

刘甜甜, 盛立芳, 毕雪岩, 等. 一次春季冷空气过程中东海海域海气通量与界面热交换分析[J]. 海洋气象学报, 2018, 38(4): 28-37.

Liu Tiantian, Sheng Lifang, Bi Xueyan, et al. Analysis of the air-sea fluxes and sea-surface heat budget provoked by a cold air process over the East China Sea in spring[J]. Journal of Marine Meteorology, 2018, 38(4): 28-37. DOI:10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2018.04.004. (in Chinese)

一次春季冷空气过程中东海海域海气通量与界面热交换分析

刘甜甜¹, 盛立芳¹, 毕雪岩², 李文帅¹, 王菲¹

(1. 中国海洋大学海洋与大气学院, 山东 青岛 266100; 2. 中国气象局广州热带海洋气象研究所, 广东 广州 510080)

摘要: 利用船测资料分析一次冷空气过程中东海海域海气通量特征及海洋表面热收支变化特征。2017年5月5日20时—6日14时冷空气过境期间, 动量通量平均值为 $0.22 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ 。感热和潜热通量的平均值分别为 $27.17 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $90.25 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 是春季整个观测期间(2017年4月20日—5月26日)平均值的2.8倍和1.1倍。冷空气爆发当天, 净热通量为 $-12.73 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 海洋失热。白天海表面热收入 $58.36 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 影响海面热收支变化的主要是净辐射通量和潜热通量。夜间海表面热支出 $156.89 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 海洋作为热源向大气释放潜热 $99.79 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 占海洋释放能量过程的63.61%, 向大气释放感热 $27.11 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 占海表释放热量的17.28%, 海表面损失的热量主要以潜热的形式向大气传输。

关键词: 冷空气爆发; 中国东海; 海气通量; 海表面热收支

中图分类号: P731 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2018)04-0028-10

DOI:10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2018.04.004

Analysis of the air-sea fluxes and sea-surface heat budget provoked by a cold air process over the East China Sea in spring

LIU Tiantian¹, SHENG Lifang¹, BI Xueyan², LI Wenshuai¹, WANG Fei¹

(1. College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Institute of Tropical and Marine Meteorology, China Meteorological Administration, Guangzhou 510080, China)

Abstract The air-sea fluxes and sea-surface heat budget over the East China Sea during a cold air intrusion are analyzed based on the observation data from a research vessel. During the period of the cold air from 20:00 on 5 to 14:00 on 6 May 2017, the average momentum flux was $0.22 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$. The mean values of the sensible heat flux and the latent heat were respectively $27.17 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ and $90.25 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, which were 2.8 and 1.1 times of the mean value in the entire observation period (20 April to 26 May 2017). The daily mean net heat flux was $-12.73 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ and the sea was losing heat during the cold air. During the day time of the cold air intrusion, the sea surface gained the heat of $58.36 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. The sea-surface heat budget was mainly affected by the net radiant flux and latent heat flux. During the night time, the sea surface lost the heat of $156.89 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, of which the latent heat flux (sensible heat flux) was $99.79 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ($27.11 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$), accounting for 63.61% (17.28%) of the total heat released from the sea surface. The heat was transferred from sea surface to the atmosphere mainly by the latent heat flux.

Key words cold air intrusion; the East China Sea; air-sea fluxes; sea-surface heat budget

收稿日期: 2018-07-04; 修订日期: 2018-09-10

基金项目: 海洋公益性行业科研专项(201505007)

作者简介: 刘甜甜, 女, 硕士研究生, 主要从事海气通量及海气相互作用等研究, liutt0220@163.com。

通信作者: 盛立芳, 女, 博士, 教授, 主要从事大气边界层及大气气溶胶等方面的研究, shenglf@ouc.edu.cn。

引言

海气通量反映了海气界面的能量和物质交换过程,是海气相互作用的关键环节。海洋和大气间相互影响、相互作用的过程最初都是由海气界面交换来实现的。海气界面的感热和潜热传输是影响海洋上混合层乃至季节温跃层变化的重要因子,而动量传输则是引起海流、海浪的动力因素^[1-4]。

中国东海(The East China Sea, ECS)位于太平洋西北部,ECS黑潮沿着大陆坡流动,所在区域海洋向大气传输了大量热量。Kueh and Lin^[5]通过海气耦合模型研究了不同天气条件下春季ECS黑潮的海气相互作用,结果表明冷空气爆发使上层海洋显著降温、海面温度(t_s)昼夜循环消失,海洋表面存在大量的热量损失,并出现了中国东海海域黑潮退缩现象。冬季至春季期间,冷空气爆发使空气极度寒冷干燥,遇到ECS暖水引发不稳定条件。在ECS黑潮海域,伴随着冷空气输送海表面热通量和动量通量剧烈增加^[6]。

随着气候数值模式的发展,作为关键参数海气通量的观测研究越来越受到重视,国际上许多大气科学试验,如ATEX(大西洋季风试验)、TOGA(热带海洋和全球大气试验)都把海气通量观测作为其主要内容。闫俊岳等^[7]在南海海域开展了较为全面的海气通量观测,研究了南海季风爆发期间海气通量与输送特征。钱粉兰等^[8]针对黄海、东海海域气旋发展过程的热通量进行过走航观测,用来研究气旋发展过程中的海气相互作用。Hirose et al.^[9]用块体法和数值模拟计算了东海、黄海海域全年的热通量和净热通量。

观测数据中,走航观测数据精度高,一直以来是计算海气通量气候态的主要方法^[10]。目前,利用观测资料分析ECS海域内的冷空气爆发过程中海气通量以及海气界面热交换特征方面的研究较少。本文利用船测资料分析了2017年5月5—8日冷空气过境期间“东方红2号”科考船在东海近黑潮区海域的海气通量与海气界面热交换特征,提高对该区域海气交换特征的认识。

1 数据采集与处理方法

1.1 资料介绍

数据观测平台为“东方红2”海洋科学综合研究船(吨位:3 235 t),仪器架设在船右侧弦向外伸出3 m的船栏上,距海面高度10 m。观测时间为2017

年4月19日—5月27日,观测区位置如图1所示。所使用的资料是涡动相关系统——IRGASON开路系统(包括超声风速仪和红外气体分析仪)观测的三维风速、气温、二氧化碳及水汽密度,采样时间间隔为0.1 s,INS惯导系统(GPS和姿态仪)和自动气象站(温湿度传感器、表面温度传感器、风向风速传感器和四分量净辐射传感器等)观测的风速风向、气温、气压、湿度和辐射收支四分量(短波向下辐射、短波向上辐射、长波向下辐射和长波向上辐射分量),采样时间间隔为1 min。

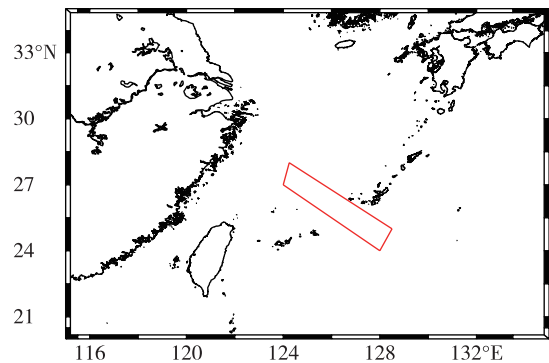


图1 2017年5月5—8日冷空气过境期间“东方红2”研究船航线所经海域(红色框图)

Fig.1 Sea areas (inside the red box) of the research vessel Dongfanghong2 during the cold air period from 5 to 8 May 2017

使用欧洲中期天气预报中心(European Center for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)提供的ERA-Interim再分析数据集。选取2017年5月5—8日(图1所示走航区域内),时间分辨率为6 h,空间分辨率为 $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ 的海表温度、2 m气温、海平面气压、10 m风场数据、500 hPa位势高度和850 hPa位势高度。

1.2 高频脉动数据预处理

1.2.1 数据的预处理

基于涡动相关方法计算湍流通量,首先需要原始数据进行野点剔除。当某点的距平值大于30 min内连续记录数据点之间的距平值的3倍标准差,则剔除该点的数据并进行线性内插。如果剔除数量大于30 min内总数据量的10%,则剔除该段数据^[11]。

物理量阈值标准见表1,超过物理量阈值或不符合仪器诊断值要求的值直接剔除。

另外,当仪器受船体扰流影响较大时,视风向范围在 $180^\circ \sim 360^\circ$ 内,风向的改变较为频繁,将1 min中内风向变化大于或等于 90° 的数据剔除,得

到不受船体绕流影响的观测数据。

表1 仪器观测要素及其可测量范围

Table 1 Instruments' observation elements and measurable ranges

观测要素	可测量范围
水平风速	[0,65] m · s ⁻¹
垂直风速	[0,10] m · s ⁻¹
超声风速仪诊断值	diag_irga=0
水汽密度	[0,50] g · m ⁻³
红外气体分析仪诊断值	H ₂ O_sig_strgth > 0.8
超声虚温	[0,60] °C
海平面气压	[700,1 300] hPa

1.2.2 滤波校正

为了消除船体晃动的影响,本文使用改进滤波法^[12]对海面风速脉动资料进行校正。改进滤波法

是根据船体运动准周期性的特征,从观测资料中去除船体运动周期内的脉动信号,在双对数坐标系下对功率谱与频率进行线性拟合,并以拟合谱值替代原始风速,从而得到真实风速的方法。

图2是2017年5月6日10:30—11:00时间段内实测风速数据的能量谱图,惯性副区内的风速能谱值与频率在双对数坐标系下满足 $-5/3$ 的线性关系。其中船体晃动对垂直风速的影响最大,水平方向风速所受影响较小,影响范围为0.06~0.3 Hz,与王洁等^[13]的0.07~0.27 Hz大体相当。因此将频率范围属于0.06~0.3 Hz的风速功率谱值线性拟合后,如图2所示,再通过逆傅里叶变换,得到不受船体晃动影响的真实风速。

另外,风速进行二次坐标旋转,获得计算湍流通量所需的脉动量^[14]。

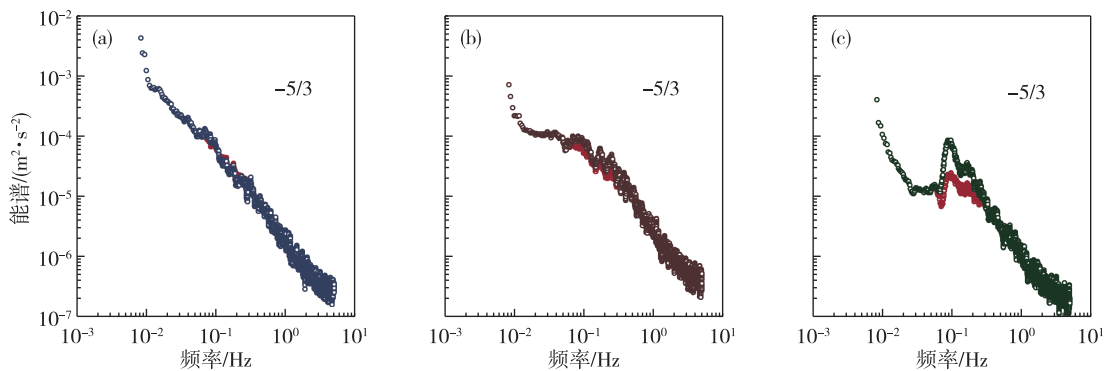


图2 2017年5月6日10:30—11:00水平风速和垂直风速(u, v 和 w)的能谱图(a. 水平风速 u 的能谱图, b. 水平风速 v 的能谱图, c. 垂直风速 w 的能谱图;单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{Hz}^{-1}$;红色线部分对应校正船体晃动后的真实能谱)

Fig.2 Power spectra of 3-D wind speed (u, v and w) from 10:30 to 11:00 on 6 May 2017 (a. power spectrum of u , b. power spectrum of v , c. power spectrum of w ; units: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{Hz}^{-1}$; the red lines are true power spectra without the interference from platform rocking)

1.3 通量计算及修正

湍流通量计算中使用最常用的30 min时间平均。利用涡动相关法直接计算动量通量(τ)、感热通量(H_{s0})和潜热通量(H_{l0})的公式为:

$$|\tau| = \rho u_*^2 = \rho \cdot ((\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2)^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

$$H_{s0} = \rho c_p \overline{w'T'} \quad (2)$$

$$H_{l0} = \lambda \overline{w'\rho'_v} \quad (3)$$

其中, ρ 是空气密度,取 $\rho = p/28706 \times T + \rho_v$, p 是气压, T 是气温; u_* 是摩擦速度, c_p 是干空气定压比热,取 c_p 为 $1004.67 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$; λ 是蒸发潜热,取 $\lambda = [2.051 - 0.00237 \times (T_s - 273.15)] \times 10^6$, ρ_v 是水汽密度。一般地,动量、感热和潜热通量方向以海洋向大气传输为正值。

另外,文中所用大气比湿(单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)通过水汽密度计算水汽压进而得到,

$$q_a = 0.622 \times e / (p - 0.378e) \quad (4)$$

其中,水汽压 e (单位:kPa):

$$e = \rho \times (8.3143/18.015) \times (T_s + 273.15) / 1000 \quad (5)$$

饱和比湿 q_s (单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$):

$$q_s = 0.622 \times e_s / (P - 0.378e_s) \quad (6)$$

其中, e_s 是饱和水汽压。

超声虚温转换成气温值公式为:

$$T_s = T(1 + 0.317e/p) = T(1 + 0.51q) \quad (7)$$

本次观测使用开路式气体分析仪,导致湍流脉动引起不同密度的气体成分垂直交换($\bar{w} \neq 0$),故要对水汽密度进行Webb密度修正^[15]:

$$\bar{w} = \mu \overline{w' \rho'_v / \rho_a} + (1 + \mu \sigma) \overline{w' T' / T} \quad (8)$$

其中 $\mu = m_a / m_v = 29/18$, $\sigma = \rho_v / \rho_a$, 等于水汽密度比干空气密度, \bar{w} 是 Webb 修正量。

修正之后的潜热通量为:

$$H_l = H_{l0} + \lambda \cdot \rho_v \cdot \bar{w} \quad (9)$$

此外,大气稳定度表征湍流场中热力因子和动力因子的相对重要性,是非中性层结大气中表征湍流发展的一个重要参数。在近地层气象研究中常引用基于 M-O 相似理论得到的无量纲高度 z/L 作为稳定度参数,其中 z 是观测高度, L 是 M-O 长度:

$$L = - \frac{u_*^3 \bar{T}_0}{gk \overline{w' T'_v}} \quad (10)$$

其中, g 为重力加速度, k 是卡曼常数, \bar{T}_0 为 z 高度上的平均气温, $\overline{w' T'_v}$ 是虚温通量。

2 冷空气过程初步分析

2.1 天气背景

分析 2017 年 5 月 5—8 日春季冷空气锋面过境

过程中 500 hPa 位势高度场、850 hPa 风场和 850 hPa 温度平流场(图 3)。北京时间 5 日 20 时 500 hPa 位势高度场(图 3a)显示,位于我国东北北部的深厚低涡迅速发展向东南移动,东亚大槽南移,850 hPa 冷平流聚集在我国东北至渤海一带,850 hPa 风场以北风为主,控制东海大部分海域,850 hPa 温度平流范围在 $-0.5 \times 10^{-3} \sim 0 \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间,2016 年 11 月 7 日东海海域上空冷空气爆发时^[16] 温度平流值为 $-0.3 \times 10^{-3} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$,在本次冷空气爆发温度平流范围内。6 日 14 时在渤海及日本海一带 500 hPa 位势高度场上出现深厚的低压系统,系统南部 850 hPa 冷平流最低可达 $-1.0 \times 10^{-3} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ 。我国渤海绝大部分海域和日本海海域被冷平流控制,冷平流主要聚集在 35°N 以北的大片区域内。调查船位于风切变即西南风与西北风交汇之处 ($27.5^\circ\text{N}, 125.5^\circ\text{E}$) (图 3b),冷平流强度在 $-0.5 \times 10^{-3} \sim 0 \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间。图 3c 与图 3d 表明 6 日 14 时以后,850 hPa 冷平流强度逐渐降低,500 hPa 位势高度场上的低涡向东北移动,停滞在鄂霍次克海上空,观测点风速不超过 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

图 4 是 2017 年 5 月 6—8 日冷空气过程的地面

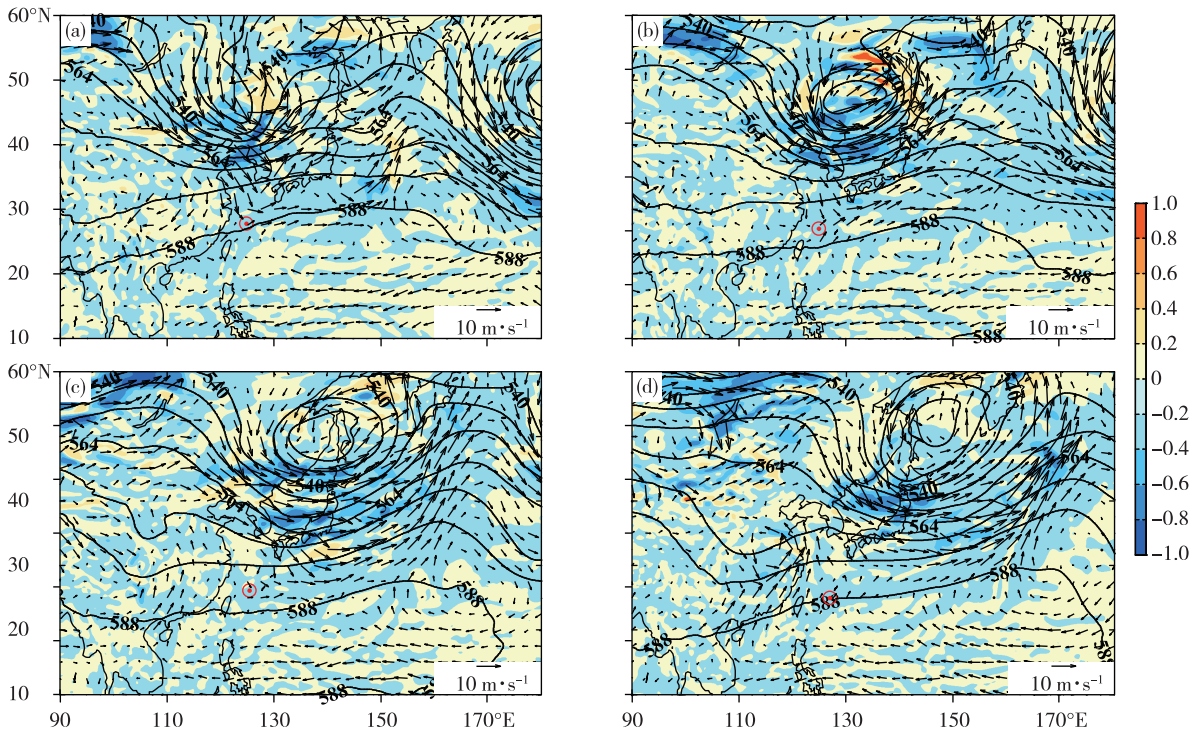


图 3 500 hPa 位势高度(等值线,单位: dagpm)、850 hPa 风速(箭头,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和 850 hPa 温度平流(填色,单位: $10^{-3} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)图(a. 2017 年 5 月 5 日 20 时, b. 2017 年 5 月 6 日 14 时, c. 2017 年 5 月 7 日 14 时, d. 2017 年 5 月 8 日 06 时;红色点为观测位置)

Fig.3 Charts of the geopotential height (isoline; units: dagpm) at 500 hPa, wind speed (arrows; units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and temperature advection (colored, units: $10^{-3} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$) at 850 hPa (a. 20:00 BST on 5, b. 14:00 BST on 6, c. 14:00 BST on 7, d. 06:00 BST on 8 May 2017; the red points are the observation positions)

天气形势图,北京时间5日08时(图4a)观测点位于接近风向的相交界面处,盛行偏东北风(图5),平均风速值 $2.3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,实测风速值为 $1.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。5日20时(图4b)显示,大量的西北风从高纬度地区注入东海海域,经过观测点的平均风速为 $5.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,而实测风速值达到了 $6.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,观测点北部出现了跨越5个纬度的冷舌区($30\sim 35^{\circ}\text{N}$, $120\sim 127^{\circ}\text{E}$),气温值在 $15.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右。6日14时(图4c)该冷舌区水平辐散,对应850 hPa高空系统发展的成熟期,此后观测点经

过的冷空气团开始趋于减弱,风速为 $7.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,相比实测风速($8.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)偏小。7日14时(图4d)风速减小到了 $6.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,风向由西北风转东北风,实测风速为 $4.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,原冷舌区形成高压,观测点位于高压东南部。从整体而言,观测风速与再分析风速大小结果近似,在冷气团的影响下,观测值相比于再分析数值偏大,这可能是由于再分析产品存在同化和差分的技术性偏差所造成。

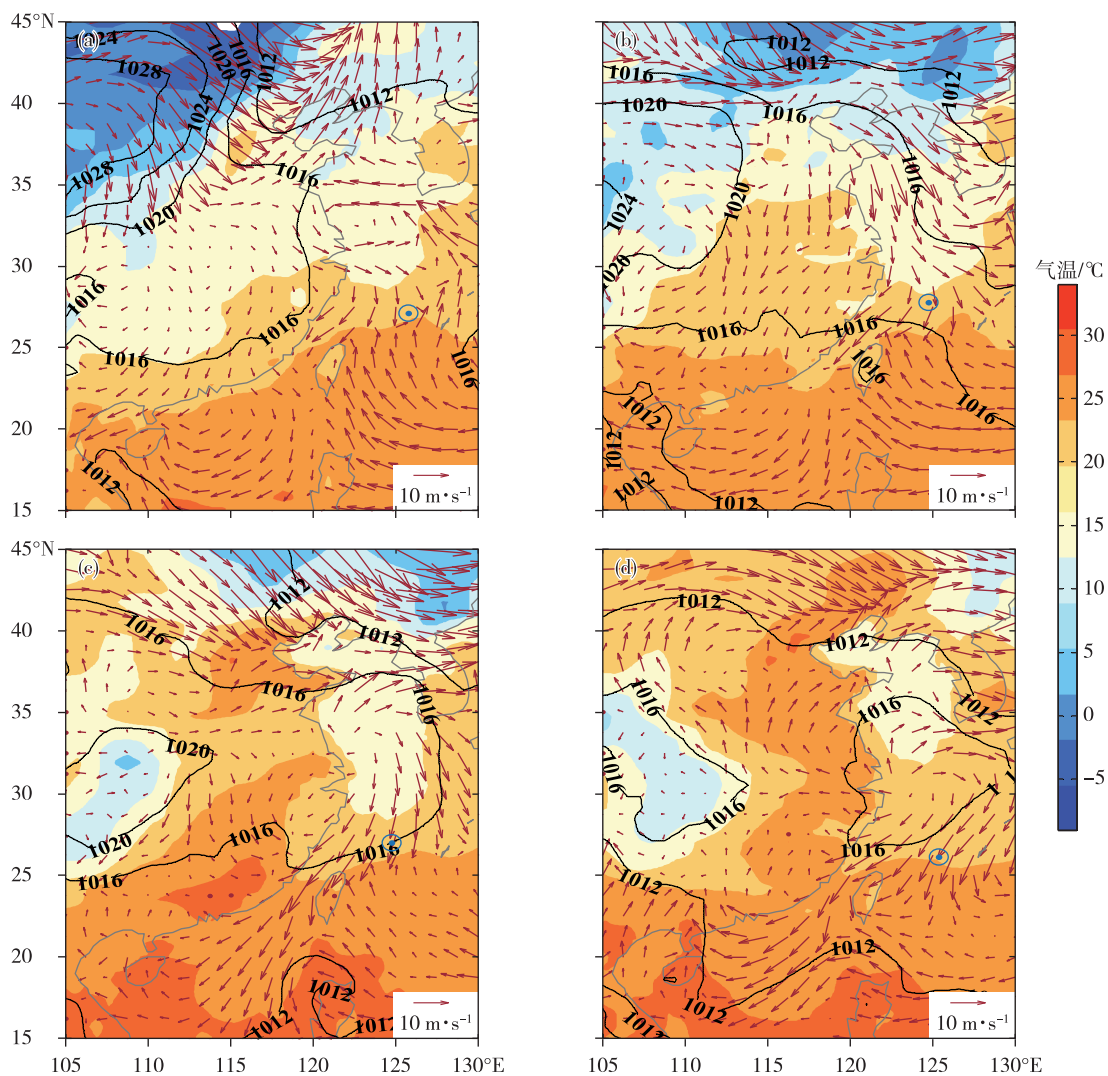


图4 海平面气压(等值线,单位:hPa)、10 m风速(箭头,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)和2 m气温(填色,单位: $^{\circ}\text{C}$)图(a. 北京时间2017年5月5日08时,b. 北京时间2017年5月5日20时,c. 北京时间2017年5月6日14时,d. 北京时间2017年5月7日14时;蓝色点为观测位置)

Fig.4 Charts of the sea surface pressure (isoline, units: hPa), wind speed (arrows, units: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) at 10 m, and temperature (colored, units: $^{\circ}\text{C}$) at 2 m (a. 08:00 BST on 5, b. 20:00 BST on 5, c. 14:00 BST on 6, d. 14:00 BST on 7 May 2017; the blue points are the observation positions)

结合高空与地面的气象条件,冷空气在5月5日20时—6日14时过境,因此将5月5日20时之前定为冷空气过境前,5月6日14时之后定为冷空

气过境后,为了体现冷空气过境后典型晴天天气条件下气象要素与海气界面通量的日变化以及热交换特征,取5月6日14时—9日00时为冷锋过境后

的时间段。表3给出了冷空气爆发期间不同时间段对应的气象要素值和通量值。

2.2 气象要素变化特征

观测期间,晴天日数占总日数的48.7%,风速范围在 $2.0 \sim 13.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间,风向主要为偏北风,平均风速为 $4.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,气温变化范围在 $12.5 \sim 29.4 \text{ }^\circ\text{C}$ 之间,平均气温为 $22.2 \text{ }^\circ\text{C}$ (表2),海平面气压日变化幅度达 5.0 hPa ,且有 $4 \sim 5 \text{ d}$ 的趋势变化。结合表3和图5,冷锋过境初期(5日22时)观测海域风向由东风突变为西北风,5日23时风速达极大值 $6.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,5日20时—6日14时的平均风速为 $4.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。气温从5日23时开始在 15 h 内骤降 $5.6 \text{ }^\circ\text{C}$,6日18时以后逐渐回温,海表温度下降速率低于气温下降速率,在6日19时达到极小值 $18.7 \text{ }^\circ\text{C}$,之后在夜间升温,海气温差($\Delta t = t_s - t$)平均值达 $1.0 \text{ }^\circ\text{C}$ 。冷空气过境期间比湿下降 $6.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,由Hyland and Wexler^[17]公式计算饱和水汽压进而计算海表面饱和比湿,其计算出比湿差($\Delta q = q_s - q_a$)的平均值为 $4.4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,在6日02:30达到极大值 $8.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,冷空气过境后比湿差的平均值为 $6.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。

表2 2017年4—5月调查期间的气象要素值与海气通量平均值

Table 2 Mean values of meteorological elements and air-sea fluxes from April to May 2017

气象要素 & 海气通量	单位	调查期间平均值
平均风速	$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	4.2
气温	$^\circ\text{C}$	22.2
比湿	$\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$	12.0
动量通量	$\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$	0.21
感热通量	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$	9.65
潜热通量	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$	82.24

3 冷空气影响下的海气通量与海气界面热交换特征

3.1 动量通量、感热通量和潜热通量

图6给出了5月6日冷空气爆发期间和爆发前后动量通量、热通量以及稳定度的变化情况,其中5日20时—6日14时冷空气过境期间动量通量平均值为 $0.22 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$,在6日10时达到极大值 $0.46 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$,结合表2可知,6日冷空气过境期间的动量通量和观测期间平均值(表2)数值相当。动量通量在冷空气过境前后变化不大(表3)。

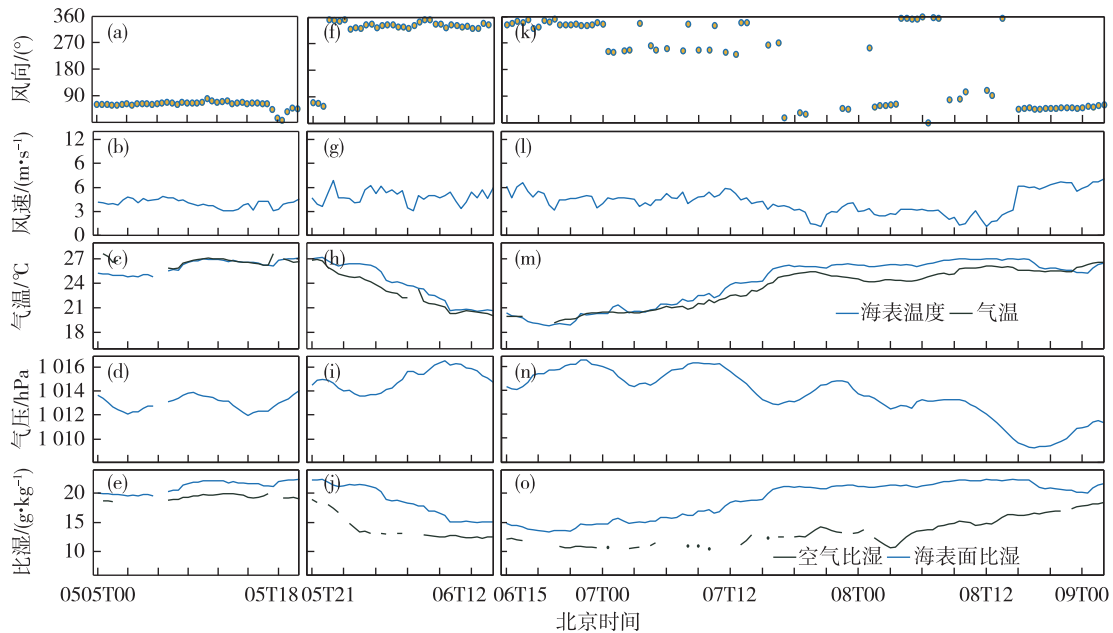


图5 调查期间冷空气过境前后的风向(a, f, k;单位:°)、平均风速(b, g, l;单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、气温(c, h, m;单位: $^\circ\text{C}$)、气压(d, i, n;单位: hPa)和比湿(e, j, o;单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)时间序列图(a-e. 冷空气过境前时间段:5月5日00时—20时;f-j. 冷空气爆发时间段:5日20时—6日14时;k-o. 冷空气过境后时间段:6日15时—9日00时)

Fig.5 Time series of the wind direction (a, f, k; units: $^\circ$), mean wind speed (b, g, l; units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), sea surface temperature and air temperature (c, h, m; units: $^\circ\text{C}$), sea surface pressure (d, i, n; units: hPa), and specific humidity of the sea surface and of the air (e, j, o; units: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) during the investigation (a-e. before the cold air; from 00:00 BST to 20:00 BST on 5; f-j. during the cold air; from 20:00 BST on 5 to 14:00 BST on 6; k-o. after the cold air; from 15:00 BST on 6 to 00:00 BST on 9 May 2017)

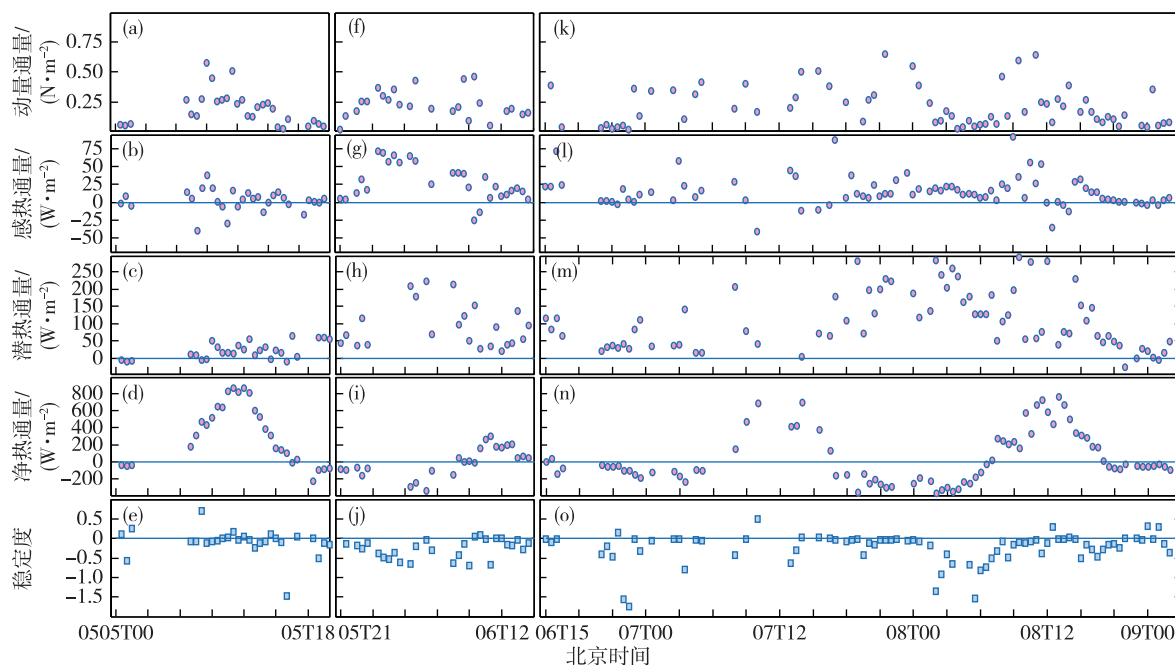


图6 调查期间冷空气过境前后动量通量(a、f、k;单位: $\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$)、感热通量(b、g、l;单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)、潜热通量(c、h、m;单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)、海面净热通量(d、i、n;单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)和大气稳定度(e、j、o)随时间变化序列(a-e.冷空气过境前时间段:5月5日00时—20时;f-j.冷空气爆发时间段:5日20时—6日14时;k-o.冷空气过境后时间段:6日15时—9日00时)

Fig.6 Time series of the momentum flux (a, f, k; units: $\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$), sensible heat flux (b, g, l; units: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), latent heat flux (c, h, m; units: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), sea-surface net heat flux (d, i, n; units: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), and atmospheric stability (e, j, o) during investigation (a-e. before the cold air: from 00:00 BST to 20:00 BST on 5; f-j. during the cold air: from 20:00 BST on 5 to 14:00 BST on 6; k-o. after the cold air: from 15:00 BST on 6 to 00:00 BST on 9 May 2017)

表3 2017年5月5—8日冷空气过境前后的通量和气象要素值以及与南海西沙受冷空气影响海气界面要素对比

Table 3 Values of fluxes and meteorological elements during the cold air from 5 to 8 on May 2017 and their comparison with the air-sea elements during the cold air from 23 to 29 May 2002 over the Xisha Islands in the South China Sea

时间	平均风速/ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	海气温差/ $^{\circ}\text{C}$	比湿差/ ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)	动量通量/ ($\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$)	感热通量/ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	潜热通量/ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)
冷空气过境前(5月5日00:00—20:00)	4.0	0.4	2.2	0.22	2.39	28.12
冷空气过境期间(5日20:00—6日14:00)	4.9	1.0	4.4	0.22	27.17	90.25
冷空气过境后(6日14:00—9日00:00)	4.2	0.9	6.0	0.28	16.17	103.04
南海西沙海气通量观测实验 ^[1] (2002年5月23—29日)	3.8	1.7	—	—	8.89	82.92

5日20时—6日14时冷空气爆发期间感热通量的平均值为 $27.17 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,6日00时左右达到了极大值 $100.08 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,方向由海洋指向大气,是4—5月整个观测期间平均值($9.65 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)的2.8倍。感热通量在该次冷空气过境期间的值分别是过境前后的11.4倍和1.7倍,感热通量在冷空气过境期间与 Δt 的线性拟合回归系数(通过95%显著性检验)为0.67(图7a),表明该次冷空气爆发,海气温差增大促使感热通量突增。

5日20时—6日14时冷空气爆发期间潜热通量的平均值为 $90.25 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,在6日06时左右达

到极大值 $223.27 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,方向由海洋指向大气,是整个观测期间平均值($82.24 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)的1.1倍。与南海西沙海气通量观测实验^[1]中冷空气期间的潜热通量相比数值相近。在该次冷空气过境期间,风向由偏东风转为北风,干冷的空气使得比湿差增大, Δq 平均值为 $4.4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,潜热通量的数值是过境前的3.3倍。过境后潜热通量由于受到比湿差增大的影响(冷空气过境后 Δq 平均值为 $6.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$),潜热通量值增大,在冷空气过境期间与 Δq 的线性拟合回归系数(通过95%显著性检验)为0.64,冷空气过境后回归系数为0.65(图7c、d)。这可能

一是因为冷锋过境后风向的突变(图 5k)增加了海表面的比湿差,二是由于晴天条件下大气强迫的日变化对东中国海的海气热通量造成显著影响^[18]。

综上所述,本次冷空气爆发使海气温差增大,海气界面的感热通量值显著增加。冷空气爆发是潜热通量突增的充分条件。

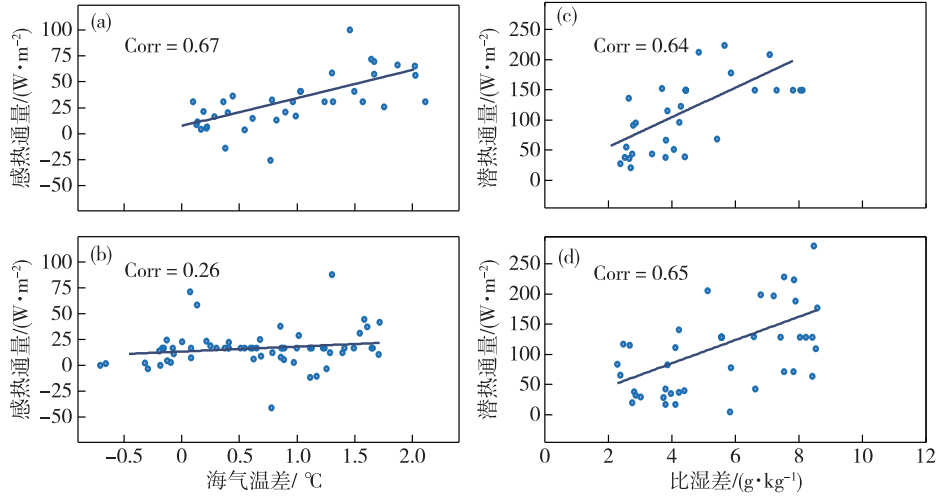


图 7 海气温差与感热通量相关图以及比湿差与潜热通量相关图(a/c.冷空气爆发时间段,b/d.冷空气过境后时间段)

Fig.7 Correlation between the sea-air temperature difference and the sensible heat flux & correlation between the specific humidity difference and the latent heat flux (a/c. during the cold air, b/d. after the cold air)

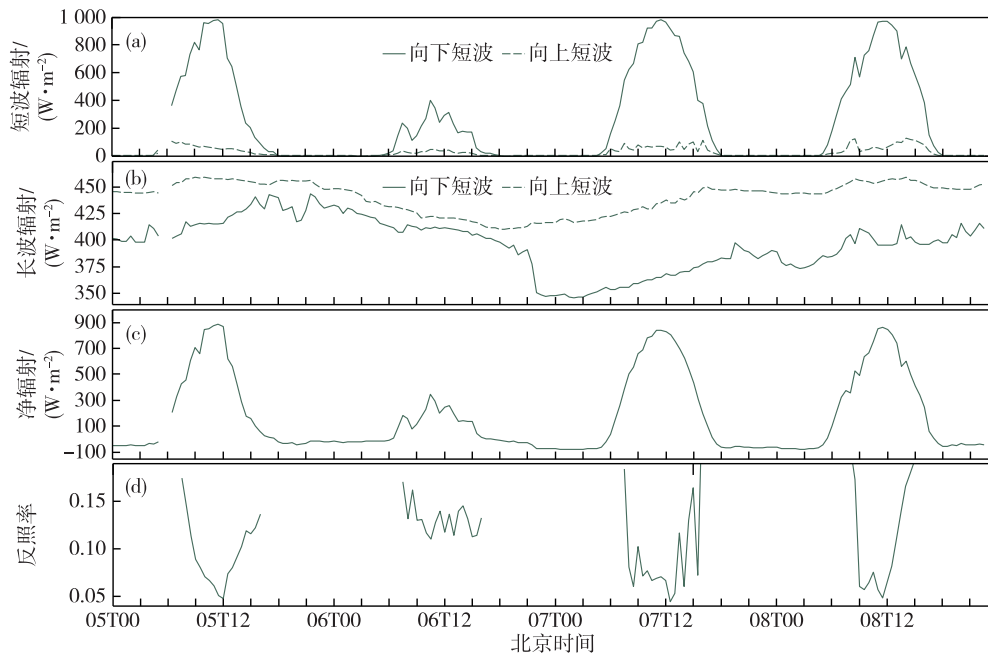


图 8 冷空气过境前后(5月5日00时—5月9日00时)向下和向上短波辐射(a;单位: $W \cdot m^{-2}$)、向下和向上长波辐射(b;单位: $W \cdot m^{-2}$)、净辐射(c;单位: $W \cdot m^{-2}$)以及反照率(d)的时间序列图

Fig.8 Time series of the downward and upward short-wave radiation (a, units: $W \cdot m^{-2}$), the downward and upward long-wave radiation (b, units: $W \cdot m^{-2}$), the net radiation (c, units: $W \cdot m^{-2}$), and the albedo (d) before, during, and after the cold air (from 00:00 BST on 5 to 00:00 BST on 9 May 2017)

3.2 冷空气过境期间海气界面热交换特征

净辐射通量:

$$R_n = R_{DSR} - R_{USR} + R_{DLR} - R_{ULR} \quad (11)$$

其中, R_{DSR} 为向下短波辐射,代表观测到的太阳总辐射, R_{USR} 向上短波辐射,也叫海面反射辐射, R_{DLR} 为向下长波辐射(大气逆辐射)以及 R_{ULR} 向上长波辐射

射,也称为海面长波辐射。

图8显示本次研究期间(5月5—8日)辐射通量(除长波辐射通量以外)的日变化。结合表4,冷空气过境当天(5月6日)太阳总辐射(R_{DSR})日平均值为 $83.32 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,净辐射(R_n)变化趋势与太阳短波辐射相似,日平均值为 $88.38 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,白天太阳总辐射与净辐射在6日07时(日出约2h后)开始为正,午间11时达到极大值 $401.51 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $345.55 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,而在6日18时(日落时)之后净辐射开始为负,太阳总辐射近似为零。大气逆辐射(R_{DLR})在整个冷空气过境过程中由 $442.97 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 逐渐减小为 $407.15 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,在夜间6日21时—7日00时时间段内突然加剧减小,直到6日23时达到极小值 $346.28 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,之后才逐渐缓慢上升。海面长波辐射(R_{ULR})减小趋势与 t_s 趋势相似,先逐渐减小,6日18:30达到极小值 $410.04 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 后,再逐渐增加。 R_{ULR} 在冷空气过境期间的日平均值 $424.38 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 比 R_{DLR} 的日平均值 $404.68 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 小 $19.7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

海表净热通量收支方程:

$$Q_{\text{net}} = R_n - (H_s + H_l) \quad (12)$$

其中, Q_{net} 是净热通量(the net heat flux), H_s 是感热通量, H_l 是潜热通量。当 Q_{net} 为负时,表示海洋损失热量,而当 Q_{net} 为正时,表示海洋得热^[19-21]。净热通量在冷空气爆发当天(5月6日)其日均总值为

$-12.73 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,海洋处于失热状态。

白天净热通量为 $58.36 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,结合图8可以发现,5月6日受冷空气影响,海面热收支变化依赖各辐射分量以及热通量变化,因此其变化特征(白天与夜晚)与上述分量的变化均不一致。为便于定量地分析比较,将5月6日冷空气爆发当天分为白天(06:00—18:00)和夜间(00:00—06:00、18:00—23:59),并给出了不同时间段海面热收支及其分量的平均结果与波文比(表4)。由表4可知,白天海面热收入为 $58.36 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,波文比($\beta = H_s/H_l$)为0.22。海洋开始得热为6日09时,比晴天无云天气条件下的延迟了近三个小时(图6i、n),在6日11时达极大值 $303.09 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,海洋表面得热的来源为净辐射通量。与此同时,一部分海洋向大气释放潜热 $86.70 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,少部分释放感热 $19.33 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。6日下午16时以后海洋处于失热状态,夜间净热通量的平均值 $-133.15 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,是海洋释放能量的过程。其中 $H_s/Q_{\text{net}} = 17.28\%$, $H_l/Q_{\text{net}} = 63.61\%$, $R_n/Q_{\text{net}} = 19.12\%$,说明冷空气爆发当天夜间一部分能量释放通过潜热交换的形式由海洋传入大气(占海洋释放能量的63.61%),一小部分能量通过感热交换的形式由海洋传入大气(占17.28%),还有一部分以海面长波辐射、海面反射的方式向大气中释放能量(占19.12%)。

表4 冷空气过境期间辐射、热通量和波文比对应的日均值、白天(5月6日06—18时)和夜晚(5月6日00—06时、6日18时—7日00时)平均值

Table 4 Daily mean values, mean values during the day (from 06:00 BST to 18:00 BST on 6), and mean values during the night (from 00:00 BST to 06:00 BST on 6 and from 18:00 BST on 6 to 00:00 BST on 7 May) of the radiation, heat fluxes, and the Bowen ratios during the cold air

时间段	太阳总辐射/ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	净辐射通量/ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	净热量通量/ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	感热通量/ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	潜热通量/ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	波文比
日均值	83.32	88.38	-12.73	18.36	82.75	0.22
白天	166.64	164.39	58.36	19.33	86.70	0.22
夜间	0.00	-29.99	-156.89	27.11	99.79	0.27

4 结论与讨论

1) 该次冷空气过境期间动量通量平均值为 $0.22 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$,与整个观测期间平均值数值相当。感热和潜热通量的平均值分别是 $27.17 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $90.25 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,是观测期间平均值的2.8倍和1.1倍。

2) 本次冷空气爆发促使海气界面的感热通量值显著增加,冷锋过境是潜热通量的突增的充分条件,动量通量值变化不大。

3) 冷空气爆发带来的干冷空气增加了海气温差和海表面比湿差,使海洋向大气释放潜热和感热,其中海洋向大气的能量传输以潜热交换为主。其中在本次冷空气过境期间,净热通量的日平均值

为 $-12.73 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,海表面失热。波文比为0.22,影响海表面热收支的主要分量是潜热通量。

4)5月6日冷空气过境当日白天,海表面热收入 $58.36 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,海洋表面得热的来源为净辐射通量,与此同时,一方面海洋向大气释放潜热 $86.70 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,另一方面释放感热 $19.33 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。夜间海表面热支出 $156.89 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,一部分能量通过潜热释放由海洋传入大气(占海洋释放能量的63.61%),一小部分能量由感热释放传入大气(占17.28%),还有一部分以海面长波辐射、海面反射的方式向大气中释放能量(占19.12%)。

参考文献:

- [1] 陈奕德,蒋国荣,张韧,等.2002年南海夏季风爆发期间南海北部海气通量分析与比较[J].大气科学,2005,29(5):761-770.
- [2] Bentamy A, Piollé J F, Grouazel A, et al. Review and assessment of latent and sensible heat flux accuracy over the global oceans[J].Remote Sens Environ,2017,201:196-218.
- [3] Cao Z, Mackay M D, Spence C, et al. Variational computation of sensible and latent heat flux over Lake Superior[J].J Hydrometeorol,2018,19(2):351-373.
- [4] Zhang R, Wang X, Wang C. On the simulations of global oceanic latent heat flux in the CMIP5 multimodel ensemble[J].J Climate,2018,31(17):7111-7128.
- [5] Kueh M-Z, Lin P-L. Upper ocean response and feedback to spring weather over the Kuroshio in the East China Sea: A coupled atmosphere-ocean model study [J]. J Geophys Res: Atmos,2015,120(19):10091-10115.
- [6] Kondo J. Heat balance of the East China Sea during the air mass transformation experiment [J]. J Meteor Soc Japan,2007,54(6):382-398.
- [7] 闫俊岳,姚华栋,李江龙,等.1998年南海季风爆发期间近海面层大气湍流结构和通量输送的观测研究[J].气候与环境研究,2000,5(4):447-458.
- [8] 钱粉兰,周明煜,李诗明,等.黄海、东海海域出海气旋发展过程的气象场特征和热通量的观测研究[J].海洋学报,2002,24(增刊1):77-83.
- [9] Hirose N, Lee H-C, Yoon J-H. Surface heat flux in the East China Sea and the Yellow Sea[J].J Phys Oceanogr,1999,29(3):401-417.
- [10] 肖斌,乔方利,吕连港.南黄海海气热通量观测及其与OAflux数据集比较研究[J].海洋科学进展,2013,31(1):43-54.
- [11] 王菲,盛立芳,刘甜甜,等.平台障碍物对海气通量观测影响的数值分析[J].海洋气象学报,2018,38(2):12-19.
- [12] 段自强,高会旺.利用不同方法校正船体运动对海气通量观测结果的影响[J].中国海洋大学学报(自然科学版),2015,45(7):18-24.
- [13] 王洁,段自强,姚小红,等.西北太平洋船载海面风速脉动资料校正及湍流特征分析[J].热带海洋学报,2013,32(3):9-15.
- [14] Bi X, Wen B, ZHAO Z, et al. Evaluation of corrections on turbulent fluxes obtained by eddy covariance method in high winds[J].J Trop Meteor,2018,24(2):176-184.
- [15] Webb E K, Pearman G I, Leuning R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer [J]. Quart J Roy Meteor Soc,1980,106(447):85-100.
- [16] 宫庆龙,刁一娜.冷空气过程对黄海东海区域海洋大气边界层结构影响的个例分析[J].海洋气象学报,2018,38(1):51-61.
- [17] Hyland R W, Wexler A. Formulations for the thermodynamic properties of dry air from 173.5 K to 473.5 K, and of saturated moist air from 173.5 K to 372.5 K, at pressures to 5 MPa [J]. Ashrae Trans,1983,89(A2):520-535.
- [18] 于洋,高会旺,史洁.大气强迫日变化对东中国海海温模拟的影响[J].中国海洋大学学报(自然科学版),2017,47(4):106-113.
- [19] 赵永平,陈永利,杨连素,等.黄、东海热量平衡对海水温度变化贡献的估算[J].海洋学报,1992,14(4):10-18.
- [20] 刘衍韞,刘秦玉,潘爱军.太平洋海气界面净热通量的季节、年际和年代际变化[J].中国海洋大学学报(自然科学版),2004,34(3):341-350.
- [21] 田永青,潘爱军.夏季巴拉望岛西北部海域净热通量的时空变化特征和形成机理初析[J].台湾海峡,2012,31(4):540-548.