

شناسایی الگوهای همدید بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر

غلامرضا جانباز قبادی: استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور، نور، ایران
عباس مفیدی: استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران*
آذر زرین: پژوهشگر فوق‌دکتری، مرکز پژوهش‌های اقلیمی، دانشگاه ویسکانسین-مدیسن، ویسکانسین، آمریکا

چکیده

به منظور شناسایی الگوهای همدیدی حاکم در زمان وقوع بارش‌های شدید زمستانه در منطقه خزری، با استفاده از داده‌های بارش ۸ ایستگاه سینوپتیک سواحل جنوبی دریای خزر، روزهای بارش شدید زمستانه برای یکدوره ۱۰ ساله (۲۰۰۳-۱۹۹۴) استخراج گردید. سپس جهت تعیین الگوی همدیدی بارش‌ها، داده‌های شبکه بندی شده فشار، نم و یژه، سرعت قائم، مؤلفه باد مداری (u) و باد نصف‌النهاری (v) برای ترازهای متفاوت و در حفاصل‌های زمانی ۶ ساعته برای تعداد ۲۱ دوره بارشی زمستانه از NCEP/NCAR تهیه شد و پس از تولید نقشه و پردازش‌های آماری مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. یافته‌های تحقیق نشان دهنده آن است که بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر نتیجه استقرار سه الگوی پرفشار، زوجی و کم فشار بر روی منطقه خزری بوده و در تمامی الگوها گردش و اچرخندی همراه با بادهای شمالی در ترازهای زیرین جو بر دریای خزر تسلط دارد. نتایج نشان داد که به واسطه تسلط نزول شدید هوا بر نیمه شمالی و صعود شدید کم ضخامت در بخش جنوبی دریای خزر، یک رابطه الکلنگی بین نیمه شمالی و بخش جنوبی دریای خزر در همه روزهای بارشی مربوط به الگوی پرفشار وجود دارد. یافته‌ها همچنین بیانگر آن است که بر خلاف الگوی پرفشار در الگوی زوجی گردش و اچرخندی در نیمه جنوبی دریا و در ترازهای زیرین جو به حداکثر میزان خود می‌رسد. شدیدترین بارش‌های زمستانه مربوط به این الگو بوده و وزش بادهای شمالی در این الگو در مقایسه با الگوی پرفشار از شدت بیشتری برخوردار است. در الگوی کم فشار منطقه خزری به واسطه قرارگیری در منطقه همگرایی جلوی یک چرخند، در حفاصل جنوب دریای خزر تا رشته کوه‌های البرز در ترازهای میانی و رده‌سپهر بیشینه صعود هوا را تجربه می‌کند. در این الگو در نتیجه همگرایی جریانات مرطوب جنوبی و شمالی در سواحل جنوبی دریای خزر برخلاف دو الگوی پرفشار و زوجی تنها دریای خزر منبع تأمین رطوبت بارش‌ها نبوده و دریاها دور دست جنوبی نیز منابع رطوبتی بارش‌های شدید سواحل خزری هستند.

واژه‌های کلیدی: بارش‌های خزری، الگوهای همدیدی، پرفشارهای دینامیک، تاوایی منفی، باد شمالی

۱- مقدمه

مداوم پشته‌ها و ناوهای امواج غربی بر روی منطقه بروز چنین پیچیدگی را در ساختار بارش منطقه‌ای در پی داشته است. در این میان وقوع بارش‌های شدید از ویژگی‌های ذاتی اقلیم سواحل جنوبی دریای خزر محسوب می‌گردد. به طوری که برخی از ایستگاه‌های خزری در اغلب سال‌ها تقریباً نیمی از مجموع بارش

در سواحل جنوبی دریای خزر بارش به عنوان مهمترین عنصر اقلیمی و پدیده جوی از توزیع زمانی و مکانی پیچیده‌ای برخوردار است. موقعیت جغرافیایی منحصر بفرد این منطقه به ویژه قرارگیری آن بر جانب جنوبی دریای خزر، استقرار رشته کوه‌های مرتفع و توپوگرافی پیچیده همراه با جابجایی

سالانه خود را با آستانه بالاتر از ۳۰ میلی‌متر در روز دریافت می‌نمایند.

توزیع زمانی و تنوع مکانی بارش و پیچیدگی سازوکار حاکم بر وقوع آن در سواحل جنوبی دریای خزر بویژه در رابطه با بارش‌های شدید همواره بعنوان یکی از موضوعات برجسته و بحث‌انگیز توجه اقلیم‌شناسان و هواشناسان بی‌شماری را بخود جلب نموده و موضوع اصلی پژوهش‌های متعددی بوده است. در این میان تئوری‌های متعددی بویژه در رابطه با سازوکار حاکم بر وقوع بارش‌های شدید در منطقه‌ی خزری ارائه گردیده است. تئوری‌های اولیه عمدتاً بر نقش پرفشار سیبری بعنوان عامل اصلی وقوع بارش‌های دوره‌ی سرد تأکید داشته‌اند (خلیلی، ۱۳۵۰: ۳۹؛ علیجانی، ۱۳۷۲: ۸۵؛ قشقایی، ۱۳۷۵). در برخی موارد وقوع بیشینه بارش در منتهی‌الیه جنوب غربی دریای خزر ناشی از شکل‌گیری یک جبهه محلی در زمان گسترش بادهای شمالی در دره سفیدرود دانسته شده (خلیلی، ۱۳۵۰: ۳۹) و یا استقرار یک جبهه محلی موسوم به جبهه نسیم دریا عامل اصلی وقوع بیشینه مقادیر بارش در حد فاصل خشکی و دریا بیان گردیده است (خوشحال، ۱۳۷۶). در عین حال، برخی محققان نقش جبهه‌های سرد چرخندهای برون حاره را در وقوع بارش‌های سواحل جنوبی تشریح نموده‌اند (مفیدی، ۱۳۷۹؛ مرادی، ۱۳۸۳: ۷۷)، در حالیکه عمده پژوهشگران وقوع بارش‌های شدید فصل پاییز بر روی منطقه خزری را ناشی از وقوع همرفت دانسته‌اند (خلیلی، ۱۳۵۰: ۳۹؛ باقری، ۱۳۷۲؛ علیجانی، ۱۳۷۲: ۸۵؛ افشار مقدم، ۱۳۷۳؛ قشقایی، ۱۳۷۵).

بررسی پژوهش‌های اخیر نشان می‌دهد که اگرچه برخی از آنها همچنان بر نقش پرفشار سیبری در وقوع بارش‌های خزری تأکید دارند (مرادی، ۱۳۸۳: ۷۷؛ براتی و عاشوری، ۱۳۸۶: ۶۷) و یا استقرار ناوۀ موج غربی در ورد سپهر میانی بر روی دریای خزر را عامل اصلی صعود و وقوع بارش‌های سیل‌زا در سواحل جنوبی این دریا ذکر نموده‌اند (مرادی، ۱۳۸۰: ۳۳؛ ۱۳۸۳: ۷۷؛ ۱۳۸۵: ۱۰۹)، اما در تئوری غالب، جابجایی شرق سوی پرفشارهای مهاجر غربی و استقرار آنها بر روی منطقه خزری عامل اصلی وقوع بارش‌های پاییزه در سواحل جنوبی این دریا دانسته شده است (باقری، ۱۳۷۲؛ وحیدی، ۱۳۷۶؛ خوشحال، ۱۳۷۶؛ یوسفی، ۱۳۸۲؛ علیجانی، ۱۳۸۰: ۲۱؛ پورآتشی، ۱۳۸۴؛ علیجانی و همکاران، ۱۳۸۶: ۳۷؛ رضیئی و همکاران، ۱۳۸۷: ۱۲۱). همچنین در یکی از جدیدترین پژوهش‌های انجام شده، مفیدی و همکاران (۱۳۸۵: ۷۱؛ ۱۳۸۶: ۱۳۱) در یک بررسی همدیدی، سه الگوی اصلی برای وقوع بارش‌های شدید پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر ارائه نموده‌اند. در تحقیق یاد شده به نحو بارزتری ساختار سامانه‌های همدیدی بارش‌ها مورد بررسی قرار گرفته و درک دقیق‌تری از سازوکار حاکم بر وقوع بارش‌های شدید در فصل پاییز ارائه گردیده است. بررسی مطالعات انجام شده مبین این نکته است که پژوهش‌های یاد شده عمدتاً بارش‌های شدید فصل پاییز را در کانون اصلی توجه خود قرار داده‌اند و بارش‌های زمستانه در منطقه‌ی خزری کمتر مورد توجه قرار گرفته است. با در نظر گرفتن مطالعات انجام شده و با توجه به نبود شناخت کافی و درکی مناسب از الگوهای همدیدی بارش‌های زمستانه در

تهیه شد. در تحقیق حاضر همانند مطالعه مفیدی و همکاران (۱۳۸۶: ۱۳۱) بارشی شدید تلقی می‌شود که مقدار آن در طی ۲۴ ساعت برابر یا بیشتر از ۵٪ مقدار متوسط بارش سالانه باشد. در همین زمینه روز دارای بارش شدید در منطقه خزری روزی است که مقدار بارش حداقل در ۱ ایستگاه از ۸ ایستگاه برابر یا بیشتر از ۵٪ مقدار متوسط بارش سالانه منطقه خزری (۵/۵ میلی متر) باشد (جدول ۲). بر اساس معیارهای فوق توزیع زمانی و تغییرات مکانی بارش در منطقه خزری مورد بررسی قرار گرفت و در نهایت تعداد ۲۱ روز به عنوان روزهای بارش شدید زمستانه برای بررسی‌های همیدی تعیین شد (جدول ۲).

- برای تمامی روزهای بارش شدید زمستانه داده‌های دوباره تحلیل شده با تفکیک افقی ۲/۵ درجه از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی آمریکا (NCEP/NCAR) از دو روز قبل از هر بارش شدید تا یک روز بعد از آن به صورت ۶ ساعته تهیه شد (کالی و همکاران، ۱۹۹۶؛ کیستلر و همکاران، ۲۰۰۱). داده‌ها شامل ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، مؤلفه باد مداری (u)، باد نصف‌النهاری (v) و سرعت قائم تراز ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال و نم ویژه تراز ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال در حداصل زمانی ۶ ساعته است.

سواحل جنوبی دریای خزر نیاز به انجام پژوهشی که به طور خاص سازوکار حاکم بر وقوع بارش‌های شدید زمستانه در منطقه خزری را بررسی نماید ضروری به نظر می‌رسد. بر این اساس، هدف اصلی پژوهش حاضر، بررسی بارش‌های شدید زمستانه سواحل جنوبی دریای خزر به منظور شناسایی الگوی همیدی حاکم در زمان وقوع بارش در این منطقه است. در این راستا تحقیق حاضر درصدد پاسخگویی به سؤال زیر خواهد بود:

- الگوهای همیدی بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر کدامند؟

مواد و روش‌ها

به منظور شناسایی الگوهای همیدی بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر، روش همیدی «محیطی به گردش» به عنوان رهیافت اولیه مطالعه در نظر گرفته شد (یارنال، ۱۹۹۳؛ علیجانی، ۱۳۸۱: ۲۰-۵). با توجه به هدف کلی و سؤال تحقیق مراحل زیر برای انجام مطالعه در نظر گرفته شد:

- برای تعیین روزهای بارش شدید، داده‌های بارش روزانه ۸ ایستگاه سینوپتیک در ساحل جنوبی دریای خزر (جدول ۱) برای آخرین دوره ۱۰ ساله در دسترس (۲۰۰۳-۱۹۹۴) برای ماه‌های دسامبر، ژانویه، فوریه و مارس از سازمان هواشناسی کشور

جدول ۱- مشخصات ایستگاه‌های مورد مطالعه

ایستگاه	آستارا	انزلی	رشت	رامسر	نوشهر	بابلسر	قائم شهر	گرگان
عرض جغرافیایی	۳۸°-۲۵'	۳۷°-۲۸'	۳۷°-۱۲'	۳۶°-۵۴'	۳۶°-۳۹'	۳۶°-۴۳'	۳۶°-۲۷'	۳۶°-۵۱'
طول جغرافیایی	۴۸°-۵۲'	۴۹°-۲۸'	۴۹°-۳۹'	۵۰°-۴۰'	۵۱°-۳۰'	۵۲°-۳۹'	۵۲°-۵۳'	۵۴°-۱۶'

جدول ۲- مشخصات بارش‌های شدید زمستانه در منطقه خزری برای دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۳-۱۹۹۴)

مشخصات	آستانرا	الزلی	رشت	رامسر	فوشهر	بابلسر	قائم شهر	گرگان	نوع الگو	سرعت قائم (N) [Pa s ⁻¹]	سرعت قائم (S) [Pa s ⁻¹]	باد نصف النهاری (S) [Km/h]	تاوانی نسبی (N) [$\times 10^{-5} s^{-1}$]	تاوانی نسبی (S) [$\times 10^{-5} s^{-1}$]
۱۳ دسامبر ۱۹۹۵	۳/۵	۷۶/۴	۵/۸	۰/۴	۶/۶	۵/۹	۰/۸	۲/۱	H	۰/۱	-۰/۰۵	-۲/۶۴	-۱/۲۰	-۰/۰۲
۹ ژانویه ۱۹۹۶	۲۰	۶۰	۲۴	۲۹	۲۱	۴/۷	۰/۳	۲/۵	H	۰/۰۹	-۰/۰۹	-۱۰/۸۰	-۲/۳۵	-۰/۹۶
۱۷ دسامبر ۱۹۹۷	۱۶	۶۱	۲۰	۱۸/۸	۵۵	۱۴/۶	۰/۱۰	۶/۱	H	۰/۱۰	-۰/۱۴	-۱۵/۰۰	-۲/۸۶	-۰/۵۶
۲ دسامبر ۱۹۹۸	۷۳	۶۹	۴۷	۷۱	۲۱	۸/۳	۸/۲	۳/۷	H	۰/۰۸	-۰/۰۸	-۱۵/۳۸	-۱/۸۶	-۰/۸۱
۱۶ دسامبر ۱۹۹۹	۸/۴	۱۷/۸	۳۲	۶/۸	۶۳	۲۶/۸	۲۸/۲	۹	H	۰/۰۶	-۰/۰۹	-۱۸/۴۰	-۱/۰۳	-۰/۸۷
۹ دسامبر ۲۰۰۰	۱۹	۹۳	۴۸	۱۱/۸	۲۳	۱۶/۶	۱۸/۱	۲/۵	H	۰/۱۱	-۰/۰۸	-۱۰/۳۹	-۳/۶۶	-۰/۷۲
۱۰ دسامبر ۲۰۰۰	۲/۸	۷۶	۲۷	۸/۴	۱۷	۰/۹	۰	۰	H	۰/۰۴	-۰/۰۶	-۵/۹۶	-۲/۴۸	-۰/۷۳
۲۷ ژانویه ۲۰۰۱	۰/۱	۱۰۲	۲۱/۳	۳	۱۰	۵/۸	۲/۶	۵	H	۰/۱۳	-۰/۰۶	-۱۴/۹۰	-۱/۲۹	-۰/۱۲
۱ دسامبر ۲۰۰۱	۱۷	۵۹	۱۵	۶	۰/۴	۰/۱	۰/۳	۰/۱	H	۰/۰۷	-۰/۱۱	-۵/۴۴	-۱/۳۲	۰/۴۲
۲ دسامبر ۲۰۰۱	۱۴/۲	۷۹	۲۸	۱۷/۸	۱۹	۰/۸	۳/۳	۴/۴	H	۰/۰۷	-۰/۱۰	-۱۵/۰۴	-۱/۵۳	۰/۵۲
۲ دسامبر ۲۰۰۲	۲۳	۸۰	۲۵	۶۰	۵۷	۳۴/۱	۳/۹	۴/۹	H	۰/۱۵	-۰/۰۸	-۱۲/۸۲	-۲/۲۱	-۱/۵۳
۱۷ دسامبر ۲۰۰۲	۱۴	۵۹	۲۵	۹/۴	۲۸/۸	۵۲	۱۷/۸	۴/۴	H	۰/۰۹	-۰/۱۰	-۱۳/۲۰	-۱/۳۳	-۰/۵۰
۸ دسامبر ۱۹۹۵	۱۳	۳۵	۲۱	۴/۵	۱۷/۶	۶۰	۴	۰/۲	CO	۰/۰۶	-۰/۰۹	-۸/۰۴	-۱/۴۶	-۱/۹۸
۱۷ دسامبر ۱۹۹۵	۱۹	۲۹	۳۲	۴/۴	۶۳	۸	۹	۶	CO	۰/۱۲	-۰/۱۰	-۱۰/۴۹	۰/۴۸	-۰/۸۵
۲ فوریه ۱۹۹۶	۵۸	۵۱	۶۰	۴۱	۳۴	۲۴	۲۳/۶	۷/۷	CO	۰/۰۵	-۰/۰۶	-۲۲/۱۱	۰/۲۶	-۱/۷۸
۳۱ دسامبر ۱۹۹۶	۰	۱۵۴	۰/۱	۰/۳	۰/۷	۰	۰	۰	CO	۰/۱۱	-۰/۰۴	-۲/۴۲	۱/۹۹	-۱/۶۸
۱۱ دسامبر ۱۹۹۷	۶	۲۶	۱۸	۳	۹۱	۷۰	۷۰/۳	۲۹	CO	۰/۱۰	-۰/۰۹	-۱۷/۱۵	-۰/۸۸	-۱/۷۵
۱ ژانویه ۱۹۹۹	۲۲/۸	۴۸	۲۸	۴۸	۷۰	۳۰	۲۷/۱	۱۴/۳	CO	۰/۰۹	-۰/۰۸	-۲۹/۱۷	۱/۴۶	-۱/۷۹
۲۴ ژانویه ۲۰۰۱	۶۲	۲۹	۲۵	۶۲	۴۰	۱۴	۹/۵	۱۳	CO	۰/۰۶	-۰/۰۹	-۱۲/۳۸	-۱/۷۰	-۱/۶۷
۱۶ دسامبر ۲۰۰۱	۴	۱۲/۵	۲۶/۵	۳۹	۵۹	۶۱	۲۶	۱۵	CO	۰/۱۱	۰/۰۳	-۱۶/۵۱	۰/۲۳	-۰/۹۵
۱۰ دسامبر ۲۰۰۲	۴۲	۸۷	۵۳	۱۵	۸/۳	۳۱	۸/۹	۳/۱	L	۰/۰۸	-۰/۲۲	-۸/۸۵	-۱/۱۰	-۱/۰۹

**در جدول ۲ علائم [L, CO, H] به ترتیب از راست به چپ معرف الگوی پرفشار، زوجی و کم فشار است. مقادیر متوسط روزانه

تاوانی نسبی و سرعت قائم در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و مؤلفه باد نصف النهاری در سطح دریا برای بخش‌های شمالی (N) و جنوبی (S) دریای خزر محاسبه شده است.

نتایج و بحث

الگوهای همیدی بارش‌های شدید زمستانه

پس از بررسی وضعیت فشار، تاوایی نسبی، مقادیر سرعت قائم، نم و یژه، شدت و جهت جریان و مناطق همگرایی و واگرایی هوا در ترازهای مختلف جو برای تعداد ۲۱ روز بارش شدید، الگوهای همیدی اصلی بارش‌های شدید زمستانه به شرح زیر شناسایی شد:

الف) الگوی پرفشار

این الگو که ۱۲ روز از ۲۱ روز بارش شدید زمستانه را به خود اختصاص می‌دهد، الگوی اصلی و غالب بارش‌های شدید زمستانه به شمار می‌رود. در زمان اوج بارش‌ها یک مرکز پرفشار با فشار متوسط مرکزی ۱۰۳۷/۵ هکتوپاسکال تمامی مناطق واقع در نیمه جنوبی کوه‌های اورال، شمال دریای سیاه و منطقه ی خزری را تحت تسلط خود قرار می‌دهد (شکل ۱-ا). استقرار این مرکز پرفشار گردش و اچرخندی را در ترازهای زیرین جو بر روی کل منطقه ی خزری به شدت افزایش می‌دهد. بطوریکه هر چه به سمت شمال دریای خزر پیش رویم، بر میزان گردش و اچرخندی افزوده شده و بیشینه ی تاوایی منفی در منتهی الیه شمالی دریای خزر و در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در حول و حوش عرض $48^{\circ}N$ به $3/5-$ واحد بالغ می‌گردد (شکل ۱-ا و ۲-ا). استقرار این الگو یک جریان شمال-شمال شرقی گسترده و مداومی را در ترازهای زیرین ورد سپهر بر روی دریای خزر در پی دارد (شکل ۱-ا و ۱-د).

- با بهره گیری از داده‌های فوق و اسکریپت نویسی در محیط نرم افزار GrADS (داتی، ۱۹۹۶)، نقشه‌های فشار سطح دریا، تراز ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و همچنین نقشه‌های تاوایی نسبی، سرعت قائم، خطوط جریان، جهت و شدت باد و میزان فرارفت رطوبت بصورت ترکیبی در حدفاصل زمانی ۶ ساعته برای تمامی روزهای بارش شدید از دو روز قبل از وقوع بارش تولید شد.

- برای فراهم نمودن یک درک مناسب تراز ویژگی‌های همیدی ترازهای زیرین در مقیاس منطقه ای، دریای خزر به دو منطقه شمالی و جنوبی تقسیم گردید و برای تمامی روزهای بارشی، مقادیر متوسط روزانه تاوایی نسبی و سرعت قائم در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای بخش‌های شمالی و جنوبی دریای خزر و شدت و جهت باد در سطح دریا برای بخش جنوبی دریای خزر محاسبه شد.

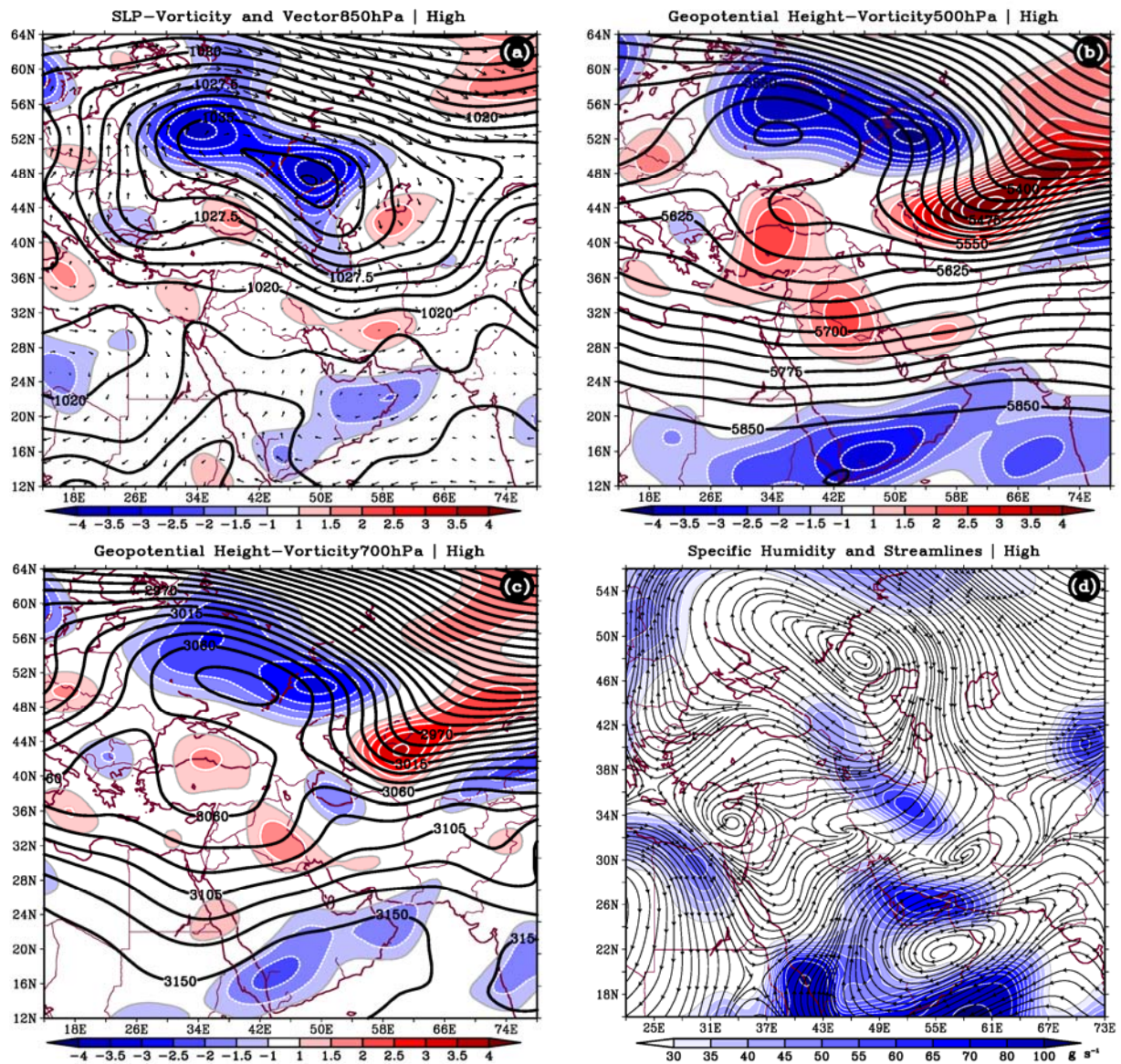
- جهت شناسایی الگوهای همیدی، کلیه نقشه‌ها به روش چشمی (دستی) مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. با بررسی تمامی نقشه‌ها و داده‌ها برای هریک از دوره‌های بارشی و بدنبال آن مقایسه شرایط همیدی حاکم در تمامی دوره‌های بارشی، الگوهای همیدی اصلی وقوع بارش‌های شدید زمستانه در منطقه خزری شناسایی گردید. در نهایت به منظور ارائه ویژگی‌ها و جنبه‌های مهم هر الگوی همیدی با متوسط گیری از تمامی روزهای بارشی متعلق به هر الگو، نقشه‌های متوسط از متغیرهای یاد شده تهیه شد.

مرکز کم فشار و یا منطقه همگرایی در حوضچه جنوبی دریای خزر مشاهده نمی‌گردد. بر این اساس می‌توان چنین استدلال نمود که در زمان وقوع بارش‌ها، مشاهده صعود شدید هوا در لایه‌ای کم عمق در زیر تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۲-d) ناشی از وقوع همرفت در مقیاس محلی در حاشیه جنوبی دریای خزر است. در این رابطه شکل‌های ۲-a و ۲-d به خوبی نحوه گردش و شدت صعود و نزول هوا را در الگوی پرفشار در امتداد نصف النهاری بر روی دریای خزر نشان می‌دهند.

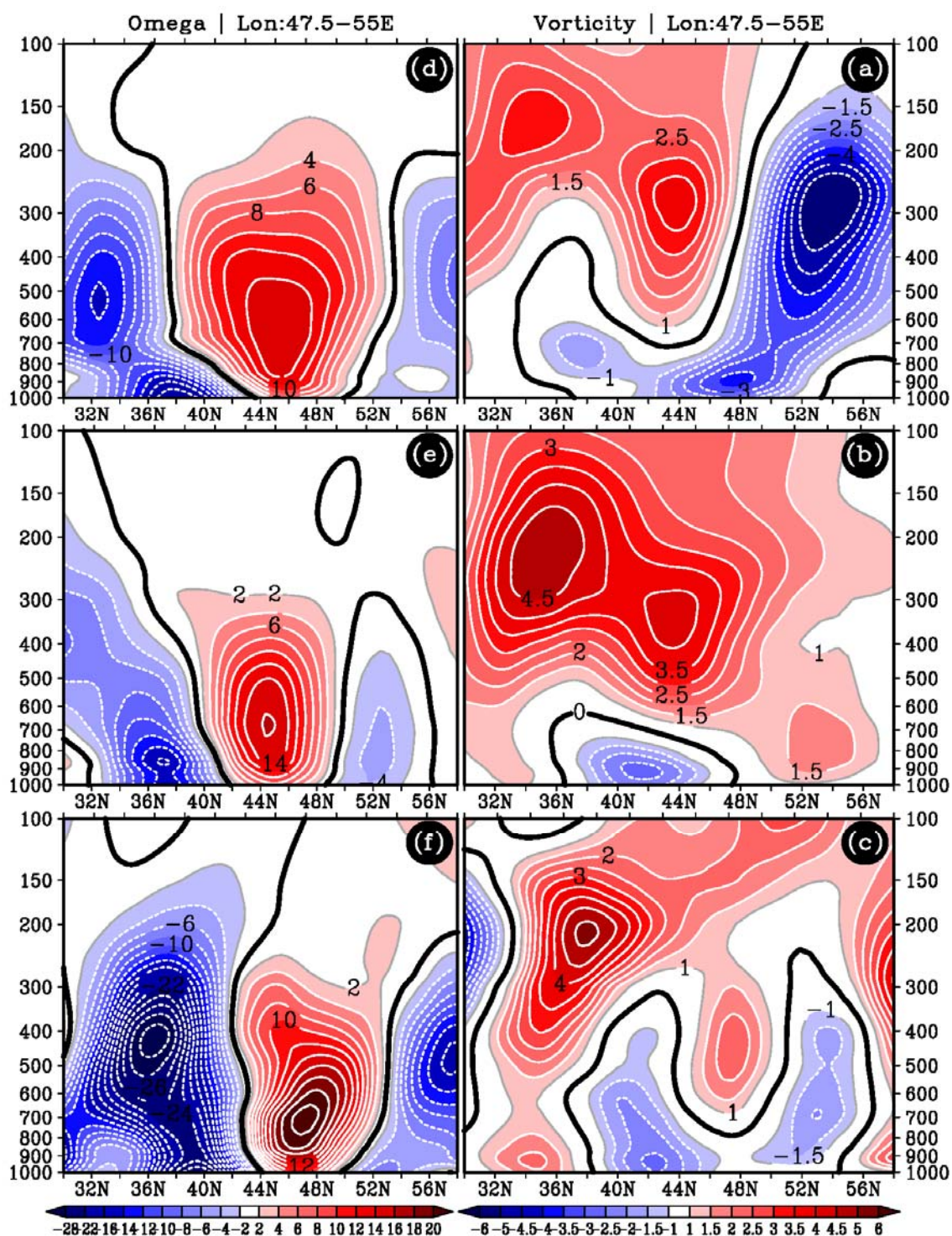
مقایسه دو شکل یاد شده نشان دهنده آن است که در نتیجه استقرار و تداوم گردش و اچرخندی شدید و افزایش آن به سمت شمال دریای خزر (شکل ۲-a)، تمامی مناطق واقع در بخش میانی و شمالی دریا در زیر تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال تحت تسلط یک نزول شدید هوا قرار دارند. در مقابل حوضچه جنوبی دریای خزر به ویژه نوار ساحلی دریا در زیر تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال سرعت قائم بالاسویی حدود ۰/۱۸- پاسکال بر ثانیه را تجربه می‌کند (شکل ۲-d). این رابطه الاکنگی بین نیمه شمالی و جنوبی دریای خزر، همان طوری که مقادیر سرعت قائم تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در جدول ۲ نیز نشان می‌دهد، در همه روزهای بارشی مربوط به الگوی پرفشار قابل مشاهده است.

بررسی وضعیت متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی نسبی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بیانگر آن است که در پی جابجایی شرق سوی امواج غربی یک مرکز پر ارتفاع با کنتور بسته مرکزی ۵۶۰۰ ژئوپتانسیل متر و بیشینه تاوایی بیش از ۴- واحد در حدفاصل شمال دریای سیاه تا شمال دریای خزر استقرار می‌یابد (شکل ۱-b). مرکز پرفشار یاد شده همان طوری که شکل‌های ۱-a تا ۱-c نشان می‌دهند در زمان اوج بارش‌ها گردش و اچرخندی گسترده و قوی‌ایی را در ترازهای میانی و زیرین و رده‌سپهر موجب می‌گردد. به دنبال وضعیت یاد شده یک مرکز پرفشار در سطح زمین بر جانب شمالی دریای خزر استقرار یافته و سبب شکل‌گیری جریان‌ات شمالی و گردش و اچرخندی بر روی کل منطقه خزری در ترازهای زیرین جو می‌شود (شکل ۱-a). چنین ساختار گردشی در همه روزهای بارشی مربوط به الگوی پرفشار قابل مشاهده است (جدول ۲).

شکل‌گیری و تداوم جریان‌های شمالی-جنوبی بر روی دریای خزر، ضمن انتقال رطوبت از روی دریا به سمت سواحل جنوبی (شکل ۱-d)، صعود هوای مرطوب در منتهی الیه جنوبی دریا (شکل ۲-d) و وقوع بارش‌های شدیدی را به دنبال دارد. بررسی‌ها بیانگر آن است که در زمان وقوع بارش‌ها علی‌رغم صعود شدید هوا در نوار ساحلی جنوب دریای خزر،



شکل ۱- الگوی پرفشار زمستانه. (a) وضعیت متوسط فشار در سطح دریا و تاوایی نسبی، جهت و شدت باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال. (b) و (c) وضعیت متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی در تراز ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال. (d) مقادیر مجموع فرارفت رطوبت در تراز ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال و خطوط جریان در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال. تاوایی برحسب S^{-1} 10^{-6} ، ارتفاع ژئوپتانسیل برحسب متر، شدت باد برحسب متر برثانیه و نم ویژه برحسب $(g S^{-1})$ است. در شکل‌ها از نشان دادن تاوایی ۱- تا $10^{-6} S^{-1}$ صرف نظر شده است.

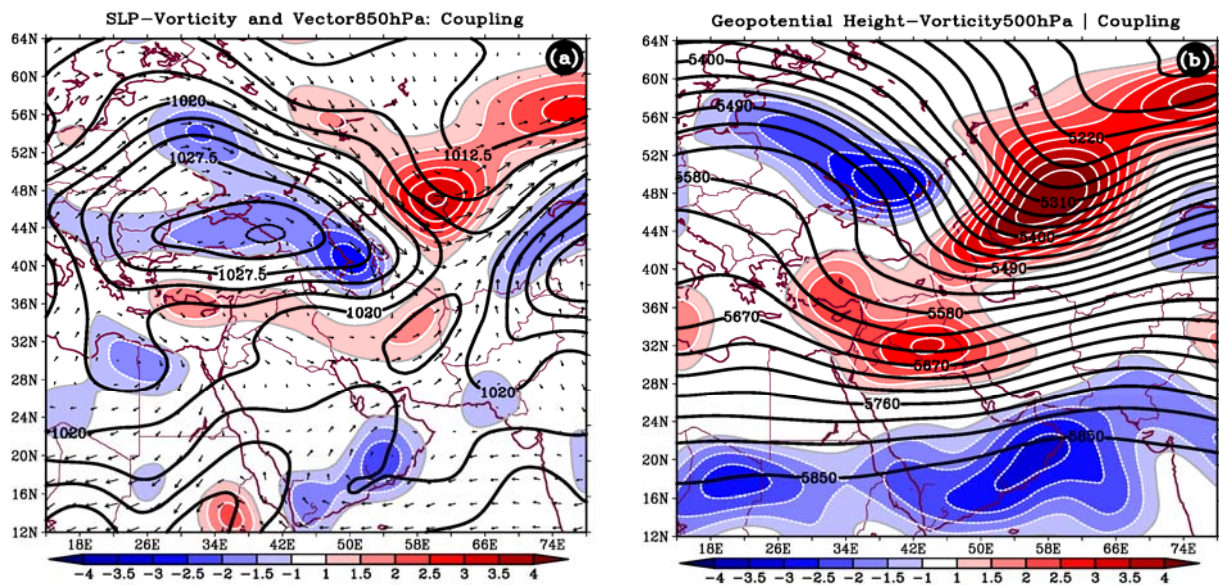


شکل ۲- نیمرخ‌های متوسط تاوایی نسبی و سرعت قائم برای سه الگوی بارش‌زای زمستانه متوسط گیری شده برای ۴۷/۵ الی ۵۵ درجه طول شرقی. سمت راست (a, b و c) مقادیر متوسط تاوایی به ترتیب برای الگوی پرفشار، زوجی و کم فشار. سمت چپ (d, e و f) مقادیر متوسط سرعت قائم برای همان الگوها. تاوایی برحسب $10^{-6} s^{-1}$ ، سرعت قائم برحسب $10^{-2} Pa s^{-1}$ است. در نیمرخ‌ها محور افقی نشان دهنده عرض جغرافیایی و محور قائم نشان دهنده ترازهای فشاری برحسب هکتوپاسکال است.

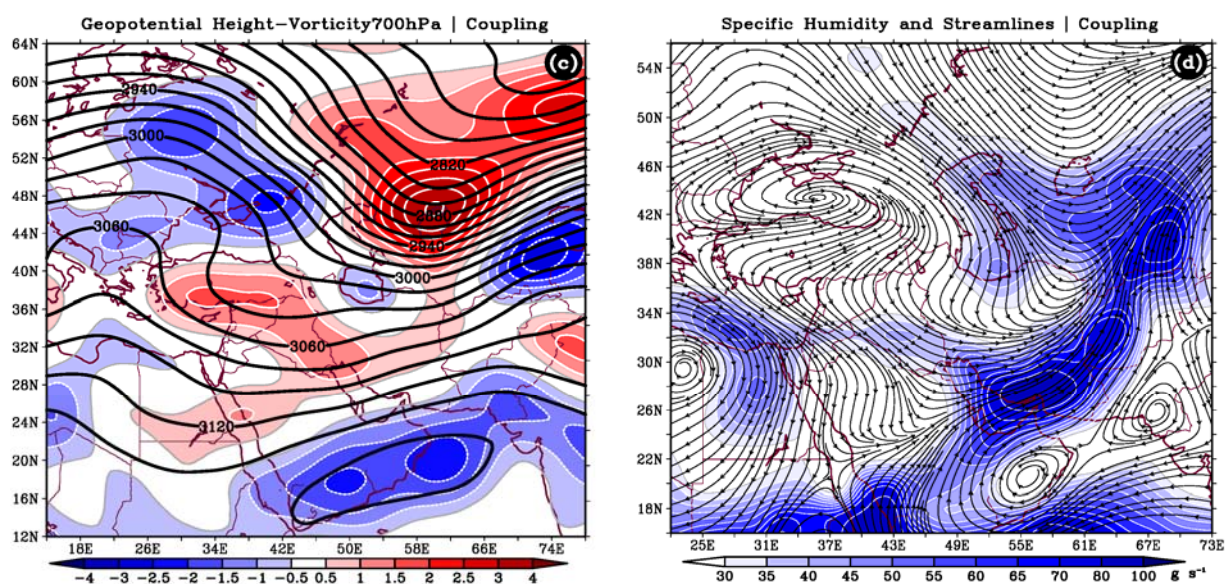
ب) الگوی زوجی

این الگو که در واقع نوعی الگوی انتقالی محسوب می‌گردد که پس از گذر یک ناوه ی موج غربی از روی منطقه خزری و در ابتدای ورود یک پشته به منطقه ی دریای سیاه و قفقاز مشاهده می‌گردد (شکل ۳-b و ۳-c). الگوی زوجی ۸ روز از ۲۱ روز بارش شدید را به خود اختصاص داده است. در این الگو همچون الگوی پرفشار، تسلط گردش و اچرخندی و استقرار یک مرکز پرفشار در منطقه دریای خزر نقش اصلی را در وقوع بارش‌های شدید در سواحل جنوبی دریای خزر بازی می‌کند. با این

تفاوت که به واسطه ی استقرار یک ناوه ی نسبتاً عمیق در ترازهای میانی جو در حدفاصل دریای خزر تا دریاچه آرال، تاوایی بر جانب شمالی و به ویژه شرقی دریای خزر عمدتاً مثبت بوده (شکل ۳-b و ۳-c) و در نقشه سطح زمین نیز یک مرکز کم فشار و یا گردش چرخندی در منطقه دریاچه آرال تسلط دارد (شکل ۳-a و ۳-d). در مقابل تمامی مناطق واقع در نیمه جنوبی دریای خزر و مناطق واقع در حدفاصل دریای خزر تا دریای سیاه در سطح زمین محل استقرار یک پرفشار دینامیکی است (شکل ۳-a).



شکل ۳- الگوی زوجی زمستانه. (a) وضعیت متوسط فشار در سطح دریا و تاوایی نسبی و جهت و شدت باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال. (b) وضعیت متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی نسبی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال.



ادامه شکل ۳- (c) وضعیت متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی نسبی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال. (d) مقادیر مجموع فرارفت رطوبت در تراز ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال و خطوط جریان در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال. واحدها همچون شکل ۱.

می‌دهند، در الگوی زوجی استقراری یک مرکز پرفشار بر جانب غربی دریای خزر و شکل‌گیری یک مرکز کم‌فشار یا گردش چرخندی بر جانب شرقی دریا موجب ایجاد و تداوم یک جریان همگرا در امتداد شمالی-جنوبی بر روی دریای خزر می‌گردد که شیب فشار قابل ملاحظه در امتداد مداری بر شدت این جریان می‌افزاید. همین امر موجب گردیده تا وزش بادهای شمالی در الگوی زوجی در مقایسه با الگوی پرفشار از شدت بیشتری برخوردار باشد (جدول ۲). شرایط فوق‌الذکر به خوبی در شکل ۴ قابل مشاهده است.

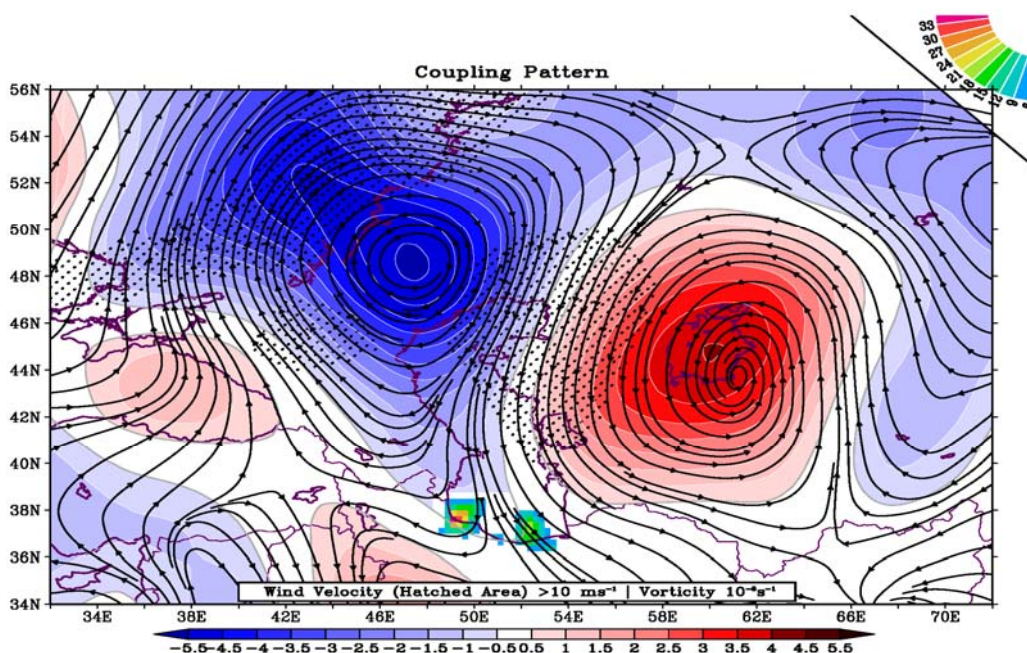
علیرغم وجود تاوایی منفی بر روی حوضچه جنوبی دریای خزر (شکل ۳- c)، شکل‌گیری جریان شمالی-جنوبی گسترده و نسبتاً شدید ضمن انتقال رطوبت دریای خزر به سواحل جنوبی (شکل ۲- d) با صعود شدید هوا در ترازهای زیرین و در سپهر در خط ساحلی همراه است (شکل ۲- e) که در نهایت

در الگوی زوجی به واسطه استقراری یک پشته نسبتاً قوی بر جانب شمالی دریای سیاه و عمیق شدن ناوه بر شرق دریای خزر شیب فشار و تاوایی در امتداد مداری در منطقه دریای خزر بسیار قابل ملاحظه است (شکل ۳- a تا ۳- c). در این الگو سواحل جنوبی دریای خزر تحت تسلط جریانات شمال-شمال غربی قرار داشته و گردش و چرخندی در نیمه جنوبی دریا به حداکثر میزان خود می‌رسد (شکل ۳- a و جدول ۲). در مقایسه با الگوی پرفشار، مرکز پرفشار در الگوی زوجی بطور متوسط حدود ۵ تا ۶ درجه در عرض پایین‌تر استقرار یافته و متوسط فشار در مرکز آن با بیشینه ۱۰۳۰ هکتوپاسکال حدود ۷ تا ۸ هکتوپاسکال کمتر است. در عین حال بررسی نیمرخ تاوایی بیانگر آن است که در این الگو گردش و چرخندی بر روی دریای خزر از عمق و وسعت کمتری برخوردار است (شکل ۲- b).

همان‌طور که شکل‌های ۳- a و ۳- d نشان

و در عین حال نبود شواهدی مبنی بر وجود یک صعود دینامیکی (شکل ۲-ا و ۲-ب) فقط وقوع یک همرفت محلی می‌تواند توجیهی برای بارش‌های شدید ایجاد شده باشد.

بارش‌های شدیدی را در منتهی‌الیه جنوبی دریا به دنبال دارد. با توجه به شکل ۲-ع بیشینه صعود هوا در الگوی زوجی در خط ساحلی جنوب دریا به وقوع می‌پیوندد که به واسطه دوری از دامنه‌های شمالی البرز



شکل ۴- یک الگوی زوجی نمونه. تاوایی نسبی (رنگ‌ها)، خطوط جریان و شدت باد (هاشورها) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و بارش (شبه‌های رنگی) برای سواحل جنوبی دریای خزر نشان داده شده است. مناطق هاشوردار شدت باد بیش از ۱۰ متر بر ثانیه را نشان می‌دهند.

نسبتاً کوچک مقیاس بر روی دریای خزر تسلط گردش و اچرخندی را بر بخش‌های میانی و جنوبی دریا در پی داشته است (شکل ۵-ع). استقرار پشته یاد شده بر روی دریای خزر تاوایی منفی قابل ملاحظه‌ای را همراه با نزول شدید هوا در زیر تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال بر روی بخش‌های میانی دریا موجب گردیده است (شکل ۲-ع و ۲-ف).

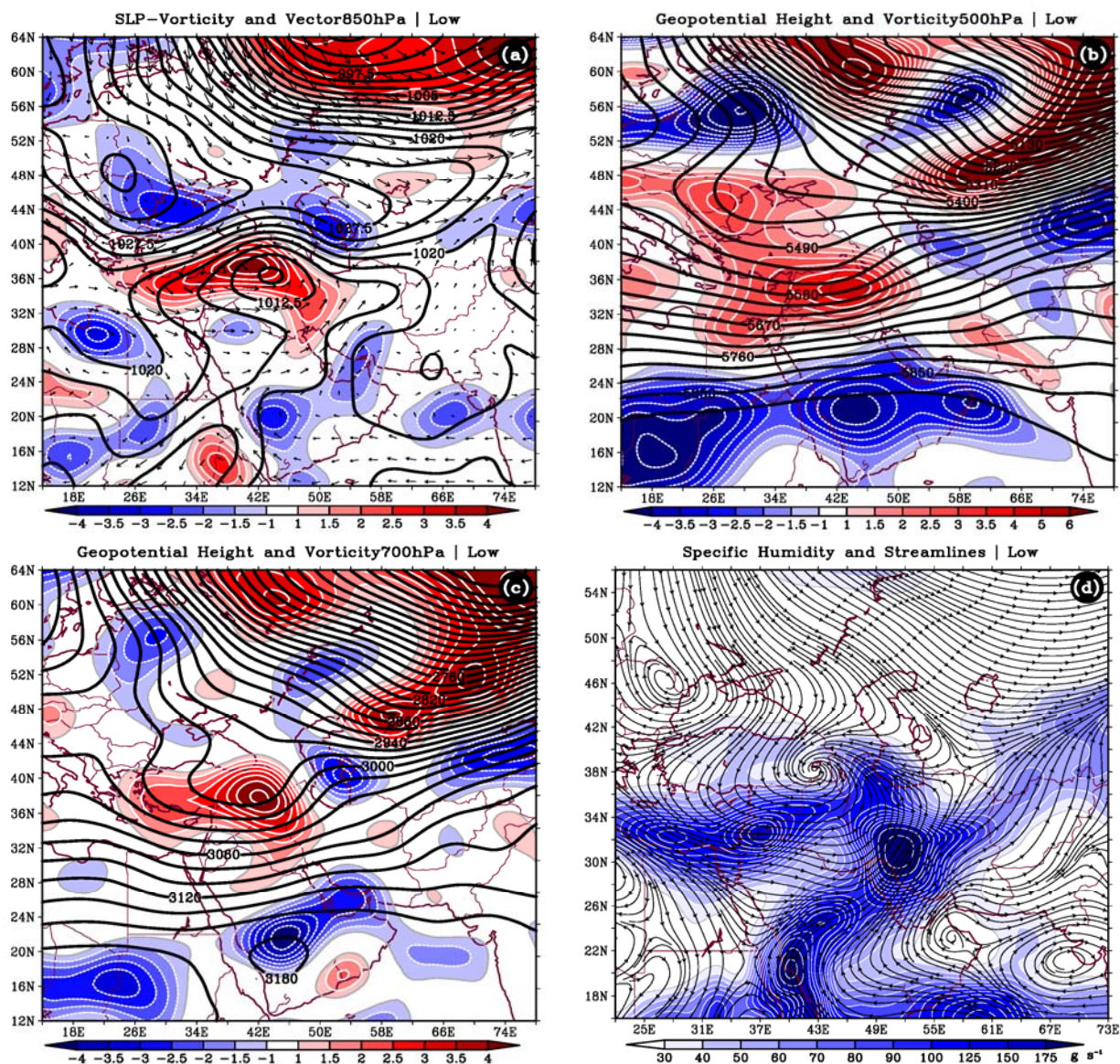
نتیجه آن که در نقشه سطح زمین یک گردش و اچرخندی همراه با بادهای شمالی نسبتاً شدید بر روی دریای خزر تسلط یافته است. در عین حال

ج) الگوی کم فشار

این الگو تنها یک روز از بارش‌های شدید زمستانه را در طول دوره ی ده ساله ۲۰۰۳-۱۹۹۴ به خود اختصاص داده است (جدول ۲). در الگوی کم فشار که نمونه معرفی آن روز ۱۰ دسامبر ۲۰۰۲ است، در پی عمیق شدن یک ناوه مقیاس سینوپتیک بر غرب خاورمیانه، بیشینه تاوایی مثبت در ترازهای میانی در حد فاصل شمال عراق تا شرق ترکیه از ۴ واحد تجاوز نموده است (شکل ۵-ب و ۵-ع). به طور همزمان در ترازهای میانی جو، شکل‌گیری یک پشته

در حدفاصل جنوب شرق ترکیه تا شمال عراق با منحنی هم فشار مرکزی ۱۰۱۰ هکتوپاسکال به دنبال داشته است (شکل ۵-ا).

وجود ناوه بر جانب شرقی ترکیه، علاوه بر ایجاد یک گردش چرخندی قوی با بیشینه تاوایی ۴ واحد در ترازهای زیرین جو، تشکیل و تقویت یک چرخند را



شکل ۵- الگوی کم فشار زمستانه. (a) وضعیت متوسط فشار در سطح دریا و تاوایی نسبی و جهت و شدت باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال. (b) و (c) وضعیت متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی نسبی به ترتیب در تراز ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال. (d) مقادیر مجموع فرارفت رطوبت در تراز ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال و خطوط جریان در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال. واحدها همچون شکل ۱.

بارش‌های شدید پاییزه بیانگر شباهت زیاد آرایش سامانه‌های فشاری و جریان غالب هوا بین الگوی کم فشار زمستانه با «الگوی کم فشار جنوبی» در مقاله یاد شده است. با این تفاوت که سامانه‌ها در الگوی زمستانه از برجستگی، شدت گردش و شیب فشار بیشتری برخوردار هستند.

به منظور تبیین نقش و اهمیت جریان‌ات ترازهای زیرین جو در زمان وقوع بارش‌های شدید زمستانه، ساختار باد در منطقه دریای خزر به نحو دقیق تری مورد بررسی قرار گرفت. همان طور که شکل ۶ نشان می‌دهد در تمامی الگوهای بارشی حتی الگوی کم فشار، بر روی دریای خزر جریان غالب در ترازهای زیرین جو جریان شمالی است. مضاف بر این در تمامی الگوها شدت جریان شمالی به سمت شرق دریا افزایش می‌یابد (شکل ۶-b، ۶-d و ۶-f). در این رابطه شدت متوسط باد شمالی در الگوی زوجی به طور قابل ملاحظه‌ای از سایر الگوها بیشتر است، به طوری که بیشینه متوسط سرعت باد در این الگو در شرق دریا از ۳۰ کیلومتر در ساعت تجاوز می‌نماید. در عین حال در زمان اوج بارش‌ها الگوی زوجی با جهت وزش باد شمال-شمال غربی در مقایسه با دو الگوی پرفشار و کم فشار (شکل ۶-b، ۶-d و ۶-f) شرایط مناسب تری را برای انتقال رطوبت دریای خزر به سواحل جنوبی فراهم می‌آورد. به نظر می‌رسد به همین علت در زمان استقرار الگوی زوجی بالاترین مقادیر متوسط منطقه‌ای بارش در سواحل خزری به وقوع می‌پیوندد (جدول ۲). نکته دیگری که از بررسی

از سویی دیگر استقرار یک پشته بر جانب شرقی شبه جزیره عربستان و شکل‌گیری جریان‌ات واچرخندی بر روی نیمه جنوبی کشور، ضمن انتقال مداوم رطوبت از دریای سرخ، دریای عرب و خلیج فارس (شکل ۵-a و ۵-d) به داخل چرخند مستقر بر شمال عراق، تکوین و گسترش چشمگیر آن را در پی داشته است. فراهم شدن شرایط فوق و پیدایش یک گردش چرخندی گسترده همراه با صعود شدید هوا در لایه ضخیمی از وردسپهر بر روی نیمه غربی ایران (شکل ۲-f) همراه با تداوم گردش واچرخندی و تقویت بادهای شمالی بر روی دریای خزر، در نهایت یک منطقه همگرایی را بین جریان‌ات مرطوب جنوبی و شمالی در سواحل جنوبی دریای خزر ایجاد نموده است (شکل ۵-d). بررسی وضعیت همدیدی کم فشار روز ۱۰ دسامبر ۲۰۰۲ نشان دهنده آن است که برخلاف دو الگوی پرفشار و زوجی در الگوی کم فشار تنها دریای خزر منبع تأمین رطوبت بارش‌ها نبوده و دریا‌های دور دست جنوبی (دریای سرخ، دریای عرب و خلیج فارس) نیز منابع رطوبتی بارش‌های شدید سواحل خزری هستند (شکل ۵-d). بیشینه صعود هوا در این الگو همان طوری که شکل ۲-f نشان می‌دهد، به واسطه قرارگیری در منطقه همگرایی جلوی یک چرخند، در حدفاصل جنوب دریای خزر تا رشته کوه‌های البرز در ترازهای میانی وردسپهر به وقوع می‌پیوندد. بررسی تطبیقی الگوی کم فشار زمستانه (شکل ۵) با الگوی کم فشار ارایه شده توسط مفیدی و همکاران (۱۳۸۶: ۱۳۱) برای

واچرخندی همراه با بادهای شمالی در ترازهای زیرین جو بر دریای خزر تسلط دارد.

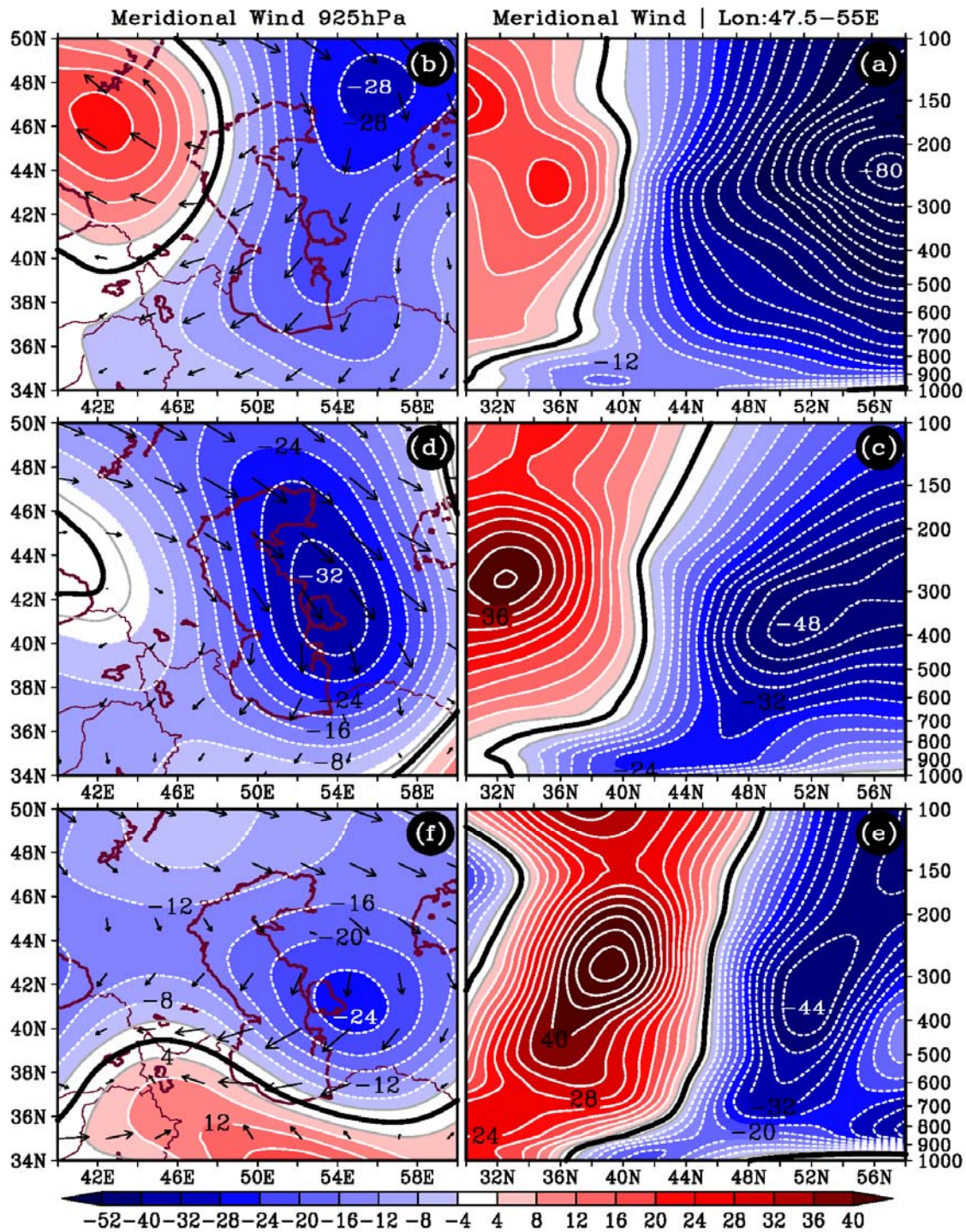
- در الگوی پرفشار یک مرکز پرفشار دینامیکی قوی بر شمال دریای خزر استقرار می‌یابد و گردش واچرخندی را در ترازهای زیرین جو بر روی کل منطقه خزری به شدت افزایش می‌دهد. در این الگو در نتیجه استقرار و تداوم گردش واچرخندی شدید و افزایش آن به سمت شمال دریای خزر، همه مناطق واقع در بخش میانی و شمالی دریا در زیر تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال تحت تسلط یک نزول شدید هوا قرار دارند. در مقابل، حوضچه جنوبی دریا به ویژه نوار ساحلی در زیر تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال صعود شدیدی را تجربه می‌کند. این رابطه الاکننگی بین نیمه شمالی و جنوبی دریای خزر در همه روزهای بارشی مربوط به الگوی پرفشار قابل مشاهده است (شکل ۲-a، ۲-d و جدول ۲). استقرار این الگو یک جریان شمال-شمال شرقی گسترده و مداومی را در ترازهای زیرین ورد سپهر در زمان اوج بارش‌ها بر روی دریای خزر در پی دارد (شکل ۱-d و ۱۰-d).

ساختار جریان بر روی دریای خزر حاصل می‌شود وجود یک منطقه همگرایی برجسته و عمیق بین بادهای شمالی و جنوبی در سواحل جنوبی دریای خزر در الگوی کم فشار است (شکل ۶-e و ۶-f).

نتیجه‌گیری

شناخت ساختار گردش منطقه‌ای جو و تبیین نحوه ارتباط آن با ویژگی‌ها و مؤلفه‌های منطقه‌ای و محلی، درک نظام‌های اقلیمی را در مقیاس منطقه‌ای ممکن می‌سازد. بر این اساس در مطالعه حاضر جهت تبیین سازوکار حاکم بر وقوع بارش‌های شدید زمستانه در سواحل خزری، ساختار گردش و برخی مؤلفه‌های مهم در مقیاس منطقه‌ای مورد بررسی قرار گرفت. با در نظر گرفتن هدف و سؤالات تحقیق، یافته‌ها و ویژگی‌های زیر را در رابطه بارش‌های زمستانه منطقه خزری نشان می‌دهند.

- بررسی‌ها نشان دهنده آن است که بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر نتیجه استقرار سه الگوی پرفشار، زوجی و کم فشار بر روی منطقه خزری بوده و در تمامی الگوها گردش



شکل ۶- متوسط سرعت باد نصف النهاری و جهت باد غالب در زمان وقوع بارش‌های شدید زمستانه بر روی دریای خزر. سمت راست (a, c, e) نیمرخ قائم شدت باد نصف النهاری متوسط گیری شده برای ۴۷/۵ تا ۵۵ درجه طول شرقی به ترتیب در الگوی پرفشار، زوجی و کم فشار. محور افقی و قائم به ترتیب نشان دهنده عرض جغرافیایی و فشار برحسب هکتوپاسکال است. سمت چپ (b, d, f) شدت متوسط باد نصف النهاری و جهت باد غالب در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال به ترتیب در الگوی پرفشار، زوجی و کم فشار. در شکل‌ها مقادیر منفی نشان دهنده باد شمالی است. سرعت باد برحسب کیلومتر در ساعت است.

جنوب دریای خزر تا رشته کوه البرز در ترازهای میانی ورد سپهر بیشینه صعود هوا را تجربه می‌کند (شکل ۲-f).

- بررسی‌های انجام شده در مقیاس همدید نشان دهنده آن است که به استثنای الگوی کم فشار، در زمان وقوع بارش‌های شدید علیرغم صعود شدید هوا در نوار ساحلی جنوب دریای خزر، مرکز کم فشار و یا منطقه همگرایی در حوضچه جنوبی دریا مشاهده نمی‌گردد. بر این اساس، می‌توان چنین استدلال نمود که در دو الگوی پرفشار و زوجی در زمان وقوع بارش‌ها، مشاهده صعود شدید هوا در لایه‌ای کم عمق در نوار ساحلی و در زیر تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۲) ناشی از وقوع همرفت در مقیاسی نسبتاً محلی در حاشیه جنوبی دریای خزر است.

- بررسی ساختار باد در منطقه دریای خزر نشان داد که در تمامی الگوهای همدیدی بر روی دریای خزر جریان غالب در ترازهای زیرین جو جریان شمالی است. مضاف بر این در تمامی الگوها شدت جریان شمالی به سمت شرق دریا افزایش می‌یابد. در عین حال الگوی زوجی با جهت وزش باد شمال-شمال غربی در مقیاسه با دو الگوی پرفشار و کم فشار شرایط مناسب‌تری را برای انتقال رطوبت دریای خزر به سواحل جنوبی فراهم می‌آورد (شکل ۶).

سپاسگزاری

مقاله حاضر بخشی از طرح پژوهشی است که در سال ۱۳۸۷ در دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور به انجام رسیده است. از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور، به خاطر حمایت مالی از پژوهش انجام شده قدردانی می‌شود.

- الگوی زوجی پس از گذر یک ناوه موج غربی از روی منطقه خزری و در ابتدای ورود یک پشته به منطقه دریای سیاه و قفقاز مشاهده می‌گردد. در نقشه سطح زمین یک چرخند و یا گردش چرخندی در منطقه دریاچه آرال و یک واچرخند در حدفاصل دریای خزر تا دریای سیاه تسلط دارند (شکل ۳-a). در این الگو به واسطه استقرار یک پشته نسبتاً قوی بر جانب شمالی دریای سیاه و عمیق شدن ناوه بر شرق دریای خزر شیب فشار و تاوایی در امتداد مداری در منطقه دریای خزر بسیار قابل ملاحظه است (شکل ۳-b). در الگوی زوجی دریای خزر تحت تسلط جریانات شمال غربی قرار داشته و گردش واچرخندی در نیمه ی جنوبی دریا به حداکثر میزان خود می‌رسد. در عین حال گردش واچرخندی در مقیاسه با الگوی پرفشار از عمق و وسعت کمتری برخوردار است (شکل ۲-b). در مقابل، وزش بادهای شمالی در این الگو از شدت بیشتری برخوردار است (شکل ۶).

- در الگوی کم فشار شکل گیری یک گردش چرخندی گسترده همراه با صعود شدید هوا در لایه ضخیمی از وردسپهر بر نیمه ی غربی ایران (شکل ۲-f)، همراه با تداوم گردش واچرخندی و تقویت بادهای شمالی بر روی دریای خزر، موجب پیدایش یک منطقه همگرایی بین جریانات مرطوب جنوبی و بادهای شمالی در سواحل جنوبی دریای خزر می‌گردد (شکل ۶-d). در این الگو برخلاف دو الگوی پرفشار و زوجی تنها دریای خزر منبع تأمین رطوبت بارش‌ها نبوده و دریاها و رودست جنوبی (دریای سرخ، دریای عرب و خلیج فارس) نیز منابع رطوبتی بارش‌های شدید سواحل خزری هستند (شکل ۵-d). در الگوی کم فشار، منطقه خزری به واسطه قرارگیری در منطقه همگرایی جلوی یک چرخند، در حدفاصل

منابع

- افشار مقدم، یدالله، (۱۳۷۳)، آنالیز ورتیسیتی و دیورژانس بر روی دریای خزر، پایان نامه کارشناسی ارشد فیزیک دریا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.
- باقری، سعید (۱۳۷۲)، بررسی سینوپتیکی سیستم های سیل‌زا در شمال ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- براتی، غلامرضا و فاطمه عاشوری، (۱۳۸۶)، طراحی الگوهای همدید شدیدترین بادهای کرانه های جنوبی دریای خزر، پژوهش های جغرافیایی، ۶۲: ۸۰-۶۷.
- پورآتشی، مریم، (۱۳۸۴)، مطالعه همدیدی بارش های سنگین (۲۰۰ میلی متر و بیشتر در مدت ۲۴ ساعت) ناشی از فرارفت گرمایی در لایه های میانی جو روی سواحل جنوبی دریای خزر، پایان نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.
- خلیلی، علی، (۱۳۵۰)، منشأ بارندگی کرانه های خزر، نیوار، شماره فروردین ۱۳۵۰: ۴۶-۳۹.
- خوشحال دستجردی، جواد، (۱۳۷۶)، تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک کلیماتولوژی برای بارشهای بیش از صد میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
- سازمان هواشناسی کشور، داده های بارش روزانه ایستگاه‌های سینوپتیک سواحل خزری.
- رضیئی، طیب، مفیدی، عباس و آذر زرین، (۱۳۸۷)، مراکز فعالیت و الگوهای گردش جو زمستانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی خاورمیانه و ارتباط آنها با بارش ایران، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۵ (۱): ۱۴۱-۱۲۱.
- علیجانی، بهلول، (۱۳۷۲)، مکانیزم های صعود بارندگی های ایران، مجله دانشکده ادبیات دانشگاه تربیت معلم، تابستان ۱۳۷۲، دوره جدید (۱): ۱۰۱-۸۵.
- علیجانی، بهلول، (۱۳۷۶)، آب و هوای ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ سوم، ۲۲۱ صفحه.
- علیجانی، بهلول، (۱۳۸۰)، تیپ‌های هوا و اثر آنها بر اقلیم ایران، کاوش نامه، ۲ (۳): ۴۹-۲۱.
- علیجانی، بهلول، (۱۳۸۱)، اقلیم شناسی سینوپتیک، انتشارات سمت، چاپ اول، ۲۰-۵.
- علیجانی، بهلول، محمدی، حسین و آزیتا بیگدلی (۱۳۸۶) نقش الگوهای فشار در بارش های سواحل جنوبی دریای خزر، فصلنامه جغرافیایی سرزمین، سال چهارم، ۱۶: ۵۱-۳۷.
- قشقایی، قاسم، (۱۳۷۵)، بررسی اثر فرابار سیبری بر بارش‌های پاییزی سواحل جنوبی خزر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت معلم.
- مرادی، حمیدرضا، (۱۳۸۰)، بررسی سینوپتیک سیلاب ۲۱ آبان ماه سال ۱۳۷۵ در نواحی مرکزی استان مازندران، رشد آموزش جغرافیا، ۵۷: ۴۱-۳۳.
- مرادی، حمیدرضا، (۱۳۸۳)، نقش دریای خزر در شرایط بارشی سواحل شمال کشور، مجله علوم و فنون دریایی ایران، دوره دوم (۲-۳): ۸۸-۷۷.
- مرادی، حمیدرضا، (۱۳۸۵)، پیش بینی وقوع سیلاب ها بر اساس موقعیت های سینوپتیکی در ساحل جنوبی دریای خزر، پژوهش های جغرافیایی، ۵۵: ۱۳۱-۱۰۹.
- مفیدی، عباس، (۱۳۷۹)، بررسی همدیدی نقش دریای سیاه در بارش‌های ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی (گرایش اقلیم شناسی)، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مرکز.
- مفیدی، عباس، زرین، آذر و غلامرضا جانباذادی، (۱۳۸۵)، بررسی سینوپتیکی بارش‌های شدید و سیل‌زای پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجموعه مقالات همایش منطقه‌ای منابع طبیعی و توسعه پایدار در عرصه‌های جنوبی دریای خزر، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور، ۸۴-۷۱.

Dotty, B. (1996), *The Grid Analysis and Display System (GrADS)*, V1.5.1.12.145p. [<http://www.iges.org/grads/gadoc/users.htm>].

Kalnay, E. and 21 Co-authors. (1996), The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77: 437-471.

Kistler, R. and 13 Co-authors. (2001), The NCEP/NCAR 50-Year Reanalysis Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82: 246-267.

Yarnal, B. (1993), *Synoptic Climatology in Environmental Analysis*, Belhaven press, 1-18.

مفیدی، عباس، زرین، آذر و غلامرضا جانبازقبادی، (۱۳۸۶)، تعیین الگوی هم‌مدیدی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۳ (۳): ۱۵۴-۱۳۱.

وحیدی، جهاندار، (۱۳۷۶)، مطالعه و بررسی سینوپتیکی-آماری بارندگی‌های سواحل جنوبی دریای خزر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.

یوسفی، حسن، (۱۳۸۲)، زمانبندی ورود پرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای خزر و تأثیر سینوپتیکی آن بر بارش‌های پاییزی منطقه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی (گرایش اقلیم‌شناسی)، دانشگاه تهران.

Recognizing the Synoptic Patterns of Wintertime Heavy Precipitation in the Southern Coast of the Caspian Sea

Gh. R. Janbaz Ghobadi. A. Mofidi. A. Zarrin

Received: 31 August 2009 / Accepted: 14 December 2010, 5-8 P

Extended abstract

1- Introduction

In southern coast of Caspian Sea the precipitation, as the most important climatic phenomenon, shows a complex temporal and spatial distribution. Such a complexity is due to the settlement of this area between the largest lake of the world in the north and a high mountain range in its south. The climate complexity is resulted when we add the successive eastward movement of westerly waves over the area throughout the year. Therefore, a unique climatic region is appeared in the southern coast of Caspian Sea due to Land-Sea-Atmosphere interactions in a variety of scales. In fact, this area is one of the unique locations in the world which migrating anticyclones can cause heavy precipitation with amount more than 200 -250 mm per day due to the shape, size and the location of the Caspian Sea (Mofidi et al. 2008).

Author

Gh. R. Janbaz Ghobadi
Assistant Professor of Climatology, Islamic Azad University –Nour Branch, Nour, Iran

A. Mofidi (✉)
Assistant Professor of Climatology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran.
e-mail: abbasmofidi@um.ac.ir

A. Zarrin
Postdoctoral Research Associate, Center for Climatic Research, University of Wisconsin-Madison, WI 53706, USA.

In such an area it is not surprising to see a high frequency of heavy precipitation events during the cold period. In some meteorological stations the half of the annual precipitation amounts is related to the occurrence of heavy precipitation events. Although, many domestic researchers investigated the mechanism of heavy precipitation over the area, but the mechanism for occurrence of winter precipitation is less known and needs to be investigated in detail. Therefore, we plan to clarify how the heavy precipitation events occur during the winter season. In this way, we would like to answer to the following question: What are the most important synoptic patterns of winter heavy precipitation in southern coast of the Caspian Sea?

2- Methodology

In order to recognize the synoptic patterns of winter time heavy precipitation in southern coast of Caspian Sea, the precipitation data of eight synoptic stations in the southern coast of Caspian Sea is used for a 10-year (1994-2003) period. The 6 hourly NCEP/NCAR

gridded reanalysis dataset of sea level pressure, geopotential height, vertical velocity, specific humidity, and zonal (U) and meridional (V) wind components at different levels were employed to determine the synoptic patterns of precipitation events. The data was used for 21 winter precipitation events and the maps were analyzed from 2 days before the occurrence of each precipitation event until the end of the precipitation period. Have been applied a synoptic approach called "Environment to circulation" to investigate the events (Yarnal 1993). Also were used a percentage criterion to extract the heavy precipitation events through the abovementioned period.

3- Discussion and Conclusion

The results revealed that all the winter heavy precipitation of southern coasts of Caspian Sea can be classified into three main patterns including High pressure (HP), Low pressure (Low) and Coupling (CP) patterns. In all patterns, the anticyclonic circulation associated with the northerly winds in lower troposphere is dominated over the Caspian Sea. The findings showed that in High pressure pattern, there is a see-saw relation between the northern and southern Caspian Sea in the all precipitation days, due to the strong subsidence over northern Caspian Sea and a strong but shallow ascending air over the southern Caspian Sea. In High pressure pattern and in its peak time a continuous and extended north-north easterly flow stagnates over the Caspian Sea in lower troposphere.

The Coupling Pattern appears after passing a westerly trough over the area and in the beginning of penetration of a mid-troposphere ridge between the Caspian Sea and the Black Sea. In lower troposphere due to the settlement of a

high pressure in the west and a low pressure in the east, the Caspian Sea area experiences a strong zonal pressure gradient over the sea. The results also indicate that unlike the High pressure pattern, in Coupling Pattern the anticyclonic circulation in southern Caspian Sea in lower troposphere reaches to its maximum value even though the negative vorticity just limited to lower troposphere at levels below 700 hPa. In contrast, the High pressure pattern only shows an increase in anticyclonic circulation in northern part of the Sea all the way from bottom to the top of the troposphere.

The strongest winter winds are occurred during the Coupling pattern and the Northerly winds of this pattern are stronger than the Northerly winds of High pressure pattern. Locating in the convergence region of the front of a cyclone, the Caspian Sea region experiences the maximum ascending of air in Low pressure pattern in an area from the southern coast of Caspian Sea to the Alborz mountain range in mid-troposphere. Also, in Low pressure pattern, unlike the High pressure and Coupling patterns, because of the convergence of the southern and northern moisture flows in the southern Caspian Sea coast, Caspian Sea is not the only source of precipitation's moisture. The other far southern seas are also contributed in the moisture of heavy precipitation over the Caspian Sea coast.

The investigation of wind structure indicates that in all synoptic patterns a permanent northerly wind occurs in lower troposphere over the Caspian Sea region. Additionally, in all patterns the intensity of northerly wind has been increased to the eastward. However, the permanent wind direction in coupling mode has the most favorable conditions for transporting

the moisture to the southern coast of Caspian Sea.

Key Words: Caspian Sea precipitation, Synoptic patterns, Extra-tropical anticyclone, Negative vorticity, Northerly wind.

References

- Afshar-Moghaddam, Y. (1994). The Divergence and Vorticity Analysis over the Caspian Sea, MS. Thesis, Oceanography Department, Islamic Azad University-North Tehran Branch. [In Persian]
- Alijani, B. (1993). Synoptic Mechanisms of Precipitation in Iran, 1993, Journal of the Faculty of Letters and Humanities, Tarbiat Moallem University, 1: 85-101. [In Persian]
- Alijani, B. (1995). Climate of Iran, Piame Nour University, Tehran, 1st edition. 221p. [In Persian]
- Alijani, B. (2002). Weather types and their effect on the Climate of Iran, Kavoshnameh, 3: 21-49. [In Persian]
- Alijani, B. (2002). Synoptic Climatology, SAMT. Organisation, Tehran, 1st edition, 5-20. [In Persian]
- Alijani, B., Mohammadi, H., and Bigdeli, A. (2007). The role of pressure patterns on the precipitation occurrence in the southern coast of the Caspian Sea, Sarzamin, 16: 37-51. [In Persian]
- Bagheri, S. (1993). Synoptic investigation of Flood producing pressure systems in North Iran, MS Thesis, Meteorology Department, Institute of Geophysics, and University of Tehran. [In Persian]
- Barati, Gh. and Ashori, F. (2007). the synoptic analysis of the most intense winds in southern coast of Caspian Sea, Geographical Researches, 62, 67-80. [In Persian]
- Dotty, B. (1996). The Grid Analysis and Display System (GrADS), V1.5.1.12.145p. [http://www.iges.org/grads/gadoc/users.html].
- Ghashghaei, Gh. (1996). Investigation of the effect of Siberian High on autumn precipitation in the Southern Coast of the Caspian Sea, MA. Thesis, Geography Department, Tarbiat Moallem University. [In Persian]
- Jahandar, V. (1997). Synoptic and Statistical investigations of Precipitation in the Southern Coast of the Caspian Sea, MS. Thesis, Meteorology Department, Islamic Azad University - North Tehran Branch. [In Persian]
- IRIMO, Data Service Center, Daily Precipitation Dataset. Data for Synoptic stations in Southern Coast of Caspian Sea. <http://www.irimo.ir>
- Kalnay, E. and 21 Co-authors. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, Bulletin of the American Meteorological Society, 77: 437-471.
- Khalili, A. (1971). the Origin of the Caspian Sea Precipitation, Nivar, April Issue, 39-46. [In Persian]
- Khoshhal-Dastjerdi, J. (1997). The Analysis and demonstration of a Climatological-Synoptic module for heavy rainfalls (> 100 mm) in Southern Coast of Caspian Sea, PhD. Dissertation, Geography Department, Tarbiat Modares University. [In Persian]
- Kistler, R. and 13 Co-authors. (2001). the NCEP/NCAR 50-Year Reanalysis Project, Bulletin of the American Meteorological Society, 82: 246-267.
- Pour-Atashi, M. (2005). Synoptic Study of Heavy rainfalls due to mid-troposphere thermal advection over the Southern Coast of Caspian Sea, MS. Thesis, Meteorology Department, Islamic Azad University-North Tehran Branch. [In Persian]
- Mofidi, A. (2001). Synoptic Analysis of the Effect of the Black Sea on the Precipitation of Iran, MA. Thesis, Geography Department, Islamic Azad University-Tehran Branch. [In Persian]
- Mofidi, A., Zarrin, A., and Janbaz Ghobadi, Gh. (2007). Synoptic Investigation of Autumn Heavy Rainfalls in the Southern Coasts of Caspian Sea, Conference of Natural Resources and Sustainability in the Southern Coasts of Caspian Sea, Islamic Azad University- Nour Branch, 71-84. [In Persian]
- Mofidi, A., Zarrin, A., and Janbaz Ghobadi, Gh. (2008). Determining the Synoptic Pattern of Autumn Heavy and Extreme Precipitation in Southern Coast of Caspian Sea, Journal of Earth and Space Physics, 33(3): 131-154. [In Persian]
- Moradi, H-R. (2001). Synoptic investigation of flood event in central regions of Mazandaran Province in November 10th, 1996, Roshd: Teaching Geogrphy, 57: 33-41. [In Persian]
- Moradi, H-R. (2004). the role of Caspian Sea in the rainfall conditions of the southern coast of Caspian Sea, The Iranian Journal of Marine Technologies and Sciences, 2-3: 77-88. [In Persian]
- Moradi, H-R. (2006). Forecasting the flood occurrence in the Southern Coast of the Caspian Sea on the base of Synoptic

- Conditions, Geographical Researches, 55: 109-131. [In Persian]
- Raziei, T., Mofidi, A., and Zarrin, A. (2009). The 500 hPa Action Centers and Winter Circulation Patterns over the Middle East and their Relationship with Precipitation in Iran, Journal of Earth and Space Physics, 35(1): 121-141. [In Persian]
- Yarnal, B. (1993). Synoptic Climatology in Environmental Analysis, Belhaven press, 1-18.
- Yousefi, H. (2003). Timing the entrance of Siberian High to Southern Coast of the Caspian Sea and its synoptic effect on the regional precipitation in autumn, MA. Thesis, Geography Department, University of Tehran. [In Persian]