

两种边界层方案对台风登陆模拟的影响研究

蔡凝昊，孙泓川，宗培书，刘安宁

(江苏省气象台，江苏，南京，210008)

摘要

本文根据对登陆台风近地面的边界层风速观测结果修改了 WRF 模式中的 Charnok 方程以修正其中交换系数与风速的关系，并利用 WRF 中尺度模式进行了除此修改外，初值场、边界条件、积分时间、积分区域设置与分辨率参数化方案以及人造 Bogus 台风强度和位置都完全相同的两个数值试验。其结果显示，在高速条件下 YSU 的表面风速弱于观测结果，而 Modified 的表面风速则强于观测。不过两者的变化曲线在大部分时间内相似，其台风近中心最低气压时间序列的变化趋势也大致相同。但他们在台风登陆前的变化趋势并不一致。在台风强风区开始接触陆地后，两组数值试验的台风强度和结构开始出现明显差异。并且 YSU 试验中台风中心大风区域的动量交换系数 C_d 与焓交换系数 C_k 也明显大于 Modified 试验中的结果。综上所述，YSU 试验中随着台风中心移近陆地其强度减弱更快是由于以下两点共同作用造成的：1、其中中心附近存在更大的动量交换系数和摩擦作用，使得高速不易保持；2、其风速、动量交换系数 C_d 与焓交换系数 C_k 和热通量的水平分布存在正反馈现象，于是在登陆过程中台风的不对称性越来越强进而导致其强度和结构都遭到较大的破坏。而 Modified 的试验由于使用了修改过的 Charnok 方程，所以当风速的不对称发生后，只要其依然大于使动量交换系数 C_d 与焓交换系数 C_k 饱和的临界风速（这里为 22m/s），则不会影响到他们的分布，也就不会对热通量的分布有进一步的影响，所以台风结构在登陆过程中能够保持相对完整，其强度也不会迅速减弱。

关键词：台风，边界层方案，数值模拟

1 引言

台风是生成于热带洋面上具有暖心结构的强烈气旋性环流。伴随其出现的狂风、暴雨、风暴潮等经常造成严重的人员伤亡和财产损失，每年都对我国产生重大影响。一直以来，对台风基本特征的探讨，进而更加准确的预报台风活动是国内外气象科学家们所共同关注的重要课题。很长一段时间以来，中外科学家对台风进行了很多重要的研究。Rappaport 等^[1] 通

过总结前人的研究指出,近二十年来,随着雷达、卫星等多种大气观测手段的不断进步,观测资料的质量和数量也大幅提高,资料同化、集合预报技术的应用和数值天气预报模式精度的提高以及物理过程的完善使得台风路径预报的误差大大减小。但是,对台风结构和强度变化的研究却相对缓慢,这主要是由于对台风内部结构以及风场特征缺乏足够的了解和台风影响下相当复杂的海洋-大气间的相互作用而造成的。

与此同时,边界层在台风的生成和发展中起到举足轻重的作用。台风通过边界层同海洋的相互作用得到热量,水汽;并通过边界层对海洋表面的摩擦使海洋上出现流动和波浪并以此向海洋传递动量。而台风条件下海洋与大气交界面上的热量和动量交换是台风的发展和维持的重要因素,并且对海气相互作用本质的更深认识是更好的发展模式以模拟和预报台风的必要条件之一^{[2][3][4][5][6]}。Ooyama^[7], Rosenthal^[8]和 Emanuel^[9]采用数值模拟确认了台风所能达到的最大强度随热量交换系数(C_h)的增大而增大,并随动量交换系数(C_d ,又称为拖曳系数,表征动量向下垫面传输的效应)的增大而减小的结论,也就是说在海气交界面上潜热和感热输送增大时台风变得更强,而当动量输送增加时台风则变弱。同时,在轴对称准平衡模型^[2]和“全物理过程”非静力模型^[3]这两种理想模型中,都证明台风强度与焓通量交换系数(C_k)和动量交换系数(C_d)的比值存在相当敏感的关系。而对动量交换系数随平均风速变化的早期研究^{[10][11][12]}指出 C_d 随风速的增大而增大;而最近的研究则得出相似的结论^{[13][14][15][16]}:动量交换系数 C_d 先随风速的增大而增大,当风速达到某个临界值(25~35m/s)后便达到饱和或开始衰减。

我国科学家在台风强度与结构方面也做了很多研究,Zhou等^[17]利用MM5中尺度模式对2个台风的发展结果进行了模拟,其指出气旋前方正的强热通量区是其东移入海的重要因素。Jiang等^[18]利用海气耦合模式对台风生命史中的海气相互作用以及台风引起的SST(海表面温度)冷却对其强度的影响进行了分析,其结果表明台风引起的海面冷却会通过减少其潜热和感热通量导致其强度的降低。近年来利用模式对台风结构的研究越来越多^{[19][20][21][22]},2011年Ming^[23]等还利用Powell等^[14]和Donelan等^[15]对海气动量交换系数 C_d 随平均风速变化研究成果对WRF模式中的边界层参数化方案进行修改后对台风桑美进行了模拟,其结果表明修改后的方案对模拟台风强度有积极的作用。但Powell等^[14]和Donelan等^[15]的结果均非来自于我国沿海海域,而观测事实显示登陆我国的台风经常在近海发生强度突然增加的现象,冯锦全和陈多^[24]以及刘春霞和容广坝^[25]指出我国近海台风强度突然增强主要发生在台

湾 - 海南之间的区域。因此为了进一步认识我国南海特别是其近海区域的海气动量交换系数 C_d 对台风强度变化的影响, 本文利用我国沿海海域的 C_d 随风速的变化关系对登陆我国华南区域的台风“黑格比”(0814号)进行数值模拟, 以进一步的了解海气交换系数对台风边界层结构和强度的响应关系。

2 台风“黑格比”(0814号)过程简介

2008年14号台风“黑格比”(Hagupit)由2008年9月15日(本文中时间均为北京时间, GMT+8)位于太平洋西部关岛以北海域的一个热带扰动发展而来。于9月17日增强为热带低压, 20日增强为热带风暴, 此时其位于菲律宾以东洋面 $14.4^{\circ}\text{N}, 129.4^{\circ}\text{E}$ 处并向西北方向移动。于21日14时加强为台风, 22日14时加强为强台风, 在持续向西北方向移动并进入南海后进一步加强, 中心附近最大风速达到 50m/s , 中心气压 935hPa 。于24日6时45分在广东省茂名市电白县陈村镇沿海登陆, 登陆时中心附近最大风力15级(48m/s), 登陆后于10时在廉江市境内减弱为台风, 并于同日14时减弱为强热带风暴。

“黑格比”在登陆前后38小时内一直保持强台风强度, 最大阵风为17级(56.1m/s), 7级风圈半径达 500km , 10级风圈半径 200km , 是1996年来最强的登陆广东的台风, 并且其移动速度较快, 在其生成后一直以每小时 20km 左右的速度向西北方向移动。仅在直接登陆的广东省就造成652万人口受灾, 22人死亡, 直接经济损失达114亿元人民币。

3 模式简介与试验设计

本研究所使用的数值模式为由美国国家大气研究中心(National Center for Atmospheric Research, 以下简称NCAR)研制的新一代非静力平衡、高分辨率中尺度模式WRF(Weather Research and Forecast), 所使用版本为2012年4月发布的WRFV3.4.1版本。本研究中, 采用二重双向移动嵌套网格(图6.1), 其水平分辨率分别为 12km (D01)和 4km (D02), 其中D01的中心位于 $20.0^{\circ}\text{N}, 117.0^{\circ}\text{E}$ 。D01和D02的格点数分别为 381×281 和 301×301 。垂直方向分为不等距的28个eta层。D01和D02的模拟时间均于2009年9月22日02时(北京时间, GMT+8)~24日20时, 共积分66小时。D02为自动涡旋跟踪网格, 其一直保持台风中心位于它的中心位置。模式每20分钟利用 500hPa 高度场寻找D02中出现的最低位势高度以确定台风中心位置, 并将D02中心移动到计算所得的台风中心位置。采用移动嵌套的优点为在模拟过程中可以使用更少的网格数来保证台风位于D02的中心位置从而

减少计算量提高数值试验的效率。

采用 4 次/d，水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 NCEP 全球网格点再分析 FNL 资料作为模式的初值场和边界条件。控制试验和敏感性试验采用相同的参数化方案，采用 RRTM 长波辐射方案和 Dudhia 短波辐射方案；在边界层方案方面则选择 YSU 边界层方案；并选择包含 6 种相态（水汽、雨、雪、云水、冰、冰雹）的 Lin 方案作为微物理过程方案。

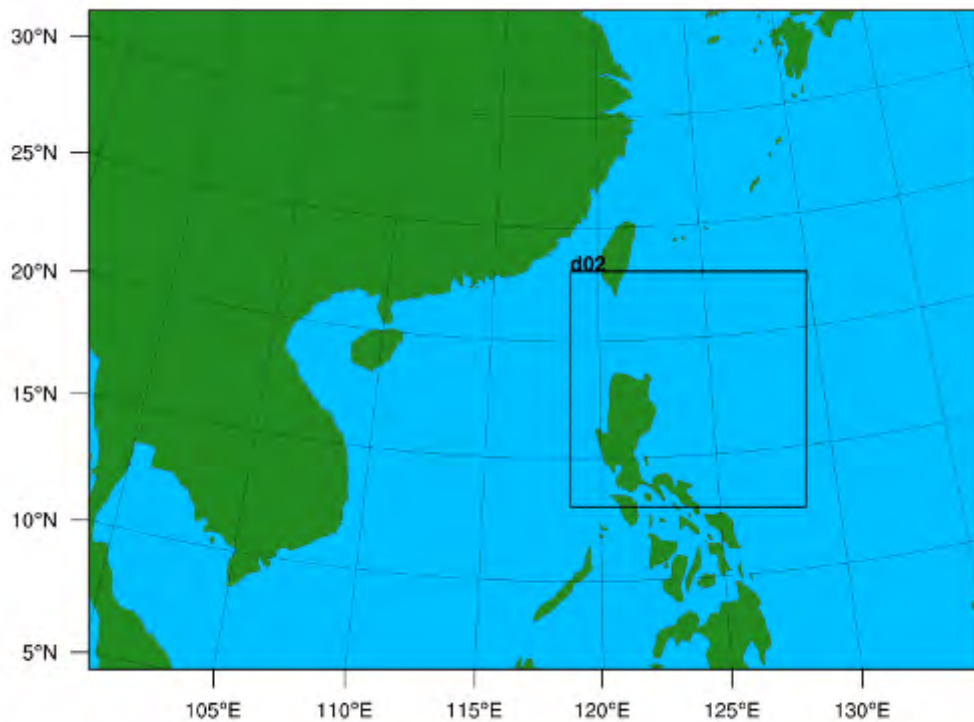


图 6.1 模式试验区域设置：D01 与 D02 示意图

为了描述海表面湍流边界层中的粗糙度随风速增加的事实，在 WRF 模式中采用了名为 Charnok (1955) 的风速相关公式来计算表面粗糙度 (Z_0):

$$z_0 = c_{z_0} (u_*^2 / g) + o_{z_0} \quad (6.1)$$

式中常数取 $c_{z_0} = 0.0185$ ， $o_{z_0} = 1.59 \times 10^{-5}$ ， u_* 为摩擦速度， g 为重力加速度。由于 ARM 模式中摩擦速度 u_* 随风速的增加而一直增加，所以可以从 6.1 式得到 Z_0 也随风速的增加而一直增加。而中性条件下海气动量交换系数的定义如下：

$$C_d = \left(\frac{k}{\ln \frac{10.0}{z_0}} \right)^2 \quad (6.2)$$

其中 k 为冯卡曼常数，一般取为 0.4，所以利用 6.2 式计算所得到的 10m 高度海气动力交换系数 C_d 也随着风速的增加而一直增加。上文中提到，关于 C_d 随风速变化的最近研究显示(Fairall et al., 2003; Powell et al., 2003; Donelan et al., 2004; French et al., 2007)：海气动力交换系数 C_d 先随风速的增大而增大，当风速达到某个临界值(25~35m/s)后便达到饱和或开始衰减。而在之前的研究中，利用 4 个登陆我国南部台风(0812 号鹦鹉，0814 号黑格比，0906 号莫拉菲，0915 号巨爵)的近地面三维高频风速观测数据得到，在我国南海区域海气动力交换系数 C_d 在风速增大到 22m/s 左右时饱和，即取得 2×10^{-3} 左右的最大值并不再随风速的增大而变化。

所以对 6.1 式中进行如下修正以满足我国南海区域的最新观测事实：

$$\begin{cases} z_0 = c_{z_0} (u_*^2 / g) + o_{z_0}, & u_* < 0.96 \\ z_0 = 1.3 \times 10^{-3}, & u_* \geq 0.96 \end{cases} \quad (6.3)$$

其中 c_{z_0} 取值为 0.0136，使得 Z_0 随风速的变化保持在以下范围内 $0 \leq z_0 \leq 1.3 \times 10^{-3}$ 。图 6.2 为修正后的 Charnok 方程和原始 Charnok 方程的对比，将采用原始 Charnok 方程的 YSU 边界层方案作为控制实验(以下简称 YSU)，而采用修正后关系式的作为敏感性试验(以下简称 Modified)。另外，在两个试验的模式初值场中均利用 Bogus 技术加入了相同的人造台风。

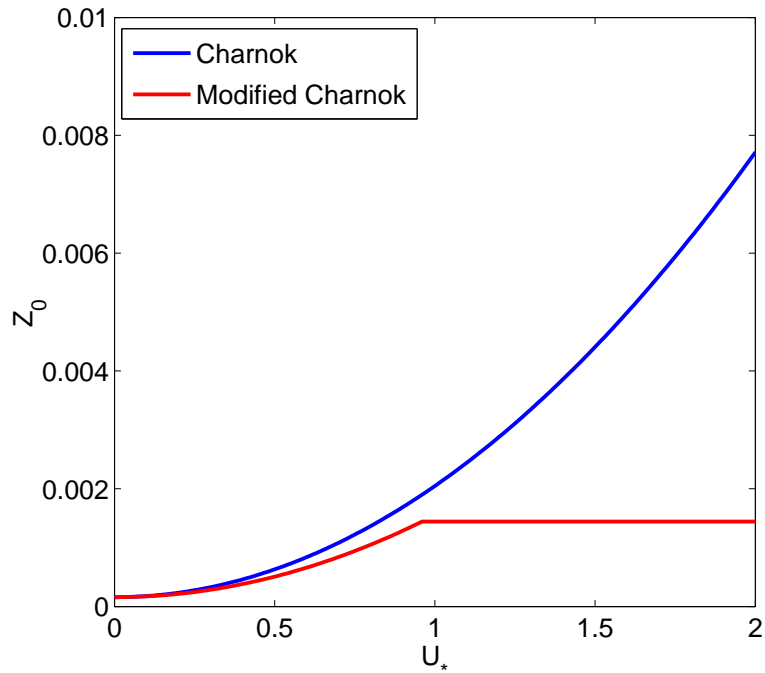


图 6.2 修正后的 Charnok 方程和原始 Charnok 方程的对比

(其中红色实线为修改后的 Charnok 方程，蓝色实线为原 Charnok 方程)

而模式中焓通量交换系数 C_k 的表达式如下：

$$C_k = \left(\frac{k}{\ln \frac{10.0}{z_0}} \right) \left(\frac{k}{\ln \frac{10.0}{z_{0t}}} \right) \quad (6.4)$$

$$\ln \frac{10.0}{z_{0t}} = \ln \left(\frac{u_* \cdot k \cdot 10.0}{xka} + \frac{10.0}{z_0} \right) \quad (6.5)$$

其中 Z_0 为粗糙度， Z_{0t} 为热力粗糙度， u_* 为摩擦速度， k 为冯卡曼常数， xka 为取值 2.4×10^{-5} 的常数。观察 6.5 式以及图 6.3 并结合 3.4.5 小节的内容容易发现，热力粗糙度 Z_{0t} 随摩擦速度的增加比粗糙度 Z_0 更慢，所以 C_k 随摩擦速度的增加也比海气动量交换系数 C_d 更慢。

这就造成了使用修改过的 Charnok 方程后， C_k 与 C_d 的比值从一直减小变为在达到一定风速后保持不变。

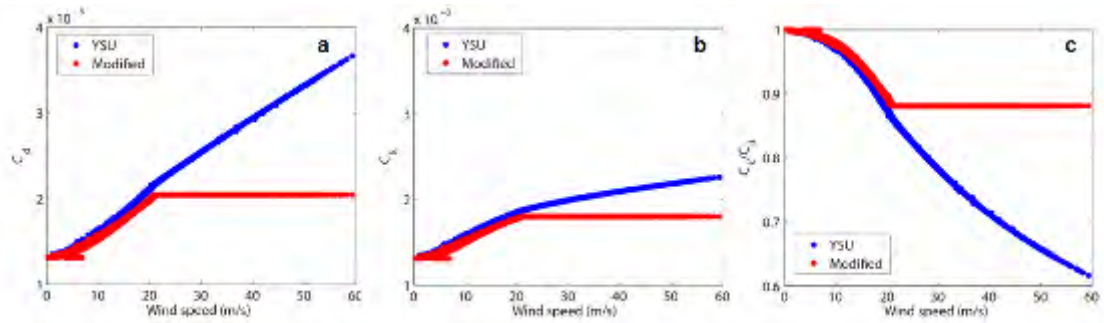


图 6.3 修正后的边界层参数化方案与原 YSU 方案对比

(其中红色实线为修改后的 Modified 方案，蓝色实线为原 YSU 方案)

其中 a 为海气动量交换系数 C_d ，b 为焓交换系数 C_k ，c 为 C_k 与 C_d 的比值)

4 模式结果与边界层结构

4.1 路径与强度

图 6.4 将模式积分时间内（9 月 22 日 02 时到 24 日 20 时）两个数值试验结果的台风路径和联合台风预警中心（JTWC）所发布的最佳路径（Best track）进行了对比。

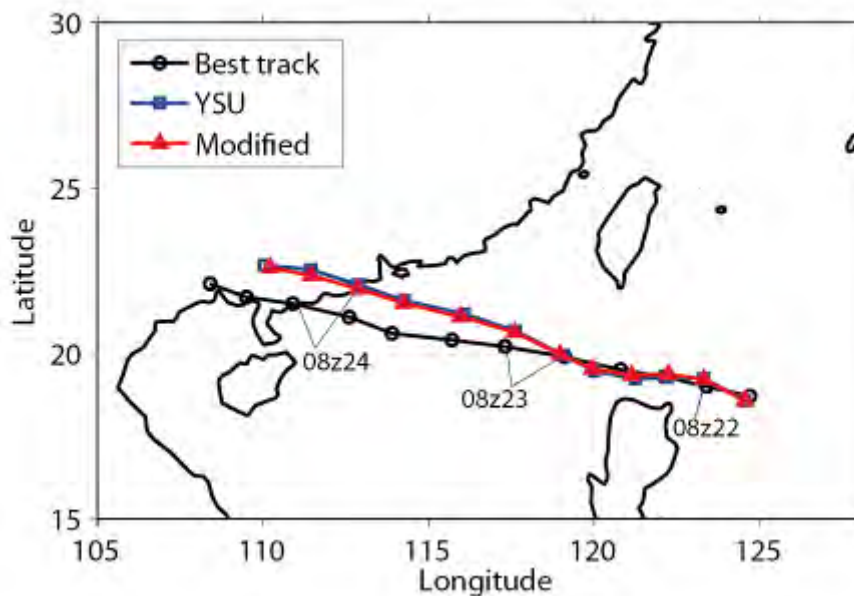


图 6.4 模式积分时间内（从 9 月 22 日 02 时到 24 日 20 时）JTWC Best track（每 6 小时）与模式结果

（每 6 小时）“黑格比”台风路径比较

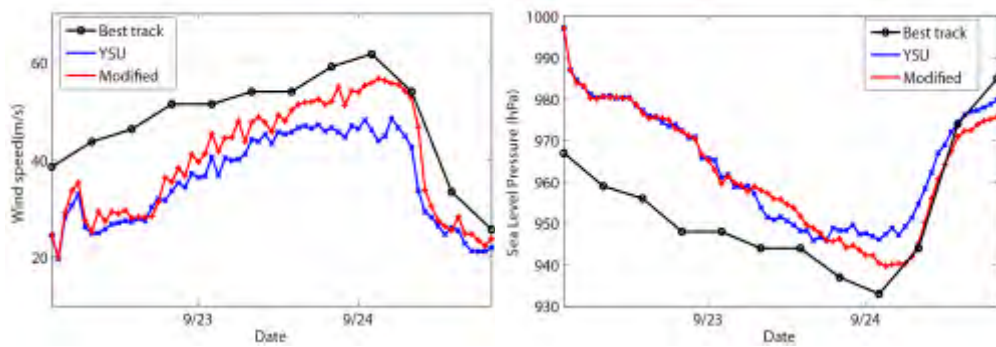


图 6.5 台风“黑格比”9月22日02时到24日20时JTWC Best track（每6小时）与模式结果（每6小时）强度比较

（其中 a 为台风中心海平面最低气压，b 为台风中心附近最大风速）

图 6.4 显示，台风“黑格比”（0814 号）在生命周期内一直保持向西北方向移动。两个数值试验得到的台风路径结果相当接近，其与 JTWC 的 best track 相比开始 30 小时内的移动速度较慢并且其路径较为偏北，不过也基本再现出了观测资料中“黑格比”的西北移动趋势。而这种类似也说明两个试验中大尺度环流所形成的引导气流是十分相似的。另外，虽然两个数值试验结果的台风登陆点与 best track 相差较大，但其登陆时间较为一致，并且登陆处海岸线的方向也基本相同。

图 6.5 为数值试验的台风强度与 JTWC best track 的比较，其结果显示，在积分开始的前 16 个小时内（9 月 22 日 02 时~22 日 18 时）两个数值试验的台风强度结果差距不大，并且与 best track 相比均较弱。而在近地面风速超过 30m/s 后，两者的差距开始增加，YSU 试验的台风强度一直小于 best track 的结果，而 Modified 试验的台风中心最低气压与最大风速均在 24 日 06 时赶上 best track 结果。这是由于修改后的公式在风速更大时与原始公式的差距更大所造成的。值得注意的是，在 24 日凌晨接近台风登陆的时段，YSU 试验与 Modified 试验的台风强度结果出现相反的变化趋势，Modified 试验的台风近地面风速在登陆前不仅没有明显的减弱甚至还有少许增加，其气压也基本位置在之前的水平；YSU 试验的台风强度则出现了明显的减弱。这可能是由于 Modified 试验中，高风速下海洋下垫面更加光滑，从而导致更大的海陆摩擦差异而导致近登陆台风的边界层结构出现变化的结果。与此同时根据观测资料，在台风登陆前的 4 个小时内（24 日 02 时~06 时），台风强度都没有出现明显减弱，最低气压保持在 940hPa 一下，最大风速则在 50m/s 以上，在台风登陆后的 2 小时内也只减弱到 955hPa，和 45m/s。

综上所述，在高风速条件下 YSU 的表面风速弱于观测结果，而 Modified 的表面风速则

强于观测，这可能是由于在 Modified 试验中 C_k 与 C_d 的比值从随风速的增大一直减小被修正为在达到一定风速后保持不变的影响。但两者的变化曲线在大部分时间内相似，其台风近中心最低气压时间序列也大致相同。但他们在台风登陆前的变化趋势并不一致，可能与两个试验内海陆的摩擦差异不同有关。

4.2 模拟雷达回波与近地面风速比较

下面我们利用模式输出的风速和雷达回波结果对两个数值试验台风强度出现明显负向变化的时段（24 日 02 时~24 日 04 时）的台风水平结构进行分析。图 6.6 为 24 日 02 时、03 时和 04 时 YSU 试验与 Modified 试验的 1km 高度风速示意图，并在图中用黑色实线画出的大风速区（17.5m/s）与强风速区（33m/s），其中 a、c、e 为 YSU 试验，b、d、f 则为 Modified 试验。

对比 6.6a 与 6.6b 可以发现，在 24 日 02 时，台风强风区刚开始接触海岸线，YSU 和 Modified 两组实验的 1km 高度风速分布并没有太大的区别，只是 Modified 实验风速在 40m/s 以上的区域比 YSU 实验略大，但两组实验都没有出现风速大于 70m/s 的情况。在又经过一个小时后，通过对图 6.6c 和 6.6d 的比较发现，在 03 时两组数值试验的 1km 风速平面分布出现了较大的差异。首先 40m/s 以下的风速分布差异并不明显；不过 Modified 试验大于 40m/s 的区域更大也更接近正圆形，相比而言 YSU 试验的大于 40m/s 区域则在沿海岸线方向上更长，呈椭圆形；并且在 YSU 试验中只在其左侧出现很小的大于 60m/s 的区域，而在 Modified 实验中大于 60m/s 的风速区域在台风眼外呈环形分布十分完整，在其东侧还出现了风速大于 70m/s 的超强风区。接下来，我们比较 6.6e 和 6.6f，与上一时次的结果相似 YSU 试验的风速大于 40m/s 区域沿海岸线方向更扁平一些，而 Modified 的该风速区则更接近圆形。与此同时，大于 60m/s 的区域也较前者大。

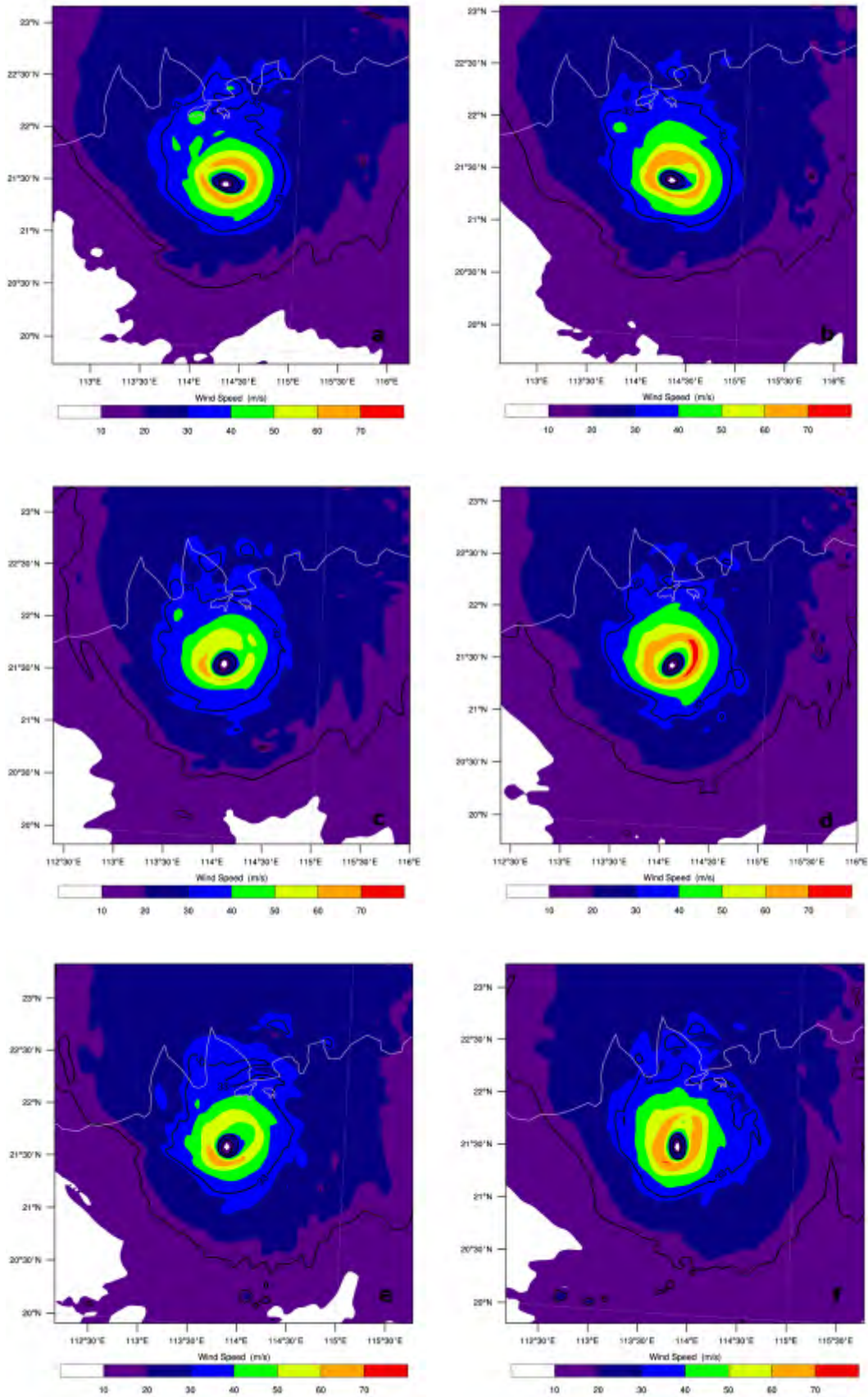


图 6.6 1km 高度模拟风速示意图，从上到下分别为 9 月 24 日 02 时、03 时和 04 时，其中 a、c、e 为 YSU 试验，b、d、f 则为 Modified 试验

(图中靠近外侧的黑色实线为 17.5m/s 风速等值线，内侧的实线为 33m/s 风速等值线)

鉴于以上结果，我们发现在台风强风区刚与海岸线接触的 02 时，两组数值试验的区别并不明显，但经过一个小时以后它们开始出现明显差异。接下来我们对 02 时的 2km 高度模式输出雷达回波 (dBz) 进行比较 (图 6.7)，通过对比再次发现两者的差异并不明显。故下面我们着重分析差异开始出现的 24 日 03 时两组实验台风的特征与结构。

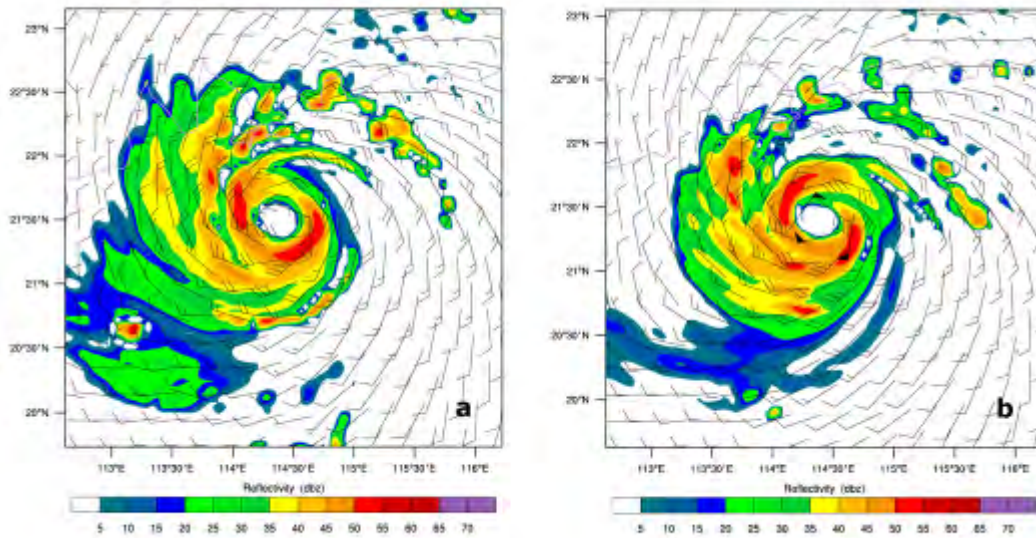


图 6.7 24 日 02 时 2km 雷达回波 (dBz) 与 10m 高度风速风向示意图

(其中 a 为 YSU 试验, b 为 Modified 试验)

图 6.8 为 03 时 2km 高度的模式输出雷达回波 (dBz) 示意图。通过对比可以发现，与 YSU 试验相比 Modified 试验结果中的台风眼更大，眼墙区域回波更强也更完整；但在靠近陆地区域 YSU 试验结果的回波分布更多，YSU 结果的回波也更为对称；而就外围的回波分布情况来看，YSU 试验的分布比较均匀，而 Modified 试验的分布则主要集中在台风的南部区域。继续对比地面风速情况，对于两组试验结果地面最大风速都出现在台风移向陆地的前方和左前侧。

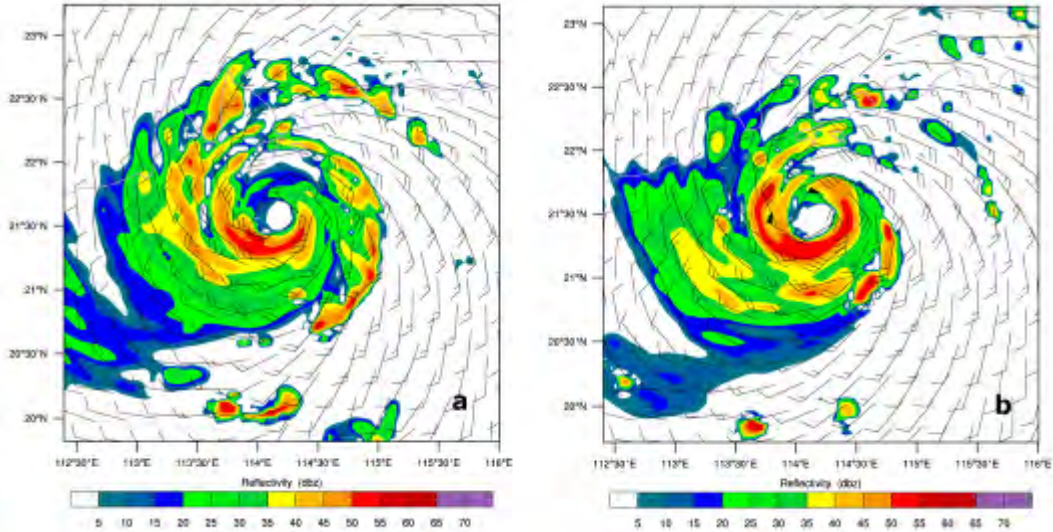


图 6.8 24 日 03 时 2km 雷达回波 (dBz) 与 10m 高度风速风向示意图

(其中 a 为 YSU 试验, b 为 Modified 试验)

为了对比以上的结构差异对登陆后台风的结构有何影响, 比较台风中心完全登陆以后 (08 时) 的模式输出雷达回波情况图 (图 6.9)。可以明显地看出在台风强风区开始接触陆地后的 5 个小时, YSU 试验中的台风眼墙北部明显减弱, 在其北部眼墙区域只存在 40dBz 以下的回波区, 而 Modified 试验的结果显示其眼墙结构还相对完整, 北部眼墙区域还存在 40-50dBz 的回波。

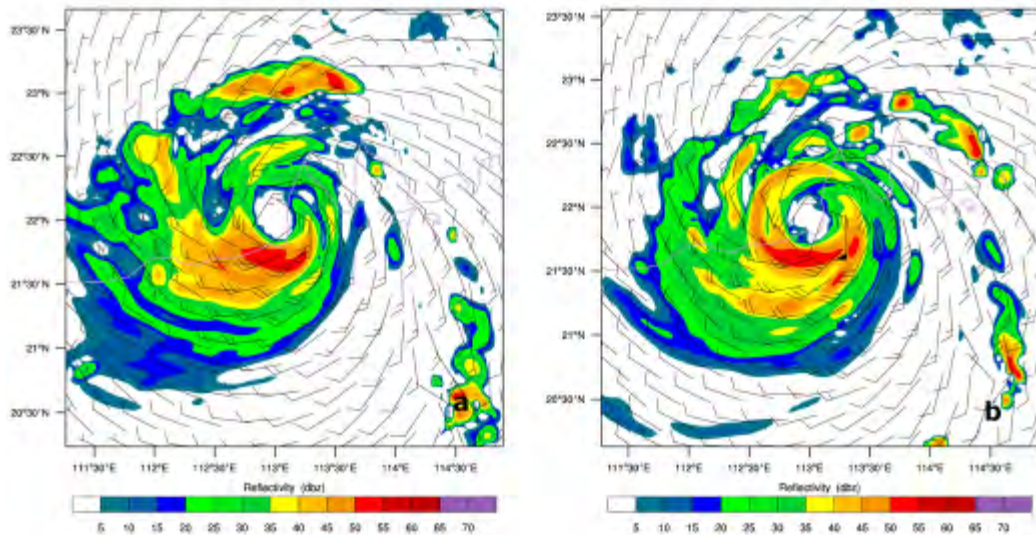


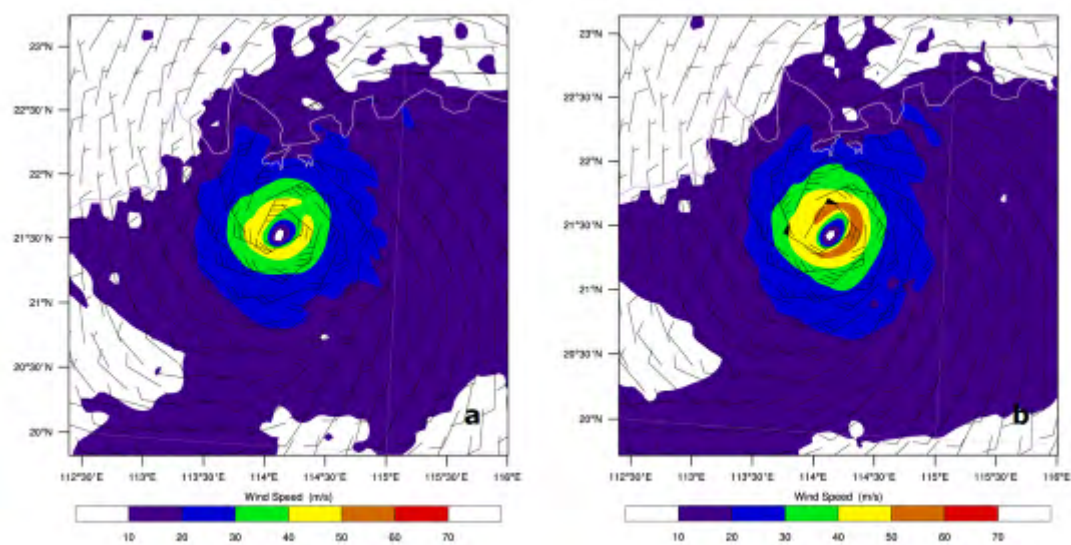
图 6.9 24 日 08 时 2km 雷达回波 (dBz) 与 10m 高度风速风向示意图

(其中 a 为 YSU 试验, b 为 Modified 试验)

综上所述，我们发现在台风强风区开始接触陆地前，两组数值试验具有基本相同的风速和 dBz 分布，而在此后的 1 小时出现明显差异，并在 5 小时后 YSU 试验台风的北部眼墙相较 Modified 试验的结果减弱了很多。这些可能都是台风登陆时，两组试验海陆差异的不同所造成的。

4.3 C_D, C_K 与近地面通量

图 6.10 为 9 月 24 日 03 时 10m 高度水平风速与 0.25km 高度 dBz 的水平分布，其与之前 1km 高度水平风速与 2km 高度 dBz 呈现类似的结果。对于 10m 高度水平风速分布，总体来说 Modified 试验的大风区更大，其强风的峰值也较大；在台风的形态方面，YSU 试验中的台风强风区与 Modified 试验相比呈椭圆形。而从两者的 0.25km 雷达回波则可以看出，与 YSU 试验相比 Modified 试验结果中的台风眼更大，眼墙区域回波更强也更完整；但在靠近陆地区域 YSU 试验结果的回波分布更多，YSU 结果的回波也更为对称；而就外围的回波分布情况来看，YSU 试验的分布比较均匀，而 Modified 试验的分布则主要集中在台风的南部区域。



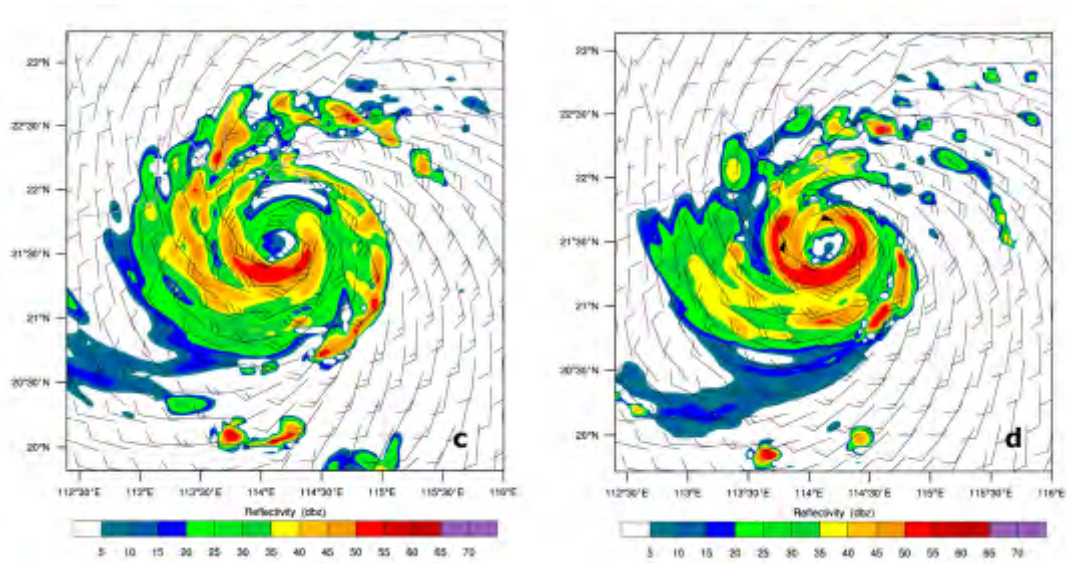


图 6.10 24 日 03 时模式输出 10m 高度风速与 0.25km 高度雷达回波 (dBz) 示意图

(其中 a、c 为 YSU 试验, b、d 为 Modified 试验)

图 6.11 显示了该时刻两组数值试验海面上的海气动量交换系数 C_d 与焓交换系数 C_k 分布特征。经过修改后 Charnok 方程的计算, 可以明显地看出 C_d 与 C_k 均在风速达到 22m/s 左右时达到饱和。YSU 试验中台风中心附近的 C_d 最大取值为 5×10^{-3} 左右, 而 Modified 试验则为 2×10^{-3} 左右; 同样地, C_k 在两组实验中的最大取值分别为 2×10^{-3} 左右和 1.5×10^{-3} 左右。而由于它们都随风速一直增加或在 22m/s 后饱和, 其分布显示出风速的分布特征, YSU 试验中它们在台风中心附近取得最大值, 而 Modified 实验中它们在台风中心附近的一块相对较大的区域内取得达到饱和后的数值。YSU 试验台风中心区域更强的海气动量交换系数和摩擦作用是造成其强度在登陆过程中减弱较快的原因之一。与此同时, YSU 试验中台风眼中 C_d 减小的比 C_k 更快, 这也是造成两者近台风中心结构不同的可能原因之一。

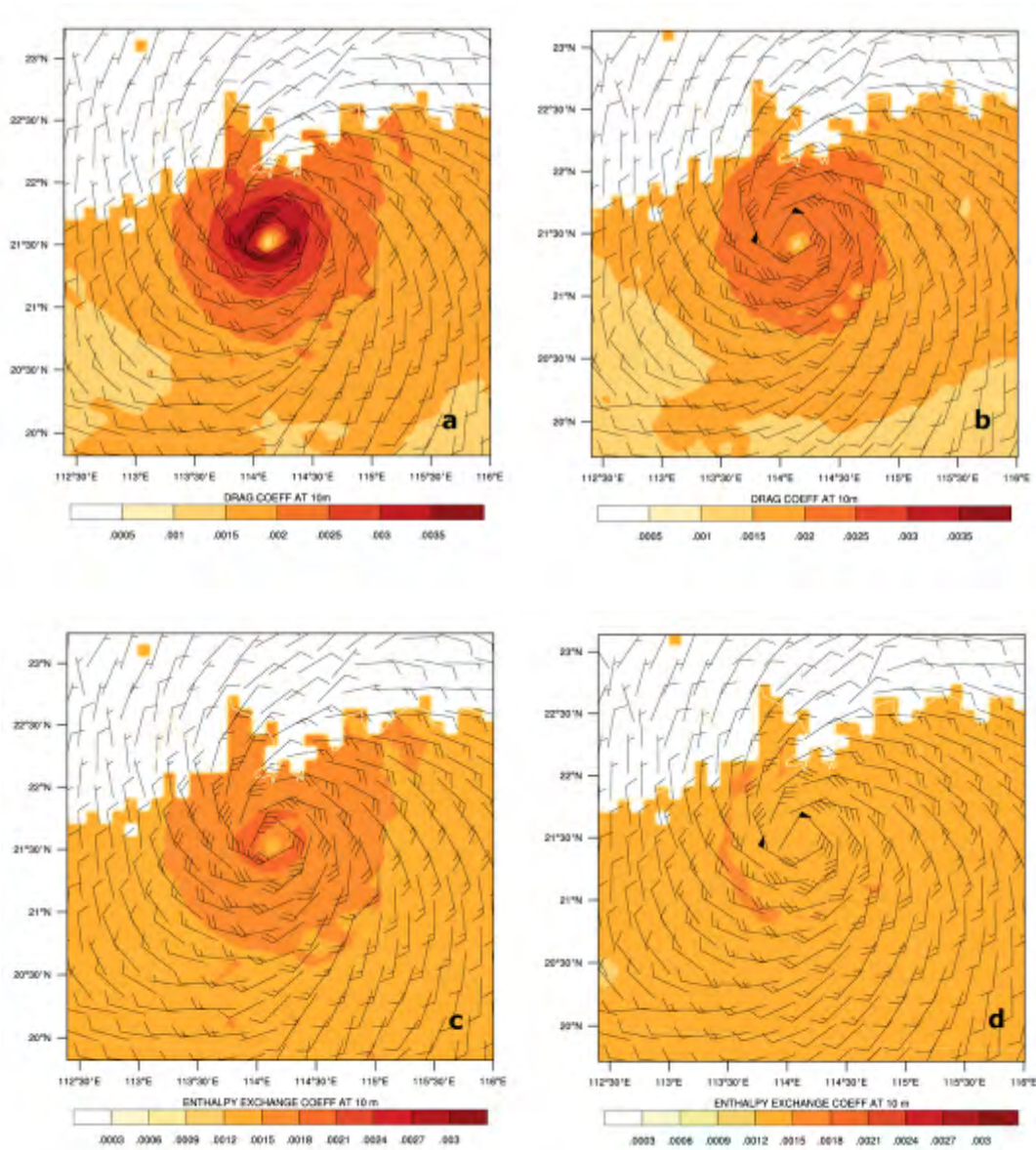


图 6.11 24 日 03 时模式输出动量交换系数 C_d 与焓交换系数 C_k 与示意图

(从上到下分别为动量交换系数 C_d 和焓交换系数 C_k 的分布；其中 a、c 为 YSU 试验，b、d 为 Modified 试验)

图 6.12 是该时刻的感热通量与潜热通量分布情况。观测发现，Modified 试验的感热和潜热通量分布较为对称，并且与 YSU 试验相比较小特别是感热通量，两者的最大值差距达到 $100\text{W}/\text{m}^2$ 。而观察 YSU 试验的感热通量分布发现，其大值区位于台风中心的南侧，其潜热通量分布也较不对称。通过对比图 6.11 中的焓交换系数 C_k 的分布，我们发现潜热通量的大值区与其大值区的分布特征十分类似。

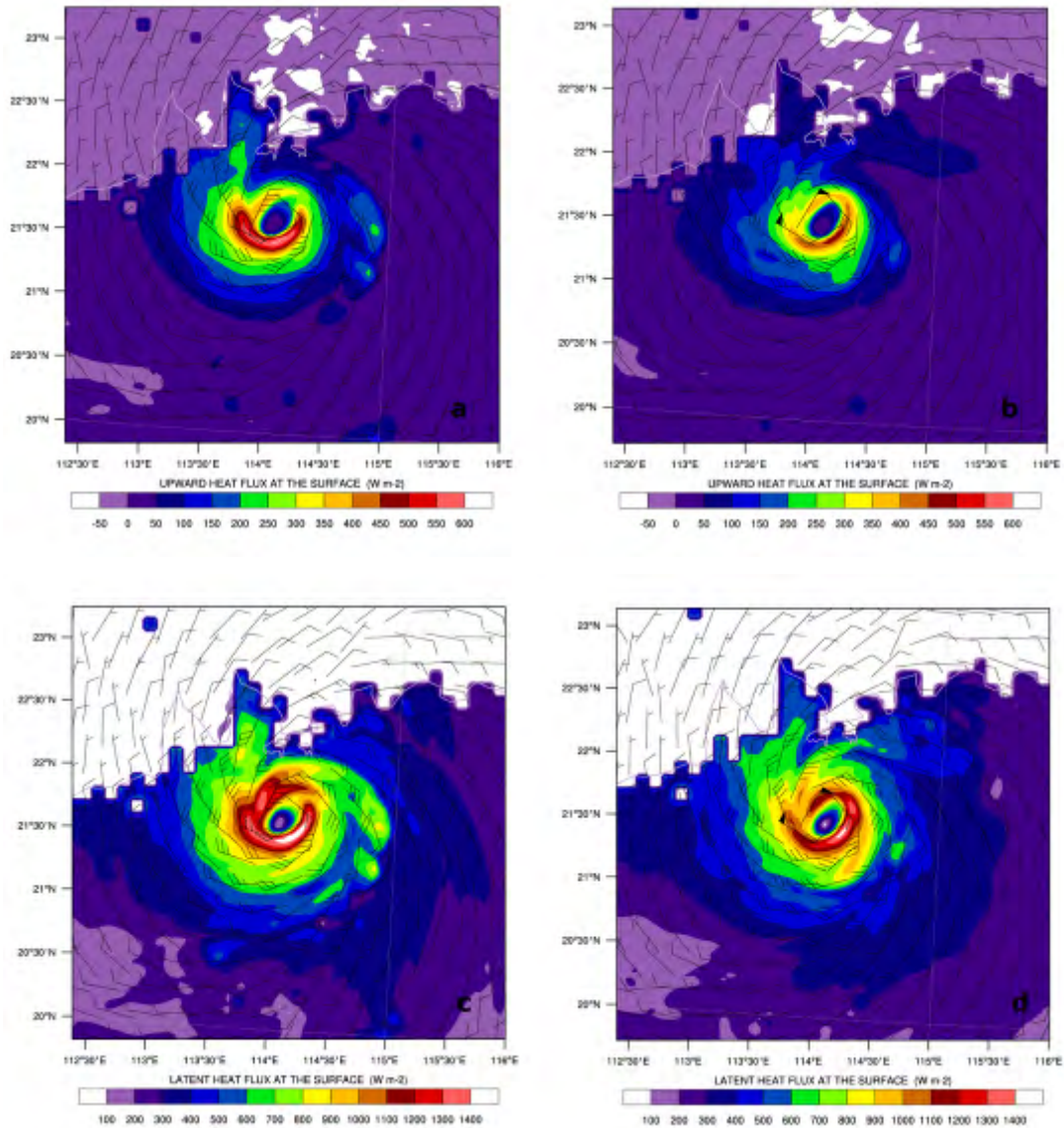


图 6.12 24 日 03 时模式输出感热通量与潜热通量示意图

(a、b 为感热通量分布，c、d 为潜热通量分布；a、c 为 YSU 试验，b、d 为 Modified 试验)

所以可以推测，在 YSU 试验中随着台风中心移近陆地，风速的水平分布出现不对称和不均匀的变化，从而导致随风速变化的动量交换系数 C_d 与焓交换系数 C_k 也随之出现不对称的情况，而这又导致了热通量的不对称，其又作用于风速分布，使风速的不对称加剧，于是在登陆过程中台风的不对称性越来越强，直到它完全移到陆地上为止，在这个过程中台风强度和结构都会遭到较大的破坏。而 Modified 的试验由于使用了修改过的 Charnok 方程，所以当风速的不对称发生后，只要其依然大于使动量交换系数 C_d 与焓交换系数 C_k 饱和的临界风速（这里为 22m/s），则不会影响到它们的分布，也就不会对热通量的分布有进一步的影

响，所以台风结构和强度在登陆过程中保持相对完整和维持。

5 结论

在本文的研究中，利用 WRF 中尺度模式进行了除了修改模式中 Charnok 方程外，初值场、边界条件、积分时间、积分区域设置与分辨率参数化方案以及人造 Bogus 台风强度和位置完全相同的两个数值试验。可以得到以下初步结论：

- (1) 在高风速条件下 YSU 的表面风速弱于观测结果，而 Modified 的表面风速则强于观测，这可能是由于在 Modified 试验中 C_k 与 C_d 的比值从随风速的增大一直减小被修正为在达到一定风速后保持不变的影响。但两者的变化曲线在大部分时间内相似，其台风近中心最低气压时间序列的变化趋势也大致相同。但他们在台风登陆前的变化趋势并不一致。
- (2) 在台风强风区开始接触陆地前，两组数值试验具有基本相同的风速和 dBz 分布，而在此后的 1 小时出现明显差异，并在 5 小时后 YSU 试验台风的北部眼墙相较 Modified 试验的结果减弱了很多。并且 YSU 试验中台风中心大风区域的动量交换系数 C_d 与焓交换系数 C_k 也明显大于 Modified 试验中的结果。YSU 试验中台风中心附近存在较 Modified 试验更强的海气动量交换系数是造成台风强度在登陆过程中减弱更多的原因之一。
- (3) 在 YSU 试验中随着台风中心移近陆地，风速的水平分布出现不对称和不均匀的变化，从而导致随风速变化的海气动量交换系数 C_d 与焓交换系数 C_k 也随之出现不对称的情况，而这又导致了热通量的不对称，其又作用于风速分布，使风速的不对称加剧，于是在登陆过程中台风的不对称性越来越强，直到它完全移到陆地上为止，在这个过程中台风强度和结构都会遭到较大的破坏。而 Modified 的试验由于使用了修改过的 Charnok 方程，所以当风速的不对称发生后，只要其依然大于使动量交换系数 C_d 与焓交换系数 C_k 饱和的临界风速（这里为 22m/s），则不会影响到它们的分布，也就不会对热通量的分布有进一步的影响，所以台风结构在登陆过程中能够保持相对完整，其强度也不会迅速减弱。从而可以得到以下推论，强风区（22m/s 以上）较大的台风在登陆过程中更容易保持其原有的结构和强度。

综上所述，我们发现目前模式中所采用的边界层方案并不十分完善，交换与风速之间响应关系的修正对西北太平洋上台风的发生、发展以及登陆过程存在重要的影响。为了进一步

完善模式的边界层方案，需要对台风特别是台风强风速区边界层的第一手观测资料，从而推动台风路径及强度预报的改进。

参考文献

- [1] Rappaport, E. N., Franklin, J. L., Avila, L. A., et al. Advances and Challenges at the national hurricane center[J]. *Wea Forecasting*, 2009, **24**(2), 395-419.
- [2] Emanuel, K. A., Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. *J. Atmos. Sci*, 1995, **52**, 3969-3976.
- [3] Braun, Scott A., Wei-Kuo Tao, Sensitivity of High-Resolution Simulations of Hurricane Bob (1991) to Planetary Boundary Layer Parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, 2000, **128**, 3941-3961.
- [4] Kepert JD. Observed boundary layer wind structure and balance in the hurricane core. Part I: Hurricane Georges. *J. Atmos. Sci*. 2006, **63**:2169-2193.
- [5] Chen, S. S., J. F. Price, W. Zhao, M. A. Donelan, and E. J. Walsh, The CBLAST-Hurricane program and the next-generation fully coupled atmosphere-wave-ocean models for hurricane research and prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2007, **88**, 311-317.
- [6] Smith RK., Montgomery MT., and S. Vogl, A critique of Emanuel's hurricane model and potential intensity theory. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2008, **134**, 551-561.
- [7] Ooyama, K. V., Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci*, 1969, **26**, 3-40.
- [8] Rosenthal, S. L., The response of a tropical cyclone model to variations in boundary layer parameters, initial conditions, lateral boundary conditions and domain size. *Mon. Wea. Rev.*, 1971, **99**, 767-777.
- [9] Emanuel, K. A., An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I: Steady-State Maintenance. *J. Atmos. Sci*, 1986, **43**, 585-605.
- [10] Garratt J.R. Review of drag coefficients over oceans and continents. *Monthly Weather Review*, 1977, **105**, 915-929.
- [11] Large W.G. and Pond S. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J Physical Oceanography*, 1981, **11**, 324-336.
- [12] Andersen O.J. and Løvseth J. The maritime turbulent wind field - measurements and models: Phase 2-Ext 1-Task 4. 1992, Extended analyses of the Frøya database. Final report for the Statoil
- [13] Fairall C.W., Bradley E.F., Hare J.E., Grachev A.A. and Edson J.B. Bulk parameterization of air-sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm. *J. of Climate*, 2003, **16**, 4, 571-591.
- [14] Powell M.D., Vickery, P.J. and Reinhold T.A. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, 2003, **422**, March, 279-283.
- [15] Donelan M.A., Haus B.K., Reul N., Plant W.J., Stiassnie M., Graber H.C., Brown O.B. and Saltzman E.S. On the limiting

- aerodynamic roughness of the ocean in very strong winds. *Geophysical Research Letters*, 2004, Vol. **31**, L18306.
- [16] French J.R., Drennan W.M., Zhang J.A. and Black P.G. Turbulent Fluxes in the Hurricane Boundary Layer. Part I: Momentum Flux. *J. Atmos. Sci.*, 2007, **64**, 1089-1102.
- [17] Zhou, M. Y., H. Hsu, and Y. Yuan, Mesoscale numerical simulation of the developing process of cyclones moving to the Yellow Sea and East China Sea. *Chinese J. Geophys.*, 2003, **46**, 175–178. (in Chinese).
- [18] Jiang, X. P., Z. Zhong, and C. X. Liu, The effect of typhoon-induced SST cooling on typhoon intensity: The case of Typhoon Chanchu (2006). *Adv. Atmos. Sci.*, 2008, **25**(5), 1062–1072, doi: 10.1007/s00376-008-1062-9.
- [19] Ming, J., Y. Q. Ni, and X. Y. Shen, The dynamical characteristics and wave structure of Typhoon Ranim (2004). *Adv. Atmos. Sci.*, 2009, **26**(3), 523–542, doi: 0.1007/s00376-009-0523-0.
- [20] Li Qingqing, Duan Yihong, Fu Gang, and Yu Hui, A numerical investigation of the eyewall evolution of a tropical cyclone. *Acta Meteor. Sinica*, 2009, **23**(5), 517–538.
- [21] Yuan Jinnan, Lin Ailan, and Liu Chunxia, Spatial and temporal variations of tropical cyclones at different intensity scales over the western North Pacific from 1945 to 2005. *Acta Meteor. Sinica*, 2009, **23**(5), 550–561.
- [22] Zhao Yu, Cui Xiaopeng, and Wang Jianguo, A study on a heavy rainfall event triggered by an inverted typhoon trough in Shandong Province. *Acta Meteor. Sinica*, 2009, **23**(4), 465–484.
- [23] Ming Jie, WANG Yuan, CHEN Bao-jun, Boundary Layer Structure in Typhoon Saomai (2006): Understanding the Effects of Exchange Coefficient. *J. Trop. Meteor.*, 2011, **17**(3), 195-206.
- [24] 冯锦全, 陈多, 我国近海热带气旋强度突变的气候特征分析. *热带气象学报*, 1995, **11**(1), 35-42.
- [25] 刘春霞, 容广坝, 台风突然加强与环境场关系的气候分析. *热带气象学报*, 1995, **11**(1), 167-179.