

冬季不同背景风场下边界层云对东海黑潮锋的响应个例研究*

高 畅¹ 张苏平^{1,2} 衣 立^{1,2} 张银意³

(1. 中国海洋大学海洋与大气学院 山东青岛 266100; 2. 中国海洋大学物理海洋教育部重点实验室 山东青岛 266100;
3. 连云港市气象局 江苏连云港 222006)

摘要 为探究冬季不同背景风场下黑潮锋影响边界层云的机理,采用高分辨率卫星数据和再分析数据,研究了冬季海面背景风为垂直(西北风)和平行(东北风)东海黑潮海面温度锋(黑潮锋)条件下,边界层云对黑潮锋的响应。结果表明:背景风垂直黑潮锋情况下,黑潮锋强迫的边界层内次级环流明显,黑潮锋暖水侧海面冷平流强,海气温差增大,海气界面潜热感热通量增大,海气界面不稳定性增大,产生上升运动,云底高度抬升。上升运动在边界层底向南北两侧辐散,在冷水侧产生下沉运动与 500 hPa 高压下沉叠加,使局地云量明显减少,形成晴空少云区(云洞)。在暖水侧以南的下沉支叠加云顶上的下沉运动和边界层退耦效应共同作用,产生另一个云洞。气压调整机制为次级环流产生的主要原因。背景风平行黑潮锋情况下,海面空气温度平流作用小,暖水侧海气温差较小,虽然海洋仍然加热大气,但海气界面不稳定性较弱,湍流增强使云底高度抬升,垂直混合机制为该湍流增强的主要原因。

关键词 层积云; 海气边界层; 黑潮海洋锋; 响应机制

中图分类号 P421 doi: 10.11693/hyh20211100303

东海是我国社会、经济活动最繁忙的海区之一。强大的西边界流在台湾岛东侧进入东海,沿陆坡向东北方向流动,形成东海黑潮。冷暖水团之间的过渡区海表面水温(sea surface temperature, SST)梯度大,会形成海表面温度锋(简称海洋锋)。东海黑潮与陆架冷水过渡区形成的海表面温度锋简称黑潮锋(冯士筭等, 1999; 鲍献文等, 2002)。由于海表温度变化大,两侧的感热、潜热交换发生明显的变化,在其两侧强迫出不同垂直结构的海洋大气边界层(marine atmospheric boundary layer, MABL),从而影响海洋上空层积云的云量以及形成过程(Zhang *et al*, 2020)。海洋锋的影响甚至可以到对流层中、上层(Minobe *et al*, 2008, 2010; Xu *et al*, 2011),从而对大气环流产生影响。

前人利用卫星和再分析资料开展了海洋锋对大

气影响的研究。Chelton 等(2004)利用星载散射仪资料,发现了在全球的海洋锋附近普遍存在着海表面风场的中小尺度结构。Minobe 等(2008)发现,湾流锋导致的小尺度海表面风辐合,使其上空降水显著增强,进而影响雨带和气候。东海黑潮区也存在着海洋锋“锚定”云雨带位置的现象(Xie *et al*, 2002; Xu *et al*, 2011; Chow *et al*, 2015; Long *et al*, 2020)。杨爽等(2015)对比了不同季节低云对东海黑潮锋的响应,发现了边界层结构的季节差异。

冬季,干冷的偏北风控制下,海洋向大气释放的感热和潜热通量增加,由于较暖的海洋表面容易产生更强的垂直混合,从而促进更深的 MABL 和更强的逆温(Medeiros *et al*, 2005),逆温层下易出现低云(Norris *et al*, 2005)。Liu 等(2016)发现冬季黑潮锋区云

* 国家重点研发计划 2019YFC 号, 1510102 号; 国家自然科学基金, 41876130 号; 国家自然科学基金, 41975024 号。高 畅, 硕士研究生, E-mail: 941002066@qq.com

通信作者: 张苏平, 教授, E-mail: zsping@ouc.edu.cn

收稿日期: 2021-11-29, 收修改稿日期: 2022-01-01

的响应通常被强的下沉运动限制在 4 km 以下,其特征是从冷水面到暖水面的云顶逐渐升高。在东海黑潮区,冬季风往往有西北风(垂直黑潮锋)和东北风(平行黑潮锋),前人的工作对不同风向黑潮锋影响 MABL 结构和云的机理研究较少,我们尚不清楚背景风垂直和平行黑潮锋条件下,云和海洋大气边界层的相应机理有何不同。

本文利用高分辨率的 CALIPSO (cloud-aerosols lidar and infrared pathfinder satellite observations) 卫星数据、葵花 8 静止卫星数据和再分析数据等,通过两个个例,揭示背景风向垂直和平行黑潮锋条件下,边界层云的响应机理有所不同。本研究有助于理解天气尺度下层积云对海洋锋响应的机理,为局地海洋-大气相互作用提供新的参考。

1 资料与方法

1.1 数据

(1) CALIPSO 卫星资料,水平分辨率为 333 m,垂直分辨率为 30 m,本文主要利用其进行云类型、云顶云底的高度分析。(2) MODIS (moderate-resolution imaging spectroradiometer) 可见光卫星云图,与 CALIPSO 经过黄东海区域时间大致匹配,可直观反映云的形态及变化。(3) Himawari-8 卫星资料,主要用来分析云粒子半径。(4) ERA-5 再分析资料,该数据集同化了卫星、观测等多种数据产品,水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$,垂直方向共 37 层(Hersbach *et al.*, 2020),本文主要用该资料分析大气环流形势,物理量垂直结构等。

1.2 方法

(1) 低层大气稳定性(lower tropospheric stability, LTS):

$$LTS = \theta_{700} - \theta_0, \quad (1)$$

其中, θ_{700} 为 700 hPa 处位温; θ_0 为海表面位温(Klein *et al.*, 1993)。LTS 值越大,表示低层大气越稳定。

(2) 梯度 Richardson 数 R :

$$R = \frac{g}{\theta} \frac{\frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2}, \quad (2)$$

其中, θ 为位温; u 、 v 分别为纬向和经向风; g 为重力加速度。 R 代表了机械剪切项和浮力项对湍流作用的相对贡献大小。一般认为,当 $R > 1.0$ 时,大气运动以层流为主;当 $R < 0.25$ 时表示机械剪切项有足够的能

量产生湍流;当 $0.25 < R < 1.0$ 时,如果原来已经存在湍流,湍流就能继续下去,当 $R < 0$ 表示流体处于不稳定状态,湍流发展(Stull, 1988)。

2 背景风垂直黑潮锋个例

2.1 观测分析

海洋性层积云是一种典型的海洋大气边界层云,中纬度海洋和东亚热带地区,是层积云覆盖的大值区(Wood, 2012)。冬季在高压下沉运动和偏北风控制下,海洋上空容易出现低云(Liu *et al.*, 2016)。2015 年 12 月 18 日在西北风控制下,04 UTC (世界时,下同) MODIS 云图显示黄海南部和东海上空为云层所覆盖, 30°N 以北云层紧密,蔽光性较强。 30°N 以南云层分散,透光性较强。 $24^\circ\sim 26^\circ\text{N}$ 和 $28^\circ\sim 30^\circ\text{N}$ 存在两个明显少云区(云洞)(图 1b)。SST 分布表明在黑潮和黄海南部-东海北部存在两个海表面温度梯度大值区(图 1a),其中黑潮锋强度较强,呈西南-东北走向。CALIPSO 卫星恰好经过了这两个海洋锋,并且观测到了云空间结构的变化。

CALIPSO 卫星观测显示黄东海上空为层积云,云层的高度位于 1~3 km, $31^\circ\sim 35^\circ\text{N}$ 和黑潮锋上空为蔽光性较好的层积云(图 2a)。云底高度在黑潮锋暖水侧抬升,冷水侧云量明显减少(图 2b),对应 MODIS 云图上的云洞 A。黑潮锋暖水侧向南 $24^\circ\sim 26^\circ\text{N}$ 云量减少更明显,对应云图上的范围更大的云洞 B(图 1b)。

光学厚度和云粒子半径方面, 28°N 以南云光学厚度在 10 以下, 30°N 以北可以达到 20~40(图 2a, 2c),这与云的疏密程度分布相一致。对于云粒子半径,层状云的云滴只有 5~6 μm ,积状云发展强盛时可达 10~20 μm ,由此判断, 30°N 以北为层状云, 28°N 以南为积状云(图 2d)。

综合图 1~2 可以看出,在黑潮锋两侧云有突变,暖水侧云底高度突然抬升,云粒子半径突然增大,冷水侧和暖水侧以南都出现云洞。Tomita 等(2013)发现在黑潮延伸体区海洋锋的冷水侧也有云洞现象,主要原因是海洋锋的冷水侧产生海表风辐散所致。但是在此次个例中,黑潮锋暖水侧再向南也出现了范围更大的云洞。这两个云洞的形成机理分别是什么?两者有何不同?

2.2 天气形势分析

2015 年 12 月 18 日 500 hPa 位势高度以及海平面气压如图 3。18 日 04 UTC,东海海域受冷空气后部

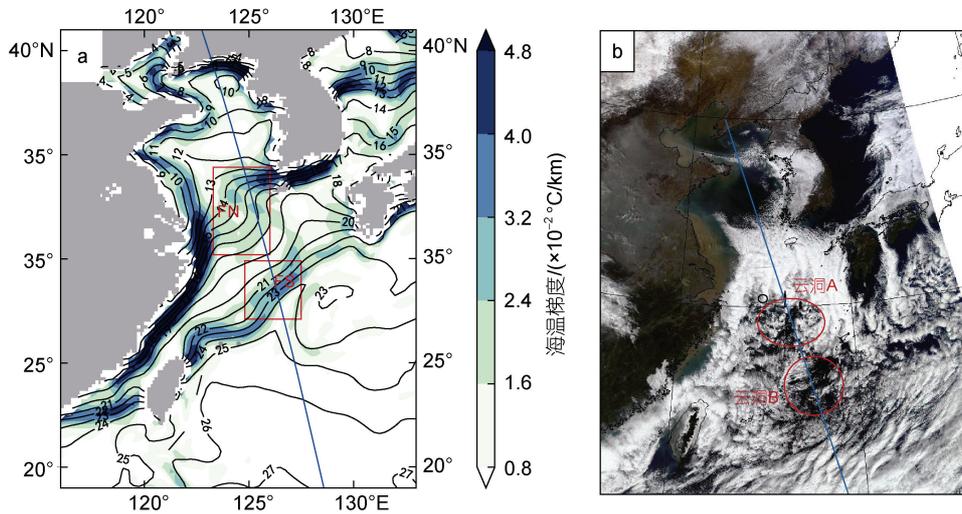


图 1 2015 年 12 月 18 日 04 UTC (世界时, 余同)海温分布及 MODIS 可见光云图

Fig.1 SST distribution and MODIS cloud chart on 04 UTC December 18, 2015

注: a: 等值线表示海表面温度 SST(单位: °C)分布, FN 为北侧海洋锋, FS 为黑潮锋; b: 红圈为云洞 A 和云洞 B 的位置, 云洞 A 跨过 30°N 纬线; 蓝线为 CALIPSO 卫星轨道

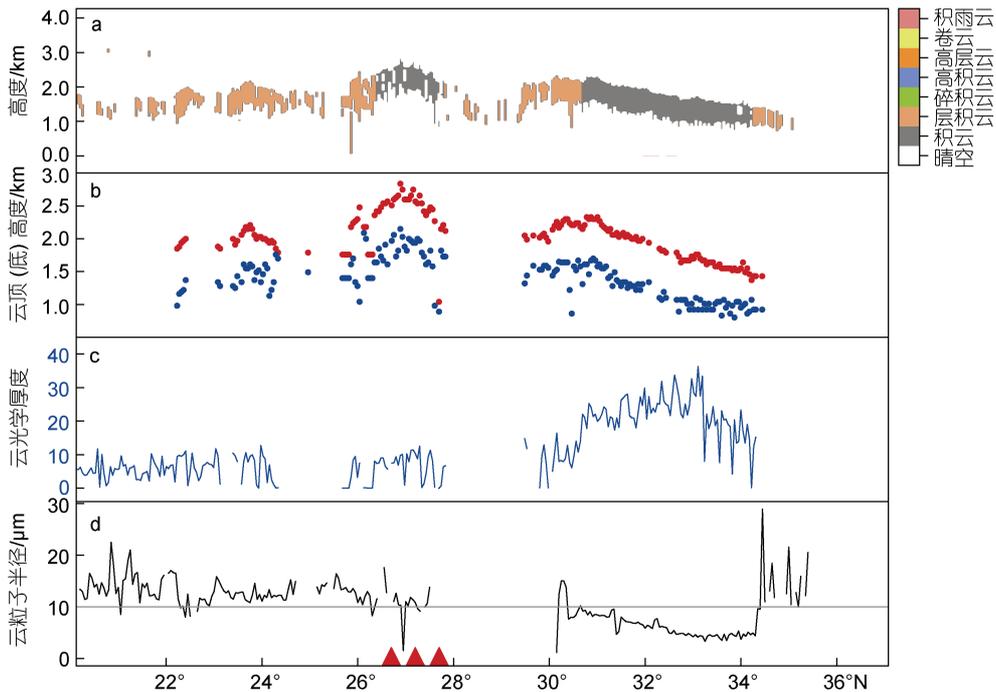


图 2 2015 年 12 月 18 日 04 UTC CALIPSO 卫星观测结果

Fig.2 Satellite observations on 04 UTC December 18, 2015

注: a: 云类型; b: 云底云顶高度; c: 云光学厚度, 无量纲; d: Himawari 卫星沿 125°E 剖面云有效粒子半径; 红色三角为黑潮锋的位置

的冷高压影响, 冷高压尺度大, 影响时间长。高空脊前西北风和西北太平洋的副热带高压西北侧西南气流在黑潮锋附近产生辐合和下沉运动, 有利于形成下沉逆温(Myers *et al*, 2013)。海面水汽在逆温层下方凝结, 形成低云。但从天气形势尚不能解释云在黑潮锋两侧出现的突变现象。

2.3 海洋锋附近大气边界层分析

2.3.1 边界层垂直结构和次级环流 从图 4a, 4b 可知, MABL 垂直混合充分, 混合层顶的高度发展到 800~850 hPa, 边界层顶被强的逆温层覆盖, 逆温层下方相对湿度可达 90%以上, 说明云层位于边界层内, 与卫星观测相一致(图 2a)。黑潮锋暖水侧混合层

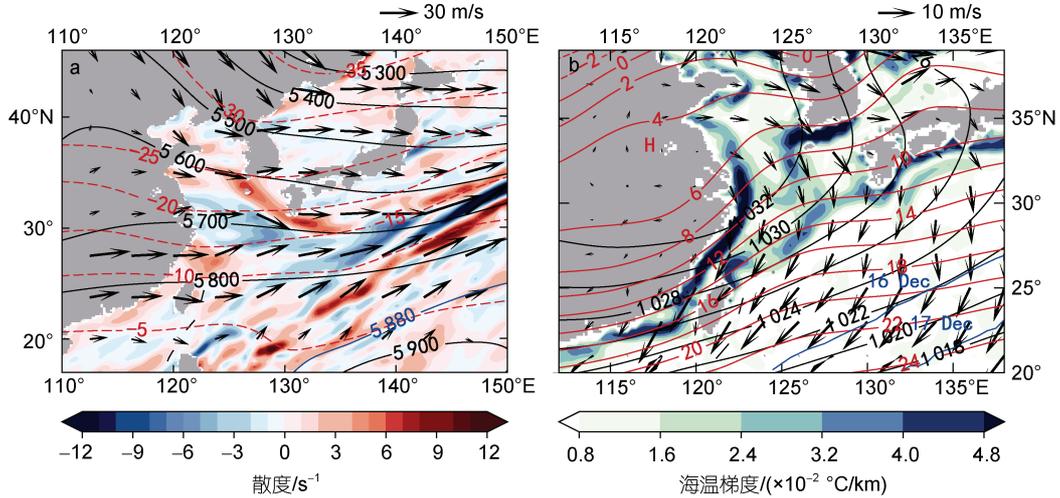


图3 2015年12月18日04 UTC天气形势

Fig.3 Weather situation on 04 UTC December 18, 2015

注: a: 色等值线表示 500 hPa 的位势高度(单位: $\times 10^{-2}$ 位势米), 红色虚线表示温度场(单位: $^{\circ}\text{C}$), 箭头矢量表示风场, 填色蓝色表示辐合, 蓝色粗实线为副热带高压的位置; b: 黑色等值线表示海平面气压(单位: hPa), 红色实线表示 2 m 气温(单位: $^{\circ}\text{C}$), 箭头矢量表示 10 m 水平风场(单位: m/s), 蓝色粗实线为冷锋的动态位置

顶抬升至 800 hPa, 暖水侧以南(25°N 附近) 900 hPa 以下和 825~850 hPa 出现两个混合层, 出现边界层退耦(图 4a 粗红线)。冷水侧混合层顶较低, 为 825 hPa。逆温层上方有较强的下沉运动, 为 500 hPa 高空风辐合产生(图 3a)。逆温层底高度的变化和混合层厚度的变化与云顶高度的变化相一致(图 2b)。

从经向速度和垂直速度合成的风场看, 黑潮锋强迫的次级环流明显。暖水侧(26°N 附近)存在上升运动, 导致逆温层底抬升, 混合层加深。上升运动在边

界层底向南北两侧辐散, 分别在冷水侧($28^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$)和暖水侧以南($24^{\circ}\sim 26^{\circ}\text{N}$)产生下沉运动, 冷水侧下沉运动与 500 hPa 高压控制下的下沉运动叠加, 强度更强(图 4a), 这与杨爽等(2015)在东海黑潮区得出的结论相一致, 说明黑潮锋强迫出的次级环流对边界层结构和云层的变化起到了关键作用。

2.3.2 海气界面热通量 冬季气温一般低于 SST, 海气温差为正。黑潮锋上空由于海温的突然增大导致海气温差突然增大, 出现极大值 9°C (图 4c)。暖水侧

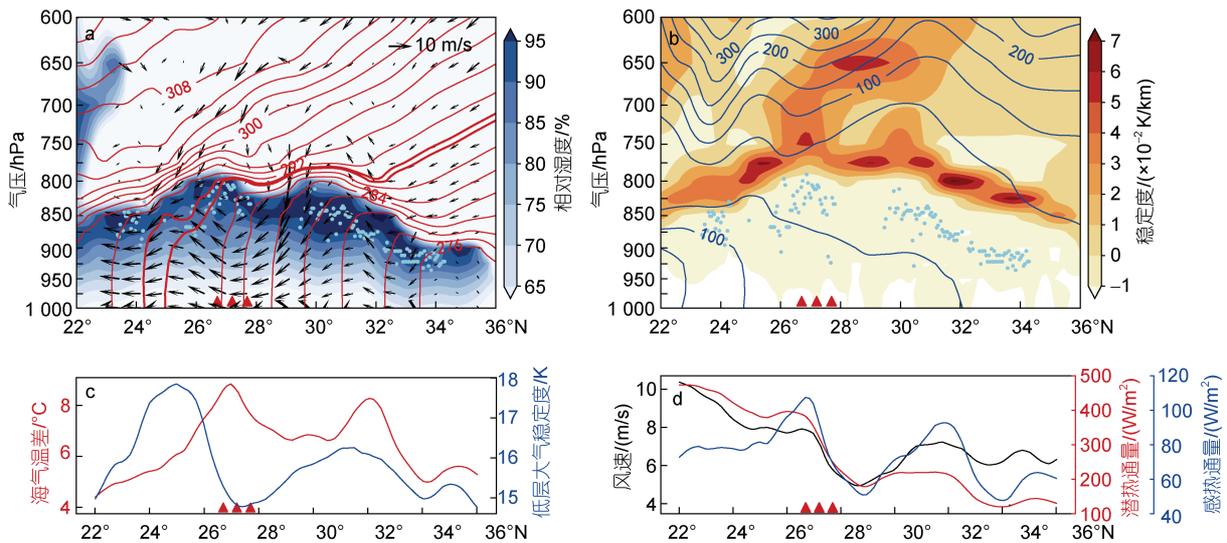


图4 2015年12月18日04 UTC沿 CALIPSO 卫星轨道剖面的海-气界面与大气稳定度条件

Fig.4 Ocean and atmospheric conditions along CALIPSO satellite orbital profile on 04UTC December 18, 2015

注: a: 等值线表示位温(单位: K), 青点表示云底高度, 箭头表示风场(由经向速度和垂直速度乘以 50 合成); b: 蓝色等值线表示 600 hPa 以下动能(单位: m^2/s^2); 红色三角为黑潮锋的位置

风应力增大(风应力图均未给出), 感热和潜热通量极大值与海气温差极大值相对应(图 4d)。低层大气层结稳定性快速下降, LTS 极小值(14 K)与感热极大值配合。上升运动出现于上述极值区域的下风方(图 4a), 即黑潮锋的暖水侧。该上升运动即为次级环流的上升支, 与云顶高度抬升相配合。

冷水侧风应力减小, 感热潜热通量降低至极小值, 与海气温差极小值相对应。LTS 值增大, 下沉运动出现在感热潜热通量极小值区, 该下沉运动为次级环流的下沉支, 与云洞 A 相对应。

暖水侧以南由于气温的升高使海气温差降低至 $4\text{ }^{\circ}\text{C}$, 风应力减小, 感热潜热通量较黑潮锋暖水侧明显降低(图 4c, 4d)。LTS 值增大至极大值, 理查森数大于 1, 边界层内湍流混合减弱(图 5)。同时边界层退耦进一步阻碍水汽垂直输送(Long *et al*, 2018)。LTS 极大值区的云顶上方下沉运动明显(图 4a, 4c), 此下沉运动和次级环流下沉支叠加, 加速云滴的蒸发。边界层退耦和下沉运动的共同作用使云量迅速减少, 与云洞 B 相对应。

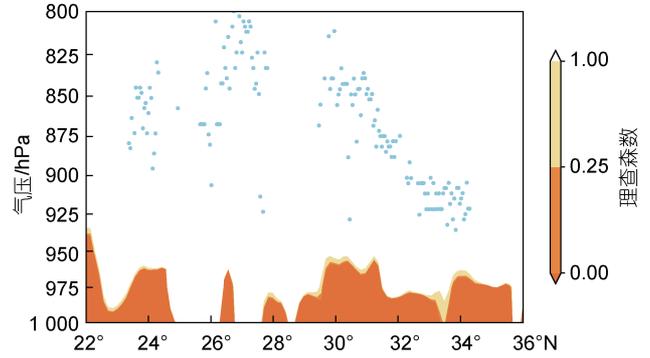


图 5 2015 年 12 月 18 日 04UTC 沿 CALIPSO 卫星轨道剖面理查森数

Fig.5 The Richardson number along CALIPSO satellite orbital profile on 04UTC December 18, 2015
注: 蓝点为 CALIPSO 卫星云底高度

2.4 海面风散度场变化

次级环流的上升支出现于暖水侧而不是稳定性最小的黑潮锋上空, 仔细观测图 4 与图 6 发现, 在黑潮锋的暖水侧, 感热和潜热通量大, 特别是潜热通量达到极值, 接近 400 W/m^2 , 远大于感热 110 W/m^2 (图

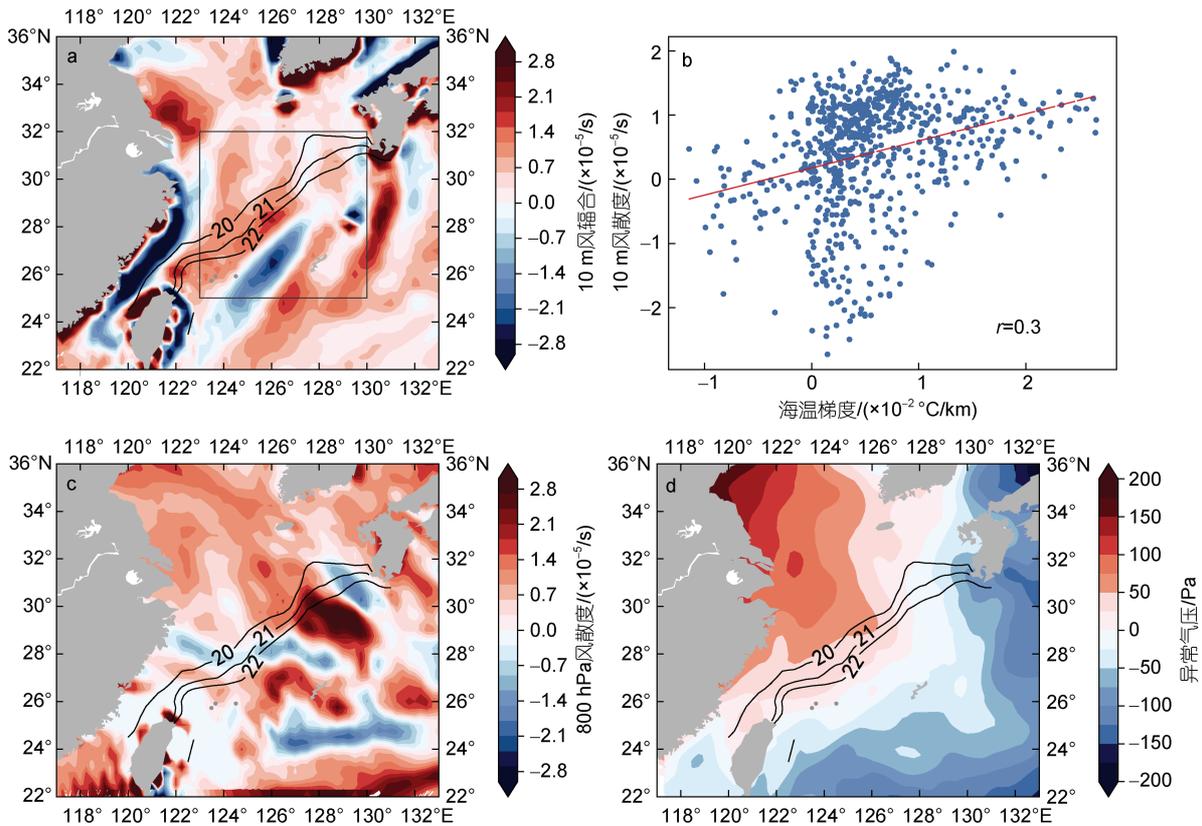


图 6 2015 年 12 月 18 日 04 UTC 海表散度场和异常气压场

Fig.6 Sea surface divergence field on 04 UTC December 18, 2015

注: a: 风散度正值为辐散, 等值线表示海表面温度(单位: $^{\circ}\text{C}$); b: 图 a 黑色方框中散度($\times 10^{-5}/\text{s}$)和顺风方向海温梯度的散点图, 相关系数 r 通过 99% 的显著性检验, 红色直线表示两者回归线; d: 异常气压为 18 日 04 UTC 海平面气压减日平均海平面气压

4d), 海洋对大气增湿增温效应明显, 导致气压降低(图 6d), 产生辐合(图 6a), 而在 800 hPa 为辐散(图 6c), 在垂直方向上产生上升运动, 与图 4a 中相对应。冷水侧相反, 海表产生辐散, 800 hPa 辐合, 产生下沉运动, 形成垂直方向上次级环流, 与前人结果基本一致(Liu *et al*, 2016; Zhang *et al*, 2017; 张苏平等, 2017)。

由以上的分析可知, 海表散度的变化对次级环流的产生至关重要。海表散度的变化是什么机制引起的?

2.5 海面风散度变化机理

图 6 表明黑潮锋的两侧出现异常气压场(图 6d), 冷水侧为高压异常, 暖水侧为低压异常, 说明气压调整机制的作用(Lindzen *et al*, 1987)。根据 Minobe 等(2008)的方法, 分析 SST、海平面气压(sea level pressure, SLP)的拉普拉斯变换和地面风辐合之间的空间一致性, 结果表明三者具有较高的相关性, 分别为-0.47 和 0.3 (图 7c, 7f), 进一步验证了气压调整机制。

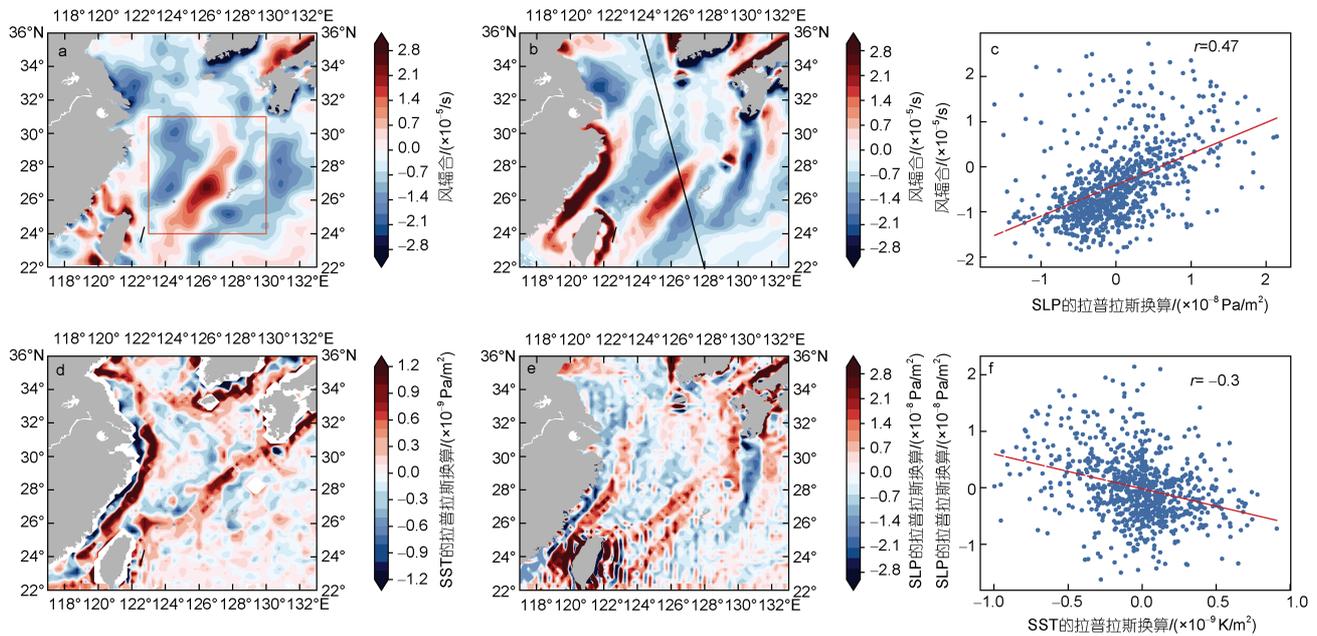


图 7 2015 年 12 月 18 日平均海表气象要素的拉普拉斯算子

Fig.7 The Laplacian of daily average of surface meteorological elements on 04UTC December 18, 2015

注: a: CCMP 10 m 风辐合; b: ERA5 10 m 风辐合; c, f 分别是 a 中红色方框内风辐合、海平面气压 SLP 的拉普拉斯变换和 SST 的拉普拉斯变换的散点图, 相关系数 r 均通过 99% 的显著性检验

Kilpatrick 等(2014)通过计算表明, 垂直混合机制下, 表面风散度与锋面尺度上 SST 梯度的下风分量成线性比例。图 6b 表明二者的相关性为 0.3, 说明和垂直混合机制相比, 气压调整的作用较大。

综上所述, 黑潮锋的暖(冷)水侧为低(高)压异常, 促使其上空风场辐合(辐散), 产生上升(下沉)运动(图 4a), 形成次级环流, 在暖水侧上升支使云底高度抬升。冷水侧下沉支叠加 500 hPa 下沉运动使云量减少, 形成云洞 A。云洞 B 则与边界层退耦阻碍水汽垂直输送和暖水侧以南下沉支有关。

3 背景风平行黑潮锋个例

3.1 观测分析

MODIS 可见光卫星云图显示, 2016 年 12 月 30 日 18UTC 黄海东南部云层紧密, 而东海上空云层分布分

散(图 8b)。在黑潮锋区域(26°~28°N)和黄海南部的冷舌(30°~34°N)区域海表面温度梯度较大(图 8a)。黑潮锋呈西南-东北走向, 强度可以达到 $2.4 \times 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{km}$ 。

CALIPSO 卫星的观测显示, 黄东海上空主要是层积云。云层位于 3 km 以下, 自北向南云顶云底逐渐抬升, 在黑潮锋暖水侧抬升至最高(图 9a, 9b)。黑潮锋两侧, 冷洋面云有效粒子半径为 10 μm 以下, 主要是层状云, 暖洋面云有效粒子半径为 0~20 μm 之间, 为层状云和积状云交替出现(图 9d)。

综合图 8~9 可以看出, 黑潮锋暖水侧云底高度抬升。那么在此个例中, 云底高度抬升的机理与风场垂直黑潮锋个例是否相同?

3.2 天气形势分析

2016 年 12 月 30 日 500 hPa 位势高度以及海平面气压如图 10。东海黑潮区 500 hPa 受平直西风气流

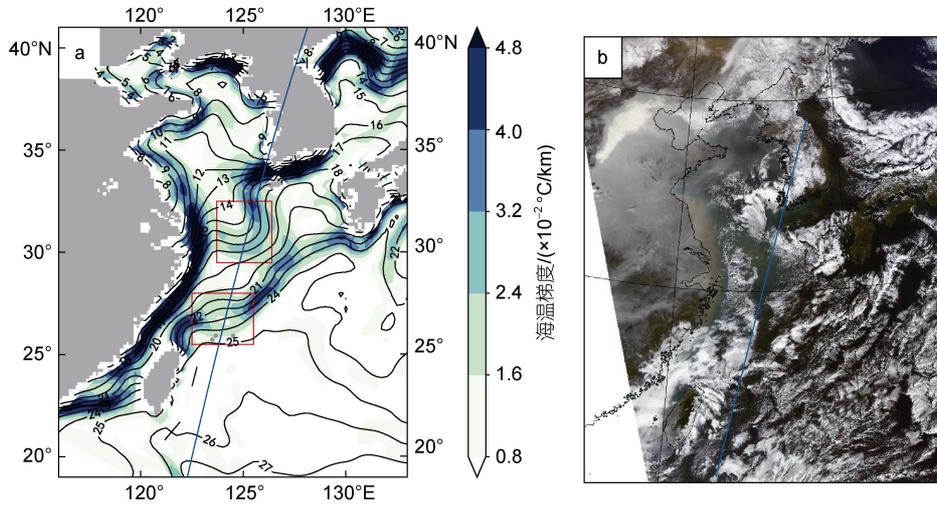


图 8 2016 年 12 月 30 日 18 UTC 海温分布 (a) 及 MODIS 可见光云图 (b)
 Fig.8 SST distribution (a) and MODIS cloud chart (b) on 18 UTC December 30, 2016
 注: a: 等值线表示 SST 分布, FN 为北侧海洋锋, FS 为黑潮锋; 蓝线为 CALIPSO 卫星轨道

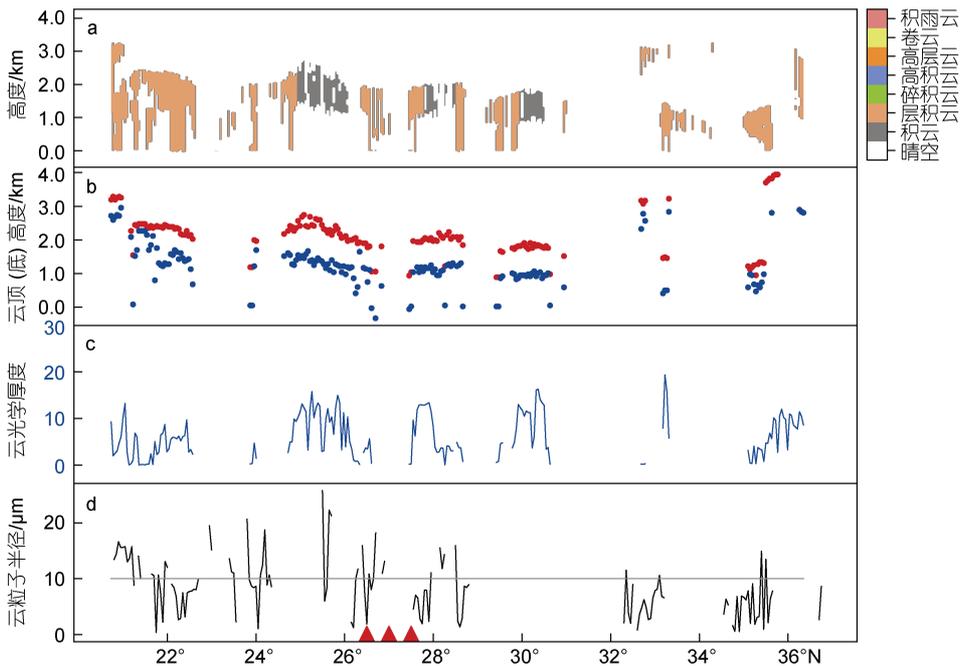


图 9 2016 年 12 月 30 日 18UTC CALIPSO 卫星观测结果
 Fig.9 Satellite observations on 18 UTC on December 30, 2016

注: a: 云类型; b: 云底云顶高度; c: 云光学厚度, 无量纲; d: Himawari 卫星沿 125°E 剖面云有效粒子半径; 红色三角为黑潮锋的位置

控制, 高空的散度接近于 0 (图 10a)。海面天气系统上表明, 东海黑潮海域位于不断向东移动的高压南侧, 一直为偏东风(图 10b)。从天气形势也不能解释云底在黑潮锋暖水侧的突变抬升现象。

3.3 海洋锋附近大气边界层分析

3.3.1 边界层垂直结构 从图 11a 可知, MABL 中垂直混合均匀, 混合层顶的高度由北向南逐渐升高, 在黑潮锋暖水侧 (24°~26°N) 达到极值, 可发展至

825 hPa。冷水侧混合层顶较低, 为 850 hPa。与前面个例相比明显偏低。由于逆温层的存在, 水汽不易向上输送, 导致相对湿度大值区集中在边界层内。逆温层的高度变化和云层高度变化一致(图 9b)。

从经向速度和垂直速度合成的风场看, 黑潮锋暖水侧下沉运动大幅度减弱, 垂直速度几乎为 0 (图 11a)。冷水侧(30°N 附近)为高压中心区域, 存在较强的下沉运动。垂直方向上没有明显的次级环流。

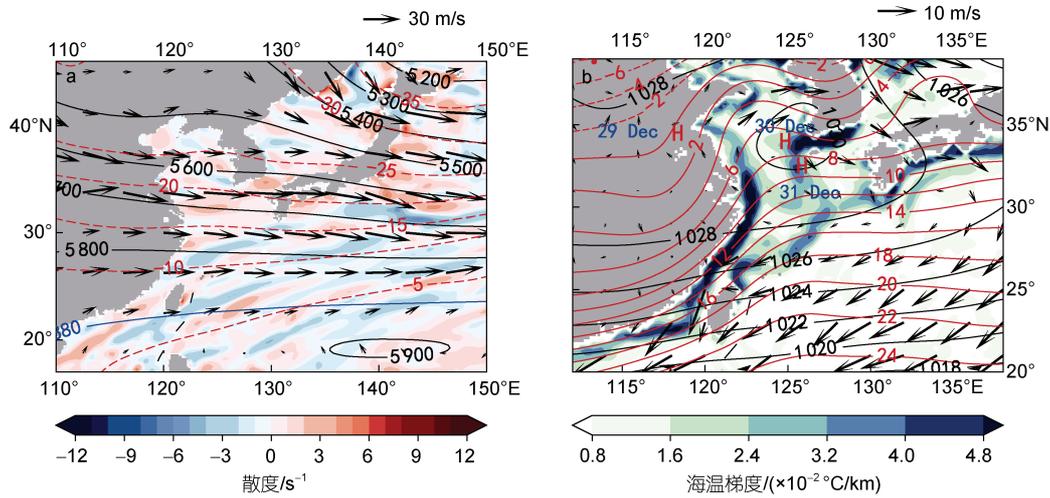


图 10 2016 年 12 月 30 日 18 UTC 天气形势

Fig.10 Weather situation on 18UTC December 30, 2016

注: a: 黑色等值线表示 500 hPa 的位势高度(单位: $\times 10^2$ 位势米), 红色虚线表示温度场(单位: $^{\circ}\text{C}$), 箭头矢量表示风场(单位: m/s), 散度小于 0 表示辐合, 蓝色粗实线为副热带高压的位置; b: 黑色等值线表示海平面气压(单位: hPa), 红色实线表示 2 m 气温(单位: $^{\circ}\text{C}$), 箭头矢量表示 10 m 水平风场(单位: m/s), 红色 H 为移动性高压动态路径

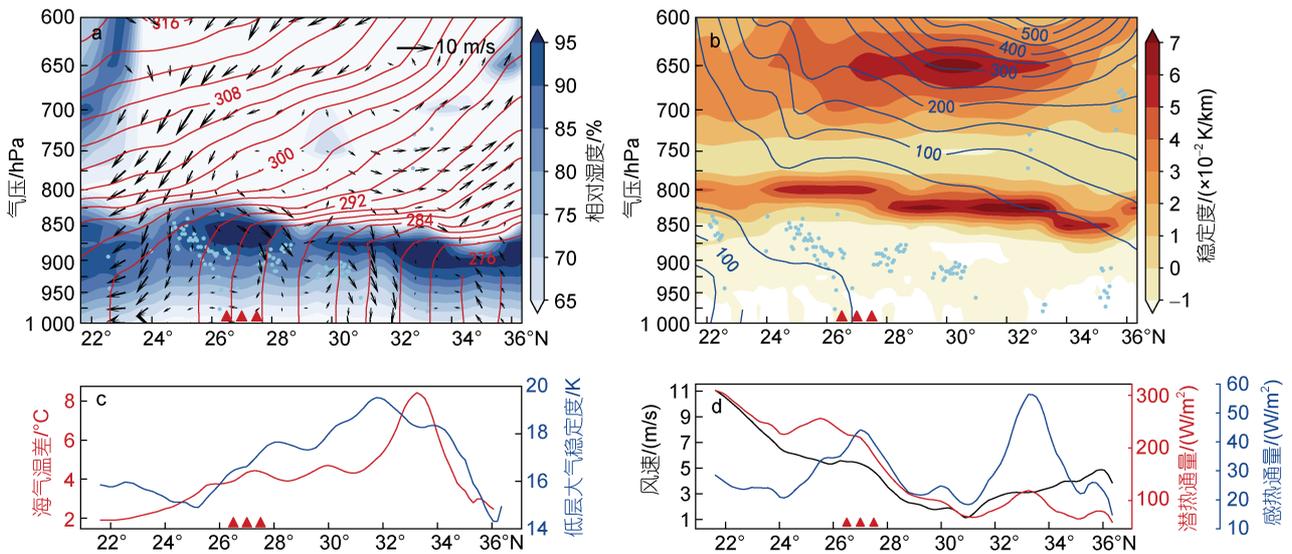


图 11 2016 年 12 月 30 日 18UTC 沿 CALIPSO 卫星轨道剖面的海-气界面与大气稳定度条件

Fig.11 Ocean and atmospheric conditions along CALIPSO satellite orbital profile on 18UTC December 30, 2016

注: a: 等值线表示位温(单位: K), 青点表示云底高度, 风场由经向速度和垂直速度乘以 50 合成; b: 蓝色等值线表示 600 hPa 以下动能(单位: m^2/s^2); 红色三角为黑潮锋的位置

3.3.2 海气界面热通量和湍流 在黑潮锋暖水侧, 风应力较前面个例较小, 潜热和感热通量较前面个例明显偏弱(图 11d), 但湍流垂直发展至 875 hPa (图 12), 有利于 MABL 的均匀混合和混合层厚度增加, 促进边界层顶抬升至 825 hPa (王媛, 2017; 张苏平等, 2017; Jiang *et al*, 2019; Wang *et al*, 2019)。而在冷水侧, 风应力较小, 潜热和感热通量较弱, 湍流发展较低(图 12), 边界层顶的高度降低至 850 hPa, 故云层高

度比西北风个例低。湍流对混合层顶和云底高度的抬升起到重要作用。

3.4 层积云抬升机理分析

图 13 计算了黑色方框内海温梯度的下风分量与 10 米风散度的关系以验证垂直混合机制的作用, 结果显示二者具有 0.52 的相关性(图 13b), 说明垂直混合机制的作用较大(Hayes *et al*, 1989; Wallace *et al*, 1989)。

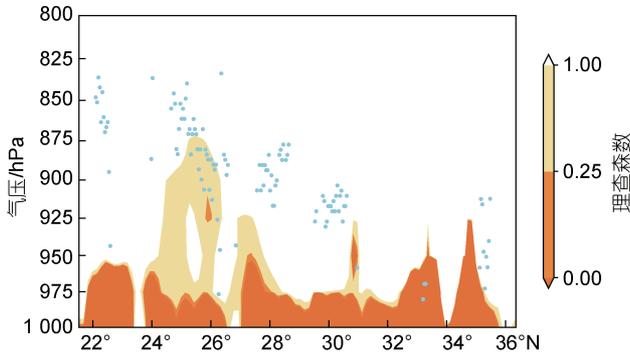


图 12 2016 年 12 月 30 日 18UTC 沿 CALIPSO 卫星轨道剖面理查森数

Fig.12 The Richardson number along CALIPSO satellite orbital profile on 18UTC December 30, 2016
注: 蓝点为 CALIPSO 卫星云底高度

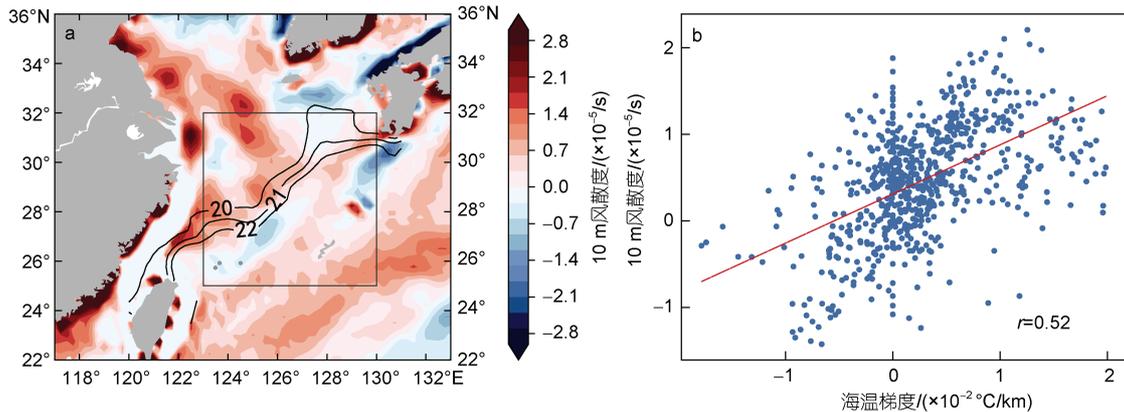


图 13 2016 年 12 月 30 日 18UTC 海表面散度场

Fig.13 Sea surface divergence field on 18 UTC December 30, 2016

注: a: 风散度大于 0 为辐散, 等值线表示海表面温度(单位: $^{\circ}\text{C}$); b: 图 a 黑色方框中散度和顺风方向海温梯度的散点图, 相关系数 r 通过 99% 的显著性检验, 红色直线表示两者回归线

3.5 两次低云个例对比分析

两次个例均发生在冬季偏北风控制下, 且背景风已经持续 1 天以上, 大气层结稳定, 边界层顶存在明显的盖顶逆温, 但其海表风场、海表温度平流(图 15)、云的响应以及黑潮锋影响机制不同。表 1 是一个简要的总结, 虽然是个例, 但都分别反映了冬季不同背景风下的大气环流和海洋表面热力状况的主要特征, 因而具有代表性。

对云顶和云底高度计算方差后发现: 背景风垂直于黑潮个例中, 云底云顶高度方差较大, 尤其云顶高度方差达到 0.127 km, 说明云顶高度突变较大, 积状云特征较明显, 这也与卫星观测中云顶高度突然抬升相一致(图 2b)。背景风平行黑潮锋个例中, 云底云顶高度方差较小, 分别为 0.063 和 0.053 km, 相比之下云顶变化更加平缓, 层状云特征较明显, 与图 10b 中云层向南逐渐抬升相一致。

对于气压调整机制的验证结果如图 14 所示。10 m 风辐合和 SST 的拉普拉斯变换、SLP 的拉普拉斯变换的空间一致性较弱, SST 的拉普拉斯变换和 SLP 的拉普拉斯变换的相关系数未通过显著性检验, 说明气压调整的作用较小。

综上所述, 湍流混合在海洋锋暖水侧云底云顶高度的抬升中发挥了重要的作用。海洋锋暖水侧海气温差为正, 海洋加热大气, 使感热潜热通量增大(图 11c), 海气界面不稳定, 促进湍流向上发展, 混合层加深, 使边界层顶和云底高度抬升。而湍流的垂直发展进一步促使高空动量下传(图 11b), 使海表风速增大, 使热通量进一步增大, 如此构成的正反馈最终使暖水侧云底高度升高。

4 结论

基于高分辨卫星观测资料和再分析资料, 本文选取了冬季背景风为垂直和平行于黑潮条件下典型个例, 对比分析两次个例边界层结构和边界层云对黑潮锋的响应机制。主要结论如下:

(1) 背景风垂直黑潮锋个例中, 黑潮区位于 500 hPa 高空脊前, 海表风场主要为西北风。暖水侧风速较大, 冷平流作用强, 导致海气温差增大, 海气界面稳定性下降。潜热感热通量大, 海洋加热大气, 使海表面气压降低, 形成辐合, 产生上升运动, 使混合层加深, 云底高度抬升。上升运动在边界层底向南北两侧辐散, 产生下沉运动。黑潮锋强迫的次级环流明显, 气压调整机制为次级环流产生的主要原因。

(2) 观测发现黑潮锋冷水侧和暖水侧以南分别出现云洞 A 和 B, 且云洞 B 范围大于云洞 A, 海洋锋

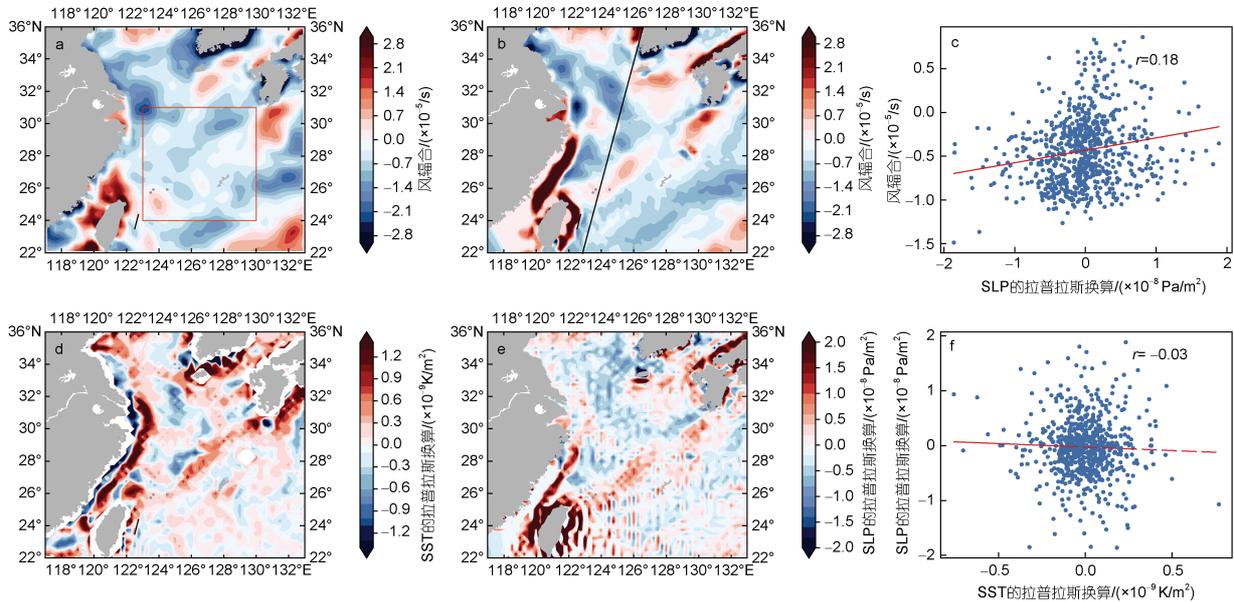


图 14 2016 年 12 月 30 日日平均海表气象要素的拉普拉斯算子

Fig.14 The Laplacian of daily average of surface meteorological elements on December 30, 2016

注: a: CCMP 10 m 风辐合; b: ERA5 10 m 风辐合; d: SST 的拉普拉斯变换; e: SLP 的拉普拉斯变换; c, f: 分别是图 a 中红色方框内风辐合、SLP 的拉普拉斯变换和 SST 的拉普拉斯变换的散点图, SLP 的拉普拉斯变换和 SST 的拉普拉斯变换未通过 99% 的显著性检验

表 1 背景风垂直黑潮锋和背景风平行黑潮锋的对比

Tab.1 Comparison of background wind between cross and along the Kuroshio front

对比内容	背景风垂直黑潮锋个例	背景风平行黑潮锋个例
海表风场	西北风	东北风
环流形势	高压脊前西北风下沉气流	平直的西风气流
海面天气系统	大尺度冷高压	移动性海上高压
温度平流	暖水侧海面冷平流强	暖水侧海面冷平流弱
云的响应	暖水侧云层抬升, 冷水侧和暖水侧以南出现云洞	海洋锋暖水侧云层抬升
云顶高度方差	0.127 km	0.053 km
云底高度方差	0.086 km	0.063 km
次级环流	暖水侧风场辐合强, 次级环流明显	暖水侧风场辐合弱, 次级环流不明显
海气相互作用机制	气压调整机制主导	垂直混合机制主导

注: 云顶(底)高度方差范围为黑潮锋区内(24°~28°N), 可以反应云顶(底)高度的平滑程度

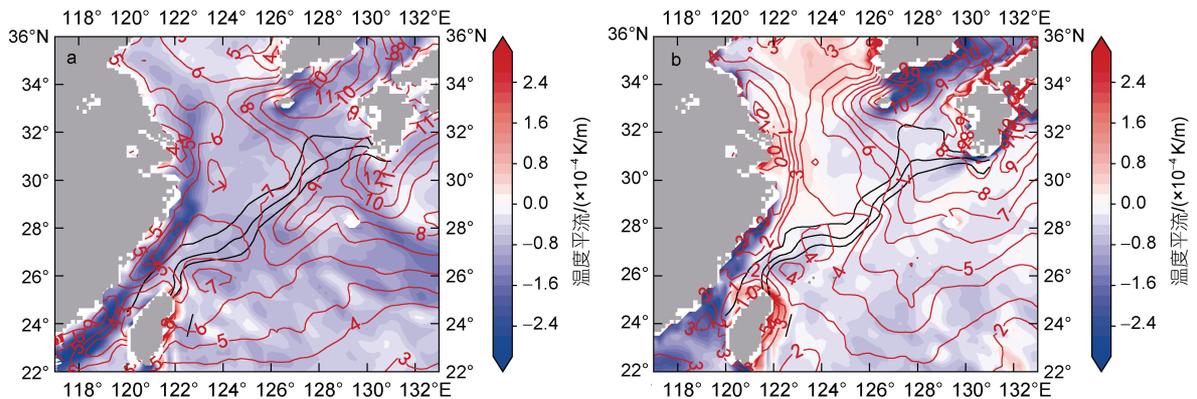


图 15 背景风垂直(a)和平行(b)黑潮锋海面温度平流对比

Fig.15 Comparison in sea surface temperature advection of background wind between cross and along the Kuroshio front

注: 红色等值线表示海气温差(单位: °C)

相对大气的情况是稳定少变, 云洞的产生是西北风经过海洋锋时海气相互作用的结果, 维持 5 h 以上。研究表明两者形成机制不同: 500 hPa 下沉运动和次级环流下沉支叠加促进了云洞 A 的形成。而黑潮锋暖水侧以南海面湍流减弱和边界层的退耦, 减少了海面水气的垂直输送, 云层上方的下沉运动叠加次级环流下沉支, 促进形成范围更大的云洞 B。虽然暖水侧以南次级环流下沉支弱于冷水侧, 但云洞 B 的范围更大, 这证明了边界层退耦阻碍水汽垂直输送在云洞 B 的形成中的重要作用。

(3) 背景风平行黑潮锋个例中, 黑潮区在 500 hPa 受平直西风气流控制, 海表风场为东北风。暖水侧冷平流较弱, 海气温差较小, 但仍为正值。海气界面不稳定性较弱, 垂直运动趋于 0。LTS 值小, 低层大气稳定性下降, 湍流垂直发展到 875 hPa, 使云底高度抬升, 垂直混合机制为湍流增强的主要原因。

(4) 背景风垂直黑潮锋个例中, 黑潮区受空间尺度较大, 移动较慢的冷高压控制, 大气对黑潮锋的响应表现以气压调整机制为主; 背景风平行黑潮锋个例中, 黑潮区受空间尺度较小的移动性海上高压控制, 高压移动较快, 大气对黑潮锋的响应以垂直混合机制为主, 验证了刘秦玉等(2020)的推论。

本文依据再分析数据和卫星数据做的个例分析, 反映了不同背景风下边界层和边界层云对黑潮锋的响应, 还需要更多的船载观测分析和数值模拟和数值试验加以证实, 这也将是我们下一步工作重点。

致谢 感谢中国海洋大学高山红教授等建立区域大气与海洋短期实时预报系统保存的 MODIS 云图资料, 美国国家宇航局提供的 CALIPSO 卫星资料, 日本气象厅提供的葵花卫星资料。中国海洋大学的刘敬武老师、丁赛赛老师对本文提出了宝贵意见, 在此一并致谢。

参 考 文 献

- 王媛, 张苏平, 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——数值模拟和试验[J]. 中国海洋大学学报, 47(7): 10-20.
- 冯士筌, 李凤岐, 李少菁, 1999. 海洋科学导论[M]. 北京: 高等教育出版社.
- 刘秦玉, 张苏平, 贾英来, 2020. 冬季黑潮延伸体海域海洋涡旋影响局地大气强对流的研究[J]. 地球科学进展, 35(5): 441-451.
- 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.
- 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.
- 鲍献文, 万修全, 高郭平, 等, 2002. 渤海、黄海、东海 AVHRR 海表温度场的季节变化特征[J]. 海洋学报, 24(5): 125-133.
- 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.
- CHOW C H, LIU Q Y, XIE S P, 2015. Effects of Kuroshio intrusions on the atmosphere northeast of Taiwan Island [J]. *Geophysical Research Letters*, 42(5): 1465-1470.
- 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]. *Journal of Climate*, 2(12): 1500-1506.
- HERSBACH H, BELL B, BERRISFORD P, *et al*, 2020. The ERA5 global reanalysis [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730): 1999-2049.
- JIANG Y X, ZHANG S P, XIE S P, *et al*, 2019. Effects of a cold ocean eddy on local atmospheric boundary layer near the Kuroshio extension: *in situ* observations and model experiments [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(11): 5779-5790, doi: 10.1029/2018JD029382.
- KILPATRICK T, SCHNEIDER N, QIU B, 2014. Boundary layer convergence induced by strong winds across a midlatitude SST front [J]. *Journal of Climate*, 27(4): 1698-1718.
- KLEIN S A, HARTMANN D L, 1993. The seasonal cycle of low stratiform clouds [J]. *Journal of Climate*, 6(8): 1587-1606.
- 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]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44(17): 2418-2436.
- LIU J W, XIE S P, YANG S, *et al*, 2016. Low-cloud transitions across the Kuroshio front in the East China Sea [J]. *Journal of Climate*, 29(12): 4429-4443.
- LONG J C, WANG Y Q, ZHANG S P, 2018. Intercomparison of cloud amount datasets in the Kuroshio region over the East China Sea [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 96(2): 127-145, doi: 10.2151/jmsj.2018-018.
- LONG J C, WANG Y Q, ZHANG S P, *et al*, 2020. Transition of low clouds in the East China sea and Kuroshio region in winter: a regional atmospheric model study [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(17): e2020JD032509, doi: 10.1029/2020JD032509.
- MEDEIROS B, HALL A, STEVENS B, 2005. What controls the mean depth of the PBL? [J]. *Journal of Climate*, 18(16): 3157-3172, doi: 10.1175/JCLI3417.1.
- MINOBE S, KUWANO-YOSHIDA A, KOMORI N, *et al*, 2008. Influence of the Gulf Stream on the troposphere [J]. *Nature*, 452(7184): 206-209.
- MINOBE S, MIYASHITA M, KUWANO-YOSHIDA A, *et al*, 2010. Atmospheric response to the Gulf Stream: seasonal variations [J]. *Journal of Climate*, 23(13): 3699-3719.
- MYERS T A, NORRIS J R, 2013. Observational evidence that

- enhanced subsidence reduces subtropical marine boundary layer cloudiness [J]. *Journal of Climate*, 26(19): 7507-7524.
- NORRIS J, IACOBELLIS S, 2005. North Pacific Cloud Feedbacks Inferred from Synoptic-Scale Dynamic and Thermodynamic Relationships[J]. *Journal of Climate*, 18: 4862-4878.
- STULL R B, 1998. An introduction to boundary layer meteorology. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 665.
- TOMITA H, XIE S P, TOKINAGA H, *et al*, 2013. Cloud response to the meandering Kuroshio extension front [J]. *Journal of Climate*, 26(23): 9393-9398.
- 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]. *Journal of Climate*, 2(12): 1492-1499.
- WANG Q, ZHANG S P, XIE S P, *et al*, 2019. Observed variations of the atmospheric boundary layer and stratocumulus over a warm eddy in the Kuroshio extension [J]. *Journal of Climate*, 147(5): 1581-1591.
- WOOD R, 2012. Stratocumulus clouds [J]. *Monthly Weather Review*, 140(8): 2373-2423.
- 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]. *Geophysical Research Letters*, 29(24): 2228.
- 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]. *Journal of Climate*, 24(18): 4959-4972.
- ZHANG S P, LEWIS J M, 2017. Synoptic processes [M] // KORAČIN D, DORMAN C E. *Marine Fog: Challenges and Advancements in Observations, Modeling, and Forecasting*. Cham: Springer Press: 291-343.
- ZHANG Z W, LI Y Y, SONG W T, 2020. Stratocumulus in the cold and warm sides of the spring Kuroshio sea surface temperature front in the East China Sea [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(10): e2019JD032176.

RESPONSE OF BOUNDARY LAYER CLOUDS TO THE EAST CHINA SEA KUROSHIO FRONT UNDER DIFFERENT BACKGROUND WINDS IN WINTER

GAO Chang¹, ZHANG Su-Ping^{1,2}, YI Li^{1,2}, ZHANG Yin-Yi³

(1. *College of Oceanography and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China*; 2. *Key Laboratory of Physical Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266100, China*; 3. *Lianyungang Meteorological Observatory, Lianyungang 222006, China*)

Abstract High-resolution satellite data and reanalysis data were used to study the response of boundary layer clouds to the Kuroshio front when the winter sea surface background wind is perpendicular (northwest) or parallel (northeast) to the Kuroshio front. The results show that when the background wind is perpendicular to the black tide front, the secondary circulation in the boundary layer forced by the black tide front is obvious, the cold advection on the warm water side of the black tide front is strong, the sea-air temperature difference increases, the latent and sensible heat flux at the sea-air interface increases, the instability at the sea-air interface increases, and the cloud base height rises. The upward movement diverges from the bottom of the boundary layer to the north and south sides, resulting in the subsidence movement on the cold water side and the superposition of 500hPa high pressure subsidence, which significantly reduces the local cloud cover and forms a clear sky with few clouds (cloud hole). In the south of the warm water side, another cloud hole is generated by the combination of the descending support and the descending motion of the cloud top and the decoupling effect of the boundary layer. The barometric adjustment mechanism is the main cause of secondary circulation. When the background wind is parallel to the Kuroshio front, the advection effect of sea surface air temperature is small, and the temperature difference between sea and air on the warm water side is small. Although the ocean still heats the atmosphere, the instability of the sea-air interface is weak, and the enhanced turbulence increases the height of cloud base. The vertical mixing mechanism is the main reason for the enhanced turbulence.

Key words stratocumulus; marine atmospheric boundary layer; Kuroshio front; responding mechanism