

# 海表动量和热量通量的数值模拟<sup>\*</sup>

王 万 秋

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

## 提 要

本文分析了用 IAP 两层大气环流模式模拟的海表动量和热量通量, 并将其同 Han 等和 Esbensen 等的气候资料比较。模拟的热量通量与观测估计值有类似的水平分布和季节变化, 但在中低纬地区有偏多的热量由海洋向大气输送, 尤其 1 月北半球中纬大气需要从海洋获得过分多的热量; 模拟的海表动量通量和气候估计值也类似, 但模拟的北半球冬季中高纬西风动量通量中心位置偏东, 赤道中西太平洋和大西洋的东风动量通量偏弱, 南半球环绕南极的西风带模拟得过分弱(尤其在 7 月份)。本文还检验了基本变量的日变化和日际变化对计算海表动量和湍流扩散热量通量的影响, 结果表明用月平均, 日平均和每小时的基本量计算的动量和湍流扩散热量通量依次增大, 尤其在中高纬地区更明显。

关键词: 热量通量; 动量通量; 大气环流模式。

## 一、引 言

在分析海气耦合的环流模式的模拟结果时, 必须对海表的热量和动量通量进行分析。因为作为联接大气和海洋边界条件, 海表热量和动量通量的误差必然导致对大气和海洋模拟的误差。然而, 即使在单独运行大气环流模式时, 虽然下边界的海温按观测气候值预先规定, 模拟得到海表热量和动量通量仍然可能与观测值不一致; 或者在运行海洋环流模式时, 海表的热量、动量通量等虽然是按观测气候值预先给定, 模拟得到的海洋状况仍然会与观测值有差异。因此, 有必要对大气环流模式模拟的海表热量和动量通量进行仔细分析, 这不但能对大气模式本身的模拟能力有深入的了解, 而且也是作海气耦合模式的主要步骤之一。

Esbensen 等<sup>[1]</sup>和 Han 等<sup>[2]</sup>分别对海表热量和动量通量的气候值进行了估计, 后来 Helerman 等<sup>[3]</sup>, Hsing<sup>[4]</sup>也对海表能量和水分输入作了估计。这些分析都是基于经验的总体公式。Lambert 等<sup>[5]</sup>统计分析了 12 个大气环流模式对海表热量和动量通量的模拟, 他们的结果指出, 这些模式的统计平均值与观测气候值有类似的水平分布和季节变化, 不过通量的大小有着明显的误差, 同时模式之间也存在着相当大的差别, 这种差别在某些区域甚至大于这些模式的平均值与观测估计值的差别。这些分析使我们能对大气环流模式的模拟能力有了大致了解, 但要想知道模拟的误差原因, 还必须对单个模式进行分

1991 年 1 月 14 日收到, 1991 年 4 月 19 日收到修改稿。

<sup>\*</sup> 本文是在国家自然科学基金、中国科学院资源环境局及大气科学和地球流体力学数值模拟实验室的支持下完成的。

析。

热量和动量通量都要用基本的变量来计算,因此基本变量的时空分布会对通量的计算有明显影响。Weare 等<sup>[6]</sup>对这个问题进行过讨论,他们指出,如果只用空间和时间平均的基本变量来计算,月平均的潜热量通量和太阳辐射通量的计算误差会由于不考虑基本变量的空间梯度,季节倾向或日变化而增大。如果要得到更准确的通量估计,在中高纬的观测点数比在热带需要得多,因为中高纬斜压波的短期变化对通量计算的影响很大。

本文将给出对 IAP 两层大气环流模式 25 年积分得到的海表热量动量通量,并将其与 Esbensen 等和 Han 等的气候估计比较<sup>[11-12]</sup>。同时本文用 ECMWF 1980—1988 年的分析资料计算了海表动量通量。另外,本文还分析了不同时段平均的基本变量对动量和热量通量计算的影响。

## 二、模式和资料

文献[7]已详细介绍了中国科学院大气物理研究所二层大气环流模式(IAP AGCM)<sup>[7]</sup>。该模式已积分 27 年,本文分析的是后 25 年的运行结果,以及对该模式 25 年平均值及相对于该平均值的标准差。

海表热量和动量通量的观测估计值分别取自 Esbensen 等<sup>[11]</sup>和 Han 等<sup>[12]</sup>的分析,另外为分析不同资料来源对计算通量的影响,本文还用欧洲中期天气预报中心(ECMWF) 1980 至 1988 年的分析资料计算 1 月份的海表动量通量。

海表净向下的热通量  $H$  可表示为:

$$H = HR - HF,$$

其中  $HR$  和  $HF$  分别为海表净向下辐射通量和净向上的湍流热通量,

$$HF = C_D \rho_a C_p V'_a (q_s^* - q_a) + C_D \rho_a L V'_a (T_s - T_a),$$

其中  $C$  为拖曳系数,  $\rho_a$ 、 $T_a$ 、 $q_a$  分别为海表空气密度、温度和湿度,  $V'_a = 0.7|\vec{V}_a|$ ,  $\vec{V}_a$  为海表风速,  $T_s$  为海表水温,  $q_s^*$  是饱和比湿。模式模拟的  $H$  及其各分量是模式运行过程中每小时的值累加而得到的平均值,而 Esbensen 等的估计值则是用月平均的基本量进行估计而得到的<sup>[11]</sup>。

海表动量通量用总体公式计算:

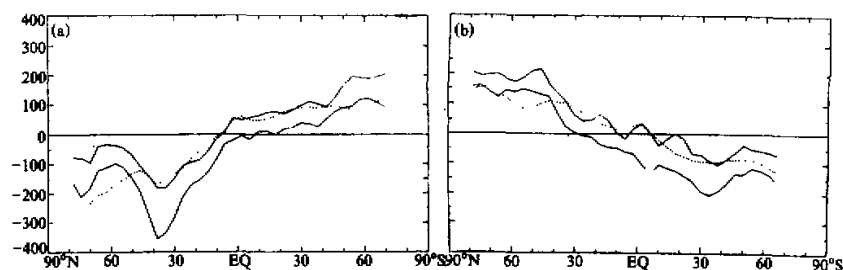
$$\vec{\tau} = C_D \rho_a V'_a \vec{V}_a.$$

对于模拟的物理量  $F$  ( $F = H, \tau_x$  等),我们可以求模拟的 25 年平均值  $F$  和相对于  $F$  的标准差  $DF$ 。在分析模拟的纬向平均时,我们将直接给出  $F \pm DF$ 。

## 三、结 果

### 1. 海表热量通量

图 1 是纬向平均的海表净向下的热通量。虽然模拟的热通量与观测的估计值的分布相一致,但两者之间仍存在着明显差别。模拟得到的热通量 1 月份在  $45^\circ\text{N} - 40^\circ\text{S}$  和 7 月份  $35^\circ\text{N} - 40^\circ\text{S}$  普遍比气候估计值小,即在这一区域有偏多的热量由海表向大气输送,模拟的结果与观测估计值的差别在北半球冬季  $40^\circ\text{N}$  附近最明显。平均来讲,模

图1 纬向平均海表净向下的热通量( $\text{W}/\text{m}^2$ )

(a) 1月, (b) 7月

实线: 模拟的每小时累积的平均值  $\pm$  标准差,点线: 用月平均观测基本量所作的估计值<sup>[1]</sup>

式平均同观测估计值的差别与模式的年际变化(标准差)相当。

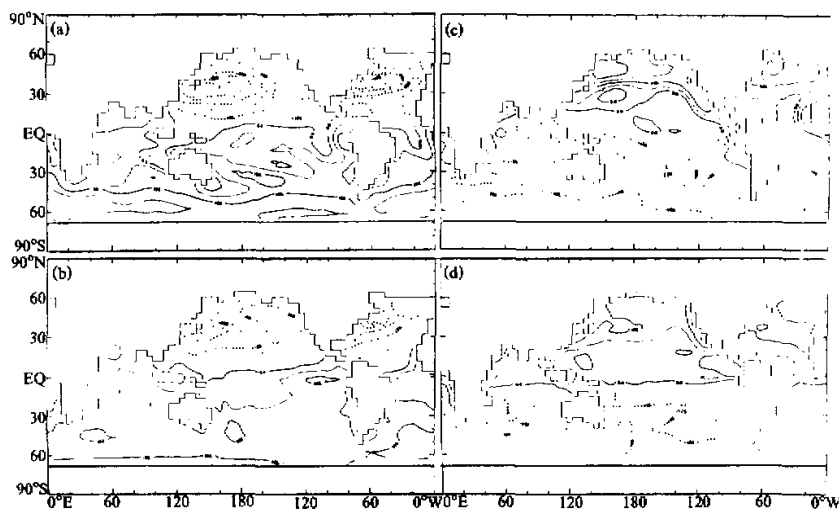
图2 海表净向下的热通量( $\text{W}/\text{m}^2$ )(a) 模拟的1月份每小时累积平均值, (b) 用观测的1月份平均基本量所作的估计值<sup>[1]</sup>,(c) 模拟的7月份每小时累积平均值, (d) 用观测的7月份平均基本量所作的估计值<sup>[1]</sup>

图2为模拟和观测的1月和7月平均净向下的热量通量的全球分布。虽然 IAP AGCM 大致上能反映夏半球海洋获得热量, 冬半球海洋失去热量这一特征, 1月份北半球海洋失去的热量明显偏多, 尤其在北半球冬季的中纬度地区, 有过多的热量从海洋向大气输送, 南半球海洋获得的热量与观测值差别较小; 7月份南半球海洋失去的热量比观测值略多, 而水平范围偏大, 甚至于伸展到北半球副热带地区, 北半球中高纬海洋

获得的热量偏多;赤道附近热量通量与观测较接近,但东太平洋向下的热通量比实际偏少,而7月份赤道地区都有偏多的热量向大气输送.

2. 海表动量通量

纬向平均的动量通量如图3所示.1月份模拟值与观测估计值的差别在50°N以北和

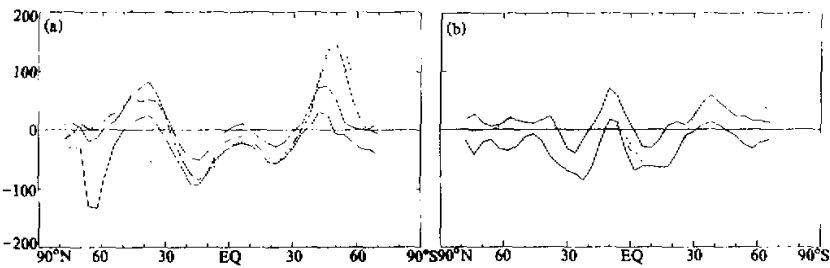


图3 用月平均基本量计算的纬向平均海表东西风动量通量

单位:  $10^{-3}\text{N/m}^2$

(a) 1月; (b) 7月

实线: 模拟平均值  $\pm$  标准差; 点线取自文献[2]; 虚线: 用ECMWF分析资料计算

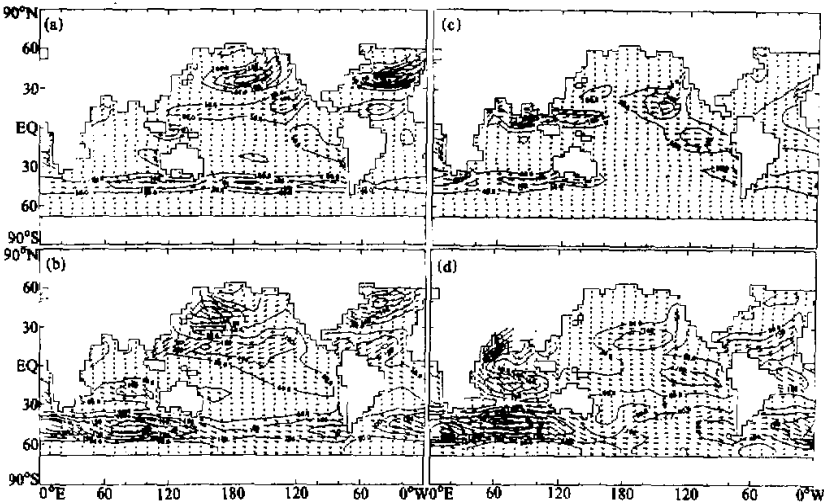


图4 用月平均基本量计算的海表动量通量

单位:  $10^{-3}\text{N/m}^2$

(a) 1月份模拟值; (b) 1月份观测估计值<sup>[2]</sup>;

(c) 7月份模拟值; (d) 7月份观测估计值<sup>[2]</sup>

40°S 以南最大, 西风动量通量偏弱, 峰值的位置偏向赤道, 尤其在南半球其他区域两者较接近。另外, 用 ECMWF 的分析资料计算的通量与 Han 等的估计值也有差别, 尤其在北半球中纬度西风带, 模拟的结果更接近于用 ECMWF 的分析资料计算的结果。虽然 7 月份的模拟与 Han 等的估计有类似的分布, 但几乎在所有的纬度上都有较大的差别, 特别是南半球的西风动量通量过分弱, 而且峰值比观测估计值偏北。

模拟的海表动量通量与观测估计值有类似的水平结构(都用月平均基本场计算而得), 但在许多关键区域, 误差较大(图 4)。1 月份除了东太平洋(150°W 以东)外, 热带和副热带东风动量通量模拟得普遍偏小; 南印度洋的东风动量通量也过分弱; 北半球中纬度的西风动量通量的最大值与观测估计值相近, 但位置过分偏东; 南半球环绕南极的西风动量通量偏弱, 大于  $0.05\text{N/m}^2$  的通量限于 40—50°S 之间, 而观测估计值在 40—60°S 之间普遍大于  $0.05\text{N/m}^2$ , 而且观测值中明显的向极的分量也未能模拟好。7 月份, 除了热带和副热带的东风动量与观测估计值接近以及在赤道北侧的印度洋和西太平洋的西风动量通量偏强外, 模拟的动量通量普遍比观测估计弱, 尤其是南半球绕极西风动量通量虽然有正确的径向强弱对比, 但是量值远小于观测估计值。

#### 四、讨 论

从前面分析可以看到, 模式的海表热量和动量通量虽然与观测估计值有类似结构, 但量值的大小以及局地的分布仍有较大的误差, 我们认为误差的原因主要有(1)模式中各种参数化过程还存在某些不合理的地方, 如对云和辐射的参数化需要作些改进;(2)模式的分辨率对通量的计算有影响, 如随着分辨率的提高, 中纬度的低压带会加深<sup>[8]</sup>, 相应的西风动量通量增大, 另外, IAP 两层模式中的海表风是通过线性外插而得, 其中一定会出现误差;(3)计算海表湍流热量和动量通量时, 需要用海表大气基本量(如风、温度和湿度), 对这些基本量作平均的时段长短对通量的计算会有影响;(4)观测误差对模拟结果分析也会有影响, 不同来源的资料所计算的通量也会有差别;(5)在计算湍流通量对各种系数的取法仍存在不确定性。

IAP 两层大气模式模拟的结果表明, 海洋除了在夏半球中高纬地区获得比观测估计值偏多的热量外, 在其它区域基本上要失去偏多的热量, 尤其在 1 月北半球的中高纬。如果用这样的大气模式与海洋模式作不加任

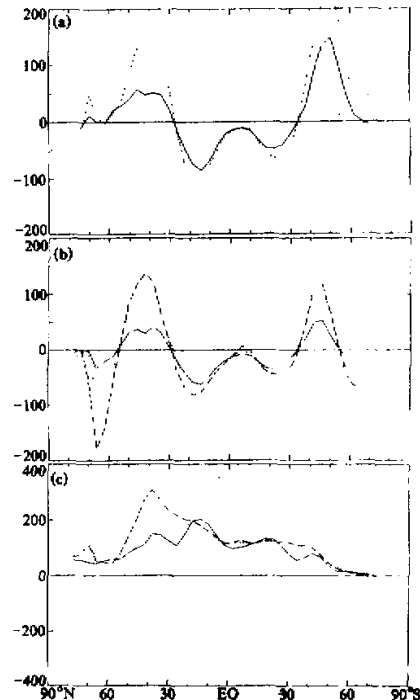


图5 (a)用 ECMWF 分析资料计算的 1 月份海表纬向平均东西风动量( $10^{-3}\text{N/m}^2$ ).

(b)IAP 两层模式模拟的第 4 年 1 月份海表纬向平均东西风动量通量( $10^{-3}\text{N/m}^2$ )

(c)用 IAP 两层模式模拟的第 4 年 1 月份海表纬向上的湍流通量( $\text{W/m}^2$ ) 实线: 用月平均基本量计算; 点线: 用日平均基本量计算; 虚线: 用每小时的基本场计算

何订正的耦合,必将会得到一个夏半球中高纬比实况偏热,其它区域比实况偏冷的海洋,而大气状态也会因此产生相应的误差,从而使这样的耦合系统得到与观测有较大系统偏差的模拟。进一步分析海表热量通量的分量,我们发现在1月北半球中高纬,辐射通量和湍流热通量的误差互相有所补偿,但占主导地位的是湍流热通量,它使得有过分多的热量从海洋向大气输送;在其它季节和区域,辐射通量和湍流热量的误差贡献大致相当。

同样地,模拟的动量通量也同观测估计值有类似的全球水平分布和季节变化特征,但通量的大小以及局部的分布有较大的偏差。北半球的西风通量最大值中心由于阿留申低压、冰岛低压过分偏东和过分强的模拟而偏东,绕南极的西风动量通量模拟得很弱,如果用这样的通量去强迫海洋环流模式,必然会使中高纬度的洋流(尤其北半球1月和南半球7月)出现较大误差,从而也会影响对高纬地区海冰的模拟,同时对1月赤道中西太平洋东风动量通量模拟偏弱必然会影响该区域海水垂直运动,从而影响热带海温的分布。

辐射通量的计算与大气环流的模拟及大气模式中物理过程参数有关,这里暂时不予讨论。我们将分析海表湍流热量和动量通量的计算中基本变量的日变化和日际变化的影响。

对海表通量的计算与计算方案有关,但同时与所用网格点的水平分辨率和基本变量的时间分辨率也有关。Weare等指出,不考虑基本变量水平空间梯度,季节变化和日变化都会使得计算的空间平均和月平均的潜热通量和太阳辐射通量的误差增大<sup>[6]</sup>。图5a是用欧洲中心资料计算的1980—1988平均的1月份纬向平均海表东西风动量通量,其中实线和点线分别用月平均和日平均的基本场计算。很明显,用月平均的基本场计算的动量通量值普遍小于用日平均计算的结果。尤其在中纬度的西风带,这表明天气尺度系统的变化对海表通量的计算影响很大。图5b, c分别是IAP模式输出的月平均(实线)、日平均(点线)和每小时的(虚线)基本场计算的纬向平均东西风动量通

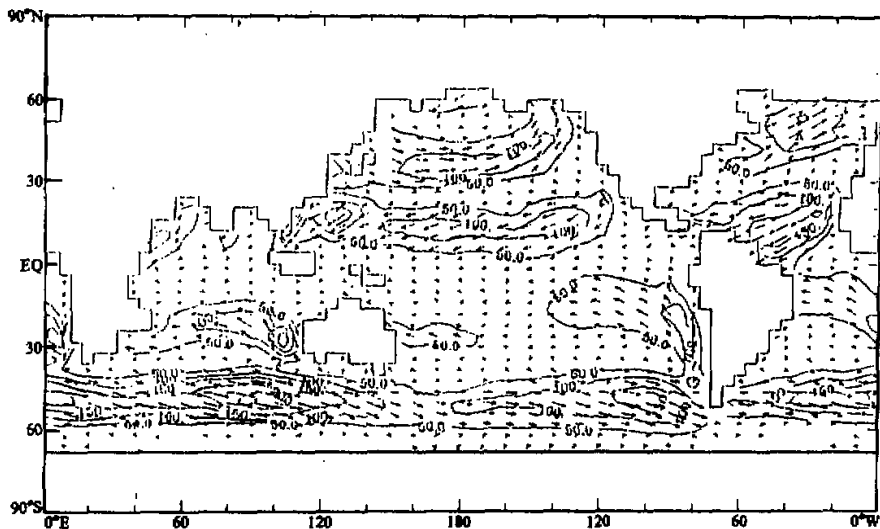


图6 用欧洲中期天气预报中心分析的月平均资料计算的海表动量通量(1月份)

量和湍流热通量, 随着基本量平均时段的减小, 计算的通量值增大, 在热带和副热带日变化的影响不是特别明显, 但在中高纬, 考虑日变化会使通量值明显增大. 在北半球中纬( $30^{\circ}$ — $50^{\circ}$ N), 考虑斜压波的影响将使计算的湍流热量增大  $100 \text{ w/m}^2$  左右, 这是 IAP 模式计算的净向下海表热通量在该区域明显低于月平均基本场所作的估计值(图 2)的主要原因之一.

另外, 我们从图 3a 注意到, 用欧洲中心分析资料计算的海表与 Han 等<sup>[2]</sup>的结果之间也存在差别, 前者的量值普遍比后者小. 图 6 是用欧洲中心的分析资料的月平均基本场计算的海表动量通量. 与 Han 等相应的结果(图 4b)比较可知, 两者虽然很相似, 但图 5 中北太平洋上的西风动量通量的最大值比图 4b 中小, 而且位置偏东, 同时西风动量通量呈明显的东西带状分布, 图 6 中南太平洋东部的东风带与赤道太平洋的东风带之间存在着一个风速极弱的区域, 而在 Han 等的结果中, 这两个东风带是完全联成一片的; 图 6 中的赤道大西洋的东风动量通量明显强于图 4b 中的东风动量通量. 由此我们可以看到, 不同资料系统的观测误差对海表通量计算也有着明显的影响.

## 五、结 论

(1) IAP 两层大气环流模式能模拟海表热通量的水平基本结构和季节变化, 平均来讲, 在整个中低纬有偏多的热量由海洋向大气输送, 尤其在 1 月北半球中纬, 在 1 月份北半球中高纬湍流热通量的误差比辐射热通量的误差大, 而在其他季节和区域两者的误差相当.

(2) 模拟的海表动量通量和观测估计值也有类似的结构. 模拟的北半球冬季中高纬西风动量通量中心位置偏东, 赤道中西太平洋和大西洋的东风动量通量偏弱, 南半球环绕南极的西风带模拟得过分弱(尤其在 7 月份), 而且向极的分量也不明显.

(3) 模拟通量的误差的可能来源包括模式中的参数化过程, 基本变量的空间和时间分辨率、计算通量对各种系数的不确定性以及观测估计值本身存在着误差.

(4) 在计算海表动量通量和湍流热通量时, 考虑基本场的日变化和日际变化会使计算的通量增幅, 尤其在中高纬, 考虑基本变量日际变化可使北半球中高纬冬季湍流热通量增大  $100 \text{ W/m}^2$ .

(5) 比较用欧洲中心(ECMWF)1980—1988 的分析资料计算的海表动量通量和 Han 等的估计值可知<sup>[2]</sup>, 两者虽然总的结构很类似, 但局部的分布存在着明显差别.

## 参 考 文 献

- [1] Esbensen, S. K. and Y. Kushnir, 1981, The heat budget of the global ocean. An atlas based on estimates from surface marine observations. Rep. No. 29, climate Research Institute, Oregon State University, Corvallis, Ore., 244.
- [2] Han, Y. J. and S. W. Lee, 1981, A new analysis of monthly mean wind stress over the global ocean. Rep. No. 26, Ibid., 148.
- [3] Hellerman, S. and M. Rosenstein, 1983, Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1093—1104.
- [4] Hsing, J., 1986, Mean Surface energy fluxes over the global ocean, *J. Geophys. Res.*, 91,

10585 — 10606.

- [5] Lambert, S. J. and G. J. Boer, 1989, Atmosphere-ocean heat fluxes and stresses in general circulation models, *Atmosphere-ocean*, **27**, No.4, 692 — 715.
- [6] Weare, B. G. and P. T. Strub, 1981, The significance of sampling biases on calculated monthly mean oceanic surface heat fluxes, *Tellus*, **33**, 211 — 224.
- [7] Zeng, Q. C., X. H. Zhang, X. Z. Liang, C. G. Yuan and S. F. Chen, 1989, Documentation of IAP two-level atmospheric general circulation model, DOE/ER/60314-HI, Dist. Category UC-11, TR044.
- [8] Manabe, S., Hahn, D. G. and Holloway Jr., J. R., 1979, Climate simulation with GFDL spectral models of atmosphere, Effect of spectral truncation report of JOC study conference on climate models, Performance, intercomparison and sensitivity studies, GARP Publ. Ser., 22:41 — 94.

## Numerical Simulation of Sea Surface Momentum and Heat Fluxes

Wang Wanqiu

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

### Abstract

The sea surface heat and momentum fluxes simulated by using the IAP Two-Level Atmospheric General Circulation Model are analyzed in this paper. In comparison with the climatological estimates, the simulated surface fluxes are fairly good in their global patterns and seasonal features although the model atmosphere acquires too much heat from the ocean of middle-low latitudes in the Northern winter and the model's Antarctic circumpolar westerly momentum is too weak.

Besides these, the impact of diurnal and interdiurnal variabilities of the basic variables on the estimates of the momentum and heat fluxes are discussed based on both the model output and ECMWF analysis.

**Key words:** Heat fluxes; Momentum flux; Atmospheric circulation model.