

بررسی همدیدی مقیاس شارهای آنتروپی در چرخند حاره‌ای گونو

نقیسه پگاه‌فر*

استادیار، پژوهشکده علوم جوی، پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی، تهران، ایران

(دریافت: ۹۷/۱۰/۸، پذیرش نهایی: ۹۸/۲/۲۴)

چکیده

پدیده چرخند حاره‌ای از دیدگاه‌های متفاوتی توسط پژوهشگران بررسی شده و هدف مشترک تمامی پژوهش‌ها، ارتقاء پیش‌بینی شدت و مسیر این پدیده بوده است. در این راستا پارامترهای مختلفی برای شناخت دینامیک و ترمودینامیک چرخند حاره‌ای معرفی و بررسی شده‌اند. در این پژوهش با تأکید بر پارامتر ترمودینامیکی آنتروپی سعی شده تا شار سطحی آنتروپی، شار قائم آنتروپی (طبق چارچوب نظری تانگ و امانوئل، ۲۰۱۰) و شار جانبی آنتروپی در دوره عمر چرخند حاره‌ای گونو که سواحل جنوبی کشور ایران را متأثر کرد، محاسبه و بررسی شود. همچنین گستره قائم و شدت درون‌شارش‌ها و برون‌شارش‌ها نیز در دوره مورد نظر محاسبه و تحلیل شده است. برای این منظور از داده‌های باز تحلیل ERA-Interim با توان تفکیک ۰/۱۲۵ درجه در راستای طول و عرض جغرافیایی و داده‌های مرکز هواشناسی هند در بازه‌های زمانی ۶ ساعته استفاده شد. برای بررسی همدیدی، پارامترهای مذکور در منطقه‌ای دایره‌ای به مرکز چرخند گونو با شعاع ۵۰۰ کیلومتر محاسبه شد. نتایج نشان داد که در مقیاس همدیدی مقدار تجمعی شارهای قائم، جانبی و سطحی آنتروپی قبل از اینکه شدت چرخند بیشینه شود، با تقدم‌های زمانی متفاوت به مقدار کرانگینه خود رسیده‌اند. همچنین قوی‌ترین درون‌شارش و برون‌شارش به ترتیب قبل و بعد از بیشینه شدت چرخند گونو روی داده است. قابل توجه است که نسبت به الگوهای مشاهده شده در ابتدای دوره عمر چرخند گونو، در بازه زمانی که چرخند شدت دسته-۵ و بیشتر را تجربه کرد، هم درون‌شارش گستره قائم کمتری داشته و هم برون‌شارش از ترازهای پایین‌تری به بالا توسعه یافته بود.

واژه‌های کلیدی: چرخند حاره‌ای گونو، شارهای (سطحی، جانبی و قائم) آنتروپی، سرعت شعاعی، درون‌شارش، برون‌شارش.

۱. مقدمه

سعی داشته‌اند تا با تعریف انواع شاخص‌های تجربی، ایجاد و تغییر شدت چرخندهای حاره‌ای را به برخی پارامترهای نظری مرتبط کنند. البته وجود تنوع در انواع ترکیب متغیرها (دی‌ماریا و همکاران، ۲۰۰۱)، تنوع روش‌های آماری (دی‌ماریا، ۲۰۰۹؛ امانوئل و نولان، ۲۰۰۴) و در بسیاری موارد نقش دوگانه عاملی مهم مانند چینش قائم باد (نولان و مک‌گالی، ۲۰۱۲)، این راه‌کار را نیز با مشکل مواجه کرده است. با این حال نظریه‌ها و فرضیه‌هایی گوناگونی برای پیشنهاد عاملی تجربی تبیین شده‌اند که این عوامل یا بر پایه مؤلفه‌های دینامیکی یا بر اساس مؤلفه‌های ترمودینامیکی استوار هستند. لازم به ذکر است که اگر یک نظریه بر مؤلفه‌های دینامیکی استوار باشد بر (الف) کج‌شدگی ستون تاوایی پتانسیلی در اثر فرارفت دیفرانسیلی توسط جریان زمینه (اسمیت و

Tropical) به‌هنگام چرخند حاره‌ای (Cyclone, TC) می‌تواند خسارت‌های مالی-جانی و ضررهای اقتصادی-اجتماعی ناشی از این پدیده را بسیار کاهش دهد. لذا ارتقاء پیش‌بینی زمان احتمالی وقوع، شدت بیشینه و مسیر این پدیده همواره مورد توجه هواشناسان بوده است. البته، مطالعات نظری در سال‌های اخیر اثبات کرده که وجود توازن ترمودینامیکی در سطح دریا از ملزومات فیزیکی بنیادی ایجاد، شدت‌یابی و ماندگاری TC است و برای پیش‌بینی چرخندهای حاره‌ای می‌توان از این توازن استفاده کرد (امانوئل، ۱۹۸۶). با این حال، یکی از دلایل دقیق نبودن پیش‌بینی چرخند حاره‌ای با استفاده از مدل‌های عددی وضع هوا می‌تواند ناشی از نقص فرمول‌بندی‌های به‌کار رفته در مدل باشد (سینگ و همکاران، ۲۰۱۱). از این‌رو همواره هواشناسان

بدون شارهای آنتروپی، برون‌شارش هوا در ترازهای زیرین وردسپهر موجب نشست هوای گرم شده و با کاهش گرادپان شعاعی دما، TC را تضعیف می‌کند (دیتچک و همکاران، ۲۰۱۷). از این‌رو، با در دست داشتن اطلاعاتی از برون‌شارش و درون‌شارش جانبی آنتروپی مرطوب یا انرژی ایستایی مرطوب در منطقه‌ای که همرفت وجود دارد، می‌توان قدرت همرفت در آن منطقه را به کمک پایداری مرطوب ناخالص به دست آورد (ریموند و همکاران، ۲۰۰۹). پایداری مرطوب ناخالص از نسبت‌انگزال قائم و انگرایی افقی برخی کمیت‌ها که کم و بیش در فرآیندهای مرطوب پایسته می‌مانند به اندازه شدت همرفت مرطوب بر واحد سطح است. اگر پایداری مرطوب ناخالص را بتوان به صورت تابعی از شرایط محیطی محلی پیش‌بینی کرد، آن‌گاه عنصری کلیدی در فهم چگونگی کنترل همرفت توسط جریان بزرگ‌مقیاس ایجاد خواهد شد.

در آب‌های حاره‌ای که محل شکل‌گیری و شدت‌یابی TCها است، تراکم ابزارهای اندازه‌گیری پارامترهای هواشناختی بسیار کم است و این امر یکی از عوامل محدودکننده دقت پیش‌بینی TC است (ابرسون و فرانکلین، ۱۹۹۹). از این‌رو استفاده از داده‌های مشاهداتی غیرهمرفتی (همانند داده‌های ماهواره) می‌تواند اطلاعات ارزنده‌ای را برای بررسی آغازگری و پیش‌بینی TC در اختیار محققین قرار دهد (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۷؛ سینگ و همکاران، ۲۰۰۸). همچنین تأثیر مثبت استفاده از نتایج مدل‌هایی (به‌طور نمونه، European Center for Medium Range Weather Forecast (ECMWF) که از این داده‌های سنجش از دور استفاده می‌کنند تا داده‌های جهانی شبکه‌ای را تولید کنند، (همچون داده‌های بازتحلیل) نیز در بسیاری از تحقیق‌ها با محوریت TC اثبات شده است (ایزاکسن و استوفلن، ۲۰۰۰؛ جونگ و همکاران، ۲۰۰۶). یکی از عوامل مهم در انتخاب داده‌های بازتحلیل، توان تفکیک آن‌ها است.

همکاران، ۲۰۰۰؛ جونز، ۱۹۹۵) و (ب) تحریک ناشی از وجود نامتقارن‌هایی با عدد موج پایین مانند امواج راسی تاوهای (ریسور و همکاران، ۲۰۰۴؛ شکتر و همکاران، ۲۰۰۲) تمرکز دارد. در حالی که اگر نظریه بر پایه مؤلفه‌های ترمودینامیکی بنا شده باشد (فرانک و ریچی، ۲۰۰۱) بر (الف) چگونگی برهم‌کنش میان شارهای پیچکی با آنتروپی کم از محیط اطراف (به‌عنوان قیدی بر موتور گرمایی TC) و (ب) انرژی TC، تأکید می‌شود (سیمسون و ریل، ۱۹۵۸). در این میان عواملی که به نوعی به پارامتر آنتروپی مرتبط هستند، بیشتر مورد توجه واقع شده‌اند، زیرا هم پیشینه تحقیقاتی آن طولانی است (لی و لی، ۲۰۱۴) و هم ورود مقدار کم آن به درون تاو می‌تواند از توسعه و افزایش شدت چرخند جلوگیری کند. همچنین شارهای پیچکی و فرارفت آنتروپی به درون و بیرون از TC نقش مهمی در تقویت و تضعیف TC ایفاء می‌کند. از این‌رو یکی از عوامل تجربی معرفی شده مؤثر بر شدت TC، تغییر آنتروپی در سطوح زیرین معرفی شده است (ونگ و چن، ۲۰۰۴).

با توجه به نقش شارهای بزرگ گرما، رطوبت و تکانه در لایه مرزی سیاره‌ای در شدت‌یابی TCها (آسوری و همکاران، ۲۰۱۲)، طراحی پارامترسازی شارها (اعم از شار تکانه به‌ویژه در شرایط باد شدید که ناشی از امواج سطحی است و شار آنتالپی (گرما و رطوبت) بین جو و اقیانوس) در پیش‌بینی شدت TC نقش اساسی دارد. این تأثیر با بررسی (۱) دقت نتایج حاصل از شبیه‌سازی‌ها، (۲) پیش‌بینی شدت TC و (۳) اثر سرمایشی لایه آمیخته اقیانوس آشکار می‌شود (دیویس و همکاران، ۲۰۰۸). بنابراین، بررسی تأثیر شار آنتروپی که ترکیبی از کمیت‌های بالا است نیز حائز اهمیت خواهد بود. تأثیر مثبت شار سطحی آنتروپی در تغییر اندازه و شدت‌یابی TC توسط ونگ و زو (۲۰۱۰) اثبات شده است. نقش تغییر انرژی ناشی از درون‌شارش‌های لایه مرزی که توسط شار آنتروپی از بیرون به درون TC انتقال می‌یابند، در توازن انرژی TC ثابت شده است (ونگ و زو، ۲۰۱۰).

اختلاط بخار آب، دما و رطوبت در ارتفاع ۲ متری و فشار سطح دریا استفاده شده است. لازم به ذکر است که اعتبارسنجی داده‌هایی با توان تفکیک ۰/۱۲۵ درجه در سایر تحقیقات (کومار و همکاران، ۲۰۱۷؛ کوگزارت و همکاران، ۲۰۱۵؛ جوتوخوف و همکاران، ۲۰۱۵؛ رضیئی و ستوده، ۲۰۱۷) نیز به اثبات رسیده است. برای مقایسه بیشینه سرعت باد و کمینه فشار سطح دریا منتج از داده‌های بازتحلیل با مقادیر مشاهداتی، از داده‌های مرکز هواشناسی هند (India Meteorological Department, IMD) نیز استفاده شد.

چرخند حاره‌ای گونو (Tropical Cyclone Gonu, TCG)، قوی‌ترین چرخند شکل‌گرفته در شمال دریای عرب بود. در اواخر می ۲۰۰۷ ناوه مانسون، مرکز کم فشاری را در شرق دریای عرب تولید کرد. در ۳۱ می اغتشاش حاره‌ای سازمان‌یافته‌ای در فاصله ۶۴۵ کیلومتری جنوب مومبای مستقر شد که با همرفت چرخندی یا فعالیت تندی و گردش‌های شناخته شده ترازهای میانی همراه بود. این اغتشاش در ابتدا در تراز میانی گردش قابل‌ملاحظه‌ای نداشت و در عوض واگرایی قوی در طول لبه غربی ناوه سطحی مرکز کم‌فشار در برداشت. وجود محیطی مطلوب در ترازهای زیرین جو موجب شکل‌گیری همرفت در UTC ۱۸۰۰ اول ژوئن در دریای عرب شد و IMD آن را در دسته وافشار حاره‌ای معرفی کرد. این وافشاری در طول بخش جنوب غربی پشته ترازهای میانی به سمت غرب حرکت کرد و با عبور از منطقه‌ای که همرفت مستمر دارد و همچنین وجود آب‌های گرم در سطح دریا موجب شد تا TCG تا سرعت ۶۵ m/s در چهارم ژوئن شدت یابد. گونو در ابتدای روز ششم ژوئن با مواجه با هوای خشک و آب‌های سرد در عرض‌های جغرافیایی بالاتر تضعیف شد و وارد سواحل شرقی عمان شد و تا ۶۱۰ میلی‌متر بارندگی تولید کرد. این چرخند قوی‌ترین چرخندی بود که تا آن زمان شبه‌جزیره عربی را متأثر ساخته بود. سپس با تغییر مسیر به سمت عرض‌های شمالی به خلیج عمان رسید. در UTC ۰۰:۰۰ روز هفتم

تأثیر پدیده TC بر آب‌وهوای جنوب و جنوب شرق کشور ایران (هرچند با بسامد وقوع کم) موجب شده تا تحقیق در مورد این پدیده در سواحل جنوبی ایران حائز اهمیت باشد. چرخند حاره‌ای گونو به‌عنوان یکی از شدیدترین TCهای شکل‌گرفته در دریای عرب و سواحل مکران، در ژوئن ۲۰۰۷ منطقه چابهار را متأثر کرد (الله‌دادی و همکاران، ۲۰۱۸؛ مزرعه فراهانی و همکاران، ۱۳۹۴). در این تحقیق سعی شده تا شارهای آنروپی در دوره عمر این چرخند در مقیاس همدیدی بررسی شود. در ادامه داده‌های مورد استفاده، TC مورد بررسی و مبانی نظری در بخش ۲ ارائه می‌شود. سپس نتایج و بحث به‌همراه جمع‌بندی نتایج به‌ترتیب در بخش‌های ۳ و ۴ ارائه خواهد شد. امید است با به‌دست آوردن اطلاعات مفیدی از این تحقیق بتوان گام اساسی در جهت پیش‌بینی این پدیده در منطقه مورد بررسی برداشت.

۲. مواد و روش کار

۲-۱. داده و منطقه مورد مطالعه

در این تحقیق از داده‌های بازتحلیل ERA-Interim تولید شده در مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت وضع هوا (ECMWF, <https://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-> full-daily/) استفاده شده است. داده‌های مورد استفاده در بازه زمانی ۱ تا ۷ ژوئن ۲۰۰۷ و در محدوده جغرافیایی طول ۳۰ تا ۹۰ درجه شرقی و عرض ۵- تا ۳۵ درجه شمالی استفاده شده است. توان تفکیک داده‌های مورد استفاده ۰/۱۲۵ درجه در راستای طول و عرض جغرافیایی بوده است. بازه زمانی داده‌ها ۶ ساعته بوده و در زمان‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ UTC استفاده شده‌اند. همچنین داده‌ها در ۱۲ تراز فشاری از ۲۰۰ تا ۱۰۰۰ hPa هستند. متغیرهای به‌کاررفته در سطوح فشاری و در سطح زمین عبارت‌اند از: دما، فشار، رطوبت نسبی، سمت و سرعت باد و نسبت اختلاط بخار آب. همچنین برای محاسبه پارامترهای مورد بررسی در سطح زمین از داده‌های سمت و سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری و نسبت

دمای انجماد آب، $T_R = 273.15 \text{ K}$ ، ثابت گاز برای هوای خشک، $R_d = 287.05 \text{ J/(kgK)}$ ، ثابت گاز برای بخار آب، $R_v = 461.5 \text{ J/(kgK)}$ ، فشار مرجع، $p_R = 1000 \text{ hPa}$ ، فشار نقطه سه گانه آب، $p_{Tp} = 6.1078 \text{ hPa}$ ، گرمای نهان میعان، $L_R = 2.5008 \times 10^6 \text{ J/kg}$ ، گرمای نهان انجماد در نقطه انجماد، $L_{v0} = 3.337 \times 10^5 \text{ J/kg}$ ، نیز استفاده شده است. در رابطه فوق با قرار دادن $r_i = r_i = 0$ و جای گذاری نسبت بخار اشباع r^* به جای نسبت بخار r_v ، آنتروپی مرطوب اشباع، s^* ، به دست می آید.

از مزایای آنتروپی این است که طبق نتایج عملی، تفاوت میان بودجه آنتروپی مرطوب و بودجه انرژی ایستایی مرطوب اغلب قابل صرف نظر است (لوپز کاریلو و ریموند، ۲۰۰۵). از این رو با توجه به کوچک بودن ناپایستاری انرژی ایستایی مرطوب در حرکت های بی درروری مرطوب در جو می توان به راحتی از آنتروپی به جای انرژی ایستایی مرطوب استفاده کرد. البته رفتار ناپایستار آنتروپی مرطوب را می توان در مدل های عددی محاسبه کرد (پولویس و هلد، ۲۰۰۲) در حالی که برای انرژی ایستایی مرطوب چنین امکانی وجود ندارد. بنابراین کاربرد بودجه آنتروپی در مدل ها به مراتب بیش از بودجه انرژی ایستایی مرطوب است (ریموند و همکاران، ۲۰۰۹). همچنین با استفاده از توزیع شعاعی آنتروپی مرطوب در قله لایه ابری به راحتی می توان ساختار دمایی وردسپهر را در حضور یک TC بالغ تعیین کرد (امانوئل، ۱۹۹۱). اگر واداشت آنتروپی با تفریق انتگرال فشاری چاه آنتروپی (ناشی از سرمایش تابشی) از شار آنتروپی مرطوب (ناشی از شارهای سطحی گرما و رطوبت) تعریف شود، آن گاه واداشت منفی آنتروپی عموماً با بادهای سطحی ضعیف و واداشت آنتروپی مثبت در حضور بادهای سطحی قوی روی می دهد (ریموند و همکاران، ۲۰۰۹). قابل توجه است که در دوره عمر یک TC، محیط بزرگ مقیاس در وردسپهر میانی زیراشباع است و جریان های فروسو

ژوئن بعد از ورود به سواحل جنوبی ایران از بین رفت. گونو اولین چرخند حاره ای بود که از سال ۱۸۹۸ توانسته بود به ایران برسد و سواحل مکران (خلیج چابهار) در شرق خلیج فارس را درنوردید. گونو در دوره عمر خود سرعت باد سطحی $72/5 \text{ m/s}$ و کمینه فشار 898 hPa را تجربه کرد. در ایران این چرخند ۲۸ کشته و بیش از ۲۱۶ میلیون دلار خسارت برجا گذاشت. غیرمتعارف بودن این چرخند موجب شده که از زمان شکل گیری آن تاکنون توسط بسیاری از محققین در داخل و خارج مورد بررسی قرار گیرد (الله دادی و همکاران، ۲۰۱۸؛ الله دادی و همکاران، ۲۰۱۷؛ فراهانی و همکاران، ۲۰۱۷؛ ملکوتی و علی محمدی، ۱۳۹۳؛ مزرعه فراهانی و همکاران، ۱۳۹۴).

۲-۲. مبانی نظری

برای بررسی شارهای آنتروپی ابتدا لازم است که روش محاسبه پارامتر آنتروپی و شارهای آن به همراه اهمیت آنها بیان شود. بدین منظور در ادامه موارد یاد شده به ترتیب بیان خواهد شد.

۲-۲-۱. آنتروپی

در این تحقیق برای محاسبه آنتروپی از رابطه پیشنهاد شده توسط لوپز کاریلو و ریموند (۲۰۰۵) و ریموند و همکاران (۲۰۰۹) استفاده شده که عبارت است از:

$$s = (C_{pd} + r_v C_{pv} + r_l C_l + r_i C_i) \ln \left(\frac{T}{T_R} \right) - R_d \ln(p_d/p_R) - R_v r_v \ln(p_v/p_{Tp}) - (L_R r_v - L_F r_i)/T_R, \quad (1)$$

که در آن T دمای مطلق، r_v ، r_l و r_i به ترتیب نسبت های اختلاط برای بخار آب، مایع و یخ، p_d و p_v فشار جزئی به ترتیب برای هوای خشک و بخار آب است. از ثابت های گرمای ویژه در هوای خشک $C_{pd} = 1005 \text{ J/(kgK)}$ ، گرمای ویژه بخار آب در فشار ثابت، $C_{pv} = 1850 \text{ J/(kgK)}$ ، گرمای ویژه آب مایع، $C_l = 4218 \text{ J/(kgK)}$ و گرمای ویژه یخ، $C_i = 1959 \text{ J/(kgK)}$ استفاده شده است. همچنین از

۲-۲-۲. سرعت‌های شعاعی و مماسی

برای محاسبه سرعت‌های شعاعی و مماسی، بردار سرعت از مختصات دکارتی به مختصات استوانه‌ای تبدیل شده است. برای این منظور استوانه‌ای به مرکز چشمه TC در نظر گرفته که از سطح آب تا بالای لایه مرزی گسترده شده است. روابط به کار رفته عبارت‌اند از

$$V_r = u \cos \varphi + v \sin \varphi \quad (2)$$

$$V_t = -u \sin \varphi + v \cos \varphi, \quad (3)$$

که در آن V_r و V_t سرعت‌های شعاعی و مماسی، u و v مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری سرعت باد و φ زاویه میان خط واصل نقطه شبکه و مکان چشمه TC با خط افق است. با استفاده از توزیع شعاعی می‌توان الگو و ارتفاع درون‌شارش و برون‌شارش را در TC بررسی کرد.

۲-۲-۳. شار سطحی آن‌تروپی

در تحقیق حاضر، برای محاسبه شار سطحی آن‌تروپی (F_s) از رابطه

$$F_s = \rho C_E (u_s^2 + v_s^2)^{1/2} (s_s^* - s_b) \quad (4)$$

استفاده شد (برایان و روتونو، ۲۰۰۹b) که در آن چگالی هوا، C_E ضریب تبادل سطحی آن‌تروپی برابر با 1.2×10^{-3} (درنان و همکاران، ۲۰۰۷) است. زیرنویس‌های s و b نیز به ترتیب مقدار سطحی پارامتر و مقدار پارامتر در زیرلایه ابر را نشان می‌دهند و نماد ستاره نیز معرف مقدار اشباع پارامتر است.

شار سطحی آن‌تروپی دورتر از منطقه دیواره TC در شدت TC مهم است (برایان و روتانو، ۲۰۰۹a). توزیع شعاعی شار سطحی آن‌تروپی در هسته درونی TC به سرعت باد در لایه مرزی و به دنبال آن به ساختار درون هسته TC مرتبط است و در بیرون از منطقه دیواره TC در بودجه انرژی دیواره و بیشینه شدت TC نقش دارد (ونگ و زو، ۲۰۱۰). ریموند و همکاران (۲۰۰۳؛ ۲۰۰۶) در پروژه ریموند و همکاران، (۲۰۰۴) EPIC2001 نشان دادند که افزایش شار

می‌تواند با ورود هوای خشک و کم آن‌تروپی به درون لایه مرزی بر درون‌شارش هوای با آن‌تروپی مرطوب زیاد ناشی از همرفت غلبه کنند و TC را تضعیف کنند (کورتی و همکاران، ۲۰۱۲). البته حذف بی‌هنجاری آن‌تروپی در منطقه چشمه TC تنها ۴ درصد از سرعت باد مماسی را نسبت به حالت میانگین کم می‌کند و کمتر از ۳ درصد آن‌تروپی سطحی وارد شده به منطقه TC از منطقه چشمه نشأت می‌گیرد که آن هم به دلیل حجم کوچک این منطقه است (برایان و روتانو، ۲۰۰۹b). با این حال آن‌تروپی زیاد در نزدیکی سطح در منطقه چشمه TC می‌تواند چشمه اضافی انرژی برای موتور گرمایی TC باشد (پرسینگ و مونتگومری، ۲۰۰۳)، که با انتقال هوا به منطقه دیواره TC به طور قابل توجهی شدت TC را افزایش می‌دهد (کرام و همکاران، ۲۰۰۷). البته فرآیند نفوذ بسته هوایی با آن‌تروپی کم به درون یک TC می‌تواند ناشی از جریانی با چینه‌بندی قائم محیطی باشد که موجب کج‌شدگی تاوه درونی و تولید عدم‌تقارن در جریان‌های همرفتی شده است. دو عامل اخیر در ترازهای میانی با تحریک پیچک‌های میان‌مقیاس هوای با آن‌تروپی کم را از محیط به درون TC انتقال می‌دهند.

هوای با آن‌تروپی کم از دو مسیر (۱) فروهنج‌های همرفتی (رایمر و همکاران، ۲۰۱۰) و تأثیر مستقیم بر دیواره TC (کرام و همکاران، ۲۰۰۷) به داخل هسته درونی TC راه می‌یابد. البته شارهای سطحی قوی که محرک تولید انرژی مکانیکی هستند و موجب می‌شوند که موتور گرمایی TC خود را در برابر اتلاف اصطکاکی حفظ کند، با ورود هوای با آن‌تروپی کم مقابله می‌کند. بنابراین اگر تأثیر چینش و به‌دنبال آن کاهش آن‌تروپی از بین برود، موتور گرمایی TC به بیشینه کارایی خود رسیده و TC تا شدیدترین حالت ممکن تقویت می‌شود. طبق نظریه امانوئل (۱۹۸۶)، آن‌تروپی در هسته بیرونی TC، به غیر از شعاع‌های بسیار دور، توسط هسته TC تنظیم می‌شود. با توجه به کاربرد وسیع پارامتر آن‌تروپی در تحقیق پیرامون TC می‌توان به اهمیت آن پی‌برد.

۲-۲-۵. شار قائم آنتروپی

در تحقیق حاضر برای محاسبه شار قائم آنتروپی از چارچوب انعطاف‌پذیر (تانگ و امانوئل، ۲۰۱۰) استفاده شده که بر مبنای اصول پایستاری بوده و بسیار مشابه کار بیستر و امانوئل (۱۹۹۸) است. این چارچوب شامل مجموعه‌ای از فرض‌های سخت اعم از تقارن محوری، حالت پایا و شرط خنثی بودن مورب است و نقطه شروع آن، لحاظ کردن نظریه شدت متقارن حالت پایدار است (بیستر و امانوئل، ۱۹۹۸؛ امانوئل، ۱۹۸۶؛ هلند، ۱۹۹۷؛ مالکوس و ریل، ۱۹۶۰). در چارچوب مورد نظر با ترکیب قانون اول ترمودینامیک برای شرایط اشباع $T\delta s^* = c_p\delta T + L_v\delta q^* - \alpha\delta p$ و معادلات تکانه، رابطه زیر به دست می‌آید:

$$T\delta s^* + \frac{M}{r^2}\delta M - \frac{\alpha}{r}\zeta\delta\psi = \delta\left(E + \frac{fM}{2}\right), E = c_p T + L_v q + gz + 0.5|\mathbf{u}|^2 \quad (۶)$$

که در آن c_p گرمای ویژه در فشار ثابت، L_v گرمای نهان تبخیر، f پارامتر کوریولیس، s آنتروپی ویژه مرطوب، q نسبت اختلاط بخار آب، α حجم ویژه، p فشار، $M = rv + 0.5fr^2$ تکانه زاویه‌ای مطلق، ζ سرعت سمتی، ψ تابع جریان جرمی، E انرژی کل، \mathbf{u} سرعت باد، g شتاب گرانی، r شعاع، z ارتفاع و علامت ستاره نشانگر مقدار اشباع است. علاوه بر این، فرض شبه تعادل نیز در نظر گرفته شده است، بدین معنی که سهم آب مایع و یخ در آنتروپی لحاظ نشده است. حذف اثرات نامتعادل (به دلیل برقرار نبودن تعادل باد گرادیان در TC به ویژه در منطقه دیواره (برایان و روتانو، ۲۰۰۹a) با نادیده گرفتن جمله $\delta\psi$ محقق می‌شود. با انتگرال‌گیری از جملات باقی‌مانده حول مدار بسته محدود به دو سطح هم‌دما (شکل ۱)، جملات اول و دوم در سمت چپ رابطه (۶) که در انتگرال‌های هم‌دما نقش دارند باقی می‌مانند، در حالی که جمله سمت راست حذف می‌شود. در گام بعدی بایستی اثر TC در شعاع بیرونی r_o و همچنین δM و δs^* نیز

سطحی آنتروپی مرتبط با جریان جنوب غرب، منبع انرژی زیادی برای همرفت در شرق اقیانوس آرام فراهم می‌کند. در این پروژه تغییرات شار آنتروپی که نشانه همگرایی رطوبت لایه مرزی بود، نسبت به شارهای تبخیری در همرفت و بودجه انرژی مرطوب لایه مرزی از اهمیت کمتری برخوردار بود، اما سهم واداشت شار سطحی آنتروپی در تغییرات بارش بیش از سهم واداشت تغییرات همگرایی مرطوب در استخر گرم شرق اقیانوس آرام بوده است.

۲-۲-۴. شار جانبی آنتروپی

برای محاسبه شار جانبی آنتروپی از رابطه

$$F_L = s V_r \quad (۵)$$

استفاده شده است. به کمک شار جانبی آنتروپی می‌توان برون‌شارش آنتروپی در بالای لایه مرزی و درون‌شارش آنتروپی را در ابتدای لایه مرزی بررسی کرد. آنتس (۱۹۷۴) نشان داد که برون‌شارش TC دو تأثیر عمده دارد؛ (الف) تکانه زاویه‌ای و اچرخندی را از شعاع‌های بزرگ TC حذف می‌کند و (ب) برون‌شارش آنتروپی بالا را از هسته TC حذف می‌کند و این حذف، خود یک چشمه بودجه انرژی پتانسیلی در دسترس است. البته او نشان داد که شارهای جانبی در مرز خارجی‌تر، تنها چشمه تکانه زاویه‌ای TC برای دورافت آن به اصطکاک است. قابل توجه است که یک TC مانند یک موتور گرمایی کارنوی کلاسیک رفتار می‌کند و در آن انرژی در لایه گرم اقیانوسی به سیستم اضافه شده و در برون‌شارش سرد از دست می‌رود (امانوئل، ۱۹۹۵). با استفاده از شار جانبی آنتروپی می‌توان پایداری مرطوب ناخالص (ریموند و همکاران، ۲۰۰۹) را محاسبه کرد. از این‌رو، یکی از پارامترهای مشتق از آنتروپی که در تفسیر و پیش‌بینی شدت و مسیر TC و معرفی شاخص‌های تجربی مهم است، شار جانبی آنتروپی است.

تبادل آنتالپی و تکانه، s_{SST}^* آتروپی اشباع در دمای سطح دریا و T_s دمای سطحی است. بدین ترتیب سمت راست رابطه (۸) برای مسیر زیرین به صورت زیر به دست می‌آید:

$$\int \left[-\frac{\partial}{\partial z} (\rho F_s) + \rho H \right] dV = 2\pi \left\{ \int_{r_1}^{r_2} \left[\rho C_k |u| (s_{SST}^* - s_b) + \frac{\rho C_D}{T_s} |u|^3 \right] r dr + \int_{r_2}^{r_3} \left[\rho C_k |u| (s_{SST}^* - s_b) + \frac{\rho C_D}{T_s} |u|^3 - \rho \overline{w \bar{s}} \right] r dr \right\} \quad (10)$$

پارامتر بیرونی γ ($0 \leq \gamma \leq 1$) تضعیف باد شعاعی و α ($\alpha \geq 1$) نسبت عرض دو منطقه درونی و بیرونی به شعاع باد بیشینه را کنترل می‌کنند. البته عرض هر منطقه بایستی مقدار تقریبی عرض مشخصه دیواره TC را داشته باشد. اگر عرض هر منطقه بیش از حد بزرگ باشد، ارزش این تقریب به وضوح تنزل می‌کند. در ادامه از تقریب u به عنوان کسری از سرعت باد بیشینه (u_m) و r به عنوان بخشی از شعاع باد بیشینه (r_m) از سطوح زیرین به شکل

$$u = u_m r_1 < r < r_2 \quad (11)$$

$$r = r_m r_1 < r < r_2$$

$$u = \begin{cases} u_m & r_1 < r < r_2 \\ \gamma u_m & r_2 < r < r_3 \end{cases} \quad (12)$$

$$r = \begin{cases} r_m & r_1 < r < r_2 \\ \alpha r_m & r_2 < r < r_3 \end{cases}$$

استفاده می‌شود تا یک عبارت هموار به دست آید. با در نظر گرفتن $\delta r = r_2 - r_1 = r_3 - r_2$ ، رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\int \left[-\frac{\partial}{\partial z} (\rho F_s) + \rho H \right] dV \approx 2\pi \rho r_m \delta r \left[\begin{array}{l} C_k |u_m| (s_{SST}^* - s_b^i) + \frac{C_D}{T_s} |u_m|^3 + \\ C_k \alpha \gamma |u_m| (s_{SST}^* - s_b^o) + \frac{C_D}{T_s} \alpha \gamma^3 |u_m|^3 - \alpha \overline{w \bar{s}} \end{array} \right] \quad (13)$$

که در آن s_b^i آتروپی لایه مرزی در منطقه درونی ($r_1 < r < r_2$) و s_b^o آتروپی لایه مرزی در منطقه بیرونی ($r_2 < r < r_3$) است که با جای‌گذاری در روابط بالا به رابطه

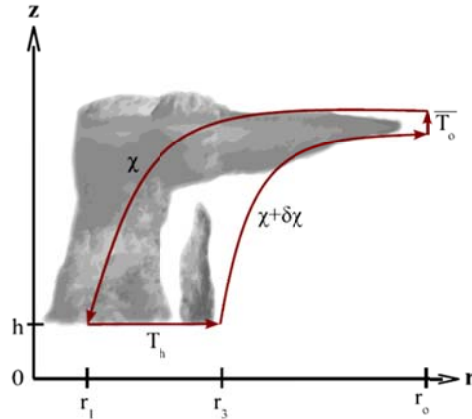
محاسبه شوند. از طرفی برای برقراری شرط خنثی بودن بایستی $\delta s^* = \delta s_b$ برقرار باشد که در آن s_b آتروپی لایه زیر ابراست. با توجه به اینکه در حالت پایدار، شار آتروپی از مرزهای حجم کنترلی در لایه زیر ابر بایستی با مجموع چشمه‌ها و چاه‌های آتروپی و با تعریف تابع جرمی برابر باشد، بنابراین با فرض $\psi_{surface} = 0$ و ثابت بودن آتروپی با ارتفاع در لایه زیر ابر روابط

$$\int u \rho s \cdot n d\sigma = -2\pi \int_{r_1}^{r_2} \psi \frac{\partial s}{\partial r} \Big|_h dr \approx -2\pi \bar{\psi} \delta s_b \quad (7)$$

و

$$\int u \rho s \cdot n d\sigma = \int \left[-\frac{\partial}{\partial z} (\rho F_s) + \rho H \right] dV \quad (8)$$

به دست آمده که در آن h ارتفاع لایه زیر ابر و $d\sigma$ المان انتگرال‌گیری سطحی است.



شکل ۱. نمای مدار بسته‌ای که رابطه ۶ حول آن ارزیابی می‌شود. مدار شامل دو سطح هم‌دم، T_h و T_o ، و دو پریند با مقدار ثابت χ است که $\chi \in \{s^*, M, \psi\}$ (تانگ و امانوئل، ۲۰۱۰).

در مرحله بعد، سمت راست رابطه (۸) باید به طور جداگانه برای مناطق درونی و بیرونی ارزیابی شود. آخرین مرحله برآورد انتگرال با استفاده از مقدار متوسط ψ در $z = h$ در فاصله شعاعی است. همچنین سهم گرمایش اتلافی (برگرفته از بیستر و امانوئل، ۱۹۹۸) به صورت

$$\int_0^h H dz = \frac{C_D}{T_s} |u|^3, \quad (9)$$

در نظر گرفته می‌شود که در آن C_D و C_k به ترتیب ضریب

به خوبی اختلاط یافته است، طبق رابطه

$$\frac{1}{h} \int_0^h u \frac{\partial M}{\partial z} dz = \frac{1}{h} \int_0^h -\frac{\partial F_M}{\partial z} dz \quad (18)$$

انتگرال قائم گرفته شده و با فرض $F_M(z=0) = -C_D |\mathbf{u}| r v$ که در آن v سرعت سمتی است، رابطه $s_b^i = s_b^o + \Delta s = s_a + \Delta s$ و اینکه $\alpha \equiv 1 + \delta r / r_m$ با توجه به مقدار رابطه

$$\overline{w s} = \frac{C_D \gamma |\mathbf{u}_m| \alpha}{\alpha - 1} (s_b^o - s_b^i) + C_k \gamma |\mathbf{u}_m| (s_{SST}^* - s_a) + \frac{C_D}{T_s} \gamma^3 |\mathbf{u}_m|^3 \quad (19)$$

حاصل می شود.

۳. نتایج و بحث

در ابتدا برای صحت سنجی داده های ECMWF، طول و عرض جغرافیایی مرکز TCG و همچنین کمینه مقدار فشار سطح دریا را که با استفاده از داده های ECMWF محاسبه شده اند با مقادیر متناظر در داده های مشاهداتی IMD مقایسه شدند. نتایج نشان داد که میان مرکز TCG محاسباتی و مشاهداتی از ۰/۱۲۵ تا ۰/۳۷۵ درجه اختلاف وجود دارد. همچنین مقایسه کمینه مقدار فشار محاسباتی و مشاهداتی نیز نشان داد که داده های ECMWF حتی با قدرت تفکیک ۰/۱۲۵ درجه نیز دقت کافی در تعیین کمینه فشار سطح دریا را نداشته اند. لذا می توان نتیجه گرفت که برای بررسی مشخصه های چشمه TC در منطقه دریای عرب، داده های ECMWF از دقت کافی برخوردار نیست. از این رو، در این تحقیق موقعیت چشمه TC از داده های IMD استخراج شده است.

توزیع سطحی سرعت های شعاعی و مماسی در کل دوره عمر TCG ترسیم شد و شکل های مربوط به زمان بیشینه شدت TCG در شکل ۲ نشان داده شده است.

$$\delta s^* = -\frac{\rho r_m \delta r}{\bar{\psi}} \left\{ \begin{array}{l} C_k |\mathbf{u}_m| (1 + \alpha \gamma) s_{SST}^* - \\ (s_b^i - \alpha \gamma s_b^o) + \\ \frac{C_D}{T_s} (1 + \alpha \gamma^3) |\mathbf{u}_m|^3 - \overline{w s} \end{array} \right\} \quad (14)$$

تبدیل می شود. با دانستن این که $\delta s_b = s_b^i - s_b^o$ است، بایستی مقدار s_b^i و s_b^o مشخص شود. مقدار s_b^i و s_b^o با استفاده از تقریب پادبادسو $s_b^o = s_a$ (آنتروپی هوای وارد شده به منطقه بیرونی در r_3 است)، محاسبه می شود. البته در این چارچوب، دانستن مقدار دقیق s_a ضروری نیست. همچنین فرض افزایش آنتروپی از r_3 به r_2 هم لحاظ شده است. با در نظر گرفتن معادله متوسط قائم آنتروپی در لایه زیر ابر به صورت

$$\langle u \rangle \frac{\partial s_b}{\partial r} = \frac{1}{h} \int_0^h \left(\frac{\partial F_s}{\partial z} + H \right) dz, \quad (15)$$

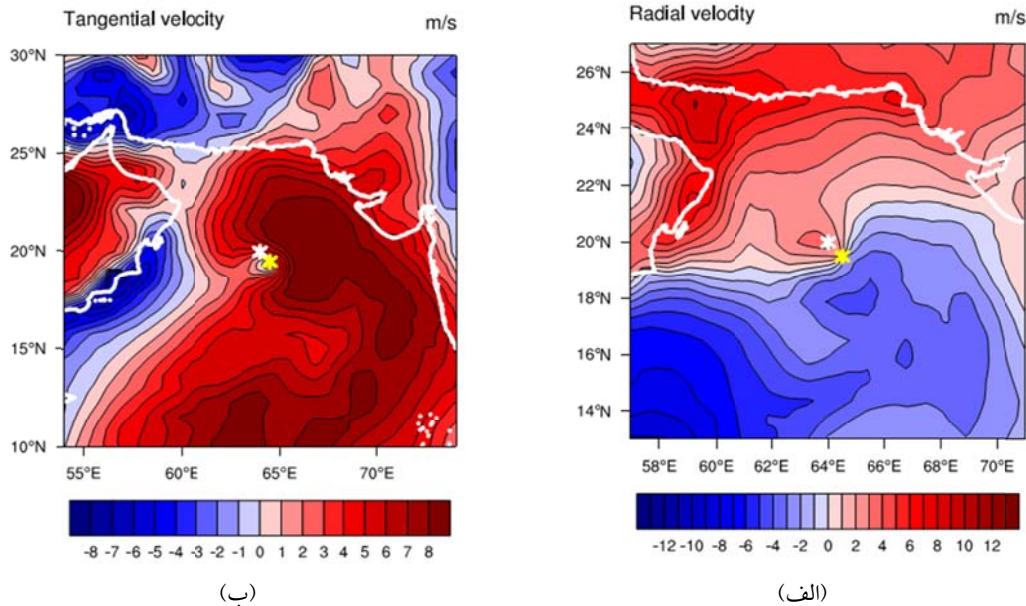
که $\langle u \rangle$ نشانه متوسط قائم سرعت شعاعی در لایه زیر ابر است و با انتگرال گیری از r_1 تا r_2 و همچنین از r_2 تا r_3 رابطه محاسبه شار همرفتی آنتروپی از سطوح زیرین به شکل زیر بیان می شود.

$$\langle u \rangle (s_b^o - s_b^i) = \frac{1}{h} \int_{r_2}^{r_3} \left[-\overline{w s} + C_k |\mathbf{u}| (s_{SST}^* - s_a) + \frac{C_D}{T_s} |\mathbf{u}|^3 \right] dr. \quad (16)$$

بنابراین، با استفاده از این روابط و فرض انتگرال های ثابت، s_b^i از سطوح زیرین به شکل زیر به دست می آید.

$$s_b^i = s_b^o - \frac{\delta r}{\langle u \rangle h} \left[-\overline{w s} + C_k \gamma |\mathbf{u}_m| (s_{SST}^* - s_a) + \frac{C_D}{T_s} \gamma^3 |\mathbf{u}_m|^3 \right]. \quad (17)$$

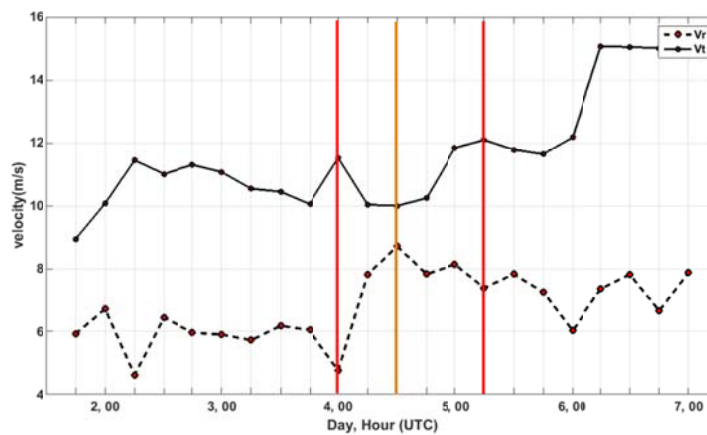
رابطه فوق نشان می دهد که تغییر آنتروپی توسط عواملی مانند (۱) شارهای آنتروپی در بالا و پایین لایه زیر ابر در منطقه بیرونی ($\overline{w s}$)، (۲) گرمایش اتلافی ($\frac{C_D}{T_s} |\mathbf{u}_m|^3$) و (۳) عمق لایه زیر ابر (h) و میانگین مقیاس زمانی فرارفت برای بسته ای که در سراسر منطقه بیرونی مسیر را طی می کند ($\frac{\delta r}{\langle u \rangle}$)، کنترل می شود. برای برآورد $\langle u \rangle$ از معادله تکانه زاویه ای در حالت پایدار و در لایه زیر ابر که



شکل ۲. توزیع افقی سرعت‌های (الف) شعاعی و (ب) مماسی در سطح، در UTC ۱۲:۰۰ روز ۴ ژوئن ۲۰۰۷. مرکز TCG محاسبه شده توسط داده‌های IMD و ECMWF به ترتیب با ستاره‌های سفید و زرد نشان داده شده است.

شکل ۲-الف نشان می‌دهد که در عرض‌های پایین‌تر از مرکز TCG سرعت شعاعی منفی و در عرض‌های بالاتر از آن سرعت شعاعی مثبت است. در شکل ۲-ب وجود مقادیر مثبت سرعت مماسی (که تا ۸ متر بر ثانیه نیز رسیده‌اند) تا فاصله ۵۰۰ کیلومتری از مرکز چرخند، به وضوح ماهیت چرخندی مؤلفه مماسی بردار باد را در اطراف چرخند نشان می‌دهد. سری زمانی بیشینه مقدار هر دو مؤلفه شعاعی و مماسی بردار باد در شعاع ۵۰۰ کیلومتری از چشمه TCG در شکل ۳ نشان داده شده است. این شکل نشان می‌دهد که تا قبل از UTC ۰۶:۰۰ روز ۵ ژوئن (خروج TCG از دسته ۵ طبق دسته‌بندی سفیر-سیمسون) روند صعودی-نزولی نمودارهای سرعت شعاعی و سرعت مماسی معکوس است. نمودار سرعت شعاعی در زمان بیشینه شدت TCG بیشینه شده در حالی که در این زمان نمودار سرعت مماسی یک کمینه نسبی را نسبت به زمان‌های قبل و بعد نشان می‌دهد.

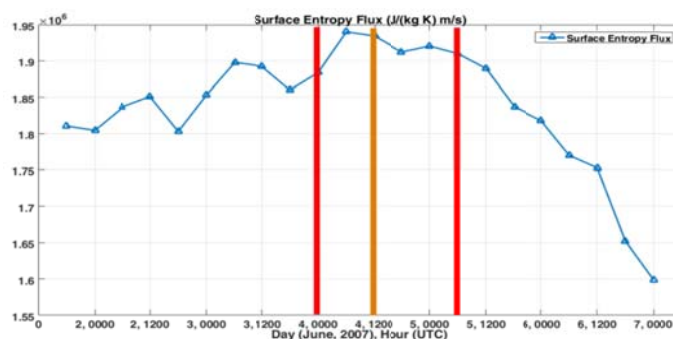
شکل ۳. سری زمانی بیشینه مقدار مؤلفه‌های شعاعی و مماسی بردار باد در دوره عمر TCG و در شعاع ۵۰۰ کیلومتری از مرکز چشمه TCG. خطوط عمودی قرمز در چپ و راست به ترتیب زمان رسیدن و خروج TCG به دسته ۵ را نشان می‌دهند. خط عمودی قهوه‌ای، زمان بیشینه شدت TCG را نشان می‌دهد که در داده‌های IMD با دسته ۶ نشان داده شده است.



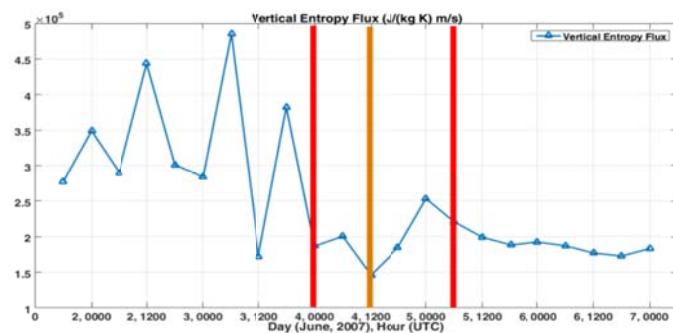
شکل ۳. سری زمانی بیشینه مقدار مؤلفه‌های شعاعی و مماسی بردار باد در دوره عمر TCG و در شعاع ۵۰۰ کیلومتری از مرکز چشمه TCG. خطوط عمودی قرمز در چپ و راست به ترتیب زمان رسیدن و خروج TCG به دسته ۵ را نشان می‌دهند. خط عمودی قهوه‌ای، زمان بیشینه شدت TCG را نشان می‌دهد که در داده‌های IMD با دسته ۶ نشان داده شده است.

مقدار تجمعی F_V در مقیاس همدیدی در دوره عمر TCG (شکل ۴-ب) نشان می‌دهد که مقدار F_V در نیمه اول عمر TCG هم مقدار بالایی داشته و هم افت‌وخیز بیشتری نسبت به نیمه دوم عمر TCG بوده است. همچنین بیشینه مقدار F_V در ۰۶:۰۰ UTC روز ۳ ژوئن (۱۸ ساعت قبل از رخداد بیشینه شدت TCG) روی داده است. مقدار تجمعی F_L در سطح و در مقیاس همدیدی در کل دوره عمر TCG منفی بوده که نشان از حضور شارش درون‌سوی قوی می‌باشد.

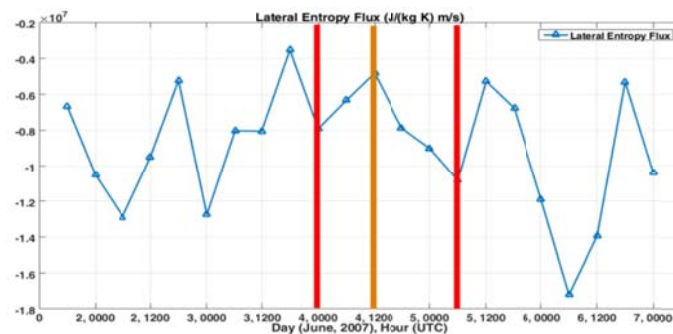
مقادیر تجمعی شار سطحی آنتروپی، شار قائم آنتروپی و شار جانبی آنتروپی در مقیاس همدیدی (محدوده دایره‌ای به شعاع ۵۰۰ کیلومتر از مرکز TCG) در اطراف چرخند حاره‌ای گونو محاسبه شد و سری زمانی آنها در شکل ۴ نشان داده شده است. شار سطحی آنتروپی در ۰۶:۰۰ UTC روز ۴ ژوئن (۶ ساعت قبل از بیشینه شدت TCG) بیشینه شده است (شکل ۴-الف). روند صعودی این نمودار از ابتدای دوره عمر TCG و روند نزولی آن در نیمه دوم عمر TCG قابل شهود است. نمودار سری زمانی



(الف)



(ب)



(ج)

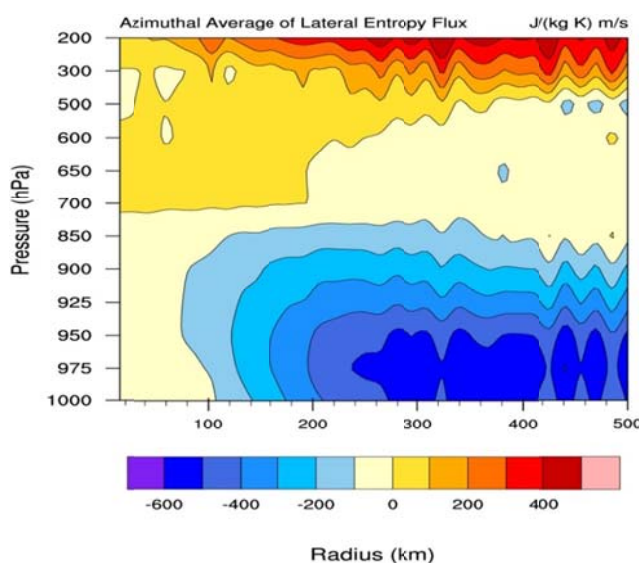
شکل ۴. مقدار تجمعی (الف) شار سطحی آنتروپی، (ب) شار قائم آنتروپی و (ج) شار جانبی آنتروپی در مقیاس همدیدی در اطراف TCG. در هر زیرشکل، خطوط عمودی قرمز در چپ و راست به ترتیب زمان رسیدن و خروج TCG به شدت دسته ۵ را نشان می‌دهند. همچنین خط عمودی قهوه‌ای، زمان بیشینه شدت TCG را نشان می‌دهد که در داده‌های IMD با دسته ۶ نشان داده شده است.

مختلف فشاری بر حسب فاصله از مرکز TCG (به صورت شعاع با واحد کیلومتر) در زمان UTC ۰۶:۰۰ روز ۵ ژوئن در شکل ۵ نشان داده شده است. این شکل به وضوح دو شارش درون سو و برون سو را به ترتیب در ترازهای پایین و بالا نشان می‌دهد.

۴. نتیجه گیری

در این تحقیق از داده‌های بازتحلیل ECMWF با قدرت تفکیک ۰/۱۲۵ درجه در راستای طول و عرض جغرافیایی استفاده شد تا شارهای قائم، سطحی و جانبی آنروپی در مقیاس همدیدی اطراف چرخند حاره‌ای گونو محاسبه و بررسی شود. برای این منظور، آنروپی با استفاده از رابطه معرفی شده توسط لوپز و ریموند (۲۰۰۵) محاسبه شد. همچنین چارچوب نظری تانگ و امانوئل (۲۰۱۰) به کار بسته شد تا شار قائم آنروپی محاسبه شود. نتایج حاصل از بررسی توزیع‌های افقی سرعت‌های شعاعی و مماسی و سری‌های زمانی بیشینه مقدار آن‌ها نشان داد که سرعت شعاعی همزمان با بیشینه شدن شدت TCG بیشینه شده در حالی که سرعت مماسی در این زمان دارای کمینه نسبی بوده ولی در ابتدا و انتهای بازه‌ای که TCG شدت دسته ۵ و بیشتر را تجربه کرده دارای بیشینه نسبی بوده است.

برای روشن شدن نقش درون‌شارش سطحی و برون‌شارش ترازهای زیرین، میانگین سمتی شار جانبی آنروپی تا شعاع ۵۰۰ کیلومتر از مرکز TCG محاسبه و توزیع افقی آن برای کل دوره عمر TCG ترسیم شد. نتایج نشان داد که شدیدترین درون‌شارش در ۰۰:۰۰ و ۱۲:۰۰ UTC روز ۳ ژوئن و شدیدترین برون‌شارش در ۱۸:۰۰ UTC روز ۶ ژوئن روی داده است. تقدم زمانی رویداد قوی‌ترین درون‌شارش و تأخیر زمانی رویداد قوی‌ترین برون‌شارش هر دو نسبت به زمان رویداد بیشینه شدت TCG به وضوح نقش مثبت درون‌شارش در تقویت TCG و نقش مثبت برون‌شارش در تضعیف TCG را نشان می‌دهد. لازم به ذکر است که گستره قائم شارش درون سو و برون سو در کل دوره عمر TCG ثابت نبوده است. در ابتدای دوره عمر TCG، شارش درون سو تا تراز ۶۰۰ hPa کشیده شده و شارش برون سو از ۲۵۰ hPa شروع شده بود. در دوره‌ای که شدت TCG برابر شدت دسته ۵ و بیشتر بود، از عمق شارش درون سو کاسته شد و گستره قائم آن تا ۹۰۰ hPa نیز تقلیل یافت، در حالی که در همین دوره گستره قائم شارش برون سو تا ۷۵۰ hPa پایین آمد. برای به تصویر کشیدن الگوی شارش‌های برون سو و درون سو، نیم‌رخ قائم میانگین سمتی F_L در ترازهای



شکل ۵. نیم‌رخ قائم میانگین سمتی شار جانبی آنروپی ($J/(kg K) m/s$) در ترازهای مختلف فشاری و بر حسب فاصله از مرکز TCG در ۰۶:۰۰ UTC روز ۵ ژوئن.

چرخند مقدار شارها قبل از اینکه TCها به بیشینه شدت خود برسند کرانگینه شده‌اند. همچنین بررسی برون‌شارش و درون‌شارش در دوره عمر TCG نشان داد که قوی‌ترین درون‌شارش قبل از زمان بیشینه شدت TCG روی داده در حالی که قوی‌ترین برون‌شارش بعد از این زمان روی داده است. به‌طور کلی از نتایج حاصل از این تحقیق می‌توان به این جمع‌بندی رسید که شارهای آنتروپی در مقیاس همدیدی قابلیت کاربست در شاخص‌های تجربی پیش‌بینی‌کننده شدت چرخند حاره‌ای را دارد. تعمیم این نتیجه به مقیاس‌های کوچک‌تر و در محدوده دیواره و چشمه TCG در دستور کارهای آتی محقق قرار دارد.

مراجع

ملکوتی، ح. و علی محمدی، م.، ۱۳۹۳، شبیه‌سازی طوفان حاره‌ای گونو با استفاده از مدل Advanced Hurricane WRF: حساسیت به طراحی محدوده‌ها، آشیانه‌سازی، تفکیک افقی و زمان شروع، م. علوم و فنون دریایی، ۱۳، ۱۰۱-۱۱۰.

مزرعه فراهانی، م.، احمدی، م. و ثقفی، م. ع.، ۱۳۹۴، ارزیابی نیروهای مؤثر بر تشکیل و تقویت طوفان حاره‌ای گونو با استفاده از مدل تحلیلی کیو و بررسی عملکرد مدل‌های عددی در تعیین شدت آن، م. فیزیک زمین و فضا، ۴۱، ۲۷۳-۲۸۰.

به‌منظور بررسی کمی، شارهای آنتروپی در دوره عمر TCG با مقادیر گزارش شده توسط پگاه فر و قرایلو (۲۰۱۹) برای چرخند حاره‌ای هیان (Tropical Cyclone Haiyan, TCH) که در سال ۲۰۱۳ مجمع‌الجزایر فیلیپین را متأثر ساخت مقایسه شد. نتایج نشان داد که شار سطحی آنتروپی در TCG دو مرتبه بزرگی بیش از شار سطحی آنتروپی در TCH بوده و شار جانبی آنتروپی نیز در TCG یک مرتبه بزرگی بیش از شار جانبی آنتروپی در TCH بوده است، اما شار قائم آنتروپی در دوره عمر TCG دو مرتبه بزرگی کوچک‌تر از شار قائم آنتروپی در TCH بوده است. از این رو می‌توان نتیجه گرفت که این انباشت انرژی کمک کرده تا TCG تا عرض‌های جغرافیایی بالاتر هدایت شود. سری‌های زمانی مقادیر تجمعی شارهای قائم، سطحی و جانبی آنتروپی نشان داد که قبل از اینکه TCG به بیشینه شدت خود برسد، بیشینه مقدار شارهای سطحی و قائم و کمینه مقدار شار جانبی آنتروپی را (با تقدم‌های زمانی متفاوت) روی داده است. به‌طور نمونه، شار سطحی آنتروپی ۶ ساعت، شار قائم آنتروپی ۳۰ ساعت و قدرمطلق شار جانبی آنتروپی ۱۸ ساعت قبل از اینکه TCG به بیشینه شدت خود برسد، بیشینه شده‌اند. علی‌رغم اختلاف میان مقادیر شارهای آنتروپی برای دو چرخند TCG و TCH، اما مقایسه سری‌های زمانی شارهای آنتروپی نشان داد که در هر دو

of mature tropical cyclones, Rev. Geophys. Space Phys., 12, 495-522.

Bister, M. and Emanuel, K., 1998, Dissipative heating and hurricane intensity, Meteor. Atmos. Phys., 65, 233-240.

Bryan, G. and Rotunno, R., 2009a, Evaluation of an analytical model for the maximum intensity of tropical cyclones, J. Atmos. Sci., 66, 3042-3060.

Bryan, G. H. and Rotunno, R., 2009b, The maximum intensity of tropical cyclones in axisymmetric numerical model simulations, Mon. Wea. Rev., 137, 1770-1789.

Cram, T. A., Persing, J., Montgomery, M. T. and Braun, S. A., 2007, A Lagrangian trajectory view on transport and mixing processes between the eye, eyewall, and environment using a high-resolution simulation of Hurricane Bonnie (1998), J. Atmos. Sci., 64,

Aberson, S. D. and Franklin, J. L., 1999, Impact on hurricane track and intensity forecasts of GPS dropwindsonde observations from the first-season flights of the NOAA Gulfstream-IV jet aircraft, Bull. Amer. Meteor. Soc., 80, 421-427.

Allahdadi, M. N., Chaichitehrani, N., Allahyar, M. and McGee, L., 2017, Wave Spectral Patterns during a Historical Cyclone: A Numerical Model for Cyclone Gonu in the Northern Oman Sea, Open Journal of Fluid Dynamics, 7(02), 131.

Allahdadi, M. N., Chaichitehrani, T. N., Jose, F., Nasrollahi, A., Afshar, A. and Allahyar, M., 2018, Cyclone-generated Storm Surge in the Northern Gulf of Oman: A Field Data Analysis during Cyclone Gonu, American Journal of Fluid Dynamics, 8(1), 10-18.

Anthes, R. A., 1974, The dynamics and energetics

- 1835–1856.
- Cuxart, J., Conangla, L. and Jiménez, M. A., 2015, Evaluation of the surface energy budget equation with experimental data and the ECMWF model in the Ebro Valley. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(3), 1008-1022.
- Davis, C., Wang, W., Chen, S. S., Chen, Y., Corbosiero, K., DeMaria, M., Dudhia, J., Holland, G., Klemp, J., Michalakes, J., Reeves, H., Rotunno, R., Snyder, C. and Xiao, Q., 2008, Prediction of land falling hurricanes with the advanced hurricane WRF model, *Mon. Wea. Rev.*, 136, 1990–2005.
- DeMaria, M., 2009, A simplified dynamical system for tropical cyclone intensity prediction, *Mon. Wea. Rev.*, 137(1), 68-82.
- DeMaria, M., Knaff, J. A. and Connell, B. H., 2001, A tropical cyclone genesis parameter for the tropical Atlantic, *Weather and Forecasting*, 16(2), 219-233.
- Ditchek, S. D., Molinari, J. and Vollaro, D., 2017, Tropical Cyclone Outflow-Layer Structure and Balanced Response to Eddy Forcings, *J. Atmos. Sci.*, 74(1):133-149.
- Drennan, W. M., Zhang, J. A., French, J. R., McCormick, C. and Black, P. G., 2007, Turbulent fluxes in the hurricane boundary layer. Part I: Latent heat flux. *J. Atmos. Sci.*, 64:1103–1115.
- Emanuel, K. A. and Nolan, D. S., 2004, Tropical cyclone activity and the global climate system, Preprints, 26th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology.
- Emanuel, K. A., 1986, An air–sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance, *J. Atmos. Sci.*, 43, 585–604.
- Emanuel, K., 1991, The theory of hurricanes, *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 23, 179-196.
- Emanuel, K., 1995, Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics, *J. Atmos. Sci.*, 52, 3969–3976.
- Farahani, M. M., Khansalari, S. and Azadi, M., 2017, Evaluation of helicity generation in the tropical storm Gonu, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 129(3), 333-344.
- Frank, W. M. and Ritchie, E. A., 2001, Effects of vertical wind shear on the intensity and structure of numerically simulated hurricanes, *Monthly weather review*, 129(9), 2249-2269.
- Holland, G., 1997, The maximum potential intensity of tropical cyclones, *J. Atmos. Sci.*, 54, 2519–2541.
- Isaksen, L. and Stoffelen, A., 2000, ERS scatterometer wind data impact on ECMWF's tropical cyclone forecasts, *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 38(4), 1885-1892.
- Jewtoukoff, V., Hertzog, A., Plougonven, R., Cámara, A. D. L. and Lott, F., 2015, Comparison of gravity waves in the Southern Hemisphere derived from balloon observations and the ECMWF analyses. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(9), 3449-3468.
- Jones, S. C., 1995, The evolution of vortices in vertical shear. I: Initially barotropic vortices, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121(524), 821-851.
- Jung, T., Gulev, S. K., Rudeva, I. and Soloviev, V., 2006, Sensitivity of extratropical cyclone characteristics to horizontal resolution in the ECMWF model, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 132(619), 1839-1857.
- Korty, R. L., Camargo, S. J. and Galewsky, J., 2012, Tropical cyclone genesis factors in simulations of the Last Glacial Maximum. *Journal of Climate*, 25(12), 4348-4365.
- Kumar, P., Kishtawal, C. M., Pal, P. K., 2017, Impact of ECMWF, NCEP, and NCMRWF global model analysis on the WRF model forecast over Indian Region. *Theoretical and applied climatology*, 127(1-2), 143-151.
- Li, J. and Li, T., 2014, Entropy Evolution Characteristics Associated with the Development of the South Asian Monsoon, *J. Atmos. Sci.*, 71, 865-880.
- López Carrillo, C. and Raymond D. J., 2005, Moisture tendency equations in a tropical atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 62(5), 1601-1613.
- Malkus, J. and Riehl, H., 1960, On the dynamics and energy transformations in steady-state hurricanes, *Tellus*, 12, 1–20.
- Nolan, D. S. and McGauley, M. G., 2012, Tropical cyclogenesis in wind shear: Climatological relationships and physical processes, *Cyclones: Formation, Triggers, and Control*, 1-36.
- Osuri, K. K., Mohanty, U. C., Routray, A., Kulkarni, M. A. and Mohapatra, M., 2012, Customization of WRF–ARW model with physical parameterization schemes for the simulation of tropical cyclones over North Indian Ocean, *Nat. Hazards*, 63, 1337–1359.
- Pauluis, O. and Held, I. M., 2002, Entropy budget of an atmosphere in radiative-convective equilibrium, Part I: Maximum work and frictional dissipation, *J. Atmos. Sci.*, 59, 125–139.
- Pegahfar, N. and Gharaylou, M., 2019, Entropy Evolution Characteristics during an Intense Tropical Cyclone. Accepted in *Meteorology and Applied Physics*.
- Persing, J. and Montgomery, M. T., 2003,

- Hurricane superintensity, *J. Atmos. Sci.*, 60, 2349–2371.
- Raymond, D. J., Esbensen, S. K., Paulson, C., Gregg, M., Bretherton, C. S., Petersen, W. A., Cifelli, R., Shay, L. K., Ohlmann, C. and Zuidema, P., 2004, EPIC2001 and the coupled ocean– atmosphere system of the tropical east Pacific, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85, 1341–1354.
- Raymond, D. J., Bretherton, C. S. and Molinari, J., 2006, Dynamics of the intertropical convergence zone of the east Pacific, *J. Atmos. Sci.*, 63, 582–597.
- Raymond, D. J., Sessions, S., Sobel, A. and Fuchs, Z., 2009, The mechanics of gross moist stability, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 1(3).
- Raymond, D. J., Raga, G. B., Bretherton, C. S., Molinari, J., Lopez- Carillo, C. and Fuchs, Z., 2003, Convective forcing in the intertropical convergence zone of the eastern Pacific, *J. Atmos. Sci.*, 60, 2064–2082.
- Raziei, T. and Sotoudeh, F., 2017, investigation of the accuracy of the european center for medium range weather forecasts (ECMWF) in forecasting observed precipitation in different climates of iran, *journal of the earth and space physics*, 43(1), 133-147.
- Reasor, P. D., Montgomery, M. T. and Grasso, L. D., 2004, A new look at the problem of tropical cyclones in vertical shear flow: Vortex resiliency, *J. Atmos. Sci.*, 61(1), 3-22.
- Riemer, M., Montgomery, M. T. and Nicholls, M. E., 2010, A new paradigm for intensity modification of tropical cyclones: Thermodynamic impact of vertical wind shear on the inflow layer, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 3163–3188.
- Schecter, D. A., Montgomery, M. T. and Reasor, P. D., 2002, A theory for the vertical alignment of a quasigeostrophic vortex, *J. Atmos. Sci.*, 59(2), 150-168.
- Simpson, R. and Riehl, R., 1958, Mid-tropospheric ventilation as a constraint on hurricane development and maintenance, *Tech. Conf. on Hurricanes, Amer. Meteor. Soc.*, Miami Beach, FL, D4–1–D4–10.
- Singh, R., Kishtawal, C. M., Pal, P. K. and Joshi, P. C., 2011, Assimilation of the multisatellite data into the WRF model for track and intensity simulation of the Indian Ocean tropical cyclones, *Meteorology and atmospheric physics*, 111(3-4), 103-119.
- Singh, R., Pal, P. K., Kishtawal, C. M. and Joshi, P. C., 2008, The impact of variational assimilation of SSM/I and QuikSCAT satellite observations on the numerical simulation of Indian Ocean tropical cyclone, *Weather Forecast* 23,460–476.
- Smith, R. K., Ulrich, W. and Sneddon, G., 2000, On the dynamics of hurricane-like vortices in vertical-shear flows, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126(569), 2653-2670.
- Tang, B. and Emanuel, K., 2010, Midlevel ventilation’s constraint on tropical cyclone intensity, *J. Atmos. Sci.*, 67(6), 1817-1830.
- Wang, Y. and Xu, J., 2010, Energy production, frictional dissipation, and maximum intensity of a numerically simulated tropical cyclone, *J. Atmos. Sci.*, 67(1), 97-116.
- Wong, M. L. and Chan, J. C., 2004, Tropical cyclone intensity in vertical wind shear, *J. Atmos. Sci.*, 61(15), 1859-1876.
- Zhang, X., Xiao, Q. and Patrick, F., 2007, The impact of multisatellite data on the initialization and simulation of Hurricane Lili’s (2002) rapid weakening phase, *Mon. Weather Rev.*, 135, 526–548.

A synoptic-scale investigation of entropy fluxes during Tropical Cyclone Gonu

Pegahfar, N.*

Assistant Professor, Atmospheric Science Center, Iranian National Institute for Oceanography and Atmospheric Science, Tehran, Iran

(Received: 29 Dec 2018, Accepted: 14 May 2019)

Summary

Tropical cyclones (TC) have been investigated from different points of view. Development of forecast of TC intensity and its track is often the shared purpose of all previous researches. To this aim, various empirical indices and different frameworks, based on various parameters, have been defined to provide deep knowledge of TC dynamics and thermodynamics. In this research, using the thermodynamic parameter of entropy, entropy fluxes (including surface, lateral and vertical fluxes) have been calculated. A theoretical framework based on hypothesized mechanism, introduced by Tang and Emanuel (2010), has been used to calculate the vertical flux of entropy. This ideal framework used a set of rigid assumptions including steadiness, axisymmetry and slantwise neutrality to assess the effects of vertical entropy flux on TC intensity via the possible pathway of downdrafts outside the eyewall. The lateral entropy flux has been computed based on radial component of surface wind. Azimuthal average of lateral entropy flux has been calculated to analyze vertical extension and strength of inflow (in the lower part of boundary layer) and also outflow (in the upper part of troposphere). Here, Tropical Cyclone Gonu (TCG) has been focused on. TCG, formed at 18:00 UTC 1 June 2007 and decayed on 7 June, passed intensity of Saffir-Simpson Category-5 and affected southern coast (Makran) of Iran. All above parameters have been computed and analyzed during TCG lifetime using (1) Era-Interim reanalysis data (from European Center for Medium Range Weather Forecast) with 0.125 degree horizontal resolution, 12 vertical levels from 1000 to 200 hPa and 6-hour time intervals, and (2) data produced by India Meteorological Department. The variables were used both at the surface and also at pressure levels, the surface values were temperature and humidity (both at 2 m height), wind vector (at 10 m height), mixing ratio and sea level pressure. Synoptic-scale analysis has been done using data in a circular region centered by TCG center with a radius of 500 km. Results of horizontal patterns and time series of radial and tangential components of wind vector indicated that the value of radial component was maximized simultaneously with maximum activity of TCG. At TCG peak activity time, the tangential component had a comparatively minimum value embedded between two relative maximum values. Time series analysis showed that the integrated values of all three parameters of surface, vertical and lateral entropy fluxes experienced their extremum values before TCG reached its maximum intensity. It is worthwhile to be noted that their lead time varied from 6 hours (for surface entropy flux), 18 hours (for lateral entropy flux) to 30 hours (for vertical entropy flux). A comparative analysis between the values of entropy fluxes during TCG and those for Haiyan Tropical Cyclone (TCH, the strongest TC formed over the Pacific Ocean), reported by Pegahfar and Gharaylou (2019), indicated that entropy surface flux and lateral entropy flux during TCG were respectively two and one order of magnitude larger than the related values during TCH. In contrast, TCG experienced entropy vertical flux with two orders of magnitude smaller than that during TCH. Hence it can be concluded that the accumulation of energy helped TCG to travel to the higher latitudes. Moreover, the strongest inflow and outflow occurred before and after TCG maximum intensity, respectively. In a period that TCG reaches category-5 intensity and more, vertical extension of inflow layer was minimized while outflow layer started from the lower levels, comparing with results from the beginning of TCG life cycle. Conclusively, findings of this research showed that surface, vertical and lateral entropy fluxes, even in synoptic scale, have the ability to be served as empirical indices and also need to be focused in theoretical, computational and practical frameworks, for all prognostic purposes of TC intensity.

Keywords: tropical cyclone Gonu, (surface, lateral and vertical) entropy fluxes, radial wind, inflow, outflow.

*Corresponding author:

pegahfar@inio.ac.ir