

徐蜜蜜, 徐海明, 朱素行, 等. 2012. 我国东部海洋温度锋区对大气的强迫作用——季节变化 [J]. 大气科学, 36 (3): 590–606, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11113. Xu Mimi, Xu Haiming, Zhu Suxing, et al. 2012. Ocean-to-atmosphere forcing in the vicinity of the sea surface temperature front in the East China Sea—Seasonal variations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (3): 590–606.

我国东部海洋温度锋区对大气的强迫作用 ——季节变化

徐蜜蜜^{1, 2} 徐海明² 朱素行² 周林义³

1 南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

2 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

3 江苏省气象科学研究所, 南京 210008

摘要 采用一系列高分辨率的卫星资料研究了我国东部海区的海洋温度锋对局地大气的强迫作用及其季节变化。分析表明, 当春季海洋锋增强时, 海温与海表面风速之间存在明显的正相关关系, 并且在海洋锋的暖(冷)侧形成海表风的辐合(辐散), 表现为海洋对大气的强迫作用。海温对表面风场的影响程度与海洋锋的强度成正比, 春季影响程度最大, 夏、秋季最小。海洋锋对其附近的总降水、对流、层云降水均有影响, 尤其在春季海洋锋暖侧的降水强度增大, 对流降水的频次增多, “雨顶”高度也有明显的抬升。暖流对大气的影响不仅局限在边界层, 其影响可达整个对流层。另外, 分析发现对流降水对海温的响应比层云降水更加敏感。研究还表明, 暖流上空高、低云呈现相反的年循环特点, 冬季多 0.5~2 km 的边界层云, 夏季多云底在 10 km 以上的高云。深对流云集中出现在 3~6 月, 从冬季到初夏, 30% 以上的云量中心抬高了接近 8 km。春季和初夏在海洋锋的暖侧频繁地出现深对流活动。

关键词 卫星资料 海洋锋 海洋对大气的影响 季节变化

文章编号 1006-9895 (2012) 03-0590-17

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11113

Ocean-to-Atmosphere Forcing in the Vicinity of the Sea Surface Temperature Front in the East China Sea—Seasonal Variations

XU Mimi^{1, 2}, XU Haiming², ZHU Suxing², and ZHOU Linyi³

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Department of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

3 Jiangsu Institute of Meteorological Science, Nanjing 210008

Abstract A suite of high-resolution satellite measurements are used to investigate local atmospheric response to a sea surface temperature (SST) front over the East China Sea and its seasonal variation. The analyses reveal a significant in-phase relationship between SST and 10-m neutral wind velocity, accompanied by convergence (divergence) on the warmer (colder) flank of the front during spring time when the oceanic front is intensified, indicative of ocean-to-atmosphere influences. The extent of the influence on near surface wind field by SST is proportional to the

收稿日期 2011-06-13, 2011-11-18 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40975024, 全球变化研究国家重大科学研究计划 2012CB955600, 江苏省研究生培养创新计划 CX10B_286Z

作者简介 徐蜜蜜, 女, 1984 年出生, 博士研究生, 主要从事海气相互作用研究。E-mail: amy1086@163.com

strength of the SST front with its maximum in spring and minimum in summer and autumn. The satellite observations detect direct responses of total, convective, and stratiform precipitation to the Kuroshio front. Especially in spring and early summer, enhanced rainfall and the frequent occurrence of convective precipitation are collocated on the warmer flank of the SST front. Furthermore, considerable increase in the cloud top height is observed across the front from cold to warm water. The distribution and structure of precipitation suggest that the influence of warm ocean current in the East China Sea penetrates above the MABL (Marine Atmospheric Boundary Layer) to reach the entire troposphere. The results also show that convective precipitation is more sensitive to SST variation than stratiform precipitation. High and low clouds over the Kuroshio Current exhibit opposite annual cycle, low clouds ranging from 0.5 - 2 km prevail in winter, while high clouds with the cloud base above 10 km dominate in summer. The area with cloud amount larger than 30% is elevated by nearly 8 km from winter to early summer. Deep convective clouds mainly concentrate during March to June, indicating that deep convection frequently occurs on the warmer flank of the SST front in spring and early summer.

Key words satellite observations, oceanic front, ocean-to-atmosphere influence, seasonal variation

1 引言

近年来,随着一系列全天候、高分辨率气象卫星的上天,与强海流相联系的海洋锋区附近的海气相互作用特征正受到人们越来越多的关注。已有的研究发现,这种水平尺度较小的海气相互作用特征完全不同于海盆尺度,表现为海洋对大气的强迫作用(Xie, 2004)。

早期大量的研究关注于边界层大气对海洋锋的响应,发现在全球海洋温度锋区附近普遍存在着海温与海表面风速的同位相变化关系。比如,Chelton et al. (2001) 用 QuickSCAT 等卫星资料揭示了东太平洋热带不稳定波动(TIW)上海温扰动与海表面风速扰动存在正相关关系,指出风场散度正比于下风方向的海温梯度,风场涡度正比于横风方向的海温梯度。Nonaka and Xie (2003) 用热带测雨卫星(TRMM)的 TMI 资料发现春季在日本以东的黑潮延伸区,海温的正(负)异常对应于表面风速的高(低)值。Vecchi et al. (2003) 发现在西南季风期间,西阿拉伯海的海洋锋上存在着大气对海温的响应,并且引起海表面潜热通量的显著改变。Tokinaga et al. (2005) 用卫星和海洋观测资料揭示了 Brazil-Malvinas 合流区附近的海洋锋区上风速与海温的正相关,发现海温对近表面风场的影响在气候平均和年际时间尺度上都存在着。至于边界层大气响应海洋锋的机制,目前主要有两种,一种是 1989 年 Wallace et al. (1989) 和 Heys et al. (1989) 提出的近表面动量垂直混合机制,也就是高海温使边界层大气变得不稳定,垂直混合增强,引起边界

层中高层大的动量往下传,导致表面风速增加,反之,冷海水区大气的稳定度增大,垂直混合受到抑制,海表面风速减小。另一种是 1987 年 Linzen and Nigam (1987) 提出的海平面气压调整机制,高海温使空气增暖,海平面气压降低,反之海温降低使空气变冷,海平面气压升高,这样就给穿越锋区的空气施加了一个附加的气压梯度力的作用,驱动气块由冷水区向暖水区加速。有研究表明,在大气响应海温变化的过程中这两种机制都在起作用(Xu et al., 2010)。

近期的研究发现,海洋锋对大气的影响不仅仅局限于大气边界层,它能够引起整个对流层大气的调整。Minobe et al. (2008) 发现在墨西哥湾流上空对应着海表面风场的辐合和降水大值区以及一直伸展到 200 hPa 的上升运动,认为在海洋锋的暖侧,由增加的海表面感热和潜热通量所表征的大气的不稳定导致了深对流,使湾流的影响达到整个对流层。Tokinaga et al. (2009) 用一系列船舶观测资料和卫星资料分析了黑潮延伸区附近云的三维结构,发现在暖流上空,云顶高度相比周围的冷海水区明显增加,并且对应于频繁的闪电活动。Kuwana-Yashida et al. (2010) 用大气环流模式(GCM)研究了降水对墨西哥湾流的响应,指出湾流影响对流性降水,海洋温度锋通过影响海表蒸发率和大气底层的水汽通量辐合对局地的水汽收支有显著贡献。Minobe et al. (2010) 发现在不同季节,墨西哥湾流的不同区域对大气的加热作用存在两种不同的类型,冬季在 Gulf Stream Proper 上空主要表现为低层加热,夏季在 Florida Current 上空为中层加

热。

我国东部海区存在着强度仅次于墨西哥湾流的强大的西边界流——黑潮，它与东海大陆架冷水相遇而形成的海洋温度锋区是我国黄海、东海最显著的水文特征。有研究表明在春季东海黑潮锋对边界层大气有显著的影响（徐蜜蜜等，2010），那么，这种影响是否能够伸展到自由大气，以及其他季节大气对黑潮锋的响应如何，这些问题还需要进一步研究。本文的目的是用一系列最新的高分辨率卫星资料揭示出在我国东部海区大气对海洋温度锋的响应特征及其季节变化。

2 资料和方法

1999年7月，美国宇航局发射了一颗专门用来观测全球海表面风场的 Quick Scatterometer（简称 QuickSCAT）卫星，该卫星搭载的微波散射计通过测量海面粗糙度反演出全球海表面 10 m 高度处的中性风速和风向（Liu et al., 2000）。本文选取 QuickSCAT 1999年12月至2008年11月月平均的资料，水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。

本文的海表面温度来自 AVHRR（Advanced Very High Resolution Radiometer）月平均的资料，资料的时间范围与 QuickSCAT 资料一致，水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。AVHRR 是 NOAA 系列卫星的主要探测仪器，它是一种 5 光谱通道的红外扫描辐射计，其探测的全球海表面温度被广泛应用于各种空间尺度的海洋环境研究（Roozkrans, 1997; Ragner et al., 2003; 方立新等, 2004）。

1997年发射升空的热带测雨卫星（Tropical Rainfall Measuring Mission, 简称 TRMM）是第一颗专门用于定量测量热带和亚热带降雨的气象卫星。TRMM 卫星的观测范围在南北纬 40° 之间，它为气象工作者们提供了大量热带、亚热带海洋降水、云中液态水含量、潜热等数据（何会中等, 2004）。近年来，TRMM 数据被用于区域降水的季尺度特征分析、季尺度降水日变化研究以及对模式水凝物模拟能力的检验等方面（傅云飞等, 2008; Yang and Smith, 2008; 衡志炜等, 2011）。关于 TRMM 卫星及其产品的详细介绍可访问其网站 <http://trmm.gsfc.nasa.gov>。本文所用的数据从 2009年6月开始下载，为第 6 版的 TRMM 资料。有研究表明相比上一版本，第 6 版的反演算法对降

水的分型更加客观可靠（Awaka et al., 2007）。本文使用了 TRMM 的第 3 代产品 3B43 和第 2 代产品 2A25，都是由 Goddard 空间飞行中心发布的标准资料。3B43 数据混合了 TRMM 卫星、其它卫星以及地面雨量计观测的结果，提供最优的近地表月平均的降水率估计，其空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ，资料时长选为与 QuickSCAT 资料一致。2A25 数据提供经反演得到的沿轨道的三维空间的降水率，其水平分辨率为 4.5 km，垂直方向在 0~20 km 有 80 层，每层 250 m。根据 TRMM 测雨雷达的降水反演方案（Stelner et al., 1995; Awaka et al., 1998），2A25 把降水分为层云降水、对流降水和“其他”3 种类型。如果雷达回波在冻结层出现亮带，则该降水廓线定义为层云降水，如果回波无亮带，但回波中一旦出现超过 39 dBZ 的信号，该廓线定义为对流降水，非上述两种情况的定义为“其他”类型。由于“其他”类型的样本所占总样本的比例很小，本文不考虑它。2A25 资料的时间范围选为 1999年12月1日至2008年11月30日。为了便于处理，我们将逐轨道的数据水平插值到 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 的网格上。

我们选用美国 Woods Hole 海洋研究所提供的海气间热通量客观分析数据集（OA_FLUX），水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ ，它结合了卫星资料和 3 种大气再分析资料，通过利用最优的海表面气象数据结合最优算法改进海表面热通量（Yu et al., 2008）。本文选用该资料月平均的海表面感热、潜热通量以及海气间的温度差，资料时段与 QuickSCAT 一样。

此外，本文还利用 CloudSat 卫星资料分析东海黑潮上空四季云的相关特性。CloudSat 是世界上第一颗载有毫米波测云雷达的卫星，于 2006年4月在美国加州范登堡空军基地发射升空，它为云的综合分析和三维重建提供了一种基于主动遥感数据的全新方法。CloudSat 与其他几颗卫星在同一轨道上共同组成 A-Train 卫星星座，实现准同步被动多波段对地球的观测。CloudSat 上搭载的云廓线雷达（CPR）能提供云体的垂直廓线和云中粒子的相关特性。CPR 工作在 94 GHz 的高频微波波段，在这个波段雷达信号几乎没有被削弱，能够探测到 90% 的冰云和 80% 的水云（Stephens et al., 2002）。资料的横轨分辨率为 1.4 km，沿轨分辨率为 2.5 km，垂直分辨率为 500 m。本文使用它的标

准资料 2B-GEOPROF 和 2B-CLDCLASS, 时间为 2006 年 6 月 15 日至 2010 年 5 月 31 日。2B-GEOPROF 中的雷达反射率 (Radar_Reflectivity) 数据提供了每条廓线上的 CPR 回波值, 与之对应的 Height 数据提供了在垂直方向上由平均海平面向上至 30 km 处所获得的雷达回波高度值。CPR Cloud_mask 数据则提供了与每一回波值相对应的回波有效性判断, 其值越大表明云的回波信号越强越可靠 (Mace et al., 2007; Kahn et al., 2008)。考虑到会有多层云系存在的情况, 根据每条廓线上有效回波的连续性确定云体, 将连续云体的第一个有效回波和最后一个有效回波对应的高度值作为这段云体的云顶高度和云底高度。2B-CLDCLASS 产品提供了云分类信息, 把云分为卷云、高层云、高积云、层云、层积云、积云、雨层云和深对流云 8 类 (Wang and Sassen, 2007)。本文在此基础上把云分为高云 (Ci)、中云 (As、Ac)、低云 (St、Sc、Cu、Ns) 和深对流云。

3 海表面风场对海洋锋的响应

图 1 给出了四季气候平均的 AVHRR 海表面温度以及 QuickSCAT 10 m 中性风速、风矢量和散度的空间分布。在我国东部海区, 黑潮从台湾以东洋面沿着东海大陆架的边缘向东北流向日本九州岛, 在琉球群岛附近, 黑潮还分出一支流向黄海和渤海, 形成黄海暖流。黑潮暖水与黄、东海大陆架冷水相遇形成了海温水平梯度很大的海洋温度锋区, 表现为台湾与日本之间的 SST 等值线密集带。我国东部海区的 SST 表现出中纬度典型的季节变化特征: 冬、春季海温低, 夏、秋季海温高。SST 梯度也存在明显的季节变化: 春季梯度最大, 冬季其次, 夏、秋季最小。冬、春季在东海大陆架与琉球群岛之间存在 SST 暖舌, 这支暖舌在春季尤其明显。而在靠近中国东部大陆的海区, 由于冬半年冷空气爆发对海水的降温以及浅水区强垂直混合作用 (Xie et al., 2002), 形成了一片相对冷的海温区。春季从 123°E~127.5°E 这几百公里的范围内, 海温变化超过 10°C。夏、秋季随着黄、东海大陆架水位的升高, SST 分布变均匀, 海洋锋的强度显著下降, 变化相同的范围 SST 的改变只有 3~4°C。

随着冬、夏季风的转换, 东中国海多年季节平均的风向存在近似反向的变化。冬、春、秋三季的

平均风向与冬季风的盛行风向一致, 为北风或东北风, 夏季为东南风。春季当盛行的偏北风从靠近中国大陆的东海冷水区穿过海洋锋吹向 SST 暖舌上空时, 海表面风速经历了一个明显的加速过程。QuickSCAT 10 m 中性风速与 SST 在空间上是一一对应的同位相变化的关系, 如 SST 暖舌上的风速比东海冷水上空大 2~2.5 m/s, 表现为海洋对大气的强迫作用。锋区附近海温与海表面风速同位相的程度与 SST 的梯度成正比, 在 SST 水平梯度最大的 3~5 月正相关最显著。除风速外, 海表面风的散度也受到海温控制。春季沿着 SST 锋的暖侧是一条海表风速的辐合带, 在东海 SST 冷舌上空为海表面风的辐散。不同季节风场散度的大小有很大差异。春季辐合/辐散最大; 冬季在东海冷海温区和 SST 锋区上存在较弱的辐散。在锋区暖侧, 原春季此处的辐合场几乎完全消失, 只在台湾岛附近有较弱的辐合; 夏、秋季表面风散度进一步减小, 并且与 SST 的分布也没有明显的对应关系。除夏季外, 台湾岛西南角的风影区存在比较明显的辐合, 表现出地形的效应。

为了更清楚地揭示我国东部海区 SST 影响大气的年循环特征, 图 2 给出了沿垂直于海洋锋区的直线 AB (见图 1b) 方向的 SST 梯度、风速梯度以及散度的时间演变。海温梯度在海洋锋区达到最大, 它的大小代表海洋温度锋的强弱变化: 从冬季到春季, 海洋锋逐渐增强, 于 3~5 月达到最强。5 月以后海洋锋强度迅速减弱, 8~9 月为全年最弱, 10 月以后又开始渐渐恢复。由前面 SST 与风速的正相关可推断出海温梯度与风速梯度应该有一致的年循环规律。对比图 2 中的两个梯度可以发现它们都在锋区上达最大。两者的极大值都出现在 3~5 月, 极小值出现在夏季。此外, 海温梯度最大值出现的时间超前于中性风速约半个月左右, 这在一定程度上验证了 SST 对海表风的强迫作用。在锋区冷侧除夏季外有海表面风速辐散, 在黑潮主轴上空 [约 (28.875°N, 127.625°E)], 从 3 月开始为风速辐合。辐合/辐散的大小与黑潮锋的强度有类似的季节演变特点: 两者都在冬半年强, 夏半年弱, SST 锋最强的 3~5 月, 海洋锋冷 (暖) 侧的辐散 (辐合) 达到全年最大值。

由于大气调整的空间范围 (~1000 km) 比 SST 锋的水平尺度 (~100 km) 大得多, 当春季从

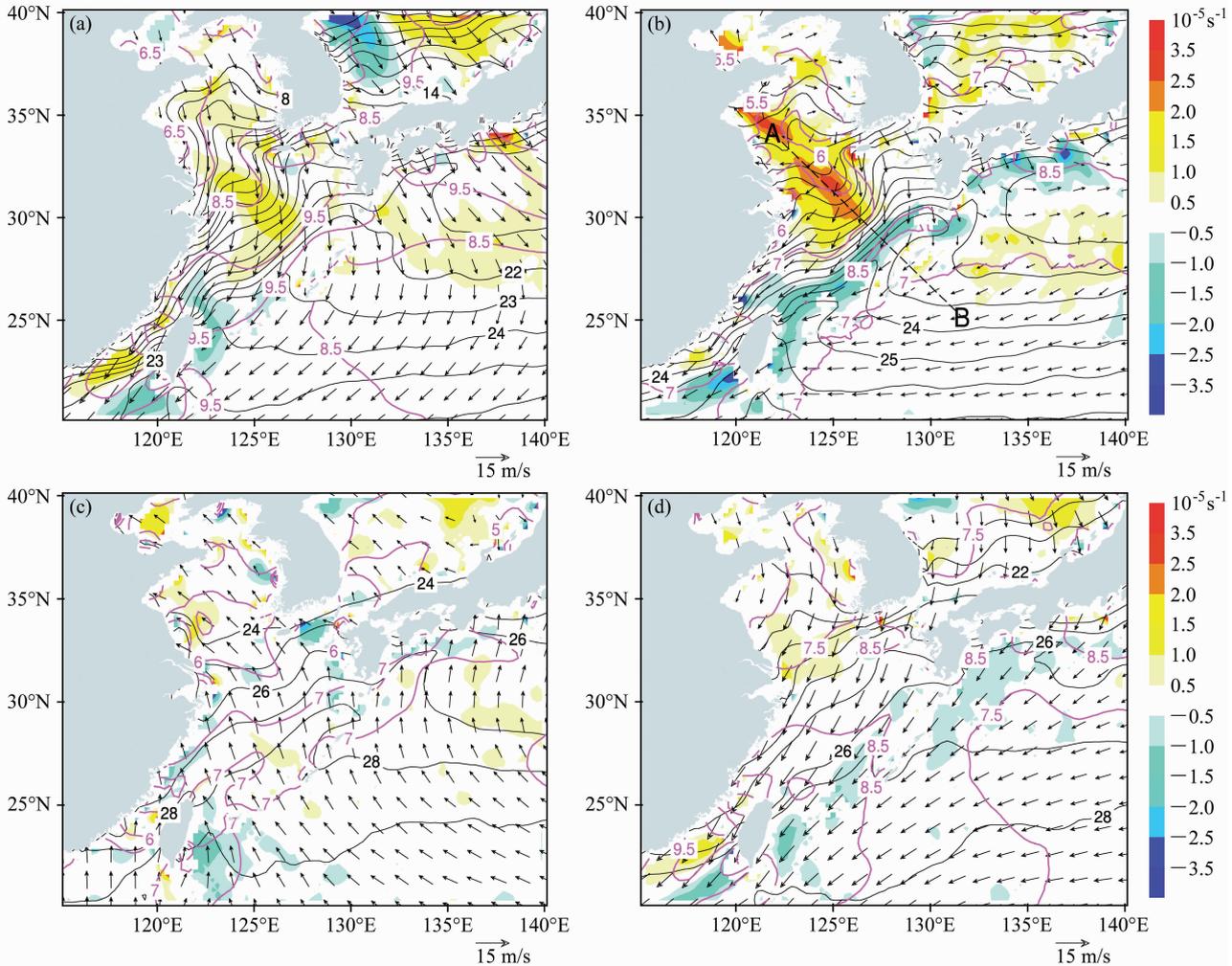


图1 2000~2008年多年平均的 QuickSCAT 10m 中性风散度(彩色阴影, 单位: 10^{-5} s^{-1})、风矢量(箭头, 单位: m/s)、风速(紫红色等值线, 单位: m/s)和 AVHRR 海温(黑色等值线, 间隔: 1°C): (a) 冬季; (b) 春季; (c) 夏季; (d) 秋季

Fig. 1 Seasonal mean AVHRR SST (black contours at 1°C interval), QuickSCAT 10-m neutral equivalent wind velocity (magenta contours, units: m/s), divergence (shaded), and wind vector (black arrows) in (a) winter (Dec–Feb), (b) spring (Mar–May), (c) summer (Jun–Jul), and (d) autumn (Sep–Oct) of 2000–2008

大陆吹来的冷空气穿越强海洋锋区时, 气温无法立即向不断变化的海温做出调整。在锋区附近气温的水平分布比 SST 平滑, 水温与海表面 2 m 处气温的差异 $T_s - T_a$ (见图 3) 由锋区冷侧向暖侧增大, 在冷水区低层大气为弱稳定层结, 黑潮暖水上空为强不稳定的大气。图 3 中用 $T_s - T_a$ 沿直线 AB 的梯度大小来表示海洋锋两侧大气稳定度的差异。可以看到, 春季 (3~5 月) SST 锋区上空边界层大气不稳定度的增长最快。根据 Wallace et al. (1989) 的假说, SST 锋暖 (冷) 侧大气不稳定 (稳定) 的层结会导致垂直混合和海表面风速的加强 (减弱)。暖海水区海气间的温度差使海洋向大气放出更多热

量, 海表面热通量的增大驱动湍流, 促进海洋大气边界层 (MABL) 高层大的动量向下传输, 加速海表面的风速, 冷水区则相反。通过海气间的热量和水汽交换, SST 锋暖 (冷) 侧的边界层大气得到 (失去) 更多的热量和水汽, 低层空气增温增湿 (减温减湿), 海平面气压降低 (升高), 在暖水和冷水上空分别形成海表面风的辐合和辐散。海平面气压的变化还会增加 SST 锋区上空的气压梯度, 对由冷向暖穿过锋区的空气提供加速度。事实上, 有研究表明春季东海黑潮锋附近 SST 能够明显改变锋区两侧 MABL 的温、湿结构和垂直混合的强弱。由 SST 梯度产生的附加的气压梯度力对空气由冷

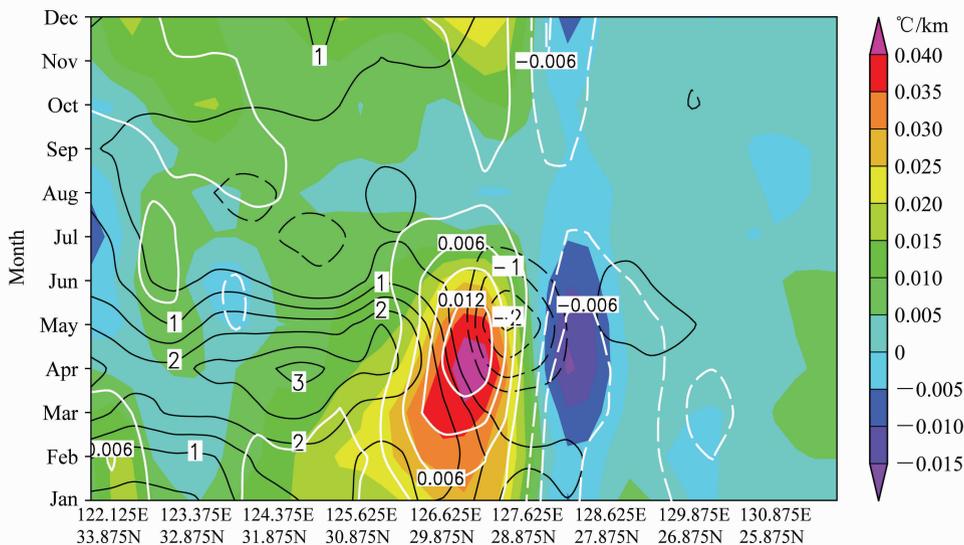


图2 2000~2008年多年平均的沿图1b中直线AB的AVHRR海温梯度(彩色阴影,单位:°C/km)、QuickSCAT 10 m中性风速梯度(白线,单位: $m \cdot s^{-1} \cdot km^{-1}$)和散度(黑线,单位: $10^{-5} s^{-1}$)随月份的演变。风速梯度和散度均省略了零线

Fig. 2 Time evolution of AVHRR SST gradients (shaded), QuickSCAT 10-m wind speed gradients (white contours, units: $m \cdot s^{-1} \cdot km^{-1}$), and divergence (black contours, units: $10^{-5} s^{-1}$) averaged over 2000 - 2008. Gradients are computed along line AB in Fig. 1b with zero contours omitted

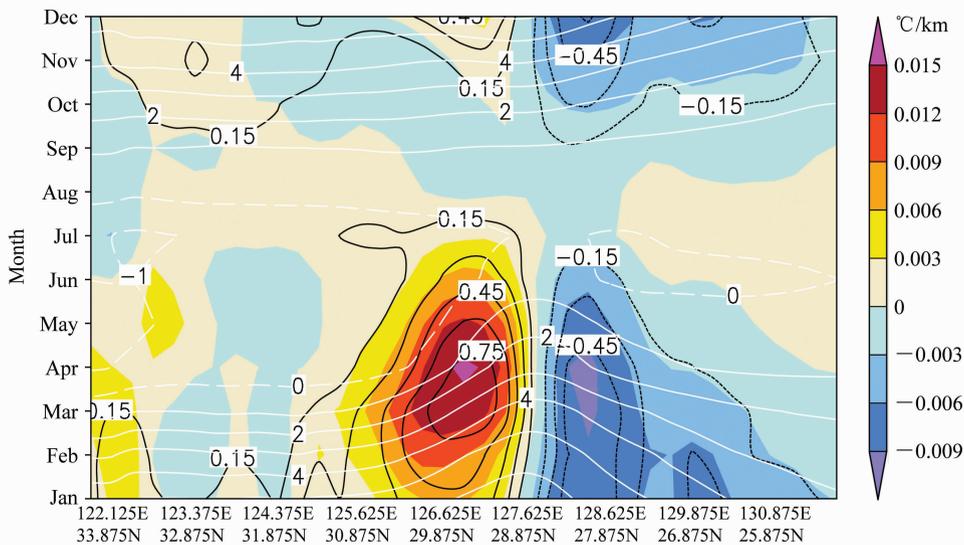


图3 OA_FLUX 2000~2008年多年平均的沿直线AB的 $T_s - T_a$ (白色等值线,间隔:1°C)及其梯度(彩色,单位:°C/km)和海表面感热加潜热通量梯度[黑色等值线(已省略零线),单位: $W \cdot m^{-2} \cdot km^{-1}$]随月份的演变

Fig. 3 Time evolution of OA_FLUX $T_s - T_a$ (SST minus 2-m air temperature, white contours at 1°C interval) and its gradient (shaded) as well as sea surface sensible+latent heat flux gradient (black contours, units: $W \cdot m^{-2} \cdot km^{-1}$, zero contour omitted) averaged over 2000 - 2008

水区向暖水区的加速也有重要的贡献。黑潮锋附近海温与风速的正相关是海平面气压调整机制和垂直混合机制共同作用的结果(徐蜜蜜等, 2010)。从本文的结果可知,黄、东海的海洋温度锋在春季最强,海洋对MABL的强迫作用也是在春季最明显。

4 海洋锋区附近的降水结构特征及季节变化

4.1 近地表的降水率

从前文的分析可知,我国东部海区的海洋锋对

其上边界层大气有显著的影响,并且这种影响在春季最明显。那么,海洋锋对局地大气的影响是否能够超越 MABL 到达自由大气?这一节将分析锋区附近降水结构的特点,从而进一步探讨黑潮暖流对局地大气的强迫作用及其季节变化。

图 4 给出了多年四季季节平均的近地表 3B43 总降水率和 2A25 对流、层云降水率的空间分布。冬季,我国东部大陆和海洋上空的总降水很少,降水率一般在 0.15 mm/h 以下。在海洋锋区附近,最大的降水率出现在锋区的暖侧、琉球群岛西北部,雨强在 $0.2 \sim 0.25 \text{ mm/h}$ 之间。从锋区暖侧向西北方向,随着 SST 的降低,近地表的总降水逐渐减少,黄海海域冬季平均的降水率只有不到 0.05 mm/h ,为全年最低值。冬季整个研究区域内对流降水甚少,最大的对流降水率只有 0.08 mm/h 左右,海洋上的对流雨强略大于大陆,其中台湾东部沿岸的对流降水相对较大。冬季层云降水大多集中在 $25^\circ\text{N} \sim 35^\circ\text{N}$ 之间,呈纬向带状分布,从 27°N 以北的 SST 锋区至日本东南沿海出现了大于 0.1 mm/h 的降水中心。

春季总降水的分布区域与冬季相比更加宽广, 0.1 mm/h 以上的降水范围明显增大。在我国东部海区,从 SST 与降水率的空间分布来看,总降水率与 SST 的空间配置有很好的对应关系,即降水率的大值区沿着黑潮暖流分布,在黄、东海的 SST 冷舌上空对应的是弱降水。海洋锋两侧的降水率差异达到 0.2 mm/h 左右。对比图 1b 可知,春季 SST 锋区暖(冷)侧的强(弱)降水与海表风的辐合(辐散)相对应,根据质量连续性原理,暖水区低层空气辐合对应上升运动,有利于形成降水,冷水区低层辐散产生下沉运动,不利于降水的发生。已有的研究表明,墨西哥湾流附近的 SST 梯度不仅可以引起海表风的辐合辐散,还造成锋区两侧整层大气的上升和下沉运动(Minobe et al., 2008)。春季黑潮锋区附近的 SST、海表风散度和雨带的空间配置与 Minobe et al. 的研究结果相一致。由此可见,海洋锋通过影响低层大气的散度控制了雨带的分布,海洋对大气的强迫作用不仅局限在 MABL,可以向上扩展到整个对流层。春季近地表分雨型的降水与总降水的分布基本一致,都是在 SST 锋的暖侧达到最大。仔细对比图 4e、f 不难发现,对流降水与 SST 的对应关系相比层云降水更好,且强对流降水

在空间上更加集中,在图中表现为一个个小的高值中心,反映出水平尺度较小的中尺度对流系统的影响,层云降水的高值中心较少,降水率空间分布更加均匀,并且层云降水与总降水的空间分布型很像,表明层云降水对总降水强度的贡献占主导作用。

夏季,整个区域近地面均位于东南气流的控制之下(见图 1c),雨区十分宽广,降水量显著增多。陆地上的降水强度明显高于洋面,其中在中国华南沿海、台湾岛以及日本九州岛至朝鲜半岛南部一带的区域中出现了降水率大于 0.45 mm/h 的强降水中心。在海洋上, 130°E 以西我国近海的降水率大于 130°E 以东的西北太平洋。 20°N 以南的总降水高于副热带和中纬度海面。在 SST 锋区附近,降水分布比较均匀,雨强相对较大的海域出现在琉球群岛附近,降水率约为 $0.12 \sim 0.16 \text{ mm/h}$ 。夏季不但海洋锋弱,季节平均的降水强度与 SST 之间也没有出现春季那样一一对应的空间分布。对流降水多分布在低纬度地区,尤其是台湾岛附近。夏季层云降水在高低纬度之间没有出现对流雨那样明显的差异,在我国近海呈现大片均匀分布,降水率约 $0.1 \sim 0.16 \text{ mm/h}$ 。

秋季陆地上的总降水显著下降,海洋上的降水强度普遍大于陆地,降水率最大的地方出现在台湾以东海面至巴士海峡一带和日本东南沿海。在我国东部海区,虽然秋季海洋温度锋不明显,但降水率与 SST 之间仍然存在正相关的空间分布,锋区冷侧黄海的降水率与暖流上空相比偏小近 0.1 mm/h 。中国东部大陆和黄、东海冷水区的对流和层云降水弱于其东南方的暖洋面。对流雨的极大值中心出现在台湾东部海域,雨强高达 0.24 mm/h 以上,为这一区域全年最高值。

为了对比对流降水和层云降水对总降水的贡献,图 5 给出了四季近海表对流降水率占总降水率的百分比。由图 5 可见,对流降水在总降水中所占比例大于 50% 的区域较少,主要分布在 25°N 以南的暖海面。在我国东部海区,层云降水在总降水中的比例更大。冬、春季对流降水的贡献明显低于夏、秋季,季节差异最明显的地区在海洋锋区及其冷侧的黄海和东海,此处冬、春季对流降水的比例一般低于 15%,夏季增多至 35%~50%,秋季再下降至 30% 以下。春季黑潮暖流上空对流降水对总

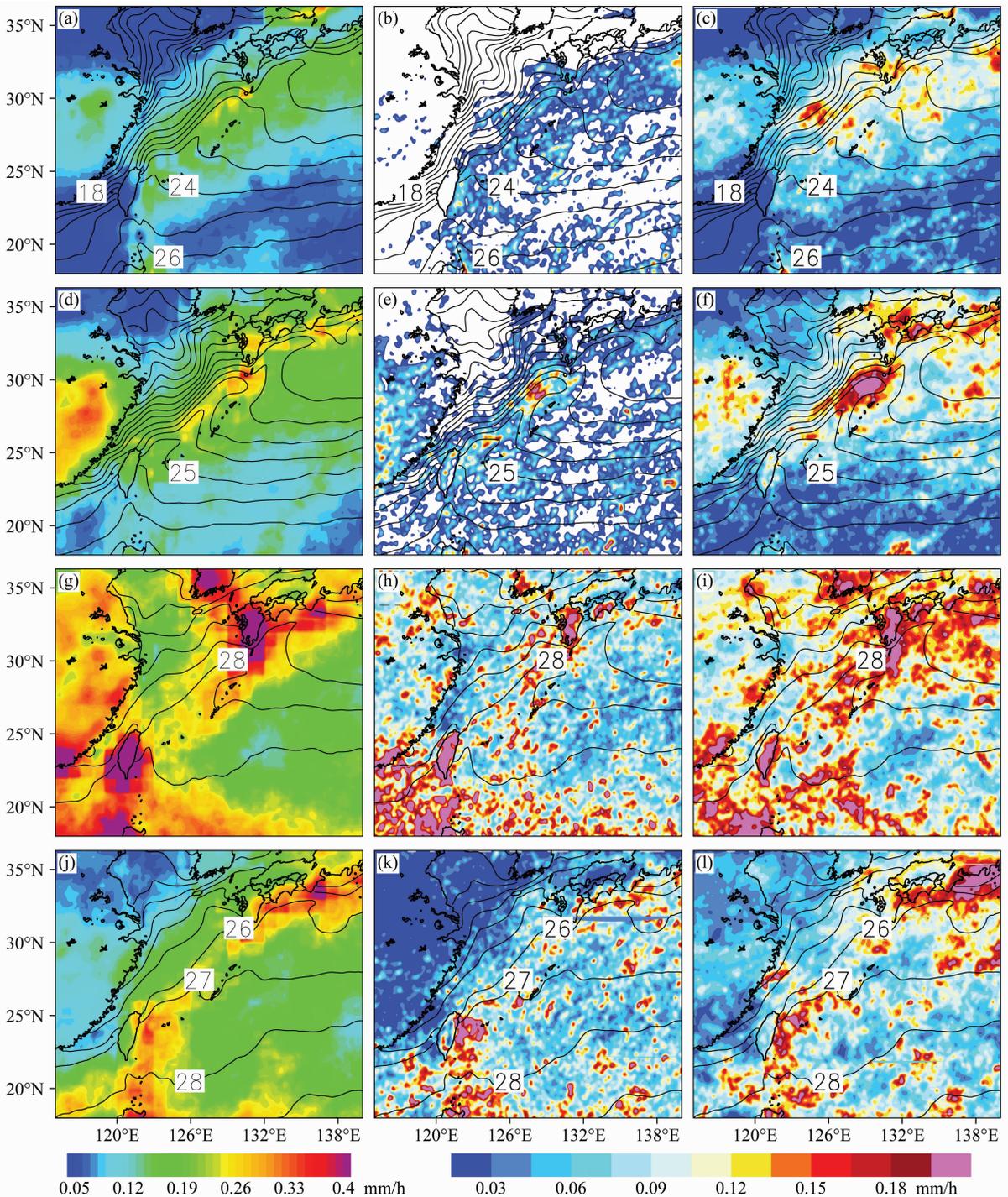


图 4 2000~2008 年四季季节平均的 3B43 近地表的总降水率 (a、d、g、j)、2A25 近地表对流降水率 (b、e、h、k) 和层云降水率 (c、f、i、l) 以及 AVHRR 海温 (等值线, 间隔: 1°C): (a-c) 冬; (d-f) 春; (g-i) 夏; (j-l) 秋

Fig. 4 Seasonal means of (a, d, g, j) the near surface 3B43 total precipitation rate (shaded), the near surface 2A25 (b, e, h, k) convective precipitation rate (shaded) and (c, f, i, l) stratiform precipitation rate (shaded) in (a-c) winter, (d-f) spring, (g-i) summer, and (j-l) autumn of 2000 - 2008. Seasonal mean AVHRR SST is also plotted (contours at 1°C interval)

降水的贡献比周围海区偏高 20%左右, 表明暖海温有利于其上空对流运动的发展。

4.2 对流降水和层云降水的频次

图 6 给出了四季对流降水与层云降水的频次分

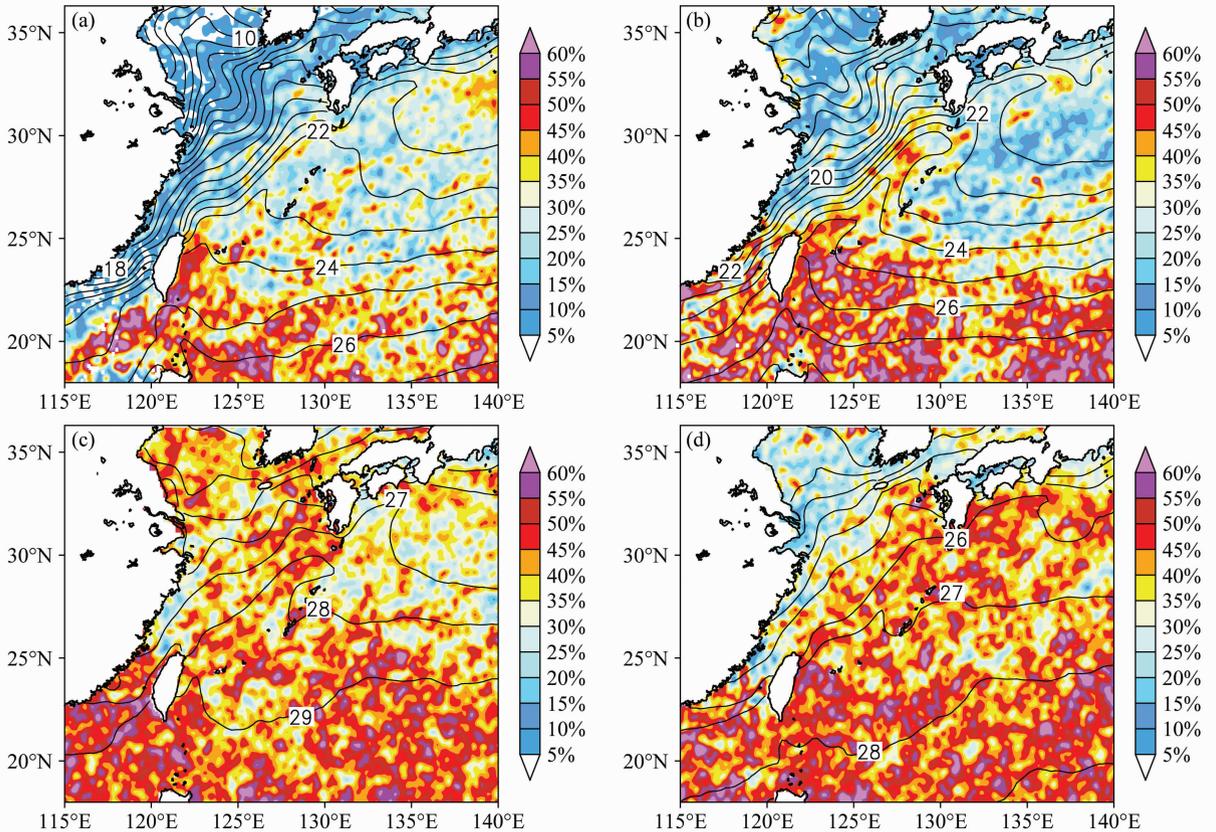


图5 2000~2008年2A25近地表对流降水率在总降水率中占的百分比(彩色)和季节平均的AVHRR海温(等值线,间隔:1°C):(a)冬季;(b)春季;(c)夏季;(d)秋季

Fig. 5 The ratios of convective precipitation amounts to total precipitation amounts for (a) winter, (b) spring, (c) summer, and (d) autumn of 2000 - 2008 (shaded). Seasonal mean AVHRR SST ($^{\circ}\text{C}$) is plotted in contours

布。降水频次是指季尺度内 0.1° 网格中测到的对流/层云的降水次数与总观测次数之比(用百分比表示)。不论在哪个季节,整个区域内的层云降水频次远远大于对流降水频次,季尺度对流降水频次一般小于2%,最大频次仅为2%~3%,出现在夏、秋季的低纬海洋上。大部分地区层云降水的频次大于3%,最高可超过8.5%。冬、春季对流雨发生的次数少于夏、秋季。冬季对流雨多发生在海洋锋的暖侧和西太平洋。台湾岛屿地形对对流活动的影响十分明显,在台湾以东沿海存在对流降水频次的极大值。当冬季盛行的东北季风吹向台湾岛上南北走向的中央山脉时,在迎风坡空气被强迫抬升,导致了对流活动的频繁发生。此外,海陆风也是导致这里对流发展活跃的另一个可能原因。春季在 25°N 以南,对流降水频次呈纬向分布,且随纬度的升高而减少。在 25°N 以北,对流降水频次与 SST 的空间分布十分吻合,频次的大值区沿着黑潮暖水分

布。在暖流的两侧,对流降水的频次迅速减少,但 130°E 以东的西太平洋的对流降水仍然要多于黄、东海冷水区。在黄、东海对流雨发生的次数由东南至西北随 SST 的降低而减少。春季台湾岛地形对对流降水频次的影响依然存在,但程度不如冬季。夏季对流雨发生的次数明显增多, 25°N 以南的对流降水频次高于 25°N 以北。秋季对流降水除了在陆地上和黄海冷海温区有明显的减少以外,与夏季相差不大。层云降水频次的季节变化不如对流降水明显。冬、春季层云降水主要发生在 30°N 附近,层云雨带从我国东部大陆至日本以南海面呈现东北—西南走向的带状分布。春季层云降水的高频区分布在我国东南部大陆上空和东海黑潮的北部、九州岛以南的海区,层云雨带在东海冷海水区断裂。综上所述,不论从季节平均的降水率还是降水频次的空间分布来看,春季海洋锋对雨带的影响最明显,对流降水与海温的吻合程度相比层云降水更好。

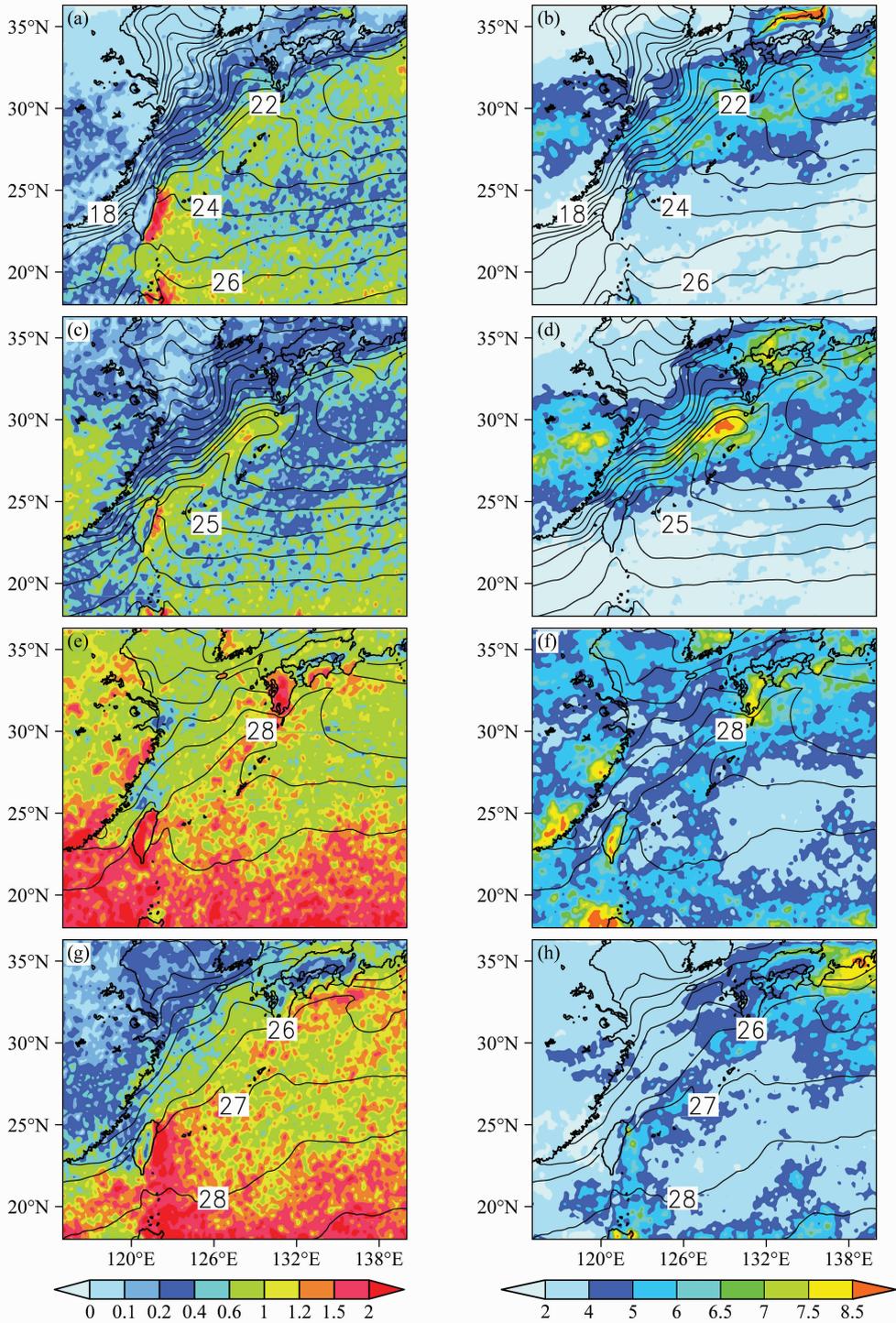


图 6 2000~2008 年四季 2A25 对流降水频次 (a、c、e、g) 和层云降水频次 (b、d、f、h) 以及季节平均的 AVHRR 海温 (等值线, 间隔: 1°C): (a、b) 冬; (c、d) 春; (e、f) 夏; (g、h) 秋

Fig. 6 Climatology of occurrence frequency (shaded) for convective (a, c, e, g) and stratiform (b, d, f, h) precipitation during 2000–2008 for (a, b) winter, (c, d) spring, (e, f) summer, and (g, h) autumn. Seasonal mean AVHRR SST is also plotted (contours at 1°C interval)

4.3 降水率的垂直剖面

图 7 是冬、春、夏、秋四季季节平均的总降水

率沿垂直于 SST 锋区直线 AB (见图 1b) 的垂直剖面。由于海洋温度锋的强度不同, 其对总降水垂直

结构的影响也存在明显的季节差异。春季海洋锋对降水垂直结构的影响最明显：从冷水 (A) 至暖水 (B)，“雨顶”高度提升，在黑潮上空最大，SST 锋区两侧“雨顶”高度相差接近 2.5 km，远大于其他季节“雨顶”高度的落差。从降水强度来看也是春季 SST 锋区两侧雨强的差异最大。春季在黑潮暖流上空，不仅近地表的降水最强，而且降水率的垂直梯度也大。东海冷水区近地表的降水率与暖水区相比偏小 0.25 mm/h 以上，且降水率在 4 km 以下基本不随高度变化。“雨顶”高度和低层降水强度在锋区上空增加迅速，在西太平洋暖水上空减小缓慢。夏季在海洋锋区附近不仅降水强度整体变大，“雨顶”也明显升高。有趣的是，尽管海洋锋强度很弱，但是它对总降水的影响依然存在，表现在锋区两侧“雨顶”高度和降水率的变化上。由前文分

析可知，对流降水对海温变化的响应比层云降水更敏感，因此夏季海洋锋区附近降水结构的变化可能与夏季对流降水在总降水中所占比例偏高有关。与春季不同的是，夏季在西太平洋上空，“雨顶”高度的水平变化大于 SST 锋区。秋季“雨顶”高度下降，尤其是在冷水区更明显。海温从 A 至 B 不断递增，黑潮暖流在海表温度上的反映是四季中最模糊的，与 SST 的变化相似，秋季“雨顶”高度和降水率也是从 A 至 B 不断增大，最大的降水率和降雨高度并非出现在黑潮上空，而是在西太平洋。冬季，降水率和“雨顶”高度均有明显的下降，近地表锋区暖侧的降水率大于冷侧。总的来看，总降水垂直结构的季节变化有 2 个主要特征：一是海洋锋两侧“雨顶”高度和降水强度的差异在春季最大，说明春季降水对海洋锋的响应显著；二是由冬至

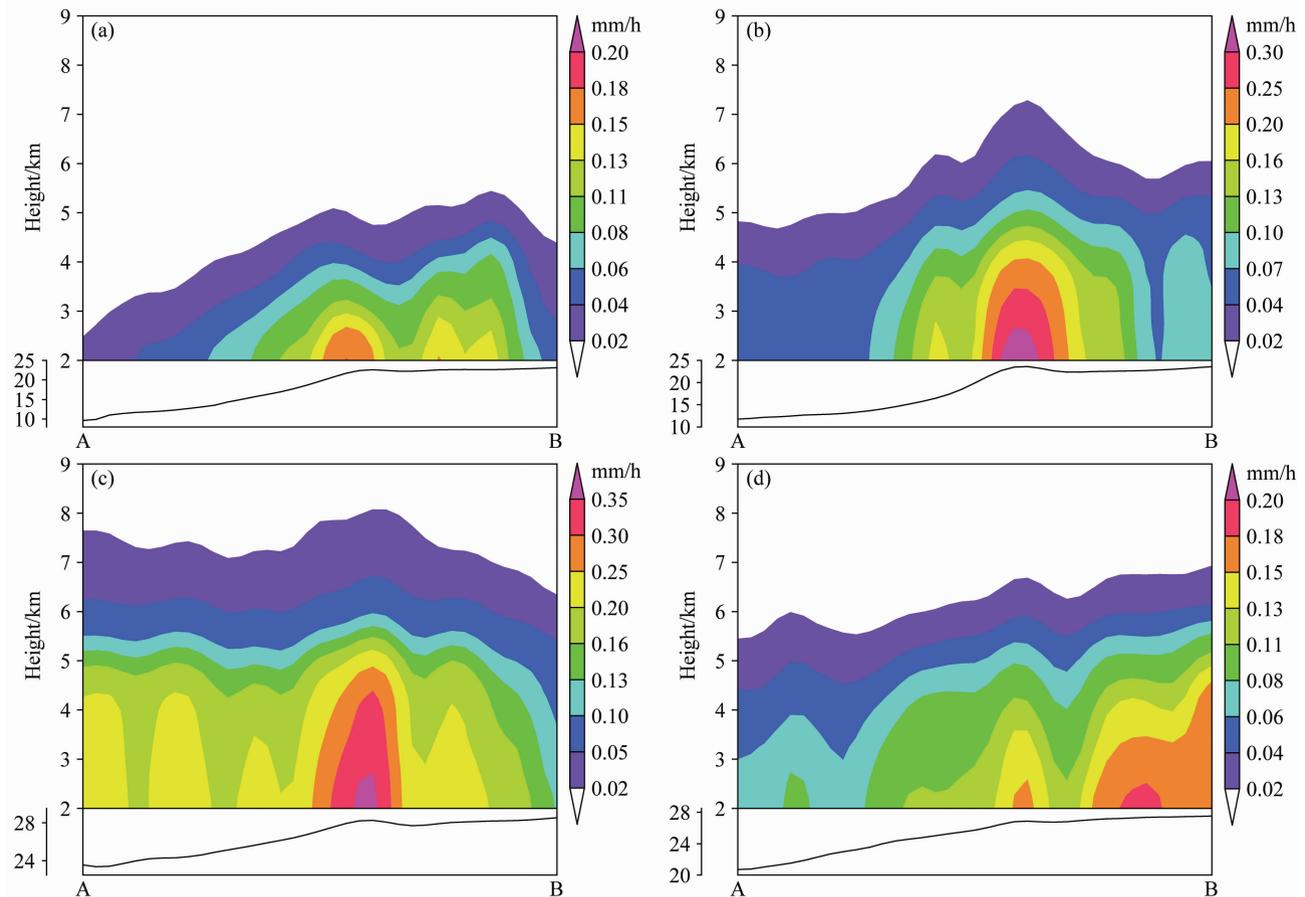


图 7 2000~2008 年季节平均的 TRMM 2A25 总降水率沿图 1 中直线 AB 的垂直剖面 (彩色阴影, 单位: mm/h): (a) 冬季; (b) 春季; (c) 夏季; (d) 秋季。下方小图为对应季节沿直线 AB 的 AVHRR 海温 (单位: °C)

Fig. 7 Vertical cross sections of seasonal mean TRMM 2A25 total precipitation rates (shaded) along line AB shown in Fig. 1b for (a) winter, (b) spring, (c) summer, and (d) autumn of 2000 - 2008. AVHRR SST variation (°C) along line AB is also shown in each season (curves)

夏, 海洋锋附近整体“雨顶”抬升, 至少表明在降水方面, 暖流对大气的影晌冬季浅薄, 夏季深厚。

5 东海黑潮对云的影响

5.1 云的频次

黑潮上空 ($25^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $125^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$) 高、中、低云以及深对流云出现次数的时间演变见图 8。从年平均来看, 深对流云出现次数远少于其他 3 类云。高云和低云频次相差不多, 中云略多。高云和低云的季节变化刚好相反, 从冬季至夏季, 高云(卷云) 逐渐增多, 低云在冬季最多, 夏季很少出现。中云的季节变化不明显。暖流上空深对流云大多集中在 3~6 月。6 月深对流云的频次为全年最大值。考虑到春末夏初正是东亚梅雨季节, 初夏东海黑潮上空深对流云突然增多的现象很可能是受梅雨雨带的影响。根据 Tokinaga et al. (2009) 的研究, 日本以东 6 月平均的雨带位于黑潮延伸区 SST

锋的暖侧, 与底层大气的辐合区和整层大气的上升运动位置相重合, 反映出海洋锋对梅雨的可能影响。东海黑潮区 6 月大量深对流云的出现可能与梅雨雨带上 MCS (Meso-scale Convective System) 的活动有关。全年各类云频次的季节变化规律是从冬到夏渐渐由低云过渡到高云, 春季和初夏暖流上深对流活动最频繁。

5.2 云量

CloudSat 资料用 cloudmask 参量来表示每个雷达距离分辨体积 (RRV) 是否有云存在, 其值在 30~40 之间表示确实观测到了水凝物。本文对云量的计算参考了国内外学者处理 CloudSat 资料的做法 (Sassen et al., 2008; Luo et al., 2009; 王帅辉等, 2010)。对于二维云量, 用网格内探测到有(某种)云的廓线数除以总的有效廓线数(不论有无云存在)。对于三维云量, 先把垂直方向 0~30 km 分为间隔 1 km 的 30 层, 然后分别统计出每个立方体

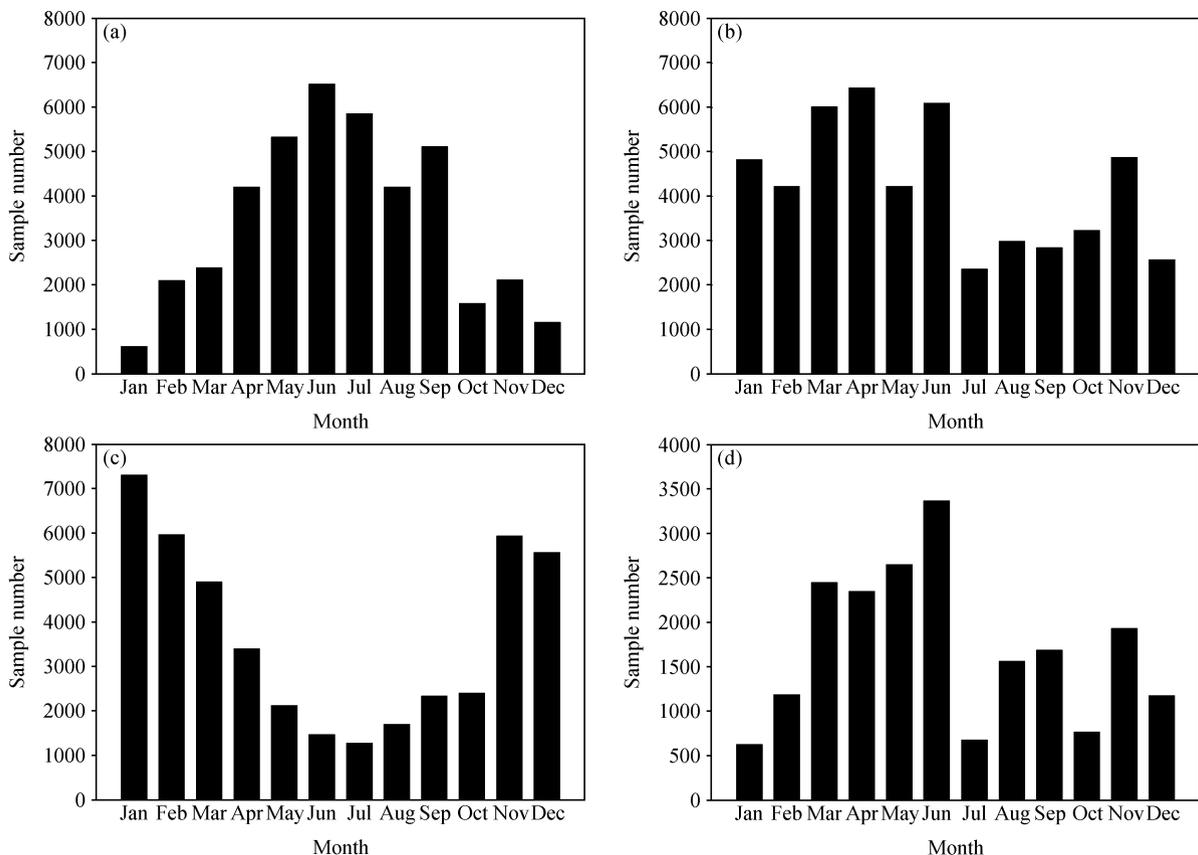


图 8 2006 年 6 月~2010 年 5 月黑潮上空 ($25^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $125^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$) 高云 (a)、中云 (b)、低云 (c) 以及深对流云 (d) 出现次数随月份的演变

Fig. 8 Time evolution of the occurrence frequency (sample numbers) for (a) high, (b) middle, (c) low, and (d) deep convective clouds over Kuroshio Current ($25^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $125^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$) during the period from Jun 2006 to May 2010

内有(某种)云的 RRV 数目 m 和总的 RRV 数目 n , 用它们的比值 m/n 表示该体积内的云量。

图 9a 是黑潮上空总云量的时间—高度剖面。冬半年(11 月至次年 2 月)以高度为 0.5~2 km 的低云主导, 云量约 40% 左右, 经统计这些低云中绝大多数是层积云(Sc), 即海洋边界层云。20 世纪 90 年代以前, 人们就发现冬季在西边界流如黑潮和湾流区存在大量的层云和层积云。Sc 云是在边界层顶稳定而下层有湍流运动时形成的, 在湍流交换所达到的高度内其上部的空气会冷却, 假使同时有水分被湍流移动到上部时就有可能产生层云和层积云。另一方面, 下沉运动建立云盖逆温, 把来自洋面的水汽通量和热通量局限在一个浅层内, 有利于海洋 Sc 云的形成。冬季在 SST 锋区, 尤其是有冷空气爆发时大陆上干而冷的空气沿着 SST 梯度平流到暖海水上空, 强风速以及海气间明显的温度、湿度对比产生海面向上大量的感、潜热和水汽通量, 使 MABL 迅速变厚, 不稳定性增加, 上下层之间湍流交换加强。同时东移气旋后部的下沉运动在 MABL 顶产生逆温, 形成有利于产生 Sc 云的条件(Norris and Iacobellis, 2005)。2005 年 KESS(Kuroshio Extension System Study) 试验期间, Tanimoto et al. (2009) 使用各种高分辨率的气象仪器成功地观测到黑潮延伸区(KE) 附近低云的变

化: 伴随着北风平流, 在 KE 锋区的暖侧形成 Sc 云并且云底高度随 SST 增大而升高, 证明了海洋锋对低云形成有重要作用。春季黑潮上空的云穿过边界层顶向高处发展。3~5 月总云量的大值区变高变厚, 32% 以上的云量中心从 3 km 附近升高到 10 km 以上, 而低云的云量逐渐减少。

春季东海黑潮区云在垂直方向的发展与沿黑潮锋暖侧海表面风速的辐合(图 1b)、海表面热通量的增加(图 3) 相对应的现象类似于墨西哥湾流的观测结果(Minobe et al., 2008), 让人容易联想到海平面气压调整假说: SST 引起的表面热通量加热低层大气, 使气压降低, 表面风辐合上升, 对流运动加强, 有利于云向上发展。6 月对流层中高层的总云量明显增加, 最大云量超过 40%, 并且大云量区同时向高低空扩展, 表现为深对流的特点。SST 梯度对 6 月东海梅雨云带的影响途径可能为: 由暖海温引起的低层空气辐合产生上升运动, 同时风场辐合对水汽通量辐合也会有贡献。另外, 通过海气间热量交换, SST 的水平梯度增加大气的斜压性, 促使斜压扰动发展。

盛夏和初秋, 东海黑潮区处在西太平洋副高控制之下, 以下沉运动为主, 中低层云量减少, 只在对流层上部的高云较多。SST 对深对流云的影响以及季节变化可以更清楚地反映在深对流云量在总

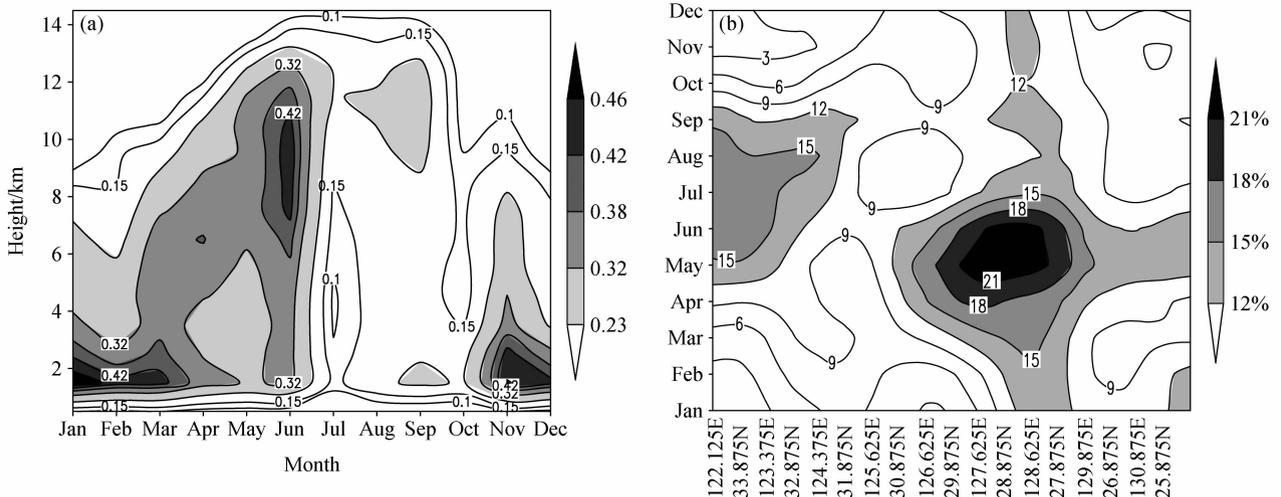


图 9 2006 年 6 月~2010 年 5 月 (a) 黑潮上空 (25°N~30°N, 125°E~130°E) 月平均总云量 (%) 的时间—高度剖面图以及 (b) 深对流云云量占总云量的百分比沿图 1a 中直线 AB 的时间剖面图

Fig. 9 (a) Time-height cross section of monthly mean total cloud amounts over Kuroshio Current (25°N-30°N, 125°E-130°E) from Jun 2006 to May 2010; (b) time evolution of the ratio of deep convective cloud amount to total cloud amount along line AB shown in Fig. 1a calculated from Jun 2006 to May 2010

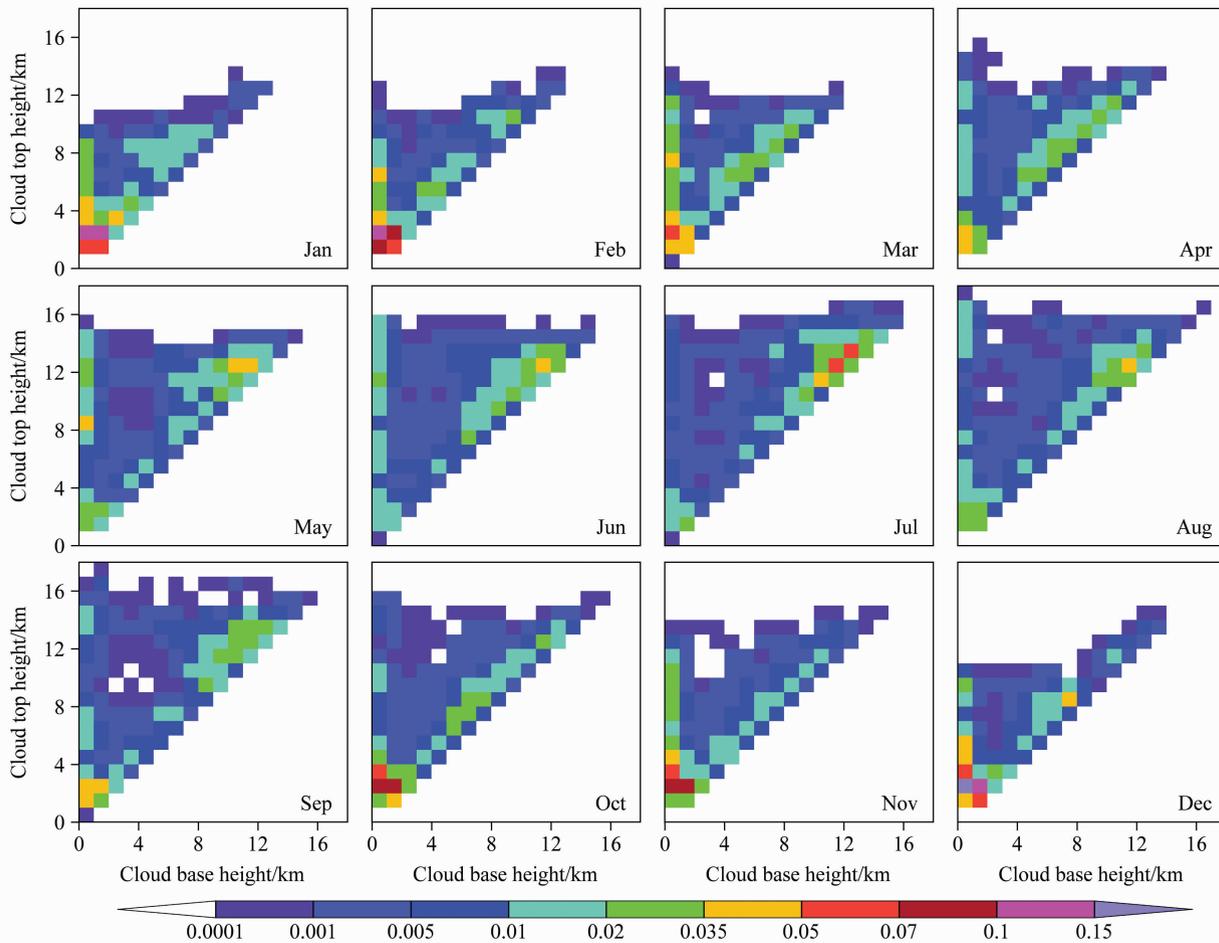


图 10 2006 年 6 月~2010 年 5 月黑潮区 (25°N~30°N, 125°E~130°E) 1~12 月云顶高度和云底高度的归一化联合频率分布。横、纵坐标：层底、层顶高度 (单位：km)

Fig. 10 Normalized joint frequency distribution of cloud base height and cloud top height over Kuroshio Current (25°N - 30°N, 125°E - 130°E) for each month of a year calculated from Jun 2006 to May 2010

云量中占的比例 (图 9b)。在黑潮锋暖侧全年深对流云量的比例与周围地区相比都较大, 尤其是在春季和初夏, 最大值出现在 5~6 月, 表明 SST 锋的存在促使锋区暖侧对流发展, 深对流在春夏初最频繁。

5.3 云顶、云底高度和厚度

图 10 显示黑潮区各个月份云层的层顶高度和层底高度的归一化联合频率分布。可以看到, 12 月~2 月云层出现的最大高度比夏季偏低接近 4 km, 而且层底高度 < 2 km, 层顶高度 < 3 km 的云发生频率有最大值, 表示黑潮上空冬季多低而薄的云层。从 3 月开始图 10 中左下角的频率减少, 主对角线上的频率增大, 说明低云减少, 在对流层不同高度上都有物理厚度较薄的云存在, 且随着时间推移, 频率大值有沿着主对角线向右上角移动 (云

层逐渐变高) 的趋势。3~6 月云底 < 2 km 的云层其最大云顶高度出现的频率向高层增多, 云层逐渐变厚。5、6 月份顶部位于对流层上层 (10~16 km) 的云的发生频率有 2 个极大值, 分别位于层底高度在 12 km 附近和近海面, 代表卷云/云砧和深对流云。云砧可能是深对流发生时上层水凝物卷出形成的。另外, 4~6 月云的频率在图 10 中分布均匀, 而不是集中在某一段高度, 反映了在对流旺盛的情况下更容易出现比较复杂的水凝物垂直分布。7 月的频率集中分布在右上角, 为高而薄的云层。秋季云层的最大高度渐渐下降, 低层水凝物增多, 向冬季的形态过渡。

6 结论和讨论

本文利用 QuickSCAT、TRMM、CloudSat 等

一系列高分辨率的卫星资料,从气候态的角度研究了我国东部海区的海洋温度锋对局地大气的强迫作用及其季节变化,得出以下结论:春季受黑潮暖流影响,在东中国海有一支强且狭窄的海温暖舌从台湾以东延伸至日本东南部,并与靠近中国东部大陆的冷海水形成 SST 水平梯度很大的海洋温度锋区。海洋锋区附近 SST 与海表面风速有明显的同位相关系, SST 暖舌上的风速比锋区冷侧大 $2\sim 2.5$ m/s。海表面风场散度也受到 SST 控制,在海洋锋的暖(冷)侧对应于海表风的辐合(辐散)。SST 对表面风场的影响程度与海洋锋的强度成正比。在 SST 梯度最大的 3~5 月海温与表面风速同位相变化的程度以及锋区暖(冷)侧的辐合(辐散)均达到全年最强。在海洋锋最弱的夏季,风速、散度与 SST 之间没有明显的对应关系。海洋锋通过控制 MABL 的大气层结和海表面热通量的变化来影响局地风场。3~5 月由 SST 锋冷侧至暖侧大气不稳定性 and 海面感、潜热通量的增长最快,有利于垂直混合机制和海平面气压调整机制起作用,使海洋锋对 MABL 的强迫作用在春季最明显。

我国东部海区四季均以层云降水为主。春季近地表的总/对流/层云降水的降水率与 SST 之间在空间上存在很好的对应关系,降水率的大值区出现在黑潮锋的暖侧,在黄海、东海冷水上空为弱降水,与锋区两侧海表风的散度相对应。这种低层大气散度、降水与海温的空间配置完全符合海平面气压调整机制。海洋对大气的强迫作用不仅局限在 MABL,可以向上伸展到整层大气。春季对流降水与海温的相关程度比层云降水更好,对流降水的高频区与暖海温的分布十分吻合。层云降水的频次在 30°N 附近从我国东部大陆至日本东南部呈东北—西南走向的带状分布。夏季东中国海的总降水和对流降水显著增多,对流雨多发生在低纬度的暖洋面上。秋季总降水集中在台湾以东洋面至巴士海峡一带和日本东南沿海。西太平洋暖水上空的对流、层云降水均大于黄东海冷水区。冬季东中国海的降水尤其是对流降水甚少,对流降水频次受台湾岛地形影响明显。海洋锋区附近降水垂直结构的季节变化特点是:海洋锋两侧“雨顶”高度和降水强度的差异在春季最大;由冬季至夏季,锋区附近整体“雨顶”高度抬升,暖流对降水的影响冬季较浅薄,夏季较深厚。

在东海黑潮上空高云和低云呈现出相反的年循环特征,冬季绝大多数的云为 $0.5\sim 2$ km 之间低而薄的云层,夏季主要出现 $12\sim 16$ km 的卷云。深对流云多集中在 3~6 月。从 3 月开始总云量的大值区逐渐变高变厚。春季 SST 暖舌上空云垂直发展与海表风的辐合以及海表面热通量的增加相一致。5、6 月份 SST 锋暖侧深对流云量占总云量的比例达到全年最大值。6 月对流层中高层的云量迅速增加,大云量区同时向高低空扩展,表现为明显的深对流特点,反映出海洋锋对梅雨雨带的可能影响。

最近, Xu et al. (2011) 通过诊断分析和数值模拟研究了春季东海黑潮对降水的影响,表明春季在黑潮上空频繁地出现深对流,这种沿暖海温的深对流活动被卫星观测到的闪电频数和再分析资料中的大气加热场所证实,通过一个温带气旋东移入海的个例模拟证实了暖流的存在使对流降水强度增大,持续时间延长。暖流区海表面热通量的增大以及大气对流有效位能的生长是春季东海黑潮上空雨带形成的主要原因。本文从海表面风场、降水和云的角度综合分析了海洋锋对局地大气的强迫作用,侧重于揭示季节变化特征。从本文的结果来看, MABL 受局地 SST 影响很大,海温通过调节 MABL 的稳定度和 SLP 完全控制了海表面风速和散度的季节变化。我们对锋区附近逐月的降水和海温之间的关系进行过分析,发现黑潮对降水的影响不仅存在于春季,初夏 6 月也有显著的影响。从本文对云的分析也可看出黑潮区深对流发展最活跃的时期在 5、6 月份,即春末夏初。而 6 月海洋锋的强度已经开始减弱,为什么对流活动依然对海洋锋会有如此响应,值得进一步研究。它至少表明相比 MABL,影响云和降水的因子更加复杂。Minobe et al. (2010) 发现对于夏季 Florida Current 上空的降水,局地的蒸发仅提供了一半的水汽量,其余的水汽来源于北大西洋副高西南侧的水汽平流。因此,海洋锋对降水的影响可能不仅取决于局地的海温条件,还需跟大尺度的环流场相配合。本文对 CloudSat 资料的初步分析发现,东海黑潮锋对梅雨雨带有一定的影响。我们下一步的工作将就此问题进行更深入的研究,以探讨海洋温度锋对东亚梅雨锋的结构有何具体的影响以及影响的物理机制。

致谢 感谢两位审稿人提出宝贵意见。感谢美国 Goddard 空间飞行中心提供了 TRMM 资料和美国 NASA CloudSat 数据处理中心

(Data Processing Center) 提供了 CloudSat 资料。

参考文献 (References)

- Awaka J, Iguchi T, Okamoto K. 1998. Early results on rain type classification by the tropical rainfall measuring mission (TRMM) precipitation radar [C] // Proceeding of 8th URSI Commission F Triennial Open Symposium. Averbos, Portugal, 134-146.
- Awaka J, Iguchi T, Okamoto K. 2007. Rain type classification algorithm [M] // Measuring Precipitation From Space. Berlin: Springer, 213-224.
- Chelton D B, Esbensen S K, Schlax M G, et al. 2001. Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical Pacific [J]. *J. Climate*, 14: 1479-1497.
- 方立新, 陈戈, 方朝阳, 等. 2004. 基于 AVHRR/SST 的西太平洋暖池近期变化研究 [J]. *中国海洋大学学报*, 34 (1): 103-108.
- Fang Lixin, Chen Ge, Fang Chaoyang, et al. 2004. An investigation of recent western Pacific warm pool variabilities based on AVHRR/SST [J]. *Journal of Ocean University of China (in Chinese)*, 34 (1): 103-108.
- 傅云飞, 张爱民, 刘勇, 等. 2008. 基于星载测雨雷达探测的亚洲对流和层云降水季尺度特征分析 [J]. *气象学报*, 66 (5): 730-745.
- Fu Yunfei, Zhang Aimin, Liu Yong, et al. 2008. Characteristics of seasonal scale convective and stratiform precipitation in Asia based on measurements by TRMM precipitation radar [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 66 (5): 730-745.
- Hayes S P, McPhaden M J, Wallace J M. 1989. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Weekly to monthly variability [J]. *J. Climate*, 2: 1500-1505.
- 何会中, 崔哲虎, 程明虎, 等. 2004. TRMM 卫星及其数据产品应用 [J]. *气象科技*, 32 (1): 13-18.
- He Huizhong, Cui Zhehu, Chen Minghu, et al. 2004. TRMM satellite and application of its products [J]. *Meteorological Science and Technology (in Chinese)*, 32 (1): 13-18.
- 衡志伟, 宇如聪, 傅云飞, 等. 2011. 基于 TMI 产品资料对数值模式水凝物模拟能力的检验分析 [J]. *大气科学*, 35 (3): 506-518.
- Heng Zhiwei, Yu Rucong, Fu Yunfei, et al. 2011. Evaluation and analysis of simulation capability of hydrometeor variables in numerical models based on TMI products [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35 (3): 506-518.
- Kahn B H, Chahine M T, Stephens G L, et al. 2008. Cloud type comparisons of AIRS, CloudSat, and CALIPSO cloud height and amount [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8: 1231-1248.
- Kuwano-Yashida A, Minobe S, Xie S P. 2010. Precipitation response to the Gulf Stream in an atmospheric GCM [J]. *J. Climate*, 23: 3676-3696.
- Lindzen R S, Nigam S. 1987. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 44 (17): 2418-2435.
- Liu W T, Xie X S, Polito P S, et al. 2000. Atmospheric manifestation of tropical instability wave observed by QuikSCAT and Tropical Rain Measuring Mission [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 27: 2545-2548.
- Luo Y L, Zhang R H, Wang H. 2009. Comparing occurrences and vertical structures of hydrometeors between Eastern China and the Indian monsoon region using CloudSat/CALIPSO data [J]. *J. Climate*, 22: 1052-1064.
- Mace G G, Marchand R, Zhang Q Q, et al. 2007. Global hydrometeor occurrence as observed by CloudSat: Initial observations from summer 2006 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34, doi:10.1029/2006GL029017.
- Minobe S, Kuwano-Yoshida A, Kamori N, et al. 2008. Influence of the Gulf Stream on the troposphere [J]. *Nature*, 452: 206-208.
- Minobe S, Migashita M, Kuwano-Yoshida A, et al. 2010. Atmospheric response to the Gulf Stream: Seasonal variations [J]. *J. Climate*, 23: 3699-3717.
- Nonaka M, Xie S P. 2003. Covariations of sea surface temperature and wind over the Kuroshio and its extension: Evidence for ocean-to-atmosphere feedback [J]. *J. Climate*, 16: 1404-1412.
- Norris J R, Jacobellis S F. 2005. North Pacific cloud feedbacks inferred from synoptic-scale dynamic and thermodynamic relationships [J]. *J. Climate*, 18: 4862-4878.
- Ragner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. *J. Geophys. Res.*, 108, doi:10.1029/2002JD002670.
- Roozekrans J N. 1997. Operational use of NOAA AVHRR imagery in the marine environment [J]. *Elsevier Oceanography Series*, 62: 259-266.
- Sassen K, Wang Z, Liu D. 2008. Global distribution of cirrus clouds from CloudSat/Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) measurements [J]. *J. Geophys. Res.*, 113, D00A12, doi:10.1029/2008JD009972.
- Stelner M, Houze R A Jr, Yuter S E. 1995. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data [J]. *J. Appl. Meteor.*, 34: 1978-2007.
- Stephens G L, Vane D G, Boain R J, et al. 2002. The CloudSat mission and the A-Train: A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83: 1771-1790.
- Tanimoto Y H, Xie S P, Kai K, et al. 2009. Observations of marine atmospheric boundary layer transitions across the summer Kuroshio Extension [J]. *J. Climate*, 22: 1360-1374.

- Tokenaga H, Tanimoto Y, Xie S P. 2005. SST-induced surface wind variations over the Brazil-Malvinas confluence: Satellite and in situ observations [J]. *J. Climate*, 18: 3470–3481.
- Tokenaga H, Tanimoto Y, Xie S P, et al. 2009. Ocean frontal effects on the vertical development of clouds over the western north Pacific: In situ and satellite observations [J]. *J. Climate*, 22: 4241–4260.
- Vecchi G A, Xie S P, Fischer A S. 2003. Ocean–atmosphere covariability in the Western Arabian Sea [J]. *J. Climate*, 17: 1213–1224.
- Wallace J M, Mitchell T P, Deser C. 1989. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Seasonal and interannual variability [J]. *J. Climate*, 2: 1492–1499.
- 王帅辉, 韩志刚, 姚志刚. 2010. 基于 CloudSat 和 ISCCP 资料的中国及周边地区云量分布的对比分析 [J]. *大气科学*, 34 (4): 767–779. Wang Shuaihui, Han Zhigang, Yao Zhigang. 2010. Comparison of cloud amounts from ISCCP and CloudSat over China and its neighborhood [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34 (4): 767–779.
- Wang Z, Sassen K. 2007. Level 2 cloud scenario classification product process description and interface control document version 5.0 [R]. Cooperative Institute for Research in the Atmosphere Colorado State University Fort Collins, CO 80523, 50pp.
- Xie S P. 2004. Satellite observations of cool ocean–atmosphere interaction [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85: 195–208.
- Xie S P, Hafner J, Tanimoto Y, et al. 2002. Bathymetric effect on the winter sea surface temperature and climate of the Yellow and East China Seas [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (24): 2228.
- Xu H M, Tokenaga H, Xie S P. 2010. Atmospheric effects of the Kuroshio large meander during 2004–05 [J]. *J. Climate*, 23: 4704–4715.
- Xu H M, Xu M M, Xie S P, et al. 2011. Deep atmospheric response to the spring Kuroshio over the East China Sea [J]. *J. Climate*, 24: 4959–4972.
- 徐蜜蜜, 徐海明, 朱素行. 2010. 春季我国东部海洋温度锋区对大气的强迫作用及其机制研究 [J]. *大气科学*, 34 (6): 1071–1085. Xu Mimi, Xu Haiming, Zhu Suxing. 2010. Ocean-to-atmosphere forcing in the vicinity of the sea surface temperature front in East China Sea during spring time and its possible mechanisms [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34 (6): 1071–1085.
- Yang S, Smith E A. 2008. Convective-stratiform precipitation variability at seasonal scale from 8 yr of TRMM observations: Implications for multiple modes of diurnal variability [J]. *J. Climate*, 21: 4087–4114.
- Yu L S, Jin X Z, Weller R A. 2008. Multidecade global flux datasets from the Objectively Analyzed air-sea Fluxes (OAFlux) project: Latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables [R]. Woods Hole Oceanographic Institution, OAFlux Project Technical Report, OA-2008-01, 64pp.