

## Investigating the changes in the nature of tropical cyclones due to climate change

Alimohammadi, M.<sup>1</sup>  | Pakhirehzan, M.<sup>2</sup>  | khwarazmi, S.<sup>3</sup> 

1. **Corresponding Author**, PhD in Meteorology, Department of Special Operations and Coast reconnaissance, Imam Khomeini University of Marine Sciences, Nowshahr, Iran. E-mail: [mhyar\\_alimohammadi@yahoo.com](mailto:mhyar_alimohammadi@yahoo.com)
2. PhD in Oceanography, Faculty of Marine Science and Technology, Hormozgan University, Hormozgan, Iran. E-mail: [mht\\_pa@yahoo.com](mailto:mht_pa@yahoo.com)
3. PhD in meteorology, forecasting expert of Hormozgan province, Hormozgan, Iran. E-mail: [s.khwarazmi@yahoo.com](mailto:s.khwarazmi@yahoo.com)

(Received: 03 Jan 2022, Revised: 25 Aug 2022, Accepted: 03 Sep 2022, Published online: 03 Sep 2022)

### Abstract

This article aims to investigate the effects of climate change on tropical cyclones. The present study has been carried out by using and examining the available library resources. The results show that ocean surface warming leads to more intense tropical storms. On the other hand, with the rise of the ocean water level, the destructive power of storms in coastal areas will increase. The rise of the sea level itself is caused by climate change. On the other hand, the proportion of very intense tropical cyclones (Category 4 and 5) is projected to increase, even though most climate model studies predict that the total number of tropical cyclones per year will decrease or remain nearly constant. Also, models predict that as the Earth warms in the coming decades, some regions will experience an increase in the rate of intensification, a poleward shift of the geographic latitude of the maximum intensity, or a decrease in tropical cyclone forward motion.

**Keywords:** Tropical Cyclone, Climate Change, Foresight.

## مروری بر مطالعات تاثیرات تغییرات اقلیمی بر طوفان‌های حاره‌ای

مهریار علی محمدی<sup>۱</sup> | محمد پاخیره زن<sup>۲</sup> | سعیده خوارزمی<sup>۳</sup>

۱. نویسنده مسئول، دکتری هواشناسی، گروه عملیات ویژه و شناسایی ساحل دانشگاه علوم دریایی امام خمینی نوشهر، مازندران، ایران. رایانامه: [mhyar\\_alimohammadi@yahoo.com](mailto:mhyar_alimohammadi@yahoo.com)
۲. دانش آموخته دکتری رشته مهندسی منابع آب. رایانامه: [mht\\_pa@yahoo.com](mailto:mht_pa@yahoo.com)
۳. دانش آموخته دکتری هواشناسی کشاورزی، گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران، کرج، ایران. رایانامه: [s.khwarazmi@yahoo.com](mailto:s.khwarazmi@yahoo.com)

(دریافت: ۱۴۰۰/۰۸/۲۹، بازنگری: ۱۴۰۱/۰۱/۳۰، پذیرش: ۱۴۰۱/۰۳/۰۳، انتشار آنلاین: ۱۴۰۱/۰۳/۰۳)

### چکیده

این مقاله درصدد است، به بررسی تاثیرات تغییرات اقلیمی بر طوفان‌های حاره‌ای بپردازد. مطالعه حاضر با بررسی و بهره‌گیری از منابع کتابخانه‌ای موجود انجام گرفته است. نتایج نشان می‌دهد که گرم شدن سطح اقیانوس منجر به طوفان‌های حاره‌ای شدیدتر می‌شود. از طرف دیگر با بالا آمدن سطح آب اقیانوس، قدرت تخریب طوفان‌ها در مناطق ساحلی بیشتر خواهد شد. افزایش سطح دریا خود ناشی از تغییرات آب‌وهوایی است. از طرفی پیش‌بینی می‌شود که نسبت طوفان‌های حاره‌ای بسیار شدید (درجه ۴ و ۵) افزایش یابد، این در صورتی است که نتایج بیشتر مطالعات مدل‌سازی پیش‌بینی می‌کنند که تعداد کل طوفان‌های حاره‌ای در هر سال کاهش یا تقریباً ثابت بماند. همچنین مدل‌ها پیش‌بینی می‌کنند که با گرم شدن کره زمین در دهه‌های آینده، برخی از مناطق افزایش در نرخ تشدید سرعت، انتقال عرض جغرافیای بیشینه شدت به سمت قطب یا کاهش حرکت روبه‌جلو طوفان حاره‌ای را تجربه خواهند کرد.

**کلمات کلیدی:** طوفان حاره‌ای، تغییرات آب‌وهوایی، آینده‌نگری.

### ۱. مقدمه

تغییرات آب‌وهوایی که خود ناشی از گرم شدن جهانی است، پیامدهای آن در بسیاری از کشورها به یکی از مهم‌ترین نگرانی‌ها و سیاست‌های عمومی تبدیل شده است. ذوب شدن یخ‌های قطبی (افزایش تنش بین کشورهای حوزه‌ی قطب شمال) و بالا آمدن سطح آب دریا، افزایش شدت خیزاب امواج طوفانی، به زیر آب رفتن بعضی از مناطق که دارای ارتفاع کمی نسبت به سطح آزاد دریا هستند، افزایش شدت طوفان‌های حاره‌ای در مناطق طوفان‌خیز، تخریب تجهیزات و پایگاه‌های نظامی به‌خصوص پایگاه‌هایی که در نزدیکی مناطق ساحلی قرار دارند، خشک‌سالی و استفاده از رودخانه‌های مشترک و جنگ بر سر آن هم در سطح داخلی و هم در سطح منطقه‌ای از مهم‌ترین پیامدهای گرم شدن

### جهانی خواهد بود.

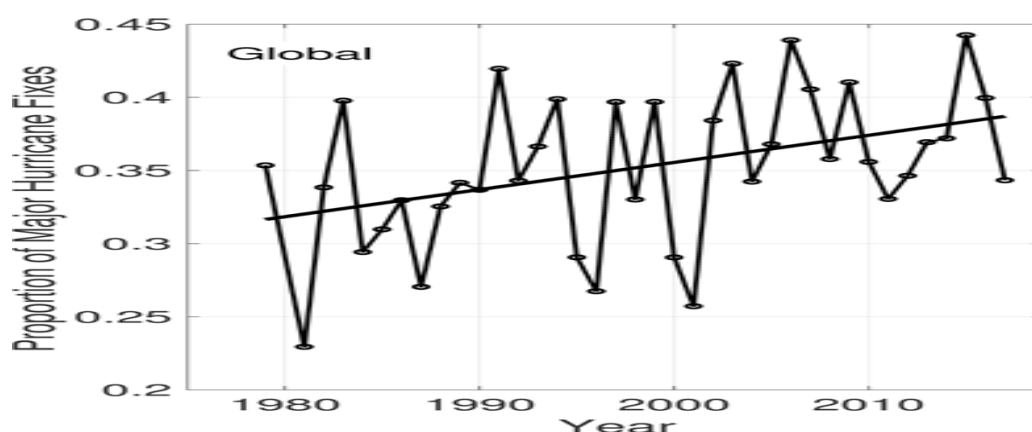
این مقاله درصدد است، به بررسی تغییرات ماهیت طوفان‌های حاره‌ای به‌واسطه تغییرات آب‌وهوایی بپردازد. مطالعه حاضر با بهره‌گیری و بررسی منابع کتابخانه‌ای موجود انجام گرفته است.

### ۲. مشاهدات موجود

شدت طوفان‌های حاره‌ای در دهه‌های اخیر در سطح جهانی افزایش یافته است. با توجه به برآوردهای شدت مبتنی بر ماهواره، نسبت وقوع طوفان درجه ۳-۵ از سال ۱۹۷۹ حدود ۵٪ در هر دهه رشد کرده است (شکل ۱) (کاسین و همکاران ۲۰۲۰). افزایش آماری قابل توجهی در سطح جهانی و در چندین حوضه از جمله حوضه اقیانوس اطلس شمالی توسط

کاسین و همکاران (۲۰۲۰) مشاهده شد. مشاهدات از دهه ۱۹۸۰ نشان می‌دهد که در سطح جهانی و تا حد زیادی در اقیانوس اطلس شمالی، احتمال تشدید سرعت طوفان حاره‌ای (زمانی که شدت طوفان حاره‌ای بیش از ۱۸ متر بر ثانیه در ۲۴ ساعت تغییر می‌کند) افزایش یافته است (باتیا و همکاران ۲۰۱۹). از نظر طولانی‌ترین رکوردهای موجود از طوفان حاره‌ای درجه ۳ تا ۵، فراوانی این طوفان‌ها در ایالات ۱۲ تا ۱۵ درصد بر شدت آن‌ها افزوده شده است (می و سی ۲۰۱۶).

کاسین و همکاران (۲۰۲۰) مشاهده شد. مشاهدات از دهه ۱۹۸۰ نشان می‌دهد که در سطح جهانی و تا حد زیادی در اقیانوس اطلس شمالی، احتمال تشدید سرعت طوفان حاره‌ای (زمانی که شدت طوفان حاره‌ای بیش از ۱۸ متر بر ثانیه در ۲۴



شکل ۱. روند افزایش شکل‌گیری طوفان درجه ۳ تا ۵ (کوسین و همکاران، ۲۰۲۰)

و تنوع طبیعی تفسیر می‌شود (باتیا و همکاران، ۲۰۱۹). تغییرات گذشته در آتروسل‌ها در ایجاد تغییرات در شدت طوفان‌های اقیانوس اطلس شمالی در دهه‌های اخیر مهم هستند (ویلارینی و وکی، ۲۰۱۳). با افزایش انتشار گازهای گلخانه‌ای پس از جنگ جهانی دوم و کاهش پس از دهه ۱۹۷۰ که به ترتیب باعث کاهش و افزایش شدت طوفان اقیانوس اطلس شد (شکل‌های ۲ و ۳) (کوسین، ۲۰۱۷). تحقیقات بیشتری برای مشخص کردن بهتر مشارکت نسبی این عوامل تأثیرگذار مختلف در تغییرات مشاهده شده مورد نیاز است (والش و همکاران، ۲۰۱۹).

اثر مدل‌سازی شده تغییرات آب‌وهوایی ناشی از انسان بر شدت طوفان‌های حاره‌ای از نظر کیفی با افزایش‌های مشاهده‌شده سازگار است، اما مشخص نیست که آیا تأثیر از تنوع طبیعی حال حاضر قابل تشخیص است یا خیر (ناتسن و همکاران، ۲۰۱۹). در یک مطالعه، باتیا و همکاران (۲۰۱۹) نشان می‌دهند که افزایش مشاهده شده در تشدید سریع طوفان حاره‌ای در اقیانوس اطلس در دهه‌های اخیر در مقایسه با شبیه‌سازی یک مدل از تغییرپذیری طبیعی بسیار غیر معمول است، اگرچه بی‌سابقه نیست.

در حوزه شمال هند، موهاپاترا و همکاران (۲۰۱۵) بر اساس مشاهدات ۱۹۵۱-۲۰۱۰ (فصول موسمی و پس از موسمی) دریافتند که احتمال تشدید اختلالات چرخندی به طوفان‌های حاره‌ای در دریای عرب در ارتباط با کاهش برش باد عمودی افزایش یافته است. آن‌ها همچنین گزارش می‌دهند که احتمال تشدید طوفان‌های حاره‌ای به طوفان‌های شدید حاره‌ای در خلیج بنگال در ارتباط با افزایش تاوایی چرخندی در سطح پایین افزایش یافته است. برای دریای عرب، شبیه‌سازی‌های مدل نشان می‌دهد که افزایش‌های اخیر در وقوع طوفان‌های حاره‌ای بسیار شدید در فصل پس از بارش‌های موسمی احتمالاً تا حدی به دلیل تأثیرات انسانی در گرم شدن جهانی است (موراگامی و همکاران، ۲۰۱۷). جدول ۱ مشخصات کامل طوفان‌های حاره‌ای تشکیل شده در منطقه شمال غرب اقیانوس از درجه‌ی آشفستگی شدید به بالا از ۱۹۹۰ تا ۲۰۱۵ برگرفته از سازمان هواشناسی هند را نشان می‌دهد (علی محمدی و همکاران، ۱۳۹۹).

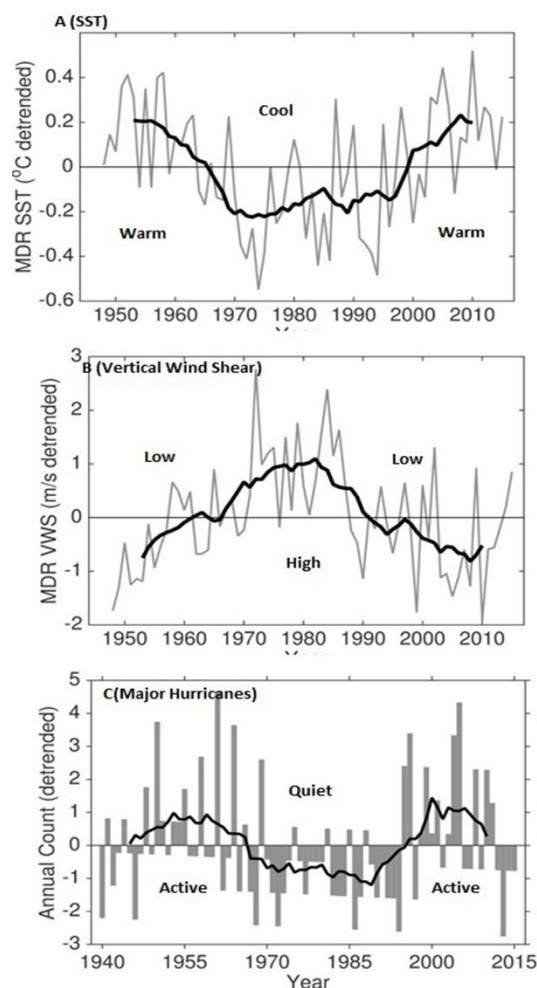
در حوضه اقیانوس اطلس شمالی، روند افزایش شدت و نرخ تشدید به‌عنوان پاسخ به ترکیبی از تغییرات در غلظت آتروسول اتمسفر، تغییرات ناشی از انسان در غلظت گازهای گلخانه‌ای

جدول ۱. مشخصات کامل طوفان‌های حاره‌ای تشکیل شده در منطقه شمال غرب اقیانوس از درجه‌ی آشفتگی شدید به بالا از ۱۹۹۰ تا ۲۰۲۰

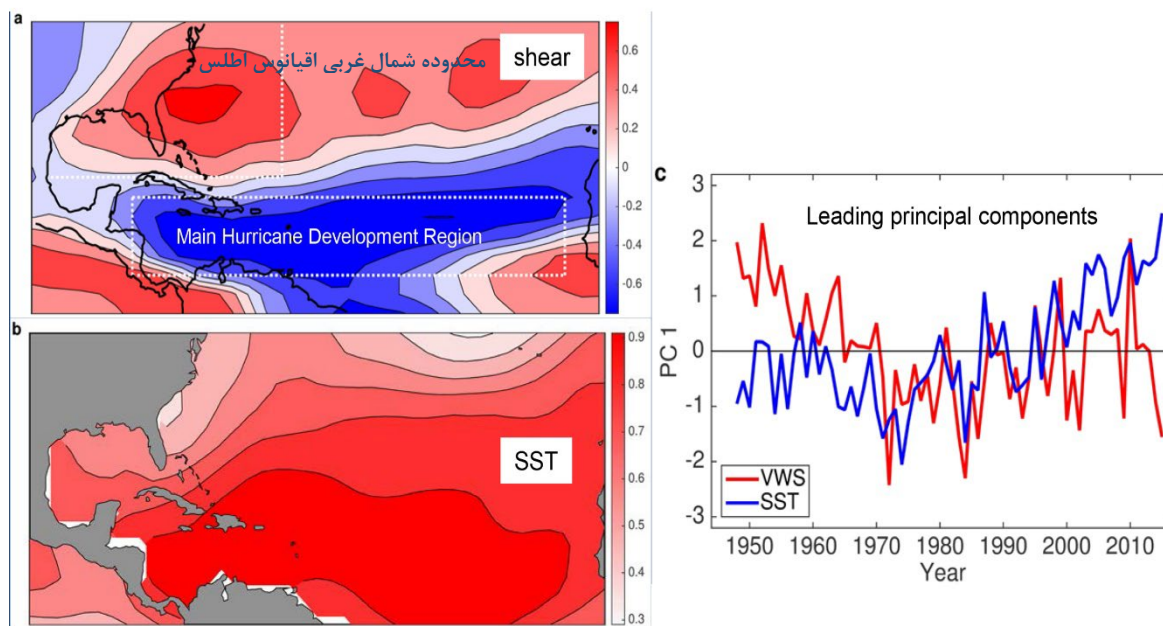
تاریخ تشکیل (میلادی)	تاریخ تشکیل (شمسی)	بیشینه سرعت (Knots)	کمترین فشار مرکزی (hPa)	دوره‌ی زندگی	اسم طوفان	شدت
۱۹۹۰/۱۱/۱۶	۱۳۶۹/۰۸/۲۵	۳۳	۱۰۰۷	۳روز	-	DD
۱۹۹۲/۰۶/۰۸	۱۳۷۱/۰۳/۱۸	۴۵	۹۹۴	۵روز	-	CS
۱۹۹۲/۱۰/۰۱	۱۳۷۱/۰۷/۰۹	۴۵	۹۹۶	۳روز	-	CS
۱۹۹۲/۱۲/۲۱	۱۳۷۱/۰۹/۳۰	۳۰	۱۰۰۲	۳روز	-	DD
۱۹۹۳/۱۱/۱۲	۱۳۷۲/۰۸/۲۱	۶۵	۹۸۶	۵روز	-	VSCS
۱۹۹۴/۰۶/۰۷	۱۳۷۳/۰۳/۱۷	۵۵	۹۸۰	۵روز	-	SCS
۱۹۹۴/۱۱/۱۵	۱۳۷۳/۸/۲۴	۶۵	۹۸۴	۶روز	-	VSCS
۱۹۹۵/۱۰/۱۲	۱۳۷۵/۰۷/۲۰	۴۵	۹۹۶	۵روز	-	CS
۱۹۹۶/۰۶/۱۷	۱۳۷۵/۰۳/۲۸	۶۰	۹۷۲	۴روز	-	SCS
۱۹۹۶/۱۰/۲۲	۱۳۷۵/۰۸/۰۱	۶۰	۹۹۴	۵روز	-	SCS
۱۹۹۷/۱۱/۱۰	۱۳۷۶/۰۸/۱۹	۳۰	۱۰۰۵	۴روز	-	DD
۱۹۹۸/۰۶/۰۴	۱۳۷۷/۰۳/۱۴	۹۰	۹۵۸	۶روز	-	VSCS
۱۹۹۸/۱۰/۰۶	۱۳۷۷/۰۷/۱۴	۳۰	۹۹۸	۴روز	-	DD
۱۹۹۸/۱۰/۱۱	۱۳۷۷/۰۷/۱۹	۳۵	۹۹۶	۸روز	-	CS
۱۹۹۸/۱۲/۱۳	۱۳۷۷/۰۹/۲۲	۵۵	۹۹۳	۴روز	-	SCS
۱۹۹۹/۰۵/۱۶	۱۳۷۸/۰۲/۲۶	۱۰۵	۹۴۶	۶روز	-	VSCS
۲۰۰۱/۰۵/۲۱	۱۳۷۸/۰۲/۳۱	۱۱۵	۹۳۲	۸روز	-	VSCS
۲۰۰۱/۰۹/۲۴	۱۳۸۰/۰۷/۰۲	۳۵	۱۰۰۰	۴روز	-	CS
۲۰۰۱/۱۰/۰۸	۱۳۸۰/۰۷/۱۶	۳۵	۹۹۸	۳روز	-	CS
۲۰۰۲/۰۵/۰۶	۱۳۸۱/۰۲/۱۶	۳۵	۹۹۴	۵روز	-	CS
۲۰۰۳/۱۱/۱۲	۱۳۸۲/۰۷/۲۱	۵۵	۹۹۰	۳روز	-	SCS
۲۰۰۴/۰۵/۰۵	۱۳۸۳/۰۲/۱۶	۵۵	۹۸۶	۴روز	-	SCS
۲۰۰۴/۰۶/۱۰	۱۳۸۳/۰۳/۲۱	۳۰	۹۹۲	۴روز	-	DD
۲۰۰۴/۰۹/۳۰	۱۳۸۳/۰۷/۰۹	۵۵	۹۹۰	۳روز	آتیل	SCS
۲۰۰۴/۱۱/۰۲	۱۳۸۳/۰۸/۱۲	۳۰	۱۰۰۴	۶روز	-	DD
۲۰۰۴/۱۱/۲۹	۱۳۸۳/۰۹/۰۹	۵۵	۹۹۴	۴روز	آگنی	SCS
۲۰۰۶/۰۱/۱۳	۱۳۸۴/۰۱/۲۳	۳۰	۱۰۰۴	۲روز	-	DD
۲۰۰۶/۰۹/۲۳	۱۳۸۵/۰۷/۰۱	۵۵	۹۸۸	۳روز	ماکدا	SCS
۲۰۰۷/۰۶/۲۵	۱۳۸۶/۰۴/۴	۳۵	۹۸۶	۲روز	یمین	SCS
۲۰۰۷/۰۶/۰۱	۱۳۸۶/۰۳/۱۱	۱۲۷	۹۲۰	۷روز	گونو	SUCS
۲۰۰۷/۱۰/۲۷	۲۰۰۶/۰۸/۰۵	۳۰	۱۰۰۰	۷روز	-	DD
۲۰۰۸/۱۰/۱۹	۱۳۸۷/۰۷/۲۸	۳۰	۱۰۰۰	۳روز	-	DD
۲۰۱۰/۰۵/۱۹	۱۳۸۹/۰۲/۲۹	۴۰	۹۹۴	۵روز	باندو	CS
۲۰۱۰/۰۵/۳۱	۱۳۸۹/۰۳/۱۰	۸۵	۹۶۴	۶روز	فت	VSCS
۲۰۱۱/۱۰/۲۹	۱۳۹۰/۰۷/۱۸	۳۵	۹۹۶	۲روز	کیلا	CS
۲۰۱۱/۱۱/۰۶	۱۳۹۰/۰۸/۱۵	۳۰	۱۰۰۰	۵روز	-	DD
۲۰۱۱/۱۱/۲۶	۱۳۹۰/۰۹/۰۵	۳۰	۹۹۸	۶روز	-	DD
۲۰۱۲/۱۰/۲۲	۱۳۹۱/۰۸/۰۱	۴۰	۹۹۸	۵روز	مارجان	CS
۲۰۱۲/۱۲/۲۲	۱۳۹۱/۱۰/۰۲	۳۰	۱۰۰۲	۴روز	-	DD
۲۰۱۳/۱۱/۰۸	۱۳۹۲/۰۸/۱۷	۳۰	۱۰۰۲	۴روز	-	DD
۲۰۱۴/۱۰/۲۵	۱۳۹۳/۰۸/۳	۱۱۰	۹۵۰	۶روز	نیلوفر	VSCS
۲۰۱۴/۰۶/۱۰	۱۳۹۳/۰۳/۲۰	۴۵	۹۸۴	۴روز	ناناک	CS
۲۰۱۵/۰۶/۰۷	۱۳۹۴/۰۳/۱۷	۴۵	۹۹۰	۵روز	آشوبا	CS
۲۰۱۵/۰۶/۲۲	۱۳۹۴/۰۴/۰۱	۳۰	۹۹۴	۴روز	-	DD
۲۰۱۵/۱۰/۰۹	۱۳۹۴/۰۷/۱۷	۳۰	۱۰۰۰	۴روز	-	DD
۲۰۱۵/۱۰/۲۸	۱۳۹۴/۰۸/۱۶	۱۱۵	۹۴۰	۷روز	چاپالاتا	VSCS
۲۰۱۵/۱۱/۰۵	۱۳۹۴/۰۸/۱۴	۹۵	۹۶۴	۵روز	مق	VSCS

عرض جغرافیایی حداکثر شدت طوفان حاره‌ای در هر دو نیمکره همزمان با گسترش قطبی مرزهای استوایی مشاهده شده در برخی مناطق به سمت قطب مهاجرت کرده است (شکل ۴). (کوسین و همکاران، ۲۰۱۶؛ والش و همکاران، ۲۰۱۹؛ استیتن و همکاران، ۲۰۲۰). در طول ۳۰ سال گذشته، عرض جغرافیایی حداکثر شدت فعالیت طوفان حاره‌ای بین ۵۰ تا ۶۰ کیلومتر در هر دهه در هر نیمکره مهاجرت کرده است (کوسین و همکاران، ۲۰۱۴). با این حال، در حالی که کوسین و همکاران (۲۰۱۶) نشان می‌دهند که مهاجرت قطبی مشاهده شده عرض جغرافیایی حداکثر شدت فعالیت طوفان حاره‌ای در شمال غربی اقیانوس آرام ارتباطی با پدیده النینو ندارد.

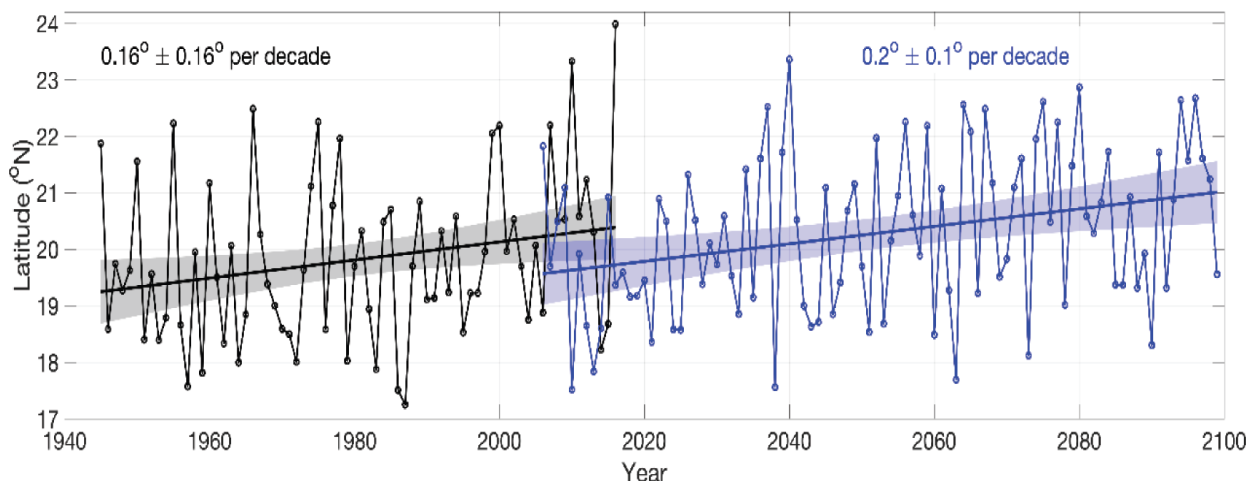
در مورد میزان تغییرات طوفان حاره‌ای از گرمایش گلخانه‌ای ناشی از انسان همچنان عدم اطمینان وجود دارد؛ ناتسن و همکاران (۲۰۱۹) به این نتیجه رسیدند که اطمینان کم تا متوسط وجود دارد که تغییرات در مقایسه با تنوع طبیعی بسیار غیرعادی باشد. مهاجرت به شمال عرض طوفان حاره‌ای در زمان حداکثر شدت فعالیت خود به‌ویژه در شمال غربی اقیانوس آرام مشهود است (کوسین و همکاران، ۲۰۱۶).



شکل ۲. روند تغییرپذیری چند دهه‌ای شکل‌گیری طوفان حاره‌ای از درجه ۳-۵ در اقیانوس اطلس (کوسین، ۲۰۱۷)



شکل ۳. روند تغییرپذیری دمای سطح دریا و برش باد عمودی محدوده شمال غربی اقیانوس اطلس در ادامه شکل ۲ (کوسین، ۲۰۱۷)



شکل ۴. عرض پیش‌بینی شده و مشاهده شده طوفان در زمان حداکثر شدت فعالیت خود (کوسین و همکاران، ۲۰۱۶)

### ۳. بحث و نتایج

همکاران، ۲۰۲۰). همچنین پیشنهاد شده است که کاهش جهانی در عوض می‌تواند به دلیل خطای سیستماتیک داده‌ها (مون و همکاران، ۲۰۲۱) یا تغییرپذیری طبیعی باشد که احتمالاً با تغییرات در فناوری اندازه‌گیری پس از معرفی سنجش از دور در دهه ۱۹۶۰ (لانزانت، ۲۰۱۹) ترکیب شده است. سرعت انتقال آهسته‌تر به جلو می‌تواند برای تأثیرات طوفان حاره‌ای، از جمله افزایش بارندگی و سیل، مهم باشد، زیرا مدت حضور طوفان حاره‌ای در همان منطقه طولانی‌تر می‌شود (کوسین، ۲۰۱۸).

در رابطه با رویدادهای بارش شدید طوفان حاره‌ای، مطالعات رویدادهای جداگانه (ون اولدنبرگ و همکاران، ۲۰۱۷) مشارکت احتمالی انسان را در رویدادهای بارش شدید مشاهده شده از همه منابع، از جمله طوفان‌های حاره‌ای نشان می‌دهد. گزارش ارزیابی پنجم IPCC (الکساندر و همکاران، ۲۰۱۳) به این نتیجه رسید که اطمینان متوسطی وجود دارد که عوامل انسانی به تشدید بارش‌های سنگین به‌طور کلی در مقیاس جهانی از اواسط قرن بیستم کمک کرده است. آن‌ها به‌طور جداگانه حداکثر بارندگی مربوط به طوفان حاره‌ای را ارزیابی نکردند. تحقیقات نظری و مبتنی بر مدل، افزایش ناشی از گرمایش را در نرخ‌های شدید بارندگی مرتبط با طوفان حاره‌ای نشان می‌دهد (ناتسن و همکاران ۲۰۲۰؛ لیو و همکاران ۲۰۲۰). باین‌حال، یک تأثیر انسانی بر بارش

در دهه‌های اخیر، قرار گرفتن در معرض طوفان در شمال غرب اقیانوس آرام در فیلیپین و دریای چین جنوبی کاهش یافته است در حالی که در دریای چین شرقی، ژاپن و شبه جزیره کره افزایش یافته است (کوسین و همکاران، ۲۰۱۵؛ کالبرت و همکاران، ۲۰۱۵؛ شیانگ و همکاران، ۲۰۲۰).

در حوضه شمال هند، از اواسط قرن بیستم، جابجایی میانگین عرض جغرافیایی شکل‌گیری طوفان‌ها به سمت شمال مشاهده شده است (موهاپاترا و همکاران، ۲۰۱۵). یک حرکت آماری معنی‌دار طوفان‌های حاره‌ای به سمت مناطق خشکی در سراسر جهان و در حوضه شمال غربی اقیانوس آرام طی سال‌های ۱۹۸۲-۲۰۱۸ مشاهده شده است (وانگ و تومی، ۲۰۲۱)، اگرچه سهم نسبی تنوع طبیعی و نیروی انسانی در این روند مشاهده شده ثابت نشده است.

حرکت روبه‌جلو (سرعت انتقالی) طوفان‌های حاره‌ای ممکن است از سال ۱۹۰۱ در قاره ایالات متحده کند شده باشد (کوسین، ۲۰۱۹)، اگرچه دلایل این کاهش نامشخص است. این امکان وجود دارد که این تغییر نشان‌دهنده روند تغییرات آب‌وهوایی باشد که از پس‌زمینه تنوع طبیعی پدید آمده است. در مقابل، در حالی که از اواسط قرن بیستم سرعت انتقالی کاهش در سطح جهانی مشاهده شد (کوسین، ۲۰۱۸؛ ۲۰۱۹)، اوج این کاهش طی سال‌های ۱۹۴۹-۱۹۸۱، با روند ضعیف یا بدون روند در مشاهدات بعدی بود (ژانگ و

(ناتسن و همکاران، ۲۰۱۹). افزایش‌های ثبت‌شده در مقیاس قرن در طوفان‌های سراسر حوضه اقیانوس اطلس با تأثیر بهبود رصد سازگار است، که نشان می‌دهد این افزایش‌های ثبت‌شده نباید به‌طور اکید به‌عنوان نشانه‌های تغییر آب‌وهوا تفسیر شوند (وکی و ناتسن، ۲۰۱۱؛ لندسی و همکاران، ۲۰۱۰). موراکامی و همکاران (۲۰۲۰) در یک مطالعه منحصربه‌فرد با مقایسه الگوهای روندهای تعداد طوفان حاره‌ای مشاهده شده در گذشته و شبیه‌سازی مدل نشان می‌دهد که دو مدل اقلیمی جفت شده با تفکیک بالا، زمانی که با داده‌های تاریخی مشاهده شده اجرا شوند، الگوی فضایی جهانی (مخلوطی از افزایش و کاهش) را طی سال‌های ۱۹۸۰-۲۰۱۸ بازتولید می‌کنند. این شبیه‌سازی‌ها نشان می‌دهند که افزایش منطقه‌ای مشاهده‌شده در تعداد طوفان حاره‌ای در حوضه اقیانوس اطلس از سال ۱۹۸۰، تا حدی به دلیل افزایش آتروسل است. مقدار آتروسل در اواسط قرن بیستم افزایش یافت و پس از دهه ۱۹۸۰ کاهش یافت. موراکامی و همکاران (۲۰۲۰) همچنین کاهش فراوانی طوفان‌های استوایی را در سطح جهانی و در اقیانوس اطلس طی قرن آینده پیش‌بینی می‌کنند؛ زیرا تأثیرات گازهای گلخانه‌ای به‌طور فزاینده‌ای بر تأثیرات آتروسل پیش‌بینی شده غالب می‌شود. یافته‌های آن‌ها قابل توجه است زیرا مدل‌های آن‌ها تاکنون تنها مدل‌هایی هستند که توانایی شبیه‌سازی الگوی مشاهده‌شده تغییر تعداد طوفان حاره‌ای را در سطح جهانی از سال ۱۹۸۰ به‌طور نسبتاً واقعی نشان داده‌اند. ویلارینی و همکاران (۲۰۱۲) و ناتسن و همکاران (۲۰۱۳) همچنین نشان می‌دهند که تأثیر آتروسل یک عامل مهم، اگر نگوییم غالب، در تغییرات طوفان چند دهه اقیانوس اطلس بود که باعث کاهش بین دهه ۱۹۵۰ و ۱۹۸۰ و افزایش از دهه ۱۹۹۰ شد. این مطالعات حاکی از آن است که روند تعداد طوفان استوایی از سال ۱۹۸۰ را نمی‌توان برای پیش‌بینی تغییراتی که در قرن آینده به دلیل افزایش گازهای گلخانه‌ای انتظار می‌رود، تفسیر کرد.

مشاهده شده مربوط به طوفان حاره‌ای که خارج از محدوده تأثیر طبیعی برآورد شده باشد، هنوز در مطالعات موجود نشان داده نشده است. یک رویداد بارش شدید توسط طوفان هاروی ایجاد شد که در آگوست ۲۰۱۷ به تگزاس رسید، با حرکت بسیار آهسته روبه‌جلو (سرعت انتقالی) که منجر به مجموع بارندگی چندروزه بسیار زیاد در منطقه هیوستون شد. کل بارندگی ۳ روزه مشاهده شده از ۷۵۰ میلی‌متر در یک منطقه بزرگ فراتر رفت (وان اولدنبرگ و همکاران، ۲۰۱۷). در اوایل تابستان شمالی سال ۲۰۱۷، میزان گرمای اقیانوس و دمای سطح دریا در خلیج مکزیک در سطح بالایی (در آن زمان) بود که انرژی را برای تبخیر شدید و مرطوب کردن جو فراهم می‌کرد (ترنبرث و همکاران، ۲۰۱۸). ترنبرث و همکاران (۲۰۱۸) ادعا می‌کنند که شدت بارندگی در طول طوفان هاروی نمی‌توانست بدون تغییرات آب‌وهوایی ناشی از انسان رخ دهد. مطالعات تخمین زدند که تغییرات آب‌وهوایی مسئول تقریباً ۱۵ تا ۳۸ درصد افزایش شدت بارندگی و افزایش ۳ تا ۳.۵ برابری در احتمال وقوع رویدادهای شدید بارندگی چندروزه، مانند رویداد مرتبط با طوفان هاروی است (وان اولدنبرگ و همکاران، ۲۰۱۷؛ ریسر و ونر، ۲۰۱۷). همچنین مشخص شد که شهرنشینی، بارندگی و سیل را در هیوستون ناشی از طوفان هاروی تشدید کرده است (ژانگ و همکاران ۲۰۱۸). برای فراوانی طوفان‌های حاره‌ای (طوفان‌های حاره‌ای درجه ۵-۱)، تعداد کل سالانه جهانی مشاهده شده به‌طور قابل توجهی در دهه‌های اخیر تغییر نکرده است. رکوردهای تعداد طوفان حاره‌ای برخی از طولانی‌ترین رکوردهای مشاهده‌ای طوفان‌های حاره‌ای را برای تجزیه و تحلیل روند تشکیل می‌دهند. بنابراین، آن‌ها می‌توانند برای مطالعات تشخیص تغییرات آب‌وهوایی، که به دنبال شواهدی از روندهای نوظهور ناشی از گازهای گلخانه‌ای هستند، مفید باشند. سوابق در مقیاس قرن از طوفان‌های حاره‌ای که به خشکی رسیده‌اند برای ایالات متحده، ژاپن و شمال شرق استرالیا نشان‌دهنده کاهش قابل توجه یا تغییر اندک است

### ۳-۱. پیش‌بینی‌های آینده

اطمینان در پیش‌بینی‌های آتی به توانایی مدل‌ها برای شبیه‌سازی اقلیم‌شناسی مشاهده شده رفتار طوفان حاره‌ای و هر روند یا تغییر مشاهده شده بستگی دارد. هنگامی که درک علمی مکانیسم‌های فیزیکی برای تغییرات به‌خوبی توسعه یافته باشد، و اگر یک روند قابل تشخیص و قابل انتساب در معیار طوفان حاره‌ای از قبل در مشاهدات وجود داشته باشد، اعتماد نیز افزایش می‌یابد.

پیش‌بینی می‌شود که نسبت طوفان‌های استوایی که به شدت‌های درجه ۴ و ۵ می‌رسند، در آب‌وهوای گرم‌تر، با کاهش متناظر در نسبت طوفان‌های کم‌شدت، افزایش می‌یابد (وهنر و همکاران، ۲۰۱۵؛ باتیا و همکاران، ۲۰۱۸؛ وچی و همکاران، ۲۰۱۹؛ کنت سون و همکاران، ۲۰۲۰). در یک مطالعه تحت سناریوی آینده انتشار متوسط (RCP4.5)، تعداد سالانه روزهایی که پیش‌بینی می‌شود طوفان‌های درجه ۴ و ۵ اتفاق بیافتند در اواخر قرن بیست و یکم در سطح جهان ۳۵ درصد افزایش می‌یابد، درحالی‌که تعداد طوفان‌های درجه ۴ و ۵ پیش‌بینی می‌شود که ۲۴٪ افزایش یابد (ناتسن و همکاران، ۲۰۱۵)، همچنین نشان‌دهنده افزایش مدت زمان هر طوفان در شرایط درجه ۴-۵ است. مدل‌ها با وضوح بالاتر برای شبیه‌سازی واقعی طوفان‌های درجه ۴ و ۵ مناسب‌تر هستند (دیویس، ۲۰۱۸). اگرچه مدل‌های مورد استفاده در مطالعات تغییرات آب‌وهوایی موجود از این نظر بهینه نیستند، بررسی مطالعاتی که از مدل‌های با وضوح نسبتاً بالاتر (فاصله شبکه کمتر از ۲۸ کیلومتر) استفاده می‌کنند، افزایش ۱۰ تا ۱۵ درصدی در نسبت جهانی این طوفان‌های شدید را در سناریوی گرمایش ۲۰C+ نشان می‌دهد (ناتسن و همکاران، ۲۰۲۰). برای مقاصد مقایسه، ناتسن و همکاران (۲۰۲۰) پیش‌بینی‌های طوفان حاره‌ای را از بسیاری از مطالعات جداگانه، که ترکیبی از سناریوهای انتشار آتی را در نظر گرفته بودند، به یک گروه واحد از تخمین‌ها تحت یک سناریوی فرضی گرمایش جهانی ۲۰C+ تغییر داد.

اگرچه ارزیابی ناتسن و همکاران (۲۰۲۰) به این نتیجه رسید

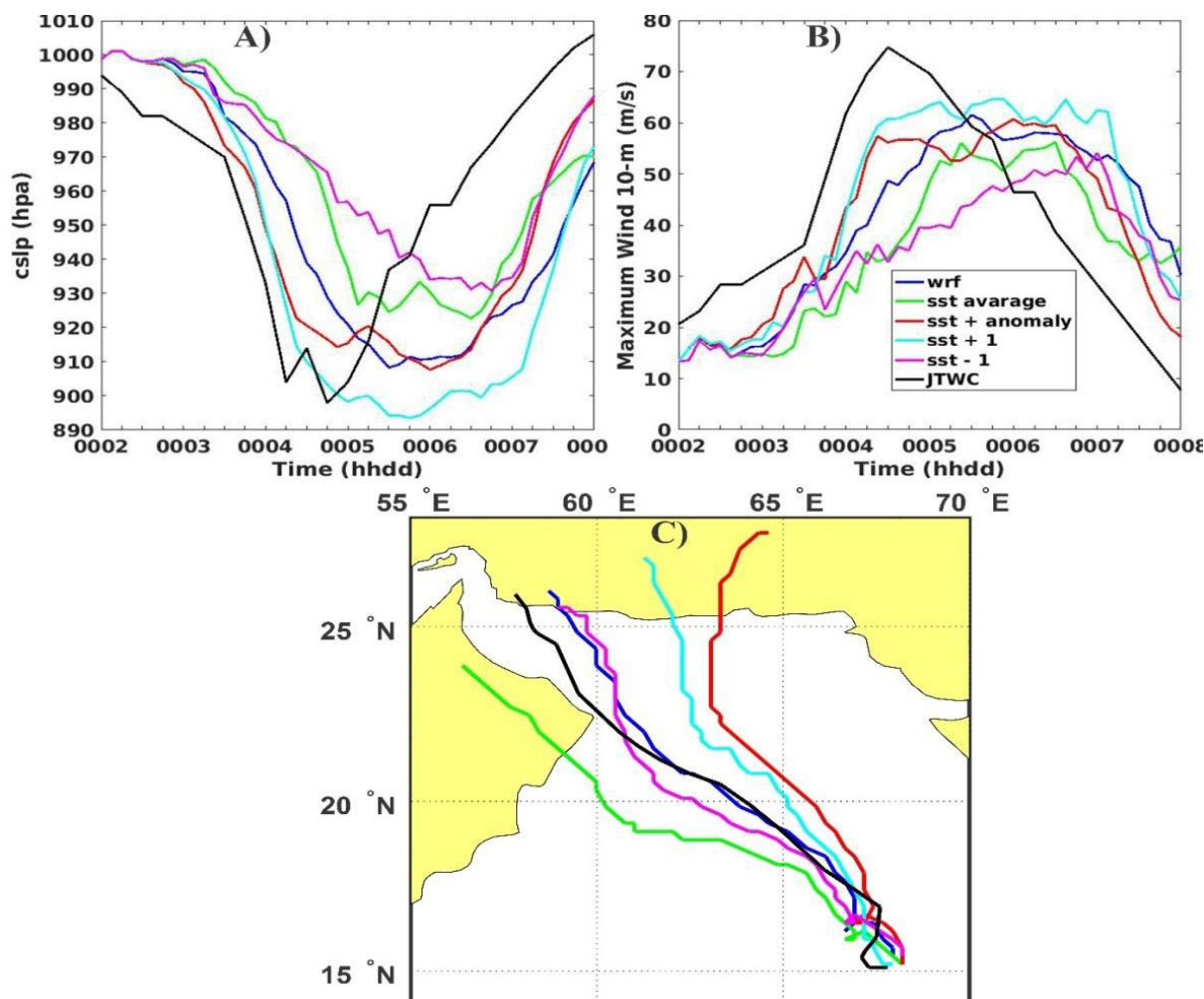
که با اطمینان متوسط به بالا نسبت طوفان‌های دسته ۴ و ۵ نسبت به همه طوفان‌ها با گرم شدن کره زمین افزایش می‌یابد، با توجه به تنوع پیش‌بینی‌ها در مطالعات مدل‌سازی موجود اطمینان کمی در مورد چگونگی تغییر فراوانی طوفان‌های درجه ۴ و ۵ وجود دارد. بررسی پیش‌بینی‌های آتی تعداد طوفان درجه ۴ و ۵ در مقیاس حوضه، عدم قطعیت در نشانه مورد انتظار تغییر را بیشتر برجسته می‌کند (ناتسن و همکاران، ۲۰۲۰).

علی محمدی و همکاران (۲۰۲۱) به ارزیابی تأثیرات دمای سطح دریا بر شدت و مسیر طوفان حاره‌ای گونو پرداختند. در یکی از شبیه‌سازی‌ها به دمای سطح دریا کل محدوده IoC+ اضافه کردند که موجب افزایش شدت طوفان گردید (شکل ۵).

شمال شرق اقیانوس آرام بیشترین افزایش را در فراوانی طوفان درجه ۴ و ۵ در میان پیش‌بینی‌های مناطق جداگانه نشان می‌دهد (ناتسن و همکاران، ۲۰۲۰). در شمال اقیانوس اطلس، طبق یک مطالعه مدل‌سازی (موراکامی و همکاران، ۲۰۱۸)، طوفان‌های درجه ۴ و ۵ بسته به سناریوی انتشار، پیش‌بینی می‌شود که تعداد آن‌ها بین ۱.۵ تا ۲.۰ افزایش یابد، درحالی‌که یک ارزیابی از چند مطالعه عدم قطعیت در نشانه تغییر پیش‌بینی‌شده توسط مطالعات مدل‌سازی مختلف گزارش شده است (ناتسن و همکاران، ۲۰۲۰). برای جنوب غربی اقیانوس آرام، بیشتر مدل‌ها کاهش فراوانی طوفان‌های درجه ۴ و ۵ را پیش‌بینی می‌کنند (ناتسن و همکاران، ۲۰۲۰). برای شدت طوفان حاره‌ای، سناریوی گرمایش ۲۰C+ پیش‌بینی می‌شود که منجر به افزایش ۵٪ (۱ تا ۱۰٪) در حداکثر سرعت باد شود (ناتسن و همکاران، ۲۰۲۰)، که منجر به خسارت احتمالی بیشتر در هر طوفان می‌شود. این تخمین با پیش‌بینی‌های ترمودینامیکی با استفاده از نظریه شدت پتانسیل (PI) سازگار است، که حداکثر شدت تئوریک یک طوفان را در یک محیط محلی خاص تخمین می‌زند (امانوئل، ۱۹۸۷؛ سویل و همکاران، ۲۰۱۶). وجود تنها یک روند

حاره‌ای فراتر رود و احتمال وقوع طوفان‌های حاره‌ای شدیدتر را افزایش دهد و تغییرات را در مقایسه با تغییرپذیری طبیعی قابل تشخیص‌تر کند (ویلارینی و وکی، ۲۰۱۳؛ سوبل و همکاران، ۲۰۱۶).

ضعیف افزایشی در شدت طوفان حاره‌ای تاریخی جهانی از سال ۱۹۸۰ احتمالاً به دلیل تأثیر مخالف آئروسول (سوبل و همکاران، ۲۰۱۶) بر تأثیر گرمایش ناشی از گازهای گلخانه‌ای است. با این حال، پیش‌بینی می‌شود که گرمایش گلخانه‌ای در آینده از اثرات آئروسول بر شدت طوفان



شکل ۵. مقایسه نتایج شبیه‌سازی‌های انجام شده در پژوهش علی محمدی و همکاران (۲۰۲۱).  
الف) پیشینه سرعت باد تراز ۱۰ متر، ب) کمترین فشار سطحی طوفان و ج) مسیرهای شبیه‌سازی شده

البته با عدم قطعیت زیاد، که پتانسیل افزایش جهانی نیز وجود دارد. اکثریت قریب به اتفاق مطالعات مدل آب‌وهوایی کاهش فراوانی فعالیت طوفان حاره‌ای یا عدم تغییر را پیش‌بینی می‌کنند (به‌عنوان مثال، مالارد و همکاران، ۲۰۱۳؛ والش و همکاران، ۲۰۱۹؛ ناتسن و همکاران، ۲۰۱۵؛

پیش‌بینی می‌شود که تشدید سریع در طول قرن بیست و یکم محتمل‌تر شود (امانوئل ۲۰۱۷؛ باتیا و همکاران ۲۰۱۸)، اگرچه مطالعات نسبتاً کمی تا به امروز این معیار را بررسی کرده‌اند. اکثر مطالعات کاهش فراوانی جهانی طوفان‌های حاره‌ای (درجه‌های ۱-۵) را با گرم شدن پیش‌بینی می‌کنند

۲۰۱۶)، که خطر طوفان حاره‌ای منطقه‌ای را بیشتر تغییر می‌دهد. در اواخر قرن بیست و یکم، تحت یک سناریوی انتشار بالا در آینده (RCP8.5)، میانگین عرض جغرافیایی شکل‌گیری طوفان نیز پیش‌بینی می‌شود که بیشتر به سمت شمال جابجا شود. طبق یک مطالعه مدل‌سازی توسط لوک و همکاران (۲۰۱۸)، پیش‌بینی می‌شود که تعداد طوفان‌های حاره‌ای که در جنوب چین به خشکی می‌رسند کاهش یابد، اما پیش‌بینی می‌شود میانگین شدت آن‌هایی که به خشکی می‌رسند افزایش یابد. به گفته کولبرت و همکاران (۲۰۱۳)، در شمال اقیانوس اطلس، گرم شدن آینده تحت یک سناریوی انتشار متوسط آینده (CMIP3 SRESA1B) با انحنای مسیرهای طوفان برای ماندن بر روی اقیانوس باز، منجر به کاهش طوفان‌های حاره‌ای مستقیم در حال حرکت می‌شود. این منجر به کاهش ۱ تا ۱.۵ طوفان در هر دهه می‌شود که بتوانند خود را به جنوب خلیج مکزیک، کارائیب و آمریکای مرکزی رسانند. افزایش اندازه مشابهی برای ورود طوفان بر فراز منطقه اقیانوس اطلس میانی ایالات متحده پیش‌بینی شده بود (لیو و همکاران، ۲۰۱۷؛ ۲۰۱۸؛ رایت و همکاران، ۲۰۱۵).

پیش‌بینی‌های آینده حرکت روبه‌جلو (سرعت انتقالی) طوفان‌های حاره‌ای با مطالعات مختلف که افزایش و کاهش را پیش‌بینی می‌کنند نامشخص است. تحقیقات آینده برای دستیابی به اجماع در مورد تأثیر گرمایش ناشی از انسان بر سرعت حرکت روبه‌جلو مورد نیاز است (ناتسن و همکاران، ۲۰۲۰).

در خلیج مکزیک، یک مطالعه افزایش بادهای جنوبی تابستانی و افزایش ۱۰ درصدی سرعت انتقالی، و همچنین افزایش نرخ ریزش طوفان حاره‌ای بر فراز تگزاس را پیش‌بینی می‌کند (حسن‌زاده و همکاران، ۲۰۲۰).

در اقیانوس اطلس شمالی، یک مدل منطقه‌ای با وضوح بالا تحت یک سناریوی انتشار بالا در آینده (RCP8.5) کاهش سرعت انتقالی را تا اواخر قرن بیست و یکم در مقایسه با آب‌وهوای اخیر پیش‌بینی کرد (گاتمن و همکاران، ۲۰۱۸).

موراکامی و همکاران، ۲۰۲۰). در ارزیابی چند مطالعه‌ای به‌طور متوسط حدود ۱۴٪ برای  $+20C$  گرمایش (ناتسن و همکاران، ۲۰۲۰) وجود دارد. چند استثنا وجود دارد، با دو سیستم مدل‌سازی که افزایش در تعداد کلی طوفان را پیش‌بینی می‌کنند (امانوئل، ۲۰۱۳؛ ویکی و همکاران، ۲۰۱۹؛ باتیا و همکاران، ۲۰۱۸)، که نشان‌دهنده تفاوت‌ها در نوع و فرمول مدل‌های مورد استفاده است. توضیحات تئوری مکانیسم‌های فیزیکی برای ایجاد تغییر در تعداد طوفان به علت عمیق بودن تفاوت‌های مدل یک موضوع چالش‌برانگیز بوده است (ویکی و همکاران، ۲۰۱۹؛ سیه و همکاران، ۲۰۲۰؛ واش و همکاران، ۲۰۱۶؛ ناتسن و همکاران، ۲۰۲۰). پیش‌بینی تعداد طوفان حاره‌ای در حوضه‌های جداگانه نامشخص‌تر است، به‌ویژه برای مرکز و شمال شرقی اقیانوس آرام (واش و همکاران، ۲۰۱۹). اکثر مدل‌ها کاهش اندکی را پیش‌بینی می‌کنند اما برخی مدل‌ها افزایش را پیش‌بینی می‌کنند (ناتسن و همکاران، ۲۰۲۰).

پیش‌بینی‌ها برای حوضه‌های جنوب هند و جنوب غربی اقیانوس آرام، در میان اکثر مطالعات مدل‌سازی در کاهش فراوانی طوفان توافق دارند (والش و همکاران، ۲۰۱۶؛ ناتسن و همکاران، ۲۰۲۰). تغییرپذیری طبیعی زیاد در این مناطق نشان می‌دهد که کاهش پیش‌بینی شده در حداقل برخی از مدل‌ها از نظر آماری معنی‌دار نیست (والش، ۲۰۱۵).

کاهش نیز برای حوضه‌های شمال هند (موهاپاترا و همکاران، ۲۰۱۵)، اقیانوس اطلس استوایی، و حوضه‌های ساحلی شرق اقیانوس آرام پیش‌بینی شده است (دیرو و همکاران، ۲۰۱۴). برخی از مدل‌ها تغییراتی را در مکان‌های فعالیت طوفان پیش‌بینی می‌کنند، مانند جابجایی عرض جغرافیایی حداکثر شدت طوفان حاره‌ای به سمت قطب در شمال غرب اقیانوس آرام.

در شمال غرب اقیانوس آرام، جابجایی به سمت قطب از اواخر دهه ۱۹۴۰ مشاهده شده است. در برخی از مدل‌ها پیش‌بینی می‌شود که جابجایی به سمت قطب تحت سناریوهای گرمایش آینده رخ دهد (کوسین و همکاران،

(۲۰۱۵).

تغییرات اندازه طوفان استوایی با گرم شدن آب‌وهوا نیز می‌تواند برای اثرات آتی مهم باشد زیرا اندازه طوفان حاره‌ای عامل مهمی در تخریب طوفان است. باین‌حال، پیش‌بینی‌های مدل در تغییرات اندازه طوفان حاره‌ای در مطالعات موجود متفاوت است، که در حال حاضر منجر به اعتماد پایین در این پیش‌بینی‌ها می‌شود (ناتسن و همکاران، ۲۰۲۰).

### ۲-۳. اثرات موج طوفان

ادامه افزایش سطح دریا منجر به طغیان شدیدتر طوفان و سیل خواهد شد اگر هم هیچ چیز تغییر نکند. خطر سیل احتمالاً با شدت بیشتر طوفان حاره‌ای و افزایش نرخ بارندگی طوفان حاره‌ای تشدید خواهد شد، درحالی‌که تغییرات نامشخص در تعداد طوفان حاره‌ای و مسیرهای طوفان در آینده می‌تواند این خطرات را کاهش دهد یا بیشتر تشدید کند. در مناطق ساحلی، جایی که ترکیبی از افزایش احتمالی شدت طوفان و نرخ بارندگی و افزایش مداوم سطح دریا باعث افزایش خطر سیلاب در ارتفاعات پست و مناطق محافظت نشده می‌شود. (والش و همکاران، ۲۰۱۹؛ مارسولی و همکاران، ۲۰۱۹؛ ناتسن و همکاران، ۲۰۲۰). باین‌حال، تأثیر خالص تغییر تعداد طوفان و تغییرات مسیر طوفان بر خطر موج‌های ساحلی نامشخص است: طوفان‌های حاره‌ای کمتری ممکن است رخ دهد، همان‌طور که در اکثر مطالعات شبیه‌سازی شده است، ازجمله کاهش احتمالی حتی در طوفان‌های حاره‌ای درجه ۴-۵. برخی از مطالعات (ناتسن و همکاران، ۲۰۲۰). اگر چنین تغییراتی تحقق یابد، تا حدی خطر افزایش یافته ناشی از افزایش سطح دریا و افزایش احتمالی شدت طوفان و نرخ بارندگی را جبران می‌کنند.

در اقیانوس هند شمالی، یک مطالعه مدل‌سازی افزایش احتمالی ۲۰٪ یا ۳۰٪ در ارتفاع موج طوفان را در امتداد سواحل هند، بسته به سناریوی گرمایش آینده پیشنهاد می‌کند (رائو و همکاران، ۲۰۲۰؛ b۲۰۲۰).

مطالعه دیگری کاهش سرعت انتقالی طوفان حاره‌ای را پیش‌بینی کرد، اما این عمدتاً در عرض‌های میانی نیمکره شمالی پیش‌بینی شد، به‌عنوان مثال، در سواحل شمال شرقی آمریکا، جایی که طوفان‌های حاره‌ای معمولاً در مناطق غربی در حال چرخش و شتاب هستند (ژانگ و همکاران، ۲۰۲۰). پیش‌بینی می‌شود که میزان بارندگی طوفان‌های حاره‌ای با گرم شدن زمین توسط عامل انسانی افزایش یابد و انتظار می‌رود که این خطر سیل طوفان استوایی را تشدید کند (رایت و همکاران، ۲۰۱۵؛ کوسین، ۲۰۱۸؛ ناتسن و همکاران، ۲۰۱۵؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۹). در یک ارزیابی چند مدلی از طوفان‌های حاره‌ای، تحت سناریوی گرمایش ۲+ درجه سانتیگراد، نرخ بارندگی در سطح جهانی به‌طور متوسط ۱۴٪ (۶ تا ۲۲ درصد) افزایش می‌یابد، (ناتسن و همکاران، ۲۰۲۰). سازگاری کلی بین مدل‌ها در نشانه این طرح، در سطح جهانی و در مقیاس حوضه‌های جداگانه وجود دارد. افزایش پیش‌بینی‌شده در نرخ بارندگی طوفان حاره‌ای با انتظارات ترمودینامیکی حدود ۷ درصد به ازای هر درجه سانتی‌گراد گرم شدن آب‌وهوا مطابقت دارد یا کمی فراتر از آن است (ناتسن و همکاران، ۲۰۱۵؛ ۲۰۲۰؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۹). این انتظار بر اساس رابطه Clausius-Clapeyron است، که نشان می‌دهد که یک ستون جوی گرمسیری معمولاً حدود ۷٪ بخار آب بیشتری را در خود نگه می‌دارد (لیو و همکاران، ۲۰۱۹). در اقیانوس اطلس شمالی، افزایش ۸ تا ۱۷ درصدی در نرخ بارندگی برای طوفان‌های حاره‌ای ایالات متحده که در حال بارش زمینی هستند، تحت سناریوی انتشار متوسط آینده (RCP4.5 و SRES-A1B) پیش‌بینی شده است (رایت و همکاران، ۲۰۱۵). درصد افزایش با استفاده از یک سناریوی انتشار بالا در آینده (RCP8.5) با یک مدل منطقه‌ای مجاز همرفتی با وضوح بالا ۲۴+ پیش‌بینی شده است (گاتمن و همکاران، ۲۰۱۸). در شمال غرب اقیانوس آرام، مطالعات افزایش ۵ تا ۷٪ در میزان بارندگی طوفان‌هایی را که در آب‌وهوای گرم‌تر رخ می‌دهند را پیش‌بینی کرده‌اند (وانگ و همکاران، ۲۰۱۴؛

سرعت باد مخرب‌تر، طغیان طوفان بیشتر و میزان بارندگی شدیدتر خواهد شد.

مشاهدات از حدود سال ۱۹۸۰ نشان می‌دهد که در سطح جهانی، شدت و سرعت تشدید طوفان‌های حاره‌ای اندکی افزایش یافته است. روند مثبت بیش‌تری برای اقیانوس اطلس شمالی مشاهده شده است. بر اساس مطالعات مدل‌سازی، که توسط نظریه شدت بالقوه طوفان‌های حاره‌ای پشتیبانی می‌شود، پیش‌بینی می‌شود که میانگین شدت طوفان‌های حاره‌ای در آینده حدود ۵ درصد برای سناریوی گرمایش جهانی  $+20C$  افزایش یابد. میانگین نسبت جهانی وقوع طوفان حاره‌ای شدید (درجه ۳ یا بالاتر؛ یعنی حداکثر سرعت باد ۱ دقیقه‌ای ۵۰ متر بر ثانیه یا بیشتر) از سال ۱۹۷۹ افزایش یافته است و پیش‌بینی می‌شود که در شرایط آب‌وهوای گرم به میزان قابل توجهی نسبت طوفان‌های درجه ۴-۵ (بادهای ۵۸ متر بر ثانیه یا بالاتر) افزایش یابد.

گزارش ارزیابی پنجم IPCC به این نتیجه رسید که یک سهم انسانی در افزایش رطوبت ویژه سطح نزدیک با اطمینان متوسط در مشاهدات شناسایی شده است. آن‌ها همچنین به این نتیجه رسیدند که این احتمال وجود دارد که از دهه ۱۹۷۰ سهم انسانی قابل توجهی در افزایش میانگین جهانی سطح دریا وجود داشته باشد. افزایش سطح دریا منجر به افزایش میانگین سطح آب‌گرفتنی از طوفان‌های حاره‌ای می‌شود، اگر همه چیزهای دیگر برابر باشند، درحالی‌که افزایش رطوبت اتمسفر احتمالاً بر اساس انتظارات نظری و شبیه‌سازی‌های طوفان حاره‌ای منجر به نرخ بارندگی بیشتر در طوفان‌های حاره‌ای می‌شود. این تغییرات خطر سیل طوفان‌های حاره‌ای را جداگانه افزایش می‌دهد و پیش‌بینی می‌شود با ادامه گرمایش سرعت بیشتری بگیرد. موج طوفان و بارش سیل از طوفان‌های حاره‌ای برای تأثیرات اجتماعی طوفان‌های حاره‌ای بسیار مهم هستند زیرا آن‌ها محرکه‌ی اصلی بسیاری از بلایای بزرگ تلفات انسانی همراه با خود طوفان‌های حاره‌ای بوده‌اند.

در شمال غربی اقیانوس آرام، پیش‌بینی می‌شود که سطح موج طوفان در منطقه دلتای رودخانه مروارید تا اواخر قرن بیست و یکم (۲۰۹۹-۲۰۷۵)، تحت یک سناریوی انتشار بالا در آینده تا ۸.۵٪ افزایش یابد (RCP8.5) (چن و همکاران، ۲۰۲۰). هنگامی که افزایش سطح دریا و جابجایی زمین‌شناسی محلی ترکیب می‌شود، سطح طغیان طوفان ممکن است تقریباً ۱ متر افزایش یابد.

در اقیانوس اطلس شمالی، مرسولی و همکاران (۲۰۱۹) پیش‌بینی می‌کند که اثرات ترکیبی افزایش سطح دریا و طوفان حاره‌ای تا اواخر قرن بیست و یکم (۲۰۷۰-۲۰۹۵)، تحت یک سناریوی انتشار بالا (RCP8.5)، منجر به وقوع سطح سیل تاریخی ۱۰۰ ساله در هر ۱ تا ۳۰ سال در خلیج مکزیک و سواحل جنوب شرقی اقیانوس اطلس و هر ساله در سواحل میانه اقیانوس اطلس می‌شود. لیتل و همکاران (۲۰۱۵) دریافته‌اند که مدل‌های اقلیمی که بیشترین افزایش سطح دریاها در قرن بیست و یکم را در اقیانوس اطلس شمالی پیش‌بینی می‌کنند، همچنین بیشترین افزایش در فعالیت طوفان اقیانوس اطلس را پیش‌بینی می‌کنند که منجر به افزایش بیشتر احتمال پیامدهای طوفان شدید در طول قرن بیست و یکم می‌شود.

در منطقه شهر نیویورک، مدل ریزمقیاس گارنر و همکاران (۲۰۱۷) پیش‌بینی کرد که تأثیرات تغییرات آب‌وهوایی بر طوفان‌ها، به غیر از افزایش سطح دریا، تأثیر خالص کمی بر خطر موج طوفان در منطقه تا سال ۲۳۰۰ خواهد داشت، زیرا مسیرهای طوفان حاره‌ای از ریزش خشکی در منطقه تحت تغییرات آب‌وهوایی دور می‌شوند که تأثیر افزایش سطح دریا در افزایش خطر طغیان را، اگر همه عوامل دیگر برابر باشند، خنثی می‌کند.

#### ۴. نتیجه گیری کلی

بر اساس گزارش ارزیابی پنجم IPCC، بسیار محتمل است که تأثیر انسانی عامل اصلی گرمایش جهانی مشاهده شده از سال ۱۹۵۱ بوده است. گرم شدن بیشتر احتمالاً منجر به افزایش نسبت طوفان حاره‌ای با شدت بالاتر (درجه ۴ و ۵) با

دقیقی که برای اندازه‌گیری ویژگی‌های طوفان حاره‌ای استفاده می‌شود، خودش در زمان تکامل می‌یابد. مشاهدات نشان می‌دهد که عرض جغرافیایی حداکثر شدت فعالیت طوفان حاره‌ای به سمت قطب جابجا شده است، به‌ویژه در حوزه شمال غربی اقیانوس آرام. این تغییر در مقایسه با تغییرپذیری آب‌وهوای طبیعی مورد انتظار با اطمینان کم تا متوسط غیرمعمول ارزیابی شده است، و این پتانسیل را افزایش می‌دهد که طوفان حاره‌ای با شدت بالا ممکن است شروع به تأثیرگذاری بیشتر بر مکان‌ها نسبت به قبل کنند و به‌طور بالقوه مناطقی را تحت تأثیر قرار دهد که ممکن است کمتر سازگار باشند.

#### ۵. منابع

۱. علی محمدی، مهریار، ملکوتی، حسین، راه بانی، مریم، الهی، سعید. (۱۳۹۹). بررسی زمان و نحوه‌ی شکل‌گیری طوفان‌های حاره‌ای در منطقه‌ی تحت ماموریت نداجا (شمال اقیانوس هند). دریا فنون، ۷(۲)، ۹۹-۱۱۱.
۲. علی محمدی، مهریار، ملکوتی، حسین، راهبانی، مریم، محمدی، علی. (۱۳۹۹). ارزیابی تأثیرات دمای سطح دریا در شبیه‌سازی شدت و مسیر طوفان حاره‌ای گونو. فصلنامه علمی علوم و فنون آب‌خاکی، ۱(۱)، ۱-۱۲. doi: 10.22034/jamst.2020.247201
3. Alexander, L., Allen, S., & Bindoff, N. L. (2013). Working group I contribution to the IPCC fifth assessment report climate change 2013: the physical science basis summary for policymakers (No. Bajados de Internet/2013). OPCC.
4. Alimohammadi, M., Malakooti, H., & Rahbani, M. (2021). Sea surface temperature effects on the modelled track and intensity of tropical cyclone Gonu. *Journal of Operational Oceanography*, 1-17.
5. Bhatia, K. T., Vecchi, G. A., Knutson, T. R., Murakami, H., Kossin, J., Dixon, K. W., & Whitlock, C. E. (2019). Recent increases in tropical cyclone intensification rates. *Nature communications*, 10(1), 1-9.
6. Chen, Y. M., Chen, C. W., Chao, Y. C., Tung, Y. S., Liou, J. J., Li, H. C., & Cheng,

طوفان‌های حاره‌ای بزرگ‌تر و شدیدتر نسبت به طوفان‌های کوچک‌تر و ضعیف‌تر خسارات بیشتری ایجاد می‌کنند، بنابراین جابجایی به سمت نسبت بیشتری از طوفان‌های شدید نگران‌کننده است. خسارات اقتصادی تاریخی ناشی از طوفان حاره‌ای برای ایالات متحده از سال ۱۹۰۰، ارتباط نزدیکی با فشار مرکزی سطح طوفان دارد، که به‌نوبه خود با شدت و اندازه طوفان مرتبط است. با این حال، هنوز هیچ روند قابل توجهی در تعداد طوفان‌های بزرگ در ایالات متحده از سال ۱۹۰۰ وجود ندارد.

تعداد کل جهانی مشاهده شده طوفان حاره‌ای (از جمله طوفان‌های حاره‌ای و درجه ۱-۵) در دهه‌های اخیر تغییر قابل توجهی نداشته است. کل رکوردهای طوفان حاره‌ای شامل طوفان‌های حاره‌ای ضعیف‌تر زیر شدت طوفان عمده است که از نظر آماری آسیب کمتری دارند، با این حال این رکوردهای طوفان حاره‌ای شامل برخی از طولانی‌ترین رکوردهای رصدی طوفان حاره‌ای برای تجزیه و تحلیل روند است. سوابق قرن‌ی از طوفان‌های حاره‌ای در ایالات متحده، طوفان‌های حاره‌ای در ژاپن، و طوفان‌های حاره‌ای شدید در شمال شرق استرالیا، همگی کاهش قابل توجه یا تغییر کمی را نشان می‌دهند. افزایش‌های ثبت شده در مقیاس قرن‌ی در طوفان در سطح حوضه اقیانوس اطلس قابل اعتماد در نظر گرفته نمی‌شوند، اما با تأثیر بهبود کیفیت داده‌ها سازگار هستند. در حالی که پیش‌بینی می‌شود در بیشتر مطالعات تعداد طوفان حاره‌ای در سطح جهانی کاهش یابد، با افزایش یا روند خنثی پیش‌بینی شده توسط برخی مدل‌ها عدم قطعیت وجود دارد. در برخی از مناطق بر تعداد طوفان‌ها نیز افزوده شده است. سهم کمی تغییرات آب‌وهوایی انسانی در تشدید طوفان حاره‌ای جهانی یا افزایش نسبت طوفان‌های حاره‌ای شدید به دلیل مشارکت بالقوه قابل توجه از تغییرات طبیعی چند دهه‌ای و وجود گازهای غیر گلخانه‌ای از دهه ۱۹۷۰ زمانی که داده‌های طوفان از بالاترین کیفیت برخوردار است، تا حد زیادی با اطمینان ثابت نشده است. تشخیص روند در داده‌های طوفان حاره‌ای نیز می‌تواند دشوار باشد، زیرا ابزار

16. Hsieh, T. L., Vecchi, G. A., Yang, W., Held, I. M., & Garner, S. T. (2020). Large-scale control on the frequency of tropical cyclones and seeds: a consistent relationship across a hierarchy of global atmospheric models. *Climate Dynamics*, 55(11), 3177-3196.
17. Klotzbach, P. J., Caron, L. P., & Bell, M. M. (2020). A statistical/dynamical model for North Atlantic seasonal hurricane prediction. *Geophysical Research Letters*, 47(20), e2020GL089357.
18. Knutson, T., Camargo, S. J., Chan, J. C., Emanuel, K., Ho, C. H., Kossin, J., ... & Wu, L. (2019). Tropical cyclones and climate change assessment: Part I: Detection and attribution. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(10), 1987-2007.
19. Kossin, J. P. (2017). Hurricane intensification along United States coast suppressed during active hurricane periods. *Nature*, 541(7637), 390-393.
20. Kossin, J. P. (2018). A global slowdown of tropical-cyclone translation speed. *Nature*, 558(7708), 104-107.
21. Kossin, J. P. (2019). Reply to: Moon, I.-J. et al.; Lanzante, J.R. *Nature*, 570(7759), E16-E22.
22. Kossin, J. P., Emanuel, K. A., & Camargo, S. J. (2016). Past and projected changes in western North Pacific tropical cyclone exposure. *Journal of Climate*, 29(16), 5725-5739.
23. Kossin, J. P., Emanuel, K. A., & Vecchi, G. A. (2014). The poleward migration of the location of tropical cyclone maximum intensity. *Nature*, 509(7500), 349-352.
24. Kossin, J. P., Knapp, K. R., Olander, T. L., & Velden, C. S. (2020). Global increase in major tropical cyclone exceedance probability over the past four decades. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117(22), 11975-11980.
25. Landsea, C. W., Vecchi, G. A., Bengtsson, L., & Knutson, T. R. (2010). Impact of duration thresholds on Atlantic tropical cyclone counts. *Journal of Climate*, 23(10), 2508-2519.
26. Lanzante, J. R. (2019). Uncertainties in tropical-cyclone translation speed. *Nature*, 570(7759), E6-E15.
27. Little, C. M., Horton, R. M., Kopp, R. E., Oppenheimer, M., Vecchi, G. A., & C. T. (2020). Future Landslide characteristic assessment using ensemble climate change scenarios: A case study in Taiwan. *Water*, 12(2), 564.
7. Colbert, A. J., Soden, B. J., & Kirtman, B. P. (2015). The impact of natural and anthropogenic climate change on western North Pacific tropical cyclone tracks. *Journal of Climate*, 28(5), 1806-1823.
8. Davis, C. A. (2018). Resolving tropical cyclone intensity in models. *Geophysical Research Letters*, 45(4), 2082-2087.
9. Diro, G. T., Giorgi, F., Fuentes-Franco, R., Walsh, K. J. E., Giuliani, G., & Coppola, E. (2014). Tropical cyclones in a regional climate change projection with RegCM4 over the CORDEX Central America domain. *Climatic change*, 125(1), 79-94.
10. Dunstone, N. J., Smith, D. M., Booth, B. B. B., Hermanson, L., & Eade, R. (2013). Anthropogenic aerosol forcing of Atlantic tropical storms. *Nature Geoscience*, 6(7), 534-539.
11. Emanuel, K. (2017). Will global warming make hurricane forecasting more difficult?. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(3), 495-501.
12. Emanuel, K. A. (2013). Downscaling CMIP5 climate models shows increased tropical cyclone activity over the 21st century. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(30), 12219-12224.
13. Garner, A. J., Mann, M. E., Emanuel, K. A., Kopp, R. E., Lin, N., Alley, R. B., ... & Pollard, D. (2017). Impact of climate change on New York City's coastal flood hazard: Increasing flood heights from the preindustrial to 2300 CE. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(45), 11861-11866.
14. Gutmann, E. D., Rasmussen, R. M., Liu, C., Ikeda, K., Bruyere, C. L., Done, J. M., ... & Veldore, V. (2018). Changes in hurricanes from a 13-yr convection-permitting pseudo-global warming simulation. *Journal of Climate*, 31(9), 3643-3657.
15. Hassanzadeh, P., Lee, C. Y., Nabizadeh, E., Camargo, S. J., Ma, D., & Yeung, L. Y. (2020). Effects of climate change on the movement of future landfalling Texas tropical cyclones. *Nature communications*, 11(1), 1-9.

- of extremely severe cyclonic storms over the Arabian Sea. *Nature Climate Change*, 7(12), 885-889.
38. Rao, J., Garfinkel, C. I., & White, I. P. (2020). Projected strengthening of the extratropical surface impacts of the stratospheric quasi-biennial oscillation. *Geophysical Research Letters*, 47(20), e2020GL089149.
39. Risser, M. D., & Wehner, M. F. (2017). Attributable human-induced changes in the likelihood and magnitude of the observed extreme precipitation during Hurricane Harvey. *Geophysical Research Letters*, 44(24), 12-457.
40. Sobel, A. H., Camargo, S. J., Barnston, A. G., & Tippett, M. K. (2016). Northern hemisphere tropical cyclones during the quasi-El Niño of late 2014. *Natural Hazards*, 83(3), 1717-1729.
41. Staten, P. W., Grise, K. M., Davis, S. M., Karnauskas, K. B., Waugh, D. W., Maycock, A. C., ... & Son, S. W. (2020). Tropical widening: From global variations to regional impacts. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 101(6), E897-E904.
42. Trenberth, K. E., Cheng, L., Jacobs, P., Zhang, Y., & Fasullo, J. (2018). Hurricane Harvey links to ocean heat content and climate change adaptation. *Earth's Future*, 6(5), 730-744.
43. van Oldenborgh, G. J. (2017). Interactive comment on "Extreme heat in India and anthropogenic climate change" by Geert Jan van Oldenborgh et al. *future*, 39, L18710.
44. Vecchi, G. A., & Knutson, T. R. (2011). Estimating annual numbers of Atlantic hurricanes missing from the HURDAT database (1878–1965) using ship track density. *Journal of Climate*, 24(6), 1736-1746.
45. Vecchi, G. A., Delworth, T. L., Murakami, H., Underwood, S. D., Wittenberg, A. T., Zeng, F., ... & Yang, X. (2019). Tropical cyclone sensitivities to CO<sub>2</sub> doubling: Roles of atmospheric resolution, synoptic variability and background climate changes. *Climate Dynamics*, 53(9), 5999-6033.
46. Villarini, G., & Vecchi, G. A. (2012). North Atlantic power dissipation index (PDI) and accumulated cyclone energy (ACE): Statistical modeling and sensitivity to sea level rise. *Nature Climate Change*, 5(12), 1114-1120.
28. Liu, J., Zhang, F., & Pu, Z. (2017). Numerical simulation of the rapid intensification of Hurricane Katrina (2005): Sensitivity to boundary layer parameterization schemes. *Advances in Atmospheric Sciences*, 34(4), 482-496.
29. Liu, M., Yang, L., Smith, J. A., & Vecchi, G. A. (2020). Response of extreme rainfall for landfalling tropical cyclones undergoing extratropical transition to projected climate change: Hurricane Irene (2011). *Earth's future*, 8(3), e2019EF001360.
30. Lok, C. C., & Chan, J. C. (2018). Changes of tropical cyclone landfalls in South China throughout the twenty-first century. *Climate Dynamics*, 51(7), 2467-2483.
31. Mallard, M. S., Lackmann, G. M., & Ayyer, A. (2013). Atlantic hurricanes and climate change. Part II: Role of thermodynamic changes in decreased hurricane frequency. *Journal of climate*, 26(21), 8513-8528.
32. Marsooli, R., Lin, N., Emanuel, K., & Feng, K. (2019). Climate change exacerbates hurricane flood hazards along US Atlantic and Gulf Coasts in spatially varying patterns. *Nature communications*, 10(1), 1-9.
33. Mei, W., & Xie, S. P. (2016). Intensification of landfalling typhoons over the northwest Pacific since the late 1970s. *Nature Geoscience*, 9(10), 753-757.
34. Mohapatra, M., Geetha, B., Balachandran, S., & Rathore, L. S. (2015). On the tropical cyclone activity and associated environmental features over North Indian Ocean in the context of climate change. *Journal of Climate Change*, 1(1, 2), 1-26.
35. Moon, M., & Ha, K. J. (2021). Abnormal activities of Tropical Cyclones in 2019 over the Korean Peninsula. *Geophysical Research Letters*, 48(7), e2020GL090784.
36. Murakami, H., Delworth, T. L., Cooke, W. F., Zhao, M., Xiang, B., & Hsu, P. C. (2020). Detected climatic change in global distribution of tropical cyclones. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117(20), 10706-10714.
37. Murakami, H., Vecchi, G. A., & Underwood, S. (2017). Increasing frequency

51. Wright, D. B., Knutson, T. R., & Smith, J. A. (2015). Regional climate model projections of rainfall from US landfalling tropical cyclones. *Climate dynamics*, 45(11), 3365-3379.
52. Xiang, Y., & Lam, P. J. (2020). Size-Fractionated Compositions of Marine Suspended Particles in the Western Arctic Ocean: Lateral and Vertical Sources. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(8), e2020JC016144.
53. Zhang, H., Liu, X., Wu, R., Chen, D., Zhang, D., Shang, X., ... & Zhang, W. (2020). Sea surface current response patterns to tropical cyclones. *Journal of Marine Systems*, 208, 103345.
54. Zhang, W., Villarini, G., Vecchi, G. A., & Smith, J. A. (2018). Urbanization exacerbated the rainfall and flooding caused by hurricane Harvey in Houston. *Nature*, 563(7731), 384-388.
- surface temperature changes. *Journal of climate*, 25(2), 625-637.
47. Villarini, G., & Vecchi, G. A. (2013). Projected increases in North Atlantic tropical cyclone intensity from CMIP5 models. *Journal of Climate*, 26(10), 3231-3240.
48. Walsh, K. J., Jawin, E. R., Ballouz, R. L., Barnouin, O. S., Bierhaus, E. B., Connolly, H. C., ... & Lauretta, D. S. (2019). Craters, boulders and regolith of (101955) Benu indicative of an old and dynamic surface. *Nature Geoscience*, 12(4), 242-246.
49. Wang, S., & Toumi, R. (2021). Recent tropical cyclone changes inferred from ocean surface temperature cold wakes. *Scientific reports*, 11(1), 1-8.
50. Wehner, M., Reed, K. A., Stone, D., Collins, W. D., & Bacmeister, J. (2015). Resolution dependence of future tropical cyclone projections of CAM5. 1 in the US CLIVAR Hurricane Working Group idealized configurations. *Journal of Climate*, 28(10), 3905-3925.