



基于 WRF 模式的南海海温梯度 对强对流作用的数值试验

杨薇, 李勋, 石娟

(海南省气象台/海南省南海气象防灾减灾重点实验室, 海口 570203)

摘要: 为了研究海洋中海温梯度与强对流的关系, 利用 WRF 模式模拟了 2010 年 8 月 14 日发生在南海东北部的一次强对流天气过程, 通过一组控制试验与敏感性试验, 对比分析了强对流天气发生发展过程中水汽输送、风场变化和地表热通量的变化。结果表明, 海洋中的高海温梯度区可通过改变局地热力条件而影响中低层风场, 引起辐合辐散, 并增强该区水汽输送, 使得大量潜热释放, 为强对流的发展提供能量。降水区域与高海温中心以及强海温梯度区对应, 高(低)海温梯度区可引起感热通量和潜热通量发生变化从而加强(抑制)降水。

关键词: 海温梯度; 数值模拟; WRF; 强对流

中图分类号: P461.2; P435

文献标志码: A

文章编号: 1674-7054(2023)05-0560-09

杨薇, 李勋, 石娟. 基于 WRF 模式的南海海温梯度对强对流作用的数值试验 [J]. 热带生物学报, 2023, 14(5): 560-568. doi: 10.15886/j.cnki.rdswwb.20220014

海温梯度可通过影响上层大气而导致深对流的发展, 存在海温梯度的区域会对附近 100~1 000 km 的地面风场产生扰动, 且扰动与海温梯度存在正相关关系^[1]。Warner 等^[2]认为, 墨西哥暖流附近产生的海温梯度可引起对流层低层产生辐合。Kuвано 等^[3]的研究发现, 墨西哥暖流侧翼的海温梯度对对流性降水起决定作用, 而墨西哥暖流雨带主要由连续不断发展的雷暴形成。近年来的研究也进一步证实中尺度的海温梯度可增强能量的向上输送, 从而改变低层大气结构并触发加强对流。Miyama 等^[4]发现, 只有使用高分辨率的海温资料时, 才能较好地模拟黑潮附近的对流降水带。研究表明, 海温的变化在精细化的天气模拟中至关重要^[5-6], 海温差异与对流有效位能的差异之间存在正相关关系, 暖涡附近增强的地表通量可增加边界层内的相当位温, 进而使得对流有

效位能增加^[7]。天气尺度下, 大气对海温梯度的响应过程受到垂直混合机制的影响, 而动量的垂直混合不仅由垂直风切变和低层大气浮力决定, 区域辐合辐散等风暴特征也起着至关重要的作用^[8-9]。前人主要利用卫星遥感和分析资料对海温梯度进行研究, 凸显海温梯度的气候效应, 缺乏其对天气过程响应的研究^[10-14]。然而, 强对流灾害性天气通常发生在几小时内。为了更好地做好灾害性天气的预报, 有必要研究海温对更小时间尺度的灾害性天气的影响和其在灾害性天气发生发展过程中的作用。

海南省位于我国最南端, 省内海洋面积远大于陆地面积, 而陆地主要以岛屿为主, 四面环海, 受海洋影响大。目前, 对于海南岛非台降水的研究, 多从大尺度环境出发, 中尺度分析主要集中在由下垫面分布不均而产生的海陆风, 山谷风环流

收稿日期: 2022-04-10

修回日期: 2023-03-15

基金项目: 国家自然科学基金联合基金项目(U21A6001); 海南省自然科学基金青年基金项目(423QN318); 海南省重点研发项目(ZDYF2023SHFZ125)

第一作者: 杨薇(1988-), 女, 高级工程师. 研究方向: 中小尺度数值模拟. E-mail: ywvirl@126.com

通信作者: 李勋(1981-), 男, 研究员级高级工程师. 研究方向: 热带气旋强度和路径研究. E-mail: cyrilpat@sina.com

的影响,而对局地海温梯度的作用的关注极少。因此,有必要研究海洋中尺度变化对海南岛降水的影响,本研究拟使用 WRF 模式对发生在海南省的一次强对流过程进行数值模拟,通过一组控制试验和敏感性试验,使用 TRMM 降水资料与模拟结果对比,旨在分析降水与海洋中海温梯度的关系并研究海温梯度在本次过程中所起的作用。

1 资料与方法

1.1 数据来源 本研究使用的观测资料来源有:由美国国家海洋和大气管理局 NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration)提供的逐日海表面温度数据,水平分辨率 0.25°;美国国家环境预报中心 NCEP(National Centers For Environmental Prediction)提供的 FNL(Functional Neuroi-

maging Lab)数据,水平分辨率 1°,时间间隔为 6 h,10 hPa 以下共 26 层;热带测雨卫星 TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission)的降水产品,水平分辨率为 0.25°,时间间隔为 3 h,该降水估算数据集具有覆盖面积广、时间和空间分辨率较高等特点,被广泛用于研究中,并显示出较好的精度和适应性^[15-17]。

1.2 方法

1.2.1 中尺度数值模式 使用中尺度数值模式 WRF V3.6.1 进行模拟研究^[18],模式使用麦卡托投影下的双重嵌套网格(图 1-a),分辨率分别为 12 km, 3 km, 对应最外层区域(D1)格点为 330×330,内层(D2)为 322×367,中心为 17°N 112°E。垂直方向设 35 层,模式层顶 100 hPa。模式初始和边界条件使用 NCEP FNL 1°×1°的再分析资料。模式选用 Thompson 微物理方案,该方案是在 WSM6

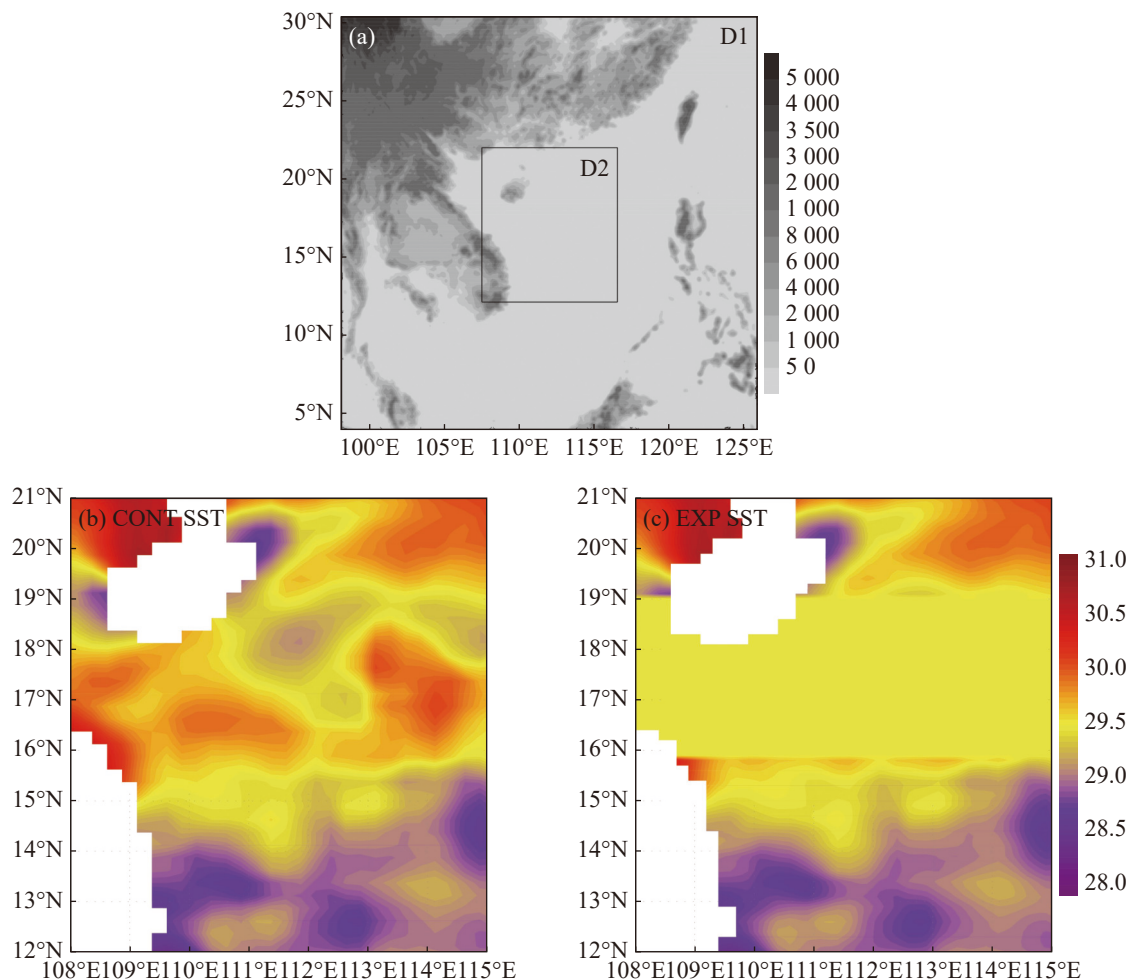


图1 模拟区域示意图

a: 模拟嵌套区域(D1代表外层嵌套区域,D2代表内层嵌套区域)和地形分布,b: 控制试验(CNTL)海温分布,c: 敏感性试验(EXP)海温分布。

微物理方案的基础上发展起来的,方案中包含云水、云冰、雨水、水汽、雪和霰等6种水的相态^[19]。其中,雨滴分布函数依赖于雨水混合比,使得雨滴的下落速度较为连续、合理,能更好地描述微物理过程。积云方案使用 TiedTke 积云参数化方案,该方案可以合理地描述热带深对流、信风积云区域和副热带组织化对流等现象^[20]。由于第2层区域中采用分辨率小于5 km的模拟,对流已不完全是次网格尺度现象,故本研究中模式最内层不使用积云参数化方案。其他物理参数化方案使用 Dudhia 短波辐射方案, RRTM 长波辐射方案, Monin-Obukhov 近地面方案, YSU 边界层方案以及 Noah 陆面方案。本次强对流天气过程的模拟时段为:2010年8月13日08:00至15日08:00(北京时,下同),前12 h作为 spin-up 时段,模式结果每半小时输出1次。

1.2.2 数值试验 设计2个试验方案,均采用相同的模式设置,分别为:(1)控制试验(CNTL,下同):采用NOAA提供的分辨率为0.25°的海温资料,从图1-b中可以看到,在西沙到中沙群岛北部有高海温中心存在,海温较周围海区高2 k左右,这使得该区域周围海温梯度大;(2)敏感性试验(EXP,下同),把西沙群岛附近的高海温替换为与周围海温一致,均一化海温场,从图1-c中可以发现,研究区域中海温均匀分布,在西沙和中沙群岛附近海温在29.5 k左右。

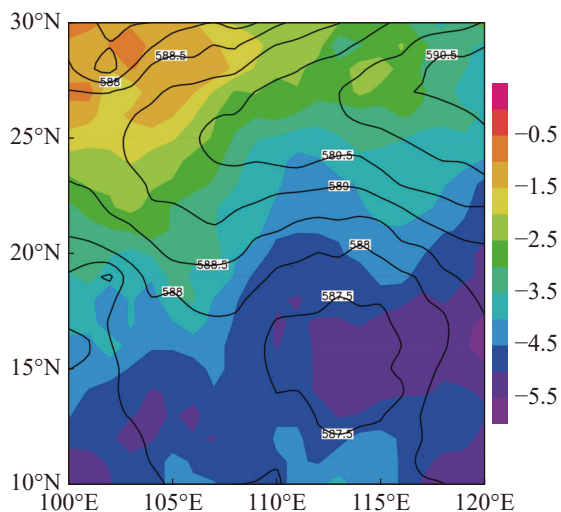


图2 2010年8月14日14时500 hPa高度场和温度场
高度场的单位为 dgpm,温度场的单位为℃。

1.3 选取个例介绍 2010年8月14日午后,在海南岛陆地至东部海域发生了1次雷暴天气,此

次雷暴过程强降水出现在海南岛北部陆地以及东南部海域,其中,海南岛上雷电频次达到879次,具有影响范围大,降水强度大的特征,雷暴发生期间,对应海域有高海温梯度区存在,具有较强的海温梯度。因此,通过对这次强对流过程进行数值试验,可以较好地研究南海高海温梯度对局地天气的影响作用。500 hPa上南海北部位于西太平洋副热带高压南侧,有一冷低压位于南海中部至菲律宾地区,并逐渐向西北方向移,在8月14日14时(图2),海南岛位于588线北侧,低压移至我国西、中沙地区,随低压的西北移,海南岛南部对流层中层温度明显较前期降低。同时,850 hPa上中南半岛到南海大部均由一开口向北的槽控制,南海中北部低层吹南到东南气流,将海上暖湿气流向北输送,中高层则对应冷中心,这种上冷下暖的形势有利于增加垂直的浮力不稳定并导致深对流的发展。

2 结果与分析

2.1 降水情况 对比图1-b海温分布与图3-a中TRMM降水分布可以发现,降水带与高海温中心很好对应,主要分布在高海温区及其周围海温梯度大的区域,在17°~19°N,111°~112°E的冷涡区域则基本无降水。模式模拟的控制试验CNTL能较好地模拟出这一特征,降水带主要集中在高海温区域及外围海温梯度较大的区域,只是CNTL试验模拟的降水表现出更强的局地性。EXP试验中,当把海温均一化后,从图3-c中可以发现,降水范围和降水带位置变化均较大,海南岛上的降水强度和降水范围均明显变小,且降水主要位于海南岛西侧,从图3-d可以看出,CNTL试验和EXP试验的差值达70 mm以上,正值区域主要位于海南岛中部,这与TRMM海南岛上的降雨带对应。EXP试验模拟海洋上的降水位置明显偏南,位于西沙群岛西南部,从图1-c中EXP试验的海温来看,在西沙群岛南部14°N以北为海温相对暖区且海温梯度较大,与该区降水位置对应。进一步将CNTL试验减去EXP试验可以发现(图3-d),降水正值区主要分布在西沙、中沙群岛以北,而负值区则位于西沙群岛以南。以上分析结果表明,降水区域与高海温区以及海温梯度存在较好对应关系,高(低)海温梯度区可加强(抑制)降水的

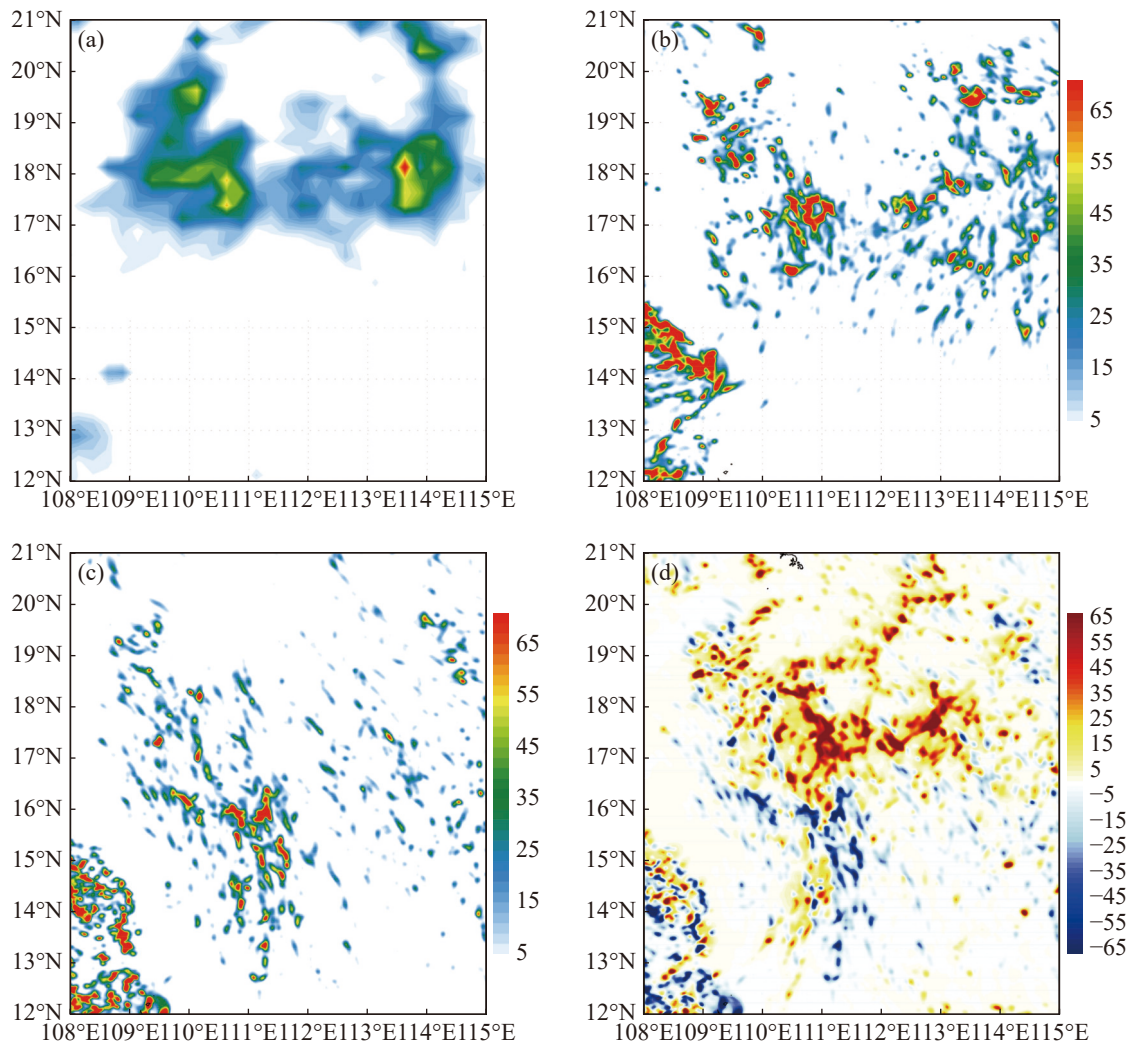


图3 2010年8月15日08时至8月16日8时24h累积降水分布

a: TRMM降水实况, b: CNTL试验, c: EXP试验, d: CNTL试验和EXP试验降水差值, 累积降水单位为mm。

产生。

2.2 风场的变化 海温的不均匀分布可影响中低层风场变化, 产生辐合辐散。对于低层风场, 对比图4中CNTL试验和EXP试验的10 m风场分布来看, 在15日00时和10时, 2个试验均表现出风场的日变化特征。在南到东南气流的背景风下, 00时(图4-a, 图4-c), 由于夜间陆地辐射降温, 风由陆地吹向海洋, 但是可以发现CNTL试验中在中南半岛一带风向由陆地到海洋的转变更明显且海南岛南部海面的风速明显较EXP试验中大, 特别是西沙群岛西北部一带, 风速差值最高达到 $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 而在海南岛以北, CNTL试验中风速则明显小EXP试验。在10时主要吹海风, 风由海洋吹向陆地, 同时发现在CNTL试验和EXP试验中均出现了风向的辐合及风速大值区, CNTL试验主要位于西沙群岛西北地区, EXP试验中风速较小且

风速大值区位于西沙群岛以南, 这与降水带的分布对应。

进一步分析中层风场的变化, 从图5中15日白天1.5 km高度上风场可以发现, 在研究区域中, CNTL试验和EXP试验均存在一气旋性涡旋中心, 只是CNTL试验中气旋性涡旋中心位于海南岛东南部, 辐合带分布在气旋中心及其外围的下风向, 在海南岛东部, 西沙和中沙群岛北部地区。EXP试验中气旋中心明显偏南, 位于 15°N , 108°E 左右, 对应辐合带位置也位于 16°N 以南。

对应海温梯度及降水大值区, 笔者选择沿 17.5°N 作剖面进一步研究, 图6给出8月15日10时位温、垂直速度和风场的纬向剖面, 由图可见, CNTL试验中在 111.3°E 左右出现明显的风场辐合, 上游吹来的西南风在经过高海温时风速明显加大并在下游与东南风辐合上升, 垂直速度向

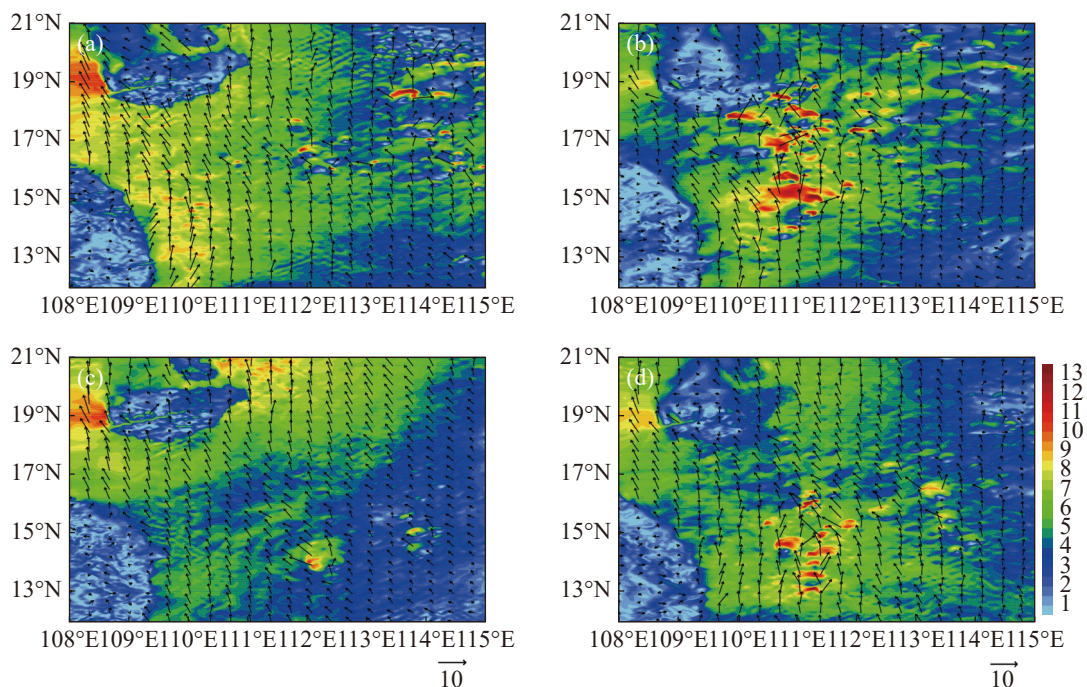


图4 CNTL 试验(a, b)和 EXP 试验(c, d)中 10 m 风向和风速分布

a, c: 2010 年 8 月 15 日 00 时; b, d: 2010 年 8 月 15 日 10 时; 风向用矢量表示; 阴影表示风速(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)。

上延伸至 5 km 高空以上, 最大垂直速度达 $5.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上。Mahrt 等^[21]的研究表明, 当空气经过暖水面后会导致下风方向的温度梯度变化, 局地热力条件的变化进一步导致水平气压梯度改变, 从而引起气流强烈的上升下沉运动, 本研究也很好地印证了这一结论。在 EXP 试验中, 在海温均一化后, 从低层到高层均吹东到东南气流, 无明显风场辐合。由此可以发现, 海温的不均匀分布可以通过改变局地热力条件而影响中低层的风向风

速, 使得辐合辐散发生变化, 从而影响降水的强度和范围。

2.3 水汽输送 图 7 给出 CNTL 试验和 EXP 试验在 2010 年 8 月 15 日 10 时的水汽输送情况, 可以发现, 2 个试验的水汽输送存在较大差异, CNTL 试验中, 西南风和东南风水汽输送在西沙群岛西北至海南岛东南侧形成较强的水汽辐合, 水汽通量最高达 $22 \text{ g}\cdot(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})^{-1}$, 而 EXP 试验中高水汽通量区的范围明显偏小, 在海温均一化的

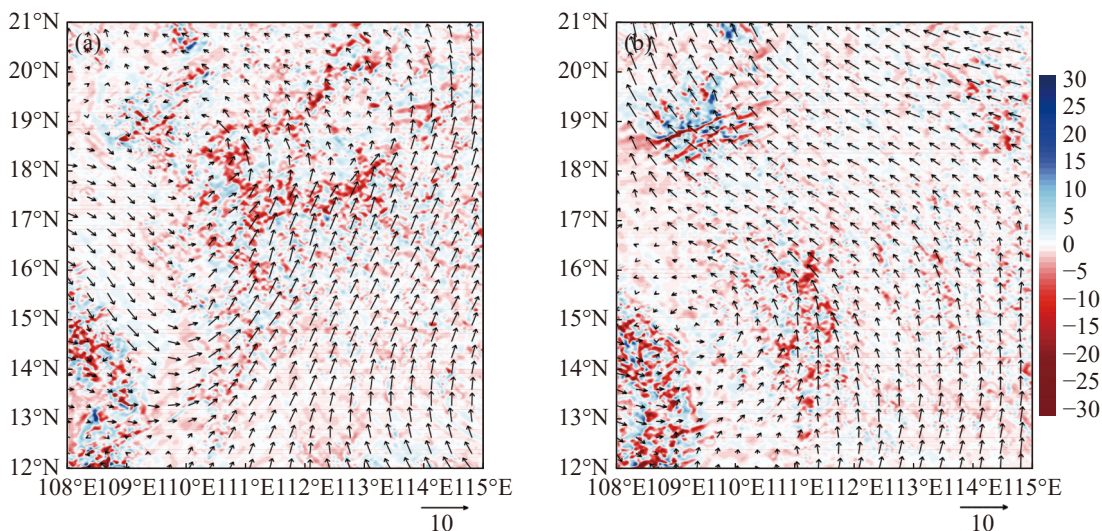


图5 2010 年 8 月 15 日 08 时至 19 时 1.5 km 高度上散度和风场

a: CNTL 试验; b: EXP 试验; 阴影部分为散度(单位: $10^{-4}\cdot\text{s}^{-1}$); 箭头表示风场(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)。

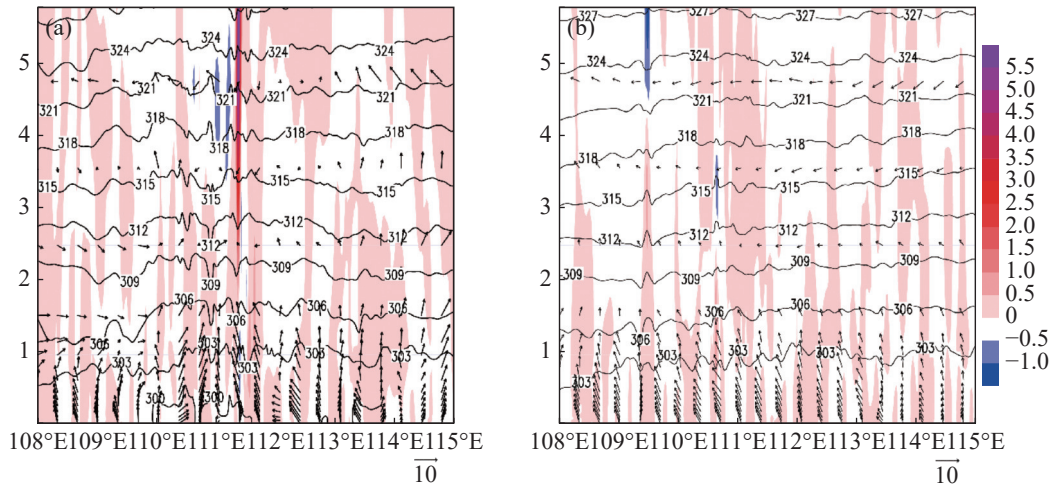


图 6 2010 年 8 月 15 日 10 时沿 17.5°N 的位温、垂直速度和风场的纬向剖面

a: CNTL 试验; b: EXP 试验; 位温用等值线表示, 单位为 K; 垂直速度用阴影表示, 单位为 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; 风场用矢量, 单位为 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

区域, 水汽输送较小, 与降水和潜热通量的分布对应较好。对比 2 个试验, 大于 $8 \text{ g}\cdot(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})^{-1}$ 的强水汽通量区主要位于暖海区及海温梯度较大的区域, 即 CNTL 试验中西沙群岛西北至海南岛东南沿线, EXP 试验中则位于西沙群岛西南侧, 表明暖海温和较大的海温梯度可使低层水汽输送增多, 加剧潜热释放, 进而加强对流发展。

2.4 热量通量 在对流的发生发展中, 海气界面的热量通量起着重要作用。不均匀的海温分布在引起气流的辐合辐散的同时, 也会导致低层水汽向该区辐合, 使潜热释放加强, 从而加强对流。从 15 日的平均潜热通量和感热通量的分布可以发现 (图 8, 图 9), CNTL 试验和 EXP 试验的共同特点

是, 整个模拟过程中潜热通量和感热通量都为正值, 通量由海面向上输送, 对流发展地区为高潜热通量和感热通量区, 对应高海温区和大的海温梯度区。CNTL 试验中, 日平均潜热通高于 $150 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 的区域主要位于西沙群岛以北, 海南岛西南侧以及西沙群岛以南, 西沙群岛以北的潜热通量最高达 $220 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上, 位于 $18^\circ\text{N } 111^\circ\text{E}$ 附近, 与高海温及降水区对应, 降水过程中较大的潜热释放有利于对流的维持和发展。EXP 试验中, 除海南岛西侧的大值区外, 高潜热区主要位于西沙群岛以南, 且强度较小。从 2 个试验模拟的潜热通量的差异可以发现, 正值区主要位于西沙群岛以北, 与高海温和大的海温梯度区对应, 负值区则位

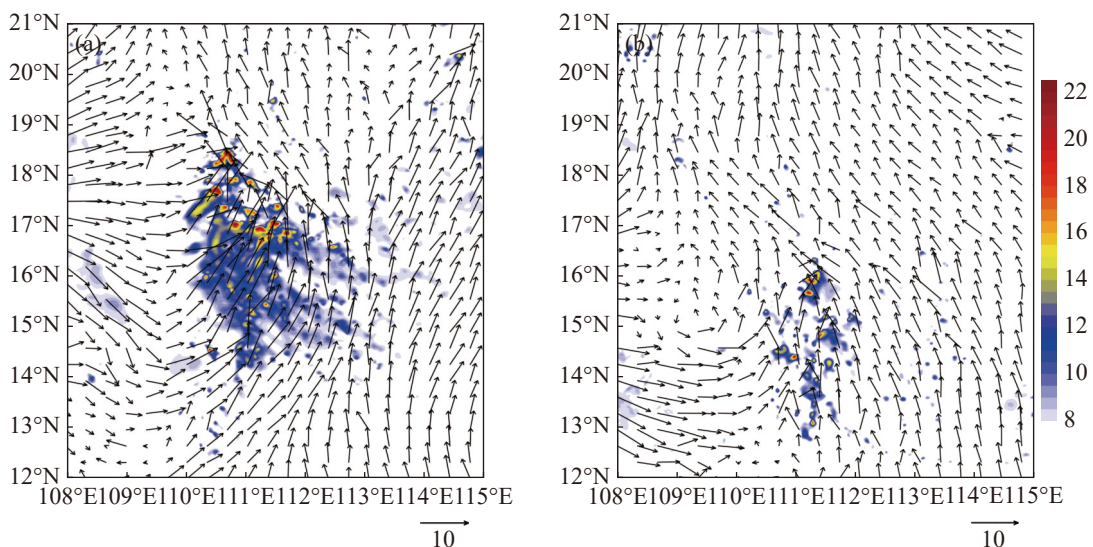


图 7 2010 年 8 月 15 日 10 时 1.5 km 高度上水汽通量

a: CNTL 试验; b: EXP 试验; 水汽通量单位为 $\text{g}\cdot(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})^{-1}$; 阴影表示水汽通量 $\geq 8 \text{ g}\cdot(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})^{-1}$ 。

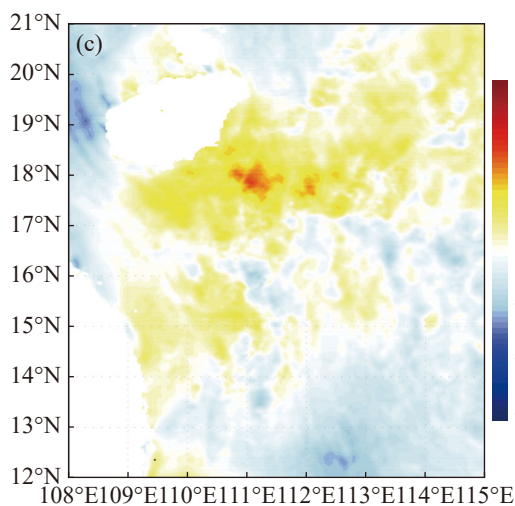
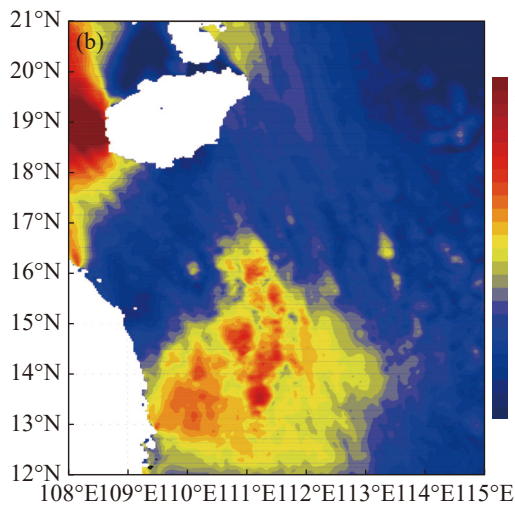
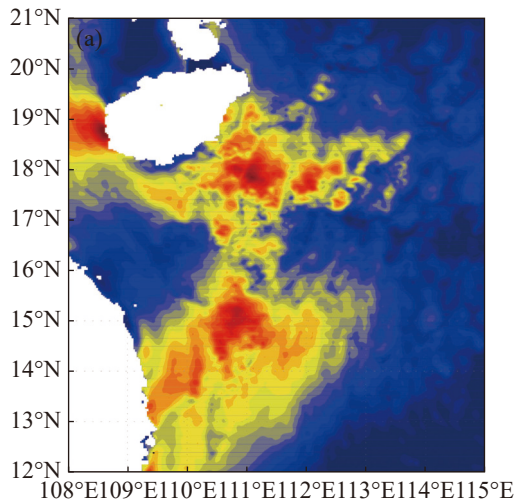


图8 2010年8月15日平均潜热通量分布

a: CNTL 试验; b: EXP 试验; c: CNTL 试验和 EXP 试验差值; 潜热通量单位为 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

于西沙群岛以南, 在西沙群岛附近海温被均一化后, 对应海表的高潜热区也消失。潜热通量主要是水的相变引起的热量变化, 较高的海温可导致更多的洋面蒸发, 高温高湿的空气被输送到上空,

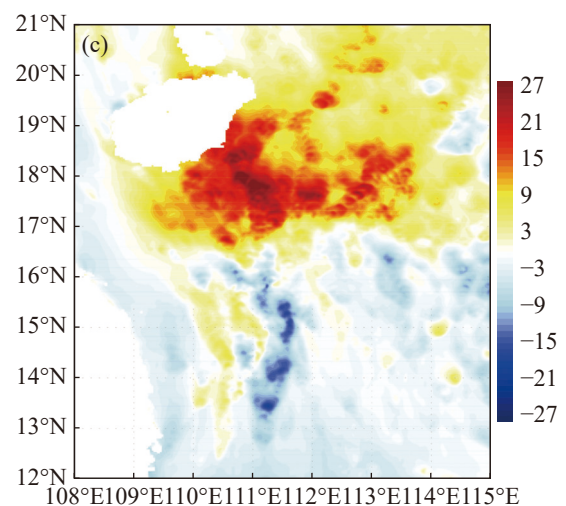
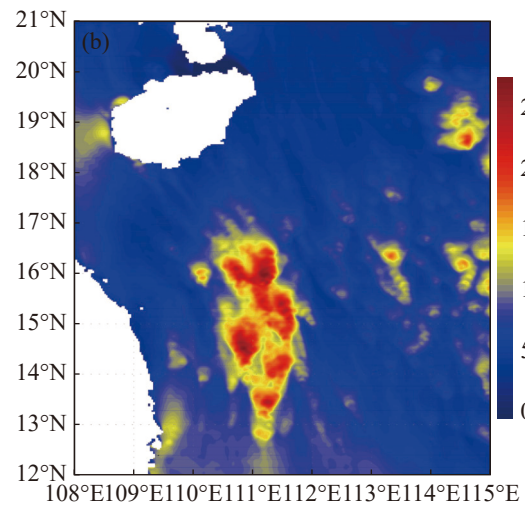
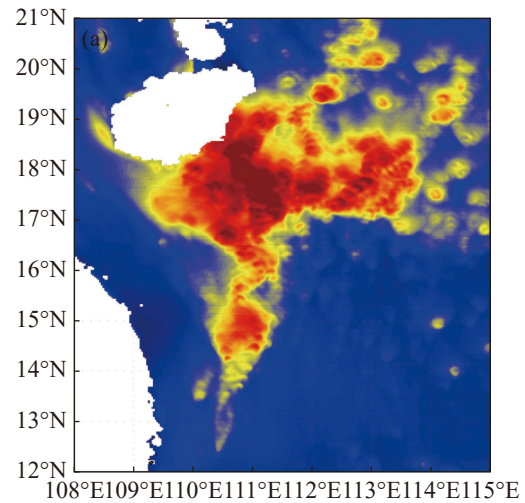


图9 2010年8月15日平均感热通量分布

a: CNTL 试验; b: EXP 试验; c: CNTL 试验与 EXP 试验差值; 感热通量单位为 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

为对流发展提供能量。感热通量与潜热通量分布相似, CNTL 试验中西沙群岛以北的感热通量较周围约高出 $20 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, EXP 试验中西沙群岛以北的高感热通量区消失, 西沙群岛以南的感热通量却

增大。将 CNTL 试验减去 EXP 试验后, 也表现出与潜热通量相似的特征。

3 讨 论

前人对于海温梯度的研究关注其气候效应, 目前, 对于南海北部海温梯度的研究也主要集中在其对大尺度环流的影响上^[22-23]。研究表明, 海温梯度的变化可通过影响边界层要素从而影响局地天气^[9]。因而笔者利用 WRF 模式对 2010 年 8 月 15 日发生在海南的一次强对流过程进行模拟, 通过设计一组控制试验和海温敏感性试验, 对比分析控制试验和敏感性试验中水汽输送, 中低层风场的变化以及地表通量等研究海洋中高海温梯度对强对流过程的影响作用。南海北部为高海温和海温梯度区域时, 可使其上空的热力条件受到改变从而影响中低层的风向风速, 引起强烈的上升下沉运动, 使低空更多水汽向该区辐合, 加剧洋面上潜热通量的释放, 使高温高湿的气流上升, 为对流的发展提供能量, 导致强对流天气的发生。分析表明, 强对流发生区域与高海温区以及海温梯度对应, 高(低)海温梯度区可使得感热通量和潜热通量发生变化从而加强(抑制)降水。以上研究仅仅是针对一次个例的数值模拟试验, 结论代表性还需通过更多个例研究证实。

本研究仅分析了海洋对大气单向的影响过程, 在实际海气相互作用过程中, 两者的关系应该是双向的。有研究表明, 海表面风应力对海温梯度的响应一方面会改变海气间的热通量, 另一方面风应力的旋度造成海水的上翻、下沉运动, 从而对局地的海温分布型产生反馈作用^[24]。对南海海气相互作用更全面的认识可能需要使用海气耦合模式。另外, 在对流发展过程中, 除了海温, 气团变性、东南风的强弱和海气温差等因素也会影响对流的发展, 本试验只研究了海温的作用, 在将来的工作中, 将进一步挑选不同个例从更多方面加强对海南强对流天气的形成机制进行分析研究。

参考文献:

- [1] SMALL T J, DESZOEKE S P, XIEET S P, et al. Air-sea interaction over ocean fronts and eddies [J]. *Dynamics of Atmospheres & Oceans*, 2008, 45: 274 - 319.
- [2] WARNER T T, LAKHTAKIA M N, DOYLE J D. Marine atmospheric boundary layer circulations forced by Gulf Stream sea surface temperature gradients [J]. *Monthly Weather Review*, 1990, 118: 309 - 323.
- [3] KUWANO Y A, MINOBE S, XIE S P. Precipitation response to the Gulf Stream in an atmospheric GCM [J]. *Journal of Climate*, 2010, 23: 3676 - 3698.
- [4] MIYAMA T, NONAKA M, NAKAMURA H, et al. A striking early-summer event of a convective rainband persistent along the warm Kuroshio in the East China Sea [J]. *Tellus Series A-dynamic Meteorology & Oceanography*, 2012, 64: 1 - 9.
- [5] XU H, XU M, XIE S P, et al. Deep atmospheric response to the Spring Kuroshio over the East China Sea [J]. *Journal of Climate*, 2011, 24: 4959 - 4972.
- [6] TANIMOTO Y, KANENARI T, TOKINAGA H, et al. Sea level pressure minimum along the Kuroshio and its extension [J]. *Journal of Climate*, 2011, 24: 4419 - 4434.
- [7] SASAKI Y N, MINOBE S, MINOBE T, et al. Influence of the Kuroshio in the East China Sea on the early summer (Baiu) rain [J]. *Journal of Climate*, 2012, 25: 6627 - 6645.
- [8] SKYLLINGSTAD E D, VICKERS D, MAHRT L, et al. Effects of mesoscale sea-surface temperature fronts on the marine atmospheric boundary layer [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2007, 123(2): 219 - 237.
- [9] 张苏平, 王媛, 衣立, 等. 一次层积云发展过程对黑潮延伸体海洋锋强迫的响应研究—观测与机制分析[J]. *大气科学*, 2017, 41(2): 4 - 12.
- [10] CHELTON D B, SCHLAX M G, FREILICH M H, et al. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds [J]. *Science*, 2004, 303(5660): 978 - 983.
- [11] 李博, 周天军, 林鹏飞, 等. 冬季北太平洋海表面热通量异常和海气相互作用的耦合模式模拟[J]. *气象学报*, 2011, 69(1): 52 - 63.
- [12] 晏红明, 李清泉, 袁媛, 等. 夏季西北太平洋大气环流异常及其与热带印度洋—太平洋海温变化的关系[J]. *地球物理学报*, 2013, 56(8): 2542 - 2557.
- [13] 李琰, 王庆元, 李欢, 等. 前期热带太平洋、印度洋持续性海温异常事件对菲律宾低层大气环流的影响[J]. *热带海洋学报*, 2014, 33(1): 36 - 43.
- [14] 方珂, 余锦华. 北半球热带中太平洋与印度洋海表面温度梯度对夏季西北太平洋热带气旋生成频数变化的影响[J]. *热带海洋学报*, 2019, 38(5): 42 - 51.
- [15] SU F G, HONG Y, LETTENMAIER D P. Evaluation of TRMM multi-satellite precipitation analysis (TMPA) and its hydrologic prediction in the La Plata Basin [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2008, 9(4): 622 - 640.
- [16] 白爱娟, 刘长海, 刘晓东. TRMM 多卫星降水分析资料揭示的青藏高原及其周边地区夏季降水日变化[J]. *地球物理学报*, 2008, 51(3): 704 - 714.
- [17] 刘俊峰, 陈仁升, 卿文武, 等. 基于 TRMM 降水数据的山区降水垂直分布特征[J]. *水科学进展*, 2011, 22(4): 447 - 454.

- [18] SKAMAROCK W C, KLEMP J B, DUDHIA J, et al. A description of the advanced research WRF Version 3 [J]. NCAR Tech, 2008(6): 125.
- [19] THOMPSON G, RASMUSSEN R M, MANNING K. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: description and sensitivity analysis [J]. *Monthly Weather Review*, 2004, 132: 519 – 542.
- [20] TIEDTKE M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in Large-scale Models [J]. *Monthly Weather Review*, 1989, 117: 1779 – 1800.
- [21] MAHRT L, VICKERS D, MOORE E. Flow adjustments across sea-surface temperature changes [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2003, 111: 553 – 564.
- [22] 陈俊昌. 南海北部冬季海面温度实时分布特征的若干解译[J]. *海洋学报*, 1983, 5(3): 391 – 395.
- [23] WANG D, LIU Y, QI Y, et al. Seasonal variability of thermal fronts in the northern South China Sea from satellite data [J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28(20): 3963 – 3966.
- [24] VECCHI G A, XIE S P, FISCHER A S. Ocean-atmosphere co-variability in the Western Arabian Sea [J]. *Journal of Climate*, 2003, 17: 1213 – 1223.

Numerical simulation of the effects of sea surface temperature gradients on severe convective weather over the South China Sea based on WRF model

YANG Wei, LI Xun, SHI Juan

(Hainan Meteorological Services/Hainan Key Laboratory of South China Sea Meteorological Disaster Prevention and Mitigation, Haikou, Hainan 570203, China)

Abstract: To investigate the impact of sea surface temperature gradients on severe convection, Weather Research and Forecasting (WRF) model is used to simulate a severe convection event occurred in the northeast of the South China Sea on 14 August 2010. The characteristics of water vapor transport, wind field and ground surface heat flux were analyzed during the development of severe convection by comparing a control run (CNTL) with a sensitivity experiment (EXP). Results show that ocean warm eddy and high SST gradient can stimulate convergence or divergence and enhance moisture transport by changing local thermal conditions, which cause release of latent heat providing energies for the evolution of severe convection. The precipitation regions correspond to the high SST center and the strong SST gradient area. The high (low) SST gradients can cause changes in sensible heat flux and latent heat flux, thus strengthening (inhibiting) precipitation.

Keywords: sea surface temperature gradients; numerical simulation; WRF; severe convection

(责任编辑: 潘学峰)