

张滢滢, 沈新勇, 高志球. 2011. 基于 WRF 模式的海面湍流通量参数化方法的研究 [J]. 大气科学, 35 (4): 767–776. Zhang Yingying, Shen Xinyong, Gao Zhiqiu. 2011. Air-sea turbulent flux parameterization schemes in the WRF model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (4): 767–776.

基于 WRF 模式的海面湍流通量参数化方案的研究

张滢滢^{1, 2} 沈新勇¹ 高志球²

1 南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

2 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029

摘 要 中尺度数值模拟结果特别是高影响天气的精细预报对近地层动量和热量通量极为敏感, 因此近地层湍流通量参数化方案一直是大气科学研究中一个十分重要的课题。以 TOGA-COARE 观测试验资料为基础, 本文将湍流通量参数化方案模块从天气研究预报 (WRF) 模式中提取出来, 与最新研发的湍流通量参数化方案 (即 LGLC 方案) 进行对比测试分析。结果表明, 由于算法本身的精确性且区分了热力粗糙度和动力粗糙度, LGLC 得出的风应力、感热通量、潜热通量的模拟结果与 WRF 方案得出的结果相比, 普遍与真实值更接近, 特别是风应力和潜热通量的模拟结果相比 WRF 方案的模拟有了显著的提高。同时 LGLC 为非迭代方案, 相比 WRF 中的迭代方案能够节省可观的 CPU 时间。该离线测试结果为将来把 LGLC 方案放入模式中去进行在线测试, 奠定了基础。

关键词 WRF 湍流通量 参数化 船测资料

文章编号 1006-9895 (2011) 04-0767-10

中图分类号 P404

文献标识码 A

Air-Sea Turbulent Flux Parameterization Schemes in the WRF Model

ZHANG Yingying^{1, 2}, SHEN Xinyong¹, and GAO Zhiqiu²

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract The subtle forecast of high-impact weather events by the mesoscale numerical simulation is sensitive to the surface momentum and heat fluxes, so the development of reliable surface turbulent flux parameterization schemes has been a very important research subject. Using the Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (TOGA COARE) data, the authors compared the Blackadar scheme of the Weather Research Forecast (WRF) model against the air-sea turbulent flux parameterization scheme developed recently (i. e. LGLC scheme). The results show that the turbulent fluxes are better estimated with the new scheme than with the Blackadar scheme, especially for the wind stress and the latent heat flux, because the new scheme accurately describes the relationship between the Obukhov length and the Richardson number and takes account of the difference between dynamic roughness and thermal roughness. Meanwhile the LGLC scheme is a non-iterative scheme, and can save more CPU time in comparison with the iterative scheme in the WRF model. This offline test results form a basis for further online tests.

收稿日期 2010-09-09, 2010-12-16 收修定稿

资助项目 中国科学院“百人计划”项目“海—气、陆—气相互作用观测与模拟研究”

作者简介 张滢滢, 女, 1986 年出生, 硕士研究生, 主要从事大气边界层物理过程参数化研究。E-mail: zhangying928@yahoo.com.cn

Key words WRF, turbulent flux, parameterization, ships observation

1 引言

近海层大气湍流动量、热量和水汽的通量交换直接决定大气边界层的稳定状况,进而影响天气和气候。因此,关于大气与下垫面之间的相互作用的研究一直持续不断(Beljaars and Holtslag, 1991)。近海层大气湍流动量、感热和潜热通量的参数化方案是天气预报数值模式(如 WRF)和气候模式(如 CAM3; Community Atmosphere Model version 3)的重要组成部分。全球数值模式所采用的物理过程参数化方案必须具有普适性(对全球都适用,包括赤道地区)和精确性(陆地表面以及海洋表面都能得出精确的结果),而从数值模式的角度来看,它必须是稳定的,且其运算结果必须能够与模式其它部分很好地耦合(Louis et al., 1981),方便模式其它部分调用。因为海气耦合界面间湍流通量的计算误差将会在耦合过程中不断地增长,从而使模式的模拟结果产生漂移现象(罗勇等, 2002)。因此,精确地估算近海层湍流通量对于模式研发以及数值天气和气候预报而言至关重要。近年来也有很多关于改进模式的湍流通量参数化方案的工作,王自强等(2010)改进了中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室发展的大气环流谱模式 SAMIL_R42L26 2.08 中的海气通量参数化方案,使得 SAMIL 模式对洋面风应力、感热通量,潜热通量和降水率的模拟能力有了进一步的提高。李忠贤等(2011)改进了大气环流模式 GAMIL1.0 中的海气湍流通量参数化方案,使得模式对热带海表湍流热通量和凝结潜热的模拟有了很大的改善。

长期以来,众多科学家依据不同试验资料和分析方法做了大量研究工作,并且依据 Monin-Obukhov 相似理论提出了一系列不同的湍流通量参数化方案。其中,依据方案是否采用循环迭代求解稳定度参数,可将其分为两类:一类迭代方案(Paulson, 1970; Businger et al., 1971; Dyer, 1974; Holtslag and De Bruin, 1988; Beljaars and Holtslag, 1991; Lobocki, 1993; Högström, 1996)。迭代方案因完整地保持了 Monin-Obukhov 相似理论,未作更多的近似,其优势在于计算结果合理,缺点是

迭代过程需要耗费大量的计算机 CPU 时间,尤其是当其应用在高时空分辨率的大尺度数值模拟,需要的 CPU 时间更为可观,这制约了模式的模拟速率,甚至一度成为模式发展的“瓶颈”。另一为非迭代方案(Louis, 1979; Louis et al., 1981; Launiainen, 1995; Wang et al., 2002; 胡艳冰等, 2006; Li et al., 2010)。非迭代方案因计算过程中无需迭代而节省了 CPU 时间,但为了避免迭代,此类方案必须采取一些近似处理,从而影响到计算结果的精确性。非循环迭代的关键技术在于确定两个稳定度参数:理查森数(Ri)和 Monin-Obukhov 长度(Monin and Obukhov, 1954)之间的关系。

Li et al. (2010) 在 Louis (1979)、Louis et al. (1981) 和 Launiainen (1995) 研究的基础之上,研发出一套新的非循环迭代湍流通量算法——LGLC 方案(Li et al., 2010),与循环迭代相比,其可信度高达 95%。在 TOGA-COARE (The Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment) 观测试验的基础之上,本文试图将 LGLC 方案与 WRF 模式的湍流通量子模块进行比较测试,旨在为将来将新方案应用到 WRF 模式中去奠定基础。

2 TOGA-COARE 观测试验资料

为了对比分析 LGLC 参数化方案和 WRF 中的湍流通量子模块中的参数化方案,本文以 NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) 环境技术实验室 ETL (Environmental Technology Laboratory) 海洋观测试验中的 TOGA-COARE (The Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment) 试验(Webster and Lukas, 1992) 的实际观测资料为真值。观测船为 NOAA R/V Moana Wave, 观测地点位于西太平洋(1.7°S, 156°E)上(图 1)。该试验是为了理解维持大洋中暖水的主要过程以及暖池在决定气候的稳定状态和变化中的作用,获取的资料已经作为中外科学家研究热带暖水区域时所信赖的数据集。

持续时间分为三个时间段:1992 年 11 月 11 日~12 月 3 日、1992 年 12 月 17 日~1993 年 1 月 11

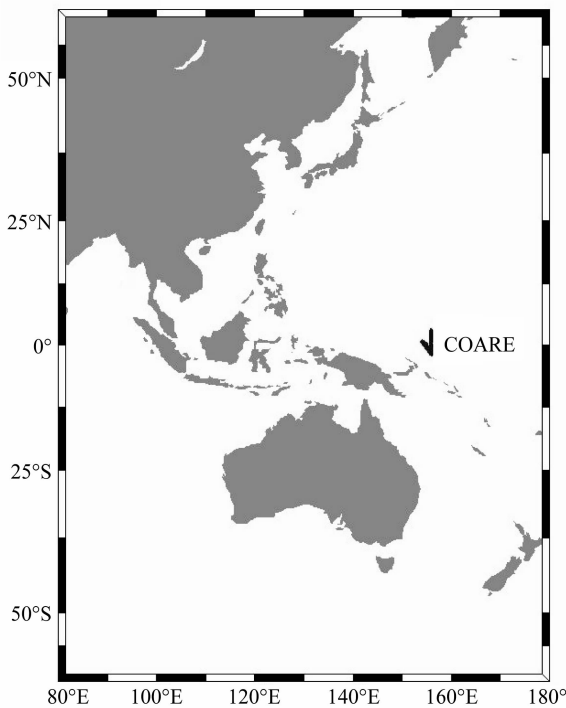


图 1 TOGA-COARE 试验的观测地点
Fig. 1 TOGA-COARE experiment observation site

日、1993 年 1 月 28 日~2 月 16 日。其中 1992 年 12 月 24 日由于仪器检修没有观测。

图 2 给出了观测期间的物理量值(包括风速、相对风向、海表温度、空气温度,以及海面 and 空气比湿)的时间序列。

风速、风向是在测量基础上根据 IMET (Improved METorological observation) 数据订正得到,这时的风速是基于水面的,而不是基于固定地表的;船速由 GPS 直接得到,船航向从 ETL 旋转罗盘中测出;相对风向则由真实的风向和船航向合成得到;空气温度由传感器 Vaisala HMP-35 测得,湿度由传感器 OPHIR IR-2000 测得。数据的观测高度均为 15 m。

根据该试验提供的资料描述文件对数据进行筛选,我们将以下情况下测得的数据剔除:雨中测量的资料,因为下雨产生仪器误差;相对风向大于 90°以及小于 270°的资料;温度波动过大时的资料;湿度计测量失真时(海水中的盐分以及雨水污染光学探头使得 OPHIR 湿度计的清晰频道(计数)的

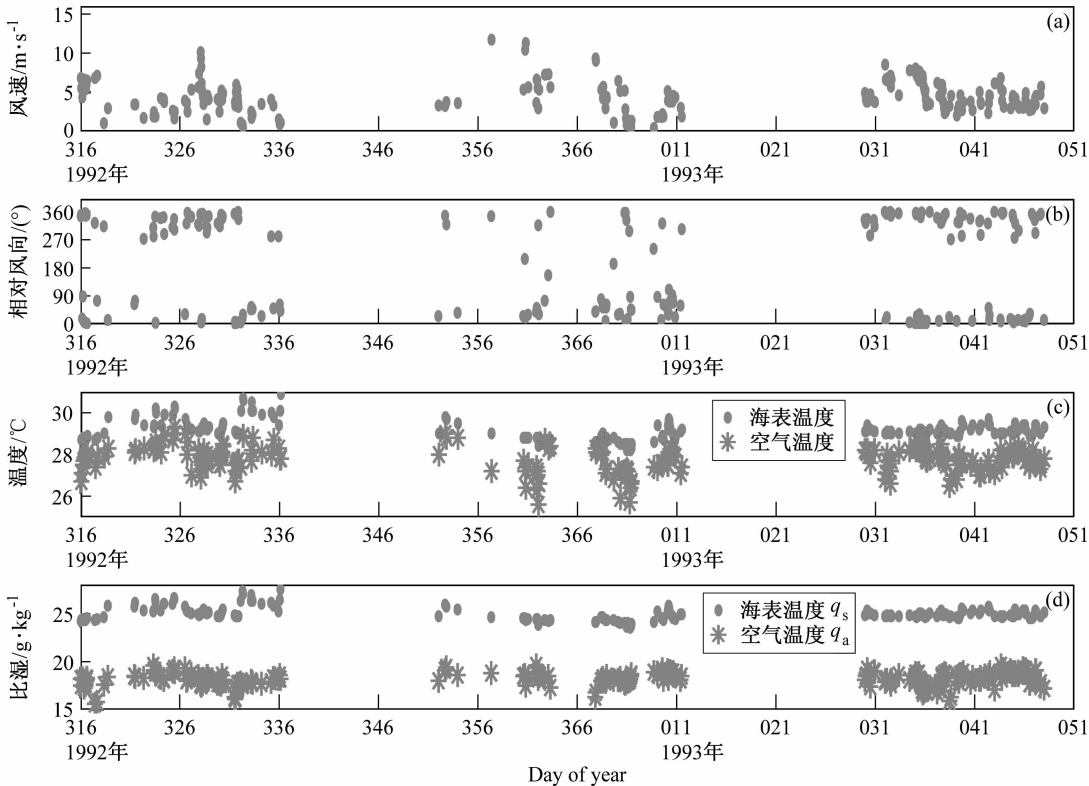


图 2 TOGA-COARE 观测试验期间经过质量控制的观测数据的时间序列图: (a) 平均风速(单位: m/s); (b) 风向 [单位: (°)]; (c) 平均空气温度和海表温度(单位: °C); (d) 平均空气比湿和海表湿度(单位: g/kg)

Fig. 2 The time series of the data selected by quality control during TOGA-COARE; (a) Mean wind speed; (b) wind direction; (c) mean air temperature and sea surface temperature; (d) mean air specific humidity and sea surface specific humidity

标准差大于 15) 的资料, 因为海盐和降水会影响激光探头, 从而影响潜热通量值; 船的倾斜角度超过 10° 以及船的移动过快 (表征船移动速度的指数大于 2), 会对涡动相关通量的计算产生影响, 因此也被剔除。

将以上可能造成计算不准确的观测数据删除, 得出可以使用的观测数据。可以看到风速均在 15 m/s 以下, 海面温度普遍高于大气温度, 海面处在不稳定状态。

观测试验中, 通量计算直接使用涡动相关 (co-variance) 技术和惯性耗散 (inertial dissipation) 技术得到摩擦速度、特征温度和特征湿度, 从而可直接计算出通量。另外, 风应力的协方差值对船的移动非常敏感, 导致较大噪音, 而惯性耗散值更为集中 (Fairall et al., 2003)。因此, 我们选用惯性耗散的风应力值、协方差的感热通量值和潜热通量值来进行对比。

3 参数化方案介绍

3.1 WRF 中的参数化方案

WRF (Weather Research Forecast) 模式是由美国国家大气研究中心 NCAR 研发的新一代的中尺度天气预报系统。目前所使用的第三版 (Version 3) 在 2008 年 4 月对外开放 (MMMD and NCAR, 2010), 最新版本 3.2 (Version 3.2) (http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/download/get_source.html) 在 2010 年 4 月 2 日更新, 可下载使用。

本文所测试的 WRF 模块中采用的是 Blackadar (1976, 1979) 给出的方案, 采用整体输送法计算海面湍流通量: 风应力 τ (动量通量)、感热通量 H 和潜热通量 E 。

$$\tau = \rho u_*^2 = \rho C_D U_r^2, \quad (1)$$

$$H = -\rho c_p u_* \theta_* = -\rho c_p C_H U_r (\theta_r - \theta_s) \quad (2)$$

$$E = -\rho L_v u_* q_* = -\rho L_v C_E U_r (Q_r - Q_s) \quad (3)$$

其中, ρ 为空气密度, c_p 为空气定压比热, L_v 为蒸发潜热, u_* 、 θ_* 、 q_* 分别是近地层摩擦速度、特征温度、特征比湿; C_D 、 C_H 、 C_E 分别为动量、感热、潜热整体输送系数; U_r 、 θ_r 、 Q_r 分别为参考高度 (这里取为测量高度 15 米) 上的平均风速、位温、比湿; θ_s 、 Q_s 分别为表面的平均位温、比湿。

其中的计算关键是对整体输送系数的计算, 包括动量输送系数 C_D 、感热输送系数 C_H 以及潜热输

送系数 C_E :

$$C_D = \frac{k^2}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_0}{L}\right) \right]^2}, \quad (4)$$

$$C_H = (k^2/R) \left/ \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_0}{L}\right) \right] \right. \\ \left. \left[\ln\left(\frac{z}{z_{0h}}\right) - \psi_h\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_h\left(\frac{z_{0h}}{L}\right) \right] \right. \quad (5)$$

$$C_E = (k^2/R) \left/ \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_0}{L}\right) \right] \right. \\ \left. \left[\ln\left(\frac{z}{z_{0q}}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_q\left(\frac{z_{0q}}{L}\right) \right] \right. \quad (6)$$

k 为冯卡曼常数, 一般取为 0.4, z 为观测高度, z_0 为空气动力学粗糙度, z_{0h} 、 z_{0q} 分别为热力粗糙度、水汽粗糙度, R 为 Prandtl 数, ψ_m 、 ψ_h 、 ψ_q 分别是动量、热量、水汽的普适函数, L 是 Monin-Obukhov 长度,

$$L = \frac{-u_*^2 \bar{\theta}}{(kg\theta_*)}.$$

Blackadar 方案是一个一维高精度的湿行星边界层方案 (Zhang and Anthes, 1982), 主要讨论的是夜间稳定或仅在边界存在不稳定的大气层结。这样的夜间状态通过整体理查森数 Ri_B 的大小来分为三种情况讨论, 整体理查森数表示为:

$$Ri_B = \frac{gz_a (\theta_a - \theta_g)}{\theta_a (V_a)^2} \quad (7)$$

其中, V_a 为表面层上的行星风速, θ_a 为表面层上的位温, θ_g 为下垫面上的位温。Blackadar 方案表述为:

(1) 在稳定条件下 ($Ri_B > 0.2$):

动量相似稳定度函数:

$$\psi_m = -10 \ln \frac{z}{z_0}, \quad (8)$$

热量相似稳定度函数:

$$\psi_h = \psi_m. \quad (9)$$

(2) 弱稳定条件下 ($0 < Ri_B < 0.2$):

动量相似稳定度函数:

$$\psi_m = \frac{-5 Ri_B \ln \frac{z}{z_0}}{1.1 - 5 Ri_B}, \quad (10)$$

热量相似稳定度函数:

$$\psi_h = \psi_m. \quad (11)$$

(3) 不稳定条件下 ($Ri_B < 0$):

动量相似稳定度函数:

$$\psi_m = 2\ln[(1+x)/2] + \ln[(1+x^2)/2] - 2 \tan^{-1} x + \pi/2, \quad (12)$$

其中, $x=(1-16\zeta)^{1/4}$ 。

热量相似稳定度函数:

$$\psi_h = 2\ln[(1+y^2)/2] \quad (13)$$

其中, $y=(1-16\zeta)^{1/2}$ 。 $\zeta(=z/L)$ 为稳定度参数, Blackadar 方案中稳定度参数的计算方法为

$$\zeta = \frac{Ri_B \ln \frac{z}{z_0}}{1.00001 - 5.0 * Ri_B}.$$

若 $\zeta > 0.5$, 则采用 Launiainen (1995) 提出的计算方案,

$$\zeta = \left(1.89 \ln \frac{z}{z_0} + 44.2\right) Ri_B^2 + \left(1.18 \ln \frac{z}{z_0} - 1.37\right) Ri_B.$$

这两种计算方法均需通过循环迭代的方法来确定稳定度参数 ζ 。

3.2 LGLC 方案

LGLC 方案是基于 Launiainen (1995) 和 Högström (1996) 所提出方案的基础上, 修订了表征 ζ 和 Ri_B 关系的系数而得到的。Li et al. (2010) 对该方案的具体内容以及推导方法和结果论证均有详细的阐述。LGLC 方案中, 根据 Ri_B 的取值, 将实际情况分成稳定、弱稳定和 unstable 三种类型讨论。不同情况下, 对 ζ 采取不同的计算方案直接估算, 避免了循环迭代, 进而采用广泛认可的, 具有较高准确度的稳定度函数计算方法求解稳定度函数, 最终得出所需的通量值。

(1) 稳定条件下 ($Ri_B > 0.2$):

$$\zeta = [a_{12}\alpha + a_{22}] Ri_B + [b_{12}\alpha + b_{21}\beta + b_{22}],$$

$$\alpha = \ln\left(\frac{z}{z_0}\right), \beta = \ln\left(\frac{z_0}{z_{0h}}\right) \quad (14)$$

其中, 参数 $a_{12} = 0.7529$, $a_{22} = 14.94$, $b_{12} = 0.1569$, $b_{21} = -0.3091$, $b_{22} = -1.303$ 。

(2) 弱稳定条件下 ($0 < Ri_B < 0.2$):

$$\zeta = [(a_{11}\beta + a_{12})\alpha + (a_{21}\beta + a_{22})] Ri_B^2 + [(b_{11}\beta + b_{12})\alpha + (b_{21}\beta + b_{22})] Ri_B,$$

$$\alpha = \ln\left(\frac{z}{z_0}\right), \beta = \ln\left(\frac{z_0}{z_{0h}}\right), \quad (15)$$

其中, 参数 $a_{11} = 0.5738$, $a_{12} = -0.4399$, $a_{21} = -4.901$, $a_{22} = 52.50$, $b_{11} = -0.0539$, $b_{12} = 1.540$, $b_{21} = -0.6690$, $b_{22} = -3.282$ 。

(3) 不稳定条件下 ($Ri_B < 0$):

$$\zeta = (a_{13}\alpha) Ri_B^2 + [(b_{12}\beta + b_{13})\alpha^2 + (b_{22}\beta + b_{23})\alpha + (b_{31}\beta^2 + b_{32}\beta + b_{33})] Ri_B,$$

$$\alpha = \ln\left(\frac{z}{z_0}\right), \beta = \ln\left(\frac{z_0}{z_{0h}}\right), \quad (16)$$

其中, 参数 $a_{13} = 0.450$, $b_{12} = 0.0030$, $b_{13} = 0.0059$, $b_{22} = -0.0828$, $b_{23} = 0.8845$, $b_{31} = 0.1739$, $b_{32} = -0.9213$, $b_{33} = -0.1057$ 。

LGLC 方案中选用的普适函数 (稳定度相似函数) 为:

(1) 稳定条件下, 选用 Beljaars and Holtslag (1991) 的普适函数,

$$\psi_m = -a\zeta - b\left(\zeta - \frac{c}{d}\right) \exp(-d\zeta) - \frac{bc}{d}, \quad (17)$$

$$\psi_h = -\left(1 + \frac{2}{3}a\zeta\right)^{2/3} - b\left(\zeta - \frac{c}{d}\right) \exp(-d\zeta) - \frac{bc}{d} + 1, \quad (18)$$

其中, $a=1$, $b=0.667$, $c=5$, $d=0.35$

(2) 不稳定条件下, 选用 Högström (1996) 的普适函数

$$\psi_m(\zeta) = \ln\left[\left(\frac{1+x}{2}\right)^2 \left(\frac{1+x^2}{2}\right)\right] - 2\arctan(x) + \frac{\pi}{2}, \quad (19)$$

$$\psi_h(\zeta) = 2\ln\left(\frac{1+y}{2}\right), \quad (20)$$

其中, $x=(1-19\zeta)^{1/4}$, $y=(1-11.6\zeta)^{1/2}$ 。

在 Li et al. (2010) 的图 2 中, 将公认的精度最高的 Beljaars & Holtslag (Beljaars and Holtslag, 1991) 以及 Högström 方案 (Högström, 1996), Launiainen 方案 (Launiainen, 1995) 以及新方案计算出的 C_M 和 C_H 同 Ri_B 之间的关系进行对比, 可以看到, 新方案的模拟结果, 对 Launiainen 方案的结果有了很大的改进, 同高精度的迭代方案 BH&H 结果很接近, 不仅节约了 CPU 计算时间, 得到的结果也更加可靠。

3.3 粗糙长度的选取

WRFV3.2 程序中, 当下垫面为水面时, 采取的计算粗糙长度的方法是:

$$z_0 = \frac{0.0185u_*^2}{g} + 1.59e-5, \quad (21)$$

其中, u_* 为摩擦速度, g 为重力加速度, e 为自然

常数 2.71828183。这是在 Charnock (1955) 提出的粗糙度方案的基础上, 由 Wu (1988) 进一步精确常数数值而得到的。因此用本文所使用的船测资料进行验证比较合理。其中 0.0185 为 Charnock 参数 (Charnock, 1955), 被认为是一个常数。而近些年的研究表明, Charnock 参数不应该是一个常数, 而是一个变量。LGLC 选取 Yelland and Taylor (1996) 给出的粗糙度计算方案:

$$z_0 = \frac{z_{ch} u_*^2}{g} + 0.11 \frac{v}{u_*}, \quad (22)$$

其中,

$$z_{ch} = \begin{cases} 0.011, & U \leq 10 \text{ m/s}, \\ 0.011 + \frac{0.007 (U - 10)}{8}, & 10 \text{ m/s} < U \leq 18 \text{ m/s}, \\ 0.018, & U > 18 \text{ m/s}, \end{cases}$$

以及

$$z_{0h} = z_{0q} = \min(1.1 \times 10^{-5} \text{ m}, 5.5 \times 10^{-5} Re_*^{-0.6}),$$

U 为风速, g 是重力加速度, u_* 是摩擦速度, v 是黏滞系数, z_{ch} 是 Charnock 参数, Re_* 是粗糙雷诺

数, z_{0h} 为热力粗糙长度, z_{0q} 为水汽粗糙长度。中性交换系数是跟粗糙度有关的, 包括动力粗糙度、热力粗糙度和水汽粗糙度 (Fairall et al., 1996), 区分动力粗糙度与热力粗糙度能更准确地描述交换系数, 进而准确地计算湍流通量。

WRF 模式采用的循环迭代方案比较陈旧, 而近年来湍流通量方案已经得到很多的发展, 因此我们在本文中将新的湍流通量方案同 WRF 方案 (WRF 模式采用的循环迭代方案, 下文简称为 WRF) 进行比较, 对比计算得出的湍流通量结果, 从而对比不同算法。

4 测试结果分析

离线测试的结果如下面图中所示, 图 3 中为 WRF 与 LGLC 方案 (下文简称为 LGLC) 计算出的风应力, 感热通量和潜热通量与观测值相比较的结果。图 4~6 则分别为风应力、感热通量和潜热通量的 WRF 结果与观测值之差, 以及 LGLC 结果与观测值之差的概率分布图。同时, 我们也对

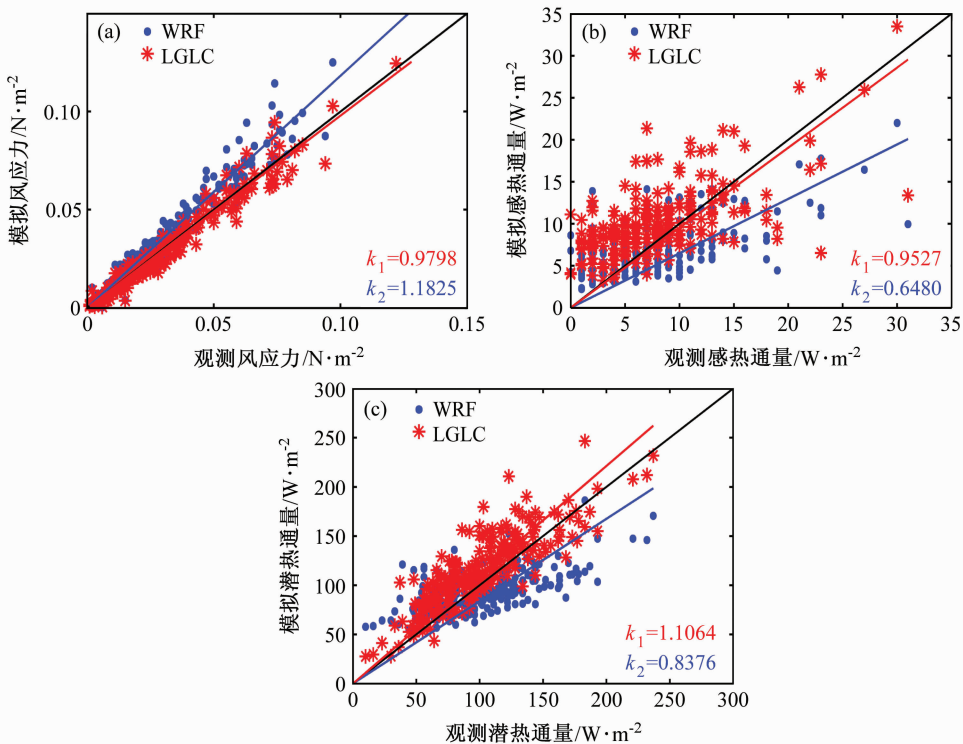


图3 WRF 方案和 LGLC 方案的风应力 (a)、感热通量 (b)、潜热通量 (c) 计算结果与实际测量值 1:1 散点图。红、蓝色直线: WRF、LGLC 方案计算结果的拟合直线

Fig. 3 Scattergrams of the calculated (a) ID (inertial dissipation) wind stress, (b) covariance sensible heat flux, and (c) covariance latent heat flux by using the WRF scheme and the LGLC scheme versus the measurements. The lines in red and blue represent fitting lines with slopes k_1 and k_2 , respectively

WRF、LGLC 以及观测事实的时间序列进行了分析。

从结果中我们看到, LGLC 模拟出的风应力, 与观测值相比回归拟合的斜率为 0.9798, 而 WRF 模拟出的风应力, 与观测值相比的回归拟合斜率为 1.1825。WRF 模拟的结果相对偏大了一些, 从时间序列图(图未给出)中也可以看到, WRF 的结果系统性的偏大, 而 LGLC 的则有了一定的修正。偏差分布情况, LGLC 相对于观测值的偏差的频率分布更集中于 0 附近, 0 处的概率达到 0.7650, 而

WRF 相对观测偏差的概率分布偏大, 0 处的概率值仅为 0.5513。

感热通量的模拟情况, LGLC 相对观测结果的回归拟合斜率为 0.9527, WRF 相对观测结果的回归拟合斜率为 0.6480, WRF 的结果要偏小。在时间序列(图未给出)的分析中, 也可以看到 WRF 模拟的结果系统性的偏小, 而 LGLC 对这种偏小有了一些修正。

可以看到感热通量的点的分布比较分散, PDF 的结果也显示偏差较大, 这是因为我们采用的是船

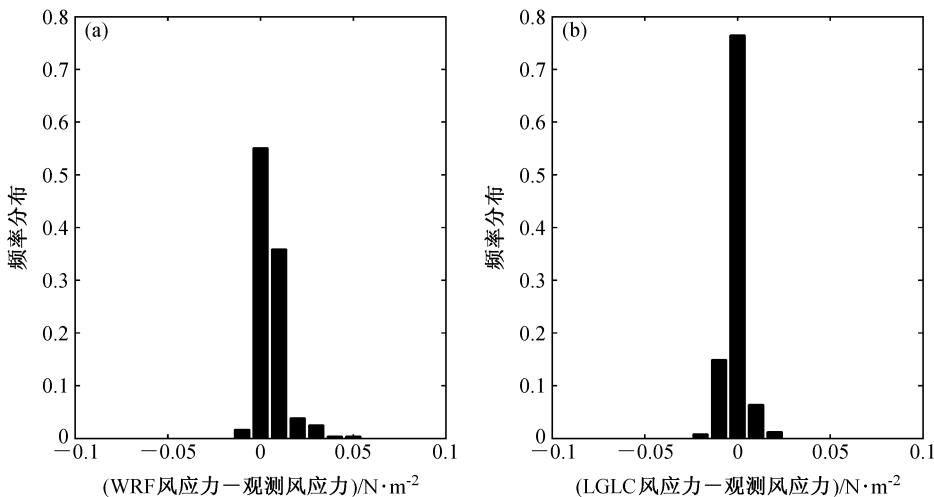


图 4 WRF (a) 和 LGLC (b) 方案与实测资料的风应力差值的概率分布 (PDF) 图

Fig. 4 The probability distribution functions (PDFs) of the differences between calculated wind stress by using the (a) WRF and (b) LGLC schemes with the measurements

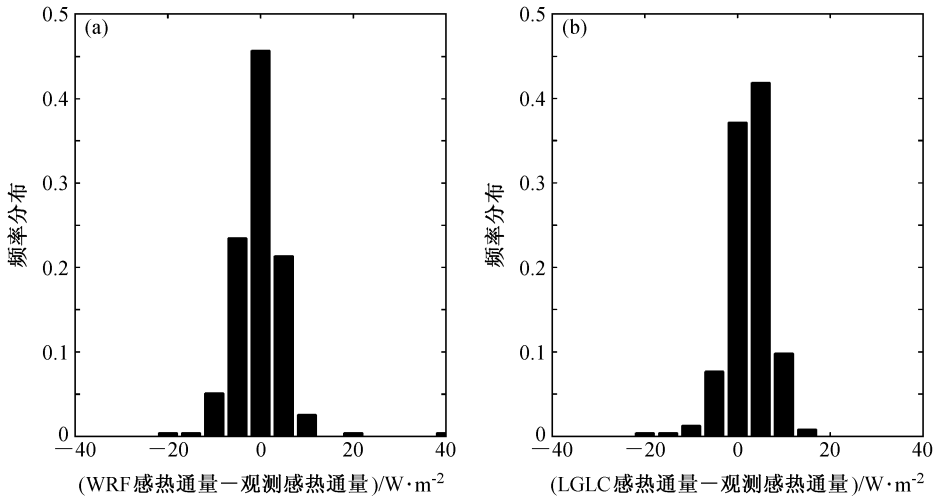


图 5 WRF (a) 和 LGLC (b) 方案与实测资料的感热通量差值的概率分布图

Fig. 5 The PDFs of the differences between calculated sensible heat fluxes by using the (a) WRF and (b) LGLC schemes with the measurements

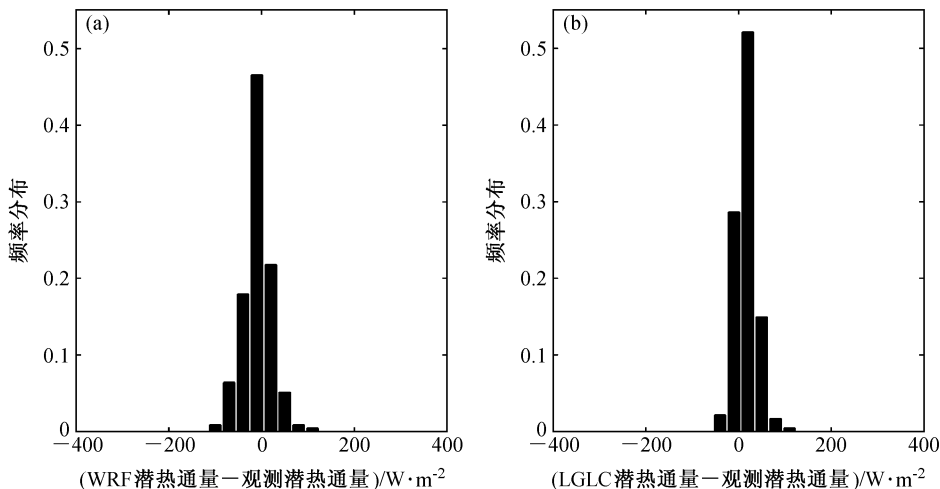


图 6 WRF (a) 和 LGLC (b) 方案与实测资料的潜热通量差值的概率分布图 (PDF)

Fig. 6 The PDFs of the differences between calculated latent heat fluxes by using the (a) WRF and (b) LGLC schemes with the measurements

测资料,而海洋表面感热通量的大小与仪器观测误差接近,能量释放主要通过潜热输送途径,而且降水主要取决于潜热通量的大小,所以人们主要关心潜热通量。

潜热通量的结果为,LGLC 相对观测结果的回归拟合斜率为 1.1064,WRF 相对观测结果的回归拟合斜率为 0.8376。从点的分布来看,LGLC 模拟结果在风速从小到大时,都能够比较均匀地分布在 1:1 线附近,而 WRF 模拟的结果则显示,在风速较小时,WRF 高估了通量值,风速大时,则又有明显的低估。时间序列图中(图未给出),WRF 的结果与观测结果差距较大,LGLC 的结果则在很大程度上跟观测结果吻合得较好。LGLC 相对观测值偏差的频率分布,在 0 附近也比较集中,而 WRF 相对观测值偏差的频率分布相对分散,并且偏大一些。

图 7 为对 LGLC 和 WRF 模拟的风应力,感热通量,潜热通量结果的统计分析。图 7 是由 Taylor (2001) 最早提出的,因此称为泰勒图 (Taylor diagram),图中从原点到所画点的辐射距离,正比于标准化的标准差。横纵坐标均代表标准化标准差,为试验数据的标准差和观测数据的标准差之比。方位角的大小代表了相关系数值。辐射状线是由方位角的余弦标记出的。虚线表示了点到参考点 (REF) 的距离,代表了中心形式 (centered pattern) 的均方根误差。该值能够表示结构和位相差

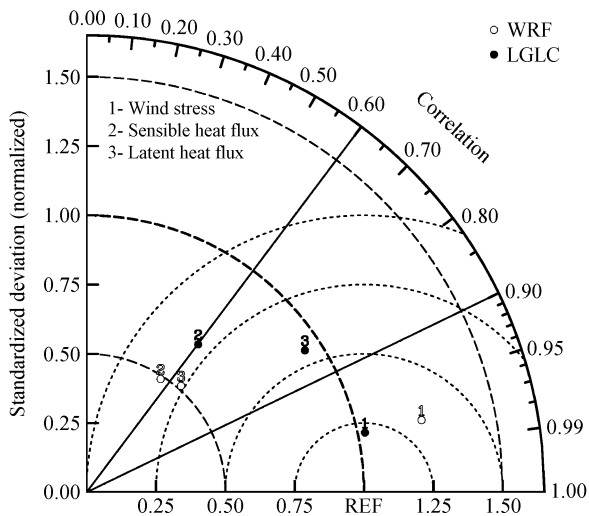


图 7 WRF 和 LGLC 结果的泰勒统计图。1 代表风应力,2 代表感热通量,3 代表潜热通量;黑圆点代表 LGLC 方案,灰圆点代表 WRF 方案

Fig. 7 Taylor diagram of simulation results with WRF and LGLC schemes. 1 represents wind stress, 2 represents sensible heat flux, 3 represents latent heat flux

的误差以及变化幅度差异的多少。

从表 1 中给出的统计结果可以直观地看到,LGLC 的风应力的标准化标准差为 1.0261,而 WRF 风应力的标准差为 1.2348,大于 LGLC 的风应力标准差,而 LGLC 相关系数为 0.9997 也要比 WRF 的风应力相关系数 0.9775 略大,表明 LGLC 的模拟结果与观测数据形式更为相近,均方根误差

要小,则表示 LGLC 模拟的结果跟观测值的变化情况更为接近。因此 LGLC 模拟的风应力结果跟观测更为相近。

表 1 WRF 和 LGLC 的统计结果
Table 1 The statistical results of WRF and LGLC schems

	LGLC		WRF	
	标准化标准差	相关系数	标准化标准差	相关系数
风应力	1.0261	0.9997	1.2348	0.9775
感热通量	0.6681	0.6016	0.4882	0.5463
潜热通量	0.9391	0.8379	0.5135	0.6632

LGLC 模拟的感热通量的标准化标准差为 0.6681, WRF 模拟出的结果为 0.4882, 图 7 中 2 号点清晰的表现出, LGLC 与 WRF 模拟结果的统计分析结果中, 相关系数分别为 0.6016, 0.5463, 因此 LGLC 模拟结果与观测结果更为相关, 即与观测结果更为相近。而均方根误差中, LGLC 的模拟结果也要比 WRF 的模拟结果更接近 1。因此, LGLC 对于感热通量的模拟效果要优于 WRF 的模拟效果。

LGLC 模拟的潜热通量的统计结果, 就标准化误差而言, LGLC 为 0.9391 要远远优于 WRF 结果的标准化误差 (0.5135), LGLC 模拟的相关系数为 0.8379, 而 WRF 模拟的相关系数为 0.6632, 可以看出 LGLC 模拟的结果跟观测结果更为接近。均方根误差的结果也显示 LGLC 模拟的效果要更好。综上, 可以看到 LGLC 的模拟效果在整体上均好于 WRF 的模拟效果。

5 总结

本文将 Li et al. (2010) 所提出的新的湍流通量参数化方案 LGLC 方案与 WRF 模式中所使用的湍流通量参数化方案 Blackadar 方案进行比较测试。首先, LGLC 方案是非迭代方案, 而 Blackadar 方案为迭代方案, LGLC 方案相比 Blackadar 方案能够节省可观的 CPU 时间。其次, 通过离线测试的结果对比分析, 使用新的 LGLC 方案计算得出的风应力、感热通量和潜热通量结果同 WRF 模式原程序计算出的结果相比, 新方案的结果与观测事实更为接近, 而 WRF 的结果则与观测事实差异较大。LGLC 方案相比 WRF 模式中的 Blackadar 方案的离线测试结果有了较大的改善。从离线测试结

果来看, LGLC 方案优于 WRF 模式的原方案, 未来我们将会进一步将方案放到模式中去, 进行在线测试, 期望对模式的预报效果有所改进。

参考文献 (References)

Beljaars A C M, Holtslag A A M. 1991. Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models [J]. J. Appl. Meteor., 30 (3): 327 - 341.

Blackadar A K. 1976. Modeling the nocturnal boundary layer [C]. Proc. Third Symposium on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality, Raleigh, Amer. Meteor., Soc., 46 - 49.

Blackadar A K. 1979. High resolution models of the planetary boundary layer [M]//Pfafflin J, Ziegler E. Advances in Environmental Science and Engineering. Gordon and Breach, 50 - 85.

Businger J A, Wyngaard J C, Izumi Y, et al. 1971. Flux - profile relationships in the atmospheric surface layer [J]. J. Atmos. Sci., 28 (2): 181 - 189.

Charnock H. 1955. Wind stress on a water surface [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 81 (350): 639 - 640.

Dyer A J. 1974. A review of flux - profile relationships [J]. Bound.-Layer Meteor., 7 (3): 363 - 372.

Fairall C W, Bradley E F, Rogers D P. 1996. Bulk parameterization of air - sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment [J]. J. Geophys. Res., 101 (C2): 3747 - 3764.

Fairall C W, Bradley E F, Hare J E. 2003. Bulk parameterization of air - sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm [J]. J. Climate., 16: 571 - 591.

胡艳冰, 高志球, 沙文钰. 2006. 一种新型湍流通量参数化方案的研究 [J]. 河海大学学报 (自然科学版), 34 (Suppl. 2): 173 - 179.

Hu Y B, Gao Z Q, Sha W Y. 2006. Research on a new turbulent flux parameterization scheme [J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences) (in Chinese), 34 (Suppl. 2): 173 - 179.

Högström U L F. 1996. Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer [J]. Bound.-Layer Meteor., 78 (3-4): 215 - 246.

Holtslag A A M, de Bruin H A R. 1988. Applied modeling of the nighttime surface energy balance over land [J]. J. Appl. Meteor., 27 (6): 689 - 704.

李忠贤, 周天军, 孙照渤, 等. 2011. GAMIL 模式海气湍流通量参数化方案的改进及其对大气环流年际变率模拟效果的影响 [J]. 大气科学, 35 (2): 311 - 325.

Li Zhongxian, Zhou Tianjun, Sun Zhaobo, et al. 2011. Improvement of air - sea turbulent fluxes parameterization scheme in GAMIL model and its impact on simulation of interannual variations of atmospheric circulation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (2): 311 - 325.

- 罗勇, 王绍武, 党鸿雁, 等. 2002. 近 20 年来气候模式的发展与模式比较计划 [J]. 地球科学进展, 17 (3): 372–377. Luo Yong, Wang Shaowu, Dang Hongyan, et al. 2002. Recent advances in climate models and model intercomparison projects [J]. Advance in Earth Sciences (in Chinese), 17 (3): 372–377.
- Li Y B, Gao Z Q, Lenschow D H, et al. 2010. An improved approach for parameterizing surface-layer turbulent transfer coefficients in numerical models [J]. Bound.-Layer Meteor., 137 (1): 153–165.
- Launiainen J. 1995. Derivation of the relationship between the Obukhov stability parameter and the bulk Richardson number for flux-profile studies [J]. Bound.-Layer Meteor., 76 (1–2): 165–179.
- Lobocki L. 1993. A procedure for the derivation of surface-layer bulk relationships from simplified second-order closure models [J]. J. Appl. Meteor., 32: 126–138.
- Louis J F. 1979. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere [J]. Bound.-Layer Meteor., 17 (2): 187–202.
- Louis J F, Tiedtke M, Geleyn J F, 1981. A short history of the PBL parameterization at ECMWF [C]. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization., 25–27, November 1981, 59–80.
- MMMD, NCAR. 2010. Weather Research and Forecast ARW Version 3 Modeling Systems User's Guide [EB/OL]. http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3/ARWUsers-GuideV3.pdf. [2010-08-28].
- Monin A S, Obukhov A M. 1954. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere [J]. Tr. Akad. Nauk SSSR Geophys. Inst., 24 (151): 163–187.
- Paulson C A. 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer [J]. J. Appl. Meteor., 9: 857–861.
- Taylor K E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram [J]. J. Geophys. Res., 106 (D7): 7183–7192.
- 王自强, 缪启龙, 高志球, 等. 2010. SAMIL 大气环流模式海面湍流通量参数化方案研究 [J]. 大气科学, 34 (6): 1155–1176. Wang Ziqiang, Miao Qilong, Gao Zhiqiu, et al. 2010. Air–sea turbulent flux parameterization schemes in SAMIL model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (6): 1155–1167.
- Wang S P, Wang Q, Doyle J. 2002. Some improvements of Louis surface flux parameterization [C]. Preprints, 15th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, Amer. Meteor. Soc., Wageningen, Netherlands, 547–550.
- Webster P J, Lukas R. 1992. TOGA COARE: The couples ocean–atmosphere response experiment [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 73 (9): 1377–1416.
- Wu Jin. 1988. On nondimensional correlation between roughness length and wind-friction velocity [J]. J. Oceanography, 44 (5): 254–260.
- Yelland M, Taylor P K. 1996. Wind stress measurements from the open ocean [J]. J. Phys. Oceanogr., 26 (4): 541–558.
- Zhang Dalin, Anthes R A. 1982. A high-resolution model of the planetary boundary layer—Sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data [J]. J. Appl. Meteor., 21: 1594–1609.