科学通报
第 41 卷 第 13 期 CHINESE SCIENCE BULLETIN 1996 年 7 月

近南极洲海域夏季潜热及感热通量计算*

李诗明 吕乃平 苏立荣 周明煜
(国家海洋环境预报中心,北京 100081)

关键词 南极 热通量 海洋考察

洋面上潜热与感热通量的输送,对全球气候的变化有重大影响. 通量的计算可以采用湍流脉动仪器测量温度、湿度、风速的脉动,直接计算通量. 此外,可以采用整体输送系数方法计算通量. 前者对测量仪器的精度要求高,可以得到较为精细的结果,但观测中困难较大. 而后者可以采用常规气象观测资料计算,有利于获取大量资料,因而是目前广为采用的方法. 目前在各大洋上均有许多通量计算结果[1,2],许多学者用 COADS 资料进行分析计算,如 Cayan[3] 分析了洋面上潜热与感热通量距平、海面温度变化及其与环流变化之间关系. 邵庆秋等[4]分析了感热与潜热通量与 El Niño 现象之间的关系等. 在赤道西太平洋的 TOGA 中美合作试验中,以及黑潮海域,吕乃平、周明煜[5,6]也作过通量计算. 由于观测等各方面的困难,目前在近南极洲海域的通量研究甚少.

1 观测和计算方法

我们根据在近南极洲海域上于 1985 年 1 月 20 日～3 月 1 日,1987 年 1～2 月,1988 年 12 月～1989 年 1 月 3 个航次的考察资料,计算了夏季的潜热和感热通量. 这 3 个航次的考察海域和航线示于图 1.

在洋面上一般都采用整体输送系数方法计算通量,其计算方法如下[5]:

$$\begin{aligned} &\text{动量通量} \quad M = -\rho C_D U_{10}^2, \\ &\text{感热通量} \quad H_s = -\rho C_P C_H U_{10}(T_{10} - T_s), \\ &\text{潜热通量} \quad H_E = -L_E \rho C_E U_{10}(q_{10} - q_s), \end{aligned} \tag{1}$$

其中 C_D, C_H, C_E 分别为阻力系数、温度系数和水汽输送系数. 很多学者对这 3 个系数的值做过许多实验研究. (1)式中 3 个系数确定后就可以用常规气象资料计算通量. Blank[7] 及 Boyle 等[8]给出

$$\begin{aligned} C_{DS} &= C_{DN}\Big/\left[1 - (\alpha_1 K)^{-1} C_{DN}^{1/2} \Psi_M\left(\frac{Z}{L}\right)\right]^2, \\ C_{HS} &= C_{HN}\Big/\left\{\left[1 - (\alpha_1 K)^{-1} C_{DN}^{1/2} \Psi_M\left(\frac{Z}{L}\right)\right]\left[1 - (\alpha_2 K)^{-1} C_{HN}^{1/2} \Psi_H\left(\frac{Z}{L}\right)\right]\right\}, \\ C_{ES} &= C_{EN}\Big/\left\{\left[1 - (\alpha_1 K)^{-1} C_{DN}^{1/2} \Psi_M\left(\frac{Z}{L}\right)\right]\left[1 - (\alpha_2 K)^{-1} C_{EN}^{1/2} \Psi_E\left(\frac{Z}{L}\right)\right]\right\}, \end{aligned} \tag{2}$$

1995-07-31 收稿,1996-01-26 收修改稿
* 国家"八五"科技攻关资助项目

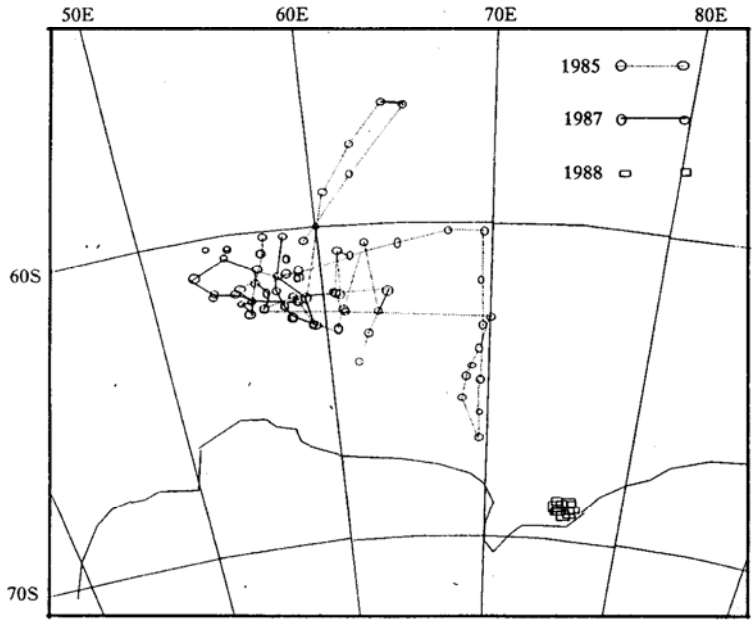


图1 近南极洲海域3次航线图

其中 C_{DN}, C_{HN}, C_{EN}, 是中性层结下的系数, L 是莫宁-奥布霍夫长度, $K=0.4$ 是卡曼常数, Z 是高度. 我们取 $\alpha_1=1$, $\alpha_2=1.3$, $C_{DN}=C_{EN}=1.18\times10^{-3}$, 如 Garratt[9]并采用 Wu[10]的公式:

$$C_D=(0.8+0.065U_{10})\times10^{-3},\quad U>1.0\text{m/s}. \tag{3}$$

层结订正函数为

$$\Psi_M=2\ln[(1+x)/2]+\ln[(1+x^2)/2]-\tan^{-1}(x)+\frac{\pi}{2}, \tag{4}$$

$$\begin{aligned}
&x=\left(1-15\frac{Z}{L}\right)^{1/4}=\Psi_M^{-1}\left(\frac{Z}{L}\right), && \frac{Z}{L}<0,\\
&\Psi_M=-4.7\left(\frac{Z}{L}\right), && \frac{Z}{L}>0,\\
&\Psi_H=\Psi_E=\ln[(1+Y)/2],\\
&Y=\left(1-9\frac{Z}{L}\right)^{1/2}=0.74\Psi_H^{-1}\left(\frac{Z}{L}\right)=0.74\Psi_E^{-1}\left(\frac{Z}{L}\right), && \frac{Z}{L}<0,\\
&\Psi_H=\Psi_E=-4.7\left(\frac{Z}{L}\right), && \frac{Z}{L}>0.
\end{aligned} \tag{5}$$

根据 Smith[2]的观测资料, 得出 R_{ib}和$\frac{Z}{L}$的关系为

$$R_{ib}=\begin{cases}-0.052\left(-\dfrac{Z}{L}\right)^{0.74}, & \dfrac{Z}{L}<0,\\[2ex] 0.043\left(\dfrac{Z}{L}\right)^{0.69}, & \dfrac{Z}{L}>0.\end{cases} \tag{6}$$

用船舶观测的气象资料, 可以计算出

$$R_{ib} = \frac{g}{T}\frac{\Delta T}{U_{10}^2}\Delta Z\ , \tag{7}$$

其中 $\Delta T = T_{10} - T_s$，$\Delta Z = 10\text{m}$. 按(1)～(7)式可算出动量、感热和潜热通量.

2　近南极洲海域的边界层特性及计算结果分析

图 2 给出了近南极洲海域 3 次观测中 10 m 高度上的风速 U_{10}，海气温差 ΔT 及海气水汽压差 Δe 的频数分布，从中看出近南极洲海域的风速出现在 2～8 m/s 之间的居多，风速在 10～15 m/s 的概率较小，ΔT 是正偏态分布，其中出现 $\Delta T = (T_{10} - T_s) < 0$ 的弱不稳定层结占 34.6%，且数值较小，$\Delta T > 0$ 占 65.4%，因而近南极洲海域的温度层结是近中性和弱稳定层结. $\Delta e = e_{10} - e_s < 0$ 占 74%，$\Delta e > 0$ 占 26%，这不同于赤道西太平洋和黑潮海域，在这两个海域 Δe 总是小于零. 近南极洲海域的气象参数及通量计算结果列于表 1.

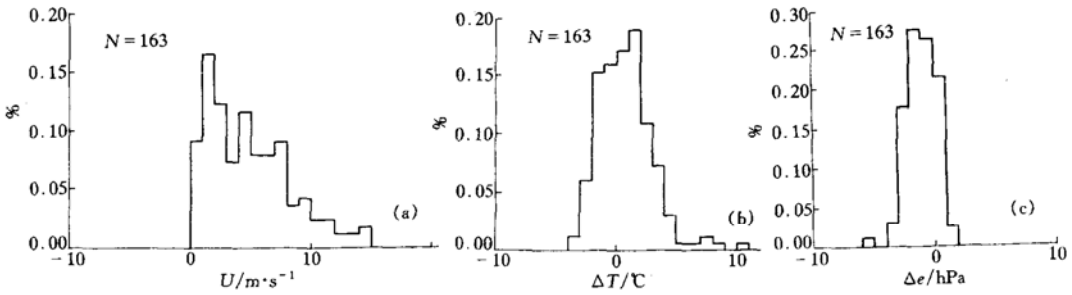


图 2　近南极洲海域 3 个航次的风速(m/s)(a)、海气温差(b)和海气水汽压差(c)的频数分布

表 1　近南极洲海域的气象参数及通量计算结果

航次	日期	U_{10} /m·s^{-1}	T_s /℃	T_{10} /℃	e_{10} /hPa	e_s /hPa	ΔT /℃	Δe /hPa	Z/L	M /N·m^{-2}	H_S /W·m^{-2}	H_e /W·m^{-2}	B
1	1985-01-03	7.6	2.2	3.3	6.9	7.2	1.1	−0.26	0.07	−0.09	−13.08	4.75	−2.76
3	1987-01-02	7.2	0.5	0.9	6.0	6.3	0.4	−0.33	0.02	−0.08	−4.76	6.13	−0.78
4	1988-12-01	3.2	0.5	1.4	4.8	6.3	0.9	−1.53	0.65	−0.01	−3.26	8.68	−0.37
平均		6.0	1.0	1.8	5.9	6.6	0.8	−0.71	0.25	−0.06	−7.03	6.52	−1.30

从上述结果可以看出，近南极洲海域的通量特点，不同于赤道西太平洋和黑潮海域的通量. 吕乃平和周明煜[5,6]的计算结果表明，在赤道西太平洋和黑潮海域潜热通量值一般比感热通量大一个量级以上. 在赤道西太平洋潜热通量和感热通量都是正值，即从海洋向大气输送热量. 黑潮海域夏季的感热通量为负值，但其数值很小，为 −2～−3 W·m^{-2}. 潜热通量为正值，它比感热通量高两个量级. 在近南极洲海域夏季感热通量也为负值，其值略高于黑潮海域，有时，如 1985 年，可高一个量级. 近南极洲的考察海域位于南半球高纬度，在 60°～70°S 海域，该海域的潜热通量为正值，其数值比赤道西太平洋和黑潮海域小很多. 综合潜热和感热通量来看，近南极洲海域 1987 年和 1988 年夏季是一个微弱的热源，即热量总体上是从海洋向大气输送. 1985 年的情况稍有不同，感热和潜热的总和为负值，为热量汇.

近南极洲海域潜热通量年际变化较小,但感热通量的年际变化较大. 比较考察海域相同的1985年1～3月和1987年1～2月的结果可看出(见表1),1985年的感热通量为－13.08 $W\cdot m^{-2}$,1987年的为－4.76 $W\cdot m^{-2}$,前者约为后者的3倍,这两次考察期间的风速很相近,但海气温差相差较大,1985年夏季 ΔT 为1.1℃,而1987年为0.4℃. 从赤道太平洋的海表温度分析可看出,1985年处于反El Niño期间,而1987年处于El Niño期间,赤道太平洋不同的海洋特性会影响全球的海洋环流和大气环流. 因此,近南极洲海域的海洋和大气环流特征也会随之发生变化. 在夏季近南极洲海域对于大气来说往往是弱的热源,有时可能是热汇,它与海洋和大气环流特征有关,它也会影响海洋和大气相互作用的过程.

参 考 文 献

1 Large W G, Pond G S. Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. J Phys Oceanogr, 1982, 10: 727～740

2 Smith S D. Wind stress and heat flux over the ocean in Gale force wind. J Phys Oceanogr, 1980, 10: 709～726

3 Cayan D R. Latent and sensible heat flux anomalies over the Northern Oceans: driving the sea surface temperature. J Phys Oceanogr, 1992, 22: 859～881

4 邵庆秋,周明煜,李兴生. 洋面动量、感热和潜热通量计算研究. 大气科学,1991, 15: 9～17

5 Lu Naiping, Li Shiming, Zhang Ni *et al*. The calculation of momentum, sensible and latent heat fluxes by bulk transfer method and sodar measurements. Air-Sea interaction tropical Western Pacific. Proceeding of US-PRC International TOGA Symposium, Beijing, 1988. 251～262

6 Zhou Mingyu, Lu Naiping. The Air-Sea transfer of heat and monentum in the Western Pacific. In: Kyle W J, Chang C P eds. Proceedings of the 2nd International Conference on East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate, Hong Kong, September, 1992. 398～407

7 Blank T V. Variation of bulk-derived surface flux, stability and roughness results due to the use of different transfer coefficient schemes. J Phys Oceanogr, 1985, 15: 650～669

8 Boyle P J, Davidson K L, Spiel D E. Characteristics of over water surface stress during STREX. Dyn Atmos Oceans, 1987, 10: 343～358

9 Garratt J R. Review of drag coefficients over oceans and continents. Mon Wea Rev, 1977, 105: 915～929

10 Wu Jin. Wind stress coefficients over sea surface near neutral conditions——a revisit. J Phys Oceanogr, 1980, 10: 729～740