南海西北部上层海洋对连续台风的近惯性响应

马永贵¹, 张书文^{1,2*}, 齐义泉³, 经志友⁴

1. 广东海洋大学海洋与气象学院, 湛江 524088;

2. 青岛海洋科学与技术国家实验室区域海洋动力学与数值模拟功能实验室, 青岛 266237;

3. 河海大学海洋学院, 南京 210098;

4. 中国科学院南海海洋研究所热带海洋环境国家重点实验室, 广州 510301

* 通讯作者, E-mail: gdouzhangsw@163.com

收稿日期: 2018-05-14; 收修改稿日期: 2018-08-02; 接受日期: 2018-09-19; 网络发表日期: 2019-01-25

国家重点研发计划重点专项项目(编号: 2016YFC14001403)、国家自然科学基金面上项目(批准号: 41676008, 40876005)和全球变化与海气相互作用专项国际合作项目(编号: GASI-IPOVI-04)资助

摘要 文章基于2011年9~11月南海西沙潜标观测资料, 研究了西沙海域上层海洋对连续台风Nesat(1117)和Nalgae(1119)过境的近惯性响应. 结果表明: 两个台风过境都产生了强烈的近惯性振荡, 且台风路径右侧的近惯性流速明显大于左侧. Nesat引起的近惯性内波平均垂向相速度为 0.25 cm s^{-1} , 垂向群速度为 0.85 m h^{-1} , 垂向波长为350m. Nalgae所引起的近惯性内波垂向相速度和群速度均小于Nesat, 垂向波长仅为Nesat的1/2. 两个台风引起的近惯性能量下传深度存在明显差异, Nalgae约为200m, 而Nesat可下传至300m. 产生这一差异的主要原因是Nesat引起的近惯性能量不易耗散, 同时能够以较快的速度向深海传播. 此外, 两个台风引起的近惯性内波频率都存在明显的蓝移现象. Nesat引起的近惯性内波频率在100~150m深度受多普勒频移的影响明显增大; 然而Nalgae引起的近惯性内波频率却在100~150m深度显著减小, 这是由于两个台风过境期间, 西沙海域背景场涡度差异所致.

关键词 连续台风, 近惯性振荡, 近惯性能量传播

1 引言

风应力驱动产生的近惯性振荡是海洋中普遍存在的现象, 会对上混合层与温跃层以下深层水之间的能量、热量和物质交换产生重要影响(D'Asaro, 2003; 周磊等, 2005; Srivier和Huber, 2007; Zhang等, 2014a). Pollard(1970)最早对风生近惯性内波进行了研究, 指出风应力的快速变化能够在上层海洋驱动产生近惯性内波. 在线性理论框架下, 如果台风移动速度大于其过境

海域第一斜压模的相速度, 那么在台风路径上将伴随近惯性内波响应 (Geisler, 1970; Jaimes和Shay, 2009). 这种响应与中纬度风暴所造成的机制类似, 只是比风暴的水平尺度要小, 垂直传播速度更快(Firing等, 1997; Sanford等, 2011). 海洋中自由内波的频率 ω 介于惯性频率 f 与浮性频率 N 之间, $f = 2\Omega \sin \varphi$ ($\Omega \approx 7.292 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$ 为地球的自转角速度, φ 为纬度), $N = \sqrt{-\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz}}$ (ρ 为海水密度, g 为重力加速度, z 为深度且

中文引用格式: 马永贵, 张书文, 齐义泉, 经志友. 2019. 南海西北部上层海洋对连续台风的近惯性响应. 中国科学: 地球科学, 49: 731–740, doi: 10.1360/N072018-00143

英文引用格式: Ma Y, Zhang S, Qi Y, Jing Z. 2019. Upper ocean near-inertial response to the passage of two sequential typhoons in the northwestern South China Sea. Science China Earth Sciences, <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9292-3>

定义竖直向上为正). 在稳定层化下海洋内部近惯性内波频散关系可写为

$$\omega^2 = f_{\text{eff}}^2 + N^2 \frac{(k^2 + l^2)}{m^2} = f_{\text{eff}}^2 + \frac{N^2 k_h^2}{m^2}, \quad (1)$$

式中, (k, l) 为水平方向波数, m 为垂直方向波数, $k_h^2 = k^2 + l^2$, $f_{\text{eff}} = f + \zeta/2$ (Kunze, 1985), 为有效惯性频率,

其中 $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ 是背景场垂向涡度.

在陆架海域主要关注近惯性内波在上层海洋能量的传播与耗散; 由于受到地形、温跃层、锋面、边界流、上升流及中尺度涡的影响, 近惯性内波在上层海洋能量的传播与衰减过程是非常复杂的 (Federiuk 和 Allen, 1996). 风场向上层海洋能量输入过程主要是通过风应力的斜压强迫驱动产生近惯性振荡向海洋内部传送能量 (周磊等, 2005). 风应力的斜压强迫对海洋的影响不限于上混合层, 可能对海洋深层甚至底层都有明显的影响 (Gardner 等, 2001; Alford 等, 2012). 风输送到海洋中的能量将分配到海流的各个模态中, 其中一部分能量会在混合层底及温跃层内耗散掉, 剩下的部分能量将穿过温跃层向深海传播 (D'Asaro, 1995). 同时, 近惯性内波之间以及它们与地转流和中尺度物理过程之间会发生相互作用 (Jacob 和 Shay, 2003; Yang 等, 2017), 能量下传的时间尺度受混合层深度的影响不大, 但下传时的能量消耗与混合层厚度却有很大的关系 (Shearman, 2005). Gardner 等 (2001) 在 CMO (coastal mixing and optics experiments) 实验观测中发现, 风应力在混合层驱动产生的近惯性振荡, 容易在混合层底激发斜压剪切不稳定, 使海水垂直结构发生挟卷混合而耗散能量. 根据 Alford 和 Gregg (2001) 的观测, 近惯性内波的动能和势能均在混合层内达到最大值, 在穿越温跃层后能量迅速衰减. 约有 18% 的能量损耗在混合层, 约有 68% 的能量在穿越混合层底的挟卷层和温跃层时耗散掉, 只有 15% 的能量向深层水传播. 实际上, 风生近惯性内波是否能传至深层海水, 目前仍存在很大争议 (Furuichi 等, 2008; Alford 等, 2012; Zhang 等, 2014b).

因此, 开展风生近惯性内波能量传播机制的研究, 对于揭示近岸物质扩散与沉积过程、海洋内部物质和能量循环及生态环境效应研究具有重要的科学意义和实际应用价值 (Zedler 等, 2002; Kobayashi 等, 2005;

Walker 等, 2005). 在南海关于单个台风引起的近惯性振荡研究前人已有很多工作 (Sun 等, 2012; Chen 等, 2013; Xu 等, 2013). 然而, 对于连续台风引起的近惯性振荡以及近惯性内波之间的相互作用仍鲜有研究. 本文基于南海西沙海域 2011 年 9~11 月的潜标观测资料, 对两个连续过境的台风 Nalgae 与 Nesat 所引起的不同近惯性内波基本特征和能量传播过程进行了研究. 并对造成两个近惯性内波不同的频移因素进行了定量分析.

2 数据与方法

2.1 数据

潜标由“实验 3”号科学调查船执行的南海北部开放航次所布放, 位于 16.8517°N, 110.6783°E, 所在水深为 1500m, 观测时间为 2011 年 8 月至 2012 年 8 月. 上打 ADCP (acoustic doppler current profilers) 所在深度为 460m, 采样间隔为 1h, 层间为 16m, 采样范围为 58~442m.

风场资料使用欧洲中心 (European Center for Medium-Range Weather Forecasts) 的 ERA-interim 再分析资料集, 空间分辨率: 0.125°×0.125°, 时间分辨率: 6h. 台风路径资料来源于中国气象局热带气旋资料中心 (<http://tcdata.typhoon.org.cn/>) CMA 热带气旋最佳路径数据集 (Ying 等, 2014). 海表面高度异常和地转流数据来源于法国的 AVISO (archiving validation and interpretation of satellite oceanographic), 空间分辨率: 0.25°×0.25°, 时间分辨率: 1d. 月平均温盐剖面数据来源于全球海洋 Argo 网格数据集 (BOA-Argo), 资料的空间分辨率: 1°×1° (李宏等, 2017).

2.2 方法

本文采用 4 阶 butterworth 带通滤波器提取海洋上层近惯性流速. 滤波器的规格设计如下: $F_{\text{stop1}}=0.8f$ 、 $F_{\text{pass1}}=0.85f$ 、 $F_{\text{pass2}}=1.15f$ 、 $F_{\text{stop2}}=1.2f$ 、 $A_{\text{pass}}=3\text{dB}$ 、 $A_{\text{stop}}=40\text{dB}$. 利用 4 阶 butterworth 低通滤波器提取周期大于 48h 的低频流速数据. 滤波器的规格设计如下: $F_{\text{pass}}=F(F=5.787\times 10^{-6}\text{Hz})$ 、 $F_{\text{stop}}=1.05F$ 、 $A_{\text{pass}}=3\text{dB}$ 、 $A_{\text{stop}}=40\text{dB}$.

经验模态分解 (empirical mode decomposition) 是一种新型自适应信号时频处理方法, 特别适用于非线性

非平稳信号的分析处理(Huang等, 1998). 为计算背景场的低频波动对近惯性内波造成多普勒频移效果; 通过EMD方法对低频(周期大于48h)流速分解, 即

$$x(t) = \sum_{i=1}^n \text{IMF}_i(t) + r_n(t), \quad (2)$$

$$\text{LP}_k = \sum_{i=k}^n \text{IMF}_i(t), \quad (3)$$

式中, $x(t)$ 为通过butterworth低通滤波器得到的低频流速, $\text{IMF}_i(t)$ 为固有模态分量, $r_n(t)$ 为余项; LP_k 为通过对固有模态(IMF_i)叠加做低通滤波后得到的新模式. 为选取最优的 LP_k 来计算多普勒频移的效果, 选用Zheng等(2012)提出了最优降噪光滑模型来评估 LP_k , 评估指标如下:

$$\text{MMSE} = \frac{\sum_{j=1}^m \text{MSE}_j}{m}, \quad (4)$$

$$\text{SMSE} = \frac{\sum_{j=1}^m \text{SMSE}_j}{m}, \quad (5)$$

$$\text{minf} = \alpha \text{min}(\text{MMSE}) + (1 - \alpha) \text{min}(\text{SMSE}), \quad (6)$$

式中, 相似性指标MMSE为二维流场 LP_k 的平均均方根误差, MSE_j 为 LP_k 在各层中的均方根误差, $j=1, 2, \dots, m$ 为二维流场采样层数; 平均光滑度指标SMSE为二维流场 LP_k 在各点光滑度的平均值, SMSE_j 为 LP_k 各层采样点的光滑度平均值; 最优指标minf, 即相似性指标MMSE和光滑度指标SMSE同时取得最小值, α 为权重

系数, 本文取为0.3, 函数min为取最小值.

3 结果与分析

3.1 台风与流速功率谱分析

2011年第17号强台风Nesat与第19号台风Nalgae先后进入南海. Nesat在进入南海之后于9月29日6时, 台风中心最大持续风速增大为 43 m s^{-1} , 加强到强台风等级, 同时七级风圈半径达到380km; Nalgae进入南海之后等级不断减弱, 七级风圈半径为300km. 如图1a和1b所示, 台风Nesat和台风Nalgae均从潜标右侧经过, 台风的七级风圈也都扫过潜标.

图2是通过小波转化得到的全水深经向流速功率谱切片图, 台风经过之后惯性频率附近能量出现峰值. 特别是10月13日(图2b)和10月26日(图2c) 谱峰频率分别为 $1.13f$, $1.05f$, 均存在明显的蓝移现象, 近惯性能量远超K1和M2分潮能量, 开始主导上层海洋运动.

3.2 近惯性内波的基本特征

台风Nesat和Nalgae过境之后, 产生了强劲的近惯性流(图3所示). 10月4~19日近惯性流速等值线(等相位线)呈现相同斜率(如图3a中绿色椭圆所示位置). 按照台风过境顺序判断此次近惯性事件为Nesat引起. 10月21日至11月01日近惯性流速等相位线也呈现出相同斜率(如图3a中黄色椭圆所示位置)且与Nesat所引起的近惯性振荡等相位线斜率不同, 由台风过境的时间判

图1 2011年9月29日台风Nesat过境潜标的风场和台风路径(a)和2011年10月3日台风Nalgae过境潜标的风场和台风路径(b)
STY, 强台风; TY, 台风; STS, 强热带风暴; TS, 热带风暴; TD, 热带低压; 绿线为七级风圈; 红色五角星为潜标位置

图2 海洋上层经向流速功率谱切片图(a)、10月13日流速功率谱(b)和10月26日流速功率谱(c)

频率坐标以 $50\log(\text{cph})$ 拉伸; (a) 沿着频率轴的三个切片频率依此为惯性频率(f)、全日分潮 $K1$ 频率($k1$)、半日分潮 $M2$ 频率($m2$); (b)和(c) 黑色、白色和粉色虚线频率依此为 f 、 $k1$ 和 $m2$

图3 由带通滤波得到纬向近惯性流速(a)和经向近惯性流速(b)

黑色虚线依此为台风Nesat和Nalgae过境潜标的时间; 绿色椭圆区域为Nesat引起的近惯性振荡流速, 黄色椭圆区域为Nalgae引起的近惯性振荡流速

定此次近惯性事件是由Nalgae引起。台风Nesat过境引起的最大近惯性流速为 0.3 m s^{-1} , Nalgae引起的近惯性流速最大为 0.26 m s^{-1} 。Yang和Hou(2014)在Nesat路径右侧(20.2600°N , 115.3750°E)观测到最大近惯性流速为 0.38 m s^{-1} 。高大鲁等(2016)在Nalgae路径右侧

(19.9367°N , 115.4150°E)观测到最大近惯性流速为 0.4 m s^{-1} 。本文所采用潜标(16.8517°N , 110.6783°E)位于Nesat和Nalgae路径左侧, 观测到近惯性流速均小于在右侧的观测值。这与前人的观测结果一致, 在北半球稳定前进的台风路径点右侧风场随时间呈顺时针旋

转, 从而与近惯性流速的旋转方向一致, 当二者的旋转速度相当时会发生共振效应, 所以能强迫出更强的近惯性流(Pollard, 1970; Price, 1981).

根据图3a中流速等相位线斜率可以估算出近惯性内波的垂向相速度. 台风Nesat和Nalgae引起的近惯性内波平均垂向相速度分别为0.25和0.12cm s⁻¹. 通过近惯性内波的频散关系(式(1))可以进一步得到两列近惯性内波的基本特征. 如表1所示, Nesat引起的近惯性内波垂向波长约为350m, 是Nalgae引起的2倍. Nesat引起的近惯性内波的水平尺度达到了50km, 而Nalgae引起的不到20km. 因此, 强台风Nesat激发的近惯性内波比Nalgae引起的近惯性内波所蕴含的能量要大.

3.3 近惯性能量垂向传播

台风Nesat过境时的风速和七级风圈半径均大于

Nalgae(图1和4a), 从而所激发的近惯性振荡尺度远大于Nalgae. 台风激发的近惯性振荡能量随时间推移会向海洋深层传播(Geisler, 1970; Brooks, 1983; Price, 1983; Gill, 1984; Shay和Elsberry, 1987). 近惯性流速动能采用以下公式计算:

$$E_f = \frac{1}{2} \rho (u_f^2 + v_f^2), \tag{7}$$

式中, ρ 为海水密度, 为1024kg m⁻³; u_f 和 v_f 分别为带通滤波得到的纬向和经向近惯性流速. 近惯性能量随深度和时间的变化如图4b所示, 主要集中在200m以浅的上层海洋中. Nesat造成的近惯性内波最大能量出现在106m深度处, 为26J m⁻³. Nalgae引起的最大近惯性能量位于123m深度处, 为22J m⁻³. 由图4c可看出台风Nesat所引起的平均近惯性动能于10月14日凌晨达到最大值后开始衰减, 于10月19日傍晚衰减至最大值的1/e,

表 1 台风Nesat和Nalgae引起的近惯性内波基本特征^{a)}

深度(m)	Nesat					Nalgae				
	ω	λ_h (km)	λ_z (m)	C_{gz} (m h ⁻¹)	C_{gh} (m s ⁻¹)	ω	λ_h (km)	λ_z (m)	C_{gz} (m h ⁻¹)	C_{gh} (m s ⁻¹)
58~100	1.07f	52	354	0.53	0.22	—	—	—	—	—
100~150	1.13f	50	334	0.90	0.07	1.05f	19	173	0.18	0.05
150~200	1.10f	50	344	1.30	0.16	1.08f	19	168	0.40	0.12
200~250	1.09f	51	347	0.65	0.24	—	—	—	—	—

a) λ_h , 水平波长; λ_z , 垂向波长; C_{gh} , 水平群速度; C_{gz} , 垂向群速度

图 4 潜标位置10m高绝对风速随时间变化(a)、近惯性能量随深度和时间变化(b)和近惯性能量垂向平均随时间变化(c) (b) 两条垂直虚线依此为台风Nesat和Nalgae过境的时间, 黑色实线能量值为5J m⁻³, 黑色虚线能量值为2J m⁻³; (c) 蓝线为日平均, 灰线为每小时平均, 红点依此为Nesat引起的近惯性能量的最大值和e折尺度, 黑点依此为Nalgae引起的近惯性能量的最大值和e折尺度

近惯性动能的e折时间尺度约为5.5d. Nalgae所引起的平均近惯性动能e折时间尺度与Nesat相近约为4.7d.

近惯性内波垂向群速度(C_{gz})定义为

$$C_{gz} = \frac{\partial \omega}{\partial m} \approx \frac{N^2 k_h^2}{2m^3 f}. \quad (8)$$

由于本文中浮性频率 N 为气候态月平均值, 用于计算 C_{gz} 时会存在较大误差, 故 C_{gz} 通过图4b中能量等值线核心向下传播速度来估算. 如表1所示, Nesat引起的近惯性内波在100m以浅的垂向群速度较小为 0.53 m h^{-1} , 从100m深处开始增大, 到150m深处达到最大值 1.3 m h^{-1} 后开始减小. 故Nesat引起的近惯性内波能量在向下传播中经历了由慢到快再到慢的过程. 由式(8)可知当近惯性内波产生之后, 影响 C_{gz} 的仅是海水层结(N^2), 由图5知在250m以浅 N 变化趋势与 C_{gz} 一致, 呈现出先增大后减小的趋势. Nalgae引起的近惯性能量在100m以浅和200m以深较小且没有清晰的极值核心, 估算的垂向群速度可信度较低. 总体而言, Nalgae引起的近惯性内波的垂向群速度普遍较小, 但其变化趋势与Nesat的类似在100~200m也经历了由慢到快的过程. 近惯性能量在向下传播的过程中伴随着能量的耗散, Burchard和Rippeth(2009)发现平均剪切的高值区也对应于较强的耗散. Nesat和Nalgae引起的近惯性流速垂向剪切见图6. 强剪切的区域位于200m以浅水深, 并且Nalgae引起的经纬向近惯性流速剪切均强于Nesat, 最大剪切为 0.008 s^{-1} .

Nesat激发的近惯性能量明显(定义为 5 J m^{-3})下传深度达到300m左右, 而Nalgae引起的近惯性能量只下传到200m左右(如图4b黑色包络线所示). 综上所述, 造成这一差异的主要原因为: (1) 强台风Nesat过境时的风速和水平尺度均大于Nalgae, 从而激发的初始近惯性振荡强于Nalgae; (2) Nesat引起的近惯性内波垂向群速度大于Nalgae; (3) Nalgae引起的近惯性内波流速垂向剪切大于Nesat, 其能量易于耗散. 故Nesat引起的近惯内波能量不易耗散, 同时能够以较快的速度向深海传播.

3.4 频移

近惯性能量在向下传播过程中由于海水层结的存在, 大部分会耗散在混合层和温跃层底, 同时近惯性内波频率也会随之变化(Alford和Gregg, 2001). 近惯性内

图5 潜标处2011年秋季(9~11月)浮性频率

波的频率变化主要是由有效惯性频率 f_{eff} , 浮性频率 N , 以及在背景流 $|\mathbf{v}|$ 存在下的多普勒频移所致, 进而频散关系可写为

$$\begin{aligned} \omega &= \sqrt{\frac{N^2 \mathbf{k}_h^2 + f_{\text{eff}}^2 \mathbf{m}^2}{\mathbf{m}^2}} + \mathbf{K} \cdot \mathbf{v} \\ &\approx \sqrt{\frac{N^2 \mathbf{k}_h^2 + f_{\text{eff}}^2 \mathbf{m}^2}{\mathbf{m}^2}} + |\mathbf{k}_h| |\mathbf{v}| \cos(\theta - \alpha), \end{aligned} \quad (9)$$

式中, $|\mathbf{v}|$ 背景场的平均流速, α 为平均流与纬圈之间的夹角, θ 为近惯性内波传播方向与水平面之间的夹角(Cuyper等, 2013). 图7a和7c分别是Nesat和Nalgae引起的近惯性内波沿其能量传播路径中心线上的流速功率谱. 可以清晰的看到近惯性内波谱峰频率均大于局地的惯性频率存在明显的蓝移. Nesat引起的近惯性内波频率随时间和水深呈现先增大后减小的趋势(如图7b所示), 在100~150m深度达到最大值 $1.13f$, 这也是近惯性能量最大的水深; 而Nalgae引起的近惯性内波频率的变化却恰恰相反, 呈现出先减小后增大的趋势(如图7d所示), 在100~150m深处达到最小值 $1.05f$.

背景场的垂向涡度会造成局地有效惯性频率变化($f_{\text{eff}} = f + \zeta/2$), 进而导致近惯性内波频移. 由于单点潜标流速得不到准确的背景场涡度(ζ), 因此本文选用海面地转流的相对涡度来估算有效惯性频率 f_{eff} 的变化.

图 6 纬向近惯性流速垂向剪切(a)和经向近惯性流速垂向剪切(b)

黑色虚线依此为台风Nesat和Nalgae过境潜标的时间; 绿色椭圆区域为Nesat引起的近惯性流速垂向剪切, 黄色椭圆区域为Nalgae引起的近惯性振荡流速垂向剪切

图 7 Nesat引起的近惯性内波经向流速沿其能量传播路径上功率谱(a)、(a)中谱峰频率随水深变化(b)、Nalgae引起的近惯性内波经向流速沿其能量传播路径上功率谱(c)和(c)中谱峰频率随水深变化(d)

(a)和(c)黑色虚线为惯性频率; (b)和(d)红点为经向流速频率, 蓝点为纬向流速频率

如图8所示, 10月15~22日背景场的相对涡度从 $0.1f$ 急剧变化到 $-0.04f$, 有效惯性频率 f_{eff} 变化幅值为 $-0.07f$. 这与Nalgae引起的近惯性内波频率减小的时间刚好吻

合. 由此推断, 背景场相对涡度的变化是造成其频率减小的主要原因. 然而单凭背景场相对涡度的变化, 无法解释Nesat引起的近惯性内波频率的增大.

图8 背景场的环境涡度随时间变化

为此考虑到背景场低频波动造成的多普勒频移. 为得到低频波动的背景流速首先用Butterworth低通滤波器提取周期大于48h的低频流速数据. 通过经验模态分解对低频流速分解, 得到IMF_{1~5}, 5个固有模态, 再将固有模态做低通滤波后得到LP_{1~5}, 5个叠加模态(式(2)和(3)). 最后用最优降噪光滑模型对各叠加模态评估后, 得到最优的低频模态叠加态; 图9a是经标准化后各叠加态最优指标, 易得LP₃(IMF₁+IMF₂+IMF₃)minf值最小, 故为降噪后的最优低频波动.

图9b为LP₃在58~186m深度的经向流速, 可以看到10月12~17日期间有一个明显的低频波动存在. 平均的低频流速为0.06m s⁻¹, 并由式(9)估算得多普勒频移的效果为0.09f. 这与观测到的频率由1.07f增大到1.13f相契合, 表明台风Naset所激发的近惯性内波频率增大主

要是由多普勒频移所致.

4 结论

通过对2011年9~11月南海西沙潜标流速数据分析, 本文主要得到以下结论:

(1) 台风Nesat引起的近惯性内波平均垂向相速度为0.25cm s⁻¹, 垂向群速度为0.85m h⁻¹, 垂向波长为350m, 近惯性能量影响深度为300m. Nalgae所引起的近惯性内波垂向相速度和群速度均小于Nesat, 垂向波长仅为Nesat的1/2, 近惯性能量影响深度为200m. 这是由于Nesat引起的近惯内波能量不易耗散, 同时能够以较快的速度向深海传播.

(2) 台风Nesat和Nalgae引起的近惯性动能e折时间

图9 标准化后的最优降噪光滑模型指标(a)和低频叠加态LP3经向流速分布(b)

(a) MMSE为相似性指标, SMSE为光滑性指标, minf为最优指标. (b) 红线为Nesat引起的近惯性内波频率增大的位置和时间

尺度分别为5.5d和4.7d, 且其频率都存在明显的蓝移现象. 台风Nesat引起的近惯性内波频率在下传过程中受多普勒频移的影响明显增大. 而台风Nalgae引起的近惯性内波频率在100~150m深处却明显减小, 这是由于两个台风过境期间, 西沙海域背景场涡度存在差异所致.

参考文献

- 高大鲁, 王新怡, 李秉天, 吕咸青. 2016. 南海北部海域对台风Nalgae的响应特征分析. 中国海洋大学学报(自然科学版), 46: 8–13
- 李宏, 刘增宏, 许建平, 吴晓芬, 孙朝辉, 卢少磊, 曹敏杰. 2017. 全球海洋Argo网格数据集(BOA-Argo)用户手册. 中国Argo实时资料中心. 25
- 周磊, 田纪伟, 王东晓. 2005. 斜压海洋水平大尺度波动各模态能量分布对风的响应. 中国科学D辑: 地球科学, 35: 997–1006
- Alford M H, Gregg M C. 2001. Near-inertial mixing: Modulation of shear, strain and microstructure at low latitude. *J Geophys Res*, 106: 16947–16968
- Alford M H, Cronin M F, Klymak J M. 2012. Annual cycle and depth penetration of wind-generated near-inertial internal waves at ocean station Papa in the Northeast Pacific. *J Phys Oceanogr*, 42: 889–909
- Brooks D A. 1983. The wake of Hurricane Allen in the western Gulf of Mexico. *J Phys Oceanogr*, 13: 117–129
- Burchard H, Rippeth T P. 2009. Generation of bulk shear spikes in shallow stratified tidal seas. *J Phys Oceanogr*, 39: 969–985
- Chen G X, Xue H J, Wang D X, Xie Q. 2013. Observed near-inertial kinetic energy in the northwestern South China Sea. *J Geophys Res-Oceans*, 118: 4965–4977
- Cuyppers Y, Le Vaillant X, Bouruet-Aubertot P, Vialard J, McPhaden M J. 2013. Tropical storm-induced near-inertial internal waves during the Cirene experiment: Energy fluxes and impact on vertical mixing. *J Geophys Res-Oceans*, 118: 358–380
- D'Asaro E A. 1995. Upper ocean inertial currents forced by a strong storm. Part II: Modelling. *J Phys Oceanogr*, 25: 2937–2952
- D'Asaro E A. 2003. The ocean boundary layer below Hurricane Dennis. *J Phys Oceanogr*, 33: 561–579
- Federik J, Allen J S. 1996. Model studies of near-inertial waves in flow over the Oregon continental shelf. *J Phys Oceanogr*, 26: 2053–2075
- Firing E, Lien R C, Muller P. 1997. Observations of strong inertial oscillations after the passage of Tropical Cyclone Ofa. *J Geophys Res*, 102: 3317–3322
- Furuichi N, Hibiya T, Niwa Y. 2008. Model-predicted distribution of wind-induced internal wave energy in the world's oceans. *J Geophys Res*, 113: C09034
- Gardner W D, Blakey J C, Walsh I D, Richardson M J, Pegau S, Zaneveld J R V, Roesler C, Gregg M C, MacKinnon J A, Sosik H M, Williams Iii A J. 2001. Optics, particles, stratification, and storms on the New England continental shelf. *J Geophys Res*, 106: 9473–9497
- Geisler J E. 1970. Linear theory of the response of a two layer ocean to a moving hurricane. *Geophys Fluid Dyn*, 1: 249–272
- Gill A E. 1984. On the behavior of internal waves in the wakes of storms. *J Phys Oceanogr*, 14: 1129–1151
- Huang N E, Shen Z, Long S R, Wu M C, Shih H H, Zheng Q, Yen N C, Tung C C, Liu H H. 1998. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. *Proc R Soc A-Math Phys Eng Sci*, 454: 903–995
- Jacob S D, Shay L K. 2003. The role of oceanic mesoscale features on the tropical cyclone-induced mixed layer response: A case study. *J Phys Oceanogr*, 33: 649–676
- Jaimes B, Shay L K. 2009. Mixed layer cooling in mesoscale oceanic eddies during hurricanes Katrina and Rita. *Mon Weather Rev*, 137: 4188–4207
- Kobayashi N, Zhao H, Tega Y. 2005. Suspended sand transport in surf zones. *J Geophys Res*, 110: C12009
- Kunze E. 1985. Near-inertial wave propagation in geostrophic shear. *J Phys Oceanogr*, 15: 544–565
- Pollard R T. 1970. On the generation by winds of inertial waves in the ocean. *Deep Sea Res Oceanogr-Abstract*, 17: 795–812
- Price J F. 1981. Upper ocean response to a hurricane. *J Phys Oceanogr*, 11: 153–175
- Price J F. 1983. Internal wave wake of a moving storm. Part I. Scales, energy budget and observations. *J Phys Oceanogr*, 13: 949–965
- Price J F, Sanford T B, Forristall G Z. 1994. Forced stage response to a moving hurricane. *J Phys Oceanogr*, 24: 233–260
- Sanford T B, Price J F, Garton J B. 2011. Upper-ocean response to hurricane Frances (2004) observed by profiling EM-APEX floats. *J Phys Oceanogr*, 41: 1041–1056
- Shay L K, Elsberry R L. 1987. Near-inertial ocean current response to Hurricane Frederic. *J Phys Oceanogr*, 17: 1249–1269
- Shearman R K. 2005. Observations of near-inertial current variability on the New England shelf. *J Geophys Res*, 110: C02012
- Srifer R L, Huber M. 2007. Observational evidence for an ocean heat pump induced by tropical cyclones. *Nature*, 447: 577–580
- Sun L, Zheng Q A, Tang T Y, Chuang W S, Li L, Hu J Y, Wang D X. 2012. Upper ocean near-inertial response to 1998 Typhoon Faith in the South China Sea. *Acta Oceanol Sin*, 31: 25–32
- Walker N D, Leben R R, Balasubramanian S. 2005. Hurricane-forced upwelling and chlorophyll *a* enhancement within cold-core cyclones in the Gulf of Mexico. *Geophys Res Lett*, 32: L18610

- Xu Z H, Yin B S, Hou Y J, Xu Y S. 2013. Variability of internal tides and near-inertial waves on the continental slope of the northwestern South China Sea. *J Geophys Res-Oceans*, 118: 197–211
- Yang B, Hou Y J. 2014. Near-inertial waves in the wake of 2011 Typhoon Nesat in the northern South China Sea. *Acta Oceanol Sin*, 33: 102–111
- Yang Q X, Zhao W, Liang X F, Dong J H, Tian J W. 2017. Elevated mixing in the periphery of mesoscale eddies in the South China Sea. *J Phys Oceanogr*, 47: 895–907
- Ying M, Zhang W, Yu H, Lu X Q, Feng J X, Fan Y X, Zhu Y T, Chen D Q. 2014. An overview of the China Meteorological Administration tropical cyclone database. *J Atmos Ocean Technol*, 31: 287–301
- Zedler S E, Dickey T D, Doney S C, Price J F, Yu X, Mellor G L. 2002. Analyses and simulations of the upper ocean's response to Hurricane Felix at the Bermuda Testbed Mooring site: 13–23 August 1995. *J Geophys Res*, 107: 25-1–25-29
- Zhang S W, Xie L L, Hou Y J, Zhao H, Yi X F. 2014a. Tropical storm-induced turbulent mixing and chlorophyll-a enhancement in the continental shelf southeast of Hainan Island. *J Mar Syst*, 129: 405–414
- Zhang S W, Xie L L, Zhao H, Hou Y J. 2014b. Tropical storm-forced near-inertial energy dissipation in the southeast continental shelf region of Hainan Island. *Sci China Earth Sci*, 57: 1879–1884
- Zheng Y, Yue J, Sun X F, Chen J. 2012. Studies of filtering effect on internal solitary wave flow field data in the South China Sea using EMD. *Adv Mater Res*, 518-523: 1422–1425

(责任编辑: 陈大可)