

تعیین الگوی همیدیدی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر

عباس مفیدی^{۱*}، آذر زرّین^۲ و غلامرضا جانباغز قبادی^۳

^۱ استادیار گروه جغرافیا، مؤسسه آموزش عالی طبرستان، چالوس، ایران

^۲ مربی گروه جغرافیا، مؤسسه آموزش عالی طبرستان، چالوس، ایران

^۳ استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نوره، ایران

(دریافت: ۸۵/۱۲/۶، پذیرش نهایی: ۸۶/۶/۱۷)

چکیده

به منظور تعیین الگوی همیدیدی بارش‌های شدید و حدی در سواحل جنوبی دریای خزر، با استفاده از آمار ۸ ایستگاه سینوپتیک، ویژگی‌های بارش منطقه خزری مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به آستانه‌های درصدی، روزهای دارای بارش شدید و حدی برای همه فصول سال در یک دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۳-۱۹۹۴) استخراج شد. در ادامه با توجه به تمرکز بیش از ۷۵ درصد از روزهای بارش شدید در فصل پاییز، آستانه ۱۰٪ از مقدار بارش فصل پاییز (۵۲/۸ میلی‌متر) در نظر گرفته شد و در نهایت ۲۸ روز بارش شدید در دوره ۱۰ ساله تعیین شد. به‌منظور تعیین الگوی همیدیدی بارش‌های شدید، داده‌های مربوط به فشار، نم و باده، سرعت قائم (أمگا)، مؤلفه باد مداری (U) و نصف‌النهاری (V) در ترازهای متفاوت، به‌صورت ۶ ساعته و روزانه و تابش طول موج بلند خروجی (OLR) به‌صورت روزانه از NCEP/NCAR از دو روز قبل از بارش تهیه شد و مورد تحلیل قرار گرفت.

یافته‌ها نشان می‌دهد که بارش‌های شدید و حدی سواحل جنوبی دریای خزر در سه الگوی همیدیدی اصلی شامل الگوی پرفشار، کم‌فشار و زوجی جا می‌گیرد. از ۲۸ روز بارش شدید، ۱۶ روز آن (۵۷،۲٪) نتیجه استقرار الگوی پرفشار و تاوایی منفی ناشی از نفوذ زبانه پرفشار در سواحل جنوبی دریای خزر و در مقابل فقط ۶ روز آن دارای الگوی کم‌فشار (۲۱،۴٪) است. الگوی زوجی که شامل استقرار مرکز پرفشاری در غرب-شمال غرب دریای خزر و مرکز کم‌فشاری در جانب شرقی آن است، ۶ روز بارش شدید (۲۱،۴٪) را دربرمی‌گیرد. در این الگو، نیمه جنوبی دریای خزر عمدتاً تحت تأثیر گردش و اچرخندی دارای تاوایی منفی است اما بارش حاصله ناشی از همگرایی جریان‌های اچرخندی و واچرخندی روی دریای خزر است. در دو الگوی پرفشار و زوجی وقوع همرفت به‌صورت محلی در انتهای جنوبی دریای خزر سازوکار اصلی بارش‌ها بوده، در حالی که در الگوی کم‌فشار، استقرار سامانه کم‌فشار دینامیکی، سازوکار اصلی وقوع بارش است. در عین حال حداکثر صعود هوا (بیشترین میزان أمگای منفی) در دو الگوی پرفشار و زوجی در ترازهای تحتانی وردسپهر و در زیر تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال و در الگوی کم‌فشار در لایه ضخیمی در ترازهای میانی به‌وقوع می‌پیوندد.

یافته‌ها بیانگر آن است که استقرار مرکز پرفشاری بر غرب دریای خزر و وجود تاوایی منفی روی دریا در ترازهای تحتانی جو همراه با جریان‌های شدید و غالب شمالی-جنوبی، از عوامل اصلی ایجاد بارش‌های شدید و حدی پاییزه در همه الگوهای همیدیدی بارش‌زای خزری محسوب می‌شود.

واژه‌های کلیدی: سواحل جنوبی دریای خزر، بارش شدید، بارش حدی، الگوی همیدیدی، تاوایی منفی، سرعت قائم

۱ مقدمه

همراه با تأثیر مداوم و ممتد الگوی موجی عرض‌های برون‌حاره در کنار ویژگی‌های خاص محلی، تحلیل و پیش‌بینی وضعیت جوی و خصوصیات اقلیمی منطقه خزری را بسیار مشکل ساخته است. در این بین، بی‌گمان بارش، پرمودترین عنصر اقلیمی منطقه خزری است که تمایز بارزی را در مقایسه با سایر مناطق کشور و حتی خاورمیانه از خود نشان می‌دهد.

منطقه جنوبی دریای خزر، از نظر اقلیمی با سایر مناطق کشور تفاوت بسیار دارد. وجود دریای خزر، توپوگرافی پیچیده و تأثیرپذیری این منطقه از الگوی گردش بزرگ‌مقیاس برون‌حاره در طول سال، ویژگی‌های اقلیمی بسیار پیچیده و برجسته‌ای را برای این منطقه فراهم کرده است. استقرار بزرگ‌ترین مرکز پرفشار ساکن نیم‌کره شمالی، موسوم به پرفشار سیبری در مجاورت منطقه،

پرسشی اساسی که تاکنون ذهن پژوهشگران بسیاری را در مطالعات اقلیمی منطقه خزری به خود مشغول کرده این است که منشأ بارش‌های شدید منطقه خزری چیست؟ و اساساً نحوه وقوع و توزیع زمانی و تغییرات مکانی چنین بارش‌هایی از کدام الگوهای همدیدی تبعیت می‌کند؟

در طی چند دهه گذشته، یافتن پاسخی علمی برای این پرسش‌ها، اقلیم‌شناسی منطقه خزری را به یکی از پرچالش‌ترین موضوعات اقلیم‌شناسی کشور تبدیل کرده است. به طوری که نظریه‌های ارائه شده در ارتباط با علت وقوع و نحوه توزیع بارش‌های خزری از هر حوزه دیگری در اقلیم‌شناسی ایران متنوع‌تر و پویاتر بوده است.

در یکی از اولین بررسی‌ها، گنجی، بارش‌های منطقه خزری را ناشی از صعود هوای ناپایدار و مرطوب دریای خزر از دامنه‌های شمالی البرز دانسته است (گنجی، ۱۹۵۴ به نقل از علیجانی، ۱۳۷۲). خلیلی (۱۳۵۰) علت وقوع بارش‌های شدید در انتهای جنوب غرب دریای خزر را نتیجه استقرار یک جریان شمالی - جنوبی و وقوع همرفت در منطقه خزری بیان کرده است که استقرار یک جبهه محلی در منطقه دره سفیدرود، امکان افزایش بارش را در این منطقه فراهم ساخته است. علیجانی (۱۳۷۲ و ۱۳۷۶) در بررسی بارش‌های خزری و توزیع زمانی و مکانی آن، پرفشار سبیری را عامل اصلی وقوع بارش و نحوه توزیع آن در فصل پاییز در سواحل خزری معرفی کرده است. به اعتقاد ایشان گردش و اچرخندی مناسب ناشی از نفوذ زبانه پرفشار سبیری، ضمن انتقال رطوبت دریای خزر به سواحل جنوبی، موجب پدیده همرفت وزشی در این منطقه می‌شود. خوشحال دستجردی (۱۳۷۶) در بررسی بارش‌های شدید سواحل خزری، استقرار یک مرکز پرفشار مهاجر در غرب - شمال غرب دریای خزر و فرارفت رطوبت دریای خزر با جریان‌های شمالی آن را علت اصلی بارش‌های شدید در منطقه خزری دانسته است و در این ارتباط شکل‌گیری یک جبهه نسیم در سواحل منطقه

خزری در فصل پاییز را عامل اصلی وقوع حداکثر بارش در نوار ساحلی بیان کرده است. مفیدی (۱۳۷۹) در بررسی نقش کم‌فشارهای منطقه شرق اروپا روی بارش‌های خزری، عبور یک جبهه سرد را که مرکز کم فشار آن در عرض‌های میانی و روی روسیه به سمت شرق در حال جابه‌جایی است، علتی برای بارش و نحوه توزیع آن در منطقه خزری دانسته است. آخرین تحقیقات صورت گرفته ضمن اینکه نقش و اهمیت پرفشار سبیری را در وقوع بارش‌های خزری مورد تردید جدی قرار داده‌اند، بر نقش پرفشارهای مهاجر و گسترش زبانه‌های پرفشار در منطقه خزری تأکید دارند (مرادی، ۱۳۸۰ و ۱۳۸۵؛ یوسفی، ۱۳۸۲). با وجود همه مطالعات صورت گرفته، هنوز ابهامات قابل ملاحظه‌ای در مورد ساختار منطقه‌ای و محلی گردش جو و الگوهای همدیدی منجر به وقوع بارش در منطقه خزری وجود دارد.

با توجه به یافته‌های فوق، هدف اصلی تحقیق حاضر، بررسی بارش‌های شدید و حدی در منطقه خزری و تعیین الگوهای همدیدی حاکم در زمان وقوع این بارش‌هاست. بر این اساس، پرسش‌های اساسی که تحقیق حاضر درصدد پاسخ‌گویی به آنهاست عبارت‌اند از:

۱. توزیع زمانی و مکانی بارش‌های شدید منطقه خزری چگونه است؟

۲. بارش‌های شدید پاییزه منطقه خزری، تحت تأثیر کدام الگوهای همدیدی به وقوع می‌پیوندد؟

در ادامه ابتدا رژیم بارش سواحل جنوبی دریای خزر مورد بررسی قرار می‌گیرد و ضمن تعیین شاخص‌هایی، بارش‌های شدید استخراج و سپس الگوهای همدیدی حاکم بر آنها تعیین می‌شود.

۲ مفهوم بارش شدید و بارش حدی

در متون اقلیمی، تعاریف متعدد و مقادیر متفاوتی برای «بارش شدید» و «بارش حدی» ارائه شده و پژوهش‌هایی

تایلند، از آستانه ۱۰۰ میلی‌متر در ۲۴ ساعت برای تعیین رخداد بارش شدید استفاده شده است. این در حالی است که در کشورهای افریقای جنوبی، استرالیا، چین (بخش مرکزی)، برزیل (بخش مرکزی) و مکزیک، همچون امریکا از آستانه ۵۰/۸ میلی‌متر و در روسیه و بخش اروپایی شوروی سابق از آستانه ۲۰ میلی‌متر، همچنین در کانادا و نروژ از آستانه ۲۵/۴ میلی‌متر در مدت ۲۴ ساعت، برای تعیین بارش‌های شدید بهره‌جسته‌اند (گریوسمن و همکاران، ۱۹۹۹؛ استرلینگ و همکاران، ۲۰۰۰a). نکته مهم در مورد شاخص آستانه مطلق آن است که این شاخص‌ها از نظر اقلیمی برای مناطقی محدود با ورود پذیر اقلیمی کم، کارایی دارند، اما برای مناطق دارای اقلیم‌های متنوع مناسب نیستند. در عین حال شاخص آستانه مطلق، امکان مقایسه مناطق گوناگون با اقلیم‌های متفاوت را به حداقل می‌رساند (مانتون و همکاران، ۲۰۰۱؛ الکساندر و همکاران، ۲۰۰۶).

۲. شاخص «مساحت منحنی هم‌بارش خاص»: در این شاخص، بارش‌های شدید و حدی براساس مساحتی که یک منحنی هم‌بارش خاص در طی یک دوره زمانی معین اشغال می‌کند، تعیین می‌شود. بدین ترتیب که، اگر مساحتی که منحنی هم‌بارش خاصی محصور می‌کند برابر یا بیشتر از آستانه معینی باشد، به‌مثابه رخدادی شدید یا حدی تعیین می‌شود. در این خصوص جانکر و همکاران (۱۹۹۹) بارشی را شدید دانسته‌اند که ضمن آن، منحنی هم‌بارش ۷۵ میلی‌متر در مدت ۲۴ ساعت، مساحتی برابر یا بیشتر از ۱۷۰۰۰ کیلومتر مربع را اشغال کند. این در حالی است که سایر پژوهشگران، مساحتی برابر یا بیشتر از ۱۰۰۰۰ کیلومتر مربع را واحد مساحت برای وقوع بارش شدید برگزیده‌اند، که در این مورد منحنی هم‌بارش ۵۰ میلی‌متر (تکزریا و ساتیامورتی، ۲۰۰۶) و ۵۱ میلی‌متر (هارناک و همکاران، ۱۹۹۹) در طی ۲۴ ساعت،

که تاکنون در این زمینه در کشور صورت گرفته، تفاوت‌های قابل ملاحظه‌ای را از جهت معیار تعیین بارش‌های شدید و حدی نشان می‌دهد. به همین علت در ادامه، به‌منظور تبیین مفهوم بارش شدید و حدی و همچنین شناسایی شاخص‌های موجود، برخی از بررسی‌های اخیر مورد بررسی قرار می‌گیرد، تا امکان ارائه تعریفی مناسب برای بررسی بارش‌های شدید و حدی در منطقه خزری فراهم شود. شاخص‌هایی را که توسط پژوهشگران، برای تعیین بارش‌های شدید و حدی مورد استفاده قرار داده‌اند، می‌توان در ۴ دسته جای داد:

۱. شاخص آستانه «مطلق» یا آستانه «اختیاری»: در این شاخص به‌طور اختیاری و براساس تجربیات محلی، آستانه خاصی برای بارش‌های شدید و حدی تعیین می‌شود (گریوسمن و همکاران، ۱۹۹۹). به‌لحاظ تعریف، شاخص آستانه مطلق/اختیاری عبارت است از «مقدار بارش برابر یا بیشتر از یک مقدار آستانه مشخص و ثابت برای یک دوره زمانی معین» (پترسن و همکاران، ۲۰۰۱).

در مورد آستانه مطلق، بنول (۱۹۶۷) برای بررسی بارش‌های شدید در انگلستان، مقدار بارش روزانه برابر یا بیشتر از ۲/۵ اینچ (۶۳/۵ میلی‌متر) را پیشنهاد کرده است. کنراد (۱۹۹۷) در بررسی سیل‌های شدید و مخرب بر روی دشت‌های امریکا، مقدار بارشی برابر یا بیشتر از ۵۰ میلی‌متر در مدت ۶ ساعت را بارش شدید و سیل‌زا ذکر کرده است. در همین زمینه بسیاری از تحقیقات صورت گرفته در امریکا، آستانه بارش ۲ اینچ (۵۰/۸ میلی‌متر) در ۲۴ ساعت را معیار اصلی تعیین بارش‌های شدید قرار داده‌اند (کارل و همکاران، ۱۹۹۶؛ گریوسمن و همکاران، ۱۹۹۹؛ استرلینگ و همکاران، ۲۰۰۰b؛ مانتون و همکاران، ۲۰۰۱).

در کشورهای ژاپن (بخش شمالی و جنوبی)، چین (بخش جنوب شرقی)، برزیل (بخش شمال شرقی) و

۹۵ ام و ۹۹ ام به ترتیب به مثابه روزهای دارای بارش شدید و بارش حدی در نظر گرفته می‌شوند (نیکولز و همکاران، ۲۰۰۰؛ پترسن و همکاران، ۲۰۰۱؛ زانگ و همکاران، ۲۰۰۵؛ الکساندر و همکاران، ۲۰۰۶).

۳ مواد و روش

به منظور تعیین الگوهای هم‌دیدگی بارش‌های شدید و حدی در منطقه خزری، روش هم‌دیدگی "محیط به گردش (environment to circulation)" در حکم اصل اولیه تحقیق در نظر گرفته شد (پارنال، ۱۹۹۳؛ علیجانی، ۱۳۸۱). بر این اساس، ابتدا برای تعیین رژیم فصلی و ماهانه بارش، داده‌های بارش ۸ ایستگاه سینوپتیک در ساحل جنوبی دریای خزر از سازمان هواشناسی کشور تهیه شد و پردازش لازم برای تعیین رژیم بارش ماهانه و فصلی در یک دوره پایه ۴۸ ساله (۲۰۰۳-۱۹۵۶) صورت گرفت (از بین ایستگاه‌های منتخب، ۳ ایستگاه نوشهر، قائم‌شهر و آستارا، با توجه به زمان تأسیس، به ترتیب فقط دارای آمار ۲۷، ۲۰ و ۱۸ ساله بوده‌اند). سپس داده‌های بارش روزانه ۸ ایستگاه فوق برای آخرین دوره ده‌ساله موجود (۲۰۰۳-۱۹۹۴) از سازمان هواشناسی کشور دریافت شد و روزهای بارشی، با توجه به آستانه حداقل ۱ میلی‌متر برای همه ایستگاه‌ها استخراج شد. جدول ۱ مشخصات ایستگاه‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد.

به منظور تعیین روزهای بارش شدید و حدی، معیارهای زیر در نظر گرفته شد:

الف- در این بررسی یک روز بارشی در منطقه خزری روزی است که حداقل یک ایستگاه در مدت ۲۴ ساعت، حداقل ۱ میلی‌متر بارش دریافت کرده باشد. دلیل انتخاب آستانه ۱ میلی‌متر آن است که به خصوص در استفاده از شاخص صدک، از غیر واقعی شدن تعداد روزها و مقدار بارش شدید و حدی جلوگیری شود. چرا که در دوره ۱۰ ساله یاد شده، منطقه

معیاری مناسب برای تعیین بارش‌های شدید دانسته شده است.

۳. شاخص آستانه «درصدی»: در این شاخص، وقوع درصدی از مقدار متوسط درازمدت بارش فصلی یا سالانه ایستگاه (یا منطقه) در مدت زمانی معین، در حکم مقدار آستانه برای تعیین بارش‌های شدید و حدی، مورد استفاده قرار می‌گیرد.

بنول (۱۹۶۷) برای بررسی بارش‌های شدید در انگلستان، مقدار بارش روزانه برابر یا بیشتر از ۷/۵٪ از مقدار متوسط بارش سالانه را پیشنهاد کرده است. با وجود این، اکثر پژوهشگران در استفاده از آستانه‌های درصدی، مقدار بارشی برابر یا بیشتر از ۱۰٪ مقادیر متوسط بارش فصلی و یا مقدار بارشی برابر یا بیشتر از ۵٪ متوسط بارش سالانه را که در ۲۴ ساعت فرو بریزد، آستانه بارش شدید در نظر گرفته‌اند (گریوسمن و همکاران، ۱۹۹۹؛ گریوسمن و همکاران، ۲۰۰۵). این در حالی است که برای بارش حدی، این آستانه بر اساس دریافت حداقل ۲۰٪ از مقدار متوسط بارش فصلی در مدت ۲۴ ساعت، عمومیت یافته است (لیمن و همکاران، ۲۰۰۱؛ کاروالهو و همکاران، ۲۰۰۲).

۴. شاخص پایه «صدک»: این شاخص که در حال حاضر رایج‌ترین روش محاسبه و تعیین بارش‌های شدید و حدی محسوب می‌شود، عمدتاً برای تعیین تعداد روزهای دارای بارش شدید، خیلی شدید و حدی، بر اساس آستانه صدک خاص، کاربرد دارد (پترسن و همکاران، ۲۰۰۱؛ الکساندر و همکاران، ۲۰۰۶). شاخص صدک به‌ویژه در مطالعات تغییر اقلیم و بررسی روند تغییرات بارش‌های حدی، از استفاده روزافزونی برخوردار شده است (هایلوک و نیکولز، ۲۰۰۰؛ نیکولز و همکاران، ۲۰۰۰؛ مانتون و همکاران، ۲۰۰۱). بر اساس توافقی بین‌المللی، از تعداد کل روزهای بارشی، روزهای برابر یا بالاتر از صدک

ایستگاه (حدود ۳۰٪ از ایستگاه‌های مورد مطالعه) برابر یا بیشتر از آستانه ۱۰٪ مقدار متوسط فصلی و یا ۵٪ مقدار متوسط سالانه باشد. بر همین اساس مقدار بارش حدی، برابر یا بیشتر از ۲۰٪ مقدار متوسط بارش فصلی و یا ۱۰٪ متوسط بارش سالانه تعیین شد. جدول ۲ مقادیر آستانه را در منطقه خزری، برای تعیین روزهای بارش شدید و حدی، با توجه به آستانه‌های درصدی فوق، نشان می‌دهد.

خزری تعداد ۳۹۸ روز بارش کمتر از ۱ میلی‌متر داشته است.

ب- در تحقیق حاضر بارشی شدید تلقی می‌شود که مقدار آن در طی ۲۴ ساعت برابر یا بیشتر از ۵٪ مقدار متوسط بارش سالانه و یا برابر یا بیشتر از ۱۰٪ مقدار متوسط درازمدت بارش فصلی در ایستگاه مربوطه باشد. در همین زمینه روز دارای بارش شدید در «منطقه خزری» روزی است که مقدار بارش در حداقل ۳ ایستگاه از ۸

جدول ۱. مشخصات ایستگاه‌های مورد بررسی و دوره آماری مربوط به هر یک.

ایستگاه	آستارا	انزلی	رشت	رامسر	نوشهر	بابلسر	قائم شهر	گرگان
عرض جغرافیایی	۲۵°-۳۸'	۲۸°-۳۷'	۱۲°-۳۷'	۵۴°-۳۶'	۳۹°-۳۶'	۴۳°-۳۶'	۲۷°-۳۶'	۵۱°-۳۶'
طول جغرافیایی	۵۲°-۴۸'	۲۸°-۴۹'	۳۹°-۴۹'	۴۰°-۵۰'	۳۰°-۵۱'	۳۹°-۵۲'	۵۳°-۵۲'	۱۶°-۵۴'
دوره آماری	۱۹۸۵-۲۰۰۳	۱۹۵۵-۲۰۰۳	۱۹۵۵-۲۰۰۳	۱۹۵۵-۲۰۰۳	۱۹۷۷-۲۰۰۳	۱۹۵۵-۲۰۰۳	۱۹۸۳-۲۰۰۳	۱۹۵۵-۲۰۰۳
تعداد سال‌ها	۱۸	۴۸	۴۸	۴۸	۲۷	۴۸	۲۰	۴۸

جدول ۲. مقدار بارش آستانه برای تعیین بارش‌های شدید و حدی در منطقه خزری. مقدار بارش به میلی‌متر است.

آستانه‌ها	مشخصه بارش	بهار	تابستان	پاییز	زمستان	سالانه
میانگین بارش در منطقه خزری	میانگین ۸ ایستگاه	۱۸۳/۹	۱۴۵/۳	۵۲۸/۷	۳۱۲/۱	۱۱۷۰
۱۰٪ از بارش فصلی	بارش شدید	۱۸/۴	۱۴/۵	۵۲/۸	۳۱/۲	-
۲۰٪ از بارش فصلی	بارش حدی	۳۶/۸	۲۹	۱۰۵/۷	۶۲/۴	-
۵٪ از بارش سالانه	بارش شدید	-	-	-	-	۵۸/۵
۱۰٪ از بارش سالانه	بارش حدی	-	-	-	-	۱۱۷

براساس آستانه‌ها و معیارهای فوق، خصوصیات زمانی و مکانی بارش‌های شدید در منطقه خزری مورد بررسی قرار گرفت و تعداد ۲۸ روز درحکم روزهای بارش شدید و حدی پاییزی برای بررسی‌های همدیدی تعیین شد (جدول ۳).

در بررسی بارش‌های شدید، شرایط جوی مقیاس همدیدی عمدتاً نقش قابل ملاحظه‌ای دارند. به همین منظور به منظور آشکار ساختن برخی از خصوصیات اصلی بارش‌های شدید، بررسی‌های همدیدی از اهمیت خاصی برخوردارند (هارناک و همکاران، ۱۹۹۹). به‌منظور تعیین الگوی همدیدی برای هر روز بارش شدید در منطقه خزری، ابتدا داده‌های دوباره تحلیل شده با شبکه‌بندی $2/5 \times 2/5$ درجه از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی امریکا (NCEP/NCAR) از دو روز قبل از هر بارش شدید تا زمان اوج بارش به صورت ۶ ساعته تهیه شد (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶؛ کریستلر و همکاران، ۲۰۰۱). برای هر روز بارش شدید داده‌های فشار سطح دریا و ۵۰۰ هکتوپاسکال، نم و ویژه، مؤلفه باد مداری (U) و باد نصف‌النهاری (V) و سرعت قائم (أمگا) برای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به همراه داده‌های تابش طول موج بلند خروجی (OLR) به صورت ۶ ساعته و متوسط روزانه تهیه شد. نقشه‌های فشار سطح دریا و ۵۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب برای تعیین الگوی فشار در سطح زمین و وردسپهر میانی مورد بررسی قرار گرفت. همان‌طوری که در بسیاری از بررسی‌ها ذکر شده است، محتوی رطوبتی بالا در توده هوای مستقر روی منطقه و یا رطوبتی که به‌واسطه فرارفت به داخل منطقه آورده می‌شود به همراه حرکت قائم بالاسو و ناپایداری استاتیکی عوامل اصلی وقوع بارش‌های شدید محسوب می‌شوند (داسول و همکاران، ۱۹۹۶؛ هارناک و همکاران، ۱۹۹۹). به همین منظور، در تحقیق حاضر برای بررسی دقیق‌تر بارش‌های شدید از پارامترها و نقشه‌های

زیر استفاده شد.

نقشه‌های نم ویژه به‌منظور تعیین مقدار رطوبت و منشأ آن استفاده شد. تابش طول موج بلند خروجی نیز برای تعیین وضعیت کلی همرفت و میزان شدت آن در منطقه خزری تهیه شد. به‌علاوه برای بررسی دقیق‌تر الگوی گردش در زمان بارش‌های شدید، با استفاده از مؤلفه‌های باد مداری و نصف‌النهاری، نقشه‌های جهت و شدت وزش باد، خطوط جریان و تاوایی نسبی همچنین نقشه‌های سرعت قائم باد (أمگا)، برای هر روز بارش شدید تهیه شد. مجموع پارامترهای فوق، شناسایی دقیق همدیدی و دینامیکی الگوهای گردش بارش‌های شدید سواحل جنوبی دریای خزر را امکان‌پذیر می‌سازد. نقشه‌های تاوایی برای تعیین نوع چرخش هوا، میزان شدت آن و به‌ویژه تعیین میزان گسترش سامانه‌های کم‌فشار و پرفشار در تراز پایین جو، مورد استفاده قرار گرفت. تابش طول موج بلند خروجی (OLR) عمدتاً درحکم شاخصی برای تعیین میزان فعالیت همرفتی در نظر گرفته شد. به‌طوری که مقادیر کمتر از ۲۲۰ وات بر متر مربع نشانگر منطقه دارای همرفت و مقادیر کمتر از ۲۰۰ وات بر متر مربع نشان دهنده همرفت شدید است (لیمن و اسمیت، ۱۹۹۶؛ لیمن و همکاران، ۱۹۹۸؛ کاروالهو و همکاران، ۲۰۰۲).

نقشه‌های خطوط جریان که برای تعیین مراکز همگرایی و واگرایی مورد استفاده قرار گرفتند، الگوی جریان مسلط روی منطقه را به نمایش می‌گذارند. استفاده از نقشه‌های خطوط جریان در کنار نقشه‌های برداری باد (جهت و شدت باد) و نم ویژه دید جامعی درخصوص موقعیت مراکز پرفشار و کم‌فشار و شدت جریان و نحوه انتقال و فرارفت رطوبت و منشأ رطوبت بارش‌ها فراهم می‌کنند. شایان ذکر است که در بررسی حاضر، فصول اقلیمی مبنای بررسی‌ها بوده است.

۴ بحث

بیشترین و ماه‌های ژوئیه و ژوئن به ترتیب با ۳/۲ و ۴/۶ روز بارشی، کمترین تعداد روزهای بارشی را داشته‌اند. بررسی فصلی تعداد روزهای بارشی بیانگر آن است که فصل پاییز (سپتامبر، اکتبر و نوامبر) با حدود ۲۷ روز و فصل تابستان (ژوئن، ژوئیه و اوت) با ۱۳ روز، به ترتیب بیشترین و کمترین تعداد روزهای بارشی را در منطقه خزری به خود اختصاص داده‌اند. از جهت توزیع فصلی بارش، با توجه به دوره پایه ۴۸ ساله، فصل پاییز در منطقه خزری با ۴۴٪ بیشترین سهم را از بارش سالانه دارد این در حالی است که فصل تابستان به‌طور متوسط فقط ۱۲٪ از بارش سالانه را به خود اختصاص می‌دهد.

۴-۱ بررسی آماری بارش‌های شدید و حدی در

سواحل خزر

بررسی بارش‌های بیشتر از یک میلی‌متر در ایستگاه‌های سواحل جنوبی دریای خزر در دوره ۱۰ساله، بیانگر آن است که منطقه خزری به‌طور متوسط در ۸۷ روز از سال بارش دریافت می‌کند. در این بین ایستگاه رشت با ۱۰۳ روز بارشی، بیشترین و گرگان با ۶۶ روز بارشی، کمترین تعداد روزهای دارای بارش را به خود اختصاص داده‌اند (جدول ۴). در بررسی ماهانه روزهای بارشی، ماه‌های نوامبر و اکتبر، به ترتیب با متوسط ۹/۵ و ۸/۹ روز بارشی

جدول ۳. مشخصات بارش‌های شدید و حدی پاییزی در منطقه خزری برای دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۳-۱۹۹۴). در روزهای زیر حداقل سه ایستگاه از هشت ایستگاه خزری، برابر یا بیشتر از آستانه ۱۰٪ مقدار متوسط فصلی (۵۲/۸ میلی‌متر) بارش دریافت نموده‌اند. علامت ستاره (*)، بیانگر روزهای بارش حدی (صدک ۹۹م) است و هریک از علائم (CS,CN,CO,CH,H) به ترتیب از راست به چپ معرف الگوی پرفشار، پرفشار ترکیبی، زوجی، کم‌فشار شمالی و کم‌فشار جنوبی است. مقادیر متوسط روزانه تاوایی نسبی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای بخش میانی- شمالی دریای خزر، آمگا در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و OLR در تمام ستون جو برای سواحل جنوبی دریای خزر نشان داده شده است.

مشخصات	آستارا	انزلی	رشت	رامسر	نوشهر	بابلسر	قائم شهر	گرگان	جمع بارش	نوع الگو	آمگا Pa/S	OLR W/m2	تاوایی (10 ⁻⁵ s ⁻¹)
۱۵ اکتبر * ۱۹۹۴	۳۳	۵۷	۴۵	۷۰	۱۰۱	۳۰	۴۳	۱۵	۳۹۴	CO	-۰/۱۰	۲۰۰	۲
۲۰ اکتبر * ۱۹۹۴	۳۵	۶۷	۱۰۴	۱۰۷	۲۰۸	۷۱	۲۴/۱	۰/۲	۶۰۶/۳	H	-۰/۱۵	۲۲۰	۲
۵ نوامبر ۱۹۹۴	۱۰۳	۵۸/۲	۷۰/۱	۳۹	۴۵	۲۷	۱۸/۴	۱۰/۲	۳۷۰/۹	CS	-۰/۲۰	۱۷۰	۱
۶ نوامبر ۱۹۹۴	۳۲	۸۸	۹۵	۲۸	۴۶	۸۲	۱۵	۲/۲	۳۸۸/۲	CS	-۰/۳۵	۱۷۰	۲
۲۰ سپتامبر ۱۹۹۵	۸۳	۱۰۶	۷۳	۱۷	۲۹/۸	۱۰	۶/۸	۰	۳۲۵/۶	CN	-۰/۲۵	۲۰۰	۰
۲۱ سپتامبر * ۱۹۹۵	۳۸/۸	۱۲۰	۴۳	۳۲/۳	۱۷۰	۱۲۰	۹۶	۲۳	۶۴۳/۱	CO	-۰/۱۵	۲۲۰	۲
۱۷ اکتبر * ۱۹۹۵	۱۰۶	۷۴/۴	۲۵	۲۲۷	۳۲/۱	۱۲	۴/۸	۹/۲	۴۹۰/۵	H	-۰/۱۵	۲۳۰	۲
۲۴ اکتبر * ۱۹۹۵	۱۶۱	۵۷	۵۷	۱۰۳	۶۹	۴۵	۲۶/۳	۱۵	۵۳۳/۳	H	-۰/۲۰	۲۲۰	۲
۱۹ سپتامبر * ۱۹۹۶	۱	۲۱	۳۳	۱۰۰	۱۸۹/۴	۳۲/۲	۶۷	۰	۴۴۳/۶	CN	-۰/۰۵	۲۳۰	۱
۱۱ نوامبر * ۱۹۹۶	۱۰۳/۱	۱۰۲	۸۱	۴۴	۹۱	۱۲۲	۱۱۵	۲۸	۶۸۶/۱	H	-۰/۲۰	۲۰۰	۱
۱۳ سپتامبر * ۱۹۹۷	۱۱	۱۲۶	۹۶	۳۹	۵۹	۳۲/۲	۴۳/۱	۳/۱	۴۰۹/۴	CH	-۰/۳۵	۲۰۰	۲

ادامه جدول ۳

۱	۲۲۰	-۰/۲۰	H	۲۶۷/۱	۰/۶	۲/۹	۳/۴	۲۵/۲	۵۵	۲۹	۶۷	۸۵	۲۳ سپتامبر ۱۹۹۷
۳	۲۲۰	-۰/۱۵	H	۳۲۶/۶	۳۶	۲۰/۳	۷۸	۸۸	۷۳	۹/۵	۱۰/۵	۱۱/۳	۶ نوامبر ۱۹۹۷
۰	۲۲۰	-۰/۱۵	H	۲۱۳/۵	۰/۹	۱۵	۵	۶۱	۲/۳	۵۷	۶۱/۳	۱۱	۲۳ نوامبر ۱۹۹۷
۲	۲۰۰	-۰/۲۵	CO	۷۵۸/۵	۱۴/۲	۴۵/۳	۳۷	۱۵۹	۲۰۹	۹۰	۱۲۶	۷۸	۸ اکتبر ۱۹۹۸ *
۲	۲۲۰	-۰/۱۰	H	۳۱۶/۴	۲	۷	۸	۷	۱۰۶	۱۵/۶	۷۶/۸	۹۴	۹ اکتبر ۱۹۹۸
۲	۲۴۰	-۰/۳۰	CH	۳۲۰/۷	۰	۱۰	۵۴/۷	۴۴/۱	۴۷/۹	۷۵	۸۹	۰	۱۱ سپتامبر ۲۰۰۰
۱	۲۰۰	-۰/۲۵	CN	۴۴۳/۲	۴۳	۴۱	۳۶	۱۸۵	۶/۲	۷۶	۵۶	۰	۱ اکتبر ۲۰۰۰ *
۱	۱۸۰	-۰/۱۰	CH	۲۸۹/۹	۰	۲۲	۶۲	۳۷/۴	۶۳	۴۱	۷۳/۵	۱	۶ نوامبر ۲۰۰۰
۲	۲۴۰	-۰/۱۵	H	۶۶۴/۸	۲۲	۷	۵۵/۲	۴۰/۴	۲۱۹/۲	۹۲	۱۹۹	۳۰	۱ سپتامبر ۲۰۰۱ *
۳	۱۸۰	-۰/۳۰	H	۷۱۴/۶	۴	۱۷	۸/۶	۷۵	۱۷۲	۱۵۴	۲۰۲	۸۲	۱ اکتبر ۲۰۰۱ *
۲	۲۴۰	-۰/۱۵	H	۶۱۶/۱	۲۰	۱۷/۱	۵۳	۱۱۸	۳۷۳	۴۹	۵۲	۳۴	۲ اکتبر ۲۰۰۱ *
۲	۲۲۰	-۰/۳۰	CO	۴۵۹/۴	۰/۴	۱۹	۳۸	۱۳۳	۱۱۸	۶۶	۵۹	۲۶	۲۶ اکتبر ۲۰۰۱ *
۲	۱۸۰	-۰/۴۰	CS	۲۸۴/۳	۰	۶/۵	۱۰/۸	۲۹	۲۸	۶۵	۹۲	۵۳	۱۸ نوامبر ۲۰۰۱
۲	۲۲۰	-۰/۲۰	CO	۵۴۶/۶	۲۰	۸۶	۱۹۴	۱۳۵	۱۱	۴۴/۶	۵۰	۶	۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ *
۱	۱۶۰	-۰/۱۵	H	۳۲۲/۱	۰	۳	۰/۸	۷۱	۱۰۷	۴۶/۳	۵۴	۴۰	۲۵ نوامبر ۲۰۰۲
۲	۲۳۰	-۰/۱۵	CO	۳۹۸/۲	۰	۴	۴/۴	۱۰۶	۹۸/۶	۴۹	۷۱/۸	۵۵/۴	۲۰ سپتامبر ۲۰۰۳ *
۱	۲۰۰	-۰/۲۰	CH	۳۶۲	۳۱	۴۲	۷۸	۶۲	۱۷/۹	۶۴	۵۰	۱۷/۱	۱۴ نوامبر ۲۰۰۳
-	-	-	-	۱۲۵۸۷	۳۰۰	۸۲۴	۱۳۱۰	۲۴۰۶	۲۴۱۳	۱۷۴۵	۲۲۶۶	۱۳۲۱	جمع بارش
۱/۶	۲۰۱	-۰/۲۰	-	۴۴۹/۵۴	۱۱	۲۹/۵	۴۶/۸	۸۶	۸۶/۲	۶۲/۳	۸۱	۴۷/۲	شدت متوسط
۳	۱۶۰	-۰/۴۰	-	۷۵۸/۵۰	۴۳	۱۱۵	۱۹۴	۲۰۸	۳۷۳	۱۵۴	۲۰۲	۱۶۱	حداکثر مطلق

جدول ۴. تعداد روزهای دارای بارش برابر یا بیشتر از ۱ میلی‌متر در ایستگاه‌های منطقه خزری برای دوره ۱۰ ساله (۱۹۹۴-۲۰۰۳).

منطقه خزری	گرگان	قائم‌شهر	بابلسر	نوشهر	رامسر	رشت	انزلی	آستارا	ایستگاه	مشخصه
۸۷	۶۶	۷۶	۷۱	۹۵	۸۸	۱۰۳	۱۰۰	۹۸	روزهای برابر یا بیشتر از ۱ میلی‌متر	

ماهانۀ انطباق خوبی را در منطقۀ خزری نشان می‌دهد (شکل ۱-۱c).

براساس شاخص صدک، همان‌طوری که در شکل ۱-۱d مشاهده می‌شود، همۀ بارش‌های حدی (۱۸ روز) و بخش اعظم بارش‌های شدید منطقۀ خزری (۶۴ روز از ۸۷ روز) به فصل پاییز تعلق دارند. از سویی به منظور تعیین میزان فراگیر بودن و گستردگی بارش‌های شدید، توزیع فصلی و سالانۀ بارش‌های شدید با توجه به وضعیت بارش در ۸ ایستگاه منطقۀ خزری مورد بررسی قرار گرفت. در این خصوص، از ۱۳۰ روز بارش شدید، تعداد ۷۵ روز آن (۵۸٪) فقط یک ایستگاه، بارشی برابر یا بیشتر از ۵۸/۵۰ میلی‌متر دریافت کرده است و از این میزان ۵۰ روز آن متعلق به فصل پاییز است (شکل ۱-۱b). در مقابل، در هیچ روزی بارش شدید در بیش از ۶ ایستگاه به‌وقوع نپیوسته است (شکل ۱-۱b). وقوع همزمان بارش شدید و حدی در ۳ ایستگاه یا بیشتر، تقریباً به‌طور کامل به فصل پاییز منحصر می‌شود. نکته جالب دیگر این‌که از ۱۳۰ روز بارش شدید، تعداد ۹۸ روز آن (۷۵٪) فقط در فصل پاییز به‌وقوع می‌پیوندد (شکل ۱-۱b). شکل ۲ درصد سهم هر یک از فصول را در رابطه با بارش‌های شدید و میزان اهمیت و نقش فصل پاییز را در مقایسه با سایر فصول به‌خوبی نشان می‌دهد. تمرکز قسمت اعظم بارش‌های شدید و همۀ بارش‌های حدی منطقۀ خزری در فصل پاییز (شکل ۱ و ۲)، بررسی ساختار گردش جو برای تعیین الگوهای همیدی بارش‌های شدید پاییزی در منطقۀ خزری را ضروری می‌سازد.

۲-۴ بررسی همیدی بارش‌های شدید و حدی

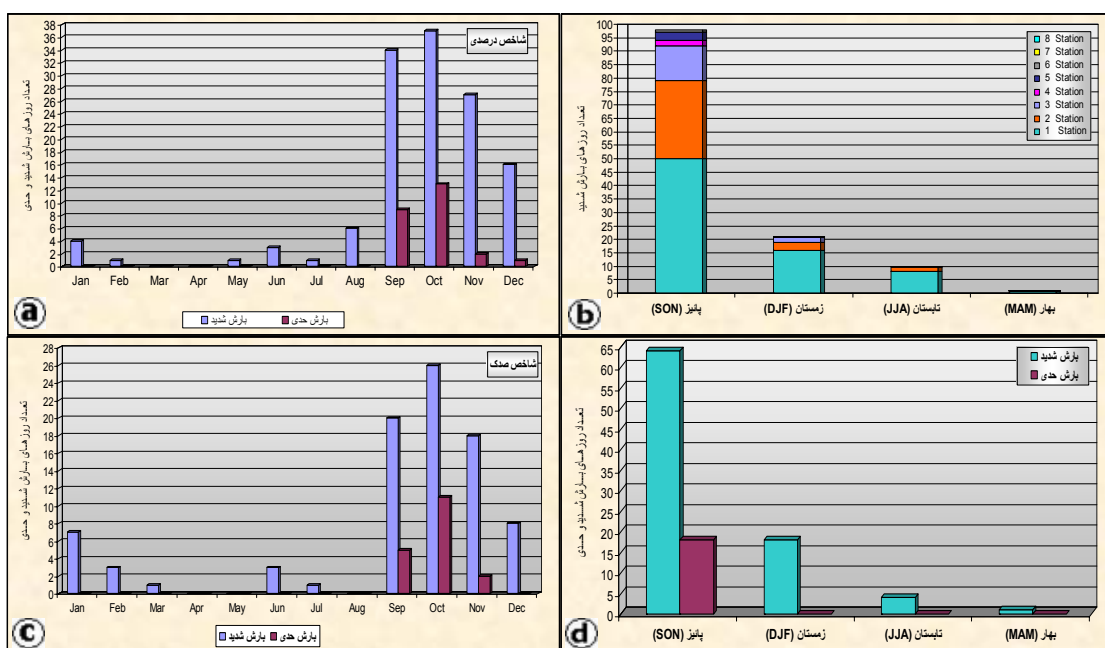
در بررسی بارش‌های شدید، شرایط جوی مقیاس همیدی عمدتاً نقش قابل ملاحظه‌ای دارند. به‌همین دلیل به منظور آشکار ساختن خصوصیات اصلی بارش‌های شدید در "منطقۀ خزری"، روزهایی که مقدار بارش حداقل در ۳

به‌منظور فراهم ساختن درک مناسبی از خصوصیات بارش در منطقۀ خزری، جدول ۵، فراوانی تعداد روزهای بارشی را با توجه به آستانه‌های مطلق متعدد نشان می‌دهد. همان‌طوری که در جدول مشاهده می‌شود، با افزایش آستانه بارش در سواحل جنوبی دریای خزر بر نقش فصل پاییز نیز افزوده می‌شود. به‌طوری که برای بارش‌های بیش از ۵۰ و ۱۰۰ میلی‌متر، سهم فصل پاییز از تعداد کل روزهای بارشی، به ترتیب به حدود ۷۰٪ (۱۱۸ روز) و ۹۰٪ (۳۷ روز) و برای بارش‌های بیش از ۱۵۰ و ۲۰۰ میلی‌متر به ترتیب به ۹۴٪ (۳۷ روز) و ۱۰۰٪ (۶ روز) می‌رسد (جدول ۵). بررسی جداول ۴ و ۵، نقش برجسته و سهم بارز فصل پاییز را در خصوص بارش‌های شدید منطقۀ خزری روشن می‌سازد. با توجه به نقش و اهمیت بارش‌های پاییزی در رژیم بارش منطقۀ خزری، در ادامه، از شاخص‌های آستانه «درصدی» و پایه «صدک» به‌منظور تبیین بارش‌های شدید و حدی فصل پاییز استفاده می‌شود.

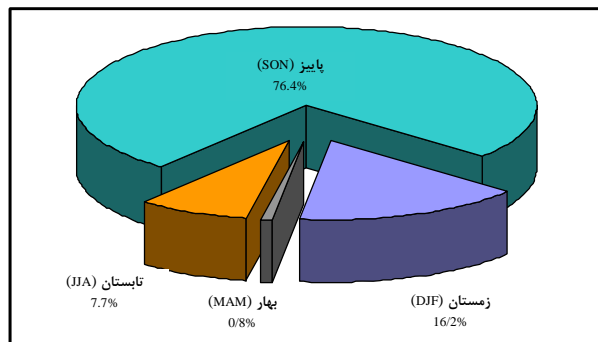
شکل ۱-۱a توزیع ماهانۀ روزهای دارای بارش شدید و حدی را در دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۳-۱۹۹۴) بر اساس آستانه درصدی بارش نشان می‌دهد. بارش‌های شدید و حدی به ترتیب براساس آستانه ۵٪ و ۱۰٪ از مقدار متوسط درازمدت بارش سالانۀ تعیین شده است. همان‌طوری که در شکل دیده می‌شود، ماه‌های اکتبر، سپتامبر، نوامبر و دسامبر، به ترتیب با تعداد ۳۷، ۳۴، ۲۷ و ۱۶ روز، قسمت اعظم روزهای بارش شدید (جمعاً ۸۸٪) و همۀ روزهای بارش حدی (۲۵ روز) را در منطقۀ خزری به خود اختصاص داده‌اند. برای رسیدن به یک نتیجه جامع‌تر، توزیع ماهانۀ (شکل ۱-۱c) و فصلی (شکل ۱-۱d) روزهای بارش شدید و حدی براساس شاخص آستانه صدک نیز تعیین شده است. هرچند براساس شاخص صدک، تعداد کل روزهای بارش شدید و حدی در دوره یاد شده به ترتیب از ۱۳۰ و ۲۵ روز به ۸۷ و ۱۸ روز کاهش می‌یابد، اما بین دو روش یاد شده، روند کلی توزیع بارش

جدول ۵. تعداد روزهای دارای بارش در منطقه خزری برای دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۳-۱۹۹۴)، بر اساس آستانه‌های اختیاری متفاوت و در صورتی که حداقل یک ایستگاه دارای بارشی برابر یا بیشتر از مقدار آستانه باشد.

معیار	مشخصات	بهار	تابستان	پاییز	زمستان	مجموع ۱۰ ساله
	برابر یا بیشتر از ۱ میلی‌متر	۴۴۷	۳۴۵	۴۹۸	۴۵۱	۱۷۴۱
	برابر یا بیشتر از ۱۰ میلی‌متر	۱۶۵	۱۲۹	۳۲۹	۲۴۹	۸۷۲
	برابر یا بیشتر از ۳۰ میلی‌متر	۴۶	۴۵	۱۹۶	۸۵	۳۷۲
	برابر یا بیشتر از ۵۰ میلی‌متر	۱۰	۱۱	۱۱۸	۳۲	۱۷۱
	برابر یا بیشتر از ۱۰۰ میلی‌متر	۰	۲	۳۷	۲	۴۱
	برابر یا بیشتر از ۱۵۰ میلی‌متر	۰	۰	۱۶	۱	۱۷
	برابر یا بیشتر از ۲۰۰ میلی‌متر	۰	۰	۶	۰	۶



شکل ۱. توزیع ماهانه و فصلی روزهای بارش شدید و حادی در منطقه خزری در دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۳-۱۹۹۴). (a) توزیع ماهانه بارش شدید. (b) توزیع فصلی بر اساس آستانه‌های درصدی و با توجه به تعداد ایستگاه‌های دارای بارش آستانه. (c) و (d) توزیع ماهانه و فصلی روزهای بارش شدید و حادی به ترتیب بر اساس صدک ۹۵ ام (۸۷ روز) و صدک ۹۹ ام (۱۸ روز) از تعداد کل روزهای بارشی (۱۷۴۱ روز).



شکل ۲. توزیع فصلی بارش شدید در منطقه خزری در دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۳-۱۹۹۴) بر اساس آستانه ۵٪ از مقدار متوسط بارش سالانه.

رطوبت از روی دریا به سمت سواحل جنوبی (شکل ۳-۳) و صعود هوای مرطوب در منتهی‌الیه جنوبی دریا (شکل ۳-۳ و ۳-۶) بارش‌های شدیدی را به دنبال دارد. نقشه سمت و سرعت باد در شکل ۳-۳ و نقشه خطوط جریان در شکل ۳-۳ نحوه انتقال رطوبت در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به سواحل جنوبی دریای خزر را به خوبی نشان می‌دهد. شایان ذکر است که در این الگو هیچ‌گونه همگرایی در سواحل و نیمه جنوبی دریای خزر مشاهده نمی‌شود و تاوایی منفی روی سراسر سطح دریا گسترش یافته است. اما با این حال، همان‌طور که در شکل ۳-۳ مشاهده می‌شود، مقادیر امگای منفی نشان‌دهنده صعود هوا در جنوب دریای خزر است و مقادیر OLR فقط در سواحل جنوبی به میزان قابل توجهی کاهش پیدا می‌کند. بررسی‌ها بیانگر آن است که حداکثر صعود هوا تقریباً در همه موارد مربوط به این الگو در حول و حوش عرض ۳۷/۵ درجه شمالی و در مجاورت خط ساحلی به وقوع می‌پیوندد. با توجه به نبود مرکز همگرایی و دوری از دامنه‌های شمالی رشته کوه البرز، به نظر می‌رسد، تنها سازوکار همرفت، ناشی از تسلط جریان‌ها نسبتاً شدید و مرطوب شمالی- جنوبی بتواند چنین بارشی را در حوضچه جنوبی دریای خزر و نوار ساحلی توجیه کند.

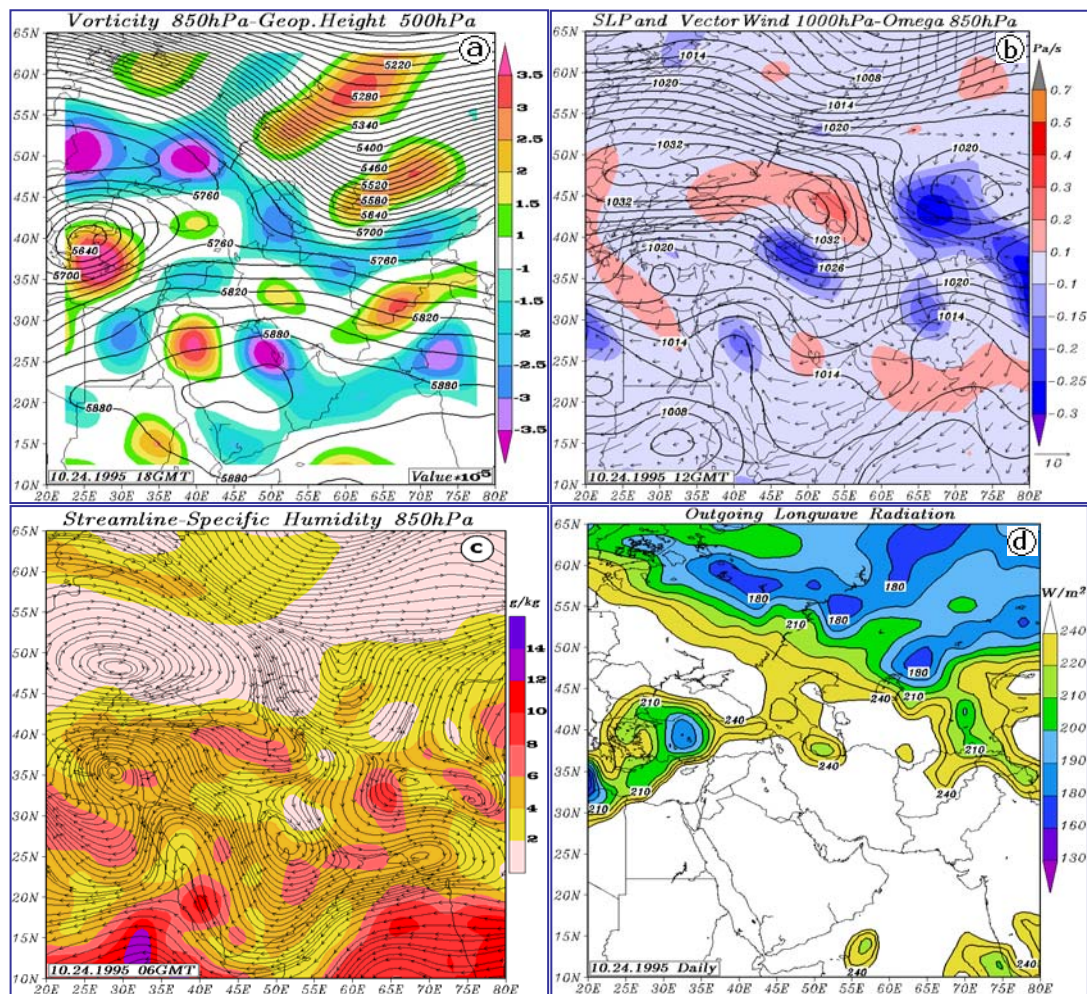
در الگوی پرفشار موقعیت پشته در تراز میانی وردسپهر و مرکز پرفشار دینامیکی در سطح زمین، نقش اصلی را در وقوع بارش شدید منطقه خزری ایفا می‌کند. با وجود فرارفت تاوایی منفی و استقرار گردش واچرخندی روی دریای خزر، مقادیر منفی سرعت قائم (امگای منفی) در حاشیه جنوبی دریای خزر (شکل ۳-۳) دلالت بر صعود هوا در سواحل جنوبی و تقویت همرفت دارد.

در نمونه معرف الگوی پرفشار مربوط به روز ۲۴ اکتبر ۱۹۹۵، تابش طول موج بلند خروجی (OLR) فقط در سواحل جنوبی دریای خزر و به صورت محدود،

ایستگاه از ۸ ایستگاه (۳۰٪ ایستگاه‌های مورد بررسی) برابر یا بیشتر از آستانه ۱۰٪ مقدار متوسط فصلی (۵۲/۸ میلی‌متر) بود، برای انجام بررسی‌های همدیدی استخراج شد. بر این اساس برای فصل پاییز تعداد ۲۸ روز بارش شدید در دوره ۱۰ ساله ۲۰۰۳-۱۹۹۴ به دست آمد (جدول ۳). شایان ذکر است که حدود ۹۰٪ (۱۶ روز) از بارش‌های حدی منطقه خزری در دوره یاد شده، جزء روزهای مورد بررسی است که در جدول ۳ با علامت ستاره (*) مشخص شده است. از بررسی نقشه‌های مربوط به روزهای فوق، الگوهای همدیدی بارش‌های شدید و حدی فصل پاییز در منطقه خزری به شرح زیر تعیین شد:

الف- الگوی پرفشار

در این الگو که ۱۶ روز از ۲۸ روز بارش شدید را در بر می‌گیرد مرکز کم‌فشار و یا منطقه همگرایی و گردش واچرخندی در منطقه خزری مشاهده نشده است. در واقع در این الگو، علت اصلی بارش در منطقه خزری، وقوع همرفت شدید با مقیاس محلی در حاشیه جنوبی دریای خزر است. شکل ۳-۳ الگوی فشار را در تراز میانی وردسپهر همراه با مقادیر تاوایی نسبی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای نمونه معرف، مربوط به ۲۴ اکتبر ۱۹۹۵ نشان می‌دهد. همان‌طوری که در نقشه مشاهده می‌شود، استقرار پشته‌ای در حد فاصل شرق اروپا تا شمال غرب دریای خزر از ویژگی‌های اصلی الگوی پرفشار محسوب می‌شود. استقرار پشته در وردسپهر میانی همراه با تقویت مرکز پرفشاری در تراز دریا در حد فاصل شمال دریای سیاه تا شمال غرب دریای خزر (شکل ۳-۳) گردش واچرخندی گسترده‌ای را روی منطقه خزر و قفقاز ایجاد کرده است (شکل ۳-۳ و ۳-۳). نتیجه استقرار چنین الگویی نفوذ زبانه پرفشار روی منطقه خزری (شکل ۳-۳) و شکل‌گیری تاوایی منفی روی کل منطقه خزری است (شکل ۳-۳). در این الگو، شکل‌گیری و تداوم جریان‌های شمالی- جنوبی روی دریای خزر، ضمن انتقال



شکل ۳. نقشه‌های ترکیبی مربوط به الگوی پرفشار. الگوی نمونه مربوط به روز ۲۴ اکتبر ۱۹۹۵. (a) وضعیت هم‌دیدگی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (gpm) و تاوایی نسبی ($10^{-5} s^{-1}$) تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۱۸ گرینویچ. (b) فشار در سطح دریا-أمگا (Pa/s) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و بردار باد در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۱۲ گرینویچ. (c) نم ویژه (g/kg) و خطوط جریان در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۶ گرینویچ. (d) متوسط روزانه OLR (W/m^2). در شکل‌ها از نشان تاوایی -۱ الی +۱ ($10^{-5} s^{-1}$) و OLR کمتر از ۲۴۰ وات بر متر مربع صرف‌نظر شده است.

به بیشترین میزان خود روی کل منطقه می‌رسد (یعنی $-۰/۲۵$ (Pa/s)) و مرکز اصلی سرعت قائم بالاسو در تراز تحتانی جو در محدوده جنوب غربی دریای خزر (رنگ آبی در شکل ۳-b) با میزان حداکثر نم ویژه و حداقل OLR روی منطقه (به ترتیب رنگ نارنجی در شکل ۳-c و رنگ سبز در شکل ۳-d) انطباق کامل دارد و تأیید کننده

مقداری کمتر از ۲۲۰ وات بر مترمربع را نشان می‌دهد (رنگ سبز در شکل ۳-d) که نشانگر وقوع همرفت در مقیاس محلی در نوار ساحلی جنوب دریای خزر است. در این مورد به رغم فرارفت تاوایی منفی به میزان ۳- واحد روی دریا (رنگ آبی در شکل ۳-a)، مقادیر اُمگای منفی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روی نیمه جنوبی دریای خزر

شمالی دریای خزر مشاهده می‌شود. این در حالی است که در سواحل جنوبی دریا، با توجه به همگرایی جریان چرخندی و واچرخندی، تاوایی منفی به حداقل مقدار خود می‌رسد. شکل ۴-ب نمونه‌ای از پرفشار ترکیبی را که در روز ۱۳ سپتامبر ۱۹۹۷ بارش شدیدی را در سواحل خزری ایجاد کرده، نشان می‌دهد. لازمه استقرار چنین الگویی، عمیق شدن ناوهای روی دریای خزر به شکلی است که محور ناوه با جهتی تقریباً شمال- جنوبی روی دریا واقع شود و نیمه غربی دریا به واسطه قرارگیری در سمت غرب محور ناوه و در جلوی پشته، محل ریزش هوای سرد شمالی و فرارفت تاوایی منفی باشد. در چنین الگویی، تاوایی مثبت در ترازهای تحتانی در مناطق داخلی و شمالی ایران، ناشی از نحوه قرارگیری موجی کوتاه و عمیق روی منطقه است (شکل ۴-ا). در بررسی ۲۸ روز بارش شدید و حدی پاییزه، الگوی پرفشار اصلی و ترکیبی به ترتیب با مقدار بارش متوسط ۶۰ و ۴۳ میلی‌متر، رتبه‌های دوم و آخر را در مقایسه با سایر الگوها دارند (جدول ۶).

ب- الگوی زوجی

در این الگو نیز که ۶ روز از ۲۸ روز بارش شدید را در منطقه خزری دربرمی‌گیرد، همچون الگوی پرفشار، گردش چرخندی و یا همگرایی روی منطقه دریای خزر مشاهده نمی‌شود (شکل ۵-ب و ۵-ج). در الگوی زوجی مشابه الگوی پرفشار، فرارفت رطوبت ناشی از استقرار یک جریان گسترده شمالی- جنوبی روی کل منطقه خزری است، که ضمن انتقال رطوبت دریای خزر به سواحل جنوبی (شکل ۵-ج)، صعود شدید هوای مرطوب را در جنوب دریا (شکل ۵-ب) امکان‌پذیر ساخته است. الگوی زوجی که روز ۸ اکتبر ۱۹۹۸ الگوی معرف آن است، به واسطه گسترش نصف‌النهاری امواج غربی ایجاد می‌شود. در این الگو پشته‌ای در غرب- شمال غرب دریای

وقوع پدیده همرفت در مقیاس محلی است. برای درک مناسب‌تر، شکل ۶-ب مقادیر متوسط OLR را در امتداد نصف‌النهار 50° شرقی برای تعداد ۱۶ روز بارش شدید نشان می‌دهد. همان‌طوری که در شکل مشاهده می‌شود در الگوی پرفشار (خط سیاه) حداقل OLR (حداکثر همرفت) به صورت محدود و محلی در سواحل جنوبی دریای خزر (عرض $37/5^{\circ}$) به وقوع پیوسته است. نکته جالب توجه دیگر آنکه، صعود هوا در سواحل جنوبی دریای خزر بسیار کم عمق است و در بالای تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال به‌طور قابل ملاحظه‌ای کاهش پیدا می‌کند (شکل ۶-ج). این امر در شکل ۶-ب که سرعت قائم را در نیم‌رخ قائم جو روی منطقه خزری نشان می‌دهد به وضوح قابل مشاهده است.

«الگوی پرفشار ترکیبی»: بررسی دقیق ویژگی‌های همدیدی الگوی پرفشار، وجود الگویی فرعی را روشن می‌سازد. این الگو که ۴ روز از ۱۶ روز بارش شدید با الگوی پرفشار را دربرمی‌گیرد، از جهات کلی شبیه الگوی اصلی است. مهم‌ترین وجه تمایز این الگو از الگوی اصلی پرفشار، استقرار مرکز کم‌فشاری در زمان وقوع بارش‌های شدید خزری روی قسمت داخلی فلات ایران است (شکل ۴).

در این الگو که از این پس آن را «الگوی پرفشار ترکیبی» می‌نامیم، منبع رطوبت بارش‌ها، دریای خزر است و به واسطه استقرار پشته و مرکز پرفشاری بر غرب- شمال غرب دریای خزر، جریان مسلط در منطقه خزری جریان‌های شمالی است. اما شکل‌گیری مرکز کم‌فشار بر روی فلات ایران، ضمن افزایش شیب فشار نصف‌النهاری، موجب ایجاد نوعی همگرایی بین گردش چرخندی جنوبی و گردش واچرخندی مسلط شمالی در منتهی‌الیه جنوبی دریای خزر می‌شود (شکل ۴-ب).

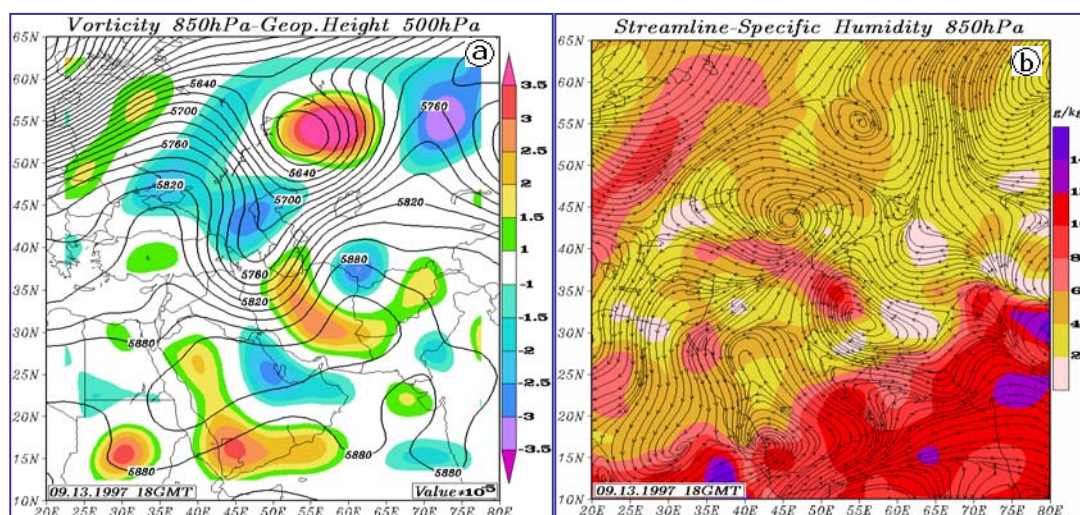
در الگوی پرفشار ترکیبی برخلاف الگوی اصلی پرفشار، فرارفت تاوایی منفی عمدتاً در بخش‌های میانی و

همگرای شدید و گسترده شمالی، ضمن انتقال رطوبت دریای خزر به سواحل جنوبی (شکل ۵-۷) با صعود شدیدی در ترازهای زیرین وردسپهر در حوضچه جنوبی دریای خزر همراه می‌شود (شکل ۵-۸ و ۶-۹) که در نهایت بارش‌های شدیدی را در منتهی‌الیه جنوبی دریا در پی خواهد داشت.

بررسی‌ها نشان می‌دهد که شدیدترین بارش‌های منطقه خیزی ناشی از استقرار الگوی زوجی است (جدول ۶). نکته جالب این که، در اغلب بارش‌های شدید مربوط به الگوی زوجی، به‌رغم صعود شدید هوا در منتهی‌الیه جنوبی دریای خزر (شکل ۶-۸ و ۶-۹)، گردش و اچرخندی (شکل ۵-۸ و ۵-۷) و فرارفت تاوایی منفی

خزر و ناوهای عمیق عمدتاً همراه با کنتورهای بسته متعدد، در جانب شرق-شمال شرق دریا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۵-۸) مشاهده می‌شود. استقرار وضعیت فوق، ضمن ایجاد و تقویت مراکز کم‌فشار و پرفشار دینامیکی به ترتیب در شرق و غرب دریای خزر (شکل ۵-۸)، جریان‌های شمالی- جنوبی شدید و گسترده‌ای را روی دریا در ترازهای تحتانی وردسپهر ایجاد می‌نماید (شکل ۵-۸ و ۵-۷).

فاصله کم مراکز کم‌فشار و پرفشار در منطقه دریای خزر ضمن افزایش شیب فشار در امتداد مداری (شکل ۵-۸)، جریان شمالی- جنوبی شدیدی را در امتداد نصف‌النهاری روی دریا ایجاد می‌کند. شکل‌گیری جریان



شکل ۴. نقشه‌های ترکیبی مربوط به الگوی پرفشار ترکیبی. الگوی نمونه مربوط به روز ۱۳ سپتامبر ۱۹۹۷ ساعت ۱۸ گرینویچ. (a) وضعیت همدیدی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و تاوایی نسبی ($10^{-5} s^{-1}$) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال. (b) نم ویژه (g/kg) و خطوط جریان در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال.

جدول ۶. مقدار بارش متوسط برای الگوهای همدیدی بارش‌زا در سواحل جنوبی دریای خزر.

کم فشار جنوبی	کم فشار شمالی	زوجی	پرفشار ترکیبی	پرفشار	نوع الگو
					مشخصه
۴۳	۵۱	۶۶	۴۳	۶۰	مقدار متوسط بارش به میلی‌متر

این اساس، با توجه به افزایش اُمگای منفی در ترازهای زیرین و کاهش مقادیر OLR در یک منطقه محدود، و با در نظر گرفتن دوری منطقه حداکثر صعود و حداقل OLR (عرض $37/5^\circ$ شمالی) از دامنه‌های شمالی البرز و در عین حال نبود شواهدی مبنی بر وجود یک صعود دینامیکی (برای مثال نبود سیکلون، جبهه و یا مشاهده نشدن مرکز همگرایی در جریان هوا) فقط وقوع یک همرفت محلی می‌تواند توجیهی برای وقوع چنین بارش‌های شدیدی باشد.

بررسی مقادیر متوسط OLR در امتداد نصف‌النهار 50° شرقی در شکل b-6، محلی و محدود بودن همرفت در الگوی زوجی را تأیید می‌کند (خط سرخ در شکل 6-6). در نتیجه منطقه حداکثر همرفت (حدود 220 وات بر مترمربع) همچون الگوی پرفشار در عرض $37/5^\circ$ الی 40° شمالی و در حوضچه جنوبی دریای خزر متمرکز شده است.

ج- الگوی کم فشار

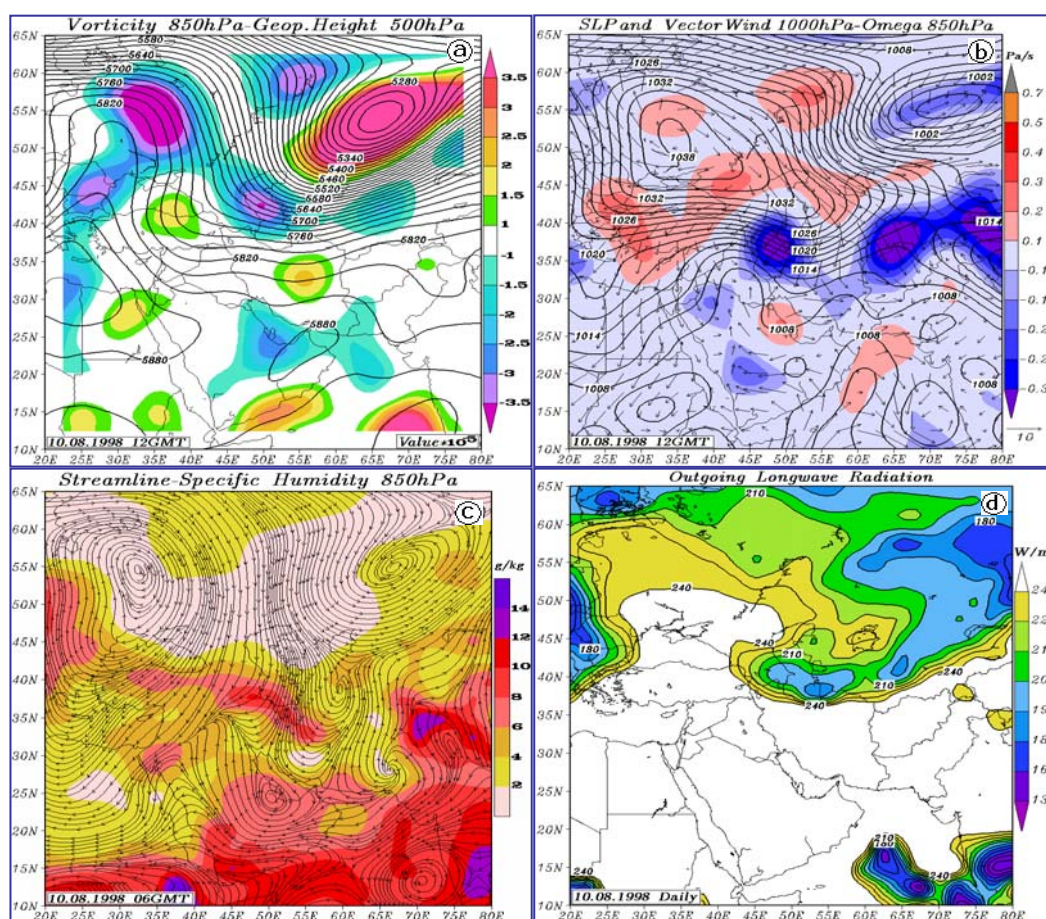
در این الگو که 6 روز از 28 روز بارش شدید منطقه خزری را دربرمی‌گیرد، برخلاف دو الگوی قبلی، یک سامانه کم‌فشار دینامیکی (از نوع عرض‌های میانی و یا عرض‌های جنوبی) علت اصلی وقوع بارش شدید است (شکل 7-b). در الگوی کم‌فشار که روز 5 نوامبر 1994 به مثابه الگوی معرف نشان داده شده است عمدتاً پشته‌ای در تراز میانی وردسپهر و مرکز پرفشاری در سطح زمین روی شرق اروپا استقرار پیدا می‌کند (شکل 7-a و 7-b). همزمان ناوهای عمیق روی خاورمیانه، نفوذ می‌کند و گسترش می‌یابد. تاوایی مثبت مناسب در سطح زمین در جانب راست محور ناوه، امکان تشکیل و یا تکوین سامانه‌های کم‌فشار را روی خاورمیانه فراهم می‌آورد. در واقع در این الگو، نقش اصلی مربوط به جریان‌های جنوب غربی و یا غربی و به‌طور کلی سامانه کم‌فشار دینامیکی است. برخلاف دو الگوی قبلی، در اغلب موارد، منبع

(شکل 5-a و 8-c) همراه با نزول قوی (شکل 6-a و 6-d) روی نیمه جنوبی دریای خزر تسلط دارد. برای نمونه در روز 18 اکتبر 1998 در حالی که در ترازهای زیرین، میزان سرعت قائم در سواحل جنوبی دریای خزر (عرض $37/5^\circ$ شمالی) به بیش از $0/25$ - پاسکال بر ثانیه بالغ می‌شود (شکل 5-b و 6-d) مقادیر تاوایی منفی بر روی نیمه جنوبی دریای خزر به 3 - واحد می‌رسد (شکل 5-a). این امر حضور و تداوم مراکز پرفشار دینامیکی و زبانه آنها را در زمان وقوع بارش‌های منطقه خزری نشان می‌دهد. از سویی در این الگو، عمیق شدن ناوه در تراز میانی و تقویت مرکز کم‌فشار مستقر بر جانب شرقی دریای خزر از این جهت حائز اهمیت است که ضمن افزایش شیب فشار و تقویت جریان همگرا، شدت جریان شمالی- جنوبی را روی دریای خزر به‌طور قابل ملاحظه‌ای افزایش می‌دهد (شکل 5-b). در واقع تفاوت اصلی الگوی زوجی با الگوی پرفشار، وجود یک چرخند مقیاس همدیدی در جانب شرقی دریای خزر است که با وجود استقرار مرکز واچرخندی جانب غربی دریای خزر موجب افزایش شیب مداری فشار و پیدایش یک جریان همگرای شدید و گسترده با جهت شمالی- جنوبی بر روی دریای خزر می‌شود.

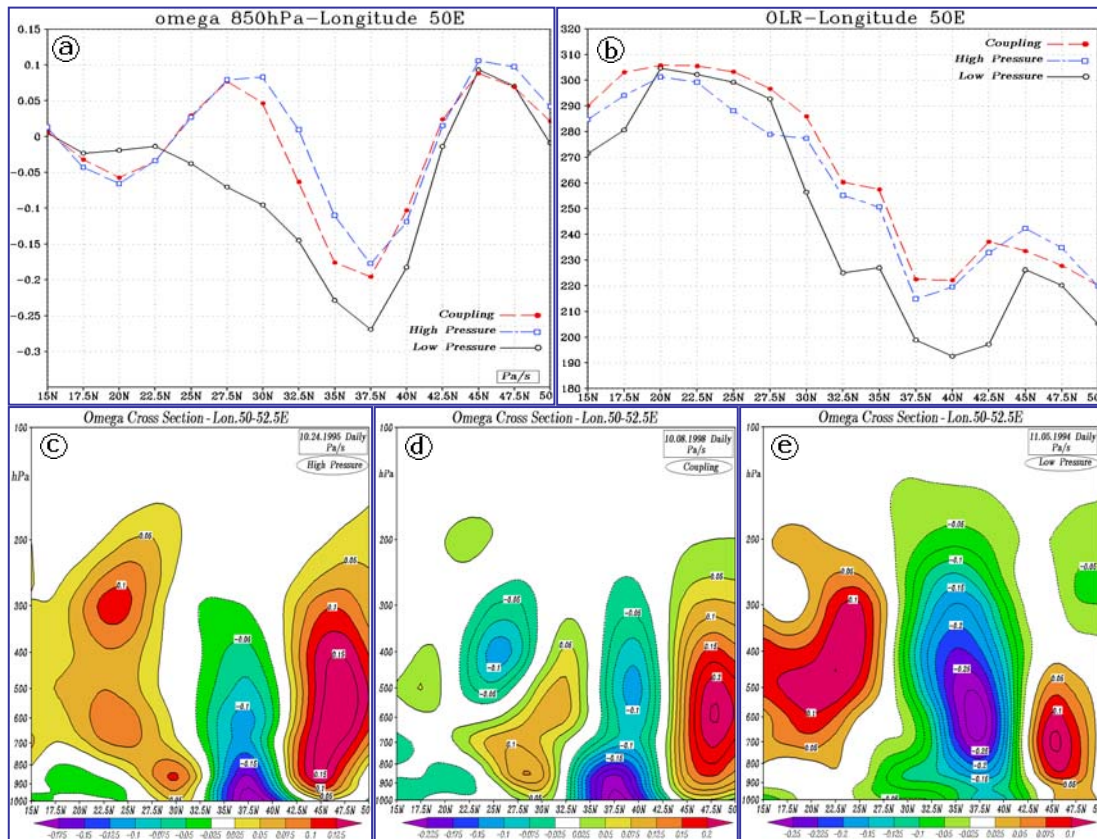
در الگوی معرف مربوط به روز 18 اکتبر 1998، به‌رغم فرارفت تاوایی منفی (شکل 5-a) مقادیر اُمگای منفی در سواحل جنوبی دریای خزر به بیشترین میزان خود بر روی کل نقشه (یعنی $0/30$ Pa/s) می‌رسد که نشان‌دهنده صعود قابل ملاحظه در ترازهای تحتانی جو است. شایان ذکر است که صعود هوا در بالاتر از تراز 800 هکتوپاسکال به سرعت کاهش می‌یابد. در واقع الگوی زوجی همچون الگوی پرفشار جریان‌های صعودی کم‌عمقی را در زمان وقوع بارش‌های شدید سپری می‌کند (شکل 6-d و 6-c). بررسی OLR مقداری کمتر از 190 وات بر مترمربع را در منتهی‌الیه جنوبی دریای خزر نشان می‌دهد (شکل 5-d). بر

با وجود این، بررسی بارش در سایر مناطق کشور همچنین مقادیر متوسط OLR در امتداد نصف‌النهار 50° شرقی، بیانگر آن است که بارش‌های شدید الگوی کم‌فشار فقط مختص منطقه خزری نیست و بخش وسیعی از کشور را در بر می‌گیرد. در این مورد همان‌طوری که شکل ۶-b نشان می‌دهد، گسترش قابل ملاحظه منطقه حداقل OLR از عرض $32/5^\circ$ شمالی تا نیمه شمالی دریای خزر، بیانگر استقرار یک سامانه کم‌فشار دینامیکی مقیاس همدیدی روی ایران است.

اصلی رطوبت این الگو فقط دریای خزر نیست، بلکه ترکیبی از رطوبت دریاهای جنوبی و در مواردی، غربی، به همراه رطوبت دریای خزر در این الگو نقش دارند. برای نمونه از تعداد ۶ روز بارش شدید با الگوی کم‌فشار، در ۳ روز آن رطوبت بارش‌های منطقه خزری عمدتاً از منطقه دریای سرخ و دریای عرب و به‌طور کلی دریاهای جنوبی تأمین شده است (شکل ۷-c). شایان ذکر است که در زمان تسلط الگوی کم‌فشار، همچون سایر الگوها، یک جریان شمالی- جنوبی همراه با تاوایی منفی، بر بخش اعظم دریای خزر حاکم بوده است (شکل ۸-d).



شکل ۵. نقشه‌های ترکیبی مربوط به الگوی زوجی. الگوی نمونه مربوط به روز ۸ اکتبر ۱۹۹۸. (a) وضعیت همدیدی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (gpm) و تاوایی نسبی ($10^{-5} s^{-1}$) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۱۲ گرینویچ. (b) فشار در سطح دریا-أمگا (Pa/s) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و بردار باد در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۱۲ گرینویچ. (c) نم ویژه (g/kg) و خطوط جریان در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۶ گرینویچ. (d) متوسط روزانه OLR (W/m^2).



شکل ۶. (a) متوسط سرعت قائم در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و (b) مقدار متوسط OLR در امتداد نصف‌النهار 50° شرقی به تفکیک برای سه الگوی پرفشار (خط آبی-روز ۱۶)، زوجی (خط سرخ-روز ۶) و کم‌فشار (خط سیاه-روز ۶). شکل‌های c، d و e میزان سرعت قائم را در نیمرخ قائم به ترتیب برای الگوی معرف پرفشار، ترکیبی و کم‌فشار نشان می‌دهند. در نیمرخ‌ها سرعت قائم برای طول 50° الی $52/5^{\circ}$ درجه شرقی میانگین‌گیری شده و از نشان دادن مقادیر بین $-0/25$ تا $+0/25$ (Pa/s) صرف‌نظر شده است.

برخلاف دو الگوی قبلی، در الگوی کم‌فشار، تاوایی در وردسپهر زیرین در سواحل جنوبی دریای خزر مثبت است که این امر ناشی از صعود دینامیکی حاصل از استقرار ناوهای عمیق روی منطقه است (شکل ۷-b). در این مورد برخلاف الگوهای قبلی، سرعت قائم بالاسو نیز از حالت محلی خارج می‌شود و همه مناطق واقع در شرق محور ناوه در تراز تحتانی جو دارای امگای منفی قابل توجهی‌اند (در روز ۵ نوامبر مقدار آن $-0/25$ (Pa/s) است). بررسی میزان سرعت قائم در نیمرخ قائم جو در امتداد نصف‌النهار 50° الی $52/5^{\circ}$ شرقی بیانگر آن است که برخلاف دو الگوی پرفشار و زوجی، در الگوی کم‌فشار حداکثر

در بررسی نقشه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مربوط به الگوی کم‌فشار، در همه موارد استقرار پشته‌ای قوی روی مرکز تا شرق اروپا، ریزش هوای سرد عرض‌های شمالی را در جانب شرقی خود و روی خاورمیانه موجب شده و نفوذ و گسترش ناوه عمیقی روی کل یا بخشی از خاورمیانه را در پی داشته است (شکل ۷-a). روی نقشه‌های فشار سطح دریا در زمان وقوع بارش شدید، در اغلب موارد کم‌فشاری در حدفاصل غرب تا شمال ایران مشاهده می‌شود (شکل ۷-b) که استقرار مرکز کم‌فشار و همگرایی ناشی از آن (شکل ۷-b و ۷-c)، صعود دینامیکی را در منطقه خزری موجب می‌شود. بدین ترتیب

صعود هوا در ترازهای میانی و رددسپهر به وقوع پیوسته و در عین حال صعود هوا در نوار ساحلی جنوب دریای خزر از شدت و ضخامت بیشتری برخوردار بوده است (شکل ۶-۵). بررسی مقادیر متوسط سرعت قائم تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در امتداد نصف النهار 50° طول شرقی نیز نشان‌دهنده آن است که در همه الگوها، میزان صعود به یکباره در سواحل جنوبی دریای خزر (عرض $37/5^{\circ}$ شمالی) افزایش می‌یابد (شکل ۶-۵). در این بین شدیدترین و گسترده‌ترین میزان صعود مربوط به الگوی کم فشار است (شکل ۶-۵ و ۶-۵).

بررسی نقشه‌های نم ویژه و خطوط جریان مربوط به الگوی کم فشار، به خصوص در مراحل اولی تکوین سامانه‌ها، عمدتاً مبین انتقال رطوبت از دریاها در دور دست به منطقه خزری است (شکل ۷-۵). نکته حائز اهمیت اینکه در زمان حاکمیت الگوی کم فشار، غالباً استقرار یک مرکز پرفشار همراه با گردش و اچرخندی در محدوده‌ای در حد فاصل شرق عربستان تا جنوب شرق ایران، امکان انتقال گسترده رطوبت به درون سامانه‌های کم فشار را فراهم می‌نماید (شکل ۷-۵).

در الگوی معرف کم فشار مربوط به روز ۵ نوامبر ۱۹۹۴، تابش طول موج بلند خروجی (OLR) در منطقه گسترده‌ای شامل بخش وسیعی از ایران و منطقه خزری، به کمتر از 180 وات بر مترمربع می‌رسد (رنگ آبی و بنفش در شکل ۷-۵) در مقابل مقادیر امگا نیز در منطقه وسیعی از جنوب غرب- غرب و شمال ایران از $0/25 -$ (Pa/s) تجاوز می‌کند (شکل ۷-۵) که نشان‌دهنده شکل‌گیری ابرناکی گسترده و وقوع بارش‌های فراگیر روی ایران است. بررسی نقشه‌های سطح دریا و تراز 500 هکتوپاسکال از یک روز قبل از وقوع بارش، حاکی از آن است که عمیق شدن ناوه در تراز میانی و رددسپهر روی خاورمیانه در ساعت‌های پایانی روز ۴ نوامبر ۱۹۹۵، تاوایی مثبت را در جانب راست محور ناوه افزایش داده است

که این وضعیت ضمن تقویت دینامیکی مرکز کم فشار مستقر روی سودان و منطقه دریای سرخ، امکان گسترش کم فشار سودانی را به عرض‌های شمالی فراهم کرده است (شکل ۷-۵). در نیمه دوم روز ۵ نوامبر و همه ساعت‌های روز ۶ نوامبر، استقرار ناوه‌ای عمیق، چنان‌که که در شکل ۷-۵ دیده می‌شود، تاوایی مثبت قابل ملاحظه‌ای را روی سطح زمین در جانب راست محور ناوه ایجاد می‌کند (رنگ سرخ در شکل ۷-۵ مقدار 3 واحد بر ثانیه). همزمان با وضعیت فوق، استقرار یک مرکز پراارتفاع همراه با پشته‌ای نسبتاً قوی در حد فاصل شرق عربستان تا جنوب شرق ایران در تراز میانی جو (شکل ۷-۵)، گردش و اچرخندی گسترده‌ای را در ترازهای تحتانی جو در شرق ناوه ایجاد کرده است (شکل ۷-۵) که در نهایت رطوبت مناسبی را به درون سامانه کم فشار مستقر روی ایران تزریق کرده (شکل ۷-۵) و به دنبال آن، سامانه کم فشار بارش‌های شدیدی را در مناطق گوناگون کشور، از جمله منطقه خزری موجب شده است. بررسی دقیق خصوصیات همدیدی حاکم بر الگوی کم فشار، مؤید آن است که این الگوی به دو الگوی فرعی به شرح زیر قابل تقسیم است:

۱- الگوی کم فشار جنوبی: در الگوی کم فشار جنوبی که ۳ روز از ۲۸ روز بارش‌های شدید را دربرمی‌گیرد، سامانه کم فشار سودانی، نقش اصلی را در وقوع بارش‌های شدید منطقه خزری برعهده دارد. استقرار ناوه‌ای عمیق روی خاورمیانه و وجود پشته‌ای در ترازهای میانی و رددسپهر، همراه با گردش و اچرخندی گسترده در ترازهای تحتانی جو در شرق عربستان، در زمان تکوین و گسترش کم فشار، از خصوصیات اصلی این الگو به شمار می‌رود (شکل ۷-۵ و ۷-۵). منبع رطوبتی این الگو از دریاها جنوبی تأمین می‌شود (شکل ۷-۵).

۲- الگوی کم فشار شمالی: الگوی کم فشار شمالی،

برهم‌کنش آن با خصوصیات و ویژگی‌های مقیاس منطقه‌ای و محلی، درک نظام اقلیمی حاکم بر هر منطقه‌ای را ممکن می‌سازد. بارش به‌عنوان یکی از پرنمودترین عناصر اقلیمی در منطقه خزری، از برهم‌کنش ویژگی‌های مقیاس منطقه‌ای و محلی با گردش بزرگ مقیاس جو حاصل می‌شود. براساس چنین نگرشی، وقوع بارش‌های شدید در سواحل جنوبی دریای خزر ناشی از وقوع ترکیبی خاص از برهم‌کنش مؤلفه‌های گردش بزرگ مقیاس با مؤلفه‌های مقیاس منطقه‌ای و محلی است.

• بررسی بارش‌های بیشتر از یک میلی‌متر در دوره ۱۰ ساله بیانگر آن است که منطقه خزری به‌طور متوسط در ۸۷ روز از سال، بارش دریافت می‌کند. همچنین یافته‌ها نشان می‌دهد که با افزایش آستانه بارش در سواحل جنوبی دریای خزر، بر نقش فصل پاییز نیز افزوده می‌شود. به‌طوری‌که برای بارش‌های بیش از ۵۰ و ۱۰۰ میلی‌متر، سهم فصل پاییز از تعداد کل روزهای بارشی، به ترتیب به حدود ۷۰٪ (۱۱۸ روز) و ۹۰٪ (۳۷ روز) و برای بارش‌های بیش از ۱۵۰ و ۲۰۰ میلی‌متر به ترتیب به ۹۴٪ (۳۷ روز) و ۱۰۰٪ (۶ روز) می‌رسد (جدول ۵).

• بیش از ۷۵٪ از تعداد کل روزهای بارش شدید و همه بارش‌های حدی منطقه خزری در فصل پاییز (سپتامبر، اکتبر و نوامبر) به وقوع پیوسته است.

• یافته‌ها بیانگر آن است که بارش‌های شدید و حدی سواحل جنوبی دریای خزر در سه الگوی همدیدی اصلی به شرح زیر جای می‌گیرند:

۱. در الگوی پرفشار که حدود ۵۷٪ از روزهای بارش شدید را به خود اختصاص داده است، ناشی از همرفت در سواحل جنوبی دریای خزر است (شکل ۶-b). بارش‌های شدید این الگو ناشی از نفوذ زیانه پرفشار و

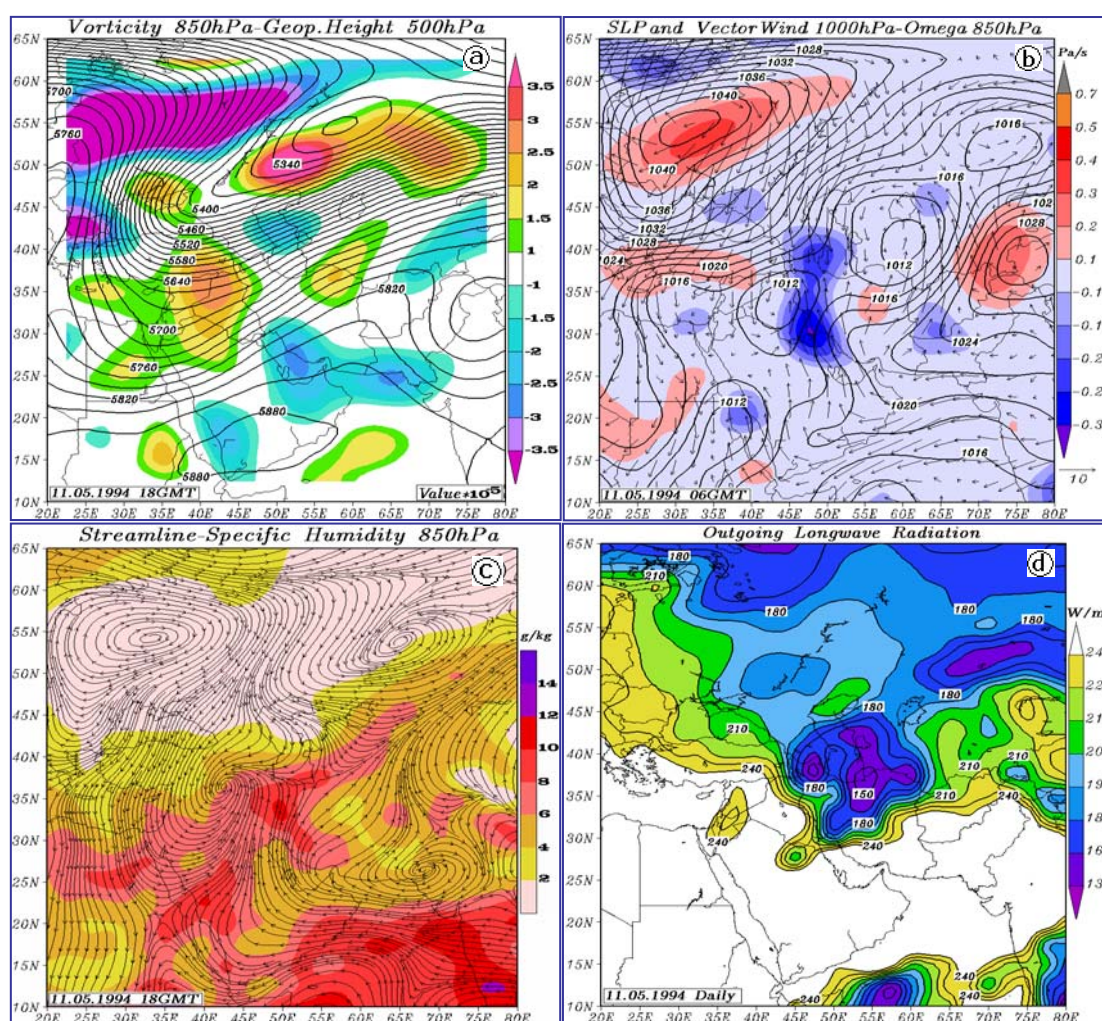
همچون الگوی کم‌فشار جنوبی ۳ روز از ۲۸ روز بارش‌های شدید منطقه خزری را به خود اختصاص می‌دهد. کم‌فشارهای دینامیک عرض‌های میانی، ضمن حرکت شرق‌سوی خود، به واسطه گسترش جبهه‌های سردشان روی منطقه، موجب بارش در سواحل جنوبی دریای خزر موجب می‌شود. در الگوی کم‌فشار شمالی، مرکز اصلی کم‌فشار در مسافتی دورتر بر شمال دریای خزر و در جانب شرقی پشته‌ای قوی بر غرب روسیه حرکت شرق‌سوی کندی را نشان می‌دهد. در همه موارد، به موازات کم‌فشار اصلی شمالی، مرکز کم‌فشاری با مقیاس کوچک‌تر و با طول عمر کمتر، در حد فاصل شرق دریای سیاه تا نیمه جنوبی دریای خزر شکل گرفته و به سمت شرق حرکت کرده است (شکل ۸-a). به نظر می‌رسد آن‌چنان‌که شنک (۱۹۶۵) در تحقیقی موردی اشاره کرده است، پیدایش ناوهای کوچک (minor trough) در مقیاس‌های زمانی کوتاه‌تر و در درون ناوه مقیاس همدیدی، علت اصلی شکل‌گیری کم‌فشار جنوبی در الگوی حاضر باشد. بررسی نحوه شکل‌گیری و تکوین کم‌فشارهای جنوبی روی نقشه‌های فشار تراز دریا دشوار است و در این زمینه نقشه‌های خطوط جریان برای ردیابی این سامانه‌ها در ترازهای تحتانی جو، ابزار مناسبی محسوب می‌شوند. شکل ۸-a، الگوی جریان تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال را همراه با مقادیر نم ویژه مربوط به الگوی معرف کم‌فشار شمالی را نشان می‌دهد که در روز ۱۹ سپتامبر در جنوب شرق دریای سیاه شکل گرفته و در ساعت‌های پایانی روز ۲۰ سپتامبر در منتهی‌الیه جنوب شرق دریای خزر استقرار یافته است.

۵ نتیجه‌گیری

شناخت ساختار بزرگ مقیاس گردش جو و تبیین نحوه

۲. الگوی زوجی شامل استقرار مرکز پرفشاری در غرب-شمال غرب دریای خزر و کم فشاری در جانب شرقی دریا است. این الگو ضمن ایجاد و تقویت جریان شمالی-جنوبی گسترده، شدیدترین بارش‌ها را در منطقه در پی داشته است. از ویژگی‌های این الگو، جریان‌های شمالی-جنوبی شدید و گسترده روی دریا در ترازهای تحتانی و ردسپهر است که در نتیجه، فاصله کم مراکز کم فشار و پرفشار دینامیکی به ترتیب

فرارفت تاوایی منفی در ترازهای تحتانی و ردسپهر، همراه با تسلط یک جریان شمالی-جنوبی گسترده روی دریای خزر است. استقرار پشته‌ای در حد فاصل غرب-شمال غرب دریای خزر تا جنوب شرق اروپا در و ردسپهر میانی همراه با مرکز پرفشاری در سطح زمین در غرب دریای خزر- (عمدتاً در عرضی پایین تراز 50° شمالی و در شرق 35° طول شرقی)- از ویژگی‌های این الگو است (شکل ۳ و ۸-b).

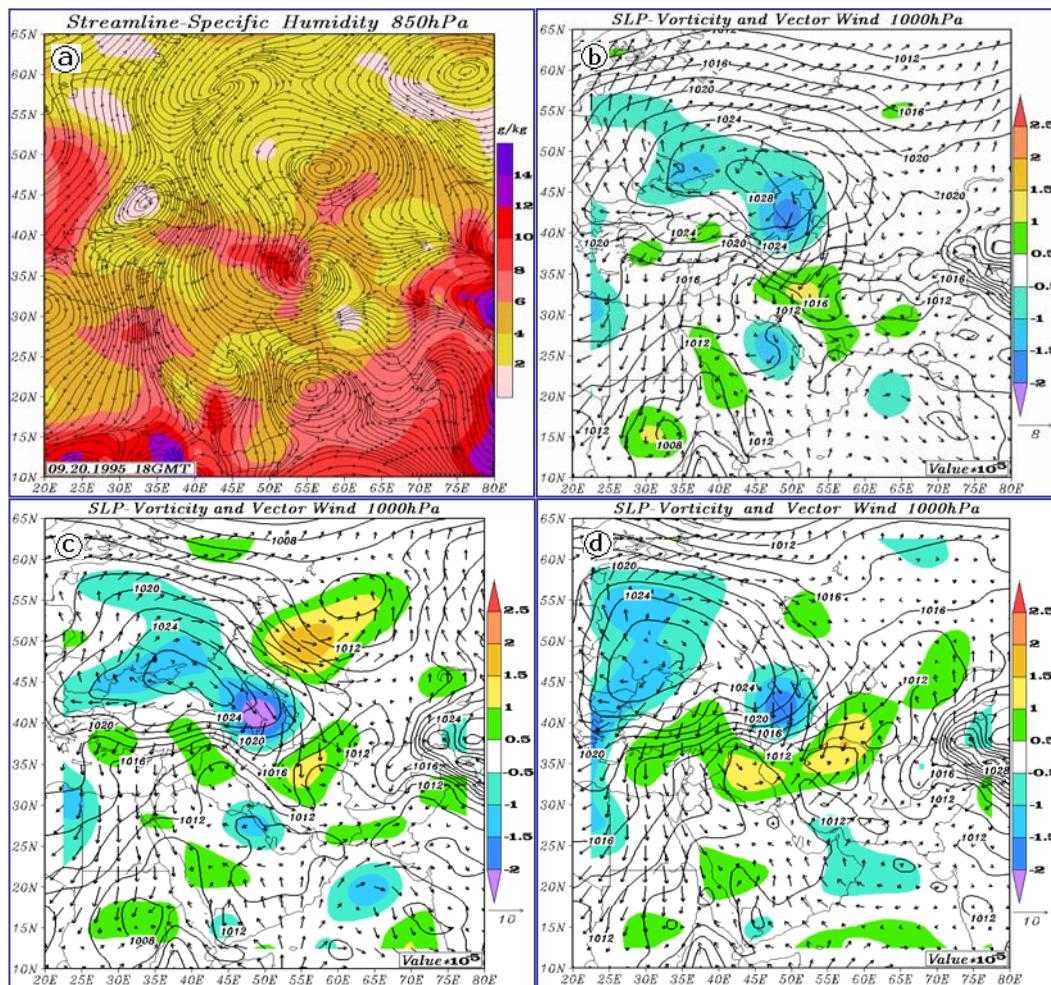


شکل ۷. نقشه‌های ترکیبی مربوط به الگوی کم فشار. الگوی نمونه مربوط به روز ۵ نوامبر ۱۹۹۴. (a) وضعیت همدیدی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (gpm) و تاوایی نسبی ($10^{-5} s^{-1}$) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۱۸ گرینویچ. (b) فشار در سطح دریا-أمگا (Pa/s) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و بردار باد در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۶ گرینویچ. (c) نم ویژه (g/kg) و خطوط جریان در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۶ گرینویچ. (d) متوسط روزانه OLR (W/m^2). در شکل‌ها از نشان تاوایی -1 الی $+1$ ($10^{-5} s^{-1}$) و OLR کمتر از ۲۴۰ وات بر متر مربع صرف نظر شده است.

تاوایی مثبت مناسب در سطح زمین در جانب راست محور ناوه، امکان تشکیل و یا تکوین سامانه‌های کم‌فشار را روی خاورمیانه فراهم می‌آورد. در چنین وضعیتی، محور شمال شرقی- جنوب غربی ناوه‌ها و حرکت شرق سوی امواج، امکان جابه‌جایی سامانه‌های کم‌فشار روی خاورمیانه و عبور آنها از منطقه خزری را میسر می‌سازد. بدین ترتیب، وقوع بارش‌های شدید در سواحل خزری، ناشی از استقرار یک مرکز کم‌فشار دینامیکی و یا عبور جبهه‌های آن

در دو سوی شرق و غرب دریای خزر و به دنبال آن افزایش شیب فشار مداری ایجاد می‌شود (شکل ۵-ب). بارش این الگو نیز از نوع همرفتی است (شکل ۵ و ۶-ب). شایان ذکر است که در این الگو نیز مرکز پرفشار غرب دریای خزر نقش اصلی را در وقوع بارش‌ها برعهده دارد.

۳. در الگوی کم‌فشار، در نتیجه استقرار پشته‌ای قوی روی مرکز تا شرق اروپا، عمدتاً ناوه‌ای عمیق روی خاورمیانه نفوذ می‌کند و گسترش می‌یابد.



شکل ۸. (a) نم ویژه (g/kg) و خطوط جریان در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۱۸ گرینویچ در الگوی نمونه کم‌فشار شمالی مربوط به روز ۲۰ سپتامبر ۱۹۹۵. شکل‌های (b) الی (d) وضعیت متوسط فشار، تاوایی و سمت و سرعت باد در سطح دریا به تفکیک برای سه الگوی «پرفشار» (۸ب-۱۶روز)، «زوجی» (۸د-۶روز) و «کم‌فشار» (۸د-۶روز).

الگو، حداقل متوسط OLR در عرض $37/5^{\circ}$ الی 40° شمالی و حداکثر متوسط صعود در عرض $37/5^{\circ}$ شمالی اتفاق می‌افتد. این امر بیانگر آن است که محدوده اصلی وقوع بارش‌های شدید منطقه خزری در حوضچه جنوبی دریا و در مجاورت نوار ساحلی جنوب دریای خزر است.

منابع

- خلیلی، ع.، ۱۳۵۰، منشأ بارندگی کرانه‌های خزر، نیوار، شماره فروردین ۱۳۵۰، صفحه ۳۹-۴۶.
- خوشحال دستجردی، ج.، 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.
- علیجانی، ب.، ۱۳۷۲، مکانیزم‌های صعود بارندگی‌های ایران، مجله دانشکده ادبیات دانشگاه تربیت معلم، دوره جدید (۱)، تابستان ۱۳۷۲، صفحه ۸۵-۱۰۱.
- علیجانی، ب.، ۱۳۷۶، آب و هوای ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ سوم، ۲۲۱ صفحه.
- علیجانی، ب.، ۱۳۸۱، اقلیم‌شناسی سینوپتیک، انتشارات سمت، چاپ اول، صفحه ۲۰-۵.
- مرادی، ح.، ۱۳۸۰، بررسی سینوپتیک سیلاب ۲۱ آبان‌ماه سال ۱۳۷۵ در نواحی مرکزی استان مازندران، رشد آموزش جغرافیا، ۵۷، صفحه ۳۳-۴۱.
- مرادی، ح.، ۱۳۸۵، پیش‌بینی وقوع سیلاب‌ها براساس موقعیت‌های سینوپتیکی در ساحل جنوبی دریای خزر، پژوهش‌های جغرافیایی، ۵۵، صفحه ۱۳۱-۱۰۹.
- مفیدی، ع.، ۱۳۷۹، بررسی هم‌دیدگی نقش دریای سیاه در بارش‌های ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی (گرایش اقلیم‌شناسی)، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مرکز.
- یوسفی، ح.، ۱۳۸۲، زمان‌بندی ورود پرفشار سبیری به

از فراز منطقه خزری است. در این خصوص، گستردگی منطقه حداقل OLR بر بخش وسیعی از ایران بر دینامیکی / جبهه‌ای بودن بارش‌ها تأکید دارد (شکل ۶-۶). یافته‌ها بیانگر آن است که الگوی کم‌فشار، بنابر ماهیت سامانه‌ها و خصوصیات هم‌دیدگی حاکم، به دو الگوی فرعی شمالی و جنوبی تقسیم می‌شود. در الگوی کم‌فشار رطوبت بارش‌ها به‌ویژه در مراحل تکوین سامانه‌ها، با توجه به الگوی کم‌فشار حاکم (جنوبی یا شمالی) ترکیبی از رطوبت دریای خزر و دریا‌های جنوبی و غربی است (شکل ۷).

- به‌واسطه نقش کلیدی مراکز پرفشار مستقر بر غرب دریای خزر و به منظور فراهم کردن دیدگی کلی از نقش مراکز پرفشار دینامیکی و فرارفت تاوایی منفی ناشی از آن در بارش‌های خزری، نقشه‌های متوسط فشار، تاوایی و سمت و سرعت باد در سطح دریا به تفکیک برای الگوهای هم‌دیدگی اصلی تهیه و در شکل ۸ ارائه شده است. با توجه به شکل‌های ۸-b الی ۸-d، استقرار مرکز پرفشاری بر غرب دریای خزر و وجود تاوایی منفی روی دریا در ترازهای تحتانی جو همراه با جریان‌ها شدید و غالب شمالی-جنوبی، از عوامل اصلی ایجاد بارش‌های شدید و حدی پاییزه در همه الگوهای هم‌دیدگی بارش‌زای خزری محسوب می‌شود. در این بین فقط در الگوی کم‌فشار، به جهت تاوایی مثبت و چرخش چرخندی ناشی از استقرار سامانه کم‌فشار دینامیکی در غرب کشور، همگرایی جریان‌های شمالی و جنوبی در سواحل جنوبی دریای خزر مشاهده می‌شود.
- یافته‌ها نشان می‌دهد که حداکثر صعود هوا (بیشترین میزان آمگای منفی) در دو الگوی پرفشار و زوجی در ترازهای تحتانی و ردسپهر و در زیر تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال و در الگوی کم‌فشار در لایه ضخیمی در ترازهای میانی به‌وقوع می‌پیوندد (شکل ۶). در هر سه

- during the Great Midwest Flood of 1993, *Weather Forecast*, **14**, 701-712.
- Kalnay, E., and 21 Co-authors, 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *B. Am. Meteorol. Soc.*, **77**, 437-471.
- Karl, T. R., Knight, R. W., Easterling, D. R., and Quayle, R. G., 1996, Indices of Climate change for the United States, *B. Am. Meteorol. Soc.*, **77**, 279-291.
- Kistler, R., and 13 Co-authors, 2001, The NCEP/NCAR 50-Year Reanalysis Project, *B. Am. Meteorol. Soc.*, **82**, 246-267.
- Konrad II, C. E., 1997, Synoptic-scale features associated with warm season heavy rainfall over the interior southern United States, *Weather Forecast*, **12**, 557-571.
- Liebmann, B., and Smith, C., 1996, Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset, *B. Am. Meteorol. Soc.*, **77**, 275-1277.
- Liebmann, B., and 5 Co-authors, 1998, A Comparison of Rainfall, Outgoing Longwave Radiation, and Divergence over the Amazon Basin, *J. Climate*, **11**, 2898-2909.
- Liebmann, B., Jones, C., and Carvalho, L. M. V., 2001, Interannual variability of daily extreme precipitation events in the state of São Paulo, Brazil, *J. Climate*, **14**, 208-218.
- Maddox, R. A., Chappell, C. F., and Hoxit, L. R., 1979, Synoptic and meso-a scale aspects of flash flood events, *B. Am. Meteorol. Soc.*, **60**, 115-123.
- Manton, M. J., and 26 Co-authors, 2001, Trends in extreme daily rainfall and temperature in southeast Asia and the South Pacific: 1916-1998, *Int. J. Climatol.*, **21**, 269-284.
- Nicholls, N., Trewin, B. and Haylock, M., 2000, *Climate Extremes: Indicators for State of the Environment Monitoring, Australia: State of the Environment, Second Technical Paper Series (The Atmosphere)*, Department of the Environment and Heritage, Canberra, 20p.
- Peterson, T. C., Folland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A., and Plummer, N., 2001, Report on the activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs 1998-2001, World Meteorological Organization Rep. WCDMP-47, WMO-TD1071, Geneva, Switzerland, 143p.
- Teixeria, M., and Satyamurty, P., 2006, Synoptic scale waves associated with heavy rainfall episodes in southern Brazil, *Proceeding of 8 ICSHMO, Foz do laguaca, Brazil, April 24-28*, 2067-2076.
- سواحل جنوبی دریای خزر و تأثیر سینوپتیکی آن بر بارش‌های پاییزی منطقه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی (گرایش اقلیم‌شناسی)، دانشگاه تهران.
- Alexander, L. V., and 23 Co-authors, 2006, Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, *J. Geophys. Res.*, **111**, D05109, doi:10.1029/2005JD006290.
- Barry, R. G., and Carleton, A. M., 2001, *Synoptic and Dynamic Climatology*, Routledge, First edition, 49-53.
- Benwell, R., 1967, The Jet stream at 500 mb as a predictor of heavy rain, *Meteorol. Mag.*, **96**(1134), 4-10.
- Carvalho, L. M. V., Jones, C., and Liebmann, B., 2002, Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone, *J. Climate*, **15**, 2377-2394.
- Doswell, C. A., Brooks, H. A., and Maddox, R. A., 1996, Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Weather Forecast.*, **11**, 560-581.
- Easterling, D. R., Evans, J. L., Groisman, P. Ya., Karl, T. R., Kunkel, K. E., and Ambenje, P., 2000a, Observed variability and trends in extreme climate events: A brief review, *B. Am. Meteorol. Soc.*, **81**, 417-425.
- Easterling, D. R., Meehl, G. A., Parmesan, C., Changnon, S. A., Karl, T. R., and Mearns, L. O., 2000b, Climate extremes: Observations, Modeling, and Impacts, *Science*, **289**, 2068-2074.
- Groisman, P. Y., and 13 Co-authors, 1999, Changes in the probability of heavy precipitation: Important indicators of climatic change, *Climatic Change*, **42**, 243-283.
- Groisman, P. Y., Knight, R. W., Easterling, D. R., Karl, T. R., Hegerl, G. C., and Razuvaev, V. N., 2005, Trends in intense precipitation in the climate record, *J. Climate.*, **18**, 1326-1350.
- Harnack, R. P., Apffel, K., and Joseph, R. C., 1999, Heavy Precipitation Events in New Jersey: Attendant Upper-Air Conditions, *Weather Forecast.*, **14**, 933-954.
- Haylock, M., and Nicholls, N., 2000, Trends in extreme rainfall indices for an updated high quality data set for Australia, 1910-1998, *Int. J. Climatol.*, **20**, 1533-1541.
- Junker, N. W., Schneider, R. S., and Fauver, S., 1999, A Study of Heavy Rainfall Events

- Environmental Analysis, Belhaven press, pp1-18.
- Zhang, X., and 23Co-authors, 2005, Trends in Middle East climate extreme indices from 1950 to 2003, J. Geophys. Res., 110, D22104, doi:10.1029/2005JD006181.
- Shenk, W. E., 1965, Analysis of a Caspian Sea Vortex, Mon. Wea. Rev., **93(10)**, 613-617.
- Stull, R., 2000, Meteorology for Scientists and Engineers, Brooks/Cole, Second edition, 233-235, 290-291.
- Yarnal, B., 1993, Synoptic Climatology in