

张苏平, 王媛, 衣立, 等. 2017. 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, 41 (2): 227–235.
Zhang Suping, Wang Yuan, Yi Li, et al. 2017. A study of stratocumulus responses to the Kuroshio Extension front: in-situ observations and mechanism [J].
Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (2): 227–235, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1605.16137.

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

张苏平¹ 王媛^{1,2} 衣立¹ 刘海坤¹ 王倩¹

1 中国海洋大学物理海洋教育部重点实验室和海洋—大气相互作用和气候实验室, 青岛 266100

2 山东省东营市河口区气象局, 山东东营 257200

摘 要 由于缺乏海上现场观测, 对天气尺度扰动下, 海表面温度锋 (海洋锋) 对海洋大气边界层 (MABL) 垂直结构和 MABL 内海洋性低云 (marine stratus) 的影响研究较少。2014 年 4 月 12 日, 中国海洋大学东方红 2 号科学考察船在黑潮延伸体海区的海洋锋附近捕捉到一次层积云的迅速发展。在比较稳定的天气形势下, 由暖水侧向北穿越海洋锋时, 云底和云顶高度升高, 云区范围迅速扩大。本文利用多种大气—海洋联合观测数据, 结合卫星观测和再分析资料, 对此次层积云迅速发展的机理进行了综合分析。结果表明, 在海上低压后部西北风控制下, 在海洋锋的暖水侧 (下风方) 形成热通量大值中心和低压槽, 有助于高空西风动量下传, 进而又使得海气界面热通量增加, 这种正反馈效应为 MABL 内混合层厚度加大和云底/顶高度在海洋锋的下风方升高提供有利背景条件。4 月 12 日 09:00~12:00 (协调世界时), 来自日本本州岛陆地的低空暖平流到达该热通量中心上空, 暖平流与热通量中心的共同作用, 导致该时段近海面暖中心强度异常增加, MABL 中静力不稳定层加深和低压槽发展, 综合作用的结果使得混合层厚度明显加深, 云底高度升高, 云区迅速发展。本研究有助于理解在复杂大气背景扰动下 MABL 对海洋强迫的响应机理。

关键词 海洋锋 海洋大气边界层 层积云 机理

文章编号 1006-9895(2017)02-0227-09

中图分类号 P47

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1605.16137

A Study of Stratocumulus Responses to the Kuroshio Extension Front: In-situ Observations and Mechanism

ZHANG Suping¹, WANG Yuan^{1,2}, YI Li¹, LIU Haikun¹, and WANG Qian¹

1 Key Laboratory of Physical Oceanography & Ocean-Atmosphere Interaction and Climate Laboratory, Ocean University of China, Qingdao 266100

2 Hekou Meteorological Bureau of Shandong Province, Dongying, Shandong 257200

Abstract The effect of sea surface temperature (SST) front on the vertical structures of the marine atmospheric boundary layer (MABL) and marine stratiform clouds is not well understood especially on a daily time scale due to the lack of in-situ observations over the ocean. A research vessel, Dongfanghong 2 of Ocean University of China, captured a

收稿日期 2016-02-19; 网络预出版日期 2016-05-17

作者简介 张苏平, 女, 博士、教授、博导, 主要从事中小尺度海洋—大气相互作用方面的研究。E-mail: zsping@ouc.edu.cn

资助项目 国家重大科学工程项目 2012CB955600, 国家自然科学基金项目 41576108, 国家自然科学基金委员会—山东省人民政府联合资助海洋科学研究中心项目 U1406401, 山东省重点研发计划 2015GSF120005, 青岛市民生科技项目 1592114NSH

Funded by National Basic Research Program of China (Grant 2012CB955600), National Natural Science Foundation of China (NSFC, Grant 41576108), NSFC-Shandong Joint Fund for Marine Science Research Centers (Grant U1406401), Key Research and Development Program of Shandong Province (Grant 2015GSF120005), People's Livelihood Science and Technology Program of Qingdao (Grant 1592114NSH)

rapid development of stratocumulus near the Kuroshio Extension (KE) front on 12 April 2014. The cloud top and cloud base increased and the cloud coverage expanded significantly on the warm flank of the front. The present study used a suite of on board observations to analyze the mechanism for the cloud development. The results are as follows. A positive heat flux center formed on the warm flank (downwind) of the KE front due to the slow atmospheric response to the forcing of the KE front. A weak pressure trough that was associated with the heat flux center intensified, leading to vertical motions in the MABL. The turbulent mixing in the MABL was favorable for the downward transport of westerly momentum from aloft to sea surface, which in turn further intensified the surface heat flux. This positive feedback process provided favorable conditions for the increase in the thickness of the mixed layer in MABL and the height of the cloud base/top downwind the KE front. On the other hand, a warm air advection from Honshu, Japan arrived at the heat flux center. The heat flux was combined with the warm advection, producing a pronounced warm center near the surface at 0900–1200 UTC 12 April. This warm center further led to the deepening of the mixing layer, the rising of the cloud base/top and the rapid development of the clouds. This study helps to understand the mechanism of the response of the MABL and the marine stratiform clouds to SST fronts under synoptic disturbances.

Keywords SST front, Marine atmospheric boundary layer (MABL), Stratocumulus, Mechanism

1 引言

海表面温度锋(sea surface temperature front, 以下简称海洋锋) 通过对其上空海洋大气边界层(marine atmospheric boundary layer, MABL) 垂直结构的影响, 进而调节海表面气压场、风场, 以及云、降水、海雾等天气现象的发生(Xie et al., 2002; Chelton et al., 2004; Song et al., 2004; Tokinaga et al., 2009; Zhang et al., 2010, 2011; Booth et al., 2012; Liu et al., 2013)。前人大量研究集中于海洋锋(如湾流锋、东海黑潮锋和黑潮延伸体锋)的气候效应。比如, 冬季偏北风控制下, 海洋锋暖水侧海气界面不稳定性增强, 出现海洋性低云(marine stratus, 主要指层云和层积云, 以下简称低云)频率较高、云顶高度较高(Norris and Iacobellis, 2005), 海洋锋的影响甚至可以穿过 MABL, 达到对流层中、上层(Minobe et al., 2008, 2010; Xu et al., 2011)。最近的研究表明, 受海洋锋强迫, 在 MABL 内产生的上升运动是湾流锋和东海黑潮锋附近低云云顶高度突变的主要原因(Liu et al., 2014; 杨爽等, 2015)。这些研究主要使用卫星遥感和再分析资料进行统计分析, 凸显海洋锋的局地气候学效应。

由于缺乏海上现场观测, 天气尺度下海洋锋对 MABL 垂直结构和低云的影响研究较少。Tanimoto et al. (2009) 利用 2005 年 7 月 11~14 日船测资料发现, 当梅雨锋在黑潮延伸体锋以北时, 来自副热带的偏南风导致暖湿气团移动到冷的洋面, 在 MABL 内产生逆温和海雾; 梅雨锋在黑潮延伸体锋

以南时, 低空为偏北风, 海气界面不稳定, 混合层厚度加深, 产生低云。Tokinaga et al. (2009) 利用多航次合成分析表明, 冬季在黑潮延伸体锋的暖水侧, 云底高度明显升高。Tomita et al. (2013) 利用 2010 年 4 月 8~9 日的卫星和现场观测资料, 发现在高压控制下, 黑潮延伸体冷舌上空, 海气界面热通量减小, 稳定性增加, 风速减小, 产生风速的辐散, 形成“云洞”; 在暖舌上空, 海气界面热通量增加导致垂直混合增强, 海面风速增大, 层积云发展。这些研究表明海洋锋可以通过调节天气尺度扰动, 影响 MABL 垂直结构和低云、海雾等天气现象的发生, 而且局地海气界面的不稳定性增强是低云发展的重要因素。

2014 年 4 月 12 日 00:00 (协调世界时, 下同) 到 13 日 00:00 中国海洋大学东方红 2 号科学考察船, 在黑潮延伸体海区, 自南向北由暖水区穿过一个局地海洋锋时, 在环流形势没有明显变化的情况下, 捕捉到一次层积云在海洋锋上空迅速发展的过程。本文将利用海洋—大气联合观测数据, 结合卫星和再分析资料, 讨论层积云发展过程中海洋与天气尺度扰动的贡献。本研究有助于理解天气尺度下, 海洋锋对大气影响的机理, 为海洋锋的气候效应研究提供直接的观测资料支持, 为海洋锋面尺度的海洋—大气相互作用研究提供新的参考。

2 资料和方法

2.1 船测数据

本文所用船测资料有: 船载自动气象站连续观

测数据, 包括气温、气压、风向、风速、相对湿度等, 输出时间间隔为 10 s; 芬兰维萨拉公司 CL31 云高仪连续观测数据, 可以得到云底高度、边界层高度等, 输出时间间隔为 16 s; GPS (全球定位系统) 探空数据, 可以得到温度、气压、风向、风速、湿度的垂直分布, 分辨率为 10 m, 4 月 12 日沿 145°E, 自 35.4°N 到 37°N 进行了 9 次 GPS 探测, 放球纬度间隔在 0.16°~0.25°之间; SBE56 型海水温度 (SST) 测量仪连续观测数据, 测量深度在 2 m 左右, 输出时间间隔为 30 s。另外, 白天每隔 1 h 进行一次人工观测, 记录天气现象、云量云状等。由于连续观测数据的时间分辨率不同, 本文将观测数据的时间间隔统一为 4 min。

2.2 其他数据

本文所用其他数据包括: 欧洲中心 (ECMWF, European Center for Medium-range Weather Forecasts) 提供的全球大气再分析资料, 水平分辨率 0.125°, 时间间隔为 6 h, 200 hPa 以下共 23 层 (Dee et al., 2011); 美国国家海洋与大气管理局 (NOAA, National Oceanic and Atmospheric Administration) 提供的逐日海表面温度数据 (OISST, Daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature), 水平分辨率 0.25°; 美国伍兹霍尔海洋研究所 (Woods Hole Oceanographic Institution) 提供的逐日潜热感热通量数据 (OAFlux, Objectively Analyzed air-sea Flux), 水平分辨率为 1°; 日本 MTSAT 静止气象卫星数据。

2.3 方法

利用走航测量的风速、气温、气压、相对湿度及海温资料和 COARE3.0 (the Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment, Brunke et al., 2003) 模式计算走航的感热潜热通量, 将感热潜热之和记为热通量 Q (单位: $W m^{-2}$)。利用 MTSAT 卫星数据和双通道方法 (Hunt, 1973; Gulpepe and Milbrandt, 2007) 结合 Zhang et al. (2013) 和 Gao et al. (2009) 给出的反演方法和阈值识别夜间低云区 (以下简称 ZG 反演结果)。

3 天气形势

2014 年 4 月 12 日 06:00~12:00 日本以东西北太平洋受海上低压后部的影响, 处于西北气流控制下 (图 1a-b)。500 hPa 图上, 观测区位于东亚大槽后部 (图 1c-d), 天气形势变化不大。在这种天气形势下, 西北风将中高纬度的冷空气向相对较暖的

海面输送, 造成海气温差较大, 海气界面不稳定, 在 MABL 内易产生层积云 (Young and Sikora, 2003; Tokinaga et al., 2009)。另一方面, 低压后部多伴随天气尺度下沉气流, 易在 MABL 顶形成逆温层, 利于低云特别是层积云的形成 (Norris and Iacobellis, 2005)。注意到在日本本州岛以东洋面上, 等压线呈气旋式弯曲, 形成一局地弱低压槽, 4 月 12 日 12:00 科学考察船位于槽线附近 (图 1b)。本文后面的讨论指出, 该局地低压槽与海气界面热通量和来自日本陆地的暖平流有关, 对层积云的发展有重要贡献。

4 航线观测

2014 年 4 月 12 日 00:00 到 13 日 00:00, 东方红 2 号科学考察船由南向北沿 145°E 航行, 斜穿位于黑潮延伸体海区的一个局地海洋锋区 (图 2c)。航线上 SST 在不到 1 个纬距内, 由接近 20°C 迅速下降到不足 15°C (图 2b), 与 OISST 分布基本一致, 进一步证明海洋锋的存在。船载 GPS 探空资料表明的 3 个高相对湿度区与云高仪探测的 3 个云区基本一致 (图 2a)。3 个云区均出现于 MABL 内, 最大相对湿度区在 MABL 顶下方, 结合船上人工观测记录, 可知航线上所观测到的云为层积云。4 月 12 日 09:00~12:00 时段, 船进入海洋锋区, 该时刻观测到的云底高度高于暖水区云底高度约 1000 m。

由 ZG 卫星反演结果可以看出, 4 月 12 日 08:00 该海区有零散的云 (图 2c1), 在槽后西北气流的控制下, 云区向东偏南移动, 09:00~10:00 在海洋锋上空, 云迅速发展 (定义为 A 云), 云顶亮温由 260 K 左右迅速减小到 250 K 左右 (图 2c2-c3), 如果按照干绝热温度垂直递减率计算, 云顶高度大约升高 1000 m。与航线上观测结果进行对比可以知道, 4 月 12 日 09:00~12:00 船上观测到的云即为 A 云。综合卫星和船上的观测可知, 在海洋锋附近 A 云的云底和云顶高度明显升高, 云区范围迅速扩大。

5 层积云迅速发展的可能原因

5.1 混合层厚度加深

由图 2a 看出, 在暖水上空, 云底高度在 1500 m 左右, 其下方为混合层。在海洋锋上空, 混合层厚度增加到 2000~2500 m, 对应云底高度明显升高。

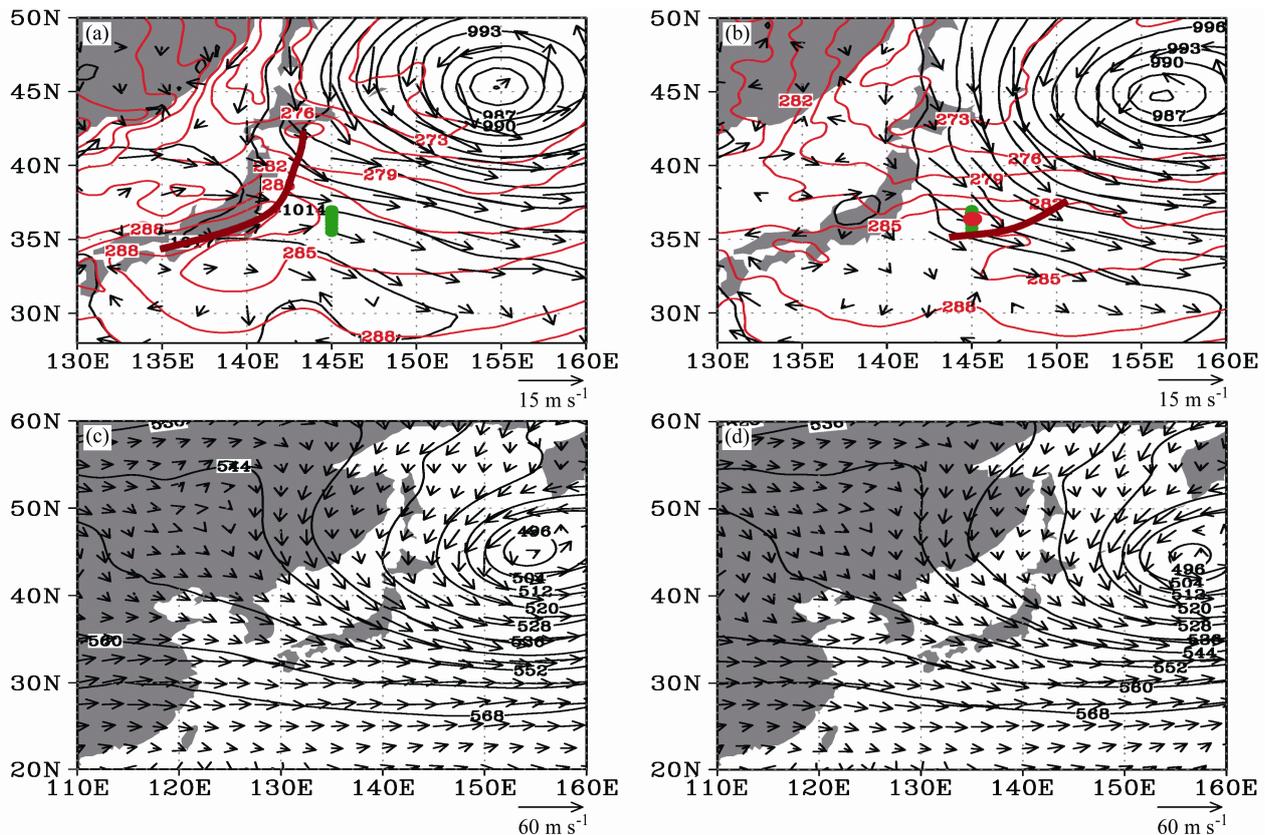


图1 2014年4月12日(a) 06:00和(b) 12:00的海平面气压(单位: hPa, 黑色等值线, 间隔3 hPa)、1000 hPa 风场(箭头, 单位: m s^{-1})、温度场(单位: K, 红色等值线, 间隔3 K)。2014年4月12日(c) 06:00和(d) 12:00的500 hPa 等高线(单位: dgpm, 等值线, 间隔80 gpm)、500 hPa 风场(箭头, 单位: m s^{-1})。图a和图b中, 绿色线为航线位置, 棕色线代表低压槽线的位置; 图b中红色圆点为船在4月12日12:00的位置

Fig. 1 Sea level pressure (units: hPa, black contours at 3 hPa interval), wind vectors (arrows, units: m s^{-1}), and air temperature (units: K, red contours at 3 K interval) at 1000 hPa at (a) 0600 UTC and (b) 1200 UTC 12 April 2014. Geopotential height (units: 10 gpm, contours at 80 gpm interval), wind vectors (arrows, units: m s^{-1}) at 500 hPa on (c) 0600 UTC and (d) 1200 UTC 12 April 2014. In Figs. a and b, green line denotes the ship cruise route, brown line indicates the location of the trough. In Fig. b, red dot is the location of the ship at 1200 UTC 12 April 2014

这种混合层厚度与云底高度的对应关系与 Tokinaga et al. (2009) 的结果一致。前人的研究还指出, 当海气界面不稳定性增大时, 混合层厚度加深, 云底高度升高 (Norris and Iacobellis, 2005; Wood and Bretherton, 2006; Liu et al., 2014)。此次观测表明, 由南向北 SST 下降的同时, 海表面气温 (SAT, surface air temperature) 持续上升, 在海洋锋上空, 气温达到最高值, 海气界面的稳定性由暖水面的不稳定 ($\text{SST} - \text{SAT} > 5^\circ\text{C}$), 逐渐趋于中性 ($\text{SST} - \text{SAT} \approx 0^\circ\text{C}$), 不稳定性减小 (图 2b)。因此该混合层的加深可能不是局地海气界面不稳定性起主要作用。

用再分析资料计算云底高度明显升高时观测点 (36.35°N , 145°E) 的稳定度 ($\partial\theta/\partial z$) 及该点

动能随时间的变化可以看出, 4月12日 09:00~12:00 左右, 在海洋锋附近, 不稳定层 ($\partial\theta/\partial z < 0$) 最厚, 可以达到 850 hPa。同时, 一个高动能舌从 MABL 之上向下伸展到 MABL 中, 表示有高空西风动量下传(图 3)。动量下传可导致海面风速加大, 海面热通量增加。

由航线观测看出, 气温的上升与热通量的增加基本一致 (图 2b)。由于海气温差逐渐缩小, 该热通量的增加应该是由风速加大造成的。确实, 在层积云迅速发展的时段 (09:00~12:00), 从海面到 4000 m 的高空, 风速的垂直切变明显减弱, 海面风速迅速增强 (图 2a)。热通量和气温的增加, 进一步使得 MABL 中不稳定性增加, 混合层厚度增加。这种“风速—热通量—静力不稳定性”的正反

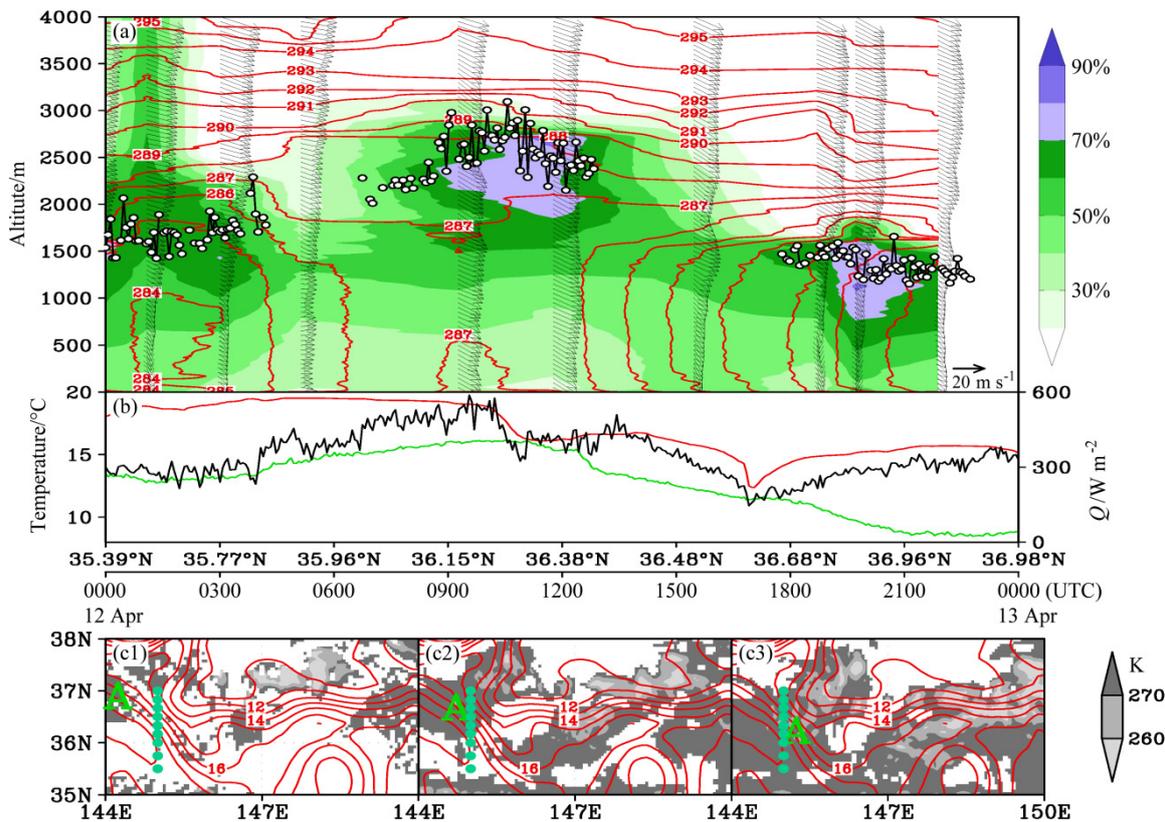


图 2 2014 年 4 月 12 日东方红 2 号由南向北沿 145°E 航线观测结果：(a) 云底高度（单位：m，带圆圈曲线）、位温（单位：K，红色实线，间隔 1 K）、风矢量（单位： m s^{-1} ，黑色矢量箭头）、相对湿度（填色）；(b) SST（单位： $^{\circ}\text{C}$ ，红色实线，左侧标尺）、表面气温（单位： $^{\circ}\text{C}$ ，绿色实线，左侧标尺）、热通量 Q （单位： W m^{-2} ，黑色实线，右侧标尺）；(c1) 08:00 可见光数据 ZG 反演结果，填色为亮温（单位：K）；(c2) 09:00、(c3) 10:00 红外数据 ZG 反演结果，填色为亮温（单位：K）。图 c 中红色等值线代表海温（单位： $^{\circ}\text{C}$ ），绿点是航线上释放探空气球的位置，“A”表示本文关注的云所在位置

Fig. 2 The observations of Dongfanghong 2 of Ocean University of China along 145°E from south to north over the Kuroshio Extension front on 12 April 2014: (a) Cloud base height (units: m, curve with circles), potential temperature (units: K, red contours at 1 K interval), wind vectors (units: m s^{-1} , black arrows), and relative humidity (shaded); (b) SST (units: $^{\circ}\text{C}$, red line, left axis), surface air temperature (units: $^{\circ}\text{C}$, green line, left axis), and surface heat flux (Q , units: W m^{-2} , black line, right axis); images of brightness temperature retrieved by ZG (Zhang–Gao) method (c1) using visible light data at 0800 UTC, (c2, c3) using infrared data at (c2) 0900 UTC and (c3) 1000 UTC. Red contours in (c1–c3) denote SST (units: $^{\circ}\text{C}$), and the green points are the radiosonde launch sites and the letter A is the location of clouds in this study

馈效应是混合层厚度增加，云底高度升高的重要原因。

5.2 海洋锋的影响

仔细分析图 2b 可以发现，热通量的最大值出现在海洋锋的暖水侧（下风方，下同）。OAFflux 逐日热通量表明，2014 年 4 月 12 日，在海洋锋暖水侧形成热通量大值中心（图 4），与船测资料基本吻合。非地转的偏西风 and 海面西北风风速在热通量大值中心明显增大，进一步证明了海表面热通量影响 MABL 中稳定度，导致西风动量下传，反过来又增加热通量的正反馈关系。

由图 4 还可以看出，热通量中心与本文前面提

到的局地弱低压槽对应，反映了海洋对气压的调整作用（Lindzen and Nigam, 1987; Minobe et al., 2008），与 Tanimoto et al. (2011) 给出的 1~3 月平均结果基本一致。低压槽线偏于热通量中心的下风方应该是平流效应。在低压槽的影响下，在海洋锋暖水侧产生上升运动（图 5 中大黑箭头）。图 5 还表明，该局地上升运动仅仅出现于 800 hPa 以下，从而影响 MABL 内混合层厚度。MABL 之上为下沉气流控制。Wai and Stage (1989)、Small et al. (2008)、Liu et al. (2014) 和 杨爽等 (2015) 提出海洋锋在 MABL 内强迫产生次级环流的上升支导致云顶高度升高，本研究进一步表明，西北风条件

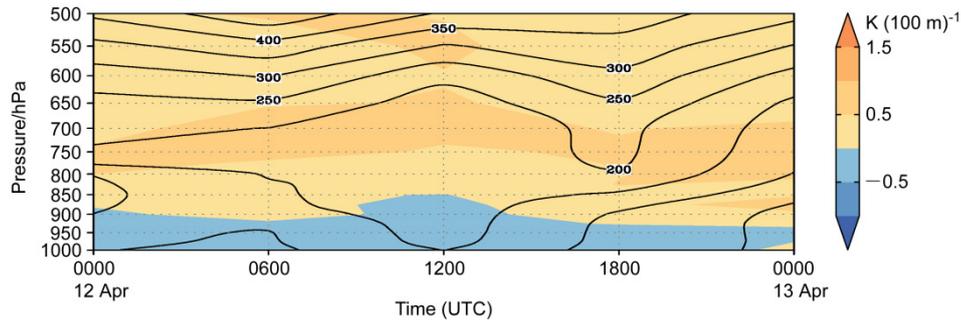


图3 2014年4月12日00:00到13日00:00(36.35°N, 145°E)500 hPa以下动能(单位: J m^{-3} , 黑色等值线)及稳定度[单位: K (100 m)^{-1} , 填色]随时间的变化

Fig. 3 Variations in kinetic energy (units: J m^{-3} , contours) and stability [units: K (100 m)^{-1} , shaded] under 500 hPa from 0000 UTC 12 April to 0000 UTC 13 April 2014 at (36.35°N, 145°E)

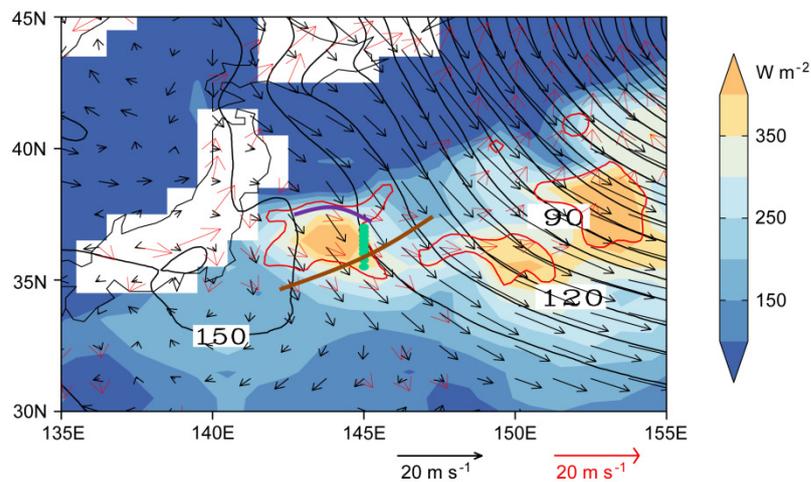


图4 2014年4月12日日平均1000 hPa等高线(单位: m, 黑色实线, 间隔: 10 m)、实际风(单位: m s^{-1} , 黑色矢量箭头)、非地转风(红色矢量箭头, 只绘制出风速 $>4 \text{ m s}^{-1}$)、低压槽线(棕色实线)、海洋锋位置(紫色实线)、航线(绿色实线)、海表面日平均海气温差 7°C 等值线(红色实线)、日平均热通量(单位: W m^{-2} , 填色)。白色区域为陆地

Fig. 4 Daily mean 1000-hPa height (black contours at 10 m interval), actual wind (m s^{-1} , black arrows), ageostrophic wind (wind speed more than 4 m s^{-1} is shown, red arrows), the trough line (brown solid line), the location of SST front (purple solid line), route of Dongfanghong 2 (green solid line), the contour of daily mean SST-SAT= 7°C (red solid line), and daily mean surface heat flux (units: W m^{-2} , shaded) on 12 April 2014. The white areas represent land

下, 次级环流上升支位于海洋锋暖水侧的热通量中心和低压槽附近, 与气压调整和平流效应有关。由图2可以清楚看出, 12日09:00云底高度升高恰在海洋锋暖水侧的热通量大值区, 与上述分析一致。

注意到在 $147^\circ\sim 150^\circ\text{E}$ 云区也迅速发展(图2c), 该区域位于海洋锋暖水侧, 热通量大值区(图4)。我们的数值模拟结果表明, 此处也存在弱低压槽(图略), 反映了海洋锋强迫的气压调整机制对云发展的影响, 与对A云的分析基本一致。

5.3 陆地暖平流的影响——日变化

仔细观察图2b可以发现, 气温的升高与热通

量的变化并非完全对应。SAT最高值滞后热通量最大值时间1~2个小时, 而且SAT变化呈单峰型, 似乎有日变化特征。SAT高值中心与静力不稳定层在09:00~12:00左右突然的加厚(图3)和云的发展可能有直接的关系。

图6为高通滤波后1000 hPa高度和气温异常场。4月12日06:00在日本本州岛陆地出现暖异常中心(图6a、图1a), 在西北气流控制下, 来自陆地的暖空气向东南方向平流运输, 可以看到暖异常中心向东偏南移动(图6b~c), 在12:00(图1b)也可以看到暖脊的存在(285 K等温线)。12日12:00, 暖异常中心位于日本以东洋面, 并向热通量

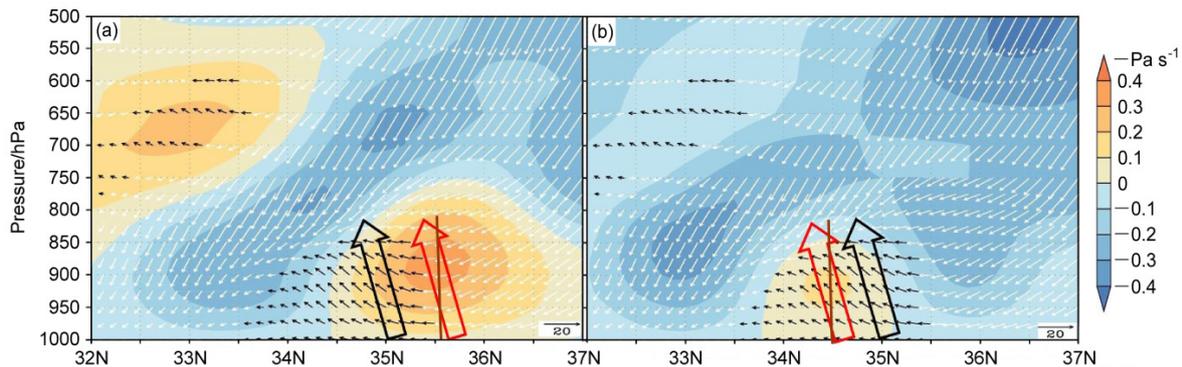


图5 4月12日 (a) 12:00 和 (b) 18:00 沿 144°E 垂直速度 (单位: $-\text{Pa s}^{-1}$, 填色)、经向环流 (垂直方向单位: $-\text{Pa s}^{-1}$, 水平方向单位: m s^{-1} , 黑色矢量箭头代表上升运动, 白色矢量箭头代表下沉运动)。大黑色箭头代表 12 日平均上升运动区域, 大红色箭头代表对应时刻上升运动区域, 棕色线为对应时刻低压槽的位置

Fig. 5 Vertical velocity (units: $-\text{Pa s}^{-1}$, shaded) and meridional circulation (units of vertical direction: $-\text{Pa s}^{-1}$, units of horizontal direction: m s^{-1} , black arrows represent the upward motion and white arrows represent the sinking motion) at 144°E at (a) 1200 UTC and (b) 1800 UTC 12 April 2014. Big black arrows represent the daily mean upward motion area; big red arrows represent the instantaneous upward motion area; brown lines denote the instantaneous location of the trough at the corresponding time

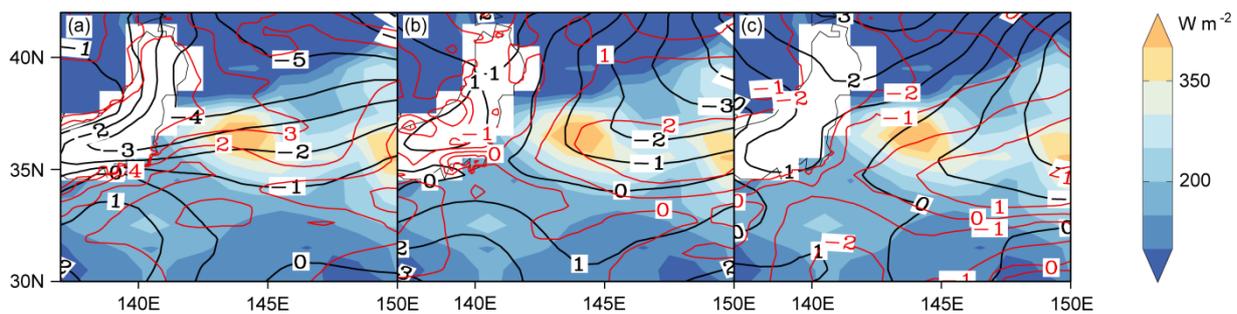


图6 2014年4月12日 (a) 06:00、(b) 12:00、(c) 18:00 的热通量 (单位: W m^{-2} , 填色)、高通滤波后的 (瞬时与日平均之差) 1000 hPa 温度异常 (单位: K, 红色实线, 间隔 1 K)、海表面气压异常 (单位: hPa, 黑色实线, 间隔 1 hPa)。白色区域为陆地

Fig. 6 Heat fluxes (units: W m^{-2} , shaded), temperature anomalies after high pass filter (the difference between instantaneous temperature and daily mean) at 1000 hPa (red contours at 1 K interval), and sea level pressure anomalies (black contours at 1 hPa interval) at (a) 0600 UTC, (b) 1200 UTC, (c) 1800 UTC on 12 April 2014. The white area is land

中心伸展, 说明该时刻来自日本陆地的暖空气与热通量中心叠加, 导致近海面暖中心强度加强。东方红 2 号正好位于该暖中心, 观测到最高气温滞后热通量最大值时间 1~2 个小时, 应该是受暖平流的影响。数值计算表明该区域暖平流最大时刻对应温度增量的贡献大约为 0.5°C h^{-1} (对于数值模拟和暖平流的贡献, 作者将另文讨论)。

12 日 12:00, 上升运动中心 (图 5a 中大红色箭头) 与瞬时低压槽对应, 偏离日平均上升运动位置 (图 5a-b 中黑色箭头, 与日平均低压槽对应); 在 12 日 18:00, 由于陆地暖平流的影响向下游移动, 所以瞬时上升运动中心 (图 5b 中大红色箭头) 与日平均垂直上升位置 (图 5a-b 中黑色箭头) 基本重合。同时容易看出, 12 日 12:00, 暖中心强度、

低压槽强度和上升运动较 18:00 明显增强 (图 5a-b、图 6b-c), 说明天气尺度扰动叠加在海洋锋效应上, 会使得扰动信号明显放大, 这种作用对 09:00~12:00 云的迅速发展可能有直接影响。

6 结论与讨论

本文根据东方红 2 号科学考察船 2014 年 4 月 12 日海上观测资料, 结合卫星遥感和再分析数据, 分析黑潮延伸体附近一次层积云发展过程中, 发现 4 月 12 日 09:00~12:00 层积云的迅速发展是海洋锋与来自陆地的暖平流共同作用的结果。以下是主要结论, 同时对相关问题进行讨论。

(1) 在天气尺度的槽后西北风控制下, 在海洋锋暖水侧出现局地热通量大值中心和低压槽。在

“风速—热通量—静力不稳定性”正反馈效应作用下,高空西风动量下传,海面风速增大, MABL 中静力稳定性下降,混合层厚度增加;与热通量中心和低压槽配合,在 MABL 内出现上升运动;同时天气尺度的环流提供了大范围下沉运动;这些条件为 MABL 内层积云的发展提供有利的背景条件。由于平流效应,低压槽线偏于热通量中心的下风方。

(2) 来自日本本州岛陆地的低空暖平流与海洋锋下风方热通量中心叠加,导致近海面暖中心强度异常增加,低压槽发展,上升运动明显增强,说明天气尺度扰动叠加在海洋锋效应上,会使的扰动信号明显放大,这种作用对 09:00~12:00 云的迅速发展可能有直接影响。同时反映出海洋锋上空 MABL 对来自陆地扰动气流的快速响应。

(3) 需要指出的是,在日尺度上,海气温差最大值与热通量最大值对应,两者均出现在海洋锋的暖水侧(图 4),反应了大气对海洋强迫响应的滞后和海气温差对热通量的重要贡献。航线上观测表明,热通量最大值与海气温差最大值不对应(图 2b),说明在更小尺度上,风速对热通量的贡献可能更大,也就是“风速—热通量—静力不稳定性”正反馈效应更明显。

(4) 4 月份在西北风控制下,冷空气平流到暖洋面, SST 一般大于 SAT。但陆地白天加热形成暖平流对下游 SAT 和 MABL 的垂直结构有所调节,其影响可以达到距离陆地 500 km 以外的海区。同样,陆地夜间冷却造成的冷平流可能也对 MABL 有影响。因此,在研究局地海洋—大气相互作用时,特别是在离陆地比较近的洋区,有必要考虑陆地的影响和日变化。

(5) 在天气尺度的西北风控制之下,海洋锋强迫在 MABL 内形成次级环流的一个机制是:由于大气对海洋强迫响应的滞后,在海洋锋的暖水侧形成 SST—SAT 大值中心,对应热通量大值中心。通过气压调整机制在热通量中心上空形成低压槽和上升运动,即为次级环流的上升支。白天来自陆地较强暖空气平流通过对 MABL 的调节,导致次级环流上升支的位置与热通量中心有一定差距,夜间上升运动位置与热通量中心比较一致。

(6) 此次航线观测表明,由南向北 SST 下降的同时, SAT 持续上升。我们认为这种现象是特定时间(4 月上中旬,下午—傍晚)、特定地点(调查船

由南向北逐渐进入热通量中心,航段中 SST 下降比较缓慢,同时有来自陆地暖平流的影响)、特定天气条件(高压后部下沉气流和西北风控制下,天气比较晴朗,陆地加热明显)造成的。但是,这种现象是否具有普遍性及相同条件下的可重复性还有待用更多的观测事实进行分析和讨论。

本文的结论仅仅是通过一次海上观测得出,其中很多物理过程还需要通过数值模拟和数值试验加以进一步证实。

致谢 感谢东方红 2 号和全体出海人员的大力支持,感谢尚平教授、刘敬武博士在论文思路上的给予的指导和帮助。

参考文献 (References)

- Booth J F, Thompson L, Patoux J, et al. 2012. Sensitivity of midlatitude storm intensification to perturbations in the sea surface temperature near the Gulf Stream [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 140 (4): 1241–1256, doi:10.1175/MWR-D-11-00195.1.
- Brunke M A, Fairall C W, Zeng Xubin, et al. 2003. Which bulk aerodynamic algorithms are least problematic in computing ocean surface turbulent fluxes? [J]. *J. Climate*, 16 (4): 619–635, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<0619:WBAAAL>2.0.CO;2.
- Chelton D B, Schlax M G, Freilich M H, et al. 2004. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds [J]. *Science*, 303 (5660): 978–983, doi:10.1126/science.1091901.
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137 (656): 553–597, doi:10.1002/qj.828.
- Gao S H, Wu W, Zhu L L, et al. 2009. Detection of nighttime sea fog/stratus over the Huang-Hai Sea using MTSAT-1R IR data [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 28 (2): 23–35.
- Gultepe I, Milbrandt J A. 2007. Microphysical observations and mesoscale model simulation of a warm fog case during FRAM project [J]. *Pure Appl. Geophys.*, 164 (6–7): 1161–1178, doi:10.1007/s00024-007-0212-9.
- Hunt G E. 1973. Radiative properties of terrestrial clouds at visible and infrared thermal window wavelengths [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 99 (420): 346–369, doi:10.1002/qj.49709942013.
- 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): 2418–2436, doi:10.1175/1520-0469(1987)044<2418:OTROSS>2.0.CO;2.
- Liu Jingwu, Zhang Suping, Xie Shangping. 2013. Two types of surface wind response to the East China Sea Kuroshio front [J]. *J. Climate*, 26 (21): 8616–8627, doi:10.1175/JCLI-D-12-00092.1.
- Liu Jingwu, Xie S P, Norris J R, et al. 2014. Low-level cloud response to the Gulf Stream front in winter using CALIPSO [J]. *J. Climate*, 27 (12): 4421–4432, doi:10.1175/JCLI-D-13-00469.1.
- Minobe S, Kuwano-Yoshida A, Komori N, et al. 2008. Influence of the Gulf Stream on the troposphere [J]. *Nature*, 452 (7184): 206–209, doi:10.1038/

- nature06690.
- Minobe S, Miyashita M, Kuwano-Yoshida A, et al. 2010. Atmospheric response to the Gulf Stream: Seasonal variations [J]. *J. Climate*, 23 (13): 3699–3719, doi:10.1175/2010JCLI3359.1.
- Norris J R, Iacobellis S F. 2005. North Pacific cloud feedbacks inferred from synoptic-scale dynamic and thermodynamic relationships [J]. *J. Climate*, 18 (22): 4862–4878, doi:10.1175/JCLI3558.1.
- Small R J, deSzoeke S P, Xie S P, et al. 2008. Air–sea interaction over ocean fronts and eddies [J]. *Dyn. Atmos. Ocean.*, 45 (3–4): 274–319, doi:10.1016/j.dynatmoce.2008.01.001.
- Song Qingtao, Hara T, Cornillon P, et al. 2004. A comparison between observations and MM5 simulations of the marine atmospheric boundary layer across a temperature front [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 21 (2): 170–178, doi:10.1175/1520-0426(2004)021<0170:ACBOAM>2.0.CO;2.
- Tanimoto Y, Xie S P, Kai K, et al. 2009. Observations of marine atmospheric boundary layer transitions across the summer Kuroshio Extension [J]. *J. Climate*, 22 (6): 1360–1374, doi:10.1175/2008JCLI2420.1.
- Tanimoto Y, Kanenari T, Tokinaga H, et al. 2011. Sea level pressure minimum along the Kuroshio and its extension [J]. *J. Climate*, 24 (16): 4419–4434, doi:10.1175/2011JCLI4062.1.
- Tokinaga 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 (16): 4241–4260, doi:10.1175/2009JCLI2763.1.
- Tomita H, Xie S P, Tokinaga H, et al. 2013. Cloud response to the meandering Kuroshio Extension front [J]. *J. Climate*, 26 (23): 9393–9398, doi:10.1175/JCLI-D-13-00133.1.
- Wai M M K, Stage S A. 1989. Dynamical analyses of marine atmospheric boundary layer structure near the Gulf Stream oceanic front [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 115 (485): 29–44, doi:10.1002/qj.49711548503.
- Wood R, Bretherton C S. 2006. On the relationship between stratiform low cloud cover and lower-tropospheric stability [J]. *J. Climate*, 19 (24): 6425–6432, doi:10.1175/JCLI3988.1.
- Xie Shangping, 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): 811–814.
- 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 (18): 4959–4972, doi:10.1175/JCLI-D-10-05034.1.
- 杨爽, 刘敬武, 张苏平. 2015. 低云在不同季节对东海黑潮海洋锋响应的个例研究 [J]. *中国海洋大学学报*, 45 (10): 7–17. Yang Shuang, Liu Jingwu, Zhang S P. 2015. Case study of low-cloud response to the East China Sea Kuroshio fronts in different seasons [J]. *Periodical of Ocean University of China (in Chinese)*, 45 (10): 7–17.
- Young G S, Sikora T D. 2003. Mesoscale stratocumulus bands caused by Gulf Stream meanders [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 131 (9): 2177–2191, doi:10.1175/1520-0493(2003)131<2177:MSBCBG>2.0.CO;2.
- Zhang Suping, Liu Jingwu, Meng Xiangui. 2010. The effect of the East China Sea Kuroshio front on the marine atmospheric boundary layer [J]. *J. Ocean Univ. China*, 9 (3): 210–218, doi:10.1007/s11802-010-1761-6.
- Zhang Suping, Liu Jingwu, Xie Shangping, et al. 2011. The formation of a surface anticyclone over the Yellow and East China seas in spring [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 89 (2): 119–131, doi:10.2151/jmsj.2011-202.
- Zhang S P, Yi Li. 2013. A comprehensive dynamic threshold algorithm for daytime sea fog retrieval over the Chinese adjacent seas [J]. *Pure Appl. Geophys.*, 170 (11): 1931–1944, doi:10.1007/s00024-013-0641-6.