



北京大學

博士研究生学位论文

题目：我国登陆热带气旋环境下的
龙卷及超级单体特征分析

姓名：白兰强

学号：1301110212

院系：物理学院大气与海洋科学系

专业：气象学

研究方向：中小尺度气象学与数值天气预报

导师姓名：孟智勇 教授

二〇一八年五月

版权声明

任何收存和保管本论文各种版本的单位和个人，未经本论文作者同意，不得将本论文转借他人，亦不得随意复制、抄录、拍照或以其他方式传播。否则，引起有碍作者著作权之问题，将可能承担法律责任。

摘要

热带气旋 (TC) 中的龙卷是比 TC 更加剧烈的涡旋系统, 在局地范围内可能会造成比 TC 更大的人员伤亡和财产损失。然而, 我国 TC 龙卷的时空分布特征尚不清楚。在国际上仍缺乏对 TC 龙卷地面灾害、雷达观测、龙卷漏斗云等特征及其相互配置关系的综合分析。登陆 TC 环境中超级单体的发生频次、时空分布和环境特征如何尚未得到解答。本文^①使用多元观测资料, 结合高分辨率、云解析的数值模式等手段, 并以 2015 年 10 月 4 日登陆广东的彩虹台风及其佛山 TC 龙卷 (EF3 级) 为例, 对我国登陆 TC 环境下的龙卷及超级单体特征进行了研究。

研究结果显示, 在 2006–2017 年间有 66 个 TC 登陆我国大陆, 其中有 38% 的登陆 TC 生成了龙卷。TC 龙卷年平均约 3.2 个, 与日本的登陆 TC 龙卷情况类似, 频次远低于美国。我国 TC 龙卷在 8 月份发生最多, 在陆地上主要出现在距离海岸线 300 km 范围内, 集中分布在广东省和江苏省, 以珠三角区域最多。

本文以彩虹台风造成的佛山龙卷为例, 揭示了 TC 龙卷的地面灾害、雷达观测、龙卷漏斗云等特征及其相互配置关系。结果显示, 佛山 TC 龙卷持续约 32 分钟, 造成了一条 30.85 km 长、20–570 m 宽的东南–西北走向的直线形灾害带。龙卷漏斗云在地面的尺度约 13–16 m, 总体小于 EF2 级灾害等值线的宽度。本文揭示了 TC 龙卷的一些独特特征。比如, 最低层龙卷涡旋特征 (TVS) 均位于灾害带的靠近 TC 中心一侧, 与灾害带中心线的水平距离偏差大致在几百米。最低层 TVS 超前于地面龙卷漏斗云约几百米至超过一公里不等。最严重地面灾害的出现比最强的最低层中气旋和 TVS 滞后约 4 分钟。高时空分辨率的卫星观测显示, TC 龙卷超级单体的上冲云顶尽管已从低层超级单体的主体上被扯离, 但却仍然维持了较长时间的活跃状态, 此观测特征在目前已有的中纬度龙卷性超级单体的相关文献中还未曾被提及。此外, 本文的结果显示此 TC 龙卷存在一些类似于中纬度龙卷的观测特征。例如, 存在次涡旋、水平涡管等可视特征。水平涡管的旋转方向与中纬度龙卷中观测到的水平涡管旋转方向一致。

基于我国华南稠密的天气雷达观测网, 本文揭示了彩虹台风环境中微超级单体的时空分布特征。研究显示, 这次过程至少有 113 个微超级单体, 2.65% 为龙卷性微超级单体。龙卷性微超级单体的中气旋强度显著高于非龙卷性中气旋。微超级单体主要集中分布在相对于 TC 中心的东北象限外围雨带上, 遇较高的陡峭山地下垫面时, 迅速消散。TC 微超级单体的生命周期显著短于中纬度超级单体。海上生成的 TC 微超级单体多于陆地, 并具有更长的生命周期, 但强度较弱。

^① 本文研究受国家科技部 973 计划 (2013CB430104)、国家自然科学基金项目 (41425018, 41375048, 41461164006) 资助。

本文通过对彩虹台风的登陆环境进行高时空分辨率的实际与理想数值模拟,揭示了彩虹台风环流背景下有利于微超级单体(或龙卷)发生发展的环境处于 TC 中心的东北象限,而非其移动方向的右前象限。同时发现有利于微超级单体发生发展的探空环境整层较湿,风随高度呈显著的顺时针旋转特征并具有较大的低层垂直风切变。此外,本文还提出了一种 TC 龙卷潜势预报的可能途径。

本文所得结论有助于提高对 TC 龙卷和微超级单体发生发展规律的认识,并为未来我国登陆 TC 龙卷业务预报、监测和预警提供重要的理论依据和参考。

关键词: 热带气旋, 龙卷, 超级单体, 灾害调查, 数值模拟

Characteristics of Tornadoes and Supercells Embedded in Landfalling Tropical Cyclones in China

Lanqiang Bai (Meteorology)

Directed by Prof. Zhiyong Meng

ABSTRACT

A tropical cyclone (TC) tornado is a more intense vortex system as compared with its parent TC. It may cause much more property damage and casualties in a localized area than its parent TC does. In China, however, the spatial and temporal distributions of landfalling TC-tornadoes remain unknown. The characteristics of detailed low-level wind fields, and the relationship between the condensation funnel, damage swath, and radar signatures in a TC tornado are still not clear. Besides, we still lack knowledge about how many supercells can be produced in a landfalling TC circulation and what their associated environmental conditions are. This study explores characteristics of TC-tornadoes and supercells in China based on multiple-platform observations and high-resolution cloud-resolving numerical simulations of landfalling typhoon Mujigae and its associated Foshan TC-tornado (EF3) on 4 Oct. 2015.

The result shows that 66 TCs landed in the mainland of China during the period of 2006–2017. About 38% of these landfalling TCs produced tornadoes. The annual average of TC-tornadoes was ~ 3.2 per year, which is similar to that in Japan and much less than that in the United States. TC-tornadoes in China have a peak frequency in August and are mainly located no more than 300 km inland from coastal lines. The preferred TC-tornado regions are Jiangsu and Guangdong provinces with a frequency peak in Pearl River Delta area.

The integrated analysis of the observational features in the Foshan (EF3) TC-tornado shows that the TC-tornado lasted for 32 min and produced a southeast–northwest damage swath 30.85 km long with a maximum width of 570 m. The diameter (13–16 m) of the condensation funnel at the ground was generally smaller than the extent of the EF2 isopleths. This study revealed some unique features of tornadoes that occurred in TC environment, for instance, the lowest-level tornado vortex signatures (TVSs) were consistently located on the TC side of the damage swath with a cross-track

deviation of several hundred meters and an along-track deviation of several hundred meters to more than 1,000 m ahead of the condensation funnel at the ground. The most severe tornado damage occurred about 4 min after the appearance of the strongest lowest-level mesocyclone and TVS. One interesting feature of this TC tornadic supercell that has been seldom noticed in midlatitude tornadic supercells was that its overshooting cloud top remained active despite having been ripped apart from the lower part of the supercell. In addition, this study reveals that the observational features of this TC-tornado were generally similar to those in midlatitude tornadoes, including analogous subvortices and a visually horizontal vortex tube around the condensation funnel. The sign of the horizontal vortex in this TC-tornado was the same as that in midlatitude tornadoes.

Based on the densely deployed Doppler radars in southeast China, we revealed the temporal–spatial distribution of mini-supercells in the environment of TC Mujigae (2015). There were at least 113 mini-supercells as TC Mujigae was making landfall in south China. Only 2.65% of them were tornadic. The intensity of tornadic mesocyclones was significantly greater than non-tornadic mesocyclones. Mini-supercells were mainly located within TC outer rainbands in the northeast quadrant of the TC center. They tended to rapidly vanish after approaching steep terrains. The lifecycle of these TC mini-supercells was significantly shorter than that for midlatitude supercells. The amount of mini-supercells offshore was greater than that onshore. The offshore mini-supercells generally was weaker but had a longer lifecycle.

The results from cloud-resolving numerical simulations demonstrate that the favorable environment for mini-supercells within typhoon Mujigae was located in the northeast TC quadrant, rather than the right-front quadrant with respect to the TC motion. The favorable sounding for TC mini-supercells was characterized by a veering hodograph with a large low-level vertical wind shear, and moist layers (without dry layers at mid- to upper levels). Based on these results, we proposed a possible method to do the TC-tornado potential forecast.

The conclusions obtained in this study will help to improve the understanding of the occurrence and development of tornadoes and mini-supercells in a TC environment, and provide important scientific references for the development of operational forecasting, monitoring and warning of TC tornadoes in China.

KEY WORDS: Tropical cyclone, Tornado, Supercell, Damage survey, Numerical simulation

目录

摘要.....	I
ABSTRACT.....	III
目录.....	V
第一章 绪论.....	1
1.1 研究对象和意义.....	1
1.1.1 研究对象.....	1
1.1.2 研究意义.....	1
1.2 国内外研究进展和局限.....	3
1.3 研究目的和内容.....	8
1.4 本文的创新点.....	9
1.5 文章结构.....	10
第二章 中国登陆热带气旋龙卷的统计特征.....	11
2.1 数据及方法介绍.....	11
2.2 我国登陆热带气旋龙卷的统计结果.....	12
第三章 登陆 TC 龙卷的灾害、雷达、影像特征综合分析.....	16
3.1 引言.....	16
3.2 彩虹（2015）台风概况.....	16
3.3 数据和方法.....	18
3.3.1 灾害调查.....	18
3.3.2 其他观测数据.....	23
3.4 灾害调查结果.....	23
3.4.1 龙卷路径、地面灾害及 EF 定级结果.....	23
3.4.2 近地面风场特征及龙卷水平尺度估计.....	24
3.4.3 其他的龙卷观测特征.....	29
3.5 龙卷的生成环境特征.....	31
3.5.1 热带气旋环境.....	31
3.5.2 龙卷母体天气系统.....	33
3.6 龙卷的雷达观测特征.....	35
3.6.1 中气旋雷达特征.....	35
3.6.2 龙卷涡旋雷达特征.....	37
3.6.3 龙卷灾害路径与龙卷涡旋特征的空间配置关系.....	38
3.7 本章小结.....	38
第四章 登陆 TC 环境中微超级单体的统计特征.....	40

4.1 引言.....	40
4.2 数据和方法.....	40
4.3 彩虹台风登陆阶段的微超级单体统计结果.....	43
4.3.1 微超级单体的时空分布特征.....	43
4.3.2 微超级单体中气旋的基本统计特征.....	46
4.3.3 微超级单体的海陆差异特征.....	50
4.4 本章小结与讨论.....	53
第五章 登陆 TC 环境中微超级单体及龙卷的数值模拟	55
5.1 引言.....	55
5.2 数值模式简介及基本设定.....	56
5.2.1 WRF 模式简介及其设定	57
5.2.2 CM1 模式简介及其设定	59
5.3 云解析数值模式结果.....	60
5.3.1 CM1 的基本测试及对 TC 龙卷的理想模拟	60
5.3.2 CM1 对 TC 环境下微超级单体的理想模拟	64
5.4 TC 微超级单体的生成环境特征	69
5.5 本章小结与讨论.....	73
第六章 总结.....	75
参考文献.....	78
致谢.....	85
北京大学学位论文原创性声明和使用授权说明.....	87

第一章 绪论

1.1 研究对象和意义

1.1.1 研究对象

龙卷 (Tornado) 又称龙卷风, 是从积状云悬垂并向下伸展至与地面接触的旋转空气柱, 在近地面常表现为 (并不总是) 肉眼可见的漏斗云、旋转的碎屑和沙尘等现象 [American Meteorological Society (AMS), 2018]。在各类强对流灾害天气中, 龙卷是影响力大、破坏力极强的微尺度天气系统 [空间尺度通常在 $\text{Micro-}\beta$ 到 $\text{Micro-}\alpha$ 尺度 (Orlanski, 1975), 也即数十米至数千米; 持续时间数秒至数十分钟]。龙卷涡旋在北半球以气旋性旋转为主, 其近地面涡旋直径一般小于一千米。在局地尺度, 龙卷是强度最大的大气涡旋环流, 风速大小范围一般为 30 m s^{-1} 至 135 m s^{-1} 。目前的科学研究表明, 龙卷会发生在全球除南极洲以外的所有大陆上, 其中又以北美洲中纬度的美国发生龙卷频次最高, 平均每年发生龙卷超过 1000 个 (NOAA, 2018)。生成环境不处于热带气旋 (Tropical cyclone, 简称 TC; 等级上包括热带风暴、强热带风暴、台风、强台风和超强台风) 中的龙卷, 通常被称为中纬度龙卷 (或传统龙卷、经典龙卷); 而生成于 TC 环流背景下的龙卷则被称为热带气旋龙卷 (TC 龙卷)。本文的主要研究对象是 TC 龙卷。

在 TC 环境中, 有超过 79% 的龙卷是由超级单体 (Supercell) 生成 (Edwards et al., 2012)。超级单体是一种对流性雷暴, 主要拥有单一、准稳定的旋转性上升气流并常持续至少 10–20 分钟 (AMS, 2018)。大多数此类旋转性上升气流拥有一个气旋性涡度 [$>0(10^{-2}) \text{ s}^{-1}$] 的涡旋, 即中气旋。由于 TC 环境下的超级单体在水平、垂直尺度上均比中纬度超级单体小 [$>50 \text{ dBZ}$ 的回波高度主要处于 6 km 高度以下 (郑媛媛 等, 2015)], 故常被称为微 (型) 超级单体 (Mini-supercell) (如 Spratt et al., 1997; Suzuki et al., 2000; McCaul et al., 2004 等)。由于生成 TC 龙卷的母体风暴系统大多为微超级单体, 且相较于龙卷来说, 微超级单体的空间尺度更大, 从而易于对其进行监测和数值模拟, 故本文的另一重要研究对象为 TC 环境中的微超级单体 (简称 TC 微超级单体)。

1.1.2 研究意义

一直以来, 由于登陆 TC 会对沿海地区造成巨大的强风、暴雨和风暴潮等灾害, 故其备受气象预报部门以及广大民众的关注。在过去几十年中, 为了能够准确预报登陆 TC 的路径和强度, 我国沿海各省市气象局在数值预报、经验预报等

方面一直在不懈努力着。然而，除了 TC 本体可造成大范围的风雨灾害，其环流背景下生成的飏线、超级单体和龙卷等更加剧烈的中小尺度强对流系统，也会对较小地理范围内造成严重的风雨等灾害。

尽管 TC 龙卷相较于中纬度龙卷来说，它的尺度、强度、造成的灾害程度普遍更小（如 Smith, 1965; Edwards, 2012），其对人类的生命财产安全造成的威胁仍不容忽视。据统计，TC 龙卷造成的死亡人数及财产损失分别能够占到其母体登陆 TC 造成灾害的约 10%和 0.5%（Novlan and Gray, 1974）。大多数登陆 TC 伴随着几个到几十个、甚至上百个龙卷（如 Hill et al., 1966; Novlan and Gray, 1974; Gentry, 1983; McCaul 1993; Edwards 2012 等）。这些嵌在 TC 环流中的龙卷虽然尺度小，但一旦发生，往往会给小范围区域造成巨大的财产损失和人员伤亡。然而，由于 TC 龙卷多发生在台风的外围螺旋雨带中，即 TC 强风区之外，针对台风强风做的防犯通常不能覆盖 TC 龙卷可能高发的区域。

对于龙卷的预报、监测和预警目前仍然是世界性难题，我国目前还没有专门针对龙卷相关的预报、监测和预警业务。由于龙卷的时空尺度小、发生发展迅速、非线性特征明显，且对于龙卷的触发和发展机制、规律等认识仍十分有限，目前先进的区域中尺度数值模式仍难以做出参考度较高的预报。同样的原因，通过目前常规技术手段的气象观测网也难以对其进行准确的监测和预警。在常规业务观测中，多普勒天气雷达具有高时空分辨率的优势，是目前最有效的龙卷遥感探测工具。由于大多数龙卷（包括 TC 龙卷）是由超级单体生成，通过多普勒天气雷达对超级单体的监测和分析，成为龙卷预报、监测和预警的重要手段之一。

然而，对于 TC 龙卷来说，这种手段变得更具挑战性。多普勒雷达观测显示，与美国大平原地区的中纬度超级单体相比，TC 环境中的微超级单体水平尺度小，雷达反射率回波顶低，且一般镶嵌于 TC 的外围螺旋雨带中，导致其旋转特征的雷达信号一般比中纬度的超级单体弱很多，雷达难以进行有效的探测。TC 微超级单体的中气旋尺度也明显小于中纬度超级单体的中气旋，其水平尺度多小于 2 km（如 Spratt et al. 1997; Suzuki et al. 2000），质心普遍在地面以上 2 km 左右，垂直方向伸展至 5–7 km（郑媛媛 等，2015）。而通常中气旋水平尺度的定义标准为 2–10 km，这进一步导致常规的雷达中气旋探测算法（Mesocyclone Detection Algorithm，简称 MDA；Stumpf et al., 1998）在 TC 环境中不太适用。TC 微超级单体的中气旋强度（以旋转速度来表征）普遍弱于中纬度超级单体的中气旋，生命周期普遍更短（如 McCaul et al., 2004; Rao et al., 2005; Schneider and Sharp, 2007）。同时，TC 龙卷多发生于其母体超级单体形成后的 30 分钟左右（Eastin and Link, 2009），使得业务上对 TC 龙卷的预报提前量很短。此外，TC 环境中的微超级单体常发生于海上，靠近海岸线后生成龙卷，而沿海 S 波段雷达识别微超

级单体的有效距离往往在距离雷达~100km 以内，这进一步增加了 TC 龙卷预报和监测的挑战性。

我国东部沿海地区受 TC 影响较大，每年平均有 7 个 TC 登陆 (Zhang et al., 2009)。沿海省市常有受 TC 影响产生龙卷的情况 (郑媛媛 等, 2015)，比如 2004 年的艾莉、2005 年的达维和泰利、2006 年的派比安 (黄先香 等, 2014)、2007 年的圣帕 (郑峰 等, 2012)、2008 年的凤凰 (蒋义芳 等, 2009) 和北冕、2014 年的麦德姆、2015 年的彩虹 (Bai et al. 2017; Zhao et al., 2017)、2016 年的鲶鱼、2017 年的苗柏和天鸽等等。我国的 TC 龙卷在 3–11 月份均有发生，其中以 8 月份最多 (沈树勤, 1990; 黄先香 等, 2014)。对我国 TC 龙卷及微超级单体的观测统计特征 (主要基于多普勒雷达) 和数值模拟的研究，将有助于为 TC 龙卷业务预报、监测和预警提供重要的科学依据。

总之，深入了解我国登陆 TC 环境中龙卷及微超级单体的发生发展规律，如 TC 龙卷的时空分布，TC 龙卷的地面灾害、雷达观测、近地面风场、龙卷漏斗云等特征及它们之间的配置关系，登陆 TC 环流背景下微超级单体的时空分布、发生发展环境特征，以及这些微超级单体的雷达观测特征 [包括龙卷性 (tornadic) 和非龙卷性 (non-tornadic) 微超级单体的雷达观测特征之区别] 等，将对我国登陆 TC 环境下龙卷的业务预报、监测和预警，以及防灾减灾提供重要的科学依据，意义重大。

1.2 国内外研究进展和局限

登陆 TC 环境中生成龙卷，其实是一个很普遍的现象。在全球范围内，TC 龙卷主要发生在北半球地区 (如美国、日本和中国)。在南半球，目前在学术文献及官方数据资料中仅有两次 TC 龙卷过程的记录，均发生在澳大利亚 (Australian Bureau of Meteorology, 2011, 2013)。

美国是 TC 龙卷发生频次最多的国家。其 TC 龙卷在美国所有龙卷事件中的比例约为 6%，年平均约 73 个 (Edwards, 2010)。在美国，大部分登陆 TC 都会有龙卷生成 (Hill et al. 1966; Novlan and Gray 1974; Gentry 1983; and McCaul 1993)。Gentry (1983) 指出，几乎每一个在美国德克萨斯州 Brownsville 和纽约州 Long Island 之间的海岸线附近登陆的飓风，都会生成至少一个龙卷；约 62% 的登陆热带风暴会有龙卷生成。McCaul (1993) 发现 1948–1986 年间美国 59% 的飓风会产生龙卷。

在美国之后，TC 龙卷发生频次较多的国家则是位于西太平洋的日本和中国。但其生成龙卷的登陆 TC 比例相较于美国要小很多。据统计，在 1950–1971 年期间，日本共有 68 次 TC 龙卷记录。在 1961–1982 年间，日本大约有 40% 的登陆

TC 有龙卷生成 (Mitsuta, 1983), 每年平均有 3 个 TC 龙卷。在日本生成的所有龙卷中, 生成于台风环境下的龙卷占到了 20% 的比例 (Niino et al., 1997)。在我国, 对 TC 龙卷的统计研究主要局限在个别省市地区。江苏省是我国中纬度龙卷发生频次最多的地区 (范雯杰 等, 2016), 其 TC 龙卷约占龙卷发生频次总数的 20% (郑媛媛 等, 2015)。据沈树勤 (1990) 统计, 1962–1984 年这 23 年期间, 在江苏境内共记录有 11 次 TC 龙卷过程, 生成共计 18 个龙卷。郑媛媛等 (2015) 指出, 在 2005–2014 年, 江苏省内共记录至少 4 次 TC 龙卷过程, 共计至少 5 个龙卷。紧邻江苏省的上海市在 1962–1971 年间, 共记录有 23 个 TC 龙卷 (陈联寿 等, 1979)。地处华南的广东省佛山市在 2006–2015 这 10 年有至少 19 个龙卷记录, 其中 53% 的龙卷发生在 TC 环境中 (黄先香 等, 2014; Bai et al., 2017)。然而, 对于我国全国范围内的 TC 龙卷时空分布特征目前仍不清楚。本文关注的科学问题之一就是我国全国范围内 TC 龙卷的时空分布特征。

基于统计分析, 人们目前对 TC 龙卷的发生发展规律有了一些基本认识。美国 TC 龙卷的气候统计表明, TC 龙卷主要集中在距离海岸线 500 km 的内陆区域 (如 Hill et al., 1966; Novlan and Gray, 1974; Gentry, 1983; Schultz and Cecil, 2009)。有 72% 的 TC 龙卷生成时, 其母体登陆 TC 中心仍处于海上或者移进内陆不超过 250 km (Gentry, 1983)。当 TC 登陆并向内陆行进后, 随着时间的推移, 生成 TC 龙卷的几率变得越来越小 (McCaul, 1991)。在美国的 TC 龙卷数据集中, 最内陆地区生成的 TC 龙卷距离海岸线约 1100 km。

TC 龙卷能够在一天中的任何时刻生成, 以白天尤其是中午时段生成最多。在 Gentry (1983) 的 TC 龙卷样本中, TC 龙卷生成频次最多的时刻是在当地时间 1200–1800 时。在 McCaul (1991) 的样本中, 有 57% 的 TC 龙卷在当地太阳时 0900–1800 时生成。相较于 TC 内核区域 (距离 TC 中心 200 km 范围内) 的龙卷, 外雨带中的龙卷生成更易受日变化的影响 (Schultz and Cecil, 2009)。对于强 (EF2–EF3; enhanced Fujita scale, 简称 EF) TC 龙卷来说, 大多数生成于白天, 但也有不少强 TC 龙卷或者剧烈 (\geq EF4) TC 龙卷是在夜晚生成 (Edwards, 2012)。其他地区 TC 龙卷的时空分布特征尚不清楚。

TC 龙卷往往具有群发性的特点。据已有的数据资料统计, 历史上生成龙卷数最多的 TC 是 2004 年登陆美国的 Ivan 飓风, 共生成了 118 个龙卷 (Edwards, 2012), 仅在海岸线附近就有 30 多个龙卷生成 (Baker et al., 2009)。美国生成龙卷数最多的前十个 TC 中, 有 3 个生成了超过一百个龙卷 (表 1.1)。在中国, 到目前为止生成龙卷数最多的 TC 是 2006 年 8 月 4 日登陆广东省的台风派比安, 共生成 7 个龙卷。通过对比各文献资料, 造成“龙卷大爆发”的 TC 在登陆时几乎都达到了飓风强度等级 (如, McCaul, 1991; Curtis, 2004; Verbout et al., 2007;

Edwards, 2012), 且多具有干空气的侵入特征 (如 Curtis, 2004)。前人关于美国 TC 龙卷环境的研究表明, 中层干空气的侵入可能会通过产生晴空区加强地面辐射加热以及中层的水汽蒸发冷却而增大低层不稳定性, 从而有利于多龙卷的发生 (如 Hill et al., 1966; Novlan and Gray, 1974; McCaul, 1987; Curtis, 2004)。Curtis (2004) 发现美国 13 次历史性的 TC 龙卷爆发事件有 11 次观测到中层干空气的侵入现象。2004 年的飓风 Ivan 和同年的 Jeanne 具有类似的登陆时间、登陆强度和移动速度、以及低空垂直风切变。Ivan 在登陆点附近造成了 31 个龙卷, 然而 Jeanne 在登陆点附近仅造成了 8 个龙卷。Baker et al. (2009) 指出这两个 TC 的主要环境差别就是 Ivan 有中层干空气侵入, 造成了较大的 CAPE。此外, 研究表明, TC 的强度和直径越大, 生成的 TC 龙卷越多, 龙卷的强度也越强; 而 TC 的移动速度与 TC 龙卷的生成数量没有明显的相关性 (如 McCaul, 1991)。

表 1.1 美国生成龙卷数最多的前十个热带气旋, 表格信息来自 Edwards (2012)。

热带气旋名称	年份	龙卷记录 (个)
Ivan	2004	118
Beulah	1967	115
Frances	2004	103
Rita	2005	98
Katrina	2005	59
Andrew	1992	56
Fay	2008	50
Gustav	2008	49
Cindy	2005	48
Georges	1998	48

TC 龙卷在 TC 径向方向的分布, 有两处独特的集中区域。一个是 TC 的外雨带 (即距离 TC 中心 200 km 以外); 另一个是 TC 的内核区域 (如 Gentry, 1983)。大多数 TC 龙卷生成于距离 TC 中心 100–500 km 的范围内 (Smith, 1965; McCaul, 1991; Edwards, 2012)。在 Gentry (1983) 对 1973–1980 年间美国的 TC 龙卷研究中, 有超过 20% 的龙卷在 TC 内雨带或者靠近 TC 眼墙外边缘处生成。黄先香等 (2014) 对 7 次广东佛山 TC 龙卷过程的分析表明, 大部分龙卷发生在与 TC 中心相距 360–550 km 的螺旋雨带中; 有一次龙卷过程发生在距离 TC 中心约 100 km 处。统计表明, 白天生成的 TC 龙卷相较于夜晚更远离 TC 中心 (Edwards, 2012)。比如, 白天生成的 TC 龙卷距离 TC 中心的中值为 348 km; 而夜晚生成的 TC 龙卷距离 TC 中心的中值为 214 km (Edwards, 2012)。这种差异特征可能与 TC 外雨带在白天的 CAPE 更大, 而内雨带的 CAPE 在白天和夜晚的变化不大有关。

TC 龙卷在环绕 TC 方向（即方位角方向）的分布，具有很强的局地性特征，而具体在哪个方位最有利于龙卷的生成还没有达成共识。登陆 TC 的大气环境受 TC 的旋转性风场、下垫面地貌（海洋、陆地等）变化、以及对流层中上层西风带等因素的综合影响，从而导致 TC 周围垂直方向的大气环境具有较大的变率。20 世纪 60 年代初，科学家提出 TC 龙卷多出现在相对于 TC 移动方向的右侧（Sadowski, 1962）。Pearson and Sadowski（1965）提出龙卷多出现在相对于 TC 移动方向的右前侧。Hill（1966）则发现大部分 TC 龙卷集中在 TC 中心的东北象限，而非移动方向的右前象限，这一结论在 Beulah（1967）飓风的 TC 龙卷个例中被印证。Beulah 飓风在其东北象限产生了 115 个龙卷，但由于 TC 的移动方向是朝着西南，故其西南象限才处于 TC 移动方向的右前侧（Orton, 1970）。Novlan and Gray（1974）延续并更新了 Hill（1966）的 TC 龙卷数据集，结果表明东北象限是有利于 TC 龙卷集中生成的区域。黄先香等（2014）对发生在广东省佛山市的 7 次 TC 龙卷过程的统计分析指出，有 6 次是发生在 TC 中心的东北象限。Schultz and Cecil（2009）通过对 1950–2007 年间的美国 TC 龙卷统计分析，提出北半球 TC 龙卷多出现在 -20° 到 120° 之间，这同时适用于相对于正北和相对于 TC 移动方向的坐标系。虽然登陆 TC 的移动方向各异，但多数情况下 TC 的移动方向右前象限与东北象限多有重合；因而难以区分到底是 TC 的东北象限还是移动方向的右前象限更有利于龙卷的发生。此外，有观测表明，TC 龙卷亦可产生在台风移动方向的右后方（如 陈联寿 等, 1979）或左前方（如 黄先香 等, 2014）。针对目前这些研究结果的差异，本文即将探讨的另一个科学问题是登陆 TC 有利于龙卷生成的方位。

在强度上，TC 龙卷总体上比中纬度龙卷的强度弱（Fujita et al., 1972; McCaul, 1991; Edwards, 2012）。很少出现 EF4 级的 TC 龙卷，从未有过 EF5 级 TC 龙卷的记录（Edwards, 2012）。目前已记录到的 EF4 级 TC 龙卷有两个，分别是发生在美国的 Galveston（TX）和 Larose（LA）龙卷。根据 Schultz and Cecil（2009）对发生于 1950–2007 年间的美国 TC 龙卷的统计分析结果，有 81.1%为 F0–F1 级（Fujita scale；简称 F 级）的弱龙卷，13.8%为 F2–F3 级的强龙卷，小于 1%为 F4 级的剧烈龙卷。而美国的中纬度龙卷强度总体更强，其对应以上三种强度类别的比例分别为 74.4%，20.6%和 2%。

或许是因为中纬度龙卷破坏力更强、影响力更大，TC 龙卷在公众和学术界未受到如中纬度龙卷那么多的关注。目前国际上对中纬度龙卷的灾害特征做出了很多综合、细致的研究，得到了较为全面的中纬度龙卷地面灾害、雷达观测、近地面风场、近地面龙卷漏斗云以及它们之间的配置关系等特征（如 Wakimoto et al., 2003; Atkins et al., 2014; Wakimoto et al., 2016 等）。这些与灾害相关的观测特

征对龙卷的监测、预警和防灾减灾等有重要参考价值。然而,对生成于独特环流背景下的 TC 龙卷而言,其地面灾害、雷达观测、近地面风场、近地面龙卷漏斗云以及它们之间的配置关系等特征是否与已知的中纬度龙卷特征类似尚不清楚。本文关注的科学问题之一就是揭示在 TC 龙卷中的这些观测特征及其配置关系。

和中纬度龙卷类似,TC 龙卷的母体风暴类型主要为超级单体。根据美国 TC 龙卷的统计结果,TC 龙卷中 79%是超级单体龙卷,13%是非超级单体龙卷,8%介于两者之间(比如龙卷性中气旋嵌套在线状对流中)(Edwards, 2012)。鉴于生成 TC 龙卷的风暴系统有 79%是微超级单体,对 TC 环境中微超级单体的特征分析显得尤为重要。尽管目前已有不少(主要是美国)文献对 TC 环流背景下生成的龙卷和微超级单体及其环境的观测特征进行了统计或总结(如 Smith, 1965; Hill et al., 1966; Novlan and Gray, 1974; Gentry, 1983; McCaul, 1991; Verbout et al., 2007; Schultz and Cecil, 2009; Moore and Dixon, 2011; Edwards, 2012; Spratt et al., 1997; McCaul et al., 2004; Rao et al., 2005; Suzuki et al., 2000; Lee et al., 2008; Eastin and Link, 2009; 沈树勤, 1991; 黄先香 等, 2014; 郑媛媛 等, 2015),但这些研究工作主要还是针对 TC 龙卷或龙卷性微超级单体本身,而对生成于 TC 环境中的微超级单体总体(包括龙卷性和非龙卷性)的特征分析工作目前还很不完善。Suzuki et al. (2000)对 1990 年登陆日本的 9019 号台风中生成的 9 个微超级单体进行了多平台观测特征的分析。然而,这 9 个微超级单体样本仅从 Kanto 平原这块很小的区域中统计得到。Lee et al. (2008)对 Katrina (2005)飓风登陆前的某 6 小时时间段内在海上生成的微超级单体进行了多普勒雷达观测分析。然而,他们的 23 个微超级单体样本也仅来源于一块较小的海上区域(两部多普勒雷达风场反演区域的一部分)。Eastin and Link (2009)基于机载多普勒雷达观测,对 Ivan (2004)飓风环境中离岸超过 100 km 的 3 个微超级单体进行了追踪分析,结果表明其中两个微超级单体在登岸之后生成了龙卷。然而,他们的样本也仅仅是所有微超级单体中极小的一部分,因为 Ivan 飓风环境中仅龙卷就生成了 118 个(Edwards, 2012)。然而对于一个登陆 TC 环境,微超级单体(包括龙卷性和非龙卷性)的发生频次,龙卷性微超级单体的比例,海上和陆地上生成的微超级单体比例,其统计特征是否存在差异等科学问题,目前都还没有被系统地研究过。对上述科学问题的解答,将为业务上 TC 龙卷的预报、监测和预警提供重要参考。探究 TC 环境中微超级单体的发生频次、强度和分布特征、以及龙卷性微超级单体的比例,是本文关注的科学问题之一。

深入了解 TC 环境中微超级单体的生成环境特征是 TC 龙卷预报和监测的基础。目前对于 TC 微超级单体发生的有利环境条件研究多局限于龙卷性微超级单体。TC 中有利于龙卷性微超级单体发生的环境条件常包括(Eastin and Link, 2009):

(1)适当的低层风暴相对螺旋度;(2)中等程度的低层对流有效位能(Convection Available Potential Energy; 简称 CAPE);(3)低层的湿空气以及较低的抬升凝结高度(Lifting Condensation Level, 简称 LCL);(4)中层干空气;(5)低层边界(辐合线或者斜压锋面)。由于 TC 龙卷主要处于 TC 的外雨带中,其环境的 CAPE 一般较小($200-1000 \text{ J kg}^{-1}$) (郑媛媛 等, 2015)。但由于 TC 外雨带降水导致地面的湿度较大, LCL 和自由对流高度(Level of Free Convection; 简称 LFC)都较低,从而导致对流抑制能量(Convection Inhibition Energy; 简称 CIN)较小。副热带及中纬度中高层的西风带、斜压扰动、及陆地海岸线也会对登陆 TC 的结构及移动方向造成显著影响,这些因素均有可能增强大气环境的垂直风切变,从而有利于微超级单体及龙卷的生成(McCaul, 1991; Verbout et al., 2007; Molinari and Vollaro, 2010)。然而,这些有利于龙卷性微超级单体发生的环境条件与非龙卷性微超级单体的发生环境条件有何差别还不清楚。在业务上对 TC 龙卷的预报和监测,因为事先并不知道何处将发生龙卷性微超级单体,何处将发生非龙卷性微超级单体,所以往往需要追踪分析所有微超级单体的发生发展。因此,考察一般性(包括龙卷性和非龙卷性)TC 微超级单体的环境特征,及其与龙卷性微超级单体的环境特征差异对于预报和监测 TC 龙卷的发生发展尤为重要。本文关注的科学问题之一就是区分并总结出有利于 TC 微超级单体发生和发展的中尺度环境特征,对这一问题的回答还将有助于认识 TC 环境下微超级单体分布特征背后的物理成因。

综上所述,尽管国内外已对 TC 龙卷进行过大量的相关工作,但仍存在一些亟待解决的科学问题,如:(1)国外尤其是美国对 TC 龙卷的气候统计特征已有较为系统的研究,但在处于与美国类似纬度但受 TC 影响更加频繁的中国(Zhang et al., 2009; Lyons 2004),目前对全国范围内的 TC 龙卷时空分布特征尚不清楚。(2)对于 TC 龙卷的地面灾害、雷达观测、近地面风场、近地面龙卷漏斗云等特征及它们之间的配置关系,目前国际上还缺乏相应的综合分析研究。这些特征与中纬度龙卷的对应特征是否类似尚不清楚。(3)TC 环流背景下微超级单体的发生频次、时空分布、雷达观测特征,以及龙卷性与非龙卷性的微超级单体在雷达观测特征上存在何种异同等尚不清楚;(4)TC 环境中有利于微超级单体发生发展的中尺度环境特征还不甚清楚。

1.3 研究目的和内容

鉴于上述与 TC 龙卷和 TC 微超级单体相关的研究所存在的局限性和不足之处,同时针对我国登陆 TC 龙卷和微超级单体研究和业务服务的空白,本文将通过我国沿海密集的新一代多普勒天气雷达网、高时空分辨率的静止卫星观测、高

时空分辨率的地面自动站网、详细的地面和航拍灾害调查、以及云解析的实际和理想数值模拟等手段有针对性的开展四个方面的研究工作。

(1) 首先,对我国的 TC 龙卷进行统计。利用多种途径得到的历史资料,对龙卷数据记录相对稳定的时间段(2006–2017 年)进行 TC 龙卷的筛选和确认。从而得到我国 TC 龙卷的发生频次、地理分布等气候统计特征。

(2) 为探究 TC 龙卷的地面灾害、雷达观测、近地面风场、近地面龙卷漏斗云等特征以及它们之间的配置关系,本文将以 2015 年 10 月 4 日在广东省登陆的彩虹强台风环境中生成的一个高影响 TC 龙卷为例,对此 TC 龙卷的这些特征进行研究(Bai et al., 2017)。

(3) 同样基于彩虹台风个例,通过使用华南密集的雷达观测网数据,对 TC 环境中离岸及陆地上生成的微超级单体进行统计。揭示此登陆 TC 中微超级单体的时空分布和雷达观测等特征;揭示登陆 TC 中的龙卷性和非龙卷性微超级单体在观测特征上存在的异同,以便为业务上使用沿海雷达对 TC 微超级单体,尤其是 TC 龙卷的预报、监测和预警提供理论依据。

(4) 最后,使用两种中小尺度数值模式对彩虹强台风登陆时的环境进行高时空分辨率的实际与理想数值模拟,探究其海上及相邻螺旋雨带间空区等大气环境是否有利于微超级单体的发生发展,并进一步揭示 TC 环境下有利于微超级单体生成的环境特征,以及探究有利于生成微超级单体(或龙卷)的区域是 TC 中心的东北象限还是 TC 移动方向的右前象限。

本文希望通过以上四个方面的研究,能够弥补我国登陆 TC 龙卷和微超级单体相关观测及数值模拟研究的空白,为未来我国登陆 TC 龙卷的预报、监测和预警业务系统的建设提供科学依据和理论支撑。

1.4 本文的创新点

(1) 本文首次系统性地揭示了我国全国范围内登陆 TC 龙卷的时空分布等统计特征。

(2) 本文在国际上首次对 TC 龙卷的地面灾害、雷达观测、近地面风场、近地面龙卷漏斗云等特征以及它们之间的配置关系进行了综合、全面的分析。揭示了出了一些前人没有提到过的 TC 龙卷与中纬度龙卷对应特征的异同。

(3) 本文首次通过对生成龙卷的 TC 环境中可识别到的超级单体的全面统计,揭示了 TC 环境中近海和陆地上微超级单体的分布特征差异、龙卷性微超级单体占有所有微超级单体的比例、以及有无龙卷生成的微超级单体的雷达观测特征差异。

(4) 本文通过对生成龙卷的 TC 环境中可识别到的超级单体的全面统计、

以及实际与理想数值模拟相结合的手段,为 TC 的东北象限而非移动方向的右前象限更有利于超级单体和龙卷的形成提供了新的有力证据,并揭示出这种有利环境位置分布背后的物理原因不是水平方向的差异造成,而是垂直方向的差异造成;TC 东北象限具有整层较湿、风随高度呈显著的顺时针旋转特征并具有较大的低层垂直风切变的独特特征。

(5) 本文提出了一种可快速预测 TC 微超级单体(或龙卷)的潜在发生区域的方法,即从实际数值预报的 TC 环境中抽取 TC 中心四周均匀分布的大气探空数据分别作为水平均一的三维初始场,进行相同设置的批量理想云分辨数值模拟,通过分析理想模拟得到的微超级单体(或龙卷)的分布特征确定 TC 微超级单体(或龙卷)的潜在发生区域。

1.5 文章结构

本文的第二章将首先对中国登陆 TC 中(2006–2017 年)发生的龙卷进行统计。第三章将基于发生在我国华南的一个高影响 TC 龙卷,对其雷达、影像、地面灾害等特征及其与龙卷漏斗云之间的相互配置关系进行综合分析。第四章将基于第三章的登陆 TC 个例,统计分析在此登陆 TC 环境中,微超级单体的发生频次及时空分布、龙卷性微超级单体的比例、以及这些微超级单体(或中气旋)的雷达观测特征等。第五章将通过高时空分辨率的数值模拟,探究登陆 TC 环流背景下有利于微超级单体发生发展的环境特征。第六章将给出本文的总结。

第二章 中国登陆热带气旋龙卷的统计特征

2.1 数据及方法介绍

本章所用的 TC 数据来自日本数字台风网^①，包括 TC 最佳路径、强度数据集。本章统计的登陆 TC 仅针对最终登陆我国大陆的 TC，未包含只登陆我国海南岛及台湾岛的 TC。其原因是对于仅在这两岛登陆(之后也未登陆大陆)的 TC，其外围雨带有大部分是覆盖在海洋上的无人区，故是否在海上有龙卷发生无从得知。TC 龙卷个例的筛选统计数据主要来源于六个方面：涉及 TC 龙卷的文献；北京大学陈家宜研究组的中国龙卷统计数据集 (Chen et al., 2017)；《中国气象灾害年鉴》；《中国气象灾害大典》；网络、新闻；气象同行、业务部门的信息转达。

对于筛选出的 TC 龙卷个例，将对其进行最大程度的数据质量控制。首先对这些在不同资料来源中筛选得到的 TC 龙卷个例数据集进行交叉对比；再验证所有的 TC 龙卷个例是否对应着 TC 环境；最后使用临近 (100 km 范围内) 多普勒雷达对 TC 龙卷个例的雷达观测特征进行分析。对于有临近雷达观测数据的 TC 龙卷个例，若未能找到对应的中气旋或龙卷涡旋特征 (Tornado vortex signature, 简称 TVS)，则剔除；对于无临近雷达观测数据，且仅在网络、新闻数据中得到的 TC 龙卷个例，亦剔除。

由于我国早期的气象灾害数据记录不够完善，考虑到各年数据样本容量的稳定性，本章统计数据选取的时间段为 2006–2017 年。由中国气象局编订、气象出版社出版的《中国气象灾害年鉴》，于 2005 年起每年出版一册。每年出版的主要内容为我国上一年发生的气象灾害统计信息，其中包含各省市的龙卷记录。随着网络科技及智能手机的发展，全国范围内的公众及网络媒体对龙卷灾害天气事件的积极关注也是从最近十几年开始。同时，考虑到本文可获得的、用于数据质控的多普勒天气雷达基数据资料的完整性，本章所述的统计工作最终选取的研究时段为 2006–2017 年。

本章对于 TC 龙卷筛选和定义标准的依据来自 McCaul (1991) 的气候统计结果。在 McCaul 对 1948–1986 年间美国的 TC 龙卷统计结果中，大部分 TC 龙卷集中分布在距离 TC 中心 50–550 km 的径向范围内，距离 TC 中心 800 km 的 TC 龙卷个例只有 1 个，未发现径向距离更远的 TC 龙卷个例。由此，本章定义在距离 TC 中心 800 km 范围内发生的龙卷为 TC 龙卷；若龙卷发生的位置距 TC 中心 > 800 km，但处于 TC 的外围螺旋雨带上，则也算作 TC 龙卷。

^① 日本数字台风网：<http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/>

2.2 我国登陆热带气旋龙卷的统计结果

2006–2017 年这 12 年间，登陆我国大陆的 TC 一共有 66 个（图 2.1），平均每年 5.5 个。这些 TC 登陆的位置主要集中在广东省和福建省，以广东省西南部和福建省中北部居多。

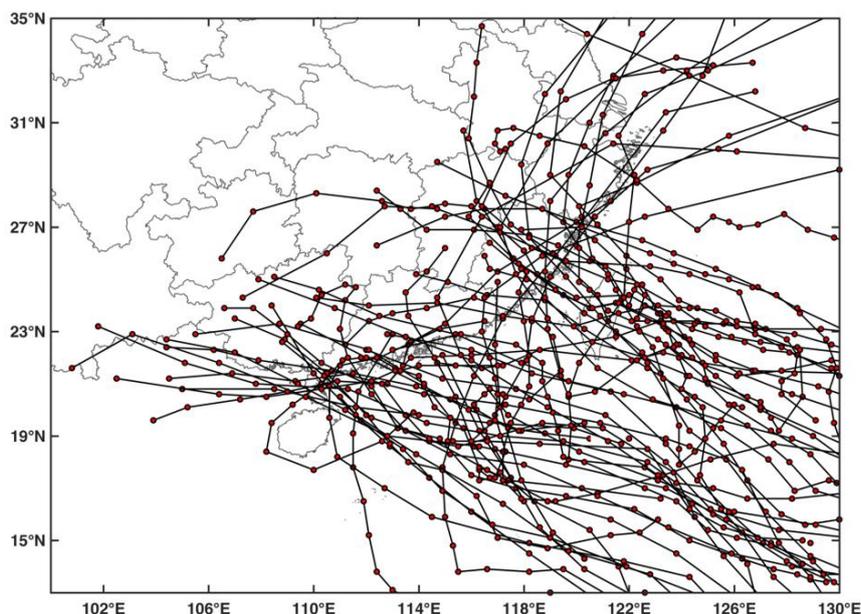


图 2.1 2006–2017 年间登陆我国大陆的所有热带气旋路径分布。

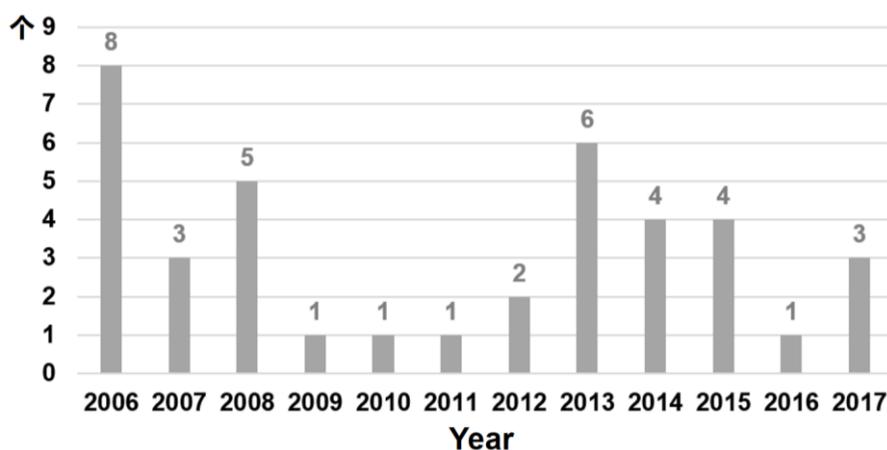


图 2.2 2006–2017 年间我国登陆 TC 龙卷的年频次分布。

统计结果表明，这 12 年间，一共有 38 个 TC 龙卷生成，平均每年 3.2 个（图 2.2；表 2.1），与日本的 TC 龙卷年平均个数相当。生成了龙卷的登陆 TC 共有 25 个，占有所有登陆 TC 的 38%，即平均每年有 2 个生成龙卷的登陆 TC。这些 TC 龙卷生成的月份呈单峰分布，极值月份在 8 月。TC 龙卷的生成数量在 8 月份达到了 23 个，远远多于其他月份（图 2.3）。生成龙卷最多的 TC 是 2006 年的台风派比安，在其登陆前后共生成 7 个龙卷（表 2.1）。TC 龙卷的地理分布集中在江苏省和广东省的平坦地区，其中以珠三角区域最多（图 2.4）。在珠三角佛山市于

2006–2015 年间发生的所有龙卷中，有 53% 的龙卷是在登陆 TC 环境中生成。

表 2.1 2006–2017 年间登陆我国大陆并生成龙卷的 TC 个例信息。

年份	月份	日	热带气旋 (中英文)	龙卷生成省份	龙卷数
2006	8	2	派比安 PRAPIROON	海南省	7
2006	8	4	派比安 PRAPIROON	广东省	
2006	8	10	宝霞 BOPHA	广东省	1
2007	8	18	圣帕 SEPAT	浙江省	1
2007	9	19	韦帕 WIPHA	江苏省	1
2007	10	7	罗莎 KROSA	江苏省	1
2008	7	19	海鸥 KALMAEGI	江苏省	1
2008	7	29	凤凰 FUNG-WONG	江苏省	2
2008	7	30	凤凰 FUNG-WONG	江苏省	
2008	8	6	北冕 KAMMURI	广东省	1
2008	8	22	鹦鹉 NURI	广东省	1
2009	8	6	天鹅 GONI	广东省	1
2010	9	3	狮子山 LIONROCK	广东省	1
2011	8	30	南玛都 NANMADOL	浙江省	1
2012	8	9	海葵 HAIKUI	江苏省	2
2012	8	10	海葵 HAIKUI	江苏省	
2013	7	2	温比亚 RUMBIA	广东省	1
2013	8	3	飞燕 JEBI	广西省	3
2013	8	3	飞燕 JEBI	广东省	
2013	9	15	尤特 UTOR	广西省	1
2013	11	11	海燕 HAIYAN	广东省	1
2014	7	24	麦德姆 MATMO	江苏省	1
2014	9	15	海鸥 KALMAEGI	广东省	2
2014	9	15	海鸥 KALMAEGI	海南省	
2015	8	9	苏迪罗 SOUDELOR	安徽省	1
2015	10	4	彩虹 MUJIGAE	广东省	3
2016	9	28	鲶鱼 MEGI	浙江省	1
2017	6	12	苗柏 MERBOK	福建省	1
2017	8	23	天鸽 HATO	广西省	1
2017	8	1	海棠 HAITANG	江苏省	1

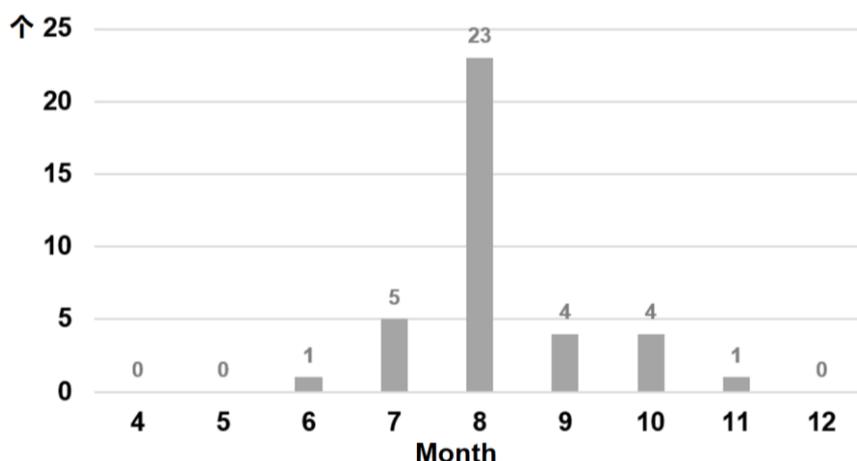


图 2.3 2006–2017 年间我国登陆 TC 龙卷的月频次分布。

与美国的气候统计相比，我国的 TC 龙卷发生频次远低于美国。美国风暴预报中心（Storm Prediction Center，简称 SPC）的 TC 龙卷数据显示，美国在 1995–2010 这 16 年间共发生 TC 龙卷 1163 个，平均每年 72.7 个，是我国 TC 龙卷发生频次的 23 倍。美国的 TC 龙卷在陆地上主要分布在距离海岸线 500 km 范围内，内陆 TC 龙卷生成位置距离海岸线最远的个例约 1100 km（图 2.5）。而我国的 TC 龙卷在陆地上主要分布在距离海岸线 300 km 范围内，内陆 TC 龙卷生成位置距离海岸线最远的个例约 400 km（图 2.4）。

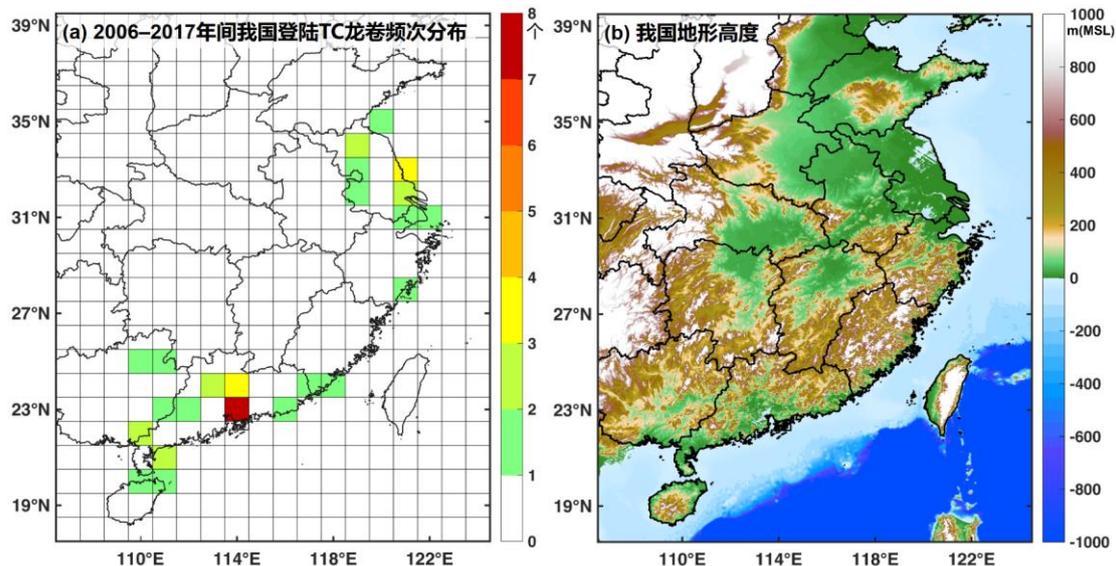


图 2.4 (a) 2006–2017 年间我国登陆 TC 龙卷的频次分布；(b) 我国地形高度图。

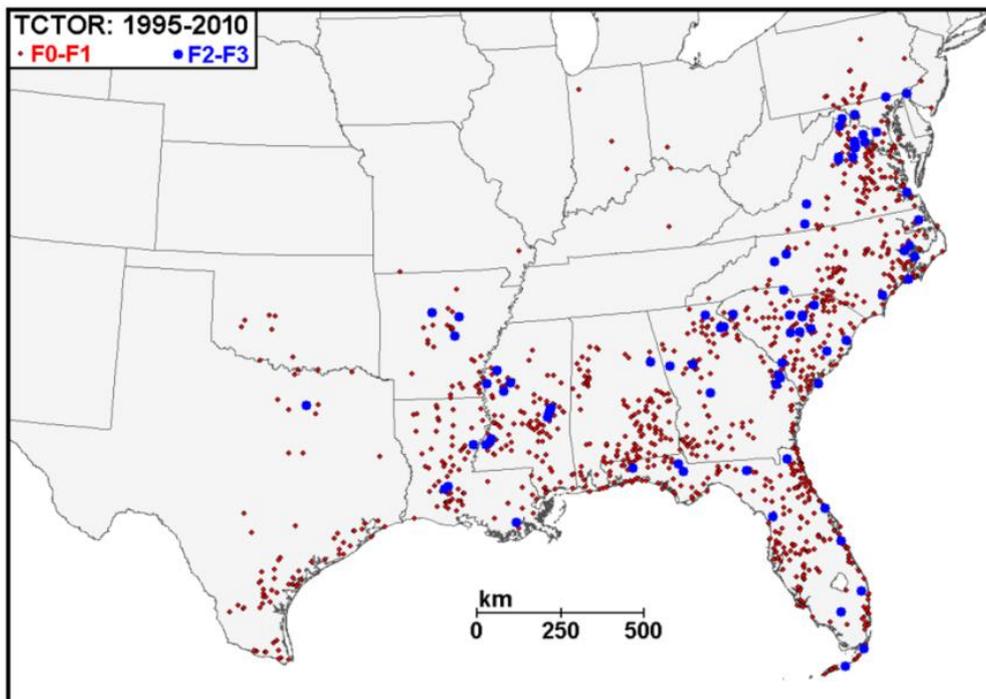


图 2.5 美国 1995–2010 年间 1163 个 TC 龙卷的生成位置分布。红色点为 F0–F1（Fujita 等级）强度的 TC 龙卷位置，蓝色点为 F2–F3 强度的 TC 龙卷位置。图来自 Edwards（2012）。

第三章 登陆 TC 龙卷的灾害、雷达、影像特征综合分析

3.1 引言

目前国际上对 TC 龙卷的地面灾害、雷达观测、近地面风场、龙卷漏斗云等特征及它们之间的空间配置关系，仍缺乏相应的综合分析研究；这些特征与中纬度龙卷的对应特征是否类似亦不甚清楚。而了解 TC 龙卷的这些观测特征，有助于为登陆 TC 龙卷的业务监测、预警和防灾减灾等提供参考依据。

本章将通过发生在我国的一次高影响 TC 龙卷个例，对其地面灾害、雷达观测、影像特征，及其与龙卷漏斗云的配置关系进行综合分析 (Bai et al., 2017)。所选 TC 龙卷个例发生在 2015 年 10 月 4 日登陆台风彩虹 (Mujigae) 的环流背景下，是在广东省佛山市生成的一个强龙卷。此龙卷共造成 4 人死亡，90 人受伤。本研究对该龙卷进行了我国迄今为止最细致、综合的灾害调查。在此次龙卷事件中，我们获得了中国历史上最为详尽的龙卷个例数据集，除了独立的地面和航拍灾害调查资料之外，还包括龙卷风实拍视频和照片、探空、雷达、稠密的地面观测等信息。

3.2 彩虹 (2015) 台风概况

2015 年 10 月 4 日，第 22 号台风“彩虹”于 1410 LST 左右以强台风级别在广东省湛江坡头区沿海登陆 (如图 3.1)，是 1949 年以来十月登陆广东省最强的台风 (杨正龙 等, 2016)。其登陆时中心附近最大风力有 15 级 (50 m s^{-1})，中心最低海平面气压约为 950 hPa (图 3.2)。登陆后，彩虹台风继续往西北方向行进，并进入广西省。10 月 5 日 1100 LST 在广西省境内减弱为热带低压，1400 LST 中央气象台对其停止编号 (杨正龙 等, 2016)。

彩虹台风登陆后，在其 TC 中心的东北侧外围螺旋雨带中，共生成了 3 个龙卷 (图 3.1a)。这 3 个 TC 龙卷的生成位置分别在佛山市顺德区、广州市番禺区和汕尾市海丰县；大致生成时间分别为 10 月 4 日 1528 LST、1640 LST 和 1650 LST。

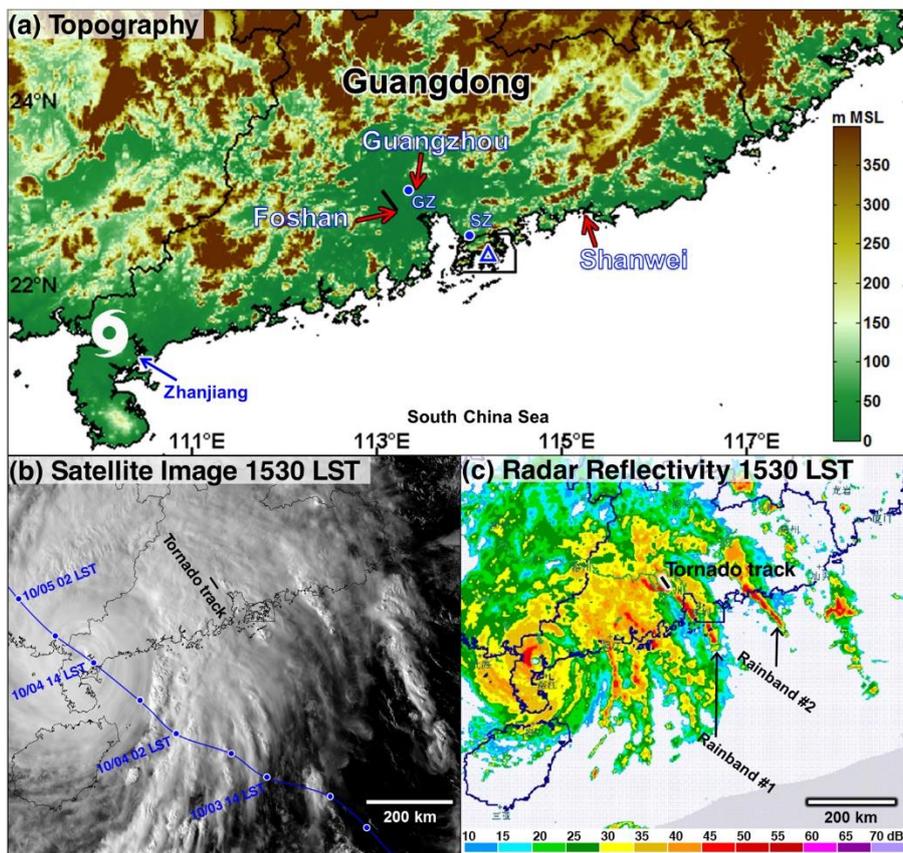


图 3.1 (a) 我国华南地形高度 (填色)。白色台风标志代表彩虹台风眼在 2015 年 10 月 4 日 1530 LST 时刻的位置; 红色箭头分别代表 3 个 TC 龙卷的位置; 黑色粗线代表佛山 TC 龙卷路径; 蓝色点分别代表广州 (GZ) 和深圳 (SZ) 雷达位置; 蓝色三角形代表香港探空位置。(b) 日本 Himawari-8 卫星在 2015 年 10 月 4 日 1530 LST 的可见光云图; 图中蓝线为彩虹台风中心的移动路径, 黑色粗线代表佛山 TC 龙卷路径。(c) 华南雷达基本反射率拼图。

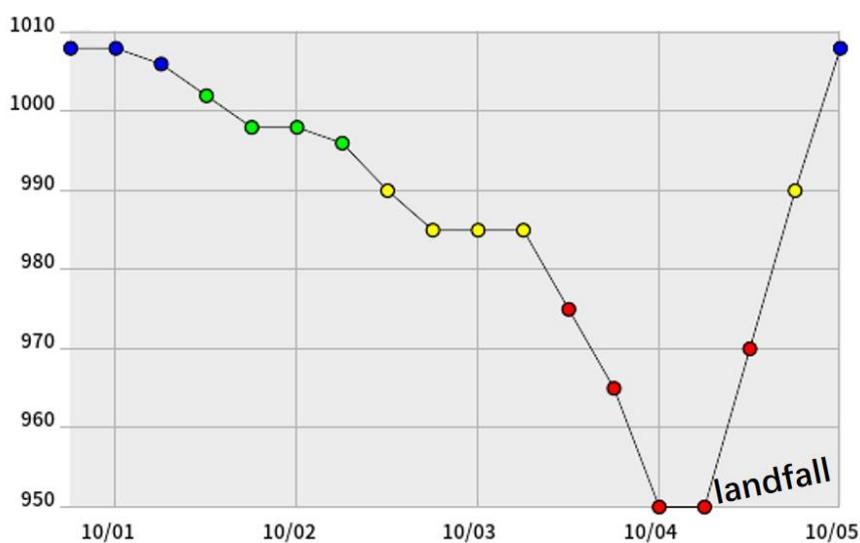


图 3.2 彩虹台风中心海平面气压 (hPa) 的时间演变。

3.3 数据和方法

3.3.1 灾害调查

我们在佛山龙卷风发生后立即进行了连续 5 天的灾害调查，包括地面调查和无人机航拍调查。灾害调查团队由北京大学、佛山市气象局、佛山龙卷风研究中心、南京大学和中国气象局等多家单位组成。使用的主要工具包括卷尺、手持 GPS、无人机、数码相机、指南针等。



图 3.3 佛山 TC 龙卷路径、主要地面灾害调查地点及其灾害等级（EF 级）和示意。

具体的地面调查选取了从龙卷起点到终点方向的 17 个地点进行，包括连杜（LD）、龙眼（LY）、博澳城（BAC）、仕版（SB）、新塘（XT）、江义（JY）、美的工业园区（MIZ）、现龙（XL）、马龙工业园区（MLI）、劳岳工业园区（LYI）、小涌（XC）、大墩（DD）、家博城（JBC）、大沙（DS）、开心美食餐厅（HR）、张槎高速路入口（HE）、罗村（LC）（图 3.3）。地面调查过程中，共拍摄了 1152 张照片，记录了建筑损毁、倒树以及碎片残骸等具体信息。在航拍灾害调查过程中，我们使用四轴大疆无人机，配备 1080p 高清视频摄像头，在距地面 100 m 处，沿着几乎整条受灾带进行了空中勘测。航拍视频时长 59 分钟。这也是国内首次使用无人机对龙卷灾害进行的航拍调查。此外，在优酷、腾讯、微博等网站上，

也收集了很多了佛山 TC 龙卷漏斗云的珍贵影像信息（照片和视频）。城市交通部门也为我们提供了宝贵的道路监控视频资料。所有收集到的这些信息之后将进行一致性检查，以保证灾害指示物（Damage Indicator，简称 DI）、倒伏方向、位置等信息对应一致。



图 3.4 佛山 TC 龙卷的地面灾害等级分布图。白色、黑色、绿色和红色分别代表 EF0、EF1、EF2、和 EF3 级；黄色虚线代表龙卷移动路径；黄色箭头表示龙卷移动的大致方向。背景图来自 Google Earth 卫星照片。

在地面灾害调查中,几乎所有可测量的树木及电线杆、输电塔的倒伏信息都被一一记录下来。DI 的位置由手持 GPS 记录,而倒伏的方向由指南针记录并用相机拍照存证。通过 GPS 记录的某些孤立建筑或树木等地标经纬度与 Google Earth 中对应地标的比对,在地面灾害调查中使用 GPS 记录的位置在 Google Earth 中的定位误差普遍小于 10 m (大部分在 5 m 以内)。地面灾害调查中记录的这些信息在随后会与航拍信息加以比对验证以保证其准确性。最后,所有 DI 的 GPS 信息被标定在 Google Earth 中拍摄于 2015 年 8 月 24–25 日的高分辨率卫星图像上,从而获得一个大范围的、全面的灾害地图(图 3.4)。

视频资料中龙卷漏斗云在 Google Earth 里具体位置的标定,是通过对比漏斗云的移动及灾害碎屑在视频里的变化特征与龙卷路径、临近地标、地面及航拍灾害特征来确定。视频拍摄点与龙卷漏斗云的水平距离使用 Google Earth 中标尺测量。此距离估计的误差主要来自视频中漏斗云的定位,漏斗云距离视频拍摄点越远,距离误差相应也越大。

龙卷移动路径上的灾害指示物(如建筑物、树木、电线杆等)的损毁程度,使用改进的藤田级数 EF 标准(WSEC, 2006; Meng and Yao, 2014)进行灾害定级(图 3.3)。尽管 EF 评级方法中灾害程度(Degree of Damage, 简称 DOD)对应的风速的估计是基于美国的 DI(尤其针对建筑物)得到,但由于佛山市的 DI 与美国的 DI 相比具有普遍一致性,因而本文使用 EF 评级方法来估计本次佛山 TC 龙卷的强度具有一定的可靠性。

中国的建筑规范和标准在过去几十年来一直在发展,并且主要受俄罗斯,日本,澳大利亚,英国,加拿大和美国的影响(Tucker, 2016)。在中国,大城市的高层建筑规范与美国的相似,差异主要存在于农村地区的小建筑。在佛山,农村地区的单户和双户居民住宅建筑标准与美国的建筑标准大体相似[参见 WSEC (2006)中所述的实例]。这些民宅的墙壁主要成分是板砖,并常在墙壁外层覆盖石灰泥,墙壁承重架构通常没有钢筋混凝土加固(图 3.5a)。在佛山农村地区,有很多轻钢结构的建筑,由复合板封装起来作为鱼塘的临时工棚(图 3.5b)。这类建筑在本文被当作 WSEC (2006)中的灾害指示物 DI3。在佛山,有很多工厂和仓库。这类建筑绝大多数是钢结构,由复合板墙壁包裹,屋顶常为 2–2.5 mm 厚的镀锌金属板(常涂成蓝色;如图 3.5c,d)。这些墙壁上通常只有很小面积比例的窗户。这类建筑与美国的一些金属结构仓库类似,在本文被当作 WSEC (2006)中的灾害指示物 DI 21。此外,在佛山仍有少部分工厂建筑外墙仅由板砖组成,或承重架构由钢筋混凝土组成(图 3.5e,f)。这些建筑在本文被当作 WSEC (2006)中的灾害指示物 DI 23。



图 3.5 广东省佛山市主要建筑结构示例。

在本研究工作中，仅对那些可被合理地认为具有和 WSEC 中的 28 种 DI 具有可比性的人工结构进行灾害评级。在这次佛山 TC 龙卷过程中，被损毁的建筑主要是由钢结构建成的工厂和仓库（如图 3.5c,d）。在 EF 灾害定级过程中，对于得到的 DOD 本文选取的是其对应风速段的期望值。尽管中国和美国的建筑规范可能存在一定程度的差异，我们合理地认为由于 DOD 对应风速段的期望值选取方式中产生的风速估计不确定性（或误差）已包含了可能存在的两国建筑的微小差异不确定性。此外，对于电线杆、输电塔、树木等，在本文被合理地当作和美国的相应 DI 一致。

基于地面和航拍灾害调查所得数据，总共对 1259 个 DI 进行了详细 EF 定级（图 3.6a）。在灾害路径的前半段，龙卷风速强度估计的不确定性主要来自农田和水域，因为这些地方缺少均匀稠密的 DI（如图 3.4）。在某些农田或者水域附近，EF0 灾害等值线宽度变窄可能是由于此原因。而在灾害路径的后半段，主要处于佛山城市区域（主要灾害为街道两侧的树木），因此龙卷风速强度估计的不确定性主要来自当地政府部门对灾害的部分清理（如图 3.6d）。这些灾害被清理过的区域（图 3.6a 虚线方框）的灾害本文采取了保守定级为 EF0 的方式，仅给出其灾害宽度信息。同时，在某些地段尽管灾害较少或已被部分清理，但仍有一些视频证据（如图 3.6e,g,h）。结合以上所有信息的分析，龙卷的移动路径最终得以确认。

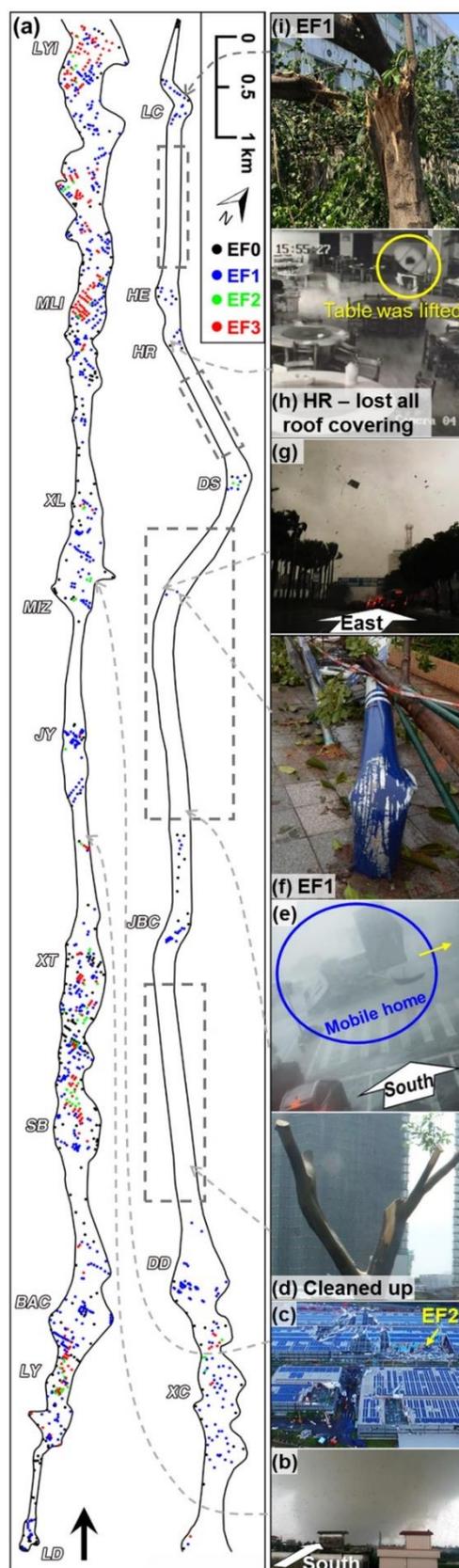


图 3.6 (a) 灾害调查中所有经过仔细 EF 定级的灾害指示物 (DI) 的位置, 及其对应的 EF 等级 (不同颜色的圆点)。黑色粗箭头代表龙卷移动的方向。虚线方框表示此处的部分 DI 由于被当地政府部门迅速清理而存在不确定性。(b-i) 虚线箭头指示位置拍摄的照片或者视频截图。

3.3.2 其他观测数据

广州和深圳的 S 波段多普勒天气雷达分别位于佛山 TC 龙卷灾害路径中心的东部约 24 km 处及东南约 100 km 处（图 3.1a）。其 Level II 雷达基数据被用于分析生成龙卷的天气系统。这两部雷达是中国新一代雷达（CINRAD-98D），与美国的 WSR-88D 相比，无论是硬件还是软件系统都是类似的（朱小燕 等，2004）。在这次龙卷事件中，雷达采用 VCP 21 体扫模式，即在约 6 分钟内对 9 个仰角（0.5°、1.5°、2.4°、3.4°、4.3°、6°、9.9°、14.6°、19.5°）进行扫描。广州和深圳的雷达天线的海拔高度分别是 180.8 m 和 149.1 m。雷达数据的三维场分析使用的是 Gibson Ridge Level II Analyst（简称 GR2Analyst）雷达可视化软件（www.grlevelx.com）。

在此次龙卷事件中，佛山市布有中尺度地面观测网，其中包括珍贵的地面风（2 分钟平均风；5 分钟间隔）观测数据。此中尺度地面观测网的平均空间分辨率约 4.5 km。此外，许多其他观测数据也都用于龙卷风的环境场分析，包括美国国家环境预报中心的再分析资料（NCEP FNL; $1^\circ \times 1^\circ$ ）、卫星可见光云图、以及常规的探空等信息。可见光云图来自日本气象厅提供的新一代同步气象卫星向日葵 8 号（Himawari-8），其数据的时间分辨率为 10 分钟，星下点的空间分辨率为 1 km。

3.4 灾害调查结果

3.4.1 龙卷路径、地面灾害及 EF 定级结果

佛山 TC 龙卷沿着一条准直线从东南部的连杜（LD）到西北部的罗村（LC）方向行进（图 3.3）。在图 3.4 的 Google Earth 卫星地图上给出了对其 EF 定级的具体信息。整条龙卷风受灾带长 30.85 km，宽 20–570 m。可能是因为龙卷的西北移动分量与其系统相对旋转风的叠加，处于龙卷移动方向右侧的灾害面积比左侧更大（图 3.4）。

根据当地居民的证实，龙卷于~1528 LST 在连杜开始造成 EF0 强度的地面灾害。3 分钟后，龙卷在龙眼（LY）迅速造成了 EF3 强度的灾害（比如，4 座输电塔被折断；图 3.7a）。约 1538 LST，在江义顺德水道南岸边的一座高压输电塔直接被龙卷扫过，并被扭曲坍塌入水中（定为 EF3 级；图 3.7b）。龙卷在水道北岸的美的工业园区造成 EF2 强度的灾害后，紧接着在现龙的一处建筑工地造成 EF3 强度的灾害。其中，两座钢结构塔吊机被折断（图 3e）。最严重的地面灾害出现在马龙工业园区和劳岳工业园区。这两处园区大致位于龙卷路径的中部（图 3f,g 和图 3.4），大部分建筑都是钢结构厂房或仓库。很多这类建筑直接被完全

摧毁（定为 EF3 级；如图 3.7c）。整条龙卷灾害路径最宽的位置处于劳岳工业园区，灾害范围最宽达 570 m（图 3.4）。过了劳岳工业园区后，龙卷强度逐渐减弱并继续向西北移动。最后，龙卷穿过佛山市区，并于 1600 LST 左右在罗村附近停止造成 EF0 强度的灾害（图 3.3h-j 和图 3.4）。综上，此次佛山 TC 龙卷过程的持续时间约为 32 分钟。

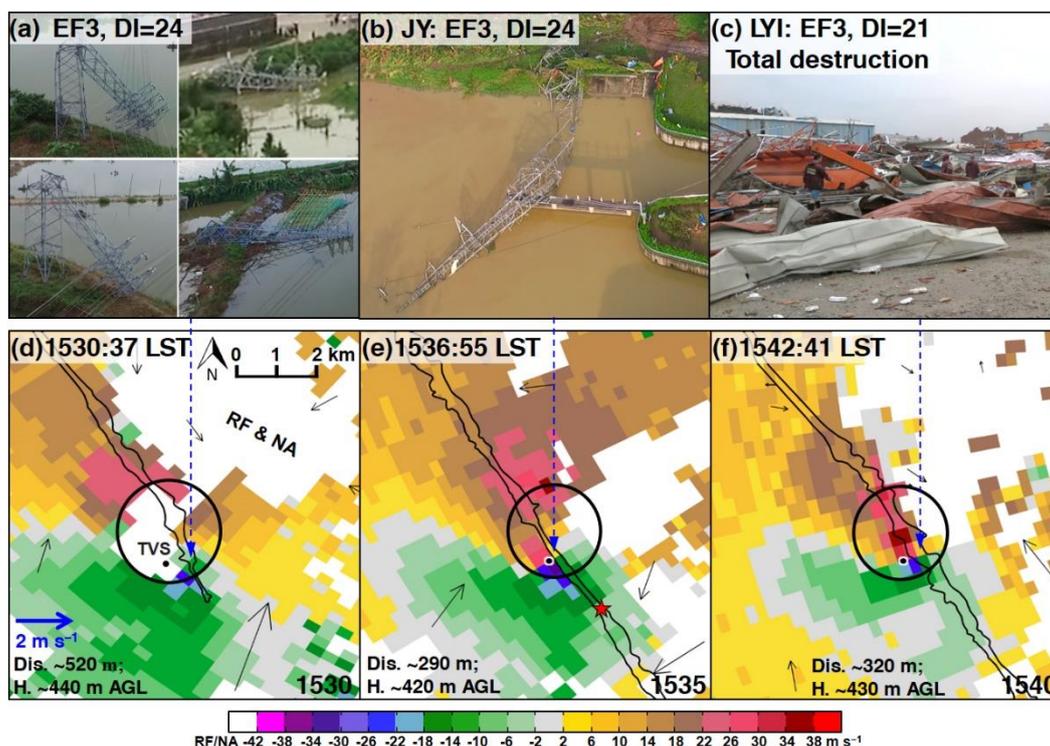


图 3.7 (a-c) 雷达 0.5°仰角 TVS 临近的最严重灾害示例（对应第二行图中蓝色虚线箭头所指位置）。(d-f) 雷达径向速度（填色； m s^{-1} ）及 0.5°仰角 TVS 位置（蓝色圆点）。白色区域代表径向速度距离折叠或缺测区域（RF/NA）。在垂直于龙卷路径方向，TVS 与路径中心的距离偏差（Dis.）和 TVS 的高度（H.）如图左下角所示。黑色圈代表中气旋，黑色曲线代表 EF0 灾害等值线。在（e）中，红色五角星代表 1536:55 LST 时刻龙卷漏斗云在地面上的位置。黑色细箭头代表地面 10 m 风速差矢量（即在右下角时刻与前 5 分钟时刻风速的矢量差值）。在（d）中的蓝色箭头为风速标尺。

3.4.2 近地面风场特征及龙卷水平尺度估计

基于龙卷视频、树木和公共建筑（如输电塔和金属制路标）等倒伏的方向，可对龙卷发生时刻的近地面风场进行估计。实拍龙卷视频表明，在漏斗云的外部，近地面风向通常是高度辐合的。地面灾害调查分析表明，在漏斗云附近及其内部的倒树，其倒伏特征可能呈高度辐合状或气旋性旋转状。然而，在漏斗云外围更远的区域，倒树特征主要呈辐合状。

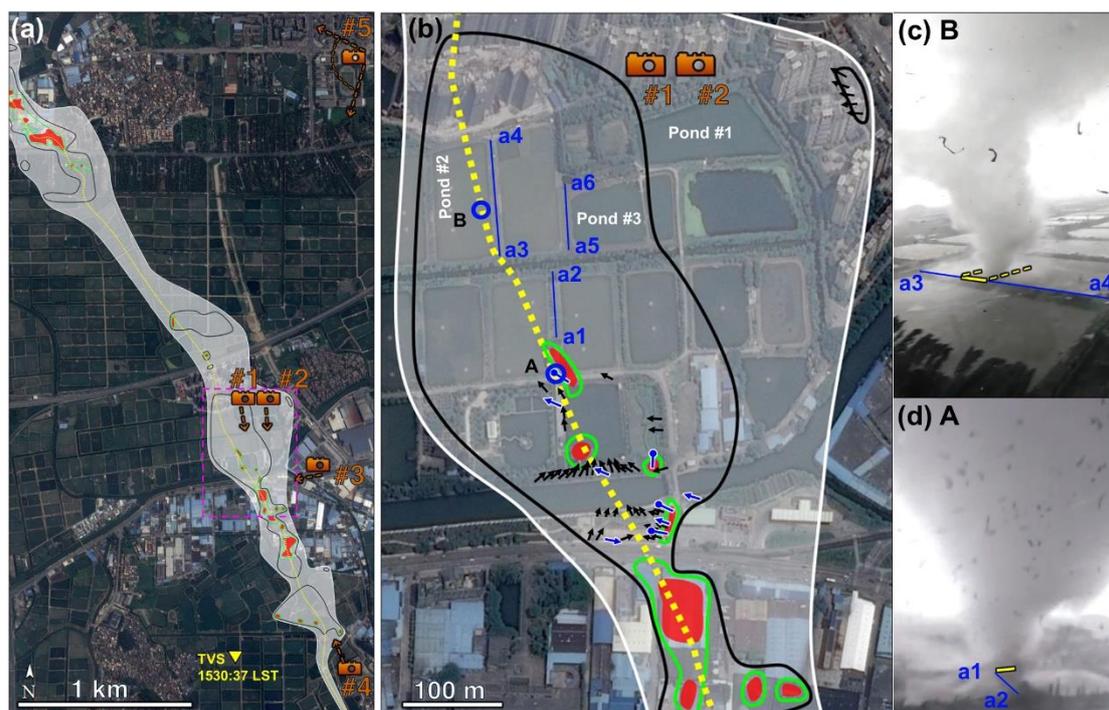


图 3.8 (a) 图 3.4 在龙眼 (LY)、博澳城 (BAC) 和仕版 (SB) 区域的放大图。图中橘黄色相机标志为龙卷实拍视频的拍摄位置, 虚线箭头为其拍摄方向。黄色倒三角为 1530:37 LST 时刻 0.5° TVS 所处位置。(b) 图 (a) 中紫色虚线框区域的放大图。地面 A、B 位置漏斗云的尺度由蓝色圆圈表示。黑色箭头、蓝色箭头和蓝色圆杆分别代表树木、金属路牌和电线杆的倒向。(c) 和 (d) 为龙卷实拍视频#1 的截图。(b-d) 中蓝色线 a1-a2, a3-a4 和 a5-a6 分别代表龙卷临近的池塘间小路。

灾害调查过程中所收集到的龙卷数据在龙眼 (LY) 处最为丰富, 龙卷在此地造成的灾害首次达到 EF3 级 (图 3.4 和图 3.8a)。在距龙卷中心 150–2000 m 处, 有 5 处地点获得了由当地居民拍摄的龙卷实时视频。这些视频拍摄地点在地面灾害调查中均得以确认。基于灾害调查及龙卷视频等信息, 本文可以对龙卷漏斗云的水平尺度和近地面风场的特征进行分析。对龙卷视频的研究分析表明, 当地的鱼塘水面对估计地面风场特征非常有帮助。这主要得益于水雾阻力小、惯性小等优点。

当龙卷漏斗云逐渐靠近博澳城 (BAC) 南部时, 龙卷外围前侧的近地面风变化可通过图 3.8a 中 2 号相机视频得到。当龙卷风距 2 号相机 900 m 时, 附近池塘的水面从平静到开始产生朝向龙卷风方向的明显波浪, 据此推断附近开始产生明显的风 (图 3.9a)。当距龙卷风 760 m 时, 树开始被吹得弯向龙卷漏斗云 (图 3.9b)。3 秒钟后, 龙卷夹带的灾害物碎片掉入池塘, 溅射出的水雾朝向龙卷风方向移动。当距龙卷风 350 m 时, 2 号相机附近的碎片 (或溅射水雾) 开始飞向龙卷风 (图 3.9d)。这些观测特征表明在龙卷漏斗云的外围前侧几百米的处, 首先出现朝龙卷中心辐合的近地面气流。

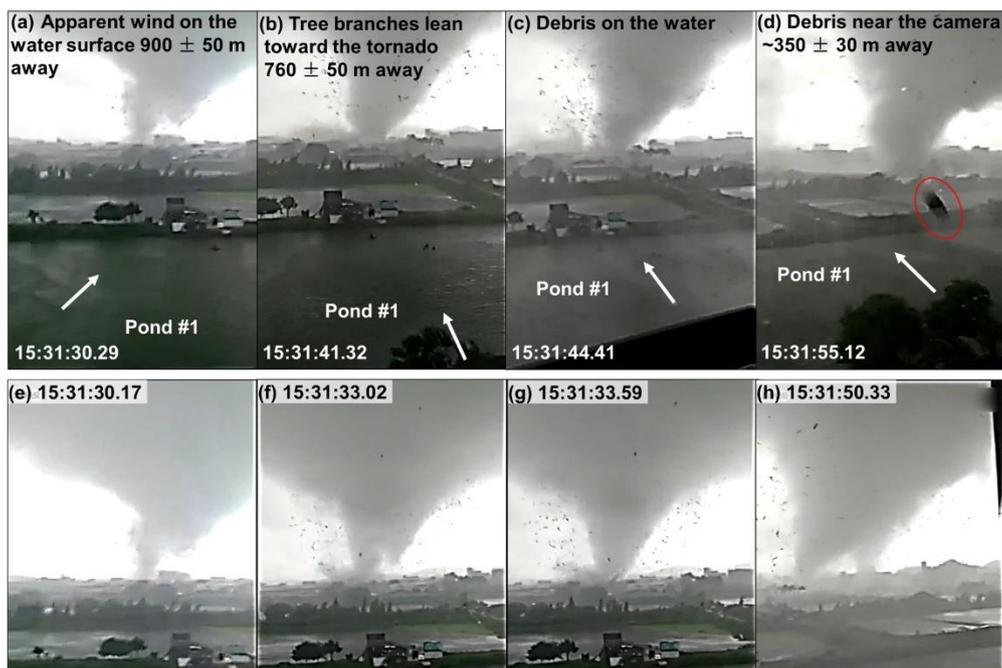


图 3.9 图 3.8a 中摄像头#2 的龙卷实拍视频截图（视频由黄生提供）。

通过碎屑溅射水雾的移动，可得到龙卷周围近地面风场特征。在距 1 号相机 200 m 内后，近地面风向的具体信息观察得更为详尽（图 3.8b 和图 3.10a-c）。在距漏斗云外围跌落的碎片，其引起的溅射水雾是朝向龙卷的；而在非常靠近漏斗云的地方，其溅射水雾呈明显的气旋性旋转特征。3 号相机处也揭示了类似的风场特征（图 3.8a 和图 3.10d-f），视频显示车右侧地面上的一个薄片物质（标记为 A）被吹向龙卷，而在地面上方漏斗云边缘的碎片（标记为 B）则呈螺旋旋转。视频内的这些视觉特征都表明漏斗云的外围近地面是朝龙卷中心的辐合气流，而在靠近龙卷漏斗云处的近地面和地面上方则均为气旋性旋转的气流。

以上由龙卷实拍视频得到的风场特征与在江义（JY）和大墩（DD）由倒树揭示的风场特征吻合（图 3.11a,e）。在灾害路径的中心，倒树的特征呈气旋性旋转分布（尺度约 30 m）；而在远离灾害路径中心的区域，倒树则呈辐合状分布。由 6 号相机拍摄的龙卷视频及倒树特征揭示的风场特征表明，龙卷移动方向左侧的西风气流与龙卷涡旋的气旋性旋转气流辐合，在龙卷左侧造成一个高度辐合的区域（图 3.11a）。基于地面灾害调查得到的地面风场特征与航拍调查所得结果一致（图 3.11a,b）。这些在佛山 TC 龙卷中观测得出的地面风场特征，与 Atkins et al. (2014) 对美国发生在 2013 年 Moore 的一个 EF5 级中纬度龙卷的地面风场特征十分类似。他们发现气旋性旋转的倒树特征主要处于龙卷漏斗云中或在 EF2、EF3 和 EF4 等值线之中。然而，在其他的一些地方，灾害路径上的倒树特征一直呈高度辐合至龙卷漏斗云中心，而没有旋转特征。比如，图 3.8b 中位置 A 南侧的呈高度辐合的倒树特征。在现龙（XL）一个正在施工的建筑工地，建筑楼顶上

(约地面以上 12 m 处) 被折弯的钢筋也一直呈高度辐合特征至龙卷中心 (图 3.11d)。



图 3.10 (a-c) 图 3.8a 中摄像头#1 的龙卷实拍视频截图。黄色箭头代表龙卷漏斗云临近水雾的移动方向, 红色箭头代表龙卷的移动方向。(d-f) 图 3.8a 中摄像头#3 的龙卷实拍视频截图。在 (d) 和 (e) 中右上角方框为圆圈 B 处的放大图。各图左上角数值为相对于视频播放起始时刻的时间 (分: 秒)。

当 1 号相机拍摄到的龙卷移动到博澳城 (BAC) 南侧 (图 3.8b 和图 3.10a-c) 距拍摄点 300 m 范围内时, 通过碎屑溅射出的水雾移动并找到合适的参照物, 可估计出龙卷周围近地面的风速大小。通过逐帧地检查 1 号相机拍摄的龙卷视频 (帧率 = 29.914 fps), 图 3.12a 中箭头所指的水雾西侧边缘在第 0 帧画面中正处于鱼塘水陆边界上。在第 12 帧画面中, 水雾刚好跨道路 a5-a6 到达另一侧的水陆边界上 (图 3.12b)。由此可计算出近地面的风速大小至少为 $32.2 \pm 2.9 \text{ m s}^{-1}$ 。风速大小估计的不确定主要取决于连续两帧画面的时间间隔。

由龙卷视频估计出的风速大小与基于地面灾害 EF 标准估计出的风速值相当。在此水雾的南侧约 25 m 处, 一棵芭蕉树被连根拔起, 一棵临近松树 (软木; DI 28) 的大树枝被折断 (图 3.12c)。考虑到芭蕉树的位置十分靠近水域导致根部不太稳固, 且芭蕉树不属于 WSEC (2006) 中 28 种 DI 的任何一种; 本文仅用松树这种 DI 进行风速大小估计。对于松树这种软木, 对应灾害程度 DOD 的风速期望值为 33.5 m s^{-1} , 对应 EF0 级 ($29-38 \text{ m s}^{-1}$), 与龙卷视频中估计出的风速大小相当。此对比结果, 为在我国使用 EF 标准估计风速的可靠性提供了一个有说服力的证据。

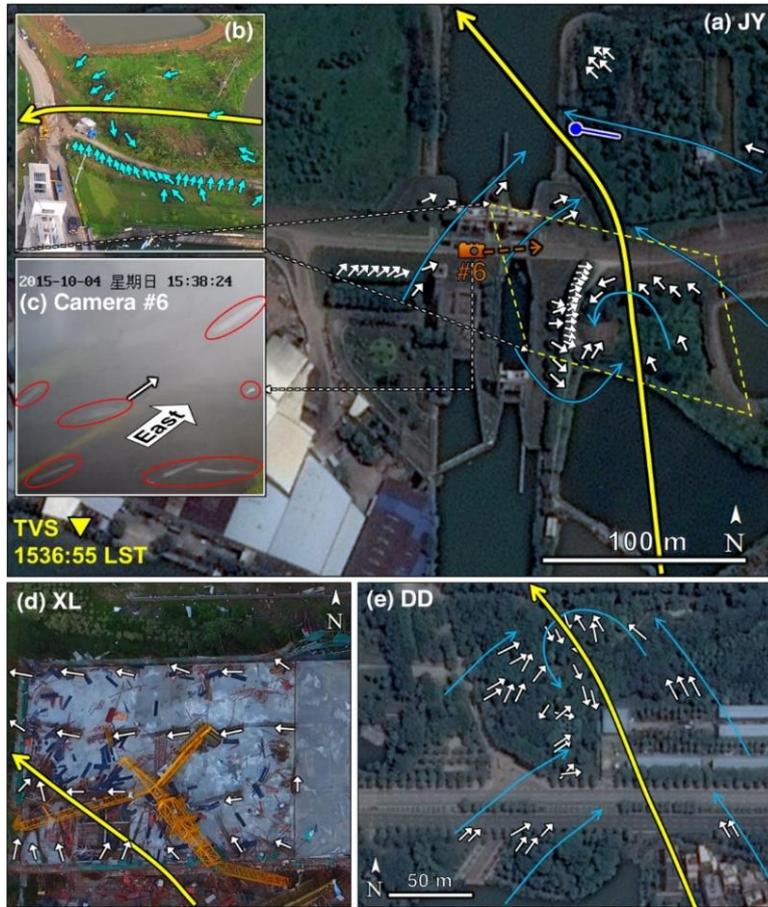


图 3.11 (a) 江义 (JY) 顺德水道南侧的树木 (白色箭头) 和电线杆 (蓝色圆杆) 的倒向。蓝色曲线箭头代表主观估计的地面风场。背景图为 Google Earth 卫星照片。黄色倒三角为 1536:55 LST 时刻 0.5° TVS 所处的位置。(b) 为 (a) 中黄色虚线框内的航拍截图。蓝绿色为倒树方向。(c) 道路监控摄像头#6 的视频截图。图中红色椭圆内的白色灾害指示物沿白色细箭头移动。(d) 在现龙 (XL) 一处正在施工的建筑工地屋顶上的航拍图。白色箭头代表钢筋的倒向。(e) 和 (a) 同, 位置在大墩 (DD)。所有图中, 黄色粗箭头代表按倒树特征主观分析出的龙卷中心线。

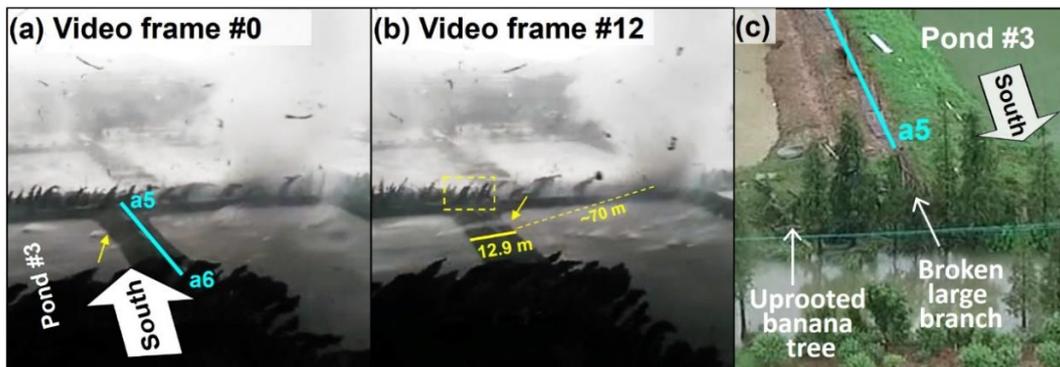


图 3.12 (a-b) 图 3.8a 中摄像头#1 的龙卷实拍视频帧图。(b) 为 (a) 之后第 12 帧图。黄色箭头指向各帧图内水雾的西侧边缘。路 a5-a6 参见图 3.8b。(c) 为图 (b) 黄色虚线框处的航拍图。白色箭头从左至右分别指向被连根拔起的芭蕉树和有大树枝被折断的松树。

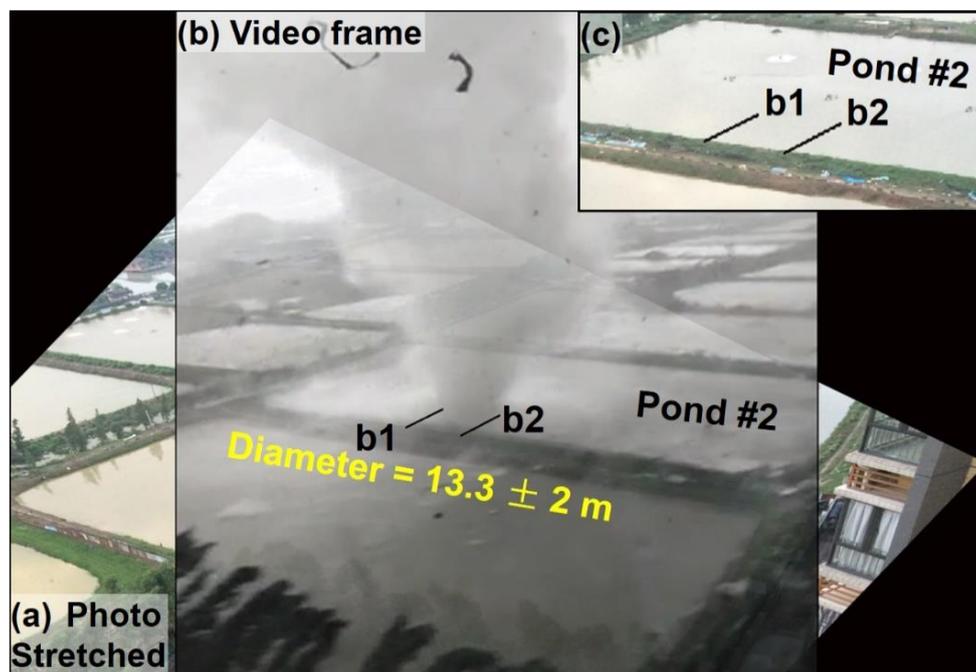


图 3.13 现场拍摄图 (a) 被置于摄像头#1 龙卷视频截图 (b) 之下, 再被拉伸至其中池塘边缘与视频截图中的对应的池塘吻合。其中, 视频截图 (b) 被调至半透明, 标记龙卷漏斗云在地面的尺度 b1 和 b2。(c) 为标记了 b1 和 b2 作为参考物的现场拍摄图。

在博澳城 (BAC) 南部地点 B (图 3.8b,c) 的龙卷漏斗云在地面的尺度, 可通过现场拍摄的照片和龙卷实拍视频内的龙卷画面对比、重叠等手段进行估计。首先在龙卷视频拍摄点依照视频画面的角度拍摄一张内容尽可能一致的实地照片 (图 3.13b,c); 之后在 Photoshop 软件中固定视频画面; 将实地照片调至半透明, 然后拉伸照片使其中的地标、鱼塘边界与视频画面中的对应参照物重合; 接着标定龙卷直径在地面上的两处参考位置 (b1 和 b2); 最后根据标在实地照片的参考位置, 到实地用软尺进行测量, 得到两处参考位置之间的距离。由此即可得到龙卷漏斗云地面尺度的估计。结果表明, 位置 B 处的龙卷地面直径为 13.3 ± 2 m。误差主要来自参考位置 b1 和 b2 的标定。此外, 在位置 A 处 (图 3.8b,d) 估计出的龙卷尺度为 15.7 ± 4 m。与龙卷地面灾害路径范围相比, 此处龙卷漏斗云在地面上的直径总体小于 EF2 级灾害等值线宽度 (图 3.8b)。

3.4.3 其他的龙卷观测特征

在佛山 TC 龙卷过程中, 观测到了与中纬度龙卷类似的漏斗云特征。在博澳城 (BAC) 2 号相机拍摄的视频显示, 在 20 s 的时间段内, 出现了两次龙卷次涡旋特征 (图 3.9e-h)。这两次龙卷次涡旋形成后, 均在 2-3 s 内就与龙卷的主涡旋融合。经过对龙卷视频的反复观看, 发现龙卷次涡旋形成之前, 龙卷刚经过局地较高建筑并突然产生大量飞舞的灾害碎屑。

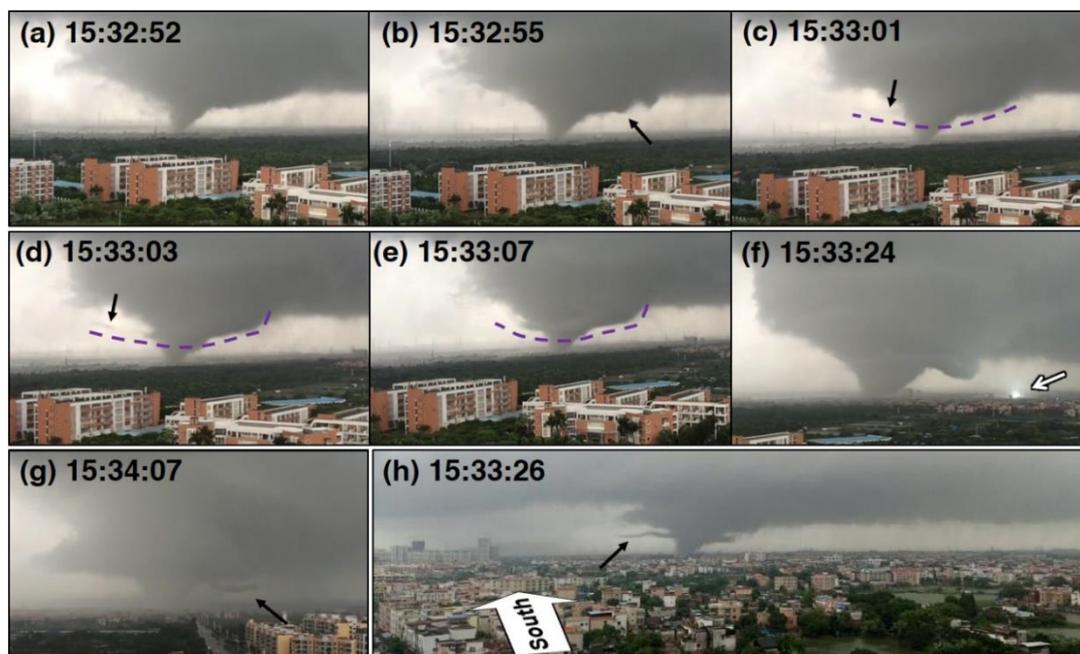


图 3.14 水平涡管的时间演变图。(a–g) 图 3.8a 中摄像头#5 在不同时刻 (LST; 时:分:秒) 的截图。在 (f) 中的白色箭头指向地面出现类似电线杆被折断的亮闪。图 (h) 为图 3.8a 中摄像头#5 北侧约 2.5 km 处拍摄的龙卷视频截图。

在第二次龙卷次涡旋与主涡旋合并 90 s 后, 在云墙下方出现一条较细的水平云管, 环绕并跟随龙卷漏斗云旋转 (图 3.14)。此水平云管形成于龙卷强度增强的时段 (1530–1536 LST), 并随着时间推移逐渐变长变细, 持续了至少 90 s。水平云管形成后, 经历了轻微的下沉。在靠近水平云管的地面某处出现了一次亮闪现象 (图 3.14f), 类似电线杆被折断导致的电路短路。从水平云管的尾部来看, 其水平涡旋的旋转方向为顺时针, 与发生在 2011 年 5 月 24 日的 El Reno 中纬度龙卷个例中观测到的现象一致 (Bluestein et al., 2012; Houser et al., 2016)。在 El Reno 龙卷过程中, 水平云管也形成于龙卷强度增强阶段 (Houser et al., 2016), 并且经历了轻微的下沉运动 (Bluestein et al., 2012)。水平涡管现象常在其他的一些中纬度强龙卷中被观测到, 比如 2011 年 4 月 27 日的 Tuscaloosa 龙卷 (Knupp et al., 2014) 和 2012 年 4 月 14 日的 Langley 龙卷 (Orf et al. 2017)。Houser et al. (2016) 发现这类水平涡管与次级后侧阵风锋涌动有密切关系。在空间高分辨率的雷达显示中, 水平涡管常表现为一条气旋性弯曲的细反射率带和辐合状的径向速度特征 (Bluestein et al., 2012; Houser et al., 2016)。遗憾的是, 由于在佛山 TC 龙卷过程中, 最近的广州雷达在龙卷发生位置 (约 24 km 远) 的空间分辨率不够高, 因此没有捕捉到类似的雷达观测特征。

3.5 龙卷的生成环境特征

3.5.1 热带气旋环境

强台风彩虹在佛山龙卷发生 1.5 小时前登陆广东省湛江市，最大风速超过 50 m s^{-1} (Zhao et al., 2017)。根据 McCaul (1991) 的统计结果，对于有超过 8 个龙卷生成的飓风，其平均强度为 47.1 m s^{-1} 。因此，从强度上来看，彩虹台风属于有利于龙卷生成的 TC。在彩虹台风的东北象限内，一共生成 3 个龙卷，分别在广东佛山市、广州市、汕尾市。佛山龙卷于 TC 中心东北约 350 km 处生成，是这三个龙卷中造成灾害最严重、死亡人数最多的龙卷。此处的中尺度环境具有中等强度的 CAPE，较小的 CIN (图 3.15 和图 3.16a)，丰富的低层水汽 (图 3.15)。其 0–1 km 垂直风切变为 14.9 m s^{-1} (图 3.15a)。可能由于 TC 登陆后地面摩擦增大，从而导致近地面风速较弱，TC 东北象限的 0–6 km 垂直风切变从海洋到陆地上逐渐增大 (图 3.15b)。

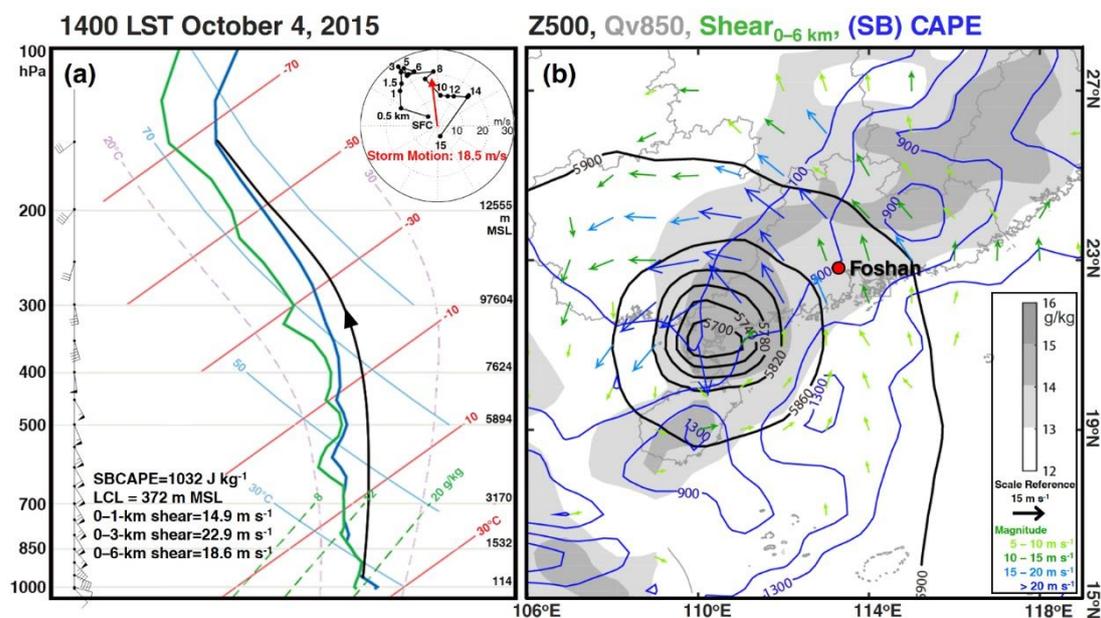


图 3.15 (a) 香港 2015 年 10 月 4 日 1400 LST 的探空斜温图。黑色带箭头曲线代表地面气块的抬升曲线。风杆右上角为此探空的风玫瑰图。半风杆、全风杆和旗子分别表示 2 m s^{-1} 、 4 m s^{-1} 、和 20 m s^{-1} 。(b) 500 hPa 位势高度 (黑色等值线; gpm)，850 hPa 水汽混合比 (填色; g kg^{-1})，CAPE (蓝色等值线; J kg^{-1}) 和 0–6-km 垂直风切变 (矢量箭头)。数据来自 2015 年 10 月 4 日 1400 LST 的 NCEP 再分析场。红点代表佛山 TC 龙卷发生位置。

基于图 3.15a 的香港探空计算得到的环境参数，与美国的 TC 龙卷气候统计值总体相当。香港探空气球于 2015 年 10 月 4 日 1400 LST 在距离佛山龙卷东南约 114 km 处释放。与 Schneider and Sharp (2007) 文中的美国 TC 龙卷临近探空气候统计值相比，佛山 TC 龙卷的环境参数总体属于 TC 龙卷高度易发类别 (图

3.16a)。佛山龙卷发生于相对 TC 移动方向的右后侧（约 111°）。地面以上 3 km 内的最不稳定层（Most Unstable, 简称 MU）为地面层，MUCAPE 为 1032 J kg⁻¹，与美国生成于右后象限的 TC 龙卷环境气候统计中平均 CAPE 值（1031 J kg⁻¹）相当（McCaul, 1991）。在给定气压层与地面的垂直风切变廓线特征上，与日本 TC 龙卷的环境气候统计特征类似（图 3.17）。而与美国的 TC 龙卷环境气候特征相比，亚洲 TC 龙卷环境的垂直风切变值在 800 hPa 以上更大（图 3.17）。

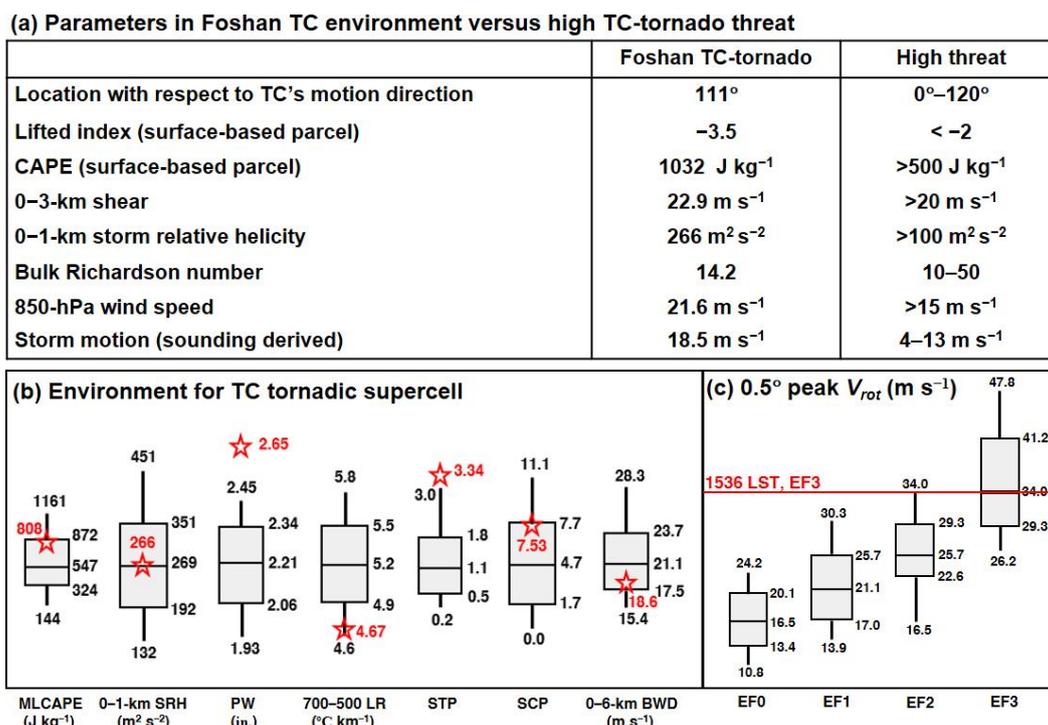


图 3.16 (a)用于区分给定 TC 环境是否有利于龙卷生成的参数。数据来自 McCaul(1991)和 Schneider and Sharp (2007)。此佛山 TC 龙卷的环境参数由图 3.15a 中的香港探空计算得到。(b) 佛山 TC 龙卷的环境参数（红色五角星）与美国气候统计值的对比情况。数据来自 Edwards et al. (2012)。(c) 佛山 TC 龙卷的 0.5° 最强雷达径向旋转速度（红色线）与美国 EF0–EF3 级龙卷统计值的对比。数据来自 Smith et al. (2015) 文中高于雷达 100–2900 英尺的统计图。箱须图中，横线、盒子上边界和下边界分别代表中值，75% 和 25% 百分位。竖线上下端点分别为 10% 和 90% 百分位。

与 2003-11 年间美国 RUC 模式分析环境中得到的 TC 超级单体龙卷环境的气候统计参数值相比（Edwards et al., 2012），佛山 TC 龙卷的环境条件与其亦相当（图 3.17b）。考虑组合参数，佛山 TC 龙卷环境的固定层强龙卷参数（fixed Significant Tornado Parameter, 简称 STP; Thompson et al., 2003）显著高于美国；超级单体复合参数（Supercell Composite Parameter, 简称 SCP）处于 75% 百分位附近。其条件不稳定性参数也处于美国气候统计的高值区：最底层 100 hPa 混合层（Mixed Layer, 简称 ML）的对流不稳定能量（MLCAPE）处于美国统计值的 75% 百分位附近；可降水量（Precipitable Water, 简称 PW）显著高于美国（图 3.16b）。

另一方面，佛山 TC 龙卷环境中的垂直风切变并非特别大。0–1 km 风暴相对螺旋度（Storm Relative Helicity，简称 SRH）为 $266 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ ，接近美国气候统计的中值；0–6 km 垂直风切变为 18.6 m s^{-1} ，处于美国 EF2 和 EF3 级 TC 龙卷气候统计的 25% 百分位附近。

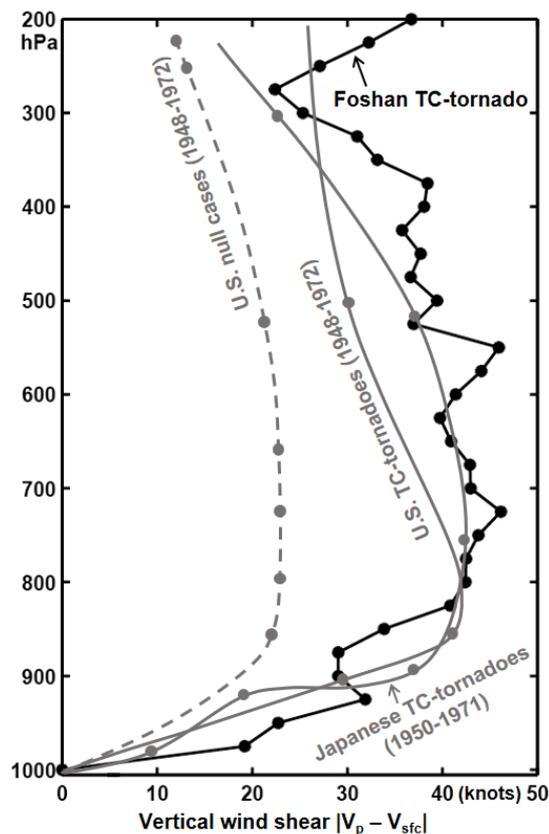


图 3.17 佛山 TC 龙卷个例中的香港探空（图 3.15a）各气压层相对于地面的垂直风切变廓线（黑色线；单位：kt， $1 \text{ kt} = 0.51 \text{ m s}^{-1}$ ）。日本和美国的 TC 龙卷临近探空资料的对应垂直风切变廓线分别由图中两条灰色实线表示。灰色虚线为美国无龙卷 TC 的右前象限的垂直风切变廓线。以上日本和美国的廓线信息来自 Novlan and Gray（1974）。

3.5.2 龙卷母体天气系统

彩虹台风在登陆广东省湛江市后，在其东北象限的几条雨带中生成了几十个微超级单体。生成佛山龙卷的母体风暴系统为 1 号 TC 螺旋雨带（图 3.1c）中的一个微超级单体（图 3.18a）。生成佛山龙卷的雨带逐渐组织成一条对流活跃的窄带（如，图 3.18a）。雨带中的对流单体间的空间间隔（指小于 30dBZ 的回波空间间隔）随着雨带的登岸而逐渐变大。生成佛山龙卷的微超级单体风暴在靠近海岸线的海面上触发，其于 1418 LST 左右在澳门附近登岸后迅速变强，并随雨带一起往西北方向移动。此单体风暴与其临近东南侧的对流单体间的空间间隔在整个龙卷生命期中一直存在。在 1442 LST 左右，此单体风暴发展为典型的微超级单体结构（即首次在风暴中识别到中气旋）。

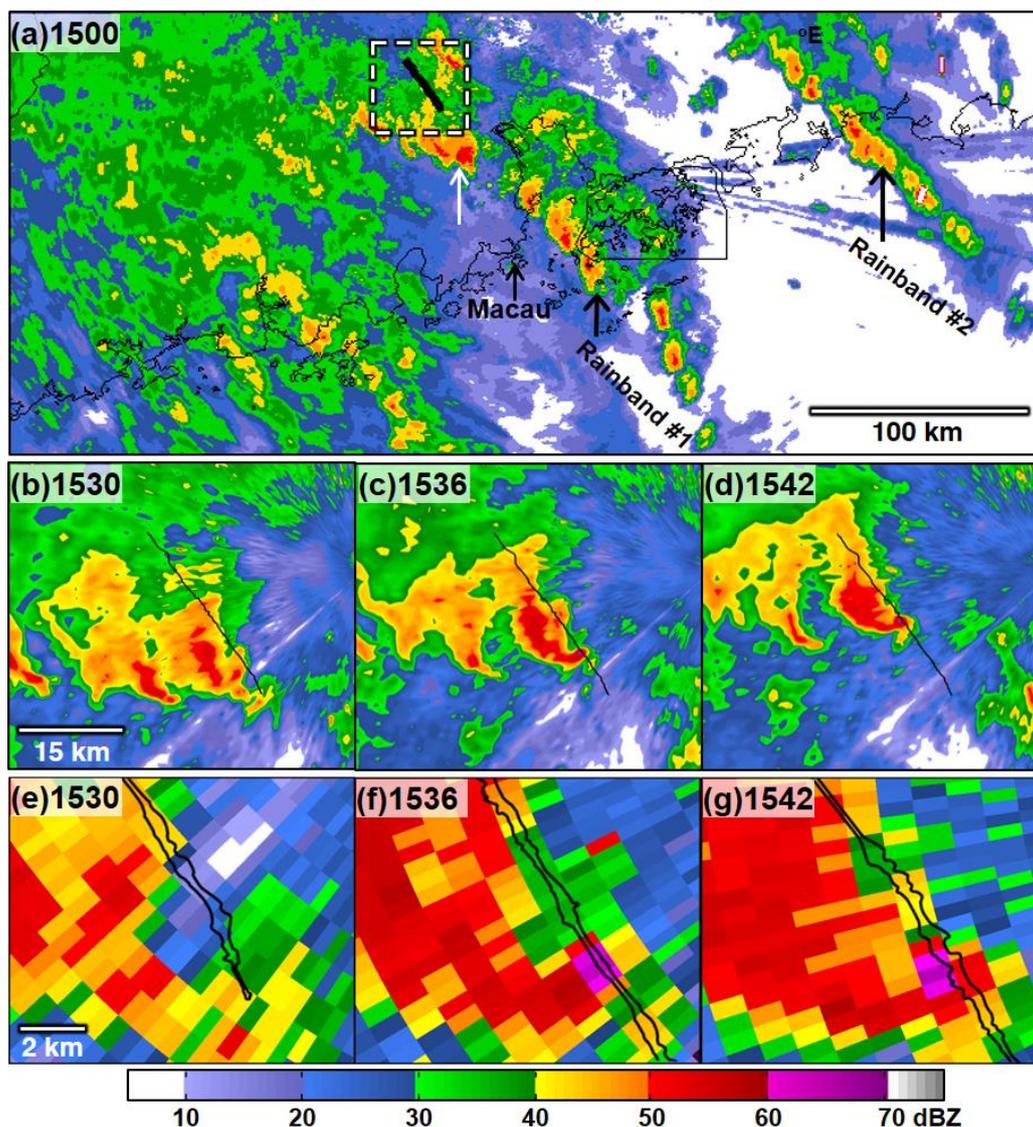


图 3.18 第一行：2015 年 10 月 4 日 1500 LST 的华南雷达组合反射率 (dBR) 拼图。白色箭头指向佛山龙卷的微超级单体。第二行：图 (a) 方框区域在各时刻的广州雷达 0.5° 仰角基本反射率。黑色线代表佛山龙卷移动路径。第三行：对应第二行图中钩状回波附近的放大图。黑色等值线代表佛山龙卷 EF0 灾害等值线。

生成佛山龙卷的微超级单体拥有显著的钩状回波结构 (图 3.18b-g)。龙卷造成的地面灾害位于钩状回波的尖端附近。在 1536 和 1542 LST, 雷达 0.5° 仰角异常大的反射率 (>64.5 dBZ) 正好处于地面灾害上方 (图 3.18f,g)。该最大反射率回波很可能来自飞舞到空中的地物损毁碎片, 因为最大反射率出现在最低层, 并随着高度而减小 (Bodine et al., 2013)。

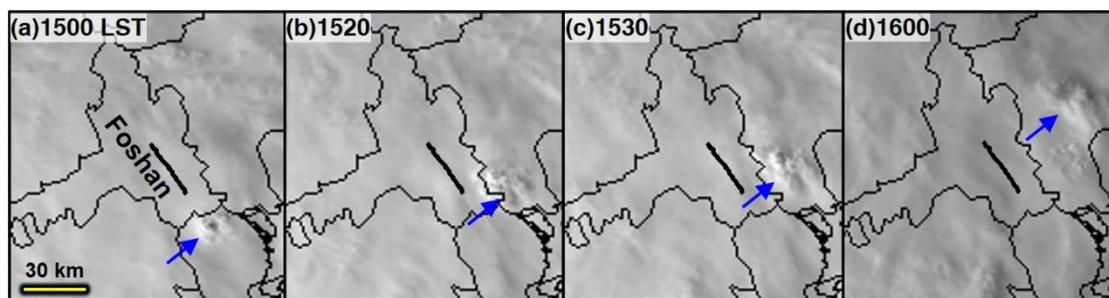


图 3.19 日本 Himawari-8 卫星在 2015 年 10 月 4 日的可见光云图。黑粗线为佛山龙卷移动路径。蓝色箭头指向佛山龙卷超级单体的上冲云顶。

与美国 TC 环境中观测到的微超级单体类似，佛山龙卷微超级单体具有明显的低回波顶特征（如 Spratt et al., 1997; McCaul et al., 2004）。其雷达回波顶（定义为 15 dBZ 等值面的最高位置）在整个超级单体生命周期中（除了 1450 LST 时刻附近）均保持在地面以上约 10 km 的高度上。在 1450 LST 时刻，超级单体风暴的上冲云顶首次被高时空分辨率的卫星观测到，此时雷达回波顶达到了 12.3 km 的高度。这说明在此时刻附近，超级单体中的对流活动十分活跃。在 1500 LST 左右，上冲云顶被高层 TC 辐散气流扯离，并沿与龙卷路径呈约 60° 的西北方向移动（图 3.19）。在这次佛山 TC 龙卷过程中，Himawari-8 卫星观测到一个在中纬度超级单体个例中很少被注意到的有趣特征，即这个 TC 龙卷超级单体的云顶尽管已经从超级单体低层主体上被扯离，但却仍然维持了较长时间的活跃状态。此观测特征的物理成因有待于将来进一步的探究。

3.6 龙卷的雷达观测特征

3.6.1 中气旋雷达特征

中气旋是风暴尺度（2–10 km）的气旋性旋转涡旋，其垂直涡度量级通常为 10^{-2} s^{-1} 或更大（AMS, 2018）。除了涡度和尺度的标准外，对于通过多普勒雷达探测中纬度龙卷性超级单体的中气旋还有两个其他的标准：（1）旋转特征的垂直厚度至少有 3 km；（2）所有的上述特征均持续至少 10 min（如 Spratt et al., 1997）。考虑到 TC 龙卷性超级单体（或中气旋）比中纬度对应系统尺度小、高度低的特点，在本文的研究中，定义 TC 龙卷性中气旋的识别标准为：风暴相对的正（ V_{SRVin} ）负（ V_{SRVout} ）径向速度对极大值的水平尺度在 1.5–10 km，且具有气旋性旋转切变（McCaul et al., 2004）的垂直涡度 $> 0.01 \text{ s}^{-1}$ ；垂直厚度至少为 2 km；以上满足标准的雷达特征至少持续 10 min。将 TC 龙卷性中气旋的水平尺度标准由 2–10 km 调整至 1.5–10 km 的原因是为了将本文结果和其他已发表的研究工作对比（如 Spratt et al., 1997; Suzuki et al., 2000）。在佛山 TC 龙卷个例中，通过追踪雷达低

仰角的中气旋径向速度对特征的几何中心, 计算得出其微超级单体的风暴相对速度为 18.1 m s^{-1} , 146.7° 。

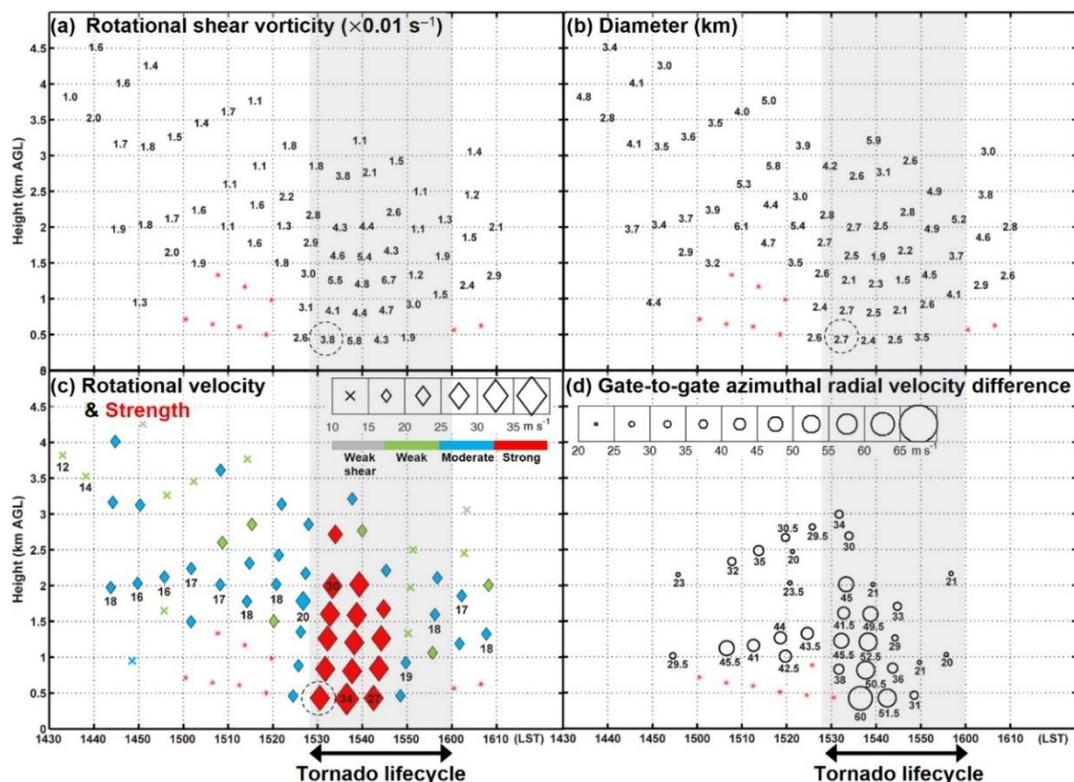


图 3.20 佛山 TC 龙卷超级单体的中气旋 (a) 旋转切变涡度 ($\times 0.01 \text{ s}^{-1}$), (b) 水平尺度 (km), (c) 相对风暴旋转速度 (m s^{-1}) 和 (d) 最大临近径向速度像素点最大风速差 (DV) 大于 20 m s^{-1} 的数值。在 (c) 中, 数字表示该雷达体扫中最大的旋转速度值。各颜色对应 Spratt et al. (1997) 对 TC 雨带内中气旋的强度类别定义标准。灰色覆盖区域及底部坐标轴箭头均表示佛山 TC 龙卷的生命周期时间段。

佛山龙卷超级单体的中气旋在 1442 LST 首次被识别到, 垂直厚度约 2 km (从地面以上 2 km 延伸至 4 km 左右; 图 3.20a), 持续了近 80 分钟。中气旋特征在龙卷生命史中的最大高度为地面以上约 3 km, 与其他 TC 雨带中生成的龙卷性微超级单体的中气旋高度特征类似 (如 Spratt et al., 1997)。在所有的雷达仰角上, 中气旋水平尺度范围为 1.5–6.1 km。在龙卷触地时刻 (1520–1530 LST), 中气旋水平尺度迅速地减小; 这现象与美国发生的龙卷性微超级单体中气旋尺度趋势变化特征类似 (如 Grant and Prentice, 1996; Spratt et al., 1997)。在 1536 LST 时刻的雷达体扫中, 最低层仰角的中气旋水平尺度缩小至 2.4 km。同时, 中气旋的强度 $[V_R = (|V_{SRVin}| + |V_{SRVout}|)/2]$ 在此刻达到整个过程的最大强度, 34 m s^{-1} (图 3.20c)。其最大气旋性旋转切变的垂直涡度 $[2V_R / (0.5D)]$; D 为中气旋水平尺度; McCaul et al., 2004) 也处于最低层, 达到了 0.058 s^{-1} (图 3.20c)。与美国 EF3 级龙卷对应的雷达径向速度场 10 km 直径范围内的 0.5° 最大旋转速度统计值 (Smith et al., 2015) 相比, 此次佛山龙卷的 0.5° 最大旋转速度十分接近其气候统计的中

值(图 3.16c)。江义(JY)、美的工业园区(MIZ)于 1536 LST 时刻正处于 0.5° 中气旋的范围内(图 3.7e,b)。最严重的地面灾害发生在 4 分钟后,即龙卷袭击马龙工业园区(MLI)时刻,而那时中气旋已处于减弱阶段(图 3.20a,c)。

当佛山龙卷正造成 EF3 级地面灾害时,其 2 km 高度以下的中气旋强度属于中气旋强度计算图(Spratt et al., 1997)中的最强类别(图 3.20c)。各雷达体扫中的中气旋最大方位角切变 $[(|V_{SRV_{in}}| + |V_{SRV_{out}}|)/D]$,在龙卷触地后急剧增大,并于 1544 LST 在 2.4° 仰角上达到极值 0.034 s^{-1} 。此观测特征与 Grant and Prentice(1996)对美国的 TC 龙卷超级单体中气旋的统计特征存在差异。在他们的研究中,中气旋最大方位切变在龙卷触地前有增大的趋势,而在龙卷触地后则急剧减小。佛山 TC 龙卷超级单体的中气旋最大旋转速度(34 m s^{-1})和最大方位切变(0.034 s^{-1})与美国和日本的对应值相比,总体偏大(Grant and Prentice, 1996; Spratt et al., 1997; Schneider and Sharp, 2007; Suzuki et al., 2000)。

在地面中尺度观测网中,地面 5 分钟风差(指某站在给定时刻的 10 m 风速与 5 分钟前风速值的矢量差)也清晰地捕捉到了中气旋在地面场中的演变。在沿龙卷路径方向,风向朝龙卷路径的辐合分量随龙卷的西北移动而增强。在 1525–1600 LST,覆盖在龙卷路径上的地面辐合风特征的水平尺度大约 8 km(如图 3.7d–f)。这表明中尺度地面观测网或许可以用于监测对应中气旋的地面风演变。

3.6.2 龙卷涡旋雷达特征

在此龙卷个例中,雷达龙卷涡旋特征 TVS 的演变主要由广州 S 波段多普勒雷达探测得到。在本文研究中,TVS 的识别标准为:在中气旋附近连续演变的且具有气旋性旋转切变的局地径向正负速度(风暴相对速度)对中,方位角方向临近的两个正负径向速度值之差 (DV) 至少为 20 m s^{-1} [与 Meng and Yao (2014) 中使用的标准相同]。在佛山 TC 龙卷的生命史中,广州雷达 0.5° 仰角的波束宽度约 400 m。TVS 的时间记录取自对应雷达单条电磁波束信号的接收时间。

佛山龙卷的 TVS 首先在地面以上 1 至 2.2 km 之间被识别到,比首次识别到中气旋的时间晚约 10 分钟。随后,TVS 分别向上和向下发展。美国的 WSR-88D 雷达曾观测到 TVS 从中层下传的现象,而 TVS 从近地面向上发展的现象仅在美国的多元相控阵多普勒雷达及可移动的天气雷达中被观测到(French et al., 2013)。若忽略由于雷达速度距离折叠导致的 0.5° 仰角径向速度在 1536:55 LST 之前的缺失(如图 3.7d),最强的 TVS 发生在 1536:55 LST,与最强的中气旋处于同一个雷达体扫(图 3.20d,c)。此最强的 TVS 强度(即速度差 DV)位于地面以上约 420 m,达到 60 m s^{-1} 。类似于最强中气旋和最严重地面灾害的发生顺序,灾害强度最大的地面灾害发生在低层最强 TVS 出现的 4 分钟之后。在 1542:41 LST, 0.5° 仰

角 TVS 位于劳岳工业园区上方(图 3.7f,c), 其强度减弱到 51.5 m s^{-1} (图 3.20d)。低层的 TVS 在 1548:58 LST 之后急剧减弱并于 1600 LST 消失。在整个龙卷过程中, 所有高度层次上的 TVS 均处于地面以上 3 km 之下。

3.6.3 龙卷灾害路径与龙卷涡旋特征的空间配置关系

通过广州雷达观测及龙卷实拍视频信息的对比分析, 可得到龙卷漏斗云和 0.5° 仰角 TVS 的空间配置关系。结果表明, 0.5° 仰角 TVS 始终位于地面龙卷漏斗云的左侧(相对于龙卷移动方向)。其与龙卷路径中心线的水平距离偏差在 1530:37, 1536:55, 1542:41 和 1548:58 LST 分别约为 520, 290, 320 和 250 m(如图 3.7)。然而, 0.5° 仰角中气旋的中心却不总是和 TVS 位于龙卷路径的同一侧(如图 3.7e)。为了得到 TVS 和地面龙卷漏斗云在龙卷前进方向的水平距离偏差, 需要首先确定与 TVS 对应时刻龙卷漏斗云在地面上所处的位置。对于 1536:55 LST 处于江义(JY)顺德水道南侧的 TVS(图 3.11a), 与龙卷相距最近约 250 m 处的一个道路监控摄像头(相机 6)拍摄到了龙卷横跨马路的过程。根据监控视频中近地面风场信息的演变特征分析, 龙卷穿过道路的时间为 1538:24 LST(图 3.11a,c)。结合 TVS 从 1530:37 LST 到 1536:55 LST 期间移动的距离, 并假设龙卷移速与 TVS 的移速相同, 由此估算出龙卷在地面的移动速度约为 18 m s^{-1} 。结合以上分析得到, 在 1536:55 LST 时刻, 0.5° 仰角 TVS 超前于地面龙卷漏斗云约 1622 m。其中的不确定性主要来自对龙卷移动速度的估算。假设龙卷在 32 分钟的生命史中保持匀速, 则龙卷的移速约为 16.1 m s^{-1} 。由此, 本文假设对之前龙卷移速的估算存在 2 m s^{-1} 的误差, 则在 1536:55 LST 时刻 TVS 相对地面龙卷的超前水平距离对应着约 $\pm 178 \text{ m}$ 的误差。对于 1530:37 LST 博澳城(BAC)南侧的 TVS, 本文对其进行了同样的估算。结果显示, 0.5° 仰角 TVS 超前于地面龙卷漏斗云约 $404 \pm 106 \text{ m}$ 。以上结果说明, TVS 与地面漏斗云在沿龙卷路径方向的水平距离偏差在龙卷达到最大强度之前呈增大的趋势。总体来说, 最低层的雷达观测特征 TVS 是超前于地面的龙卷漏斗云。

3.7 本章小结

本章介绍的内容展示了迄今国际上最详尽的关于 TC 龙卷灾害调查、可视观测、雷达及地面观测的综合分析, 是相对于目前中纬度龙卷的相关研究结果的重要补充。基于地面和航拍灾害调查、实时龙卷视频、照片、雷达、卫星以及稠密的探空和地面中尺度观测资料, 对龙卷灾害、近地面风场、漏斗云、雷达特征, 及其互相之间的关系, 进行了细致的综合研究。分析所得结果, 有助于为 TC 环境中龙卷的预报、监测、预警和防灾减灾提供科学依据和参考。此外, 本章的研

究工作也是目前中国最详尽的龙卷综合灾害调查,收集到的观测资料也是目前国内最全的龙卷个例资料。

选取的 TC 龙卷个例为发生于 2015 年 10 月 4 日,西北太平洋台风彩虹 (Mujigae) 环境中的一个 EF3 级龙卷。强台风彩虹于当天下午 1400 LST 左右登陆我国广东省湛江市。登陆后在其东北象限共生成 3 个微超级单体龙卷。上述的 EF3 级龙卷个例为袭击了广东省佛山市的高影响强龙卷,处于台风中心东北约 350 km 处,共造成 4 人死亡,80 人受伤。与美国的 TC 龙卷环境统计特征相比,佛山龙卷位置的环境特征属于极有利于 TC 龙卷生成的环境。本文的研究结果显示,本次佛山 TC 龙卷持续约 32 分钟,造成了一条 30.85 km 长,20–570 m 宽的东南–西北走向的直线形灾害带。

本文揭示了此 TC 龙卷与中纬度龙卷的一些相似的观测特征。龙卷中心右侧的灾害面积普遍比左侧的大。地面漏斗云的直径接近 EF2 级灾害等值线宽度。结合图像测量法,测得龙卷在地面的尺度约为 13–16 m。在此龙卷过程中,观测到了与中纬度龙卷类似的漏斗云特征,如两次龙卷次涡旋特征、水平云管(水平涡管)特征。龙卷次涡旋形成之前,龙卷刚经过局地较高建筑并突然产生大量飞舞的灾害碎屑。

此外,本文还揭示了此 TC 龙卷的一些独特特征。在高时空分辨率的卫星观测中发现了一个在中纬度龙卷性超级单体中很少被注意到的有趣特征:龙卷超级单体的上冲云顶尽管已经从超级单体的低层主体上被扯离,但却仍然维持了较长时间的活跃状态。此观测特征值得做进一步的探究,如:此现象与生成龙卷的关系,上冲云顶在无低层垂直上升运动支撑仍维持活跃的热动力机制等。此 TC 龙卷的中气旋与在美国和日本发生的 TC 龙卷性微超级单体中气旋相比,强度更强。雷达径向速度观测中,0.5°仰角旋转速度(龙卷附近 10 km 直径范围内)为 34 m s^{-1} ,与美国 EF3 级龙卷的对应旋转速度气候统计的中值接近。在雷达观测特征与地面灾害路径的空间配置上,最低层的 TVS 均位于龙卷灾害带的左侧(相对龙卷移动方向),即靠近 TC 中心一侧,与灾害带中心线的水平距离偏差大致在几百米的量级。在沿龙卷前进方向,最低层的 TVS 均超前于地面的龙卷漏斗云,其水平距离偏差从几百米至超过一公里不等。最低层 TVS 达到最强的时刻与中气旋最强的时刻相同。最严重的地面灾害发生于最强的 0.5°仰角中气旋和 TVS 发生约 4 分钟之后。这些观测特征和分析结果,有助于为 TC 龙卷的防灾减灾和业务预警提供科学依据。

第四章 登陆 TC 环境中微超级单体的统计特征

4.1 引言

鉴于生成 TC 龙卷的母体风暴系统有 79% 是微超级单体 (Edwards et al., 2012), 对 TC 环流背景下生成的微超级单体的特征分析显得尤为重要。本章通过我国华南稠密的多普勒天气雷达观测网, 对彩虹 (2015) 台风 (生成了三个 TC 龙卷) 登陆前后 (选取一个 24 小时时间段) 在海上和陆地生成的微超级单体 (中气旋) 特征进行统计。试图通过此台风个例解答四个科学问题: (1) 登陆 TC 环境中 (或者 TC 的外围雨带中) 微超级单体的发生频次及其统计特征; (2) 龙卷性微超级单体所占比例; (3) 海上和陆地上生成的微超级单体比例; (4) 海陆微超级单体的统计特征差异。对于这些科学问题的解答, 将对业务上 TC 龙卷的预报、监测和预警提供重要的科学依据。

4.2 数据和方法

我国拥有世界上分布最稠密的近岸多普勒天气雷达, 尤其是在华南的广东省 (包括香港) 就布有 12 部业务雷达。本章统计所用的多普勒天气雷达来自广东省、广西省、海南省和香港的共 25 部业务雷达, 均为 S 波段多普勒天气雷达, 对彩虹台风登陆前后在陆地和近岸产生的降水回波基本上全覆盖 (图 4.1)。这些 S 波段多普勒天气雷达采用的是与美国天气预警雷达 WSR-88D 类似的硬件和软件 (朱小燕 等, 2004)。

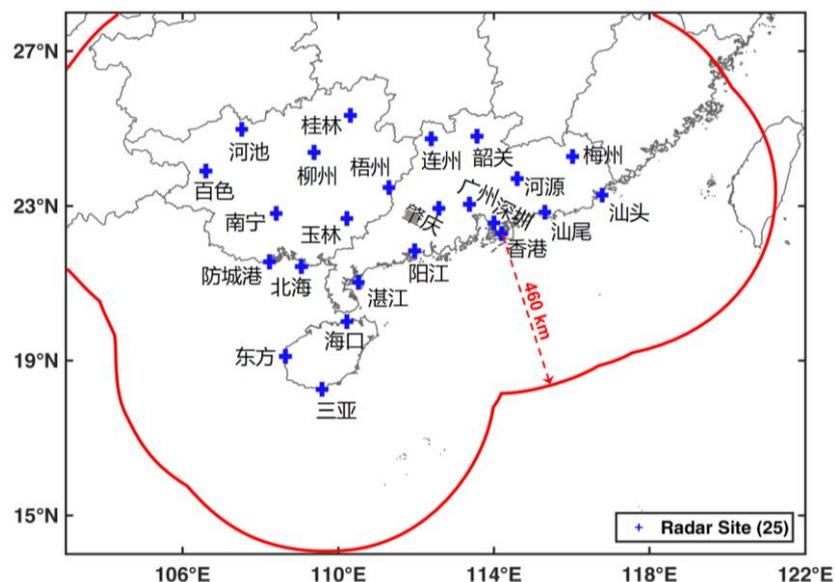


图 4.1 广东、广西、海南和香港的 25 部多普勒天气雷达位置 (蓝色十字) 及其反射率覆盖范围 (红色线)。

在彩虹台风过程中，这 25 部雷达均采用 VCP21 (Volume Coverage Pattern 21) 体扫模式，约每 6 分钟完成对 9 个高度仰角 (基本上为 0.5° 、 1.5° 、 2.4° 、 3.4° 、 4.3° 、 6° 、 9.9° 、 14.6° 、 19.5°) 的体扫。反射率的最大不模糊距离均为 460 km，径向速度的最大不模糊距离均为 230 km。最大不模糊速度 (Nyquist velocity) 为 $\pm 27 \text{ m s}^{-1}$ 。由于所有雷达径向速度数据普遍在 145 km 半径以外存在距离折叠，故在使用某部雷达来识别微超级单体时，仅选取距该雷达 145 km 半径范围的数据，其 0.5° 仰角在 145 km 半径处的高度约 2500 m。这意味着，所用雷达数据在最低层仰角对应的高度均低于 2500 m。由此，所有数据覆盖区域如图 4.2 所示，远离海岸线 100 km 的海上范围基本被所选取的雷达数据覆盖。雷达数据的存储格式为 CINRAD-98D 格式。本文将其数据格式首先转换为美国的 WSR-88D 格式，然后在 GR2Analyst (www.grlevelx.com) 雷达数据可视化软件中进行径向速度退模糊并通过人工进行微超级单体的识别。

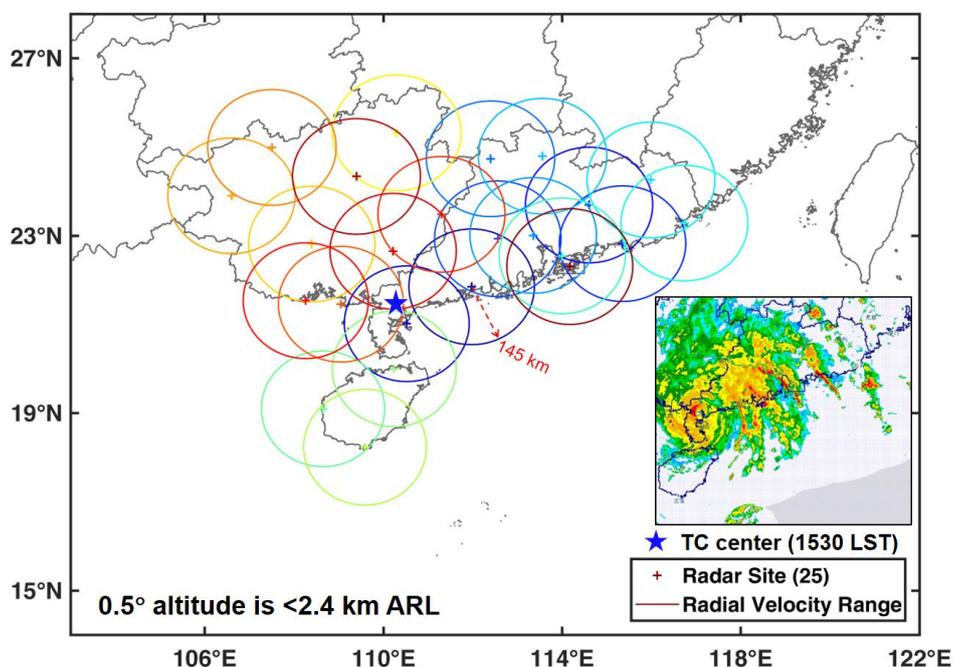


图 4.2 广东、广西、海南和香港的 25 部多普勒天气雷达位置 (十字符号)，及其径向速度 145 km 覆盖范围 (圆圈)。蓝色五角星代表彩虹台风中心在 2015 年 10 月 4 日 1530 LST 所处的位置，如右下角该时刻的雷达组合反射率拼图所示。

由于超级单体是根据持续稳定的中气旋来定义 (AMS, 2018)，因此，本研究对微超级单体的识别主要依靠对中气旋的识别来实现。结合 TC 微超级单体的三维空间尺度小等特征，本章统计过程中定义的 TC 微超级单体雷达识别标准如下：

- (1) 在一个对流性降水系统中 (生命史中出现大于 40 dBZ 的回波)；
- (2) 在临近此降水系统区域，局地范围内至少在两个连续的体扫中，出现前后连续的气旋性切变 (中气旋) 特征；
- (3) 其正负径向速度对特征 (风暴相对径向速度) 极值

间的水平距离大于等于 1.5 km，小于等于 10 km；（4）此速度对极值的旋转速度不小于 10 m s^{-1} ；（5）以上特征在垂直方向上至少出现在同一体扫的两个连续仰角层上；（6）在确定此对流性降水系统为微超级单体的前提下，若连续演变的中气旋特征在中途某一个体扫中未同时达到上述所有条件，但此体扫前后均满足条件，则仍将此体扫前后视作同一个中气旋（或微超级单体）。图 4.3 中给出了一个被人工识别出来的孤立微超级单体例子（径向速度及基本反射率场）。由于台风外围雨带中对流活跃，风暴与风暴之间相互影响，微超级单体在空间上与其他风暴常连接在一起（如图 4.4）。本文将具有一个连续演变中气旋的风暴系统视为一个微超级单体。

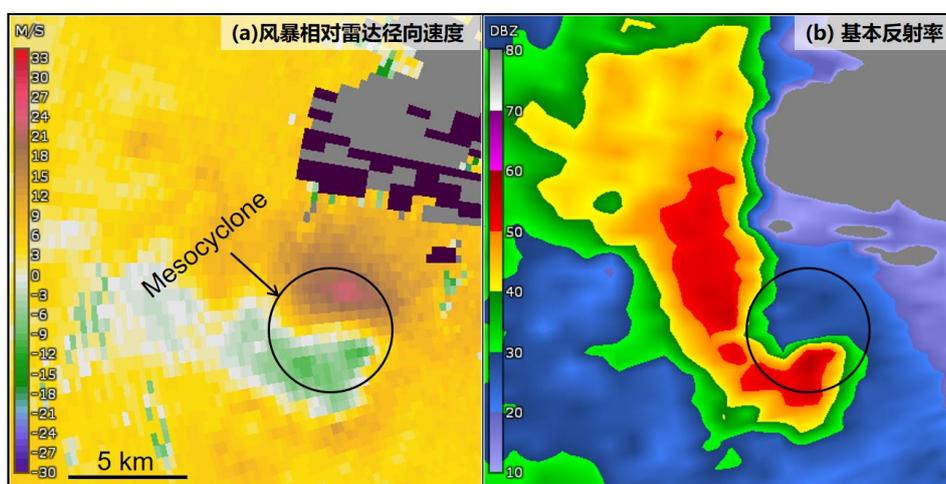


图 4.3 汕尾雷达 2.4°仰角观测，时间为 2015 年 10 月 4 日 0914 LST。黑色圆圈为识别到的中气旋示意。

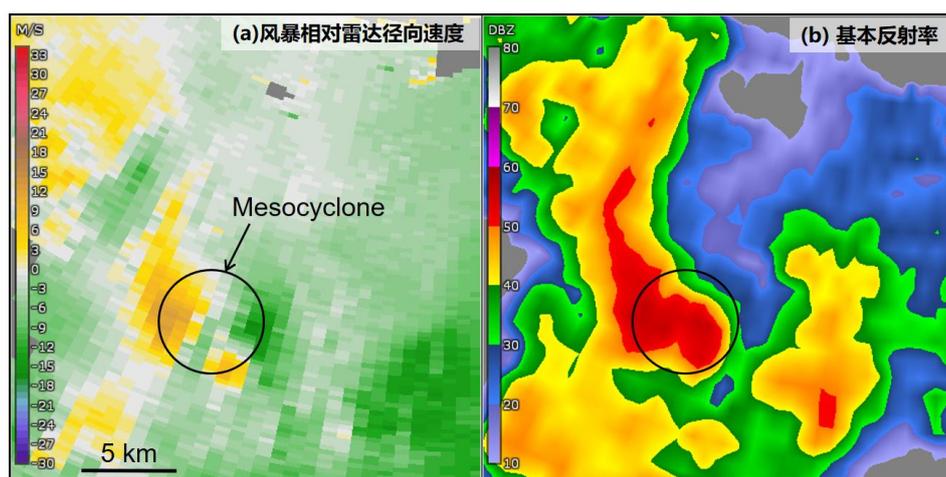


图 4.4 汕尾雷达 3.4°仰角观测，时间为 2015 年 10 月 4 日 0844 LST。黑色圆圈为识别到的中气旋示意。

彩虹台风于北京时间 2015 年 10 月 4 日 1410 LST 左右登陆广东省湛江市。为统计其登陆前后在雷达覆盖范围内的所有超级单体特征，本文选取的研究时段

为 10 月 4 日 08 时至 5 日 08 时，共 6000 组雷达基数据。由于湛江雷达受 TC 登陆影响，有部分数据缺失，最终有效的雷达基数据为 5797 组，数据完整度达 96.6%。本文选择此 24 小时时段进行统计有 3 个方面的原因：（1）TC 由海上移到陆地的大气环境是本文关注的大环境背景，而此时段包含了 TC 登陆时刻前后各 6 小时的时间段；（2）此时段内，TC 外围的螺旋雨带大部分被多普勒天气雷达观测覆盖，以保证陆地上能够识别到足够多的样本；（3）选取 24 小时的时间范围有利于研究微超级单体的生成时间在一天当中的变化特征。

4.3 彩虹台风登陆阶段的微超级单体统计结果

4.3.1 微超级单体的时空分布特征

在所选取时段的 24 小时内，TC 环境中共有 113 个微超级单体生成。一个有趣的现象是：被台风雨带覆盖的广西省和海南省均没有微超级单体生成，所有的微超级单体均分布在广东省及其近海上（图 4.5）。这些微超级单体主要集中分布在 4 个局地区域（阳江、佛山-香港、汕尾、汕头附近），分别对应彩虹台风的 4 条外围雨带（图 3.1c 和图 3.18a）。在台风眼壁和距 TC 中心 150 km 内的雨带上没有微超级单体生成。

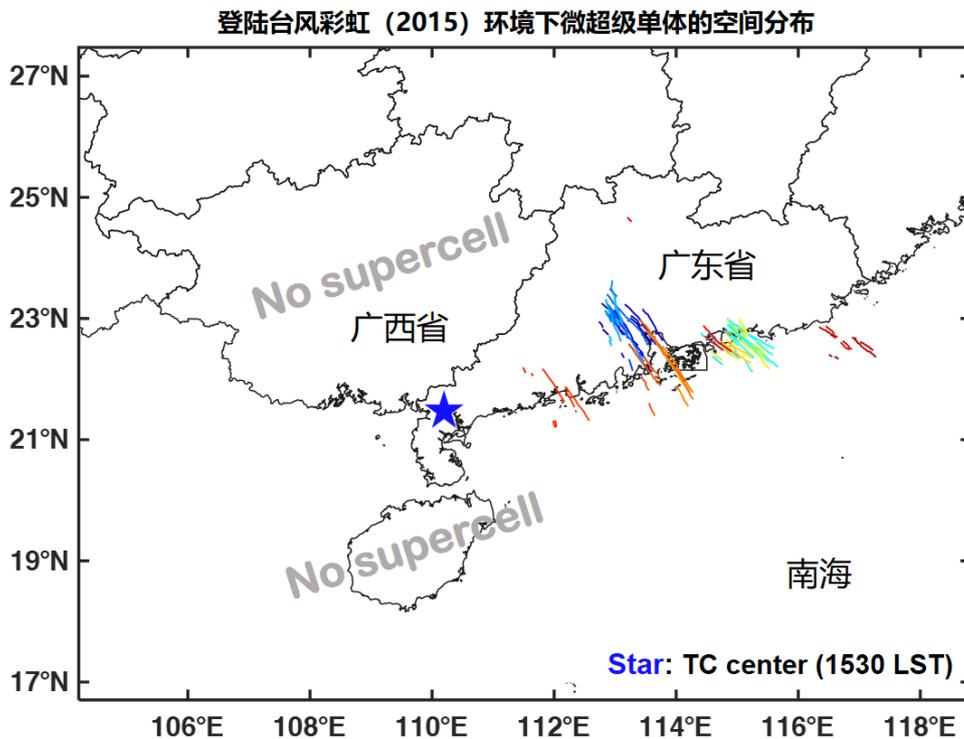


图 4.5 登陆台风彩虹环境下（2015 年 10 月 4 日 0800 LST–10 月 5 日 0800 LST 期间）所有识别到的微超级单体空间分布。彩色曲线为超级单体路径（颜色仅为区分，无实际含义）。蓝色五角星代表彩虹台风中心在 2015 年 10 月 4 日 1530 LST 所处的位置。

由于离岸较远的海上没有雷达观测数据，因此对于此 TC 环境中生成的微超级单体数量可合理地假设为存在低估的情况；同理，对于海上生成的龙卷也可能存在低估的情况。那么，在此统计过程中，对于雷达可覆盖区域，生成龙卷（佛山龙卷、广州龙卷和汕尾龙卷）的微超级单体数占有所有微超级单体的 2.65%。考虑到非龙卷性微超级单体与龙卷性微超级单体的比例，非龙卷性微超级单体在海上无数据区域被低估的可能性更大；因此，在该 TC 环境下生成的龙卷性微超级单体可能远低于 2.65% 的比例。

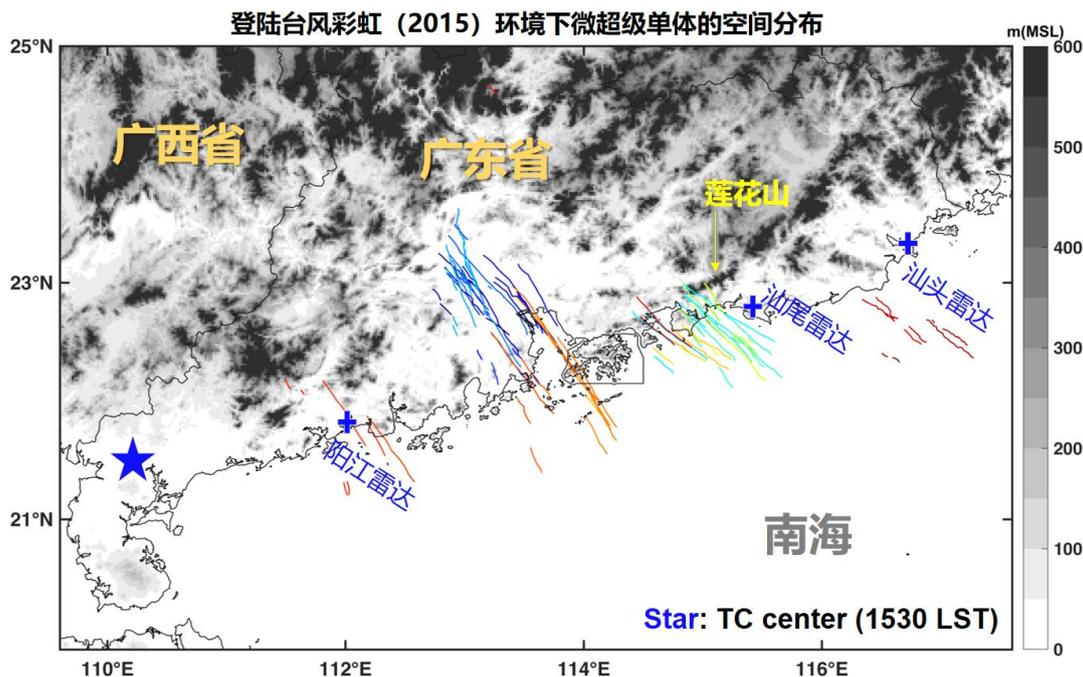


图 4.6 登陆台风彩虹环境下（2015 年 10 月 4 日 0800 LST-10 月 5 日 0800 LST 期间）所有识别到的微超级单体空间分布。彩色曲线为超级单体路径（颜色仅为区分，无实际含义）。蓝色五角星代表彩虹台风中心在 2015 年 10 月 4 日 1530 LST 所处的位置。填色（灰色）为地形高度。黄色箭头指向莲花山。

微超级单体发生、发展的空间位置主要是平坦地形区域（图 4.6）。在陆地上生成的微超级单体绝大部分集中分布在地形平坦的珠三角区域。除分布在珠三角陆地上的微超级单体外，其余的微超级单体大多分布在没有地形的海面上。一个与地形相关的有趣的现象是：在汕尾附近海面上生成的微超级单体在跟随台风雨带往西北发展的过程中，登岸后遇到西南-东北偏东走向的海丰莲花山脉（最高海拔高度 1337.6 m）后，基本都立即消散（图 4.6）。需要指出的是，莲花山南北均已被雷达有效覆盖。这说明微超级单体的维持受复杂地形的影响极大，预报员应重点关注在 TC 环境下处于平坦下垫面外围雨带中的风暴单体演变。

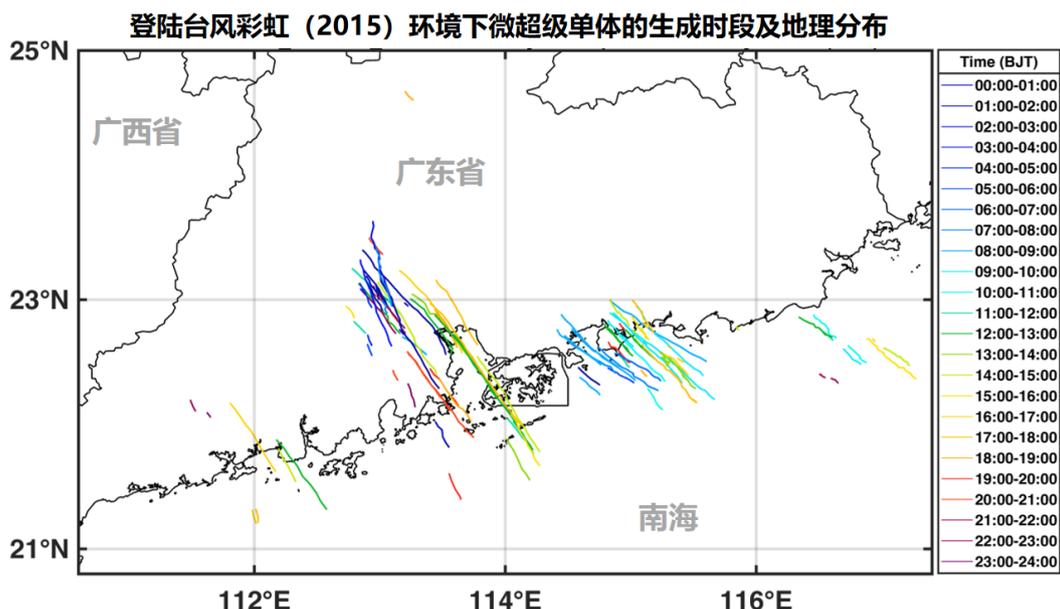


图 4.7 登陆台风彩虹环境下（2015 年 10 月 4 日 0800 LST–10 月 5 日 0800 LST 期间）所有识别到的微超级单体空间分布。彩色曲线为超级单体路径（颜色代表超级单体生成的时间段）。

TC 微超级单体可以在一天中任何时刻生成，但多在白天生成。其中，白天生成的微超级单体占总数的 73%，而在夜间生成的微超级单体则仅占总数的 27%（图 4.7 和图 4.8）。早上 8 点到午后 15 点间生成的微超级单体占到了 51%的比例。TC 微超级单体在一天当中的生成时间呈现此分布特征的物理成因，可能与太阳辐射有关。下垫面在白天接收的太阳短波辐射多，大气对流不稳定能量大，有利于风暴的生成和发展，继而导致微超级单体在白天生成的概率也大于夜晚。

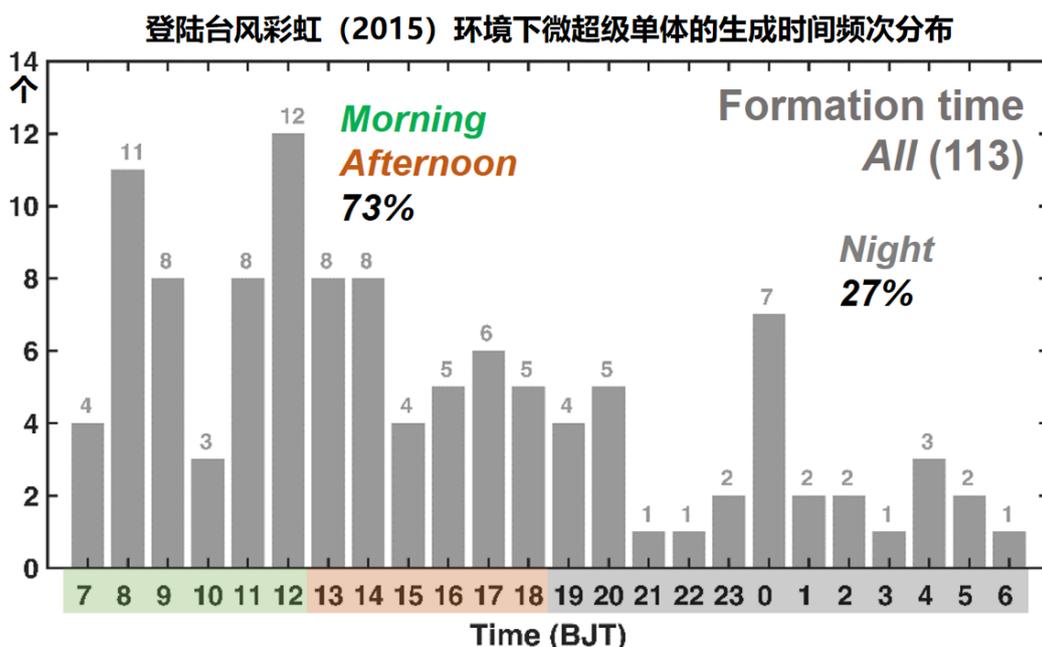


图 4.8 登陆台风彩虹环境下（2015 年 10 月 4 日 0800 LST–10 月 5 日 0800 LST 期间）所有识别到的微超级单体（共 113 个）生成时间频次分布。

4.3.2 微超级单体中气旋的基本统计特征

TC 环境下微超级单体的生命周期显著小于中纬度超级单体。在本章统计的所有 113 个中气旋中，生命周期在一小时（含）以内的比例占 69%；超过 2 小时的个例有 7 个，生命周期最长为 150 分钟（图 4.9）。而中纬度超级单体的生命周期普遍为 1–4 小时，有的甚至可以持续 8 小时（Markowski and Richardson, 2010）。

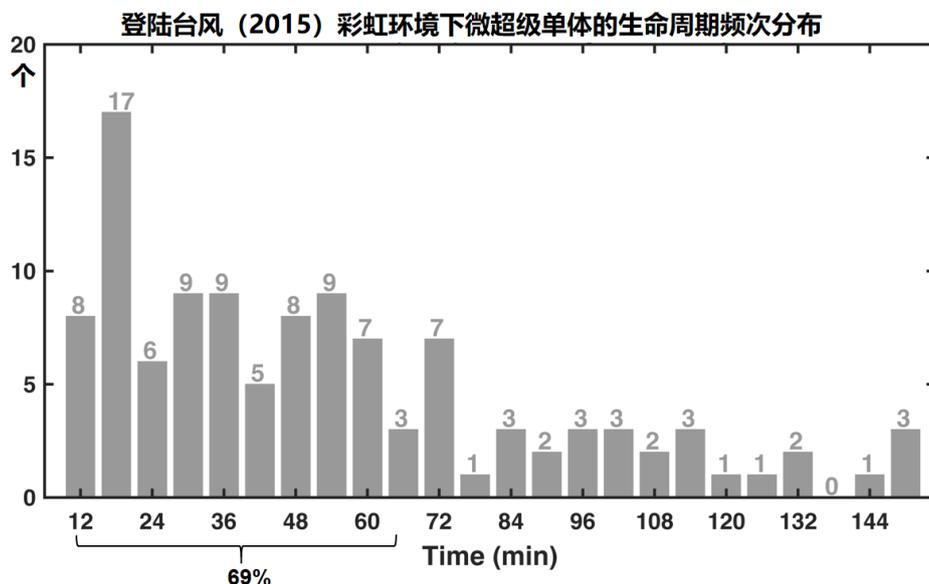


图 4.9 登陆台风彩虹环境下（2015 年 10 月 4 日 0800 LST–10 月 5 日 0800 LST 期间）所有识别到的微超级单体（共 113 个）的生命周期频次分布。

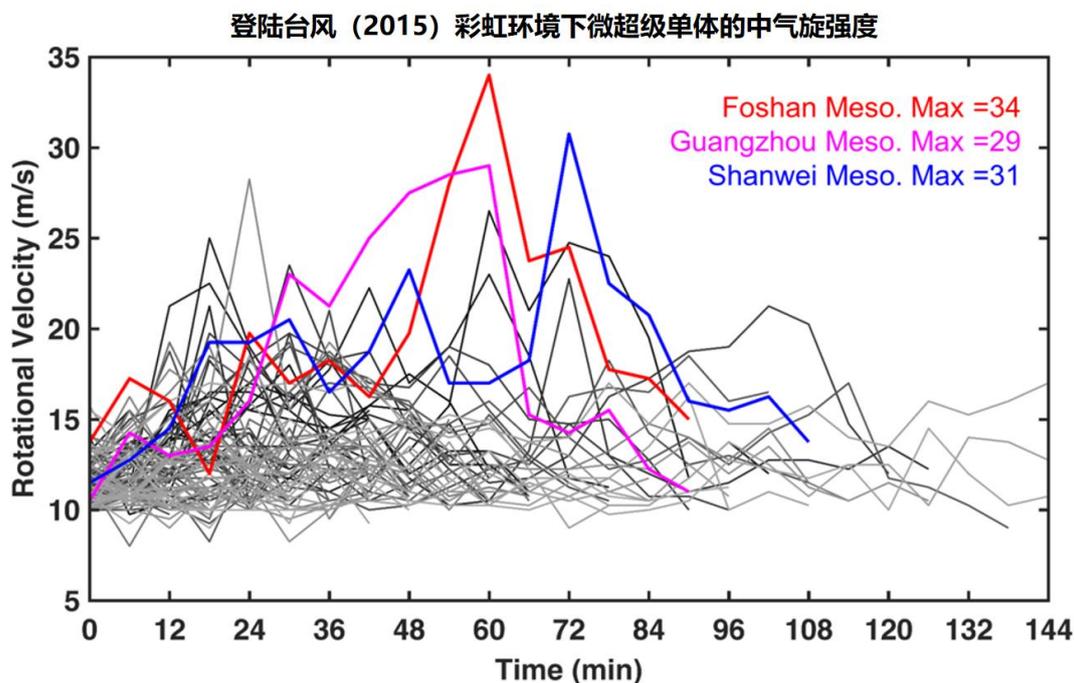


图 4.10 登陆台风彩虹环境下（2015 年 10 月 4 日 0800 LST–10 月 5 日 0800 LST 期间）所有识别到的微超级单体（共 113 个）的中气旋强度（旋转速度）时间演变。

微超级单体中气旋的强度(雷达径向旋转速度)普遍小于 20 m s^{-1} (图 4.10)。彩虹台风环境中生成佛山龙卷、广州龙卷、汕尾龙卷的三个微超级单体中气旋强度最大, 并显著高于非龙卷性微超级单体的中气旋(图 4.10)。所有中气旋强度的中值为 12.25 m s^{-1} , 维持时间的中值为 48 分钟(图 4.11)。在佛山、汕尾、广州生成的龙卷性中气旋强度分别为 34 m s^{-1} , 29 m s^{-1} , 和 28.5 m s^{-1} , 均远远超过了统计值的 90%百分位。

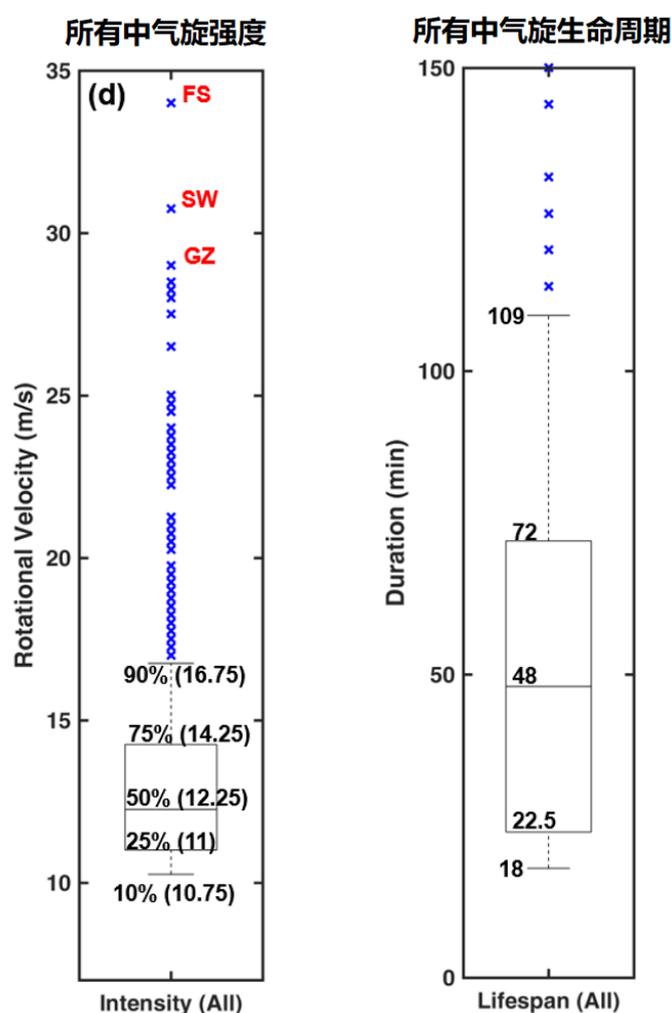


图 4.11 登陆台风彩虹环境下(2015 年 10 月 4 日 0800 LST–10 月 5 日 0800 LST 期间)所有识别到的微超级单体的中气旋强度(左图)和生命周期(右图)箱须图(属性同图 3.17; 蓝色叉符号代表超过 90%百分位的数值)。

为得到较为准确的微超级单体中气旋底高、顶高和厚度等统计特征, 本文选取了整个生命周期内均处于距离广州雷达(或汕尾雷达) 50 km 半径范围内的中气旋进行分析。选取 50 km 半径范围标准是为了保证对所选样本来说, 无论处于何处位置, 其对应雷达数据在水平和垂直方向上均有较高且差别不太大的空间分辨率。例如, 在该范围内距离雷达最远处(50 km)的一个中气旋, 其最低层(0.5°)仰角采样的高度约为 590 m ; 雷达波束宽度约为 830 m 。换句话说, 对于距离雷

达 50 km 半径范围内的所有中气旋来说，雷达数据采样的最低高度均 ≤ 590 m，水平分辨率均 ≤ 830 m。由此保证了所记录的中气旋从初生到消亡整个阶段都被高分辨率的雷达采样，从而使得这些中气旋之间具有可比性。满足以上所述标准的中气旋在广州雷达范围内有 20 组，在汕尾雷达范围内有 18 组。

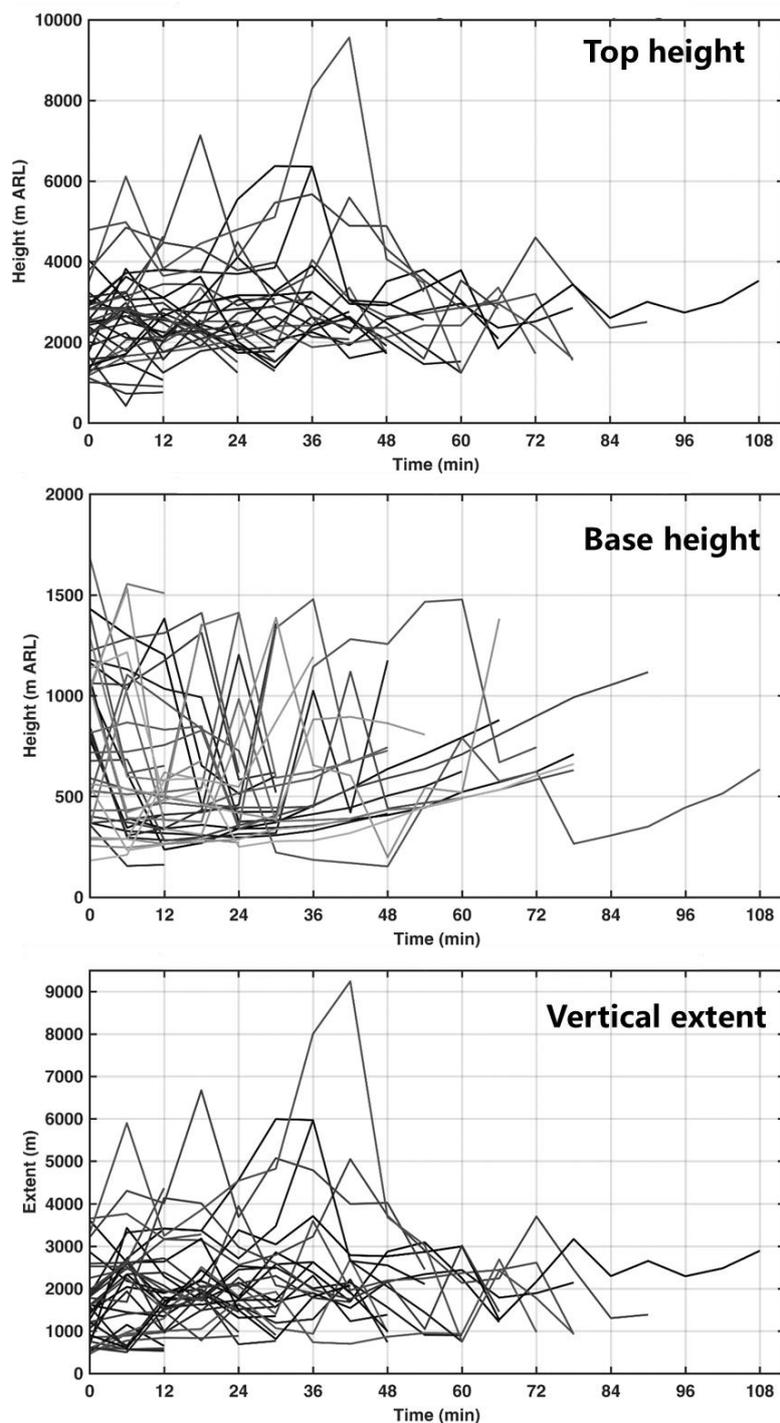


图 4.12 对于整个生命周期内均处于广州、汕尾雷达 50 km 半径覆盖范围内的微超级单体（共 38 个），其中气旋底高（上），顶高（中）和垂直厚度（下）随时间的演变图。

结果显示，微超级单体中气旋生成时刻的底高主要分布在 300–1500 m，顶高分布在 1000–3300 m，垂直厚度分布在 500–2800 m（图 4.12）。大部分中气旋生成时刻处于中层（即高于 0.5°仰角；或高于 590 m），接着同时向上向下发展。当然，也有少部分中气旋在生成时刻处于近地面。对于这些距离雷达 50 km 半径范围内中气旋的整个生命周期来说，其统计特征的底高中值约为 524 m，顶高中值约为 2630 m，垂直厚度中值约为 1958 m。中气旋最高能达到地面以上 9500 m（图 4.13）。

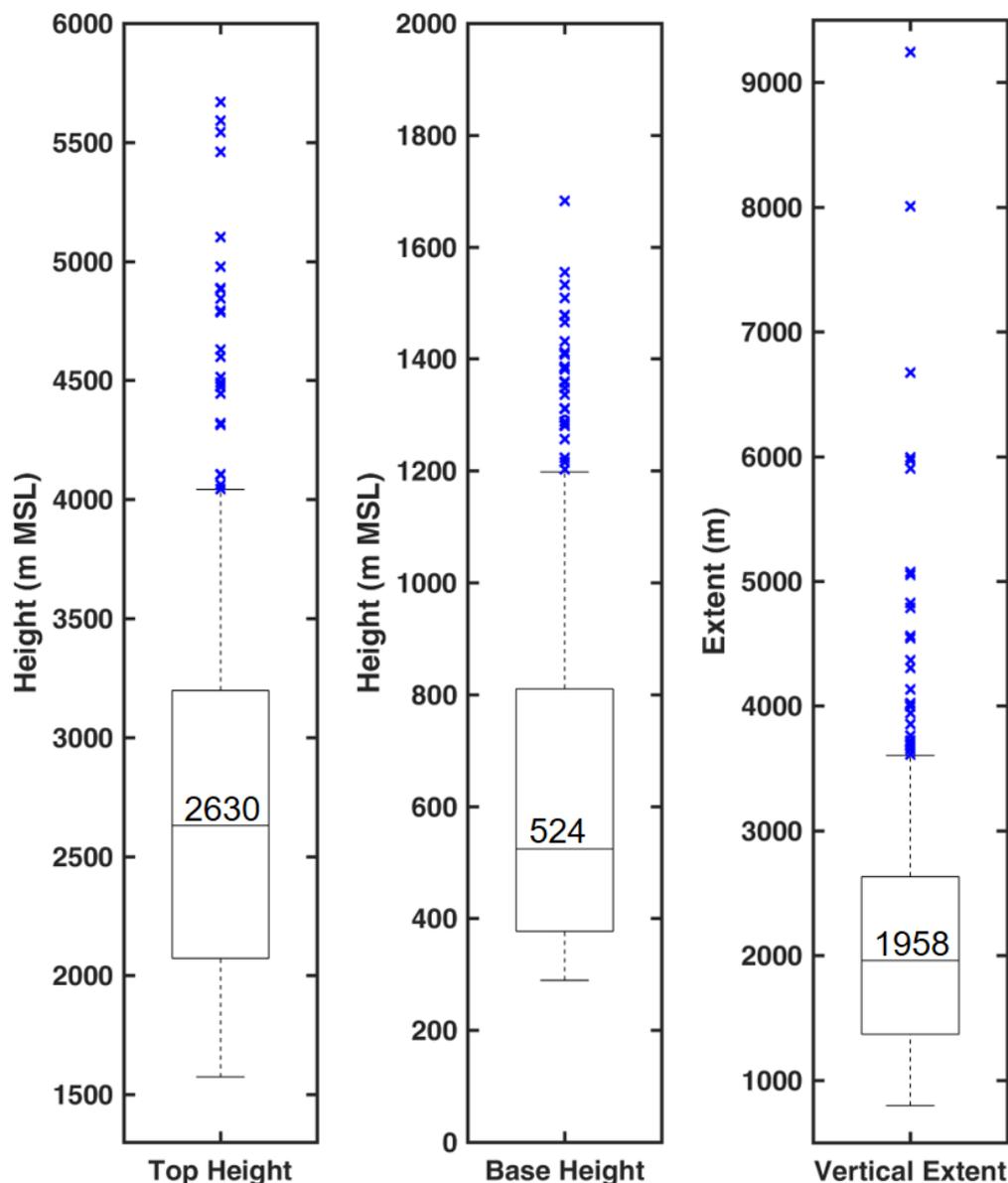


图 4.13 在整个生命周期内均处于广州、汕尾雷达 50 km 半径覆盖范围内的微超级单体（共 38 个）的中气旋底高（左），顶高（中）和垂直厚度（右）统计信息。（箱须图属性同图 3.17；蓝色叉符号代表超过 90%百分位的数值）。

4.3.3 微超级单体的海陆差异特征

由于陆地上的大气观测手段丰富，目前国际上对 TC 龙卷或微超级单体的研究大多针对于发生在陆地上的个例。但近年越来越多的研究表明，TC 环境下的海上也常有微超级单体或龙卷生成（如 Eastin and Link, 2009; Bai et al., 2017）。美国的一些沿海地基雷达、机载雷达也观测到了在 TC 环境下的近海海面上常有微超级单体生成（如 Spratt et al., 1997; Rao et al., 2005; Lee et al., 2008; Eastin and Link, 2009）。Bogner et al. (2000) 和 Baker et al. (2009) 的研究表明，有时近海的环境条件有助于微超级单体的生成。那么对于一个 TC 来说，在其登陆阶段，在海上生成的微超级单体能占总体多大的比例？海上生成的微超级单体与陆地上生成的微超级单体存在哪些差异？为了回答这两个问题，本章依然以上文提到的彩虹台风为例，以目前能做到的最全面的观测，给出尽可能定量的结果。

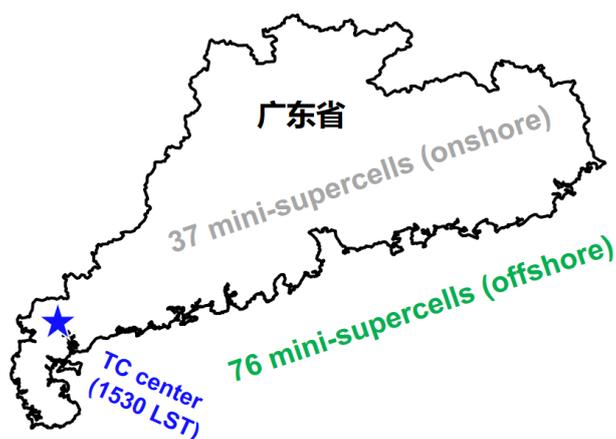


图 4.14 登陆台风彩虹环境下（2015 年 10 月 4 日 0800 LST-10 月 5 日 0800 LST 期间）所有识别到的生成于海上的微超级单体个数（76 个）和生成于陆地的个数（37 个）。

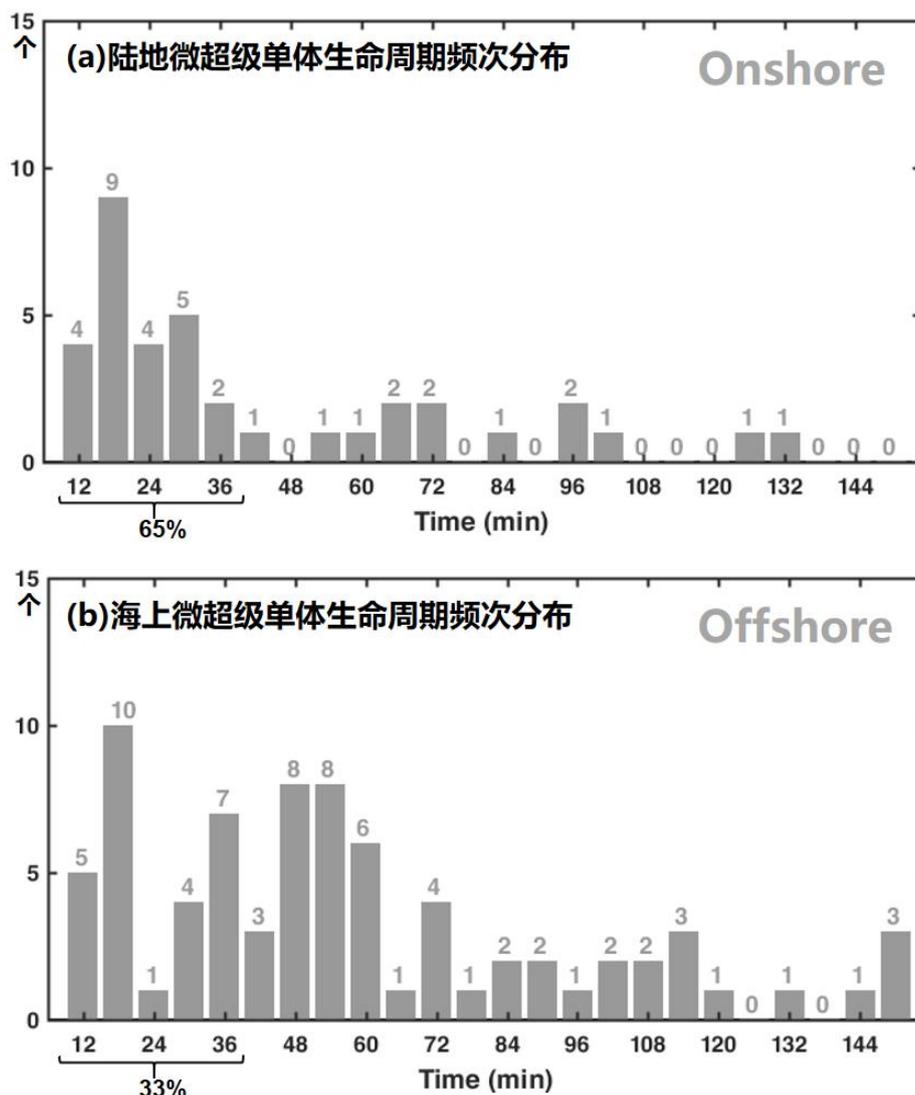


图 4.15 登陆台风彩虹环境下(2015 年 10 月 4 日 0800 LST–10 月 5 日 0800 LST 期间)所有识别到的生成于陆地 (a) 和海上 (b) 的微超级单体生命周期频次分布。

在 10 月 4 日 08 时至 5 日 08 时, 彩虹台风环境下的 113 个微超级单体中, 有 76 个生成于海上, 37 个生成于陆地 (图 4.14)。在海上生成的微超级单体占其总数的 67.3%, 远大于在陆地上生成的比例 (32.7%)。此结果表明, 在 TC 靠近海岸线 (或登陆) 期间, 仍处于海上的微超级单体的演变特征也应得到重点关注。因为在海上生成的微超级单体基数大, 在近岸区域就有可能生成水龙卷, 对近海的渔业、船只等造成严重损害; 也有可能在其登岸后, 由于地面摩擦增强 (导致低层垂直风切变或风暴相对螺旋度变大) 而在陆地上生成龙卷。

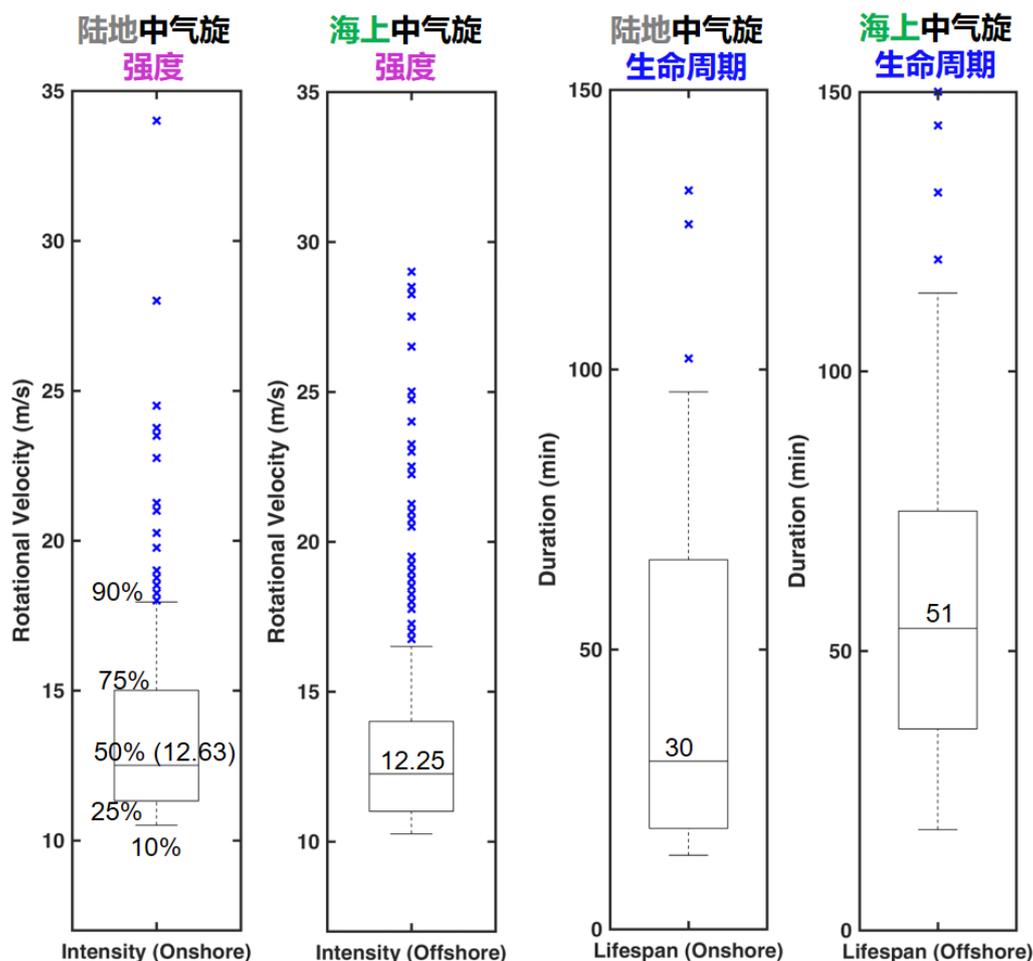


图 4.16 登陆台风彩虹环境下（2015 年 10 月 4 日 0800 LST–10 月 5 日 0800 LST 期间）所有识别到的生成于海上和陆地的微超级单体中气旋强度、生命周期对比。箱须图属性同图 3.17；蓝色叉符号代表超过 90%百分位的数值。

海上微超级单体与陆地微超级单体的差异（或中气旋的差异）主要存在于强度和生命周期这两个方面。海上微超级单体的中气旋强度比陆地上的中气旋强度弱（通过了 95%显著性检验），海陆中气旋的旋转速度中值分别为 12.25 m s^{-1} 和 12.63 m s^{-1} （图 4.16）。海上微超级单体的生命周期总体比陆地微超级单体长，陆地微超级单体的生命周期在 36 分钟内的样本占 65%，而海上则为 33%（即大多数海上超级单体的生命周期是长于 36 分钟）（图 4.15）。海上生成的微超级单体中气旋的生命周期中值为 51 分钟，而在陆地上其中值仅为 30 分钟（图 4.16）。在此个例的统计时段中，陆地上的微超级单体主要是在夜晚生成，占陆地样本总数的 57%；而在海上则主要是在白天生成，占海上样本总数的 87%（图 4.17）。在此统计结果中，这种海陆微超级单体的生成时间差异可能与 TC 登陆的时刻有关。

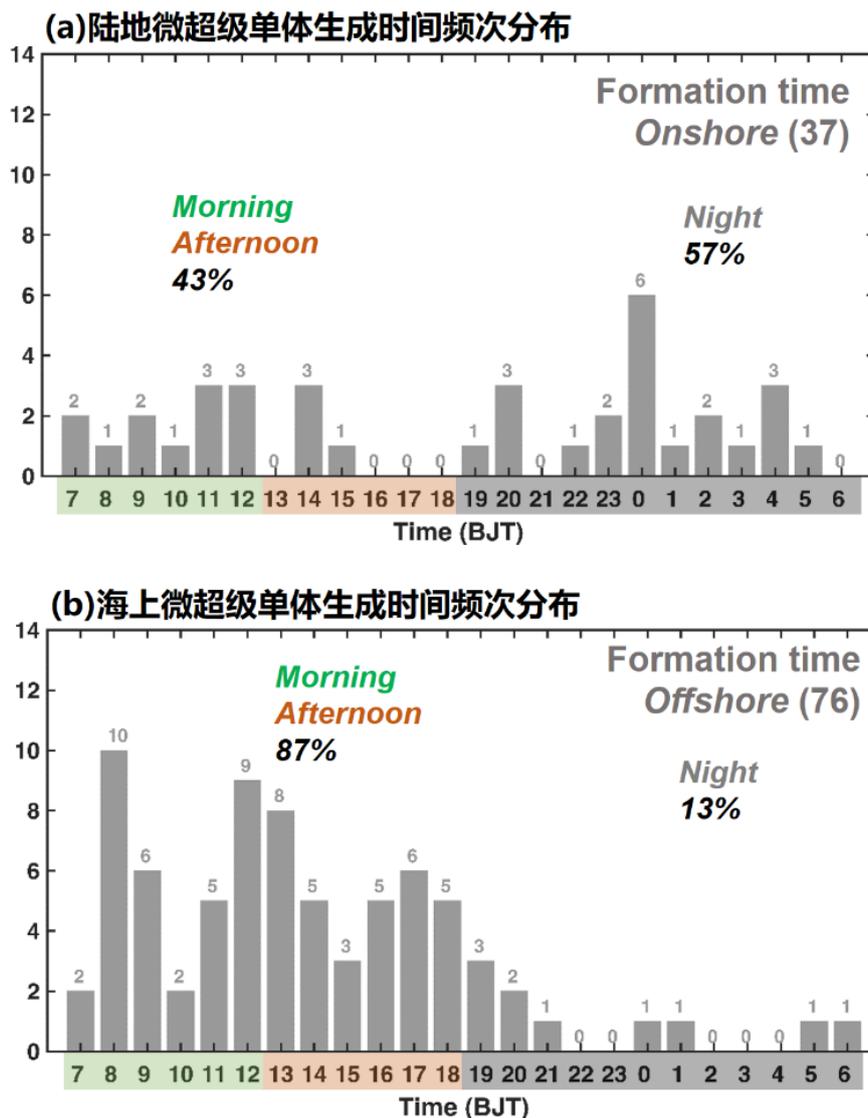


图 4.17 登陆台风彩虹环境下（2015 年 10 月 4 日 0800 LST–10 月 5 日 0800 LST 期间）所有识别到的生成于（a）陆地和（b）海上的微超级单体生成时间频次分布。

4.4 本章小结与讨论

为探究登陆 TC 环境中微超级单体（包括龙卷性和非龙卷性）的发生频次、龙卷性微超级单体的比例、海陆微超级单体的比例、及其统计特征是否存在差异等科学问题，本章通过我国华南稠密的多普勒天气雷达观测网，对彩虹台风登陆前后（选取一个 24 小时时间段）在近海和陆地生成的微超级单体（中气旋）特征进行了统计分析。

通过对选取时段内近 6000 组雷达基数据的人工识别中气旋特征，在此 TC 环境中共识别出 113 个微超级单体。龙卷性微超级单体（对应佛山龙卷、广州龙卷、汕尾龙卷）占 2.65% 的比例。彩虹台风的外围雨带主要覆盖了广东省、广西

省和海南省，但所有的微超级单体均分布在广东省及其海岸线附近海域。这些微超级单体主要集中分布在 4 条外围雨带上，在台风眼墙及距离台风中心 150 km 半径范围内无微超级单体生成。微超级单体主要分布在地形平坦的珠三角区域和无地形的海面上；当遇到复杂、陡峭的山地下垫面时，微超级单体迅速消散。由于我国华南地区丘陵纵横、地形复杂，此观测特征对于华南的 TC 环境下龙卷及超级单体的业务监测和预警具有重要的参考价值。该 TC 环境下的微超级单体在一天中任何时刻都有生成，但大部分生成于白天。早上 8 点到午后 15 点间生成的 TC 微超级单体居多，占总数的 51%。

TC 微超级单体的统计特征显示，其生命周期显著小于中纬度超级单体，大部分（约 70%）的生命周期在一小时（含）以内，最长能达到 150 分钟。中气旋的强度普遍小于 20 m s^{-1} 。龙卷性微超级单体中气旋强度显著高于非龙卷性中气旋，远超统计值的 90% 百分位。所有中气旋强度的中值为 12.25 m s^{-1} ，维持时间的中值为 48 分钟。微超级单体中气旋生成时刻的底高主要分布在 300–1500 m，顶高分布在 1000–3300 m，垂直厚度分布在 500–2800 m。中气旋最高能达到地面上 9500 m。大部分中气旋在中层（高于雷达 0.5° 仰角）生成，之后同时向上向下发展。有少部分中气旋在生成时刻处于近地面。对完全处于高分辨率雷达数据覆盖的微超级单体（距离雷达 50 km 半径范围内），其统计特征的低高中值约为 524 m，顶高中值约为 2630 m，垂直厚度中值约为 1958 m。

在彩虹台风环境下生成的 113 个微超级单体中，有 67.3% 生成于海上，32.7% 生成于陆地。海陆微超级单体（或中气旋）的差异主要表现在两个方面：生命周期和强度。海上微超级单体的生命周期总体比陆地微超级单体长，即大多数长于 36 分钟。其生命周期中值为 51 分钟，而在陆地上其中值仅为 30 分钟。此外，海上微超级单体的中气旋强度显著（95% 置信区间）弱于陆地上生成的中气旋。

第五章 登陆 TC 环境中微超级单体及龙卷的数值模拟

5.1 引言

在上一章统计登陆台风彩虹（2015）环境下微超级单体的过程中，由于离岸较远的海上没有雷达观测，而卫星观测又显示在 TC 的东南象限（第四象限）对流活动活跃（如图 5.1）。那么在 TC 东南象限的对流环境，是否也有利于微超级单体的生成？同理，虽然卫星观测在 TC 的西南象限（第三象限）显示出较少的对流活动（如图 5.1），但此象限中的垂直大气环境是否就不利于微超级单体的发生发展？并且，虽然 TC 环境中的对流风暴集中分布在 TC 螺旋雨带上，但在相邻螺旋雨带间空区（简称“Moat 区”）的垂直大气环境是否就不利于微超级单体的发生发展？为了弥补观测数据上的不足，探究 TC 第四象限（完全处于海上）、第三象限、以及螺旋雨带间空区的大气环境是否有利于微超级单体的发生和发展，本章将使用数值模拟的方式探究该西北太平洋 TC 环境下有利于微超级单体生成的环境特征，以及在此台风个例中，是 TC 的右前象限还是东北象限易生成微超级单体（或龙卷）。

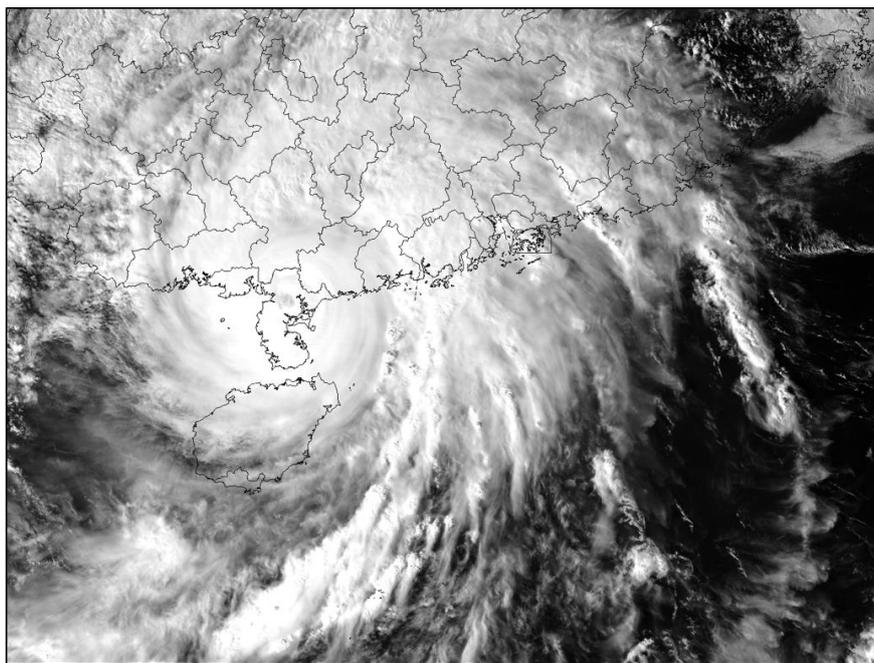


图 5.1 日本 Himawari-8 卫星可见光云图。

相比于观测或统计研究，目前国际上对于 TC 环境中微超级单体和龙卷的数值模拟研究还十分有限（如 McCaul and Weisman, 1996; McCaul and Weisman, 2001; Mashiko et al., 2009; Akter and Tsuboki, 2010; Morin et al., 2010）。Green et al. (2011) 使用区域天气研究与预报模式 [Weather Research and Forecasting (WRF)]

的高分辨率云解析模拟（其最内层嵌套为 1.5 km 格距）对登陆美国的大西洋飓风 Katrina (2005) 中的微超级单体环境进行了研究，其结果显示，在海岸线附近生成的斜压区域对局地中尺度环境的调制影响极大，最终使得海岸线附近的陆地上具有局地最大的风暴相对螺旋度，而在临近的海上则具有最大的对流有效位能，从而导致 TC 环境下海岸线附近存在一个较窄的区域，此区域中存在有利于微超级单体发展及龙卷生成的环境条件，如垂直风切变和浮力。McCaul and Weisman (1996) 使用一个大西洋 TC 龙卷的临近探空数据，通过热泡启动初始对流的方式对微超级单体进行了理想模拟。他们的研究表明，尽管环境 CAPE 较小，但在陆地上的 TC 环境具有非常大的垂直风切变，从而有利于生成对流活跃的微超级单体。Mashiko et al. (2009) 使用日本气象局的非静力模式 JMANHM (Saito et al., 2006) 对登陆日本的西北太平洋台风 Shanshan (2006) 进行了高分辨率（最内层为 50 m 格距）的数值模拟，并成功模拟出了一个朝岸行进的 TC 微超级单体在海上生成了一个龙卷。此龙卷生成于低层中气旋强度增强的阶段。这些前人的研究工作表明，目前的中尺度数值模式具有一定的模拟 TC 微超级单体和龙卷的能力。本文将基于数值模式结果，深入理解 TC 微超级单体和龙卷的发生发展环境及物理机制，并探讨 TC 环境下微超级单体（或龙卷）潜在发生区域的预报方法。

5.2 数值模式简介及基本设定

本文研究所用的数值模式包括 WRF 实际模式和云解析理想模式 Cloud Model 1（简称 CM1；Bryan and Fritsch, 2002）。采用实际模式和理想模式相结合的方式来源于两个方面的原因。一方面，由于数值模式的实际模拟结果不能做到与观测对流单体的一一对应，而 TC 雨带中临近对流单体的空间间距往往较小，导致本已存在误差的各模拟对流单体互相调制，从而使得模拟误差进一步加大。这最终导致直接使用实际模拟的方式很难有效地考察 TC 雨带上的对流环境是否有利于微超级单体的发生和发展。另一方面，本文的科学问题之一是探究 TC 中心西南象限及相邻螺旋雨带 Moat 区的垂直大气环境是否不利于微超级单体的发生发展。但这两处区域在实际模拟结果中，往往（和观测类似）无对流活动发生。而这可能主要是由于水平方向的边界层不均一环境导致，无法直接判断其垂直大气环境就不利于微超级单体的发生发展。因此，为探究这两个区域的大气环境与微超级单体发生发展的关系，首先需要在数值模拟中使用该区域的垂直大气环境激发出湿对流系统。通过考察此对流系统是否能发展成微超级单体，来判断该垂直大气环境是否有利于微超级单体的发生发展。鉴于这两方面的原因，本文结合 CM1 和 WRF 两个数值模式，先抽取 WRF 模拟结果中各位置（包含 TC 螺旋雨

带间的空区等无对流活动区域)的环境探空,再通过 CM1 模式进行理想数值模拟。从而实现对上一小节所提科学问题的解答。

5.2.1 WRF 模式简介及其设定

本章使用 WRF 数值模式的 3.7.1 版本,选择其 ARW (Advanced Research WRF)动力内核 (Skamarock et al., 2008)进行数值模拟。WRF 模式是一个灵活、先进、高效的大气模拟系统,旨在解决空间尺度为几米至几百千米、时间尺度为 7 天以内的区域天气预报及模拟研究。其 ARW 动力内核具有完全可压缩、非静力的特点。WRF-ARW 模式有完善的前处理系统,灵活多变的空间区域与网格嵌套设计,丰富的物理过程参数化方案。它在气象科学领域的业务预报和科学研究方面都得到了极其广泛的应用;能很好地模拟小如龙卷,大如锋面气旋等天气系统(或现象)。它是现在气象研究领域广泛使用的主流数值模式之一,具有良好的可扩展性和较高的科学可靠性。

基于初步的物理参数化敏感性试验和之前的研究经验,本章的 WRF 模拟最终使用的主要物理参数化方案组合为: Kain-Fritsch 积云对流参数化方案 (Kain, 2004), WSM6 云微物理参数化方案 (Hong and Lim, 2006), YSU 行星边界层 (PBL) 方案 (Hong et al., 2006), RRTM 长波和短波辐射方案 (Mlawer et al., 1997) 等。

为了能同时较好地模拟天气尺度(如彩虹台风)和中小尺度天气系统(如雨带上的降水系统),有效地对彩虹台风环境进行降尺度,并合理地利用计算资源,本章的 WRF 数值模拟使用了两重双向嵌套网格(图 5.2,由外至内记为 d01 至 d02),两重网格的分辨率分别为 13.5 km 和 4.5 km。积分步长分别为 45 s 和 15 s。模式从 2015 年 10 月 4 日 0800 LST 启动,向前积分 24 小时至 5 日 0800 LST。

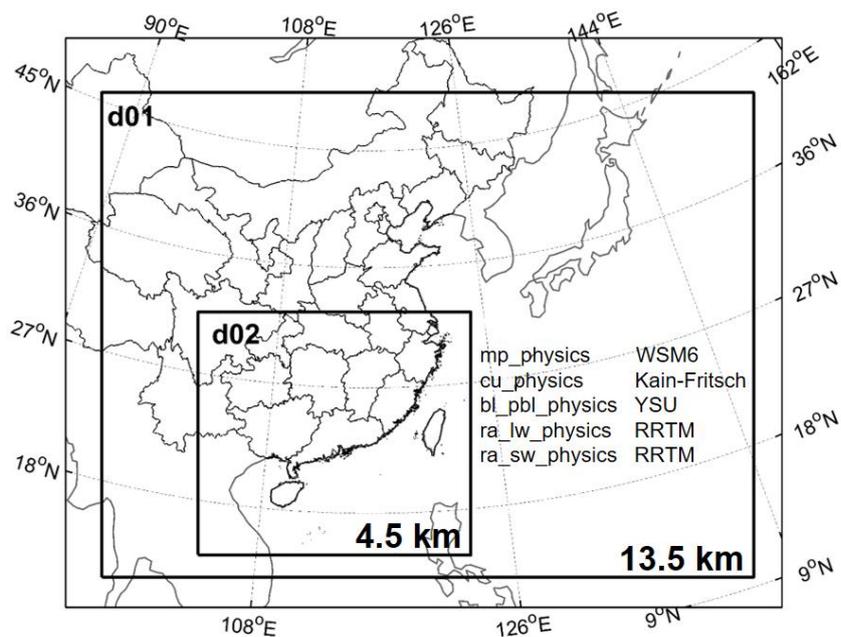


图 5.2 WRF 数值模拟试验的区域设置。

结果显示，WRF 对彩虹台风的登陆时刻及登陆位置的模拟与观测结果总体上一致。如图 5.3a 所示，模拟的彩虹台风中心于 10 月 4 日 1400 LST 左右登陆广东省湛江市。同时，模拟彩虹台风中主要螺旋雨带的位置与观测也很接近，如阳江、香港和汕尾附近的雨带（如图 5.3a）。需要指出的是，汕尾和汕头附近的模拟雨带的降水强度比观测偏弱，导致在图中的位置不太明显；但在动图中能清晰地显示其模拟雨带位置与观测雨带位置能较好地吻合。由此，可合理地认为此 WRF 模拟结果对彩虹台风环境进行了有效的降尺度，其 WRF 环境探空可被用于后续的 CM1 理想模拟试验。

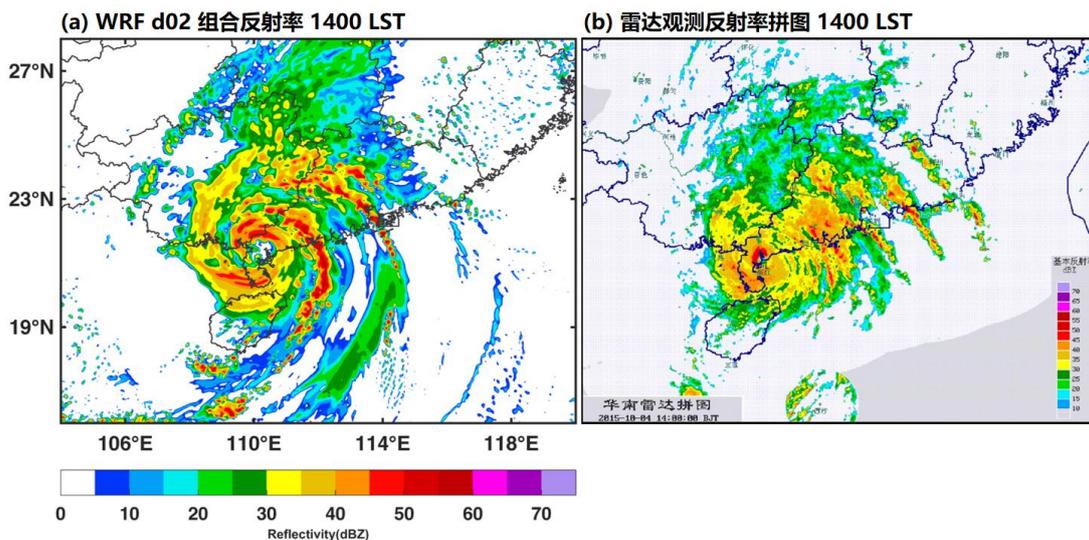


图 5.3 (a) WRF 数值模拟试验的最大反射率。(b) 华南雷达组合反射率拼图。时间均为 2015 年 10 月 4 日 1400 LST。

5.2.2 CM1 模式简介及其设定

本文对超级单体和龙卷的模拟，使用国际上普遍采用的 CM1 云解析模式开展理想试验研究。此模式是由美国大气研究中心（NCAR）的 George H. Bryan 研发并维护。CM1 是一个三维的、时间依赖的、全可压的、非静力的中小尺度数值模式。其设计目的主要是用于深对流天气系统的理想模拟研究，具有大涡模拟（LES）的能力。该模式自研发以来已被广泛用于强对流天气特别是超级单体和龙卷的模拟研究（如 Markowski et al., 2011; Naylor et al., 2012; Davenport et al., 2015; Dennis et al., 2016; Parker, 2017）。CM1 采用拉伸网格以代替区域嵌套的网格设计方式，并可移植几乎所有的 WRF 模式中可用的物理过程参数化方案。由于拉伸网格的设计，CM1 可对超大空间区域进行超高空间分辨率的数值模拟。与其他中小尺度数值模式相比，CM1 具有更快的计算速度并能节省更多的内存资源等优点。它比 WRF 模式的计算速度快 2 倍，却只占其一半的内存资源；比 ARPS (Xue et al., 2003) 模式快 1.5–2 倍，且内存资源节省 25% 左右。此外，CM1 在对质量守恒和能量守恒方面，比 WRF 和 ARPS 等模式处理得更完善。此数值模式通常由大气探空廓线生成水平方向均匀的三维初始场，通过加入椭球状热泡扰动、辐合边界扰动等热力或动力扰动方式来激发对流。本章使用的云解析模式是 18.3 版本的 CM1，背景探空采用 WRF 的模拟探空。

关于初始场中对流的激发，当大气环境具有较大对流抑制能量和（或）中层较干时，传统的热泡启动方法（Klemp and Wilhelmson, 1978）往往难以激发出强而稳定的深湿对流。而 TC 环境下不同位置的大气探空环境具有变率较大的特点。为了使这些不同的探空环境曲线在 CM1 模式中均能激发出强而稳定的深湿对流，本章将采用一种由 Naylor and Gilmore (2012) 提出的更有效的初始场对流启动方法：垂直速度松弛逼近（Updraft Nudging）。

垂直速度松弛逼近法通过对设置在某一位置的椭球状区域内的大气提供一定时间的垂直速度强迫而激发深湿对流。该垂直速度松弛逼近法的数学定义如方程（1）和（2）：

$$w_{\text{mag}} = \begin{cases} w_{\text{max}} \cos^2\left(\frac{\pi}{2}\beta\right), & \text{if } 0 \leq \beta \leq 1 \\ 0, & \text{if } \beta > 1 \end{cases}, \quad (1)$$

$$w_t = w_{t-1} + dt_s \times \alpha \times \max(w_{\text{mag}} - w_{t-1}, 0), \quad (2)$$

方程（1）是给定的想要在模式格点上垂直速度强迫的空间分布，其中 w_{mag} 是某模式格点上垂直速度强迫的值， β 是由椭球半径归一化的距椭球中心的距离， w_{max} 是给定的椭球区域内垂直速度强迫最大值， α 是垂直速度强迫加速度常数， dt_s 为模式小积分步长。方程（2）给出了模式某格点上垂直速度经松弛逼近后的时间

变化。本章采用Naylor and Gilmore (2012)文中推荐的参数设置,即 $\alpha=0.5 \text{ s}^{-1}$, $w_{\max}=10 \text{ m s}^{-1}$, 垂直速度松弛逼近强迫从模式积分初始时间开始。垂直速度强迫的区域被设置为一个水平半径为8 km、垂直半径为1.5 km的椭球状,放置于模式区域中心距离地面以上1.5 km处。

5.3 云解析数值模式结果

5.3.1 CM1 的基本测试及对 TC 龙卷的理想模拟

为同时检验 WRF 探空是否具有实际彩虹台风局地中尺度环境的代表性,和测试并找出合适的 CM1 模拟 TC 微超级单体、龙卷的各参数化方案设置,一个合理而高效的解决方案是使用已确定该位置上有 TC 微超级单体龙卷生成的 WRF 环境探空来进行考察。本章使用彩虹台风中佛山龙卷生成位置的 WRF 探空作为 CM1 的初始场来检验 WRF 环境探空的代表性和 CM1 对 TC 环境微超级单体、龙卷的模拟能力。

所选取探空的时刻为彩虹台风登陆时刻,即 2015 年 10 月 4 日 1400 LST,以便可同时与此时刻的香港探空观测对比。彩虹台风中佛山龙卷生成位置的 WRF (d02) 探空斜温图和风玫瑰图如图 5.4 所示。该 WRF 探空与同时刻香港释放的探空观测结果类似,尤其是其风廓线主要特征高度吻合(如图 3.15a)。水汽在 950–600 hPa 高度层基本达到饱和,抬升凝结高度只有 306 m。垂直风廓线呈显著的顺时针旋转,0–1 km 垂直风切变达 13.1 m s^{-1} , 0–3 km 垂直风切变达 23.2 m s^{-1} , 风暴移速为 18.9 m s^{-1} 。

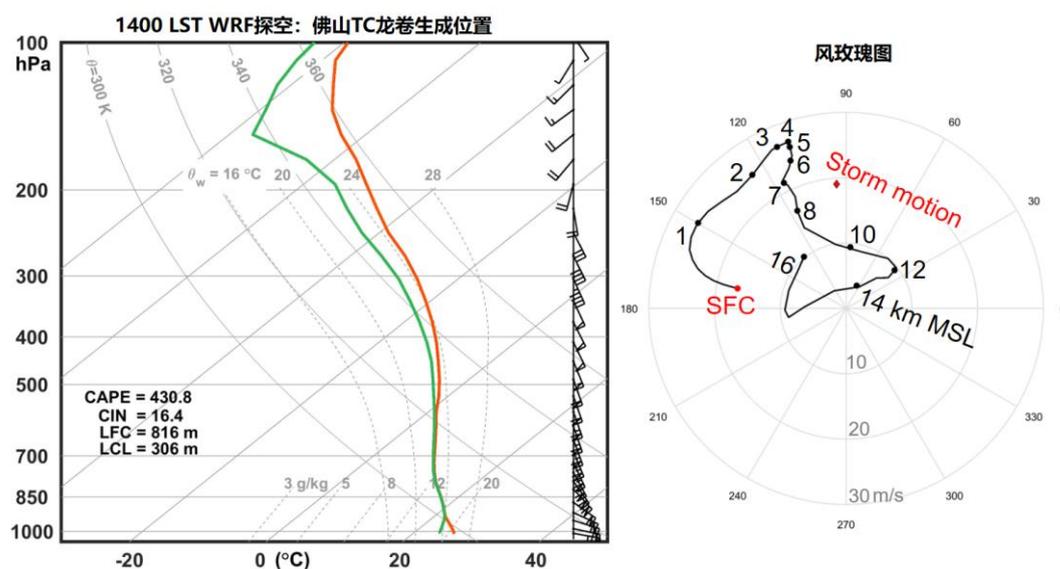


图 5.4 佛山 TC 龙卷生成位置的 WRF 探空 (左) 斜温图和 (右) 风玫瑰图。半风杆、全风杆和旗子分别表示 2 m s^{-1} , 4 m s^{-1} , 和 20 m s^{-1} 。时间为 2015 年 10 月 4 日 1400 LST。风玫瑰图中的数值表示海拔高度 (km)。

考虑到对计算资源的合理利用,对 TC 微超级单体、龙卷的模拟测试使用三维空间区域为 $360\text{ km}\times 360\text{ km}\times 18\text{ km}$ 的拉伸网格。水平网格最中间的 $50\text{ km}\times 50\text{ km}\times 1\text{ km}$ 区域采用 50 m 的水平分辨率, 20 m 的垂直分辨率。拉伸网格的水平垂直分辨率分别拉伸至 4 km 和 500 m 。网格格点总数为 $1152\times 960\times 118$ 。时间积分步长为 0.25 s , 积分 150 分钟, 模拟结果每 1 分钟输出一次。需要指出的是, 这里所使用的最高为 50 m 的水平分辨率, 是可使用的合理的计算资源与数值模式的模拟能力之间的妥协。虽然此分辨率依然难以模拟出龙卷系统中微小尺度(如米级尺度)涡旋的精细结构, 但却已能有效地模拟出龙卷涡旋系统(如 Saito et al., 2006)。为保证所模拟的对流系统一直处于高空间分辨率的模式区域, 在模拟过程中, 网格在水平方向被设定了恒定的移动速度(与风暴移动速度相同)。

基于国际上对超级单体、龙卷的相关模拟研究的经验, 以及初步的物理参数化敏感性试验, 本小节的 CM1 模拟最终使用的主要物理参数化方案及设置如下: Morrison two-moment 微物理方案 (Morrison et al., 2009; 湍流闭合为 Smagorinsky 方案 (Smagorinsky, 1963); 水平和垂直方向都采用了 5 阶近似的平流方案; 侧边界条件为开放边界条件 (open-radiative); 上下边界均为无摩擦作用的自由边界条件 (free-slip)。

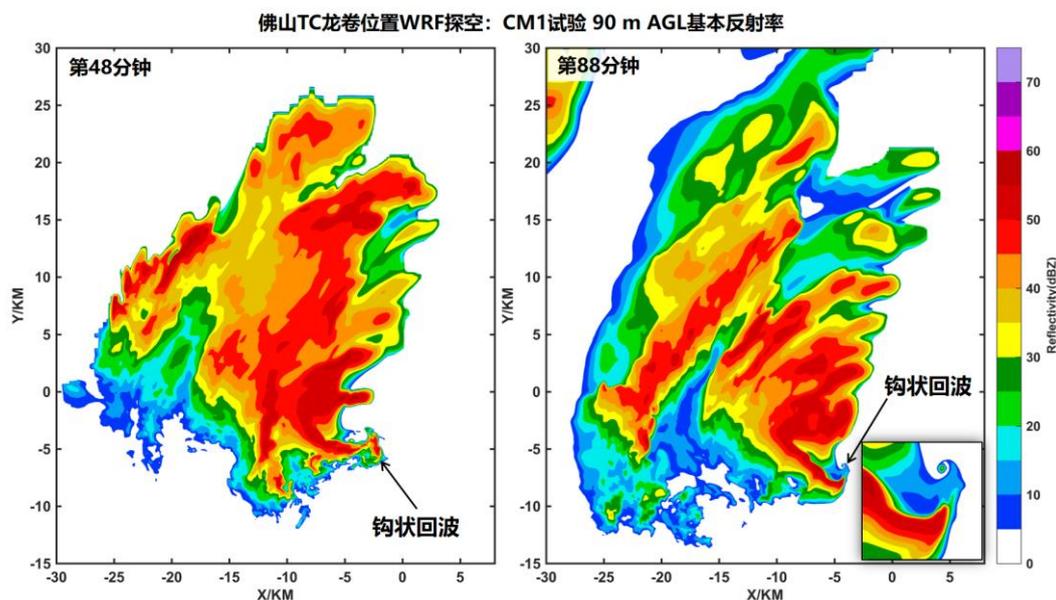


图 5.5 使用佛山 TC 龙卷位置的 WRF 探空, 进行高分辨率(最高水平、垂直分辨率分别为 50 m 和 20 m) CM1 数值模拟试验的输出结果: (左) 第 48 分钟和 (右) 第 88 分钟的地面以上 90 m 高度层的基本反射率 (dBZ)。黑色箭头指向钩状回波位置。

CM1 模拟结果显示, 对流被激发出来后, 迅速发展并组织为典型的超级单体结构。约从积分第 15 分钟起, 对流风暴的雷达回波呈现出明显的钩状回波结构(图 5.5a 给出了其钩状更清晰时刻的示例)。此对流风暴维持了超过 150 分钟(本文 CM1 试验只积分 150 分钟)。在其整个生命史中, 钩状回波结构出现了多

次形成、消散、再形成的过程，但再形成的位置均处于中气旋附近。

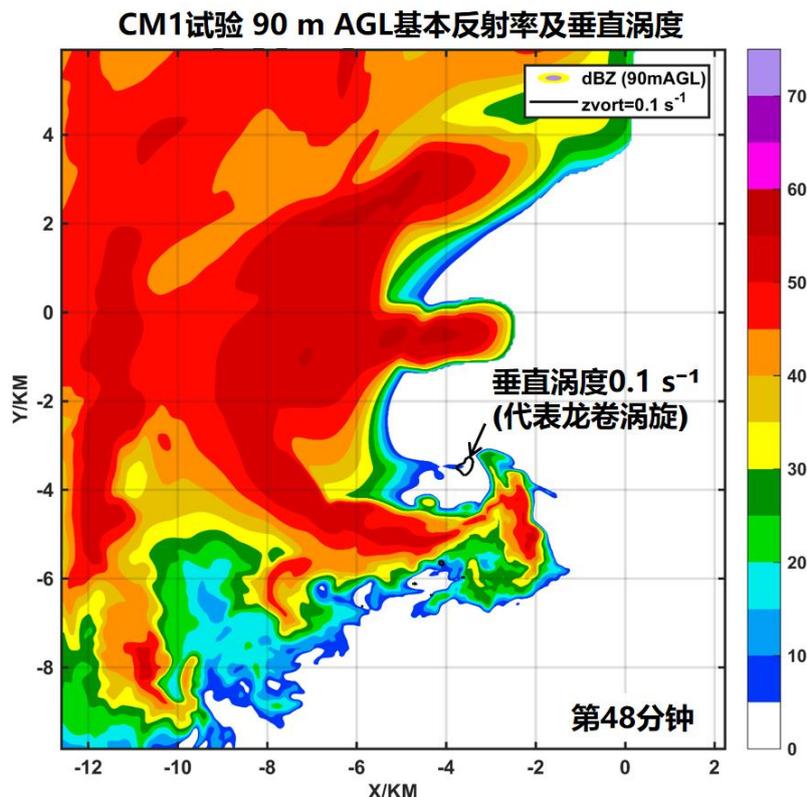


图 5.6 使用佛山 TC 龙卷位置的 WRF 探空，进行高分辨率（最高水平、垂直分辨率分别为 50 m 和 20 m）CM1 数值模拟试验的输出结果：第 48 分钟的地面以上 90 m 高度层的基本反射率（dBZ）。黑色箭头指向垂直涡度等值线（ 0.1 s^{-1} ）位置。

在对模拟龙卷的分析中，本文采用国际上普遍使用的模拟龙卷判别标准，即通过近地面涡旋（垂直涡度 $\geq 0.1 \text{ s}^{-1}$ ）的演变特征来判断。在本节 CM1 试验中，模式最底层距地面 10 m。以垂直方向结构连续、水平方向连续演变的垂直涡度柱（10 m 高度的垂直涡度 $\geq 0.1 \text{ s}^{-1}$ ）来作为模拟龙卷的表征。

模式积分 40 分钟后，在钩状回波附近的低层开始出现垂直涡度的局地极大值区，其最大垂直涡度值大于 0.2 s^{-1} 。图 5.6 给出了积分第 48 分钟的 90 m 高度雷达基本反射率及垂直涡度场示例。龙卷涡旋处于钩状回波的尖端。此时刻的三维垂直涡度及云水混合比分布特征显示，垂直涡度柱从悬垂的云水混合比等值面底端下垂延伸至与地面接触（图 5.7）。此模拟特征与龙卷的定义完全符合，即龙卷的旋转空气柱从积状云下垂并延伸至与地面接触。达到 0.35 s^{-1} 的连续垂直涡度柱高度约为 400 m，处于 1 g kg^{-1} 云水混合比等值面之下。此龙卷涡旋共维持了 18 分钟，于模式积分第 58 分钟消散。但约 20 分钟后，新形成的钩状回波尖端处再次生成了一个龙卷，如模式积分第 88 分钟模拟结果所示（图 5.5b 和图 5.8）。

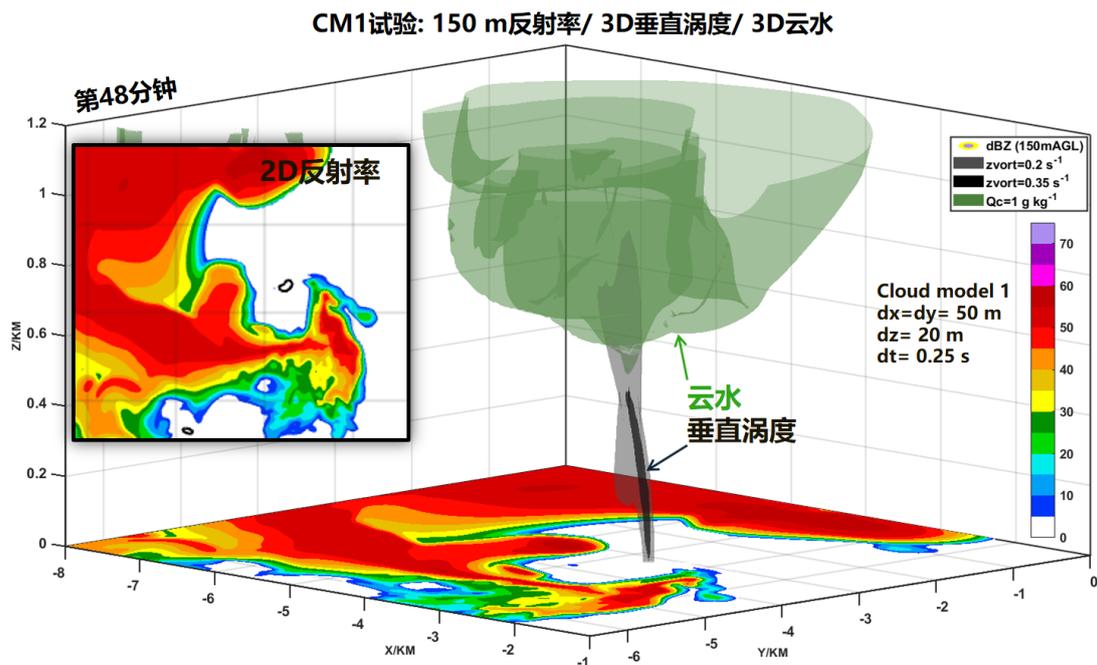


图 5.7 使用佛山 TC 龙卷位置的 WRF 探空, 进行高分辨率 (最高水平、垂直分辨率分别为 50 m 和 20 m) CM1 数值模拟试验的输出结果: 第 48 分钟的三维垂直涡度 (灰、黑色等值面) 和三维云水 (绿色等值面)。地面以上 150 m 高度层的基本反射率 (dBZ) 亦画出作为参考。

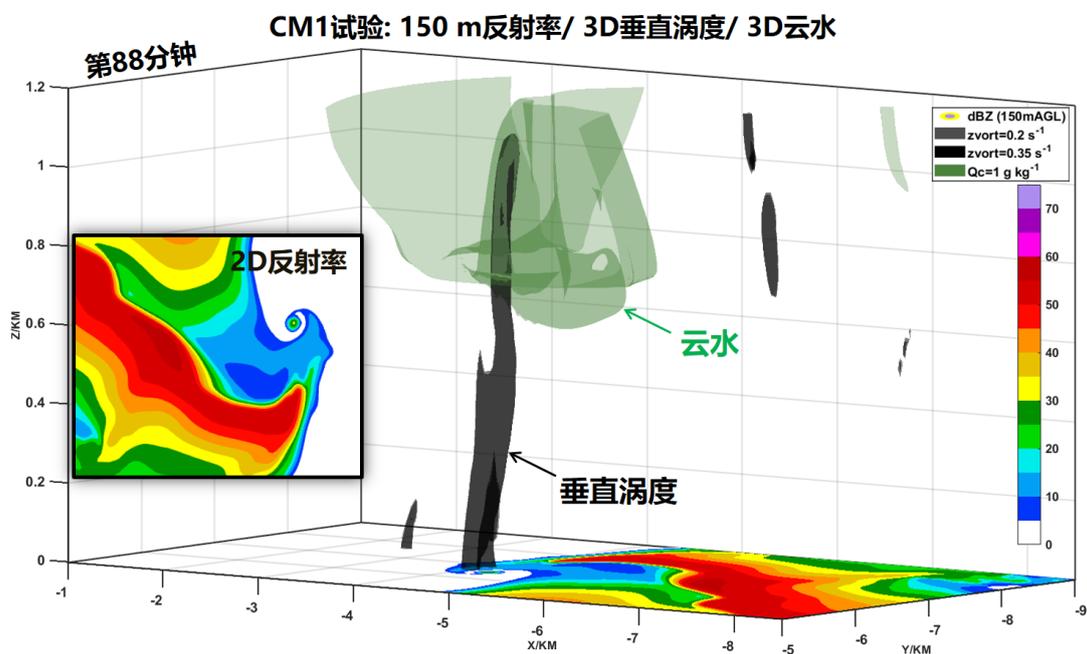


图 5.8 使用佛山 TC 龙卷位置的 WRF 探空, 进行高分辨率 (最高水平、垂直分辨率分别为 50 m 和 20 m) CM1 数值模拟试验的输出结果: 第 88 分钟的三维垂直涡度 (灰、黑色等值面) 和三维云水 (绿色等值面)。地面以上 150 m 高度层的基本反射率 (dBZ) 亦画出作为参考。

以上对模拟结果的分析表明, CM1 有能力使用 WRF 探空对 TC 环境中的微超级单体及龙卷系统进行成功的模拟, 且 WRF 探空具有实际彩虹台风局地中尺度环境的代表性。这为之后 CM1 对微超级单体的批量模拟试验结果的可信度提供了强有力的支撑。

5.3.2 CM1 对 TC 环境下微超级单体的理想模拟

为了考察彩虹台风登陆时四个象限及相邻螺旋雨带空区内的大气环境是否有利于微超级单体的生成, 本文首先基于 WRF 模拟结果在 2015 年 10 月 4 日 1400 LST 的物理场进行环境探空的抽取, 再使用这些抽取出的 WRF 探空作为 CM1 的初始场进行模拟。

考虑到对计算资源的合理利用, 本文在彩虹台风中心周围选取了 240 组 WRF (d02 区域) 探空。选取探空的位置如图 5.9 所示: 以彩虹台风眼为中心, 方位角从 0° (正东方向) 开始, 在每间隔 9° 绕 TC 中心一周的半径上, 选取距 TC 中心 250 km, 300 km, 350 km, 400 km, 450 km 和 500 km 位置 (即蓝线和绿圈的交点, 如图 5.10a) 的 WRF 探空作为 CM1 的初始场, 共 240 组试验。

这 240 组 CM1 微超级单体模拟试验均采用完全一致的模式设定。选取的物理参数化方案和基本设置与上一小节对微超级单体龙卷模拟的模式设定一致。但受计算和存储资源所限, 本文对模式空间和时间分辨率有所降低。水平网格最中间的 $100\text{ km}\times 100\text{ km}\times 2\text{ km}$ 区域内采用 250 m 的水平分辨率, 40 m 的垂直分辨率。拉伸网格外围的空间区域大小为 $260\text{ km}\times 260\text{ km}\times 16.5\text{ km}$ (水平和垂直分辨率分别拉伸至 4 km 和 500 m)。网格格点总数为 $480\times 480\times 108$ 。时间积分步长为 1 s, 积分 120 分钟, 模拟结果每 5 分钟输出一次。需要指出的是, 本节对微超级单体的模拟虽然仅使用 250 m 的水平分辨率, 但前人的研究表明, 此空间分辨率已足以对超级单体的结构进行有效的模拟 (如 Klemp and Wilhelmson, 1978; Naylor and Gilmore, 2012)。

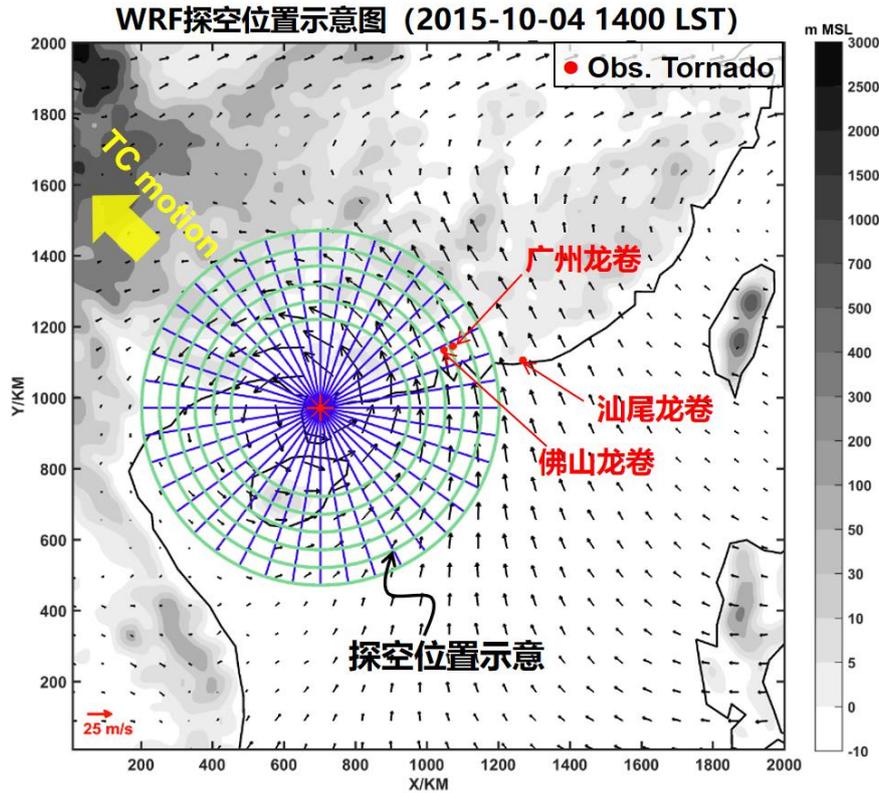


图 5.9 WRF (d02 区域) 探空抽取位置示意图, 用于 CM1 对彩虹台风环境下微超级单体的理想模拟试验。在 2015 年 10 月 4 日 1400 LST 时刻的彩虹台风中心周围选取 WRF 探空的位置规则: 以彩虹台风眼 (红色星号) 为中心, 方位角从 0° (正东方向) 开始, 在每间隔 9° 绕 TC 中心一周的半径 (蓝线) 上, 选取距 TC 中心 250 km, 300 km, 350 km, 400 km, 450 km 和 500 km 的位置 (分别对应由内至外的 6 个绿色圆圈), 即蓝线和绿圈的交点。实际发生的佛山、广州、汕尾龙卷位置由红点表示。黄色箭头表示彩虹台风移动方向。黑色小箭头为此时刻 WRF 模拟结果的 500 hPa 风场、填色 (灰色) 为 WRF 地形的海拔高度 (m)。

本文使用上升气流螺旋度 [Updraft Helicity (UH); Kain et al., 2008] 来识别 CM1 模拟结果中的中气旋, 从而达到客观识别超级单体的目的。在数值模式预报中, UH 是一个可以有效追踪中气旋的重要参量, 在美国近年来对龙卷性超级单体的业务预警和可预报性研究中有着广泛的应用。UH 被定义为地面以上 2–5 km 范围内向上的垂直速度与气旋性的垂直涡度随高度的积分 (Kain et al., 2008)。前人的数值模拟研究表明 UH 路径和龙卷的路径有着很高的相关性 (Clark et al., 2012, 2013)。Naylor and Gilmore (2012) 在水平分辨率为 1 km 的数值模式模拟结果中, 把 UH 达到 $180 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 作为识别中气旋和超级单体的标准。以他们的研究为基础, 并考虑到 TC 环境下中气旋与中纬度中气旋相比具有强度弱、高度低的特点; 本文判断 CM1 模拟试验结果中出现稳定中气旋 (超级单体) 的标准为: 第 40 分钟后, 模式空间区域内的最大 UH 连续一小时均 $\geq 100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, 并在这一小时内至少有一个时次的 $\text{UH} \geq 180 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 。选取第 40 分钟后是考虑到 CM1 初始

场中激发对流的方式为垂直速度松弛逼近,此方式的原理就是强迫出一定的垂直速度(本文强迫时长为15分钟),因此会导致UH在前期被人为地增大。为了使前期被人为增大的UH在足够的时间内自然衰减至合理范围,通过初步的敏感性测试,最终将前40分钟内的UH视作非考察的模式调整时段。

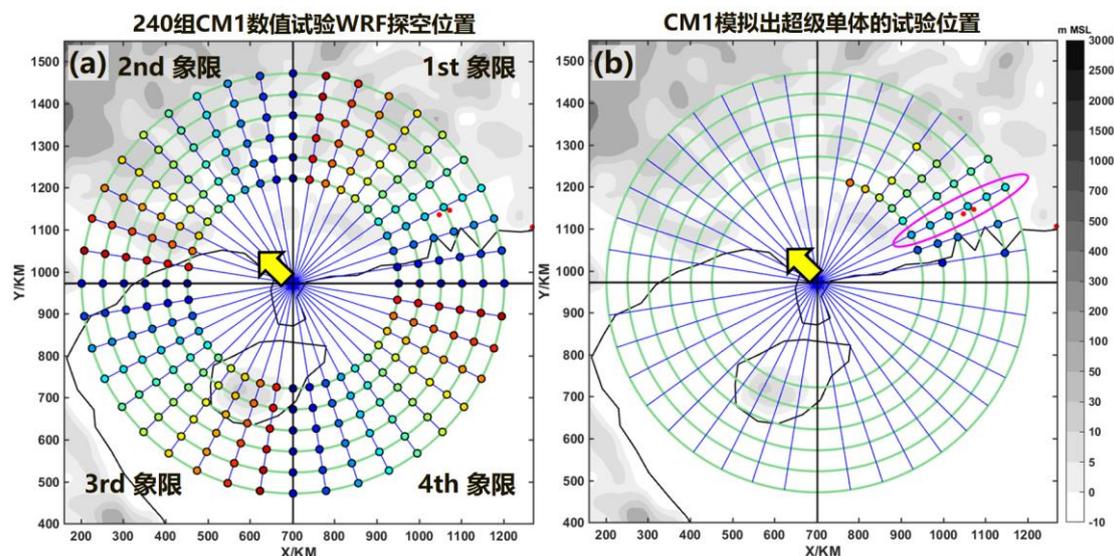


图 5.10 (a) WRF (d02 区域) 探空抽取位置示意图(同图 5.9)。将这 240 组 CM1 数值试验位置按象限分为 4 组,即第一、第二、第三和第四象限,每组 60 个试验位置。每 60 组试验位置按如图所示的彩色作为标记,各象限的颜色对应图 5.11 中的折线颜色。(b) 所有 240 组 CM1 数值模拟试验中,模拟出了超级单体的试验位置。在两图中,填色(灰色)为 WRF 地形的海拔高度(m),黄色箭头代表彩虹台风移动方向。实际发生的佛山、广州、汕尾龙卷位置由红点表示。

基于 240 组 CM1 数值模拟试验结果计算得到的 UH 显示,处于彩虹台风第一象限试验的模式区域最大 UH 的时间演变与其他三个象限有显著差异(图 5.11)。第一象限的 UH 数值普遍比其他象限大。满足上述出现稳定中气旋(超级单体)标准的试验共有 26 组,均分布在彩虹台风的第一象限(TC 中心方位角 9° – 72°),且珠三角平坦区域占多数(图 5.10b)。在第二、第三和第四象限内的所有 CM1 模拟试验,均没有生成微超级单体。

在本文第四章基于雷达对彩虹台风环境的微超级单体的统计中,雷达虽然无法覆盖大部分海上区域,但在已被雷达覆盖的区域范围内的观测统计结果与此 240 组 CM1 数值模拟试验结果基本一致。由此可见,对此彩虹台风个例来说,TC 微超级单体或龙卷(假设 TC 龙卷仅由微超级单体生成)倾向于在 TC 的东北象限内生成,而非其移动方向的右前象限(此个例的第 2 象限)。

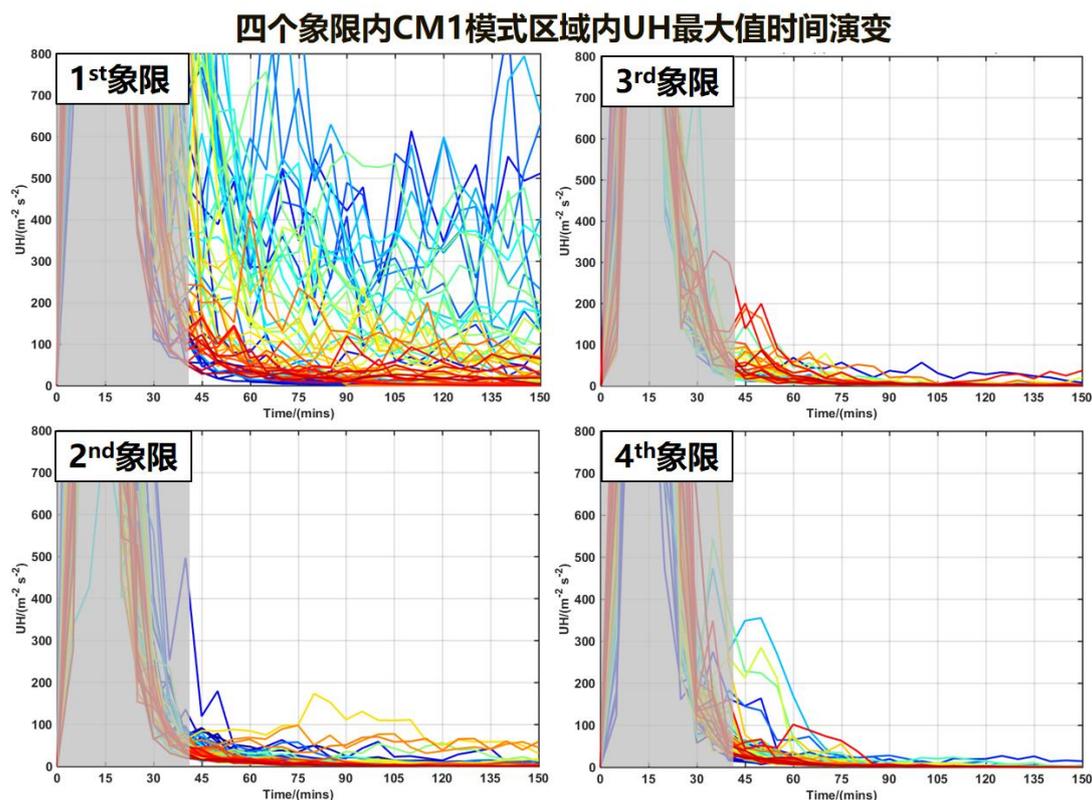


图 5.11 图 5.10a 各象限内 CM1 数值模拟试验结果中的区域最大上升气流螺旋度 (UH) 随时间的演变图。各象限的折线颜色与图 5.10a 中的试验位置颜色标记对应。灰色区域代表非考察区域 (详细说明请参见正文部分)。

模拟出的 TC 微超级单体仅集中生成在 TC 中心东北象限某段区域内, 包括在螺旋雨带上和相邻螺旋雨带间的空区 (图 5.12)。在第一象限有微超级单体生成的 26 组试验中, 有两组试验的 WRF 探空取自清晰可辨的螺旋雨带间的空区 (如图 5.12 的 Moat_1 和 Moat_2 试验)。在佛山龙卷和广州龙卷所处的雨带上, 仅在处于珠三角陆地及海岸线附近的雨带区域有微超级单体生成。以上结果表明, 虽然微超级单体在实际中绝大部分是在 TC 外围螺旋雨带上生成, 但有利于微超级单体发生发展的大气环境却不局限在雨带上。显然, 在实际中, 由于在螺旋雨带区域的对流活动非常活跃, 生成微超级单体的几率相较于 TC 环境的其他区域来说也更大。在有众多微超级单体生成的螺旋雨带中, 并非螺旋雨带任何区域都有利于微超级单体的生成; 而到底在螺旋雨带的何处易生成微超级单体, 仍取决于大气的垂直廓线环境 (因为 CM1 试验是以 WRF 探空环境为基础生成的水平均一初始场)。而在此彩虹台风个例中, 这些有利于微超级单体发生发展的大气垂直廓线环境, 仅处于其 TC 中心东北象限内的一小块区域。尽管在雷达观测统计中, 在广东省珠三角西北侧的山地区域基本无微超级单体生成, 但在 CM1 数值模拟试验中, 有少部分模拟出微超级单体的试验位置处于西北侧山地区域。基于上一章雷达观测统计结果分析, 一个合理的推论是: 尽管珠三角西北侧山地复

杂下垫面不利于微超级单体的发生发展,但并不意味着其上大气垂直廓线环境也不利于微超级单体的发生发展。假如此处下垫面是平坦地形,或许能在实际中观测到不少微超级单体。当然,此推论和假设有待在将来设计实际数值模拟试验来进行验证。

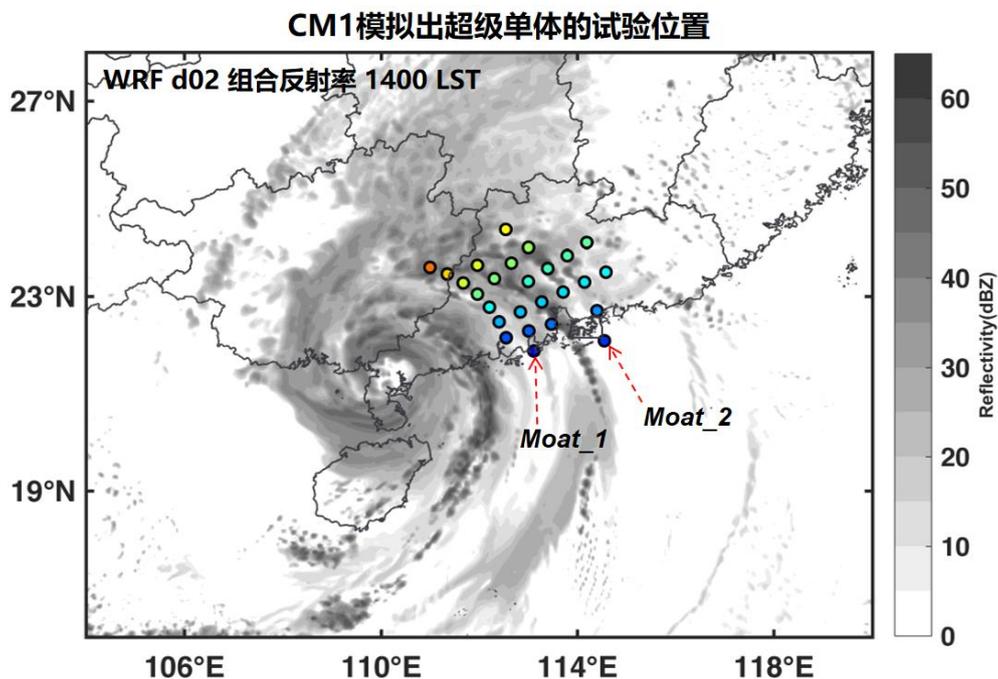


图 5.12 所有 240 组 CM1 数值模拟试验中,模拟出了超级单体的试验位置(彩色圆点)。灰度填色为 WRF 数值模拟试验在 2015 年 10 月 4 日 1400 LST 时刻 d02 区域输出结果的最大反射率 (dBZ)。红箭头指向两个处于螺旋雨带间空区的 CM1 试验位置。

值得一提的是,在佛山龙卷和广州龙卷所在的相对 TC 中心的径向方向,六组 CM1 数值模拟试验(距 TC 中心分别为 250、300、350、400、450 和 500 km 的位置)均模拟出了微超级单体(如图 5.10b 的紫色椭圆内)。这也是唯一一条所有的六组 WRF 探空环境都模拟出微超级单体的径向。在最靠近佛山和广州龙卷位置的 CM1 模拟试验中,模拟出的微超级单体具有明显的钩状回波(如图 5.13)。同时,在其近地面层成功模拟出了明显的垂直涡度柱(如图中垂直涡度为 0.03 s^{-1} 的等值面),此垂直涡度柱从低压扰动中心下伸至与地面接触。该垂直涡度柱的最强时刻达到 0.15 s^{-1} ,但大多数时间小于 0.1 s^{-1} 。基于此垂直涡度柱的数值大小,并考虑到模式区域的最高水平、垂直空间分辨率仅为 250 m 和 40 m,已可合理地认为该组 CM1 数值模拟试验成功模拟出了 TC 龙卷性微超级单体。此结果进一步为这 240 组 CM1 批量模拟试验结果的可信度提供了强有力的支撑。

以上结果表明,结合数值模式的实际模拟与理想模拟,可能作为预报 TC 微超级单体(或龙卷)潜势的一种可行方案。本文通过首先抽取 TC 环流背景下的大气环境探空,然后再批量地进行同样设置的 CM1 模拟试验,其模拟结果能够

得到与观测大致吻合的微超级单体发生位置。由此，本文的数值模拟试验设计方案可作为对 TC 微超级单体(或龙卷)的潜在发生区域进行快速预测的一种方式，其简要流程如下：首先使用可靠的中尺度数值模式（如 WRF、HWRF）对 TC 环流区域进行实际模拟，预测未来的 TC 位置及其环境；接着再从预测的模式结果中抽取特定时刻的 TC 环流背景下的大气探空环境；然后将这些模拟探空环境分别作为水平均一的三维初始场，使用可靠的理想模式（如 CM1）进行相同设置的批量数值模拟；最后分析理想模拟结果中生成了微超级单体（或龙卷）的试验位置，从而推测未来微超级单体（或龙卷）可能高发的区域。

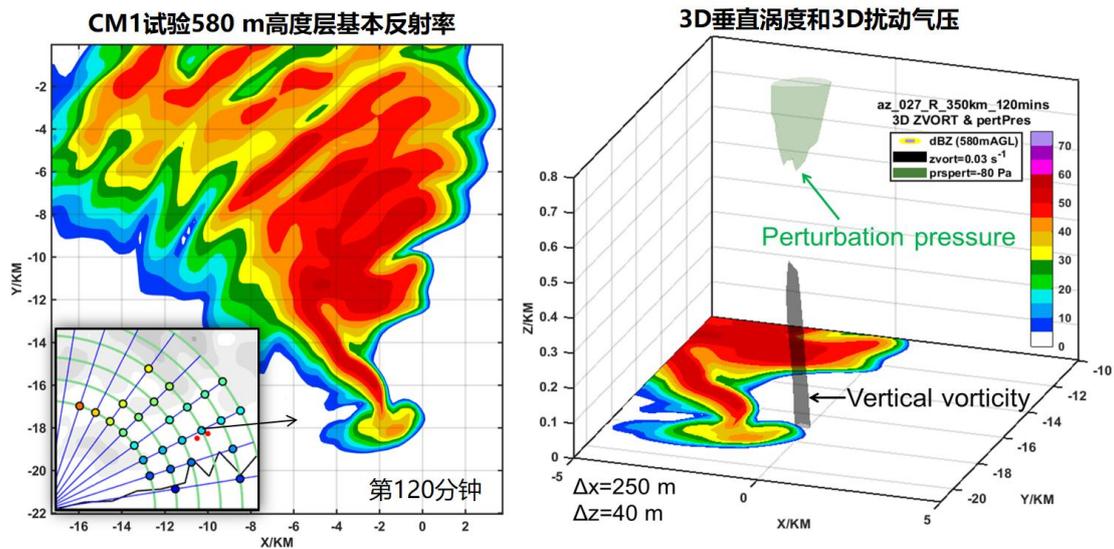


图 5.13 (左图) 临近佛山和广州 TC 龙卷位置 (参考左下角红点及箭头) 的 CM1 数值模拟试验: 第 120 分钟输出结果的 580 m 高度层基本反射率 (单位: dBZ; 最高水平、垂直分辨率分别为 250 m 和 40 m)。左下角方框图取自图 5.10b 的 TC 中心东北象限区域。(右图) 左图钩状回波处的三维垂直涡度(灰色等值面)和三维扰动气压(绿色等值面)。

5.4 TC 微超级单体的生成环境特征

水平方向上，生成微超级单体的 CM1 试验位置区域在相对于彩虹台风中心的第一象限中，并未呈现出显著的有利环境条件特征。基于 WRF 输出结果 (d02 区域; 时间为 10 月 4 日 1400 LST) 的热力、动力场，本文分析了如下常用气象参数: 0–1 km 和 0–3 km 风暴相对螺旋度 (SRH)，上升气流螺旋度 (Updraft Helicity，简称 UH)，0–1 km、0–3 km 和 0–6 km 垂直风切变 (Bulk Wind Difference，简称 BWD)，对流有效位能 (CAPE)，对流抑制能量 (CIN)，抬升凝结高度 (LCL)，自由对流高度 (LFC)，地面风速大小，可降水量 (PW) 等。在这些参数的水平分布特征上，未能找到可以将 CM1 模拟试验中生成微超级单体的 TC 环境明显区分出来的参数。图 5.14 给出了 CAPE、0–6 km BWD、0–1 km SRH 和 UH 的水

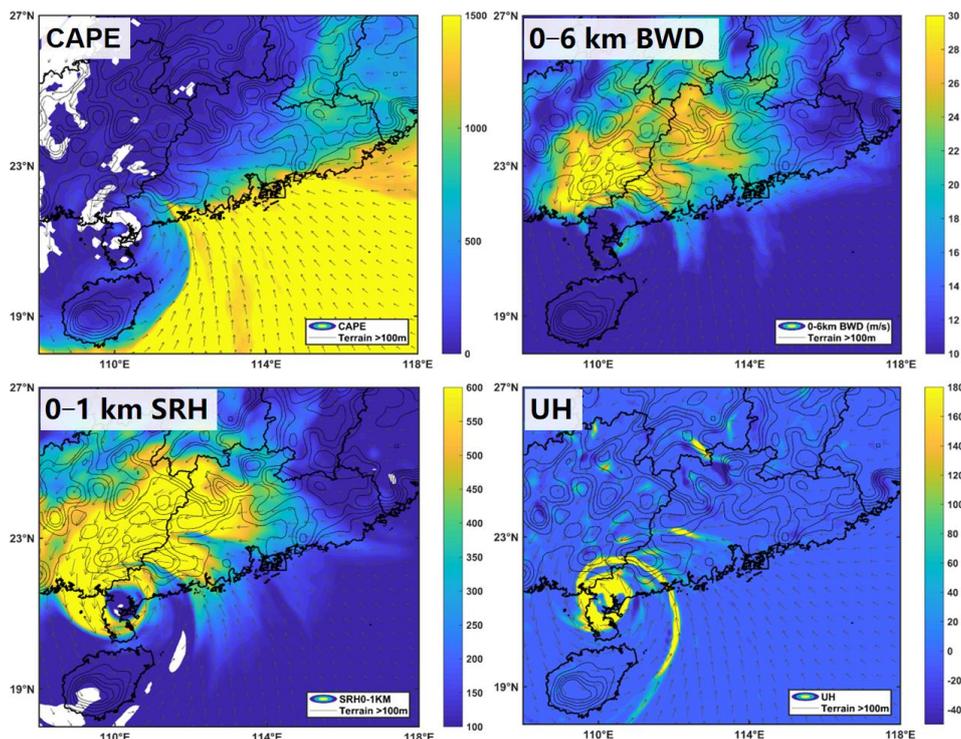


图 5.14 在 2015 年 10 月 4 日 1400 LST 时刻的 WRF 模拟试验 d02 区域输出结果：(a) 对流有效位能 (CAPE; J kg^{-1}), (b) 0–6 km 垂直风切变 (BWD; m s^{-1}), (c) 0–1 km 风暴相对螺旋度 (SRH; $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), (d) 上升气流螺旋度 (UH; $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$)。箭头为地面 10 m 风场, 等值线代表地形高度 (从海拔 100 m 开始画, 每间隔 50 m)。

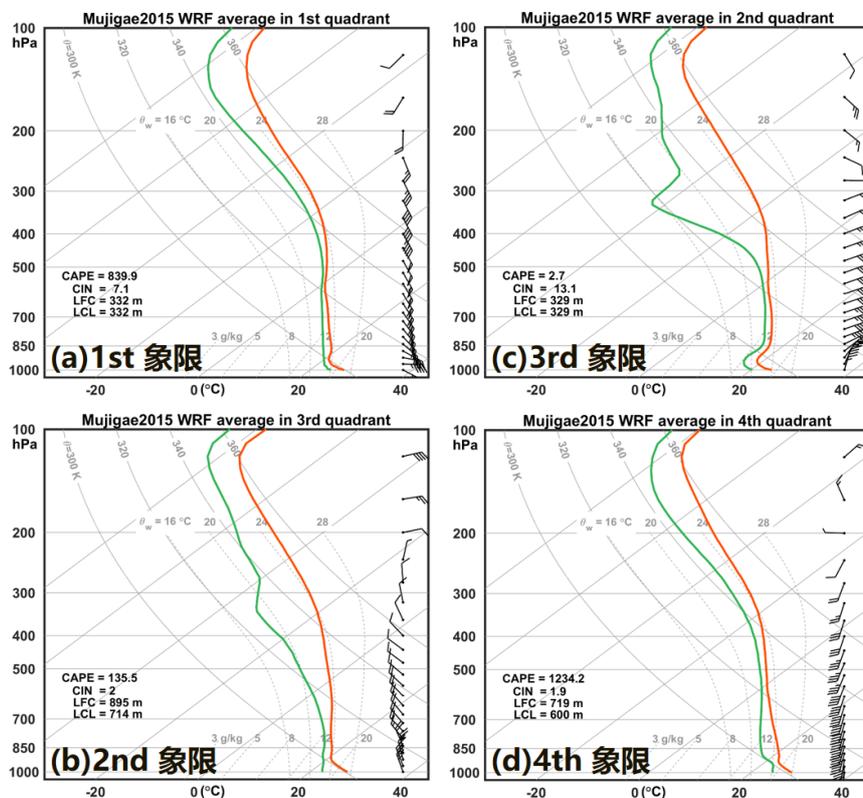


图 5.15 相对于 TC 中心的四个象限各 60 组 WRF 探空合成场的斜温图 (探空位置请参考图 5.10a)。半风杆、全风杆和旗子分别表示 2 m s^{-1} , 4 m s^{-1} 和 20 m s^{-1} 。

平分布特征示例。CAPE 的大值区均分布于海上，而 0–6 km BWD 和 0–1 km SRH 的大值区均在 TC 中心北侧的内陆地区，UH 大值区主要分布在螺旋雨带上。

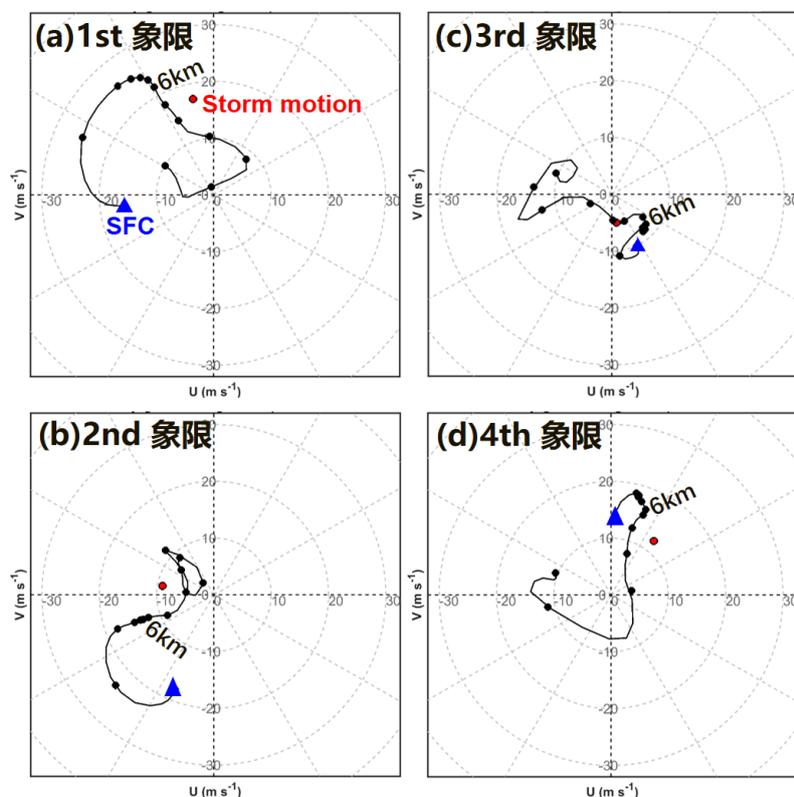


图 5.16 相对于 TC 中心的四个象限各 60 组 WRF 探空合成之风玫瑰图（探空位置请参考图 5.10a）。风玫瑰图中，蓝色三角代表地面，之后的黑点依次为地面以上 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 12, 14 和 16 km 高度。红点为风暴相对移动速度。

在垂直方向上，相对于 TC 中心的四个象限内的合成热力或者动力环境则存在显著差异（针对 240 组 WRF 探空；如图 5.15 和图 5.16）。在热力环境上，陆地上的 LCL 和 LFC 均为海洋区域对应值的一半左右，均为地面以上 330 m 左右（图 5.15）。第一象限（主要处于陆地）和第四象限（主要处于海上）的温度（红线）和露点（绿线）廓线分布特征类似，具有整层较湿的环境，中等程度的 CAPE。而相比于第一和第四象限，第二和第三象限的中高层（如 500–200 hPa）较干。第一象限和第四象限的热力廓线的分布特征与 McCaul (1991) 对美国 TC 龙卷临近观测探空的合成廓线特征类似，无中高层的干层结构（如图 5.17a 和图 5.15a,d）。在动力环境上，从图 5.16 的各象限 WRF 探空合成之风玫瑰图中可以看出，仅第一象限的风廓线特征既呈现出显著的顺时针旋转（有利于超级单体发生发展的风玫瑰图特征）且具有较大的低层垂直风切变。其 0–1 km 和 0–6 km 垂直风切变达 15 m s^{-1} 和 22 m s^{-1} ，第二象限则分别为 10 m s^{-1} 和 14 m s^{-1} ，而第三和第四象限的对应值则非常小。在风玫瑰图的形态特征上，第一象限的合成风廓线特征与 McCaul (1991) 对美国 TC 龙卷临近观测探空的合成风廓线特征高度类

似。同时,彩虹台风第一象限的0-1 km和0-6 km垂直风切值均与 McCaul(1991)在观测统计中得出的低层风切变值相当(如图 5.16a 和图 5.17b)。综上所述,相对于 TC 中心东北象限内的垂直大气环境具有能生成 TC 龙卷的观测特征,而西北、西南、东南这三个象限内的垂直大气环境不具备此类特征。以上分析表明,彩虹台风的垂直大气环境特征决定了有利于微超级单体(或龙卷)发生发展的区域处于相对 TC 中心的东北象限,而非其它三个象限。

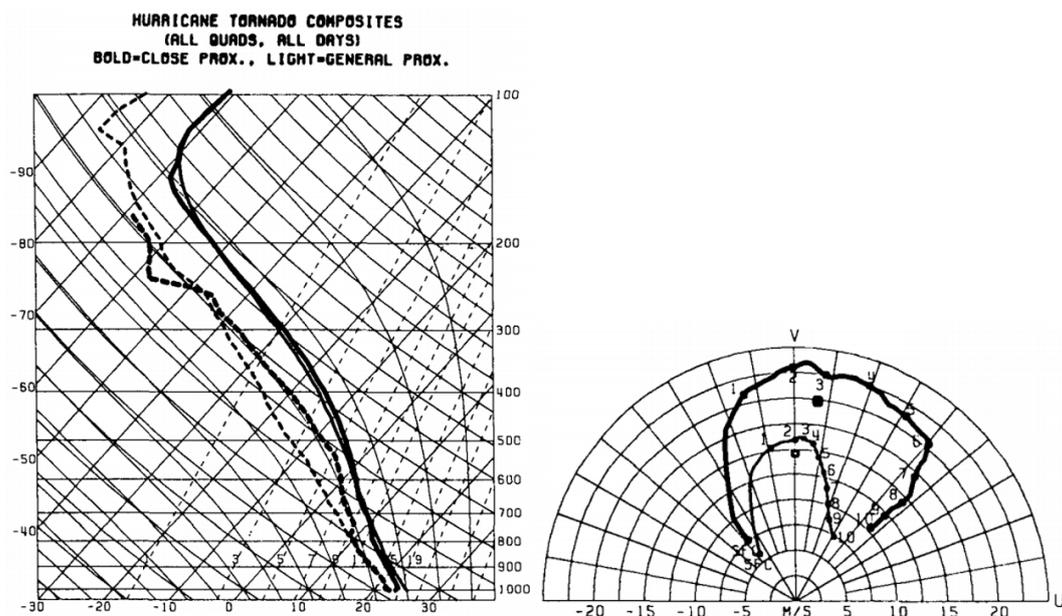


图 5.17 美国 1948-1986 年间的 TC 龙卷个例中,满足筛选标准的临近观测探空合成之(左)斜温图和(右)风玫瑰图。其筛选标准为:所有距龙卷发生时刻和位置最近的观测探空合成场用细线表示;仅满足龙卷发生时刻 2 小时内,且距离不超过 40 km 的探空合成场用粗线表示。图来自 McCaul (1991) 的图 8。

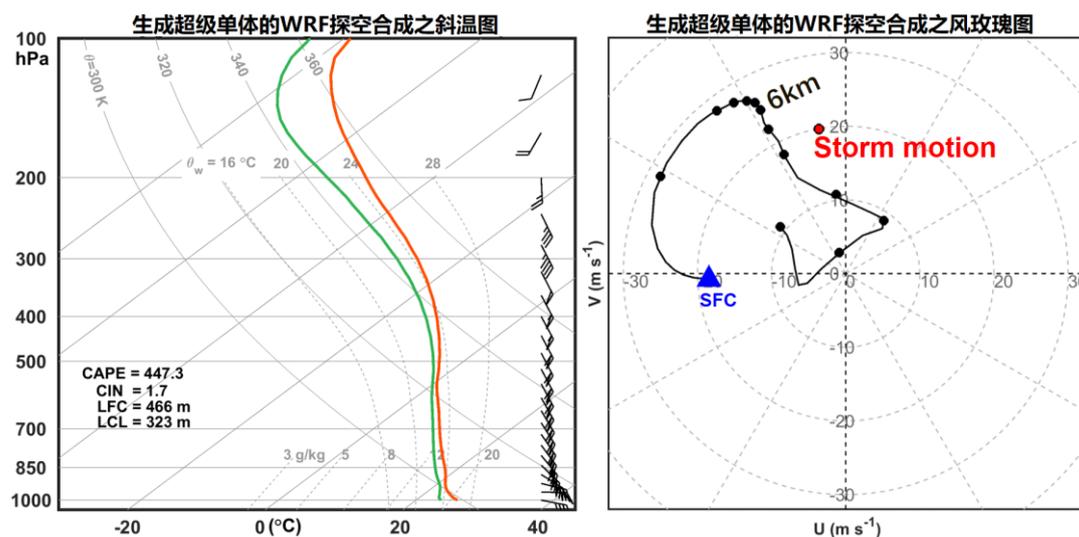


图 5.18 各 CM1 试验中模拟出微超级单体的 WRF 探空(探空位置请参考图 5.10b)合成之(左)斜温图和(右)风玫瑰图。半风杆、全风杆和旗子分别表示 2 m s^{-1} , 4 m s^{-1} 和 20 m s^{-1} 。风玫瑰图中,蓝色三角代表地面,之后的黑点依次为地面以上 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 12, 14 和 16 km 高度。红点为风暴相对移动速度。

为进一步区分出东北象限(第一象限)中有利于 TC 微超级单体生成的环境, 本文将模拟出微超级单体的 26 组 WRF 探空合成, 如图 5.18。此合成探空的热力和风廓线特征与整个东北象限的合成探空相比, 虽然不稳定能量更小, 但具有更大的低层垂直风切变。其 CAPE 值约为 447 J kg^{-1} , $0-1 \text{ km}$ 和 $0-6 \text{ km}$ 垂直风切变分别达 16 m s^{-1} 和 24 m s^{-1} 。

由此, 本文总结出彩虹台风环流中有利于微超级单体(或龙卷)发生发展的大气环境处于相对 TC 中心的东北象限, 并集中在珠三角海岸线临近海域至内陆约 300 km 范围内; 其大气探空环境与美国 TC 龙卷临近探空观测的统计特征相似, 即整层较湿的热力环境, 风随高度呈显著的顺时针旋转并具有较大的低层垂直风切变。

5.5 本章小结与讨论

本章结合 WRF 和 CM1 两个数值模式, 探究了相对西北太平洋台风彩虹(2015)中心的第二、第三和第四象限, 以及相邻螺旋雨带间空区的垂直大气环境是否有利于微超级单体的发生发展, 并进一步总结出该 TC 环境下有利于微超级单体生成的环境特征。数值模拟的基本流程为: 先抽取 WRF 模拟结果中 TC 中心四周一定区域范围内的环境探空(共 240 组), 再分别以这些 WRF 探空作为水平均一的三维初始场, 通过 CM1 模式进行同一套参数设置的理想数值模拟。在初始场中采用垂直速度松弛逼近(Updraft Nudging; Naylor and Gilmore, 2012)的方式来激发稳定的深湿对流。

高(水平 50 m , 垂直 20 m)、低(水平 250 m , 垂直 40 m)空间分辨率的 CM1 模拟试验能够以佛山 TC 龙卷实际生成位置附近的 WRF 探空为基础, 成功模拟出 TC 龙卷, 从而为使用同一套参数设定的 240 组理想数值模拟结果的合理性和可靠性提供了有力支撑。在对数值模拟结果的分析中, 本章采用国际上普遍使用的可有效追踪中气旋的参量“上升气流螺旋度(UH)”(Kain et al., 2008)来客观识别模拟结果中的超级单体。

结果显示, 模拟出微超级单体的试验共有 26 组, 它们集中分布在彩虹台风中心的第一象限(TC 中心方位角 $9^{\circ}-72^{\circ}$) 珠三角海岸线临近海域至内陆约 300 km 范围内(图 5.10b)。在第二、第三和第四象限内均没有模拟微超级单体生成。此模拟微超级单体的地理分布特征与基于雷达观测的实际微超级单体统计特征结果基本一致。因此, 彩虹台风中有利于微超级单体(或龙卷)发生发展的环境处于 TC 中心的东北象限, 而非 TC 移动方向的右前象限。

在 TC 环流背景中, 有利于微超级单体发生发展的环境主要取决于大气垂直廓线特征。基于模拟出微超级单体的 26 组 WRF 合成探空, 有利于 TC 微超级单

体发生发展的垂直大气环境表现为：在热力条件上，整层大气较湿，没有明显的中高层干层，具有中等的 CAPE，几百米左右的 LCL 和 LFC；在动力条件上，风随高度呈显著的顺时针旋转特征并具有较大的低层垂直风切变。0–1 km 和 0–6 km 垂直风切变分别达 16 m s^{-1} 和 24 m s^{-1} 。此探空的热力环境特征，及风廓线形态特征和低层垂直风切变值，均与美国 TC 龙卷临近探空的观测统计结果相当 (McCaul, 1991)。该环境特征结果还为 TC 微超级单体主要是出现在 TC 的东北象限提供了一个合理的物理解释。

同时，本章的数值模拟试验设计方案可作为对 TC 微超级单体（或龙卷）的潜在发生区域进行快速预测的一种方式。即先用实际模拟预测未来的 TC 环境；然后再从预测的模式结果中抽取 TC 四周的大气探空环境；将其分别作为水平均一的三维初始场，进行相同设置的理想数值模拟；最后分析理想模拟结果中哪些位置会生成微超级单体（或龙卷）。

受计算和存储资源所限，本章的批量 CM1 模拟试验所选取的 WRF 探空位置仅覆盖 TC 中心四周 250–500 km 的地理范围。未能对彩虹台风更内围雨带及更外围雨带进行相同的数值模拟试验，这是本章的一个局限性，有待在不久的将来加以完善。

第六章 总结

本文通过我国华南沿海稠密的新一代多普勒天气雷达网、高时空分辨率的静止卫星观测、高时空分辨率的中尺度地面自动站网、详细的地面和航拍灾害调查、以及云解析的实际和理想数值模拟等手段,开展了对我国登陆热带气旋(TC)环境下的龙卷及超级单体特征的统计及数值模拟研究。

利用多元历史资料,对具有相对稳定的龙卷数据记录时间段(2006–2017年)进行TC龙卷的筛选和确认,得到了我国TC龙卷的时空分布特征。统计结果表明,这12年间登陆我国大陆的TC共有66个,平均每年有2个登陆TC会有龙卷生成。这些登陆TC共生成38个龙卷,年均3.2个,与日本的年平均TC龙卷个数相当。我国的TC龙卷发生频次远低于美国,是美国TC龙卷发生频次的1/23。我国TC龙卷的生成位置相较于美国更往海岸线方向集中,在陆地上主要分布在距离海岸线300 km范围内,内陆TC龙卷生成位置距离海岸线最远的个例约400 km。其地理分布集中在广东省和江苏省,以珠三角区域最多。我国TC龙卷发生的极值月份在8月,生成数量达到23个。

本文基于发生在2015年10月4日的强台风彩虹环境中的一次高影响TC龙卷个例,对其地面灾害、雷达观测、影像特征,及其与龙卷漏斗云的配置关系进行了综合分析(Bai et al., 2017)。这是国际上首次对TC龙卷的综合分析,也是我国迄今为止最为详细的龙卷灾害调查。彩虹台风登陆广东省湛江市后,在相对于TC中心的东北象限共生成了3个微超级单体龙卷。本文选取的TC龙卷个例为发生在佛山市的EF3级强龙卷。佛山TC龙卷持续约32分钟,造成了一条30.85 km长,20–570 m宽的东南–西北走向的直线形灾害带。本文基于图像测量法,测得龙卷漏斗云在地面的尺度约为13–16 m,总体小于EF2级灾害等值线宽度。

本文基于上述的综合分析,揭示了一些TC龙卷的独特特征,比如,在雷达观测特征与地面灾害路径、龙卷漏斗云的空间配置上,最低层龙卷涡旋特征(TVS)均位于灾害带的靠近TC中心一侧,与灾害带中心线的水平距离偏差大致在几百米,最低层TVS超前于地面龙卷漏斗云约几百米至超过一公里不等;最严重地面灾害的出现比最强的最低层中气旋和TVS滞后约4分钟;高时空分辨率的卫星观测显示,TC龙卷超级单体的上冲云顶尽管已经从超级单体的低层主体上被扯离,但却仍然维持了较长时间的活跃状态,此观测特征在目前已有的中纬度龙卷性超级单体的相关文献中还未曾被提到过。此外,本文的研究结果显示此TC龙卷存在一些类似于中纬度龙卷的观测特征。例如:相似的近地面风场及树木(或电线杆)倒伏特征;存在次涡旋、水平涡管等可视特征,并且水平涡管的旋转方

向与中纬度龙卷中的水平涡管方向一致。

基于我国华南稠密的多普勒天气雷达观测网,以登陆后生成了三个 TC 龙卷的彩虹台风为例,本文对其登陆前后(10月4日08时至5日08时)生成的可识别的微超级单体特征进行了统计研究。结果显示,此 TC 环境中至少有 113 个微超级单体生成,龙卷性微超级单体占 2.65% 的比例。该 TC 环境下的微超级单体在一天中任何时刻都有生成,但大部分生成于白天,以早上 8 点到午后 15 点间居多。这些微超级单体主要集中分布在相对于 TC 中心的东北象限内的外围螺旋雨带上,在相对于 TC 中心的西北和西南象限内无微超级单体生成。微超级单体主要分布在地形平坦的珠三角区域和无地形的海面上;当遇到复杂、陡峭的山地下垫面时,微超级单体迅速消散。TC 微超级单体的生命周期显著短于中纬度超级单体,约 70% 的样本生命期在一小时(含)以内。中气旋的强度(旋转速度)普遍小于 20 m s^{-1} 。龙卷性微超级单体的中气旋强度显著大于非龙卷性中气旋,均大于 27 m s^{-1} 。中气旋在生成时刻的底高主要分布在 300–1500 m,顶高分布在 1000–3300 m,垂直厚度分布在 500–2800 m。大部分中气旋在中层(高于雷达 0.5° 仰角)生成,之后同时向上向下发展。中气旋最高能达到地面以上 9500 m。有少部分中气旋在近地面生成。在彩虹台风环境中,有 67.3% 的微超级单体生成于海上,32.7% 生成于陆地。海上微超级单体的生命周期总体比陆地微超级单体长,生命周期的统计中值为 51 分钟,而在陆地上其统计中值仅为 30 分钟。在微超级单体强度方面,海上生成的中气旋强度显著(95% 置信区间)弱于陆地上生成的中气旋。

本文结合 WRF 和 CM1 两个数值模式,通过对彩虹台风登陆环境进行高时空分辨率的实际与理想数值模拟,揭示了 TC 环境下有利于微超级单体生成的环境特征。结果显示,TC 环境下的模拟微超级单体集中分布在彩虹台风的第一象限(TC 中心方位角 9° – 72°) 珠三角海岸线临近海域至内陆约 300 km 范围内。在第二、第三和第四象限内没有模拟微超级单体生成。这些模拟微超级单体的地理分布特征与基于雷达的实际微超级单体统计结果基本一致。此结果表明,彩虹台风中有利于微超级单体(或龙卷)发生发展的环境处于 TC 中心的东北象限,而非 TC 移动方向的右前象限。本文的结果表明,在 TC 环流背景中,有利于微超级单体发生发展的环境主要取决于大气垂直廓线特征。有利于 TC 微超级单体发生发展的探空环境整层较湿,没有明显的中高层干层,具有中等的不稳定能量;风随高度呈显著的顺时针旋转特征并具有较大的低层垂直风切变(0–1 km 和 0–6 km 垂直风切变分别达 16 m s^{-1} 和 24 m s^{-1})。此探空环境特征与美国 TC 龙卷临近探空的观测统计结果相当(McCaul, 1991)。该环境特征结果为 TC 微超级单体主要是出现在 TC 的东北象限提供了一个合理的物理解释。

本文的数值模拟试验设计,对快速预测 TC 微超级单体(或龙卷)的潜在发生区域具有重要的参考价值。在将来的业务预报系统中,一种可能的 TC 微超级单体(或龙卷)潜势预报简要流程如下:(1)首先用实际模拟预测未来的 TC 环境;(2)从预测的模式结果中抽取 TC 中心四周的大气探空环境;(3)将这些抽取的探空环境分别作为水平均一的三维初始场,进行相同设置的批量理想数值模拟;(4)最后通过分析理想模拟结果中生成了微超级单体(或龙卷)的位置,为 TC 微超级单体(或龙卷)的潜在发生区域的预报提供定量参考依据。

总而言之,本文的研究工作在国际上首次综合分析了 TC 龙卷的地面灾害、雷达观测、近地面风场、近地面龙卷漏斗云等特征,以及它们之间的配置关系及其与中纬度龙卷对应特征的异同;揭示了近海和陆地上 TC 微超级单体的分布特征差异、有无龙卷生成的 TC 微超级单体的雷达观测特征差异、以及 TC 龙卷性微超级单体占有所有 TC 微超级单体的比例;给出了有利于 TC 微超级单体发生和发展的环境特征;为快速预测 TC 微超级单体(或龙卷)的潜在发生区域提供了可能的途径;本文首次系统性地对我国全国范围内的登陆 TC 龙卷进行了统计,得到了其时空分布特征,填补了我国登陆 TC 龙卷和 TC 微超级单体系统性研究的空白。这些创新性研究成果有助于提高对 TC 龙卷和微超级单体发生发展规律的认识,并为未来我国登陆 TC 龙卷业务预报、监测和预警系统的建立提供重要理论依据,具有重要的科学意义和实际应用价值。

参考文献

- 陈联寿, 丁一汇. 1979. 西太平洋台风概论. 科学出版社.
- 范雯杰, 俞小鼎. 2015. 中国龙卷的时空分布特征. 气象, 41:793-805.
- 黄先香, 炎利军, 王硕甫, 程正泉. 2014. 佛山市龙卷风活动的特征及环流背景分析. 广东气象, 36: 20-24.
- 蒋义芳. 2009. 一次台前系列龙卷过程分析. 江苏省气象学会、安徽省气象学会. 2009 第五届苏皖两省大气探测、环境遥感与电子技术学术研讨会专辑, 2009: 6.
- 沈树勤. 1990. 台风前部龙卷风的一般特征及其萌发条件的初步分析. 气象, 1: 11-16.
- 闻真. 1979. 台风中的龙卷风. 气象, 3: 38.
- 杨正龙, 高拴柱. 2016. 2015 年 10 月大气环流和天气分析. 气象, 42(01):122-128.
- 郑峰, 钟建锋, 张灵杰. 2012. 超强台风“圣帕”引发温州类龙卷的特征分析. 高原气象, 31:231-238.
- 郑媛媛, 张备, 王啸华, 孙康远, 慕瑞琪, 夏文梅. 台风龙卷的环境背景和雷达回波结构分析. 2015. 气象, 41: 942-952.
- 朱小燕, 朱君鉴. 2004. 我国新一代天气雷达网监测系统. 气象科技, 32: 255-258.
- Akter, N.; and K. Tsuboki. 2010. Characteristics of supercells in the rainband of numerically simulated Cyclone Sidr. SOLA, 6A, 25–28.
- American Meteorological Society. 2018. http://glossary.ametsoc.org/wiki/Main_Page.
- Atkins, N. T.; K. M. Butler; K. R. Flynn; R. M. Wakimoto. 2014. An integrated damage, visual, and radar analysis of the 2013 Moore Oklahoma EF5 tornado. Bulletin of the American Meteorological Society, 95, 1549–1561.
- Australian Bureau of Meteorology. 2011. Severe Tropical Cyclone Carlos. [Available online at <http://www.bom.gov.au/announcements/sevwx/wa/watc20110213.shtml>.]
- Australian Bureau of Meteorology. 2013. Severe Tropical Cyclone Carlos. [Available online at <http://www.bom.gov.au/announcements/sevwx/qld/qldte20130117.shtml>.]
- Bai, L.; Z. Meng; L. Huang; L. Yan; Z. Li; X. Mai; Y. Huang; D. Yao; X. Wang. 2017. An Integrated Damage, Visual, and Radar Analysis of the 2015 Foshan, Guangdong, EF3 Tornado in China Produced by the Landfalling Typhoon Mujigae (2015). Bulletin of the American Meteorological Society, 98, 2619–2640.
- Baker, A. K.; M. D. Parker; M. D. Eastin. 2009. Environmental ingredients for supercells and tornadoes within Hurricane Ivan. Weather and Forecasting, 24, 223–243.
- Barbour, G. B. 1924. Waterspout and tornado within a typhoon area. Monthly Weather Review, 52, 106–107.
- Barbour, G. B. 1924. Waterspout and tornado within a typhoon area. Monthly Weather Review, 52, 106–107.
- Bluestein, H. B.; J. C. Snyder; J. B. Houser; A. L. Pazmany. 2012. Rapid-scan, polarimetric, Doppler-radar observations of an EF-5 tornado in Oklahoma on 24 May 2011. Preprints, 26th

- Conf. on Severe Local Storms, Nashville, TN, Amer. Meteor. Soc., 16.3. [Available online at <https://ams.confex.com/ams/26SLS/webprogram/Paper212022.html>.]
- Bodine, D.; M. Kumjian; R. Palmer; P. Heinselman; A. Ryzhkov. 2013. Tornado Damage Estimation Using Polarimetric Radar. *Weather and Forecasting*, 28, 139–158.
- Bogner, P. B.; G. M. Barnes; J. L. Franklin. 2000. Conditional instability and shear for six hurricanes over the Atlantic Ocean. *Weather and Forecasting*, 15, 192–207.
- Bond T.C.; Bergstrom R.W. 2006. Light absorption by carbonaceous particles: an investigative review. *Aerosol Science and Technology*, 40, 27-67.
- Bryan, G.H; J.M. Fritsch. 2002. A Benchmark Simulation for Moist Nonhydrostatic Numerical Models. *Monthly Weather Review*, 130, 2917–2928.
- Chen, J.; X. Cai; H. Wang; L. Kang; H. Zhang; Y. Song; H. Zhu; W. Zheng; F. Li. 2017. Tornado climatology of China. *International Journal of Climatology*.
- Clark, A.; J. Kain; P. Marsh; et al. 2012. Forecasting tornado pathlengths using a three-dimensional object identification algorithm applied to convection-allowing forecasts. *Weather and Forecasting*, 27, 1090–1113.
- Clark, A.; J. Gao; P. Marsh; et al. 2013. Tornado pathlength forecasts from 2010 to 2011 using ensemble updraft helicity. *Weather and Forecasting*, 28, 387–407.
- Curtis, L. 2004. Midlevel dry intrusions as a factor in tornado outbreaks associated with landfalling tropical cyclones from the Atlantic and Gulf of Mexico. *Weather and Forecasting*, 19, 411–427.
- Davenport, C.E.; M.D. Parker. 2015. Impact of Environmental Heterogeneity on the Dynamics of a Dissipating Supercell Thunderstorm. *Monthly Weather Review*, 143, 4244–4277.
- Dennis, E.J.; M.R. Kumjian. 2017. The Impact of Vertical Wind Shear on Hail Growth in Simulated Supercells. *J. Atmos. Sci.*, 74, 641–663.
- Eastin, M. D.; M. C. Link. 2009. Miniature supercells in an offshore outer rainband of Hurricane Ivan (2004). *Monthly Weather Review*, 137, 2081–2104.
- Edwards, R. 2012. Tropical cyclone tornadoes: A review of knowledge in research and prediction. *Electronic J. Severe Storms Meteor.*, 7, 1–61.
- Edwards, R. A. Dean; R. Thompson; B. Smith. 2012. Convective Modes for Significant Severe Thunderstorms in the Contiguous United States. Part III: Tropical Cyclone Tornadoes. *Weather and Forecasting*, 27, 1507–1519.
- Edwards, R.; J. G. LaDue; J. T. Ferree; K. Scharfenberg; C. Maier; W. L. Coulbourne. 2010. The Enhanced Fujita Scale: Past, present and future. Preprints, 25th Conf. on Severe Local Storms, Denver CO., Amer. Meteor. Soc., 4A.1.
- Fang, L.; J. Ji; G. Tao; C. Zhou; K. Wang. 2009. Weather analysis and grade determination of a tornado occurring in a single super-storm (in Chinese with English abstract). *J. Nat. Disasters*, 2, 167–172.
- French, M.; H. Bluestein; I. PopStefanija; C. Baldi; R. Bluth. 2013. Reexamining the Vertical Development of Tornadic Vortex Signatures in Supercells. *Monthly Weather Review*, 141, 4576–4601.
- Fujita, T. T.; K. Watanabe; K. Tsuchiya; M. Shimada. 1972. Typhoon-associated tornadoes in Japan

- and new evidence of suction vortices in a tornado near Tokyo. *J. Met. Soc. Japan*, 50, 431–453.
- Gentry, R. C. 1983. Genesis of tornadoes associated with hurricanes. *Monthly Weather Review*, 111, 1793–1805.
- Grant, B. N.; R. Prentice. 1996. Mesocyclone Characteristics of Mini Supercell Thunderstorms. Preprints, 15th Conf. on Weather Analysis and Forecasting, Norfolk, VA., Amer. Meteor. Soc., 362-365.
- Grazulis, T. P. 1993. Significant Tornadoes, 1680–1991. Environmental Films, St. Johnsbury, VT, 1326 pp.
- Green, B.W.; F. Zhang; P. Markowski. 2011. Multiscale Processes Leading to Supercells in the Landfalling Outer Rainbands of Hurricane Katrina (2005). *Weather and Forecasting*, 26, 828–847.
- Hales, J. E. 1988. Improving the watch/warning system through use of significant event data. Preprints, 15th Conf. on Severe Local Storms, Amer. Meteor. Soc., Baltimore, MD, 165–168.
- Hill, E.; W. Malkin; J. W. A. Schultz. 1966. Tornadoes associated with cyclones of tropical origin—practical features. *J. Appl. Meteor.*, 5, 745–763.
- Hong, S-Y.; J-O. Lim. 2006. The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J. Korean Meteor. Soc.*, 42, 129–151.
- Hong, S-Y.; Y. Noh; J. Dudhia. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review*, 134, 2318–2341.
- Houser, J.; H. Bluestein; J. Snyder. 2016. A Finescale Radar Examination of the Tornadic Debris Signature and Weak-Echo Reflectivity Band Associated with a Large, Violent Tornado. *Monthly Weather Review*, 144, 4101–4130.
- Kain, J. S. 2004. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.*, 43, 170–181.
- Kain, J.S.; S.J. Weiss; D.R. Bright; M.E. Baldwin; J.J. Levit; G.W. Carbin; C.S. Schwartz; M.L. Weisman; K.K. Droegemeier; D.B. Weber; K.W. Thomas. 2008. Some Practical Considerations Regarding Horizontal Resolution in the First Generation of Operational Convection-Allowing NWP. *Weather and Forecasting*, 23, 931–952.
- Kelly, D.L.; J.T. Schaefer; R.P. McNulty; C.A. Dowell III; R.R. Abbey. 1978. An augmented tornado climatology. *Monthly Weather Review*, 106, 1172-1183.
- Klemp, J. B.; R.B. Wilhelmson. 1978. The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1070–1096.
- Knupp, K.; T. Murphy; T. Coleman; R. Wade; S. Mullins; C. Schultz; E. Schultz; L. Carey; A. Sherrer; E. McCaul; B. Carcione; S. Latimer; A. Kula; K. Laws; P. Marsh; K. Klockow. 2014. Meteorological Overview of the Devastating 27 April 2011 Tornado Outbreak. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95, 1041–1062.
- LaDue, J. G.; E. A. Mahoney. 2006. Implementing the new enhanced Fujita scale within the NWS. 23rd Conf. on Severe Local Storms, St. Louis, MO, Amer. Meteor. Soc., 5.5. [Available online at https://ams.confex.com/ams/23SLS/techprogram/paper_115420.htm.]
- Lee, W.-C.; M. M. Bell; K. E. Goodman Jr. 2008. Supercells and mesocyclones in the outer

- rainbands of Hurricane Katrina (2005). *Geophys. Res. Lett.*, 35, L16803.
- Li, Y.; L. Chen; S. Zhang. 2004. Statistical Characteristics of Tropical Cyclone Making Landfalls on China (in Chinese with English abstract). *J. Trop. Meteor.*, 62, 541–549.
- Lin, Z. 1995. Damage survey on “6.9” tornadoes in Nanhai & Guangzhou (in Chinese). *Guangdong Meteor.*, 7, 36–38.
- Lyons, S.W. 2004. U.S. Tropical Cyclone Landfall Variability: 1950–2002. *Weather and Forecasting*, 19, 473–480.
- Markowski, P. M.; N. Dotzek. 2011. A numerical study of the effects of orography on supercells. *Atmos. Res.*, 100, 457–478.
- Markowski, P.; Y. Richardson. 2010. *Mesoscale Meteorology in Mid-latitudes*. Chichester, West Sussex, UK: Wiley- Blackwell Publication, 406, 424.
- Mashiko, W.; H. Niino; T. Kato. 2009. Numerical Simulation of Tornadogenesis in an Outer-Rainband Minisupercell of Typhoon Shanshan on 17 September 2006. *Monthly Weather Review*, 137, 4238–4260.
- McCaul, B.; B. Hagemeyer. 2018. Are TC tornadoes weaker than midlatitude tornadoes? [Available online at <http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/L6.html>.]
- McCaul, E. W.; M. L. Weisman. 1996. Simulations of shallow supercell storms in landfalling hurricane environments. *Monthly Weather Review*, 124, 408–429.
- McCaul, E. W.; D. E. Buechler; S. J. Goodman; M. Cammarata. 2004. Doppler radar and lightning network observations of a severe outbreak of tropical cyclone tornadoes. *Monthly Weather Review*, 132, 1747–1763.
- McCaul, E. W. Jr. 1991. Buoyancy and shear characteristics of hurricane-tornado environments. *Monthly Weather Review*, 119, 1954–1978.
- McCaul, E. W. Jr. 1993. Observations and simulations of hurricane-spawned tornadic storms. *The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction and Hazards*, *Geophys. Monogr*, Vol. 79, Amer. Geophys. Union, 119–142.
- McCaul, E.W.; D.E. Buechler; S.J. Goodman; M. Cammarata. 2004. Doppler Radar and Lightning Network Observations of a Severe Outbreak of Tropical Cyclone Tornadoes. *Monthly Weather Review*, 132, 1747–1763.
- Meng, Z.; D. Yao; L. Bai; Y. Zheng; M. Xue; X. Zhang; K. Zhao; F. Tian; M. Wang. 2016: Wind estimation around the shipwreck of Oriental Star based on field damage surveys and radar observations. *Science Bulletin*, 61, 330–337.
- Meng, Z.; D. Yao. 2014. Damage survey, radar, and environment analyses on the first-ever documented tornado in Beijing during the heavy rainfall event of 21 July 2012. *Weather and Forecasting*, 29, 702–724.
- Mlawer, E. J.; S. J. Taubman; P. D. Brown; M. J. Iacono; S. A. Clough. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 102, (D14). 16 663–16 682.
- Molinari, J.; D. Vollaro. 2008. Extreme helicity and intense convective towers in Hurricane Bonnie. *Monthly Weather Review*, 136, 4355–4372.

- Moore, T. W.; R. Dixon. 2011. Climatology of tornadoes associated with Gulf Coast-landfalling hurricanes. *Geog. Rev.*, 101, 371–395.
- Morin, M. J.; M. D. Parker; K. A. Hill; G. M. Lackmann. 2010. A numerical investigation of supercells in landfalling tropical cyclones. Preprints, 25th Conf. on Severe Local Storms, Denver, CO, American Meteorological Society, P3.3. [Available online at <http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/175965.pdf>]
- Morrison H.; Thompson G.; Tatarskii V. 2009. Impact of Cloud Microphysics on the Development of Trailing Stratiform Precipitation in a Simulated Squall Line: Comparison of One- and Two-Moment Schemes, *Monthly Weather Review*, 137, 991–1007.
- Mou, Z.; C. Zhang; X. Pan. 2001. A damage survey of the tornado first captured by meteorological instrument in Zhejiang China (in Chinese with English abstract). *J. Zhejiang Meteor.*, 22, 41–43.
- Naylor, J.; M. S. Gilmore; R. L. Thompson; R. Edwards; R. B. Wilhelmson. 2012. Comparison of objective supercell identification techniques using an idealized cloud model. *Monthly Weather Review*, 140, 2090–2102.
- Niino, H.; T. Fujitani; N. Watanabe. 1997. A statistical study of tornadoes and waterspouts in Japan from 1961 to 1993, *J. Clim.*, 10, 1730–1752.
- NOAA. 2018. U.S. Tornado Climatology. [Available online at <https://www.ncdc.noaa.gov/climate-information/extreme-events/us-tornado-climatology>]
- Novlan, D. J.; W. M. Gray. 1974. Hurricane-spawned tornadoes. *Monthly Weather Review*, 102, 476–488.
- Orf, L.; R. Wilhelmson; B. Lee; C. Finley; A. Houston. 2016. Evolution of a Long-Track Violent Tornado within a Simulated Supercell. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98, 45–68.
- Orlanski I. 1975. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56, 527–534.
- Orton, R. 1970. Tornadoes associated with hurricane Beulah on September 19–23, 1967. *Monthly Weather Review*, 98, 541–547.
- Parker, M. D. 2017. How much does “backing aloft” actually impact a supercell? *Weather and Forecasting*, 32, 1937–1957.
- Pearson, A. D.; A. F. Sadowski. 1965. Hurricane-induced tornadoes and their distribution. *Monthly Weather Review*, 93, 461–464.
- Rao, G. V.; J. W. Scheck; R. Edwards; J. T. Schaefer. 2005. Structures of mesocirculations producing tornadoes associated with Tropical Cyclone Frances (1998). *Pure Appl. Geophys.*, 162, 1627–1641.
- Sadowski, A. 1962. Tornadoes associated with Hurricane Carla, 1961. *Monthly Weather Review*, 90: 514–516.
- Saito, K.; T. Fujita; Y. Yamada; J. Ishida; Y. Kumagai; K. Aranami; S. Ohmori; R. Nagasawa; S. Kumagai; C. Muroi; T. Kato; H. Eito; Y. Yamazaki. 2006. The operational JMA nonhydrostatic mesoscale model. *Monthly Weather Review*, 134, 1266–1298.

- Schneider, D. and S. Sharp, 2007: Radar Signatures of Tropical Cyclone Tornadoes in Central North Carolina. *Weather and Forecasting*, 22, 278–286.
- Schultz, L. A.; D. J. Cecil. 2009. Tropical cyclone tornadoes, 1950–2007. *Monthly Weather Review*, 137, 3471–3484.
- Skamarock, W. C.; J. Klemp; J. Duahia; et al. 2008. A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+STR, 113 pp.
- Smagorinsky, J. 1963. General circulation experiments with the primitive equations. *Monthly Weather Review*, 91, 99–164.
- Smith, B.; R. Thompson; A. Dean; P. Marsh. 2015. Diagnosing the Conditional Probability of Tornado Damage Rating Using Environmental and Radar Attributes. *Weather and Forecasting*, 30, 914–932.
- Smith, J. S. 1965. The hurricane-tornado. *Monthly Weather Review*, 93, 453–459.
- Spratt, S. M.; D. W. Sharp; P. Welsh; A.C. Sandrik; F. Alsheimer; C. Paxton. 1997. A WSR-88D assessment of tropical cyclone outer rain band tornadoes. *Weather and Forecasting*, 12, 479–501.
- Stumpf, G.J.; A. Witt; E.D. Mitchell; P.L. Spencer; J.T. Johnson; M.D. Eilts; K.W. Thomas; D.W. Burgess. 1998. The National Severe Storms Laboratory Mesocyclone Detection Algorithm for the WSR-88D. *Weather and Forecasting*, 13, 304–326.
- Suzuki, O.; H. Niino; H. Ohno; H. Nirasawa. 2000. Tornado-Producing Mini Supercells Associated with Typhoon 9019. *Monthly Weather Review*, 128, 1868–1882.
- Tannehill, I. R. 1944. *Hurricanes: Their Nature and History*. 5th ed. Princeton University Press, 269 pp.
- Tao, Y.; C. Yu; F. Zhang; D. Li; J. Liu. 2016. Major heavy rain events in China from April to October in 2015 (in Chinese with English abstract). *Torrential Rain and Disasters*, 35, 187–196.
- Thompson, R. L.; R. Edwards; J. A. Hart; K. L. Elmore; P. Markowski. 2003. Close proximity soundings within supercell environments obtained from the Rapid Update Cycle. *Weather and Forecasting*, 18, 1243–1261.
- Tucker, R. W. 2018. How do the building codes and standards in China compare with those in the U.S.? [Available online at http://www.construction.com/InternationalCenter/AsktheExperts/ask_121703.asp]
- Verbout, S. M.; D. M. Schultz; L. M. Leslie; H. E. Brooks; D. J. Karoly; K. L. Elmore. 2007. Tornado outbreaks associated with landfalling hurricanes in the North Atlantic Basin: 1954–2004. *Meteor. Atmos. Phys.*, 97, 255–271.
- Wakimoto, R. M.; N.T. Atkins; K.M. Butler; et al. 2016. Aerial Damage Survey of the 2013 El Reno Tornado Combined with Mobile Radar Data. *Monthly Weather Review*, 144, 1749–1776.
- Wakimoto, R. M.; H. V. Murphey; D. C. Dowell; H. B. Bluestein. 2003. The Kellerville tornado during VORTEX: Damage survey and Doppler radar analyses. *Monthly Weather Review*, 131, 2197–2221.
- Weiss S. J. 1987. Some climatological aspects of forecasting tornadoes associated with tropical cyclones. Preprints, 17th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteor., Miami, FL, American

Meteorological Society, 160–163.

WSEC. 2006: A recommendation for an enhanced Fujita scale (EF-scale). Texas Tech University Wind Science and Engineering Center Rep., 111 pp. [Available online at www.depts.ttu.edu/nwi/Pubs/FScale/EFScale.pdf.]

Xue, M.; D. Wang; J. Gao; K. Brewster; K. K. Droegemeier. 2003. The Advanced Regional Prediction System (ARPS), storm-scale numerical weather prediction and data assimilation. *Meteor. Atmos. Phys.*, 82, 139–170.

Zhang, Q.; L. Wu; Q. Liu. 2009. Tropical Cyclone Damages in China 1983–2006. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90, 489–496.

Zhao, K.; M. Wang; M. Xue; P. Fu; Z. Yang; X. Chen; Y. Zhang; W. Lee; F. Zhang; Q. Lin; Z. Li. 2017. Doppler radar analysis of a tornadic miniature supercell during the Landfall of Typhoon Mujigae (2015) in South China. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98, 1821–1831.

致谢

不知不觉间，已求学二十余载。曾有一问：人为什么要读书，为什么要苦读书？在此多变的世界中求生存必是答案之一。然而，经过这些年的知识沉淀，发现答案并非如此简单纯粹。到了博士最后一年，我的感悟是：读书还为了获得以不同视角看世界的本领，站在几千年文明积累的高山上手摘星辰，在巨人们搭建的智慧库中发散思维继续探索未知；在此过程中获得满足自己好奇心的原始趣味。近道者德，近规者范，近智者慧，近文者雅，近仁者义，近圣者贤。在博士期间，理应感谢的是为我传道解惑的北大大气与海洋科学系的师长们、科研过程中的合作者们。

首先，我要着重感谢的无疑是我的博士导师孟智勇教授。从大四第二学期跟着孟老师做本科毕业设计算起，我在组里度过了忙碌而充实的五年半时间。在孟老师的指导下，我的学术认知和思维方式得到了翻天覆地的变化。

感谢孟智勇老师专业的学术知识和科研指导。由于本科期间学的是物理专业，对大气领域知之甚少。孟老师为我创造了很多额外学习和了解大气科学的机会，包括上海市气象局的学习实践活动、气象局组织的预报员交流报告等。这些一点一滴，无不潜移默化地丰富着我对大气科学的认知。孟老师和我经常进行交流讨论，大到头脑风暴的奇思妙想，小至 PPT 文本框该如何美观布局。在交流中学习，在讨论中升华。孟老师还给我提供了大量的科研交流的机会，让我参加了许多国内外的学术会议以及暑期学校，而非闭门造车。孟老师带领我们研究组向国际化学术水平看齐，以气象大师为学习目标严格要求自己；并尽可能地将论文投至美国气象学会（AMS）的期刊，接受更国际化、专业化的学术建议。正是孟老师这样志存高远的学术心态，让我养成了创新地去思考，严格地去证明，悉心地听取的好习惯。尽管孟老师不断引导我开拓眼界和思维，但也不停地叮嘱我要脚踏实地。有句话叫“师父领进门，修行靠个人”。孟智勇老师无疑充当了一个合格、称职的师父角色。

感谢孟智勇老师的广开言路。由于孟老师总是悉心地听取他人的建议或意见，使得我有任何想法都可以和她畅所欲言。感谢她容忍了我在她面前毫无顾忌、肆无忌惮地表达想法。

感谢孟智勇老师的逻辑思维。如何逻辑地去思维、表达，是我从孟老师这里学到的宝贵财富。思维和表达具有逻辑性，这不仅是做学术研究必需的条件，也是平时生活之必需。此外，诚信、分享、协作等个人品质的形成，也离不开孟老师的言传身教。这些年来孟老师给予我如此之多的关注、帮助和引导，让我对科研充满了兴趣，对气象学研究充满了期待。无论从哪个方面来说，孟老师都极大

地、朝积极方向影响着我和我的人生轨迹，让我有勇气选择科研的职业道路。我心中对孟智勇老师的感激之情无以言表，仅以此寥寥朴拙之言记之。

其次，必须要感谢 SWANS 研究组的各位小伙伴们：姚聃、张云济、黄龄、岳健、于慧珍、朱磊、张慕容、唐晓静、周瑞琳、李飒及严大春。感谢他们营造了良好、愉快的学术、生活氛围。和他们的交流、讨论以及每次组会的思维碰撞，都让我获益良多，让我在不知不觉中进步。感谢他们在我科研受挫而感到沮丧时，不厌其烦地听我唠叨，并不停地给予我鼓励。感谢黄亦鹏不厌其烦地和我交流讨论。感谢我的挚友们，感谢他们这几年的陪伴，让我对北大的记忆呈浓浓的暖色调。

再次，我要感谢我的父母，感谢他们一直以来对儿子的支持。不管我做什么样的决定，只要是不违背原则的事情，他们都无条件地给予我精神支持和物资保障。让我有一个稳定的大后方，一个安全的港湾。是他们无条件的支持和鼓励，支撑着我从初入学堂一直到博士毕业这二十余载心无旁骛地学习和认知。

最后，我想感谢黄龄，感谢她一直以来的支持、鼓励和陪伴。

北京大学学位论文原创性声明和使用授权说明

原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品或成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本声明的法律结果由本人承担。

论文作者签名：白兰强 日期：2018年6月1日

学位论文使用授权说明

(必须装订在提交学校图书馆的印刷本)

本人完全了解北京大学关于收集、保存、使用学位论文的规定，即：

- 按照学校要求提交学位论文的印刷本和电子版本；
- 学校有权保留学位论文的印刷本和电子版，并提供目录检索与阅览服务，在校园网上提供服务；
- 学校可以采用影印、缩印、数字化或其它复制手段保存论文；
- 因某种特殊原因需要延迟发布学位论文电子版，授权学校一年/两年/三年以后，在校园网上全文发布。

(保密论文在解密后遵守此规定)

论文作者签名：白兰强 导师签名：高智勇

日期：2018年6月1日