

تحلیل همدیدی-دینامیکی مخاطره باد گرمش در حاشیه جنوب غربی دریای خزر

حسین عابد^۱، سمانه نگاه^۲، نیما فرید مجتهدی^۳، شبنم هادی نژاد صبوری^۴، فروغ مومن پوره^۵

- ۱- کارشناس ارشد آب و هواشناسی، رئیس گروه تحقیقات هواشناسی کاربردی گیلان
- ۲- دکتری هواشناسی، کارشناس گروه تحقیقات اداره کل هواشناسی گیلان
- ۳- کارشناس ارشد آب و هواشناسی، کارشناس گروه تحقیقات اداره کل هواشناسی گیلان
- ۴- کارشناس ارشد فیزیک دریا، کارشناس پیش‌بینی دریایی اداره کل هواشناسی گیلان
- ۵- کارشناس ارشد هواشناسی، کارشناس پیش‌بینی اداره کل هواشناسی گیلان

چکیده:

در این مطالعه به منظور بررسی الگوی همدیدی-دینامیکی پدیده باد گرمش برای بازه زمانی ۱۹۸۲ تا ۲۰۱۰، ابتدا با استفاده از داده‌های SCDATA ایستگاه‌های شاخص استان، رخ داده‌های باد گرم در طی یک دوره ۲۹ ساله شناسایی شد. سپس میداین فشار، دما، نم و باده، ارتفاع ژئوپتانسیلی، مولفه‌های مداری و نصف النهاری باد و سرعت قائم و کمیت‌هایی نظیر جریان، فرارفت رطوبت، فرارفت دما، تاوایی نسبی و همچنین برش قائم کمیت‌های دینامیکی مربوط به سامانه‌های منجر به باد گرمش در کلیه ترازهای جوی مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان می‌دهد این پدیده عمدتاً در فصول سرد سال به وقوع می‌پیوندد و شرط لازم برای شکل‌گیری باد گرمش در استان گیلان، جفت‌شدگی دو توده هوای پرفشار و کم‌فشار در دو سوی رشته کوه‌های البرز است. این شرایط ماحصل نفوذ هم‌زمان زبانه فشاری چرخندهای دینامیکی قوی با منسأهای کم‌فشار جنب قطبی و کم‌فشار مدیترانه‌ای در شمال رشته کوه‌های البرز و همچنین حاکمیت کمربند هوای پرفشار ناشی از زبانه پرفشار سیبری و یا پرفشار جنب حاره روی مرکز و جنوب فلات ایران است که موجب شکل‌گیری جریان‌های جنوبی به سمت سواحل جنوبی دریای خزر و افزایش سرعت باد در ترازهای زیرین و ردسپهر می‌گردد. الگوی فرارفت دما و رطوبت در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی، فرارفت دمایی مثبت (فرارفت گرم) و فرارفت منفی رطوبت (انتقال هوای خشک در لایه‌های زیرین و ردسپهر) را در حاشیه جنوب غربی دریای خزر نمایان می‌سازد. به دلیل نفوذ زبانه‌های پرفشار سطحی و عبور پشته ارتفاعی روی فلات ایران و دامنه‌های جنوبی البرز، تاوایی نسبی در کل ستون جو منفی است که با مقادیر مثبت امگا در بخش‌های جنوبی و حتی دامنه‌های شمالی البرز منطبق است. برش قائم باد نشان می‌دهد در جانب رو به باد جریان‌های به ویژه زیر تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی، میدان باد دارای مولفه مثبت نصف النهاری بوده و غالباً شارش جریان‌های جوی در منطقه دارای جهت شمال سواست.

واژگان کلیدی: باد گرمش، کم فشار، فرارفت گرم، جریان‌های جنوبی، دریای خزر.

مقدمه

سرد، دامنه‌های شمالی البرز و جلگه‌های پست کرانه‌های جنوبی دریای خزر را تحت تاثیر قرار می‌دهد، از اهمیت ویژه برخوردار است. گرمش به دلیل تاثیرهای منفی اقتصادی، اجتماعی و زیست‌محیطی، از مخاطره‌های محیطی استان گیلان به شمار می‌آید. علیرغم تلاش‌های فراوان برای شناسایی و مطالعه این پدیده جوی، هنوز جنبه‌های مختلف سامانه‌های منجر به وقوع باد گرمش از قبیل عوامل موثر بر شکل‌گیری و تقویت آن، ساختار دینامیکی-همدیدی و ویژگی‌های فیزیکی جو در زمان رخداد باد گرمش در منطقه به طور کامل و جامع شناسایی نشده و ابهامات زیادی در سازوکار آن مشاهده می‌گردد. این پژوهش، اولین مطالعه‌ای است که با استفاده از بانک داده‌های بادگرم، سعی در شناسایی الگوهای همدیدی-دینامیکی سازوکار رخداد این پدیده دارد. در این مطالعه برای معرفی پدیده باد گرم رشته‌کوه البرز از نام محلی «گرمش» استفاده کرده است.

پدیده باد فون و بادهای گرمی که در مناطق بادپناه کوهستان‌ها رخ می‌دهد یکی از بحث‌های مورد توجه در طول تاریخ هواشناسی علمی حداقل در ۱۰۰ سال اخیر بوده است. جایی که هان در ۱۸۶۶ اولین محاسبه گسترده علمی را درباره فون انجام داد (Barry, 2008). این تحقیقات گسترده در یک قرن اخیر به خصوص در مورد بادهای فون در آلپ ادامه داشته است. به عنوان نمونه می‌توان از مطالعات هان (Hann, 1866)، فیکر (Ficker, 1931)، اسکوایتزر (Schweitzer, 1953)، سی‌برت (Seibert, 1990)، زانگل (Zangl, 2003) نام برد، تحقیق درباره باد فون در برنامه میان مقیاس آلپ (MAP) به اوج رسید (Bougeault, 2001) و Mayr (2007) و در ۱۹۹۹ منجر به شناسایی سازوکار باد فون گردید (Drechsel, 2008). مطالعات موردی فراوانی در زمینه نحوه شکل‌گیری باد گرم در سامانه‌های کوهستانی عمده دنیا انجام شده است که بیشترین آن‌ها مربوط به رشته‌کوه‌های آلپ (فون) و راک (چینوک) است. طبق مطالعه گافین (2002)، (Gaffin) سازوکار شکل‌گیری باد فون جنوب‌شرقی در کرانه شمال‌غربی کوه‌های اسموگی، وجود توده هوای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی نسبتاً گرم و اشباع شده در حوالی خط‌الراس مرتفع کوه‌های اسموگی است که منشاء اصلی هوای فشرده شده بی‌درروی است که در کرانه شمال‌غربی کوه‌های

شناخت سازوکار، الگو و آگاهی از توزیع زمانی-مکانی سامانه‌های جوی که منجر به رخداد پدیده‌های مخرب در هر منطقه می‌شود، کمک شایانی در کاهش اثرهای منفی این پدیده‌ها دارد. متأسفانه عدم شناخت از این الگوها مدت‌هاست که بسیاری از برنامه‌ریزی‌های منطقه‌ای و طرح‌های آمایش سرزمین را به چالش کشیده است. همین مسئله سالانه خسارت‌های اقتصادی، اجتماعی و زیست‌محیطی فراوانی را به مردم ساکن در پهنه جغرافیایی سرزمین ایران وارد می‌آورد. گرمش یکی از مخاطره‌های جوی است که هر ساله، چه به طور مستقیم (به دلیل خسارت‌های ناشی از سرعت باد) و چه به طور غیر مستقیم (به دلیل نقشی که در فراهم نمودن شرایط شروع، گسترش و تشدید آتش‌سوزی دارد) به استان گیلان خساراتی وارد می‌کند (اسعدی‌اسکوئی و همکاران، ۱۳۹۰، عزیز و همکاران، ۱۳۸۸ و ۱۳۹۱). به عنوان نمونه خسارت مالی ناشی از باد گرمش و آتش‌سوزی جنگل در استان گیلان طی سال‌های ۱۳۸۱ لغایت ۱۳۸۸ مبلغ ۷۱۴۷۸ میلیون ریال برآورد شده است. گرمش نوعی گرم‌باد است. گرم‌باد وزش هوای خشک و گرمی است که تحت شرایطی خاص در دامنه پشت به باد کوه‌ها ایجاد می‌شود. زمانی که در دامنه رو به باد، هوای مرطوب به سمت قله کوه‌ها صعود می‌کند، در صورت داشتن رطوبت کافی، اشباع شده و پس از تشکیل ابر و ریزش جوی رطوبت خود را از دست داده، خشک می‌شود و با گذر از عرض کوهستان در دامنه پشت به باد، به طرف ته دره یا دشت نزول می‌کند. بنابراین در نتیجه نزول هوا به صورت بی‌دررو خشک، هوای نزولی گرم‌تر و خشک‌تر از هوای اولیه در دامنه رو به باد خواهد بود (کاوایی و همکاران، ۱۳۷۹، عزیز، ۱۳۸۸). چون وضعیت‌های منطقه‌ای منجر به شکل‌گیری اینگونه بادهای می‌شوند این بادهای عمدتاً به وسیله مردم بومی شناسایی و نام‌گذاری شده‌اند (Oliver, 2005). مانند «فون» در آلپ، «چینوک» در راک، «کانتبری نور ویستر» در نیوزلند، «برگ» در آفریقای جنوبی، باد «زوندا» در آند، سانتانا در کوه‌های جنوب کالیفرنیا (Ahrens, 2009) و (Seluchi, 2003). شناخت الگوی همدیدی-دینامیکی رخداد بادگرمش که به فراوانی در طی سال به ویژه فصول

باد علیرغم مطالعات قبلی، ناشی از انتقال هوا از جنوب به شمال البرز توسط پرفشار سیبری است. گلوانی و همکاران (۱۳۹۰) در مطالعه‌ای با موضوعی مشابه، نقش باد فون در ایجاد آتش‌سوزی جنگل‌های شمال را بررسی و الگوی همدیدی آن را الگوی سیکلون شمال اروپا و الگوی پرفشار مهاجر معرفی نمودند و میزان خطر آتش‌سوزی در الگوی پرفشار مهاجر بیشتر تشخیص داده شد. عزیزی و همکاران (۱۳۹۱)، در جدیدترین کار در نقش عوامل همدیدی آتش‌سوزی جنگل‌های شمال نشان دادند وقوع پدیده آتش‌سوزی هم زمان با حضور زیانه کم ارتفاع در سطوح میانی جو در شرق دریای مدیترانه و عراق است. در مجموع تمرکز مطالعاتی که در دو دهه اخیر در زمینه بادگرم در ایران انجام پذیرفته، بیشتر بر مبانی رابطه معلول به علت بوده است که معلول آتش‌سوزی جنگل و علت را در شرایط همدیدی مورد بررسی قرار داده‌اند. بیشتر این موارد مطالعاتی موردی بوده و شرایط همدیدی تنها در یک رخداد معین انجام شده است، بنابراین با توجه به سوابق پژوهش، شناختی جامع از این پدیده وجود ندارد. مطالعه‌ی پیش‌رو برای اولین بار با استفاده از بانک اطلاعاتی ۳۰ ساله ساعتی و روزانه بادگرم ایستگاه‌های جلگه گیلان که تحت تاثیر این پدیده هستند، انجام شده است.

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در کرانه جنوب غربی دریای کاسپین قرار دارد. این منطقه شامل سواحل پست این دریا به همراه جلگه گیلان است که از جنوب به کوهپایه‌های رشته‌کوه‌های البرز و تالش منتهی می‌گردد. این پهنه مساحتی در حدود ۴۵۸۳ کیلومتر مربع را در بر می‌گیرد، بخش بزرگی از این جلگه منطبق بر دلتای رودخانه سفیدرود است (محمودی، ۱۳۷۴ و جداری عیوضی، ۱۳۸۴). مناطق جنوبی توسط خط‌الراس‌های مرتفع البرز و تالش که دارای قلی بالای ۳۰۰۰ متر می‌باشند، محدود شده است، که اثرات آب‌وهوایی مشخصی در آب‌وهوای استان گیلان دارد (عظیمی، ۱۳۸۹ و گنجی، ۱۳۷۴). وجود دره تکتونیک سفیدرود در جنوب جلگه مرکزی گیلان، سبب ایجاد یک فضای مشخص در دیواره پیوسته رشته کوه‌های جنوبی شده است. جغرافیای

اسموگی می‌وزد. رخداد‌های باد فون در کرانه غربی کوه‌های آپالاش به صورت باد‌های جنوب‌شرقی در امتداد سامانه کم فشار روی بخش میانی دره رودخانه می‌سی‌سی‌پی توسعه می‌یابند، در حالی که رخداد‌های باد فون روی کرانه شرقی، ناشی از باد‌های شمال‌غرب‌سوی پشت جبهه سرد کم عمق عبوری است. توده هوای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی به نسیبه گرم- که کمی سردتر از دمای سطح زمین است- سرچشمه باد‌های فون در هر دو کرانه است (Gaffin, 2007). مطالعه رخداد‌های باد‌های فون و شبه فون در مناطق مختلف دنیا انجام شده است از جمله در آلپ‌های استرالیا (شارپلیز، ۲۰۱۰، ۱۰۹۴)، در آند (Seluchi, 2002)، در جنوبگان (Speirs, 2011)، در کوه‌های آپالاش (Gaffin, 2007)، در جورجیای جنوبی (Alpers, 2011)، در کوه‌های کوبو ژاپن (Takane, 2011) نیز انجام پذیرفته که نشان از این دارد که جنبه‌های مختلف باد‌های گرم علیرغم یک سده مطالعه هنوز از موضوعات مورد توجه است. مطالعات در زمینه باد گرم در ایران که مختص به سامانه کوهستانی رشته کوه البرز است، دو دهه اخیر را شامل می‌شود. اولین مطالعه علمی در زمینه باد گرم در ایران توسط شیرزادی و همکاران (۱۳۷۱) در زمینه علل ایجاد آتش‌سوزی‌های جنگل‌های شمال بود که با استفاده از ضرایب فرانسیلا و نستروف رابطه میان افزایش خطر آتش‌سوزی همزمان با وزش گرم باد دست یافتند. پرنیان (۱۳۷۸) به بررسی شرایط ایجاد باد فون بر روی استان‌های گیلان و مازندران پرداخت. زاده‌نویری (۱۳۸۱)، با بررسی آماری در زمینه نقش عوامل آب‌وهوایی بر آتش‌سوزی‌های جنگل سفارود در گیلان، میان عناصر دما، باد و رطوبت با آتش‌سوزی جنگل همبستگی معنادار پیدا کرد. حسن‌پورچماچایی (۱۳۸۵)، با مطالعه پدیده گرم‌باد و اثر آن را بر آتش‌سوزی جنگل در استان گیلان و الگوی همدیدی این رخدادها را شناسائی نمود. عزیزی و همکاران (۱۳۸۸)، شرایط همدیدی شکل‌گیری یک آتش‌سوزی فراگیر در جنگل‌های شمال کشور در ترازهای بالایی را قرار گرفتن یک پشته با امتداد محور شمال-جنوب یا شمال‌غرب-جنوب شرقی بر روی نیمه غربی معرفی نمودند. در سطح زمین نیز زیانه پرفشاری از پرفشار غرب چین تا مناطق مرکزی کشور کشیده می‌شود. بنا به یافته‌های این مطالعه رخداد گرم

گرفت:

الف. با توجه به اینکه به طور عمده، جهت وزش باد گرمش در جلگه گیلان دارای سمت جنوبی است، در مرحله اول تمامی داده‌های سه ساعته (سینوپ اصلی و فرعی) ایستگاه‌های هواشناسی منتخب که سمت باد آن‌ها جنوب، جنوب‌غربی بود به همراه تاریخ رخداد آن‌ها تفکیک شدند. ب. سپس در میان داده‌های سه ساعته به دست آمده از مرحله قبل، موارد همراه با رطوبت نسبی کمتر از ۶۰ درصد استخراج شدند.

ج. در مرحله بعد، اگر داده‌های استخراج شده طی دو مرحله قبل، نسبت به ساعت قبل، دارای افزایش دمای ۵ درجه سلسیوس بوده، تفکیک گردیدند و تا زمانی که کاهش ۵ درجه دمای هوا نسبت به سه ساعت قبل مشاهده نشد، استخراج داده‌ها یافته است.

د. هم زمان با این داده‌ها سایر عناصر جوی مرتبط با این پدیده نظیر سرعت باد، دما، فشار، نوع ابر، دید، پدیده و... نیز استخراج شده است.

و. برای بالا بردن دقت و غنای کار، رکورد های سه ساعت قبل و سه ساعت بعد نیز استخراج شدند.

ح. در مجموع هم پوشانی داده‌ها استخراج شده به صورت مورد به مورد به صورت چشمی ارزیابی شدند. در ادامه تعداد ساعات و روزهای همراه با رخداد باد گرمش در هر ایستگاه مشخص و گلبادهای مربوطه توسط نرم‌افزار (WRPLOT) ترسیم شد.

پس از شناسایی روزهای همراه با وزش باد گرمش بر اساس معیارهای معرفی شده در بخش قبل و تهیه بانک اطلاعاتی باد گرمش در جلگه گیلان، برای مطالعه الگوی همدیدی-دینامیکی این پدیده، در کلیه ترازهای جوی، داده‌های دوباره تحلیل شده روزانه میادین فشار، دما، نم و برف، ارتفاع ژئوپتانسیلی، مولفه‌های مداری و نصف النهاری باد و سرعت قائم مربوط به بازه ۱۱ ساله (۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰) از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی آمریکا NCEP/NCAR روی شبکه‌ای منظم شامل کشور ایران با تفکیک افقی ۲/۵ درجه مورد استفاده واقع شده است. به منظور مطالعه شرایط همدیدی این سامانه‌ها در مرحله اول با به کارگیری داده‌های فوق و اسکریپت نویسی به کمک نرم‌افزار GrADS اقدام به نمایش

کرانه جنوب‌غربی دریای خزر (گیلان) یکی از پیچیده‌ترین شرایط آب‌وهوایی را برای این بخش از حاشیه فلات ایران رقم زده است. این شرایط ماحصل ترکیب و اندرکنش برخی از عوامل جغرافیایی در کنار هم است که سبب پیدایش شرایط و پدیده‌های آب‌وهوایی با مقیاس متفاوت شده است. وجود پهنه آبی وسیعی چون دریای خزر و رشته‌کوه البرز زمینه‌ای فراهم نموده که نه تنها در جلگه کم وسعت گیلان پدیده‌های جوی مرتبط به این دو سامانه رخ دهد، بلکه به دلیل درهم تنیدگی و تاثیر این دو عامل برهم، شرایط به گونه‌ای رقم بخورد که ویژگی، شدت و توزیع زمانی و مکانی این پدیده‌های جوی به گونه‌ای باشد که تحلیل جوی در این منطقه را با چالش روبرو نماید. این دو عامل در پیوند با هم نه تنها شکل‌دهنده شاخص‌ترین آب‌وهوای کرانه فلات ایران است، بلکه در زایش پدیده‌های خاص جوی نیز به طور اخص تاثیر دارند (علیچانی، ۱۳۷۴). به طور مثال وجود جبهه نسیم دریا (خوشحال، ۱۳۷۶، عزیزی و همکاران، ۱۳۸۹)، باد گرمش (گلوانی و همکاران، ۱۳۹۰، عزیزی و همکاران، ۱۳۹۱) و بارش ناشی از اثر کوهساری (اسعدی و همکاران، ۱۳۹۰، عزیززاده و همکاران، ۱۳۸۷ و علیچانی، ۱۳۷۴).

مواد و روش‌ها

به منظور بررسی و مطالعه جامع عوامل شکل‌گیری و شرایط همدیدی-دینامیکی الگوهای حاکم بر گردش میان مقیاس جو در زمان رخداد پدیده باد گرمش در جلگه گیلان مراحل زیر به ترتیب انجام شده است:

در گام اول، برای شناسایی روزهای همراه با پدیده باد گرمش، داده‌های موجود عناصر جوی به صورت داده‌های رمز شده (SCData) مربوط به ایستگاه‌های همدیدی ۲۴ ساعته استان گیلان شامل رشت، بندرانزلی و آستارا در دوره‌های آماری درازمدت از سال ۱۹۸۲ تا ۲۰۱۰ مورد استفاده قرار گرفت. به کمک این داده‌های پیوسته و بلندمدت، نوسانات عناصر شاخص هواشناسی در باد گرمش شامل دما، رطوبت و سمت و سرعت باد مورد مطالعه و از طریق آن رخداد باد گرمش در استان گیلان شناسایی شد. به دلیل حجم بسیار زیاد داده‌ها و تهیه خروجی‌های مورد نیاز، با کد نویسی‌های لازم به زبان ویژوال بیسیک، داده‌ها رمزگشایی شدند و شناسایی رخداد های باد گرمش بر اساس شرط های ذیل صورت

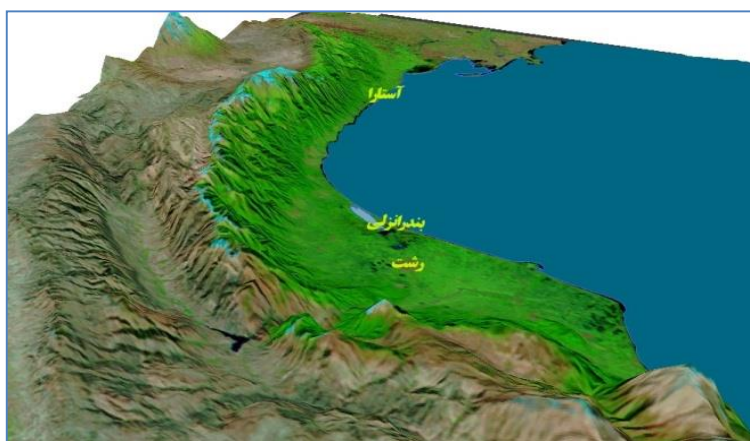
در طی دوره آماری ۱۹۸۲ تا ۲۰۱۰ میلادی، ۴۷۹ روز بوده است. تعداد روزهای همراه با باد گرمش در ایستگاه همدیدی رشت در طی سال ۲۰۰۴، ۳۲۶ روز و سال ۲۰۰۶ با ۴ روز بوده که به ترتیب بیشترین و کمترین رخداد را در طی دوره آماری داشته است. فراوانی رخداد این پدیده بر طبق در ماه‌های ژانویه، فوریه، نوامبر و دسامبر بیشتر است و ندرتاً در سپتامبر و ژوئن اتفاق می‌افتد. سمت باد غالب ایستگاه هواشناسی همدیدی رشت غربی است. گلباد زمان وزش باد گرمش، جهتی جنوب‌غربی و جنوبی دارد. بطور متوسط رطوبت نسبی سالانه در رشت برابر ۸۲٪ است ولی در زمان رخداد پدیده باد گرمش بطور متوسط یک کاهش ۴۸٪ را تجربه می‌کند و میزان آن به ۳۴٪ می‌رسد. در رشت با چرخش سمت باد به سمت جنوب، دمای هوا شروع به افزایش می‌کند. اختلاف میانگین‌های بلند مدت ماهانه دمای هوا در حالت کلی و در زمان وزش باد گرمش برای ایستگاه همدیدی رشت به حدود ۱۰ درجه سلسیوس می‌رسد.

و تحلیل روزانه این کمیت‌ها در تراز سطح دریا، ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکالی به روش همدیدی محیط به گردش (environment to circulation) شد. همچنین با تولید نقشه‌های مربوط به کمیت‌هایی نظیر جریان، فرارفت رطوبت، فرارفت دما، تاوایی نسبی و برش قائم تاوایی، سرعت قائم، رطوبت نسبی، نم ویژه ساختار دینامیکی آن‌ها مورد بررسی قرار گرفت.

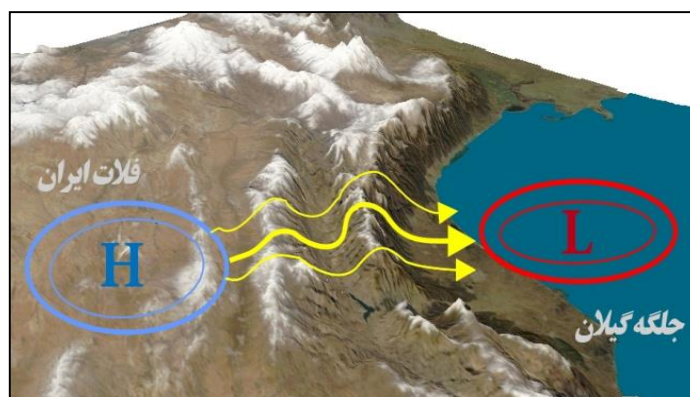
پس از بررسی همدیدی همه روزهای همراه با وقوع باد گرمش، الگوی همدیدی این سامانه‌ها از نظر نوع و منشأ توده هواهای موثر در شکل‌گیری این پدیده و نحوه آرایش و استقرار این توده هواها در سطح زمین، دسته‌بندی گردید و از هر الگو، یک نمونه در این مقاله به طور مبسوط تفسیر و ارائه شده است.

بحث و بررسی

رخداد باد گرمش در منطقه گیلان دارای نوسان مشخصی است. در مجموع وقوع باد گرمش در ایستگاه همدیدی رشت



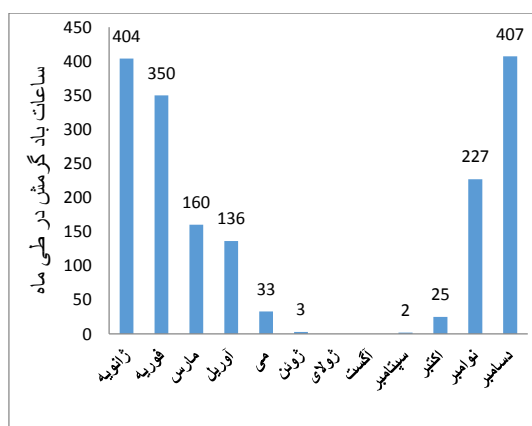
شکل ۱- موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه در جلگه گیلان و نسبت به رشته‌کوه البرز



شکل ۲- نمایی از چگونگی شکل‌گیری باد گرمش در جنوب‌غربی دریای خزر

جدول ۱- فراوانی تعداد روز همراه با باد گرمش در ایستگاه هواشناسی همدیدی رشت (۱۹۸۲-۲۰۱۰)

سال	فراوانی روزهای گرمش	سال	فراوانی روزهای باد گرمش	سال	فراوانی روزهای باد گرمش	سال	فراوانی روزهای گرمش
1982	8	1990	8	1998	17	2006	4
1983	15	1991	13	1999	24	2007	14
1984	7	1992	22	2000	20	2008	18
1985	8	1993	17	2001	21	2009	16
1986	15	1994	12	2002	22	2010	12
1987	18	1995	22	2003	23		
1988	10	1996	16	2004	32		
1989	19	1997	28	2005	18		



شکل ۳- مجموع فراوانی ماهانه ساعات همراه با وزش باد گرمش ایستگاه همدیدی رشت (۱۹۸۲-۲۰۱۰)

تحلیل همدیدی-دینامیکی

در این پژوهش، الگوی شارش‌های جوی منجر به شکل‌گیری بادگرمش در منطقه، بر حسب منشا توده هوای لایه‌های زیرین جو، ویژگی‌های فیزیکی و نحوه آرایش آن‌ها در منطقه و همچنین سازوکار دینامیکی به ۶ گروه عمده دسته‌بندی شده‌اند. به منظور پرهیز از طولانی شدن مقاله نمونه‌ای از هریک الگوها ارائه شده است:

- ۱- نفوذ زبانه کم فشار سرد جنب قطبی به سواحل و استقرار کمربند پرفشار جنب حاره روی فلات ایران (۲۴ مارس ۲۰۰۹)،
- ۲- نفوذ زبانه کم فشار سرد جنب قطبی به سواحل و استقرار مرکز پرفشار ثانویه روی زاگرس (۱۹ و ۲۰ ژانویه ۲۰۰۷)،
- ۳- نفوذ زبانه کم فشار سرد جنب قطبی به سواحل و نفوذ زبانه پرفشار سیبری تا جنوب البرز (۲۴ دسامبر ۲۰۰۸)،
- ۴- نفوذ مرکز کم فشار مدیترانه‌ای به سواحل و استقرار

کمربند پرفشار جنب حاره روی فلات ایران (۶ مارس ۲۰۱۰)،

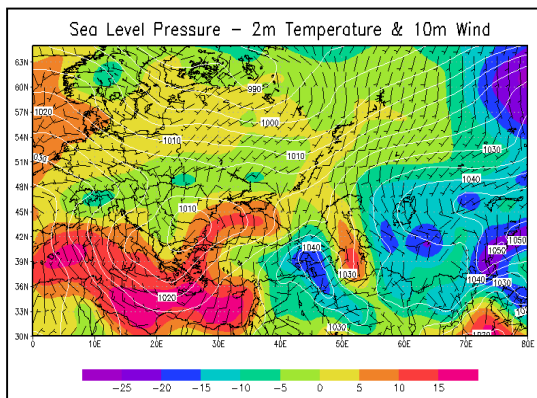
- ۵- نفوذ مرکز کم فشار مدیترانه‌ای به سواحل و استقرار مرکز پرفشار ثانویه روی زاگرس (۱۷ دسامبر ۲۰۱۰)،
- ۶- نفوذ مرکز کم فشار مدیترانه‌ای به سواحل و نفوذ زبانه پرفشار سیبری تا جنوب البرز (۱۵ فوریه ۲۰۱۰)

بررسی الگوی فشار سطح دریا، باد ۱۰ متری و دمای

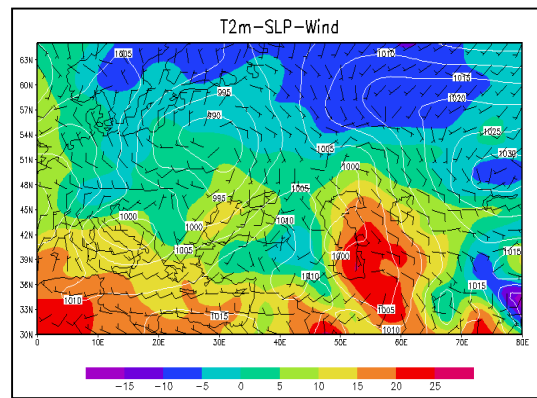
۲ متری

منشأ شکل‌گیری باد گرمش در روز ۲۴ مارس ۲۰۰۹ (الگوی ۱)، گسترش و حرکت جنوب‌سوی زبانه توده هوای سرد و کم‌فشار جنب قطبی از شمال روسیه تا سواحل جنوبی دریای کاسپین و هم‌زمان استقرار کمربند پرفشاری جنب حاره روی عرض‌های جنوبی و مرکز ایران است. حضور چرخند دینامیکی روی شمال خزر و پرفشار روی بخش‌های جنوبی البرز موجب تقویت گرادیان فشاری در دو سوی البرز و

دریای خزر و جفت شدگی آن با استقرار کمربند پرفشار جنب حاره در نیمه جنوبی کشور اصلی‌ترین عامل برای شکل‌گیری مولفه نصف‌النهاری مثبت میدان باد به سمت سواحل جنوبی دریای خزر بوده که با سازوکار فیزیکی و دینامیکی مشابه الگوی اول، به جانب شمالی دامنه‌های البرز شارش می‌کند. همزمان وجود مرکز پرفشار بسته ثانویه منطبق با هسته سرد دمایی روی رشته کوه‌های زاگرس موجب افزایش گرادیان فشاری (اختلاف فشار قابل توجه بین شمال و جنوب البرز) و به دنبال آن افزایش سرعت وزش باد در استان گیلان شد (شکل ۴ ب).



افزایش سرعت وزش باد می‌شود. این شرایط موجب شکل‌گیری جریانات جنوبی به سمت سواحل جنوبی دریای خزر گردید. الگوی باد سطحی نیز وجود جریانات جنوب و جنوب‌غربی از سمت فلات ایران به استان گیلان را تایید می‌کند. نزول توده هوا از کوهستان البرز در جانب پشت به باد جریانات، سبب افزایش دمای بسته هوا در حین نزول از ناهمواری‌ها را می‌کند. استقرار هسته گرم دمایی روی پهنه خزر جنوبی مبین این شرایط است (شکل ۴ الف). در روز ۲۰ ژانویه ۲۰۰۷ (الگوی دوم) نفوذ جنوب سوی زبانه مرکز کم فشار سرد جنب قطبی از شمال اروپا تا روی سواحل جنوبی



شکل ۴- میادین میانگین روزانه فشار سطح دریا (خطوط هم مقدار برحسب هکتوپاسکال)، دما (بخش‌های رنگی شده بر حسب درجه سلسیوس) الف، الگوی ۱ (۲۴ مارس ۲۰۰۹)، ب، الگوی ۲ (۲۰ ژانویه ۲۰۰۷)

تا شمال‌غرب دریای خزر کشیده می‌شود. همزمان حضور کمربند پرفشار جنب حاره بر روی بخش‌های مرکزی کشور موجب شکل‌گیری شارش‌های شمال سو از جانب فلات ایران به بخش‌های شمالی البرز می‌شود. سوی جنوبی میدان باد ۱۰ متری، مبین این شرایط است. الگوی دمایی سطحی در این دسته سامانه‌ها نشان می‌دهد با تقویت جریانات جنوبی و جنوب‌غربی، شکل‌گیری هسته گرم روی سواحل جنوبی دریای خزر در اثر نزول هوا در پشت به باد کوه، قویاً مشهود است (شکل ۵ ب).

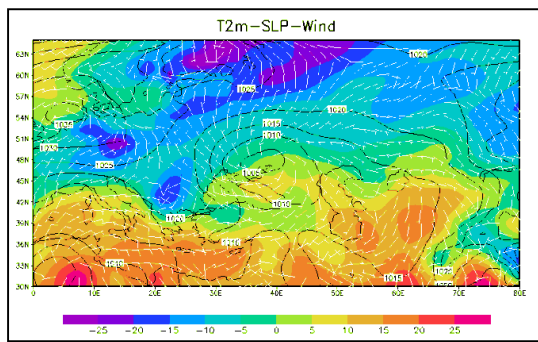
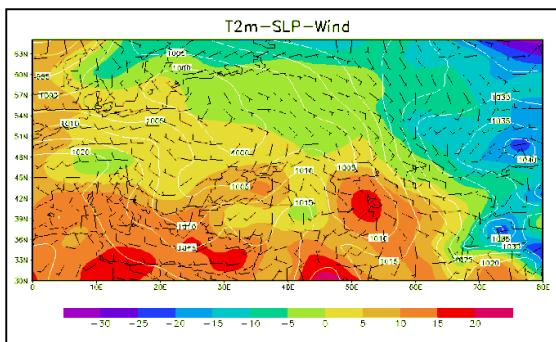
در الگوی پنجم حرکت به شرق چرخند مدیترانه‌ای و نفوذ زبانه آن تا روی سواحل و همچنین شکل‌گیری مرکز پرفشار ثانویه با مرکز ۱۰۲۵ میلی‌بار منطبق با هسته سرد دمایی روی زاگرس موجب تقویت گرادیان فشاری و شکل‌گیری جریانات جنوب‌غربی به سمت سواحل می‌گردد. تحت این شرایط هسته گرم دمایی روی خزر جنوبی و سواحل جنوبی

روز ۱۱ مارس ۲۰۰۹ (الگوی سوم) نیز سواحل جنوبی دریای خزر، محل برخورد و تقابل دو توده هوای کم فشار و پرفشار با ویژگی‌های متفاوت است. نفوذ زبانه‌های توده هوای کم فشار جنب قطبی که بر روی شمال شرق اروپا شکل گرفته و هم‌زمان گسترش زبانه‌های پرفشار سیبری که از سمت شرق و شمال شرق وارد مرکز ایران شد و تا روی بخش‌های وسیعی از غرب و شمال‌غرب ایران امتداد یافته است، موجب می‌شود در لایه‌های زیرین و ردسپهر جریانات جنوبی و جنوب شرقی به سمت سواحل شکل گیرد. الگوی دمایی ۲ متری نیز وجود هسته گرم دمایی روی نیمه جنوبی خزر در اثر نزول توده هوا در بخش پشت به باد کوهستان البرز نشان می‌دهد (شکل ۵ الف).

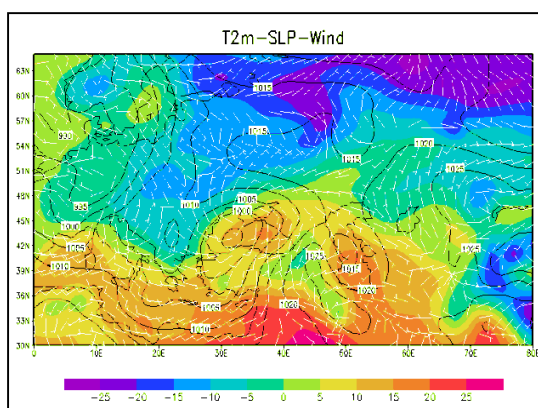
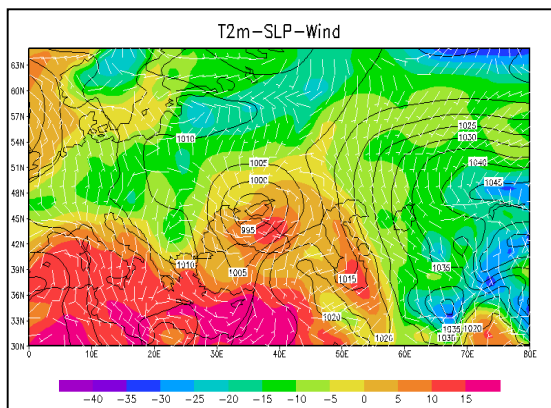
روز ۲۰ ژانویه ۲۰۰۷ (الگوی چهارم)، چرخند دینامیکی (مرکز کم فشار) با منشأ مدیترانه‌ای در حرکت به شرق بر روی دریای سیاه مستقر شده و بتدریج ضمن گسترش مدار

و منطقه کم فشار روی خزر موجب شکل‌گیری جریانات جنوبی و جنوب‌غربی به سمت سواحل شد. بنابراین هسته گرم روی سواحل و خزر جنوبی واقع شده است. بخش‌های وسیعی از فلات ایران به دلیل پدیده وارونگی با سرمایای سطحی مواجه هستند که در الگوی دمای ۲ متری به خوبی مشهود است (شکل ۶ ب)

دریای خزر مشاهده می‌شود (شکل ۶ الف). در الگوی ششم نیز به طور مشابه با الگوی پنجم، سامانه کم‌فشار مدیترانه‌ای در حرکت به شرق و شمال‌شرق روی بخش‌های شمالی دریای خزر مستقر و نفوذ زبانه این چرخند دینامیکی سبب عقب رانده شدن زبانه پرفشار سبیری به سمت مرکز ایران شده است. وجود زبانه پرفشار روی فلات ایران



شکل ۵. میداین میانگین روزانه فشار سطح دریا (خطوط هم مقدار برحسب هکتوپاسکال)، دما (بخش‌های رنگی شده بر حسب درجه سلسیوس)، الف. الگوی ۳ (۱۱ مارس ۲۰۰۹)، ب. الگوی ۴ (۶ مارس ۲۰۱۰)



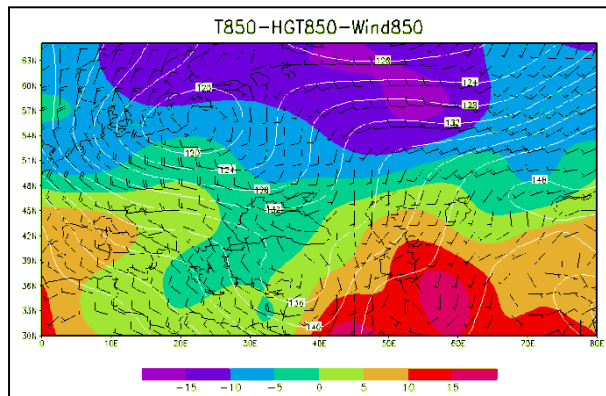
شکل ۶. میداین میانگین روزانه فشار سطح دریا (خطوط هم مقدار برحسب هکتوپاسکال)، دما (بخش‌های رنگی شده بر حسب درجه سلسیوس)، الف. الگوی ۵ (۱۷ دسامبر ۲۰۱۰)، ب. الگوی ۶ (۱۶ فوریه ۲۰۱۰)

است. استان گیلان در محدوده پشته ارتفاعی نسبی و مابین یک ناوه ارتفاعی ضعیف در شرق دریای خزر و ناوه ارتفاعی عمیق دیگری که از اروپای شرقی تا شرق دریای مدیترانه کشیده شده، قرار دارد. جهت باد در این تراز جنوب‌غربی بوده و برخلاف الگوی سطح زمین، سواحل جنوبی دریای خزر در این تراز، تحت تاثیر گسترش پشته دمایی از سمت عرض‌های پایین قرار دارد (شکل ۷). علاوه بر این الگوی فرارفت دما و رطوبت در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی حاکی از فرارفت مثبت قوی و فرارفت منفی قابل توجه در حاشیه جنوب‌غربی دریای خزر در ساعات اوج باد گرم است که

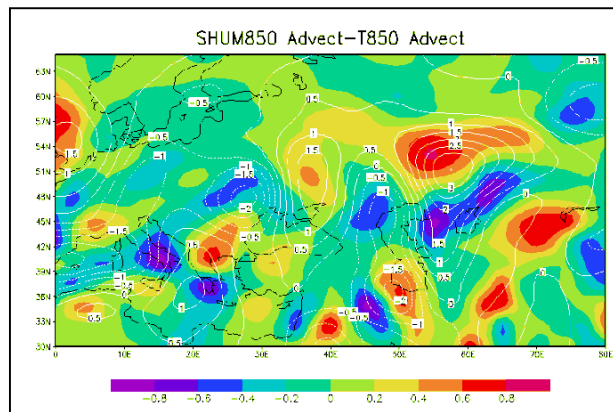
بررسی الگوی دما، ارتفاع ژئوپتانسیلی، تاوایی نسبی و باد در ترازهای میانی و فوقانی جو در شرایط وزش باد گرمش

بررسی الگوی کمیت‌های فیزیکی و دینامیکی ترازهای میانی و فوقانی جو، سازوکار مشترکی را میان این سامانه‌ها به تصویر می‌کشد. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، بخش‌های مرکزی فلات ایران متأثر از گسترش پرفشار جنب حاره بوده در حالیکه بخش‌های شمالی خزر، تحت تاثیر زبانه کم ارتفاع دینامیکی است که مرکز آن روی شمال اروپا واقع شده

گسترش هوای گرم و خشک به سمت دامنه‌های شمالی رشته کوه‌های البرز نشان می‌دهد (شکل ۸)



شکل ۷. میداین دما (مقادیر رنگی بر حسب درجه سلسیوس)، ارتفاع ژئوپتانسیلی (خطوط هم مقدار بر حسب دکامتر) میدان باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی.

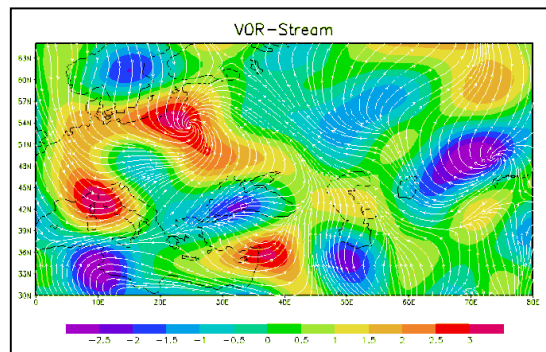


شکل ۸- فرارفت دما (مقادیر رنگی شده بر حسب درجه سلسیوس بر ثانیه)، فرارفت رطوبت (خطوط هم مقدار) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال.

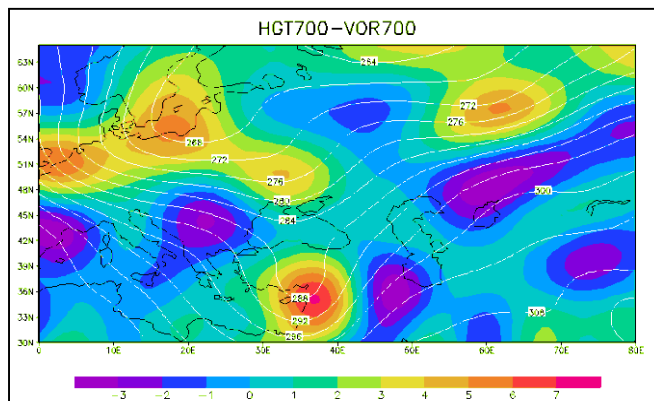
و ۵۰۰ هکتوپاسکالی (شکل ۱۱) نشان از حاکمیت و تقویت پشته ارتفاعی، گسترش تاوایی منفی و وجود جریانات جنوبی در ساعات اوج بادگرم دارد. علاوه بر این وجود پشته دمایی در ترازهای فوقانی موجب انتقال هوای گرم از سمت عرض‌های پایین به سواحل جنوبی دریای خزر می‌شود.

کمیت دینامیکی تاوایی نسبی نیز از گسترش و تقویت تاوایی منفی متناسب با استقرار پشته ارتفاعی نسبی روی استان گیلان در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی حکایت دارد. همچنین وجود دو منطقه کم ارتفاع با تاوایی مثبت در شرق و غرب این پشته، گرادیان تاوایی قوی روی سواحل را به دنبال دارد (شکل ۹).

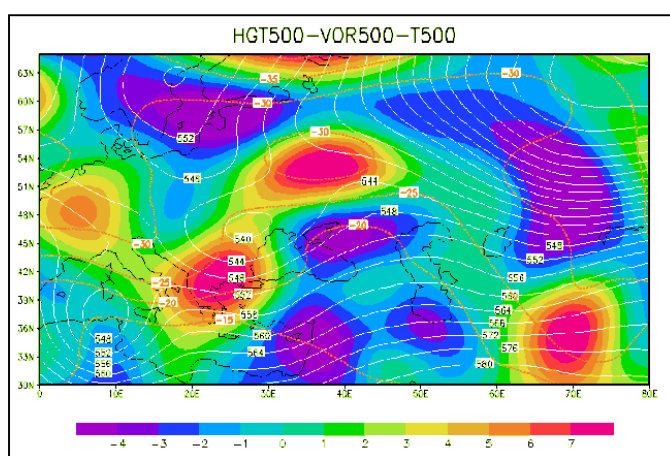
الگوی میدان ژئوپتانسیلی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی (شکل ۱۰)



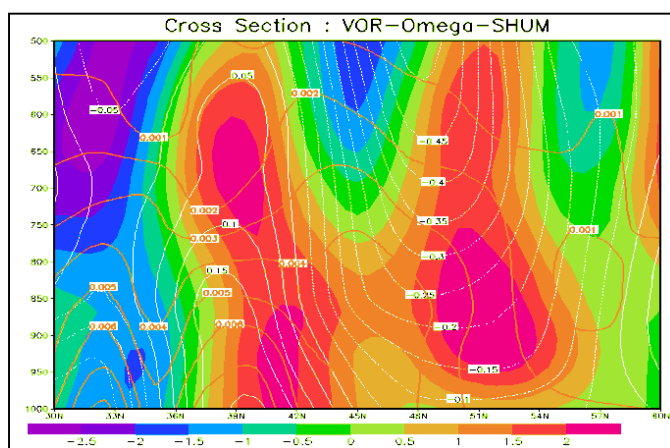
شکل ۹- میدان تاوایی نسبی (مقادیر رنگی شده) و جریان تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی

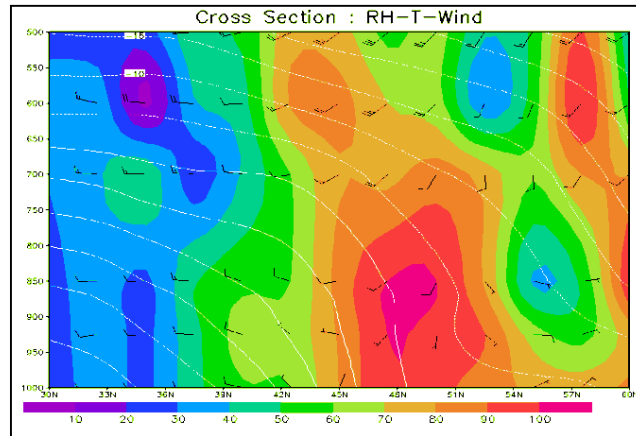


شکل ۱۰- میدان تاوایی نسبی (مقادیر رنگی شده)، ارتفاع ژئوپتانسیلی (خطوط هم مقدار بر حسب دکامتر) در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال



شکل ۱۱- میدان تاوایی نسبی (مقادیر رنگی شده برحسب عکس ثانیه)، ارتفاع ژئوپتانسیلی بر حسب دکامتر، میدان دما بر حسب درجه سلسیوس





شکل ۱۳- برش قائم میدان باد بر حسب متر بر ثانیه، برش قائم دما بر حسب درجه سلسیوس (خطوط هم مقدار سفید) و برش قائم رطوبت نسبی بر حسب درصد (رنگی شده) برای ساعت ۰۹ گرینویچ روز ۶ مارس ۲۰۱۰

عمق وردسپهر، همگرایی توده هوا و سرعت قائم مثبت در نتیجه صعود دینامیکی توده هوا را به وضوح آشکار می‌سازد (شکل ۱۲).

برش قائم رطوبت نسبی مقادیر کمتر از ۴۰ درصد را در محدوده دامنه‌های شمالی و جنوبی رشته کوه البرز و حتی روی فلات ایران در عمق وردسپهر نشان می‌دهد روی عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ۳۹ درجه به دلیل استقرار مرکز کم فشار روی پهنه آبی خزر مقادیر رطوبت نسبی افزایش یافته و بیشینه آن در وردسپهر زیرین قابل مشاهده است. برش قائم باد وجود جریانات غربی و جنوب‌غربی را روی سواحل و فلات ایران نشان می‌دهد. برش قائم تاوایی نسبی، وجود مقادیر منفی این کمیت به دلیل وجود و اچرخند سطحی در وردسپهر زیرین و پشته ارتفاعی در جنوب البرز نشان می‌دهد که مقدار کمی آن با ارتفاع افزایش می‌یابد و بیشینه آن در ترازهای فوقانی (محدوده ۵۰۰ هکتوپاسکالی) قرار دارد (شکل ۱۳).

جمع بندی بخش تحلیل همیدیدی دینامیکی

در مجموع تحلیل های همیدیدی نشان می‌دهد، این پدیده عمدتاً در فصول سرد سال به وقوع می‌پیوندد زمانی که فراوانی چرخندزایی روی مدیترانه افزایش یافته و همچنین کم فشارهای سرد جنب قطبی به شدت فعال هستند. زبانه‌های این چرخندهای دینامیکی در حرکت به سمت شرق تا روی سواحل جنوبی دریای خزر گسترش می‌یابند. علاوه بر این

برش قائم تاوایی نسبی در محدوده سواحل جنوبی دریای خزر (۳۶ تا ۳۹ درجه) تاوایی نسبی منفی با مقادیر کمی نه چندان قابل توجه در مقایسه با فلات ایران و تاوایی مثبت قوی ناشی از وجود چرخند قوی دینامیکی روی محدوده دریای خزر تا عمق وردسپهر ملاحظه می‌گردد. علاوه بر این پیش آمدگی تاوایی نسبی مثبت در ترازهای میانی وردسپهر (محدوده تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی) ناشی از زبانه مرکز کم ارتفاع روی دریای خزر به سمت سواحل، وجود تاوایی مثبت درالگوی تراز ۷۰۰ میلی باری را تایید می‌کند. برش قائم امگا، مقادیر منفی این کمیت را در بخش‌های جنوبی رشته کوه‌های البرز نشان می‌دهد که مبین صعود توده هوا می‌باشد که با توجه به مقادیر منفی تاوایی نسبی در بخش رو به باد البرز می‌تواند نشان دهنده واداشت مکانیکی توپوگرافی در حرکت رو به بالای توده هوا باشد در حالیکه در محدوده سواحل مقادیر مثبت امگا و حرکات نزولی ناشی از فرونشینی توده هوا را آشکار می‌سازد. برش قائم نم ویژه در محدوده سواحل جنوبی خزر، افزایش این کمیت را با افزایش عرض جغرافیایی (شیب مثبت) در لایه‌های زیرین جو (زیر تراز ۸۵۰ میلی باری) در دامنه شمالی البرز و در بخش پشت به باد آن نشان می‌دهد که کمترین مقدار آن متعلق به بخش‌های جنوبی استان و منطبق با کوهپایه‌های شمالی البرز (حدود عرض جغرافیایی ۳۶ درجه) است و با افزایش ارتفاع مقدار کمی نم ویژه کاهش می‌یابد. برش قائم کمیت‌های دینامیکی، استقرار چرخند سطحی روی پهنه آبی خزر، تاوایی مثبت قوی در

شکل‌گیری جریانات جنوبی به سمت سواحل جنوبی دریای خزر می‌گردد. شارش‌های جوی شمال سو در این تراز موجب انتقال هوای گرم از سمت عرض‌های پایین (مرکز فلات ایران) به سمت شمال رشته کوه‌های البرز می‌گردد.

الگوی ارتفاع ژئوپتانسیلی و تاوایی نسبی منفی در ترازهای ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکالی مبین آن است که در غالب موارد علاوه بر بخش‌های وسیعی از کشور که تحت تاثیر حاکمیت منطقه پر ارتفاع و تاوایی نسبی منفی قرار دارد، در ساعات اوج وزش باد گرم سواحل جنوبی دریای خزر متأثر از عبور پشته ارتفاعی و تقویت تاوایی منفی می‌باشد. ندرتاً در تراز ۷۰۰ میلی باری، حضور و گسترش به غرب ناوه شرقی روی شرق دریای خزر منجر به کاهش ارتفاع ژئوپتانسیلی و وجود تاوایی نسبی مثبت روی سواحل جنوبی دریای خزر می‌گردد که با شکل‌گیری ابرهای متوسط و ابرهای بالا در منطقه همراهی می‌کند. الگوی جوی روز ۶ مارس ۲۰۱۰ نمونه‌ای از شکل‌گیری این شرایط در منطقه می‌باشد.

الگوی فرارفت دما و رطوبت در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی تقریباً در تمامی سامانه‌های مورد بررسی، فرارفت دمایی مثبت (فرارفت گرم) و فرارفت منفی رطوبت (انتقال هوای خشک در لایه‌های زیرین و سردسپهر) را در حاشیه جنوب‌غربی دریای خزر نمایان می‌سازد.

در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی، در عمده این سامانه‌ها حاکمیت منطقه پرارتفاع روی عرض‌های جنوبی و گسترش پشته ارتفاعی تا روی سواحل، روند افزایش ارتفاع ژئوپتانسیلی را طی ساعات همراه با پدیده باد گرمش به دنبال دارد. در واقع به جز مواردی معدود، در اکثر الگوهای منجر به شکل‌گیری باد گرمش ترازهای فوقانی با عبور پشته ارتفاعی و گسترش تاوایی نسبی منفی از جانب عرض‌های پایین (فلات مرکزی ایران) همراهی می‌کند.

برش قائم کمیت‌های دینامیکی و فیزیکی روی نصف النهار ۵۰ درجه، در ساعات اوج وزش باد گرم در استان گیلان، وجود تاوایی نسبی منفی را در کل ستون جو روی فلات ایران و دامنه‌های جنوبی البرز به دلیل استقرار زبانه‌های پرفشار سطحی و عبور پشته ارتفاعی در ترازهای میانی و فوقانی و سردسپهر نشان می‌دهد. همچنین در کوهپایه‌های

وجود مراکز پرفشار قوی به ویژه پرفشار سیبری که در این بازه زمانی از سال روی پهنه وسیعی از آسیا مستقر بوده و زبانه پربندهای فشاری آن تا روی فلات ایران و حتی غرب کشور امتداد می‌یابد موجب شکل‌گیری جریانات غربی، شمال‌غربی و جنوبی به سمت سواحل جنوبی دریای خزر می‌گردد.

در بسیاری مواقع به دلیل شکل‌گیری پرفشار ثانویه ناشی از سرمایش سطحی روی رشته کوه‌های زاگرس، گرادبان فشار مابین جانب جنوبی و شمالی رشته کوه‌های البرز افزایش چشم‌گیر یافته که منجر به تقویت جریانات جنوبی به سمت سواحل و افزایش سرعت باد در ترازهای زیرین و سردسپهر می‌گردد. به نظر می‌رسد این شرایط منجر به شکل‌گیری رودباد ترازهای زیرین در منطقه می‌گردد.

طی مدت شکل‌گیری الگوی باد گرمش، در جنوب رشته کوه‌های البرز شرایط وارونگی شدید در لایه‌های زیرین و سردسپهر مشاهده می‌شود. استقرار زبانه یا مرکز پرفشار در سطح زمین و حاکمیت پر ارتفاع در لایه‌های بالاتر ستون هوا در بخش‌های جنوبی البرز به خوبی مشهود است. الگوی دمای ۲ متری نیز پهنه سرد دمایی در جنوب البرز (روی فلات ایران) و سرمایش سطحی ناشی از حضور پرفشار سرد را تایید می‌کند. در واقع مقایسه الگوی دمای ۲ متری و دمای تراز ۸۵۰ میلی باری نشان‌دهنده حاکمیت شرایط معکوس در دو سوی البرز است. در دامنه‌های جنوبی البرز، سرمایش سطحی ناشی از وجود زبانه پرفشار سطحی و گرمایش لایه‌های میانی و فوقانی به دلیل استقرار پرارتفاع منجر به شکل‌گیری شرایط وارونگی در روی فلات ایران و جانب رو به باد جریانات گردید. ولی در سواحل جنوبی دریای خزر به دلیل نزول توده هوا از کوهستان البرز در جانب پشت به باد جریانات، دمای سطحی در مقایسه با ترازهای بالاتر روند افزایشی را دنبال می‌کند.

در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی، عمدتاً حضور منطقه پرارتفاع با دمای بالاتر نسبت به ترازهای زیرین روی بخش‌های جنوبی فلات ایران و وجود دو منطقه کم ارتفاع، یکی ناشی از ناوه شرقی مرکز کم ارتفاع روی اروپا که تا بخش‌های شرقی دریای خزر امتداد یافته و دیگری شاخه غربی این موج که تا روی شرق مدیترانه گسترش یافته است موجب

و غالباً شارش جریانات جوی در منطقه دارای جهت شمال سو می‌باشد. این شرایط به خصوص در ترازهای میانی و ردسپهر با انتقال هوای گرم از سمت عرض‌های پایین به سواحل همراهی می‌کند که در الگوی برش قائم میدان دما قابل مشاهده است. به نظر می‌رسد با توجه به تمایل به نزول دینامیکی توده هوا در مرکز فلات ایران و جنوب رشته کوه‌های البرز بر اساس شرایط فیزیکی حاکم بر آن (تاوایی منفی و اچرخندهای دینامیکی)، وجود گرادیان فشاری و ارتفاعی قابل توجه در دو سوی رشته کوه‌های البرز، موجب شکل‌گیری و غلبه جریانات جنوبی در لایه‌های زیرین و میانی و ردسپهر و صعود مکانیکی توده هوا در جانب رو به باد البرز در اثر واداشت کوهستان می‌گردد.

برش قائم مقادیر نم ویژه در ساعات اوج وزش باد گرم بیان‌گر آن است که در دامنه‌های شمالی و جنوبی البرز مقدار این کمیت با افزایش عرض جغرافیایی روند افزایشی و با ارتفاع روند کاهشی دارد و گرادیان قابل توجه نم ویژه در دو سوی کوهستان البرز به وضوح قابل مشاهده است. در محدوده سواحل جنوبی دریای خزر کمترین نم ویژه متعلق به کوهپایه‌های شمالی البرز می‌باشد. در حالیکه برش قائم رطوبت نسبی مقادیر کمتر از ۳۰ درصد این کمیت را در جنوب البرز در عمق جو نشان می‌دهد و در دامنه‌های شمالی البرز نیز در ترازهای بالاتر از تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال رطوبت نسبی جو به شدت کاهش می‌یابد.

شمالی البرز زیر تراز ۸۵۰ میلی‌باری، به دلیل فرونشینی توده هوا در اثر نزول از کوهستان در سمت پشت به باد جریانات، تاوایی نسبی منفی مشاهده شده و با توجه به عبور پشته ارتفاعی گستره تاوایی منفی عموماً تا ترازهای فوقانی گسترش می‌یابد. اما حدوداً از عرض جغرافیایی ۳۹ درجه (امتداد خط ساحلی) به بالا، به علت امتداد یافتن زبانه چرخندهای دینامیکی روی دریای خزر و همراهی آن با ناوه‌های ارتفاعی ترازهای فوقانی و ردسپهر، تاوایی نسبی مثبت مشاهده می‌گردد. این شرایط موجب پدید آمدن گرادیان شدید تاوایی نسبی روی سواحل جنوبی دریای خزر (عرض جغرافیایی ۳۶ تا ۳۹ درجه) می‌شود. به نظر می‌رسد تحت این شرایط، سواحل جنوبی خزر محل برخورد و تلاقی دو توده هوا با شرایط فیزیکی و دینامیکی کاملاً متفاوت است.

برش قائم سرعت قائم نیز در اکثر موارد انطباق مقادیر مثبت امگا (حرکات نزولی) را با تاوایی منفی در بخش‌های جنوبی رشته کوه‌های البرز (فلات ایران) و حتی دامنه‌های شمالی البرز نشان می‌دهد که غالباً بیشینه آن متعلق به زیر تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی است. در روی پهنه آبی خزر با توجه به حاکمیت چرخند دینامیکی در کل ستون جو، مقادیر منفی امگا (حرکات صعودی) منطبق بر تاوایی مثبت در بالاتر از عرض جغرافیایی ۳۹ درجه مشهود است.

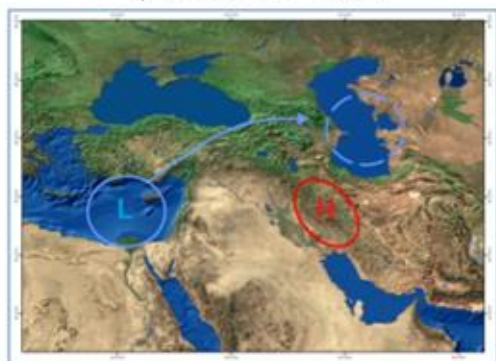
برش قائم باد نشان می‌دهد در جانب روبه باد جریانات (جنوب رشته کوه‌های البرز) به ویژه زیر تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی، میدان باد دارای مولفه مثبت نصف‌النهاری بوده



شکل ۱۷- نمای از الگوی چهارم.



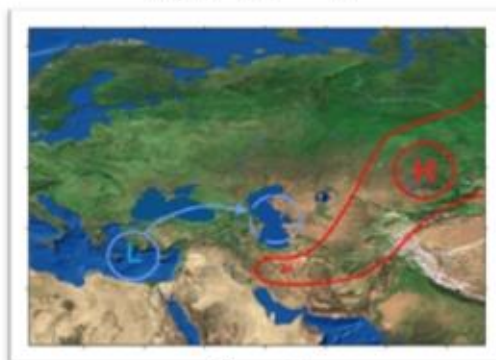
شکل ۱۴- نمای از الگوی اول.



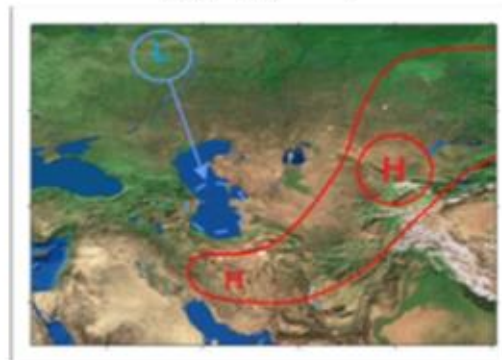
شکل ۱۸- نمای از الگوی پنجم.



شکل ۱۵- نمای از الگوی دوم.



شکل ۱۹- نمای از الگوی ششم.



شکل ۱۶- نمای از الگوی سوم.

نتیجه گیری

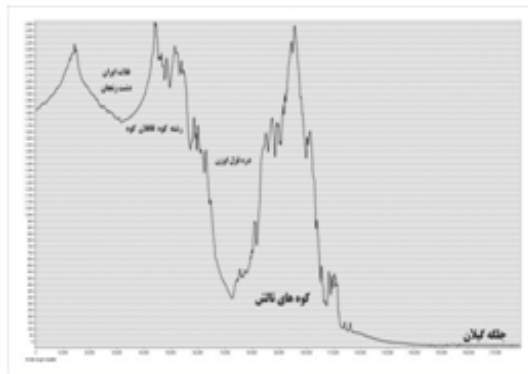
در این پژوهش، در مجموع سازوکار همدیدی مشترکی در سامانه‌های منجر به پدیده باد گرمش در سواحل جنوبی دریای خزر مشاهده شده است که عبارتند از:

۱- فارغ از اثر ناهمواری های کوهستان های البرز و تالش به عنوان عامل شکل گیری الگوی باد گرمش و واداشت توپوگرافی، شرط مهم برای وقوع این پدیده در استان گیلان، جفت شدگی دو توده هوای پرفشار و کم فشار در دو سوی این ناهمواری ها می باشد. در واقع این پدیده ماحصل نفوذ همزمان زبانه فشاری چرخندهای

دینامیکی قوی با منشاهای مختلف اعم از کم فشار جنب قطبی و کم فشار مدیترانه‌ای در شمال رشته کوه های البرز و هم چنین حاکمیت کمربند هوای پرفشار ناشی از زبانه پرفشار سیبری و یا پرفشار جنب حاره روی مرکز و جنوب فلات ایران است.

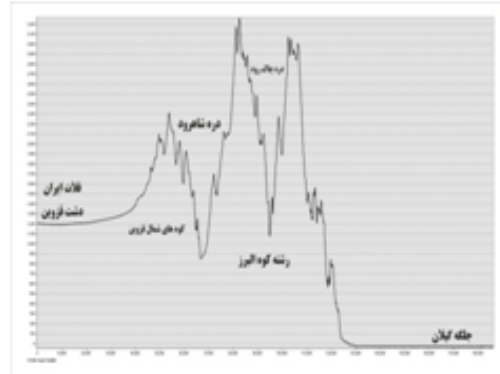
۲- موقعیت استقرار توده هوای کم فشار و پرفشار در دو سوی کوهستان البرز و تالش در زمان وقوع پدیده گرمش، موجب شکل گیری مولفه نصف النهاری مثبت میدان باد و جریانات جنوبی، به سمت سواحل جنوبی دریای خزر می گردد. نزول هوای شارش شده به سمت

دشت قزوین با رشته‌کوه‌های شمالی قزوین و سپس دره عظیم شاهرود مواجه می‌شویم. بنابراین لازم است توجه داشت با فراهم شده شرایط همدیدی-دینامیکی رخداد باد گرمش که در مقیاس همدید در فلات ایران فراهم می‌شود. ابتدا شرایط برای ایجاد باد گرم در رشته قافلان‌کوه و کوه‌های شمال قزوین ایجاد می‌شود و این پدیده رخ می‌دهد و سپس جریان هوای به نسبه گرم و خشک‌تر با صعود دوباره در دره‌های قزل‌اوزن و شاهرود به سمت کوه‌های البرز و تالش دوباره سازوکار رخداد باد گرم فراهم می‌شود. بنابراین استفاده از ایستگاه‌های چون قزوین و زنجان که در حاشیه رشته‌کوه‌های قافلان‌کوه و شمال قزوین قرار دارند، معیار و شاخص مناسبی برای مطالعه شرایط جوی دامنه‌های جنوبی رشته‌کوه البرز نیستند.



شکل ۲۱. نیمرخ‌های رشته‌کوه تالش

دامنه‌های شمالی البرز با افزایش دمای هوای نزولی در جانب پشت به باد جریانات همراه است که موجب تباین دمایی مشخص و قابل توجه ما بین فلات ایران و جلگه گیلان می‌گردد. مطالعه در زمینه باد گرمش در رشته‌کوه البرز باید توجه کافی به جغرافیای طبیعی گیلان و فلات ایران داشت. نکته‌ای که در تمامی مطالعات گذشته در زمینه باد گرم در رشته‌کوه البرز نادیده گرفته شده تفاوت توپوگرافی آن با موارد کوهستانی مشابه در دنیا که در آن‌ها بادگرم رخ می‌دهد است. در فلات ایران دشت‌های مرتفع فلات ایران قبل از پیوستن به رشته‌کوه البرز به ویژه در بخش غربی آن، به رشته‌کوه‌های به نسبه مرتفعی در حاشیه آن برخورد می‌کنند. اگر از سمت منطقه زنجان به سمت رشته کوه‌های البرز حرکت کنیم ابتدا با رشته‌کوه قافلان‌کوه و سپس دره قزل‌اوزن و در حوالی



شکل ۲۰. نیمرخ‌های رشته‌کوه البرز.

precipitation. Geographical Research, Geographical Research, NO.38.pp.37-52.

- Alizadeh, Omid., Azadi, Mjid. And Aliakbari Bidokhti, Abbasali., 2008, The effects of the Alborz mountain range on the development of synoptic weather systems. Journal of the Earth and Space Physics, pp. 9-24.
- Azizi, Ghasem and Yosefi, Yadollah, 2009, Warm wind (Foehn wind) and forest wildfires In Guilan and Mazandaran province (case study: 2009.12.16 wildfire). Geographical Research, NO.92. pp.15434-15407.
- Azizi, Ghasem., Borzu, Farzaneh. And Alijani, Bohlol, 2012, Synoptic analyze about wildfire on Iran north forests, case study, Guilan and Gulestan provinces. The journal of Spatial Planning, (Scientific Research Quarterly), volume 16, No. 3,

منابع

- Ahrens Donald C., 2009, Meteorology Today, An Introduction to Weather, Climate and the environment, Ninth edition. Brooks/cole.
- Alpers, Werner, Andrei Yu. Ivanov, Knut-Frode Dagestad., 2011, Encounter of Foehn Wind with an Atmospheric Eddy over the Black Sea as Observed by the Synthetic Aperture Radar Onboard Envisat. Monthly Weather Review, 139, 3992-4000.
- Assadi oskoe, Ebrahim. And Farid Mojtahedi, Nima., 2011, Guilan Province spatial distribution of precipitation, First National Conference on Agrometeorology and Agricultural water management, Tehran University.
- Alijani, Bohlol., 1995, Alborz mountain range role on distribution of altitude

- H. d. Mcrae Rodney H D and Weber Rodney, O., 2010, Foehn-like Wind and Elevated fire danger conditions in southeastern Australia. *Journal applied meteorology and climatology*, volume 49, pp. 1067-1095.
20. Seibert, P., 1990, South foehn studies since the ALPEX Experiment. *Meteor. Atmos. Phys.*, NO.43, PP.91-103.
 21. Shirzadi, Homa, 1992, survey of warm wind synoptic and physics situation and its bad effects on Iran, MSc Thesis, Tehran University.
 22. Seluchi Marcelo E. , Norte Fedrico A. , Satyamurty Prakki , Chou sin chan, 2002, Analysis of Three Situation of the Foehn Effect over the Andes (Zonda Wind) Using the Eta-CPTC Regional Mode., *Weather and Forecasting*, Volume 18, pp. 481-501.
 23. Speirs, Johanna C., Daniel F. Steinhoff, Hamish A. McGowan, David H. Bromwich, Andrew J. Monaghan, 2010, Foehn Winds in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica: The Origin of Extreme Warming Events. *Journal of Climate*, 23, pp. 3577-3598.
 24. Takane Yuya and Kusaka Hiroyuki (2011), Formation Mechanism of Extreme High Surface Air Temperature of 40.9° C Observed in the Tokyo Metropolitan Area: Consideration of 16. Dynamic Foehn and Foehnlike Wind, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, Volume 50, PP. 1984-1827.
 25. Zangel, Gunther., Chimani, Barbara., Haberli, Christian., 2003, Numerical simulation of the foehn in the Rhine Valley on 24 october 1999 (MAP IOP 10). *Monthly weather review*, volume 132, pp. 368-389.
 26. Zadeh noveyri, Nesa., 2002, climate effect on north of Iran forest wildfire, MSc Thesis, Azad university, Tehran.
 - pp.79-98.
 8. Barry R G., 2008, *Mountain Weather and Climate*, Cambridge University Press.
 9. Drechsel Susanne Mayr Georg J., 2008, objective forecasting of foehn winds for a subgrid-scale Alpine Valley, *weather and forecasting*, volume 23, pp. 205-218.
 10. Gilan meteorological office, Rasht synoptic station hourly data from 1982-2010.
 11. Ghalvaneh, Farideh. And Lashkaree, Hassan, 2011, Foehn wind Analyze and forecast about its roles on Gilan province wildfire. *Sepehr magazine*, NO.79, PP.31-37.
 12. Gaffin M david., 2002, Unexpected warning induced by foehn wind in the lee of the smoky mountains. *Notes and Correspondence*, volume 17. PP. 907-918.
 13. Gaffin David M. (2007) Foehn wind that produced large temperature differences near the southern Appalachiaian mountain. *Weather and Forecasting*, Volume 22, pp. 158-145.
 14. Hassanpoor Chemchae, Reza., 2006, Warm wind synoptic survey and its effect on Gilan province forest wildfire. MSc Thesis, Rasht Azad University, Rasht.
 - 15.
 16. Khoshhal Dastjerdi, Javad., 1997, Analyze and presentation synoptic-climatologically model for more than 100 millimeter in Caspian Sea South Shores, PhD Thesis, Trbiat Modares university, Tehran.
 17. Oliver john E. (2005), *Encyclopedia of Earth Science Series*, *Encyclopedia of World Climatology*, Springer.
 18. Parnian, Ali., 1999, Needs situation for Foehn wind formation on Gilan and Mazandaran province, MSc Thesis, Tehran shomal Azad University, Theran.
 19. Sharples, Jason J., Graham A Mills, Richard