نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، هفتم، شماره ۳، پاییز ۱۳۹۹

صفحات ٦١ – ٧٨

بررسی سازوکار پدیده گرمباد در رشته کوه های البرز غربی

قاسم کیخسروی[1]، استادیار اقلیم شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

شهریار خالدی، استاد اقلیم شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

آمنه یحیوی، کارشناسی ارشد، اقلیم شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

دریافت مقاله : ۱۳۹۸/۱۰/۱۱ پذیرش نهایی:۱۳۹۹/۰۲/۲۰

چکیده

این تحقیق جهت بررسی سازوکار گرمباد در رشته کوه‌های البرزغربی انجام شد. برای این کار، ابتدا داده‌های دمای روزانه، متوسط و بیشینه روزانه، رطوبت نسبی کمینه، متوسط و بیشینه روزانه، سمت و سرعت باد ساعتی در ۸ ایستگاه انتخابی در دوره آماری ۱۰ ساله(۲۰۱۰-۲۰۰۶) گردآوری و آماده شد. برای استخراج مجموع فراوانی وقوع فون، روزهای گرم با استفاده از شاخص بالدی استخراج و با در نظر گرفتن جهت باد نسبت به موقعیت ایستگاه ها(جنوب غربی، غرب و شمال غربی)و افزایش دما نسبت به روزهای قبل(در برخی از موارد دو برابر و یا حتی بیشتر از آن) به عنوان روزهای همراه با وقوع فون شناسایی گردید. بعد از آن با استفاده داده های پایگاه NCEP/NCAR نقشه ترازهای مختلف جوی برای نمونه های انتخابی دریافت و در محیط نرم افزار Grads ترسیم شد. سپس موقعیت هسته های پرفشار و کم فشار های همجوار بر روی نقشه ها تعیین گردید. نتایج بیانگر آن است، ایستگاه ماسوله با فراوانی ۴۱ روز و ایستگاه آستارا و بندر انزلی با ۱۸ روز، بالاترین و پایین ترین رخداد های پدیده گرمباد را داشتند. فراوانی وقوع فون در بین ایستگاه ها، در دورهٔ سرد سال در مقایسه با دورهٔ گرم سال افزایش قابل توجهی دارد. بررسی های انجام شده بر روی نقشه های همدیدی ۳۵ نمونه رخداد گرمباد نشان داد که در مجموع سه گروه از مراکز واچرخندی یا پرفشار در روز های درگیر پدیده فون بر الگوی همدیدی منطقه موثر هستند. گروه اول زبانه های پرفشار سیبری که هسته های آن با توجه به فصل و شرایط همدیدی در محدوده ای ببن دریاچه بایکال و بالخاش و شمال پاکستان استقرار دارند. هسته های کم فشار بر روی دریای مازندران قرار داشته و اختلاف فشار بین زبانه پرفشار دامنه های بیرونی البرز و پهنه دریایی مازندران سبب ایجاد شیو فشاری می گردد. در این الگو جریانات چرخندی با فرارفت رطوبتی دریای مازندران بر روی دامنه های غربی ارتفاعات البرز سبب ایجاد بارش و جریان گرم حاصل از گرمایش بادررو دامنه های رو به باد باعث افزایش دما می گردد. گروه دوم واچرخند عربستان می باشد که در این نمونه ها هسته های واچرخند بر روی جنوب غرب ایران مستقر می شوند. با گسترش شمال سوی زبانه پرفشار عربستان تا شمال غرب ایران و وجود کم فشار جنب قطبی در منطقه دریای خزر با تشدید شیو فشاری باعث گردیده جریانات با راستای جنوب غربی عمود بر ارتفاعات بوزند. جریانات غربی واچرخند عربستان در یک گردش واچرخندی رطوبت دریاهای گرم جنوبی را به شمال غرب ایران فرارفت می کنند. گروه سوم ترکیبی از واچرخندهای آفریقا، مهاجر ،پرفشار سیبری و زبانه های آن عامل ایجاد شیو حرارتی و فشاری بر روی منطقه مطالعاتی و غرب ارتفاعات البرز می شوند. و زمینه شکل گیری پدیده گرمباد را فراهم می کنند.

واژه های کلیدی: گرمباد، همدید، واچرخند ، چرخند، رشته کوه های البرز غربی.

[1] . نویسنده مسئول: Email: Gh_keikhosravi@sbu.ac.ir

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.3.61]

مقدمه

فون(گرمباد) ریزش هوای خشک و گرمی است که تحت شرایطی خاص در دامنه‌ی پشت به باد کوه ها ایجاد می شود. وقتی که توده های هوا به رشته کوه‌ها برخورد می نمایند و وادار به صعود می‌گردند. این صعود به صورت صعود بی در رو خواهد بود(فرآیند بی در رو، فرآیندی است که درآن یک بسته هوای فرضی بدون تعامل با هوای اطرافش صعود و یا نزول می‌کند)بعد از آنکه هوای مرطوب صعود کرد و سرد شد گرمای نهان آزاد شده به روند صعود از رشته کوه و رسیدن به قله کوه سرعت می‌بخشد. در اینجا مقداری از رطوبت هوا بوسیله بارش باران و یا برف خارج می‌گردد. بنابراین وقتی این توده هوا از آن طرف رشته کوه نزول می‌نماید به علت رطوبت کم و فشردگی، زودتر گرم می‌شود. (شکل۱). این بادها از لحاظ جهت و شدت با بادهای ناشی از اغتشاش‌های عمودی متفاوت‌اند و اغلب نام‌های منطقه‌ای و محلی خود را دارند از جمله در بخش اروپایی رشته کوه‌های آلپ به باد فون، در آرژانتین به باد زوندا، در دامنه‌های شرقی کوه‌های راکی به باد چینوک، در انگلستان به باد هلم و همچنین بخاطر افزایش دمای سریع و افت رطوبت نسبی به اسامی محلی از قبیل برف خورده، انگورپزان و غیره...معروف است. سازمان جهانی هواشناسی، باد فون را بعنوان یک باد گرم و خشک نزولی در طرف بادپناه کوهستان تعریف می‌کند(WMO[۱], ۱۹۹۲). مطالعه‌های موردی فراوانی در زمینهٔ نحوهٔ شکل‌گیری بادگرم در سامانه‌های کوهستانی عمدهٔ دنیا انجام شده است که بیشتر آن‌ها مربوط به منطقه آلپ(فون) و راکی(چینوک) است. در این مورد می‌توان از مطالعه در کوه‌های اسموگی و آپالاش (Gaffin, ۲۰۰۲ and ۲۰۰۷)، آلپ‌های استرالیا (Sharples, ۲۰۱۰) و زوندا در آند(Seluch, ۲۰۰۲) نام برد. تحقیق‌های گسترده‌ای دربارهٔ بادهای فون در آلپ صورت گرفته است. در برنامهٔ «میان‌مقیاس آلپ» (MAP)، تعداد فراوانی از این بررسی‌ها صورت گرفت که درسال ۱۹۹۹ منجر به شناسایی سازوکار باد فون گردید(Drechsel and Mayr, ۲۰۰۸). مطالعاتی که در زمینهٔ بادگرم انجام گرفته بر رابطهٔ علت-معلولی متمرکز بوده است و از آنجایی که این پژوهش‌ها اغلب مطالعه‌های موردی بودند، شناخت جامعی از این پدیده به دست نیامده است. شیرزادی و همکاران در سال ۱۳۷۱ اولین مطالعه در زمینهٔ باد گرم را در زمینهٔ علل ایجاد آتش‌سوزی‌های جنگل‌های شمال صورت دادند(شیرزادی، ۱۳۷۱). پرنیان در سال ۱۳۷۸ آتش‌سوزی‌های گیلان و مازندران را که بر اثر باد فون ایجاد می‌شوند بررسی کرده است(پرنیان، ۱۳۷۸). زاده - نویری در سال۱۳۸۰ اقلیم و تاثیر آتش‌سوزی بر اقلیم منطقهٔ شفارود گیلان را بررسی کرد(زاده نویری، ۱۳۸۰). نتایج تحقیق عزیزی و همکاران در سال ۱۳۹۱نشان می‌دهد که وقوع پدیده آتش‌سوزی هم زمان با حضور زبانهٔ کم ارتفاعی در سطوح میانی جو است (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۱). در بررسی که توسط مومن‌پور و همکاران در سال ۱۳۹۳انجام گرفت از تصاویر سنجندهٔ مودیس، ماهواره‌های ترا و آکوا برای تأیید وجود ابرناکی و بارش (برف) در دو سوی رشته کوه البرز استفاده شد. به سبب ابرناکی و وقوع بارش در هنگام باد گرمش سه دسته الگو شناسایی شد: دستهٔ اول موارد رخداد باد گرمش همراه با آسمان صاف و بدون پدیده در دو سوی رشته کوه البرز، دسته دوم فقط وجود ابرناکی در هنگام باد گرمش و دسته سوم موارد همراه با وقوع بارش را در دامنهٔ جنوبی رشته کوه البرز در زمان باد گرمش شامل می‌شود (مومن‌پور و همکاران، ۱۳۹۳). در بررسی پژوه و علیجانی در سال ۱۳۹۵، نتایج واکاوی نقشه‌های جوی نشان می‌دهد که استقرار مرکز کم‌فشارثانویه برجانب غربی خلیج فارس و گسترش آن تا شمال‌غربی کشور و در سطوح میانی

۱. World Meteorological Organization

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.3.61]

تا ۵۰۰ هکتوپاسکال حاکمیت پرارتفاع جنب حاره با مرکز بسته ۵۹۶۰ ژئوپتانسیل‌متر با ضخامت زیاد خود موجب فرونشینی هوای گرم به صورت آدیاباتیک و ترکیب آن با گرمای کم‌فشار خلیج فارس در سطح زمین شده است (پژوه و علیجانی، ۱۳۹۵). بررسی های حاجی‌محمدی و همکاران در سال ۱۳۹۶ ، نشان داد افزایش دما تا ۳۴ درجه سانتی‌گراد و کاهش رطوبت نسبی در سطح زمین و استقرار یک پشته در جو بالا با محور شمال-جنوب یا شمال‌شرق-جنوب‌غرب شرایط همدید مطلوب را جهت عبور جریان‌های غربی از ارتفاعات و وقوع پدیده گرمباد فراهم می‌سازد (حاجی‌محمدی و همکاران، ۱۳۹۶). بررسی‌های رحیمی و خادمی در سال ۱۳۹۷ نشان می‌دهد که ۳۸٪ در تابستان و ۲۹٪ آتش-سوزی‌ها در فصل پاییز، بیشترآتش‌سوزی‌ها در دامنه‌های شمالی- شمال‌غربی البرز و در شیب ۳-۰ درصد و ارتفاعی ۰-۷۲۹ متر از سطح دریا رخ داده‌اند(رحیمی و خادمی، ۱۳۹۷). بررسی برنارد در سال ۲۰۰۰ نشان می‌دهد که آتش-سوزی‌های بزرگ سالانه در نواحی مدیترانه‌ای فرانسه را حجم ازن در اتمسفر (از طریق پرتوهای ماوراءبنفشی که به زمین می‌رسد و تاثیری که بر روی برگ‌های گیاهان دارد) کنترل می‌کند. همچنین آتش‌سوزی‌های بزرگ هنگامی رخ می‌دهد که مقدار ازن در استراتوسفر در پایین ترین حد قرار دارد(Bernard et.al, ۲۰۰۰). اسپرنگر و شوگردر سال ۲۰۰۱ مطالعات فون جنوبی را که از زمان آزمایش آلپ در سال ۱۹۸۲ تهیه شده است در قسمت شرقی کوه آلپ جمع آوری کردند (Sprenger and Schar, ۲۰۰۱). سوتسوف در سال ۲۰۰۲ در مطالعه‌ای در مورد آتش‌سوزی جنگل‌ها دریافت که گسترش آتش‌سوزی بستگی به شرایط هوا، سطح آب زیر زمینی و نوع جنگل دارد(Svetsov, ۲۰۰۲). چندین پروژه تحقیقاتی در مورد بادهای فون و سردرد، سکته مغزی و غیره وجود دارد. با این حال، در حال حاضر هیچ نتیجهٔ قابل ملاحظه‌ای در ارتباط بیماری‌ها با باد فون و یا آب و هوا به طور کلی صورت نگرفته است(Cooke and et.al, ۲۰۰۰ ; Field and Hill, ۲۰۰۲). زنگل درسال ۲۰۰۲، نشان می دهد که چگونه فون در شرایط سطحی (کم عمق)و توپوگرافی پیچیده آلپ می تواند باعث تقسیم جریان شود (Zangl, ۲۰۰۲). درابینسکی و همکاران در سال ۲۰۰۳، تجزیه و تحلیل و مدل یک مورد فون، شکست موج و جهش هیدرولیکی را نشان دادند(Drobinski et.al, ۲۰۰۳). سلوچی و همکاران در سال ۲۰۰۳ بر روی باد گرم و بسیار خشک زوندا[1] که در شرق رشته کوه‌های آند در آمریکای جنوبی می‌وزد، مطالعه نمودند. آنها بر روی سه گروه از رخدادهای باد زوندا با استفاده از مشاهدات جوی و خروجی‌های مدل ایتا-سی‌پی‌تی‌ای‌سی[2] مطالعه کردند. نتایج بدست آمده نشان داد که در رخدادهای زوندا دمای هوا در زمانی کوتاه جهشی بین ۱۰ تا ۱۵ درجه سلسیوس و نقطه شبنم، کاهشی بین ۱۵ تا ۲۰ درجه سلسیوس داشته است. همچنین آنها با استفاده از مدل جوی مذکور، زمان شروع و خاتمه این رخداد را نیزپیش‌بینی نمودند(Seluch et.al, ۲۰۰۳). جزئیات بیشتر را در مورد شکاف جریان و فون می‌توان درآثار(Gohm and Mayr, ۲۰۰٤) و در(Gohm et.al, ۲۰۰٤)یافت. در مطالعه‌ای که سیبرت در سال۲۰۰۵ انجام داد عنوان کرد که فون، به ویژه درجنوب کوههای آلپ، یک موضوع کلاسیک در تاریخ هواشناسی است(Seibert, ۲۰۰۵). رینهارد و همکاران در سال ۲۰۰۵، افزایش میزان آتش-سوزی‌های رخ داده در جنوب کشور سوئیس را به روند افزایش دما و کاهش رطوبت در نتیجه تغییر اقلیم مربوط می-دانند (Reinhard et.al, ۲۰۰۵). درمطالعهٔ زانگل ۲۰۰۶، شبیه سازی های عددی با وضوح بالا در شمال ین[3] در دره اتریش ساخته شده که با مدل میان مقیاس MM۵ انجام شده است. دره ین در شمال کوه آلپ واقع شده است، فون

۱. Zonda

۲. Eta–CPTEC(Eta–Centro de Previsao de Tempo e Estudos Climaticos (CPTEC) model)

۳. Inn

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.3.61]

شمالی در این دره، به ندرت رخ می دهد در نتیجه از دیدگاه دینامیکی، فون شمال به نظر می رسد شبیه به فون جنوبی باشد (Zangl, ۲۰۰٦). در بررسی که فالارز در سال ۲۰۰۷ انجام داد عنوان کرد: پوشش برف در لهستان با نوسان آتلانتیک شمالی(NAO) در اکتبر(در فصل زمستان) رابطه مثبت دارد. بی ثباتی و وابستگی پوشش برف به گردش جوی در قرن بیستم تقریبا به دوره های گردش تغییرات محلی / نصف‌النهاری اروپا مربوط می شود (Falarz, ۲۰۰۷). مطالعهٔ مایر و آرمی درسال ۲۰۰۸ نشان می‌دهد که وزش باد گرم و افزایش دما می‌تواند به اندازه‌ای باشد که منجر به تبخیر بیشتر و همچنین ذوب شدن برف کوهستان‌ها شود بنابراین علاوه بر آثاری که ممکن است بر منابع آب داشته باشد، در مناطق کوهستانی که مراکز تفریحی و پیست اسکی هستند، وقوع پدیدهٔ گرم‌باد می‌تواند یک معضل به شمار رود(Mayer and Armi, ۲۰۰۸). شارپلس و میلز درسال ۲۰۰۹ تعدادی از رخدادهای فون را در بخش هایی از سرزمین اصلی جنوب شرقی استرالیا مورد بررسی قرار دادند. به بیان آن‌ها رویداد باد گرم و خشک شدن منطقه در زمان هایی که باد ها در بادپناه کوه قرار می گیرند، مشخص می شوند (Sharples and Mills, ۲۰۰۹). مطالعهٔ سلوکام و همکاران در سال ۲۰۱۰ نشان داد که آتش‌سوزی‌های وسیع در فلوریدا غالبا با تغییرات سریع در بارش فصلی کنترل می‌شود. استفاده از ناهنجاری‌های بارش تجمعی[۱] (CRA) می‌تواند به درک ارتباط بین انسو [۲](ENSO) و آتش‌سوزی-های گسترده کمک کند(Slocum et.al, ۲۰۱۰). دربررسی نگان و تاث درسال ۲۰۱۱ در مورد تاثیر باد فون با هدف این که شناسایی کنندکه آیا بادهای چینوک موجب تشدید درد در یک جمعیت بیمار مبتلا به نوروپاتیک[۳] می شوند؟ بررسی های نشان داد همبستگی معناداری بین باد فون و بیماری نوروپاتیک وجود ندارد (Ngan and Toth, ۲۰۱۰). ویلهلم در سال ۲۰۱۲، با استفاده از مدل های پیش بینی عددی با وضوح بالا مانند COSMO-۲ در پیش بینی هر دو قسمت جنوب و شمال آلپ سوئیس چندین معیار را نشان می دهد. مجموعه ای از مدارک سیستماتیک به منظور عینی ارزیابی مهارت های تشخیص کلی فون و همچنین تاخیر زمانی فون در داده های بازنگری COSMO-۲ را انجام داده و عنوان می‌کندکه قسمت های قوی فون می توانند به طوفان منجر شوند که باعث خسارت شدید می شوند(Wilhelm, ۲۰۱۲). در تحقیقی که ریچنر و هاچلردر سال ۲۰۱۳ انجام دادند تمرکز اصلی تحقیقات آنها این بود که چرا هوای فون خیلی گرم است؟ در حالی که به زودی مشخص شد که فرایندهای آدیاباتیک توضیحاتی را ارائه می دهند، نقش افزایش آدیاباتیک اشباع در طرف مقابل آلپ همچنان به شدت مورد بحث قرار گرفت. تمرکز دوم بر فرآیندهایی است که منجر به توده های نزولی هوا پس از عبور از کوه می‌شود(Richner and Hachler, ۲۰۱۳). ما و همکاران در سال ۲۰۱۴، در مطالعه‌ای، اثربخشی استفاده از سقف های با رطوبت بالا برای کاهش اثرات گرم شدن ناشی از توسعه شهر و باد فون برای یک موج گرمای رکورددار در پکن در طول ۱۳-۱۵ ژوئیه ۲۰۰۲ شبیه سازی کردند. نتایج نشان داد که اثر گرمایش فون تحت باد شمال غربی به میزان زیادی به این رویداد (موج گرما در پکن) کمک می کند (Ma et.al, ۲۰۱٤). هرناندز و همکاران در سال ۲۰۱۵ در مطالعه‌ای با عنوان نقش سامانه‌های آب و هوایی در کنترل بزرگی و شدت آتش‌سوزی ها در منطقهٔ مدیترانه نشان دادند که در زمان بروز آتش‌سوزی‌ها در منطقه در تراز میانی جو، بلوکینگ نقش اصلی را در گسترش زمانی و مکانی آتش‌سوزی‌ها دارد (Hernandez et.al, ۲۰۱۵). کومهور درسال ۲۰۱۶ با کمک روش فازی نقش عوامل مختلف اقلیمی، توپوگرافی، انسانی و پوشش گیاهی آتش‌سوزی جنگل‌ها را

۱. Cumulative Rainfall Anomalies

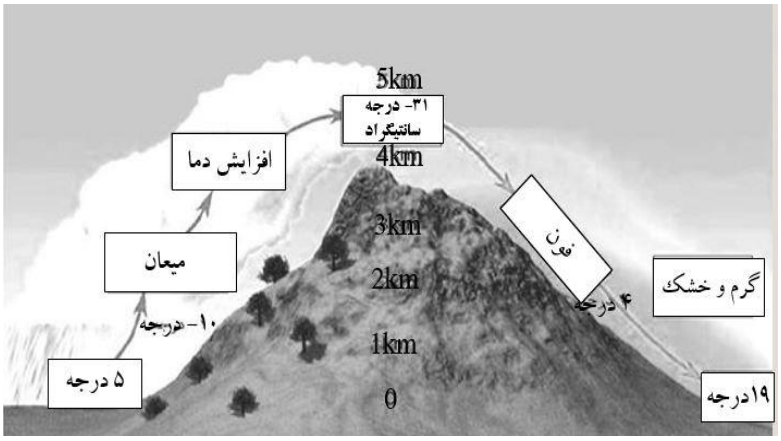
۲. Elnino-Southern Oscillation

۳. NEUROPATHIC

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.3.61]

بررسی نموده است(Cumhur, ۲۰۱٦). کیشچا و همکاران درسال ۲۰۱۸ در مطالعه‌ای پدیده فون و اثرات آن را بر آلودگی گرد و غبار محلی، ابرها و تابش خورشیدی، مورد تجزیه و تحلیل قرار دادند و نتایج نشان داد که بادهای فون موجب پخش گرد و غبار محلی می‌شوند(Kishcha et.al, ۲۰۱۸). بنابراین در این مطالعه با توجه به خطراتی که پدیده گرمباد در منطقه به دنبال دارد سعی می گردد فراوانی روزهای وقوع فون در طی دوره آماری شناسایی و شرایط، الگوهای همدیدی منجر به ایجاد گرمباد بررسی و تجزیه تحلیل گردد.



شکل(۱): مکانسیم شکل گیری فون

داده ها و روش کار

در بررسی شرایط همدید منجر به شکل گیری پدیده فون، ابتدا برای استخراج مجموع فراوانی وقوع فون روزهای گرم با استفاده از شاخص بالدی استخراج و با در نظر گرفتن جهت باد نسبت به موقعیت ایستگاه(جنوب غربی، غرب و شمال غربی)و افزایش دما نسبت به روزهای قبل(در برخی از موارد دو برابر و یا حتی بیشتر از آن) به عنوان روزهای همراه با وقوع فون شناسایی گردید. و بعد از آن با استفاده از داده های پایگاه ncep ncar نقشه تراز های مختلف جوی ترسیم گردید.سپس موقعیت هسته های پرفشار و کم فشار های همجوار با منطقه مطالعاتی که زبانه آنها بر روی منطقه مطالعاتی گسترش داشته اند بر روی نقشه ها تعیین گردید.

شرح و تفسیر نتایج

- **فراوانی وقوع فون**

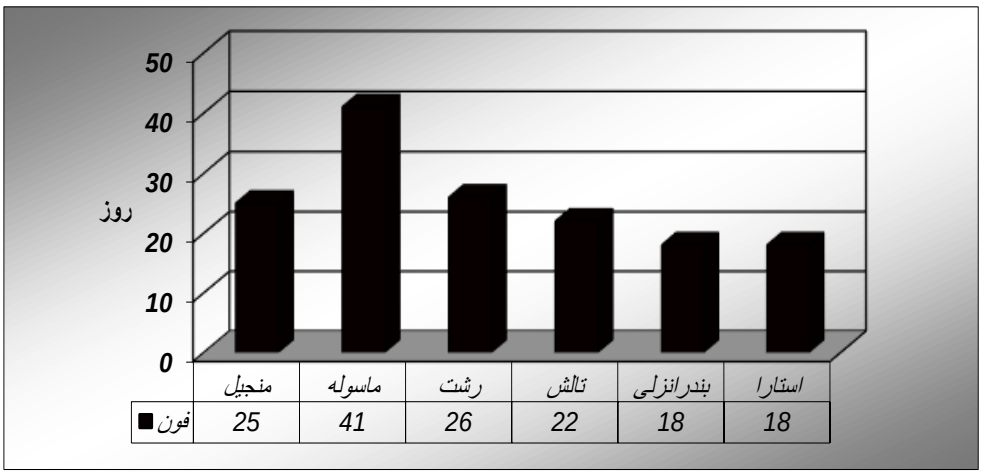
افزایش دما، جهت باد، کاهش رطوبت نسبی نسبت به ساعات مشابه در روز های قبل پایه و اساس شناخت رخداد گرمباد در ایستگاه های منطقه می باشد جدول شماره(۱) فراوانی وقوع فون را در ماههای مختلف در ایستگاههای مورد مطالعه را از سال ۲۰۰۶ تا سال ۲۰۱۵ نشان می‌دهد. در ایستگاه آستارا در طول دوره آماری، مجموع وقوع گرمباد بالغ بر ۱۸ روز می باشد که در این میان ماه های فصل زمستان نسبت به پاییز از بیشترین فراوانی وقوع برخوردار هستند. در ایستگاه انزلی بیشترین فراوانی وقوع پدیده گرمباد مربوط به ماه مارس است. بطور کلی زمان های وقوع این پدیده در انزلی طی ماه های ژانویه، فوریه، مارس و آوریل بوده و در ۸ ماه دیگر سال (می تا دسامبر) این پدیده رخ نداده است. بیشترین و کمترین رخداد سالانه این پدیده به ترتیب، مرتبط با سال های ۲۰۰۶ ، ۲۰۰۸ و ۲۰۱۲ می باشد. در ایستگاه تالش دامنه دمایی وقوع گرمباد از ۱۴/۵ تا ۳۰/۱ در جه سانتیگراد در ماه های مختلف

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOI: 10.29252/jsaeh.7.3.61]

متغییر می باشد. در این ایستگاه بیشترین رخداد گرمباد در سال ۲۰۰۶ مشاهده می شود. رخداد گرمباد در طول ۵ ماه در بین ماه های اکتبر تا مارس پراکنده شده است که در این میان ماه مارس نسبت به دیگر ماه ها، از فراوانی وقوع بالاتری(۹ روز) برخوردار است. ، ایستگاه ماسوله با فراوانی ۴۱ روز بالاترین رخداد گرمباد در بین ایستگاه ها را ثبت کرده است که ۱۳ روز آن در ماه آوریل رخ داده است.(شکل۲).

جدول ۱: فراوانی وقوع فون در ماههای مختلف ایستگاههای مورد مطالعه (۲۰۰۶- ۲۰۱۵)

ایستگاه	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	ژولای	آگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
آببر	...	۳	۵	۱	...	...	...	۱	۱	۶	...	...
آستارا	۳	۲	۵	۱	...	...	...	...	...	۱	۳	۱
بندرانزلی	۲	۲	۹	۲	...	...	...	...	۱	...	...	...
تالش	۳	۴	۹	...	...	...	...	...	۱	۱	۳	۲
رشت	۴	۴	۱۰	۳	...	...	...	...	...	۲	۲	۲
ماسوله	...	۶	۷	۱۳	۴	...	...	...	۱	۷	۳	۱
منجیل	...	۲	۵	۳	۳	...	...	۲	...	۴	۳	۱

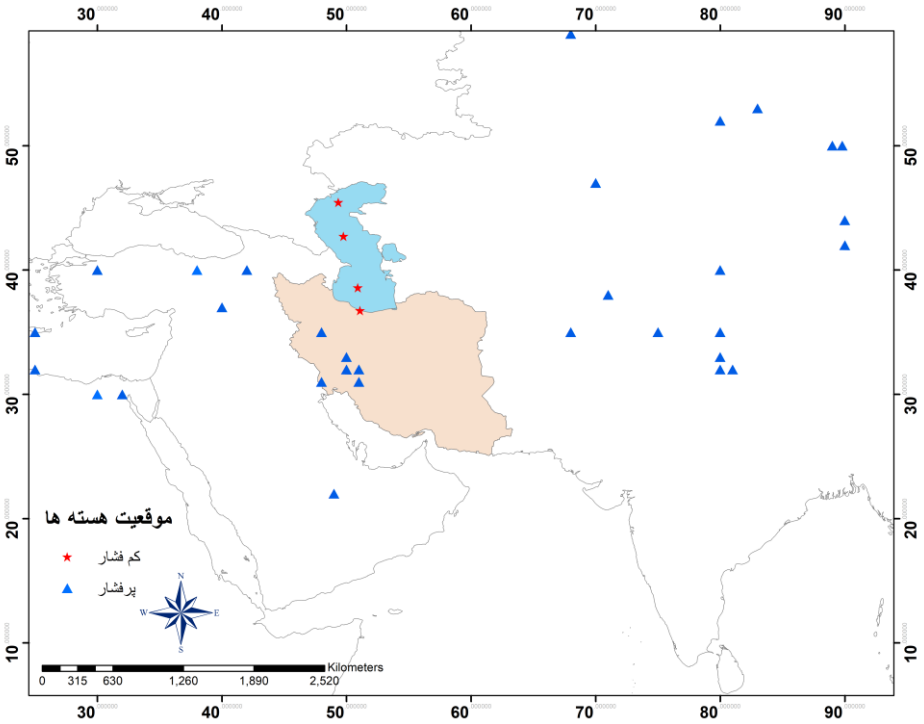


شکل۲ : مجموع فراوانی وقوع سالانه فون درایستگاههای مورد مطالعه (۲۰۰۶-۲۰۱۵)

- **تحلیل شرایط همدید پدید فون**

شکل شماره(۱) موقعیت هسته پرفشار و کم فشار در روزهای که منطقه تحت تاثیر گرمباد بوده است را نشان می دهد. همان طور که دیده می شود سه گروه از مراکز واچرخندی یا پرفشار در روز های درگیر پدیده فون بر الگوی همدیدی منطقه موثر بوده اند. گروه اول زبانه های پرفشار سیبری که هسته های آن با توجه به فصل و شرایط همدیدی در محدوده ای ببن دریاچه بایکال و بالخاش و شمال پاکستان استقرار دارند. در این الگو گسترش زبانه غربی آن عامل اصلی شیو حرارتی بین منطقه مطالعاتی و ایران مرکزی بوده است.گروه دوم واچرخند عربستان می باشد که در این نمونه ها هسته واچرخند بر روی جنوب غرب ایران مستقر می شوند. گروه سوم ترکیبی از واچرخندها آفریقا و مهاجر و زبانه های آن عامل ایجاد شیو حرارتی و فشاری بر روی منطقه مطالعاتی و غرب ارتفاعات البرز شمالی و شمال غربی است. در همه موارد فوق هسته های کم فشار بر روی دریای مازندران قرار داشته و یا شیو فشاری بین زبانه پرفشار دامنه های بیرونی البرز و پهنه دریایی مازندران سبب ایجاد شیو فشاری گردیده است.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOI: 10.29252/jsaeh.7.3.61]

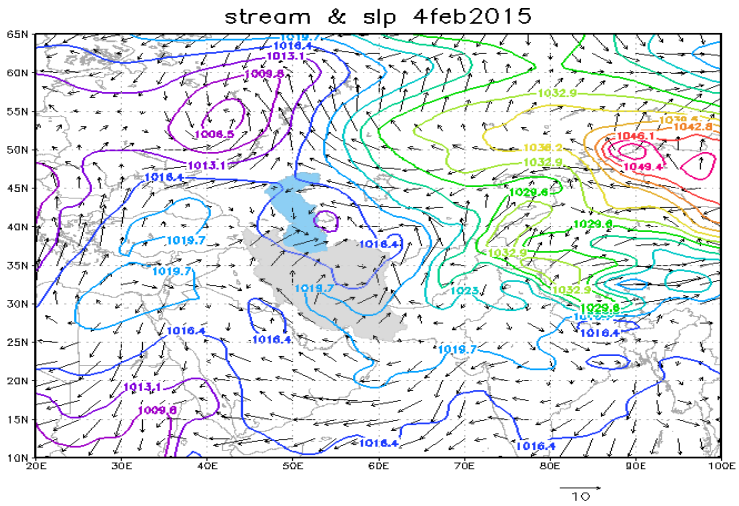


شکل۳: موقعیت هسته های پرفشار وکم فشار

- **تحلیل همدیدی نمونه مطالعاتی ۴ فوریه ۲۰۱۵**

در این روز در ایستگاه آستارا ۰/۹ میلیمتر،خلخال ۱۱/۸ میلیمتر،رشت ۰/۶ میلیمتر و بندر انزلی ۰/۱ میلیمتر بارندگی ثبت شده است. اشکال شماره ۱ تا ۵ شرایط همدیدی حاکم در ترازهای مختلف جوی را برای نمونه باد فون تاریخ ۴ فوریه ۲۰۱۵ نشان می دهد. همان طور که می بینیم بر روی نقشه های تراز دریا مرکز واچرخندی با فشار مرکزی ۱۰۵۰ هکتوپاسکال بین دریاچه بایکال و بالخاش قرار دارد. زبانه ای این واچرخند با راستای شرقی – غربی و زبانه ای با راستای شمال شرقی – جنوب غربی با گسترش غرب و جنوب سو ساحل شمالی و شرقی دریای مازندران و بخش شرقی و مرکزی ایران را در بر گرفته است. در همین روز مرکز چرخندی با همفشار ۱۰۰۶.۵ هکتوپاسکال در شرق اروپا استقرار دارد که زبانه جنوب شرقی آن تمام پهنه دریای مازندران و بخش شمالی ایران را در بر گرفته است. این الگوی همدیدی در تراز دریا سبب ایجاد شیو فشاری شدیدی در شمال و تمام پهنه دریای مازندران گردیده است. به طوری که تندی باد در ساحل جنوب غربی دریای مازندران به بیش از ۱۰ نات افزایش یافته است. این جریانات در ساحل جنوب غربی کاملا چرخندی شده و با امتداد جنوب غربی از خشکی های دامنه های غربی البرز (ارتفاعات تالش) عمود بر جهت دامنه ها در حال وزش می باشد. شیو فشاری شدید در دو دامنه رو به باد و باد پناه کوه درتندی باد بخش جنوب غربی دریا کاملا مشهود است.این الگوی همدیدی سبب شده است که جریانات چرخندی با فرارفت رطوبتی دریای مازندران بر روی دامنه های غربی ارتفاعات البرز (ارتفاعات غربی طالش) سبب ایجاد بارش شده (خلخال ۱۱.۸ میلی متر) و جریان گرم حاصل از گرمایش بادررو دامنه های رو به باد ارتفاعات بر روی منطقه فرارفت شده و باعث افزایش دما در منطقه مطالعاتی گردد. این جریان گرم ضمن عبور از ارتفاعات در دامنه بادپناه با گرمایش بی دررو نیز تشدید گردیده است.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOI: 10.29252/jsaeh.7.3.61]

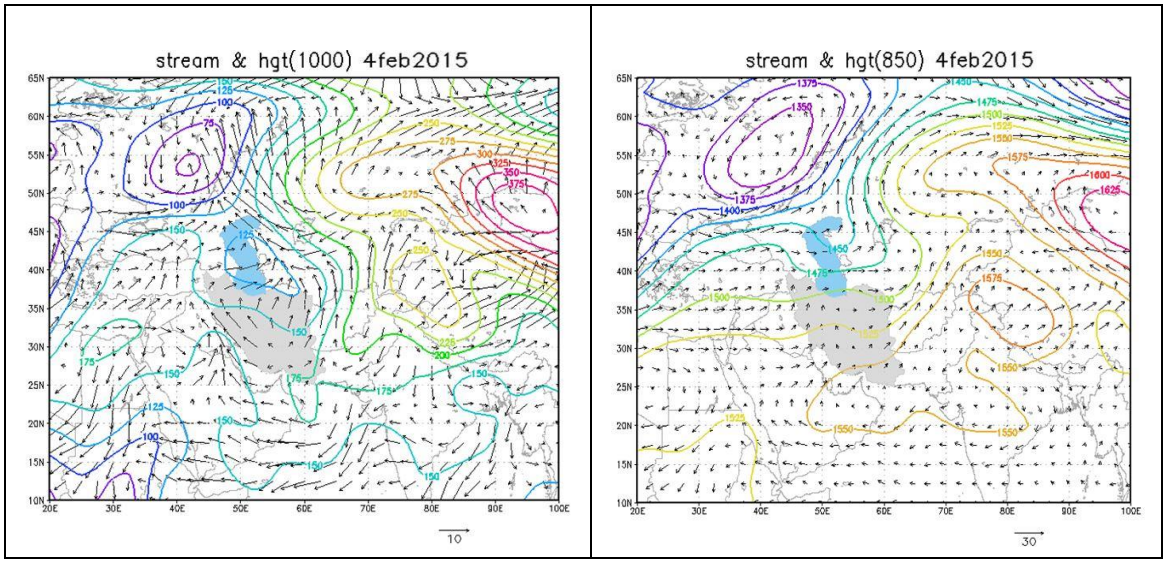


شکل ۴: وضعیت فشار و میدان باد های مداری و نصف النهاری تراز دریا در روز ۴ فوریه ۲۰۱۵

الگوی همدیدی حاکم در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نیز شباهت کاملی با الگوی تراز دریا دارد. همان طور که دیده می شود بدلیل فرارفت گرم از طریق جریانات جنوبی دامنه غربی واچرخند به ساحل شرقی دریای مازندران و و فرارفت سرد جنب قطبی از طریق جریانات شمالی پشت چرخند و افزایش شیو حرارتی زبانه چرخندی روی دریای مازندران تقویت شده و مرکز کم ارتفاعی با پربند ۷۰ ژئوپتانسیل متر بر روی دریا شکل گرفته است. در نتیجه بدلیل تشدید شیو فشاری و همچنین با کاهش اثر اصطکاکی جو بدلیل افزایش ارتفاع بر تندی باد افزوده شده است. جهت جریان در ساحل جنوب غربی دریای مازندران همچنان غربی و جنوب غربی و عمود بر امتداد ارتفاعات البرز غربی و ارتفاعات تالش می باشد الگوی جریان حاکم در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و در واقع در مرز تقریبی لایه مرزی را نشان می دهد. همان طور که دیده می شود الگوی همدیدی و جریان حاکم همچنان از الگوی تراز زیرین وردسپهر تبعیت می کند. واچرخند سیبری همچنان ساختار کلی و الگوی گسترش تراز زیرین را دارد. با این تفاوت که هسته واچرخندی فرعی در امتداد زبانه واچرخندی سیبری تکوین یافته است. با وجود این که بدلیل افزایش شیو حرارتی در مرز دو سامانه در بخش غربی صحرای سیبری باعث تندی باد در این منطقه شده است. در ساحل جنوبی دریای مازندران و و تمام عرصه کشور ایران جوی پایدار و ارام حاکم شده است. به طوری که بر خلاف ترازهای زیرین تندی باد در ساحل جنوب غربی دریای مازندران (دو دامنه باد پناه و رو به باد ارتفاعات البرز غربی) به کمتر از ۵ نات نیز کاهش یافته است.این شرایط بیانگر حاکمیت یک جو پایدار در این تراز و سکون نسبی هوا می باشد. این الگوی فشاری سبب شده است جریان عبوری از دامنه غربی در دامنه شرقی با فرونشست همراه گردد. این جریان فرونشسته در دامنه باد پناه در اثر گرمای بادررو حاصل از آن با افزایش دما جوی همراه گردد(شکل ۵).

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.3.61]

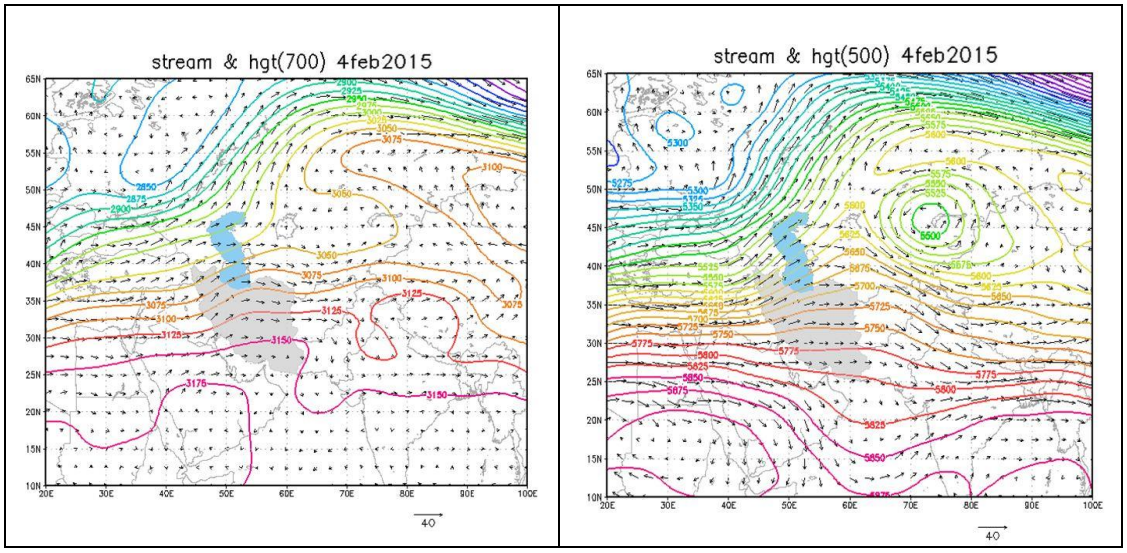


شکل ۵: وضعیت روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل و میدان باد های مداری و نصف النهاری تراز ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال، در روز ۴ فوریه ۲۰۱۵

در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال ، الگوی کلی در استقرار سامانه های موثر در آرایش همدیدی همچنان در موقعیت تقریبی تراز زیرین می باشد. ولی با افزایش ارتفاع ، ناوه ساختاردینامیکی خود را پیدا کرده و جریانات جلو ناوه با کاهش اثر اصطکاکی جو و افزایش شیوفشاری تندی بیشتری پیدا کرده اند. به طوری که تندی باد بر روی دامنه های غربی البرز غربی به بیش از۲۰ نات افزایش یافته است. همان طور که دیده می شود جهت باد همچنان در جنوب غرب دریای مازندران و دو سمت ارتفاعات البرز غرب و جنوب غربی می باشد. به این ترتیب در این تراز جریان فرارفت شده از عرض های جنوبی با فرارفت گرم بر روی منطقه همراه می باشد . با توجه به شرایط دینامیکی حاکم در شمال غرب ایران و فرارفت رطوبتی مناسب و آزاد شدن گرمای بادررو حاصل از میعان بر دمای هوا بر روی منطقه ،بخصوص در دامنه پشت به باد ارتفاعات خواهد افزود. و شرایط فون را بر روی منطقه تشدید نموده است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال. ناوه در این تراز بر روی شمال غرب ایران و ضلع غربی دریای مازندران کاملا تقویت شده و تندی جریان در جلو ناوه به بیش از ۴۰ تا ۵۰ نات افزایش یافته است. جریانات در این منطقه کاملا جنوب غربی شده و با تقویت جریانات نصف النهاری و تاوایی حاصل از آن بر شدت ناپایداری ها بر روی ارتفاعات افزوده شده است. فرارفت گرم از عرض های جنوبی و ترمودینامیک مناسب حاکم در جلو ناوه بیانگر همرفت مناسب در دامنه های رو به باد می باشد. همان طور که دیدیم با فرارفت رطوبتی در لایه زیرین و شرایط ناپایداری مناسب در لایه میانی وردسپهر بارش و گرمای بادررو خوبی را در دامنه های رو به باد فراهم کرده است. این گرمای فرارفت شده در دامنه باد پناه شرایط بسیار مناسبی برای تشدید پدیده فون فراهم نموده است(شکل۶).

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.3.61]



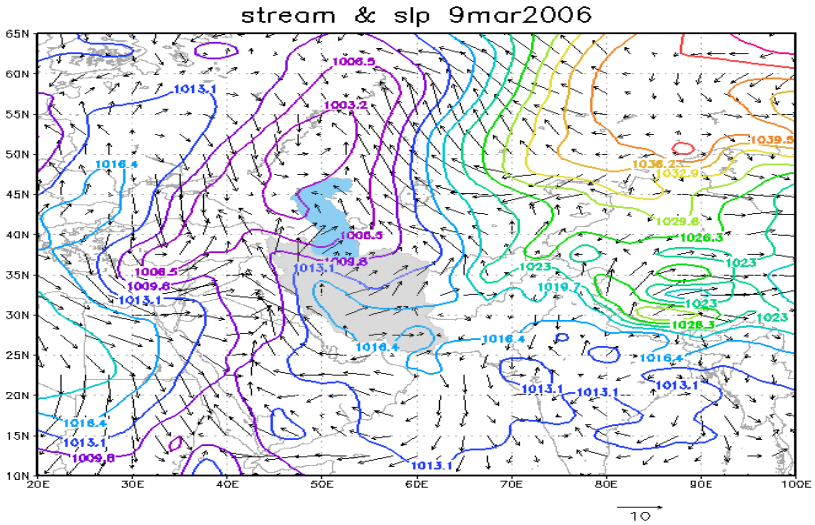
شکل ۶: وضعیت روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل و میدان باد های مداری و نصف النهاری تراز۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، در روز ۴ فوریه ۲۰۱۵

- **تحلیل همدیدی نمونه مطالعاتی ۹ مارس ۲۰۰۶**

شکل شماره(۷) شرایط همدیدی تراز دریا در روز ۹ مارس ۲۰۰۶ در الگوی نمونه ۲ را نشان می دهد. در این روز در زمان شکل گیری گرمباد، هسته کم فشاری با منحنی هم فشار ۱۰۰۳.۲ هکتوپاسکال در موقعیت ۵۰ درجه عرض شمالی و ۵۰ درجه طول شرقی بر روی جنوب روسیه بسته شده که زبانه هم فشار ۱۰۰۸.۵ و ۱۰۰۹.۵ هکتوپاسکال کل محدوده دریای خزر و سواحل جنوبی آن را دربر می گیرد. همزمان با این شرایط مرکز پرفشاری با منحنی هم فشار ۱۰۳۹.۵هکتوپاسکال از سمت شمال شرقی و شرق وارد ایران شده و مرکز و جنوب ایران، ارتفاعات زاگرس را دربرگرفته است.. مرکز واچرخندی دیگری نیز با موقعیت جغرافیایی ۲۵ درجه عرض شمالی و ۲۰ درجه طول جغرافیایی بر روی افریقا بسته شده که زبانه این واچرخند نواحی شمال غرب و غرب کشور را دربر می گیرد. سامانه موثر در ایجاد این فون پرفشار سیبری می باشد. همان طور که دیده می شود زبانه پرفشار سیبری در امتدادی شرقی – غربی از مرز شرقی وارد ایران شده و در ادامه تا دامنه های جنوبی البرز گسترش یافته است. شیو فشاری ایجاد شده در منطقه شمال غربی ایران و دو طرف ارتفاعات البرز غربی بین دو زبانه چرخندی حاکم بر روی دریای مازندران و زبانه واچرخندی سیبری منجر با ایجاد تند باد شدیدی با تندی ۱۰ تا ۲۰ نات در طرفین ارتفاعات طالش گردیده است. جهت جریان غرب – جنوب غربی بوده و عمود بر امتداد ارتفاعات است.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.3.61]

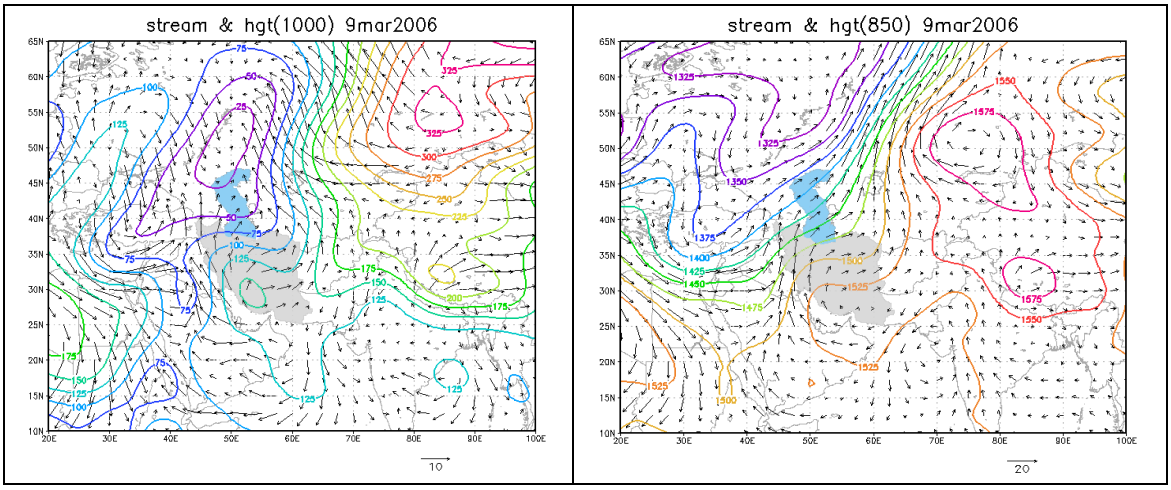


شکل۷: وضعیت فشار و میدان باد های مداری و نصف النهاری تراز دریا در روز ۹ مارس ۲۰۰۶

شرایط همدیدی حاکم در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نیز شباهت کاملی با الگوی تراز دریا دارد.همچنان که دیده می شود تمام پهنه دریای مازندران تحت تاثیر زبانه چرخندی مستقر بر روی شمال غرب دریای مازندران می باشد. شیو فشاری حاصل گسترش زبانه واچرخندی سیبری تا دامنه های جنوبی و جنوب غربی البرز و زبانه چرخندی حاکم بر روی دریای مازندران همچنان عاملی برای تشدید جریانات تند باد در پهنه جنوب غربی دریای مازندران (دامنه های باد پناه و رو به باد البرز غربی) شده است. تندی باد همچنان بیش از ۱۰ نات بوده و گاه تا ۲۰ نات نیز افزایش یافته است. جهت جریان در این تراز نیز غرب و جنوب غرب و عمود بر امتداد دامنه ها می باشد. و عامل اصلی شکل گیری پدیده فون می باشد. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، الگوی همدیدی و جریان حاکم همچنان از الگوی تراز زیرین وردسپهر تبعیت می کند. واچرخند سیبری همچنان ساختار کلی و الگوی گسترش تراز زیرین را دارد ولی با افزایش ارتفاع و کاهش اصطکاکی جو بر تندی جریان ها افزوده شده و با غلبه جریانات جنوبی و تزریق تاوایی مناسب ناوه در غرب دریای مازندران و شمال غرب ایران توسعه پیدا کرده است. همان طور که دیده می شود در منطقه جبهه ای زبانه های پرفشار سیبری و چرخند شمال دریای مازندران کانالی از جریانات گرم جنوبی در امتداد مرز غربی ایران شکل گرفته و باعث فرارفت گرم عرض های جنوبی از شبه جزیره عربستان بر روی منطقه مطالعاتی شده است. این جریان جنوبی ضمن فرارفت گرم از عرض های حاره ای با عبور از دامنه های البرز غربی و فرونشینی در دامنه های باد پناه زمینه مناسبی را برای تشدید پدیده فون فراهم نموده است(شکل ۸).

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.3.61]

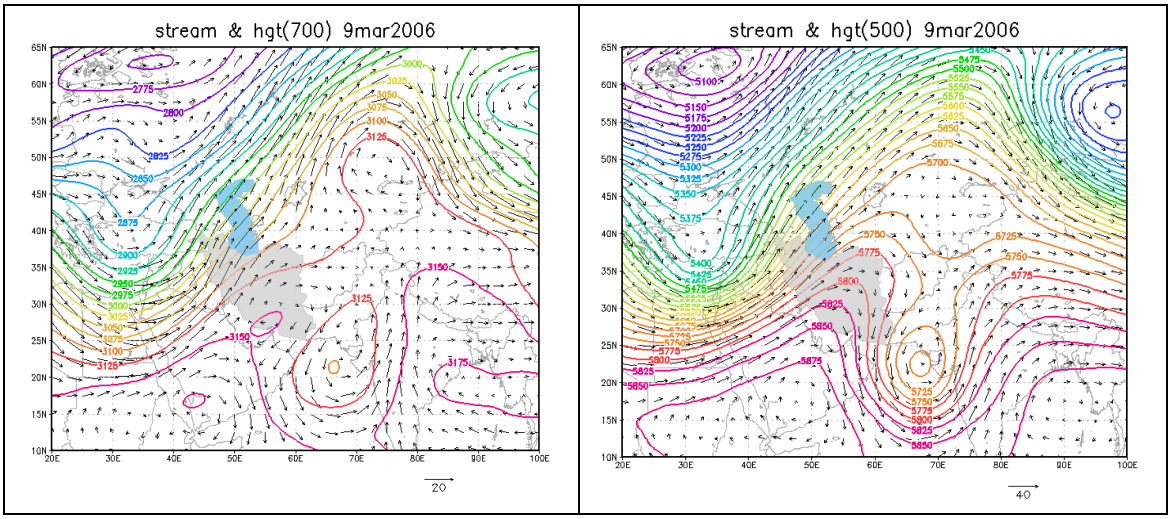


شکل ۸: وضعیت روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل و میدان باد های مداری و نصف النهاری تراز۱۰۰۰و ۸۵۰ هکتوپاسکال، در روز ۹ مارس ۲۰۰۶

شکل (۹) الگوی جریان تراز ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال را نشان می دهد. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، واچرخند سیبری از بین رفته بجای آن پشته عمیقی منطقه سیبری و قسمت های از جنوب شرقی ایران را دربر گرفته است. بدلیل غلبه جریانات گرم و مرطوب جنوبی و نصف النهاری شدن جریانات و تزریق تاوایی مناسب ناوه شرقی مدیترانه کاملا تقویت شده و همان طور که دیده می شود این ناوه تا عرض ۲۰ درجه (شمال سودان) نیز گسترش یافته است. این گسترش جنوب سوی ناوه و فرارفت رطوبتی مناسب از دریاهای گرم جنوبی در لایه مرزی از طریق جریانات جلو ناوه شرایط بسیار مناسبی برای ناپایداری ها در شمال غرب ایران و دامنه های رو به باد البرز غربی فراهم شده است. شیو حرارتی و فشاری حاصل از غلبه جریانات جنوبی سبب شده است تا تندی باد در جلو ناوه از ۴۰ نات نیز تجاوز کند. این تندی باد و چینش حاصل از آن بر شدت ناپایداری در این تراز افزوده است.جریانات بالا سوی حاصل از آن و وجود رطوبت مناسب شرایط بارشی را بر روی دامنه های رو به باد تشدید کرده است.به طوری که ایستگاه خلخال در این روز ۱۶.۴ میلیمتر بارش دریافت نموده است. گرمایش بادررو حاصل از این بارش عاملی بر تشدید پدیده فون در دامنه های باد پناه طالش شده است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال همان طور که ملاحظه می شود ناوه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در انطباق بسیار خوبی با ناوه تراز زیرین قرار دارد و این هماهنگی جریانات در لایه میانی شرایط بسیار مناسبی بر تقویت ناپایداری در جلو ناوه گردیده است. پرفشار عربستان با حرکت شرق . جنوب سوی خود بر روی دریای های گرم عمان و اقیانوس هند استقرار پیدا کرده باعث نشست و فرونشینی هوا بر سطح دریاها گشته و با چرخش پاساعتگراد خود باعث انتقال رطوبت به جلو ناوه گشته است. جریانات در جلو ناوه و منطقه کاملا جنوب غربی شده و با تقویت جریانات نصف النهاری و تاوایی حاصل از آن بر شدت ناپایداری ها بر روی ارتفاعات افزوده شده است.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

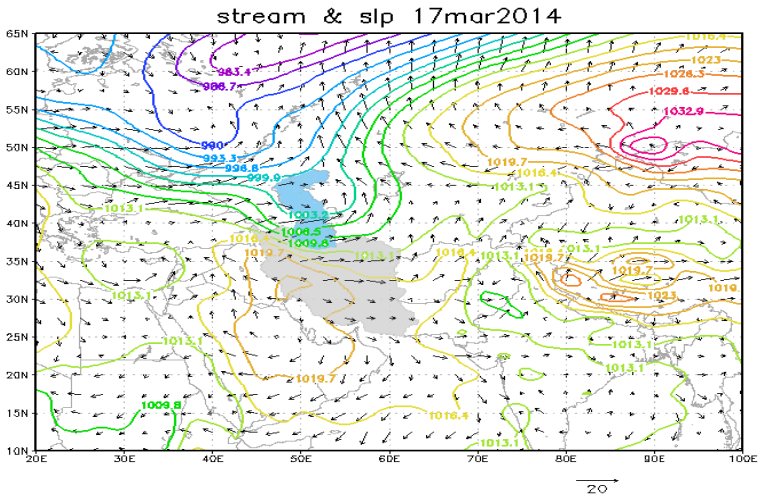
[DOI: 10.29252/jsaeh.7.3.61]



شکل ۹: وضعیت روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل و میدان باد های مداری و نصف النهاری تراز۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، در روز ۹ مارس ۲۰۰۶

- **تحلیل همدیدی نمونه مطالعاتی ۱۷ مارس ۲۰۱۴**

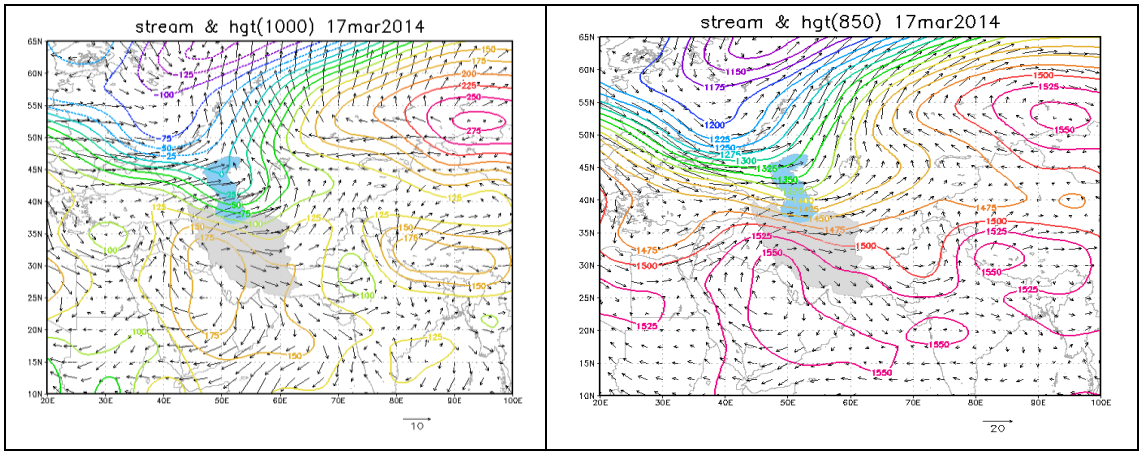
شکل شماره(۱۰): شرایط همدیدی تراز دریا در روز۱۷ مارس ۲۰۱۴ در الگوی نمونه ۳ را نشان می دهد. در این روز هسته کم فشار جنب قطبی با فشار مرکزی ۹۸۳/۴ هکتوپاسکال در موقعیت جغرافیائیی ۶۵ درجه عرض شمالی و ۵۰ درجه طول شرقی شکل گرفته است و زبانه های این هسته تا سواحل جنوبی دریای خزر تا رشته کوه های البرز را دربر می گیرد.در مقابل مرکز واچرخندی با هسته مرکزی ۱۰۲۲/۵ هکتوپاسکال بر روی استان خوزستان و عربستان شکل گرفته است که زبانه آن غرب ، مرکز و شمال غربی ایران را دربر گرفته است.با گسترش شمال سوی زبانه پرفشار عربستان تا شمال غرب ایران و تقابل این دو زبانه در غرب دامنه های البرز غربی سبب شده است جریانات باز هم در جنوب غرب دریای مازندران و دامنه های رو به باد طالش غربی شود. و امتداد باد عمود بر دامنه می باشد.



شکل ۱۰: وضعیت فشار و میدان باد های مداری و نصف النهاری تراز دریا در روز ۱۷ مارس ۲۰۱۴

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOI: 10.29252/jsaeh.7.3.61]

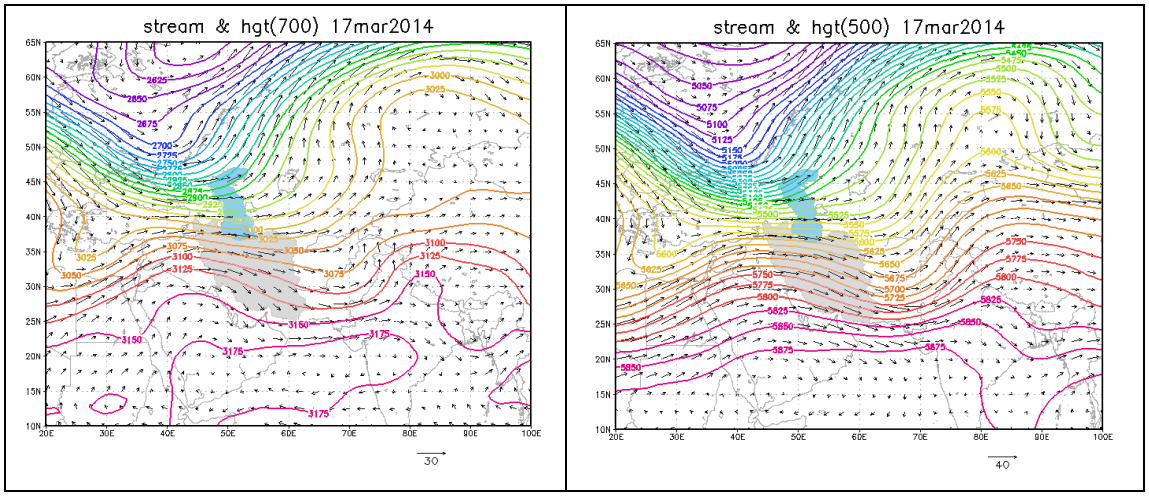
الگوی همدیدی حاکم در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال همانند با الگوی تراز دریا می باشد. با این تفاوت که با کاهش اثر اصطکاکی بر شدت جریانات افزوده شده است. با این همه با تقویت جریانات گرم جنوبی و فرارفت سرد پشت ناوه شیو حرارتی را در منطقه شمال غربی تشدید نموده است. با تشدید جریانات جنوبی در ضلع غربی واچرخند و فرارفت رطوبتی مناسب از روی دریای سرخ شرایط مناسبی برای بارش در منطقه مطالعاتی فراهم شده است. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال همانطور که مشاهده می شود جریانات غربی واچرخند عربستان در یک گردش واچرخندی رطوبت دریاهای گرم جنوبی را به شمال غرب ایران فرارفت نموده است. این رطوبت بوسیله جریانات غربی به سمت ارتفاعات غربی طالش منتقل شده وسبب بارش در این دامنه ها شده است. در این روز در ایستگاه خلخال ۴/۸ میلی متر بارش رخ داده و گرمای بادررو آن ازاد شده است. این هوا پس از عبور از ارتفاعات طالش در دامنه بادپناه با حفظ گرمای بادررو در اثر فرونشینی گرمتر نیز شده و هوای گرم و خشکی را در دامنه باد پناه ایجاد میکند(شکل۱۱).



شکل ۱۱: وضعیت روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل و میدان باد های مداری و نصف النهاری تراز۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال، در روز ۱۷ مارس ۲۰۱۴

در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال با وجود این که بخش اعظمی از کشور تحت تاثیر پشته پرارتفاع عربستان قرار دارد . ولی بخش شمال غربی کشور تحت تاثیر ناوه شرقی مدیترانه قرار دارد. رطوبت فرارفت شده از طریق جریانات جنوبی از روی دریاهای گرم جنوبی و ناپایداری موجود در تراز های میانی شرایط مناسبی را بر روی دامنه های رو به باد البرز غربی فراهم نموده است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ، ناوه در همان موقعیت قبلی خود بر روی مدیترانه و صحرای افریقا کاملاً تقویت شده و هوای گرم صحرای افریقا و دریای مدیترانه را به جلو ناوه فرافت می کند. جریان هوا در منطقه مورد مطالعه کاملاً موازی با خطوط تراز شده و تندی جریان باد جلوه ناوه به بیش از ۴۰ نات افزایش یافته است(شکل ۱۲).

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOI: 10.29252/jsaeh.7.3.61]



شکل ۱۲: وضعیت روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل و میدان باد های مداری و نصف النهاری تراز۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، در روز ۱۷ مارس ۲۰۱۴

نتیجه گیری

بادهای گرم(باد فون) یکی از شناخته شده ترین سازوکارهای جوی مرتبط با سامانه‌های کوهستانی هستند و در زیر گروه بادهای محلی[۱] و ریزشی[۲] قراردارند(Whiteman, ۲۰۰۰ ; Oliver, ۲۰۰۵ and Barry, ۲۰۰۸). مناطق درگیر فون در زمستان و بهار اغلب سرعت ذوب برف را افزایش می‌دهند که ممکن است منجر به سیلاب‌ها و بهمن‌ها شود درحالیکه در فصل تابستان موجب افزایش توفان های گردوغبار و تنش هایی برای ساکنان آن محیط ایجاد می شود و خطر آتش سوزی را به میزان قابل توجهی افزایش می‌دهد. موقعیت منطقه مورد مطالعه به گونه ای است که در جلوی توده‌های بادهای غربی واقع شده است و در طول سال به کرات این توده های هوایی به منطقه مورد نظر می رسند و با توجه به موقعیت قرارگیری و ارتفاع زیاد رشته کوه‌ها نسبت به دیگرنقاط ایران، پدیده‌ی فون، پدیده‌ی رایج در دامنه-های شرقی و شمالی البرز غربی است. در طول دوره آماری مورد مطالعه ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۵ ، ایستگاه ماسوله با فراوانی ۴۱ روز و ایستگاه آستارا و بندر انزلی با ۱۸ روز، بالاترین و پایین ترین رخداد های پدیده گرمباد را داشتند. فراوانی وقوع فون در بین ایستگاه ها، در دورهٔ سرد سال در مقایسه با دورهٔ گرم سال افزایش قابل توجهی دارد. بررسی های چشمی انجام شده بر روی نقشه های همدیدی ۳۵ نمونه رخداد گرمباد نشان داد که در مجموع سه گروه از مراکز واچرخندی یا پرفشار در روز های درگیر پدیده فون بر الگوی همدیدی منطقه موثر هستند. گروه اول زبانه های پرفشار سیبری که هسته های آن با توجه به فصل و شرایط همدیدی در محدوده ای ببن دریاچه بایکال و بالخاش و شمال پاکستان استقرار دارند. گروه دوم واچرخند عربستان می باشد که در این نمونه ها هسته واچرخند بر روی جنوب غرب ایران مستقر می شوند. گروه سوم ترکیبی از واچرخندها آفریقا و مهاجر و زبانه های آن عامل ایجاد شیو حرارتی و فشاری بر روی منطقه مطالعاتی و غرب ارتفاعات البرز شمالی و شمال غربی است. در همه موارد فوق هسته های کم فشار بر روی دریای مازندران قرار داشته و اختلاف فشار بین زبانه پرفشار دامنه های بیرونی البرز و پهنه دریایی مازندران سبب ایجاد شیو فشاری گردیده است. این سامانه ها با توجه به نقشه های تراز ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰ ، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در سه نمونه مورد مطالعاتی مورد تحلیل و ارزیابی همدیدی قرار گرفت. در نمونه مطالعاتی ۴

۱. Local wind

۲. Fall wind

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.3.61]

فوریه ۲۰۱۵ در تراز دریا، سطح ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال مرکز واچرخندی بین دریاچه بایکال و بالخاش قرار دارد. زبانه ای این واچرخند با راستای شرقی – غربی و زبانه ای با راستای شمال شرقی – جنوب غربی با گسترش غرب و جنوب سو ساحل شمالی و شرقی دریای مازندران و بخش شرقی و مرکزی ایران را در بر گرفته است. مرکز چرخندی در شرق اروپا استقرار دارد که زبانه جنوب شرقی آن تمام پهنه دریای مازندران و بخش شمالی ایران را در بر گرفته است. این الگوی همدیدی سبب شده است که جریانات چرخندی با فرارفت رطوبتی دریای مازندران بر روی دامنه های غربی ارتفاعات البرز (ارتفاعات غربی تالش) سبب ایجاد بارش شوند (خلخال ۱۱.۸ میلی متر) و جریان گرم حاصل از گرمایش بادررو دامنه های رو به باد ارتفاعات بر روی منطقه فرارفت شده و باعث افزایش دما در منطقه مطالعاتی گردد. در نمونه مطالعاتی ۹ مارس ۲۰۰۶ در تراز دریا و سطح ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال، هسته کم فشاری بر روی جنوب روسیه بسته شده که زبانه های آن کل محدوده دریای خزر و سواحل جنوبی آن را دربر می گیرد. همزمان با این شرایط مرکز پرفشاری از سمت شمال شرقی و شرق وارد ایران شده و مرکز و جنوب ایران، ارتفاعات زاگرس را دربرگرفته است. مرکز واچرخندی دیگری نیز بر روی مدیترانه و آفریقا بسته شده که زبانه این واچرخند نواحی شمال غرب و غرب کشور را دربر می گیرد. شیو فشاری ایحاد شده در منطقه شمال غربی ایران و دو طرف ارتفاعات البرز غربی بین دو زبانه چرخندی حاکم بر روی دریای مازندران و زبانه واچرخندی سیبری و مدیترانه منجر با ایجاد تند باد شدیدی با سرعت وزش ۱۰ تا ۲۰ نات با جهت غرب – جنوب غربی و عمود بر امتداد ارتفاعات است. در تراز ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال واچرخند سیبری از بین می رود بجای آن پشته عمیقی منطقه سیبری و قسمت های از جنوب شرقی ایران را دربر گرفته است. بدلیل غلبه جریانات گرم و مرطوب جنوبی و نصف النهاری شدن جریانات و تزریق تاوایی مناسب ناوه شرقی مدیترانه کاملا تقویت شده است گسترش جنوب سوی ناوه و فرارفت رطوبتی مناسب از دریاهای گرم جنوبی در لایه مرزی از طریق جریانات جلو ناوه شرایط بسیار مناسبی برای ناپایداری ها در شمال غرب ایران و دامنه های رو به باد البرز غربی فراهم کرده است. .به طوری که ایستگاه خلخال در این روز ۱۶.۴ میلیمتر بارش دریافت می کند. در نمونه مطالعاتی ۱۷ مارس ۲۰۱۴در تراز دریا و سطح ۱۰۰ هکتوپاسکال زبانه های هسته کم فشار جنب قطبی تا سواحل جنوبی دریای خزر و رشته کوه های البرز امتدا می یابد. در مقابل مرکز واچرخندی در استان خوزستان و عربستان شکل می گیرد. با گسترش شمال سوی زبانه پرفشار عربستان تا شمال غرب ایران و تقابل این دو زبانه در غرب دامنه های البرز غربی، باعث شکل گیری جریانات با جهت جنوب غربی و در امتداد عمود بر دامنه می شود. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و ترازهای بالاتر جریانات غربی واچرخند عربستان در یک گردش واچرخندی رطوبت دریاهای گرم جنوبی را به شمال غرب ایران فرارفت می کند. این رطوبت بوسیله جریانات غربی به سمت ارتفاعات غربی طالش منتقل و سبب بارش در این دامنه ها شده است. در این روز در ایستگاه خلخال ۴/۸ میلی متر بارش رخ داده و گرمای بادررو آن ازاد شده است. این هوا پس از عبور از ارتفاعات تالش در دامنه بادپناه با حفظ گرمای بادررو در اثر فرونشینی گرمتر نیز شده و هوای گرم و خشکی را در دامنه باد پناه ایجاد می کند.

منابع

پرنیان، علی .۱۳۷۸. شرایط ایجاد فون بر روی استان‌های گیلان و مازندران، پایان‌نامه کارشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.

حاجی‌محمدی، حسن؛ محمد، باعقیده و غلامعباس، فلاح قالهری. بررسی ساختار جو در زمان رخداد آتش‌سوزی در شمال ایران.۱۳۹۶. *مجله آمایش جغرافیایی فضا*، **۷(۲۵)**: ۱۸۷-۲۰۶.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.3.61]

رحیمی، داریوش و سمانه، خادمی. ۱۳۹۷. تحلیل الگوهای همدید خطر آتش‌سوزی در جنگل‌های شمال ایران(استان گلستان)، *مجله مخاطرات محیط طبیعی*، **۱۷**: ۱۹-۳۶.

رنجبرسعادت‌آبادی، عباس و جمیله پورمیرزا .۱۳۹۴. مطالعه هواشناختی پدیده گرمباد در استان گیلان، *نشریه جغرافیا و توسعه*، **۴۰**: ۹۰-۶۹.

زاده‌نویری، نسا .۱۳۸۰. تاثیر اقلیم بر آتش‌سوزی جنگل‌های شمال کشور، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی. واحد تهران مرکزی.

شیرزادی، هما .۱۳۷۱. بررسی اوضاع سینوپتیکی و فیزیکی پدیده فون و اثرات مخرب آن بر استان‌های شمالی کشور، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

عزیزی، قاسم؛ فرزانه، برزو و بهلول، علیجانی.۱۳۹۱. واکاوی همدید آتش‌سوزی در جنگل‌های شمالی ایران مورد: استان‌های گیلان و گلستان، *پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی پرتال جامع علوم انسانی*، **۳**: ۹۸-۷۹.

علیجانی، بهلول. ۱۳۷۴. نقش کوه‌های البرز در توزیع بارش، *فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی*، **۳۸**: ۵۲-۳۷.

مومن‌پور، فروغ؛ نیما، فریدمجتهدی، صبوری هادی‌نژاد، حسین، عابد و سمانه، نگاه .*۱۳۹۳*. سازوکار شکل‌گیری باد گرمش در البرز *نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی*، **۴**: ۱۲۳-۱۰۵.

Barry, R.G., ۲۰۰۸. Mountains and their climatological study. *Mountain Weather and Climate*, ***3***: ۱-۲۳.

Bernard, M.L., Carbonel, M. and Nimour, N., ۲۰۰۰. Are large wildland fires-as anomalous ecologic processes-natural hazards. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, *25*(۱۲) :۷۶۳-۷۶۸.

Cooke, L.J., Rose, M.S. and Becker, W.J., ۲۰۰۰. Chinook winds and migraine headache. *Neurology*, *54*(۲): ۳۰۲-۳۰۲.

Drobinski, P., Haeberli, C., Richard, E., Lothon, M., Dabas, A.M., Flamant, P.H., Furger, M. and Steinacker, R., ۲۰۰۳. Scale interaction processes during the MAP IOP ۱۲ south foehn event in the Rhine Valley. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, *129*(۵۸۸): ۷۲۹-۷۵۳.

Drechsel, S. and Mayr, G.J., ۲۰۰۸. Objective forecasting of foehn winds for a subgrid-scale Alpine valley. *Weather and Forecasting*, *23*(۲): ۲۰۵-۲۱۸.

Falarz, M., ۲۰۰۷. Snow cover variability in Poland in relation to the macro-and mesoscale atmospheric circulation in the twentieth century. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, *27*(۱۵): ۲۰۶۹-۲۰۸۱.

Field, T.S. and Hill, M.D., ۲۰۰۲. Weather, Chinook, and stroke occurrence. *STROKE-DALLAS-*, *33*(۷): ۱۷۵۱-۱۷۵۶.

Gaffin, D.M., ۲۰۰۲. Unexpected warming induced by foehn winds in the lee of the Smoky Mountains. *Weather and forecasting*, *17*(٤): ۹۰۷-۹۱۵.

Gaffin, D.M., ۲۰۰۷. Foehn winds that produced large temperature differences near the southern Appalachian Mountains. *Weather and forecasting*, *22*(۱): ۱٤٥-۱٥۹.

Gohm, A. and Mayr, G.J., ۲۰۰٤. Hydraulic aspects of föhn winds in an Alpine valley. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, *130*(٥۹۷): ٤٤۹-٤۸۰.

Gohm, A., Zängl, G. and Mayr, G.J., ۲۰۰٤. South foehn in the Wipp Valley on ۲٤ October ۱۹۹۹ (MAP IOP ۱۰): Verification of high-resolution numerical simulations with observations. *Monthly weather review*, *132*(۱): ۷۸-۱۰۲.

Gungoroglu., C ۲۰۱٦. Determination of forest fire risk with fuzzy analytic hierarchy process and its mapping with the application of GIS: The case of Turkey/¸Cakırlar,Journal Human and Ecological Risk Assessment, ۲۳(۲): ۳۸۸-٤۰٦, **Doi**: ۱۰,۱۰۸۰/۱۰۸۰۷۰۳۹,۲۰۱٦,۱۲٥٥۱۳٦.

Hernandez, C., Drobinski, P. and Turquety, S., ۲۰۱٥. How much does weather control fire size and intensity in the Mediterranean region?.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.3.61]

Kishcha, P., Starobinets, B., Savir, A., Alpert, P. and Kaplan, M., ۲۰۱۸. Foehn-induced effects on local dust pollution, frontal clouds and solar radiation in the Dead Sea valley. *Meteorology and Atmospheric Physics*, *130*(۳): ۲۹۵-۳۰۹.

Ma, H., Shao, H. and Song, J., ۲۰۱٤. Modeling the relative roles of the foehn wind and urban expansion in the ۲۰۰۲ Beijing heat wave and possible mitigation by high reflective roofs. *Meteorology and Atmospheric Physics*, *123*(۳-٤): ۱۰۵-۱۱٤.

Mayr, G.J. and Armi, L., ۲۰۰۸. Foehn as a response to changing upstream and downstream air masses. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *134*(٦۳۵): ۱۳۵۷-۱۳٦۹.

Oliver.J., ۲۰۰۵. Encyclopedia of Earth Science Series, Encyclopedia of World Climatology, Springer.

Reinhard, M., Rebetez, M. and Schlaepfer, R., ۲۰۰۵. Recent climate change: Rethinking drought in the context of Forest Fire Research in Ticino, South of Switzerland. *Theoretical and Applied Climatology*, *82*(۱-۲): ۱۷-۲۵.

Richner. H and Hachler. P., ۲۰۱۳. Understanding and Forecasting Alpine Foehn, **Doi** ۱۰,۱۰۰۷/۹۷۸-۹٤-۰۰۷-٤۰۹۸-۳ ٤.

Seibert, P., ۲۰۰۵. Hann's thermodynamic foehn theory and its presentation in meteorological textbooks in the course of time. *From Beaufort to Bjerknes and Beyond, Algorismus*, ***52***: ۱٦۹-۱۸۰.

Seluchi, M.E., Norte, F.A., Satyamurty, P. and Chou, S.C., ۲۰۰۳. Analysis of three situations of the foehn effect over the Andes (zonda wind) using the Eta–CPTEC regional model. *Weather and forecasting*, *18*(۳): ٤۸۱-۵۰۱.

Sharples, J.J., Mills, G.A., McRae, R.H.D. and Weber, R.O., ۲۰۰۹, July. Fire danger anomalies associated with Foehn-like winds in southeastern Australia. In *Proceedings of the 18th World IMAC/MODSIM Congress*.

Slocum, M.G., Platt, W.J., Beckage, B., Orzell, S.L. and Taylor, W., ۲۰۱۰. Accurate quantification of seasonal rainfall and associated climate–wildfire relationships. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *49*(۱۲): ۲۵۵۹-۲۵۷۳.

Speirs, J.C., McGowan, H.A., Steinhoff, D.F. and Bromwich, D.H., ۲۰۱۳. Regional climate variability driven by foehn winds in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *International Journal of Climatology*, *33*(٤): ۹٤۵-۹۵۸.

Sprenger, M. and Schär, C., ۲۰۰۱. Rotational aspects of stratified gap flows and shallow föhn. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, ۱۲۷(۵۷۱): ۱٦۱-۱۸۷.

Svetsov, V.V., ۲۰۰۲. Comment on "Extraterrestrial impacts and wildfires". Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, ۱۸۵(۳-٤): ٤۰۳-٤۰۵.

Ngan, S. and Toth, C., ۲۰۱۱. The influence of chinook winds and other weather patterns upon neuropathic pain. *Pain Medicine*, *12*(۱۰): ۱۵۲۳-۱۵۳۱.

Whiteman, C.D., ۲۰۰۰. *Mountain meteorology: fundamentals and applications*. Oxford University Press.

Wilhelm, M., Buzzi, M., Sprenger, M. and Hachler, P., ۲۰۱۲. *COSMO-2 model performance in forecasting foehn: A systematic process-oriented verification* (Doctoral dissertation, Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie, MeteoSchweiz).

WMO (ed.), .۱۹۹۲. International Meteorological Vocabulary. WMO No. ۱۸۲, *World Meteorological Organization*, Geneva, Switzerland, ۷۸٤.

Zangl, G., ۲۰۰۲. Idealized numerical simulations of shallow foehn. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography, ۱۲۸(۵۸۰): ٤۳۱-٤۵۰.

Zangl, G., ۲۰۰٦. North foehn in the Austrian Inn Valley: A case study and idealized numerical simulations. Meteorology and Atmospheric Physics, ۹۱(۱-٤): ۸۵-۱۰۵.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.3.61]