

王晓慧, 崔晓鹏, 郝世峰. 2019. 热带气旋“苏迪罗”(2015)海上活动时段降水物理过程模拟诊断研究 [J]. 大气科学, 43 (2): 417–436. Wang Xiaohui, Cui Xiaopeng, Hao Shifeng. 2019. Diagnostic and numerical study on surface rainfall processes associated with tropical cyclone Soudelor (2015) over the ocean [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43 (2): 417–436, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1804.18118.

热带气旋“苏迪罗”(2015)海上活动时段 降水物理过程模拟诊断研究

王晓慧^{1,3} 崔晓鹏^{1,2,3} 郝世峰⁴

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

2 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

3 中国科学院大学, 北京 100049

4 浙江省气象台, 杭州 310017

摘 要 利用 WRF 模式对 2015 年热带气旋 (TC) “苏迪罗”发展演变过程开展高分辨率数值模拟, 模式较好地再现了“苏迪罗”路径、强度、高低空环流、云系演变和降水分布等。应用三维地面降水诊断方程对“苏迪罗”海上活动时段的降水物理过程模拟诊断指出, Q_{WVA} (三维水汽通量辐合辐散率) 对 TC 环流区域内降水相关的水汽相关过程变率 (Q_{WV}) 变化起主导作用, 但环流区域内 Q_{WVL} (垂直积分负的水汽局地变化率) 和 Q_{WVE} (海面蒸发率) 亦有重要贡献 (尤其是后者), 尽管 Q_{WVE} 贡献明显小于 Q_{WVA} , 但由环流区域外辐合来的水汽也可能主要源于区域外不同海域的海面蒸发, 海面蒸发的总体贡献应更大。海上活动时段云相关过程变率 (Q_{CM}) 特征及变化与 Q_{WV} 相比更为复杂, 环流区域内的 Q_{CLL} (负的液相水凝物局地变率) 基本维持正值 (液相水凝物持续减少), 其消耗主要用于向冰相水凝物转化和地面降水, 以及向区域外的三维通量辐散, 6 日 04 时之前, 环流区域内 Q_{CIL} (负的冰相水凝物局地变率) 的变化主要归因于微物理转化及地面降水, 而 6 日 04 时之后, 来自环流区域外的通量辐合也有一定作用; 降水强度逐渐增强时期, 水凝物含量的短暂增长 (负值 Q_{CLL} 和 Q_{CIL}) 主要归因于明显增强和垂直扩展的上升运动, 伴随上升运动增强, 水凝物含量明显增加, 霰融化 (P_{gm1t}) 和雨滴碰并云滴 (P_{racw}) 是造成雨滴含量增加的主要微物理过程。“苏迪罗”环流内区域和时间平均的降水效率高达 96%, 其中 Q_{WVA} 是主要贡献项, 而 Q_{WVE} 和 Q_{WVL} 亦有重要贡献, 这与 TC 所处海洋下垫面有关, 充足的降水源和较小的降水汇共同造成此时段的高降水效率, 雨滴生成主要微物理来源中, P_{gm1t} 约占 P_{racw} 的 72%, 体现出海上活动时段 TC 环流内旺盛的深对流活动特征。

关键词 降水物理过程 热带气旋 海上活动时段 三维地面降水诊断方程

文章编号 1006-9895(2019)02-0417-20

中图分类号 P444

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1804.18118

Diagnostic and Numerical Study on Surface Rainfall Processes Associated with Tropical Cyclone Soudelor (2015) over the Ocean

WANG Xiaohui^{1,3}, CUI Xiaopeng^{1,2,3}, and HAO Shifeng⁴

1 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and

收稿日期 2018-01-24; 网络预出版日期 2018-05-02

作者简介 王晓慧, 女, 1992 年出生, 硕士研究生, 主要从事热带气旋暴雨过程研究。E-mail: xhwang@mail.iap.ac.cn

通讯作者 崔晓鹏, E-mail: xpcui@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 项目) 2015CB452804, 国家自然科学基金项目 41175056

Funded by National Basic Research Program of China (Grant 2015CB452804), National Natural Science Foundation of China (Grant 41175056)

Technology, Nanjing 210044

3 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

4 Zhejiang Meteorological Observatory, Hangzhou 310017

Abstract The development and evolution of tropical cyclone (TC) “Soudelor” (2015) was simulated using the Weather Research and Forecasting model (WRF). The simulation well reproduced the path, intensity, circulation, cloud system evolution and rainfall of “Soudelor”. The three-dimensional surface rainfall equation was applied to quantitatively diagnose and analyze the precipitation process of “Soudelor” when it moved over the ocean. The results show that Q_{WVA} (the three-dimensional moisture flux convergence or divergence rate) played a major role in the variation of the rate of change for moisture-related processes (Q_{WV}), which was related to precipitation inside the TC circulation. But Q_{WVL} (vertically integrated negative local change rate of water vapor) and Q_{WVE} (surface evaporation rate) also made important contributions (especially the latter). Although the contribution of Q_{WVE} was significantly less than that of Q_{WVA} , water vapor that converged outside the circulation might be mainly come from the evaporation of sea water in different areas outside. Thereby, the overall contribution of sea surface evaporation should be great. The characteristics and variations of Q_{CM} (the rate of change for cloud-related processes) were more complicated than that of Q_{WV} , and Q_{CLL} (vertically integrated negative local change rates of liquid-phase hydrometeors) inside the circulation maintained positive (liquid-phase hydrometeors continuously decreased) throughout the incipient stage. Liquid-phase hydrometeors were largely consumed by converting into ice-phase hydrometeors and feeding the surface rainfall as well as by three-dimensional flux divergence. Q_{CIL} (vertically integrated negative local change rates of ice-phase hydrometeors) mainly stemmed from microphysical processes and surface precipitation before 0400 UTC 6. The flux convergence from the outside circulation also had certain effects after 0400 UTC 6. With increased surface rain rate, the transient growth of cloud hydrometeors (negative Q_{CLL} and Q_{CIL}) were mainly attributed to the ascending motion that enhanced markedly and expanded vertically. Cloud hydrometeors increased obviously with the sharply enhanced upward motion. Melting of graupels (P_{gmlt}) and accretion of cloud water by rain (P_{racw}) were two main sources of raindrops. Regionally and temporally averaged precipitation efficiency inside the TC circulation was as high as 96%. Q_{WVA} was the main contribution term, while Q_{WVL} and Q_{WVE} also made important contributions, which was related to the underlying ocean surface where the TC was located. When the TC moved over the sea, both the abundant source and the small sink for surface rainfall led to the high precipitation efficiency. As the main source of raindrops, P_{gmlt} accounted for 72% of P_{racw} , which reflected the characteristic of active deep convection inside the TC circulation during this period.

Keywords Rainfall process, Tropical cyclone, Activity period over the sea, Three-dimensional WRF-based precipitation equation

1 引言

热带气旋是极具破坏性的天气系统之一，其带来的大风、暴雨和风暴潮可造成严重灾害，而其引发的暴雨灾害往往超过强风灾害（李江南等，2003；陈联寿等，2004；韦青等，2010）。中国是世界上受热带气旋影响最严重的国家之一，全国约有五分之四的省、市、自治区可受到热带气旋影响（梁必骥等，1995），每年平均有 8~9 个热带气旋登陆（李英等，2004），热带气旋登陆后带来的暴雨常可造成洪涝、滑坡、泥石流、山洪等严重灾害，给人民生命和财产安全造成极大威胁。深入研究并揭示热带气旋降水过程发生、发展机制，有利于提高相关暴雨预报水平和减轻灾害影响，具有重要的理论和现实意义。近年来，国内、外气象学者从大尺度环

境场、下垫面和热带气旋自身结构等方面深入研究揭示了暴雨形成过程的复杂物理机制（雷小途和陈联寿，2001；陈忠明等，2002；Wu et al., 2002；李江南等，2005；Atallah et al., 2007；Chen et al., 2010；王黎娟等，2013），有力地推动了热带气旋暴雨机理研究进程。相比较而言，热带气旋海上活动阶段的降水机理研究相对缓慢，随着卫星探测和数值模拟等技术和手段的不断发展进步以及人类海上活动的日益频繁，热带气旋海上降水过程研究逐渐得到重视，学者们针对海上活动时段热带气旋降水的轴对称和非对称分布特征，以及环境垂直风切变、海温、水汽等因子对降水的影响开展了不少卓有成效的工作（Lonfat et al., 2004；Chen et al., 2006；Jiang et al., 2008；Jiang and Zipser, 2009），但仍存在诸多科学问题尚未完全解决，对于海上活动时段热带气

旋降水精细结构和物理过程仍缺乏深入认识。

大气降水物理过程十分复杂, 涉及宏观热、动力和微观云微物理过程的复杂相互作用。地面(海面)蒸发将地球表面的水蒸发进入大气(Cui and Li, 2006), 大尺度环流则将水汽进行输送, 在环流局地辐合和垂直上升运动等因素作用下, 水汽在降水区聚集, 并通过凝、冻结等复杂的云微物理过程(Mccumber et al., 1991; Cheng et al., 2011; Tao et al., 2011)形成云, 最终降落到地面形成降水(Cui and Li, 2006)。Kurihara (1975)指出, 热带气旋降水主要来源于水汽水平和垂直输送以及凝、冻结过程等; Yang et al. (2011)指出, 热带气旋 Nari (2001)在台湾岛地形作用下, 登陆后内核区低层水汽辐合显著加强, 凝结过程亦增强。随着观测手段和高分辨率数值模式的不断发展进步, 热带气旋降水云微物理过程深入研究受到广泛关注; 研究发现, 增加霰粒子下落末速度, 热带气旋内核区降水增强(Franklin et al., 2005), 减小霰粒子下落末速度, 层状云降水区范围扩大(Cheng et al., 2011), 降水不仅与霰粒子平均尺度、下落速度有关, 也与霰粒子收集云冰和雪粒子等的效率有关(Brown and Swann, 1997); Ren and Cui (2014)研究发现, 热带气旋“碧利斯”(2006)登陆后引发的暴雨突然增幅主要是由雨滴碰并收集云水和霰粒子融化两个微物理过程造成; Cui et al. (2015)进一步分析发现, 尽管上述两个云微物理过程始终是造成“碧利斯”暴雨的主要微物理过程, 但两者随着降水强度增强有着不同的变化特征。

为了综合考虑与降水强度相关的宏、微观物理过程, 进而深入揭示大气降水过程的复杂机制, Gao et al. (2005)基于二维云尺度模式方程组, 推导了二维地面降水诊断方程, 将地面降水率(强度)与水汽相关过程和云相关过程直接联系起来, 为定量诊断研究地面降水的精细化物理过程提供了十分有利的工具; 众多学者基于该方程对各种天气系统的降水过程开展了大量研究(Cui and Li, 2006; Wang et al., 2007; 崔晓鹏, 2009; Cui and Li, 2009; Cui and Xu, 2009; Gao and Li, 2010)。需要指出的是, 以上研究工作均基于二维云尺度模式及由此推导建立的二维地面降水诊断方程开展, 由于二维云模式由空间均一的大尺度场强迫积分, 并且没有考虑地形, 在应用到实际降水过程分析时受到一定限制。利用更为完善的数值模式(例如 WRF)开展降

水物理过程深入研究十分必要。为此, Huang et al. (2016)在 Gao et al. (2005)工作基础上, 重新推导并建立了基于 WRF 模式方程组的三维地面降水诊断方程。该方程在四川盆地暴雨过程机理研究应用中发现, 大尺度水汽相关过程对地面降水起到非常重要的作用, 但云相关过程的贡献也不可忽视(Huang et al., 2016)。他们的研究还指出, 四川盆地地面蒸发对水汽相关过程和云相关过程以及地面降水均有着重要影响(Huang et al., 2016)。刘圣楠和崔晓鹏(2018)运用该三维方程进一步分析揭示了“碧利斯”(2006)登陆后暴雨突然增幅过程中, 降水强度和降水效率与多种宏、微观物理因子的联系。他们研究指出增幅发生前, 水汽辐合作用主要体现在显著加湿局地暴雨区大气, 并通过云物理转化过程造成暴雨云系快速发展, 期间, 液相水凝物辐合对降水云系快速发展也起到十分重要的作用; 而暴雨增幅发生时段, 水汽辐合则主要用于显著增强降水强度, 此时段云微物理转化过程与前一时段相比更为活跃, 其中, 伴随暴雨云系的快速发展和趋于成熟, 霰粒子融化微物理过程的增强尤为突出, 上述差异导致两时段降水强度和降水效率显著不同。刘圣楠和崔晓鹏(2018)的工作关注的是热带气旋登陆后, 在复杂的陆地下垫面以及亚洲季风系统共同影响下的局地暴雨过程, 而到目前为止, 利用上述三维降水方程对热带气旋海上活动时段降水物理机制的深入研究尚十分少见。热带气旋处于海上时, 下垫面为广袤的海洋, 其环流结构相对完整, 对其降水物理过程的深入研究有助于深入揭示热带气旋本体环流影响下的降水过程 and 变化机制, 并对深入揭示海气相互作用下的热带气旋降水过程物理机制具有十分重要的意义。

本文将在前人工作(Ren and Cui, 2014; Cui et al., 2015; 刘圣楠和崔晓鹏, 2018)基础上, 选取2015年给我国带来严重风雨影响的热带气旋“苏迪罗”开展模拟诊断研究, 利用 WRF 模式首先对其发展和演变过程开展高分辨率数值模拟, 进而运用三维地面降水诊断方程(Huang et al., 2016), 对“苏迪罗”海上活动时段的降水物理过程开展深入诊断分析。论文第二部分将对“苏迪罗”生成和发展过程做简单回顾, 并简要介绍模拟试验方案和三维地面降水诊断方程, 第三部分利用观测资料对模拟结果进行验证, 第四部分利用三维地面降水诊断方程对“苏迪罗”海上活动时段降水物理过程开展诊断

分析, 第五部分为文章总结和讨论。

除特殊说明外, 文中所用时间均为协调世界时。

2 热带气旋“苏迪罗”、模拟方案和三维地面降水诊断方程简介

2.1 热带气旋“苏迪罗”简介

热带气旋“苏迪罗”于 2015 年 7 月 30 日 20 时(北京时)在西北太平洋生成, 而后强度不断加强, 8 月 3 日 14 时(北京时)强度达超强台风级别, 最强时中心附近地面最大风速达 17 级(65 m s^{-1}), 中心最低海平面气压达 910 hPa。“苏迪罗”生成后向偏西北方向移动, 于 8 月 8 日凌晨首先登陆我国台湾省, 并于当日 22 时(北京时)进一步登陆福建省莆田市, 登陆时中心附近地面最大风速达 13 级, 登陆后强度逐渐减弱。“苏迪罗”登陆后, 降水集中、风力强劲, 给台湾、浙江、福建等地带来暴雨、大风等严重灾害, 造成约 20 余人死亡, 直接经济损失数百亿。“苏迪罗”在海上维持时间长达 8 天之久, 且强度强、发展迅猛, 环流结构完整, 为本文研究提供了很好的个例。

2.2 数值模拟方案

利用中尺度模式 WRF (V3.5.1), 本文首先对热带气旋“苏迪罗”(2015)发展和移动过程开展高分辨率数值模拟。模拟采用三层单向嵌套网格, 区域设置如图 1a 所示, 最内两层区域如图 1b 所示, 三个模拟区域水平分辨率分别为 27、3 和 1.5 km, 格点数分别为 343×325 、 595×595 和 925×741 ; 模式垂直层次共分为 50 层, 模式层顶为 50

hPa。D01 区域基本覆盖了影响“苏迪罗”移动的主要环流系统所在区域, 以保证模式对热带气旋移动路径的模拟效果, 内层区域则主要覆盖了“苏迪罗”西北向移动至我国台湾省东部海域附近时段、强度维持强台风以上强度时的途经区域, 以满足本文研究需求。

模拟采用以下主要物理参数化方案: Goddard 微物理方案、RRTM 长波辐射方案、Dudhia 短波辐射方案、YSU (Yonsei University) 边界层方案和 KF (Kain-Fritsch) 积云对流参数化方案, 其中, KF 积云对流参数化方案只用于最外层(D01)区域。为节省计算机时, 提高计算效率, 模拟采用“ndown”方法, 由外层区域为内层区域提供初、边值, 而最外层区域(D01)的初、边条件则利用美国国家环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, 简称 NCEP)的 FNL 全球分析资料(Final Operational Global Analysis, 空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$, 时间分辨率为 6 小时)计算得到。值得一提的是, 与以往多数热带气旋个例相关精细化模拟研究不同, 本文数值模拟中, 模式海温资料由水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的 NCEP 实时全球日平均海温资料计算得到, 并每 6 小时输入到模式中, 以便更好地模拟海上活动时段热带气旋的强度和降水过程等, 同时为未来敏感性试验研究提供对照试验结果。D01 区域积分时段为 2015 年 8 月 4 日 18 时至 9 日 06 时(共 108 小时、4.5 天), D02 区域积分时段从 5 日 00 时至 7 日 06 时(共 54 小时), D03 区域积分时段从 5 日 06 时至 7 日 00 时(共 42 小时), 积分步长分别为 90、15 和 10 s, 具体模拟方案设置参见

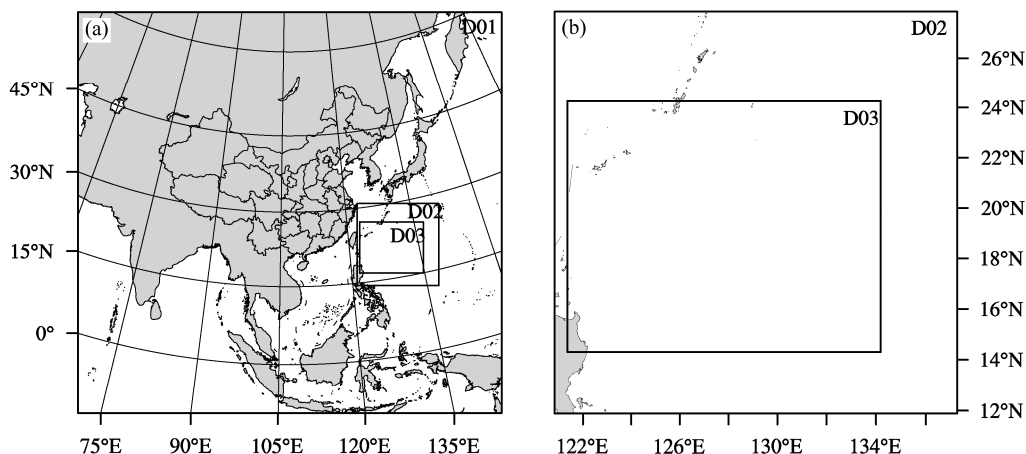


图 1 (a) 模拟区域和 (b) 内层区域设置

Fig. 1 (a) Model domain configuration and (b) two inner domains

表 1; 三层模拟区域积分时段均包含“苏迪罗”在台湾岛东部海域活动阶段。此外, 模式除了输出 WRF 标准变量外, 还在最内层区域(D03)输出了云微物理转化项以及与三维地面降水诊断方程相关的各项, 用于本文降水物理过程诊断分析研究。

表 1 模拟方案设置

Table 1 Model configuration

	模拟方案设置		
	D01 区域	D02 区域	D03 区域
格点数 (x,y)	343×325	595×595	925×741
网格距/km	27	3	1.5
覆盖范围/km×km	9261×8775	1785×1785	1387.5×1111.5
时间步长/s	90	15	10
积分时间/h	0~108	6~60	12~54

2.3 三维地面降水诊断方程简介

WRF 模式水物质控制方程 (Skamarock et al., 2008) 为

$$\frac{\partial(\rho_a Q_v)}{\partial t} = -\nabla_3 \cdot (\rho_a Q_v \mathbf{V}) + \text{DIFF}_{Q_v} + E_s + \rho_a S_{Q_v}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial(\rho_a Q_c)}{\partial t} = -\nabla_3 \cdot (\rho_a Q_c \mathbf{V}) + \text{DIFF}_{Q_c} + \rho_a S_{Q_c}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial(\rho_a Q_x)}{\partial t} = -\nabla_3 \cdot (\rho_a Q_x \mathbf{V}) + \text{DIFF}_{Q_x} + \frac{\partial(\rho_a Q_x V_{Q_x})}{\partial z} + \rho_a S_{Q_x}, x \in (r, i, s, g, h) \quad (3)$$

其中, Q_v , Q_c 和 Q_x 为各类水凝物质混合比 (v: 水汽; c: 云水; r: 雨水; i: 云冰; s: 雪; g: 霰; h: 冰雹), E_s 代表地(海)面水汽通量(地表蒸发), ρ_a 代表空气密度, $\mathbf{V}$ 代表三维风矢量, V_{Q_x} 代表质量加权的水凝物粒子下落末速度, S_{Q_v} , S_{Q_c} 和 S_{Q_x} 为微物理源汇项, 并满足下述关系 (Skamarock et al., 2008):

$$S_{Q_v} + S_{Q_c} + \sum_{x \in (r, i, s, g, h)} S_{Q_x} = 0. \quad (4)$$

Huang et al. (2016) 将方程 (1) ~ (4) 联立, 并利用 $\int_{z_s}^{z_t} () dz$ (z_t 和 z_s 分别表示模式大气的顶层和地面高度) 对联立方程进行垂直积分, 最终得到基于 WRF 模式的三维地面降水诊断方程, 简单表述为

$$P_s = Q_{wv} + Q_{cm}. \quad (5)$$

其中, 水汽相关过程变率 $Q_{wv} = Q_{wvl} + Q_{wva} + Q_{wve} + Q_{wvd}$, 云相关过程变率 $Q_{cm} = Q_{cl} + Q_{ci}$, 液相水凝物相关过程变率 $Q_{cl} = Q_{cLL} + Q_{cLA} + Q_{cLD}$, 冰相水凝物相关过程变率 $Q_{ci} = Q_{cIL} + Q_{cIA} + Q_{cID}$ 。

上述方程各项具体数学表达式 (Huang et al., 2016) 如下:

$$P_s = \int_{z_s}^{z_t} \left[-\sum_{x \in (r, i, s, g, h)} \frac{\partial(\rho_a Q_x V_{Q_x})}{\partial z} \right] dz, \quad (6a)$$

$$Q_{wvl} = \int_{z_s}^{z_t} \left[-\frac{\partial(\rho_a Q_v)}{\partial t} \right] dz, \quad (6b)$$

$$Q_{wva} = \int_{z_s}^{z_t} [-\nabla_3 \cdot (\rho_a Q_v \mathbf{V})] dz, \quad (6c)$$

$$Q_{wve} = \int_{z_s}^{z_t} E_s dz, \quad (6d)$$

$$Q_{wvd} = \int_{z_s}^{z_t} \text{DIFF}_{Q_v} dz, \quad (6e)$$

$$Q_{cLL} = \int_{z_s}^{z_t} \left[-\sum_{x \in (c, r)} \frac{\partial(\rho_a Q_x)}{\partial t} \right] dz, \quad (6f)$$

$$Q_{cLA} = \int_{z_s}^{z_t} \sum_{x \in (c, r)} [-\nabla_3 \cdot (\rho_a Q_x \mathbf{V})] dz, \quad (6g)$$

$$Q_{cLD} = \int_{z_s}^{z_t} \sum_{x \in (c, r)} \text{DIFF}_{Q_x} dz, \quad (6h)$$

$$Q_{cIL} = \int_{z_s}^{z_t} \left[-\sum_{x \in (i, s, g, h)} \frac{\partial(\rho_a Q_x)}{\partial t} \right] dz, \quad (6i)$$

$$Q_{cIA} = \int_{z_s}^{z_t} \sum_{x \in (i, s, g, h)} [-\nabla_3 \cdot (\rho_a Q_x \mathbf{V})] dz, \quad (6j)$$

$$Q_{cID} = \int_{z_s}^{z_t} \sum_{x \in (i, s, g, h)} \text{DIFF}_{Q_x} dz. \quad (6k)$$

各项物理含义如表 2 所示。

表 2 三维地面降水诊断方程各项物理含义

Table 2 Physical descriptions of the terms in the three-dimensional WRF-based precipitation equation

方程项	物理含义
P_s	降水强度
Q_{wvl}	垂直积分的水汽局地变化率的负值
Q_{wva}	垂直积分的三维水汽通量辐合/辐散率
Q_{wve}	地(海)面蒸发率
Q_{wvd}	垂直积分的三维水汽耗散率
Q_{cLL}	垂直积分的液相水凝物(云滴和雨滴)局地变化率的负值
Q_{cLA}	垂直积分的三维液相水凝物(云滴和雨滴)通量辐合/辐散率
Q_{cLD}	垂直积分的三维液相水凝物(云滴和雨滴)耗散率
Q_{cIL}	垂直积分的冰相水凝物(云冰、雪、霰等)局地变化率的负值
Q_{cIA}	垂直积分的三维冰相水凝物(云冰、雪、霰等)通量辐合/辐散率
Q_{cID}	垂直积分的三维冰相水凝物(云冰、雪、霰等)耗散率

3 模拟验证

3.1 路径和强度

热带气旋观测路径采用中国气象局上海台风研究所提供的最优路径资料, 图 2a 给出了 8 月 4 日 18 时至 9 日 00 时热带气旋“苏迪罗”观测和

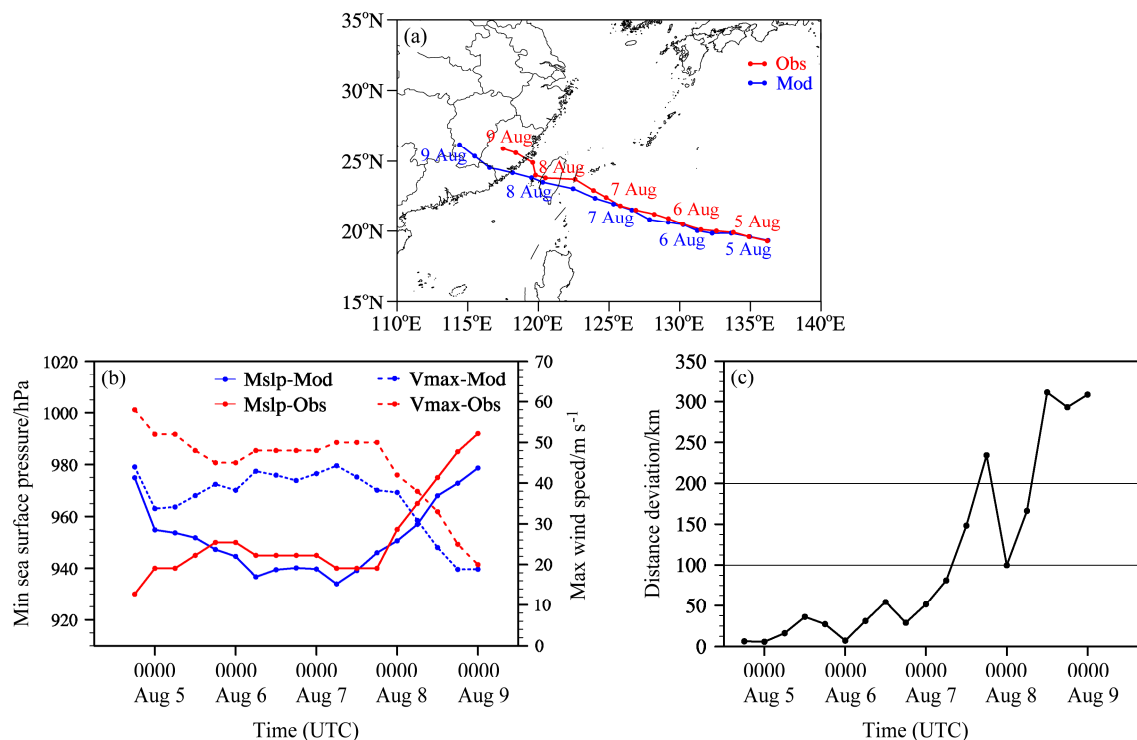


图2 (a) 8月4日18时至9日00时热带气旋“苏迪罗”逐6小时观测(红色)与模拟(蓝色)路径, (b) 观测(红色)和模拟(蓝色)的近地面最大风速(虚线, 单位: m s^{-1})及最低海平面气压(实线, 单位: hPa)演变, (c) 观测与模拟的路径差(单位: km)

Fig. 2 (a) Tracks of observed (red) and simulated (blue) tropical cyclone Soudelor at 6-h interval from 1800 UTC 4 August to 0000 UTC August, (b) Time series of maximum wind speed (dashed, units: m s^{-1}) and minimum sea surface pressure (solid, units: hPa) of observed (red) and simulated (blue) storms. (c) Distance deviation of observed and simulated storms (units: km)

模拟路径。可以看出, 模式较好地模拟出了热带气旋“苏迪罗”总体西北向移动路径。4日18时至7日18时, “苏迪罗”位于海上, 模式较好地模拟出了此时段“苏迪罗”的移动方向(图2a)和移动速度(图略), 路径差基本维持在50 km以内(图2c)。随着“苏迪罗”外围环流逐渐靠近台湾, 受地形和其他环流系统等因素影响, 模拟和观测的热带气旋移动速度均有所减小(图略), 但由于此时模式已积分3天多, 接近全部4.5天模拟的尾声, 模拟误差逐渐增长, 模拟和观测路径逐渐偏离(图2a), 路径差也逐渐增大(图2c)。模拟热带气旋登陆福建的时间为8日06时, 早于观测6 h左右, 登陆地点偏南, 但均位于福建省境内。实况显示, 登陆福建后的“苏迪罗”缓慢西北向移动, 而模拟热带气旋于8日18时进入江西, 这与模拟的引导气流偏南和偏强有关。尽管存在一定差异, 但就本文后续研究主要关注的热带气旋海上活动时段而言, 模拟与观测路径较为一致。

从图2b观测的中心最低海平面气压演变可以看出, “苏迪罗”在6日00时之前强度略有减弱, 随后至7日18时强度又缓慢增强, 登陆台湾岛后, 受陆地下垫面摩擦等因素的影响, 强度迅速减弱。由于初始场存在误差, 初始时刻模拟热带气旋强度较观测明显偏弱(图2b), 强度差较大; 但随后差值逐渐减小, 5日12时之后与观测较为接近, 且模式较好地模拟再现了“苏迪罗”中心最低海平面气压6日00时之后缓慢增强, 以及登陆后迅速减弱的变化特征。从“苏迪罗”中心附近10米最大风速时间演变也可以看出, 6日00时之后, 观测和模拟均呈现先缓慢增大后迅速减小的变化特征, 但模拟风速略小于观测(图2b)。总体来看, 尽管存在一定差异, 就本文后续研究中主要关注的热带气旋海上活动时段而言, 模拟与观测强度和变化较为一致。

3.2 高低空环流

利用 NCEP/FNL 全球分析资料(水平分辨率 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, 时间分辨率6小时)和D01区域(27

km) 模拟结果对比分析大尺度环流形势(图 3), 由图可见, 模式较好地模拟再现了影响“苏迪罗”移动和发展的高、低空环流系统的演变, 包括: 高空西风急流、副热带高压、西风槽脊以及 850 hPa 西南低空急流等。5 日 06 时之前(图略), 200 hPa 西风急流主体位于日本北部上空, 500 hPa 等压面上, 东亚中高纬地区呈现两脊一槽环流形势, 西风槽位于贝加尔湖以东, 槽底南伸至 30°N 附近, 副热带高压主体位于西北太平洋洋面上, 西脊线位于

30°N 以北, 引导“苏迪罗”向西偏北方向移动。5 日 06 时(图 3a、b), 西风槽仍旧稳定维持在我国上空, 与此同时, 副热带高压稳定维持, 强度有所加强, 继续引导热带气旋向西偏北移动, 850 hPa 上, 菲律宾及其以东地区的越赤道气流与西南气流相配合, 源源不断地将水汽输送到“苏迪罗”环流中。自 6 日 12 时(图 3c、d)开始, 中纬度大气环流逐渐调整, 西风槽逐渐北退并东移, 而副热带高压则略加强西伸, 引导“苏迪罗”继续向西北方向

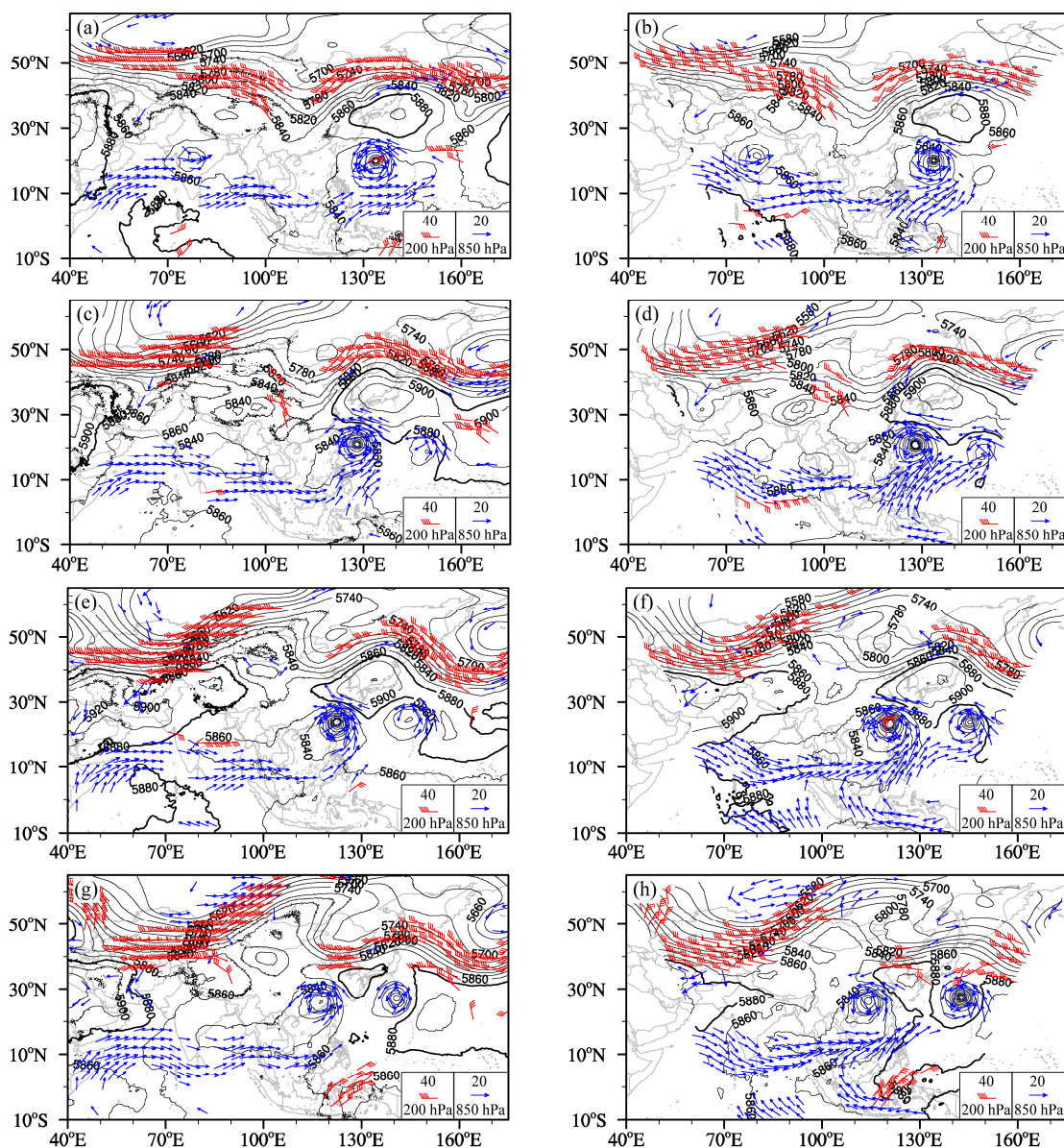


图3 (a、c、e、g) FNL 全球分析资料(分辨率 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$)与(b、d、f、h)模拟(分辨率27 km) 500 hPa 位势高度场(等值线, 单位: gpm)、850 hPa 风场(蓝色风矢量, 大于 12 m s^{-1})和200 hPa 风场(红色风羽, 大于 30 m s^{-1})。2015 年8月(a、b)5日06时、(c、d)6日12时、(e、f)7日18时、(g、h)9日00时

Fig.3 500 hPa geopotential height fields (contour, units: gpm), 850 hPa wind fields (blue vector, $>12 \text{ m s}^{-1}$) and 200 hPa wind fields (red wind barb, $>30 \text{ m s}^{-1}$) from (a, c, e, g) NCEP Final Operational Global Analysis and Forecast data on $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ grid and (b, d, f, h) numerical simulation with 27 km horizontal resolution. (a, b) 0600 UTC 5 August, (c, d) 1200 UTC 6 August, (e, f) 1800 UTC 7 August, (g, h) 0000 UTC 9 August 2015

移动。伴随着“苏迪罗”西北行并登陆、中高纬度槽脊东移以及另外一个热带气旋“莫拉菲”生成和发展(图 3e-h),副高主体被逐渐切断,并逐渐减弱东退,受“莫拉菲”影响,850 hPa 西南气流水汽输送逐渐脱离“苏迪罗”环流主体;受登陆后地形、下垫面和水汽来源切断等因素共同影响,“苏迪罗”强度迅速减弱(图 2b)。对比 FNL 资料和模拟结果可以看出,模式较好地再现了影响“苏迪罗”移动和强度变化的主要环流系统的演变特征;此外,模式还较成功模拟出了位于西北太平洋 140°E 以东洋面上的热带气旋“莫拉菲”的发生、发展。值得指出的是,8 日 00 时以后,模拟的副热带高压与实况相比强度略偏强、范围略偏大,导致模拟的引导气流强于观测(图略)且略偏向西南,后期路径差不断增大(图 2c)。尽管模拟与 FNL 资料(尤其是模拟后期)存在一定差异,但就本文后续降水过程研究主要关注的热带气旋海上活动时段而言,模拟与 FNL 资料高、低空环流演变特征较为一致。

3.3 云系演变

图 4 给出了热带气旋“苏迪罗”海上移动时段, GMS (Geostationary meteorological satellite) 卫星云图(分辨率 $0.05^\circ \times 0.05^\circ$)和 D01 区域模拟的 OLR (Outgoing long-wave radiation) 分布。由图 4 可以看出,模式较好地模拟再现了各天气系统云系结构和演变特征,包括“苏迪罗”环流云系、其西北侧的锋面降水云系以及南侧西南季风云系等。模拟的“苏迪罗”环流云系尺度与观测基本相当,主要的外围螺旋云雨带及其演变也与观测较为一致,但模拟的热带气旋眼区尺度偏大,其原因有待另文深入研究。

3.4 降水对比

图 5 给出了 2015 年 8 月 5 日 06 时至 7 日 00 时 CMORPH (CPC MORPHing technique) 卫星观测和 WRF 模式模拟的累积降水分布。以往研究指出,CMORPH 卫星观测降水产品能够描述热带气旋降水总体空间分布及演变特征,但与地面观测相比,其降水量值普遍偏低(潘旻等, 2011),对海上降水强度也有明显低估(Sapiano and Arkin., 2009),模式降水可达卫星降水约两倍(Chen et al., 2015),尤其对强降水存在明显低估(Yu et al., 2008)。由图 5 可见,模式对“苏迪罗”海上活动时段降水的总体分布给出了较好的模拟再现,与 CMORPH 卫星观测(图 5a)相比,模拟降水分布(图 5b-d)更为集中,呈现追随热带气旋移动路径

的相对更为狭长的带状分布特征,降水也主要集中在热带气旋路径两侧,但与观测相比,强降水分布区域更大、更广。

进一步分析了热带气旋“苏迪罗”海上移动时段逐 6 小时累积降水量分布(图略)。热带气旋在海上移动时,下垫面相对均匀平坦,“苏迪罗”强度较强,环流结构相对完整,观测和模拟降水均呈现出较为完整的热带气旋降水分布特征,主要表现为围绕眼区的强降水中心和外围螺旋雨带;相比较而言,模拟降水分布较卫星观测更能明显、清晰和完整地体现出热带气旋螺旋雨带分布特征(图略)。8 月 5 日 12~18 时,热带气旋较强降水呈现明显非对称性分布特征,卫星观测的眼墙附近强降水中心主要位于热带气旋中心东侧,主螺旋雨带则位于热带气旋南侧,模拟降水分布与观测总体上保持一致,但模拟的眼区东侧强降水更强、范围更大,模拟的南侧主螺旋雨带与卫星观测相比则相对松散(图略)。5 日 18 时至 6 日 00 时(图略),眼墙附近强降水中心主体位于热带气旋中心东北侧,南侧主螺旋雨带不断向外扩展,随后眼墙附近强降水中心不断向东南方向移动。6 日 00~06 时(图略),卫星观测眼墙附近强降水中心主要位于热带气旋中心东侧和南侧,而模拟强降水中心更强、且在中心东北侧也有分布;此时段,模拟和卫星观测中均可以看到一条分布于热带气旋西侧的绵长螺旋雨带,这可能与前期南侧螺旋雨带的进一步发展有关。6 日 12~18 时(图略),卫星观测强降水主要位于热带气旋南侧和中心东南侧,而模拟强降水中心则主要位于热带气旋中心东北侧。总体而言,尽管存在一些偏差,但模式基本上能较好地再现“苏迪罗”海上移动时段降水的空间分布和时间演变特征,尤其对于螺旋云雨带的刻画与卫星观测降水相比更为完整和精细。

4 “苏迪罗”海上活动时段降水物理过程模拟诊断分析

为了分析热带气旋海上移动时段的降水过程,首先需要定义热带气旋环流区域。Lau et al. (2008) 将距离热带气旋中心 500 km 范围内降水定义为热带气旋降水,亦有研究将 17 m s^{-1} 切向风速半径所围区域,或者 850 hPa 切向风涡度为零的闭合等值线所围区域定义为热带气旋降水区域(Chan and Chan, 2016; 吴联要和雷小途, 2012),而 Yang et al.

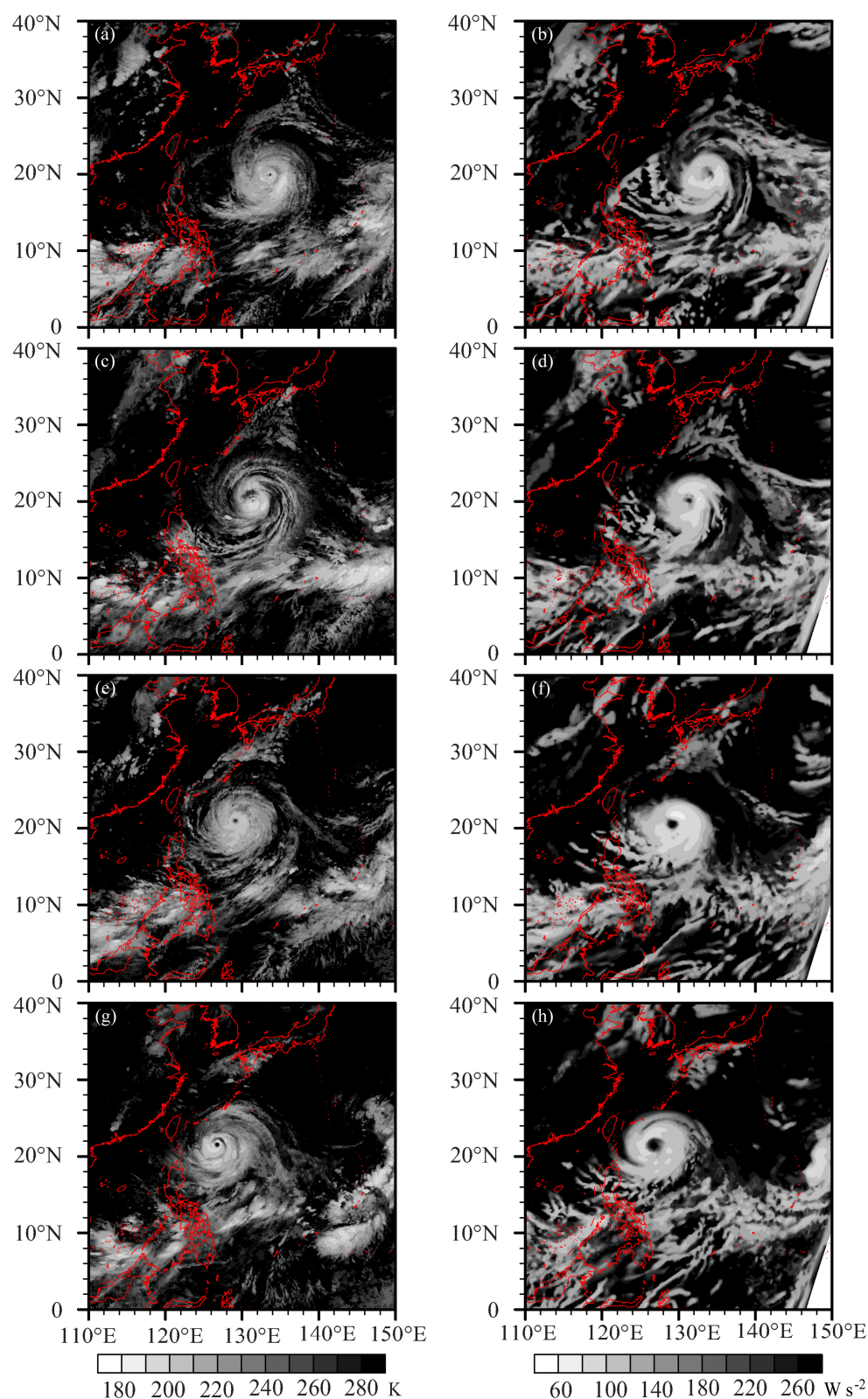


图4 (a、c、e、g) GMS (Geostationary meteorological satellite) 卫星云图(分辨率 $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$)和(b、d、f、h)模拟得到的OLR (Outgoing long-wave radiation, 向外长波辐射, 阴影, 单位 W s^{-2} , 分辨率27 km)分布。2015年8月(a、b)5日06时、(c、d)5日18时、(e、f)6日06时、(g、h)6日18时

Fig. 4 (a, c, e, g) GMS satellite images (resolution: $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$) and (b, d, f, h) simulated OLR (shaded, units: W s^{-2} , resolution: 27 km). (a, b) 0600 UTC 5 August, (c, d) 1800 UTC 5 August, (e, f) 0600 UTC 6 August, (g, h) 1800 UTC 6 August 2015

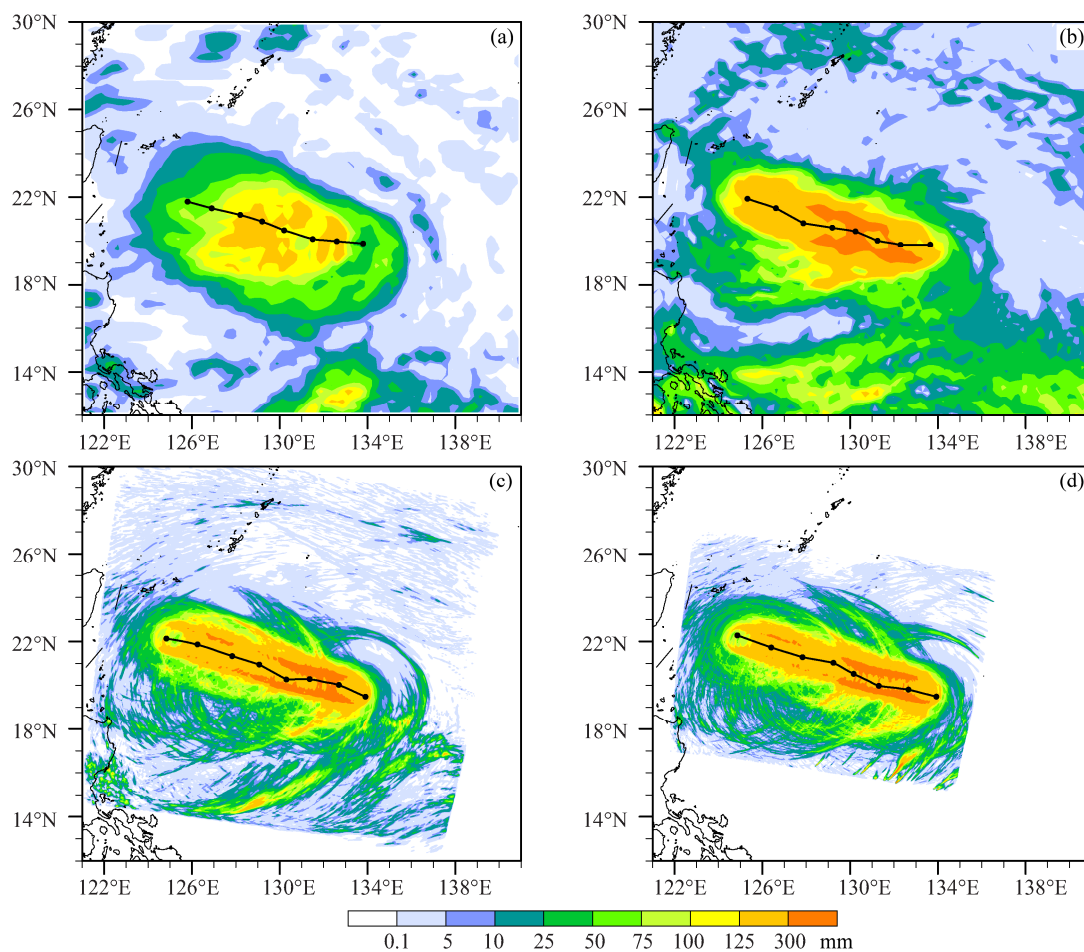


图5 2015年8月5日06时至7日00时(a) CMORPH(CPC MORPHing technique)卫星观测(分辨率 0.25°)的和(b, c, d)模拟(分辨率分别为27 km、3 km、1.5 km)的42小时累积降水量分布(单位: mm)。图中黑色圆点和粗折线分别表示观测和模拟的热带气旋中心位置与路径

Fig. 5 42-h accumulated precipitation (units: mm) with horizontal resolution of 0.25° retrieved from (a) satellite through CPC MORPHing technique (CMORPH) and from simulations at resolutions of (b) 27 km, (c) 3 km, (d) 1.5 km from 0600 UTC 5 August to 0000 UTC 7 August 2015. The black dots and the thick black lines indicate the observed and simulated tracks of tropical cyclone

(2011)则根据热带气旋海上移动时段不同高度的雷达反射率因子分布来帮助定义热带气旋内核区和外围雨带区。图6给出了“苏迪罗”海上移动时段不同高度(40 m、3 km和7 km)的雷达反射率因子分布,可以看出,“苏迪罗”环流完整,较强雷达回波主要集中在眼墙附近,外围螺旋云雨带中也有一定分布;从海上移动时段各个时刻和各个高度的雷达回波分布来看(图6),“苏迪罗”环流主要回波基本位于距中心420 km半径以内(见图6中圆圈所示)。综合参照上述相关研究定义以及本文个例具体情况和研究目的,将以热带气旋最低海平面气压为中心,半径420 km的圆形区域定义为“苏迪罗”环流和降水区域。此外,为保证“苏迪罗”降水区域在D03区域中的完整性,依据D03

区域设置和模拟结果,选取2015年8月5日14时至6日20时作为本节降水过程分析的主要时间段。下面将利用模式最内层(水平分辨率1.5 km,时间分辨率1小时)的输出资料,结合三维地面降水诊断方程(Huang et al.,2016),开展“苏迪罗”海上活动时段降水过程诊断分析。

从图7可以看出,半径420 km圆形区域平均的垂直上升运动中心主体位于对流层中高层,最大值达 16 cm s^{-1} 以上。5日14时至6日00时, 10 cm s^{-1} 以上较强垂直上升运动主要位于9 km以上,之后,向下最低伸展至约6 km高度处,随后,又收缩至9 km以上。5日20时至6日12时之间,上升运动垂直伸展范围最大,代表该时段热带气旋环流区域内垂直上升运动旺盛发展(图7),区域内对流

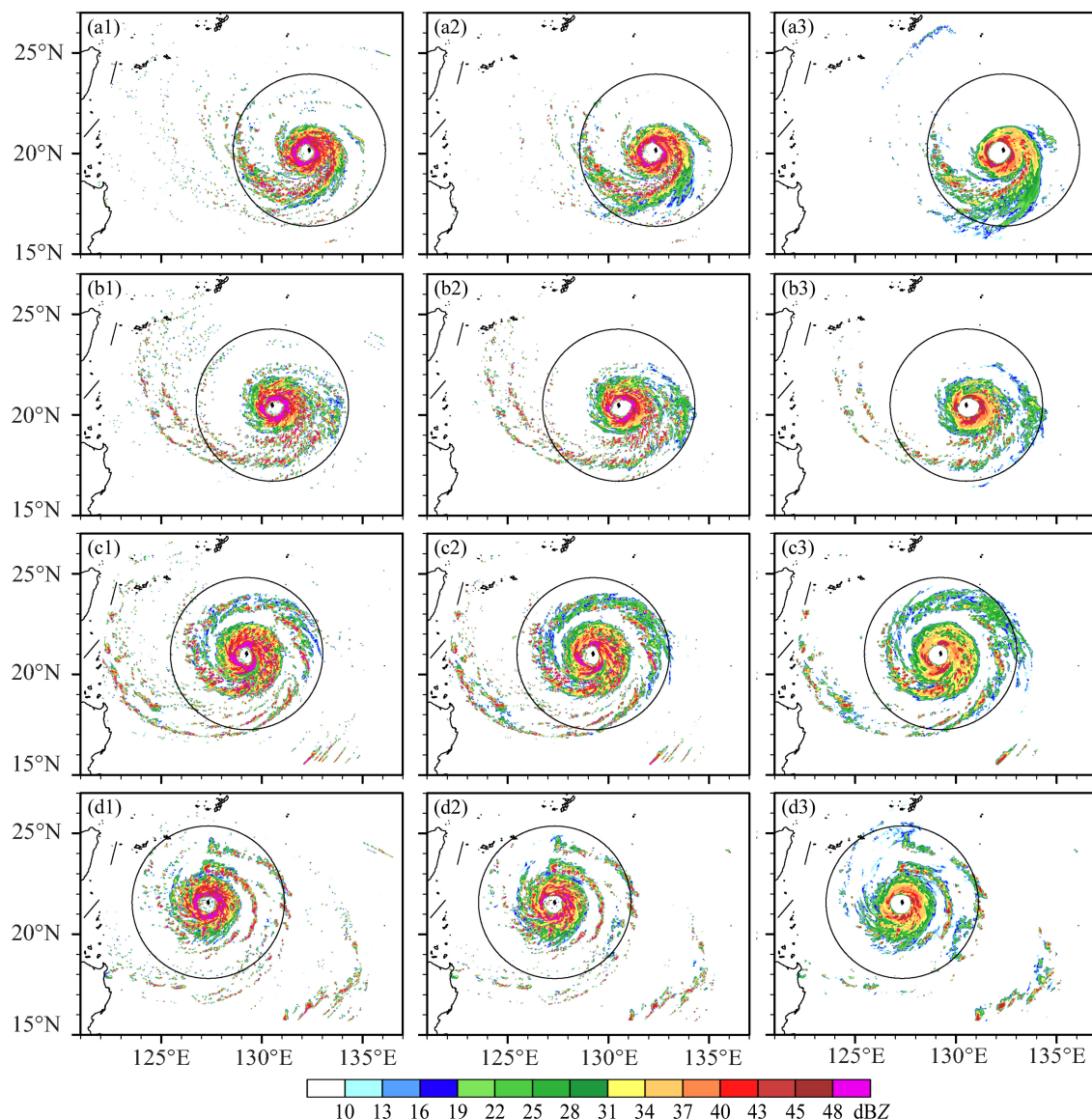


图6 (a1、b1、c1、d1) 40 m、(a2、b2、c2、d2) 3 km、(a3、b3、c3、d3) 7 km 高度模拟的雷达反射率分布(分辨率 1.5 km, 单位: dBZ)。2015 年 8 月 5 日 (a1-a3) 14 时、(b1-b3) 22 时、6 日 (c1-c3) 06 时和 (d1-d3) 14 时

Fig. 6 Simulated radar reflectivity (units: dBZ) at (a1, b1, c1, d1) 40 m, (a2, b2, c2, d2) 3 km, (a3, b3, c3, d3) 7 km height on 1.5 km grid. (a1-a3) 1400 UTC 5 August, (b1-b3) 2200 UTC 5 August, (c1-c3) 0600 UTC 6 August, (d1-d3) 1400 UTC 6 August 2015

发展强盛(图 6), 地面降水也显著增强(图 8)。

图 8 给出了 2015 年 8 月 5 日 14 时至 6 日 20 时模拟的区域平均(距离热带气旋中心 420 km 半径区域)降水强度(P_S)、 Q_{WV} 、 Q_{CM} 以及 Q_{WV} 和 Q_{CM} 与 P_S 比值的时间序列。由图 8a 可以看出, P_S 峰值出现在 6 日 05 时左右, 此时, 对流层上升运动发展最为强烈、垂直伸展范围最大(图 7), 而两个 P_S 相对低值出现在 5 日 20 时和 6 日 14 时左右, 分别对应较小的垂直上升运动伸展高度(图 7); Q_{WV} 的量值和时间演变与 P_S 较为一致, 是 P_S 的主

要贡献项, 但 Q_{CM} 也有一定贡献, 这与以往众多研究结果(Gao et al., 2005; Huang et al., 2016)一致。 P_S 增长主要时段(5 日 22 时至 6 日 04 时), Q_{WV} 略大于 P_S , 而 Q_{CM} 小于零, 说明该时段云系发展更为旺盛; 6 日 04 时, P_S 达到最强之后, Q_{WV} 有所减弱, 并且量值略小于 P_S , 而 Q_{CM} 则略大于零, 说明伴随较强降水的发生, 降水云系逐渐消弱; 整个分析时段中, Q_{CM} 对 P_S 的贡献最大接近 10%(图 8b)。

水汽收支相关过程分析显示(图 9a), Q_{WVA} (三维水汽通量辐合辐散率)与 Q_{WV} 随时间的变化相

似,但量值明显小于后者,分析时段平均贡献约为 75% (图 9b); 区域平均的 Q_{WVL} (垂直积分负的水汽局地变化率) 和 Q_{WVE} (海面蒸发率) 对水汽收支有重要贡献 (尤其是 Q_{WVE}), 分析时段平均贡献率 (图 9b) 分别约为 10% (Q_{WVL}) 和 16% (Q_{WVE})。本文中, Q_{WVE} 并未出现以往四川暴雨个例研究 (Huang et al., 2016) 中较明显的日变化特征, 这可能与“苏迪罗”庞大密实云系对太阳辐射的遮蔽作用等因素有关。分析时段内, Q_{WVL} 逐渐减小, 但基

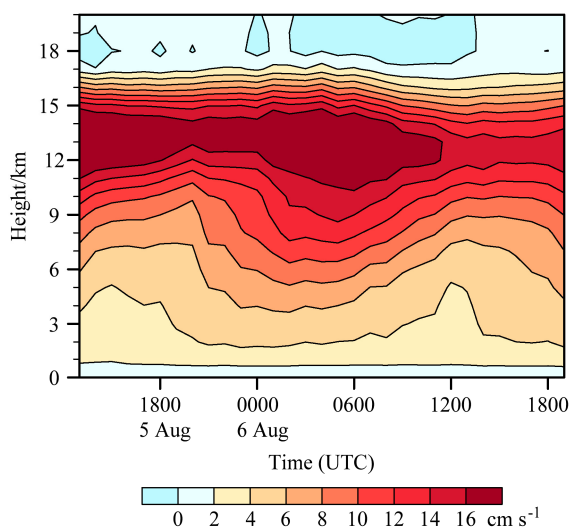


图 7 模拟 (D03, 分辨率 1.5 km) 区域平均 (半径 420 km 圆形区域) 垂直速度 (彩色阴影和等值线, 单位: cm s^{-1}) 的高度—时间演变

Fig. 7 Height-time evolution of area averaged (in the 420 km radius domain) vertical velocity (color shading and contour, units: cm s^{-1}) on 1.5 km grid (D03)

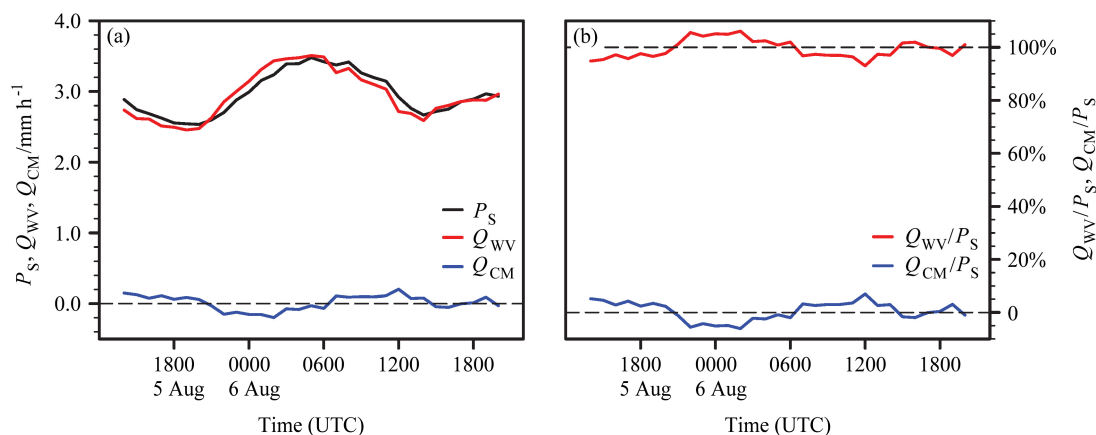


图 8 2015 年 8 月 5 日 14 时至 6 日 20 时区域平均 (半径 420 km 圆形区域) 的 (a) 地面降水强度 (P_s , 黑色实线)、水汽相关过程变率 (Q_{wv} , 红色实线) 和云相关过程变率 (Q_{cm} , 蓝色实线) (单位: mm h^{-1}), (b) Q_{wv}/P_s (红色实线) 和 Q_{cm}/P_s (蓝色实线) 的时间演变

Fig. 8 Temporal evolutions of area averaged (in the 420 km radius domain) (a) surface rain rate (P_s , black line), the change rates for moisture-related processes (Q_{wv} , red line) and cloud-related processes (Q_{cm} , blue line) (units: mm h^{-1}), (b) the ratios of Q_{wv} (red line) and Q_{cm} (blue line) to P_s from 1400 UTC 5 August to 2000 UTC 6 August 2015

本维持正值 (图 9a), 而同样利用三维地面降水诊断方程开展的四川暴雨个例研究 (Huang et al., 2016) 和登陆后热带气旋环流内局地短时暴雨过程研究 (刘圣楠和崔晓鹏, 2018) 中, Q_{WVL} 均有正有负; 伴随强降水的发生和减弱, 此次分析的海上活动阶段的热带气旋强度达强台风级, 云系完整, 环流内持续的较强降水不断消耗由辐合以及海面蒸发等带来的水汽, 导致局地大气中的水汽含量始终处于减少状态 (正值 Q_{WVL}), 但辐合以及海面蒸发等过程向热带气旋环流区域连续不断的水汽补给为持续较强降水提供了充足的水汽。需要指出的是, 尽管本文分析个例降水过程中, Q_{WVE} 平均仅占 Q_{wv} 的约 16% (图 9b), 而 Q_{WVA} 平均约占 Q_{wv} 的 75%, 但“苏迪罗”环流区域 (距中心 420 km 半径区域) 外辐合来的水汽也应主要来自于区域外不同海域的海面蒸发, 海面蒸发对热带气旋降水过程水汽收支应该起到十分重要的作用。未来工作将进一步深入分析海面蒸发对“苏迪罗”海上降水过程的定量化影响, 以及热带气旋通过影响海温分布变化, 进而影响到海面蒸发过程和降水过程的海气相互作用机制等。

与水汽收支特征 (图 9) 相比, “苏迪罗”海上活动时段云收支特征 (图 10) 变化更为复杂, 显示出热带气旋环流区域内云尺度上的剧烈变化。云收支特征可以分为液相 (图 10a) 和冰相 (图 10b) 两个部分, 总体上看, 与 Q_{CL} 相比 (图 10a), Q_{CI} 对 Q_{CM} 的贡献更大, Q_{CI} 与 Q_{CM} 无论是量值还是变

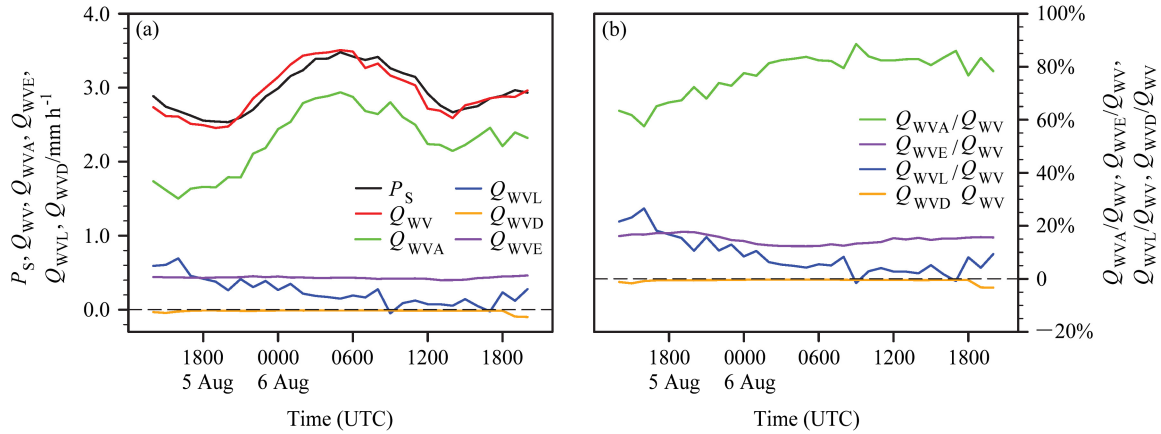


图9 2015年8月5日14时至6日20时区域平均(半径420 km圆形区域)的(a) P_s (黑色实线)、水汽相关过程(Q_{WV} : 红色实线, Q_{WVL} : 蓝色实线, Q_{WVA} : 绿色实线, Q_{WVD} : 橘黄色实线, Q_{WVE} : 紫色实线; 单位: mm h^{-1}), (b) Q_{WVL}/Q_{WV} , Q_{WVA}/Q_{WV} , Q_{WVD}/Q_{WV} , Q_{WVE}/Q_{WV} 的时间演变
Fig. 9 Temporal evolutions of area averaged (in the 420 km radius domain) (a) P_s (black line), moisture-related processes (Q_{WV} : red line, Q_{WVL} : blue line, Q_{WVA} : green line, Q_{WVD} : orange line, Q_{WVE} : purple line; units: mm h^{-1}), (b) the ratios of Q_{WVL} (blue line), Q_{WVA} (green line), Q_{WVD} (orange line), Q_{WVE} (purple line) to Q_{WV} from 1400 UTC 5 August to 2000 UTC 6 August 2015

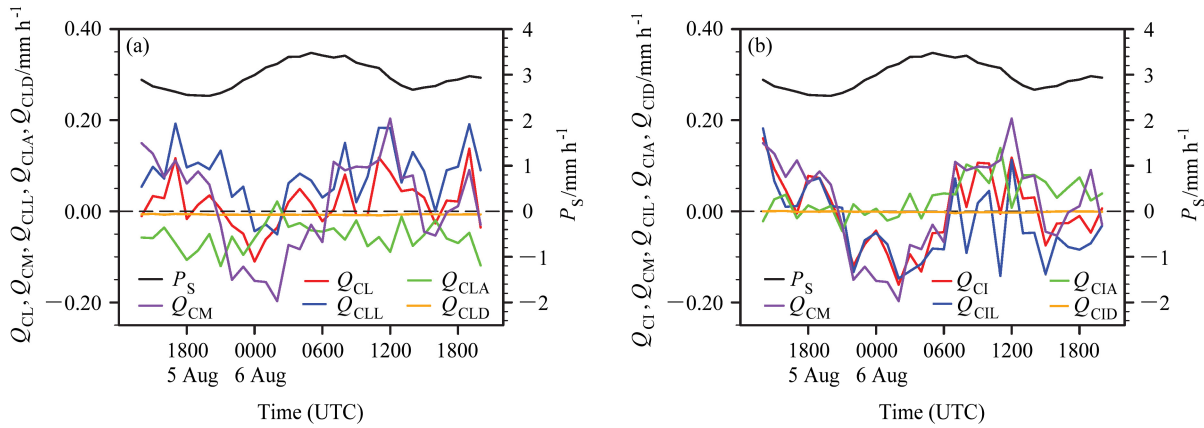


图10 2015年8月5日14时至6日20时区域平均(半径420 km圆形区域)的(a) P_s (黑色实线)、 Q_{CM} (紫色实线)、液相云水凝物相关过程(Q_{CL} : 红色实线, Q_{CLL} : 蓝色实线, Q_{CLA} : 绿色实线, Q_{CLD} : 橘黄色实线; 单位: mm h^{-1}), (b) P_s (黑色实线)、 Q_{CM} (紫色实线)、冰相云水凝物相关过程(Q_{CI} : 红色实线, Q_{CIL} : 蓝色实线, Q_{CIA} : 绿色实线, Q_{CID} : 橘黄色实线; 单位: mm h^{-1})的时间演变
Fig. 10 Temporal evolutions of area averaged (in the 420 km radius domain) (a) surface rain rate (P_s : black line), change rates for hydrometeor-related processes (Q_{CM} : purple line) and liquid-phase hydrometeor-related processes (Q_{CL} : red line, Q_{CLL} : blue line, Q_{CLA} : green line, Q_{CLD} : orange line; units: mm h^{-1}), (b) surface rain rate (P_s : black line), change rates for hydrometeor-related processes (Q_{CM} : purple line) and ice-phase hydrometeor-related processes (Q_{CI} : red line, Q_{CIL} : blue line, Q_{CIA} : green line, Q_{CID} : orange line; units: mm h^{-1}) from 1400 UTC 5 August to 2000 UTC 6 August 2015

化均更为一致(图10b)。 Q_{CL} 和 Q_{CI} 的变化均主要源于各自负的云水凝物局地变率(Q_{CLL} 、 Q_{CIL})和三维云水凝物通量辐合辐散率(Q_{CLA} 、 Q_{CIA})。整个分析时段内, Q_{CLL} (图10a)基本维持正值(热带气旋环流区域内液相云水凝物含量持续减少),液相云水凝物(云滴和雨滴)的消耗主要源于其向冰相云水凝物(云冰、雪和霰等)的微物理转化和地面降水消耗(公式2和3),以及其向环流区域外的三维通量辐散(负值 Q_{CLA})。 Q_{CIA} (图10b)在6日04时之前量值较小,后期逐渐变为正值(三维

冰相云水凝物通量辐合),而 Q_{CIL} 则在6日04时之前与 Q_{CI} 和 Q_{CM} 保持量值和变化上较为一致的对对应关系,6日04时之后出现明显震荡,说明6日04时之前,环流区域内冰相云水凝物局地变化(Q_{CIL})主要源于云微物理转化以及地面降水造成的水凝物沉降(公式2和3),6日04时之后,来自环流区域外的三维冰相云水凝物通量辐合(正值 Q_{CIA})对 Q_{CI} 也起到一定作用。值得指出的是,6日00时前后,即 P_s 逐渐增强时期, Q_{CLL} 和 Q_{CLA} 的量值均逐渐减小趋近于零,甚至出现符号转变(图10a),

尤其是 Q_{CLL} 甚至短时变为较明显负值(环流区域内液相云水凝物含量增长), 考虑到此时 Q_{CLA} 仍基本为负值, 液相云水凝物含量的短暂增长应主要源于显著增强和垂直扩展的垂直上升运动(图 7)驱动下, 增强的云微物理转化过程造成的云滴和雨滴含量的明显增加(云系旺盛发展), 伴随辐合的增强, Q_{CLA} 量值也迅速减小, 甚至出现短暂正值(液相云水凝物辐合); 同时, 负的 Q_{CIL} 量值在 6 日 00 时之后也出现短时显著增加(图 10b), 代表增强的云微物理转化过程造成的冰相水凝物旺盛发展, 负值 Q_{CLL} 和 Q_{CIL} 量值的明显增大显示出显著增强的垂直上升运动(图 7)驱动下环流区域内对流云系的显著发展和增强(图 6), 为更强降水的到来做好了充分准备(图 10)。整个分析时段内, Q_{CLL} 和 Q_{CIL} 量值及变化明显强于其对应的 Q_{CLA} 和 Q_{CIA} 量值与变化(图 10), 说明, “苏迪罗”海上活动时云水凝物微物理收支过程要强于其动力收支过程(Q_{CLA} 、 Q_{CIA}), 造成显著的云系发展和变化。

从分析时段内逐时云水凝物垂直廓线分布(图 11)可见, 云冰、雪和霰粒子主要分布在 0 度层(图中虚线)之上, 但较大的冰相粒子(雪和霰)在零度层之下亦有较明显分布; 云滴和雨滴主体分布于 0 度层之下, 但 0 度层之上也存在明显过冷云滴分布。伴随环流区域内垂直上升运动量值和垂直伸展高度的明显变化(图 7), 各种水凝物粒子含量亦呈现不同程度的变化, 尤其是雪粒子, 其次是霰粒子和雨滴(图 11), 垂直上升运动(图 7)量值和垂直伸展最旺盛时段(6 日 06 时左右), 云水凝物粒子含量亦达到最大(图 11); 从图上看(图 11), 云滴和云冰含量变化较其它粒子偏弱, 这可能主要源于这些粒子向其他粒子的迅速微物理转化造成的消耗。

环流区域内水凝物垂直廓线的逐时变化(图 11)源于水凝物相关的复杂微物理转化过程(公式 2 和 3)以及水凝物的动力辐合辐散(图 10)。雨滴相关的主要微物理转化项(表 3)垂直廓线逐时变化(图 12)显示, 雨滴微物理生成主要源于 0 度层之下霰粒子融化(P_{gmlt})、雨滴碰并云滴造成雨滴增加(P_{racw})以及零度层之下雪粒子融化(P_{smlt})等微物理过程, 而其消耗则主要源于降水沉降(图 8)以及雨滴下落过程中的蒸发(E_m)。伴随垂直上升运动的明显变化(图 7), 环流区域内雨滴相关的上

述主要微物理转化过程强度和垂直分布亦出现较明显变化(图 12), 尤其是 P_{gmlt} , 垂直上升运动量值的增大以及垂直扩展有助于深对流云系的旺盛发展以及降水强度的增强。

表 3 雨滴相关云微物理转化率物理含义

Table 3 Physical descriptions of the raindrop-related microphysical conversion rates

雨滴相关的云微物理转化率	物理含义
P_{racw}	雨滴碰并云滴造成雨滴增长
P_{gmlt}	霰融化造成雨滴增长
Q_{sacw}	雪碰并云滴转化成雨滴
P_{raut}	云滴自动转化成雨滴
Q_{gacw}	霰碰并云滴转化成雨滴
P_{smlt}	雪融化造成雨滴增长
P_{iacr}	云冰粘附雨滴造成雪或霰增长
D_{gacr}	霰碰并雨滴干增长
P_{sacr}	雪碰并雨滴生成雪或霰
P_{gfr}	雨滴冻结成霰
W_{gacr}	霰碰并雨滴湿增长
E_m	雨滴蒸发

降水效率 (Braham, 1952; Heymsfield and Schotz, 1985; Sui et al, 2007) 是除降水强度之外常用于研究大气降水过程的另一个关键物理参数, 在数值模式积云参数化闭合假设 (Kuo, 1965, 1974; Fritsch and Chappell, 1980; Grell, 1993; Kain and Fritsch, 1993)、降水预报模型构建 (Doswell et al., 1996) 等领域应用十分广泛, 降水效率同时也是理解云—气候反馈过程十分重要的物理量, 其对全球暖化的响应是当前气候变化研究的一个关键方面 (Lau and Wu, 2003), 目前对降水效率变化影响因素的认识不足 (Peyrillé et al., 2016), 参考 Sui et al. (2007), 大尺度降水效率 (L_{SPE}) 可定义为

$$L_{SPE} = \frac{P_s}{\sum_{i=1}^{10} H(Q_i) Q_i} \quad (7)$$

其中, Q_i ($i=1, 2, \dots, 10$) = (Q_{WVL} , Q_{WVA} , Q_{WVD} , Q_{WVE} , Q_{CLL} , Q_{CLA} , Q_{CLD} , Q_{CIL} , Q_{CIA} , Q_{CID}), $H(Q_i)$ 为符号函数, 其表达式为 $H(Q_i) = \begin{cases} 1, & Q_i > 0 \\ 0, & Q_i \leq 0 \end{cases}$ 。

海上活动时, “苏迪罗”环流区域内 (420 km 半径圆形区域) 区域和时间平均的 P_s 为 2.96 mm h^{-1} , L_{SPE} 高达 96%。降水宏、微观物理过程(表 4)分析显示, $Q_{WVA} = 2.28 \text{ mm h}^{-1}$ 是海上活动时 “苏迪罗”环流区域内降水强度的主要贡献项, 占 P_s 的 77.22%, 此外, 区域内的 Q_{WVE} 和 Q_{WVL} 亦有重要贡献, 分别占 P_s 的 14.59% 和 8.35% (表 4), 说

明海面蒸发过程对海上活动时段的热带气旋降水而言亦是重要水汽源，这与以往热带气旋登陆后引发局地强降水的三维降水物理过程分析（刘圣楠和崔晓鹏，2018）不同；海上活动时段，充足的降水水源和较小的汇共同作用（表 4）造成了此时段很高的降水效率（96%）。此外，与雨滴生成相关的云微物理转化过程分析显示，雨滴来源项主

要为 $P_{\text{racw}}=2.12 \text{ mm h}^{-1}$ 和 $P_{\text{gmli}}=1.52 \text{ mm h}^{-1}$ ，而汇项主要为 E_m ，其中， P_{gmli} 约占 P_{racw} 的 72%，冰相云微物理过程活跃，体现出海上活动时段热带气旋环流内较其陆上活动时段（刘圣楠和崔晓鹏，2018）更为旺盛的深对流活动特征，这与海上活动时段热带气旋更强的强度以及更大的垂直上升运动有关。

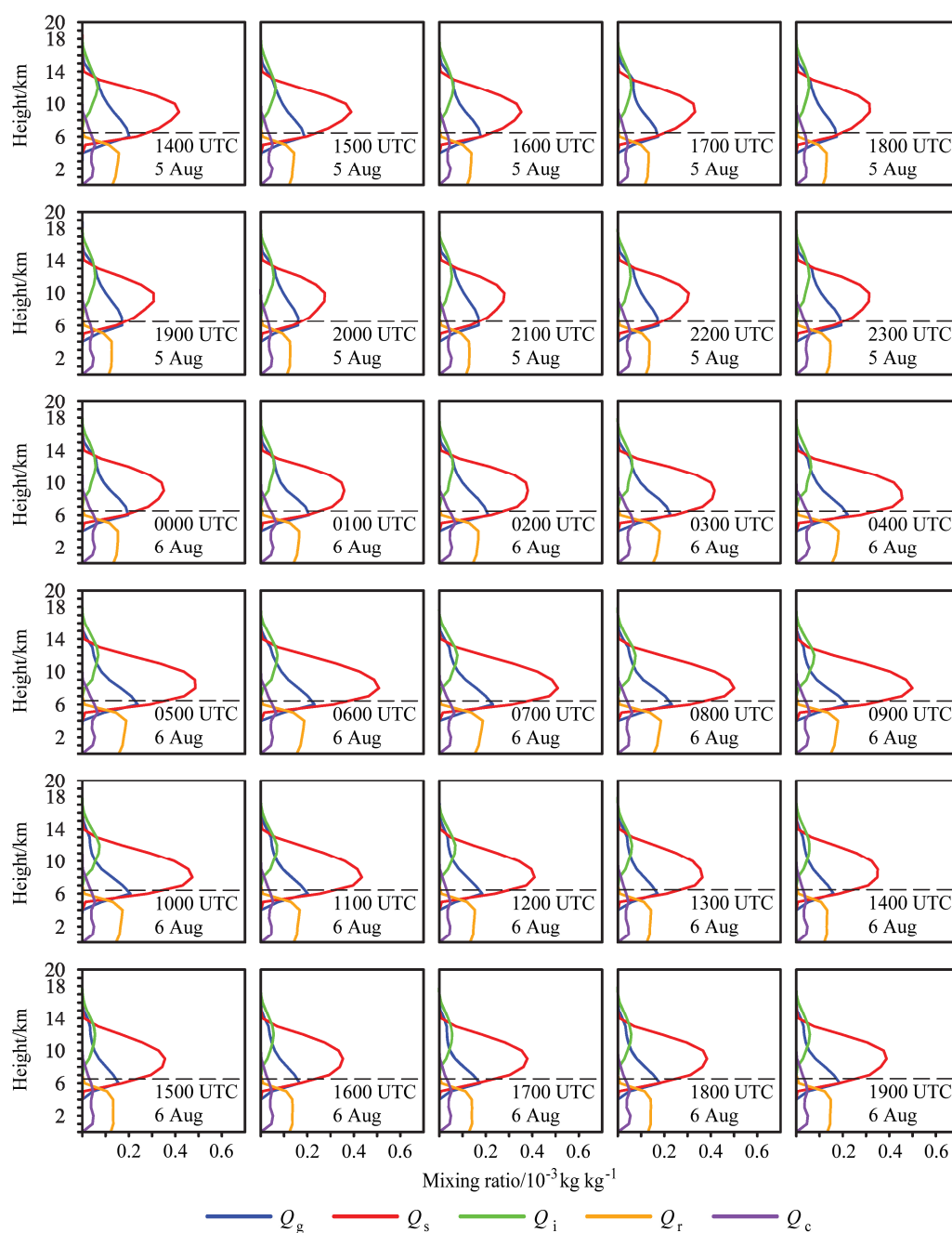


图 11 2015 年 8 月 5 日 14 时至 6 日 19 时区域平均（半径 420 km 圆形区域）的云水凝物混合比（ Q_g ：霰粒子， Q_s ：雪粒子， Q_i ：云冰， Q_r ：雨滴和 Q_c ：云滴，单位： $10^{-3} \text{ kg kg}^{-1}$ ）垂直廓线逐时分布

Fig. 11 Area-averaged (in the 420 km radius domain) vertical profiles of hydrometeor mixing ratios (Q_g for graupel, Q_s for snow, Q_i for cloud ice, Q_r for raindrops, Q_c for cloud water, units: $10^{-3} \text{ kg kg}^{-1}$) from 1400 UTC 5 August to 1900 UTC 6 August 2015

表 4 2015 年 8 月 5 日 14 时至 6 日 20 时距“苏迪罗”中心 420 km 半径区域和时间平均的物理量 (P_s 、 L_{SPE} 、 Q_{WVL} 、 Q_{WVA} 、 Q_{WVE} 、 Q_{WVD} 、 Q_{CLL} 、 Q_{CLA} 、 Q_{CLD} 、 Q_{CIL} 、 Q_{CIA} 、 Q_{CID} 以及雨滴相关的云微物理转化率)。其中, 物理量列表中括号中数值为实际物理量值, 括号外数值为将该时段 P_s 设为 100 后, 物理量的相对数值; 与雨滴相关的云微物理转化率物理含义参见表 3

Table 4 Comparisons of regionally and temporally averaged (from 1400 UTC 5 August to 2000 UTC 6 August 2015 within a 420km radius of the center of Soudelor) physical quantities (P_s , L_{SPE} , Q_{WVL} , Q_{WVA} , Q_{WVE} , Q_{WVD} , Q_{CLL} , Q_{CLA} , Q_{CLD} , Q_{CIL} , Q_{CIA} , Q_{CID} and raindrop-related microphysical conversion rates). Values in brackets represent absolute magnitudes of the above physical quantities and values outside represent relative magnitudes of these physical quantities when P_s is set to 100. Physical descriptions of the raindrop-related microphysical conversion rates can be referred to in Table 3

平均时段	物理量			
2015 年 8 月 5 日 14 时	$P_s^*=100$ (2.96 mm h ⁻¹)	$Q_{CLL}=2.68$ (0.08 mm h ⁻¹)	$P_{racw}^*=71.51$ (2.12 mm h ⁻¹)	$-P_{iacr}=-1.59$ (-0.05 mm h ⁻¹)
至 8 月 6 日 20 时	$L_{SPE}=96\%$	$Q_{CLA}=-1.90$ (-0.06 mm h ⁻¹)	$P_{gm1t}^*=51.35$ (1.52 mm h ⁻¹)	$-D_{gacr}=-1.37$ (-0.04 mm h ⁻¹)
	$Q_{WVL}^*=8.35$ (0.25 mm h ⁻¹)	$Q_{CLD}=-0.24$ (-0.01 mm h ⁻¹)	$Q_{sacw}=0.15$ (0.00 mm h ⁻¹)	$-P_{sacr}=-6.67$ (-0.20 mm h ⁻¹)
	$Q_{WVA}^*=77.22$ (2.28 mm h ⁻¹)	$Q_{CIL}=-1.08$ (-0.03 mm h ⁻¹)	$P_{raut}=0.23$ (0.01 mm h ⁻¹)	$-P_{gfr}=-1.62$ (-0.05 mm h ⁻¹)
	$Q_{WVD}^*=-0.65$ (-0.02 mm h ⁻¹)	$Q_{CIA}=1.06$ (0.03 mm h ⁻¹)	$Q_{gacw}=1.73$ (0.05 mm h ⁻¹)	$-W_{gacr}=3.40$ (0.10 mm h ⁻¹)
	$Q_{WVE}^*=14.59$ (0.43 mm h ⁻¹)	$Q_{CID}=-0.04$ (-0.00 mm h ⁻¹)	$P_{smlt}^*=6.59$ (0.19 mm h ⁻¹)	$-E_m^*=-24.58$ (-0.73 mm h ⁻¹)

*表示对地面降水贡献较大的项。

5 总结与讨论

热带气旋对我国影响显著, 与热带气旋登陆过程研究相比, 对其海上活动时段的降水过程机理研究相对较少。热带气旋处于海上时, 下垫面为广袤的海洋, 其环流结构相对完整, 对海上活动时段降水物理过程的研究有助于深入揭示热带气旋本体环流影响下的降水过程 and 变化机制, 对深入揭示海气相互作用下的热带气旋降水过程物理机制以及满足日益频繁的人类海上活动的需求具有十分重要的理论与现实意义。本文利用 WRF 模式对 2015 年热带气旋“苏迪罗”发展演变过程开展高分辨率数值模拟 (最高分辨率 1.5 km), 并使用多种观测资料对“苏迪罗”海上活动时段的模拟结果进行验证; 在此基础上, 利用高分辨率模拟结果以及三维地面降水诊断方程, 研究揭示“苏迪罗”海上活动时段降水物理过程机制, 主要结论如下:

(1) WRF 模式较好地模拟再现了“苏迪罗”移动路径、强度变化、高低空环流和云系演变特征等, 尤其是本文重点分析的海上活动时段的模拟与观测更为一致; 此外, 对于海上活动时段降水的模拟与卫星观测相比也有较好的一致性。

(2) “苏迪罗”环流区域内 Q_{WV} 诊断分析显示, Q_{WVA} 在水汽收支中起主导作用, 与 Q_{WV} 变化较为一致, 但量值明显小于后者 (分析时段平均贡献约 75%), Q_{WVL} 和 Q_{WVE} 对水汽收支亦有重要贡献 (尤其是 Q_{WVE}), 分析时段平均贡献率分别约 10% (Q_{WVL}) 和 16% (Q_{WVE}); Q_{WVE} 日变化不明显,

可能与“苏迪罗”庞大云系对太阳辐射的遮蔽作用等因素有关; 海上活动时段, “苏迪罗”强度达强台风级, 环流内持续较强降水不断消耗由辐合以及海面蒸发带来的水汽, 导致局地大气中水汽含量始终处于减少状态 (分析时段内 Q_{WVL} 逐渐减小, 但基本维持正值); 需要指出的是, 尽管本文个例降水过程中, 海面蒸发对水汽收支的贡献明显小于三维水汽通量辐合, 但“苏迪罗”环流区域外辐合来的水汽也应主要来自于区域外不同海域的海面蒸发, 海面蒸发的定量化作用值得未来深入研究。

(3) 与水汽收支相比, “苏迪罗”海上活动时段的 Q_{CM} 特征及变化更为复杂。总体上看, 与 Q_{CL} 相比, Q_{CI} 对 Q_{CM} 贡献更大; 整个分析时段内, Q_{CLL} 基本维持正值 (热带气旋环流区域内液相云水凝物含量持续减少), 其消耗主要用于向冰相云水凝物转化和地面降水, 以及向环流区域外的三维通量辐散 (负值 Q_{CLA}); Q_{CIA} 在 6 日 04 时之前量值较小, 之后逐渐变为正值 (通量辐合), 6 日 04 时之前, Q_{CIL} 主要归因于环流区域内的微物理转化及地面降水造成的水凝物沉降, 而 6 日 04 时之后, 来自环流区域外的通量辐合 (正值 Q_{CIA}) 也起到一定作用; P_s 逐渐增强时期 (6 日 00 时前后), Q_{CLL} 和 Q_{CLA} 量值均逐渐减小趋近于零, Q_{CLL} 甚至短时变为较明显负值 (环流区域内液相云水凝物含量增长), 此时期液相云水凝物含量的短暂增长主要归因于显著增强和垂直扩展的上升运动驱动下, 云滴和雨滴含量的明显增加, 同时, 负值 Q_{CIL} 也出现短时显著增加, 冰相微物理过程活跃, 深对流云系旺盛发展。

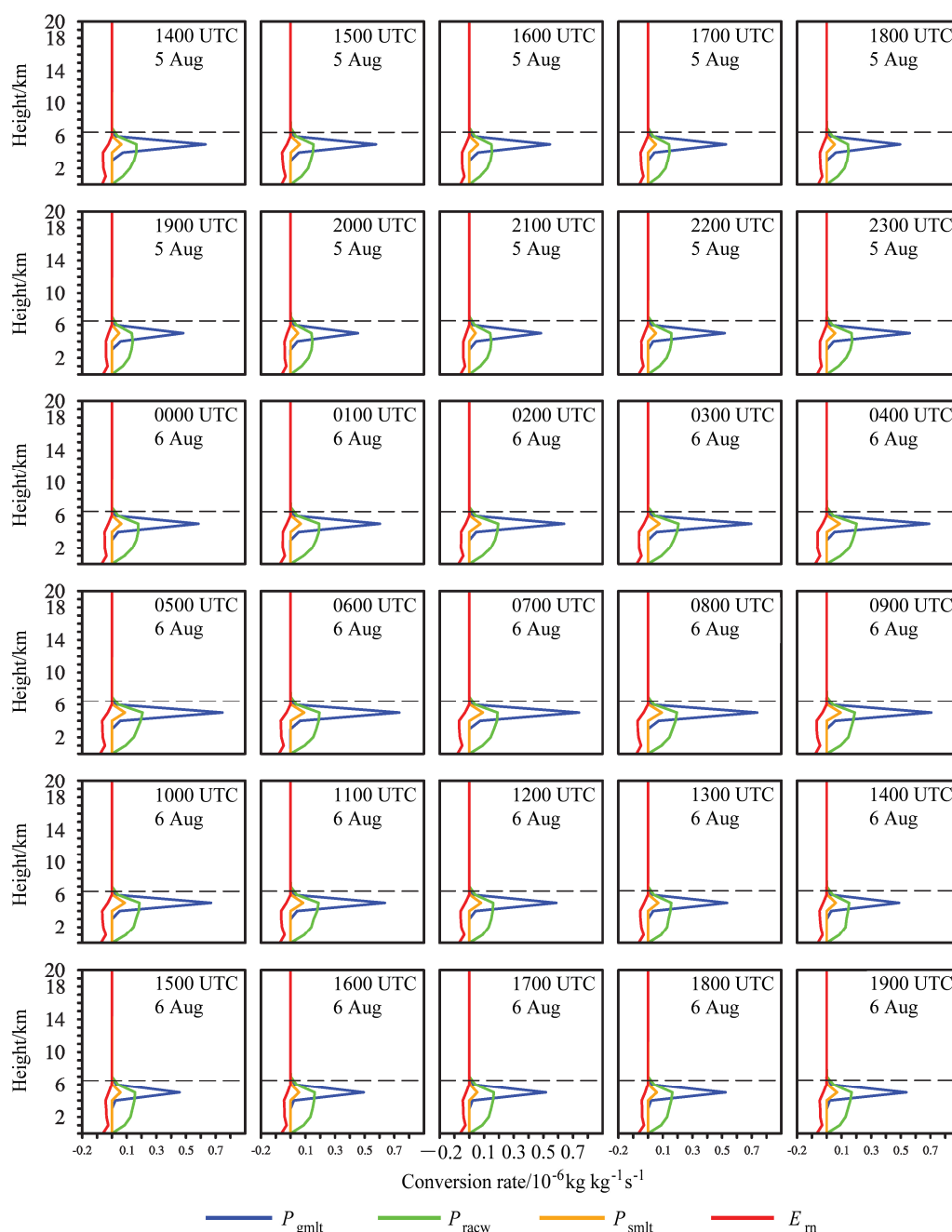


图 12 同图 11, 但为雨滴相关主要微物理转化项。 P_{gmlt} : 霰粒子融化成雨滴, P_{racw} : 雨滴与云滴碰并造成雨滴含量增长, P_{smlt} : 雪融化造成雨滴含量增长, E_m : 雨滴蒸发, 单位: $10^{-6} \text{ kg kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$

Fig. 12 Same as Fig.11, but for vertical profiles of cloud microphysical conversion rates (P_{gmlt} for melting of graupel, P_{racw} for accretion of cloud water by rainwater, P_{smlt} for melting of snow, E_m for evaporation of rainwater, units: $10^{-6} \text{ kg kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) associated with raindrop budget from 1400 UTC 5 August to 1900 UTC 6 August 2015

(4) 分析时段内逐时云水凝物垂直廓线分布显示, 伴随环流区域内上升运动量值和垂直伸展高度的明显变化, 各种水凝物粒子含量亦呈现不同程度变化, 上升运动发展最旺盛时段, 云水凝物含量亦达最大; 水凝物垂直廓线的变化源于水凝物相关的复杂微物理转化收支以及云尺度动力辐合辐散, 雨

滴相关的主要微物理转化项垂直廓线逐时变化显示, 其微物理生成主要归因于 0 度层之下 P_{gmlt} 和 P_{racw} 等微物理过程, 而其消耗则主要源于降水以及雨滴下落过程中的蒸发。垂直上升运动量值的增大以及垂直伸展有助于深对流云系的旺盛发展以及降水强度的增强。

(5) 海上活动时段,“苏迪罗”环流内区域和时间平均的降水效率(L_{SPE})高达 96%,其中 Q_{WVA} 是主要贡献项,而区域内 Q_{WVE} 和 Q_{WVL} 亦有重要贡献,这与热带气旋登陆后的降水物理过程不同(其差异主要与两者所处下垫面不同有关),而考虑到环流区域外海面蒸发进而辐合到区域内的水汽贡献, Q_{WVE} 对热带气旋海上活动时段降水的总体贡献率应该更大,值得深入研究;海上活动时段,充足的降水来源和较小的降水汇促成此时段的高降水效率;雨滴生成主要归因于 P_{racw} 和 P_{gmlt} ,其中, P_{gmlt} 约占 P_{racw} 的 72%,体现出海上活动时段热带气旋环流内旺盛的深对流活动特征。

本文利用 WRF 模式和三维地面降水诊断方程,对一次热带气旋(2015 年“苏迪罗”)海上活动时段发展演变和降水物理过程开展了高分辨率数值模拟和诊断分析,取得了一些新的认识,同时也发现了一些值得进一步深入研究的科学问题,例如,本文研究了热带气旋环流区域内平均的降水物理过程,而热带气旋从结构上可划分为内核区和外核区,根据降水性质又可分为对流降水和层云降水,热带气旋不同区域、不同降水类型的降水物理过程存在哪些联系和差异值得深入研究;又如,本文指出海面蒸发对热带气旋降水过程中的水汽收支有重要贡献,而环流区域外辐合来的水汽也应主要来自区域外不同海域的海面蒸发,因此有必要深入研究海面蒸发对热带气旋海上活动时段降水物理过程的整体贡献;此外,海上活动时段,热带气旋与海洋之间存在着复杂的相互作用,海温变化对海面蒸发以及热带气旋降水物理过程的影响也值得深入研究。最后,需要指出的是,本文仅仅针对一个个例开展了模拟诊断分析,未来也需要选取更多个例,以进一步验证本文的主要结论。

参考文献(References)

- Atallah E, Bosart L F, Ayyer A R. 2007. Precipitation distribution associated with landfalling tropical cyclones over the Eastern United States [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 135 (6): 2185–2206, doi:10.1175/MWR3382.1.
- Braham R R Jr. 1952. The water and energy budgets of the thunderstorm and their relation to thunderstorm development [J]. *J. Meteor.*, 9 (4): 227–242, doi:10.1175/1520-0469(1952)009<0227:TWAEBO>2.0.CO;2.
- Brown P R A, Swann H A. 1997. Evaluation of key microphysical parameters in three-dimensional cloud-model simulations using aircraft and multiparameter radar data [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123 (544): 2245–2275, doi:10.1002/qj.49712354406.
- Chan K T F, Chan J C J. 2016. Sensitivity of the simulation of tropical cyclone size to microphysics schemes [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 33 (9): 1024–1035, doi:10.1007/s00376-016-5183-2.
- 陈联寿, 罗哲贤, 李英. 2004. 登陆热带气旋研究的进展 [J]. *气象学报*, 62 (5): 541–549. Chen Lianshou, Luo Zhexian, Li Ying. 2004. Research advances on tropical cyclone landfall process [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 62 (5): 541–549, doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2004.05.003.
- Chen L S, Li Y, Cheng Z Q. 2010. An overview of research and forecasting on rainfall associated with landfalling tropical cyclones [J]. *Advances in Atmospheric Science*, 27 (5): 967–976, doi:10.1007/s00376-010-8171-y.
- Chen S M, Qian Y K, Peng S Q. 2015. Effects of various combinations of boundary layer schemes and microphysics schemes on the track forecasts of tropical cyclones over the South China Sea [J]. *Natural Hazards*, 78 (1): 61–74, doi:10.1007/s11069-015-1697-7.
- Chen S S, Knaff J A, Marks F D Jr. 2006. Effects of vertical wind shear and storm motion on tropical cyclone rainfall asymmetries deduced from TRMM [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134 (11): 3190–3208, doi:10.1175/MWR3245.1.
- 陈忠明, 黄福均, 何光碧. 2002. 热带气旋与西南低涡相互作用的个例研究 I. 诊断分析 [J]. *大气科学*, 26 (3): 352–360. Chen Zhongming, Huang Fujun, He Guangbi. 2002. A case study of interactions between the tropical cyclone and the southwest vortex. Part I: Diagnostic analysis [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 26 (3): 352–360, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2002.03.06.
- Cheng R, Yu R C, Fu Y F, et al. 2011. Impact of cloud microphysical processes on the simulation of typhoon Rananim near shore. Part I: Cloud structure and precipitation features [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 25 (4): 441–455, doi:10.1007/s13351-011-0405-0.
- 崔晓鹏. 2009. 地面降水诊断方程对降水过程的定量诊断 [J]. *大气科学*, 33 (2): 375–387. Cui Xiaopeng. 2009. Quantitative diagnostic analysis of surface rainfall processes by surface rainfall equation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (2): 375–387, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.02.15.
- Cui X P, Li X F. 2006. Role of surface evaporation in surface rainfall processes [J]. *J. Geophys. Res.*, 111 (D17): D17112, doi:10.1029/2005JD006876.
- Cui X P, Li X F. 2009. Diurnal responses of tropical convective and stratiform rainfall to diurnally varying sea surface temperature [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 104 (1–2): 53–61, doi:10.1007/s00703-008-0016-1.
- Cui X P, Xu F W. 2009. A cloud-resolving modeling study of surface rainfall processes associated with landfalling typhoon Kaemi (2006) [J]. *Journal of Tropical Meteorology*, 15 (2): 181–191.
- Cui X P, Wang Y P, Yu H. 2015. Microphysical differences with rainfall intensity in severe tropical storm Bilis [J]. *Atmospheric Science Letters*, 16 (1): 27–31, doi:10.1002/asl2.515.
- Doswell III C A, Brooks H E, Maddox R A. 1996. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology [J]. *Wea. Forecasting*, 11 (4): 560–581, doi:10.1175/1520-0434(1996)011<0560:FFFAIB>2.0.CO;2.
- Franklin C N, Holland G J, May P T. 2005. Sensitivity of tropical cyclone rainbands to ice-phase microphysics [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133 (8): 2473–2493, doi:10.1175/MWR2989.1.

- Fritsch J M, Chappell C F. 1980. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization [J]. *J. Atmos. Sci.*, 37 (8): 1722–1733, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<1722:NPOCDM>2.0.CO;2.
- Gao S T, Cui X P, Zhou Y S, et al. 2005. Surface rainfall processes as simulated in a cloud-resolving model [J]. *J. Geophys. Res.*, 110 (D10): D10202, doi:10.1029/2004JD005467.
- Gao S T, Li X F. 2010. Precipitation equations and their applications to the analysis of diurnal variation of tropical oceanic rainfall [J]. *J. Geophys. Res.*, 115 (D8): D08204, doi:10.1029/2009JD012452.
- Grell G A. 1993. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121 (3): 764–787, doi:10.1175/1520-0493(1993)121<0764:PEOAU>2.0.CO;2.
- Heysfield G M, Schotz S. 1985. Structure and evolution of a severe squall line over Oklahoma [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 113 (9): 1563–1589, doi:10.1175/1520-0493(1985)113<1563:SAEOAS>2.0.CO;2.
- Huang Y J, Cui X P, Li X F. 2016. A three-dimensional WRF-based precipitation equation and its application in the analysis of roles of surface evaporation in a torrential rainfall event [J]. *Atmospheric Research*, 169: 54–64, doi:10.1016/j.atmosres.2015.09.026.
- Jiang H Y, Halverson J B, Zipser E J. 2008. Influence of environmental moisture on TRMM-derived tropical cyclone precipitation over land and ocean [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35 (17): L17806, doi:10.1029/2008GL034658.
- Jiang H Y, Zipser E J. 2009. Contribution of tropical cyclones to the global precipitation from eight seasons of TRMM data: Regional, seasonal, and interannual variations [J]. *J. Climate*, 23 (6): 264–279, doi:10.1175/2009JCLI3303.1.
- Kain J S, Fritsch J M. 1993. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme [C]//Emanuel K A, Raymond D J. *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models*. Boston, MA: American Meteorological Society, 46: 165–177, doi: 10.1007/978-1-935704-13-3_16.
- Kuo H L. 1965. On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection [J]. *J. Atmos. Sci.*, 22 (1): 40–63, doi:10.1175/1520-0469(1965)022<0040:OFAIOT>2.0.CO;2.
- Kuo H L. 1974. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow [J]. *J. Atmos. Sci.*, 31 (5): 1232–1240, doi:10.1175/1520-0469(1974)031<1232:FSOTPO>2.0.CO;2.
- Kurihara Y. 1975. Budget analysis of a tropical cyclone simulated in an axisymmetric numerical model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 32 (1): 25–59, doi:10.1175/1520-0469(1975)032<0025:BAOATC>2.0.CO;2.
- Lau K M, Wu H T. 2003. Warm rain processes over tropical oceans and climate implications [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (24): 2290, doi:10.1029/2003GL018567.
- Lau K M, Zhou Y P, Wu H T. 2008. Have tropical cyclones been feeding more extreme rainfall? [J]. *J. Geophys. Res.*, 113 (D23): D23113, doi:10.1029/2008JD009963.
- 雷小途, 陈联寿. 2001. 热带气旋与中纬度环流系统相互作用的研究进展 [J]. *热带气象学报*, 17 (4): 452–461. Lei Xiaotu, Chen Lianshou. 2001. An overview on the interaction between tropical cyclone and mid-latitude weather systems [J]. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 17 (4): 452–461, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2001.04.015.
- 李江南, 王安宇, 杨兆礼, 等. 2003. 台风暴雨的研究进展 [J]. *热带气象学报*, 19 (S1): 152–159. Li Jiangnan, Wang Anyu, Yang Zhaoli, et al. 2003. Advancement in the study of typhoon rainstorm [J]. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 19 (S1): 152–159, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2003.z1.017.
- 李江南, 蒙伟光, 闫敬华, 等. 2005. 热带风暴 Fitow (0114) 暴雨的中尺度特征及成因分析 [J]. *热带气象学报*, 21 (1): 24–32. Li Jiangnan, Meng Weiguang, Yan Jinghua, et al. 2005. Mesoscale characteristics and causes of tropical storm Fitow (0114) heavy rain [J]. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 21 (1): 24–32, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2005.01.003.
- 李英, 陈联寿, 张胜军. 2004. 登陆我国热带气旋的统计特征 [J]. *热带气象学报*, 20 (1): 14–23. Li Ying, Chen Lianshou, Zhang Shengjun. 2004. Statistical characteristics of tropical cyclone making landfalls on China [J]. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 20 (1): 14–23, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2004.01.002.
- 梁必骐, 梁经萍, 温之平. 1995. 中国台风灾害及其影响的研究 [J]. *自然灾害学报*, 4 (1): 84–91. Liang Biqu, Liang Jingping, Wen Zhiping. 1995. Study of typhoon disasters and its affects in China [J]. *Journal of Natural Disasters* (in Chinese), 4 (1): 84–91.
- 刘圣楠, 崔晓鹏. 2018. “碧利斯”(2006)暴雨过程降水强度和降水效率分析 [J]. *大气科学*, 42 (1): 192–208. Liu Shengnan, Cui Xiaopeng. 2018. Diagnostic analysis of rate and efficiency of torrential rainfall associated with Bilis (2006) [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 42 (1): 192–208, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1704.17148.
- Lonfat M, Marks F D, Chen S S. 2004. Precipitation distribution in tropical cyclones using the tropical rainfall measuring mission (TRMM) microwave imager: A global perspective [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 132 (7): 1645–1660, doi:10.1175/1520-0493(2004)132<1645:PDITCU>2.0.CO;2.
- McCumber M, Tao W K, Simpson J, et al. 1991. Comparison of ice-phase microphysical parameterization schemes using numerical simulations of tropical convection [J]. *J. Appl. Meteor.*, 30 (7): 124–128, doi:10.1175/1520-0450-30.7.985.
- 潘昉, 宇婧婧, 廖捷, 等. 2011. 地面和卫星降水产品对台风莫拉克降水监测能力的对比分析 [J]. *气象*, 37 (5): 564–570. Pan Yang, Yu Jingjing, Liao Jie, et al. 2011. Assessment on the rainfall monitoring of typhoon Morakot by ground-gauged and satellite precipitation products [J]. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 37 (5): 564–570.
- Peyrillé P, Lafore J P, Boone A. 2016. The annual cycle of the West African monsoon in a two-dimensional model: Mechanisms of the rain-band migration [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142 (696): 1473–1489, doi: 10.1002/qj.2750.
- Ren C P, Cui X P. 2014. The cloud-microphysical cause of torrential rainfall amplification associated with Bilis (0604) [J]. *Science China Earth Sciences*, 57 (9): 2100–2111, doi:10.1007/s11430-014-4884-6.
- Sapiano M R P, Arkin P A. 2009. An intercomparison and validation of high-resolution satellite precipitation estimates with 3-hourly gauge data [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 10 (1): 149–166, doi:10.1175/2008JHM1052.1.
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2008. A description of the Advanced Research WRF version 3 [R]. NCAR Technical Note

- NCAR/TN-475+STR, doi:10.5065/D68S4MVH..
- Sui C H, Li X F, Yang M J. 2007. On the definition of precipitation efficiency [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64 (12): 4506–4513, doi:10.1175/2007JAS2332.1.
- Tao W K, Shi J J, Lin P L, et al. 2011. High-resolution numerical simulation of the extreme rainfall associated with typhoon Morakot. Part I: Comparing the impact of microphysics and PBL parameterizations with observations [J]. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*, 22 (6): 673, doi:10.3319/TAO.2011.08.26.01(TM).
- 王黎娟, 任晨平, 崔晓鹏, 等. 2013. “碧利斯”暴雨增幅高分辨率数值模拟及诊断分析 [J]. *大气科学学报*, 36 (2): 147–157. Wang Lijuan, Ren Chenping, Cui Xiaopeng, et al. 2013. High-resolution numerical simulation and diagnostic analysis of rainfall amplification of Bills (0604) [J]. *Transactions of Atmospheric Science (in Chinese)*, 36 (2): 147–157, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2013.02.003.
- Wang J J, Li X F, Carey L D. 2007. Evolution, structure, cloud microphysical, and surface rainfall processes of monsoon convection during the South China Sea monsoon experiment [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64 (2): 360–380, doi:10.1175/JAS3852.1.
- 韦青, 任福民, 张庆红, 等. 2010. 西北太平洋热带气旋降水特征分析 [J]. *热带气象学报*, 26 (3): 293–300. Wei Qing, Ren Fumin, Zhang Qinghong, et al. 2010. Climatological characteristics of tropical cyclone precipitation over western North Pacific [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 26 (3): 293–300, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2010.03.005.
- Wu C C, Yen T H, Kuo Y H, et al. 2002. Rainfall simulation associated with typhoon Herb (1996) near Taiwan. Part I: The topographic effect [J]. *Wea. Forecasting*, 17 (5): 1001–1015, doi:10.1175/1520-0434(2003)017<1001:RSAWTH>2.0.CO;2.
- 吴联要, 雷小途. 2012. 内核及外围尺度与热带气旋强度关系的初步研究 [J]. *热带气象学报*, 28 (5): 719–725. Wu Lianyao, Lei Xiaotu. 2012. Preliminary research on the size of inner core and periphery and their relationship with the intensity of tropical cyclones [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 28 (5): 719–725, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2012.05.011.
- Yang M J, Braun S A, Chen D S. 2011. Water budget of typhoon Nari (2001) [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 139 (12): 3809–3828, doi:10.1175/MWR-D-10-05090.1.
- Yu Z F, Yu H, Chen P Y, et al. 2008. Verification of tropical cyclone-related satellite precipitation estimates in mainland China [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48 (11): 2227–2241, doi:10.1175/2009JAMC2143.1.