

不同强度环境垂直风切变影响下热带气旋外核区冷池特征

程晶晶¹ 李青青^{2,3} 陈锦鹏¹

¹ 漳州市气象局, 福建 363000

² 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 南京 210000

³ 中国气象科学院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

摘要 本文基于高分辨率数值模式模拟结果分析了不同强度的环境垂直风切变影响下热带气旋外核区近地面冷池特征。结果表明: 外核区对流性和非对流性冷池在不同切变环境中表现出相似的特征。两类冷池均伴随局地位温、相当位温和水汽混合比的降低和近地面高压扰动, 冷池厚度通常低于 400m, 平均强度 4~6m/s, 均远小于中尺度对流系统冷池, 其中非对流性冷池的厚度和强度显著大于对流性冷池, 表明外核区不同类型的冷池强度主要取决于冷池厚度; 冷池内普遍存在下沉运动, 对流性冷池中向下垂直质量输送约为非对流冷池的两倍; 下沉运动导致冷池局地高压的主要原因为云下降水粒子的蒸发冷却和雨滴拖曳作用, 对流云中的凝结潜热释放则不利于地面高压发展, 其中对流性冷池中次云层蒸发冷却和降水拖曳作用较强, 导致该类冷池地面增压也较大。不同强度的环境垂直风切变对不同冷池特征也有一定影响。弱切变环境中外核区冷池多表现为尺度较小且分布离散的对流性冷池, 随切变增强, 冷池总数目和对流性冷池数目减少, 而尺度较大且多位于层云降水区域的非对流性冷池增多, 同时厚度加深、强度增强。环境风切变增大还导致对流性和非对流性冷池造成的局地辐散出流均有所减弱但气旋式流速增强。

关键词 热带气旋 垂直风切变 对流尺度下沉运动 冷池

文章编号:

中图分类号 P43

文献标识码 A

Doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2203.21216

Characteristics of Cold Pools in the Outer Core of Tropical Cyclones in Different Vertical Wind Shear Magnitudes

CHENG Jingjing¹, LI Qingqing^{2,3}, Chen Jinpeng¹

¹ Zhangzhou Meteorological Bureau, Fujian 363000

² Key Laboratory of Meteorological Disaster of the Ministry of Education, Nanjing University of Information

收稿日期 2021-11-17; **网络预出版日期**

作者简介 程晶晶, 女, 1994 年, 硕士研究生, 主要从事短期预报预测研究。E-mail: cjj920nuist@163.com

通讯作者 李青青, E-mail: liqq@nuist.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41875054、41730961、41730960、41775065

Funded by National Natural Science Foundation of China (NSFC) (Grants 41875054, 41730961, 41730960, 41775065)

Abstract The characteristics of cold pools in the outer core of tropical cyclones under vertical wind shear of different magnitudes are investigated based on high-resolution idealized numerical simulations. The results suggest that convective and non-convective cold pools in the outer core exhibit similar characteristics in different vertical wind shear magnitudes. They show similar potential temperature, equivalent potential temperature, water vapor mixing ratio deficits, and positive pressure perturbations. The depth of cold pools in the outer core is mostly less than 400 m, and the average strength is approximately 4~6 m/s, which is much smaller than that in midlatitude mesoscale convective systems. The depth is deeper in non-convective cold pools than in convective cold pools. The intensity is also stronger in non-convective cold pools, indicating that the intensity of different types of cold pools is related to the potential temperature perturbation and depth. Cold pools are caused by widespread convective-scale downdrafts, and the downward vertical mass transport in convective cold pools caused by strong downdrafts is almost twice that in non-convective ones. Budgets of near-surface perturbation pressure show that subcloud evaporative cooling and water loading are conducive to the high pressure near the surface in the cold pools, while in-cloud warming due to latent heat release leads to a pressure decrease. Moreover, more significant precipitation drag and subcloud evaporation in convective cold pools result in a more significant pressure rise than in non-convective cold pools. The features of both types of cold pools also vary with shear values. There are primarily small-scale and discrete convective cold pools in weak shear. When the shear increases, the total number of outer-core cold pools and the frequency of convective cold pools decrease, in contrast to the increasing numbers of non-convective cold pools with large horizontal extent. In addition, the non-convective cold pools tend to deepen and intensify. The increased environmental wind shear also leads to a local weakening of the divergent outflow but an enhancement of the cyclonic flow in convective and non-convective cold pools.

Keywords Vertical Wind Shear, Tropical Cyclone, Convective-scale Downdrafts, Cold Pool

1 引言

冷池是中纬度中尺度对流系统中典型的近地面特征（翟丽萍等，2018；杨吉等，2020），研究表明冷池与周围环境场之间的相互作用是多单体风暴和线状对流系统维持的主要机制（张建军等，2016；徐姝等，2019）。近年来观测和模式研究发现热带气旋外雨带中也存在类似的边界层冷池特征（Yu et al., 2018）。外雨带上游多对流单体结构，对流单体中由于降水拖曳和蒸发冷却导致低层下沉气流在近地面形成冷空气堆，即冷池现象（Yu and Tsai, 2010; Molinari et al., 2013）。数值模拟研究也证实外雨带中的雨滴蒸发冷却和对流尺度下沉运动均有利于近地面冷池发生发展（Sawada and Iwasaki, 2010）。

冷池通常与干空气夹卷效应较为显著的热带气旋外雨带相关（Yu and Chen,

2011), 早年利用飞机观测数据研究热带气旋外雨带中冷池的结构, 发现雨带边界层出现风暴相对入流减弱、相当位温减小和局地风速增强等现象, 且冷池强度越大, 造成的边界层调整越明显 (Barnes and Stossmeister 1986; Powell, 1990)。大量观测试验进一步研究发现热带气旋外雨带中的显著冷池可使地面温度减小 1~4K; 位温减小 1~5K, 平均值达 2.7K; 而相当位温减小 1~14K, 平均值 6.2K (Skwira et al., 2005; Eastin and Link, 2009; Sitkowski and Barnes, 2009)。Eastin 等 (2012) 通过对热带风暴 Hanna (2008) 外雨带的近地面冷池在沿雨带径向和切向方向上的结构特征分析发现, 主要冷池可沿雨带径向向后侧延伸 40~80km, 而冷池尾流则减弱至 30~60km, 主要冷池还伴随着近地面位温, 水汽混合比和相当位温分别降低 2~4K, 1~2g/kg 和 4~10K。Tang 等 (2014) 首次观测证实热带气旋主雨带中近地面冷池动力结构和飑线类似, 冷池估计强度可达 17m/s, 平均厚度约为 3km, 并认为冷池动力学是主雨带对流结构演变的重要机制。

近地面冷池对热带气旋的发展和移动也具有重要影响。冷池内干冷空气随低层入流夹卷进入眼壁不利于热带气旋的增强。而近地面冷池前边缘的辐散气流和低层流入辐合上升, 利于新生对流单体的生成以及热带气旋雨带的维持和发展。冷池导致的边界层高压扰动促使径向向外的低层非对称流发展, 引导对流体向外移动, 进而影响雨带的形成及其径向传播 (Li and Wang, 2012)。Sawada 和 Iwasaki (2010) 指出热带气旋雨带中的对流尺度下沉运动和边界层冷池呈正反馈关系, 冷池的移动使其前边缘的暖湿空气抬升造成强降水, 降水导致的雨滴蒸发又反过来强迫下沉运动的发生, 利于冷池的增强或新生。这种冷池和暖湿气流的共同作用利于热带气旋主雨带长期维持并最终导致强降水发生 (卜松, 2020)。Yu 等 (2018) 指出外雨带结构和中尺度飑线结构相似度高达 58%, 冷池对湿对流发生发展的影响在外雨带表现更为显著, 而 Houze (2010) 则认为主要冷池在热带气旋内核区的对流发生发展过程中也发挥重要作用。蔡骐超 (2020) 也发现部分内雨带的形成与发展和低层冷池相关, 并明确指出内雨带冷池和外核区冷池存在明显区别, 内雨带冷池受眼壁对流活动和雨滴蒸发的共同影响。

Rotunno 等 (1988) 提出中尺度对流系统维持、发展和传播的关键机制为冷池和低层垂直风切变的相对强度, 即 RKW 理论 (Weisman and Rotunno, 2004; 陈明轩和王迎春, 2012; 肖现等, 2015; 郑淋淋和孙建华, 2016); 唐晓文 (2014) 则进一步通过观测和数值模拟试验发现热带气旋“黑格比”主雨带的动力结构与飑线系统相似, 且用于解释飑线系统的冷池动力学也可用于揭示不同热带气旋雨带结构的形成, 与 Yu 和 Tsai (2013) 对热带气旋外雨带冷池和垂直风切变

的研究结论一致。Cheng 和 Li (2020) 通过分类研究发现热带气旋外核区低层下沉运动在近地面导致的冷池和低层垂直风切变相互作用可使对流上升运动发展更强。垂直风切变是影响近地面冷池的重要环境因素，但区别于中尺度对流系统中的局地环境风切变，热带气旋高低层环流场的风速差异导致外雨带的切变环境更为复杂，外雨带冷池和中尺度对流系统冷池的特征也存在一定差异。Eastin 等 (2012) 观测发现外雨带冷池强度比中纬度中尺度对流系统冷池弱 50~70%，但由于热带气旋精细化观测资料的缺乏，大部分研究都基于有限样本，冷池特征量的讨论也较为有限，缺乏对环境垂直风切变影响下热带气旋外核区近地面冷池系统性的特征统计和诊断分析。

本文利用理想数值模式 TCM4 (Tropical Cyclone Model version 4) 模拟在热带洋面上不同强度垂直风切变环境中的热带气旋，客观识别出外核区近地面冷池，统计分析不同强度试验中近地面冷池的面积、厚度、热力和动力等基本特征，并讨论热带气旋外雨带中的对流活动对冷池内近地面高压扰动的收支诊断。

2 方法介绍

2.1 数值模式和试验设计

本文采用完全可压的非静力热带气旋数值模式—TCM4 (Tropical Cyclone Model version 4)，该模式常用于热带气旋结构和强度变化等基本动力学研究 (Wang, 2007; Li and Wang, 2012)。在本文模拟中，模式在水平方向上采用的四重双向嵌套网格区域分别为 241×201 , 127×127 , 163×163 , 和 313×313 ，水平分辨率分别为 54、18、6 和 2km。模式垂直层次为 32 层，最低层高度约为 0.03km，最高约为 36km。随高度增高，垂直分辨率从近地面的 75.93m 减小至顶层的 3~7km。模拟时海面温度为定值 29°C，轴对称涡旋在 18°N 的 f 平面上初始化，初始热力环境场采用 Dunion (2011) 观测的湿热力学廓线，初始涡旋最大风速半径为 90km，近地面最大切向风速为 18m/s，且风速随高度呈正弦减小，至 100hPa 风速减为零。

模式经过 60 小时调整后，热带气旋中心最低气压下降至 965hPa 左右，此时 (图 1 中的 0 时刻) 在模拟环境中加入贯穿整个对流层的大小不同的东风切变，即环境东风从 1.5km 高度的 0m/s，呈 bellramp 函数的方式随高度增大，至 13.5km 高度风速分别达到 5m/s, 10m/s, 15m/s 和 25m/s，加入的风场满足热成风平衡。东风切变加入后继续积分 48 小时，时间分辨率为 6 分钟。Rios-Berrios 和 Torn (2017) 通过统计分析将全球垂直风切变值的四分之一分位数 (4.5m/s) 和四分之三分位数 (11.0m/s) 定义为中等风切变的上下限，并提到

北大西洋风切变略大于全球统计结果，中等风切上下限分别为 5m/s 和 12m/s。考虑到模式采用的初始环境场为北大西洋观测结果 (Dunion, 2011)，因此设计 5m/s, 10m/s, 15m/s 和 25m/s 共 4 组敏感性试验，分别代表弱切变环境 (SH05)，中等切变环境 (SH10)，强切变环境 (SH15) 和极端强度切变环境 (SH25)。如图 1 所示，在弱切变环境 (SH05) 中热带气旋持续增强，中心最低气压可达 920hPa 左右。随切变强度增大，热带气旋总体上仍呈增强趋势，但强度变化的振荡更明显，可能和外雨带的准周期活动相关 (Li and Wang, 2012)。而当极端切变加入 (SH25)，最低海平面气压和最大风速半径迅速增大，热带气旋环流迅速减弱，最终在积分 12 小时后消亡。

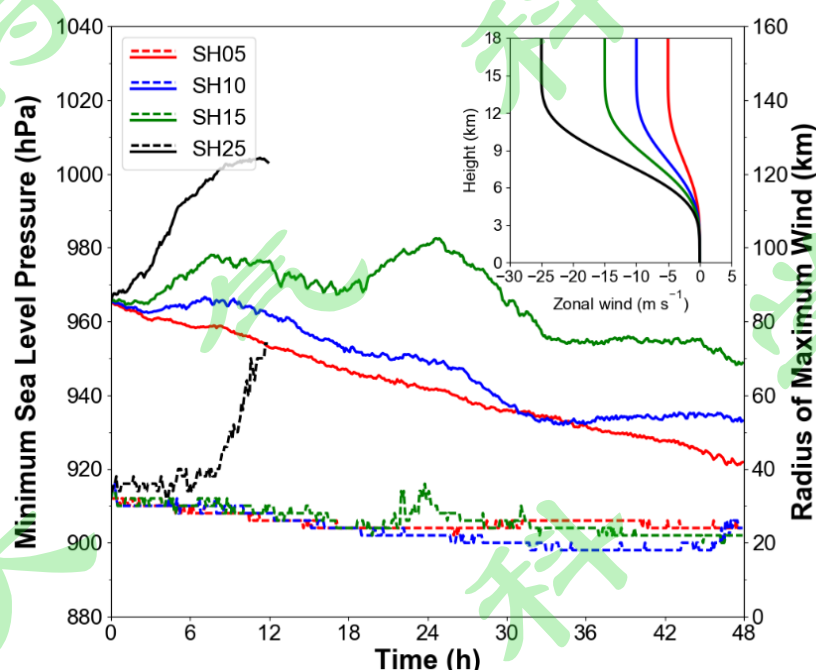


图 1 模拟的热带气旋最低海平面气压（实线，单位：hPa）和地面最大风速半径（虚线，单位：km）随时间的变化。小图分别表示 5m/s (SH05)、10m/s (SH10)、15m/s (SH15) 和 25m/s (SH25) 东风切变的风廓线

Figure 1. Time series minimum sea level pressure (solid lines, units: hPa) and the radius of maximum wind (dashed lines, units: km) at the lowest model level of simulated tropical cyclones. The inset in Figure 1 shows the vertical profiles of zonal winds (m/s) with easterly vertical shears of 5 m/s (SH05), 10 m/s (SH10), 15 m/s (SH15), and 25 m/s (SH25).

2.2 冷池的识别、分类及其特征估计

大部分研究通过位温、相当位温或密度位温的扰动值定义近地面冷池，也有依据与阵风锋相关的风速变化来判断冷池的出现。不同文章定义冷池时使用的相关热力学物理量的阈值也有所差异。James 和 Markowski (2010) 将位温扰动值小于 -1K 的区域定义为冷池，而 Morrison (2012) 在超级单体雷暴中则用 -

2K 的位温扰动作为冷池边界。采用相当位温识别冷池时也常用-2K 或-1K 作为阈值（Schlemmer and Hohenegger, 2014）。

本文采用常用的位温扰动定义冷池边界，为了排除热带气旋暖心结构对冷池识别的影响，冷池相关扰动量的参考态均采用方位角平均值。冷池主要识别步骤和相关特征量计算方法如下：

- (1) 在模式最低层（高度约为 0.03km）将扰动位温值小于等于-2K 且不少于 4 个格点的区域定义为一个二维冷池；
- (2) 在每个二维冷池区域内以格点为单位在垂直方向上检索，并将满足扰动位温小于等于-2K 的连续层次定义为该冷池在该格点上的厚度，每个三维冷池包含最大厚度和平均厚度；
- (3) 二维冷池中心位置的计算。考虑到当冷池面积较大时，仅用扰动位温最小值的位置表示整个冷池不具有代表性，因此以冷池区域内扰动位温为权重的坐标的平均作为冷池中心位置（Riboldi et al., 2019）：

$$\mathbf{C}_K = (x_K, y_K) = \frac{1}{\sum_{k=1}^K \Delta\theta_k} \left(\sum_{k=1}^K x_k \Delta\theta_k, \sum_{k=1}^K y_k \Delta\theta_k \right), \quad (1)$$

其中矢量 $\mathbf{C}$ 即冷池中心坐标， $\Delta\theta$ 为扰动位温， K 为冷池区域内的总格点数， $k=1, 2, \dots, K$ 。本文仅保留外核区即加权中心位于三倍最大风半径之外的冷池，需要注意的是由于冷池形态的不规则性，部分加权中心可能出现在冷池边界之外，但对外核区冷池的筛选以及诊断分析中冷池参考态的计算几乎没有影响。

- (4) 冷池的强度 C 可以用密度流即冷池的传播速度表示（Mallinson and Lasher-Trapp, 2019）， C 的定义如下：

$$C^2 = 2 \int_0^H (-B) dz, \quad (2)$$

其中 H 为冷池的厚度，浮力 B 定义为：

$$B = g \left(\frac{\theta'}{\bar{\theta}} + \frac{q'_v}{1.61 + \bar{q}_v} - \frac{q'_v + q_w}{1 + \bar{q}_v} \right), \quad (3)$$

其中 $\bar{\theta}$ 和 $\bar{q}_v$ 分别为位温和水汽混合比的轴平均值， θ' 和 q'_v 为相应的扰动量， q_w 表示总的水凝物混合比， g 为重力常数。

(5) 冷池相关特征的估计。为了减小冷池尤其是大尺度冷池区域内物理量值分布不均的影响，提高冷池各参数的可代表性，冷池强度和相关的物理参数平均值的计算参照 Alfaro (2017)。对于冷池相关的特征物理量 a ，其平均值 A 的计算方法如下：

①先确定直角坐标系中冷池的长短轴，沿长轴（ y 轴）积分：

$$A_x = \frac{1}{L_y} \int_0^{L_y} a \, dy, \quad (4)$$

其中 L_y 为长轴长度；

②沿短轴（ x 轴）积分。

若短轴长度不足 8km，则直接沿短轴 L_x 积分：

$$\bar{A} = \frac{1}{L_x} \int_0^{L_x} A_x \, dx, \quad (5)$$

若短轴长度大于等于 8km，则令 $L_x=8\text{km}$ ，并将长轴积分 A_x 最大值的坐标 x_a 作为短轴中心进行积分：

$$\bar{A} = \frac{1}{L_x} \int_{x_a-0.5L_x}^{x_a+0.5L_x} A_x \, dx, \quad (6)$$

表 1 SH05, SH10, SH15（480 个时次的热带气旋样本）和 SH25（120 个时次的热带气旋样本）试验中识别的外核区近地面冷池的数目和比例

Table 1. The number and proportion of outer-core cold pools identified in SH05, SH10, SH15 (480 tropical cyclone cases) and SH25 (120 tropical cyclone cases).

	Convective	Non-convective	Total
SH05	11439 (95.9%)	488 (4.1%)	11927
SH10	8501 (92.5%)	691 (7.5%)	9192
SH15	5975 (89.7%)	689 (10.3%)	6664
SH25	1312 (91.4%)	124 (8.6%)	1436

表 1 为不同切变试验中热带气旋外核区识别出的近地面冷池的数目及相应比例，其中 SH05, SH10 和 SH15 试验共模拟 48 小时，时间分辨率为 6 分钟，因此每个试验均有 480 个时次的热带气旋样本，而 SH25 试验模拟 12 小时，仅有 120 个时次的热带气旋试验个例。当环境垂直风切变增大时，外核区对流往

往发生在顺切变左侧 (Li and Fang, 2018), 集中分布在该象限的活跃的对流下沉运动在边界层产生的冷池可能在识别过程中合并, 导致外核区冷池数目随之减少。而在 SH25 试验中, 由于模拟时间较短, 冷池个数远小于其它试验。

Eastin 等 (2012) 根据冷池和强降水出现的时间差将冷池分类, 若位温负扰动的极大值出现降水极值发生后 30 分钟以内则将该冷池定义为“对流”型, 出现在 30 分钟以外则定义为“尾流”型冷池。但是由于本文识别的冷池缺乏时间维, 因此根据对流降水格点占比进行分类, 首先利用 Rogers (2010) 的算法依据雷达反射率的水平分布特征和 1-3km 垂直速度平均值将热带气旋外核区的降水格点分类为对流降水、层云降水和其它降水结构, 具体方案和分类结果详见 Gao 等 (2020), 然后将冷池区域内对流降水格点占比低于 25% 的冷池定义为非对流性 (Non-convective), 反之则为对流性冷池 (Convective)。如图 2 为 3km 高度雷达反射率叠加近地面二维冷池, 黄色虚点线表示每个试验的三倍最大风半径, 三倍最大风半径以外的区域通常被认为是热带气旋外核区 (Wang, 2009; Li and Wang, 2012)。冷池径向尺度在几公里到几十公里之间不等, 个别大尺度冷池在径向方向距离可达 100km 以上, 与 Eastin 等 (2012) 的观测结果相当, 而雨带中对流单体产生的小尺度对流性冷池则与 Tompkins (2001) 模拟的热带海洋对流系统中冷池 (平均径向尺度 8.6km) 更为吻合。如图 2 所示, 对流性冷池 (蓝色等值线) 和雷达反射率大值区几乎重合, 尤其在弱切变环境 (SH05) 中, 热带气旋外雨带对流发展旺盛, 对流单体中下沉运动引起的近地面冷池也大多表现为离散的小尺度对流性冷池, 占比高达 95.9% (表 1)。随切变强度的增大, 由于热带气旋强度的减弱和外核区对流不对称的发展, 外雨带集中分布在顺切变左侧 (图 2b), 范围较大且大多位于对流消散处的非对流性冷池 (红色等值线) 占比由 SH05 试验中的 4.1% 增大至 SH15 试验的 10.3% (表 1)。而在极端切变环境 (SH25) 下, 外雨带结构和中尺度对流系统相似, 顺切变左侧象限多为大尺度冷池, 但逆切变一侧仍存在残余对流导致的离散对流性冷池 (图 2d)。

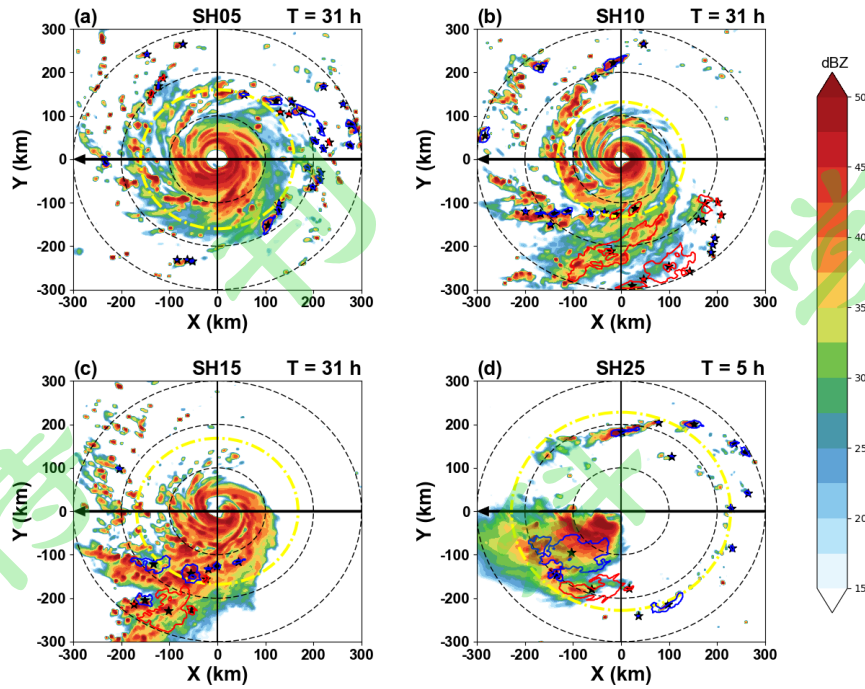


图 2 (a) SH05, (b) SH10, (c) SH15 试验第 31 小时和 (d) SH25 试验第 5 小时的 3km 高度的雷达反射率 (阴影, 单位: dBZ) 和外核区近地面冷池 (等值线)。其中蓝色等值线代表对流性冷池, 红色代表非对流冷池, 黑色星号表示冷池中心位置。虚线圆圈代表 100km 半径, 箭头为东风切变方向; 黄色虚点线表示三倍最大风半径, 三倍最大风半径以外的区域即为外核区

Figure 2. Simulated radar reflectivity (shading, units: dBZ) at $z = 3$ km and outer-core cold pools (contours) at the lowest model level for (a) SH05 at 31 hour, (b) SH05 at 31 hour, (c) SH15 at 31 hour, and (d) SH25 at 5 hour. Blue contours represent convective cold pools while red indicate non-convective cold pools, and black stars show the center of cold pools. Dashed range circles are shown every 100 km, and arrows indicate easterly wind shear; and the yellow dashdotted circle represent 3 times the radius of maximum wind, outside of which is outer core of tropical cyclone.

外核区近地面冷池面积的初步统计分析表明, 90%以上的冷池面积在 2000km^2 以下, 其中有不到 1%的冷池面积超过 10000km^2 (图 3), 可能是由于随切变增强顺切变左侧外雨带对流不对称的发展导致冷池识别时难以区分, 这些合并的大面积冷池不再具有代表性, 因此本文以下章节仅讨论面积小于 2000km^2 (93th 分位数) 的冷池特征。

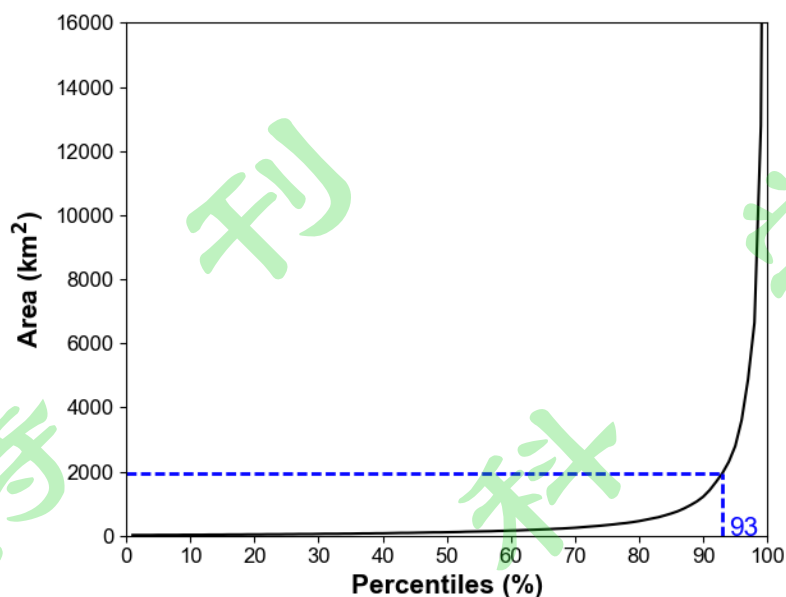


图 3 所有强度切变试验中识别的外核区冷池面积（单位： km^2 ）的分位数分布

Figure 3. The percentile for area (units: km^2) of outer-core cold pools identified in all experiments.

3 结果分析

冷池对热带气旋发展和移动及雨带中对流系统结构具有重要的热力和动力影响。冷池内干冷空气夹卷进入眼壁不利于热带气旋的增强；冷池强度和垂直风切变的相对平衡决定对流系统发展强度（Weisman and Rotunno, 2004），而冷池出流边界和环境空气的辐合是对流系统发展和维持的主要动力机制。下面将对不同试验中外核区冷池的强度、热力和动力等特征进行统计性分析。

3.1 冷池面积、强度和厚度特征

如图 4 所示，绝大部分外核区近地面冷池的面积在 300km^2 以下，在 SH05 和 SH10 试验中，非对流性冷池的面积显著大于对流性冷池（通过 0.05 置信水平），因为大部分对流性冷池和发展旺盛且分布离散的对流单体关系密切，而非对流性冷池往往位于层云降水区域，范围较大（图 2）。由于大尺度冷池的剔除，不同试验中的冷池面积没有显著差异。

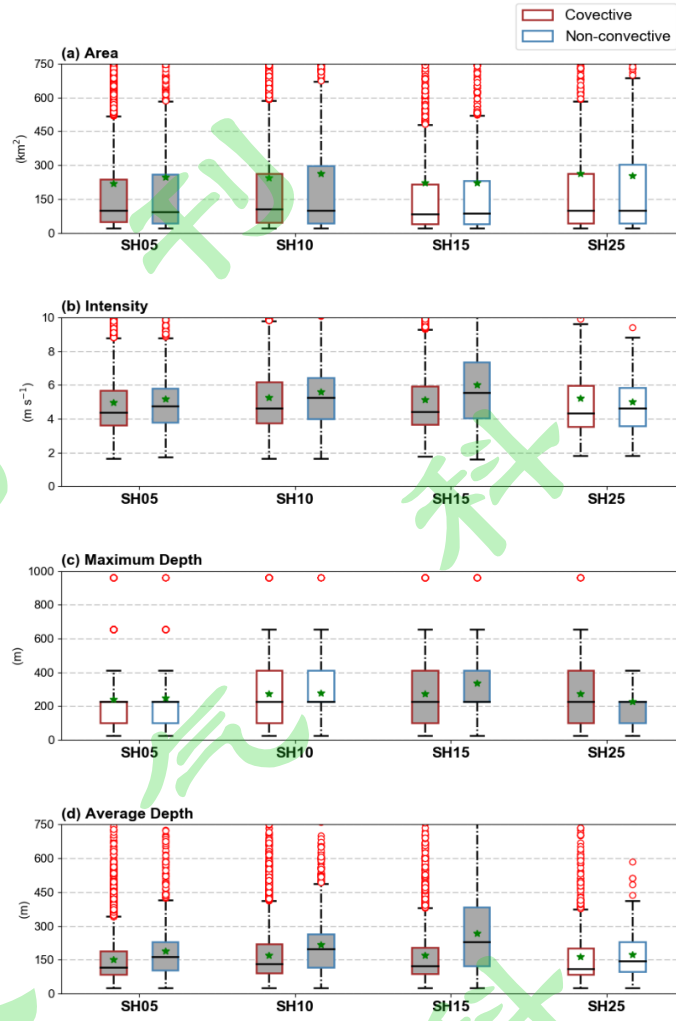


图 4 SH05, SH10, SH15 和 SH25 试验中外核区近地面冷池的 (a) 面积 (单位: km^2), (b) 强度 (单位: m/s), (c) 最大厚度 (单位: m) 和 (d) 平均厚度 (单位: m) 的箱型图。其中红色箱表示对流性冷池, 蓝色表示非对流性冷池, 箱中黑色实线为中位数, 绿色星号为平均值, 箱的上下边缘分别表示四分之三位数 (Q_3) 和四分之一位数 (Q_1), 四分位数差 $\text{IQR} = Q_3 - Q_1$, 红色空心圆圈表示大 (小) 于 $Q_3 + 1.5\text{IQR}$ ($Q_1 - 1.5\text{IQR}$) 的异常值。灰色填色表示对流性和非对流性冷池存在显著差异 (0.05 置信水平)

Figure 4. Boxplot of outer-core cold pools (a) area (units: km^2), (b) intensity (units: m/s), (c) maximum depth (units: m) and (d) average depth (units: m) for SH05, SH05, SH15 and SH25. The red (blue) boxes represent convective (non-convective) cold pools which display median (black solid line) and average (green star). The lower (upper) edge of the box represents the lower quartile Q_1 (upper quartile Q_3), and the box indicates interquartile range IQR ($=Q_3 - Q_1$). The red circles indicate outliers larger (smaller) than $Q_3 + 1.5\text{IQR}$ ($Q_1 - 1.5\text{IQR}$). The gray shading in the box indicates that the difference between convective and non-convective cold pools is significant at the 95% confidence level in a permutation test.

大部分冷池的平均厚度和最大厚度都在 400m 以下（图 4c 和图 4d），远小于观测中飑线系统的冷池厚度（~4km）。James 等（2006）指出，中层较干的环境更有利于产生深厚和强冷池，而本试验中热带气旋环境湿度大，雨带中冷池厚度往往要比中尺度对流系统冷池浅得多。但试验中也存在高度达 1000m 以上的个别深厚冷池（图 4c），和热带海洋对流系统中 1~2km 深的冷池相当（Houze, 1993）。冷池强度的平均值为 4~6m/s，较浅的厚度决定外核区冷池强度也远小于中尺度准线性对流系统的冷池强度（17.8~25.7m/s）。SH05、SH10 和 SH15 试验中非对流性冷池平均厚度和强度均显著大于对流性冷池（图 4b 和 4d）。相关性分析（图略）表明小面积冷池强度和面积存在一定正相关，当冷池面积增长到一定程度，强度和面积相关性并不显著，但强度和厚度的相关系数均高达 0.9 以上，因此冷池强度主要取决于其垂直尺度，即厚度。本文依据对流降水格点的冷池分类规则在本质上和 Eastin 等（2012）观测试验中“对流”型冷池高降雨率以及“尾流”型冷池低降雨率的特征一致，他指出“尾流”型冷池是“对流”型冷池向下游传播和扩散的结果，因此合理猜测本试验中非对流性冷池也是由对流性冷池发展而来。对流旺盛时期对流尺度下沉运动对中高层干冷空气的输送和强降水的蒸发作用在近地面产生对流性冷池，但是单体中活跃上升运动中心的非绝热加热作用限制了对流冷池在垂直方向上的发展，随着对流的快速消散而近地面干冷空气仍堆积表现为非对流性冷池，最终可能导致非对流性冷池更为深厚，强度更大。热带气旋外核区低层对流下沉运动的合成分析表明（图略），随着环境垂直风切变的增大，霰雪粒子融化的雨滴数量增多，近地面蒸发作用增强，造成非对流性冷池的厚度加深、强度增强，但对流性冷池的厚度和强度随切变没有明显变化。而在 SH25 试验中，由于模拟时间较短，冷池厚度较浅，强度较弱，两种类型冷池之间无显著差异。

3.2 冷池的热力特征

外核区近地面冷池伴随着局地位温、水汽混合比和相当位温负扰动（图 5）。非对流性冷池可造成局地位温减小约 2.5K，而对流性冷池上方活跃的对流和强烈的蒸发作用导致其位温负扰动均值接近 3K。冷池中水汽混合比降低表明除了降水蒸发，对流下沉运动对中高层干空气的向下输送也是冷池发生发展的重要条件。相当位温是表示冷池干冷性质的综合物理参量，非对流冷池中位温负扰动较小而水汽混合比和相当位温负扰动较大，表明干空气的下沉对近地面干冷池的贡献比蒸发作用更大。此外 Eastin 等（2012）发现“尾流”型冷池内位温扰动可在强降水发生 60min 后达到最小值，表明冷池内热力扰动量大小和持续时间也存在一定关联性。冷池内水汽混合比负扰动随切变略有增大，可能是因为加入的环境垂直风切变产生的水平涡度造成环境干空气夹卷效应增强，

进而使蒸发作用增强。极端切变环境（SH25）下，外雨带表现出中尺度对流系统的特征，因此冷池内的位温减少量明显大于其它试验。

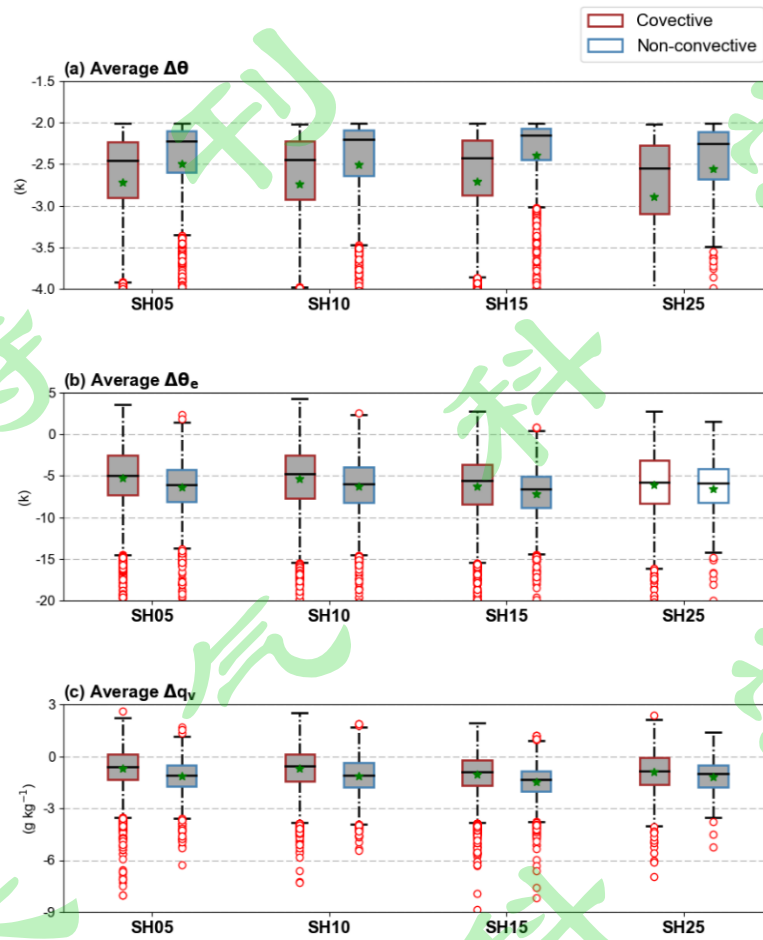


图 5 同图 4，但为冷池的 (a) 平均扰动位温（单位：K），(b) 平均扰动相当位温（单位：K）和 (c) 平均扰动水汽混合比（单位：g/kg）

Figure 5. The same as figure 4, but for the average (a) potential temperature perturbations (units: K), (b) equivalent potential temperature perturbations (units: K) and (c) water vapor mixing ratio perturbations (units: g/kg) of cold pools identified in outer core of tropical cyclones.

绝大部分对流性冷池内位温最低可下降 3K 左右，而非对流冷池位温负扰动值主要在 2~3K 之间（图 6a），和外雨带观测结果（2~4K）相当，但远小于中尺度对流系统。Meng 和 Zhang（2012）观测发现台前飑线产生的冷池可造成近地面位温减少 2~13.4K，中位数为 6.2K，略小于中尺度对流系统的 9.8K（Engerer et al., 2008）。图 6b 显示对流性和非对流性冷池造成局地相当位温减少约 4~10K，少部分可达 20K 以上，而中尺度对流系统冷池内相当位温负扰动量可达 13.9~21.6K。不同类型冷池还导致近地面水汽混合比相较于环境场降低 1~2g/kg，和 Tompkins（2001）模拟的热带对流系统产生的冷池（平均值 1.5

g/kg，最大值 5g/kg）以及外雨带观测值（1.5g/kg）相当。总体来看，外核区对流性冷池和非对流性冷池造成近地面位温、水汽混合比和相当位温分别降低 2~3K、1~2g/kg 和 4~10K，和观测研究中热带气旋外雨带冷池相当，但低于飑线、台前飑线等中尺度对流系统产生的冷池。

由于非对流冷池大多位于层云降水区域，热力场分布较为均匀，因此各参数的最值和均值分布差异不大。注意二维的非对流性冷池中位温负扰动小于对流性冷池，而三维非对流性冷池更为深厚，强度也更大。因此，冷池区域内位温扰动的最值对不同类型的三维冷池的强度不具有代表性，三维冷池的强度还和其厚度密切相关。但相关性分析（图略）表明，在同一类型冷池中，平均位温负扰动和冷池强度成正比，相关系数达到 0.7~0.8。

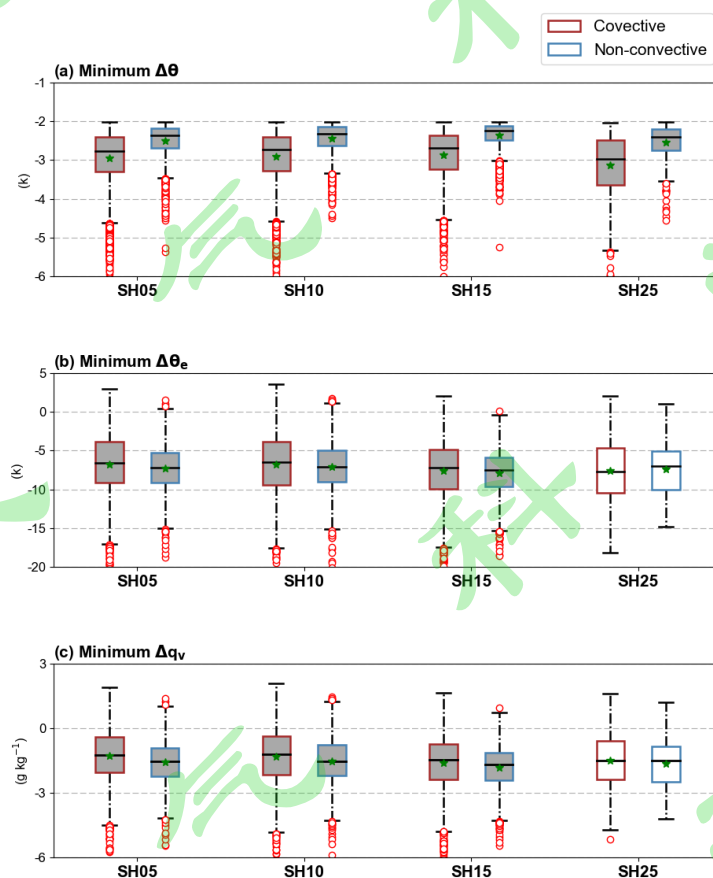


图 6 同图 4，但为冷池内（a）最小扰动位温（单位：k），（b）最小扰动相当位温（单位：k）和（c）最小扰动水汽混合比（单位：g/kg）

Figure 6. The same as figure 4, but for the minimum (a) potential temperature perturbations (units: k), (b) equivalent potential temperature perturbations (units: k) and (c) water vapor mixing ratio perturbations (units: g/kg) of outer-core cold pools.

3.3 冷池的动力特征

外核区冷池造成近地面气压增大，中位数达 0.5hPa 左右（图 7a），与

Eastin 等（2012）雨带观测结果（0.5hPa）一致，但弱于台前飑线的 1.2hPa（Meng and Zhang, 2012）和中尺度对流系统的 4.5hPa（Engerer et al., 2008）。在弱切变试验中（SH05），对流性冷池内气压正扰动值显著大于非对流冷池，随切变增强，对流性冷池内高压扰动变化不大，但非对流冷池造成的地面高压有所增大，最终在 SH15 试验中非对流冷池导致的地面高压扰动显著大于对流性冷池，非对流冷池内高压扰动随切变的变化可能和冷池的厚度变化相关（图 4）。而 SH25 试验中模拟时间较短，冷池厚度较浅，非对流冷池内气压较低。

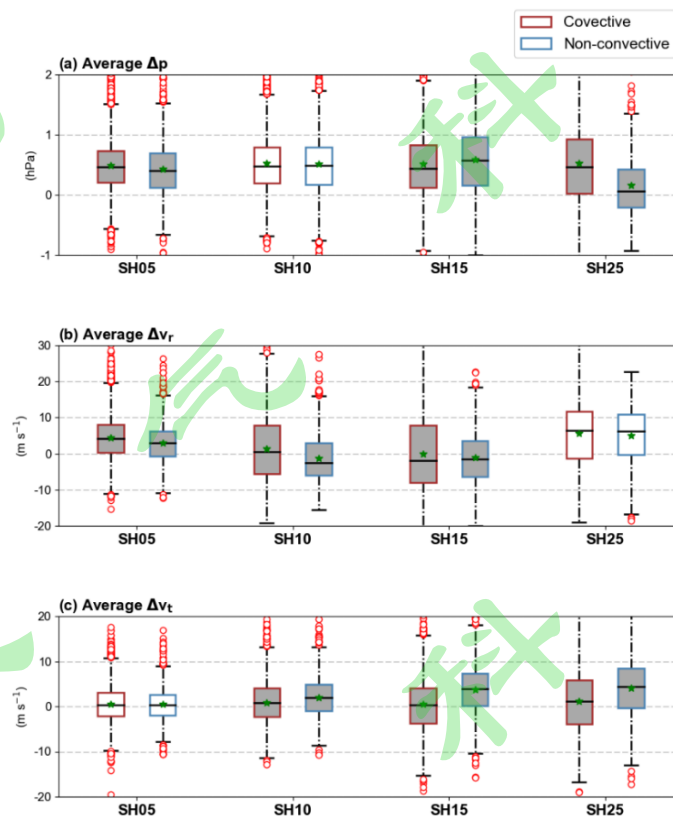


图 7 同图 4，但为冷池的（a）平均扰动气压（单位：hPa），（b）平均扰动径向风（单位：m/s）和（c）平均扰动切向风（单位：m/s）

Figure 7. The same as figure 4, but for the average (a) pressure perturbations (units: hPa), (b) radial wind speed perturbations (units: m/s) and (c) tangential wind speed perturbations (units: m/s) of outer-core cold pools.

中高层干冷空气由对流尺度下沉运动向下输送至近地面辐散，会造成类似于飑线阵风锋的局地风速变化（Roux et al., 1984）。在径向方向上，弱切变（SH05）试验中冷池在近地面以出流为主（径向风正扰动），当切变强度增大，边界层内顺切变一侧的非对称入流增强（Li and Dai, 2020），对流性和非对流性冷池的辐散出流均有所减弱（图 7b）。极端切变环境下（SH25）冷池以出流为主，可能是由于该试验中顺切变右侧的类似于中尺度对流系统产生的冷池

由于面积较大而被剔除，大部分冷池位于以非对称出流为主的逆切变一侧（图 2d）。SH05 试验中切向扰动速度平均值接近 0，两种冷池也没有显著差异（图 7c），随环境垂直风切变增强，由于热带气旋气旋性环流减弱（图 1），导致两种冷池的切向风扰动值均有所增大，以气旋式流速为主，而非对流性冷池和对流冷池的切向风扰动差异逐渐显著，可能和不同类型冷池的强度和厚度变化相关（图 4b 和 4d）。

对流尺度下沉运动对中高层低值相当位温空气的向下输送是近地面冷池发生发展和维持的重要条件（Eastin et al., 2012）。如图 8 所示，绝大部分三维冷池内为向下的垂直质量输送，证实了三维冷池内对流下沉运动的存在。其中，非对流性冷池中向下的垂直质量输送的垂直平均值约为 $2 \times 10^5 \text{ kg/s}$ ，接近对流性冷池的 1/2，进一步表明对流冷池是由更为活跃、强度更大的对流尺度下沉运动产生。由图 4 可知，绝大部分冷池厚度不足 1km，因此外核区冷池通常和低层下沉运动关系密切，而不同试验中向下的垂直质量输送的差异主要取决于对流层顶下沉运动（图略），该类下沉运动往往很难延伸至近地面，对冷池贡献微乎其微，因此冷池内垂直质量输送随切变增强没有明显变化。

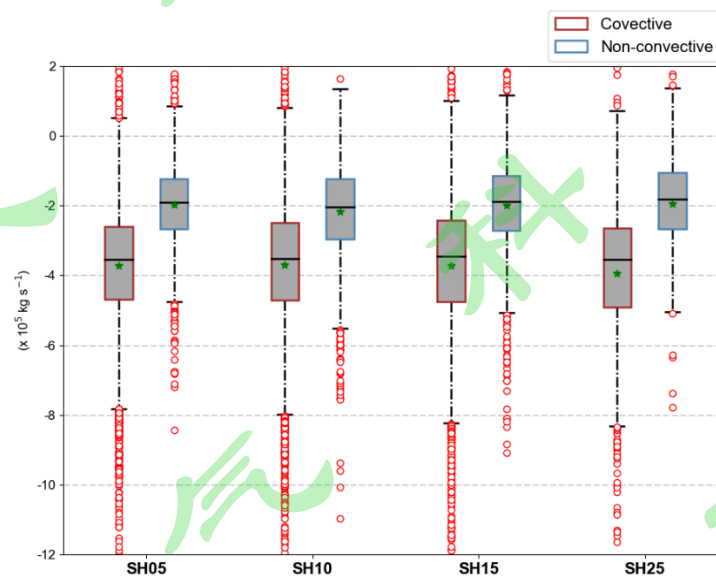


图 8 同图 4，但为三维冷池内垂直平均的垂直质量输送（单位： $\times 10^5 \text{ kg/s}$ ）

Figure 8. The same as figure 4, but for the Vertical-averaged vertical mass transport (units: $\times 10^5 \text{ kg/s}$) of three dimensional cold pools.

3.4 冷池地面扰动气压的诊断

冷池内干冷空气在近地面堆积往往造成局地气压增大（图 7a），Li 和 Wang（2012）指出这种边界层高压扰动会导致低层非对称流发展和对流系统径向向外移动，进而影响热带气旋雨带的形成及其径向传播。而如图 2 所示冷池和外

雨带对流尺度系统关系密切，为了评估外核区对流活动对冷池内高压扰动的贡献，下面在忽略非静力影响条件下，根据地面扰动气压方程对冷池内扰动气压做收支诊断分析（Hence and Houze, 2008; Yu and Tsai, 2013）：

$$p'_s = \underbrace{\int_0^{Z_{LCL}} -\rho_0 g \frac{T'_v}{T_{v0}} dz}_{\text{Term A}} + \underbrace{\int_{Z_{LCL}}^{Z_T} -\rho_0 g \frac{T'_v}{T_{v0}} dz}_{\text{Term B}} + \underbrace{\int_0^{Z_T} \rho_0 g q_r dz}_{\text{Term C}}, \quad (7)$$

其中， g 为重力加速度， q_r 表示雨水混合比， ρ_0 和 T_{v0} 分别表示初始密度和虚温，仅为高度的函数， Z_{LCL} 表示抬升凝结高度，回波顶 Z_T 定义为 10dBZ 左右雷达反射率所在的高度。扰动值计算是诊断的重要环节，而扰动量相关的参考态的定义根据研究目标和研究重点不同而有所差异。为了避免由环境垂直风切变造成的气旋尺度非对称性的影响，参考 Mashiko 等（2009）方法，以冷池位置为中心取 $40 \times 40 \text{ km}^2$ 的区域平均定义为冷池环境参考态。公式中右侧每一项均为冷池范围内对流云格点积分的平均，极少部分不存在对流云格点的非对流性冷池样本不予考虑，对诊断结果几乎没有影响。由式（7）可知，在不考虑非静力影响时，冷池内地面扰动气压主要取决于次云层增暖或冷却作用（Term A），对流云中绝热变化造成的增暖或冷却作用（Term B），以及降水拖曳作用（Term C）。

凝结潜热释放（Term B）造成空气增暖不利于冷池内高压扰动（图 9c），而如图 9b 和 9d 所示，对流云下降水粒子的蒸发冷却（Term A）和拖曳（Term C）作用对近地面增压均为正贡献。图 9a 显示不同切变环境下对流性冷池内近地面高压扰动比非对流冷池更为显著，主要是由于该类型冷池内往往对流活跃，造成次云层蒸发冷却作用（Term A）和降水拖曳作用（Term C）明显偏强（图 9b 和 9d）。当环境垂直风切变增强，各项均值没有明显变化，但对流强度的减弱造成对流性冷池绝热变化项（Term B）的四分位数逐渐减小，而切变增大导致干空气夹卷入侵更强（图 5c），近地面蒸发作用增强，最终对流冷池中次云层蒸发冷却作用（Term A）的四分位数有所增大（图 9b）。

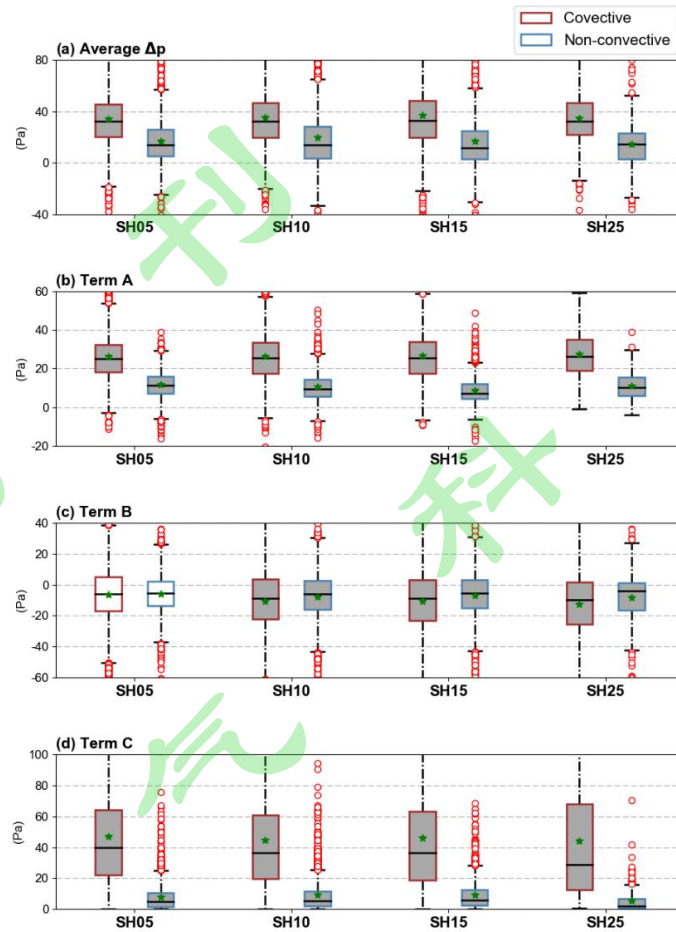


图 9 同图 4，但为地面冷池内的 (a) 平均扰动气压 (单位: Pa)，(b) 云下蒸发冷却作用 (Term A; 单位: Pa)，(c) 云中增暖/冷却作用 (Term B; 单位: Pa) 和 (d) 降水拖曳作用 (Term C; 单位: Pa)

Figure 9. The same as figure 4, but for the (a) average pressure perturbations (units: Pa), (b) subcloud evaporational cooling (Term A, units: Pa), (c) in-cloud warming/cooling (Term B, units: Pa) and (d) water loading (Term C, units: Pa) of outer-core cold pools.

从数值上来看，冷池内高压扰动不仅仅取决于云下蒸发冷却作用 (Term A)、对流云内绝热增暖作用 (Term B) 和降水粒子拖曳作用 (Term C) 三项，原因之一在于本文诊断分析中忽略了非静力影响，非静力项通常利于地面高压扰动。研究表明，热带气旋雨带中地面气压的变化是湿对流和内核心区附近径向向外传播的类似于重力波扰动相互作用的结果，当波峰和降水导致的蒸发冷却以及拖曳作用同位相时则会放大地面高压扰动，反之则不利于地面增压 (Yu and Tsai, 2010)。

4 结论与讨论

本文基于高分辨率数值模拟结果客观识别不同强度的环境垂直风切变中热

带气旋外核区的近地面冷池，并根据对流云格点占比将其分类为对流性和非对流性冷池，统计分析冷池的强度、热力和动力等基本特征，并诊断外核区对流活动对冷池内高压扰动的相对贡献。

在不同垂直风切变环境中外核区对流性冷池和非对流性冷池存在相似特征。两类冷池均伴随局地位温、水汽混合比和相当位温分别降低 $2\sim 3\text{K}$ 、 $1\sim 2\text{g/kg}$ 和 $4\sim 10\text{K}$ ，以及近地面气压增大约 0.5hPa ，和热带气旋外雨带观测值相当但远小于中尺度对流系统冷池。其中非对流冷池的位温负扰动较小而水汽混合比和相当位温负扰动较大，表明干空气的下沉堆积对近地面干冷池的贡献比蒸发作用更大。外核区冷池的平均厚度和最大厚度通常都低于 400m ，平均强度为 $4\sim 6\text{m/s}$ ，均远小于中尺度对流系统冷池。其中非对流冷池的平均厚度和强度显著大于对流性冷池，表明不同类型冷池的强度主要取决于冷池厚度。

冷池内均存在对流尺度下沉运动，但对流性冷池由强下沉运动产生，向下的垂直质量输送约为非对流性冷池的两倍。下沉运动在近地面冷池产生局地高压扰动，诊断分析表明对流凝结潜热释放使空气增暖造成近地面减压，而对流云下降水粒子的蒸发冷却和拖曳作用则利于近地面冷池内高压扰动发展。对流性冷池中次云层蒸发冷却作用和降水拖曳作用较强，因此该类冷池内地面增压也显著大于非对流性冷池。冷池内高压扰动不仅取决于云下蒸发冷却作用、对流云内绝热增暖作用和降水粒子拖曳作用，热带气旋中湿对流和内核区附近扰动的相互作用以及非静力项对地面气压变化的影响有待深入研究。

不同强度的环境垂直风切变对不同类型冷池也有一定影响。对流性冷池和分布离散的小尺度对流单体关系密切，弱切变试验中外雨带对流发展旺盛，外核区冷池多表现为对流性。当环境垂直风切变增强，外核区冷池总数目有所减少，但尺度较大且大多位于层云降水区域的非对流性冷池占比增大，且厚度加深，强度增强。在极端切变环境中由于积累时间较短冷池厚度较浅，强度较弱，不同类型冷池也未表现出明显差异。随切变增强，气旋尺度的边界层非对称入流增强但气旋性环流减弱，因此两类冷池造成的局地辐散出流均有所减弱但气旋式流速增强。

参考文献

- Alfaro D A. 2017. Low-tropospheric shear in the structure of squall lines: Impacts on latent heating under layer-lifting ascent [J]. J. Atmos. Sci., 74(1): 229–248.
- Barnes G M, Stossmeister G J. 1986. The structure and decay of a rainband in Hurricane Irene (1981) [J]. Mon. Wea. Rev., 114(12): 2590–2601.

- 卜松. 2020. 台风“彩虹”(1522)登陆过程中的降水及其结构变化 [D]. 中国气象科学研究院硕士学位论文. Bu Song. 2020. The rainfall and structural changes of typhoon Mujigae (2015) during its landfall [D]. M. S. thesis (in Chinese), Chinese Academy of Meteorological Sciences.
- 蔡骐超. 2020. 热带气旋内核雨水蒸发对强度与结构的影响 [D]. 南京大学硕士学位论文. Cai Qichao. 2020. Effects of rainwater evaporation in tropical cyclone inner core on its intensity and structure [D]. M. S. thesis (in Chinese), Nanjing University.
- 陈明轩, 王迎春. 2012. 低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区一次飑线过程发展维持的数值模拟 [J]. 气象学报, 70(3): 371–386. Chen Mingxuan, Wang Yingchun. 2012. Numerical simulation study of interactional effects of the low-level vertical wind shear with the cold pool on a squall line evolution in North China [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 70(3): 371–386.
- Cheng J J, Li Q Q. 2020. A numerical study of convective-scale downdrafts in the outer core of tropical cyclones in vertically varying environmental flows [J]. Tropical Cyclone Research and Review, 9(03): 4–22.
- Dunion J P. 2011. Rewriting the climatology of the tropical North Atlantic and Caribbean Sea atmosphere [J]. J. Climate, 24(3): 893–908.
- Eastin M D, Gardner T L, Link M C, et al. 2012. Surface cold pools in the outer rainbands of Tropical Storm Hanna (2008) near landfall [J]. Mon. Wea. Rev., 140(2): 471–491.
- Eastin M D, Link M C. 2009. Miniature supercells in an offshore outer rainband of Hurricane Ivan (2004) [J]. Mon. Wea. Rev., 137(7): 2081–2104.
- Engerer N A, Stensrud D J, Coniglio M C. 2008. Surface characteristics of observed cold pools [J]. Mon. Wea. Rev., 136(12): 4839–4849.
- Gao Q, Li Q Q, Dai Y F. 2020. Characteristics of the outer rainband stratiform sector in numerically simulated tropical cyclones: Lower-layer shear versus upper-layer shear [J]. Adv. Atmos. Sci., 37(4): 399–419.
- Hence D A, Houze R A. 2008. Kinematic structure of convective-scale elements in the rainbands of Hurricanes Katrina and Rita (2005) [J]. J. Geophys. Res., 113: D15108.
- Houze R A. 1993. Cloud dynamics [M]. Academic Press, 573 pp.
- Houze R A. 2010. Clouds in tropical cyclones [J]. Mon. Wea. Rev., 138(2): 293–344.
- James R P, Markowski P M. 2010. A numerical investigation of the effects of dry air aloft on deep convection [J]. Mon. Wea. Rev., 138(1): 140–161.
- James R P, Markowski P M, Fritsch J M. 2006. Bow echo sensitivity to ambient moisture and cold pool strength [J]. Mon. Wea. Rev., 134(3): 950–964.

- Li, Q Q, Dai Y F. 2020. Revisiting azimuthally asymmetric moist instability in the outer core of sheared tropical cyclones [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 148(3), 1297–1319.
- Li Q Q, Fang Q X. 2018. A numerical study of convective-scale structures in the outer cores of sheared tropical cyclones. Part I: Updraft traits in different vertical wind shear magnitudes [J]. *J. Geophys. Res.*, 123(21): 12097–12116.
- Li Q Q, Wang Y Q. 2012. A comparison of inner and outer spiral rainbands in a numerically simulated tropical cyclone [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 140(9): 2782–2805.
- Mallinson H M, Lasher-Trapp S G. 2019. An investigation of hydrometeor latent cooling upon convective cold pool formation, sustainment, and properties [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 147(9): 3205–3222.
- Mashiko W, Niino H, Kato T. 2009. Numerical simulation of tornado genesis in an outerrainband minisupercell of Typhoon Shanshan on 17 September 2006 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 137(12): 4238–4260.
- Meng Z Y, Zhang Y J. 2012. On the squall lines preceding landfalling tropical cyclones in China [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 140(2): 445–470.
- Molinari J, Frank J, Vollaro D. 2013. Convective bursts, downdraft cooling, and boundary layer recovery in a sheared tropical storm [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 141(3): 1048–1060.
- Morrison H. 2012. On the robustness of aerosol effects on an idealized supercell storm simulated with a cloud system-resolving model [J]. *Atmospheric Chem. Phys.*, 12(16): 7689–7705.
- Powell M D. 1990. Boundary layer structure and dynamics in outer hurricane rainbands. Part II: Downdraft modification and mixed layer recovery [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 118(4): 918–938.
- Riboldi J, Grams C M, Riemer M, et al. 2019. A phase locking perspective on Rossby wave amplification and atmospheric blocking downstream of recurving western North Pacific tropical cyclones [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 147(2): 567–589.
- Rios-Berrios R, Torn R D. 2017. Climatological analysis of tropical cyclone intensity changes under moderate vertical wind shear [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 145(5): 1717–1738.
- Rogers R. 2010. Convective-scale structure and evolution during a high-resolution simulation of tropical cyclone rapid intensification [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67(1): 44–70.
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L. 1988. A theory for strong, long-lived squall lines [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45(3): 463–485.
- Roux F, Testud J, Payen M, et al. 1984. West African squall-line thermodynamic structure retrieved from dual-Doppler radar observations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 41(21): 3104–3121.

- Sawada M, Iwasaki T. 2010. Impacts of evaporation from raindrops on tropical cyclones. Part II: Features of rainbands and asymmetric structure [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67(1): 84–96.
- Schlemmer L, Hohenegger C. 2014. The formation of wider and deeper clouds as a result of cold-pool dynamics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 71(8): 2842–2858.
- Sitkowski M, Barnes G M. 2009. Low-level thermodynamic, kinematic, and reflectivity fields of Hurricane Guillermo during rapid intensification [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 137(2): 645–663.
- Skwira G D, Schroeder J L, Peterson R E. 2005. Surface observations of landfalling hurricane rainbands [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133(2): 454–465.
- Tang X W, Lee W C, Bell M. 2014. A squall-line-like principal rainband in Typhoon Hagupit (2008) observed by airborne Doppler radar [J]. *J. Atmos. Sci.*, 71(7): 2733–2746.
- Tompkins A M. 2001. Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of water vapor [J]. *J. Atmos. Sci.*, 58(6): 529–545.
- Wang Y Q. 2007. A multiply nested, movable mesh, fully compressible, nonhydrostatic tropical cyclone model–TCM4: Model description and development of asymmetries without explicit asymmetric forcing [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 97(1), 93–116.
- Wang Y Q. 2009. How do outer spiral rainbands affect tropical cyclone structure and intensity [J]. *J. Atmos. Sci.*, 66(5): 1250–1273.
- Weisman M L, Rotunno R. 2004. A theory for strong long-lived squall lines revisited [J]. *J. Atmos. Sci.*, 61(4): 361–382.
- 肖现, 陈明轩, 高峰, 等. 2015. 弱天气系统强迫下北京地区对流下山演变的热动力机制 [J]. *大气科学*, 39(1): 100–124. Xiao Xian, Chen Mingxuan, Gao Feng, et al. 2015. A thermodynamic mechanism analysis on enhancement or dissipation of convective systems from the mountains under weak synoptic forcing [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 39(1): 100–124.
- 徐姝, 东高红, 熊明明. 2019. 冷池对引发新乡“7·9”特大暴雨的中尺度对流系统的影响分析 [J]. *气象*, 45(10): 1426–1438. Xu Shu, Dong Gaohong, Xiong Mingming. 2019. Impact of cold pool on mesoscale convective system for extrem rainfall over Xinxiang on 9 July 2016 [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 45(10): 1426–1438.
- 杨吉, 郑媛媛, 夏文梅, 等. 2020. 东北冷涡影响下江淮地区一次飑线过程的模拟分析 [J]. *气象*, 46(3): 357–366. Yang Ji, Zheng Yuanyuan, Xia Wenmei, et al. 2020. Numerical analysis of a squall line case influenced by northeast cold vortex over Yangtze-Huaihe River Valley [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 46(3): 357–366.
- Yu C K, Chen Y. 2011. Surface fluctuations associated with tropical cyclone rainbands

- observed near Taiwan during 2000-08 [J]. *J. Atmos. Sci.*, 68(8): 1568–1585.
- Yu C K, Lin C Y, Cheng L W, et al. 2018. The degree of prevalence of similarity between outer tropical cyclone rainbands and squall lines [J]. *Sci. Rep.*, 8(1): 1–15.
- Yu C K, Tsai C L. 2010. Surface pressure features of landfalling typhoon rainbands and their possible causes [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67(9): 2893–2911.
- Yu C K, Tsai C L. 2013. Structural and surface features of arc-shaped radar echoes along an outer tropical cyclone rainband [J]. *J. Atmos. Sci.*, 70(1): 56–72.
- 翟丽萍, 农孟松, 赖珍权, 等. 2018. 广西“4·20”暖区飑线的形成及结构 [J]. *高原气象*, 37(2): 568–576. Zhai Liping, Nong Mengsong, Lai Zhenquan, et al. 2018. Formation and structure of ‘4·20’ warm sector squall line in Guangxi Province [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 37(2): 568–576.
- 张建军, 王咏青, 钟玮. 2016. 飑线组织化过程对环境垂直风切变和水汽的响应 [J]. *大气科学*, 40(4): 689–702. Zhang Jianjun, Wang Yongqing, Zhong Wei. 2016. Impact of vertical wind shear and moisture on the organization of squall lines [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 40(4): 689–702.
- 郑淋淋, 孙建华. 2016. 风切变对中尺度对流系统强度和组织结构影响的数值试验 [J]. *大气科学*, 40(2): 324–340. Zheng Linlin, Sun Jianhua. 2016. The impact of vertical wind shear on the intensity and organizational mode of mesoscale convective systems using numerical experiments [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 40(2): 324–340.