

钱奇峰, 江静. 由热带气旋进入海洋近惯性运动能量的估计[J]. 热带气象学报, 2012, 28(4): 471-477.

文章编号: 1004-4965(2012)04-0471-07

## 由热带气旋进入海洋近惯性运动能量的估计

钱奇峰, 江静

(南京大学大气科学学院, 江苏 南京 210093)

**摘 要:**根据美国联合台风警报中心(JTWC)最佳路径资料,采用 Bogus 方案构造了西北太平洋 2000—2006 年包含热带气旋的风场,作为海洋模式 POM 的风应力驱动,研究了西北太平洋热带气旋进入海洋近惯性运动的能量分布、传播等特征。结果表明,考虑热带气旋后西北太平洋近惯性能量增加了三倍多,约为  $5.14 \times 10^{-3}$  TW,其中大部分能量在低纬产生,且近半数存在于 50 m 以上,85% 发生在海表面至水下 500 m,还有 15% 能达到更深层次。热带气旋产生的近惯性能量在下传时,其传播方向和速度随深度呈明显差异:在上混合层,能量基本均匀,平均能在此滞留约 2 d 然后下传;在 200 m 以上,能量以垂直下传为主,下传速度非常快;在 200 ~ 800 m 左右,能量下传路径发生右偏,下传速度较慢;在 800 m 以下,下传速度重新加快,并向 TC 路径靠近。

**关 键 词:**气候学;近惯性运动;数值模拟;热带气旋

中图分类号: P444

文献标识码: A

Doi: 10.3969/j.issn.1004-4965.2012.04.005

### 1 引 言

为了补充抬升极地冷水输入而损耗的能量,海洋需要从外界得到能量补充以维持准定常运动,其中风产生的动能补充是重要的能量源之一<sup>[1]</sup>。Wunsch<sup>[2]</sup>通过风对地转流做功估算了由风提供的能量约为 1.2 TW,但这一估值只是上界。事实上,风进入海洋的能量只有一部分能够对深层环流起作用,其中风进入高频表层重力波和低频的埃克曼运动的能量基本在上层海洋耗散,对深层混合的贡献很小<sup>[3-4]</sup>。对深层混合最重要的是风进入海洋近惯性运动的能量,这部分能量可以有效地下传进入海洋深层<sup>[5-6]</sup>,因此尤其受到重视。Alford<sup>[7]</sup>利用 NCEP 风场估计了全球风进入近惯性运动的能量约为 0.47 TW。然而,由于 NCEP 风场的空间分辨率低,并不能反映中尺度剧烈的过程<sup>[8]</sup>。最近人们发现,局地、短时的过程——尤其在热带——

可能对海洋的动能输入有重要贡献<sup>[9]</sup>,这种过程最主要为热带气旋(TC)。TC 所带来的强风能激发显著的热力和动力响应,并且在 TC 过境后仍能存在很长一段时间<sup>[10-11]</sup>。观测表明,TC 能造成几百公里范围的近惯性运动明显增强,增加的近惯性能量(NIE)的大部分能传播到海洋内部,并在衰减到背景水平前持续相当长一段时间<sup>[12]</sup>(5 ~ 10 天,采用 e-folding 方法由混合层流得到<sup>[13]</sup>;20 ~ 25 天,通过混合层惯性能量计算得到<sup>[14]</sup>;20 天,通过混合层流得到<sup>[15]</sup>)。因此,在一些 TC 发生频繁的海域,连续发生的 TC 是否会使气候态 NIE 输入发生显著变化以及将造成怎样的变化,本文将通过数值模拟回答这些问题。

虽然 TC 对 NIE 的贡献已经受到人们的重视,然而对其大小的估计仍存在较大分歧。Shay 等<sup>[16]</sup>根据飓风 Gilbert(1988 年)影响期间平均向下的能量,估计了全球热带气旋产生的 NIE 约

收稿日期: 2010-10-06; 修订日期: 2011-05-12

基金项目: 国家自然科学基金(40775043); 教育部博士点基金(200802840022) 共同资助

通讯作者: 江静, 女, 教授, 博士, 主要从事相关分析、气候变化与气候模拟的研究。E-mail: jiangj@nju.edu.cn

为0.7 TW, 这个估计几乎是维持深层洋流所需动能的一半。Liu等<sup>[17]</sup>采用与Alford相似的方法估算了轴对称的热带气旋造成的NIE约为0.03 TW, 远小于前者的估计, 如此迥异的结果主要是由估算方法不同导致的。考虑到这些研究都基于理论估计, 本文将通过海洋模式对这一能量进行直接的估算, 并由此给出该能量在海洋中的分布以及传播特征。

## 2 模式及试验介绍

本文使用 NCAR-AFWA Bogus 方案<sup>[18]</sup>将 TC 加入 NCEP 风场中, 以构造 TC 风场, 并应用区域海洋模式 POM 研究海洋对 TC 的响应。

### 2.1 构造台风风场

对 NCEP 10 m 风场进行如下处理: 对于每一个 TC 时次都进行一次 Bogus 模拟得到 10 m 风场, 代替该时次的 NCEP 风场; 对于没有 TC 的时刻则保持不变。Bogus 采用的 TC 资料使用 JTWC 最佳路径资料。这里对 2000—2006 年 207 个 TC 总共 4 607 个 TC 时次进行 Bogus 分析(表 1), 得到 7 年 WTC 作为 POM 模式的风应力强迫。

表 1 2000—2006 年 Bogus 构造风场使用的 TC 数目以及 TC 记录数

年份	TC 数目	TC 记录数
2000	33	375
2001	33	701
2002	31	632
2003	27	692
2004	32	776
2005	25	608
2006	26	623

图 1 比较了 JTWC 中 TC 最大风速与  $W_{TC}$  中相应 TC 的最大风速, 两者较一致, 相关系数达到 0.91, 可见构造的风场较好地包含了 TC 信息。因此, 根据构造风场计算包含 TC 的风应力。大气对海洋的风应力强迫可表示为,

$$\tau = \rho_a C_D |U_a - U_o| (U_a - U_o) \quad (1)$$

其中  $\rho_a$  为海表空气密度,  $C_D$  为拖曳系数, 主要与海表面相对风速和海气温差有关(这里采用 Wu<sup>[19]</sup>给出的参数化方案),  $U_a$  为 10 m 风速,

$U_o$  为海洋表层流速。由于这里研究的热带气旋风速远大于流速, 因此式(1)可以近似为,

$$\tau_0 = \rho_a C_D |U_a| U_a \quad (2)$$

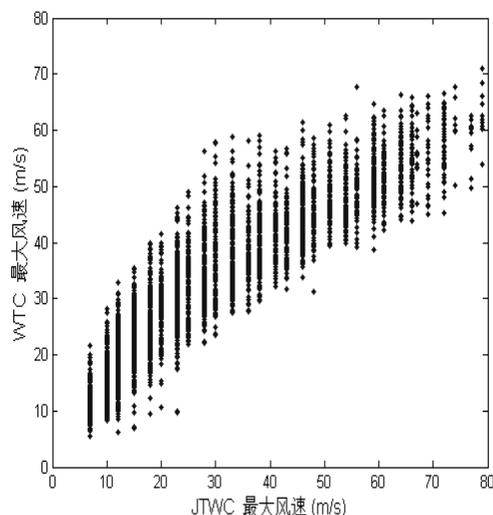


图 1 JTWC 最大风速与 Bogus 构造风场中对应 TC 最大风速的散点图

图 2 给出了 2000—2006 年平均 NCEP 风场和 TC 风场的风应力及它们的差, 两者最大风应力区域都在中纬度西北太平洋以及东海沿岸。但后者在吕宋海峡和菲律宾东部存在较明显的增加, 增强的风应力大小达到  $0.05 \text{ N/m}^2$  (图 2c), 另外增加风应力的方向以南-西南向为主。

### 2.2 试验设计

为了反映 TC 的影响, 假设 NCEP/NCAR 再分析资料中几乎不包含 TC 信息。事实上, 这一点已经成为近年来许多研究中公认的假设。这样, 将构造的 TC 风场和 NCEP 风场分别作为海洋模式的风应力强迫输入, 而其它要素(包括模式初始状态和其余边界强迫)保持相同, 那么对模式积分得到两种海洋状态进行比较, 就可以反映由于 TC 的存在造成的海洋状态的变化。

对 2000—2006 年各年分别作模拟, 即 7 组对比试验, 每组试验使用一年的 NCEP 风场或 TC 风场作为风应力强迫, 得到当年不考虑 TC 和考虑 TC 时的海洋状态。下文将分析后者与前者的差来代表由于热带气旋存在对海洋近惯性运动的影响。

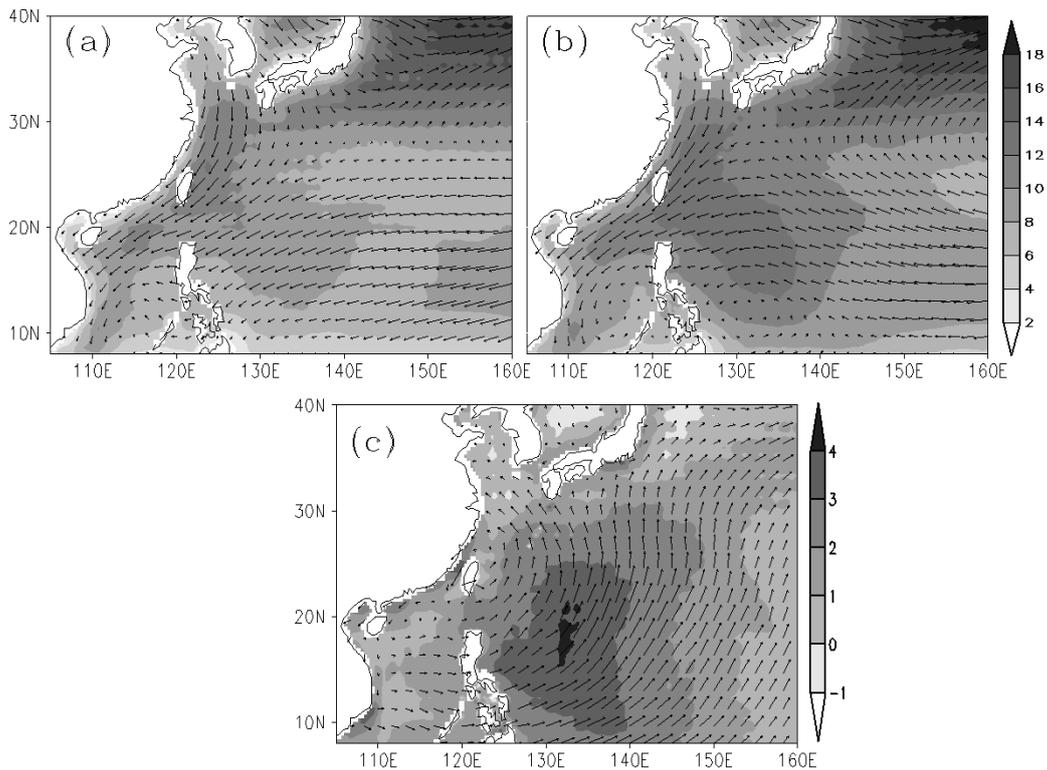


图2 2000—2006年平均风应力的NCEP风场(a)、WTC风场(b)和WTC风场减去NCEP风场的差值场(c) 箭头为风应力矢量, 填色代表风应力大小。单位:  $10^{-2} \text{ N/m}^2$ 。

### 3 结果分析

#### 3.1 NIE 的估计

研究表明, TC 过境后激发的流场能量主要在近惯性频段, 其频率偏移当地惯性频率  $1\% \sim 20\%$  [20-21]。因此这里对表层流场进行  $0.8f \sim 1.2f$  的带通滤波后, 得到惯性流  $U_i$ , 其中  $f$  为局地惯性频率。由此, 风产生的 NIE 可以用风对近惯性运动的做功表示为,

$$P = \tau \cdot U_i \quad (3)$$

图3给出了加入TC后2000—2006年平均NIE的改变, 代表由TC产生的NIE。可以看到TC明显增加了低纬度的NIE, 其中在  $15^\circ\text{N}$  附近存在约  $2 \text{ mW/m}^2$  的最大值区, 这与Jiang等[22]利用QSCAT和NCEP风场计算的结果相似。对图3进行区域积分得到增加的NIE为  $5.14 \times 10^{-3} \text{ TW}$ , 相比于未加入TC时的  $1.6 \times 10^{-3} \text{ TW}$  约增加3倍。此外, 大尺度风场产生的NIE主要集中在  $40^\circ\text{N}$  附近(图略), 而TC的存在使

得低纬度的NIE有显著增加, 这可能使NIE的纬向分布发生一定改变。

图4a给出了区域积分的NIE在一个模式年内的序列。这里将2000—2006年的各年序列进行平均, 以消除TC发生的偶然性, 可见在一年中1—4月TC产生的NIE较少, 5—12月则较为集中, 这与西太平洋TC的发生季节相符合。另外可以明显看到, TC产生的NIE具有振荡特征, 正相位可达  $0.1 \text{ TW}$  以上, 并且总是伴随着相对较小的负相位。结合序列的时间累积(图4b)可以看出, 这种振荡能量的时间平均总是为正。

#### 3.2 NIE 的分布

在海洋内部NIE可以用近惯性运动的动能表示,

$$K = (u_i^2 + v_i^2) / 2 \quad (4)$$

其中  $u_i$  和  $v_i$  为经过  $0.8f \sim 1.2f$  带通滤波的水平流场。图5(见475页)是TC造成的NIE, 可见NIE在表层有最大值, 并且向深层减小。5—10

月, TC 的影响可以达到 500 m 甚至更深层次。从年平均垂直分布来看(图 5b), TC 产生的 NIE

在 50 m 以上约占 50%, 而 500 m 以上约占 85%, 还有 15% 的 NIE 可以到达海洋更深层次。

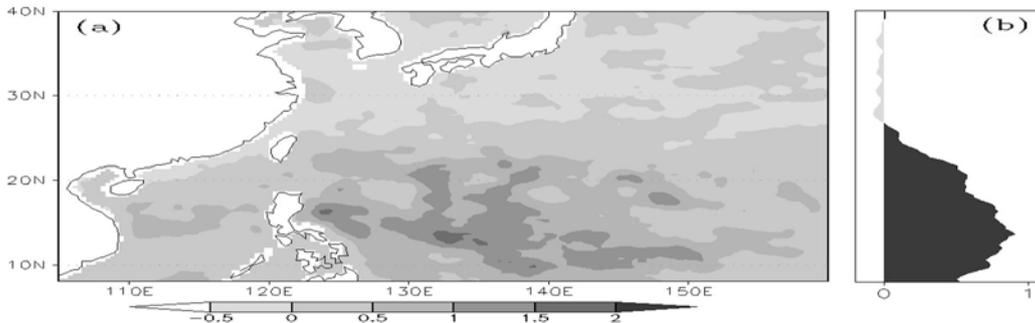


图 3 TC 产生的 NIE (a, 单位:  $10^{-3} \text{ W/m}^2$ ) 和纬向平均 (b, 单位:  $10^3 \text{ W/m}$ )

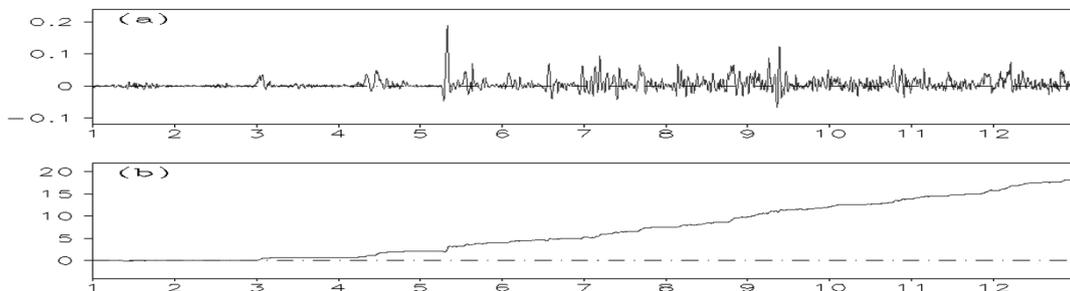


图 4 7 年平均的区域积分 NIE 差异年序列(a, 单位: TW)和累积能量序列(b, 单位:  $10^{16} \text{ J}$ )

图 6 给出了 7 年 TC 产生的 NIE 在上层海洋的纬向积分, 可见热带气旋主要增加了低纬度的 NIE, 这与图 3b 中表现的一致。然而有趣的是, NIE 在  $10^\circ \text{ N}$  和  $20^\circ \text{ N}$  附近出现两个大值区。对比图 6 中给出的平均混合层深度以及 TC 在表层的 NIE 输入(图 3b), 可以发现 TC 在海洋内部引起的近惯性运动, 不仅受表层风应力做功的影响, 还与局地混合层深度有关, 即当风应力做功相同时, 混合层较浅时能激发更强的近惯性运动, 并使下传的 NIE 更大。

### 3.3 传 播

研究表明, 热带气旋在表层产生的 NIE, 随时间逐渐向深层传播<sup>[21, 23]</sup>。因此, 下层 NIE 与表层的滞后相关系数可以表征其下传特征。由于各 TC 的发生时间、位置较为分散, 且我们希望只考虑独立的、开阔海域的 TC, 因此, 首先将 JTWC 资料进行如下处理: 将未命名的 TC 删除; 将 TC 记录中登录的时次删除; 当在同一区域连续发生两个 TC 时去掉后一个。经过处理后, 总共选取 67 个 TC, 包含 1 266 个

TC 记录。对这些记录, 计算每个 TC 所在位置表层 NIE 差异序列( $E_s$ )与当地垂直各层 NIE 差异序列( $E_v$ )的滞后相关系数, 图 7 是根据这些记录计算的平均滞后相关系数, 计算方法见图注。图 7 中有一个正相关带, 表征 TC 产生的 NIE 的下传, 该正相关带随滞后时间的增加而从表层向深层传播, 其平均下传速度约为  $90 \text{ m/d}$ , 这与 Price<sup>[24]</sup>观测得到的  $100 \text{ m/d}$  的速度非常接近。值得注意的是, NIE 在各深度的下传特征有所不同。在约 50 m 以上最大相关基本一致, 表明 NIE 在上混合层(平均的 MLD 接近 50 m)充分混合, 大约 2 天后最大相关在这一层次以下出现, 表明 NIE 在混合层发生堆积后才开始下传, 与 D'Asaro 等<sup>[12]</sup>的观测一致。从 50 ~ 200 m 层次下传非常快, 几乎同时出现最大相关。200 ~ 900 m NIE 的下传较慢, 大约 10 d 左右 NIE 的传播经过这一层次, 相当于速度为  $55 \text{ m/d}$  左右。900 m 以下 NIE 下传又加快, 速度约为  $200 \text{ m/d}$ 。这种传播速度的变化表明 NIE 在海洋中的下传速度并非匀速的。

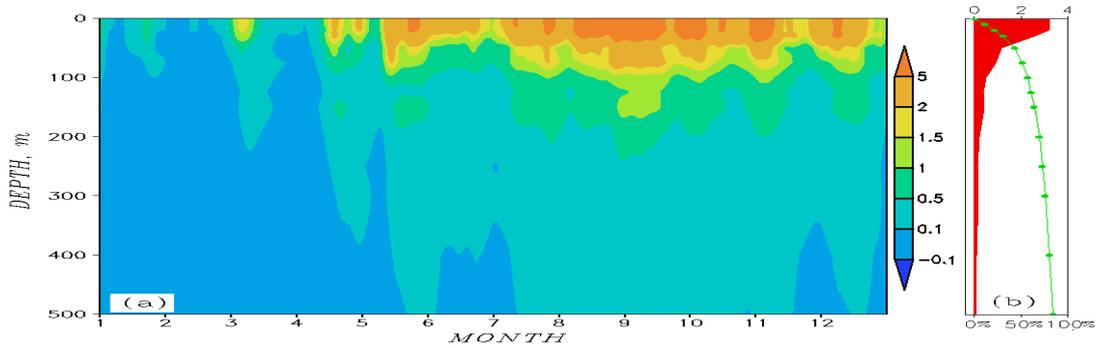


图5 TC产生的NIE在海洋上层的年平均NIE垂直分布(a, 阴影)和累积百分比(b, 实线) 单位： $\times 10^{11} \text{ m}^4/\text{s}^2$ 。

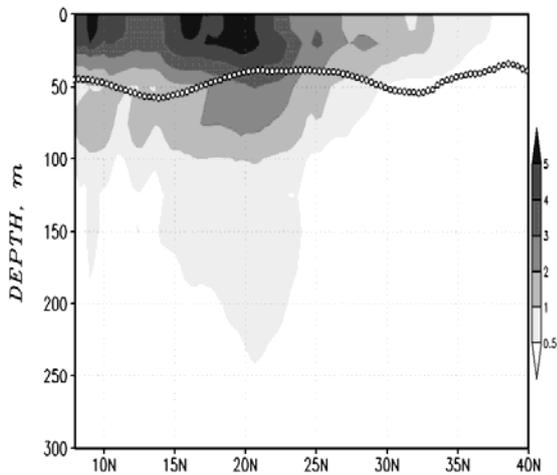


图6 TC产生的NIE在上层海洋的纬向积分(阴影, 单位： $10^6 \text{ m}^3/\text{s}^2$ )和纬向年平均的混合层深度(实线, 单位：m)

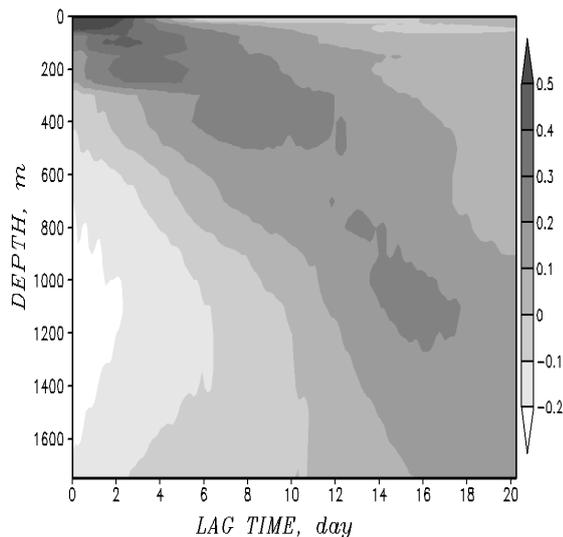


图7 TC中心各深度NIE与表层的NIE的平均滞后相关系数 对每个记录, 定义该处TC在表层产生的NIE为 $E_s$ (自TC经过时刻起取80时次, 相当于10个模式天), 求其与垂直各层NIE( $E_v$ )的滞后相关系数(纵坐标为深度: 0~1750 m, 横坐标为滞后时间 $T_D$ : 0~20天, 序列 $E_v$ 取 $T_D$ 后80时次), 最后求平均。

为了研究NIE在下传时的水平偏移, 我们在TC路径的法向剖面上计算与图7相似的滞后相关系数, 该剖面水平与TC路径垂直, 纵向为深度方向。这里将每个时次剖面上各位置的NIE与TC路径上的NIE求滞后相关, 最后对1266个时次求平均, 图8给出了各代表滞后时间上, 平均相关系数超过0.2的正相关范围。可以看到, 相关系数的正值不仅在向下传播, 并且在水平方向存在右偏。另外, 从各滞后时间最大正相关的位置连线(点线)来看, 最大右偏在200~800 m层次达到最大, 约100 km, 这种右偏在800 m以下开始减小。比较图7可以发现, NIE在偏较大的层次下传较慢, 而当右偏较小时下传速度较快。

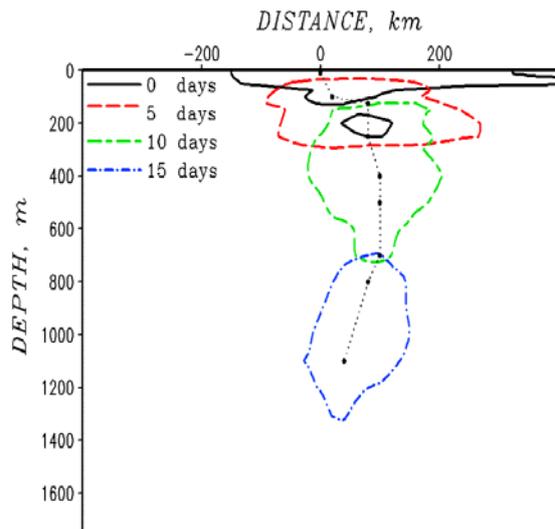


图8 Cross-track剖面上NIE序列( $E_v$ )与TC中心表层NIE变化( $E_s$ )在不同滞后天数(0、5、10、15天)平均相关系数达到0.2的区域 点虚线为各时次滞后相关最大值的位置。

## 4 结 论

海洋中存在着频率接近惯性频率的近惯性波动,该波动在表层由风应力驱动所产生,并且能有效地向海洋深层传输能量。全球的近性能量分布已由 Watanabe 等<sup>[25]</sup>和 Alford<sup>[7]</sup>给出。但由于所用资料的分辨率不够细,这些估计低估了实际的能量,主要是低估了热带气旋的能量输入。因此本研究主要关注由热带气旋产生的 NIE,为此利用 Bogus 方案对 7 年的热带气旋进行了模拟,得到包含 TC 的风场,并将其作为 POM 的风应力强迫与 NCEP 风场进行对比模拟。

(1) 在模拟区域由 TC 产生的 NIE 大小为  $5.14 \times 10^{-3}$  TW,这一数值相当于 NCEP 风场产生 NIE 的三倍,表明 TC 为海洋 NIE 输入的

一个重要因子。增加的 NIE 主要在低纬地区  $10^{\circ}\text{N}$  和  $20^{\circ}\text{N}$  附近,其中 50%集中在 50 m 以上,这一比例在 500 m 以上增加到 85%。

(2) NIE 在表层产生后将向下传播,这种传播包含垂直和水平两个方向。NIE 的传播在不同的深度有较大的差异。当 TC 过境后,先在 50 m 以上充分混合,直至 2 天后开始继续下传;之后在 50~200 m 层次 NIE 下传较快,并且基本垂直向下传播;200~800 m 层次 NIE 下传发生右偏并且下传速度减慢;在 800 m 以下,下传又加快并且向 TC 路径靠近。这种下传特征可能与海洋的温度和密度分层有关,这还需要做进一步的研究揭示。

## 参 考 文 献:

- [1] MUNK W, WUNSCH C. The moon and mixing: Abyssal recipes II[J]. *Deep-Sea Res*, 1998 (45): 1 977-2 010.
- [2] WUNSCH C. The work done by the wind on the oceanic general circulation[J]. *J Phys Oceanogr*, 1998, 28(11): 2 332-2 340.
- [3] WANG W, HUANG R. Wind energy input to the surface waves[J]. *J Phys Oceanogr*, 2004, 34(5): 1 276-1 280.
- [4] WANG W, HUANG R. Wind energy input to the Ekman layer[J]. *J Phys Oceanogr*, 2004, 34(5): 1 267-1 275.
- [5] LEAMAN K, SANFORD T. Vertical energy propagation of inertial waves: A vector spectral analysis of velocity profiles[J]. *J Geophys Res*, 1975, 80: 1 975-1 978.
- [6] SANFORD T B. Spatial structure of thermocline and abyssal internal waves[C]//Dynamics of oceanic internal gravity waves : 'Aha Huliko'a Hawaiian Winter Workshop. Manoa: University of Hawaii, 1991: 109-142.
- [7] ALFORD M. Improved global maps and 54-year history of wind-work on ocean inertial motions[J]. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 1 424.
- [8] SWAIL V, COX A. On the use of NCEP-NCAR reanalysis surface marine wind fields for a long-term North Atlantic wave hindcast[J]. *J Atmos Oceanic Technol*, 2000, 17: 532-545.
- [9] BOOS W, SCOTT J, EMANUEL K. Transient diapycnal mixing and the meridional overturning circulation[J]. *J Phys Oceanogr*, 2004, 34(1): 334-341.
- [10] 袁俊鹏, 江静. 西北太平洋热带气旋路径及其与海温的关系[J]. *热带气象学报*, 2009, 25(增刊): 69-78.
- [11] 蒋小平, 刘春霞, 莫海涛, 等. 海气相互作用对台风结构的影响[J]. *热带气象学报*, 2010, 26(1): 55-59.
- [12] D'ASARO E, ERIKSEN C, LEVINE M, et al. Upper-ocean inertial currents forced by a strong storm Part I: Data and comparisons with linear theory[J]. *J Phys Oceanogr*, 1995, 25(11): 2 909-2 936.
- [13] GILL A. On the behavior of internal waves in the wakes of storms[J]. *J Phys Oceanogr*, 1984, 14(7): 1 129-1 151.
- [14] D'ASARO E. Upper-ocean inertial currents forced by a strong storm. Part II: Modeling[J]. *J Phys Oceanogr*, 1995, 25(11): 2 937-2 952.
- [15] ANDERSON D, GILL A. Beta dispersion of inertial waves[J]. *J Geophys Res*, 1979, 84: 1 836-1 842.
- [16] SHAY L, JACOB S. Relationship between oceanic energy fluxes and surface winds during tropical cyclone passage[J]. *Atmosphere-Ocean*

- Interactions, 2006, 2: 115-142.
- [17] LIU L, WANG W, HUANG R. The mechanical energy input to the ocean induced by tropical cyclones[J]. *J Phys Oceanogr*, 2008, 38(6): 1 253-1 266.
- [18] LOW-NAM S, DAVIS C. Development of a tropical cyclone bogus scheme for the MM5 system[C]//Preprint of the eleventh PSU/NCAR mesoscale model users' workshop. Boulder: PSU/NCAR, 2001: 130-134.
- [19] WU J. Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane[J]. *J Geophys Res*, 1982 87: 9 704-9 706.
- [20] SHAY L, ELSEBERRY R. Near-inertial ocean current response to Hurricane Frederic[J]. *J Phys Oceanogr*, 1987, 17(8): 1 249-1 269.
- [21] BRINK K. Observations of the response of thermocline currents to a hurricane[J]. *J Phys Oceanogr*, 1989, 19(7): 1 017-1 022.
- [22] JIANG J, LU Y, PERRIE W. Estimating the energy flux from the wind to ocean inertial motions: The sensitivity to surface wind fields[J]. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L15610.
- [23] MELLOR G. One-dimensional, ocean surface layer modeling: A problem and a solution[J]. *J Phys Oceanogr*, 2001, 31(3): 790-809.
- [24] PRICE J. Internal wave wake of a moving storm Part I: Scales, energy budget and observations[J]. *J Phys Oceanogr*, 1983, 13(6): 949-965.
- [25] WATANABE M, HIBIYA T. Global estimates of the wind-induced energy flux to inertial motions in the surface mixed layer[J]. *Geophys Res Lett*, 2002, 29: 1 239.

## ESTIMATING THE ENERGY FLUX FROM THE TROPICAL CYCLONES TO OCEAN NEAR-INERTIAL MOTIONS

QIAN Qi-feng, JIANG Jing

( School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China )

**Abstract:** Wind-work on near-inertial motions of tropical cyclones and corresponding ocean near-inertial energy changes are studied using a regional ocean model. Two model runs are well conducted with differences only in the wind forcing used. One model run is forced by the wind stress calculated from NCEP 10-m winds, and the other is conducted with simulated wind fields which are generated by adding tropical cyclones to the NCEP winds. It is shown that the tropical cyclones enhance the energy flux input to near-inertial motions by  $5.14 \times 10^{-3} \text{TW}$ , which is more than a threefold increase compared to that of the NCEP winds. About a half of this enhanced energy exists in the upper 50 m layer, and this rate accumulates up to 85% in the upper 500 m layer. When this energy propagates downward, the feature is quite different in depth. In the mixing layer, the near-inertial energy mixes well, and about two days after the cyclone passage it starts to propagate downward. From the base of the mixing layer to the 200 m level, the energy travels fast and is mainly vertically downward. In the middle 200 m to near 800m levels, it travels more slowly, with a trend of rightward bias off the cyclone track. Below 800 m, the energy propagation speeds up again and gets close to the track.

**Key words:** tropical cyclone; near-inertial motions; energy