

超强台风强度与其过境海域上层海洋 热力结构关系研究

王开锁^{1,2}, 赵彪², 赵昌²

(1. 中国海洋大学 海洋与大气学院, 山东 青岛 266100; 2. 国家海洋局 第一海洋研究所, 山东 青岛 266061)

摘要:分析了西北太平洋海域 1993—2015 年发生的超强台风过程的时空分布特征,发现超强台风高发区主要分布在菲律宾以东($124^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$, $14^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$)海域。近 20 a 来西北太平洋超强台风发生频率呈增加趋势。利用两层约化重力模型计算了西北太平洋海域 26°C 等温线深度(H_{26}),通过 ARGO 资料评估验证了该方法的可靠性。基于超强台风最大风速分类,进一步讨论了超强台风最终发展强度和其过境前上层海洋热力结构的关系,发现超强台风过境前海洋 H_{26} 越深、海面温度(SST)越偏暖,上层海洋有效热含量(UOHCv)值就越大且 UOHCv 正异常越大,越有利于台风短时间内发展增强到超强台风。分析显示,超强台风最终达到的强度和超强台风单位时间掠过海面的 UOHCv 量值密切相关。

关键词:超强台风;上层海洋有效热含量; 26°C 等温线深度;台风移速

中图分类号:P73

文献标识码:A

文章编号:1671-6647(2018)03-0363-11

doi:10.3969/j.issn.1671-6647.2018.03.003

台风是热带洋面生成的强烈天气过程。西北太平洋是台风生成频率最高的海区,平均每年生成的台风个数占其全球总数的 $1/3$ ^[1]。台风过境伴随着大暴雨或特大暴雨等强对流天气,给人类生存环境和财产安全带来威胁。中国是世界上受台风危害最严重的国家之一,年均达到 9.3 个^[2],居世界首位。超强台风是台风中等级最高、破坏力最强的一类^[3]。台风路径模拟预报技术已取得极大提高,但台风强度模拟预报能力进展缓慢,当前 24 h 台风强度模拟预报误差维持 20 a 前的水平,48 和 72 h 台风强度预报误差略有提高^[4-5]。对 2013—2014 年中国气象局对西北太平洋台风的 24~72 h 预报误差的统计发现台风强度预报依旧存在强台风预报偏弱、弱台风预报偏强的问题(图 1),该问题于 20 世纪 90 年代已发现^[6],迄今未得到彻底解决。

海洋是台风的能量源^[7-10],台风强度与海面温度(SST)关系密切^[11-12]。研究发现,在没有较强天气系统引导的情况下,台风常沿着较暖海域边缘或穿过较暖海域移动^[8,13]。过境 SST 较高($27\sim 29^{\circ}\text{C}$)海域时,87%的台风会增强至最大强度^[14]。受 SST 增暖影响,南海台风高频区东退且强度显著增强^[15]。进一步研究表明,上层海洋垂向温度结构对台风强度起更加关键作用,台风途经西太暖池^[16-17]、西北太副热带逆流区^[18-19]和北大西洋暖涡区^[20]时会得到加强,90%的台风过境暖涡后达到其最大台风强度^[21]。而暖涡相当于台风和海洋深层冷水团之间的绝缘层,可以有效抑制海洋 SST 降低^[22]和其对台风的负反馈作用^[18]。

为明晰超强台风强度和其过境海域上层海洋热力结构的关系,本文在给出超强台风及上层海洋有效热含量定义的基础上,分类研究不同强度的超强台风过境前海洋的 26°C 等温线深度、海面温度异常和上层海

收稿日期:2017-02-28

资助项目:国家重点研发计划项目——“两洋一海”区域超高分辨率多圈层耦合短期数值预报系统研制(2017YFC1404000);国家自然科学基金项目——降雨对海洋动量通量的影响及数值模拟实现(41506038);全球变化与海气相互作用专项——海洋动力系统和多运行形态相互作用(GASI-IPOVAI-05),海洋动力系统可预报性研究(GASI-IPOVAI-06)和热带气旋数值模式研制(GASI-03-02-02-01)

作者简介:王开锁(1981-),男,甘肃庆阳人,副研究员,博士,主要从事海气相互作用、区域海-气耦合模式和并行算法等方面研究。

E-mail: wanggs@fio.org.cn

(李 燕 编辑)

洋有效热含量等特征。文章结构如下:第一部分给出相关定义并介绍了文中所用数据,第二部分重点分析西北太平洋超强台风时空分布特征;第三部分研究超强台风和其过境前上层海洋热力结构的关系;最后一部分是对本文结论的总结。

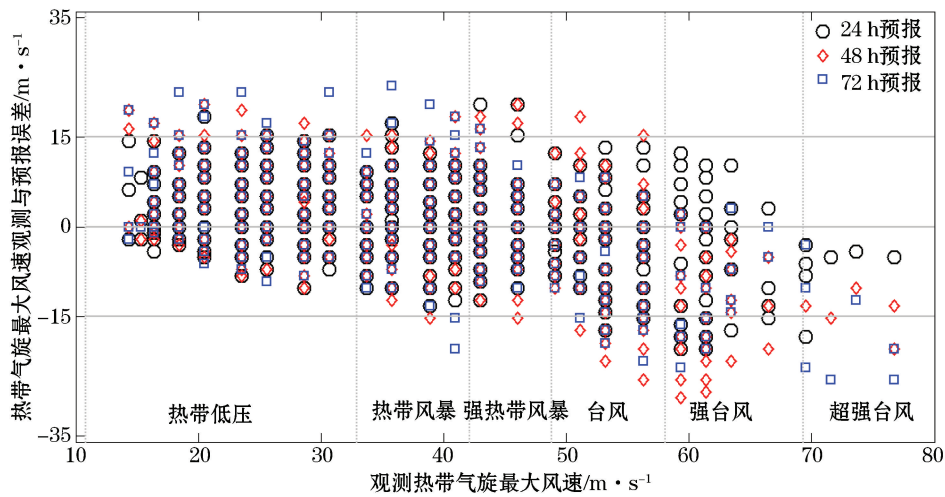


图 1 中国气象局台风强度预报误差分布

Fig.1 Errors of typhoon intensity prediction released by the China Meteorological Administration

1 定义与数据

1.1 超强台风定义

利用萨菲尔—辛普森飓风/台风等级 (SSHWS) 标准^[23] 作为超强台风定义依据。SSHWS 定义海面 10 m 高度 1 min 平均风速为持续风速,根据最大风速和中心最低气压将飓风/台风分为五级(表 1),最大风速越大,台风等级越高。依据上述标准,我们把最大风速 $\geq 69.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,中心气压 $< 920 \text{ hPa}$ 的飓风/台风定义为超强台风。

表 1 萨菲尔—辛普森飓风/台风等级标准
Table1 Saffir-Simpson hurricane wind scale

类 型	级 别	气压/hPa	风速(1 min 平均)/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
飓风/台风	1	> 980	32.9~42.1
飓风/台风	2	965~980	42.7~48.8
飓风/台风	3	945~965	49.3~58.1
飓风/台风	4	920~945	58.6~69.3
飓风/台风	5	< 920	≥ 69.3

1.2 上层海洋有效热含量定义

1948 年 Palmen^[7] 定性指出温暖上层海洋对台风发展的重要性,但未定量给出上层海洋温度需达到什么量值才能促进台风发展加强。1968 年 Gary^[24] 提出 SST 达到 $26 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上才能对台风的发展加强起作用。

结合 1972 年 Leipper 和 Volgenau^[25] 定义的海洋热含量,本文采用的上层海洋有效热含量 Q 定义为

$$Q = \rho C_p \int_{H_{26}}^{\eta'} [T(z) - 26] dz, \quad (1)$$

式中, ρ 是平均海水密度, C_p 为定压比热, η' 为海表面高度异常, H_{26} 是 26 °C 等温线所在深度, $T(z)$ 是上层海洋温度垂向分布。式(1)表示从海洋表层至 H_{26} 处水体内的热含量和水温是 26 °C 时热含量的差值。理论上大于 26 °C 的海洋暖水层越厚,或海水温度越高,海洋 Q 值就越大,越有利于台风增强。因此海洋上层海洋热力结构必然会对过境的台风最终发展强度有很大影响。

1.3 数 据

本文采用的 1993—2015 年间西北太平洋超强飓风/台风最佳强度数据由美国联合台风预警中心(JTWC, http://www.usno.navy.mil/NOOC/nmfc-ph/RSS/jtwc/best_tracks/)提供。JTWC 的台风数据包括 1945 年至今全球飓风/台风每 6 h 的最佳路径、1 min 最大平均风速、最低气压和台风级别等信息,其强度数据间隔是 $2.56 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ^[26-28],台风中心位置误差约 20 km^[29]。

采用美国海军基于 Master Oceanographic Observational Data Set 数据库建立的 GDEM-3^[30] 气候态海洋要素产品数据集刻画西北太平洋海域背景海洋温盐环境特征。GDEM-3 数据水平分辨率是 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$,垂向从表层到 6 600 m 深度共分 78 层。同时采用基于 Pathfinder AVHRR 卫星资料反演的 AVHRR-only V2^[31] 数据描述西北太平洋 SST 特征。该 SST 数据自 2006 年开始业务化发布,相对滞后 14 d,时间范围从 1981-09 起至今,空间覆盖全球海域,水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。

利用法国空间研究中心 SSALTO/DUACS 发布的多卫星(Jason-1, T/P, Envisat, GFO, ERS-1/2 和 GEOSAT)海面高度异常融合资料(MSLA)^[32] 分析西北太平洋海域上混合层深度分布特征。该资料已对轨道误差、仪器误差、环境影响、海洋波动影响和潮流影响等进行订正,空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$,覆盖范围($0^\circ \sim 360^\circ \text{E}$, $82^\circ \text{S} \sim 81^\circ \text{N}$),时间分辨率是 1 d。

采用中国 ARGO 实时资料中心(<http://www.argo.org.cn>)的 ARGO 温度剖面数据,评估通过两层约化重力模型得到的 H_{26} 深度。1999—2015 年在西北太平洋海域共 57 373 个有效温度剖面观测。

2 西北太平洋超强台风

2.1 西北太平洋超强台风时间分布

本文讨论的西北太平洋是指($99^\circ \sim 180^\circ \text{E}$, $0^\circ \sim 50^\circ \text{N}$)海域。1993—2015 年间西北太平洋海域共发生台风 697 个,其中 65 个发展为超强台风(表 2),占台风总数 9.3%。统计显示自 1993 年起每年平均约有 3 个台风经过西北太平洋暖湿洋面后增强为超强台风。其中 1993 年、1994 年、1999 年、2007 年、2008 年和 2010 年每年仅有一个台风能够发展为超强台风,尤其值得注意的是 1993 年和 1994 年台风数量分别是 37 个和 39 个,远大于该海域年平均台风数量(30.3 个),但能够发展增强为超强台风的台风却很少,仅占当年台风总数的 2.7%。1997 年、2004 年、2009 年、2013 年、2014 年和 2015 年较其他年份有更多的台风增强为超强台风(共计 31 个),占 23 年超强台风总量的近半数。其中 1997 年近 1/3(10 个, 30.3%)的台风(ISA, NESTOR, ROSIE, WINNIE, OLIWA, GINGER, IVAN, JOAN, KEITH 和 PAKA)增强为超强台风, IVAN, JOAN 和 KEITH 三个超强台风的最大风速达 $82.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,仅次于 2013 年超强台风“HAIYAN”强度。2014 年和 2015 年也有较多的台风加强为超强台风,其比率超过 15%。

表 2 1993—2015 年间西北太平洋超强台风信息汇总表

Table 2 Summary information of the super typhoons occurred in Northwest Pacific Ocean during 1993—2015

年 份	超强台风名称	数 量
1993	ED	1
1994	DOUG	1
1995	OSCAR, WARD, ANGELA	3
1996	DALE, HERB, SALLY	3
1997	GINGER, ISA, IVAN, JOAN, KEITH, NESTOR, OLIWA, PAKA, ROSIE WINNIE	10
1998	BABS, ZEB	2
1999	BART	1
2000	BILIS, DAMREY, SAOMAI	3
2001	FAXAI, PODUL	2
2002	FENGSHEN, HAGIBIS, MITAG	3
2003	LUPIT, MAEMI	2
2004	CHABA, DIANMU, MA_ON, DINA	4
2005	HAITANG, NABI	2
2006	CIMARON, NABI, YAGI	3
2007	SEPAT	1
2008	JANGMI	1
2009	CHOI-WAN, MELOR, LIPUT, NIDA	4
2010	MEGI	1
2011	MUIFA, SONDA	2
2012	BOPHA, JELAWAT, SANBA	3
2013	FRANCISCO, HAIYAN, LEKIMA, USAGI	4
2014	HAGUPIT, HALONG, NURI, VONGFONG	4
2015	ATSANI, DOLPHIN, MAYSACK, NOUL, SOUDELOR	5
合计		65

如图 2 所示,西北太平洋台风生成数量呈递减趋势,平均以每 2 a 一个台风的速度减少,西北太平洋台风数量从 1993 年到 2015 年减少 11 个之多。与之相反,超强台风发生频数却呈增加趋势。自 2010 年以来每年超强台风发生频数稳步增加,2015 年达 5 个之多(ATSANI, DOLPHIN, MAYSACK, NOUL 和 SOUDELOR)。Lin 和 Chan 研究指出,西北太平洋海域的台风发生数量逐年减少,但超强台风发生频数呈增加趋势^[33]。进一步分析发现,近 20 a 西北太平洋海域台风季节(7—10 月)的海面温度有略微变化,而其 H_{26} 深度和上层海洋热含量却呈现增加趋势(图 2),和 1990 年相比约有 20% 增加,这和超强台风增加趋势一致。虽然每年台风发生数量在减少,但西北太平洋上层海洋热含量的增强却极大促进台风向超强台风的发展。

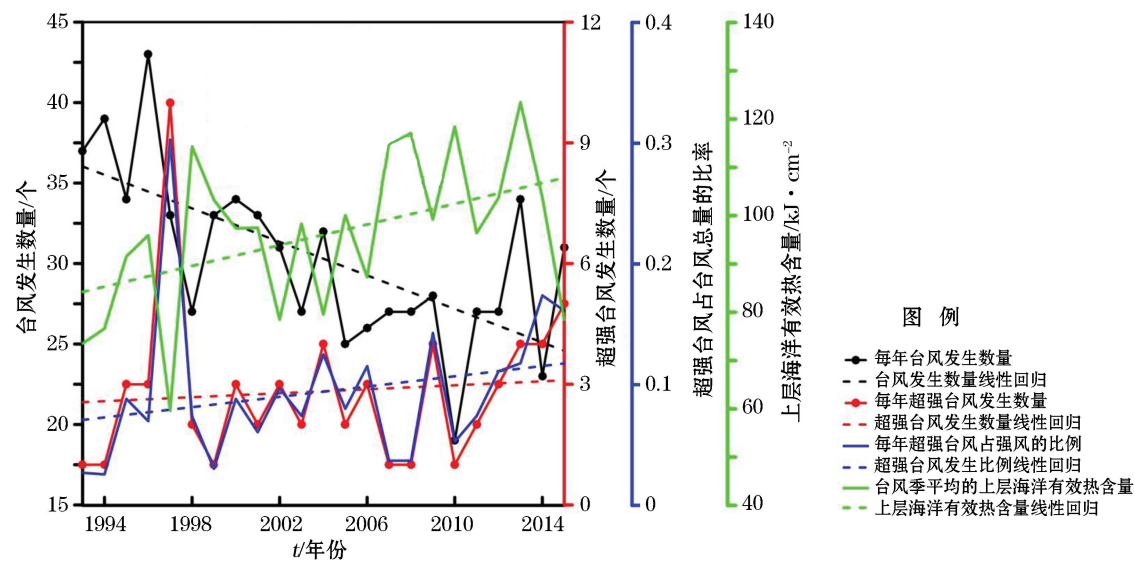


图2 1993—2015 年间西北太平洋每年台风发生数量、超强台风发生数量、
超强台风占台风比率和西北太平洋海域 7—10 月平均的上层海洋有效热含量

Fig.2 Number of typhoons, super typhoons, ratio of super typhoons versus all typhoons, and average significant upper ocean heat content in July—November in the Northwest Pacific Ocean during 1993—2015

2.2 西北太平洋超强台风空间分布

黄菲和许士斌^[34]在研究 1965—2005 年西北太平洋超强台风(定义最大风速 $>51\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 为超强台风)特征时发现超强台风发生最大概率海域位于菲律宾以东海域,同时在南海中北部海域也存在 1 个次大值中心。统计 1993—2015 年间西北太平洋海域每个 $3^{\circ}\times 3^{\circ}$ 网格内超强台风发生数量,发现超强台风高发区主要集中在菲律宾以东($124^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$, $14^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$)海域(图 3),而南海中北部海域不存在超强台风发生次大值中心。Lin 等^[35]讨论 1993—2005 年西北太平洋超强台风成因时也发现,在此期间没有超强台风影响南海。菲律宾以东超强台风发生频数极大值中心可细分为东部($130^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$)和西部($120^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$)两个高值区。

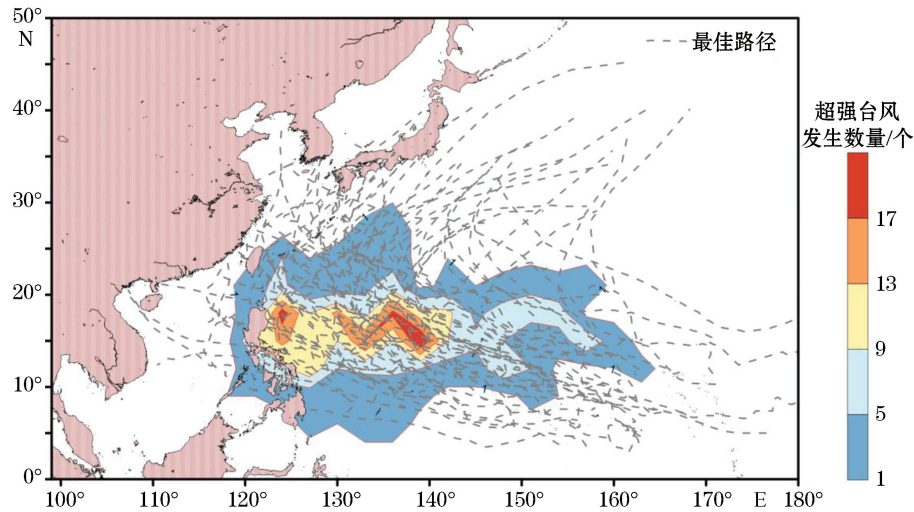


图3 1993—2015 年西北太平洋海域每 $3^{\circ}\times 3^{\circ}$ 网格内超强台风发生数量和超强台风最佳路径分布
Fig.3 Occurrence number of super typhoons in $3^{\circ}\times 3^{\circ}$ bins in the Northwest Pacific Ocean and the best tracks of all the super typhoons during 1993—2015

超强台风发生数量以 18°N 为中心,向南北逐渐减少。数据显示,向北、北偏东和北偏西方向移动的超强台风减弱很快。1993—2015 年期间,共有 11 个超强台风向北越过 25°N ,而仅有一个超强台风继续向北影响到 31°N (1995 No.17)海域。仅有 3 个台风(BOPHA,2012;HAIYAN,2013;HAGUPIT,2014)在 10°N 以南海域发展增强为超强台风。其中“HAIYAN”是唯一在 10°N 以南增强到超强台风后并在该海域继续加强并长时间维持的台风系统。

2.3 西北太平洋超强台风强度分布

除 1998 年“BABS”台风最大风速刚好达到超强台风定义最低阈值($69.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)外,其余 64 个超强台风最大风速均大于等于 $72.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。其中 2013-11 初发生的“HAIYAN”为 1993—2015 年间最强台风,最大风速达 $87.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。世界各台风研究机构对台风“HAIYAN”强度做了评估,日本情报研究所北本研究室认为“HAIYAN”中心附近最大持续风速约 $64 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (10 min 平均风速),中国气象局评定“HAIYAN”中心附近两分钟最大持续平均风速约 $75 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,美国联合台风警报中心认为“HAIYAN”台风中心附近最高持续风速约 $87.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (1 min 平均风速)。强度紧随“HAIYAN”的是最大风速达 $82.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的台风“IVAN”、“JOAN”和“KEITH”,它们均发生于 1997-10。尤其是“IVAN”和“JOAN”同时于 1997-10-13T06:00(UTC)在西太平洋海域 $10 \sim 11^{\circ}\text{N}$ 间暖湿洋面形成雏形。

如图 4 所示,最大风速为 $72 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的超强台风发生频数最多,达 40 个,占超强台风总数 60% 还多;最大风速为 $80 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的超强台风发生频数次多(11 个),占超强台风总数 16.9%。

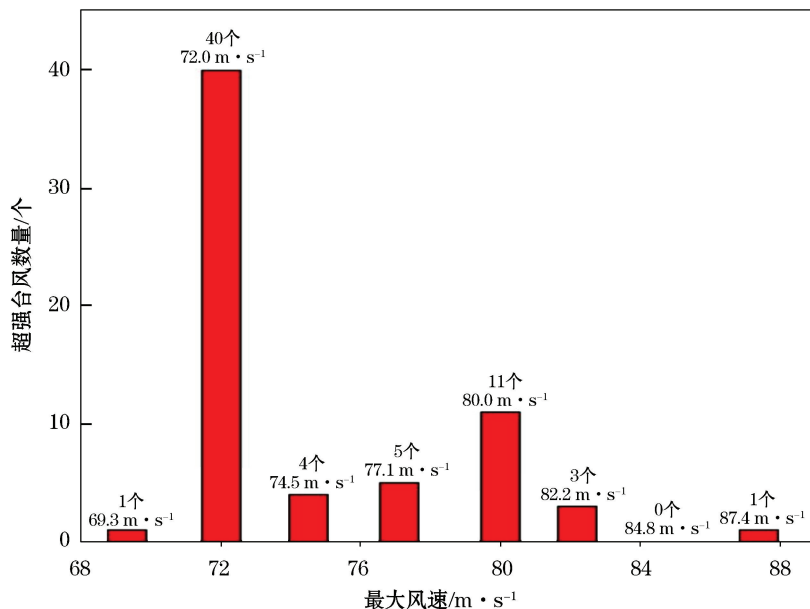


图 4 1993—2015 年西北太平洋海域超强台风的最大风速分布

Fig.4 Distribution of the maximum wind speed of super typhoons in the Northwest Pacific Ocean during 1993—2015

3 超强台风过境前上层海洋特征

SST 大于 26°C 是台风发展增强的一个必要条件^[24]。而台风过程导致的强混合、Ekman 输运引起的上升流和海面向上热量输送等负反馈过程^[35]能造成过境海域 SST 降低。SST 下降幅度与海洋上混合层深度相关。 26°C 是台风发展增强的前提,因此可通过 H_{26} 深度表征台风过境海域上层海洋的热力特征。

3.1 H_{26} 深度和上层海洋有效热含量评估

ARGO 温度剖面等实际观测资料是获取 H_{26} 真实量值的最佳途径,但 ARGO 资料时空分布连续性不

足,用其描述台风过境前海域上层海洋温度结构特征存在困难。根据两层约化重力模型^[37-38],20℃等温线深度(H_{20})可写为

$$H_{20} = \overline{H_{20}} + \frac{\rho_2}{\rho_2 - \rho_1} \eta', \quad (2)$$

式中, $\overline{H_{20}}$ 、 ρ_1 和 ρ_2 分别是气候态20℃等温线深度、气候态海表海水密度和气候态20℃等温线处海水密度。 η' 为海面高度异常。假定 H_{20} 和 H_{26} 比率不变, H_{26} 可表示为:

$$H_{26} = \frac{\overline{H_{26}}}{\overline{H_{20}}} H_{20}, \quad (3)$$

因此,基于气候态 GDEM-3 海洋温盐数据和卫星遥感海面高度异常数据(MSLA),利用式(3)可得 H_{26} 深度。

选取1993—2015年间西北太平洋超强台风主要活动海区($120^\circ \sim 160^\circ \text{E}$, $4^\circ \sim 32^\circ \text{N}$)的ARGO温度剖面观测数据作为评估上述方法计算 H_{26} 深度准确性的参考。经过质量控制和匹配,共有25249个ARGO温度剖面数据可用。如图5所示,当观测 $H_{26} > 85 \text{ m}$ 时,利用式(3)计算的 H_{26} 和气候态 H_{26} 较观测偏浅,尤其当观测 H_{26} 超过100 m后,气候态 H_{26} 存在严重偏浅现象;当观测 H_{26} 较浅时,式(3)计算 H_{26} 和气候态 H_{26} 较观测偏深。通过式(3)计算 H_{26} 较ARGO观测 H_{26} 误差主要集中在 $-20 \sim 15 \text{ m}$,在该误差区域共有21733个ARGO数据取样,占整个ARGO数量的86%,相对观测 H_{26} 误差小于20%。因此利用式(3)评估海洋的 H_{26} 深度计算上层海洋有效热含量是可行的。

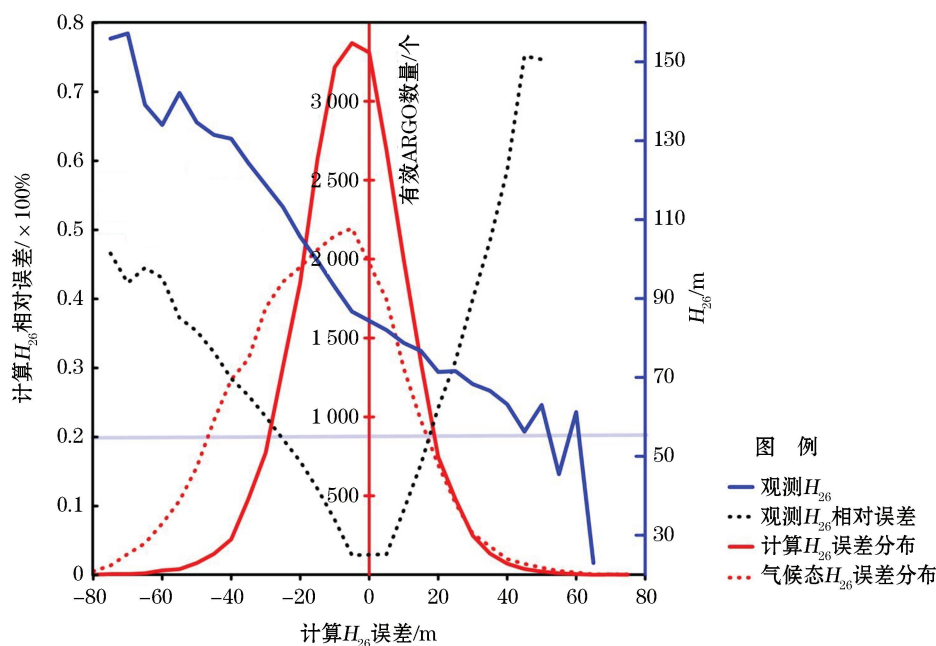


图5 1993—2015年($120^\circ \sim 160^\circ \text{E}$, $4^\circ \sim 32^\circ \text{N}$)海区计算 H_{26} 与气候态 H_{26} 较实测 H_{26} 的误差频数分布及其对应的相对误差,实际ARGO观测平均 H_{26} 深度随计算 H_{26} 误差分布

Fig.5 Error and relative error distribution of H_{26} calculated by reduced gravity model and climatological H_{26} comparing with observed H_{26} in the northwest Pacific ocean during 1993—2015 respectively, and distribution of the mean H_{26} observed by Argo versus the errors between observed and model

假设能够获取关注海域高分辨率温度剖面观测数据,结合式(1)可评估该处上层海洋有效热含量(UOHCv)。目前依然无法大范围获取海洋温度剖面观测资料,为分析超强台风过境前上层海洋有效热含量分布特征,针对式(1), ρ 取 $1026 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, C_p 取 $4179 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$,海面高度异常 η' 通过MSLA数据获

取,通过式(3)给出 H_{26} 量值。依据 ARGO 观测温度剖面分布特征,做如下假设:1)海洋混合层内温度均匀,混合层海温取 SST;2)混合层底到 H_{26} 位置厚度不变,根据 ARGO 观测取值为 30 m;3)混合层底到 H_{26} 位置处的海温随深度线性降低。基于上述假设,式(1)可简化为

$$Q = \rho C_p (SST - 26) \times (H_{\text{mld}} + \eta') + 30 \times SST / 2, \tag{4}$$

式中, H_{mld} 为混合层深度, SST 为海表面温度。

3.2 超强台风过境前上层海洋有效热含量异常特征

台风过境暖湿洋面时,从海洋获取能量不断促进其加深发展,伴随台风的强风和大浪引起局地 and 异地海洋强混合过程将海洋跃层以深冷水带到上层海洋,造成上层海洋和海面温度降低,抑制海-气间热量交换,阻碍台风发展加深。受上述负反馈机制控制,只有极少数超强台风过程过境混合层很深的温暖海域时才能够持续增强。超强台风最大风速分布特征也进一步印证了上述负反馈机制。

如表 3 所示,依据超强台风最大风速和统计取样合理性,将 65 个超强台风分为 4 类。其中 I 类样本最多,达 41 个,II 类样本次之(20 个),III 类只有 4 个样本,并包含第 IV 类样本“HAIYAN”。图 6 给出基于最大风速分类的超强台风平均移动速度、单位时间掠过海域的上层海洋有效热含量(移速×局地海洋上层海洋有效热含量)情况。

表 3 超强台风分类信息
Table3 Classification of super typhoons

风速 $v/\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	类 型	超强台风数量
$v \leq 72.0$	I	41
$72.0 < v \leq 80.0$	II	20
$80.0 < v < 87.4$	III	4
$v = 87.4$	IV	1

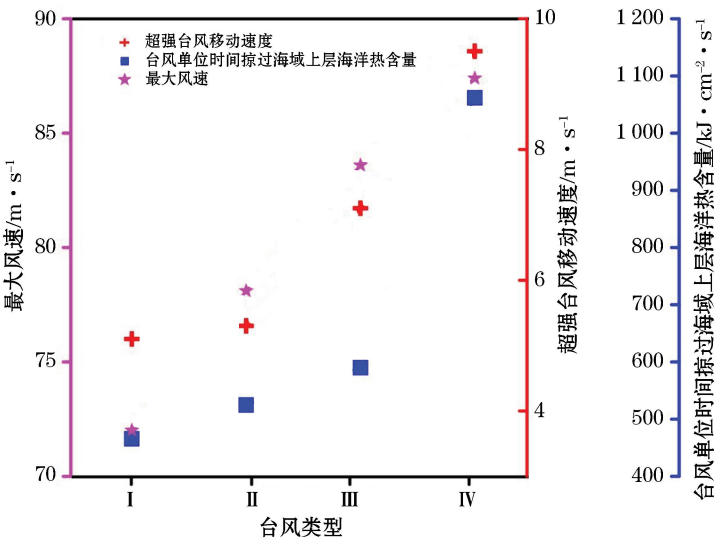


图 6 基于最大风速分类的超强台风移速、单位时间掠过海域的上层海洋有效热含量、台风最大风速分布特征
Fig.6 Distribution of typhoon moving speed, averaged maximum wind speed and total significant upper ocean heat content that typhoon passed per unit time based on the classification by the maximum wind speed of typhoon

台风发展增强所需能量与风速增加量不是线性关系,而是与风速三次方相关,因此四类台风划分的平均最大风速间隔随最大风速增大而减小,从 $5.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 减小到 $3.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (表 4)。依据统计结果(表 4),除 III 类台风过境前 H_{26} 平均深度较浅外(70.4 m),其余 3 类台风过境前 H_{26} 平均深度都近 90 m ,尤其“HAIYAN”过境前海洋 H_{26} 最深,约 92 m ;I 类和 II 类台风过境前海洋 SST 分别是 28.98 和 $28.96\text{ }^{\circ}\text{C}$,较气候态 SST 偏暖 0.02 和 $0.11\text{ }^{\circ}\text{C}$,III 类台风和“HAIYAN”过境前海洋 SST 分别是 29.31 和 $29.47\text{ }^{\circ}\text{C}$,相比前两类台风过境前海洋 SST 偏高近 $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$,较气候态 SST 分别偏暖 0.28 和 $0.32\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。不同强度台风平均移速统计结果发现,台风移速越快,台风增强强度就越大,I 类和 II 类台风平均移速小于 $5.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,III 类台风移速则达 $7.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,接近 I 类台风移速 1.4 倍,而 IV 类台风“HAIYAN”移速几乎达到 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

表 4 基于最大风速分类的超强台风特征及环境变量
Table4 Intensity and averaged moving speed of super typhoons and related parameters

类 型	强度/ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	H_{26}/m	SST+异常/ $^{\circ}\text{C}$	UOHC/ $\text{kJ}\cdot\text{cm}^{-2}$	UOHC 气候态/ $\text{kJ}\cdot\text{cm}^{-2}$	移速/ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$
I	71.9	87.8	$28.98+0.02$	93.3	70.8	5.1
II	77.8	89.9	$28.96+0.11$	96.7	72.4	5.3
III	83.6	70.4	$29.31+0.28$	79.3	79.5	7.1
IV	87.4	91.9	$29.47+0.32$	114.2	73.8	9.5

超强台风过境前局地海域 UOHCv 并不随台风最大风速增加而增加,但受台风移速影响,超强台风单位时间掠过海面的 UOHCv 随台风强度增加呈增加趋势(图 5),III 类台风单位时间掠过海面的 UOHCv ($590.4\text{ kJ}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)比 I 类 UOHCv ($465.6\text{ kJ}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)多 $124.8\text{ kJ}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$,尤其“HAIYAN”单位时间掠过海面的 UOHCv 是 I 类和 II 类($524.8\text{ kJ}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)台风单位时间掠过海面 UOHCv 的 2 倍还多,达 $1\,062.0\text{ kJ}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

4 结 论

为有效评估超强台风强度及其过境海域上层海洋热力特征的关系,本文依据超强台风最大风速将西北太平洋 1993—2015 年超强台风过程分为 4 类;利用两层约化模型,通过观测的超强台风过境前海域海面高度异常、海面温度和气候态海洋背景资料评估了 4 类超强台风过境前海域 H_{26} 深度、海面温度异常和上层海洋有效热含量等特征,发现超强台风过境前海洋 H_{26} 越深(至少超过 70 m)、SST 越偏暖,UOHCv 值越大且 UOHCv 正异常越大,台风移速越大越有利于超强台风短时间内发展增强到超强台风,并持续加强或维持超强台风的状态;超强台风移速与超强台风最终强度呈正相关关系,即超强台风移速越大其最终增强强度就越大;超强台风最终达到的强度和超强台风单位时间掠过海面的 UOHCv 量值密切相关。

本研究表明,一个台风能够发展为超强台风至少具备以下 2 个条件之一:1)温暖深厚的上层海洋;2)较快的移动速度。如果上述 2 个条件兼备,这个台风就有可能像 2013 年“HAIYAN”一样发展为超级台风。

参考文献(References):

[1] YANG Y X. Spatial-temporal variation feather of occurrence of tropical cyclone in Western North Pacific[J]. Maine Forecasts, 2005, 22(1): 86-91. 杨亚新. 西北太平洋热带气旋发生的时空变化特征[J]. 海洋预报, 2005, 22(1): 86-91.

[2] CHEN D K, LEI X T, WANG W, et al. Upper ocean response and feedback mechanisms to typhoon[J]. Advances in Earth Science, 2013, 28(10): 1077-1086. 陈大可, 雷小途, 王伟, 等. 上层海洋对台风的响应和调制机理. 地球科学进展, 2013, 28(10): 1077-1086.

[3] WEBSTER P J, HOLLAND G J, CURRY J A, et al. Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environ-

- ment[J]. *Science*, 2005, 309(5742): 1844-1846.
- [4] CANGIALOSI J P, FRANKLIN J L. 2010 national hurricane center forecast verification report[J]. *Noaa*, 2011, 21(10): 4-37.
- [5] CHEN G M, TANG J, ZENG Z H. Error analysis on the forecasts of tropical cyclones over western north pacific in 2011[J]. *Meteorological Monthly*, 2012, 38(10): 1238-1246. 陈国民, 汤杰, 曾智华. 2011 年西北太平洋热带气旋数值预报精度评定[J]. *气象*, 2012, 38(10): 1238-1246.
- [6] BENDER M A, GINIS I. Real-case simulations of hurricane-ocean interaction using a high-resolution coupled model: Effects on hurricane intensity[J]. *Monthly Weather Review*, 2000, 128(4): 917-946.
- [7] PALMEN E. On the formation and structure of tropical hurricanes[J]. *Geophysica*, 1948, 3(1): 26-38.
- [8] FISHER E L. Hurricanes and the sea-surface temperature field[J]. *Journal of meteorology*, 1958, 15(3): 328-333.
- [9] LEIPPER D F. Observed ocean conditions and hurricane Hilda 1964[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1967, 24(2): 182-186.
- [10] PERLONTH I. Effects of oceanographic media on Equatorial Atlantic hurricanes[J]. *Tellus*, 1969, 21(2): 230-244.
- [11] Miller B I. On the maximum intensity of hurricanes[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1958, 15(2): 184-195.
- [12] EMANUEL K A. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: steady-state maintenance[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1986, 43(6): 585-605.
- [13] JIANG J X. A study of SST effect on typhoon motion[J]. *Journal of Tropical Meteorology*, 1996, 12(3): 246-251. 江吉喜. 海表温度对台风移动影响[J]. *热带气象学报*, 1996, 12(3): 246-251.
- [14] BAIK J J, PAEK J S. A climatology of sea surface temperature and the maximum intensity of western north Pacific tropical cyclones[J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 1998, 76(1): 129-137.
- [15] QIU T, ZUO J C, WANG D Q, et al. Variation of climatological sea surface temperature and its effect on local typhoon activities in the South China Sea[J]. *Advance in Marine Science*, 2017, 35(1): 32-39. 邱婷, 左军成, 王鼎琦, 等. 南海海表温度气候变异及对局地台风的影响[J]. *海洋科学进展*, 2017, 35(1): 32-39.
- [16] WANG B, ZHOU X. Climate variation and prediction of rapid intensification in tropical cyclones in the western North Pacific[J]. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2008, 99(1-2): 1-16.
- [17] WADA A, CHAN J. Relationship between typhoon activity and upper ocean heat content[J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(17): 36-44.
- [18] LIN I I, WU C C, EMANUEL K A, et al. The interaction of supertyphoon Maemi (2003) with a warm ocean eddy[J]. *Monthly Weather Review*, 2005, 133(9): 2635-2649.
- [19] WADA A, USUI N. Impacts of oceanic preexisting conditions on predictions of Typhoon Hai-Tang in 2005[J]. *Advances in Meteorology*, 2010, doi: 10.1155/2010/756071.
- [20] SHAY L K, BREWSTER J K. Oceanic heat content variability in the eastern Pacific Ocean for hurricane intensity forecasting[J]. *Monthly Weather Review*, 2010, 138(6): 2110-2131.
- [21] OROPEZA F, RAGA G B. Rapid deepening of tropical cyclones in the northeastern Tropical Pacific: The relationship with oceanic eddies[J]. *Atmósfera*, 2015, 28(1): 27-42.
- [22] XIE L L, HE C F, LI M M, et al. Response of sea surface temperature to typhoon passages over the upwelling zone east of Hainan island[J]. *Advance in Marine Science*, 2017, 35(1): 8-19. 谢玲玲, 何超凤, 李明明, 等. 琼东上升流区海表温度对台风过境的响应[J]. *海洋科学进展*, 2017, 35(1): 8-19.
- [23] TIMOTHY S, CHRIS L, GENE H, et al. The saffir-simpson hurricane wind scale[EB/OL].[2017-01-03]. <http://www.nhc.noaa.gov/aboutsshws.php>
- [24] GRAY W M. Global view of the origin of tropical disturbances and storms[J]. *Monthly Weather Review*, 1968, 96(10): 87.
- [25] LEIPPER D F, VOLGENAU D. Hurricane heat potential of the Gulf of Mexico[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1972, 2(3): 218-224.
- [26] CHU J H, SAMPSON C R, LEVINE A S, et al. The joint typhoon warning center tropical cyclone best-tracks, 1945—2000[R]. Joint Typhoon Warning Center, Pearl Harbor Hawaii, 2002.
- [27] LANDSEA C W, FRANKLIN J L. Atlantic hurricane database uncertainty and presentation of a new database format[J]. *Monthly Weather Review*, 2013, 141(10): 3576-3592.
- [28] LANDSEA C W, FRANKLIN J L, BLAKE E, et al. The revised northeast and north central Pacific hurricane database (HURDAT2)[J]. *Noaa*, 2013, 4.
- [29] CHEN G M, YU H, CAO Q. Verification of forecasts of tropical cyclones over northwest pacific in 2012[J]. *Meteorological Monthly*, 2013, 39(10): 1350-1358. 陈国民, 余晖, 曹庆. 2012 年西北太平洋热带气旋数值预报精度评定[J]. *气象*, 2013, 39(10): 1350-1358.
- [30] CARNES M R. Description and evaluation of GDEM-V3. 0[R]. Stennis Space Center: Naval Research Laboratory, 2009: 1-24.

- [31] BANZON V, SMITH T M, CHIN T M, et al. A long-term record of blended satellite and in situ sea-surface temperature for climate monitoring, modeling and environmental studies[J]. *Earth System Science Data*, 2016, 8: 165-176.
- [32] PUJOL M I, FAUGERE Y, TABURET G, et al. DUACS DT2014: the new multi-mission altimeter data set reprocessed over 20 years [J]. *Ocean Science*, 2016, 12: 1067-1090.
- [33] LIN I I, CHAN C L. Recent decrease in typhoon destruction potential and global warming implications[J]. *Nature Communications*, 2014, 6: 7182.
- [34] HUANG F, XU S B. Characteristics of super typhoon activity over western northern pacific and its relationship with ENSO[J]. *Periodical of Ocean University of China*, 2009, 39(5): 883-888. 黄菲, 许士斌. 西北太平洋超强台风活动特征及其与 ENSO 的关系[J]. *中国海洋大学学报(自然科学版)*, 2009, 39(5): 883-888.
- [35] LIN I I, CHEN C H, PUN I F, et al. Warm ocean anomaly, air sea fluxes, and the rapid intensification of tropical cyclone Nargis (2008)[J]. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36(3): 151-157.
- [36] SHAY L K. Upper ocean structure: responses to strong atmospheric forcing events[J]. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, 2009: 192-210.
- [37] O'BRIEN J J, REID R O. The non-linear response of a two-layer, baroclinic ocean to a stationary, axially-symmetric hurricane: Part I. Upwelling induced by momentum transfer[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1967, 24(2): 197-207.
- [38] KUNDU P K. *Fluid mechanics*[M]. Boston: Academic Press, 1990: 253.

The Relationship Between Super-typhoon Intensity and Pre-typhoon Upper Ocean Thermal Structure

WANG Guan-suo^{1,2}, ZHAO Biao², ZHAO Chang²

(1. *College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean university of China, Qingdao 266003, China;*

2. *The First Institute of Oceanography, SOA, Qingdao 266061, China.*)

Abstract: In this paper, we studied the spatial-temporal distribution of super typhoons in the Northwest Pacific Ocean in the last 20 years. Results show that the area where super typhoon occurred most frequently locates to the east of Philippines, from $124^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ and $14^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, and the number of super typhoon increases with years. With a two-layer reduced gravity model, the 26°C isotherm (H_{26}) in the northwest Pacific Ocean was calculated and the result was validated by ARGO data. The relationship between the intensity of super typhoon and the upper ocean thermal structure just before the passing of typhoon was also discussed. Results indicate that the deeper the isotherm (H_{26}) before the typhoons, the warmer the sea surface temperature (SST); the bigger the significant upper ocean heat content (UOHC), the bigger the positive anomaly of UOHC, which favors the development of a typhoon into a super typhoon in a short period. Moreover, the maximum intensity of super typhoon is tightly related to the UOHC of the area where the typhoon has passed.

Key words: super typhoon; upper ocean heat content; 26°C isobath; moving speed of typhoon

Received: February 28, 2017