

واکاوی دینامیک و ترمودینامیک شدیدترین چرخند حاره‌ای مؤثر بر

سواحل جنوبی ایران

یوسف قوبدل رحیمی^۱ دانشیار اقلیم شناسی دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

اسماعیل عباسی استادیار اقلیم شناسی، پژوهشکده خلیج فارس، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران

منوچهر فرج زاده دانشیار اقلیم شناسی دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

پذیرش نهایی: ۱۳۹۶/۰۲/۰۸

دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۰۹/۰۱

چکیده

حدوث وقایع فرین اقلیمی از جمله توفان‌های حاره‌ای سالانه مخاطرات جبران‌ناپذیری را در مناطق تحت سیطره خود بر جای می‌گذارند. شناخت این وقایع و علم به زمان رخداد آنها می‌تواند در مدیریت حوادث غیرمترقبه ناشی از آنها راهگشا باشد. هدف از انجام پژوهش حاضر واکاوی شرایط همدیدی جو همزمان با رخداد چرخند حاره‌ای مورخ ۰۵ تا ۰۸ ژوئن ۱۹۴۸ که سواحل جنوبی ایران را تحت تاثیر قرار داده است، می‌باشد. داده‌های مورد استفاده جهت تحلیل دینامیک و ترمودینامیک چرخند حاره‌ای مورد بررسی شامل میانگین فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل (میلی‌بار)، مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد، میزان انرژی پتانسیل در دسترس همرفت، سرعت قائم، دمای سطح دریا، نم و ویژه و پوشش ابر می‌باشد که از پایگاه ECMWF با قدرت تفکیک مکانی ۰.۷۵ درجه اخذ گردید. نتایج نشان داد که اندرکنش بین زبانه‌های پرفشار جنب حاره بر روی عربستان، تبت و ایران و چرخند حاره‌ای زمینه فعالیت و جابه‌جایی چرخند حاره‌ای را فراهم نموده است. به نظر می‌رسد عمده‌ترین عامل شکل‌گیری این چرخند ایجاد همگرایی در تراز دریا توسط جریانات قائم بالاسو و واگرایی ایجاد شده در هسته رودباد تراز پایین جو باشد؛ بطوریکه بیشینه سرعت باد در رودباد مذکور به ۲۲ متر بر ثانیه رسیده است. در تمامی روزهای فعالیت چرخند سرعت رودباد تراز پایین جو نسبت به رودباد تراز ۵۰۰ میلی بار بیشتر می‌باشد که خود نشان از شکل‌گیری و توسعه این چرخند حاره‌ای از ترازهای زیرین جو به ارتفاعات بالاتر می‌باشد.

واژگان کلیدی: چرخند حاره‌ای، واکاوی دینامیک و ترمودینامیک، رودباد تراز پایین جو، شاخص‌های ترمودینامیک، سواحل جنوبی ایران.

مقدمه

طوفان‌ها یا چرخندهای حاره‌ای از مخاطرات بسیار مهم و خسارت‌بار اقلیمی کره زمین هستند که گمان می‌رود در سال‌های اخیر به خاطر گرمایش جهانی، ویژگی‌های زمانی و مکانی خصوصاً فراوانی و شدت آنها در مناطق مختلف تغییر یافته و میل به تشدید یافته‌اند. معمولاً به هنگام وقوع طوفان‌های حاره‌ای بارش سنگین و منجر به سیل وقوع می‌یابد که در نواحی ساحلی و کوهستانی خسارات فراوانی برجای می‌گذارد. همچنین طوفان‌های حاره‌ای با وزش شدید باد و موج کردن شدید دریا خسارات سنگینی به تاسیسات ساحلی و دریایی مانند اسکله‌ها و کشتی‌ها و قایق‌ها وارد می‌سازند. از نظر خسارت مالی نیز طوفان‌های حاره‌ای بسیار خسارت‌بار هستند و فقط در سال ۲۰۱۷ سه طوفان رده ۴، ایرما (وقوع ۶ سپتامبر) با ۵۰ میلیارد دلار، ماریا (وقوع ۱۹ سپتامبر) با ۹۰ میلیارد دلار و هاروی (۸ اگوست) با ۱۲۵ میلیارد دلار، روی هم رفته ۲۶۵ میلیارد دلار به اقتصاد آمریکا ضرر زده‌اند که برای فقط یک سال عدد بسیار چشمگیری است (NCEI^۲, 2018).

چرخندهای حاره‌ای، فرایندهای آشفتگی طبیعی مهمی در اکوسیستم‌های حاره و میانه در تعدادی از نواحی جهان می‌باشند (Luja and Rodríguez-Estrella, 2010). در بین شرایط دینامیک جو جهت زایش و توسعه توفان‌های حاره‌ای سه شرط اساسی بدین شرح وجود دارد: ۱- چینش قائم باد بین ترازهای ۸۵۰ تا ۲۰۰ میلی‌بار محدود باشد و سرعت باد بین ترازهای مذکور کمتر از ۱۰ متر بر ثانیه باشد. چنین شرایطی اجازه می‌دهد یک ستون قائم هوا و یکدست بدون گسیختگی جهت شروع فعالیت توفان‌های حاره‌ای شکل گیرد. ۲- موقعیت شکل‌گیری توفان‌های حاره‌ای باید به گونه‌ای باشد که حداقل پنج درجه عرض جغرافیایی نسبت به خط استوا فاصله داشته باشد. چنین شرایطی نیروی کوریولیس را به صورت حداقلی جهت تأمین فرایند چرخش توفان حاره‌ای در کنار سایر نیروهای بنیادین و ظاهری جو فراهم می‌نماید و در پی برآیند نیروهای گرادیان فشار، کوریولیس و گریز از مرکز، بادهای سیکلوستروفیک و گردش چرخندی در مرکز کم‌فشار و یا تاوه شکل گرفته رخ می‌دهد. ۳- وجود توربولانس یا آشفتگی همراه با تاوایی و همگرایی در تروپوسفر زیرین یا گردش و اچرخندی و واگرایی در ترازهای فوقانی جو قبل از شروع فعالیت چرخند و شکل‌گیری اغتشاش حاره‌ای. توفان‌های حاره‌ای از طریق عوامل مختلف دینامیک و ترمودینامیک مثل دمای سطح دریا و انرژی ساکن رطوبت (ویژگی ترمودینامیک) و توابع جریان و چینش عمودی باد (ویژگی دینامیک) ایجاد می‌شوند (Lee et al., 2012). به دلیل ویژگی‌های جغرافیایی و اقلیمی مختلف، حوضه‌های شکل‌گیری چرخندها مشابه هم نیستند که این امر موجب می‌شود روش‌های پیش‌بینی منحصربه‌فرد نتواند عملکرد قابل اعتمادی را در تمام حوضه‌های اقیانوسی داشته باشد در واقع مسیریابی چرخندی از عوامل متنوع اقلیمی مثل فشار، باد، دمای سطح دریا، دمای هوا، جریان‌های اقیانوسی و نیروی کوریولیس تبعیت می‌کند که این خود یک کار سخت جهت ترکیب عوامل و ایجاد یک پیش‌بینی دقیق و قابل اعتماد می‌باشد (Roy and Kovordányi, 2012). مشاهدات در سراسر بخش‌های حاره‌ای اقیانوس هند نشان می‌دهد که فعالیت‌های همرفتی به وسیله دمای سطح دریا (SST) کنترل می‌شود به طوری که بسیاری از فعالیت‌های همرفتی در

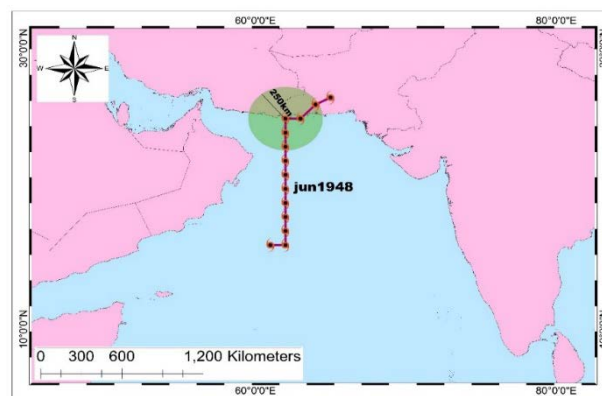
^۲ - NOAA National Centers for Environmental Information (NCEI)

موقعی رخ می‌دهند که دمای سطح دریا بیشتر از ۲۷٫۵ درجه سانتی‌گراد باشد (Graham and Barnett, 1987). فراوانی و شدت همرفت‌های عمیق (به‌ویژه در ماه ژانویه) هنگامی رخ می‌دهد که دمای سطح دریا بین ۲۶ تا ۳۰ درجه سانتی‌گراد باشد. این اتفاق کمتر به کمربند همگرایی میان حاره‌ای «ITCZ» وابسته است به‌طوری‌که به‌وسیله یک سری از عوامل در آب‌های گرم در غرب اقیانوس رخ می‌دهد (Zhang, 1993). اغلب تغییرات یا تغییرپذیری در بارش‌ها به‌وسیله همگرایی رطوبت صورت می‌گیرد که وابسته به دمای سطح دریا است (Barnett et al, 1991). تعدادی از این مطالعات یاد شده می‌باشد. ۸۰ درصد از توفان‌های حاره‌ای که بر روی اقیانوس‌های حاره‌ای شکل می‌گیرند، تقریباً سالانه ۶۰ درصد از آن‌ها به‌سرعت و شرایط چرخندها می‌رسند (Emanuel, 1991). بنابراین توفان‌های حاره‌ای، مناطق تحت استیلای خود را با خطرات جدی مواجه می‌سازند. چرخندهای حاره‌ای و سیلاب‌ها همراه با بادهای شدید، بلاای طبیعی اولیه می‌باشند که به‌طور میانگین ۹۷ حادثه در سال و ۱۲۵ سیلاب را در طی دوره ۱۹۰۰ تا ۲۰۰۷ ایجاد نموده‌اند. روند دو دهه گذشته با شیب تندی در تعداد مرگ‌ومیرهای ناشی از این حوادث رو به افزایش بوده است و ممکن است به‌طور مداوم تعداد و شدت چرخندهای حاره‌ای افزایش یابد. از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۷ اثرات مالی چرخندهای حاره‌ای با ۵۸ درصد از کل هزینه‌ها نسبت به دیگر مخاطرات طبیعی در رده اول قرار گرفته است (King et al., 2010). اثرات چرخندهای حاره‌ای شامل نیروی تخریبی باد، امواج حاصل از توفان و سیلاب‌های عظیم که اغلب تأثیرات ویرانگر دارند را شامل می‌شود؛ و بیشترین احتمال شمار تلفات به آبگیری و مرگ‌ومیر در نتیجه غرق شدن مربوط می‌شود. بطور مثال در طی توفان کاترینا بیش از ۱۸۰۰ نفر کشته شدند و هزینه‌ای بالغ بر ۸۰ میلیارد دلار به بار آورد (Frank, 2011, 2). پژوهش‌های متنوعی در سطح جهان در ارتباط با این موضوع صورت پذیرفته است که به تعدادی از آنها اشاره می‌گردد. مطالعه شدت توفان چرخندی گونو با استفاده از مشاهدات ماهواره‌ای (Krishna and Rao, 2009)، مدیریت بلاای چرخند (Suliman and Nasser, 2010)، تأثیر توفان گونو در نواحی غنی مرجانی منتخب در خلیج عمان (Taylor, 2010)، نخستین توفان سوپر چرخندی گونو بر روی دریای عرب در طی ۱ تا ۷ ژوئن ۲۰۰۷ (Tyagi et al., 2010b)، خصوصیات توفان چرخندی خیلی شدید نارگیس بر روی خلیج بنگال در ۲۷ آوریل تا ۳ می ۲۰۰۸ (Tyagi et al., 2010a)، فهم توفان حاره‌ای گونو (Al Najjar and Salvekar, 2010)، چرخندهای حاره‌ای و باران‌های سنگین در استان فوجیان چین (Yin et al., 2010)، ضررهای اقتصادی حاصل از چرخندهای حاره‌ای در ایالات‌متحده و ارزیابی اثرات تغییر اقلیم و اثرات اجتماعی - اقتصادی (Schmidt, 2010)، ارتباط بین فراوانی چرخندهای حاره‌ای در تایوان و آرام-الگوی آمریکای شمالی (Choi and Moon, 2013) و اثرات چرخندهای حاره‌ای بر شیمی رودخانه (Cai et al., 2013). اما مطالعات پیشین انجام شده در رابطه با وقوع توفان‌های حاره‌ای در ایران و منطقه‌ی مورد مطالعه نشان می‌دهد که از نظر فراوانی زمانی در طی سالهای ۱۸۷۱ تا ۲۰۱۵ در مجموع ۳۰ توفان حاره‌ای سواحل جنوبی ایران را به‌صورت مستقیم و یا غیرمستقیم تحت تأثیر قرار داده است و از این میان چهار توفان حاره‌ای مربوط به سالهای ۱۹۴۸، ۱۹۷۹، ۲۰۰۷ و ۲۰۱۰ فراتر از یک چرخند حاره‌ای بوده و در واقع سوپر چرخند می‌باشد (عباسی، ۱۳۹۴، ۱۳۳). جابجایی‌های محور مراکز پرفشار جنب حاره در سطوح پایینی جو به سمت شرق و در سطوح میانی جو به سمت شمال با افزایش قدرت توفان (گونو) شرایط را برای همرفت شدید و بارش‌های سنگین مهیا نموده است (خسروی و بودینه، ۱۳۸۹)؛ بنابراین اندرکنش چند سامانه در ترازهای زیرین و میانی جو (فرارفت هوای سرد بر روی ایران در نتیجه تقسیم شدن و اچرخند واقع بر روی شمال اروپا و قرارگیری بر روی خزر و شرق مدیترانه که باعث تقویت چرخند حاره‌ای گردیده و ادغام چرخندهای واقع بر روی مدیترانه و عمان) شرایط را

جهت شکل‌گیری و توسعه یکی از شدیدترین چرخندهای واقع در سواحل عمان فراهم نموده است (لشکری و کیخسروی، ۱۳۸۹). قویدل رحیمی (۱۳۹۰) اشاره کرده است که منبع تأمین رطوبت چرخند حاره‌ای که باعث ریزش بارش سنگین در سواحل چابهار در روز ۱۴ خرداد ۱۳۸۹ شده است، به‌استثنای تراز ۸۵۰ در سایر ترازهای جوی، دریای عرب و خلیج عمان می‌باشد. به طور کلی پیشینه تحقیق را می‌توان بر پایه دو محور اساسی بدین شرح خلاصه نمود؛ الف: وضعیت دینامیک و ترمودینامیک جو همزمان با وقوع توفان‌های حاره‌ای. ب: مخاطرات و خسارات ناشی از رخداد توفان‌های حاره‌ای. محور اول به این صورت که توفان‌های حاره‌ای به واسطه عوامل مختلفی مثل دمای سطح دریا و انرژی ساکن رطوبت (ویژگی ترمودینامیک) و توابع جریان و چینش عمودی باد (ویژگی دینامیک) ایجاد می‌شوند و همین‌طور منبع تأمین رطوبت توفان‌های حاره‌ای مؤثر بر سواحل جنوبی ایران، عمدتاً دریای عمان و بعضاً خلیج فارس می‌باشند؛ از طرف دیگر شاخص‌های ناپایداری جو در طی رخداد توفان‌های مذکور مقادیر بیشینه ناپایداری را نشان می‌دهند. اما محور دوم، مخاطرات و میزان خسارات ناشی از وقوع این توفان‌ها، تأثیرات مخربی که توفان‌های مذکور بر زیرساخت‌های اقتصادی و به‌تبع آن اجتماعی می‌گذارند و همچنین اثرات آنها بر اکوسیستم مناطق تحت نفوذشان را مورد بررسی قرار داده است. این مطالعه با هدف واکاوی دینامیک و ترمودینامیک طوفان‌های حاره‌ای انجام شده و بدین منظور شدیدترین طوفان حاره‌ای که سواحل جنوبی ایران را در طی بازه زمانی ۱۸۷۱ تا ۲۰۱۵ میلادی در نوردیده برای مطالعه انتخاب گردیده است.

داده‌ها و روش کار

در این پژوهش جهت واکاوی دینامیک و ترمودینامیک چرخند حاره‌ای سال ۱۹۴۸ (شکل یک) از فراسنج‌های میانگین فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد، میزان انرژی پتانسیل در دسترس همرفت، شاخص بازداری همرفتی، امگا، تاوایی نسبی، دمای سطح دریا، نم و ویژه و میزان پوشش ابر استفاده شده است که از مرکز اروپایی متوسط مقیاس پیش بینی جو (ECMWF) با قدرت تفکیک مکانی ۰/۷۵ درجه اخذ و مورد تحلیل قرار داده شده اند



. پنجره تعریف شده جهت بررسی جو همزمان با رخداد چرخند، عرض ۱۰- درجه جنوبی تا ۳۰ درجه شمالی و ۴۰ تا ۹۰ درجه شرقی را پوشش می‌دهد. تمامی نقشه‌هایی که مورد واکاوی مربوط به ساعت ۱۲ هستند. شکل یک مسیر حرکت چرخند حاره‌ای مورخ ۰۵ تا ۰۸ سال ۱۹۴۸ را نشان می‌دهد.

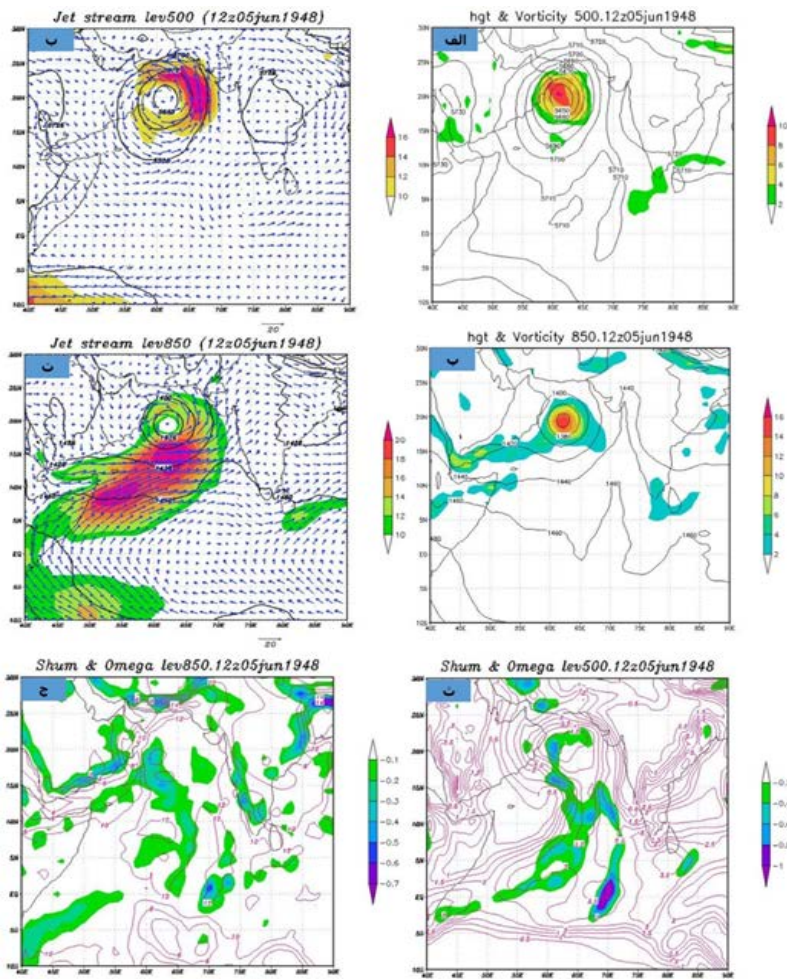
شکل ۱- مسیر حرکت چرخند حاره‌ای مورخ ۵ تا ۸ ژوئن ۱۹۴۸ (عباسی، ۱۳۹۴)

شرح و تفسیر نتایج

الف- واکاوی دینامیک چرخند حاره ای مورخ ۰۵ تا ۰۸ ژوئن ۱۹۴۸

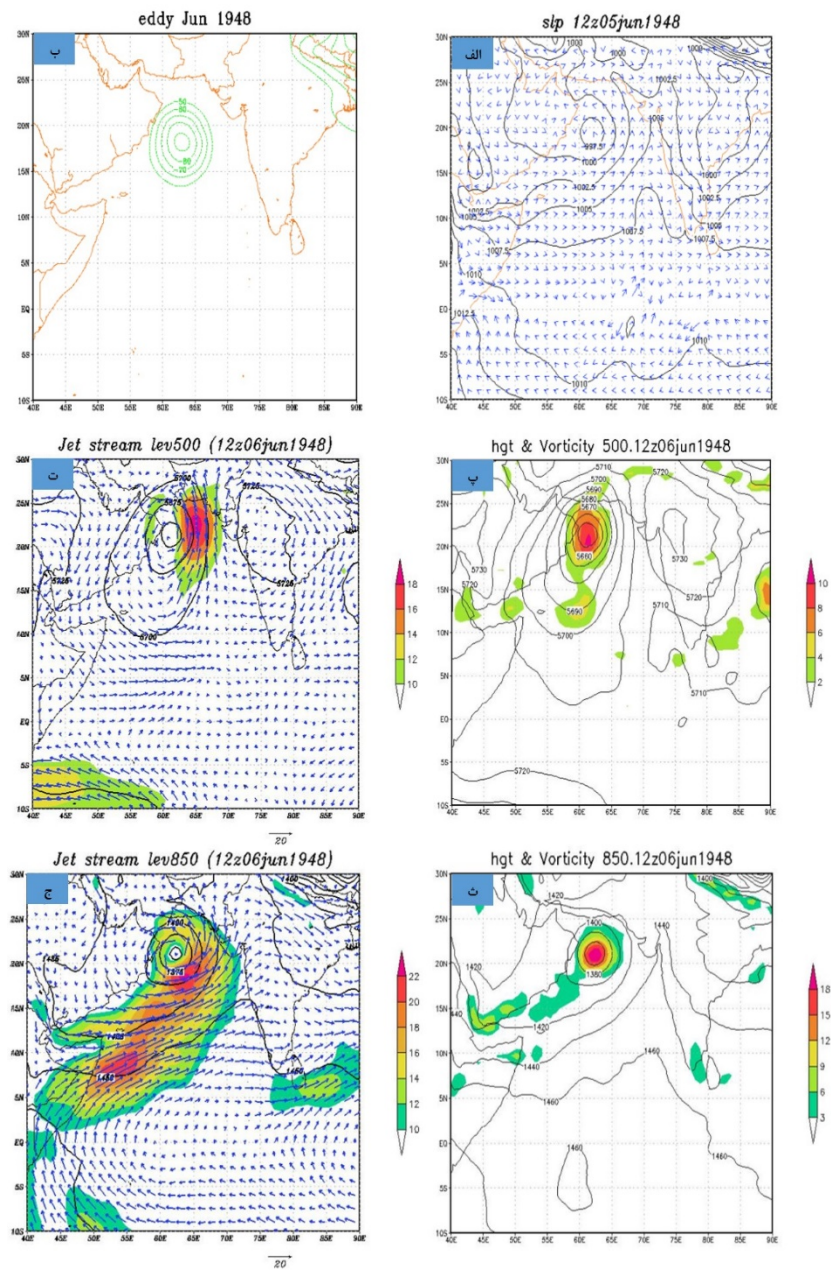
بررسی نقشه‌های ترکیبی تراز ۵۰۰ میلی بار فراسنج‌های ارتفاع ژئوپتانسیل و فرارفت تاوایی در روز اول شروع چرخند (۱۹۴۸/۰۶/۰۵) حکایت از قرارگیری یک مرکز کم ارتفاع بسیار قوی با هفت منحنی بسته بر روی دریای عرب دارد. درونی‌ترین منحنی این مرکز کم ارتفاع، با ۵۶۵۰ ژئوپتانسیل متر و بیشینه فرارفت تاوایی و سرعت قائم منفی به ترتیب به میزان ۱۰ واحد و ۰٫۵ پاسکال بر ثانیه، کمترین ارتفاع را به خود اختصاص داده است. نقشه رودباد تراز مذکور با سرعت حداکثری ۱۶ متر بر ثانیه که شرق مرکز ارتفاع را پوشش می‌دهد به واگرایی هرچه بیشتر این سامانه کمک می‌نماید (شکل ۲ الف و ب). شکل‌گیری یک پیچانه منفی بسیار قوی در تراز ۵۰۰ میلی باری نیز نشان از ناپایداری‌های شدید در محل وقوع چرخند حاره‌ای دارد و در واقع عاملی جهت شکل‌گیری و تقویت چنین چرخند-هایی می‌باشد (شکل ۳-ب). کم ارتفاع مذکور در تراز ۸۵۰ میلی بار نیز با دو منحنی بسته و بیشینه فرارفت تاوایی و سرعت قائم منفی به ترتیب به میزان ۱۶ واحد و ۰٫۶ پاسکال بر ثانیه، در نتیجه حضور رودباد تراز پایین با بیشینه سرعت ۲۰ متر بر ثانیه در ضلع جنوبی و همین‌طور جنوب شرق خود به مراتب با سرعتی بالاتر نسبت به تراز ۵۰۰ میلی بار به گردش چرخندی خود ادامه داده که در نتیجه این امر اولین پربندهای بسته فشار با فشار مرکزی ۹۹۷٫۵ هکتوپاسکال را بر روی سطح دریا شکل گرفته است. (۲-پ، ت و ج و ۳-الف). وضعیت دینامیک جو در روز دوم فعالیت چرخند (۱۹۴۸/۰۶/۰۶) مسیر حرکت چرخند را به سمت شمال سوق داده است. در این روز کم ارتفاع تراز ۵۰۰ میلی بار با همان شدت در شرق سواحل عمان قرار گرفته است (شکل ۳-پ) با این تفاوت که رودباد تراز ۵۰۰ میلی بار که جهت جنوبی - شمالی را به خود گرفته است با افزایش سرعتی به میزان ۱۸ متر بر ثانیه (شکل ۳-ت) نسبت به روز گذشته شدیدتر شده که این امر به ناپایداری‌های ترازهای زیرین جو نیز جهت صعود هرچه بیشتر هوا و تقویت چرخند کمک نموده است. در پی این اقدام کم‌فشار سطحی نیز به سمت شمال و در شرق سواحل عمان ظاهر شده است (شکل ۴-پ) اما کم ارتفاع واقع در تراز ۸۵۰ میلی بار همراه با رودباد تراز پایین (۸۵۰) در این روز نسبت به روز گذشته تقویت شده است، بطوریکه بیشینه سرعت رودباد به ۲۲ متر بر ثانیه و کم ارتفاع واقع در این تراز بر روی منطقه مورد مطالعه با سه پربند بسته و بیشینه فرارفت تاوایی و سرعت قائم منفی به ترتیب به میزان ۱۸ واحد و ۰٫۵ پاسکال بر ثانیه نسبت به روز قبل به‌خوبی توانسته‌اند فعالیت دینامیک چرخند را کنترل نمایند (شکل ۳-ث، ج و ۴-ب). در این روز همین‌طور ناهنجاری‌های منفی تراز ۵۰۰ میلی بار شدیدتر شده است بطوریکه مقدار عددی ارتفاع ژئوپتانسیل به منفی ۱۱۰ متر برای پیچانه شکل گرفته در این تراز رسیده است (شکل ۴-ت). همانطور که نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل، فرارفت تاوایی و رودباد تراز ۵۰۰ میلی بار در روز سوم فعالیت چرخند حاره ای (۱۹۴۸/۰۶/۰۷) نشان می‌دهد (شکل ۴-ث و ج)، از قدرت این چرخند نسبت به روز گذشته کاسته شده است. مسیر حرکت چرخند (کم‌فشار واقع بر روی تراز دریا) تحت تأثیر سامانه‌های دینامیک ترازهایی فوقانی جو و به تبعیت از آنها به سمت شمال شرق تغییر جهت داده است (شکل ۵-ث)؛ بنابراین چرخند حاره‌ای به سواحل جنوب شرقی ایران نزدیک شده است. بیشینه فرارفت تاوایی و سرعت قائم منفی تراز ۵۰۰ میلی بار در این روز به ترتیب به میزان ۱۴ واحد و ۰٫۳ پاسکال بر ثانیه رسیده است (شکل ۴-ث و ۵-پ). مقادیر فوق در تراز ۸۵۰ میلی باری نیز نسبت به روز گذشته کاهش و به ترتیب به میزان ۱۷ واحد و ۰٫۴ پاسکال بر ثانیه رسیده است (شکل ۵-الف و ت).

در این روز همچنین سرعت رودباد تراز ۵۰۰ و ۸۵۰ میلی بار به ترتیب به ۱۶ و ۲۰ متر بر ثانیه تنزل یافته است و ناهنجاری‌های منفی تراز ۵۰۰ میلی بار نیز همان موقعیت کم ارتفاع تراز مذکور را دارا می‌باشد (شکل ۴-ج، ۵-ب و ج). در روز چهارم فعالیت چرخند (۱۹۴۸/۰۶/۰۸) با توجه به ورود آن به خشکی و عدم دسترسی به منبع انرژی گرمایی جهت حفظ شرایط اولیه و قدرت خود، رو به اضمحلال گذاشته است. بررسی نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل و فرارفت تاوایی تراز ۵۰۰ میلی بار نیز در این روز با توجه به کاهش دامنه فعالیت کم ارتفاع تراز فوقانی و جابه جایی به سمت شمال شرق و خروج از منطقه فعالیت چرخند و همین‌طور کاهش فرارفت تاوایی مثبت و سرعت قائم منفی (به ترتیب به ۱۰ واحد و ۰٫۱ پاسکال بر ثانیه) دال بر این مدعا است (شکل ۶-الف و ج). در این روز همچنین سرعت رودباد تراز ۵۰۰ و رودباد تراز زیرین جو (۸۵۰ میلی بار) به ترتیب به ۱۲ و ۱۸ متر بر ثانیه در محل رخداد چرخند کاهش یافته است (شکل ۶-ب و ت). افزایش ارتفاع چرخند واقع در تراز ۸۵۰ میلی بار (با فرارفت تاوایی مثبت به میزان ۱۲ واحد) نیز شرایط را جهت کاهش ناپایداری‌های ایجاد شده و اضمحلال چرخند حاره‌ای را فراهم ساخته است (شکل ۶-پ). نقشه فشار تراز دریا پیچانه منفی تراز ۵۰۰ میلی بار موقعیت چرخند حاره‌ای را در غرب پاکستان نشان می‌دهد که طی ادامه روند چرخند وارد خشکی شده و به‌طور کامل مضمحل می‌گردد (شکل ۷-الف و ب)؛ اما نقشه‌های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیل و رودباد تراز ۳۰۰ میلی بار مربوط به روزهای فعالیت چرخند حاره‌ای نشان از گسترش عمودی آن تا تراز ۳۰۰ میلی‌باری را دارد بطوریکه پربندهای بسته ارتفاعی در تراز مذکور هرچند وضعیت ضعیف‌تری نسبت به ترازهای زیرین خود را دارا می‌باشند اما نشان از گسترش عمودی چرخند و شرایط صعودی بسیار قوی طی ناپایداری‌های دینامیک و ترمودینامیک ایجاد شده در ترازهای مختلف جوی را دارد (شکل ۸-پ، ت، ث و ج).

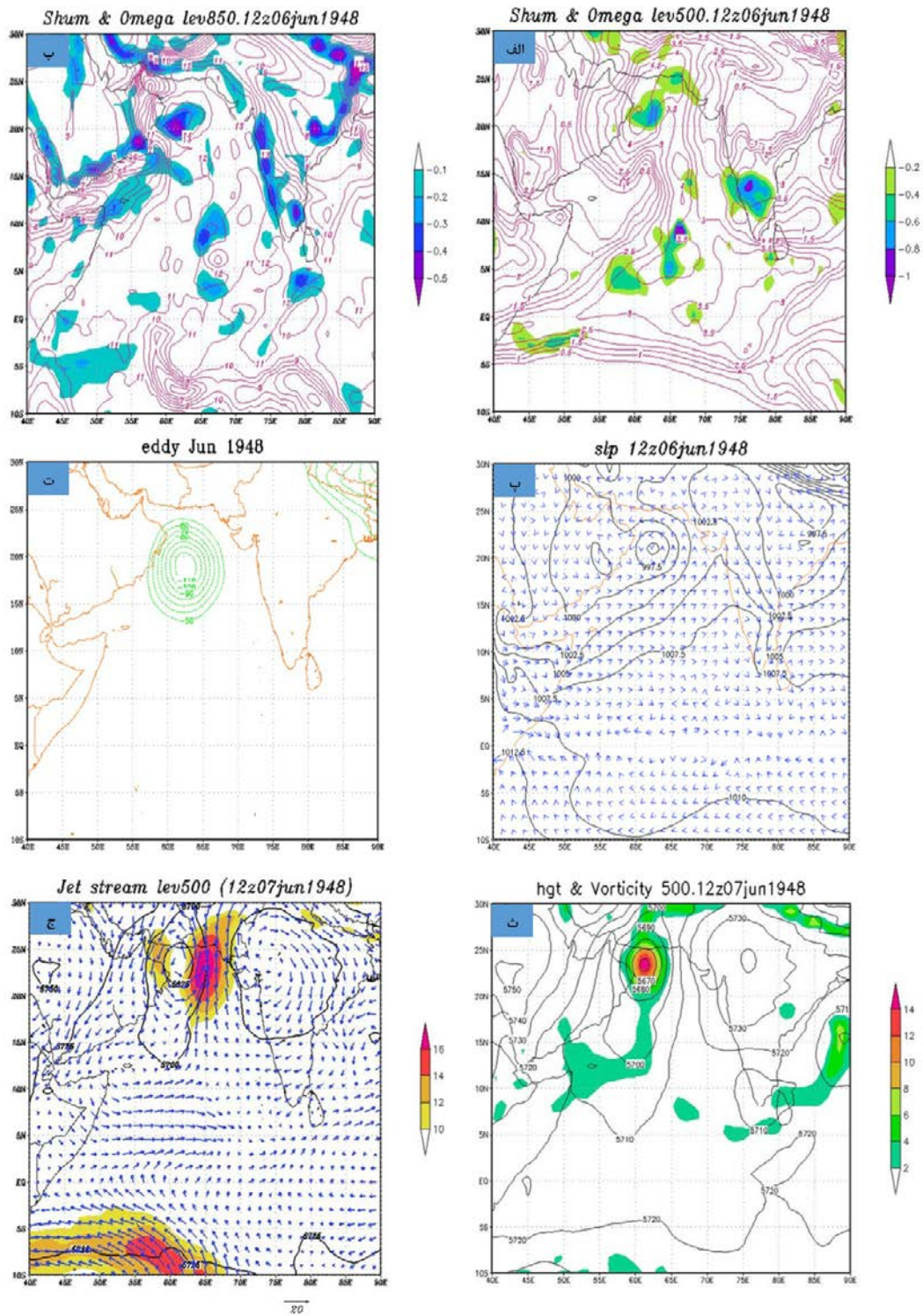


شکل ۲- الف تا ج به ترتیب: ارتفاع ژئوپتانسیل و فرارفت تاوایی تراز ۵۰۰ میلی بار، رودباد تراز ۵۰۰ میلی بار، ارتفاع ژئوپتانسیل و فرارفت تاوایی تراز ۸۵۰ میلی بار، رودباد تراز ۸۵۰ میلی بار، نم و یژه و سرعت قائم تراز ۵۰۰ و ۸۵۰ میلی بار

ساعت ۱۲ روز ۰۵ ژوئن ۱۹۴۸

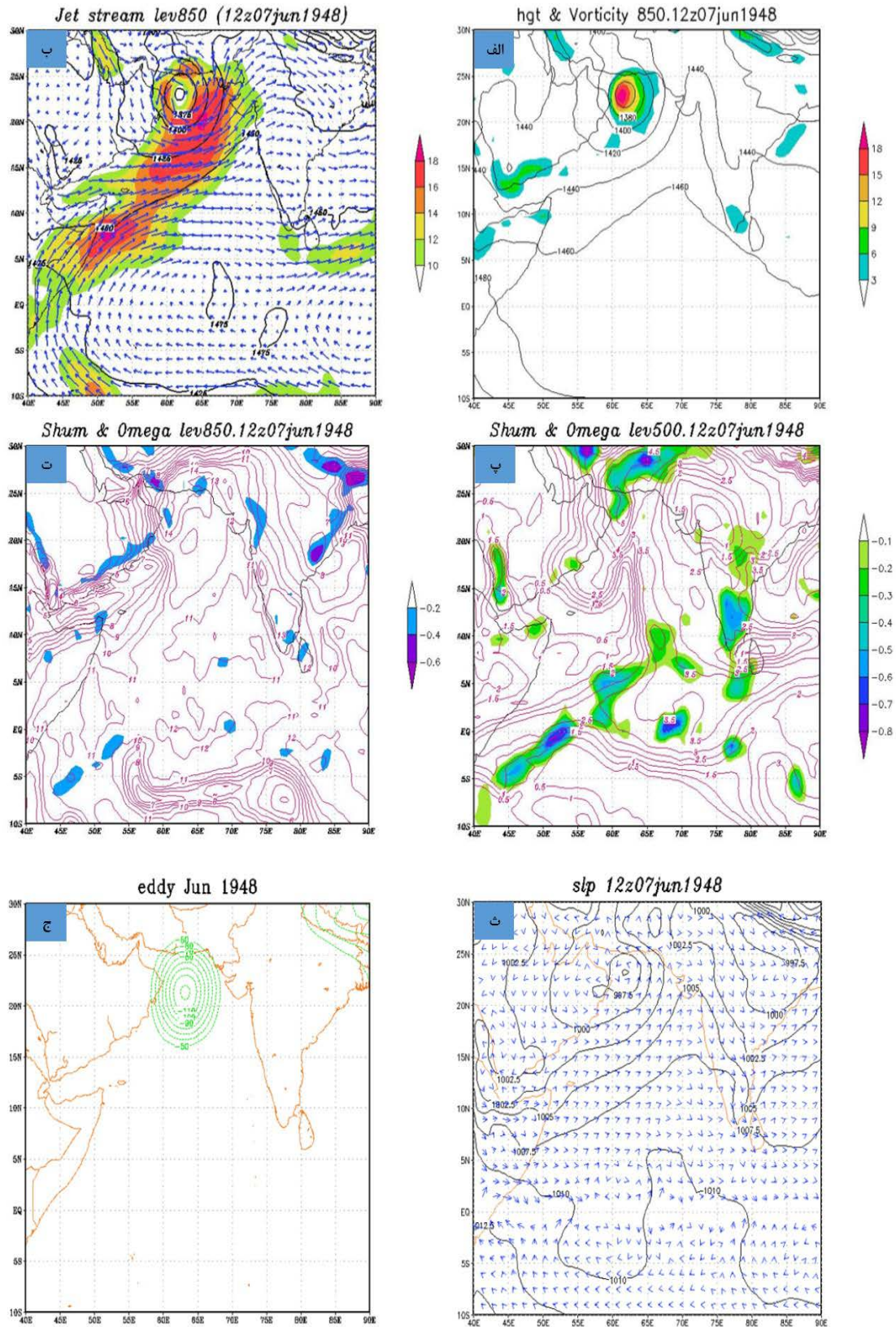


شکل ۳- الف تا ج به ترتیب فشار تراز دریا، بیجانہ جوی تراز ۵۰۰ میلی بار (ساعت ۱۲ روز ۰۵ ژوئن ۱۹۴۸)، ارتفاع ژئوپتانسیل و فرارفت تاوایی تراز ۵۰۰ میلی بار، رودباد تراز ۵۰۰ میلی بار، ارتفاع ژئوپتانسیل و فرارفت تاوایی تراز ۸۵۰ میلی بار و رودباد تراز ۸۵۰ میلی بار ساعت ۱۲ روز ۰۶ ژوئن ۱۹۴۸



شکل ۴- الف تا ج به ترتیب نم و بوزه و سرعت قائم تراز ۵۰۰ میلی بار، نم و بوزه و سرعت قائم تراز ۸۵۰ میلی بار، فشار تراز دریا، پیچانه جوی تراز ۵۰۰ میلی بار (ساعت ۱۲ روز ۰۶ ژوئن ۱۹۴۸)، ارتفاع ژئوپتانسیل و فرارفت تاوایی تراز ۵۰۰ میلی بار و رودباد تراز ۵۰۰ میلی بار ساعت ۱۲ روز ۰۷ ژوئن ۱۹۴۸

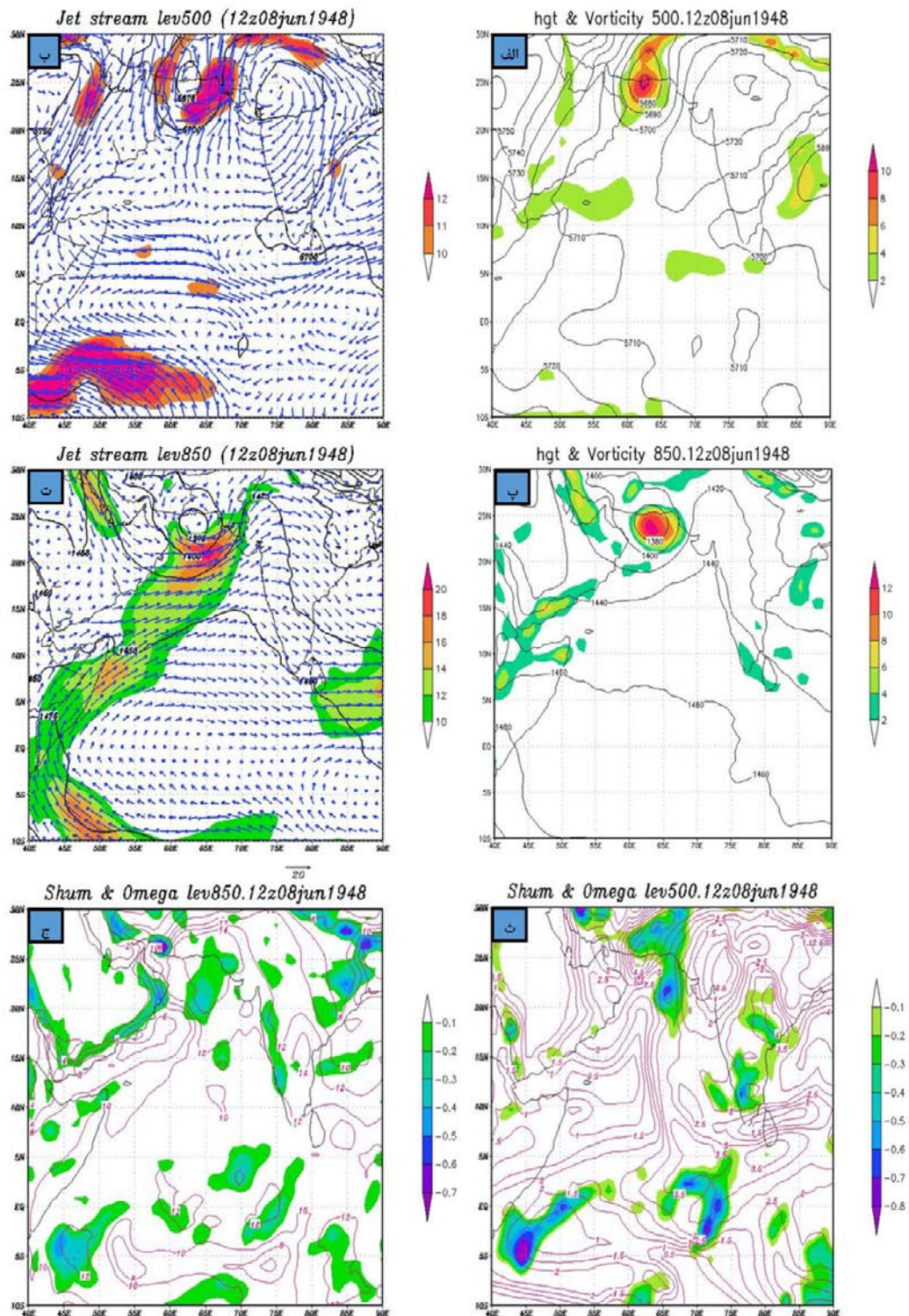
واکوی دینامیک و ترمودینامیک شدیدترین چرخند



شکل - الف تاج به ترتیب ارتفاع ژئوپتانسیل و فرافت تاوایی تراز ۸۵۰ میلی بار، رودباد تراز ۸۵۰ میلی بار، نم و بیزه و

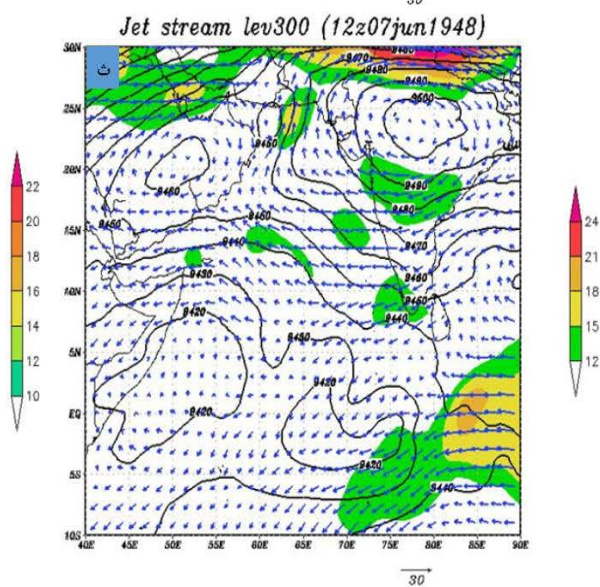
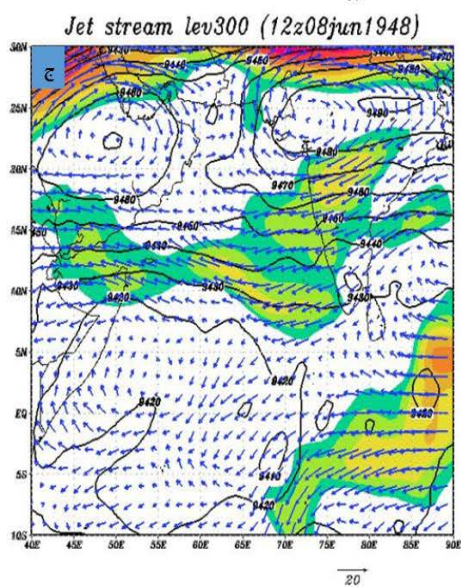
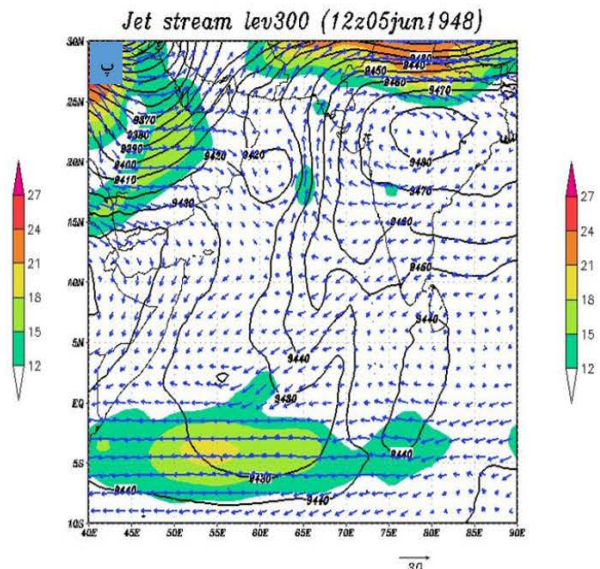
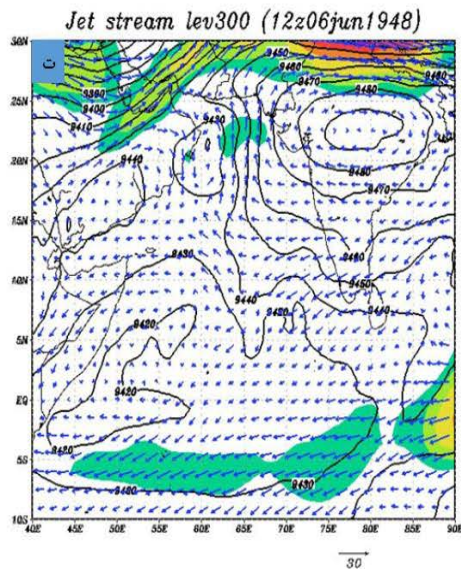
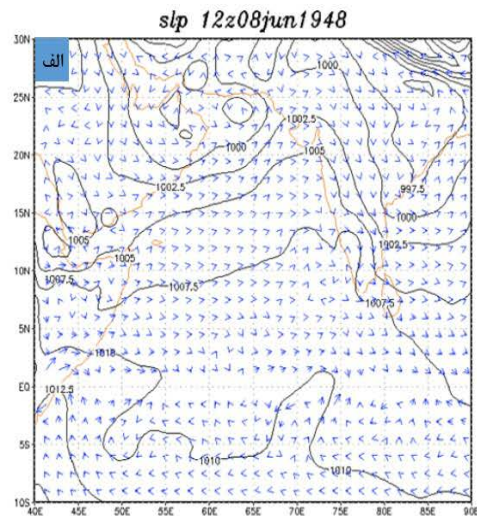
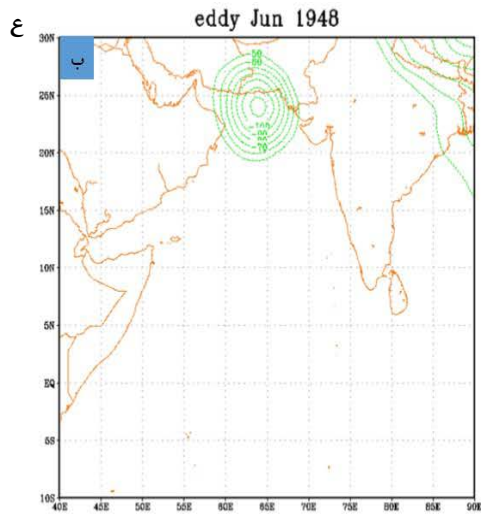
سرعت قائم تراز ۵۰۰ میلی بار، نم ویژه و سرعت قائم تراز ۸۵۰ میلی بار، فشار تراز دریا و پیچانه جوی تراز ۵۰۰ میلی

بار ساعت ۱۲ روز ۰۷ ژوئن ۱۹۴۸



شکل ۶- الف تا ج به ترتیب ارتفاع ژئوپتانسیل و فرادف تاوایی تراز ۵۰۰ میلی بار، رودباد تراز ۵۰۰ میلی بار، ارتفاع ژئوپتانسیل و فرادف تاوایی تراز ۸۵۰ میلی بار، رودباد تراز ۸۵۰ میلی بار، نم ویژه و سرعت قائم تراز ۵۰۰ میلی بار و نم ویژه و سرعت قائم

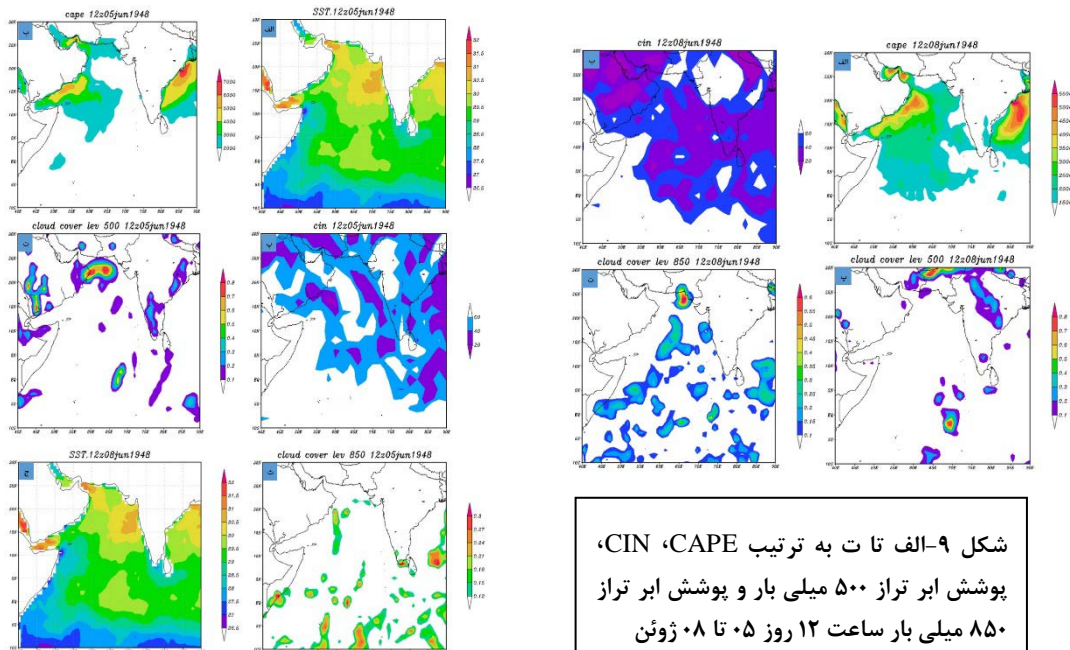
تراز ۸۵۰ میلی بار ساعت ۱۲ روز ۰۸ ژوئن ۱۹۴۸



ژئوپتانسیل تراز ۳۰۰ میلی بار ساعت ۱۲ روز ۰۵ تا ۰۸ ژوئن ۱۹۴۸

ب- واکاوی ترمودینامیک

همان‌طور که در نقشه دمای سطح دریا ساعت ۱۲ روز ۵ ژوئن قابل مشاهده می‌باشد، شرط اولیه شکل‌گیری چرخند حاره‌ای بر روی سطح دریا با توجه به دمای سطح آب تقریباً ۳۰ درجه سانتی‌گراد در روز اول فعالیت چرخند حاره‌ای برقرار می‌باشد (شکل ۸-الف). شرط مذکور در روزهای بعدی و تا زمان اضمحلال چرخند همچنان برقرار بوده است. قرارگیری توده‌های آب نسبتاً سردتر در سواحل کشور عمان و یمن عاملی جهت عدم انتقال مرکز چرخند در فصل پاییز به این سمت می‌باشد که در هیچ‌کدام از نقشه‌های دمای سطح دریا مربوط به فصل تابستان و همین‌طور اواخر بهار مشاهده نمی‌شود. نقشه‌های مذکور همچنین نشان می‌دهد که دمای سطح آب در نزدیکی سواحل ایران و بخش‌هایی از سواحل غربی هند به بیشترین مقدار خود یعنی ۳۱٫۵ درجه سانتی‌گراد رسیده است. (شکل ۸-الف). از طرف دیگر نقشه‌های میزان انرژی پتانسیل دسترس همرفت نیز در نخستین روز فعالیت چرخند، بیشینه این فراسنج را در محل رخداد چرخند حاره‌ای، بالای ۴۰۰۰ ژول بر کیلوگرم نشان می‌دهد که این مقدار نشان از انرژی پتانسیل قوی جهت ایجاد فعالیت‌های همرفتی و شکل‌گیری و توسعه چرخند دارد (شکل ۸-ب). همان‌طور که در نقشه‌های انرژی پتانسیل در دسترس همرفت مشاهده می‌گردد، مقادیر این فراسنج در طی مسیر حرکت و فعالیت چرخند به زیر ۲۰۰۰ ژول بر کیلوگرم تنزل نیافته است؛ اما در روز ۸ ژوئن ۱۹۴۸ مقدار این فراسنج در مسیر حرکت چرخند و سواحل جنوب شرقی ایران به کمتر از ۱۵۰۰ ژول بر کیلوگرم رسیده است که این امر خود آغازی بر اضمحلال این چرخند حاره‌ای بوده است (شکل ۹-الف). مقادیر پایین میزان انرژی بازدارنده همرفتی (کمتر از ۲۰ ژول بر کیلوگرم) در اولین روز رخداد چرخند شرایط بهینه را جهت شکل‌گیری این چرخند حاره‌ای فراهم نموده است. مقدار فراسنج مذکور تا قبل از مضمحل شدن چرخند در مسیر حرکتی آن، کمینه مقدار خود را تجربه نموده است؛ اما در روز پایانی فعالیت چرخند همان‌طور که مشاهده می‌گردد مقدار این فراسنج به بالای ۵۰ ژول بر کیلوگرم رسیده است که این امر مانع از دریافت انرژی از سطح آب توسط چرخند گشته و فرایند تکوینی چرخند حاره‌ای را مختل نموده است (شکل ۸-پ و ۹-ب). مقادیر بالای نم و یخ تراز ۸۵۰ میلی بار از ابتدای شروع فعالیت چرخند (۱۲ گرم بر کیلوگرم) و افزایش مقدار این فراسنج در روزهای بعدی فعالیت به ۱۴ گرم در کیلوگرم و همچنین مقادیر ۴٫۵ گرم بر کیلوگرم در تراز ۵۰۰ میلی بار، نشان از فرارفت بسیار بالای رطوبت در محل قرارگیری مرکز کم‌فشار و شرایط بهینه جهت ریزش بارش‌های فوق سنگین در دیوار چشم چرخند می‌باشد (شکل ۲-ج). نقشه‌های پوشش ابر نیز حکایت از چگالش هوای صعودکننده تا تراز ۵۰۰ میلی باری و شکل‌گیری ابر در ترازهای مختلف جو در محل شکل‌گیری چرخند حاره‌ای را دارد. نقشه‌های مذکور به‌خوبی توانسته‌اند وضعیت ناپایداری جو که در نهایت منجر به شکل‌گیری ابر و بارش شده است را در روزهای مختلف فعالیت چرخند نشان دهند. این نقشه‌ها پوشش‌های ابری ضخیم ترازهای مختلف جوی را که دیواره‌های چشم چرخند شکل گرفته‌اند را به‌خوبی نمایان می‌سازد. (شکل ۸-ت و ۹-پ و ت).



شکل ۹- الف تا ت به ترتیب CAPE، CIN، پوشش ابر تراز ۵۰۰ میلی بار و پوشش ابر تراز ۸۵۰ میلی بار ساعت ۱۲ روز ۰۵ تا ۰۸ ژوئن

شکل ۸- الف تا ج به ترتیب SST

، 'CAPE'، 'CIN'، پوشش ابر تراز ۵۰۰ میلی بار، پوشش ابر تراز ۸۵۰ میلی بار و SST ساعت ۱۲ روز ۰۵ تا ۰۸ ژوئن ۱۹۴۸

نتیجه گیری

نتایج نشان می‌دهد که شکل‌گیری رودباد تراز پایین جو، همزمان با رخداد چرخند حاره‌ای (مورخ ۰۵ تا ۰۸ سال ۱۹۴۸) مؤثر بر سواحل جنوبی ایران توانسته است با ایجاد واگرایی‌های شدید جرم هوا در نیمه خروجی سمت چپ هسته خود و در پی این سازوکار و ارتباط این هسته سرعت با ترازهای زیرین جو و تراز دریا به صورت قائم، با همگرا شدن جرم، کاهش چگالی و نهایتاً کاهش فشار و شکل‌گیری اغتشاش حاره‌ای به‌عنوان اولین حلقه جهت توسعه چرخندهای حاره‌ای همراه بوده باشد؛ بنابراین تراز ارتفاعی ۸۵۰ میلی‌بار و جت استریم یا رودباد واقع در این تراز ارتفاعی که تحت تأثیر پدیده بالایی در سواحل غربی اقیانوس (گاها در شرق جزیره ماداگاسکار) شکل گرفته است، به‌عنوان یکی از مؤثرترین عوامل دینامیک جهت زایش، تکوین و توسعه این چرخند حاره‌ای در سواحل جنوبی ایران شناسایی گردید. چرخند حاره‌ای مورخ ۰۵ تا ۰۸ ژوئن سال ۱۹۴۸ در عرض تقریبی ۱۶ درجه شمالی و ۶۰ درجه شرقی بر روی دریای عرب شکل گرفته است. و بطور کلی اندرکنش بین زبانه‌های پرفشار جنب حاره بر روی عربستان، تبت و ایران و چرخند حاره‌ای زمینه‌فعالیت و جابه‌جایی چرخند حاره‌ای را فراهم نموده است. مطالعات پیشین انجام شده بر روی توفان‌های حاره‌ای سامانه‌های همدید دیگری مثل واچرخندهای واقع بر روی اروپا و ادغام چرخندهای روی مدیترانه و عمان (لشکری و ک‌خسروی، ۱۳۸۹)، همینطور جابجایی محور واچرخند حاره‌ای در ترازهای میانی

و بالایی جو (خسروی و پودینه، ۱۳۸۹) را در تشدید و جابجایی این توفان‌ها به سمت سواحل جنوبی ایران را نیز موثر دانسته‌اند و بطور کلی به علل تکوین توفان کمتر پرداخته شده است. عمده‌ترین عامل شکل‌گیری این چرخند ایجاد همگرایی در تراز دریا توسط جریانات قائم بالاسو و واگرایی ایجاد شده در هسته رودباد تراز پایین جو باشد؛ بطوریکه بیشینه سرعت باد در رودباد مذکور به ۲۲ متر بر ثانیه رسیده است. شاخص‌های ترمودینامیک جو نیز شامل SST، CIN، Cape و نم ویژه نیز بهینه‌ترین وضعیت ممکن جهت شکل‌گیری و توسعه چرخند حاره‌ای را در این تاریخ به ثبت رسانده‌اند. بطوریکه بالاترین میزان دمای سطح دریا در سواحل دریای عمان (سواحل جنوبی ایران) و بخش‌هایی از سواحل شرقی کشور هند مشاهده می‌گردد؛ بنابراین شرایط ابتدایی خیز چرخندهای حاره‌ای (از نظر منبع انرژی موتور حرارتی توفان) به سمت سواحل جنوبی ایران کاملاً مهیا بوده است. مقادیر ثبت شده شرایط مناسبی را جهت شکل‌گیری و توسعه چرخند حاره‌ای فراهم می‌نماید.

منابع

- خسروی، محمود؛ محمدرضا پودینه. ۱۳۸۹. تحلیلی بر تأثیرات اقلیمی سیکلون حاره‌ای گونو (خرداد ۱۳۸۶) بر جنوب شرق ایران. *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۷۲: ۷۲-۵۳.
- عباسی، اسماعیل. ۱۳۹۴. *بازساخت زمانی - مکانی توفان‌های حاره‌ای موثر بر سواحل جنوبی ایران*. رساله دکتری، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
- قویدل رحیمی، یوسف. ۱۳۹۰. نگاشت و تحلیل همگرایی جریان رطوبت جو طی بارش فوق سنگین ناشی از توفان حاره‌ای فت در سواحل چابهار، *مدرس علوم انسانی - برنامه‌ریزی و آمایش فضا*، ۲: ۱۰۱-۱۱۸.
- لشکری، حسن؛ قاسم کیخسروی. ۱۳۸۹. تحلیل سینوپتیکی توفان گونو و اثرات آن بر جنوب شرق ایران، *مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*، ۳: ۲۰ - ۱.

- Al Najjar, K. A; and P. Salvekar. 2010. Understanding the Tropical Cyclone Gonu. *Indian Ocean Tropical Cyclones and Climate Change*, 1541:359-369. DOI 10.1007/978-90-481-3109-9_40.
- Barnett, T.; M. Latif, E. Kirk, and E. Roeckner. 1991. On ENSO physics. *Journal of climate*, 4: 487-515. DOI 10.1175/BAMS-89-3-347.
- Cai, Y.; L. Guo, X. Wang, S.E. Lohrenz, and A. K. Mojzsis. 2013. Effects of tropical cyclones on river chemistry: A case study of the lower Pearl River during Hurricanes Gustav and Ike. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 129:180-188. DOI 10.1016/j.envsci.2008.01.005.
- Choi, K.S. and I. J. Moon. 2013. Relationship between the frequency of tropical cyclones in Taiwan and the Pacific/North American pattern. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 63: 131-141. DOI 10.1007/s00704-013-0954.
- Emanuel, K. A. 1991. The theory of hurricanes. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 23: 179-196. DOI:10.1146/annurev.fl.23.010191.001143.
- Frank, J. 2011. The Impact of Hurricane Katrina on Gulf Coast Libraries and Their Disaster Planning. MS thesis, San José State University.
- Graham, N.; and T. Barnett. 1987. Sea surface temperature, surface wind divergence, and convection over tropical oceans. *Science*, 238:657-659. DOI 10.1126/science.1149628.
- King, D.; J. Davidson, and L. Anderson-Berry. 2010. Disaster Mitigation and Societal Impacts. *Global Perspectives on Tropical Cyclones: From Science to Mitigation*, 4: 409. DOI 10.1185/1620-0562.

- Krishna, K.; and S. R. Rao. 2009. Study of the intensity of super cyclonic storm GONU using satellite observations. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 11:108-113. DOI 10.1111/j.1600-0870.2007.00251.x
- Lee, H. S.; T. Yamashita, and T. Mishima. 2012. Multi-decadal variations of ENSO, the Pacific Decadal Oscillation and tropical cyclones in the western North Pacific. *Progress in Oceanography*, 105: 67-80. DOI 10.1016/j.pocean.2012.04.009.
- Luja, V. H.; and R. Rodríguez-Estrella. 2010. Are tropical cyclones sources of natural selection? Observations on the abundance and behavior of frogs affected by extreme climatic events in the Baja California Peninsula, Mexico. *Journal of Arid Environments*, 74:1345-1347. DOI 10.1016/j.jaridenv.2010.04.005.
- NOAA National Centers for Environmental Information (NCEI). 2018. U.S. Billion-Dollar Weather and Climate Disasters (2018). <https://www.ncdc.noaa.gov/billions/>
- Roy, C.; and R. Kovordányi. 2012. Tropical cyclone track forecasting techniques—A review. *Atmospheric research*, 104: 40-69. DOI 10.1016/j.atmosres.2011.09.012
- Schmidt, S. 2010. *Economic losses from tropical cyclones in the USA—An assessment of the impact of climate change and socio-economic effects*. Universit ät sbibliothek.
- Suliman, A.M. S.; and A.Z.M. Nasser. 2010. Cyclone Disaster Management: A Case Study of MODES Experience with Cyclone Gonu. *Indian Ocean Tropical Cyclones and Climate Change*, DOI 10.1007/978-90-481-3109-9_32.
- Taylor, O. 2010. The Impact of Cyclone Gonu on Selected Coral Rich Areas of the Gulf of Oman Including Indications of Recovery at the Daymanyiat Islands. *Indian Ocean Tropical Cyclones and Climate Change*. Springer, 289-293. DOI 10.1007/978-90-481-3109-9_33.
- Tyagi, A.; M. Mohapatra, B. Bandyopadhyay, C. Singh, and N. Kumar. 2010a. Characteristics of Very Severe Cyclonic Storm “NARGIS” over the Bay of Bengal During 27 April to 3 May 2008. *Indian Ocean Tropical Cyclones and Climate Change*. Springer, DOI 10.1175/1620-0462.
- Tyagi, A.; M. Mohapatra, B. Bandyopadhyay, C. Singh, and N. Kumar. 2010b. The First Ever Super Cyclonic Storm “GONU” over the Arabian Sea During 1-7 June 2007: A Case Study. *Indian Ocean Tropical Cyclones and Climate Change*. Springer. DOI 10.1175/1820-0462.
- Yin, Y.; M. Gemmer, Y. Luo, and Y. Wang. 2010. Tropical cyclones and heavy rainfall in Fujian Province, China. *Quaternary International*, 226: 122-128. DOI 10.1016/j.quaint.2010.03.015.
- Zhang, C. 1993. Large-scale variability of atmospheric deep convection in relation to sea surface temperature in the tropics. *Journal of Climate*, 6: 1898-1913. DOI 10.1175/1520-0442.