

بررسی همدیدی بارش‌های فرین استان مازندران در ماه اکتبر

فاطمه زهرا متولی طاهر^۱، فرهنگ احمدی گیوی^{۲*}، پرویز ایران نژاد^۳

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

۲ و ۳- دانشیار گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

تاریخ وصول مقاله: ۹۴/۰۲/۰۶ تاریخ پذیرش مقاله: ۹۴/۰۶/۰۷

چکیده

در این پژوهش به بررسی الگوهای همدیدی بارش فرین استان مازندران در ماه اکتبر پرداخته شده است. برای تعیین روزهای بارانی از داده‌های ایستگاه‌های باران‌سنجی وزارت نیرو طی ۱۹۹۳-۲۰۱۱ استفاده شد. بر اساس نتایج مطالعه آماری، شدت بارش در ایستگاه‌های غربی استان بیشتر و در ایستگاه‌های مرتفع، کمتر است. از آنجا که در این پژوهش پرباران‌ترین ماه در استان مازندران ماه اکتبر بود، بنابراین این ماه برای بررسی انتخاب شده است. پس از تعریف شاخص، میانگین بلندمدت، میانگین روزهای بارانی و میانگین روزهای با بارش فرین مورد مطالعه همدیدی قرار گرفت. بدین منظور از داده‌های مرکز اروپایی پیش‌بینی جوی میان مقیاس (ECMWF) با تفکیک زمانی ۲۴ ساعت و تفکیک فضایی ۰/۷۵ درجه استفاده شد. نتایج حاکی از آن است که پیوستن زبانه‌ای از جت قطبی به جت جنب‌حاره‌ای موجب تقویت مولفه نصف‌النهاری باد و در نتیجه تشدید فرارفت‌های دما و رطوبت می‌شود. از عوامل مؤثر دیگر حضور یک واچرخند بر روی دریای خزر است به گونه‌ای که جریانات جنوب‌سوی آن، هوای مرطوب را از روی دریا به سواحل می‌آورد.

کلید واژه‌ها: الگوهای همدیدی، بارش فرین، استان مازندران، جت قطبی، جت جنب‌حاره‌ای، فرارفت رطوبت

*. Email: ahmadig@ut.ac.ir

مقدمه

ایران دارای اقلیم خشک و نیمه‌خشک بوده و مقدار میانگین بارش آن زیر متوسط جهانی است (خلیلی و همکاران، ۱۳۷۰). علاوه بر این، بیشتر بلایای طبیعی در ایران منشأ آب و هوایی دارد که سهم عمده مربوط به بارش است. بنابراین شناخت بیشتر عوامل مؤثر در وقوع بارش برای کنترل آن و کاهش خسارات ضرورت دارد.

استان مازندران پست‌ترین و بلندترین نقاط ایران را در خود جای داده و نزدیکی کوه و دریا شرایط خاصی به آن بخشیده است. میانگین بارش سالانه در این استان حدود ۹۰۰ میلی‌متر است که در مناطق ساحلی به ۱۳۰۰ میلی‌متر هم می‌رسد. با توجه به تراکم زیاد جمعیت در استان و وقوع سیل‌های فراوان، تلاش برای شناخت و پیش‌بینی بارش‌های فرین منطقی به نظر می‌رسد.

مطالعات زیادی در جهان و ایران بر روی بارش‌های فرین انجام شده است. گرویسمن و همکاران (Groisman et al., 1999) تغییرات در احتمال بارش فرین را به‌عنوان شاخصی مهم از تغییر اقلیم در تابستان هشت کشور بررسی کردند. آن‌ها مشاهده نمودند، در حالی که پارامتر شکل تابع توزیع احتمال بارش و تعداد روزهای بارانی در قرن اخیر ثابت بوده است، اما به دلیل افزایش شدت بارش‌های فرین، میانگین بارش ماهانه افزایش یافته است. آن‌ها نتیجه گرفتند که با افزایش بخار آب جو ناشی از افزایش دما در قرن اخیر که چرخه هیدرولوژیکی را تغییر داده است، باید انتظار بارش‌های فرین بیشتری را داشته باشیم. لیمن و همکاران (Liebman et al., 2001) در تحقیقات خود با بررسی تغییرپذیری بین‌سالانه بارش‌های فرین روزانه در ایالت سائوپاولوی برزیل، نشان دادند که وقوع بارش‌های فرین با دمای سطح دریا همبستگی دارد. کاروالیو و همکاران (Carvalho et al., 2002) رویدادهای بارش فرین در جنوب‌شرق آمریکای جنوبی و الگوهای همرفتی بزرگ مقیاس در مرکز همگرایی اطلس جنوبی ('SACZ') را بررسی کرده و نشان دادند که توزیع ناحیه‌ای بارش فرین، به شدت و شکل همرفت در این مرکز بستگی دارد. ژای و همکاران (Zhai et al., 2005) روند تغییرات زمانی بارش کل و بارش فرین در چین را مطالعه کرده و نتیجه

گرفتند که در ۵۰ سال اخیر تعداد روزهای بارانی کاهش، ولی شدت بارش افزایش یافته است. گرویسمن و همکاران (Groisman et al., 2005) روند تغییرات بارش‌های فرین در اندازه‌گیری‌های اقلیمی را مورد بررسی قرار دادند. بدین منظور آن‌ها به مطالعه تغییرات ایجاد شده در ویژگی بارش‌های فرین بر مبنای خروجی سه مدل پیش‌بینی کوتاه مدت اقلیمی که افزایش گازهای گلخانه‌ای در قرن‌های ۲۰ و ۲۱ را در نظر می‌گیرد، پرداختند. در این مطالعه، افزایش گسترده‌ای در تعداد رویدادهای فرین در ۵۰ سال گذشته مشاهده شد. به علاوه، پیش‌بینی مدل‌ها حاکی از افزایش گازهای گلخانه‌ای و افزایش احتمال رویداد بارش سنگین در بیشتر نواحی میان‌حاره‌ای، مانند آمریکا، است. هلستروم (Hellström, 2005) با بررسی و مقایسه شرایط جوی کشور سوئد در زمان بارش‌های فرین و غیرفرین تابستانه نشان داد که وجود چرخند هنگام بارش فرین متداول‌ترین نوع شرایط جوی است. هیچنس و همکاران (Hitchens et al., 2010) در مطالعه‌ای به‌منظور تعیین خصوصیات سامانه‌های همرفتی که منجر به بارش‌های فرین ساعتی در غرب آمریکا می‌شود، نتیجه گرفتند که انواع گسترده‌ای از سامانه‌های همرفتی بارشی می‌توانند موجب بارش‌های فرین ساعتی شوند. رودریگو (Rodrigo, 2010) به بررسی تغییرات در احتمال بارش فرین شبه جزیره ایبری پرداخت و با مطالعه روند پارامترهای توزیع نشان داد که پارامتر مقیاس ثابت بوده، اما در بیشتر ایستگاه‌ها، پارامتر شکل دارای روند منفی است. هم‌چنین روند بارش با احتمال بیش از صدک ۹۵ نیز منفی است. استسن و همکاران (Steensen et al., 2011) با بررسی یک رویداد بارش فرین در انتهای ژانویه و ابتدای فوریه ۲۰۰۶ در نروژ مرکزی اظهار داشتند که این رویداد تا حد زیادی وابسته به واداشت کوهساری محلی است. اثر غالب کوهساری صعود توده هوا و اثر دیگر آن در این‌جا، افزایش سرعت جریان هوای منحرف شده به سمت جنوب است. کاراجیانیدیس و همکاران (Karagiannidis et al., 2012) نشان دادند که روند بارش‌های فرین اروپا در سال‌های اخیر، در مناطق مختلف، متفاوت بوده و به صورت کاهشی، افزایشی و یا بدون تغییر

هم‌چنین کاهش بارش خفیف همراه با افزایش بارش سنگین بوده و افزایش بارش خفیف با کاهش بارش سنگین همراه است و با بارش کل سالانه یا فصلی در آن منطقه مطابقت دارد. مفیدی و همکاران (۱۳۸۶) مطالعه‌ای برای تعیین الگوهای هم‌مندی بارش‌های شدید و فرین پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر انجام داده و سه الگوی پرفشار، کم‌فشار و زوجی را معرفی کردند. آنها اظهار داشتند که استقرار مرکز پرفشار در غرب دریای خزر، وجود تاوایی منفی روی دریا در ترازهای زیرین، همراه با جریان‌های شدید و غالب شمالی-جنوبی از عوامل اصلی ایجاد بارش‌های شدید و فرین پاییزه در همه الگوها است.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش از داده‌های ایستگاه‌های باران‌سنجی وزارت نیرو طی سال‌های زراعی ۱۳۹۱-۱۳۷۲ (معادل ۲۰۱۱-۱۹۹۳ میلادی) استفاده شده است. بعد از حذف ایستگاه‌هایی که داده از دست رفته زیادی داشتند، ۳۴ ایستگاه برای بررسی انتخاب شد که تقریباً تمام استان را پوشش می‌دهند (جدول ۱).

است. الگوی تغییرات زمانی بارش‌های فرین همراه با سامانه‌های چرخندی عرض‌های میانی نیز مشابه الگوی تغییرات بارش کل است. هم‌چنین نشان داده شد که با افزایش ارتفاع محل، به خصوص بیش از ۷۰۰ متر، تعداد بارش‌های فرین افزایش می‌یابد.

در ایران نیز باقری (۱۳۷۲) با بررسی هم‌مندی سامانه‌های سیل‌زا با بارش بیش از ۱۰۰ mm در روز در شمال ایران نتیجه گرفت که بارندگی در اثر واچرخند شرق اطلس شمالی بوده که همراه با حضور جت‌استریم، افزایش فشار، رطوبت نسبی و سرعت باد است. پورآتشی (۱۳۸۴) بارش‌های بیش از ۲۰۰ mm در ۲۴ ساعت ناشی از فرارفت دما در لایه‌های میانی جو بر روی سواحل دریای خزر را مورد مطالعه هم‌مندی قرار داده و علت این بارش‌ها را واچرخند با منشأ اروپایی بیان کرده است. مرادی (۱۳۸۵) سامانه‌های کم‌فشار، چرخندها و واچرخندهای مهاجر را در بارش سواحل جنوبی دریای خزر موثر می‌داند. او تاکید دارد بارش شدید وقتی رخ می‌دهد که در سطح زمین پشته و در سطوح بالا و میانی ناوه عمیق داشته باشیم. کتیرایی و همکاران (۱۳۸۶) نشان دادند که در اغلب نقاط ایران تعداد روزهای بارانی افزایش، ولی شدت بارش کاهش یافته است.

جدول ۱- مختصات ایستگاه‌های انتخابی.

نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
کلای بن	۵۰/۴۵	۳۶/۵۲	کره سنگ	۵۲/۲۱	۳۶/۱۷	لاجم	۵۳/۰۶	۳۶/۱۵
گانگسر	۵۰/۴۳	۳۶/۴۹	دیوا	۵۲/۳۳	۳۶/۱۹	ریگ چشمه	۵۳/۰۱	۳۶/۲۱
هراتبر	۵۰/۰۵	۳۶/۴۵	گلوگاه	۵۲/۳۷	۳۶/۱۸	تارم	۵۳/۱۵	۳۶/۱۲
دینارسرا	۵۰/۵۸	۳۶/۴۱	میان دشت	۵۲/۳۹	۳۶/۴۱	دارابکلا	۵۳/۱۵	۳۶/۳۳
ماشالله آباد	۵۱/۰۶	۳۶/۴	عرب خیل	۵۲/۴۴	۳۶/۴۱	آبلو	۵۳/۱۷	۳۶/۳۸
کلارآباد	۵۱/۱۴	۳۶/۴۲	بابل	۵۲/۴	۳۶/۳۱	بهشهر	۵۳/۳۲	۳۶/۴۱
نهالستان	۵۱/۰۱	۳۶/۳	کیاکلا	۵۲/۴۸	۳۶/۳۳	گلورد	۵۳/۳۵	۳۶/۳۵
پل‌ذغال	۵۱/۱۹	۳۶/۳	قرآن تالار	۵۲/۴۶	۳۶/۱۸	پجم	۵۳/۴۳	۳۶/۳۷
عالم کلا	۵۱/۵۳	۳۶/۳۴	آلاشت	۵۲/۵	۳۶/۰۴	تیرتاش	۵۳/۴۳	۳۶/۴۳
چمستان	۵۲/۰۷	۳۶/۲۸	شیرگاه	۵۲/۵۳	۳۶/۱۸	سفید چاه	۵۳/۵۳	۳۶/۳۶
محمود آباد	۵۲/۱۵	۳۶/۳۷	لاریم	۵۲/۵۵	۳۶/۴۳			
فیروزکلا	۵۲/۲۵	۳۶/۲۶	ساری	۵۳	۳۶/۳۲			

بارش روزانه و تعداد روزهای بارانی و مجموع این مقادیر مربوط به هر ماه و سال، برای کل استان محاسبه شد

در این پژوهش، روزهایی که بیش از ۰/۱ میلی‌متر بارش داشتند، به عنوان روز بارانی در نظر گرفته شد. میانگین

پیش‌بینی جوی میان مقیاس^۱ (ECMWF) با تفکیک زمانی ۲۴ ساعت و تفکیک فضایی ۰/۷۵ درجه استفاده شد. منطقه مورد مطالعه از عرض جغرافیایی ۲۰ تا ۶۵ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۲۰ درجه غربی تا ۷۵ درجه شرقی گسترش دارد.

نتایج و تحلیل آنها

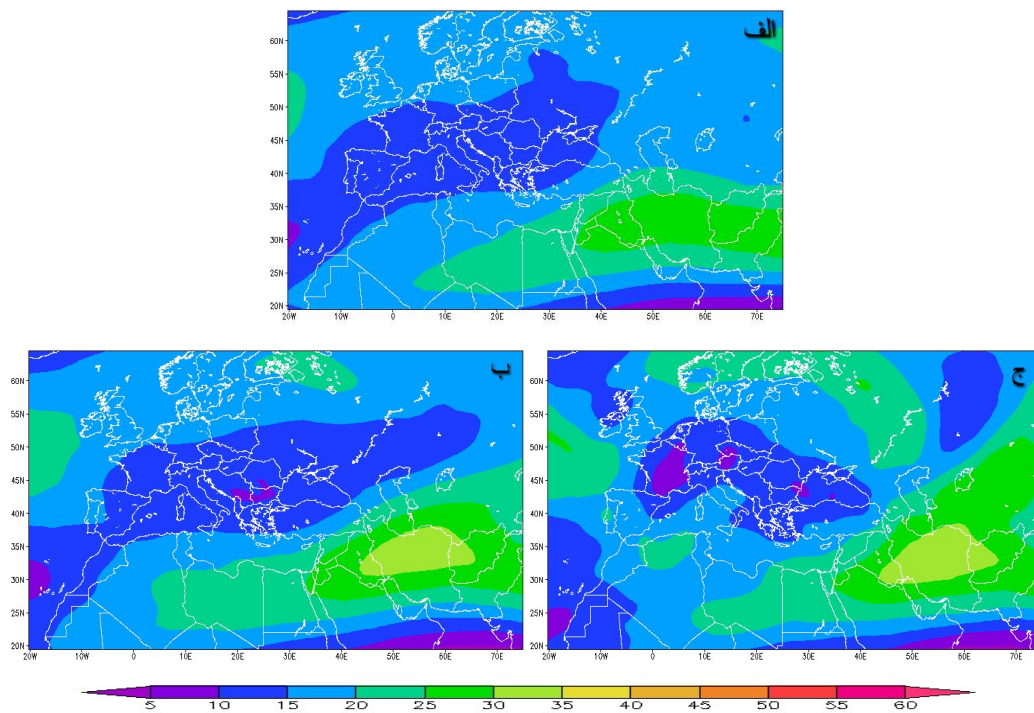
الف- میدان باد در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال

شکل (۱ الف) الگوی میانگین بلندمدت میدان باد تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال در ماه اکتبر را نشان می‌دهد. با توجه به شکل، در بخش شمالی ورودی جت جنب‌حاره‌ای سرعت ۲۵ متر بر ثانیه بر روی مازندران دیده می‌شود. در نقشه میدان باد میانگین روزهای بارانی (شکل ۱ ب) یک باریکه جت به‌اندازه ۳۰ متر بر ثانیه سواحل مازندران را تحت تاثیر قرار داده و در مقایسه با شکل (۱ الف)، سرعت در جنوب دریای خزر ۵ متر بر ثانیه افزایش یافته است. در شکل (۱ ج) مربوط به میانگین روزهای بارش فرین، سرعت بر روی سواحل جنوبی دریای خزر مانند روزهای بارانی است، اما در شمال دریا اندکی افزایش دارد. زبانه‌ای از جت جنب‌حاره‌ای واقع در شرق دریای خزر در حال اتصال به زبانه‌ای از جت قطبی امتداد یافته به سمت جنوب است.

(میانگین بارش روزانه نسبت به روزهای بارانی محاسبه شده است). پرباران‌ترین ماه‌ها در این ۱۹ سال، اکتبر و نوامبر به‌ترتیب با ۱۵/۷ و ۱۵ میلی‌متر بارش در روز و کم باران‌ترین ماه‌ها، می و جولای با ۵/۶ میلی‌متر در روز بودند. بیشترین بارش روزانه ثبت شده در ایستگاه‌ها طی ۱۹ سال، به اندازه ۴۲۷ میلی‌متر است که در ایستگاه ماشالله‌آباد از حوزه رامسر-چالوس در روز ۵ اکتبر ۱۹۹۳ رخ داده است. هم‌چنین ماه اکتبر سهم زیادی در بیشترین بارش سالانه هر ایستگاه داشته است که این موضوع در ایستگاه‌های غربی و مرکزی بارزتر است. بیشترین شدت بارش‌ها نیز در غرب استان دیده می‌شود. بین تعداد روزهای بارانی و میانگین بارش در بیشتر ایستگاه‌ها همبستگی منفی ضعیفی وجود دارد.

برای تعریف بارش فرین، ابتدا روزهایی که بارش آن‌ها برابر یا بیش از بارش در ۹۰٪ و ۹۸٪ روزهای بارشی در آن ایستگاه بود، مشخص شد. تغییری در روند تغییرات بارش با شاخص ۹۰٪ مشاهده نشد، اما با شاخص ۹۸٪ در بیشتر ایستگاه‌ها روند کاهشی ضعیفی وجود دارد. بیشترین موارد مربوط به ماه‌های فصل پاییز است. همان‌طور که پیش‌تر گفته شد، اکتبر به‌علت پرباران‌ترین ماه بودن در استان مازندران، برای بررسی بیشتر انتخاب گردید. شاخص‌های به‌کار رفته برای تعیین روزهای بارانی و روزهای بارش فرین ماه اکتبر بدین صورت است که روزهایی که ۳۰٪ ایستگاه‌های استان گزارش بارش داشتند، به عنوان روز بارانی و روزهایی که دارای بیشترین میانگین بارش در کل استان بوده و علاوه بر آن، بارش با شاخص ۹۰٪ حدود ۴۰٪ ایستگاه‌ها را دربر گیرد که حداقل در نیمی از آن‌ها بارش بیش از ۹۸٪ است، به عنوان روز بارش فرین در نظر گرفته شد.

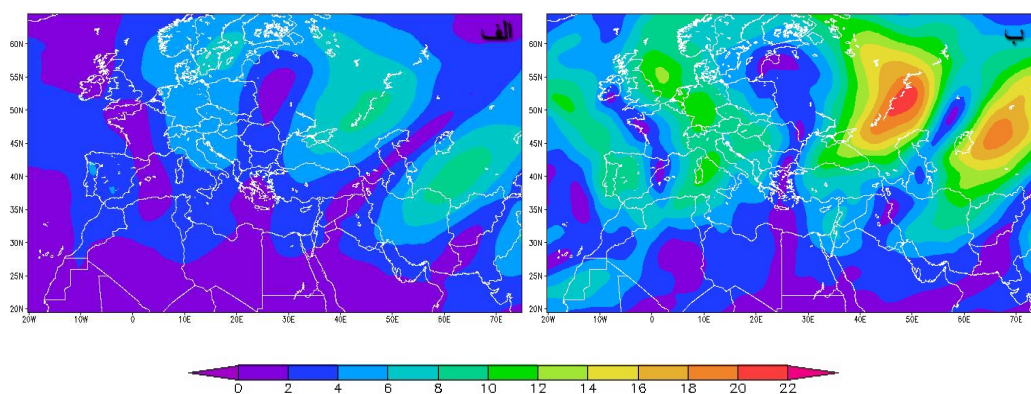
بر اساس تعریف فوق، در این ۱۹ سال و در ماه اکتبر ۱۹۷ روز بارانی بوده که در ۲۵ روز آن بارش فرین رخ داده است. برای تحلیل هم‌مدیدی، میانگین بلند مدت، میانگین روزهای بارانی و میانگین روزهای بارش فرین کمیت‌ها محاسبه شد. برای رسم نقشه‌ها از داده‌های مرکز اروپایی



شکل ۱- میان تند باد تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال (برحسب ms^{-1}) برای ماه اکتبر؛ الف) میانگین بلندمدت، ب) میانگین روزهای بارانی و ج) میانگین روزهای با بارش فرین.

فرین را نشان می‌دهد، مقادیر بی‌هنجاری بدون تغییر مکان قوی‌تر شده‌اند، به طوری که در شرق دریای خزر و دریاچه آرال، بی‌هنجاری به اندازه ۱۸ متر بر ثانیه و در شمال دریای خزر و روی روسیه بی‌هنجاری ۲۰ متر بر ثانیه به چشم می‌خورد.

در نقشه بی‌هنجاری تند باد میانگین روزهای بارانی در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال (شکل ۲ الف)، دو هسته بی‌هنجاری هشت و ده متر بر ثانیه در شمال غرب و جنوب شرق دریای خزر دیده می‌شود. در سواحل جنوبی نیز سرعت چهار تا هشت متر بر ثانیه افزایش یافته است. اما در شکل (۲ ب) که بی‌هنجاری تند باد روزهای با بارش



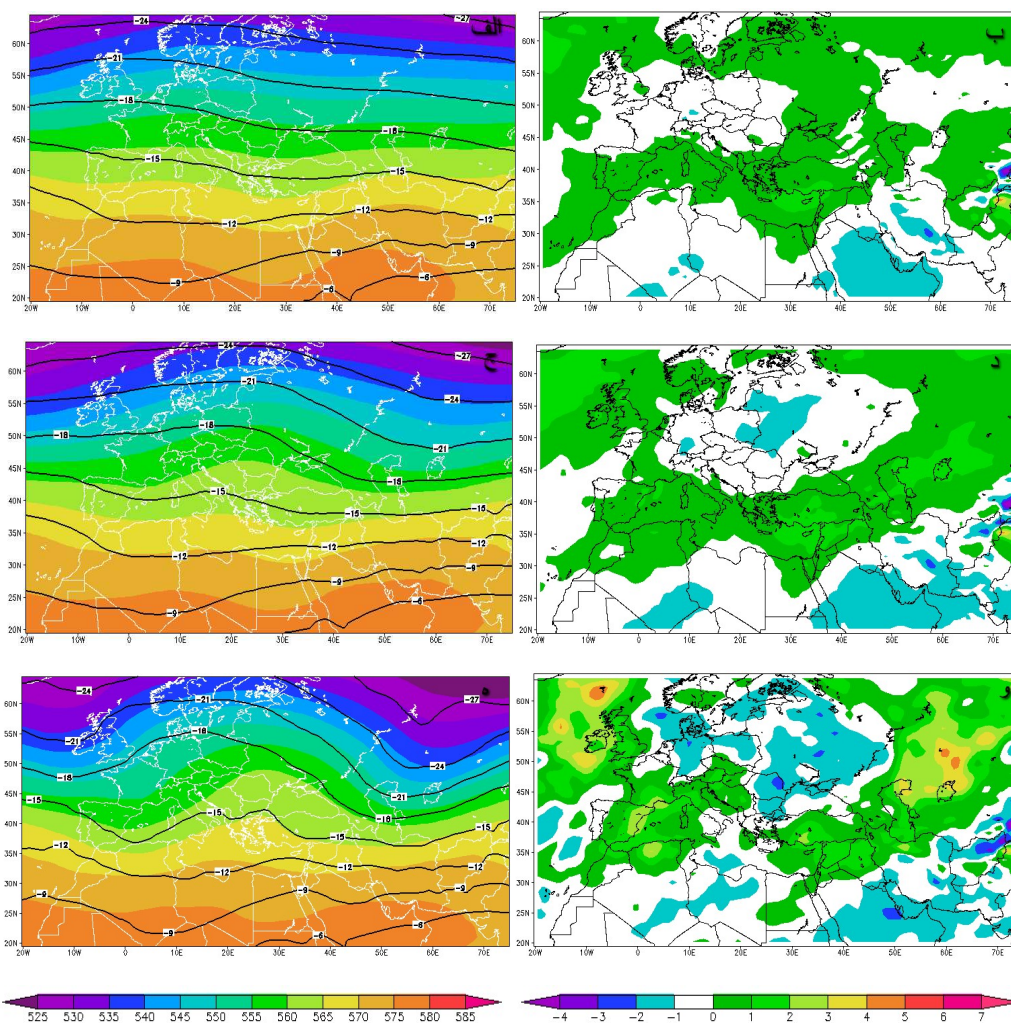
شکل ۲- بی‌هنجاری تند باد تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال (برحسب ms^{-1}) برای ماه اکتبر؛ الف) میانگین روزهای بارانی و ب) میانگین روزهای با بارش فرین.

و دمایی عمیق‌تر شده و کمی به سمت شرق تغییر مکان یافته‌اند. پشته واقع بر سواحل جنوبی نیز تبدیل به ناوه شده و دما حدود سه درجه سانتیگراد کاهش دارد. در نقشه‌های مربوط به روزهای با بارش فرین (شکل ۳ ه)، پشته‌ها و ناوه‌ها دارای عمق زیادی بوده و پربندهای ارتفاع و دما بر روی دریای خزر کاملاً بر یکدیگر منطبق هستند؛ اما در غرب اروپا، پشته‌های ارتفاعی و دمایی فاصله زیادی از هم دارند. در شمال دریای خزر حدود سه درجه سانتیگراد کاهش دما مشاهده می‌شود.

ب- میدان‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی، دما و تاوایی

نسبی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال

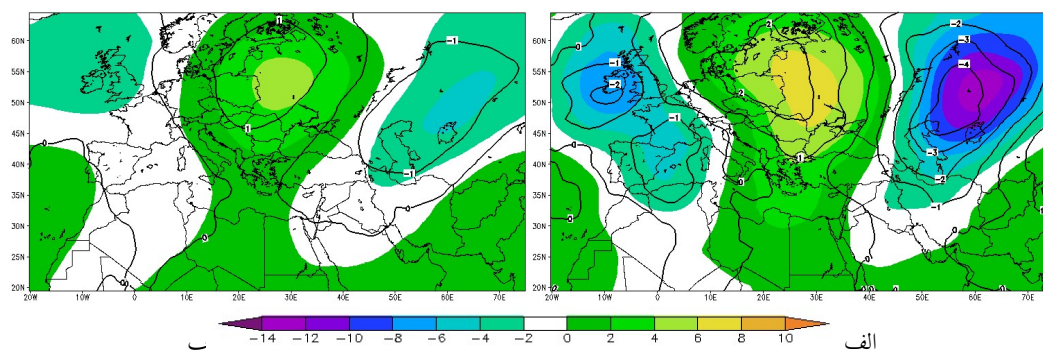
در نقشه‌های میانگین بلندمدت ارتفاع ژئوپتانسیلی و دما (شکل ۳ الف) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، دو پشته ضعیف ارتفاعی در طول‌های جغرافیایی ۱۰ درجه و ۵۰ درجه شرقی و یک ناوه در حوالی طول ۲۵ درجه شرقی دیده می‌شود. ناوه‌ها و پشته‌های دمایی با اندکی جابه‌جایی غرب سو تقریباً تکرار شده است. در شکل (ج ۳) که میانگین روزهای بارانی را نشان می‌دهد، ناوه‌ها و پشته‌های ارتفاعی



شکل ۳- ستون سمت راست نشانگر میدان‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی (مناطق رنگی برحسب 10 gpm) و دما ($^{\circ}\text{C}$) و ستون سمت چپ نشانگر تاوایی نسبی (با فاصله پربندی $10^{-5} \times 10^{-1}$) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ماه اکتبر؛ الف و ب) میانگین ۱۹ ساله (۱۹۹۳-۲۰۱۱)، ج و د) میانگین روزهای بارانی، ه و و) میانگین روزهای با بارش فرین.

در نقشه‌های بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی و دمای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال برای میانگین روزهای بارانی (شکل ۴ الف)، دو مرکز بی‌هنجاری منفی ارتفاع، یکی در شمال دریاچه آرال و دیگری بر روی بریتانیا، و یک مرکز مثبت در شرق اروپا دیده می‌شود. این بی‌هنجاری‌های ارتفاعی، همراه با بی‌هنجاری‌های دمایی است و با مکان ناهه‌ها و پشته‌ها هماهنگی دارند. در نقشه‌های مربوط به روزهای بارش فرین (شکل ۴ ب)، مراکز بی‌هنجاری مثبت و منفی افزایش یافته است؛ به طوری که مرکز بی‌هنجاری منفی ارتفاعی در شمال دریاچه آرال به اندازه ۱۴۰ ژئوپتانسیل متر و دما چهار درجه سانتیگراد کاهش داشته است. بی‌هنجاری منفی ارتفاع بر روی سواحل جنوبی تقریباً ۴۰ ژئوپتانسیل متر است.

در نقشه میانگین بلندمدت تاوایی نسبی (شکل ۳ ب)، در شمال دریای خزر، دریای سیاه و دریای مدیترانه، تاوایی مثبت و در جنوب دریای خزر، دریای عمان، خلیج فارس و تقریباً تمام قسمت‌های ایران تاوایی منفی دیده می‌شود. بنابراین در شمال دریای خزر چینش سرعت چرخندی و در جنوب آن چینش و اچرخندی وجود دارد که با مکان جت هماهنگ است. در نقشه میانگین روزهای بارانی (شکل ۳ د)، تاوایی نسبی در اکثر نقاط سواحل جنوبی و شرقی دریای خزر مثبت است. در نقشه مربوط به روزهای بارش فرین (شکل ۳ و)، مقدار تاوایی مثبت واقع بر روی دریای خزر و سواحل جنوبی آن افزایش یافته، ولی روی دریای سیاه تاوایی منفی شده است. هسته تاوایی مثبت واقع بر شمال دریاچه آرال افزایش قابل توجهی را نشان می‌دهد که با مکان ناهه‌های ارتفاعی هماهنگی دارد.



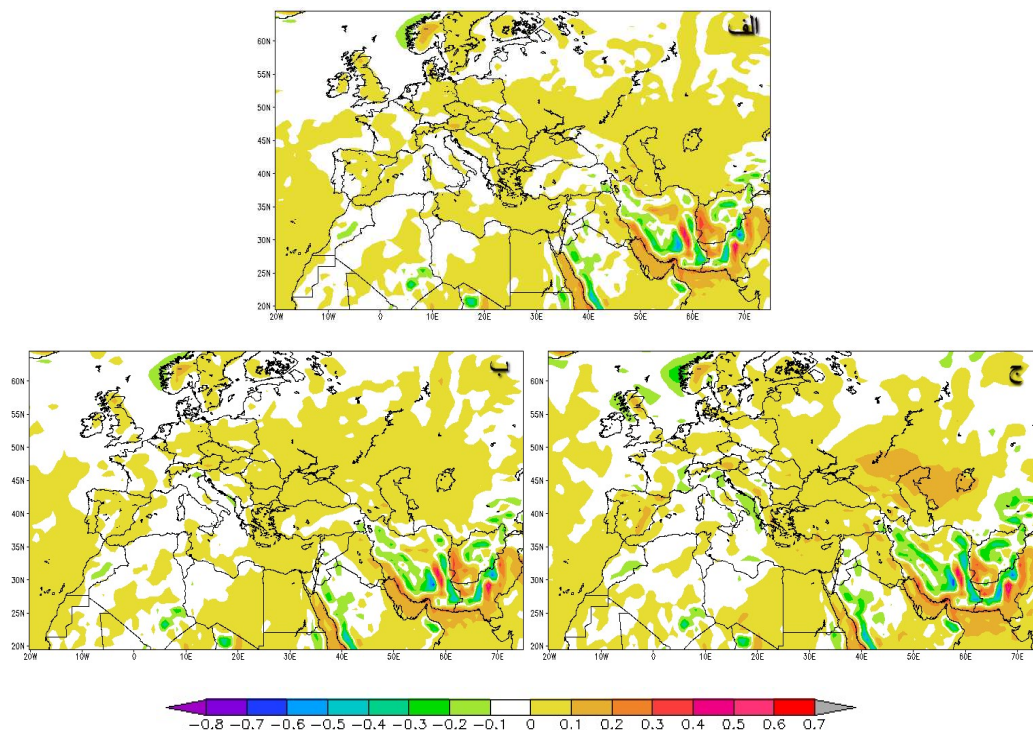
شکل ۴- بی‌هنجاری‌های دما ($^{\circ}\text{C}$) و ارتفاع ژئوپتانسیلی (مناطق رنگی با فاصله پربندی ۲۰ ژئوپتانسیل متر) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه اکتبر؛ الف) میانگین روزهای بارانی و ب) میانگین روزهای بارش فرین.

آن ناحیه باشد. ولی در سواحل جنوبی دریای خزر، جریان‌های صعودی و بر روی رشته‌کوه البرز جریان نزولی مشاهده می‌شود.

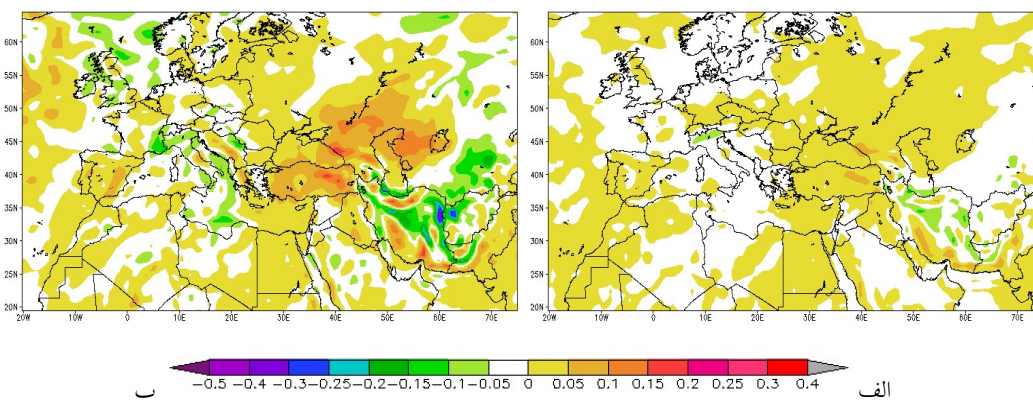
در شکل ۶ الف) بی‌هنجاری سرعت قائم در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برای میانگین روزهای بارانی رسم شده است که افزایش جریان صعودی را در سواحل و افزایش جریان نزولی را در شمال دریای خزر و کوه‌های البرز نشان می‌دهد. در نقشه مربوط به روزهای بارش فرین (شکل ۶ ب)، جریان صعودی روی خط ساحلی و جریان نزولی روی کوه‌های البرز و شمال دریای خزر افزایش دارد. بیشترین جریان صعودی در شرق ایران دیده می‌شود.

ج- میدان سرعت قائم سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال

نقشه میانگین بلندمدت سرعت قائم تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در شکل ۵ الف) نشان داده شده است. با توجه به شکل، سرعت نزولی روی دریاها، سواحل و بیابان‌ها و سرعت صعودی در مناطق کوهستانی به خصوص رشته‌کوه زاگرس دیده می‌شود. در نقشه سرعت قائم مربوط به میانگین روزهای بارانی (شکل ۵ ب)، در جنوب دریای خزر جریان صعودی و در سواحل جنوبی آن جریان نزولی وجود دارد. در الگوی سرعت قائم روزهای بارش فرین (شکل ۵ ج)، جریان‌های نزولی در شمال دریای خزر افزایش یافته است که می‌تواند به علت نزول هوای سرد در



شکل ۵- میانگین سرعت قائم در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (برحسب Pa/s) برای ماه اکتبر؛ الف) میانگین بلندمدت، ب) میانگین روزهای بارانی و ج) میانگین روزهای با بارش فرین.



شکل ۶- بی‌هنجاری سرعت قائم در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (برحسب Pa/s) برای ماه اکتبر؛ الف) میانگین روزهای بارانی و ب) میانگین روزهای با بارش فرین.

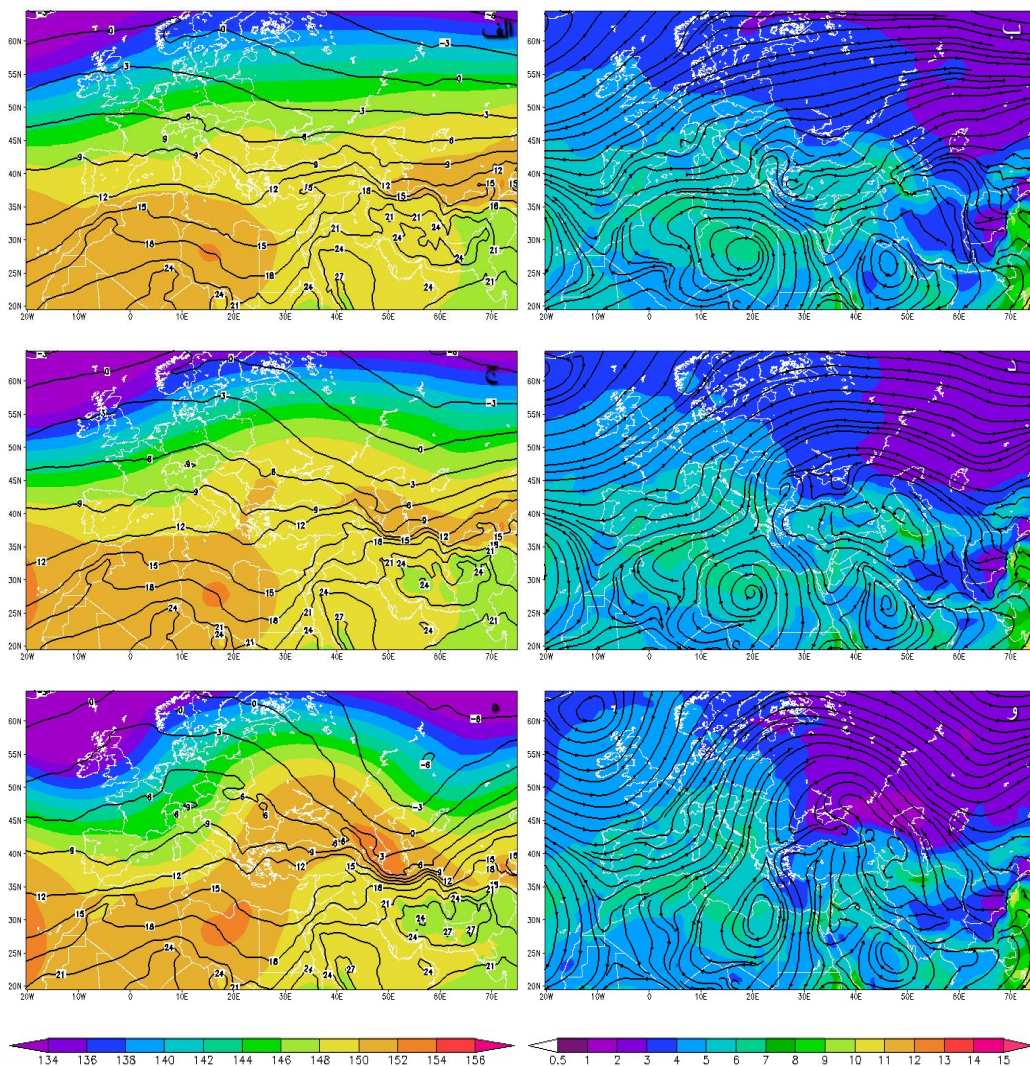
دید می‌شود و خطوط هم‌دما نیز در سواحل جنوبی آن مترکم است. هم‌چنین یک مرکز ارتفاع زیاد در شمال آفریقا قرار دارد. در نقشه مربوط به روزهای بارانی (شکل ۷ ج)، زیانه ارتفاع زیاد بیشتر نواحی دریای خزر را در بر گرفته و گرادیان خطوط دما نیز افزایش نشان می‌دهد، به طوری که دما بر روی سواحل سه درجه سانتیگراد کاهش یافته است

د- میدان‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی، دما، رطوبت ویژه و باد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال

شکل ۷ الف) میانگین بلندمدت ارتفاع ژئوپتانسیلی و دما در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. با توجه به شکل، زیانه‌ای از مرکز ارتفاع زیاد در جنوب دریای خزر

شده است و گرادیان دمای شدید واقع در سواحل جنوبی آن، شش درجه سانتیگراد کاهش دما در این بخش را نشان می‌دهد. ناوه‌ها و پشته‌های ارتفاعی و دمایی نیز عمیق‌تر شده است.

که نشان از فرارفت هوای سرد دارد. هم‌خوانی بسیار بین خطوط دما و خطوط ارتفاع که در سمت شرق آن واقع است، به چشم می‌خورد. یک کم‌ارتفاع ضعیف نیز در مناطق مرکزی ایران دیده می‌شود. در نقشه روزهای با بارش فرین (شکل ۷)، یک مرکز ارتفاع زیاد روی دریای خزر بسته



شکل ۷- سمت راست نشانگر میدان‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی (مناطق رنگی برحسب 10gpm) و دما ($^{\circ}\text{C}$) و سمت چپ نشانگر رطوبت ویژه (مناطق رنگی با فاصله پربندی 1g/kg) و باد در تراز 850 هکتوپاسکال برای ماه اکتبر؛ الف و ب) میانگین بلندمدت، ج و د) میانگین روزهای بارانی، ه و و) میانگین روزهای با بارش فرین.

رطوبت در شرق پاکستان و غرب هند دیده می‌شود. در نقشه مربوط به روزهای بارانی (شکل ۷ د)، میزان رطوبت در سواحل جنوبی دریای خزر افزایش و در شمال آن کاهش دارد. جهت باد نیز جنوب‌سو شده و رطوبت را به

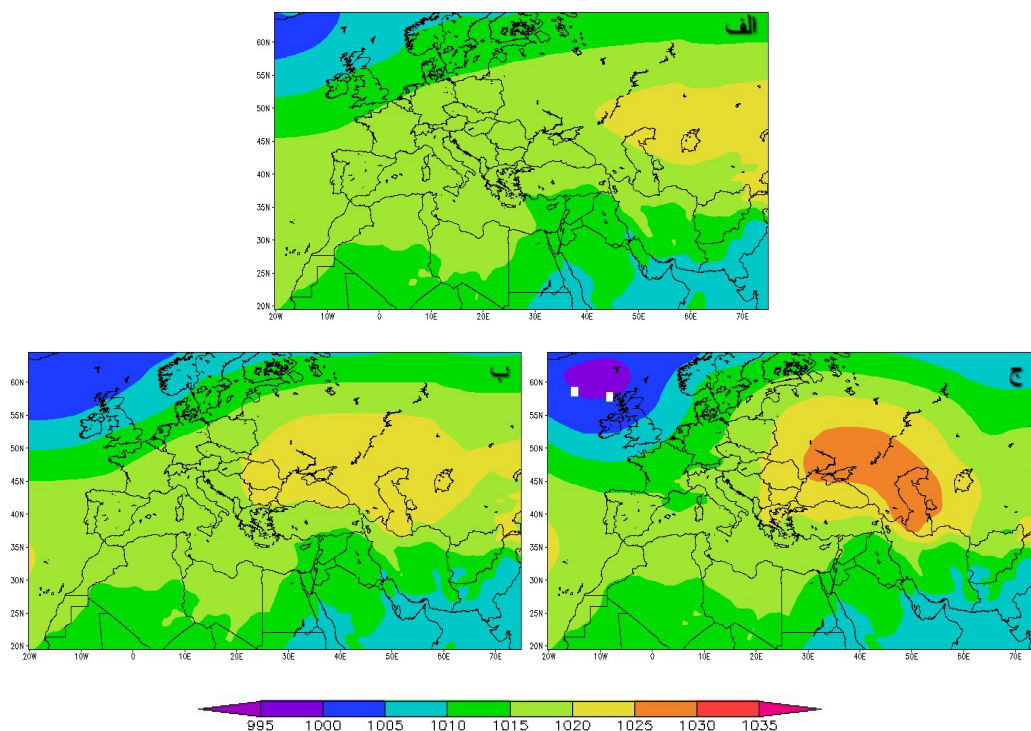
شکل ۷ ب) میانگین بلندمدت میدان باد و رطوبت ویژه در تراز 850 هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. جهت باد روی دریای خزر غربی بوده و رطوبت در مناطق غربی و جنوبی آن بیش از دیگر نواحی است. بیشترین مقادیر

در نقشه مربوط به روزهای بارانی (شکل ۸ ب)، پرفشار فوق کاملاً روی دریای خزر قرار گرفته است و با پوشش تمامی سطح آن، به سواحل جنوبی نیز رسیده و فشار این ناحیه را به ۱۰۲۰ هکتوپاسکال رسانده است. در نقشه روزهای با بارش فرین (شکل ۸ ج)، مرکز با فشار ۱۰۲۵ هکتوپاسکال بر روی دریای خزر و غرب آن بسته شده که نسبت به روزهای بارانی (شکل ۸ ب) قوی‌تر شده است و روی محور ناهه تراز ۵۰۰ hPa قرار دارد. مسیر جریان مربوط به این پرفشار بر روی دریا از شمال به جنوب است.

سواحل جنوبی می‌آورد. اما در نقشه روزهای با بارش فرین (شکل ۷ و)، بیشترین مقادیر رطوبت در اطراف دریای خزر و بر روی مازندران دیده می‌شود و رطوبت در شمال دریای خزر نسبت به روزهای بارانی (شکل ۷د) کاهش یافته است. جریان باد نیز شمالی بوده و با پیمایش کل دریای خزر، رطوبت را به جنوب منتقل می‌کند.

ه- فشار تراز متوسط دریا

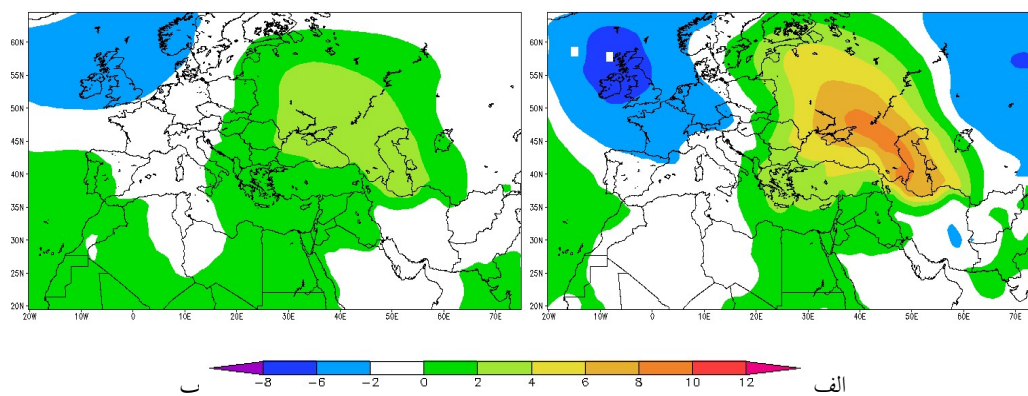
میانگین بلندمدت فشار تراز متوسط دریا (شکل ۸ الف) زبانه‌ای از یک پرفشار بر روی دریای خزر را نشان می‌دهد.



شکل ۸- میانگین فشار سطح دریا (برحسب hPa) برای ماه اکتبر؛ الف) میانگین بلندمدت، ب) میانگین روزهای بارانی و ج) میانگین روزهای با بارش فرین.

بی‌هنجاری واقع بر سواحل دریای خزر نیز حدود شش هکت پاسکال است. در نقشه مربوط به روزهای با بارش فرین، دو مرکز بی‌هنجاری منفی روی شمال قزاقستان و بریتانیا وجود دارد.

بی‌هنجاری فشار سطح دریا در روزهای بارانی و روزهای با بارش فرین (شکل‌های ۹ الف و ۹ ب)، یک مرکز بی‌هنجاری مثبت بر روی دریای خزر و غرب آن را نشان می‌دهد که در روزهای با بارش فرین شش هکتو پاسکال قوی‌تر است و با مکان پرفشار هماهنگی دارد.



شکل ۹- بی‌هنجاری فشار سطح متوسط دریا (برحسب hPa) برای ماه اکتبر؛ الف) میانگین روزهای بارانی و ب) میانگین روزهای با بارش فرین.

جنوب‌سو را می‌توان به وجود یک سامانه پرفشار بر روی سطح دریای خزر منتسب کرد که یکی از عوامل حائز اهمیت در رخداد بارش فرین است. سامانه پرفشار فوق با چرخش و اچرخندی در ناحیه‌ای از دریای خزر قرار می‌گیرد که جهت جریان روی دریا از شمال به جنوب است. این شرایط به افزایش فرارفت‌های دما و رطوبت و در نتیجه تشدید حرکت‌های صعودی و بارش در سواحل جنوبی دریا منجر می‌شود.

منابع

1. Bagheri, S., 1993, Study of Flood-Generating Synoptic Systems in the North of Iran, M.Sc. Thesis in Meteorology, Institute of Geophysics, University of Tehran.
2. Carvalho, L. M. V., C. Jones and B. Liebmann, 2002, Extreme precipitation events in southeastern of the South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone, J. Climate, Vol. 15, pp. 2377-2394.
3. Groisman, P. Y. and 13 Co-authors, 1999, Changes in the probability of heavy precipitation: Important indicators of climatic change, Climatic Change, Vol. 42, pp. 243-283.
4. Groisman, P. Y., R. W. Knight, D. R. Easterling, T. R. Karl, G. C. Hegerl and V. N. Razuvaev, 2005, Trend in Intense Precipitation in Climate Record, J. Climate, Vol. 18, pp. 1326-1350.

نتیجه‌گیری

با توجه به تحلیل نقشه‌های ارائه شده در بخش‌های مختلف این مقاله برای شناسایی عوامل مؤثر در رخداد بارش فرین ماه اکتبر در استان مازندران می‌توان گفت که یکی از مهم‌ترین عوامل، ادغام جت جنب‌حاره‌ای با زبان‌های از جت قطبی بر روی دریای خزر است. این فرایند موجب تقویت مولفه نصف‌النهاری باد افقی و در نتیجه تقویت فرارفت هوای سرد و فرارفت رطوبت شده که در جریان صعودی و بارش مؤثر هستند. همچنین از آنجا که سواحل جنوبی دریای خزر در جلوی محور ناوه ۵۰۰ هکتوپاسکال قرار دارند، این شرایط می‌تواند سبب تقویت سامانه‌های سطح زمین در این منطقه شود. به علاوه، برای تقویت ناپایداری، در شمال دریای خزر جریان نزولی و در جنوب آن جریان صعودی لازم است. با توجه به میدان رطوبت ویژه در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال که عامل اصلی در ایجاد بارش است، یک بیشینه مقدار از رطوبت ویژه در سواحل جنوبی دریای خزر و یک کمینه در شمال این دریا یا سواحل آن دیده می‌شود. وجود کمینه مقدار رطوبت ویژه می‌تواند به علت دمای پایین جریان هوا در این منطقه باشد که ظرفیت پذیرش بخار آب کمتری دارد؛ زیرا در ماه اکتبر تقریباً دریا از خشکی گرم‌تر است. جهت جریان باد بر روی دریای خزر در این تراز نیز از شمال به جنوب است که با توجه به گرم‌تر بودن دریا نسبت به خشکی، جریان هوا رطوبت ویژه بیشتری را با خود به همراه دارد. این جریان

5. Hellström, C., 2005, Atmospheric conditions during extreme and non-extreme precipitation events in Sweden, *Int. J. Climatol.*, Vol. 25, pp. 631-648.
6. Hitchens, N. M., R. J. Trapp, M. E. Baldwin and A. Gluhovsky, 2010, Characterizing Sub-Diurnal Extreme Precipitation in the Midwestern United States, *J. Hydrometeor.*, Vol. 11, pp. 211-218.
7. Karagiannidis, A. F., T. Karacostas, P. Maheras and T. Makrogiannis, 2012, Climatological aspects of extreme precipitation in Europe, related to mid-latitude cyclonic systems, *Theor. Appl. Climatol.*, Vol. 107, pp. 165-174.
8. Katirae Boroujerdi, P. S., S. Hajam and P. Irannejad, 2007, Portion of changing frequency and intensity of daily precipitation in trend of rain in Iran during 1960-2001, *J. Earth and Space Physics*, Vol. 33, No. 1, pp. 67-83.
9. Khalili, A., S. Hajam and P. Irannejad, 1991, *Climate of Iran*, Vol. IV: Climate Classification, Comprehensive Water Plan of Iran, JAMAB Consulting Engineers.
10. Liebmann, B., C. Jones and L. M. V. DE Carvalho, 2001, Interannual Variability of Daily Extreme Precipitation Events in the State of São Paulo, Brazil, *J. Climate*, Vol. 14, pp. 208-218.
11. Mofidi, A., A. Zarin, and G. Janbaz Ghobadi, 2007, Determining the synoptic pattern of autumn heavy and extreme precipitations on the southern coast of the Caspian Sea, *J. Earth and Space Physics*, Vol. 33, No. 3, pp. 131-154.
12. Moradi, H. R., 2006, Forecast of occurring flood based on synoptic system situation on south coast of the Caspian Sea, *J. Geographic Research*, Vol. 55, pp. 109-131.
13. Poratashi, M., 2005, Synoptic study on Extreme precipitation (more than 200 mm in 24 hours) from warm advection in middle layer of the atmosphere on south coast of the Caspian Sea, M.Sc. Thesis in Meteorology, Islamic Azad University.
14. Rodrigo. F. S., 2010, Changes in the probability of extreme daily precipitation observed from 1951 to 2002 in the Iberian Peninsula, *Int. J. Climatol.*, Vol. 30, pp. 1512-1525.
15. Steensen, B., M., H. Olafson, and M. O. Jonassen, 2011, An extreme precipitation event in Central Norway, *Tellus*, Vol. 63A, pp. 675-686.
16. Zhai, P., X. Zhang, H. Wan and X. Pan, 2005, Trends in Total Precipitation and Frequency of Daily Precipitation Extremes over China, *J. Climate*, Vol. 18, pp. 1096-1108.