

بررسی فراسنج‌های هواشناختی در وردسپهر زیرین و زبرین در دوره عمر چرخند حاره‌ای هیان

نقیسه پگاه‌فر^{۱*}، پروین غفاریان^۲

۱- استادیار پژوهشکده علوم جوی، پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی، تهران، پست الکترونیکی: pegahfar@imio.ac.ir

۲- استادیار پژوهشکده علوم جوی، پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی، تهران، پست الکترونیکی: p.ghafarian@imio.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۵/۵/۱۷

* نویسنده مسوول

تاریخ دریافت: ۹۵/۲/۱۳

© نشریه علمی - پژوهشی اقیانوس‌شناسی ۱۳۹۵، تمامی حقوق این اثر متعلق به نشریه اقیانوس‌شناسی است.

چکیده

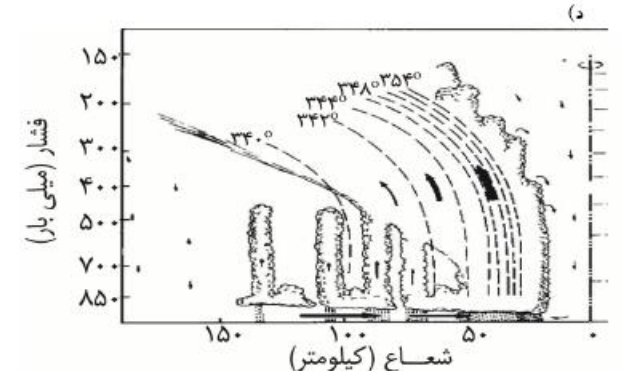
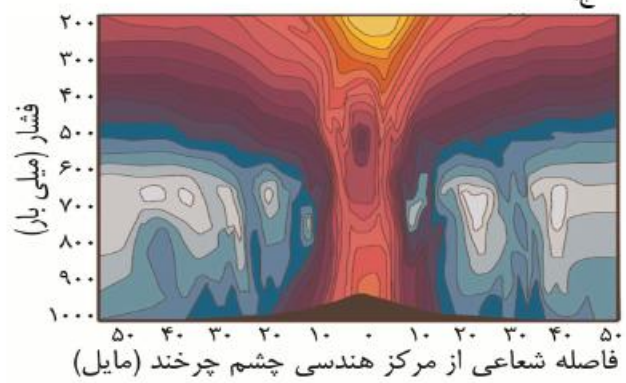
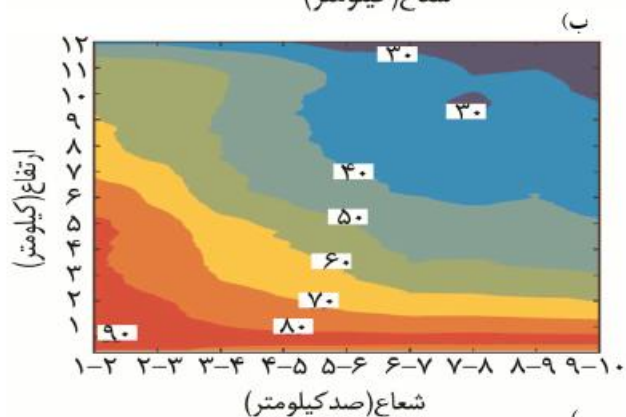
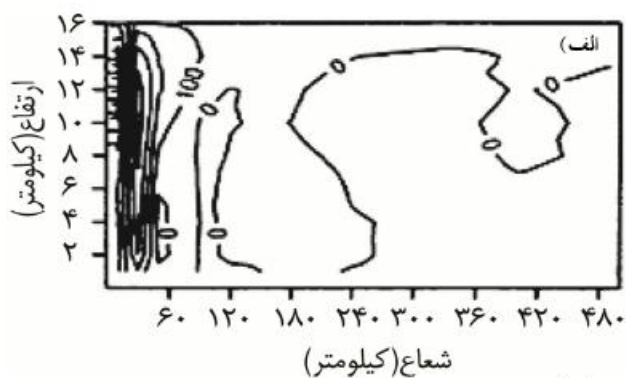
در این مقاله برخی از فراسنج‌های سطوح زیرین و زبرین وردسپهر در دروه عمر چرخند حاره‌ای هیان (TCH) (Tropical Cyclone Haiyan) که تا دسته ۵ تقویت یافته بود، تحلیل شد. برای محاسبه و ترسیم نقشه‌های توزیع افقی، نیمرخ قائم و سری زمانی فراسنج‌ها از پنج مجموعه داده بازتحلیل و مشاهداتی استفاده شد. نتایج نشان داد که تمامی فراسنج‌های سطوح زیرین وردسپهر از ابتدا تا انتهای دوره عمر TCH تغییر و تحول پیدا کرده و تأثیر مثبت در افزایش و کاهش شدت آن داشته‌اند. همچنین فراسنج‌های سطوح زبرین نیز با اینکه با اختلاف زمانی نسبت به سطوح زیرین وردسپهر تغییر کردند، اما بر تغییر شدت TCH تأثیر مثبت داشته‌اند. علاوه بر این نتایج نشان داد که برهمکنش مثبت میان سطوح زیرین و زبرین به تقویت TCH تا دسته ۵ کمک کرده است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که TCH جزو معدود چرخندهایی بوده که تغییر و تحول فراسنج‌های هواشناختی نه تنها در سطوح زیرین بلکه در سطوح زبرین نیز در تقویت/تضعیف آن موثر بوده‌اند.

کلمات کلیدی: ارتفاع ژئوپتانسیلی، دمای پتانسیلی، دمای سطح آب، تاوایی نسبی، وردایست، چینش قائم باد.

۱. مقدمه

عددی و استفاده از انواع داده مورد بررسی قرار گرفته است. در بسیاری از تحقیقات تغییر و تحول گستره‌ای از فراسنج‌ها و کمیت‌های هواشناختی در خلال پدیده چرخند حاره‌ای بررسی شده است؛ به‌طور مثال می‌توان به تغییر ویژگی‌های سطح آب (Andreas and Emanuel, 2001)، توزیع بارش (Atallah and Bosart, 2003)، سرعت باد (Bao et al., 2000)، جریان نسبی (Bender, 1997) و امواج (Badger and Hoskins, 2001; Bigio, 1996) در طی چرخند حاره‌ای اشاره کرد. لازم به ذکر است که بیشتر تحقیقات اولیه انجام

پتانسیل بالای پدیده چرخند حاره‌ای در ایجاد اثرات منفی بر بخش‌های انسانی و اقتصادی اجتماع، موجب شده تا این پدیده مورد توجه بسیاری از محققین قرار گیرد (Moore and Dixon, 2011a-b; Edwards et al, 2010; Agee and Hendricks, 2011; Cecil and Schultz, 2010). در علم هواشناسی نیز این پدیده از وجوه مختلف، با کاربست روش‌های متنوع (اعم از آزمایش‌های میدانی و مدل‌سازی



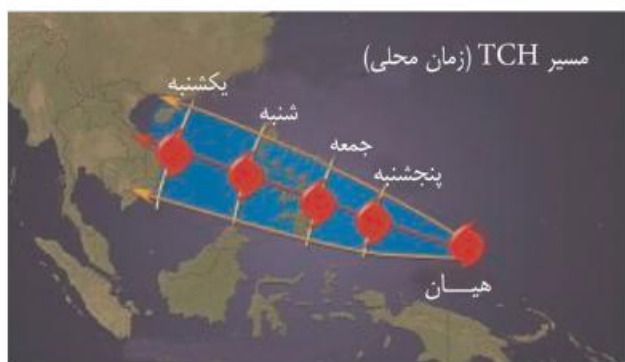
شکل ۱: نمای طرح کلی از الف) الگوی سرعت قائم w بر حسب متر بر ثانیه، (ب) الگوی قائم رطوبت نسبی بر حسب درصد در شعاع توفان حاره‌ای (Molinary et al., 2012)، (ج) و (د) دمای پتانسیلی هم ارز θ_e بر حسب درجه کلوین به ترتیب توسط Fedorovich و همکاران (۲۰۰۴) و Hobbs و Wallace (۱۹۷۷)، Hobbs (۱۹۷۷)، و Hobbs (۱۹۷۷) هر چهار محور افقی نشان‌دهنده فاصله از مرکز چرخند و یا شعاع چرخند بر حسب کیلومتر است.

شده در این زمینه به منظور تعیین و بررسی شرایط لازم اما ناکافی برای چرخندزایی حاره‌ای است که توسط Gray (1968) بیان شده است (جدول ۱). البته علاوه بر شرایط لازم و ناکافی عوامل دیگری مانند کنترل‌های دینامیکی، اثرات میان‌مقیاس و ویژگی‌های تاوه درونی نیز بر چرخندزایی حاره‌ای تأثیرگذارند که از موردی به مورد دیگر تغییر می‌کنند. همچنین در برخی از تحقیقات فقط منطقه خاصی از این پدیده (شامل چشم، دیواره و یا محیط اطراف چرخند حاره‌ای) مورد بررسی قرار گرفته و برای برخی فراسنج‌ها الگوی کلی نیز پیشنهاد شده است؛ بطور مثال Rao و Ashok (۲۰۰۱) برای نیمرخ قائم مولفه قائم باد و Molinary و همکاران (۲۰۱۲) برای نیمرخ قائم رطوبت نسبی الگویی پیشنهاد دادند (شکل ۱ الف، ب). همچنین Fedorovich و همکاران (۲۰۰۴) و Wallace و Hobbs (۱۹۷۷) الگوی طرح کلی برای نیمرخ قائم دمای پتانسیلی در خلال چرخند حاره‌ای ارائه دادند که در شکل‌های ۱ ج و ۱ د نشان داده شده است.

جدول ۱: فهرست شرایط لازم اما ناکافی برای چرخندزایی حاره‌ای (Gray, 1968)

ردیف	شرط
۱	انرژی گرمایی کافی در اقیانوس ($SST > 29.5^{\circ}C$) (بر حسب درجه کلوین) تا عمق ۶۰ متری)
۲	افزایش رطوبت نسبی در وردسپهر میانی (۷۰۰ هکتوپاسکال)
۳	ناپایداری حرطی
۴	افزایش تلاوایی نسبی در وردسپهر زیرین
۵	چینش ضعیف باد افقی در مکان ایجاد چرخند
۶	استقرار در مکانی با حداقل فاصله ۵° عرض جغرافیایی از استوا

در میان تحقیقات انجام شده نه تنها نقش انتقال انرژی از طریق شارهای گرما و رطوبت از سطوح پایین وردسپهر، بلکه انتقال انرژی از طریق شار تکانه از سطوح زیرین نیز مورد توجه قرار گرفته و تحقیقات بسیاری روی فراسنج‌های سطوح زیرین وردسپهر نیز انجام شده است؛ بطور مثال Shi و همکاران (۱۹۹۷) و Kaplan و DeMaria (۲۰۰۳) نقش ناوه سطوح زیرین را مثبت ارزیابی کرده‌اند. البته Hanley و همکاران (۲۰۰۱) نشان دادند که در ۸۲ درصد موارد چرخند حاره‌ای بدون وجود ناوه سطوح زیرین تقویت یافته و در ۱۸ درصد موارد نیز چرخندهای حاره‌ای با حضور ناوه سطوح زیرین تقویت شده بودند. در ۶۱ درصد مواردی که چرخند حاره‌ای با حضور ناوه سطوح زیرین تقویت یافته بود، ناوه‌های سطوح زیرین بزرگ‌مقیاس و در ۳۹ درصد کوچک‌مقیاس بوده‌اند. همچنین در میان مواردی که تقویت چرخند حاره‌ای با حضور ناوه کوچک‌مقیاس سطوح زیرین همراه بوده است، فقط در ۷۸ موارد نقش ناوه کوچک‌مقیاس مثبت بوده است. همچنین Peirano و همکاران (۲۰۱۶) نیز نقش ناوه سطوح زیرین را در تقویت چرخند منفی ارزیابی کردند.



شکل ۲: مسیر TCH برگرفته از پایگاه AccuWeather.com

این چرخند که فعالیت خود را از انتهای روز ۲ نوامبر ۲۰۱۳ شروع کرده و در اواخر روز ۱۱ نوامبر با رسیدن به سواحل شرقی آسیا میرا شد، در زمان اوج فعالیت خود سرعت باد را تا ۷۶/۳۸ متر بر ثانیه افزایش داده و تا ۸۸۵ هکتوپاسکال افت فشار را در سطح تجربه کرده است (برگرفته از داده‌های JMA). همچنین آهنگ بارش (برگرفته از داده‌های TRMM) در دیواره TCH از ۱۰ میلی‌متر بر ساعت در ابتدای عمر TCH تا ۷۵ میلی‌متر بر ساعت (در ۰۶:۰۰ UTC روز ۸ نوامبر در منطقه فیلیپین) تغییر داشته است.

۳ روش کار

در این تحقیق منطقه مورد مطالعه برحسب مسیر TCH انتخاب شد که از ۱۰۰ تا ۱۶۰ درجه شرقی و ۰ تا ۳۰ درجه شمالی را پوشش داد. در راستای قائم نیز فراسنج‌ها تا ارتفاع ۱۰ کیلومتری محاسبه و یا استخراج شدند. برای محاسبه برخی فراسنج‌ها در منطقه خارج از منطقه درونی TCH، از داده‌ها در خارج از یک شبکه $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ در راستای طول و عرض جغرافیایی به مرکز چشم TCH استفاده شده است. در بیان نتایج به دست آمده سعی شد تا هر کمیت حداقل در زمان اوج فعالیت TCH که ۶ تا ۸ نوامبر بود، ارایه شود.

۳. نتایج و بحث

در این پژوهش تحلیل فراسنج‌های دینامیکی و ترمودینامیکی سطوح زیرین و زیرین و زبرین و در سپهر در دوره عمر TCH و از طریق

در این پژوهش نیز با تکیه بر روش تحلیل همدیدی و استفاده از داده‌های باز تحلیل و مشاهداتی، برخی فراسنج‌های هواشناسی در سطوح زیرین و زبرین و در سپهر (در ترازهای مختلف فشاری و وردایست) در خلال یک چرخند حاره‌ای که در نوع خود بسیار شدید بوده است، محاسبه، تحلیل و بررسی شد.

۲. روش کار

۲.۱ داده‌ها

در این مقاله از دو نوع داده بازتحلیل و مشاهداتی استفاده شده است. نوع فراسنج‌های بررسی شده موجب شد تا از چندین پایگاه داده استفاده شود. قدرت تفکیک داده‌های باز تحلیل برگرفته از مرکز ملی پیش‌بینی‌های محیطی NCEP-GFS، مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌برد آب و هوا، ECMWF-interim، ماهواره TRMM به ترتیب $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ، $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ و $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ بوده و داده‌های بکار رفته نیز عبارتند از: دما، ارتفاع ژئوپتانسیلی، فشار متوسط سطح دریا، رطوبت نسبی، بردار باد، دمای سطح آب، تاوایی نسبی، بارش، موقعیت جغرافیایی چشمه، سرعت باد و فشار ایستگاهی. داده‌های بازتحلیل در چهار نوبت در روز در سطوح فشاری و وردایست و در دوره ۳ تا ۱۱ نوامبر ۲۰۱۳ استفاده شد. همچنین برای مشخص کردن موقعیت جغرافیایی چشم چرخند و فشار ایستگاهی به ترتیب داده‌های NOAA-IBTraCS و آژانس هواشناسی ژاپن (JMA)^۱ نیز بکار گرفته شد. لازم به ذکر است که تصحیح شار تابشی بر داده‌های دما (مباشری و مباشری، ۱۳۸۹) در داده‌های دمای سطح آب انجام شده است.

۲.۲ چرخند منتخب

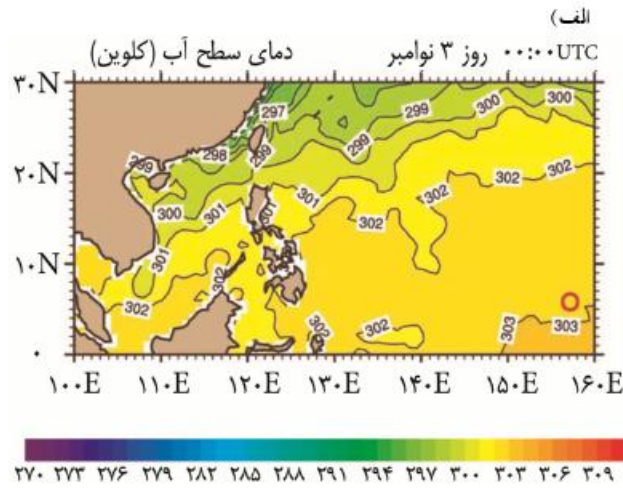
چرخند حاره‌ای هیان (TCH) در حوضه آبی اقیانوس آرام رویداده و جنوب شرق آسیا به ویژه کشور فیلیپین را تحت تاثیر قرار داده است. مسیر TCH در شکل ۲ نشان داده شده است.

¹ Japan Meteorology Agency

متر بر ثانیه در ۲۴ ساعت و یا کاهش فشار در تراز دریا در مرکز چرخند حداقل به مقدار ۱۵ هکتوپاسکال در ۲۴ ساعت است (Lajoie and Walsh, 2010).

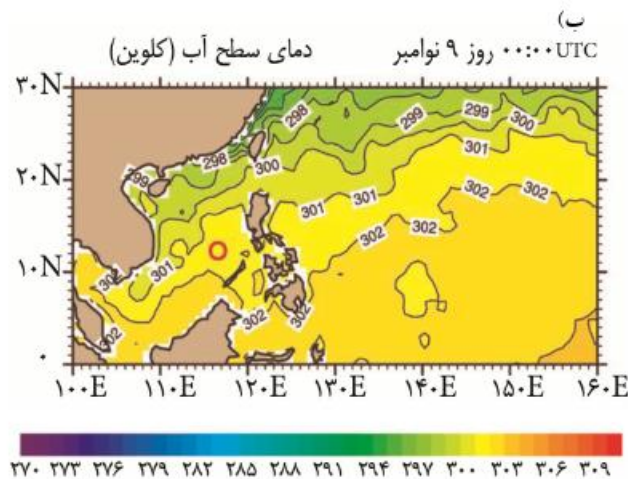
تحلیل نقشه‌های توزیع افقی و نمودارهای سری زمانی برخی فراسنج‌ها در سطوح مختلف انجام شد.

۳ ۱ بررسی فراسنج‌های سطوح زیرین



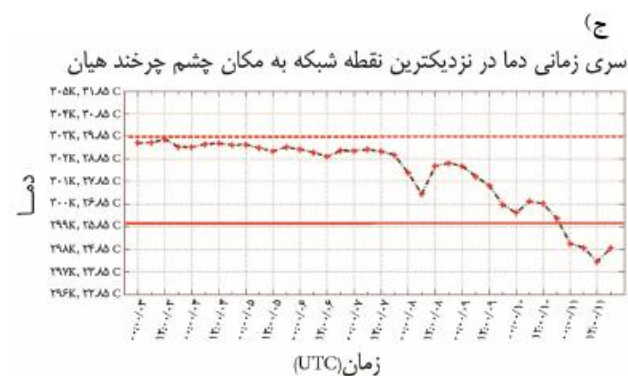
برای بررسی نقش فراسنج‌های سطوح زیرین وردسپهر بر TCH، فراسنج‌هایی انتخاب شد که همگی در تعیین شرایط لازم اما ناکافی چرخندزایی (Gray, 1968) دخیل بوده‌اند. این فراسنج‌ها عبارتند از دمای سطح آب، رطوبت نسبی، دمای پتانسیلی، تاوایی نسبی و چینش باد افقی. البته برای بررسی عمیق‌تر، فراسنج بردار باد (هر سه مولفه) نیز بررسی شد که در ادامه نتیجه تحلیل هر فراسنج بیان شده است.

۳ ۱ ۱ دمای سطح آب



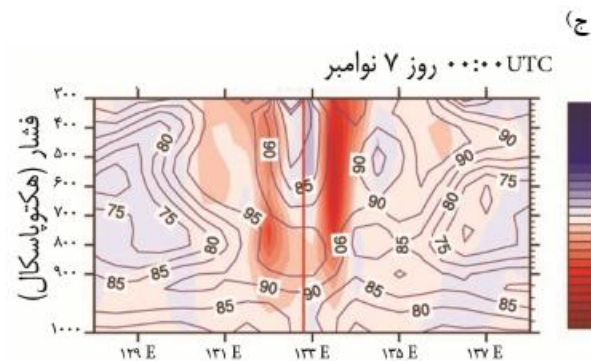
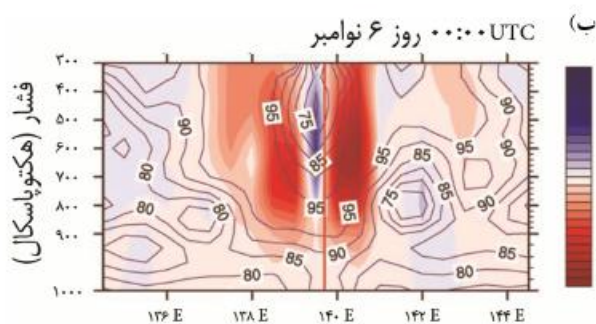
همان‌طور که توزیع افقی دمای سطح آب در روز ۳ نوامبر ساعت ۰۰:۰۰ UTC (شکل ۳ الف) نشان می‌دهد مرکز TCH در آب‌هایی با دمای بیش از ۳۰۲ درجه کلوین ($28/85^{\circ}C$) قرار داشته و این الگو تا انتهای روز ۷ نوامبر ادامه یافته است. از ابتدای روز ۸ نوامبر با رسیدن مرکز TCH به سواحل شرقی فیلیپین میانگین دمای سطح آب در مرکز TCH به کمتر از ۳۰۲ درجه کلوین رسیده و حول و حوش یک درجه کاهش یافته است. دما در مرکز TCH در ابتدای روز ۹ نوامبر به ۳۰۱ درجه کلوین کاهش یافته (شکل ۳ ب) و در روز ۱۰ نوامبر مرکز TCH ضمن حرکت غرب‌سوی خود و نزدیک شدن به سواحل شرقی ویتنام دمای ۲۹۹ درجه کلوین را در سطح آب تجربه کرده است. همچنین سری زمانی دمای سطح آب در مرکز TCH (شکل ۳ ج) نشان می‌دهد که در ساعت ۰۶:۰۰ UTC روز ۷ نوامبر در ناوه دمایی ۳۰۲ درجه کلوین قرار داشته که با حرکت به سمت عرض‌های بالاتر و نزدیک شدن به سواحل ویتنام کاهش دما را تجربه کرده، تا جائیکه در ۰۶:۰۰ UTC روز ۱۰ نوامبر مقدار دما کمتر از آستانه شده است.

۳ ۱ ۲ رطوبت نسبی و سرعت قائم



شکل ۳: توزیع افقی دمای سطح آب بر حسب درجه کلوین (الف) روز ۲۰۱۳/۱۱/۰۳ (ب) روز ۲۰۱۳/۱۱/۰۹. مرکز TCH با دایره قرمز رنگ در هر زیرشکل مشخص شده است و (ج) سری زمانی دمای سطح آب در مرکز TCH. خط پر مقدار دمای آستانه (۲۹۹، ۱۵) درجه کلوین و یا ۲۶ درجه سلسیوس) برای تشکیل چرخند حاره‌ای و خط چین نشانه حد تاثیر مثبت دمای سطح آب بر چرخند حاره‌ای را نشان می‌دهد.

وجود رطوبت نسبی با مقادیری بیش از ۷۰ درصد در لایه مرزی و در لایه ۷۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال برای توسعه چرخند حاره‌ای نقش عمده‌ای ایفا می‌کند (Schade and Emanuel, 1999; Kaplan and DeMaria, 2003) که شرط کارآمد بودن آن، حداقل افزایش میانگین سرعت باد در سطح دریا به مقدار ۱۵/۴



شکل ۴: الگوی نیمرخ قائم رطوبت نسبی (بر حسب درصد، خطوط پر) و مولفه قائم سرعت باد (بر حسب متر بر ثانیه، سایه روشن) (الف) روز ۲۰۱۳/۱۱/۰۳ (ب) روز ۲۰۱۳/۱۱/۰۶ (ج) روز ۲۰۱۳/۱۱/۱۱. خط پر عمودی در وسط هر زیرشکل مکان طول جغرافیایی TCH را نشان می‌دهد.

۳-۱-۳ دمای پتانسیلی و سرعت افقی باد

نیمرخ قائم دمای پتانسیلی که با استفاده از رابطه ۱ محاسبه گردید (T دما، p فشار، p_0 فشار در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، R ثابت گازها و c_p ظرفیت گرمایی در فشار ثابت) و سرعت افقی باد در دوره عمر TCH، به طور نمونه در روزهای ۳ و ۷ نوامبر ۲۰۱۳ در شکل ۵ ترسیم شده است.

$$\theta = T (p/p_0)^{R/c_p} \quad \text{رابطه ۱}$$

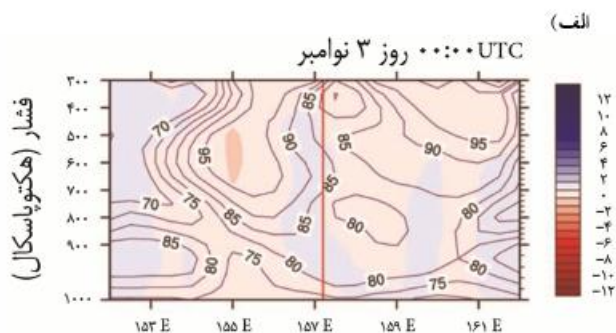
در روز ۳ نوامبر (شکل ۵ الف) وضعیت پربندهای دمای پتانسیلی نشان می‌دهد که فرارفت هوای گرم فقط در سطوح زیرین وردسپهر (پایین‌تر از ۹۰۰ hPa) وجود داشته و هنوز سطوح زیرین وردسپهر را متاثر نکرده است. در روز ۴ نوامبر پربند دمای پتانسیلی ۳۰۲ درجه کلونین در مکان چشم TCH تاشده و طی ۶ ساعت کاملاً شکسته شد که در این زمان سرعت باد نیز ضمن حفظ الگوی متقارن پیرامون مرکز TCH، تشدید یافت. در روز ۵ نوامبر الگوی تاشدگی پربندهای دمای پتانسیلی تا سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال توسعه یافت و تا پایان روز پربند ۳۰۴

در حقیقت ورود هوای بسیار مرطوب حاره‌ای به مرکز چرخند که منجر به توسعه یک ستون هوای گرم و به دنبال آن افزایش شدید آهنگ تقویت می‌شود، یکی از فرآیندهای مهم در بررسی چرخندهای حاره‌ای است. نیمرخ قائم فراسنج‌های رطوبت نسبی و مولفه قائم سرعت باد پس از محاسبه و ترسیم سطح مقطع آن در مکان عرض جغرافیایی TCH به طور نمونه برای روزهای ۳، ۶ و ۱۱ در شکل ۴ نشان داده شده است.

تحلیل نتایج نشان می‌دهد که در ساعت ۰۰:۰۰ UTC روز ۳ نوامبر الگوی حرکات قائم صعودی و نزولی ضعیف به همراه ستونی از هوای مرطوب در اطراف چشم TCH وجود دارد (شکل ۴ الف).

از روز ۴ نوامبر ساعت ۰۶:۰۰ UTC حرکات نزولی تا ۹۰۰ هکتوپاسکال گستره قائم پیدا کرده که بیشینه سرعت قائم نزولی معادل ۸- متر بر ثانیه بوده در حالی که مرکز حرکات قوی صعودی با شدت ۳+ متر بر ثانیه حداکثر تا ۵۰۰ هکتوپاسکال صعود کرده‌اند. نزدیک‌ترین حرکات نزولی به چشم TCH در روز ۶ نوامبر سرعت ۱۲- متر بر ثانیه را تجربه کرده‌اند که در این زمان الگوی توالی سلول‌هایی با حرکات‌های صعودی و نزولی واضح است (شکل ۴ ب).

از روز ۱۱ نوامبر نه تنها این توالی و تقارن میان حرکات صعودی و نزولی از بین رفته است، بلکه الگوی نزول هوای مرطوب از ترازهای بالای وردسپهر نیز به کلی ناپدید گشته است. در انتهای روز ۱۱ نوامبر پربندهای رطوبت بیش از ۷۰ درصد که تا ساعات قبل در ترازهای بالای ۵۰۰ هکتوپاسکال مشاهده می‌شد، نیز از بین رفته‌اند (شکل ۴ ج). تحلیل فراسنج-های رطوبت و مولفه قائم سرعت باد نشان داد که در خلال TCH نه تنها این فراسنج‌ها از الگوی معرفی شده توسط Rao و Ashok (۲۰۰۱) (شکل ۱ ب) تبعیت کرده بلکه دارای مقدار و وسعت زیادی نیز بوده‌اند.



پربند ۳۰۴ درجه کلونین به ترازهای بالاتر انتقال یافت. سرانجام در روز ۱۱ نوامبر، پربند ۲۹۸ درجه کلونین در محل چشم TCH تا ۹۵۰ هکتوپاسکال صعود کرد. بررسی کلی فراسنج دمای پتانسیلی به وضوح روند افزایشی-کاهش‌ی شدت فرارفت هوای گرم شکل گرفته در مکان چشم TCH را نشان داد. همچنین از مقایسه تاشدگی میان پربندهای دمای پتانسیلی (با مقادیر بیش از ۳۶۲ درجه کلونین) با پربندهای دمای پتانسیلی موجود در الگوی ارایه شده توسط Wallace و Hobbs (۱۹۷۷) برای یک چرخند عادی حاره‌ای (با حداکثر مقدار ۳۵۴ درجه کلونین، شکل ۱ د) می‌توان به شدت نقش مثبت بی‌هنجاری دمایی از زمان شروع تا انتهای دوره عمر TCH پی‌برد.

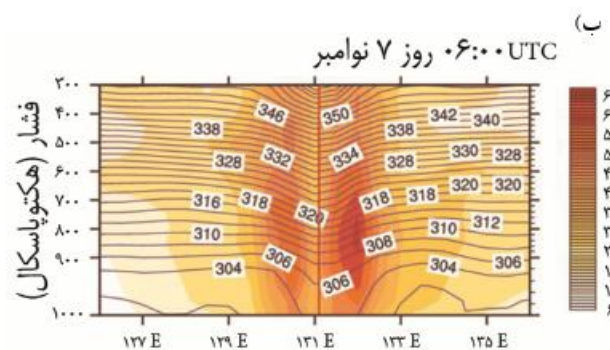
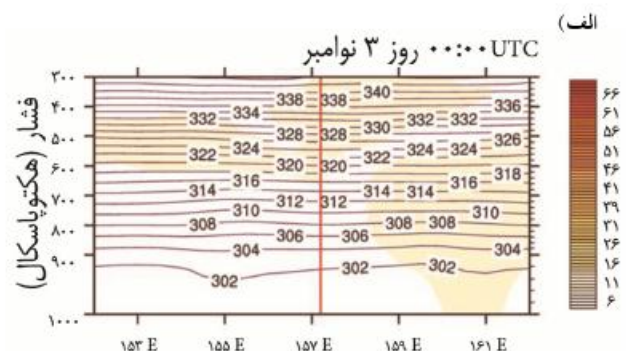
۳ ۱ ۴ چینش قائم باد

تأثیر چینش قائم باد (VWSH)^۱ که از رابطه ۲ محاسبه می‌شود، بر چرخند حاره‌ای دوگانه بوده و می‌تواند هم در تضعیف (DeMaria et al., 2005) و هم در تقویت (Nolan and McGauley, 2012) این پدیده موثر باشد.

$$\text{VWSH} = (\bar{u}_{200} - \bar{u}_{850}) \quad \text{رابطه ۲}$$

آنچه مهم است این است که در آغاز فرآیند چرخندزایی مقدار این کمیت در محیط بایستی کم باشد. در این پژوهش با استفاده از تقسیم‌بندی ارائه شده توسط Corbosiero و Molinari (۲۰۰۱) این کمیت در سه دسته چینش ضعیف (VWSH کمتر از ۵ متر بر ثانیه)، چینش متوسط (VWSH بین ۵ تا ۱۰ متر بر ثانیه) و چینش قوی (VWSH بیشتر از ۱۰ متر بر ثانیه) برای TCH بررسی شد که سهم وقوع هر دسته به ترتیب ۳۶، ۵۳ و ۱۱ درصد به دست آمد (شکل ۶). با درنظر گرفتن این نکته که TCH در روزهای ۷ و ۸ نوامبر در اوج فعالیت خود قرار داشته، به وضوح می‌توان تأثیر مثبت چینش را از سری زمانی تغییر این کمیت متوجه شد. از آنجاییکه تأثیر مستقیم چینش بر چرخند حاره‌ای در خلال خروج چرخند از شکل حلقوی به وجود می‌آید، لذا افت و خیزهای موجود در روند ارایه شده در شکل ۶ به تغییر شکل تاوه درونی مربوط است (توضیح بیشتر پیرامون این موضوع فراتر از اهداف این تحقیق است).

درجه کلونین تا نزدیکی ۹۰۰ هکتوپاسکال پایین آمد و شدت باد افقی نیز در اطراف مرکز TCH افزایش یافت. در روز ۶ نوامبر زاویه شکست پربندهای دمای پتانسیلی به مراتب بیشتر شده است و پایین آمدگی این پربندها به حدی شدید بود که پربند ۳۰۴ درجه کلونین کاملاً به سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال رسید. در این زمان سرعت باد افقی نیز تا ۶۰ متر بر ثانیه (عدم حساسیت ضریب پسا به توابع پایداری (محمدی و همکاران، ۱۳۹۳)) در ترازهای پایین‌تر از ۶۰۰ هکتوپاسکال افزایش یافت.

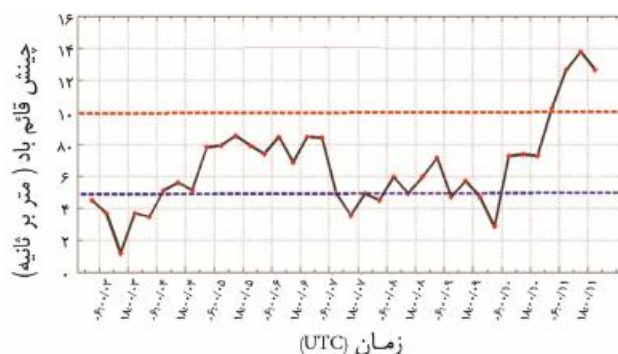


شکل ۵: الگوی نیرخ قائم دمای پتانسیلی (بر حسب درجه کلونین، خطوط پر) و مقدار سرعت افقی باد (بر حسب متر بر ثانیه، سایه روشن) (الف) روز ۲۰۱۳/۱۱/۰۳ (ب) در روز ۲۰۱۳/۱۱/۰۷. خط پر عمودی در وسط هر زیرشکل مکان طول جغرافیایی TCH را نشان می‌دهد.

در روز ۷ نوامبر ساعت ۰۶:۰۰ UTC هسته مرکز پرسرعت تا ترازهای پایین (۷۰۰ هکتوپاسکال) کشیده شد (شکل ۵ ب) و در میانه روز پربند دمای پتانسیلی ۳۰۶ درجه کلونین تا تراز ۹۵۰ هکتوپاسکال پایین آمد. از روز ۸ نوامبر ساعت ۰۰:۰۰ UTC- کم پربندهای دمای پتانسیلی به سمت ترازهای بالاتر حرکت کرده و از شدت باد افقی نیز در تمام ترازها کاسته شد، به گونه‌ای که در ۱۸:۰۰ UTC روز ۸ نوامبر اثری از سرعت‌های بیش از ۴۰ متر بر ثانیه دیده نشد و در روز ۹ نوامبر ضمن کاهش سرعت باد افقی زاویه شکست پربند دمای پتانسیلی نیز کاسته شد و حتی

¹ Vertical Wind Shear

سپس از بین رفته است. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز از ابتدای دوره عمر TCH (روز ۳ نوامبر) مرکز کم ارتفاعی در مکان چشم TCH وجود داشته که در UTC ۱۲:۰۰ روز ۴ نوامبر یک زیانه ناوه در غرب این مرکز کم ارتفاع شکل گرفت. ناوه مذکور تا زمان رسیدن TCH به کشور فیلیپین وجود داشته و بعد از ۲۴ ساعت در UTC ۰۰:۰۰ روز ۹ نوامبر منطقه مذکور را ترک کرده است.



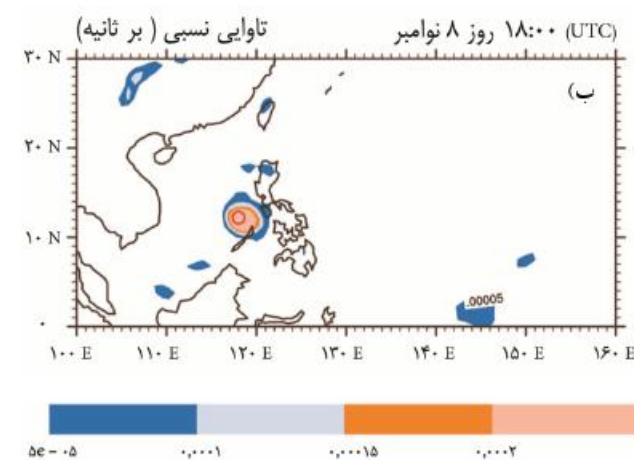
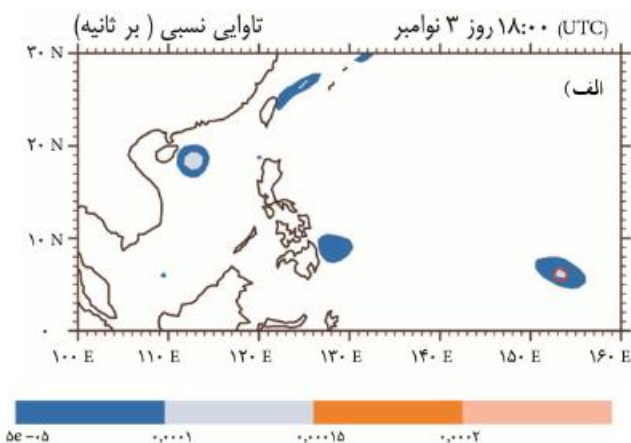
شکل ۶: سری زمانی تغییر چینش قائم باد افقی محاسبه شده در مکان چشم TCH در بازه‌های زمانی شش ساعته از UTC ۰۰:۰۰ روز ۲۰۱۳/۱۱/۳ تا UTC ۱۸:۰۰ روز ۲۰۱۳/۱۱/۱۱. از محور افقی تا خط چین پایین محدوده چینش ضعیف ($VWSH < 5 \text{ m/s}$) و خط چین بالا حد شروع چینش قوی ($> 10 \text{ m/s}$) را نشان می‌دهد. حد فاصل میان دو خط چین منطقه با چینش متوسط را نشان می‌دهد.

۳ ۱ ۵ تاوایی نسبی

سهام تاوایی نسبی در شکل‌گیری TCH و تقویت آن محاسبه شده و نتیجه به دست آمده در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در شکل ۷ نشان داده شده است. حضور این کمیت از زمان شکل‌گیری TCH (با مقدار آغازین 1×10^{-5} بر ثانیه) و تقویت آن (تا مقدار 25×10^{-5} بر ثانیه) در خلال تقویت TCH در شکل ۷ قابل مشاهده است. در مقایسه با مقدار عمومی 5×10^{-5} بر ثانیه، بیان شده برای این کمیت در خلال چرخند حاره‌ای عادی (Wissmeier and Smith, 2011). می‌توان به نقش مثبت این کمیت در تقویت TCH پی‌برد.

۳ ۱ ۶ ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال

فراسنج ارتفاع ژئوپتانسیلی در خلال ترسیم نقشه‌های توزیع افقی این کمیت در ترازهای ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال در زمان‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ UTC در روزهای ۳ تا ۱۱ نوامبر ۲۰۱۳ تحلیل شد (به‌عنوان مثال مقادیر روز ۷ نوامبر در شکل ۸ نشان داده شده است). تحلیل نتایج نشان داد که در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و از ابتدای عمر TCH یک مرکز کم ارتفاع در مکان چشم TCH وجود داشته که در میان دو ناوه محصور بوده و در UTC ۰۶:۰۰ روز ۷ نوامبر (شکل ۸) به فیلیپین رسیده و در UTC ۱۸:۰۰ روز ۸ نوامبر این مکان را ترک کرده است. از این زمان به بعد ناوه شکل گرفته در شرق TCH منطقه فیلیپین را متاثر ساخته و تا انتهای دوره عمر TCH در مکان حضور داشته و



شکل ۷: توزیع افقی تاوایی نسبی (بر ثانیه) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (الف) روز ۲۰۱۳/۱۱/۰۳ (ب) روز ۲۰۱۳/۱۱/۰۸. مرکز TCH با دایره توخالی در هر زیرشکل مشخص شده است.

به منظور ارایه تحلیل کمی از فراسنج ارتفاع ژئوپتانسیلی، سری زمانی این فراسنج در تراز ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال و در مکان چشم TCH محاسبه و در شکل ۹ نشان داده شده است. در شکل ۹ روند مقعری شکل ارتفاع ژئوپتانسیلی در هر دو تراز قابل مشاهده است (با شدت کمتر در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و با شدت بیشتر در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال). در زمان UTC ۱۸:۰۰

۵۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال در زمان‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ UTC در دوره ۳ تا ۱۱ نوامبر ۲۰۱۳ تحلیل شد (به طور نمونه مقادیر برای روز ۷ نوامبر در شکل ۱۰ نشان داده شده است). تحلیل نتایج نشان داد که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و در مکان چشم TCH، مرکز کم‌ارتفاعی از زمان ۱۲:۰۰ UTC روز ۳ نوامبر تشکیل شد که در ۱۸:۰۰ UTC روز ۶ نوامبر به فیلپین نزدیک شد و در ۱۲:۰۰ UTC روز ۷ نوامبر (شکل ۱۰) به طور کلی روی این منطقه مستقر گردید و روز ۹ نوامبر نیز این منطقه را ترک کرد. در کل دوره عمر TCH، در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال دو ناوه در شرق و غرب این مرکز کم‌ارتفاع وجود داشته است. همچنین در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال مرکز کم‌ارتفاع در مکان چشم TCH از زمان ۰۶:۰۰ UTC روز ۵ نوامبر شکل گرفته و در روز ۱۱ نوامبر از بین رفته است. البته در ابتدای عمر TCH، در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال ناوه‌ای شکل گرفته که در غرب ناوه شکل گرفته در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال قرار داشته و با گذشت زمان و نزدیک شدن به زمان تقویت TCH فاصله عمودی میان این دو ناوه کمتر شده است. همچنین سری زمانی ارتفاع ژئوپتانسیلی در دو تراز مذکور و در نزدیکترین نقطه شبکه‌ای به مرکز TCH در شکل ۱۱ نشان داده شده که روند مقعری شکل ارتفاع ژئوپتانسیلی در این ترازاها نیز مانند سطوح زیرین وردسپهر قابل مشاهده است، البته با شدت کمتر در تراز بالا و شدت بیشتر در ترازهای پایین. همچنین در دوره عمر TCH ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای ۲۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب به مقدار ۱۷۰ و ۵۰۰ ژئوپتانسیل متر کاهش یافته است.

روز ۷ نوامبر، همزمان با بیشینه فعالیت TCH در دو تراز ۱۰۰۰، ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز کمینه مقدار ارتفاع ژئوپتانسیلی رخ داده است. علاوه بر تشابه روند تغییر ارتفاع ژئوپتانسیلی در دو تراز ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال، زمان شروع کاهش از ارتفاع ژئوپتانسیلی و زمان وقوع کمینه‌ها و بیشینه‌ها نیز در دو تراز یکسان بوده است. البته ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال به ترتیب تا مقدار ۸۲۰ و ۷۵۰ ژئوپتانسیل متر کاهش یافته است. قابل توجه است که از آنجایی که ارتفاع ژئوپتانسیلی در ۱۰۰۰ به نوعی معرف فشار می‌باشد، مقدار منفی ارتفاع ژئوپتانسیلی معرف کاهش فشار در مکان چشم TCH است. البته کاهش و افزایش مقطعی ارتفاع ژئوپتانسیلی به افت و خیز فشار و همچنین فشرده و باز شدن ستون هوا در وردسپهر در خلال تقویت و تضعیف مقطعی TCH اشاره می‌کند که نشانه از بین رفتن حلقه یک دیواره و رسیدن حلقه دیواره ثانویه است.

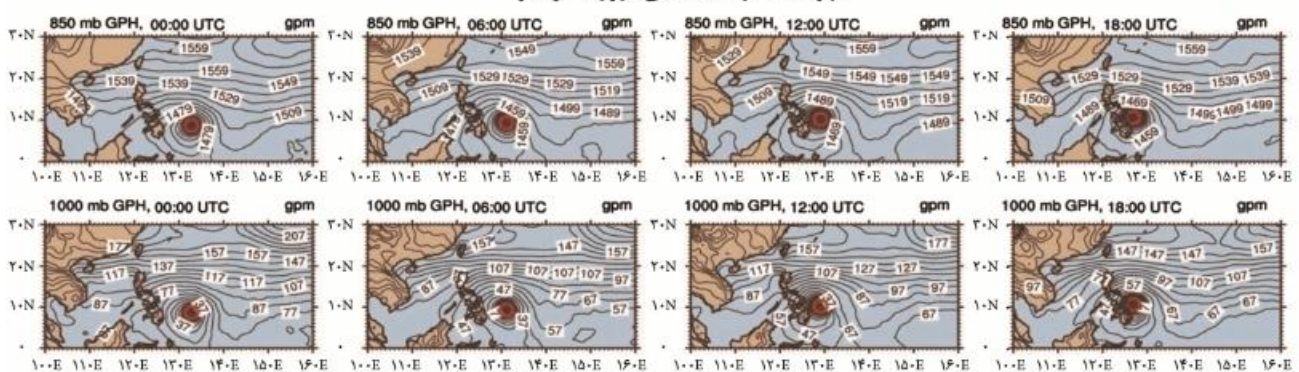
۳-۲ بررسی فراسنج‌های سطوح زیرین

در این پژوهش فراسنج‌های سطوح زیرین در سطوح فشاری (فراسنج ارتفاع ژئوپتانسیلی) و در سطح وردایست (فراسنج‌های دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی) در دوره عمر TCH به طور همدیدی تحلیل گردید. در ادامه نتایج بدست آمده برای هر فراسنج بیان شده است.

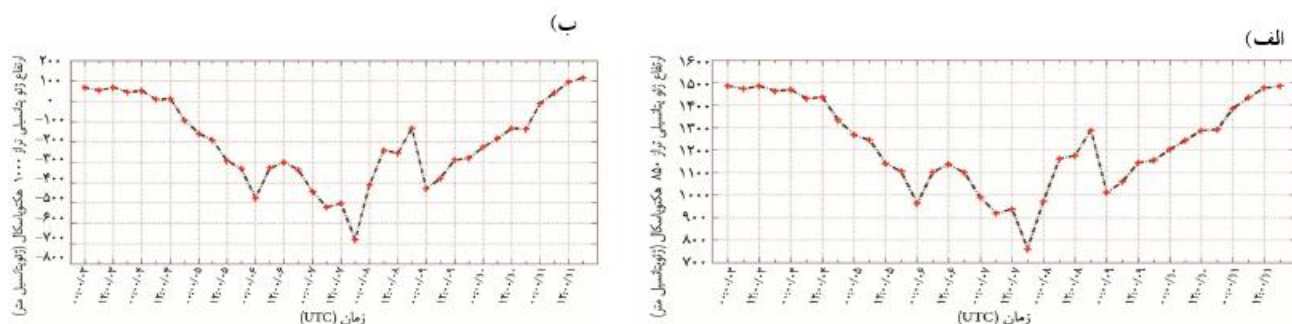
۳-۲-۱ ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای ۵۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال

نقشه‌های توزیع افقی فراسنج ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای

چرخند حاره‌ای هیان، روز ۷ نوامبر

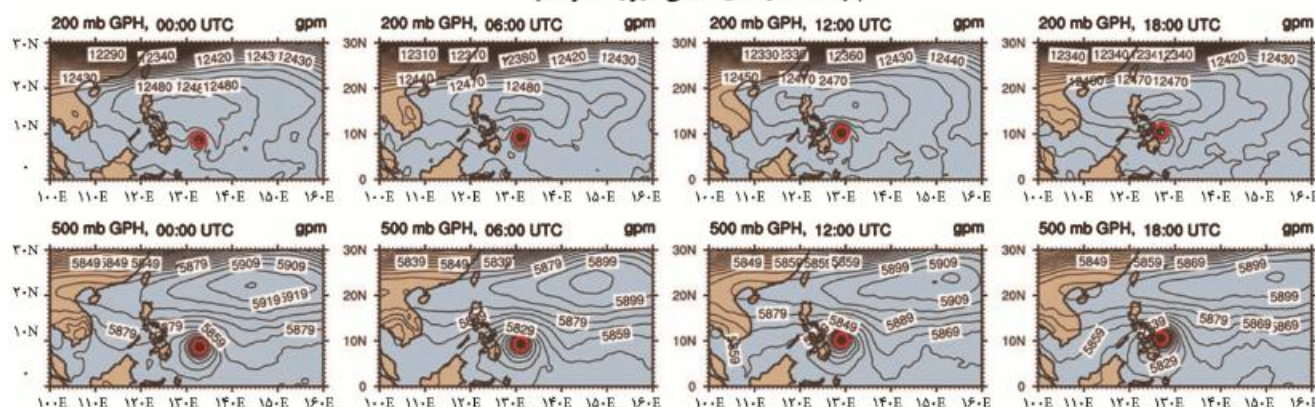


شکل ۸: پرندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی از ۰۰:۰۰ تا ۱۸:۰۰ UTC با بازه زمانی ۶ ساعته در روز ۲۰۱۳/۱۱/۰۷. از چپ به راست ستون‌های اول تا چهارم به ترتیب مربوط به ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ UTC است. ردیف بالا و پایین به ترتیب ارتفاع ژئوپتانسیلی را در ترازهای ۸۵۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. در تمام زیرشکل‌ها دایره توخالی مکان چشمه را نشان می‌دهد.



شکل ۹: سری زمانی ارتفاع ژئوپتانسیلی در مرکز TCH در نزدیک ترین نقطه شبکه به مرکز TCH. برای ترازهای الف) ۸۵۰ و ب) ۱۰۰۰ هکتوپاسکال.

چرخند حاره ای هیان، روز ۷ نوامبر



شکل ۱۰: پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی از ۰۰:۰۰ تا ۱۸:۰۰ UTC با بازه زمانی ۶ ساعته در روز ۲۰۱۳/۱۱/۰۷. از چپ به راست ستون‌های اول تا چهارم به ترتیب مربوط به ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ UTC است. ردیف بالا و پایین به ترتیب ارتفاع ژئوپتانسیلی را در ترازهای ۲۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. در تمام زیرشکل‌ها دایره توخالی مکان چشمه را نشان می‌دهد.

سمت مرکز TCH تفسیر کرد که بررسی تاوه درونی و تاوه‌های میان مقیاس پیرامونی^۱ خارج از اهداف این تحقیق است.

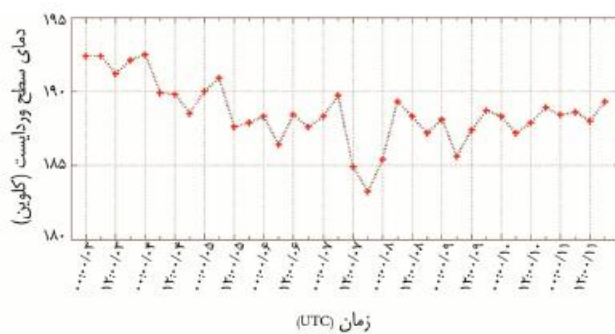
۲ ۲ ۳ سطح وردایست

به منظور تشخیص کمی ارتفاع ژئوپتانسیلی و دما در سطح وردایست، سری زمانی این کمیت در نزدیک‌ترین نقطه شبکه به مرکز TCH، محاسبه و نتایج به ترتیب در شکل‌های ۱۲ و ۱۳ نشان داده شده است.

همان‌طور که شکل ۱۲ نشان می‌دهد این کمیت از مقدار کمتر از ۱۶۰۰۰ ژئوپتانسیل متر در ابتدای عمر TCH تا کمی بیش از ۱۷۰۰۰ ژئوپتانسیل متر در انتهای دوره تغییر کرده و روند کلی آن صعودی بوده است. مقدار دما در سطح وردایست نیز نشان می‌دهد که این کمیت از بیشینه مقدار ۱۹۲/۵ درجه کلون در ابتدای عمر TCH تا مقدار ۱۸۳/۲ درجه کلون در زمان اوج فعالیت

روند تغییر ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال کاملاً مشابه نمونه مشاهده شده در ترازهای ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال بوده و حتی زمان رویداد بیشینه‌ها و کمینه‌ها نیز در بین این سه تراز ابتدایی وردسپهر یکی بوده است. نکته جالب توجه در شکل‌های ۱۰ و ۱۱ اختلاف زمانی (تعجیل) حداقل ۶ ساعته میان کمینه‌های اول و سوم و چهارم مشاهده شده در سه تراز ابتدایی وردسپهر با نمونه معادل در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال است. البته این اختلاف زمانی (تعجیل) میان دو بیشینه رویداد در هر سه تراز ابتدایی وردسپهر با تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال نیز قابل رویت است، اما کمینه دوم در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال نسبت به سه تراز ابتدایی ۱۲ ساعت زودتر رخ داده است. این امر به وضوح ارتباط متقابل بین سطوح زیرین و زبرین وردسپهر را در دوره عمر TCH نشان می‌دهد. افت و خیزهای ارتفاع ژئوپتانسیلی در روند مقعری این کمیت را می‌توان ناشی از رسیدن حلقه‌های متوالی دیواره‌ها به

¹ Mesovortices

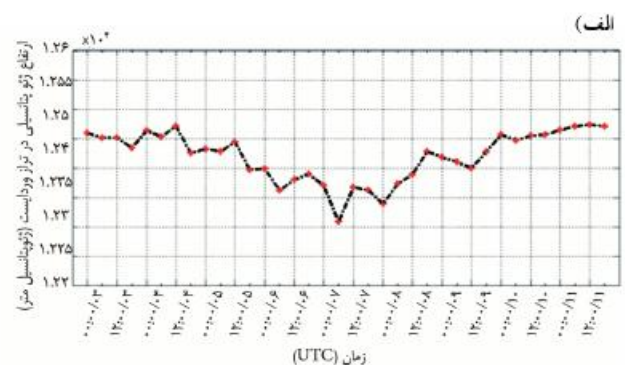


شکل ۱۳: دما (بر حسب درجه کلوین) در سطح و دریاست و در نزدیکترین نقطه شبکه‌ای به مکان چشم TCH در بازه‌های زمانی شش ساعته از UTC ۰۰:۰۰ روز ۲۰۱۳/۱۱/۳ تا ۱۸:۰۰ UTC روز ۲۰۱۳/۱۱/۱۱.

۴. نتیجه‌گیری کلی

در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از پنج مجموعه داده (شامل داده‌های بازتحلیل (ECMWF و GFS)، ماهواره (TRMM) و داده‌های مشاهداتی (NOAA-IBTraCS و JMA) فراسنج‌های سطوح زیرین و زیرین وردسپهر در دوره عمر TCH رویداده در اقیانوس آرام تحلیل گردد. برای این منظور فراسنج-های ارتفاع ژئوپتانسیلی، رطوبت نسبی، دمای پتانسیلی، تاوایی نسبی، چینش قائم باد افقی، دمای سطح آب، هر سه مولفه باد، بارش و دما بر حسب نیاز در سطوح مختلف فشاری و دریاست انتخاب شدند. این هدف با محاسبه برخی فراسنج‌ها، ترسیم نقشه‌های توزیع افقی، در پاره‌ای موارد تهیه نقشه‌های نیمرخ قائم و محاسبه سری زمانی در مکان چشم TCH و دیواره انجام شد. نتیجه تحلیل فراسنج‌های هواشناختی در سطوح زیرین وردسپهر (اعم از بیشتر بودن دمای سطح آب نسبت به مقدار استاندارد معرفی شده تا انتهای روز ۱۰ نوامبر ۲۰۱۳، حرکات نزولی نزدیک چشم TCH با شدت ۱۲- متر بر ثانیه، حرکت متوالی حلقه‌های دیواره به سمت مرکز TCH، رطوبت بالای ۹۵ درصد، فرارفت شدید هوای گرم، حضور چینش متوسط قائم باد در ۵۳٪ دوره عمر TCH، تقویت تاوایی نسبی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال تا مقدار 25×10^{-5} بر ثانیه، وجود گرادیان شدید در مراکز بسته ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال) نشان داد که همگی فراسنج‌ها از ابتدای دوره عمر TCH تغییر یافته و با بازه‌های زمانی متنوعی نسبت به زمان اوج فعالیت TCH به بیشینه شدت خود رسیده‌اند. لذا می‌توان نتیجه گرفت که فراسنج‌های سطوح زیرین که Gray (1968) آن‌ها را

کاهش یافته و سپس تا انتهای عمر TCH سیر صعودی داشته است (شکل ۱۳). با توجه به نتایج (Ramsay 2013) مبنی بر اینکه هر ۱ درجه کلوین کاهش دما در سطح و دریاست، از طریق افزایش برون‌شارش در ترازهای زیرین وردسپهر، شدت چرخند را ۱ متر بر ثانیه افزایش می‌دهد، می‌توان تأثیر سرمایش سطح و دریاست را در شدت یابی TCH حداقل ۵ متر بر ثانیه معرفی کرد. نکته جالب توجه سیر نزولی این کمیت تا انتهای روز ۷ نوامبر (زمان اوج فعالیت TCH) و سپس سیر صعودی آن تا انتهای دوره عمر TCH است که با جهت تغییر دمای سطح آب رابطه معکوس دارد.



شکل ۱۱: سری زمانی ارتفاع ژئوپتانسیلی در مرکز TCH. از بالا به پایین به ترتیب برای ترازهای الف) ۲۰۰ ب) ۵۰۰ هکتوپاسکال.



شکل ۱۲: ارتفاع ژئوپتانسیلی (بر حسب ژئوپتانسیل متر) در تراز و دریاست و در نزدیکترین نقطه شبکه‌ای به مکان چشم TCH در بازه‌های زمانی شش ساعته از UTC ۰۰:۰۰ روز ۲۰۱۳/۱۱/۳ تا ۱۸:۰۰ UTC روز ۲۰۱۳/۱۱/۱۱.

- سطحی آب با هدف کاربرد در سنجش از دور SST، نشریه اقیانوس‌شناسی، سال اول، شماره ۱۲، صفحات ۳۳-۴۴.
- محمدی، ع.؛ فرهادی پور، س.؛ شیخ بهایی، ع.، ۱۳۹۳. توابع پایداری و تاثیر آن بر فراسنج‌های لایه مرزی جو بر اقیانوس، نشریه اقیانوس‌شناسی، سال پنجم، شماره ۱۹، صفحات ۱-۱۰.
- Agee, E.M.; Hendricks, A., 2011. An assessment of the climatology of Florida Hurricane-Induced Tornadoes (HITs): Technology versus Meteorology. *Journal of Climate*, 24: 5218-5222.
- Andreas, E.L.; Emanuel, K.A., 2001. Effects of sea spray on tropical cyclone intensity. *Journal of Atmospheric Science*, 58: 3741-3751.
- Atallah, E.H.; Bosart, L.F., 2003. The extratropical transition and precipitation distribution of Hurricane Floyd (1999). *Monthly weather Review*, 131: 1063-1081.
- Badger, J.; Hoskins, B.J., 2001. Simple initial value problems and mechanisms for baroclinic growth. *Journal of Atmospheric Science*, 58: 38-49.
- Bao, J.W.; Wilczak, J.M.; Choi, J.K.; Kantha, L.H., 2000. Numerical simulations of air-sea interaction under high wind conditions using a coupled model: A study of hurricane development. *Monthly weather Review*, 128: 2190-2210.
- Bender, M.A., 1997. The effect of relative flow on the asymmetric structure of the interior of hurricanes. *Journal of Atmospheric Science*, 54: 703-724.
- Bigio, R., 1996. Significant and extreme waves generated by hurricane Luis as observed by Canadian meteorological buoys and the Cunard cruise ship Queen Elizabeth 2. *Canadian Meteorology Oceanography Society Bulletin*, 24 (5): 112-117.
- Cecil, D.J.; Schultz, L.A., 2010. Tropical cyclone tornadoes: Synoptic scale influences and forecasting applications. 29th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Tucson, AZ, American Meteorological Society.

جزو مولفه‌های لازم اما ناکافی برای چرخندزایی حاره‌ای بیان کرده بود، در دوره عمر TCH نقش مثبت داشته و به میزان قابل توجهی تغییر کرده بودند.

همچنین تحلیل فراسنج‌های هواشناختی در بخش زیرین وردسپهر نیز نشان داد که در ابتدای دوره عمر TCH، فقط در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مرکز کم‌ارتفاع وجود داشته در حالیکه در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال با اختلاف زمانی ۲-۳ روز بعد از شکل‌گیری TCH مرکز کم‌ارتفاع بوجود آمد. وجود اختلاف زمانی حداقل ۶ ساعته میان بیشینه و کمینه‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی در سطوح زیرین و زیرین وردسپهر، وقوع کمینه مقدار ارتفاع ژئوپتانسیلی ۱۲ ساعت زودتر نسبت به ترازهای ابتدایی وردسپهر و اثر کج‌شدگی رو به غرب، مرید حمایت TCH توسط واداشته‌های سطوح زیرین است. همچنین روند تغییرات دما و ارتفاع سطح وردایست نیز نشان داد که سرمایش رخ داده در سطح وردایست حداقل ۵ متر بر ثانیه توانسته شدت TCH را افزایش دهد. در کل می‌توان نتیجه گرفت که تقویت و ارتباط متقابل میان چرخند سطحی با سطوح زیرین با یافته‌های Walsh و Lajoie (۲۰۱۰) مبنی بر تقویت ذاتی چرخند در صورت قرارگیری اغتشاش سطوح زیرین در فاصله چند صد کیلومتری از مرکز چرخند، همخوانی داشت. دلیل این امر آن است که در چنین حالتی با نزدیک شدن اغتشاش به مرکز چرخند همرفت عمیق افزایش یافته و این فرآیند سازوکار محتمل تقویت چرخند می‌شود. همچنین برخلاف نتایج Peirano و همکاران (۲۰۱۶) که نقش ناوه سطوح زیرین را بر چرخند حاره‌ای منفی بیان کردند، TCH جزو چرخندهایی بوده که ناوه ارتفاع ژئوپتانسیلی در سطوح زیرین در افزایش شدت آن دخیل بوده است. البته بررسی عینی نشان داد که ناوه مذکور جزو ناوه‌های کوچک‌مقیاس بوده است.

۵. سیاست‌گذاری

این تحقیق در قالب طرح پژوهشی به شماره ۰۱-۰۳۳-۰۳۹۳ و با استفاده از اعتبارات پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی انجام شده است.

منابع

مباشری، م.؛ مباشری، الف.، ۱۳۸۹. بررسی تحلیلی شار تابشی در پوسته

- Moore, T.W.; Dixon, R.W., 2011a. Climatology of Tornadoes Associated with Gulf Coast-Landfalling Hurricanes. *Geographical Review*, 101 (3): 371-395.
- Moore, T.W.; Dixon, R.W., 2011b. Tropical cyclone tornado casualties. *Natural Hazards*, 61(2): 621-634.
- Nolan, D.; McGauley, M., 2012. Tropical cyclogenesis in wind shear: Climatological relationships and physical processes. *Cyclones: Formation, Triggers, and Control*, 1-36.
- Peirano, C.M.; Corbosiero, K.L.; Tang, B.H., 2016. Revisiting trough interactions and tropical cyclone intensity change. *Geophysical Research Letters*, 43: 5509-5515.
- Rao, D.V.B.; Ashok, K., 2001. Simulation of tropical cyclone circulation over the Bay of Bengal using the Arakawa-Schubert cumulus parameterization. Part II: some sensitivity experiments. *Pure and Applied Geophysics*, 158: 1017-1046.
- Ramsay, H.A., 2013. The effects of imposed stratospheric cooling on the maximum intensity of tropical cyclones in axisymmetric radiative-convective equilibrium. *Journal of Climate*, 26: 9977-9985.
- Schade, L.R.; Emanuel, K.A., 1999. The ocean's effect on the intensity of tropical cyclones: Results from a simple coupled atmosphere-ocean model. *Journal of Atmospheric Science*, 56: 642-651.
- Shi, J.J.; Chang, S.W.; Raman, S., 1997. Interaction between Hurricane Florence (1988) and an upper-tropospheric westerly trough. *Journal of Atmospheric Science*, 54: 1231-1247.
- Titley, D.W.; Elsberry, R.L., 2000. Large intensity changes in tropical cyclones: A case study of Super typhoon Flo during TCM-90. *Monthly weather Review*, 128: 3556-3573.
- Wallace, J.M.; Hobbs, P.V., 1936-2005, (joint author.) 1977. *Atmospheric science: an introductory survey*, Academic Press, New York.
- Corbosiero, K.L.; Molinari, J., 2002. The effects of vertical wind shear on the distribution of convection in tropical cyclones. *Monthly weather Review*, 130: 2110-2123.
- DeMaria, M.; Mainelli, M.; Shay, L.; Knaff, J.; Kaplan, J., 2005. Further improvements to the Statistical Hurricane Intensity Prediction Scheme (SHIPS). *Weather and Forecasting*, 20: 531-543.
- DeMaria, M.; Kaplan, J., 1994. Sea surface temperature and the maximum intensity of Atlantic tropical cyclones. *Journal of Climate*, 7: 1324-1334.
- Edwards, R.; Dean, A.R.; Thompson, R.L.; Smith, B.T., 2010. Objective environmental analyses and convective modes for U.S. tropical cyclone tornadoes from 2003-2008. 25th Conference on Severe Local Storms. Denver, CO. American Meteorological Society, 3.2 P.
- Fedorovich, E.; Rotunno, R.; Stevens, B., 2004. *Atmospheric turbulence and mesoscale meteorology*, Cambridge University Press.
- Gray, W.M., 1968. Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Monthly weather Review*, 96: 669-700.
- Hanley, D.; Molinari, J.; Keyser, D., 2001. A composite study of the interactions between tropical cyclones and upper tropospheric troughs. *Monthly weather Review*, 129: 2570-2584.
- Kaplan, J.; DeMaria, M., 2003. Large-scale characteristics of rapidly intensifying tropical cyclones in the North Atlantic basin. *Wea. Forecasting*, 18: 1093-1108.
- Lajoie, F.; Walsh, K., 2010. Diagnostic study of the intensity of three tropical cyclones in the Australian region. Part I: A synopsis of observed features of tropical cyclone Kathy (1984). *Monthly Weather Review*, 138: 3-21.
- Molinari, J.; Romps, D.M.; Vollaro, D.; Nguyen, L., 2012. CAPE in tropical cyclones. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(8): 2452-2463.

Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.
137: 845-857.

Wissmeier, U.; Smith, R.K.; 2011. Tropical cyclone
convection: the effects of ambient vertical vorticity.