

بررسی تغییرات هلیسیتی و شار هلیسیتی در توفان استوایی گونو

سکینه خان سالاری^۱، مجید مزرعه فراهانی^{۲*} و مجید آزادی^۳

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی - واحد علوم و تحقیقات

^۲ استادیار، مؤسسه ژئوفیزیک - دانشگاه تهران

^۳ استادیار، پژوهشکده هواشناسی و علوم جوی

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۶/۱، تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۱۲/۲۴، دسترسی برخط: ۱۳۹۰/۳/۲۵)

چکیده

سامانه‌های دارای حرکات چرخشی شدید مانند توفان‌های حاره‌ای و شناخت عوامل تشدید و تضعیف کننده آنها دارای اهمیت فراوان است. به منظور بررسی ناپایداری‌های مربوط به جریانات پیچکی و چرخشی، از کمیتی به نام هلیسیتی استفاده می‌شود. به این ترتیب بررسی عوامل ایجاد و اتلاف هلیسیتی دارای اهمیت بسزایی است. محاسبه شار هلیسیتی، به خصوص شار پایین سوی هلیسیتی نیز از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. در این تحقیق روابط لازم برای محاسبه متغیرهای هلیسیتی و شار هلیسیتی معرفی می‌شود. سپس راستی‌آزمایی روابط به دست آمده با کاربرت آنها در توفان گونو مورد بررسی و تحلیل قرار می‌گیرد. به این منظور هلیسیتی و شار آن با استفاده از داده‌های سامانه پیش‌بینی جهانی (Global Forecasting System) محاسبه شد. این داده‌ها در راستاهای طول و عرض جغرافیایی دارای تفکیک یک درجه هستند که این دقت برای بررسی حاضر ناکافی بود، بنابراین در ابتدا با استفاده از روش‌های متداول درون‌یابی، متغیرهای مورد نیاز با تفکیک مناسب این بررسی محاسبه شد. سپس با استفاده از داده‌های بیشینه سرعت مماسی باد در قله لایه مرزی تلاطمی و جای‌گذاری آن در رابطه شار هلیسیتی، مقدار بیشینه شار هلیسیتی به دست آمد. بیشترین مقادیر شار هلیسیتی و شار هلیسیتی در این توفان در روز ششم ژوئن ۲۰۰۷ که در آن شدت توفان از سایر روزها بیشتر بود به دست آمد. مقادیر هلیسیتی و شار هلیسیتی در لایه مرزی تلاطمی به ترتیب در بازه $75 \times 10^9 - 0.2 \times 10^9$ و $197 \times 10^9 - 6 \times 10^9$ به دست آمد که این مقادیر هم‌مرتب با هاریکن بونی (Bonnie) است.

نتایج نشان می‌دهد که عامل شناوری دینامیکی که متفاوت از شناوری ترمودینامیکی کلاسیک است، باعث افزایش مقدار هلیسیتی، و اصطکاک سطحی باعث کاهش آن می‌شود. همچنین این افزایش یا کاهش به ترتیب باعث افزایش یا کاهش ارتفاع سطحی که در آن بیشینه شار هلیسیتی اتفاق می‌افتد، می‌شود. بررسی‌ها روشن می‌سازند که بیشینه شار هلیسیتی در قله لایه مرزی و شکسان متلاطم، رخ می‌دهد و این کمیت می‌تواند شاخصی برای مقایسه شدت پیچک‌های جوئی باشد.

واژه‌های کلیدی: هلیسیتی، شار هلیسیتی، لایه مرزی، نیروی شناوری، نیروی اصطکاک، جریانات پیچکی

A study of helicity and helicity flux in the Gonu tropical storm

Sakineh Khansalari¹, Majid Mazraeh Ei Farahani^{2*}, and Majid Azadi³

¹Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

²Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

³Meteorology and Atmospheric Sciences Research Center, Tehran, Iran

(Received: 23 August 2010, accepted: 15 March 2011, available online: 15 June 2011)

Summary

In the study of atmospheric phenomena, different types of parameters are generally considered. The type of parameter applied depends mostly on the scale and severity of the phenomena under consideration. Weather systems with fast rotating wind, such as tropical storms or tornadoes, are among the most destructive weather-related phenomenon. Study of these kinds of phenomena and recognition of the causes of their intensification or weakening are very important. Quantities that are measured in this type of system vary and the calculations yield different results and properties depending on the method used. There is a direct relationship between type of system and severity to the thermodynamic instability of the atmosphere in the region of the occurrence. It is typical to use certain parameters for studying atmospheric instabilities, such as vorticity, potential vorticity. However, these parameters are gauges for measuring the power of a system related to the value of the instability of a system suitable for a straight flow. To measure the energy of activity of system with a severely rotating flow it is suggested to use another quantity, that of helicity. Thus, surveying sources and sinks of helicity is highly important in dealing with vortices and hurricanes and rotating systems in general. Besides helicity, helicity flux is also a very valuable tool for studying rotating flows. The mathematical relationship between helicity and helicity-flux are presented in this study. Also, a new method of computing helicity flux is discussed and the values of helicity in two methods are compared.

In theory, the dissipation of helicity occurs in the boundary layer. In fact, the dissipation aspect of helicity involved in the frictional process in the boundary layer is much higher than the production of it in buoyancy process. Consequently, there is a separating surface in the boundary layer above the surface of which the production is higher than the loss by friction effect, and below it the friction is much higher than that produced by buoyancy. The helicity produced in the upper layer moves downward into the area wherein the turbulent viscose force of the surface is dissipated due to friction. Since the stationary condition of the vortex is used in calculating helicity,, the downward flux of helicity is a highly accurate parameter of the stationary turbulent vortex.

This study calculates the downward helicity flux, sources and sinks of helicity of the hurricane Gonu. Data of hurricane Bonnie were utilized as both a comparison and reference for the study of hurricane Gonu. The results show that dynamical buoyancy is the main factor in producing helicity and surface friction and the main dissipating factor. Therefore, an increase in dynamical buoyancy or reduction in dissipative friction results in the regeneration or enhancement of a rotating system. Furthermore, the increase (or decrease) of the magnitude of helicity results in an increase (or decrease) in the height of the layer at which the maximum helicity flux occurs. It is suggested that the maximum helicity flux occurs at the top of viscous turbulence boundary layer.

Key words: Helicity, helicity flux, boundary layer, buoyancy force, friction force, vortices flow

۱ مقدمه

می‌شوند، سامانه‌های دارای حرکات چرخشی شدید مانند تندوزه‌ها، دیوبادها و توفان‌های حاره‌ای، دارای میزان وقوع و شدت خسارت بیشتری نسبت به دیگر پدیده‌ها هستند (لی و ورمن، ۲۰۰۵). بررسی این گونه سامانه‌های جوئی و شناخت عوامل تشدید و تضعیف کننده آنها

بررسی پدیده‌های جوئی شدید (severe) به دلیل اثرات مخرب آنها و تلفات جانی و مالی زیادی که به بار می‌آورد، اهمیت زیادی دارد. در میان پدیده‌های هواشناختی که همه‌ساله موجب وارد آمدن خسارات فراوان در جهان

ناوُشکسان و در حجم محدود شده با مرزهای سخت، کمیتی پایستار و در قیاس با جو واقعی کمی متفاوت است. در نتیجه بررسی این کمیت در شرایط واقعی جو که هم تراکم پذیر و هم وُشکسان است، می تواند نتایج متفاوتی داشته باشد. هاف (۱۹۸۵) پیدایش ابرهای همرفتی چرخان (Rotating Convective Clouds) در تاوه‌های طولی مارپیچی (Longitudinal Helical Vortices) را از نظر دینامیکی مورد بررسی قرار داد و روشن ساخت که همگرایی شدید در میدان باد، منبع تولید مولفه قائم تاوایی است و مولفه قائم تاوایی موجب چرخش در این گونه ابرها می شود. وی مقدار هلیسیتی را در این گونه ابرها محاسبه کرد و مشخص ساخت که مقدار هلیسیتی در این ابرها و طول عمر آنها بیشتر از ابرهای معمولی است. او بیان کرد که دلیل نتایج ذکر شده، از بین رفتن جملات غیرخطی در معادله حرکت است. بنابراین هلیسیتی بزرگ یک شاره مانع پراکنده شدن و پخش انرژی می شود، به طوری که سلول‌های مارپیچی بیشتر از توفان‌های معمولی دوام دارند و در مقابل پراکنده شدن مقاومت می کنند (لی، ۱۹۸۶).

شار هلیسیتی برای جریان غیر چرخشی و فاقد تاوایی پتانسیلی، صفر است (کورگانسکی، ۲۰۰۶). در بررسی توفان‌ها، در قسمت‌هایی از توفان که مقدار هلیسیتی بیشینه است، همرفت بیشینه است (مولیناری و ولارو، ۲۰۰۸). کورگانسکی (۲۰۰۸) شار قائم هلیسیتی را در پیچک‌های جوئی محاسبه و بیان کرد که بیشینه این شار در مرز بالایی لایه مرزی متلاطم رخ می دهد و این مقدار بیشینه، شاخص مناسبی برای مقایسه شدت پیچک‌های جوئی است.

تاکنون پژوهش‌های فراوانی در ارتباط با پدیده‌های شدید هواشناختی در کشور صورت گرفته است ولی بررسی اثر هلیسیتی در پدیده‌های هواشناختی در ایران سابقه طولانی ندارد. ارتباط بین هلیسیتی و کمیت‌های هواشناختی که به طور معمول در جو اندازه گیری می شوند

دارای اهمیت فراوانی است. کمیت‌ها و روش‌های مورد استفاده در این گونه بررسی‌ها نیز متنوع و دارای خصوصیات متفاوتی است، لذا بررسی روش‌های مطالعاتی و کمیت‌های به کار گرفته شده نیز اهمیت دارد.

به تازگی پیشنهاد شده است که عامل اصلی رشد و تداوم پیچک‌های جوئی قوی در مرحله بلوغشان، شناوری دینامیکی و عامل تضعیف کننده آنها، اثر اصطکاک سطح زیرین (لایه مرزی) است (کورگانسکی، ۲۰۰۸). کمیت مورد استفاده در تحقیق از نوع هلیسیتی است.

به دلیل عوارض پستی و بلندی سطح زمین و تغییر جهت بردار باد، در لایه‌های پایین، تاوایی دارای نتایج خوبی نیست. علاوه بر این در سلول‌های همرفتی و ابرها با توجه به اینکه در بحث تاوایی از مولفه قائم تاوایی استفاده می شود در صورتیکه در این گونه سلول‌های، مولفه‌های افقی چرخش، بزرگی یکسان با مولفه قائم دارند، حذف قسمت افقی چرخش، باعث توانایی کم تاوایی در توصیف جریان‌های چرخشی ابرها می شود؛ در حالی که هلیسیتی با دقت مطلوبی پاسخگوی این ضعف‌ها است.

مفهوم هلیسیتی که آن را برای اولین بار بت چف (۱۹۶۱) مطرح کرد، به طور چشمگیری در علم دینامیک شاره‌ها و هیدرودینامیک مغناطیسی مورد استفاده قرار گرفت. اولین تحقیقات در زمینه هلیسیتی در دانش هواشناسی را آنجل و همکاران (۱۹۶۸) روی گردش‌های مارپیچی (Helical Circulations) در لایه مرزی عملی ساختند.

اتلینگ (۱۹۸۵) بعضی خصوصیات هلیسیتی در جو را مورد بررسی قرار داد و شارش بلترامی را که از نوع شارش‌های مارپیچی است و در آن بردار باد و تاوایی با یکدیگر موازی‌اند و بنابراین مقدار هلیسیتی نسبی در آنها برابر یک است در حکم شارشی مارپیچی معرفی کرد. وی روشن ساخت که هلیسیتی در جریان تراکم ناپذیر و

و حداکثر این فراسنج‌ها همخوانی نسبتاً خوبی با واقعیت داشت.

سالاری فنودی و سالاری فنودی (۱۳۸۸)، به صورت خلاصه به اهمیت موضوع توفان حاره‌ای گونو پرداخته‌اند و داده‌های سینوپتیکی ثبت و ضبط شده در بازه زمانی ۵ روز قبل و بعد از ورود توفان حاره‌ای به منطقه چابهار را مورد تحلیل و آنالیز قرار داده‌اند. مهم‌ترین یافته‌های این تحقیق حکایت از آن دارد که شرایط کلی آب و هوایی و شرایط امواج منطقه پس از این حادثه دچار تغییراتی هرچند بسیار کم شده است. برای مثال، ارتفاع امواج افزایش قابل ملاحظه‌ای داشته و همچنین میزان رطوبت نسبی روند افزایش و کاهش گذشته را نداشته است.

۲ معادله هلیسیتی

کمیت هلیسیتی معیاری از چرخش در هر نقطه از میدان جریان است. در واقع هلیسیتی معیاری از هم‌راستایی بردار سرعت و تاوایی است، به گونه‌ای که اگر بردار سرعت و تاوایی بر هم عمود باشند، مقدار هلیسیتی صفر خواهد بود و اگر در یک راستا باشند، هلیسیتی بیشترین مقدار را خواهد داشت. هلیسیتی در هواشناسی به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$H = \vec{U} \cdot (\nabla \times \vec{U}) \quad (1)$$

که در آن، \vec{U} ، بردار سرعت و H هلیسیتی است. معادله هلیسیتی در جوئی با تراکم‌پذیری ضعیف، با استفاده از معادله حرکت و معادله تاوایی به صورت رابطه (۲) تعریف می‌شود (کورگانسکی، ۲۰۰۸):

$$\frac{\partial}{\partial t} (\vec{U} \cdot \vec{\omega}) + \nabla \cdot \vec{S} = 2\vec{\omega} \cdot \vec{b} + 2\vec{\omega} \cdot \vec{R} \quad (2)$$

که \vec{R} اصطکاک، $\vec{\omega}$ تاوایی، \vec{b} شناوری و \vec{S} شار هلیسیتی است. در این معادله عوامل تولید و اتلاف

را احمدنیا (۱۳۸۷) بررسی کرده است. در این بررسی برخی جنبه‌های دینامیکی هلیسیتی و همچنین کاربرد آن در تعیین ویژگی‌های سامانه‌های جوئی از سوی وی مورد توجه قرار گرفته است. همچنین عوامل تولید و اتلاف هلیسیتی در سامانه‌های جوئی را خان سالاری (۱۳۸۹) مورد بررسی قرار داده است.

هدف از این تحقیق، بررسی عوامل تولید و اتلاف هلیسیتی و ارتباط هلیسیتی با پدیده‌های شدید جوئی است. با شناخت نقش کمیت‌هایی که باعث افزایش و یا کاهش هلیسیتی می‌شوند، می‌توان با در اختیار داشتن یا پیش‌بینی کردن آن کمیت‌ها، بزرگی هلیسیتی را مورد کنکاش قرار داد و در نتیجه تحول سامانه‌های جوئی را ارزیابی کمی و کیفی کرد. بنابراین با بررسی شار هلیسیتی می‌توان درباره تداوم پیچک‌های جوئی و طول عمر آنها اظهار نظر کرد و دانسته‌ها را از فرایندهای داخل توفان و یا سامانه‌های جوئی افزایش داد.

در این تحقیق ابتدا معادله هلیسیتی معرفی می‌شود و با حاصل شدن رابطه شار هلیسیتی از معادله هلیسیتی، توفان حاره‌ای گونو به صورت نمونه‌ای مهم از دیدگاه هلیسیتی و شار آن مورد بررسی قرار می‌گیرد. در ادامه به خلاصه‌ای از تحقیقاتی که در زمینه توفان گونو صورت گرفته است اشاره می‌شود.

بررسی اثرات توفان حاره‌ای گونو بر مناطق جنوب و جنوب شرق ایران با در نظر گرفتن روپسان‌های همدیدی و آزمون مدل WRF برای این رویداد را زرین (۱۳۸۸) عملی ساخته است. وی روشن ساخت که مدل WRF در روزهای ابتدایی، پیش‌بینی‌های قابل مقایسه‌ای با واقعیت داشت، اما با گذشت زمان، مسیر پیش‌بینی گونو با این مدل، منطبق با مسیر واقعی نبود. علت این تفاوت، ناتوانی مدل در پیش‌بینی مولفه شمال سوی حرکت گونو بود. اما پیش‌بینی اندازه فشار گونو، شدت بادهای و زمان‌های حداقل

در ادامه بحث به دلایلی که ذکر خواهد شد، توجه بر لایه مرزی قرار می‌گیرد. در اینجا نقطه‌ای کلیدی وجود دارد که ناشی از این حقیقت است که تولید مستقیم هلیسیتی از نیروی شناوری درون لایه مرزی و شکسان، در مقایسه با اتلاف هلیسیتی به واسطه اصطکاک در همین لایه، کوچک و قابل صرف نظر کردن است. در بالای این لایه اتلاف هلیسیتی به واسطه اصطکاک، بسیار ناچیز است. در نتیجه می‌توان تولید هلیسیتی از نیروی شناوری را به بخشی از لایه مرزی که از لحاظ همرفتی ناپایدار است (یعنی جایی که تاوه‌ها تولید می‌شوند)، و بالای لایه مرزی و شکسان (viscous boundary layer) قرار دارد، نسبت داد (کورگانسکی، ۲۰۰۸).

اثراتی که به واسطه نیروی شناوری و اصطکاک بر هلیسیتی وارد می‌شود در فضا کاملاً مجزا هستند. بالای صفحه جداکننده، نیروی شناوری هلیسیتی را تولید می‌کند. هلیسیتی تولید شده به طرف پایین درون این سطح نفوذ می‌کند و هلیسیتی ناشی از نیروهای و شکسان متلاطم در لایه مرزی محصور بین سطح زمین و این سطح جداکننده اثرات اصطکاک و شناوری موسوم به σ (که درون لایه مرزی قرار دارد)، اتلاف می‌شود. با توجه به اینکه در پیچک‌های جوئی سرعت مماسی در قله لایه مرزی متلاطم مقدار بیشینه دارد، بیشینه شار هلیسیتی در قله لایه مرزی متلاطم (سطح Σ) رخ می‌دهد. بنابراین شار پایین سوی هلیسیتی درون سطح Σ مشخصه کلیدی یک پیچک مانا است (کورگانسکی، ۲۰۰۸).

حال لازم است که با توجه به اینکه شار پایین سوی هلیسیتی، به درون سطح Σ مشخصه یک پیچک مانا است، شار هلیسیتی در راستای قائم محاسبه شود.

۱-۲ شار قائم هلیسیتی

برای محاسبه شار قائم هلیسیتی لازم است تا معادله (۶)، که برای شار هلیسیتی در هر نقطه از شار به دست آورده

هلیسیتی به صورت صریح وجود دارند و جمله شار هلیسیتی فقط بر حسب میدان سرعت بیان می‌شود. در سمت راست معادله (۲) جمله $2\vec{\omega}\cdot\vec{b}$ ، چشمه‌های هلیسیتی متعلق به کژفشاری و جمله $2\vec{\omega}\cdot\vec{R}$ ، چاهک‌های هلیسیتی مربوط به نیروهای اصطکاک را نشان می‌دهد. در معادله (۲) شار هلیسیتی به صورت رابطه (۳) است:

$$\vec{S} = 2\vec{U}(\vec{U}\cdot\vec{\omega}) - 2\vec{\omega}U^2 - 2\vec{\Omega}U^2 - 2\vec{b}\times\vec{U} - 2\vec{R}\times\vec{U} + \partial_t\vec{U}\times\vec{U} \quad (3)$$

که در آن، $\vec{\Omega}$ سرعت زاویه‌ای ثابت چرخش کلی شماره است. در نگاه اول شاید معادلات (۲) و (۳) بی‌فایده به نظر برسد، زیرا شار هلیسیتی \vec{S} به مشتق جزئی سرعت نسبت به زمان، یعنی جمله $\partial_t\vec{U}\times\vec{U}$ ، وابسته است. با این حال این مشکل با فرض مانا بودن شارش رفع، و جمله $\partial_t\vec{U}\times\vec{U}$ ، حذف می‌شود.

یکی از مزایای معادله (۲) این است که، به پیش‌یابی میدان فشار از میدان‌های معلوم سرعت و شناوری که در حالت کلی نیازمند حل عددی معادله پواسون یا رابطه (۴) است، نیازی نیست:

$$\nabla^2\Phi = -\nabla^2(U^2/2) + \vec{\omega}\cdot(\vec{\omega} + 2\vec{\Omega}) - \vec{U}\cdot\nabla\times\vec{\omega} + \nabla\cdot\vec{b} \quad (4)$$

که در آن، Φ ژئوپتانسیل است. حال، حالت مانا را در نظر می‌گیریم. بنابراین طرف چپ معادله (۲) به $\nabla\cdot\vec{S}$ محدود می‌شود، سمت راست معادله با مجموع چگالی حجمی چشمه‌های هلیسیتی متعلق به کژفشاری و چگالی حجمی چاهک‌های هلیسیتی مربوط به نیروهای اصطکاک تعیین می‌شود و معادلات (۲) و (۳) به صورت زیر بیان می‌شوند (کورگانسکی، ۲۰۰۸):

$$\nabla\cdot\vec{S} = 2\vec{\omega}\cdot\vec{b} + 2\vec{\omega}\cdot\vec{R} \quad (5)$$

$$\vec{S} = 2\vec{U}(\vec{U}\cdot\vec{\omega}) - 2\vec{\omega}U^2 - 2\vec{\Omega}U^2 - 2\vec{b}\times\vec{U} - 2\vec{R}\times\vec{U} \quad (6)$$

با توجه به اینکه بیشینه شار هلیسیتی در سطح وقوع بیشینه سرعت مماسی رخ می‌دهد، لازم است تا معادله شار هلیسیتی در مختصات استوانه‌ای بیان شود.

۲-۲ شار هلیسیتی در مختصات استوانه‌ای

برای محاسبه شار قائم هلیسیتی در مختصات استوانه‌ای، ابتدا تاوایی در دستگاه مختصات استوانه‌ای به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$\nabla \times \vec{U} = \begin{bmatrix} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial u_z}{\partial \theta} - \frac{\partial u_\theta}{\partial z} \right), \\ \left(\frac{\partial u_r}{\partial z} - \frac{\partial u_z}{\partial r} \right), \\ \left(\frac{1}{r} \frac{\partial (ru_\theta)}{\partial r} - \frac{1}{r} \frac{\partial u_r}{\partial \theta} \right) \end{bmatrix} \quad (8)$$

که در آن، r شعاع دوران هر نقطه از تاوه نسبت به محور دوران و u_r ، u_θ و u_z به ترتیب مولفه شعاعی، مماسی و قائم سرعت‌اند.

در این بررسی، شار قائم هلیسیتی برای یک پیچک مانا با فرض تقارن سامانه حول محور دوران محاسبه می‌شود با توجه به تقارنی که برای پیچک در نظر گرفتیم جملاتی که تغییرات را نسبت به زاویه دوران (θ) اعمال می‌کنند، حذف می‌شوند. بنابراین از جملات $-\frac{1}{r} \frac{\partial u_r}{\partial \theta}$

و $\frac{1}{r} \frac{\partial u_z}{\partial \theta}$ با تقریب خوبی صرف نظر می‌شود. حال از رابطه (۷) که برای شار قائم هلیسیتی به دست آمده، استفاده می‌شود و با جای گذاری سرعت و تاوایی در مختصات استوانه‌ای در رابطه (۷)، شار قائم هلیسیتی در مختصات استوانه‌ای به دست می‌آید:

$$s = \iint_{\Sigma} \left(2u_z u_r \frac{\partial u_\theta}{\partial z} - 2u_z u_\theta \frac{\partial u_r}{\partial z} + 2u_z^2 \frac{\partial u_z}{\partial r} + 2 \frac{\partial u_\theta}{\partial r} + 2 \frac{u_\theta}{r} + 2f(u_r^2 + u_\theta^2 + u_z^2) \right) d\sigma \quad (9)$$

شد در بردار واحد قائم \hat{k} ضرب داخلی شود و سپس این شارها در هر سطح افقی از جو با هم جمع شود (کورگانسکی، ۲۰۰۸):

$$s = \iint_{\sigma} \begin{bmatrix} -2(\vec{U} \cdot \hat{k})(\vec{U} \cdot \vec{\omega}) \\ + 2(\vec{\omega} \cdot \hat{k})U^2 \\ + 2(\vec{\Omega} \cdot \hat{k})U^2 \end{bmatrix} d\delta \quad (7)$$

که در این رابطه $d\delta$ عنصر سطحی است.

دو عامل مهم وجود دارد که به فرمول بندی شار قائم هلیسیتی کمک می‌کند. اول اینکه، بردار \vec{b} دقیقاً قائم است و در نتیجه جمله $-2\vec{b} \times \vec{U}$ در شار قائم هلیسیتی تاثیر ندارد. دوم اینکه، در مرز بالایی لایه σ نیروی و شکسانی (viscous force) بسیار کوچک است و اثر جمله $-2\vec{R} \times \vec{U}$ قابل چشم پوشی است. بنابراین برای محاسبه شار قائم هلیسیتی در سطوح متفاوت جو از رابطه (۷) استفاده می‌شود. مقدار بیشینه شار هلیسیتی در راستای قائم، در سطحی از جو رخ می‌دهد که سرعت باد بیشینه هم در آن سطح قرار دارد. براساس مشاهدات، سرعت باد مماسی در تاوه‌ها دقیقاً نزدیک مرز بالایی لایه مرزی متلاطم به بیشترین مقدار می‌رسد. بنابراین بیشینه شار هلیسیتی که در قله لایه مرزی متلاطم رخ می‌دهد، مشخصه شدت بیشینه یک تاوه است (کورگانسکی، ۲۰۰۸).

با توجه به آنکه مولفه مماسی سرعت از مولفه شعاعی و قائم به طور چشمگیری بزرگ تر است، کورگانسکی (۲۰۰۸) در محاسبات خود از سرعت شعاعی و قائم در مقابل مولفه مماسی سرعت صرف نظر کرد. بنابراین در این پژوهش شار قائم هلیسیتی با دو روش، معمولی و روش کورگانسکی که از مولفه‌های شعاعی و قائم سرعت در محاسبات خود صرف نظر می‌کند، محاسبه می‌شود.

در رابطه (۱۲) اثر جمله دوم در مقابل جمله اول قابل صرف نظر کردن است. بنابراین از جمله دوم می توان صرف نظر، و از رابطه ساده شده زیر برای محاسبه شار قائم هلیسیتی استفاده کرد (کورگانسکی، ۲۰۰۸):

$$s = 8\pi/3 \int_0^{\infty} u^3 dr \quad (14)$$

این رابطه برای دیوبادها و دیگر تابه های قوی کوچک مقیاس تقریباً دقیق است. کورگانسکی برای سرعت مماسی از تابع رنگین استفاده، و این سرعت مماسی را در معادله شار قائم هلیسیتی (۱۴) جای گذاری کرد. سرانجام وی شار قائم هلیسیتی را به صورت زیر به دست آورد:

$$S = 2\pi u_m^3 r_m \quad (15)$$

که در این رابطه u_m ، مقدار بیشینه سرعت مماسی در سطح افقی مورد بررسی در پیچک جوئی است. بیشینه این شار قائم هلیسیتی در قله لایه مرزی متلاطم رخ می دهد و این سطح همان سطحی است که سرعت مماسی بیشینه در آن روی می دهد. این شار با شار به دست آمده از روش مستقیم که در رابطه (۹) ذکر شد تقریباً برابری می کند. صحت این موضوع در بخش های بعدی نشان داده می شود.

۳-۲ بررسی عوامل اتلاف و تولید هلیسیتی

گفته شد که معادله هلیسیتی از معادله حرکت و تاوایی به دست می آید. شکل کلی این معادله بدین صورت است (پیچلر و شافهاوزر، ۱۹۹۸):

$$\begin{aligned} \frac{\partial H}{\partial t} + \nabla \cdot (HU - ZU^2/2) \\ = U \cdot (\nabla \times b + \nabla \times R) \\ + Z \cdot (b + R - \nabla \phi - 2\Omega \times U) \end{aligned} \quad (16)$$

که در این رابطه f نیروی کوریولیس است. این رابطه در محاسبه شار هلیسیتی به روش کورگانسکی که از مولفه های شعاعی و قائم سرعت صرف نظر می کند بدین صورت در می آید:

$$\begin{aligned} s = \iint_{\Sigma} (2 \frac{\partial u_{\theta}}{\partial r} + 2 \frac{u_{\theta}}{r} + 2f) u_{\theta}^2) \\ d\sigma = \iint_{\Sigma} (\frac{1}{r} \frac{\partial(r u_{\theta})}{\partial r} + f) u_{\theta}^2) d\sigma \end{aligned} \quad (10)$$

از رابطه فوق می توان رابطه (۱۱) را به دست آورد:

$$s = \iint_{\Sigma} (\frac{\partial(r u_{\theta})}{\partial r} + fr) u_{\theta}^2) d\theta dr \quad (11)$$

رابطه (۱۱) در محاسبه شار هلیسیتی به روش کورگانسکی به این صورت در می آید: (کورگانسکی، ۲۰۰۸):

$$s = 8\pi/3 \int_0^{\infty} u^3 dr + 2\pi f \int_0^{\infty} u^2 r dr \quad (12)$$

که در اینجا u سرعت مماسی وابسته به شعاع را نشان می دهد. در رابطه (۱۲) شار S دو جمله دارد، جمله اول، مکعب سرعت باد و در جمله دوم مربع سرعت باد وجود دارد. جمله اول مشابه با رابطه کلاسیکی برای اتلاف توان به واسطه چرخند حاره ای از طریق کار صورت گرفته برخلاف نیروهای اصطکاکی در لایه مرزی است که به صورت زیر محاسبه می شود:

$$W = 2\pi c_D \rho \int_0^{\infty} u^3 r dr \quad (13)$$

که c_D ضریب مقاومت است. این رابطه، برای استنباط اینکه ویرانگری چرخندهای حاره ای با مکعب سرعت باد بیشینه بیان می شود، به ما کمک می کند. وابستگی مکعبی به سرعت باد در هر دو رابطه (۱۲) و (۱۳)، این فرضیه را که معادله (۱۲) می تواند به منزله سنجه ای از شدت تابه های جوئی به کار گرفته شود، ممکن می سازد.

رابطه (۲) مانند رابطه (۱۶) از معادله حرکت و معادله تاوایی به دست می آید ولی رابطه (۲)، با استفاده از روابط ریاضی، ساده سازی شده است. بنابراین همان طور که در رابطه (۲) مشاهده می شود، عوامل تولید و اتلاف هلیسیتی به شناوری و اصطکاک محدود می شود و در حقیقت رابطه (۲) همان رابطه (۱۶) پس از اعمال زاویه بین بردار سرعت و تاوایی مطلق با عوامل پیش گفته است. بنابراین طبق رابطه (۲) و (۳) نیروی کوریولیس به چشمه یا چاهک هلیسیتی منجر نمی شود و فقط توزیع آن را روی حجم اشغال شده با شاره تغییر می دهد یا به عبارتی منجر به شار هلیسیتی می شود.

حال با بررسی توفان حاره ای گونو صحت مطالب ذکر شده بررسی می شود. توفان حاره ای گونو در اول ژوئن ۲۰۰۷ (۱۳۸۶/۳/۱۱) در شمال اقیانوس هند تشکیل شد و پس از حرکت غرب سو به سمت دریای عمان حرکت کرد که حرکت به سمت دریای عمان بسیار نادر است و این توفان در ششم ژوئن ۲۰۰۷ جنوب و جنوب شرق ایران را تحت تاثیر قرار می دهد و سواحل عمان شاهد تغییرات شدید جوئی و وزش بادهای سهمگین شد و خسارات زیادی بر این منطقه وارد آمد.

۳ توفان گونو

نام گذاری توفان های حاره ای بر حسب جایگاه اولیه تشکیل آنها است که نام توفان حاکم روی دریای عمان از موقعیت "گونو" گرفته شده است. گونو در زبان Dhivehi مالدیوی به معنی کیف ساخته شده از برگ درخت خرما است (سالاری فنودی و سالاری فنودی، ۱۳۸۸).

سواحل ایران در دریای عمان و خلیج فارس طی صد سال گذشته هیچ وقت به صورت مستقیم تحت تاثیر چرخند حاره ای قرار نگرفته است ولی عبور این توفان ها از روی دریای عمان همواره موجب موج شدن دریا در چابهار و سایر بنادر در سواحل دریای عمان شده است.

که Z تاوایی مطلق را نشان می دهد. در رابطه (۱۶) جمله $(HU - ZU^2/2)$ ، شار هلیسیتی را بیان می کند:

$$S = (HU - ZU^2/2) \quad (17)$$

که جمله اول، قسمت همرفتی و جمله دوم، بخش غیر همرفتی (پیچلر و شافهاوزر، ۱۹۹۸) را نشان می دهد که جمله غیر همرفتی ۲ تا ۳ مرتبه بزرگی از بخش همرفتی بزرگ تر است. بنابراین برای شار هلیسیتی از قسمت همرفتی آن می توان صرف نظر کرد (کورگانسکی، ۲۰۰۸). جمله غیر همرفتی شار هلیسیتی شامل انرژی جنبشی در واحد جرم است و سهم این جمله در تغییرات محلی هلیسیتی، به جهت بردار تاوایی نسبت به گرادیان انرژی جنبشی واحد جرم، بستگی دارد. صحت این مطلب با رابطه ای که در زیر آورده شده است، به خوبی مشهود است (پیچلر و شافهاوزر، ۱۹۹۸):

$$\nabla \cdot (Z \frac{U^2}{2}) = Z \cdot \nabla (\frac{U^2}{2}) \quad (18)$$

معنای فیزیکی هریک از جملات سمت راست رابطه (۱۶) در تولید و اتلاف هلیسیتی مهم است. همان طور که از سمت راست رابطه (۱۶) مشخص است، این عوامل شامل تاثیر کژ فشاری، اصطکاک، گرادیان فشار، گرانی و کوریولیس است. اما این سؤال پیش می آید که آیا این جملات باعث تولید هلیسیتی می شوند، یا برعکس، سبب اتلاف هلیسیتی می شوند؟ در پاسخ به این سؤال باید گفت که اگر زاویه بردار سرعت با بردار $(\nabla \times b)$ و $(\nabla \times R)$ و زاویه بین بردار تاوایی مطلق و هریک از عوامل پیش گفته کمتر از ۹۰ درجه باشد، هریک از عوامل ذکر شده منجر به تولید هلیسیتی می شوند و برعکس اگر این زاویه بزرگ تر از ۹۰ درجه باشد، هر کدام از جملات باعث کاهش هلیسیتی می شوند. بنابراین بسته به شرایط متفاوت جوئی، هریک از عوامل ذکر شده می توانند منجر به تولید یا اتلاف هلیسیتی شوند.

در این زمان قدرت آن کاهش قابل ملاحظه‌ای پیدا کرده بود. برخی از ویژگی‌های توفان گونو بدین شرح است:

- تاریخ شکل‌گیری در منطقه گونو: ۱ ژوئن ۲۰۰۷ (جمعه ۱۱ خرداد ۱۳۸۶)

- تاریخ از بین رفتن توفان: ۷ ژوئن ۲۰۰۷ (پنج‌شنبه ۱۷ خرداد ۱۳۸۶)

- بالاترین باد رخ داده: ۲۴۰ تا ۲۶۰ کیلومتر در ساعت که مدت وزش آن به ترتیب ۱۰ و ۱ دقیقه بوده است کمترین فشار مرکز توفان: ۹۲۰ هکتو پاسکال

- ناحیه مورد هجوم: عمان، امارات عربی، پاکستان و ایران

مقدار بارش بیشینه چند ایستگاه استان سیستان و بلوچستان از تاریخ ۸۶/۳/۱۵ تا ۸۶/۳/۱۸ به شرح زیر است:

توابع نیک‌شهر ۲۲۲ میلی‌متر، راسک ۱۶۶ میلی‌متر، جاسک ۱۶۱ میلی‌متر، نیک‌شهر ۱۴۴ میلی‌متر، کنارک ۱۱۷ میلی‌متر و چابهار ۱۰۹ میلی‌متر

۳-۱ بررسی هلیسیتی و ارتباط آن با چینش قائم سرعت در توفان گونو

در بررسی توفان گونو در طی هشت روز، روزهای اول تا هشتم ژوئن، با گام زمانی شش ساعته مقادیر هلیسیتی و شار قائم آن، در سطوح ارتفاعی متفاوت (در بازه ارتفاعی ۱۰ تا ۱۴۳۶۴ متری) محاسبه شد. مقادیر هلیسیتی و شار هلیسیتی در لایه مرزی تلاطمی به ترتیب در بازه $۱۰^۹ \times ۷۵$ - $۱۰^۹ \times ۰.۲$ و $۱۰^۹ \times ۱۹۷$ - $۱۰^۹ \times ۶$ به دست آمد که این مقادیر هم‌مرتب با هاریکن بونی (Bonnie) است.

هلیسیتی و شار آن با استفاده از داده‌های سامانه پیش‌بینی جهانی (Global Forecasting System) محاسبه شد. این داده‌ها در راستاهای طول و عرض جغرافیایی دارای تفکیک یک درجه هستند که این دقت برای تحقیق حاضر ناکافی بود. بنابراین در ابتدا با استفاده از روش‌های

توفان گونو را می‌توان یک رخداد نسبتاً استثنایی دانست که ضمن آن توفان در حین حرکت تغییر مسیر غیرعادی می‌دهد و به سوی سواحل ایران حرکت می‌کند. این امر موجب وزش بادهای شدید، توفانی شدن دریا، آبگرفتگی سواحل و بارش باران در شهرهای ساحلی می‌شود و منطقه بسیار وسیعی از سیستان و بلوچستان تا هرمزگان را در معرض خطر قرار می‌دهد.

در ۲۷ مه ۲۰۰۷ همرفت شدیدی از هوا به علت گرمای سطح آب ایجاد شد. علاوه بر این در ۳۱ مه در عرض‌های میانی (۶۴۵ کیلو متری جنوب‌غربی بمبئی هند) تغییر جوئی شدیدی حادث شد. در ابتدا این آشفتگی‌ها فاقد حرکت دورانی مشخص و در سطوح پایین (low levels) بود. ولی یک واگرایی شدید در قسمت غربی این سامانه کم‌فشار، مشاهده شد. در اواخر روز ۳۱ مه، این سامانه هوا به حدی پیشرفت کرد که سازمان هواشناسی هند آن را به منزله یک مرکز کم‌فشار هوا تشخیص داد و مسیر حرکت آن را به سمت شمال و شمال‌غرب اقیانوس هند اعلام کرد. بر اساس اعلام مرکز ناسا صبح ۲ ژوئن ۲۰۰۷ توفان حاره‌ای گونو در شمال اقیانوس هند و شرق دریای عرب (۷۶۰ کیلومتری جنوب‌غربی بمبئی هند) بر اثر صعود هوا روی سطوح آب گرم و مساعد بودن شرایط لایه‌های بالایی تشکیل شد. این گردباد روی اقیانوس هند شکل گرفت و زایش آن بین استوا و ۵ درجه شمالی بود. سپس توفان به سمت شمال غربی حرکت کرد و تشدید شد. این سامانه شب هنگام ۳ ژوئن به توفان رده ۲ تبدیل شد اما پس از نیمه‌شب با بادهای دارای سرعت برآوردی ۲۱۰ کیلومتر در ساعت به توفان رده ۴ تبدیل شد و در شب (۴ ژوئن) در سواحل عمان در رده ۱ قرار گرفت. در روز ۵ ژوئن در شمال شرق عمان و در رده ۴ مشاهده شد. این توفان بعد از ظهر چهارشنبه ۶ ژوئن به شهرهای کنارک و چابهار در ساحل دریای عمان و در روز هفتم ژوئن به تنگه هرمز رسید که

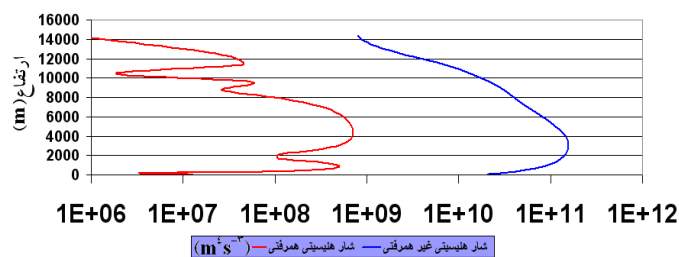
متداول درون‌یابی، متغیرهای موردنیاز با تفکیک مناسب این تحقیق محاسبه شد. سپس مولفه‌های سرعت در دستگاه مختصات دکارتی، با استفاده از روابط تبدیل دستگاه مختصات دکارتی به استوانه‌ای، به مولفه‌های مماسی، شعاعی و قائم سرعت تبدیل شد. در هر گام زمانی مرکز دستگاه مختصات استوانه‌ای بر مرکز توفان منطبق شد (خان سالاری، ۱۳۸۹). همچنین در این توفان، در روزها و ساعت‌های متفاوت، سطوحی که در آن بیشینه شار هلیسیتی رخ می‌دهد مورد بررسی قرار گرفت و با بررسی شار هلیسیتی همرفتی و غیرهمرفتی در این توفان، مشخص شد که مقادیر همرفتی شار حدود ۳ مرتبه بزرگی از مقادیر غیر همرفتی کوچک‌تر است که این با مطالب بیان شده به‌خوبی همخوانی دارد. شکل ۱ مقادیر شار هلیسیتی همرفتی و غیر همرفتی در ۰۰ UTC روز ششم ژوئن ۲۰۰۷، توفان گونو را نشان می‌دهد.

توصیف جنبش‌شناختی هلیسیتی را با استفاده از معادله $H = -v_r \partial v_\lambda / \partial z + v_\lambda \partial v_r / \partial z$ (مولیناری و ولارو، ۲۰۰۸) می‌توان عملی ساخت که با تحلیل ابعادی و صرف‌نظر از جملات کوچک‌تر از 10^{-4} تنها بخش چیش قائم سرعت در رابطه هلیسیتی باقی می‌ماند. در این پژوهش نتایج برای ساختار قائم سرعت مماسی، سرعت شعاعی و هلیسیتی در سراسر دوره مورد بررسی، یعنی اول تا هشتم ژوئن مشابه بود بنابراین برای ذکر نتایج هلیسیتی و ارتباط آن با چیش سرعت تنها نتایج روز ششم ژوئن آورده شده است. دلیل انتخاب روز ششم آن است که در این روز مقادیر بیشینه مشاهده شد. در شکل ۲ نمودار ساختار قائم مقادیر میانگین مولفه‌های مماسی و شعاعی سرعت ساعت ۶ UTC روز ششم ژوئن ۲۰۰۷ در منطقه توفان گونو آورده شده است. همان‌طور که در شکل ۲ مشاهده می‌شود در وردسپهر زیرین سرعت مماسی مثبت است و با افزایش ارتفاع، افزایش می‌یابد. همچنین سرعت

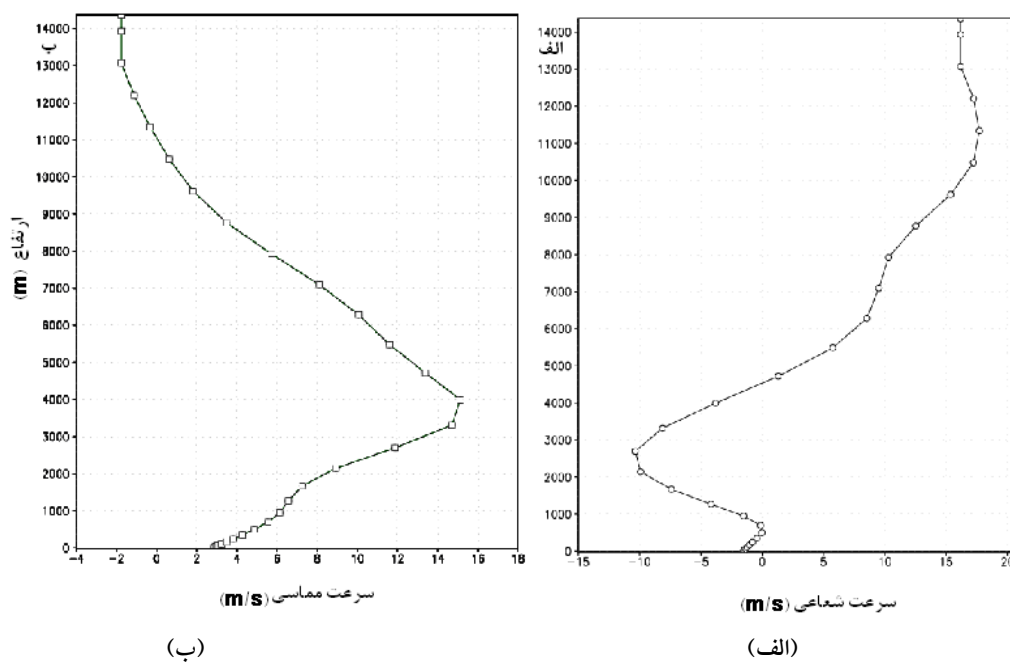
شعاعی منفی است. تغییرات قائم مولفه مماسی و قائم سرعت در وردسپهر زیرین به گونه‌ای است که بیشینه هلیسیتی در وردسپهر زیرین رخ می‌دهد. همان‌طور که در شکل ۳، مشاهده می‌شود، در وردسپهر زیرین هلیسیتی بزرگ است زیرا با توجه به رابطه $H = -v_r \partial v_\lambda / \partial z + v_\lambda \partial v_r / \partial z$ در وردسپهر زیرین سرعت مماسی مثبت است، افزایش سرعت شعاعی را نسبت به ارتفاع چند برابر می‌کند و در درجه بعدی سرعت شعاعی منفی است که گرادیان سرعت مماسی مثبت را نسبت به ارتفاع چند برابر می‌کند و در بیشینه هلیسیتی در وردسپهر زیرین موثر است.

در وردسپهر میانی تغییرات سرعت شعاعی و مماسی طوری است که جملات معادله $H = -v_r \partial v_\lambda / \partial z + v_\lambda \partial v_r / \partial z$ هم‌دیگر را خنثی می‌کنند و حتی منجر به مقادیر صفر و منفی می‌شوند. در این بررسی در همه روزها نمودار هلیسیتی دارای دو بیشینه است، به طوری که بیشینه مقدار هلیسیتی در وردسپهر زیرین بزرگ‌تر از بیشینه هلیسیتی در وردسپهر فوقانی است. گفته شد که نیروهای شناوری و اصطکاکی، عوامل تولید و اتلاف هلیسیتی‌اند (کورگانسکی، ۲۰۰۸). همچنین ذکر شد که توجه بر لایه مرزی قرار می‌گیرد زیرا کل اتلاف هلیسیتی درون لایه σ رخ می‌دهد.

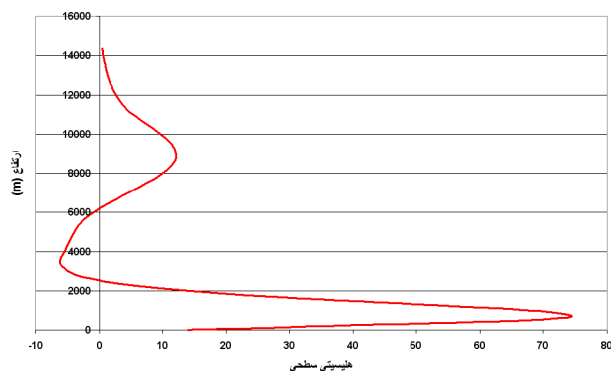
در این تحقیق با ترسیم ساختار قائم دمای پتانسیل، قله لایه‌ای که در آن وارونگی رخ داده بود و یا به عبارتی قله لایه ناپایدار، با ارتفاعی که در آن بیشینه هلیسیتی رخ داده بود یکسان بود. برای نمونه، شکل ۴ ساختار قائم میانگین دمای پتانسیل در ساعت ۶ UTC روز ششم ژوئن ۲۰۰۷ در منطقه توفان گونو را نشان می‌دهد. از مقایسه شکل ۳ و ۴ مشخص می‌شود که ارتفاعی که در آن هلیسیتی بیشینه است با ارتفاع قله لایه ناپایدار، یکسان است.



شکل ۱. مقادیر شار هلیسیتی همرفتی (سرخ) و غیر همرفتی (آبی) در ۰۰ UTC روز ششم ژوئن ۲۰۰۷ در توفان گونو.



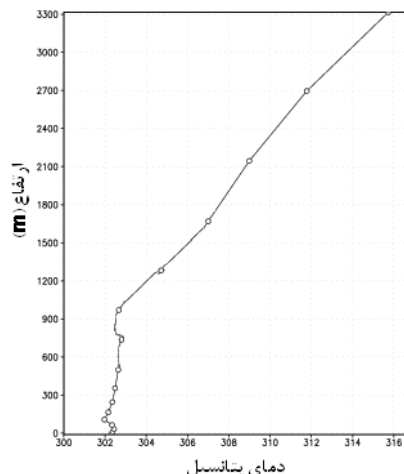
شکل ۲. ساختار قائم میانگین (الف) سرعت شعاعی و (ب) سرعت مماسی بر حسب متر بر ثانیه در ساعت ۰۶ UTC روز ششم ژوئن سال ۲۰۰۷، مقیاس محور قائم متر است.



شکل ۳. ساختار قائم مقادیر هلیسیتی سطحی بر حسب $m^3 s^{-2}$ در ساعت ۰۶ UTC روز ششم ژوئن سال ۲۰۰۷، مقیاس محور افقی 10^9 است. محور قائم ارتفاع از سطح زمین بر حسب متر است.

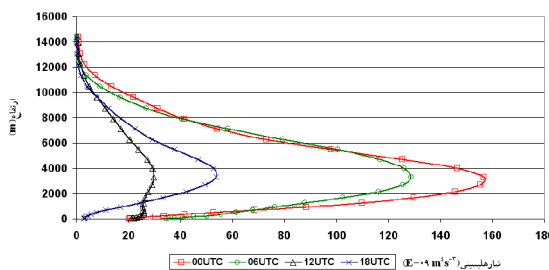
مقادیر شار هلیسیتی و محور قائم ارتفاع از سطح زمین را نشان می‌دهد. برای تفسیر و تحلیل بیشتر این نمودارها نیاز است تا ساختار قائم جو و پایداری و ناپایداری آن بررسی شود. بدین منظور، تحلیل نمودارهای Skew- T لازم است. در این روز شرایط کژفشاری بشدت تشدید شده (شکل ۷) و یا به عبارتی چینش باد در راستای قائم دارای عمق و شدت زیادی شده است. با این شرایط انتظار می‌رود که با داشتن کژفشارترین روز، بیشترین هلیسیتی و شار آن مشاهده شود.

همان‌طور که از شکل ۵ پیدا است در ابتدا شار هلیسیتی و در نتیجه هلیسیتی بسیار زیاد بوده است و در زمان‌های ۱۲ و ۱۸ UTC اُفت ناگهانی در مقدار شار هلیسیتی داریم. دلیل این اتفاق آن است که در این فاصله زمانی توفان گونو به خشکی برخورد کرده و به شدت تضعیف شده است؛ به طوری که شدت شار هلیسیتی از گام زمانی ۰۶ UTC به ۱۲ UTC حدود ۶ برابر کاهش یافته است.

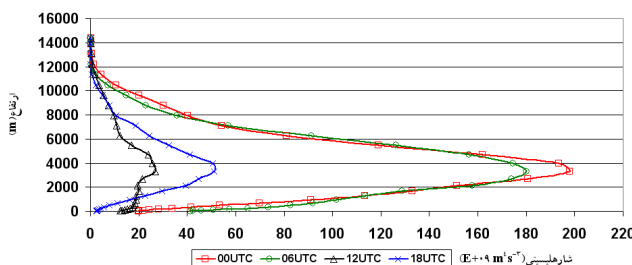


شکل ۴. ساختار قائم میانگین دمای پتانسیل در ساعت ۰۶ UTC روز ششم ژوئن ۲۰۰۷ در منطقه توفان گونو.

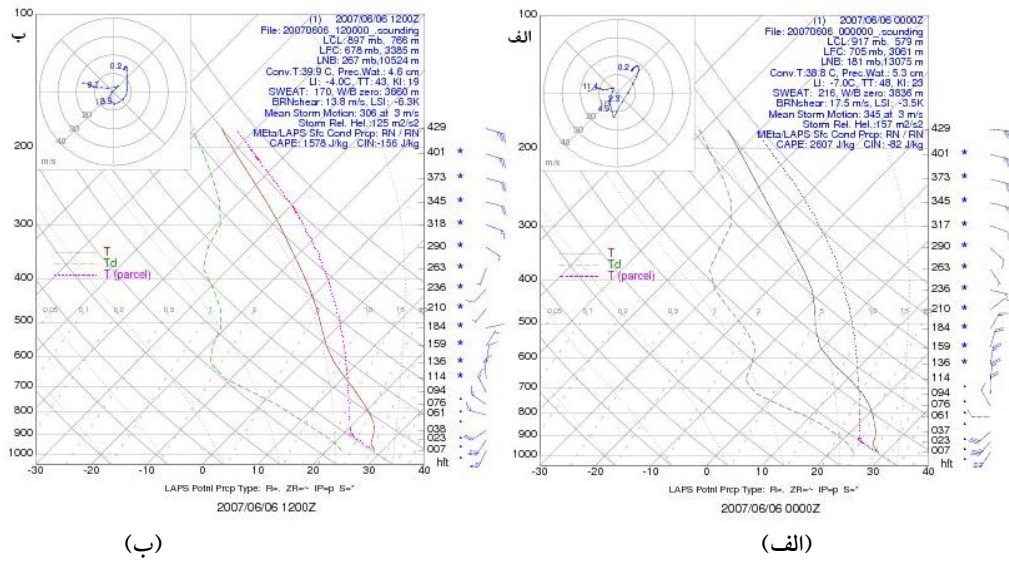
۲-۳ تحلیل نمودارهای شار هلیسیتی در توفان گونو
در این مبحث نمودارهای روز ششم بررسی می‌شود. شکل ۵ نمودار مقادیر شار قائم هلیسیتی حاصل از بررسی روز ششم ژوئن ۲۰۰۷ توفان است. در این شکل محور افقی



شکل ۵. نمودار شار قائم هلیسیتی توفان گونو در روز ششم ژوئن ۲۰۰۷ برحسب $m^4 s^{-3}$ با گام زمانی ۶ ساعته را نشان می‌دهد. محور قائم ارتفاع برحسب متر و مقیاس محور افقی 10^9 است.



شکل ۶. نمودار شار قائم هلیسیتی توفان گونو در روز ششم ژوئن ۲۰۰۷ برحسب $m^4 s^{-3}$ با گام زمانی ۶ ساعته با استفاده از رابطه پیشنهادی کورگانسکی محور قائم ارتفاع برحسب متر و مقیاس محور افقی 10^9 است.



شکل ۷. اسکيو تی شامل دما(خط توپر سرخ‌رنگ)، دمای نقطه شبنم(خط‌چین سبز رنگ)، دمای بسته هوا (خط‌چین صورتی‌رنگ) و هِدوگراف سرعت در سمت چپ بالای نمودار برای ساعت‌های (الف) ۰۰ UTC و (ب) ۱۲ UTC روز ششم ژوئن ۲۰۰۷.

هلیسیتی با مقادیر زیاد را در آن مشاهده کرد. در جریان محاسبات، ضرایب (Energy helicity index) EHI و SCP (supercell composite parameter)، با مقادیر بیشینه خود، گویای همین مطلب‌اند و در واقع با EHI مساوی ۲/۵۶ می‌توان گفت که در ساعت ۰۰ UTC روز ششم ژوئن آب‌سلول گردبادی شکل گرفته و این لحظه همان لحظه‌ای است که هم از لحاظ همرفتی و ناپایداری ((Convective available potential energy) CAPE) و هم از لحاظ چینشی ((Bulk Richardson number BRNshear) بهترین شرایط را برای وقوع یک توفان شدید داشته است (خان سالاری، ۱۳۸۹).

با بررسی نمودار Skew-T مشخص شد که در این روز چینش باد دارای مقدار زیاد بوده و در مرتبه ناپایداری شدید قرار داشته است. اما در اواخر شب شرایط ناپایداری تضعیف شده و عمق چینش و مقدار آن کاهش یافته و در کل شرایط کُزفشاری تضعیف شده است. در نتیجه، این شرایط باعث کم شدن هلیسیتی و شار هلیسیتی شده است. بنابراین هلیسیتی نسبت به اوایل این روز کاهش

در شکل ۶ مقادیر شار قائم هلیسیتی با استفاده از روش کورگانسکی که در محاسباتش از مولفه‌های شعاعی و قائم سرعت صرف‌نظر کرده، آورده شده است. وی خطای محاسباتش را ۱۰ تا ۲۰ درصد بیان می‌کند. از مقایسه شکل ۵ و ۶ همخوانی بسیار خوبی بین دو روش محاسبه شار هلیسیتی مشاهده می‌شود.

نکته دیگری که در این شکل‌ها قابل توجه است و جای توضیح و بررسی دارد این است که در مقادیر شار هلیسیتی که در ساعت‌های ۰۰ و ۰۶ UTC داده است بین دو شکل ۵ و ۶ تفاوت بیشتری وجود دارد. علت این امر آن است که در این ساعت‌ها که ساعت‌های اولیه برخورد به خشکی است، حالت تقارن توفان از بین رفته و قسمتی از توفان که با خشکی در تماس است نسبت به قسمت‌های دیگر سرعت بسیار کمتری دارد. بنابراین در شکل ۵ که برای سرعت در هر شعاع از میانگین‌گیری استفاده شده است، مقادیر سرعت اُفت شدیدی دارند.

در شکل ۷ نمودار Skew-T آورده شده است که به راحتی می‌توان شرایط مساعد چینشی، برای تولید

۳-۴ محاسبه ارتفاع لایه مرزی در گونو با روش ژنگ

برای محاسبه ارتفاع لایه مرزی در توفان گونو در روزهای مورد بررسی و تحقیق در درستی نتایج آورده شده در شکل ۸ که ارتفاع سطح وقوع بیشینه شار هلیسیتی را نشان می‌دهد و باید ارتفاع این سطح تقریباً با ارتفاع لایه مرزی برابر باشد، از روش ژنگ و همکاران (۲۰۰۹) استفاده شده است.

در این بررسی برای به دست آوردن ارتفاع لایه مرزی در توفان گونو، با استفاده از داده‌های GFS با استفاده از دمای پتانسیل مجازی ارتفاع لایه مرزی Z_i به دست می‌آید. در اینجا برای نمونه در شکل ۹ نتایج روز ششم ساعت ۰۶ UTC آورده شده که ارتفاع میانگین این لایه ۱۷۰۰ متر است.

پس از به دست آمدن Z_i با میانگین گیری از سرعت مماسی و شعاعی در راستای طول و عرض جغرافیایی نمودار ساختار قائم سرعت‌های مماسی و شعاعی به صورت شکل ۱۰ به دست می‌آید. این شکل ساختار قائم سرعت شعاعی، سرعت مماسی در روز ۶ ژوئن ۲۰۰۷ ساعت ۰۶ UTC را نشان می‌دهد. در این شکل h ارتفاع لایه مرزی تلاطمی، h_{vmax} ارتفاع سطح سرعت مماسی بیشینه، h_{inflow} ارتفاع سطح سرعت شعاعی برابر با صفر و Z_i ارتفاع لایه مرزی است. همان‌طور که در نمودار می‌توان مشاهده کرد، سطح سرعت مماسی بیشینه در ارتفاع ۲۸۰۰ متری و سطح سرعت شعاعی برابر با صفر در ارتفاع ۴۷۰۰ متری قرار گرفته است. با توجه به نتایج ژنگ و همکاران (۲۰۰۹) ارتفاع قله لایه مرزی تلاطمی، تقریباً دو برابر ارتفاع قله لایه مرزی است و بنابراین در ارتفاع ۳۴۰۰ متری قرار می‌گیرد که بین دو تراز ۲۸۰۰ متری و ۴۷۰۰ متری قرار دارد.

ارتفاعی که برای سطح وقوع بیشینه شار هلیسیتی در روز ۶ ژوئن ۲۰۰۷ ساعت ۰۶ UTC حاصل شد، ۳۳۱۶ متر

قابل ملاحظه‌ای داشته است و با بررسی SCP و EHI برای ساعت‌های ۰۶، ۱۲ و ۱۸ UTC به ترتیب مقادیر ۱/۷۹ و ۲/۵۶، ۱/۰۳ و ۱/۵۸، ۰/۶۸ و ۱/۲۳، ۰/۴ و ۰/۸۴ به دست آمد، که در نتیجه، شرایط برای تشکیل ابرسلول گردبادی در اوایل روز و ابرسلول در اواخر شب مساعد بوده است.

۳-۳ بررسی سطح رخداد بیشینه شار هلیسیتی در گونو

پس از بررسی توفان گونو از جنبه هلیسیتی و شار آن نتایج نشان داده شده در شکل ۸ از لحاظ ارتفاع لایه‌ای که در آن شار هلیسیتی بیشینه رخ می‌دهد، حاصل شد. در این شکل ارتفاع سطح همرفت آزاد (LFC) و ارتفاع لایه‌ای که در آن بیشینه شار قائم هلیسیتی رخ می‌دهد، مقایسه شده است.

همان‌طور که در شکل ۸ مشخص است، سطحی که در آن بیشینه شار هلیسیتی رخ می‌دهد، همخوانی خوبی با سطح همرفت آزاد دارد ولی در بعضی نقاط این سطح کمی از سطح LFC بالاتر قرار می‌گیرد که این اتفاق ناشی از خطای میانگین گیری است. این خطا در روزهای سوم ساعت ۰۶ UTC و هفتم ساعت ۰۰ UTC بیشینه است. برای توجیه این مطلب از نمودار ساختار قائم دمای پتانسیل استفاده می‌شود. با توجه به نمودار ساختار قائم دمای پتانسیل می‌توان نتیجه گیری کرد که در طی فرایند میانگین گیری از متغیرهای متفاوتی که در محاسبه شار هلیسیتی به کار می‌روند، پایداری جو مورد بررسی دستخوش تغییرات ناخواسته می‌شود و جوئی با پایداری بیشتر نسبت به جو واقعی وارد محاسبات می‌شود.

حال با توجه به موضوع اصلی مورد تحقیق، یعنی بررسی ارتباط ارتفاع سطح وقوع بیشینه شار هلیسیتی با ارتفاع لایه مرزی تلاطمی، لازم است ارتفاع لایه مرزی در توفان گونو به دست آورده شود.

حد واقعی وارد شده و این به دلیل فقدان تقارن بیشتر و روی خشکی قرار گرفتن سامانه است.

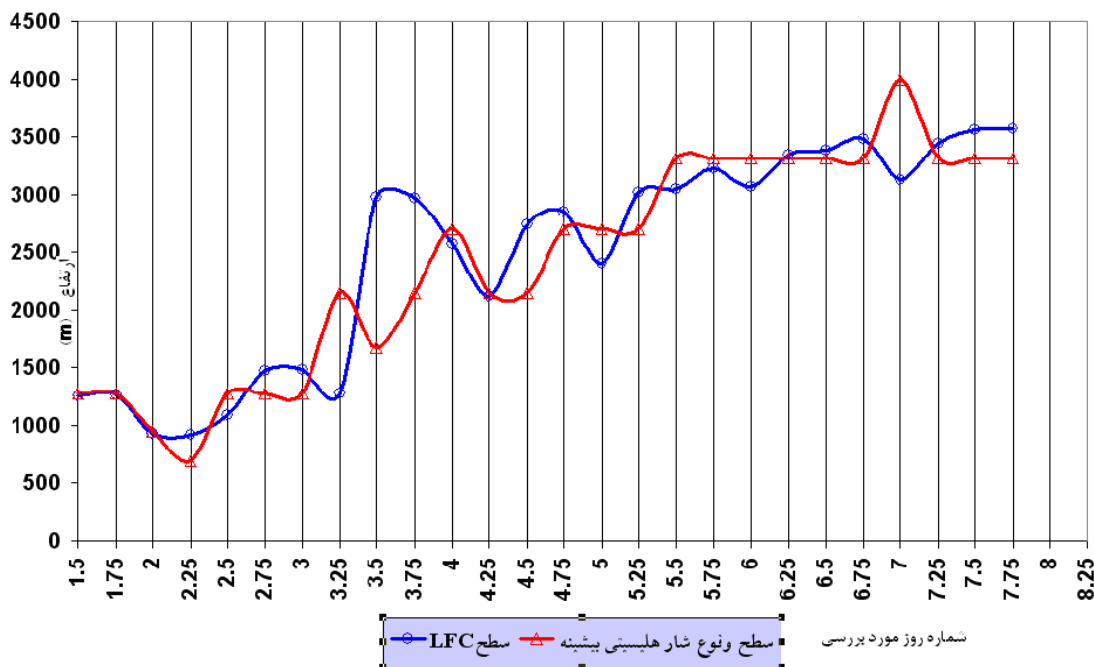
- در ابتدای تحقیق بیان شد، فرمول پیشنهادی کورگانسکی مربوط به پیچک‌های متقارن است ولی سامانه از این روز به بعد کاملاً تقارن خود را از دست داده است.

۳-۵ بررسی مقادیر بیشینه شار هلیسیتی در گونو

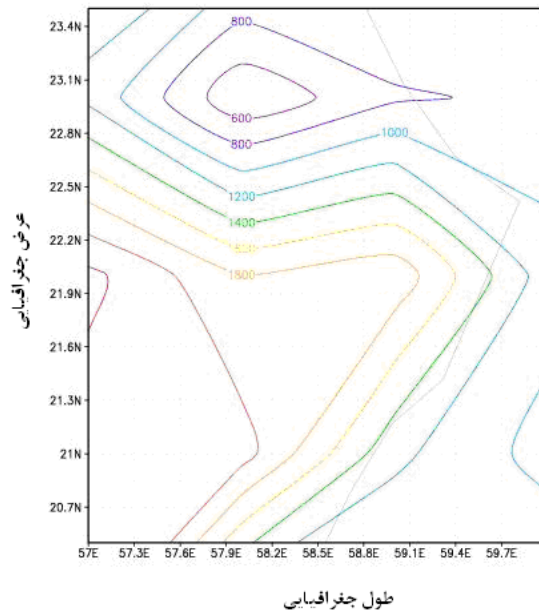
در اینجا بررسی و تحلیلی روی مقادیر بیشینه شار هلیسیتی صورت می‌گیرد. در شکل ۱۲ مقادیر بیشینه شار و ارتفاع سطح وقوع آن روی یک نمودار به صورت نرمال شده آورده شده است. نمودار سرخ‌رنگ، ارتفاع نرمال شده، سطحی را نشان می‌دهد که در آن سطح بیشینه شار هلیسیتی رخ داده است و نمودار سبز رنگ، مقدار نرمال شده، بیشینه شار را مشخص می‌سازد.

است (شکل ۸)، که در حدود لایه مرزی ۳۴۰۰ متری است (شکل ۱۰). این نتایج در همه روزها به همین صورت به دست آمد و همخوانی بسیار خوبی بین ارتفاع قله لایه مرزی تلاطمی و سطح شار هلیسیتی بیشینه حاصل شد. ارتفاع لایه مرزی تلاطمی با ارتفاع سطحی که در آن، شار هلیسیتی بیشینه است، در شکل ۱۱ مقایسه شده است. تنها ناهم‌آهنگی‌ای که بین ارتفاع قله لایه مرزی تلاطمی و ارتفاع سطح رخداد بیشینه شار هلیسیتی وجود داشت از روز هفتم ژوئن ساعت ۰۰ UTC به بعد بود. از روز هفتم ژوئن به بعد ارتفاع قله لایه مرزی تلاطمی از ارتفاع سطح وقوع بیشینه شار هلیسیتی پایین‌تر بود و با زمان کاهش می‌یافت. دلیل این امر همان‌طور که در مباحث پیش هم بیان شد چند مورد است:

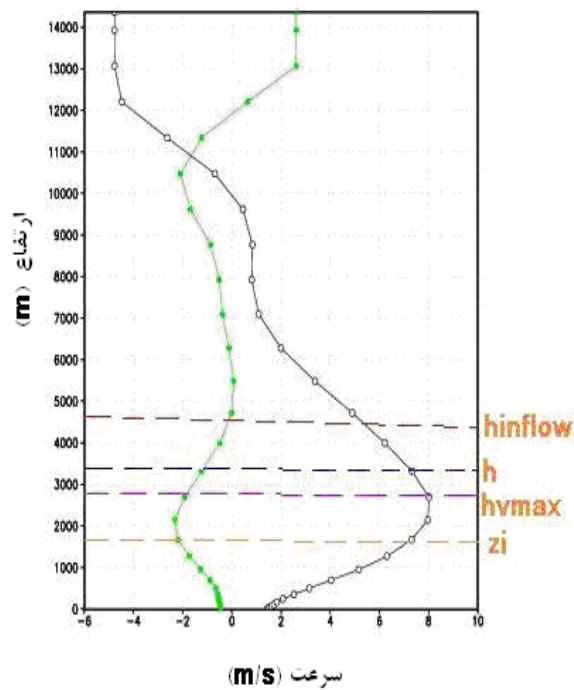
- میانگین‌گیری از میدان‌های سرعت به طوری که از این روز خاص به بعد با میانگین‌گیری اثر جو ناپایدار بیشتر از



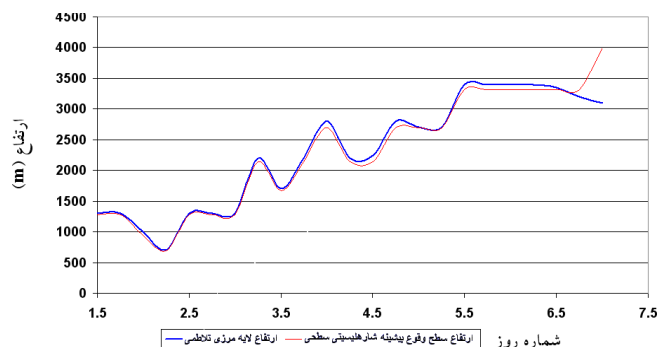
شکل ۸. مقایسه دو منحنی سطح وقوع شار هلیسیتی بیشینه (سرخ‌رنگ) و سطح LFC (آبی‌رنگ) روز اول ژوئن ۲۰۰۷ ساعت ۰۰ UTC تا ساعت ۱۸ UTC روز هشتم ژوئن ۲۰۰۷ هنگام وقوع توفان گونو. محور افقی شماره روز با مقیاس ۰/۲۵ روز و محور قائم ارتفاع برحسب متر است.



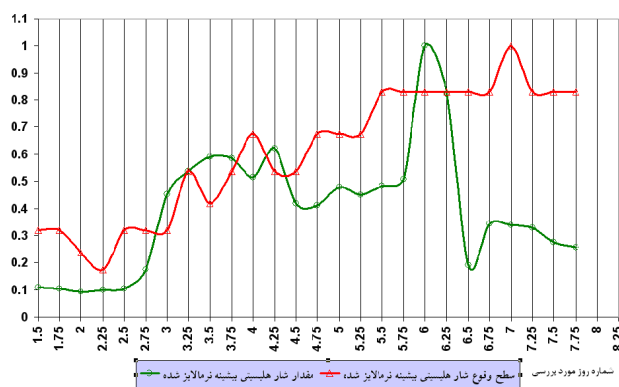
شکل ۹. نمودار ارتفاع لایه مرزی Z_i با استفاده از دمای پتانسیل مجازی در روز ۶ ژوئن ۲۰۰۷ ساعت ۰۶ UTC در منطقه توفان گونو. محور افقی طول جغرافیایی، محور قائم عرض جغرافیایی و خطوط رنگی ارتفاع لایه مرزی را نشان می‌دهد.



شکل ۱۰. ساختار قائم سرعت شعاعی، سرعت مماسی در روز ۶ ژوئن ۲۰۰۷ ساعت ۰۶ UTC. h ارتفاع لایه مرزی تلاطمی، h_{vmax} ارتفاع سطح سرعت مماسی بیشینه، h_{inflow} ارتفاع سطح سرعت شعاعی برابر با صفر و Z_i ارتفاع لایه مرزی است.



شکل ۱۱. مقایسه دو منحنی ارتفاع سطح وقوع بیشینه شار هلیسیتی (سرخ‌رنگ) و ارتفاع لایه مرزی تلاطمی (آبی‌رنگ) از روز اول ژوئن ۲۰۰۷ ساعت ۱۲ UTC تا ساعت ۰۰ UTC روز هفتم ژوئن ۲۰۰۷ در توفان گونو، محور افقی شماره روز با مقیاس ۰/۲۵ روز و محور قائم ارتفاع از سطح زمین را نشان می‌دهد.



شکل ۱۲. مقایسه دو منحنی سطح وقوع شار هلیسیتی بیشینه نرمال‌شده (سرخ‌رنگ) و مقدار شار هلیسیتی بیشینه نرمال‌شده (سبز رنگ) از روز اول ژوئن ۲۰۰۷ ساعت ۰۰ UTC تا ساعت ۱۸ UTC روز هفتم ژوئن ۲۰۰۷ در توفان گونو، محور افقی شماره روز با مقیاس ۰/۲۵ روز و محور قائم بدون بُعد است که نسبت به مقدار بیشینه سطح وقوع شار هلیسیتی بیشینه برای منحنی سطح شار هلیسیتی نرمال‌شده، مقدار شار هلیسیتی بیشینه نرمال‌شده است.

لایه مرزی تلاطمی افزایش قابل ملاحظه‌ای دارد و بالتبع، هلیسیتی و شار آن از روز سوم شروع به افزایش کرده است.

از روز چهارم به بعد میزان CAPE و چینش باد تغییر چندانی ندارد و حالت نوسانی دارد. علت وجود این بیشینه در مقدار شار هلیسیتی در روز ششم ساعت ۰۰ UTC، وجود بیشینه در CAPE و چینش باد است. بنابراین شار هلیسیتی معیاری مناسب از سنجش هم‌زمان شناوری و چینش سرعت و همچنین تعیین تقریبی ارتفاع لایه مرزی تلاطمی است و تنها با در اختیار داشتن سرعت مماسی و

در شکل ۱۲ مشاهده می‌شود که در روزهای اول تا سوم ژوئن، شار هلیسیتی تقریباً ثابت است و لایه مرزی تلاطمی در ارتفاع کمتری نسبت به روزهای دیگر قرار دارد. از روز سوم به بعد ارتفاع لایه مرزی به‌طور چشمگیری افزایش می‌یابد و این به دلیل افزایش یافتن چینش قائم باد است. با توجه به مطالب اخیر، انتظار می‌رود که مقدار هلیسیتی و شار هلیسیتی افزایش یابد؛ که با بررسی نمودارها صحت این مطلب واضح است. اگر مقادیر بررسی شود، افزایش قابل ملاحظه‌ای در انرژی پتانسیل مشاهده می‌شود، بنابراین شناوری در بالای

بدون نیاز به میدان فشار و حل معادله پواسون، می توان آن را به راحتی محاسبه کرد.

۴ نتیجه گیری

در این پژوهش، هلیسیتی و شار هلیسیتی و عوامل تولید و اتلاف هلیسیتی مورد بررسی قرار گرفت و بیان شد که هلیسیتی معیاری از چرخش در هر نقطه از میدان جریان است. در واقع هلیسیتی معیاری از هم راستایی بردار سرعت و تاوایی است. اگر بردار سرعت و تاوایی بر هم عمود باشند، مقدار هلیسیتی صفر است و اگر در یک راستا باشند، هلیسیتی بیشترین مقدار را خواهد داشت.

در ادامه بحث بیان شد که کل اتلاف هلیسیتی، درون لایه مرزی رخ می دهد و تولید مستقیم هلیسیتی به واسطه نیروی شناوری درون لایه مرزی، در مقایسه با اتلاف هلیسیتی از راه اصطکاک در همین لایه، کوچک و قابل صرف نظر کردن است. همچنین در بالای این لایه اتلاف هلیسیتی از راه اصطکاک بسیار ناچیز است. بنابراین اثراتی که به واسطه نیروی شناوری و اصطکاک بر هلیسیتی وارد می شود در فضا کاملاً مجزا هستند. بالای صفحه جدا کننده، نیروی شناوری هلیسیتی را تولید می کند. باین حال هلیسیتی تولید شده، در بالای این لایه تجمع نمی کند و بلکه به طرف پایین نفوذ می کند و به واسطه نیروهای وُشکسان متلاطم در لایه مرزی اتلاف می شود. از آنجاکه حالت مانای پیچک در نظر گرفته شده، بنابراین شار پایین سوی هلیسیتی، مشخصه کلیدی یک پیچک مانا است.

هلیسیتی و شار هلیسیتی در توفان گونو با روش های متفاوت، از جمله روش صریح و نیز روش پیشنهادی کورگانسکی (۲۰۰۸) با استفاده از داده های سامانه پیش بینی جهانی (GFS) که با برخی روش های متداول با تفکیک مناسب این تحقیق درون یابی شدند، محاسبه شد که همخوانی خوبی بین مقادیر شار هلیسیتی به دست آمده

از دو روش ذکر شده مشاهده شد و بیشینه شار قائم هلیسیتی در قله لایه مرزی تلاطمی به دست آمد. به دلیل اینکه نیروی شناوری باعث تولید هلیسیتی و اصطکاک باعث کاهش آن می شود، لذا افزایش شناوری و یا کاهش نیروی باز دارنده اصطکاک باعث افزایش ارتفاع لایه مرزی تلاطمی و برعکس کاهش شناوری و افزایش نیروی اصطکاک باعث کاهش هلیسیتی و کاهش ارتفاع لایه مرزی تلاطمی می شود.

مقادیر هلیسیتی و شار هلیسیتی در لایه مرزی تلاطمی به ترتیب در بازه $۷۵ \times ۱۰^9 - ۰.۲ \times ۱۰^9$ و $۱۹۷ \times ۱۰^9 - ۶ \times ۱۰^9$ به دست آمد که این مقادیر هم مرتبه با هاریکن بونی (Bonnie) است. با بررسی شار هلیسیتی همرفتی و غیر همرفتی در توفان گونو، مشخص شد که مقادیر همرفتی شار حدود ۳ مرتبه بزرگی از مقادیر غیر همرفتی کوچک تر است که این با مطالبی که در تحقیق بیان شد به خوبی همخوانی دارد.

ضمن تحلیل نمودارهای هلیسیتی، روشن می شود که در همه نمودارها حداقل دو مقدار بیشینه وجود دارد که در وردسپهر زیرین و وردسپهر فوقانی قرار دارند، زیرا در وردسپهر زیرین، سرعت مماسی مثبت، افزایش سرعت شعاعی را نسبت به ارتفاع چند برابر می کند و در درجه بعدی سرعت شعاعی منفی که گرادیان سرعت مماسی مثبت را نسبت به ارتفاع چند برابر می کند، در بیشینه هلیسیتی در وردسپهر تحتانی موثر است. در وردسپهر فوقانی سرعت شعاعی مثبت، گرادیان سرعت مماسی منفی را نسبت به ارتفاع چند برابر و سرعت مماسی مثبت، افزایش سرعت شعاعی را نسبت به ارتفاع چند برابر می کند. در وردسپهر میانی تغییرات سرعت شعاعی و مماسی طوری است که جملات رابطه هلیسیتی هم دیدی همدیگر را خنثی می کنند و حتی منجر به مقادیر صفر و منفی می شوند.

زرین، م.، ۱۳۸۸، مطالعه اثرات توفان حاره ای گونو روی مناطق جنوب و جنوب شرق ایران با در نظر گرفتن رویسانه‌های همدیدی و آزمون مدل میان مقیاس MM5 برای این رویداد: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.

سالاری فنودی، م. ر. و سالاری فنودی، م.، ۱۳۸۸، توفان حاره‌ای گونو: همایش ملی کاهش بلایای طبیعی.

Angell, J. K., Pack, D. H., and Dikson, C. R., 1968, A Lagrangian study of helical circulation in the planetary boundary layer: *J. of Atmos. Sci.*, **24**(5), 707-717.

Betchov, R., 1961, Semi-isotropic turbulence and helicoidal flows: *Phys. Fluids*, **4**, 925.

Etling, D., 1985, Some Aspects of Helicity in Atmospheric Flows: *Beitr. Phys. Atmos.*, **58**, 88-100.

Hauf, T., 1985, Rotating clouds within cloud streets: *Beitr. Phys. Atmos.*, **58**(3), 380-398.

Kurgansky, M. V., 2006, Helicity production and maintenance in a baroclinic atmosphere: *Meteorol. Z.*, **15**, 409-416.

Kurgansky, M. V., 2008, Vertical helicity flux in atmospheric vortices as a measure of their intensity: *Izvestiya Atmospheric and Oceans Physics*, **44**, 67-74.

Lee, W. C., and Wurman, J., 2005, Diagnosed three-dimensional axisymmetric structure of the Mulhall tornado on 3 May 1999: *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2373-2393.

Lilly, D. K., 1986, The structure, energetic, and propagation of rotating convective storms. Part II: Helicity and storm stabilization: *J. Atmos. Sci.*, **43**, 126-140.

Molinari, J., and Vollaro, D., 2008, Extreme helicity and intense convective towers in Hurricane Bonnie: *Mon. Weath. Rev.*, **130**, 2110-21230.

Pichler, H., and Schaffhauser, A., 1998, The Synoptic meaning of helicity: *Meteorol. Atmos. Phys.*, **66**, 23-34.

Zhang, J. A., Drennan, W. M., Black, P. G. and French, J. R., 2009, Turbulence structure of the hurricane boundary layer between the outer rainbands: *J. Atmos. Sci.*, **66**(8), 2455-2467.

در بررسی نمودارهای شار هلیسیتی به‌خوبی می‌توان مشاهده کرد که سطح وقوع شار بیشینه با سطح همرفت آزاد همخوانی دارد. همچنین در نمودارها می‌توان مشاهده کرد که سطح وقوع شار بیشینه بین سطحی که در آن بیشینه سرعت مماسی رخ می‌دهد و سطحی که در آن سرعت شعاعی برابر صفر است، قرار دارد و این سطح رخداد بیشینه شار هلیسیتی با سطح قله لایه مرزی تلاطمی، تقریباً برابر است.

با توجه به نتایج حاصل شده در این تحقیق، بیشینه شار هلیسیتی، معیاری مناسب از سنجش هم‌زمان شناوری و چرخش سرعت و همچنین تعیین تقریبی ارتفاع لایه مرزی تلاطمی است و با رابطه ساده پیشنهادی کورگانسکی که همخوانی بسیار خوبی با نتایج روش معمولی دارد، به‌راحتی و تنها با داشتن بیشینه سرعت مماسی و بدون نیاز به میدان فشار و حل معادله پواسون، می‌توان آن ارتفاع را محاسبه کرد.

تشکر و قدردانی

از سازمان هواشناسی کشور به‌خاطر حمایت‌های بی‌دریغشان در انجام این تحقیق تشکر می‌گردد.

منابع

احمدنیا، م.، ۱۳۸۷، بررسی برخی جنبه‌های دینامیکی هلیسیتی و کاربرد آنها در تعیین ویژگی‌های سیستم‌های جوئی: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.

خان سالاری، س.، ۱۳۸۹، مطالعه منابع تولید و اتلاف هلیسیتی در سامانه‌های جوئی: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات.