Zhang（2014）研究昼夜辐射循环对热带气旋生成前的环境场的不稳定度日变化及Bu et al.（2014）分析的云区使对流层高层由于辐射强迫而产生的不稳定变化来解释。以 15日为例，到达日出时刻之前，热带气旋所处的环境是持续无太阳辐射的状态，Melhauser and Zhang（2014）为了研究夜间辐射强迫对热带气旋生成前的环境场的影响，在敏感性实验中只保留长波辐射，此时，除地表和 9～11 km以外净辐射加热率为负，且在 13 km附近达到最小值，与之对应，Bu et al.（2014）发现云顶温度低于云区的其他位置，从而导致流出层稳定度减小，有利于低理查森数的出现。而在日间，辐射强迫作为为长波辐射与短波辐射之和，在Melhauser and Zhang（2014）的试验中，在持续有太阳辐射的状态下，净辐射加热率基本为正，在 13 km高度附近达到最大值，在其下加热率基本随高度递增，如图 10b所示，以 15 日为例，从日出到日落流出层经过一段时间的短波辐射加热温度升高，而且在 12 km以上升温十分明显，13 km附近升温的区域延伸至台风外围。同时，Bu et al.（2014）认为日间短波辐射加热抵消了一部分长波辐射冷却，但云顶温度仍低于云区其他部位，所以相对夜间，流出层稳定度增大。如图 10a所示，日落时刻与日出时刻稳定度之差在 14～16 km附近有最大值。

## 4 总结与讨论

本文使用 WRF 模式模拟资料验证了 0601 号 Chanchu 台风流出层低理查森数层的存在。流出层的低理查森数主要出现在 10～16 km 高度范围内，在径向上则可以延伸至 1000 km 附近。而且热带气旋强度越强，低理查森数出现的频率越高，范围也越大。通过对 Chanchu 台风发展过程中较弱阶段和较强阶段的不同强度下低理查森数的分布对比分析，发现台风强度较弱时，低理查森数层水平方向主要分布在 200～300 km 半径之间，垂直方向也仅限于 12～14 km 高度范围。而较强阶段的低理查森数出现最大频率在 60%以上，且低理查森数层范围很广，水平方向超出 500 km 半径，垂直方向上从 10.5 km 开始出现最高可以达到 16.5 km。说明 Chanchu 台风流出层低理查森数层对 Chanchu 台风的强度具有敏感性。分析还揭示出 Chanchu 台风较弱阶段和较强阶段低理查森数层的形成具有不同原因，流出层上半径相对较小靠近风暴中心的低理查森数层出现的直接原因是静力不稳定影响，而平均半径较大的低理查森数层出现的主要原因则是强的水平风的垂直切变。水平风的垂直切变主要出现在径向风最大的流出通道的上下两侧，而流出层上出现的不稳定则有云辐射强迫和绝热上升冷却的共同作用。而且，在 Chanchu 台风强度缓变过程中，低理查森数的分布还存在日变化，主要是太阳辐射的日变化导致在夜间流出层稳定度降低有利于低理查森数的出现，而在白天稳定度增大不利于低理查森数的出现，从而低理查森数的范围与出现频率产生日变化。

论文分析了 Chanchu 台风流出层的湍流层结及对应的不稳定度特征，但是，目前的结论只基于 1个台风个例，还需要用更多台风个例进行西太平洋台风流出层结构的分析验证。分析只使用了模拟资料，如果能配合观测资料进行分析将更为可信。虽然得出流出层上半径相对较小靠近风暴中心的低理查森数层出现的直接原因是静力不稳定，而平均半径较大的低理查森数层出现的主要原因则是强的水平风的垂直切变的结论，但是仍有一部分低理查森数区域同时存在稳定度负异常与水平风的垂直切变正异常，这种情况下稳定度与水平风的垂直切变可能是由重力波导致的。而且，通过重力波破碎能量可以被分解成更小的尺度形成湍流，也可以通过重力波对已经接近湍流产生阈值的环境的扰动产生湍流（Lane et al., 2012），因此，如何利用更精细的模拟资料，结合重力波理论分析台风流出层出现湍流层结和不稳定特征的原因将是下一步工作的重点。在低理查森数层日变化的部分，结论虽然有与之对应的辐射强迫理论的支持，但仍有无法解释的情况（图 9c、d），需要进一步寻找导致低理查森数层日变

化不甚明显甚至抵消辐射昼夜变化对其影响的物理机制，并考虑采用理想热带气旋数值模拟试验验证本文结论。而且研究日变化主要关注日出与日落两个典型时次，不足以全面分析和认识低理查森数的日变化，将在未来的工作中使用更高的时间分辨率来分析并讨论。

**致谢** 感谢美国马里兰大学（University of Maryland）Wallace Hogsett 博士提供 Chanchu 台风的模拟资料。

## 参考文献（References）

Black P G, Anthes R A. 1971. On the asymmetric structure of the tropical cyclone outflow layer [J]. J. Atmos. Sci., 28 (8): 1348–1366, doi:10.1175/1520-0469(1971)028<1348:OTASOT>2.0.CO;2.

Bowman K P, Fowler M D. 2015. The diurnal cycle of precipitation in tropical cyclones [J]. J. Climate, 28 (13): 5325–5334, doi:10.1175/JCLI-D-14-00804.1.

Bu Y P, Fovell R, Corbosiero K L. 2014. Influence of cloud–radiative forcing on tropical cyclone structure [J]. J. Atmos. Sci., 71 (5): 1644–1662, doi:10.1175/JAS-D-13-0265.1.

Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. J. Atmos. Sci., 46(46): 3077–3107, doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2

Duran P, Molinari J. 2016. Upper-tropospheric low Richardson number in tropical cyclones: Sensitivity to cyclone intensity and the diurnal cycle [J]. J. Atmos. Sci., 73 (2): 545–554, doi:10.1175/JAS-D-15-0118.1.

Emanuel K, Rotunno R. 2011. Self-stratification of tropical cyclone outflow. Part I: Implications for storm structure [J]. J. Atmos. Sci., 68 (10): 2236–2249, doi:10.1175/JAS-D-10-05024.1.

Emanuel K A. 1986. An air–sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance [J]. J. Atmos. Sci., 43 (6): 585–605, doi:10.1175/1520-0469(1986)043<0585:AASITF>2.0.CO;2.

Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes [J]. Mon. Wea. Rev., 134 (9): 2318, doi: 10.1175/MWR3199.1.

Kain J S, Fritsch J M. 1993. Convective Parameterization for Mesoscale Models: The Kain-Fritsch Scheme[M]// The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models. American Meteorological Society, 165–170, doi:10.1007/978-1-935704-13-3_16.

Kossin J P. 2002. Daily hurricane variability inferred from GOES infrared imagery [J]. Mon. Wea. Rev., 130 (9): 2260–2270, doi:10.1175/1520-0493(2002)130<2260:DHVIFG>2.0.CO;2.

Lane T P, Sharman R D, Trier S B, et al. 2012. Recent advances in the understanding of near-cloud turbulence [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 93 (4): 499–515, doi:10.1175/BAMS-D-11-00062.1.

Melhauser C, Zhang F Q. 2014. Diurnal radiation cycle impact on the pregenesis environment of hurricane Karl (2010) [J]. J. Atmos. Sci., 71 (4): 1241–1259, doi:10.1175/JAS-D-13-0116.1.

Merrill R T. 1988. Characteristics of the upper-tropospheric environmental flow around hurricanes [J]. J. Atmos. Sci., 45 (11): 1665–1677, doi:10.1175/1520-0469(1988)045<1665:COTUTE>2.0.CO;2.

Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave [J]. J. Geophys. Res., 102 (14):16663-16682, doi:10.1029/97. JD00237.

Molinari J, Duran P, Vollaro D. 2014. Low Richardson number in the tropical cyclone outflow layer [J]. J. Atmos. Sci., 71 (9): 3164–3179, doi:10.1175/JAS-D-14-0005.1.

Noh Y, Cheon W G, Hong S Y, et al. 2003. Improvement of the K-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data [J]. boundary-layer meteorology, 107 (2): 401-427, doi: 10.1023/A:1022146015946.

Trier S B, Sharman R D. 2009. Convection-permitting simulations of the environment supporting widespread turbulence within the upper-level outflow of a mesoscale convective system [J]. Mon. Wea. Rev., 137 (6): 1972–1990, doi:10.1175/2008MWR2770.1.

Trier S B, Sharman R D, Fovell R G, et al. 2010. Numerical simulation of radial cloud bands within the upper-level outflow of an observed mesoscale convective system [J]. J. Atmos. Sci., 67 (9): 2990–2999, doi:10.1175/2010JAS3531.1.