

# بررسی شکل‌گیری امواج کوهستان (امواج بادپناه) بر فراز رشته‌کوه‌های زاگرس و تلاطم هوای صاف (CAT) ناشی از آن

بهاره کلانتری<sup>۱\*</sup>، عباسعلی علی‌اکبری بیدختی<sup>۲</sup> و الهام مبارک حسن<sup>۳</sup>

۱. کارشناس ارشد هواشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، ایران

۲. استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۳. استادیار، گروه محیط زیست، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهواز، ایران

(دریافت: ۹۵/۲/۷، پذیرش نهایی: ۹۵/۱/۵)

## چکیده

تلاطم هوای صاف (CAT) نوعی تلاطم کوچک‌مقیاس است که در جو آزاد و به دور از فعالیت‌های همرفتی قابل رؤیت رخ می‌دهد. از جمله عوامل اصلی در پیدایش تلاطم هوای صاف آشفته‌گی‌های میان‌مقیاس تا کوچک‌مقیاس امواج کوهستان است. در این مقاله با توجه به شرایط هواشناختی شکل‌گیری امواج کوهستان در یک دوره سه ساله (۲۰۱۰-۲۰۱۲)، روزهای همراه با موج کوهستان بر فراز رشته‌کوه‌های زاگرس، تخمین زده و با بررسی پارامتر اسکورر و عدد بی بعد فرود از حضور و شکل‌گیری امواج لی در روزهای مورد نظر اطمینان حاصل شده است. همین‌طور واگرایی افقی با استفاده از خروجی مدل WRF به منظور نشان‌دادن محدوده شکل‌گیری موج، محاسبه و رسم شده است. در نهایت عدد ریچاردسون گرادانی به عنوان شاخصی برای تلاطم هوای صاف محاسبه شده و تلاطم ناشی از حضور امواج کوهستان را به خوبی نشان می‌دهد. طبق نتایج، شار قائم تکانه موج لی در محور پشته در محدوده  $(\frac{N}{m^2})$   $0.1-7/3$  به دست آمده است. احتمال شکل‌گیری امواج کوهستان در محدوده قله دنا طی سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۲ در فصل زمستان بیشتر بوده است. از دیگر نتایج مهم این مطالعه می‌توان به احتمال رخداد تلاطم با شدت «متوسط تا شدید» بیشتر در ساعت ۱۲UTC و در سطح ۶۵۰ هکتوپاسکال، یعنی سطحی معادل با ارتفاع قله دنا اشاره کرد.

واژه‌های کلیدی: امواج کوهستان، امواج لی، تلاطم هوای صاف، مدل WRF، CAT.

## ۱. مقدمه

افزایش می‌یابد و امکان واژگونی یا شکست امواج در ترازهای بالا وجود دارد (هاینز، ۱۹۶۰؛ لیزن، ۱۹۶۷؛ پروسا و همکاران، ۱۹۹۶؛ دوویل و همکاران، ۲۰۰۵). کاهش طول موج قائم نیز یکی دیگر از عوامل شکست موج است که می‌تواند در اثر افزایش پایداری در نزدیکی وردایست رخ دهد (ونزنت و فریتس، ۱۹۸۹). امواج کوهستان از نوع امواج گرانی هستند و معمولاً در وردسپهر و پوش‌سپهر مشاهده می‌شوند. این امواج تأثیر مهمی بر روی شار قائم تکانه و وجود تلاطم هوای صاف (CAT) دارند (قائم و همکاران، ۱۳۹۳). در حین شکل‌گیری امواج کوهستان، یک نیروی کشال به وسیله کوه به جو اعمال می‌شود. مقدار نیروی کشال در واحد سطح برابر است با نرخ  $\Gamma$  (رابطه ۱) در واحد سطح که در آن تکانه افقی به صورت قائم توسط موج منتقل می‌شود (گیل، ۱۹۸۲). مطالعات بسیاری برای

تلاطم هوای صاف نوعی تلاطم است که بدون آنکه دیده شود در ترازهای فوقانی وردسپهر و ترازهای پایین پوش‌سپهر، به دور از ابرهای همرفتی قابل توجه، شکل می‌گیرد. این تلاطم شدت‌های ضعیف تا شدید دارد و به دلیل دیده‌نشدن، می‌تواند صدمات جبران‌ناپذیری به مسافران در هواپیمای در حال پرواز وارد کند. عوامل زیادی در شکل‌گیری تلاطم هوای صاف (CAT) مؤثر هستند. از جمله چینش باد (داتن و پانوفسکی، ۱۹۷۰)، امواج وردایست، جت استریم‌ها، جبهه‌های تراز بالا (چمبرز، ۱۹۷۳). از عوامل مؤثر دیگر، آشفته‌گی‌های امواج گرانی حاصل از موانع (همچون امواج لی) یا امواج گرانی حاصل از همرفت و نیز شکست امواج گرانی بر اثر افزایش دامنه موج است (جیانگ و دوویل، ۲۰۰۴؛ لین و همکاران، ۲۰۰۹). با توجه به کاهش چگالی هوا با ارتفاع، دامنه امواج

لی) نیز استفاده می‌شود (هاپکینز، ۱۹۷۷؛ لی و همکاران، ۱۹۸۴).

بررسی پارامتر اسکورر نیز اطلاعاتی در رابطه با شکل‌گیری امواج بادپناه به ما می‌دهد (رابطه ۲). اگر پارامتر اسکورر به سرعت با ارتفاع کاهش یابد، نشان‌دهنده پایداری بیشتر در ترازهای پایین‌تر در مقایسه با ترازهای بالا بوده و امکان شکل‌گیری امواج لی وجود دارد (اسکورر، ۱۹۴۹). مرادی و همکاران (۱۳۸۶) نیز نشان دادند در یک جو دو لایه، وقتی پارامتر اسکورر در لایه پایینی بیشتر از لایه بالایی است، خط جریان از شکل کوه پیروی می‌کند.

$$I^2 = \frac{U^2}{N^2} - \frac{1}{U} \frac{d^2 u}{dz^2} \quad (2)$$

رابطه (۲) معرف پارامتر اسکورر بوده که در آن  $N$  فرکانس شناوری است.

کوربی (۱۹۵۷) پارامتر اسکورر را برای یک موج بادپناه (موج لی) محاسبه و با نمودار skew-t در همان روز مقایسه کرد. با توجه به نمودار skew-t پایداری در ترازهای پایین‌تر بیشتر از ترازهای بالا بوده و نمایه قائم پارامتر اسکورر نیز با ارتفاع کاهش یافته بود و این با اظهارات اسکورر هم‌خوانی داشت.

از دیگر پارامترهای مهم که به ما در بررسی و تخمین شکل‌گیری امواج لی و امکان عبور موج از روی کوهستان کمک می‌کند، عدد بی بعد فرود است.

$$Fr = \frac{U}{NH} \quad (3)$$

عدد فرود در واقع نسبت سرعت میانگین شاره ( $U$ ) به سرعت موج گرانی است ( $N$  فرکانس شناوری و  $H$  ارتفاع قله است). اگر این نسبت کمی بزرگ‌تر یا مساوی با ۱ باشد، امکان عبور موج و شکل‌گیری امواج لی وجود دارد (دوران، ۱۹۹۰).

در مطالعات گوناگون مقدار بحرانی عدد فرود کمی متفاوت از مقدار واحد است. کلمپ و لیلی (۱۹۷۹) در مطالعه عددی خود به این نتیجه رسیدند که مقدار بحرانی عدد فرود به طور قابل توجهی به شکل سطح مقطع قائم کوه یا تپه بستگی دارد؛ چرا که افزایش تعداد قله، ارتفاع کوه و کاهش پهنا تأثیر محسوسی بر تغییر

اندازه‌گیری شار قائم تکانه در رخداد امواج لی انجام گرفته است. به طور مثال لیلی (۱۹۷۱) طبق اندازه‌گیری‌های واقعی در منطقه‌ای به وسعت ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر بر فراز کوه‌های راکی امریکا، شار قائم تکانه را در محدوده  $0.1-5 \left(\frac{N}{m^2}\right)$  گزارش کرده است. برود (۱۹۹۶) نیز مقدار متوسط مؤلفه نصف‌النهاری شار قائم تکانه را در یک رخداد موج لی، بین  $1/5 \left(\frac{N}{m^2}\right)$  تا ۱- به دست آورده است. همین‌طور طی مطالعات یوو و بوگلت (۱۹۹۸) مقدار شار قائم تکانه مشاهداتی و شبیه‌سازی شده در محور پشته بین  $0.4$  تا  $0.8 \left(\frac{N}{m^2}\right)$  بوده است. این شار عبارتست از:

$$\Gamma = -\rho_0 \bar{u} \bar{w} = \frac{F_z}{U} = \frac{1}{2} k \rho_0 h_0^2 U^2 \left( \left( \frac{N}{U} \right)^2 - k^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

رابطه ۱ معرف شار قائم تکانه بر واحد سطح است که در آن  $\rho_0$  معرف چگالی جو،  $u$  و  $w$  به ترتیب مؤلفه‌های افقی و قائم باد،  $F_z$  نیروی اعمال شده به جو توسط موج کوهستان،  $k$  عدد موج،  $h_0$  ارتفاع کوه و  $N$  فرکانس شناوری جو و  $U$  سرعت باد میانگین است.

یکی از بهترین توصیفات امواج بادپناه (امواج لی) بر حسب طول موج آن‌ها صورت می‌گیرد. بر اساس مطالعات مختلف، گستره طول موج امواج بادپناه بین  $1/8$  تا  $70$  کیلومتر و بیشتر بین  $5$  تا  $20$  کیلومتر به دست آمده است. تقریباً تمامی مطالعات نشان می‌دهد که با افزایش ارتفاع، طول موج نیز افزایش می‌یابد (قائمی و همکاران، ۱۳۹۳).

بر اساس مطالعات انجام گرفته روی مناطق کوهستانی، طبق شرایط هواشناختی خاص با ظهور و شکل‌گیری امواج کوهستان روبه‌رو خواهیم بود از جمله اینکه: ۱- باد در راستای  $30^\circ$  درجه نسبت به خط عمود بر قله بوزد؛ ۲- سرعت باد برای کوه‌های بلند، بیشتر از  $30$  نات و برای تپه‌ها، بیشتر از  $15$  نات باشد؛ ۳- در نزدیکی قله، پایداری قوی نسبت به ترازهای پایین‌تر و بالاتر جو وجود داشته باشد (کالسون، ۱۹۵۴؛ برینکمن، ۱۹۷۴؛ اسمیت، ۱۹۷۷؛ دوران، ۱۹۹۰؛ شاتس، ۱۹۹۷). از این شرایط به عنوان تکنیک‌هایی برای پیش‌بینی تلاطم هوای صاف (CAT) وابسته به امواج کوهستان (امواج

## ۲. داده‌ها، منطقه و روش پژوهش

در ابتدا از نقشه‌های هم‌دیدنی واقعی سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۲ که از سازمان هواشناسی کشور تهیه شده و نیز نمودارهای skew-t برای یافتن روزهای همراه با امواج کوهستان استفاده شده است. داده‌های مورد استفاده در محاسبه پارامترهای موج و تلاطم و نیز اجرای مدل WRF در این مقاله، داده‌های جهانی (Global Forecast System) با درجه تفکیک نیم‌درجه است.

طبق شرایط شکل‌گیری امواج کوهستان که در بخش مقدمه به تفصیل توضیح داده شد، قله دنا، بلندترین قله در رشته‌کوه‌های زاگرس، برای مطالعه انتخاب شده است. برای بررسی شرایط اول و دوم شکل‌گیری امواج لی، یعنی سمت و سرعت باد، نقشه‌های واقعی هم‌دیدنی ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال طی سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۲ بررسی و حدود ۲۰ مورد انتخاب شد. علت انتخاب این ترازهای فشاری، نزدیکی آن‌ها به ارتفاع قله دنا است، چرا که این شرایط باید در نزدیکی قله بررسی شوند. برای بررسی شرط سوم یعنی پایداری، به دلیل نبود ایستگاه در این ناحیه، از نمودارهای skew-t ایستگاه‌های اطراف در این ۲۰ مورد استفاده شد. همچنین برای حصول اطمینان بیشتر از شرایط پایداری، با استفاده از داده‌های GFS، سطح مقطع قائم دمای پتانسیلی هم برای این ۲۰ مورد به وسیله نرم‌افزار GrADS رسم شد و با توجه به گرادیان قائم دما، موارد مناسب‌تر انتخاب شدند. نهایتاً ۵ مورد برای مطالعه انتخاب شد (جدول ۱) که به دلیل یکسان بودن مراحل محاسبه و بررسی‌ها و مشابه بودن نتایج در هر ۵ مورد، در این مقاله یک مورد به تفصیل بررسی خواهد شد و نتایج هر ۵ مورد در انتهای مقاله به صورت کلی و آماری آورده می‌شود.

جدول ۱. روزهای همراه با موج انتخاب‌شده در این مقاله.

روزهای انتخاب شده
۲۰۱۰/۱۲/۱۴
۲۰۱۱/۰۲/۰۱
۲۰۱۱/۰۲/۰۳-۰۶
۲۰۱۲/۰۲/۰۸
۲۰۱۲/۰۳/۱۱

مؤلفه قائم و افقی باد در پشت به باد کوه دارد (سالاری و همکاران، ۱۳۹۳).

در این مقاله از شاخص عدد ریچاردسون گرادینانی (معادله ۴) برای بررسی تلاطم ناشی از امواج کوهستان (امواج بادپناه) استفاده شده است. طبق مطالعه انجام‌گرفته در منطقه ایران روی تلاطم هوای صاف بر اساس گزارش خلبانان، تلاطم هوای صاف بیشتر در فصل زمستان و بهار رخ داده و محدوده شاخص عدد ریچاردسون گرادینانی با درجه تفکیک نیم‌درجه، برای تلاطم هوای صاف با شدت «متوسط تا متوسط» بین ۰/۴-۰/۹ و برای شدت «متوسط تا شدید» بیشتر در محدوده ۰/۹-۲/۵ به دست آمده است (برای مثال تاجبخش و همکاران، ۱۳۸۵). عدد ریچاردسون به صورت زیر تعریف می‌شود.

$$R_i = \frac{\left(\frac{g}{\theta}\right)\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} \quad (4)$$

در دیگر مطالعات مدل عددی در حالت مواجهه با CAT نیز عدد ریچاردسون ( $R_i$ ) کوچک و کمتر از ۲ به دست آمده است (لین و همکاران، ۲۰۰۴؛ کچ و همکاران، ۲۰۰۵).

رابطه ۴ نسبت پایداری به چینش قائم باد را نشان می‌دهد که معرف عدد ریچاردسون گرادینانی است که در آن  $g$  شتاب گرانش،  $\theta$  دمای پتانسیل،  $u$  و  $v$  مؤلفه‌های سرعت افقی باد است.

به دلیل کم‌بودن مطالعاتی که در رابطه با تلاطم هوای صاف در ایران انجام گرفته است و بنا به نیاز ما بر شناخت بیشتر این پدیده در منطقه خود و بررسی تأثیرات امواج کوهستان بر ایجاد آن، این مطالعه را صورت دادیم. شکل قرارگیری رشته‌کوه‌های زاگرس به صورت شمال غربی- جنوب شرقی است و بادهای غالب بر منطقه غربی و جنوب غربی بوده و شرایط برای شکل‌گیری امواج کوهستان و احتمال رخداد تلاطم هوای صاف (CAT) در این منطقه مساعد است. در این مطالعه، قله دنا، بلندترین قله واقع در رشته‌کوه‌های زاگرس، به عنوان منطقه مورد مطالعه در نظر گرفته شده است.

وردیست است، چرا که همان‌طور که در شکل ۱ مشاهده می‌شود، ارتفاع پایه کوه ۲۵۰۰ متر بوده و بررسی ترازهای پایین‌تر معنادار نیست.

### ۳. بحث و نتایج

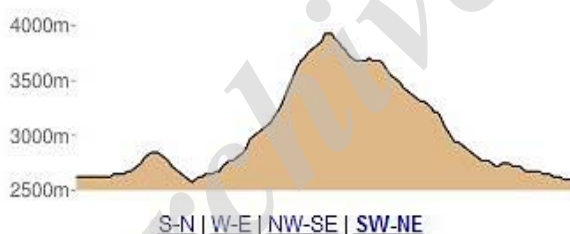
در این مطالعه، برای محاسبه عدد فرود و پارامتر اسکورر برای بررسی عبور موج از روی کوهستان و تشکیل امواج بادپناه، به ترتیب از فرمول‌های ۳ و ۲ استفاده شده است. برای محاسبه عدد ریچاردسون به عنوان شاخصی برای تلاطم هوای صاف نیز فرمول ۴ به کار گرفته شده است.

محاسبات مورد نظر برای ساعت ۰۰UTC روز یکم فوریه ۲۰۱۱ در جدول ۲ و برای ساعت ۱۲UTC در جدول ۳ آورده شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود در بیشتر ترازها مقدار عدد فرود از مقدار بحرانی ۱ بیشتر بوده و امکان عبور موج از روی قله مورد نظر و شکل‌گیری امواج بادپناه برقرار است.

پس از انتخاب روزهای همراه با حضور امواج لی، با استفاده از داده‌های GFS به محاسبه پارامتر اسکورر و عدد فرود پرداخته شد.

مدل WRF در این مقاله در سه دامنه با درجه تفکیک ۴۵، ۱۵ و ۵ کیلومتر اجرا شده است. با استفاده از خروجی مدل WRF در دامنه سوم با درجه تفکیک ۵km، واگرایی افقی در منطقه برای نشان‌دادن محدوده رخداد موج و نیز محاسبه طول موج، محاسبه و رسم شد. سپس با محاسبه عدد ریچاردسون به عنوان شاخصی برای تلاطم هوای صاف و مقایسه آن با مطالعات قبلی در منطقه ایران نتایجی در رابطه با شدت تلاطم‌های رخ داده به دست آمد که در ادامه به تفصیل بررسی می‌کنیم.

شایان ذکر است تمامی محاسبات در ترازهای ۷۵۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال، در یک نقطه قبل و یک نقطه بعد از کوه و در دو ساعت ۰۰UTC و ۱۲UTC در هر روز انجام گرفته است. علت انتخاب این ترازها به ترتیب، ارتفاع نقاط انتخابی (۲۵۰۰ متر) و حذف تأثیرات



شکل ۱. محدوده قله دنا در رشته‌کوه‌های زاگرس و سطح مقطع آن.

جدول ۲. مقادیر محاسبه شده شاخص‌های تلاطم و پارامترهای امواج کوهستان در ساعت 00UTC روز یکم فوریه ۲۰۱۱.

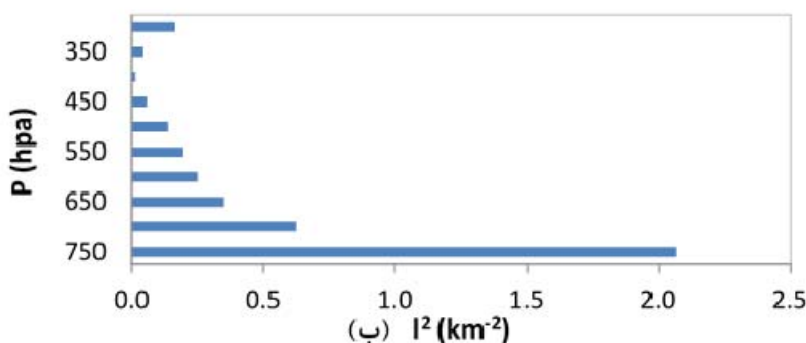
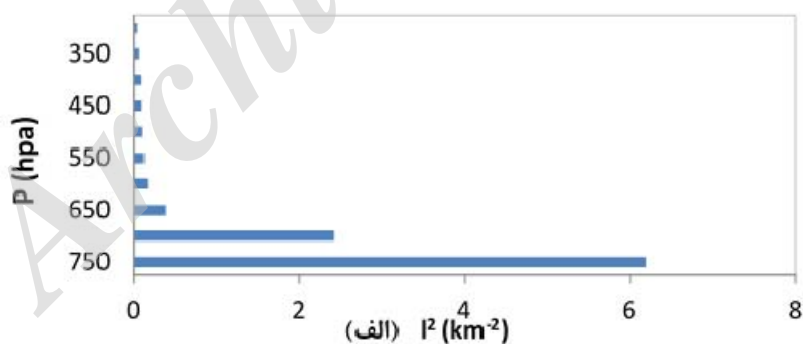
P (hPa)	Fr	$I^2$ (km <sup>-2</sup> )	
۷۵۰	۰/۲	۶/۲۰	۴/۰۰
۷۰۰	۰/۳	۲/۴۱	۲/۴۵
۶۵۰	۰/۷	۰/۳۸	۱/۰۲
۶۰۰	۱/۱	۰/۱۶	۱/۰۴
۵۵۰	۱/۲	۰/۱۲	۰/۸۶
۵۰۰	۱/۳	۰/۱۰	۱/۱۱
۴۵۰	۱/۴	۰/۰۹	۳/۳۶
۴۰۰	۱/۴	۰/۰۹	۳/۸۰
۳۵۰	۱/۷	۰/۰۶	۲/۲۶
۳۰۰	۲/۲	۰/۰۴	۱/۶۷

جدول ۳. مقادیر محاسبه‌شده شاخص‌های تلاطم و پارامترهای امواج کوهستان در ساعت ۱۲UTC روز یکم فوریه ۲۰۱۱.

P (hPa)	Fr	$I^2$ (km <sup>-2</sup> )	R <sub>i</sub>
۷۵۰	۰/۳	۲/۰۷	۱/۴۴
۷۰۰	۰/۵	۰/۶۲	۰/۲۱
۶۵۰	۰/۷	۰/۳۵	۰/۶۹
۶۰۰	۰/۹	۰/۲۵	۲/۴۶
۵۵۰	۱/۰	۰/۲۰	۳/۸۰
۵۰۰	۱/۲	۰/۱۴	۳/۵۰
۴۵۰	۱/۸	۰/۰۶	۲/۱۷
۴۰۰	۳/۵	۰/۰۱	۰/۹۶
۳۵۰	۲/۰	۰/۰۴	۳/۰۰
۳۰۰	۱/۱	۰/۱۶	۳/۳۰

در شکل ۲، نمودار تغییرات پارامتر اسکورر با ارتفاع برای هر دو ساعت رسم شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود پارامتر اسکورر با ارتفاع کاهش یافته و حاکی از شکل‌گیری امواج لی در سمت پشت به باد کوه است. در ستون آخر جدول‌های ۲ و ۳ عدد ریچاردسون در بیشتر ترازها دارای مقدار کمتر از ۲/۵ بوده و جوی کاملاً متلاطم را به دلیل حضور امواج کوهستان نشان می‌دهد. با استفاده از مقادیر به دست آمده شاخص عدد

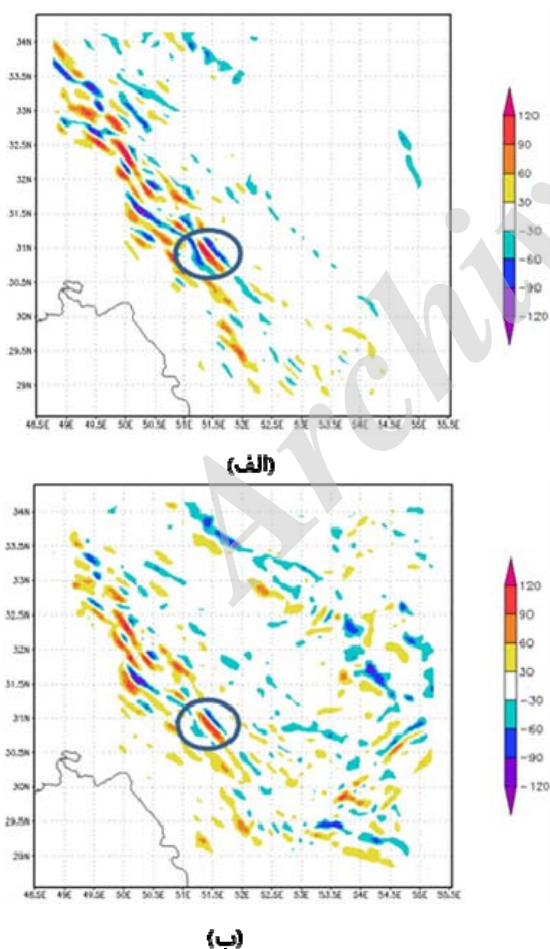
ریچاردسون برای تلاطم هوای صاف در منطقه ایران (تاجبخش و همکاران، ۱۳۸۵)، مقادیر عدد ریچاردسون در بیشتر ترازها بین ۰/۷ تا ۲/۵ بوده که نشان‌دهنده محدوده CAT با شدت «ضعیف تا متوسط» است. تنها در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۱۲UTC شاهد به دست آمدن عدد ریچاردسون ۰/۲ هستیم که با توجه به محدوده به دست آمده در مطالعات قبلی (تاجبخش و همکاران، ۱۳۸۵) تلاطم رخ داده در این سطح با شدت «متوسط تا شدید» است.



شکل ۲. نمودار تغییرات پارامتر اسکورر با ارتفاع در روز یکم فوریه ۲۰۱۱ در ساعت (الف) ۰۰UTC و (ب) ۱۲UTC.

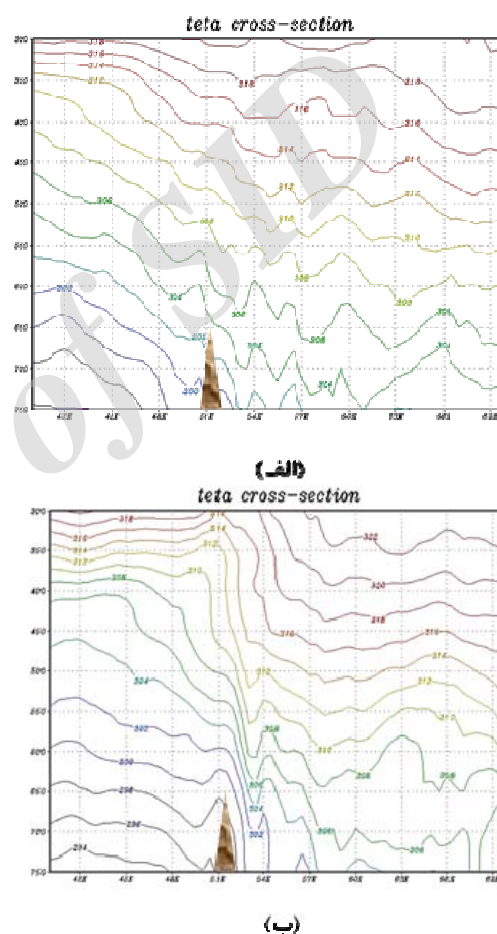
کوهستان هستیم. طول موج قائم حاصل از نقشه‌های واگرایی در این روز در حدود ۱/۹ km به دست آمده است.

واگرایی افقی در ساعت ۱۲UTC از ساعت ۰۰UTC ضعیف‌تر است. اگر به شکل ۲ نیز مراجعه شود، پارامتر اسکورر در ساعت ۱۲UTC مقدار کمتری را در ترازهای پایین در مقایسه با ساعت ۰۰UTC نشان داده و این حاکی از حضور پایداری کمتر در ساعت ۱۲UTC و در نتیجه شکل‌گیری موج ضعیف‌تر است. سطح مقطع دمای پتانسیلی (شکل ۳) نیز همین حالت را نشان می‌دهد. چرا که گرادیان دما در نزدیکی قله در ساعت ۱۲UTC کمتر از ساعت ۰۰UTC است، در نتیجه پایداری در این ساعت کمتر می‌باشد. در اینجا می‌توان به نقش برجسته پایداری در شکل‌گیری امواج کوهستان با شدت بیشتر پی برد.



شکل ۴. نقشه‌های واگرایی افقی ( $10^{-5} s^{-1}$ ) حاصل از خروجی مدل WRF در سطح ۶۵۰ هکتوپاسکال در روز یکم فوریه ۲۰۱۱ در ساعت (الف) ۰۰UTC و (ب) ۱۲UTC.

شکل ۳ سطح مقطع قائم دمای پتانسیلی در عرض جغرافیایی قله دنا است که نشان‌دهنده شمای کلی موج شکل‌گرفته در این دو ساعت است و تأثیر قله دنا را به عنوان منبع اصلی آغازگر این امواج به‌خوبی نشان می‌دهد. همان‌طور که از شکل‌ها پیداست، با افزایش گرادیان قائم دمای پتانسیل بعد از قله به‌خصوص در ساعت ۱۲UTC، پایداری افزایش یافته و سبب شکست امواج به سمت پایین و ایجاد تلاطم هوای صاف شده است.



شکل ۳. سطح مقطع قائم دمای پتانسیلی در عرض جغرافیایی قله دنا در روز یکم فوریه ۲۰۱۱ در ساعت (الف) ۰۰UTC و (ب) ۱۲UTC.

رسم نقشه‌های واگرایی افقی برای بررسی محل قرارگیری موج و حتی محاسبه طول موج به شکل رضایت‌بخشی عمل می‌کند. در این مقاله نیز با استفاده از خروجی مدل WRF با تفکیک ۵ km به محاسبه و رسم واگرایی افقی در ارتفاع معادل با ارتفاع قله دنا پرداخته شده است. همان‌طور که در شکل ۴ مشاهده می‌شود در محدوده قله دنا شاهد حضور امواج

جت قطبی، افزایش باد نیز رخ می‌دهد. همان‌طور که می‌دانیم افزایش پایداری و باد از عوامل اصلی شکل‌گیری موج کوهستان است و شانس رخداد تلاطم هوای صاف را افزایش می‌دهد. تمامی مراحل ذکر شده برای روزهای دیگر نیز انجام گرفته است. نتایج بررسی همه این موارد در شکل‌های ۵ و ۶ نشان داده شده است.

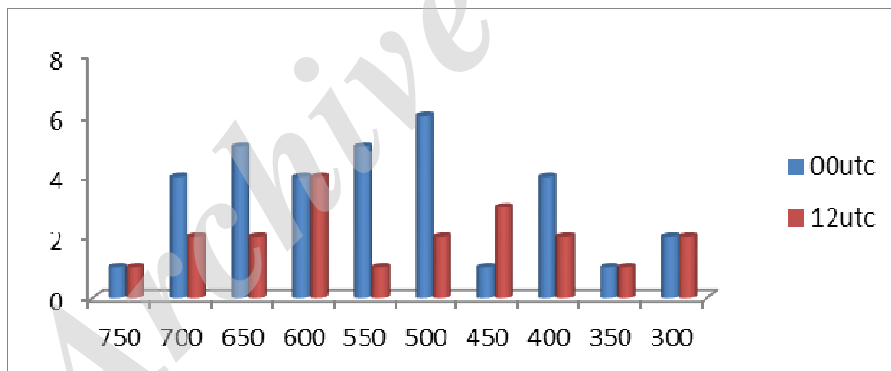
با توجه به شکل ۵ احتمال رخداد تلاطم هوای صاف با شدت «ضعیف تا متوسط» در ساعت ۰۰UTC بیشتر از ساعت ۱۲ بوده و بیشتر در ترازهای ۷۰۰، ۶۵۰، ۵۵۰، ۵۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکالی رخ داده است. در صورتی که تلاطم با شدت ذکر شده در ساعت ۱۲UTC بیشتر در ترازهای ۶۰۰ و ۴۵۰ هکتوپاسکال رخ داده است.

در نمودار شکل ۶ نیز احتمال تعداد دفعات رخداد تلاطم بر اساس عدد ریچاردسون با شدت «متوسط تا شدید» بیشتر در ترازهای ۶۵۰، ۶۰۰، ۵۵۰ و ۳۵۰ بوده است.

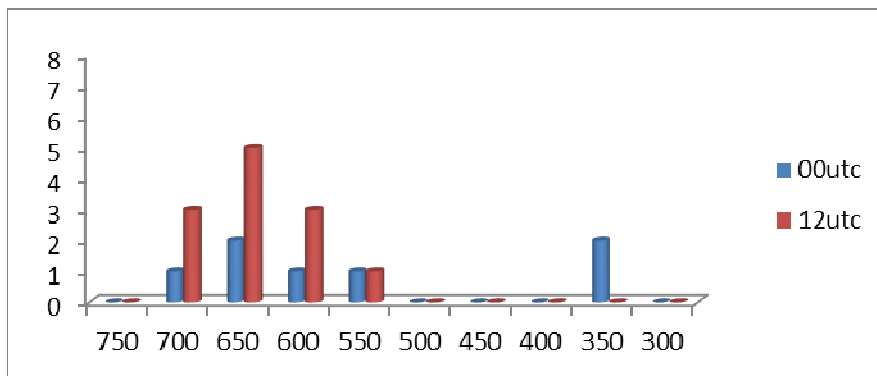
همان‌طور که گفته شد، انتقال قائم شار افقی تکانه توسط موج کوهستان می‌تواند عاملی برای ایجاد تلاطم هوای صاف باشد. مقدار میانگین شار تکانه با استفاده از خروجی مدل WRF و رابطه ۱، در محور پشته در محدوده  $(\frac{N}{m^2})$  ۰/۱-۷/۳ و در منطقه‌ای به وسعت ۱۰۰ کیلومتر، در محدوده  $(\frac{N}{m^2})$  ۰/۱-۴ به دست آمده است. این نتیجه با نتایج حاصل از دیگر مطالعات روی امواج لی که در بخش مقدمه ذکر شد، به‌خوبی هم‌خوانی دارد.

### ۱-۳. نتایج آماری حاصل از مقایسه ۵ مورد مطالعه‌شده

دیگر موارد بررسی شده در این مقاله در جدول ۱ در بخش ۲ آورده شده است. همان‌طور که از جدول ۱ پیداست، روزهای همراه با موج کوهستان و تلاطم هوای صاف طی سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۲ بیشتر در فصل زمستان به دست آمده است؛ چرا که معمولاً در فصل زمستان گرادیان دما افزایش یافته و به دلیل حاکمیت



شکل ۵. تعداد دفعات رخداد تلاطم هوای صاف با شدت «ضعیف تا متوسط» بر اساس عدد ریچاردسون در ترازهای فشاری مختلف روز یکم فوریه ۲۰۱۱.



شکل ۶. تعداد دفعات رخداد تلاطم هوای صاف با شدت «متوسط تا شدید» بر اساس عدد ریچاردسون در ترازهای فشاری مختلف روز یکم فوریه ۲۰۱۱.

رخ داده در این منطقه تخمین زده شد. طبق نتایج به دست آمده، احتمال تعداد دفعات رخداد تلاطم با شدت «ضعیف تا متوسط» بیشتر از تلاطم با شدت «متوسط تا شدید» است. این نتیجه با دیگر نتایج ذکر شده در مطالعه فوق نیز همخوانی دارد (به عنوان مثال تاجبخش و همکاران، ۱۳۸۵).

بیشترین احتمال دفعات رخداد تلاطم با شدت «ضعیف تا متوسط» در ساعت ۰۰ UTC در ترازهای فشاری ۷۰۰ تا ۴۰۰ هکتوپاسکالی و در ساعت ۱۲ UTC بیشتر در ترازهای ۶۰۰ و ۴۵۰ هکتوپاسکالی بوده است. بیشترین احتمال رخداد تلاطم با شدت «متوسط تا شدید» نیز در هر دو ساعت در ترازهای ۷۰۰، ۶۵۰، ۶۰۰ و ۵۵۰ هکتوپاسکالی به دست آمده است.

از آنجا که بیشتر عوامل مؤثر در پیدایش تلاطم هوای صاف در ترازهای بالای جو اتفاق می‌افتند (از جمله جت استریم‌ها، جبهه‌های ترازهای بالا و...) در تعریف؛ محل عمده پیدایش این پدیده در وردسپهر فوقانی و پوش سپهر زیرین است، اما در این مطالعه، تلاطم هوای صاف در سطوح پایین‌تر جو نیز رخ داده است. عاملی چون امواج لی که در قسمت پشت به باد کوه شکل می‌گیرد و ممکن است در اثر عواملی چون افزایش پایداری در ترازهای پایین‌تر جو و کاهش طول موج، به سمت پایین کشیده شده و بشکند، می‌تواند سبب شکل‌گیری تلاطم هوای صاف در ترازهای پایین‌تر جو نیز بشود.

طول موج به دست آمده از نقشه‌های واگرایی افقی در شکل ۵ برای روز یکم فوریه ۲۰۱۱ و در سطح ۶۵۰ هکتوپاسکال در حدود ۱/۹ کیلومتر محاسبه شده است و انتظار می‌رود طول موج در ترازهای بالاتر جو افزایش یابد.

شار قائم تکانه موج لی در محور پشته قله دنا در حدود  $\left(\frac{N}{m^2}\right) 0.1-7/3$  و در منطقه‌ای به وسعت ۱۰۰ km به طور میانگین  $\left(\frac{N}{m^2}\right) 0.1-4$  به دست آمده است.

طی یک نتیجه‌گیری کلی از این مطالعه، احتمال رخداد تلاطم هوای صاف ناشی از امواج کوهستان در سال‌های ۲۰۱۲-۲۰۱۰ در فصل زمستان بیشتر بوده است.

با مقایسه بین نمودارهای دو شکل ۵ و ۶ این نتیجه به دست می‌آید که در محدوده قله دنا واقع در رشته‌کوه‌های زاگرس، احتمال رخداد تلاطم هوای صاف با شدت «متوسط تا شدید» بسیار کمتر از تلاطم با شدت «ضعیف تا متوسط» است.

#### ۴. نتیجه‌گیری

در این مقاله با استفاده از نقشه‌های همدیدی واقعی در سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۲ و نیز نمودارهای skew-t و با استناد به شرایط هواشناختی شکل‌گیری امواج کوهستان، روزهای همراه با موج کوهستان در منطقه قله دنا تخمین زده شد. برای ۵ مورد انتخابی در طی این سال‌ها، با استفاده از داده‌های GFS نیم درجه، به محاسبه پارامتر اسکورر و عدد فرود برای حصول اطمینان از عبور موج از روی کوه و شکل‌گیری امواج بادپناه (لی) در سمت پشت به باد کوه پرداخته شد. نقشه‌های واگرایی افقی نیز به‌خوبی نشان‌دهنده شکل‌گیری موج کوهستان در ناحیه قله دنا بوده است.

تمامی نتایج حاصل از محاسبه شار تکانه موج، طول موج، عدد بدون بعد فرود، رسم نقشه‌های واگرایی و پارامتر اسکورر، با نتایج مطالعات دیگر روی امواج کوهستان هم‌خوانی دارد (لیلی، ۱۹۷۱؛ برود، ۱۹۹۶؛ بویو و بوگلت، ۱۹۹۸؛ قائمی و همکاران، ۱۳۹۳؛ دوران، ۱۹۹۰) و نشان از کارا بودن «شرایط هواشناختی شکل‌گیری موج کوهستان» در تخمین امواج کوهستان است - که در بخش مقدمه به تفصیل بیان شد - و حضور این امواج را در روزهای مورد نظر تصدیق می‌کند. شاخص بدون بعد عدد ریچاردسون نیز به عنوان شاخصی برای تخمین تلاطم هوای صاف ناشی از امواج کوهستان به کار رفته است. با محاسبه عدد ریچاردسون گرادایانی، شاهد حضور تلاطم ناشی از فعالیت امواج کوهستان در بیشتر ترازها هستیم. این نشان‌دهنده تأثیر امواج کوهستان بر شکل‌گیری تلاطم هوای صاف (CAT) در منطقه قله دنا است. با مقایسه مقادیر به دست آمده برای عدد ریچاردسون گرادایانی با نتایج مطالعات قبلی در ایران که در مقدمه ذکر شد، شدت تلاطم‌های



- سالاری، م. احمدی گیوی، ف. و معماریان، م. ح. ۱۳۹۳، بررسی امواج کوهستان با استفاده از یک مدل تحلیلی دوبعدی، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۸، شماره ۲، صفحه ۱۲۳-۱۳۹.
- قائم، ه.، محب الحججه، ع.، آزادی، م.، خوش اخلاق، م.، ۱۳۹۳، کتاب هواشناسی همدیدی- دینامیکی، انتشارات آب و هوا، تهران-ایران.
- مرادی، م.، مشکواتی، ا. ح.، آزادی، م. و بیدختی، ع. ع.، ۱۳۸۶، بررسی تحلیلی شارش هوای روی کوهستان: فیزیک زمین و فضا، ۳۳ (۱)، ۱۵۵-۱۳۵.
- Beau, I. and Bougeault, P., 1998, Assessment of a gravity-wave drag parameterization with PYREX data, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124, 1443-1464.
- Brinkmann, W. A. R., 1974, strong downslope winds at Boulder, Colorado. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 502-592.
- Broad, A., 1996, High-resolution numerical-model integrations to validate gravity-wave drag parameterization scheme: A case study, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122, 1625-1623.
- Carlson, D., 1954, Meteorological problems in forecasting mountain waves, *Amer. Meteor. Soc.*, 35, 363-371.
- Chambers, E., 1973, BOAC experience with turbulence: AGA conference proceeding, NATO, 140, 1-13.
- Corby, G. A., 1957, Preliminary study of atmospheric waves using radio sound data, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 83, 49-60.
- Doyle, J. D., Shapiro, M. A., Jiang, Q. and Bartels, D. L., 2005, Large-amplitude mountain wave breaking over Greenland, *J. Atmos. Sci.*, 62, 3106-3126.
- Durran, D. R., 1990, Mountain waves and downslope winds, *Ame. Met. Soc.*, 23.
- Dutton, J. and Panofsky, H. A., 1970, Clear Air Turbulence: A mystery may be unfolding, *Science*, 167, 937-944.
- Gill, A. E., 1982, *Atmosphere- Ocean Dynamics*, Academic Press, 1-662.
- Hines, C. O., 1960, Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights, *Can. J. Phys.*, 38, 1441-1481.
- Hopkins, R. H., 1977, Forecasting techniques of clear-air turbulence including that associated with mountain waves, *WMO Tech. Note*, 155, 31.
- Jiang, Q. and Doyle, J. D., 2004, Gravity wave breaking over the central Alps: Role of complex terrain, *J. Atmos. Sci.*, 61, 2249-2266.
- Koch, S. E., Brian, D. J., Lu, C., Smith, T., Tollerud, E. I., Girz, C., Wang, N., Lane, T., Shapiro, M., Parrish, D. and Cooper, O., 2005, Turbulence and gravity waves in an upper-level front, *J. Atmos. Sci.*, 62, 3885-3908.
- Lane, T. P., Doyle, J. D., Plougonven, R., Shapiro, M. A. and Sharman, R. D., 2004, Observations and numerical simulations of inertia-gravity waves and shearing instabilities in the vicinity of a jet stream, *J. Atmos. Sci.*, 61.
- Lane, T. P., Doyle, J. D., Sharman, R. D., Shapiro, M. A. and Watson, C. D., 2009, Statistics and dynamics of aircraft encounters of turbulence over Greenland, *Mon. Wea. Rev.*, 137, 2687-2702.
- Lee, D. R., Stull, C. R. S. and Irvine, M. W. S., 1984, Clear Air Turbulence forecasting techniques.
- Lilly, D. K. and Klemp, J. B., 1979, The effects of terrain shape on non-linear Hydrostatic mountain waves, *J. Fluid Mech.* 95, 241.
- Lilly, D. K., 1971, Observations of mountain induced turbulence, *J. Geophys. Res.* 76, 6585-6588.
- Lindzen, R. S., 1967, Thermally driven diurnal tide in the atmosphere, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 93, 18-42.
- Prusa, J. M., Smolarkiewicz, P. K. and Garcia R. R., 1996, Propagation and breaking at high altitudes of gravity waves excited by tropospheric forcing, *J. Atmos. Sci.*, 53, 2186-2216.
- Scorer, R. S., 1949, Theory of waves in the lee of Mountain, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 75, 41-56.
- Shutts, G., 1997, Operational Lee wave forecasting, *Meteorol. Appl.*, 4, 23-35.
- Smith, R. B., 1977, The steepening of hydrostatic mountain waves, *J. Atmos. Sci.*, 34, 363-371.
- Vanzandt, T. E. and Fritts, D. C., 1989, A theory of enhanced saturation of the gravity wave spectrum due to increases in atmospheric stability, *Pure Appl. Geophys.*, 130, 399-420.

## مراجع

## Study of the Lee waves formation over Zagros Mountain and its influences on Clear Air Turbulence (CAT)

Kalantari, B.<sup>1\*</sup>, Aliakbari-Bidokhti, A.<sup>2</sup> and Mobarak-Hosn, E.<sup>3</sup>

1. M.Sc., Islamic Azad University, North Tehran Branch, Iran

2. Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

3. Assistant Professor, Islamic Azad University, Ahvaz Branch, Iran

(Received: 26 Apr 2016, Accepted: 24 Jan 2017)

### Summary

Clear Air Turbulence (CAT) refers to a micro scale turbulence which normally happens in upper troposphere and lower stratosphere when there is neither cloud in the sky nor any significant convective activities. The turbulence intensity is from low to sever and due to invisibility; it can cause irreparable damage to passengers in flights. Many factors are effective in formation of clear air turbulence, including: wind shear, the waves, the tropopause, jet streams, the high level fronts, perturbations and breaking of the gravity waves caused by obstacles (such as Lee waves) or gravity waves caused by convection.

As stated, perturbations of micro-scale to meso-scale Lee waves are among the main factors in development of CAT. According to many studies which were done in mountainous areas throughout the world, mountain waves may form when any of these specific meteorological conditions happens: 1-The wind blows to the peak of the mountain in direction of 30° to perpendicular line; 2- The wind speed for the high mountains and hills is more than 30 and 15 knots, respectively; and 3- The stability around the peak is much greater than other levels of atmosphere. These conditions are used as some techniques for prediction of clear air turbulence associated with the mountain waves.

To the best of our knowledge, few studies on occurrence of clear air turbulence in Iran have been done. Hence, according to the necessity of knowing much more about this phenomenon in Iran and considering the influences of mountain waves on flights over country, we have conducted this study for Zagros Mountains. The position of Zagros Mountains is a north-west to south-east over west of Iran. Prevailing winds in this area are from the west and south-west. Therefore, the formation of mountain waves and the chance of occurrence Clear Air Turbulence is favourable in this area. In this paper, the Dena peak as the highest peak in Zagros Mountains is considered as the study area.

According to the mentioned meteorological conditions of the Lee wave formation, the days with Lee waves over Zagros Mountain is estimated for a period of 3 years from 2010 to 2012 using the actual maps and SKEW-T diagrams. The formation of Lee waves in the studied days is double checked by considering the Scorer Parameter and dimensionless Froude number. Furthermore, in order to indicate the range of wave formation, horizontal divergence is calculated and plotted using the WRF model output. Finally, the gradient Richardson number is calculated as an index for the CAT occurrence. Based on these results, the vertical momentum flux of Lee wave in the ridge axis is obtained typically in the range of  $0.1-7.3\left(\frac{N}{m^2}\right)$ . In addition, the turbulence caused by the presence of the mountain waves is well indicated by Richardson number. The probability of the mountain wave formation in the Dena peak region during the 2010-2012 is higher in winter. We have also shown that the probability of turbulence occurrence with “moderate to severe” intensity in both 00 and 12UTC can happen in 550, 600, 650, 700hPa levels. Furthermore, turbulence with the same intensity occurred mostly at 12UTC in 650hPa level which is equal to just above the height of the Dena peak.

**Keywords:** Mountain waves- Lee waves- WRF model- Clear Air Turbulence- CAT.

---

\*Corresponding author:

bahareh.kalantari@yahoo.com