

石运昊,雷小途.热带气旋快速增强区域气候漂移及成因初步分析[J].暴雨灾害,2018,37(6):502-510

SHI Yunhao, LEI Xiaotu. Analysis on the cause of climatic drift of tropical cyclone rapid intensification area [J].Torrential Rain and Disasters, 2018, 37(6):502-510

热带气旋快速增强区域气候漂移及成因初步分析

石运昊¹,雷小途²

(1. 中国气象科学研究院,北京 100081; 2. 中国气象局上海台风研究所,上海 200030)

摘要:利用中国气象局上海台风研究所(CMA-STI)1949—2015年热带气旋(TC)最佳路径数据集和NCEP/NCAR再分析资料,对西北太平洋(含南海海域)1949—2015年TC快速增强(RI)集中区位置变化和影响因素等进行统计分析。结果表明:(1)RI的发生频数及伴有RI发生的TC频数均呈减少趋势,RI持续时间占TC生命史的比例及伴有RI发生的TC占TC总频数的比例呈震荡减小趋势。(2)RI集中区北界南移、南界北移,总体收缩南移,东界西移、西界东移,总体收缩西移。(3)西北太平洋环境风垂直切变(VWS)的弱切变区向西向南的气候漂移和海表面温度正距平区域的向南扩展是导致发生RI的TC最北纬度显著向南漂移的可能原因,发生RI的TC最南纬度向北的漂移则可能与高海表面温度(SST)向北扩展密切相关。(4)RI集中区的200 hPa高空辐散变强、850 hPa水汽输送加强等有利环境场条件的叠加,也对RI集中区的气候漂移有重要影响。

关键词:热带气旋;快速增强;气候漂移;台风气候;气候变化;成因分析

中图分类号:P447 文献标志码:A DOI:10.3969/j.issn.1004-9045.2018.06.002

Analysis on the cause of climatic drift of tropical cyclone rapid intensification area

SHI Yunhao¹, LEI Xiaotu²

(1. Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081; 2. Shanghai Typhoon Institute of China Meteorological Administration, Shanghai 200030)

Abstract: Based on the tropical cyclone data from Shanghai Typhoon Institute of China Meteorological Administration (CMA-STI) and the NCEP reanalysis monthly data for the period of 1949–2015, the influence of climatic drift of rapid intensification (RI) concentrated area in tropical cyclone (TC) activity in the Northwestern Pacific Ocean has been analyzed statistically. The results are shown as follows. (1) The frequencies of RI process and TC with RI process occurring both declined gradually. Additionally, the proportions of RI process duration to TC lifetime and TC with RI process occurring to total TC decreased. (2) The northernmost edge moved southward, the southernmost edge moved northward and the whole RI concentrated area moved northward and shrunk. The westernmost edge moved eastward, the easternmost edge moved westward and the whole RI concentrated area moved westward and shrunk. (3) The domain of weak vertical wind shear drifted westward and southward, and the domain of positive anomalies of sea surface temperature (SST) extended southward. These are the two possible reasons for the southward movement of the northernmost latitudes when RI process occurs in TC activity in the Northwestern Pacific Ocean. Meanwhile, the northward movement of southernmost latitudes may be closely related to the northward expansion of the high SST. (4) The combined effects from both the enhanced air divergence at 200 hPa and the intensive transport of water vapor at 850 hPa in the concentrated area also have significant influence on the climate drift in RI concentrated area.

Key words: tropical cyclone; rapid intensification; climatic drift; typhoon climate; climatic change; cause analysis

引言

热带气旋(Tropical Cyclone,简称TC)因其伴随的

风雨潮所引发的拔树倒屋和山洪泥石流等灾害的严重性,受到科学界和国际社会的广泛关注。全球范围内,致力于提高TC预报能力的努力从未停止,近年来

收稿日期:2017-05-09;定稿日期:2018-04-19

资助项目:“全球变化与海气相互作用”专项国际合作项目(GASI-IPOVAI-04);国家重点基础研究发展计划项目(2013CB430300);公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406010)

第一作者:石运昊,主要从事热带气旋研究。E-mail: shiyh@typhoon.org.cn

随着监测和数值预报等技术的进步,TC路径预报进步显著,但是TC强度预报的进步缓慢,当前对TC强度的快速变化,即快速增强(Rapid Intensification,简称RI,下同)和快速减弱,几乎没有预报能力。众所周知,TC发生RI,特别是近海及登陆前的RI,极易造成实际业务中的措手不及和防御不足酿成重灾。1969年9月的6911号热带气旋(Elsie)在台湾花莲和福建晋江两次登陆,并在近海及登陆前发生RI,登陆时强度分别达 $45\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,引发了我国台湾东部沿海和福建东部沿海较强的风暴潮,造成福建沿海受淹农田高达49.8万公顷,农业生产因此受到严重破坏,晋江沿岸海堤大部分被风暴潮冲毁,伤亡人数约有7770人。事实上,近海及登陆前后伴有RI发生的TC,大多引发较大的灾情,TC的RI也因此成为当今国际热带气象界的前沿研究热点之一。

陈联寿等^[1]总结了20世纪90年代TC强度变化及其动力学研究进展,指出环境场、下垫面和TC结构是TC强度变化的主要影响因子。夏淋淋等^[2]基于西北太平洋TC频数的年际、年代际变化特征,根据海温场、大气环流异常、环流指数的相关关系,建立了夏季西北太平洋TC生成频数的多元回归预测模型,为TC的业务预报提供一定参考。胡姝等^[3]在TC结构和强度研究上取得了新的进展,如TC强度突变及不同下垫面对TC强度变化的影响等。Elasberry^[4]认为环境风垂直切变(Vertical Wind Shear,简称VWS)是西北太平洋TC强度变化的控制因子;Zeng等^[5]的研究结果表明VWS与TC强度变化呈反相关关系,即小VWS有利于TC的增强,但有利于TC增强的VWS临界值是多少等问题,尚未达成共识;曾智华^[6]认为VWS大于 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,很少有TC增强发生;白莉娜等^[7]指出全风速切变大于 $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 会抑制TC增强。Chan等^[8]则强调海洋的感热和潜热是TC生成和发展的主要能量来源;陈联寿等^[9]也指出海洋对TC的突然增强有极其重要的作用;Kaplan等^[10]认为有利于TC加强的海表面温度(Sea Surface Temperature,简称SST)阈值约为 $27\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。此外,郑峰^[11]进一步指出,高海温、弱环境风垂直切变下,台风强度突增明显。

近年来,TC的RI问题逐渐受到重视,研究已取得不少进展^[12]。西北太平洋存在TC最活跃的区域,即主要发展区(Main Development Region,简称MDR)。基于卫星测高和重力观测天气学分析,西北太平洋MDR次表层海洋状况变得更加有益于台风和超强台风发展^[13]。郑艳等^[14]运用多种资料,对副热带高压、西南低空急流的形势进行分析,并关注到海洋暖涡的作用,从南亚高压、200 hPa西风槽和VWS的影响上,分析1409号超强台风“威马逊”在海南岛登陆前后强度、降水特征及

其近海急剧加强的原因。陈见等^[15]采用天气学诊断分析方法,尤其通过动能收支诊断分析,得到超强台风“威马逊”(1409)在超强台风阶段耗散作用最大。在此基础上杨涛等^[16]指出,气旋增强使TC流场的非对称结构逐渐趋于对称化。由于缺乏足够的观测资料,学者们对于海洋下垫面及TC结构特征对TC强度变化的影响尚缺乏充分认识,尤其对RI的物理机制,环境场及海洋等多尺度影响因子对TC强度变化(特别是RI)的综合效应等缺乏认识。另一方面,环境场和海洋下垫面(如SST)状态均将受到全球气候变化的影响^[9]。

因此,TC的RI现象是否也存在显著的气候变化趋势?引发其气候特征显著变化的可能原因是什么?本文对此进行了初步分析,指出西北太平洋发生RI时TC所在区域有北界南移南界北移但总体南移、东界西移西界东移但总体西移,发生区向中心“收缩”,逐渐向中国东南沿海集中的趋势,并对其可能的成因进行了初步分析,以期对TC的RI气候特征的后续研究提供科学依据。

1 资料与方法

本文使用的TC资料,来自中国气象局(上海台风研究所)整编的1949—2015年的最佳路径数据集(http://tcdata.typhoon.org.cn/zjljsjj_sm.html),包含6 h一次的TC位置、中心最低气压及中心附近最大风速等。其中1949—1971年的数据是CMA再分析项目的产品,包括TC路径历史地图册,台站观测和船天气报告,自动气象站观测,天气图、雷达数据、天气雷达、飞机侦查和多家机构的实时台风预警数据,但卫星和沿海雷达的资料在这段时期没有应用。1972年以后台风数据应用了每年常规的季后分析,包括再分析的观测资料以及卫星和沿海雷达观测资料^[16]。

环境场(气压场、高度场、温度场、风场、比湿、海平面气压、海表面温度)取自美国NCEP/NCAR再分析资料,年限1949—2015年,空间分辨率为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 。考虑到TC年鉴资料的时间间隔为6 h,参照阎俊岳等^[18-20]对TC突然增强的标准,本研究将12 h内(前后6 h)TC近中心最大风速增大 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 及以上,定义为TC在当前时刻发生了快速增强(RI),即

$$\Delta v = v_{0+6} - v_{0-6} \quad \Delta v \geq 10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1} \quad (1)$$

其中, v_0 为当前时刻, v_{0+6} 为当前时刻的后6 h时刻, v_{0-6} 为当前时刻的前6 h时刻。同一台风,一条RI记录的结束时间与下一条RI记录的起始时间的间隔不大于6 h,视为同一次RI过程。一次RI过程起止时刻的时间间隔即为该RI过程持续时间。

本文中VWS是指水平风在垂直方向上的变化,并用高(200 hPa)、低(850 hPa)层水平风速之差来近似表征

$$VWS = \sqrt{(u_{200} - u_{850})^2 + (v_{200} - v_{850})^2} \quad (2)$$

其中, u_{200} 、 u_{850} 分别为200 hPa、850 hPa上的纬向风速, v_{200} 、 v_{850} 分别为200 hPa、850 hPa上的经向风速。

2 TC快速增强的气候特征及其变化

2.1 快速增强的频数

统计表明,1949—2015年共有2 262个TC活跃在西北太平洋(含南海,下同)地区,其中1 202个TC伴有RI过程,占TC总个数的53.14%。此外,有681个TC生命史中伴有多次(2次及以上,下同)RI过程发生,最多可达6次(6911号热带气旋Elsie)。

图1给出1949—2015年RI过程的频数、伴有RI过程的TC频数和TC总频数的年际变化,从中可见,1970年代前(1949—1967年),RI的频数和伴有RI过程的TC频数均随时间振荡上升,1970年代后则明显减少(2010年最少),但2000年后减少的幅度下降。

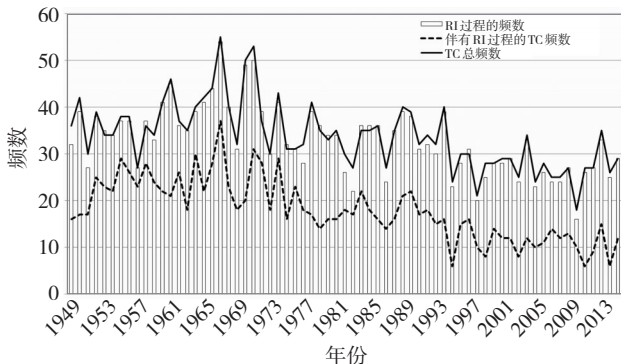


图1 1949—2015年RI过程的频数(直方图)、伴有RI过程的TC频数(点线)和TC总频数(实线)的年际变化

Fig.1 Interannual variability of frequencies of RI process (bar), TC with RI process occurring (dotted line) and total TC (solid line) in the Northwest Pacific Ocean from 1949 to 2015.

图2给出1949—2015年西北太平洋地区RI过程持续时间占TC生命史的比例和发生RI的TC占TC总频数的比例的年际变化。从中可见,在1980年之前,RI过程持续时间多占TC生命史的14%以上,而1980年之后RI过程的持续时间仅占TC生命史的10%以上,比例整体下降。同时,发生RI的TC在1980年之前占TC总频数的30%以上,1980年之后这个比例维持在30%以下。

此外,统计表明(图略)1970年代前大部分(约80%)TC伴有RI发生,而1970年代后伴有RI发生的TC比例逐年下降,至2015年仅有约41.3%的TC发生了RI。而RI过程的持续时间占TC生命史的比例,在早期(1970年

代前)相对较大(约10.0%~15.0%),后期(1970年代后)逐渐减小(约5.0%~10.0%),1999年达到最小(仅3.6%)。

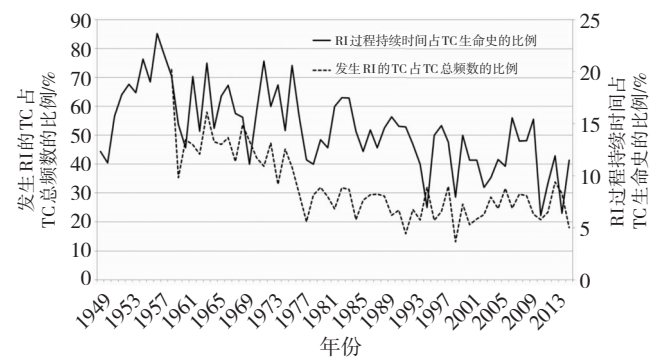


图2 1949—2015年西北太平洋地区RI过程持续时间占TC生命史的比例(实线)和发生RI的TC占TC总频数的比例(虚线)的年际变化

Fig.2 Interannual variability of proportions of RI process duration to TC lifetime (solid line) and TC with RI process occurring to total TC (dashed line) in the Northwest Pacific Ocean from 1949 to 2015.

实际中,伴有多次RI发生的TC并不鲜见,且破坏力和灾情通常明显大于未发生或者仅发生1次RI的TC。图3给出1949—2015年伴有1次和多次RI发生的TC频数的年际变化,从中可见,3次以上RI的TC则主要发生在1970年代以前(1982年之后未再发生),伴有3次及以下RI的TC频数呈振荡减少趋势,其成因有待进一步分析。

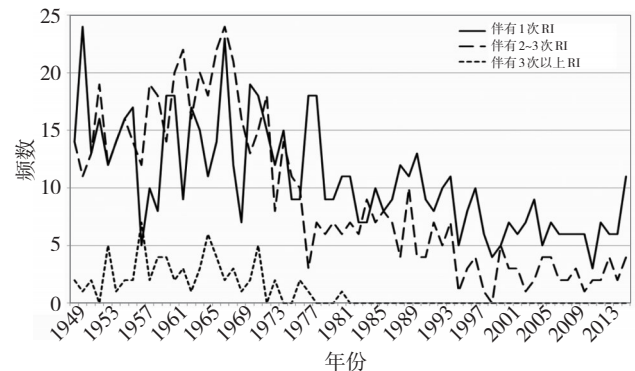


图3 1949—2015年伴有1次RI(实线)、伴有2~3次RI(双划线)和3次以上RI(虚线)的TC频数的年际变化

Fig.3 Interannual variability of frequencies of TC with once (solid line), twice (double dashed line) and more than or equal to 3 times (dashed line) RI processes occurring in the Northwest Pacific Ocean from 1949 to 2015.

2.2 快速增强的时间分布

表1给出1949—2015年西北太平洋RI频数和伴有RI发生的TC频数逐月分布,从中可见,RI和伴有RI发生的TC主要集中在夏季和秋季的7—11月,其中夏季发生RI的频数最多(939次),秋季伴有RI发生的TC最多(533个)。春季和冬季发生RI的频数整体偏少。

表1 1949—2015年西北太平洋RI频数和伴有RI发生的TC频数逐月分布

Table 1 The monthly frequencies of RI process and TC with RI process occurring in the Northwest Pacific Ocean from 1949 to 2015.

统计量	月份											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
RI频数/次	35	17	33	60	89	144	313	482	431	294	182	118
伴有RI的TC频数/个	18	9	18	30	42	74	161	254	232	185	116	63

表2给出1949—2015年西北太平洋TC生命史不同阶段RI的频数分布,从中可见,各强度等级的TC以及TC生命史的各个阶段均有RI发生,但是热带低压(Tropical Depression,简称TD)、热带风暴(Tropical Storm,简称TS)、强热带风暴(Severe Tropical Storm,简称STS)或台风(Typhoon,简称TY)及处于TY以下强度等级时的TC发生RI的频数均多于强台风(Severe Typhoon,简称STY)和超强台风(Super Typhoon,简称superTY)及处于STY及以上强度等级的TC,其中热带低压(TD)和强热带风暴(STS)等级的TC更易发生RI。

表2 1949—2015年西北太平洋TC生命史不同阶段RI的频数分布

Table 2 The frequency of RI processes in different periods of TC lifetime in the Northwest Pacific Ocean from 1949 to 2015.

统计量	阶段					
	TD	TS	STS	TY	STY	superTY
RI频数/次	490	331	401	309	167	137

注:TD、TS、STS、TY、STY、superTY分别表示TC的热带低压、热带风暴、强热带风暴、台风、强台风、超强台风阶段。

表3给出1949—2015年西北太平洋RI频数的日变化,从中可见,全天(4个时次)均有RI发生,但14时(北京时,下同)和20时发生RI的频数小于08时和02时,其中08时发生RI的频数最多,达619次,因此RI更易发生在清晨。

表3 1949—2015年西北太平洋RI频数的日变化

Table 3 The daily change of the frequency of RI process in the Northwest Pacific Ocean from 1949 to 2015.

统计量	时间/北京时			
	08	14	20	02
RI频数/次	619	551	535	557

2.3 快速增强的空间区域分布

西北太平洋地区发生RI的地理位置分布很广。资料显示,1949—2015年,发生RI时TC所在的最北(南)纬度为52.0°N(2.9°N),最西(东)为108.0°E(160.4°E),经过*t*检验存在显著的年际变化。虽然1972年前后最佳路径资料的来源不同,但其中包含的气候特征无法掩盖。图4给出1949—2015年西北太平洋RI发生时TC达到的最北和最南纬度的年际变化,从中可见,67 a间RI发生时TC所在的最北(南)位置的纬度有较明显的向南(北)漂移的趋势。其中,RI发生

时TC最北纬度年均向南漂移约1.486 3个纬距(约165 km)、而RI发生时TC最南纬度年均向北漂移约0.746 9个纬距(约83 km)。进一步分析可知,TC发生RI有向10.6°—23°N纬度带集中发生的趋势(置信水平为95%)。

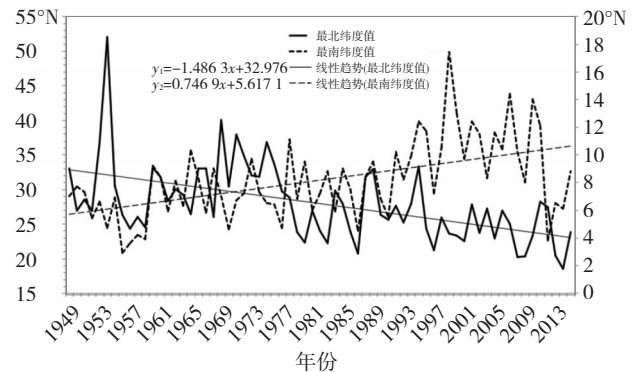


图4 1949—2015年西北太平洋RI发生时TC达到的最北和最南纬度的年际变化

Fig.4 Interannual variability of the northernmost and southernmost latitudes of TC position when RI process occurs in the Northwest Pacific Ocean from 1949 to 2015.

图5给出1949—2015年西北太平洋RI发生时TC达到的最东(实线)、最西(虚线)经度的年际变化,从中出,RI发生时TC所在的最东和最西的经度也有相似的变化趋势。经过*t*检验,1949—2015年RI发生时TC所在的最东经度有显著的西移趋势(线系拟合系数为-1.998 1,置信水平为95%)、最西经度则有小幅的东移趋势(线系拟合系数为0.294 5,置信水平为95%)。

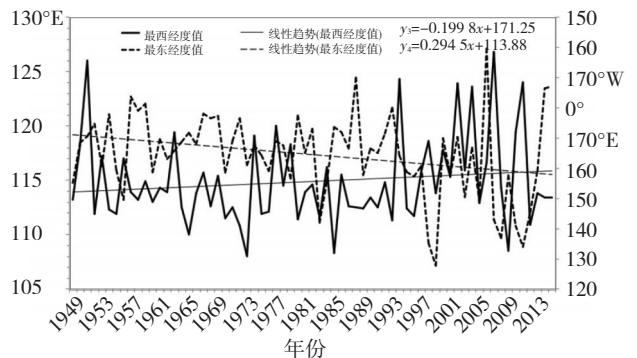


图5 1949—2015年西北太平洋RI发生时TC达到的最东(实线)、最西(虚线)经度的年际变化

Fig.5 Interannual variability of the easternmost and westernmost longitudes of TC position when RI process occurs in the Northwest Pacific Ocean from 1949 to 2015.

进一步分析表明,TC 发生 RI 有向 115.9°—157.7°E 经度带集中发生的趋势。

图 6 给出近 67 a 间 RI 发生时 TC 所在的最北、最南、最东、最西边界点位置演变,从中可见,RI 发生时 TC 的最北点向南漂移,早年间最北点较分散,1949—1958 年 RI 集中区跨越日本以东洋面近 30 个纬度,1999—2015 年最北点向南漂移且分布集中,集中到中国东海及

台湾海峡以东洋面近 15 个纬度。RI 发生时 TC 所在的最南点向北漂移,且向菲律宾群岛以东集中。最东点向西漂移,与最北点分布聚散程度相反,1949—1958 年最东点分布跨越 30 个经度,1999—2015 年已经跨越 130°—175°E 45 个经度,逼近菲律宾群岛和台湾岛,覆盖西北太平洋大部分海域。最西点普遍分布在中国南海,近 27 a 逐渐向台湾岛南侧、菲律宾群岛延伸。

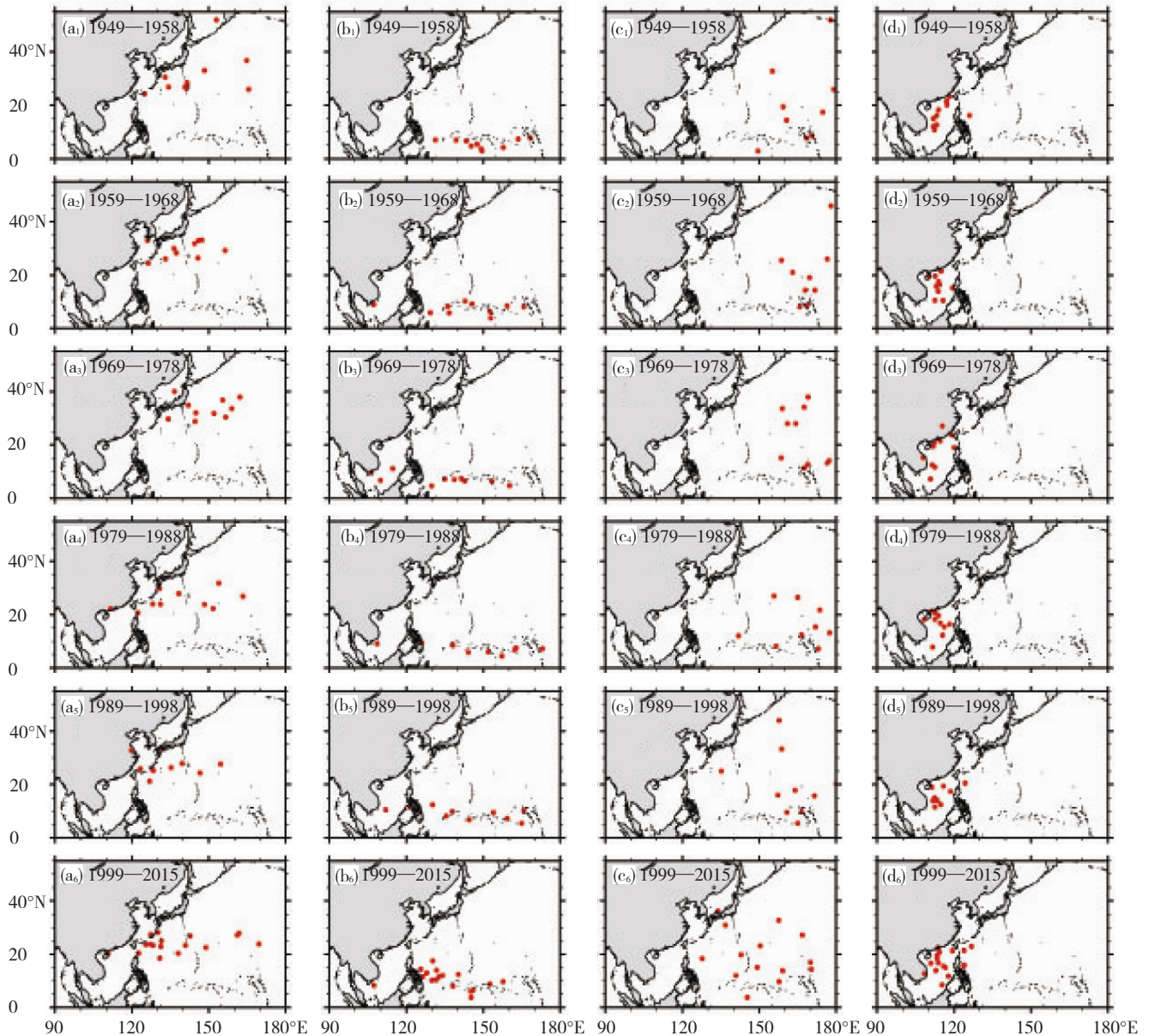


图 6 1949—1958 年(a₁—d₁)、1959—1968 年(a₂—d₂)、1969—1978 年(a₃—d₃)、1979—1988 年(a₄—d₄)、1989—1998 年(a₅—d₅) 和 1999—2015 年(a₆—d₆) RI 发生时 TC 所在的最北(a)、最南(b)、最东(c)、最西(d)边界点位置演变

Fig.6 Evolution of location of the northernmost points (a), the southernmost points (b), the easternmost points (c), the westernmost points (d) of TC when RI process occurs in the Northwest Pacific Ocean from 1949 to 1958 (a₁—d₁), from 1959 to 1968 (a₂—d₂), from 1969 to 1978 (a₃—d₃),from 1979 to 1988 (a₄—d₄), from 1989 to 1998 (a₅—d₅), from 1999 to 2015 (a₆—d₆).

根据上述 RI 发生时 TC 所在位置的最南/北纬度和最东/西经度的演变特征,西北太平洋 TC 发生 RI 时有向某一区域集中的趋势。进一步拟合 1949—1958

年、1959—1968 年、1969—1978 年、1979—1988 年、1989—1998 年、1999—2015 年的 RI 集中区,给出 1949—2015 年西北太平洋 RI 集中区的分布变化(图 7),

分析可知,RI有向(116°—158°E,11°—23°N)区域集中的趋势。

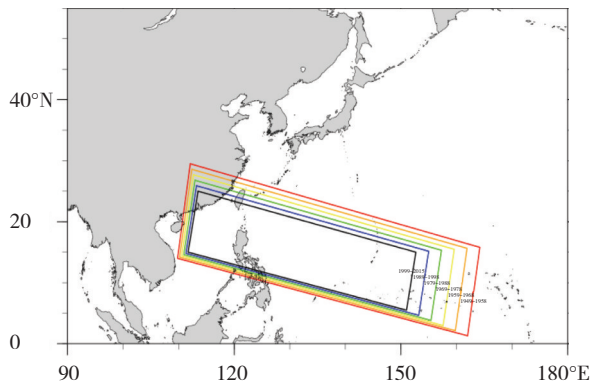


图7 1949—2015年西北太平洋RI集中区的分布变化
Fig.7 Evolution of distribution of RI concentrated area in the Northwestern Pacific Ocean from 1949 to 2015.

3 快速增强区域漂移的成因分析

本文将从环境风垂直切变VWS、海表面温度SST及低空水汽输送等影响TC强度变化的主要环境因子出发,探究RI区域气候漂移的成因。为方便比较,本文仅对1949—1958年(简称“早期10 a”)和2006—2015

年(简称“最近10 a”)两个时间段进行对比分析。

3.1 环境风垂直切变

由于弱VWS有利于高层热量的聚集,增强TC高层的暖核,因此有利于TC的快速加强。众所周知,VWS小于 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 有利于TC生成,小于 $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 有利于TC发生快速加强。与“早期10 a”相对比,“最近10 a”小于 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 及小于 $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的环境风垂直切变VWS区域北边界明显南退,小于 $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的VWS区域范围存在扩大趋势(置信水平为95%),约扩大 $1\,478\,520\text{ km}^2$ 。RI集中区北边界向小于 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的VWS区域北边界靠拢,RI集中区南边界的斜率与小于 $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的VWS区域南边界斜率高度相关(相关系数达0.87)。

图8给出“早期10 a”与“最近10 a”西北太平洋区域环境风垂直切变VWS以及二者VWS的差值分布,从图8c可见,RI集中区中心带的东北侧VWS增加但仍小于 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,RI集中区中心带的西南侧VWS则明显减小。综上,近67 a来,RI集中区内西南部的VWS减弱,东北部VWS增强,小于 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和小于 $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的弱环境风垂直切变区域均有向西向南漂移的趋势,这与RI集中区整体向西向南收缩的特征基本一致。

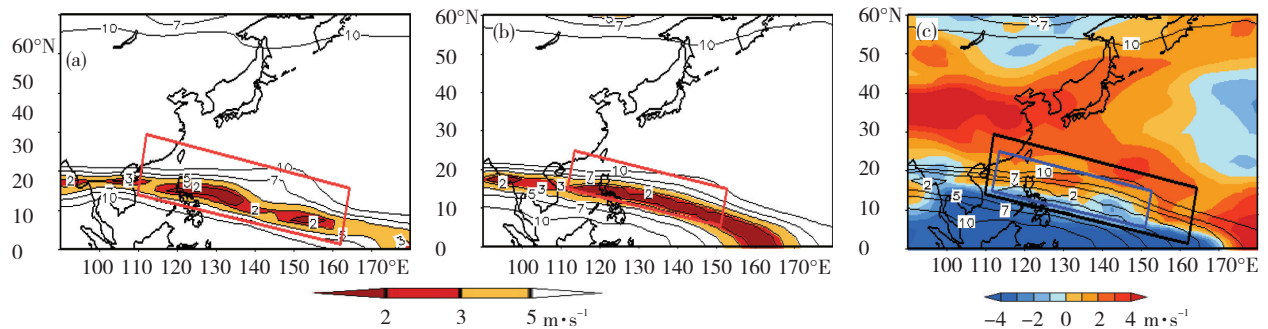


图8 “早期10 a”(a)和“最近10 a”(b)西北太平洋区域环境风垂直切变VWS以及二者VWS的差值(c)分布(等值线为小于 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的VWS;图(a)、(b)中填色为小于 $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的VWS,红框为RI集中区;图(c)中填色为VWS的差值,黑框为“早期10 a”RI集中区,蓝框为“最近10 a”RI集中区)

Fig.8 Distribution of vertical wind shear VWS in the Northwestern Pacific Ocean during (a) the early 10 years and (b) the recent 10 years, and (c) their VWS difference.

(Contour indicates distribution of VWS below $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Shadow indicates distribution of VWS below $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ and red rectangles indicates RI concentrated area in (a) and (b). Shadow indicates the VWS difference, the black rectangle indicates RI concentrated area during the early 10 years, and the blue rectangle indicates RI concentrated area during the recent 10 years in (c))

3.2 海表面温度变化

取10 a的SST均值表征SST的年代际特征,不同时间段的SST均值之差表征SST的变化量,10 a的SST均值与近67 a(1949—2015年)SST均值之差为SST距平。如“最近10 a”与“早期10 a”间的SST变化量为

$$\Delta SST = SST_{2006-2015} - SST_{1949-1958} \quad (3)$$

1949—1958年的SST距平为

$$SST_{ano,1949-1958} = SST_{1949-1958} - SST_{ave} \quad (4)$$

前人研究表明,高于 $28\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的海表面温度(SST)是TC快速加强的必要条件^[7]。图9给出“早期10 a”与“最近10 a”西北太平洋区域海表面温度SST以及二者SST差值(SST变化量)分布,从 $28.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 等温线和 $29\text{ }^{\circ}\text{C}$ 海温范围(图9 a、b)的变化可知,近67 a西北太平洋地区 $28.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 等温线向北推进约 $1\,110\text{ km}$,北半球 $29\text{ }^{\circ}\text{C}$ 海温范围向北推进且扩大大约 $1\,876\,152\text{ km}^2$ 。配合较低的环境风垂直切变VWS,这种高海温区域的北进影响了RI集中区的南边界北进。RI集中区的东南

部有 SST 正距平中心, 给定加热源有利于台风增强。这种海洋热量的变化进一步揭示出高海温区域(不小

于 28.5 °C)北进扩大的现象, 在低 VWS 区域的配合下, 共同影响 RI 集中区南边界北进。

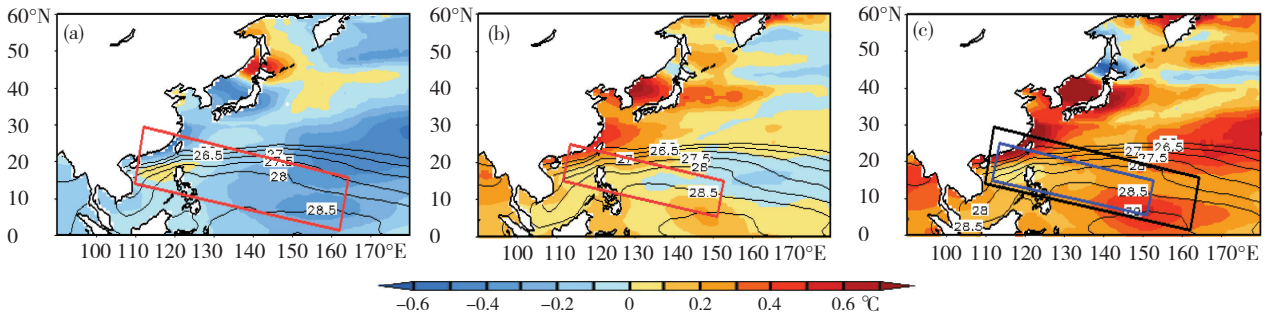


图9 “早期 10 a”(a)与“最近 10 a”(b)西北太平洋区域海表面温度 SST 以及二者 SST 差值(c)分布 (等值线为大于 26°C 的 SST; 图(a)、(b)中填色为 SST 距平, 红框为 RI 集中区; 图(c)中填色为 SST 的变化量, 黑框为“早期 10 a” RI 集中区, 蓝框为“最近 10 a” RI 集中区)

Fig.9 Distribution of sea surface temperature (SST) in the Northwestern Pacific Ocean during (a) the early 10 years and (b) the recent 10 years, and (c) their SST difference.

(Contour indicates distribution of SST above 26°C. Shadow indicates distribution of SST anomaly and red rectangles indicates RI concentrated area in (a) and (b). Shadow indicates the SST difference, the black rectangle indicates RI concentrated area during the early 10 years, and the blue rectangle indicates RI concentrated area during the recent 10 years in (c))

3.3 200 hPa 急流

高空流出气流对 TC 的“抽吸”有利于 TC 的增强。图 10 给出“早期 10 a”与“最近 10 a”西北太平洋区域 200 hPa 高空流场和上空急流分布以及“最近 10 a”高空流场与二者高空急流的差值叠加图, 从图 10a、b 可知, 西北太平洋地区 TC 的 RI 集中区上空 (200 hPa) 存在明显的反气旋, 集中区中心以北为偏西气流、以南为偏东气流。不论是“早期 10 a”还是“最近 10 a”, RI 集中区北侧均有一东西带状分布的西风急流, 这与郑峰^[11]研究指出的“TC 突然增强前后北侧外围维持平直的高空急流”的结论相符合。而且, “早期 10 a”风速大于等于 42 m·s⁻¹ 的西风急流区主要

覆盖在日本本州岛中部较小的范围, 到“最近 10 a”风速大于等于 42 m·s⁻¹ 的西风急流区明显向西向南扩展至我国黄海和东海海域上空。此外, RI 集中区附近高空反气旋东西轴线有持续向西向南移动的趋势(置信水平为 95%), “最近 10 a”较“早期 10 a”向西移动约 555 km, 向南移动约 111 km。上述向西向南的变化趋势与 RI 集中区东边界向西、北边界向南的漂移趋势基本一致。此外, 从差值图(图 10c)可见, 相对于“早期 10 a”, RI 集中区中心以北的西风急流和以南的东风急流在“最近 10 a”均增强, 这是由于 RI 集中区上空的高层流出气流增强, 有利于 TC 增强和 RI 发生。

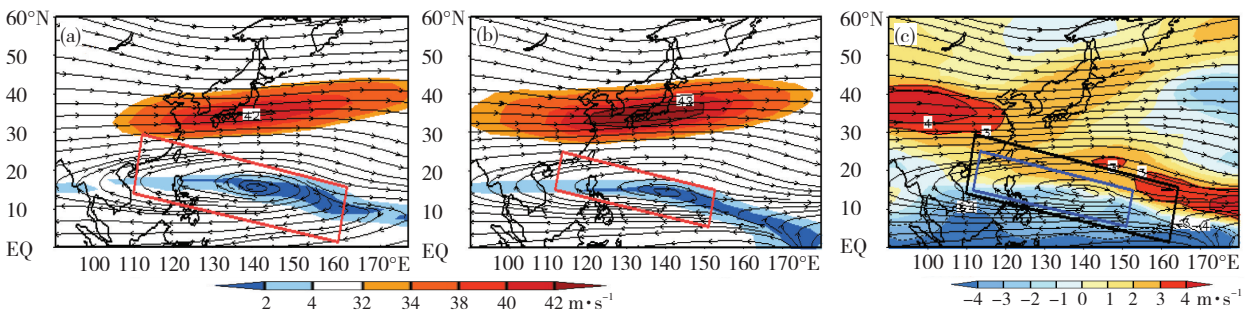


图 10 “早期 10 a”(a)与“最近 10 a”(b)西北太平洋区域 200 hPa 高空流场和上空急流分布以及“最近 10 a”高空流场与二者高空急流的差值叠加图(c)

(图(a)、(b)中流线为高空流场; 填色为高空急流, 单位: m·s⁻¹; 红框为 RI 集中区。图(c)中流线为高空流场; 填色为高空急流的差值, 单位: m·s⁻¹; 黑框为“早期 10 a”的 RI 集中区; 蓝框为“最近 10 a”的 RI 集中区)

Fig.10 The distribution of flow field and upper-level jet stream at 200 hPa in the Northwestern Pacific Ocean during (a) the early 10 years and (b) the recent 10 years, and (c) flow field during the recent 10 years and the difference of their high jet streams.

(Streamline indicates distribution of flow field, shadow indicates upper-level jet stream (unit: m·s⁻¹), and red rectangles indicates RI concentrated area in (a) and (b). Streamline indicates distribution of flow field, shadow indicates the difference of their upper-level jet streams (unit: m·s⁻¹), the black rectangle indicates RI concentrated area during the early 10 years, and the blue rectangle indicates RI concentrated area during the recent 10 years in (c))

3.4 850 hPa水汽输送

图11给出“早期10 a”与“最近10 a”西北太平洋区域850 hPa的水汽通量和水汽通量散度以及二者水汽通量散度差值分布,从图11a、b的水汽通量和水汽通量散度分析可知,“早期10 a”RI集中区的水汽主要来自其东侧的输送,水汽辐合主要出现在RI集中区的南侧;“最近10 a”,南侧向RI集中区输送的水汽明显增加,RI集中区的南侧出现较大范围的水汽辐合。RI集

中区南侧的水汽辐合带由早期的不连续块状发展合并为连续带状,辐合带的面积扩大约740 492 km²,并出现强度为-0.22 g·kg⁻¹的水汽辐合区,更有利于RI的发展。从有利于RI过程的水汽通量散度的差值图(图11c)分析可知,相对于RI集中区的东北部,其西南部的水汽辐合区明显增强,表明水汽辐合区有向西向南的漂移趋势,从而影响RI集中区北边界向南、东边界向西的气候漂移。

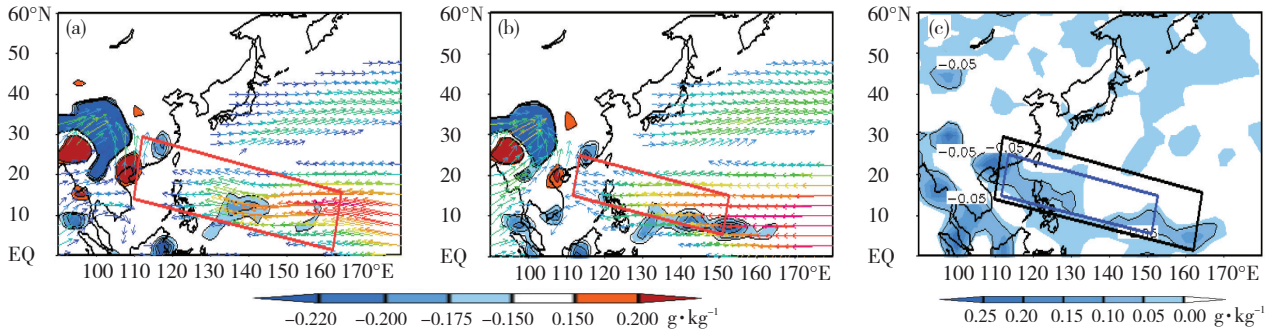


图11 “早期10 a”(a)与“最近10 a”(b)西北太平洋区域850 hPa的水汽通量和水汽通量散度以及二者水汽通量散度差值分布(图a、b中矢量为水平水汽通量,单位: $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$;填色为水汽通量散度,单位: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$;红框为RI集中区。

图(c)中填色为水汽通量散度之差,单位: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$;黑框为“早期10 a”RI集中区;蓝框为“最近10 a”RI集中区)

Fig.11 The distribution of water vapor flux and moisture flux divergence at 850 hPa in the Northwestern Pacific Ocean during (a) the early 10 years and (b) the recent 10 years, and (c) the difference of their moisture flux divergences.

(Vector indicates distribution of the water vapor transfer (unit: $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$), shadow indicates moisture flux divergence (unit: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$), and red rectangles indicates RI concentrated area in (a) and (b). Shadow indicates the difference of their moisture flux divergence (unit: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$), the black rectangle indicates RI concentrated area during the early 10 years, and the blue rectangle indicates RI concentrated area during the recent 10 years in (c))

4 结论与讨论

基于1949—2015年的TC及再分析资料,统计发现西北太平洋TC发生RI时所在的区域有明显的气候漂移特征,分析表明弱的环境风垂直切变VWS区和高层流场等移动是其可能的主要成因。

(1) 尽管气候变化背景下,西北太平洋地区的强台风发生比例有增大的趋势^[21],但1949—2015年,RI的发生频数及伴有RI发生的TC频数均在减少,RI过程的持续时间占TC生命史的比例及伴有RI发生的TC占TC总频数的比例也均呈震荡减小的趋势。强度等级较弱(STS及以下)的TC相对容易发生RI,且RI在夏秋季节和清晨多发。

(2) 尽管TC达到最强时的纬度随气候变化有向北漂移的趋势,但1949—2015年RI发生时TC所在的最北(南)纬度呈向南(北)漂移、最东(西)经度向西(东)漂移,RI发生区域有逐渐向(116°—158°E, 11°—23°N)集中的趋势。

(3) 全球气候变暖背景下,西太平洋地区环境场的弱VWS区($5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下)向南的气候漂移是导致RI发生时TC最北纬度显著向南漂移的可能原因,RI集中区

也主要沿VWS小于 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的区域分布,RI发生时TC最南纬度向北漂移则与高海表明温度SST及SST正距平区域的向北扩展密切相关。

(4) 热带和副热带水汽输送的空间变化是决定RI发生区域变化的主要因子,200 hPa高空辐散增强、850 hPa水汽辐合增加,低空水汽输送区域向北延伸,影响了RI发生区域的气候漂移。

值得注意的是,本文使用的环境场及海温等再分析资料分辨率较低、TC资料也仅使用了中国整编的资料(未同时使用中、美、日、港等整编的资料)且年限不长,相关结论的稳定性需做进一步验证。

参考文献:

- [1] 陈联寿,孟智勇.我国热带气旋研究十年进展[J].大气科学,2001,25(3): 420-432
- [2] 夏淋淋,朱益民,程乘等.西北太平洋热带气旋频数的年际、年代际变化及预测[J].气象与环境科学,2014,37(2):1-7
- [3] 胡姝,孙立尹,李英.热带气旋结构和强度变化研究进展[J].气象与环境学报,2014,30(4):91-98
- [4] Elsberry R L. Advances in research and forecasting of tropical cyclones from 1963-2013 [J].Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences,2013, 50(1):3-16
- [5] Zeng Z H, Wang Y Q, Chen L S. A statistical analysis of vertical shear

- effect on tropical cyclone intensity change in the North Atlantic [J]. *Geophysical Research Letters*, 2010, 37(2): 1 495–1 500
- [6] 曾智华. 环境场和边界层对近海热带气旋结构和强度变化影响的研究[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2011
- [7] 白莉娜, 王元. 环境风速垂直切变对西北太平洋热带气旋强度变化的影响[J]. *热带气象学报*, 2013, (6): 955–962
- [8] Chan J C, Duan Y H, Shay L K. Tropical cyclone intensity change from a simple ocean-atmosphere coupled model [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2001, 58(2): 154–172
- [9] 陈联寿, 端义宏, 宋丽莉, 等. 气象灾害丛书: 台风预报及其灾害[M]. 北京: 气象出版社, 2012
- [10] Kaplan J, Demaria M. Large-scale characteristics of rapidly intensifying tropical cyclones in the North Atlantic Basin [J]. *Weather & Forecasting*, 2003, 18(6): 1 093–1 108
- [11] 郑峰, 曾智华, 雷小途, 等. 中国近海突然增强台风统计分析[J]. *高原气象*, 2016, (1): 198–210
- [12] Krishnamurti T N, Pattnaik S, Stefanova L. The Hurricane Intensity Issue [J]. *Monthly Weather Review*, 2005, 13(7): 1 886–1 912
- [13] Lam F P, Lin I I, Min H L. Recent increase in high tropical cyclone heat potential area in the Western North Pacific Ocean [J]. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40(17): 4 680–4 684
- [14] 郑艳, 蔡亲波, 程守长, 等. 超强台风“威马逊”(1409)强度和降水特征及其近海急剧加强原因[J]. *暴雨灾害*, 2014, 33(4): 333–341
- [15] 陈见, 孙红梅, 高安宁, 等. 超强台风“威马逊”与“达维”进入北部湾强度变化对比分析[J]. *暴雨灾害*, 2014, 33(4): 392–400
- [16] 杨涛, 雷小途, 汤杰. 热带气旋温湿非对称结构的比较研究[J]. *热带气象学报*, 2015, 31(3): 310–322
- [17] Ying M, Zhang W, Yu H, et al. An Overview of the China Meteorological Administration Tropical Cyclone Database [J]. *Journal of Atmospheric & Oceanic Technology*, 2014, 31(2): 287–301
- [18] 阎俊岳, 张秀芝, 陈乾金, 等. 热带气旋迅速加强标准的研究[J]. *气象*, 1995, 21(5): 9–13
- [19] 阎俊岳. 近海热带气旋迅速加强的气候特征[J]. *应用气象学报*, 1996, 7(1): 28–32, 34–35
- [20] 阎俊岳, 张秀芝, 李江龙. 135°E以西西北太平洋热带气旋迅速加强的气候特征[J]. *热带气象学报*, 1997, 13(4): 297–305
- [21] 赵海坤, 吴立广. 西北太平洋热带气旋气候变化的若干研究进展[J]. *气象科学*, 2015, 35(1): 108–118

(责任编辑 唐永兰)

《暴雨灾害》微信公众号正式上线

《暴雨灾害》微信公众号于2018年7月正式上线, 关注微信公众号, 可实时了解期刊动态, 查询论文信息, 享受流畅阅读。期待您的关注! 您也可以登录本刊网站(<http://www.byzh.org.cn>), 浏览更多已发论文。欢迎阅读和引用!

《暴雨灾害》为双月刊, 由中国气象局武汉暴雨研究所主办, 为中国科技核心期刊(中国科技论文统计源期刊)。本刊秉承“求新求快”的办刊理念, 突出暴雨研究的专业性, 追求论文选题的新颖性, 强调投稿作者的广泛性, 注重极端天气事件报道的快捷性, 主要刊载与暴雨、暴雪、大雾、冰雹、大风、台风、雷电、寒潮、霜冻、沙尘暴、霾、道路结冰等高影响天气事件及其灾

害相关的最新研究成果。欢迎投稿或推荐! 欢迎指导或赐教!



微信扫一扫
关注《暴雨灾害》

(唐永兰 供稿)