

شناسایی شرایط همدید بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر با تأکید بر

الگوهای ضخامت جو

امیرحسین حلبیان* - استادیار، گروه علمی جغرافیا، دانشگاه پیام‌نور
فرشته حسینعلی پورجزی - کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی، دانشگاه اصفهان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۰/۸/۱۵ تأیید نهایی: ۱۳۹۰/۱۱/۱۲

چکیده

در این پژوهش با استفاده از پایگاه داده بارش کرانه‌های غربی خزر، نقشه‌های هم‌بارش روزانه این پهنه، از تاریخ ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۱/۱۰ روی یاخته‌هایی به ابعاد ۱۴×۱۴ کیلومتر، به روش کریجینگ میان‌یابی و ترسیم شد. این داده‌ها، دسترسی به اطلاعات ۴۸ نقطه مکانی پهنه مطالعاتی را برای ۱۵۹۹۲ روز و امکان محاسبه مقادیر هر روز بارش، بیشینه بارش و درصد مساحت زیر بارش را فراهم آورد. بر این اساس حدی‌ترین و فراگیرترین بارش‌ها شناسایی و ۱۰۹ روز از این بارش‌ها، بر اساس شاخص پایه صدک ۱۹۹ام، برای بررسی و تحلیل انتخاب شدند. با بهره‌گیری از رویکرد محیطی به گردشی و تحلیل خوشه‌ای پایگانی به‌روش ادغام "وارد"، سه الگوی گردشی ضخامت جو بین ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال شناسایی شد. در ادامه، برای تحلیل بارش‌ها در هر الگوی ضخامت جو، روز نماینده بر اساس ضریب همبستگی با آستانه ۹۵ درصد تعیین و در این روزها نقشه‌های فشار تراز دریا، ضخامت جو ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال، توابع جبهه‌زایی و شار همگرایی رطوبت ترازهای ۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ترسیم و تحلیل شد. بررسی‌ها نشان از استقرار فرودی به‌نسبت عمیق بر بخش‌های شمالی و شمال غربی دریای خزر حداقل دو توده آبی خزر و سیاه دارد که زمینه را برای رخداد بارش‌های حدی و فراگیر در پهنه مطالعاتی فراهم می‌کند. تحلیل نقشه‌های تابع جبهه‌زایی، وجود کانون‌های جبهه‌زایی را روی دریای خزر و اطراف آن تأیید می‌کند. تحلیل تابع شار همگرایی رطوبت هم نشان از نقش دریای خزر، دریای سیاه و دریاچه آرال در تأمین رطوبت بارش‌ها دارد.

کلیدواژه‌ها: اقلیم‌شناسی همدید، الگوی گردشی، بارش، رویکرد محیطی به گردشی، ضخامت جو، کرانه‌های غربی خزر.

مقدمه

یافتن قوانین حاکم بر هر سامانه‌ی اقلیمی، امکان تحلیل و پیش‌بینی مطلوب آن را فراهم می‌آورد. درک مؤلفه‌های اصلی و شناخت عوامل مؤثر در تشکیل و تکوین سامانه‌های اقلیمی، می‌تواند ما را در شبیه‌سازی فرآیندهای دستگاه پیچیده‌ی اقلیم یاری کند و تحلیل و پیش‌بینی منطقه‌ای مناسب را میسر نماید. یکی از سریع‌ترین راه‌های شناخت رابطه‌ی بین فرآیندهای محیطی با گردش‌های جوی، اقلیم‌شناسی همدید است. بارش مهم‌ترین پدیده یا ویژگی محیط زیست است و تا کنون مطالعات فراوانی درباره‌ی عوامل ایجاد آن انجام شده است. سال‌های پُرباران یا بسیار خشک، هر دو در کیفیت محیط زندگی انسان نقش مؤثری دارند. در هر مکانی بارش زمانی روی می‌دهد که هوای مرطوب و عامل صعود فراهم شود. هر دوی این شرایط به‌وسیله‌ی الگوهای گردش اتمسفر فراهم می‌شوند (علیجانی، ۱۳۸۵: ۲۰۳). کشور ایران به لحاظ عرض جغرافیایی و قرارگیری در همسایگی پُرفشار جنب حاره، علاوه بر دریافت کم بارش، رژیم بارندگی آن نوسان زیادی دارد و ویژگی‌های بارش از قانون‌مندی خاصی پیروی نمی‌کند. همچنین ایران در نقطه‌ی انتقالی نسبت به الگوهای بزرگ‌مقیاس گردش عمومی ورد سپهری قرار دارد و محل برهم‌کنش سامانه‌های برون حاره، جنب حاره و حاره‌ای است (مفیدی و زرین، ۱۳۸۴: ۱۱۴). شناخت دقیق‌تر ساز و کار و نحوه‌ی عمل الگوی گردش جوی و عناصر مؤثر در وقوع بارش‌های حدی، اهمیت بسیاری دارد، به‌ویژه آنکه این نوع بارش می‌تواند پدیده‌ی سیل و عواقب مصیبت‌بار آن را ایجاد کند. بنابراین لازم است با شناخت سازوکار تکوین، تقویت و قانون‌مندی حاکم بر حرکت و گسترش سامانه‌های اقلیمی بارش‌زا، از آثار مثبت آن سود جست و از نتایج زیان‌بار آن دوری کرده یا آن را به حداقل رساند. برای استفاده‌ی بهتر از بارش یک منطقه، نخستین گام شناخت کافی از شرایط همدید و پویایی رخداد بارش در آن ناحیه است.

پهنه‌ی جنوبی خزر، به‌خصوص کرانه‌های غربی آن، از نظر اقلیمی با سایر مناطق کشور تفاوت بسیاری دارد. وجود دریای خزر، توپوگرافی پیچیده و تأثیرپذیری این منطقه از الگوی گردش بزرگ مقیاس برون حاره در طول سال، ویژگی‌های اقلیمی بسیار پیچیده و برجسته‌ای را در این منطقه فراهم کرده است. استقرار بزرگترین مرکز پُرفشار ساکن نیم‌کره‌ی شمالی، موسوم به پُرفشارسیبری در مجاورت منطقه، همراه با جابه‌جایی مداوم پشته‌ها و ناوهای امواج غربی عرض‌های برون حاره، در کنار ویژگی‌های خاص محلی، تحلیل و پیش‌بینی وضعیت جوی و خصوصیت‌های اقلیمی منطقه‌ی خزری را بسیار مشکل کرده است (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۳۱).

در این میان، بی‌گمان بارش پُرنمودترین عنصر اقلیمی و پدیده‌ی جوی منطقه‌ی خزری است که تمایز بارزی را در مقایسه با سایر مناطق کشور و حتی خاورمیانه از خود نشان می‌دهد و از توزیع زمانی و مکانی پیچیده‌ای برخوردار است. موقعیت جغرافیایی منحصربه‌فرد این منطقه، به‌ویژه قرارگیری آن بر جانب جنوبی

دریای خزر، بروز چنین پیچیدگی را در الگوی بارش در پی داشته است که وقوع بارش‌های شدید، از ویژگی‌های ذاتی اقلیم سواحل جنوبی دریای خزر شمرده می‌شود مفیدی و همکاران، ۱۳۸۷: ۳).
در این راستا پژوهش‌های زیادی در داخل و خارج از کشور انجام پذیرفته است که در ادامه به بررسی برخی از آنها می‌پردازیم.

کیبل^۱ (۱۹۸۹)، به بررسی همدید رژیم بارندگی بيمودال در میدوست شمالی^۲ پرداخته و توزیع حداکثر بارش را طی ماه‌های ژوئن و سپتامبر مطالعه کرده است. وی برای شناسایی حرکات اتمسفری که بارندگی ماه‌های فوق را ایجاد می‌کنند، از نقشه‌های همیدی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی استفاده کرده و متوجه شده است که رژیم بارندگی در ناحیه‌ی مورد نظر، به تکرار وقوع تعداد کمی از رگبارهای شدید بستگی دارد و افزایش یا کاهش بارندگی برخی از ماه‌ها نیز با وقوع فراز و فرود و حالت‌های خاص همیدی رخ می‌دهد و در نهایت اینکه ورود چرخندها در ایجاد بارش‌های منطقه، تأثیر به‌سزایی دارد.

یارنال^۳ و فریکس^۴ (۱۹۹۷) برای شناسایی سیستم‌های به‌وجود آورنده‌ی طغیان‌های رودخانه‌ی ساسکوانا واقع در جنوب شرقی ایالت پنسیلوانیا، آمار دبی روزانه‌ی همه‌ی سی زیرحوضه‌ی آن را در دوره‌ی ۸۹-۱۹۷۸ بررسی کردند. آنان بر اساس نقشه‌های روزانه‌ی هوای در ساعت دوازده دوره‌ی مورد مطالعه، حوضه‌ی رودخانه‌ی ساسکوانا را نسبت به نه الگوی عمومی سیکلون‌های منطقه‌ی برون‌حاره تعیین کردند (به نقل از علیجانی، ۱۳۸۵: ۲۱۱).

یونکاسلویک و رادینوویک^۵ (۲۰۰۰)، به تحلیل آماری بارش ماهانه و بیشینه‌ی روزانه در کشور بلغراد، طی سال‌های ۱۹۹۵-۱۸۸۸ پرداختند و به این نتایج رسیدند که بین بارش بیشینه‌ی روزانه و میانگین ماهانه در بلغراد، ضریب همبستگی بالایی وجود دارد و هر دو با همدیگر به‌صورت خطی افزایش می‌یابند و بیشترین فراوانی بیشینه‌ی بارش روزانه و همچنین رگبارها و توفان‌های تندی با توده‌ی هوای سرد، به‌خصوص جبهه‌ی سرد توده‌های هوا در ارتباط است و این شرایط موقعی فراهم می‌شود که چرخندی با موقعیت مرکزی در مدیترانه‌ی شرقی مستقر شده باشد و البته در سراسر (برفراز) سواحل شمال‌غربی دریای سیاه کشیده شده باشد.

چینگسن^۶ و همکاران (۲۰۰۲) بارش‌های سنگین بعدازظهرهای تایوان را طی فصل بهار مطالعه کردند و آنها را در دو گروه طبقه‌بندی کردند: الف) بارش‌هایی که در زمان رخداد آنها، جریان‌های جوی جهت جنوبی

1. Keables
2. Bimodal in Midwest
3. Yarnal
4. Frakes
5. Unkašević & Radinovic
6. Ching-Sen

داشته و محور فراز بر روی شرق تایوان مستقر شده؛ ب) بارش‌های سنگینی که همزمان با رخداد آنها، جریان‌های جوی جهت جنوب غربی داشته و محور فراز روی جنوب تایوان واقع شده است.

رودری^۱ و همکاران (۲۰۰۴-۲۰۰۵) در مطالعه‌ی خود به تعیین الگوهای جوی بزرگ‌مقیاس و میان‌مقیاسی پرداختند که به بارش‌های سنگین در شمال غرب ایتالیا منجر می‌شدند. نتایج پژوهش آنها نشان می‌دهد که شکل جریان‌های بزرگ‌مقیاس جوی در ارتباط با توپوگرافی منطقه‌ای، در ایجاد بارش‌های سنگین محلی نقش مهمی بازی می‌کنند. آنها بارش‌های سنگین شمال غرب ایتالیا را با سه الگوی خاص از قرارگیری جریان‌های جوی بر روی منطقه مرتبط دانستند. در الگوی اول دریای مدیترانه، در الگوی دوم اقیانوس اطلس و در الگوی سوم خلیج جنوا منابع تأمین کننده‌ی رطوبت معرفی شده‌اند.

فدریکو^۲ و همکاران (۲۰۰۸) در مقاله‌ی خود به بررسی الگوهای چرخش جوی وابسته به بارش‌های سنگین روزانه در کالابریای ایتالیای جنوبی، طی سال‌های ۱۹۹۹ تا ۲۰۰۷ (یک دوره ۸ ساله) پرداختند. بر اساس یک تحلیل خوشه‌ای که روی متغیرهای جوی اعمال شد، یازده الگوی جوی به دست آمد که پیوستگی روشنی بین هر یک از تیپ‌های گردشی و الگوهای بارشی برای بارش‌های سنگین روزانه پدیدار شد و این پیوستگی به واسطه‌ی کنش بین توپوگرافی منطقه، دوری و نزدیکی به دریا و جریان‌های جوی در مقیاس سینوپتیک شرح داده شدند.

هوس^۳ و همکاران (۲۰۰۸)، در پژوهشی، شرایط همدیدی مرتبط با میزان بارندگی‌های شدید در یونان را با استفاده از روش آماری چندمتغیره، شامل روش تحلیل عاملی و روش تحلیل خوشه‌ای بررسی کردند. نتایج آنها نشان‌دهنده‌ی رابطه‌ی الگوهای بارش سنگین با فعالیت چرخندی شدید روی ناحیه گریک در یونان است. آنها نه ساختار گردشی مختلف را مشخص کردند که به‌طور عمده به موقعیت و شدت سامانه‌های همدیدی هوای تراز بالا و سطح زمین برمی‌گردد.

کارلالیما^۴ و همکاران (۲۰۰۹) به بررسی رویدادهای بارش سنگین در تابستان‌های گرم و مرطوبی پرداختند که در جنوب شرقی برزیل، سبب بروز سیل و خسارت می‌شود. آنها نشان دادند که این رویدادها بیشتر ناشی از دو نوع آشفتگی جوی هستند: جبهه‌ی سرد (در حدود ۵۳ درصد) از رویدادها و منطقه‌ی همگرایی آتلانتیک جنوبی (۴۸ درصد) از رویدادهای را دربرمی‌گیرد.

در داخل کشور نیز علیجانی (۱۳۶۰)، بارش‌های روزانه‌ی ایران را از نظر عامل به‌وجودآورنده بررسی و در نهایت ایران را از نظر سازوکارهای تولید بارش ناحیه‌بندی کرد. نتایج ایشان حاکی از این است که عوامل

1. Rudari
2. Federico
3. Hossos
4. Carla Lima

مسئول در ایجاد بارش ایران با یکی از پنج عامل صعود (یا همرفت^۱ معمولی)، همرفت وزشی، عامل چرخندگی^۲، صعود جبهه‌ای (چرخندی) و صعود نامعلوم در ارتباط است. از نظر توزیع مکانی، در ساحل دریای خزر همه عوامل صعود، به‌خصوص همرفت وزشی، در شمال غرب کشور عامل همرفت معمولی، در نواحی مرکزی عامل چرخندی و در نواحی جنوبی ایران عامل چرخندگی نمود چشمگیرتری داشته‌اند (علیجانی، ۱۳۸۵: ۲۰۷-۲۰۴).

حسینی (۱۳۷۳)، به بررسی سه نمونه از طغیان‌های حبله‌رود در سال ۱۳۶۷ پرداخت. نتایج پژوهش وی نشان داد که زبانه‌های پرفشار شمال ایران، نقش زیادی در ایجاد ناپایداری سطح زمین داشته و در برخی مواقع نیز با قرارگیری در موقعیت‌های مخصوص، رطوبت را به داخل حوضه انتقال می‌دهد.

خوشحال (۱۳۷۶) و خوشحال و قائمی (۱۳۷۷) در بررسی خود به تحلیل و ارائه‌ی مدل‌های سینوپتیکی - کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از ۱۰۰ میلی متر در سواحل جنوبی دریای خزر پرداخته‌اند. نتایج حاصل از این بررسی نشان می‌دهد که برخلاف آنچه پیش از این تصور می‌شد، اولاً ریزش این باران‌ها در اثر فرارفت سرد از سیبری به روی این دریا انجام نمی‌شود و دوم اینکه، مقدار ریزش باران در دامنه‌های شمالی البرز با ارتفاع کاهش نیافته بلکه افزایش می‌یابد.

مقیمی (۱۳۷۸)، با استفاده از آمار بارش و رطوبت نسبی ایستگاه هواشناسی مهرآباد در یک دوره سی ساله (۱۳۶۸-۱۳۳۹) به تحلیل آماری رطوبت و بارش تهران پرداخت. وی در بررسی خود به این نتایج دست یافت که ضریب همبستگی بارش و رطوبت نسبی تهران بر مبنای میانگین سالانه ضعیف است و مقدار حداکثر رطوبت تهران منطبق با دوره‌ی سرد و مرطوب است. همچنین جریان سیبری، جریان غربی و چرخند مدیترانه‌ای، عامل کلی کاهش درجه حرارت هوا، افزایش میزان رطوبت و در نتیجه ایجاد بارش تهران است.

غیور و خسروی (۱۳۸۰) در پژوهشی به بررسی پدیده‌ی انسو روی نابهنجاری بارش تابستانی و پاییزی در منطقه‌ی جنوب شرق ایران پرداختند. نتایج این مطالعه نشان داد که نابهنجاری الگوی ارتفاع ژئوپتانسیل و وزش بادهای مداری و نصف‌النهاری سطوح فوقانی جو که تعیین‌کننده‌ی هسته‌ی سرعت رودبادهای واقعی است، طی فازهای انسو دچار تغییرات مشهودی می‌شود و نتیجه‌ی آن، تغییر در مسیر رودبادهای اصلی تأثیرگذار بر اقلیم منطقه و تغییرپذیری مسیرهای چرخندی، به‌ویژه در فصل پاییز است که نتیجه‌ی این فرآیندها در انتقال رطوبت از منابع اصلی تأمین‌کننده‌ی رطوبت و نابهنجاری بارش مشاهده می‌شود.

مرادی (۱۳۸۱) به بررسی و تحلیل همدید بارش‌هایی پرداخته که در ساحل جنوبی دریای خزر رخ داده است. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که رخداد بارش‌های شدید در شمال کشور در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، با

1. Convection

2. Vorticity

حاکمیت پشته روی دریای سیاه، شرق تا مرکز اروپا، شرق دریای مدیترانه، و با حضور ناوهی عمیق در شرق دریای سیاه همراه است که امتداد محور آن به سمت جنوب - جنوب غربی گسترش می‌یابد.

عزیزی و صمدی (۱۳۸۶)، به بررسی و تحلیل همدید سیل ۲۸ مهرماه ۱۳۸۲ در استان‌های گیلان و مازندران در نقشه‌های مربوط به وضع هوا از سطح زمین تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در هشت روز متوالی پرداختند. بررسی‌های انجام شده روی الگوی فوق نشان داد که وجود ناوه عمیق در شمال شرق اروپا و امتداد محور آن روی دریای خزر، موجب فرارفت هوای سرد قطبی از عرض‌های شمال بر روی دریای خزر شده است و حضور و اچرخندهای مهاجر در غرب ناوه و چرخند جبهه‌ای در شرق آن و در نتیجه هم جهت شدن حرکت و اچرخندی با حرکت چرخندی جلوی ناوه، باعث تقویت این سامانه شده است. از سوی دیگر، حرکت نصف‌النهاری قابل ملاحظه‌ی جریان‌های سطوح میانی جو موجب تقویت تاوایی شده است.

حسینی (۱۳۸۸) برای بررسی شرایط همدید همراه با بارش در پهنه‌ی نیمه‌ی پربارش خزری، از آمار روزانه‌ی بارش در پهنه‌ی مورد نظر و داده‌های جو بالا از تاریخ ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ بهره گرفته و پایگاه داده‌ای به ابعاد ۱۵۹۹۲×۲۷۶ ایجاد کرده و با رویکرد محیطی به گردشی، از روش ادغام وارد و فاصله‌ی اقلیدوسی روی نقشه‌های فشار تراز دریا و ضخامت جو استفاده کرد. پس از تحلیل خوشه‌ای که روی آنها انجام داد، چهار الگوی اصلی برای فشار تراز دریا و چهار الگوی اصلی برای ضخامت جو تعیین کرد. وی همچنین به بررسی جبهه‌ها، رودبادها و نیز منابع تأمین کننده‌ی رطوبت و جهت ورود آنها به منطقه‌ی خود، پرداخته است. با وجود همه‌ی مطالعات انجام گرفته، هنوز در مورد ساختار منطقه‌ای و محلی گردش جو و الگوهای همدید منجر به وقوع بارش در منطقه خزری، ابهام‌های قابل ملاحظه‌ای وجود دارد. از این رو، هدف عمده از انجام این پژوهش، شناسایی شرایط همدید همراه با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر و شناسایی منابع تأمین کننده‌ی رطوبت این بارش‌ها با استفاده از رویکرد محیطی به گردشی است.

مواد و روش‌ها

به‌طور بنیادین، در هر مطالعه‌ی همدید نیاز به دو پایگاه داده ضرورت می‌یابد، یکی پایگاه داده‌ی رویداد محیطی (سطحی) و دیگری پایگاه داده‌ی جوی که چگونگی جریان‌های جوی را مشخص می‌کند. بر این اساس، پایگاه داده‌های این پژوهش که رویکردی محیطی به گردشی (مسعودیان، ۱۳۸۵: ۹ و ۱۰) دارد (دلیل استفاده از این روش آن است که تغییرات زمانی و مکانی بارش شدید است و این رویکرد به پژوهشگر کمک می‌کند تا تنها روی بارش‌هایی متمرکز شود که قصد مطالعه‌ی آنها را دارد)، از دو گروه متغیر تشکیل شده است. ابتدا داده‌های بارش روزانه‌ی ۳۳ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران‌سنجی کرانه‌های غربی خزر از تاریخ

۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ تهیه و انتخاب شد که پایگاه داده‌ی رویداد محیطی محسوب می‌شوند (شکل ۱). دومین گروه از متغیرها مشتمل بر داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل (بر حسب ژئوپتانسیل متر)، مؤلفه‌ی باد مداری و مؤلفه‌ی باد نصف‌النهاری (بر حسب متر بر ثانیه)، نم و یژه (بر حسب گرم بر کیلوگرم) و دما (بر حسب کلونین) بود که در ترازهای مختلف جو از آنها بهره گرفته شد. متغیرهای گروه اول از سازمان هواشناسی کشور و گروه دوم متغیرها از تارنمای مربوطه^۱ به صورت دیده‌بانی‌های شش ساعته (۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ به وقت گرینویچ) دریافت شد. با توجه به پایگاه داده‌ی رویداد محیطی، بارش روزانه‌ی کرانه‌های غربی خزر در ۱۵۹۹۲ روز با بهره‌گیری از روش کریجینگ، میان‌یابی شد. در هر مطالعه اقلیمی، میان‌یابی یکی از گام‌های اصلی پژوهش است که به یاری آن می‌توان، شناختی را که از راه اندازه‌گیری عناصر اقلیمی روی نقاط (ایستگاه‌های دیده‌بانی هوا) به دست آمده است، به پهنه‌های بزرگتر گسترش داد، تا افزون بر کشف رفتار اقلیم در قلمرو مکان، مرز نواحی اقلیمی (مانند تعیین مرز نواحی بارشی^۲ یا در تهیه‌ی نقشه‌های همبارش^۳) بهتر آشکار شود (مسعودیان و کاویانی، ۱۳۸۷: ۱۳۷-۱۳۵). بدین منظور، به‌هنگام میان‌یابی بارش هر روز، پهنه‌ی مورد مطالعه به ۴۸ یاخته به اندازه‌ی ۱۴×۱۴ کیلومتر تبدیل شد که حاصل آن، تشکیل آرایه‌ای از پایگاه داده‌ی بارش روزانه‌ی کرانه‌های غربی خزر به ابعاد ۱۵۹۹۲×۴۸ بود. سپس برای هر روز، بیشینه و درصد پهنه‌ی زیر بارش محاسبه و در انتها پایگاه داده‌ی مزبور بر حسب شدیدترین و فراگیرترین بارش‌ها از بزرگ به کوچک مرتب شد. برای بررسی بارش‌های حدی و فراگیر کرانه‌های غربی خزر، از میان شاخص‌هایی که اغلب پژوهشگران آن را برای تعیین بارش‌های حدی مورد استفاده قرار داده‌اند، از شاخص پایه‌ی صدک که هم‌اکنون رایج‌ترین روش محاسبه و تعیین بارش‌های حدی به‌شمار می‌رود (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۳۳ و ۱۳۴)، استفاده شد. بر این اساس، از تعداد کل روزهای بارشی در کرانه‌های غربی خزر، روزهای برابر یا بالاتر از صدک ۹۹ام، به منزله‌ی روزهای دارای بارش حدی در نظر گرفته شدند. بدین ترتیب روزهای نمونه‌ی انتخاب شده، روزهایی بودند که بیشینه‌ی بارش آنها برابر یا بیش از ۹۶/۲۸ میلی‌متر بود. به‌گفته‌ی دیگر، ۱۰۹ روز از بارش‌های پایگاه داده‌ی مورد بحث که بر حسب شدیدترین و فراگیرترین بارش‌ها مرتب شده بودند، به‌عنوان نمونه‌ی مورد مطالعه در این پژوهش انتخاب شدند. سپس با استفاده از رویکرد محیطی به‌گردشی، روی نقشه‌های ضخامت جو ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال، تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به‌روش ادغام "وارد"^۴ انجام پذیرفت و برای هر الگوی شناسایی شده، یک روز به‌عنوان نماینده با بهره‌گیری از ضریب همبستگی با آستانه‌ی ۹۵ درصد تعیین شد. در هر روز، نقشه‌های ضخامت جو در ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰

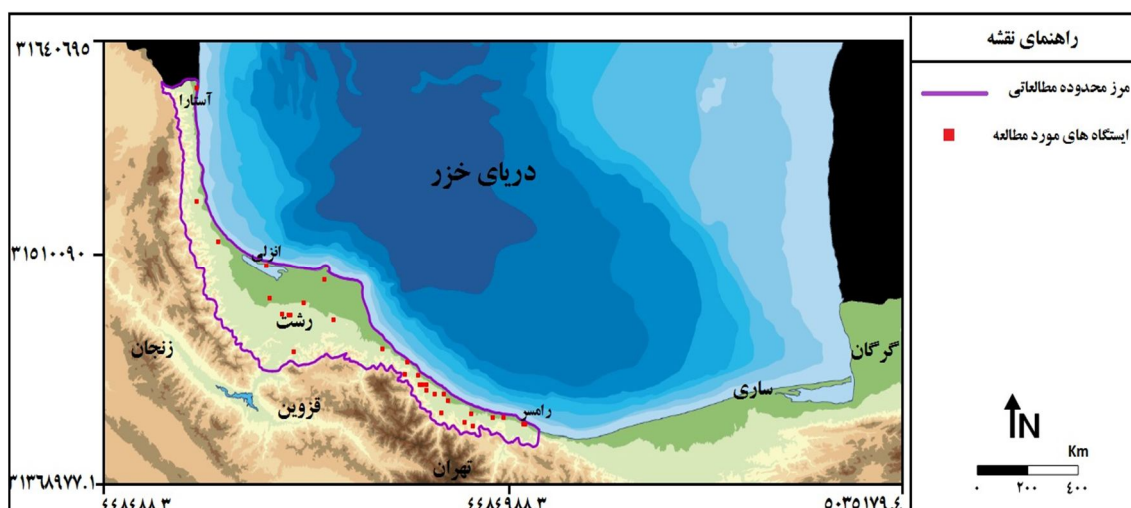
1. www.cdc.noaa.gov

2. Precipitation Regions

3. Isohyets Maps

4. Ward

هکتوپاسکال، فشار تراز دریا، توابع جبهه‌زایی و تابع شار همگرایی رطوبت برای ترازهای ۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ترسیم و تحلیل شدند.



شکل ۱. موقعیت ۲۳ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران‌سنجی در کرانه‌های غربی خزر

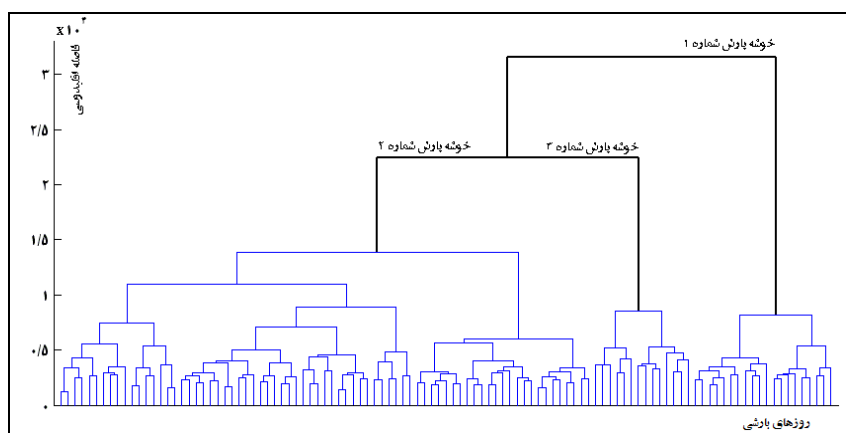
یافته‌های پژوهش

تحلیل الگوهای ضخامت جو ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال

یکی از نقشه‌هایی که در اقلیم‌شناسی همدید استفاده می‌شود، نقشه‌های ضخامت است. در این نقشه‌ها ضخامت اتمسفر - که به‌طور معمول بین ترازهای ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال است - نشان داده می‌شود. این ضخامت را ضخامت تمام اتمسفر تلقی می‌کنند (علی‌جانی، ۱۳۸۵: ۵۳).

روی نقشه‌های ضخامت، توده هوای سرد و گرم تشخیص داده می‌شود. ضخامت زیاد نشانگر توده هوای گرم و ضخامت کم، توده هوای سرد را مشخص می‌کند. همچنین در این نقشه‌ها می‌توان مناطق جبهه (ناپوستگی) را که محل برخورد دو توده هوای سرد و گرم است و سبب حرکات صعودی می‌شود را نشان داد. نقشه‌های ضخامت همچنین یک نکته دیگر را روشن می‌کنند و آن باد گرمایی است که به موازات خطوط ضخامت می‌وزند. هرچه خطوط ضخامت فشرده‌تر باشند، باد گرمایی سریع‌تر می‌وزد. پس علاوه بر شناسایی مناطق فعال جوی، مسیر آنها را نیز می‌توان مشخص کرد. همچنین از روی نقشه‌های ضخامت می‌توان نوع بارش، محل جبهه و بسیاری پدیده‌های دیگر را شناسایی کرد. الگوهای ضخامت جو را به چند خوشه‌ی مختلف تقسیم کرده (دو خوشه، سه خوشه، چهار خوشه و پنج خوشه) و پس از ترسیم نقشه‌های هر الگو و تطبیق آنها با یکدیگر به این نتیجه رسیدیم که در این نوع بارش‌ها سه الگوی ضخامت حاکم بوده است.

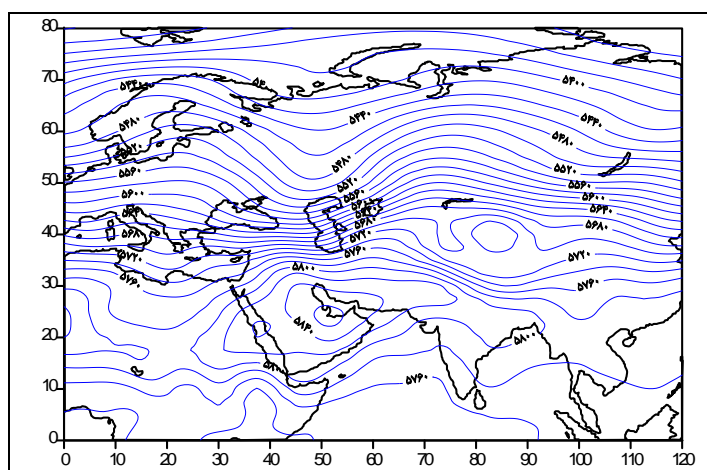
در ادامه به بررسی الگوهای ضخامت جو حاصله پرداخته می‌شود (شکل ۲).



شکل ۲. دارنمای ضخامت جو در ترازهای ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال در کرانه‌های غربی خزر

الگوی شماره ۱

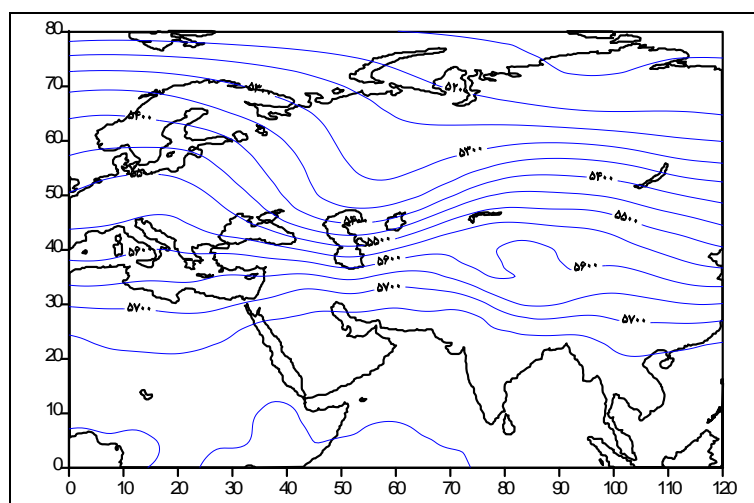
در این الگوی ضخامت جو، فرودی عمیق در عرض‌های بالا با محور شمالی - جنوبی مشاهده می‌شود که تا شرق دریای خزر امتداد یافته است. این فرود بیانگر ریزش هوای سرد از عرض ۷۵ درجه‌ی شمالی (دریای بارنتس) به سوی غرب خزر است. از سوی جنوب خلیج فارس نیز توده هوای گرم به داخل ایران پیشروی کرده است. در مرز این دو توده هوای سرد و گرم که نوار شمالی ایران را شامل می‌شود، شرایط ناپیوستگی شدیدی ایجاد شده است؛ به طوری که در این نواحی می‌توان انتظار تشکیل جبهه و ایجاد حرکات عمودی در دو طرف آن را داشت. با توجه به آرایش خطوط ضخامت، سرآغاز توده هوای گرم نفوذی به ایران، از سمت عربستان (جنوب خلیج فارس) بوده و نواحی جنوبی ایران دارای ضخامت زیادی نسبت به نواحی شمال است. با توجه به استقرار نیمه‌ی شرق فرود روی نوار شمالی کشور، به‌ویژه کرانه‌های غربی و غرب خزر، این پهنه محل ناپیوستگی و ایجاد جبهه است. ضخامت بیش از ۵۲۰۰ متر جو نیز، می‌تواند زمینه را برای رخداد بارش در این قلمرو ایجاد کند (شکل ۳).



شکل ۳. الگوی شماره ۱ ضخامت جو بر حسب متر

الگوی شماره‌ی ۲

در این الگو، استقرار فرودی به نسبت عمیقی روی شمال خزر تشخیص داده می‌شود که از شمال روسیه تا شمال شرق دریای سیاه با محور شمال شرقی - جنوب غربی گسترده شده است. دریای خزر در نیمه‌ی شرقی این فرود (جلوی فرود) قرار گرفته است و شکل فرود به صورت فرود حرارتی هم‌سند (علی‌جانی، ۱۳۸۵: ۵۶) است. این بدان معناست که در سطوح بالا همگرایی وجود دارد. بر اساس الگوی مزبور در جنوب ایران، ضخامت جو نسبت به شمال، به سبب نفوذ توده هوای گرم از عرض‌های پایین به داخل کشور زیادتر است. در عین حال، از شمال خزر تا کرانه‌های غربی آن ضخامت جو کاهش یافته و ناپیوستگی به وجود آمده است. این منطقه محل برخورد توده هوای مذکور با توده هوای سردی است که از عرض‌های بالا (شمال روسیه) پیشروی کرده و سبب شیو شدید دما و تشکیل جبهه در این پهنه شده است. در این الگو نیز همانند الگوی قبل با توجه به میزان ضخامت جو که ۵۶۰۰ متر است، انتظار رخداد بارش وجود دارد (شکل ۴).

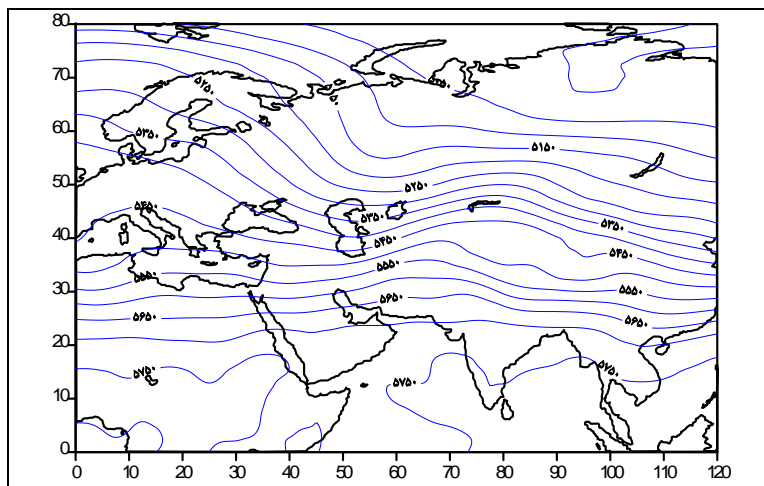


شکل ۴. الگوی شماره‌ی ۲ ضخامت جو بر حسب متر

الگوی شماره‌ی ۳

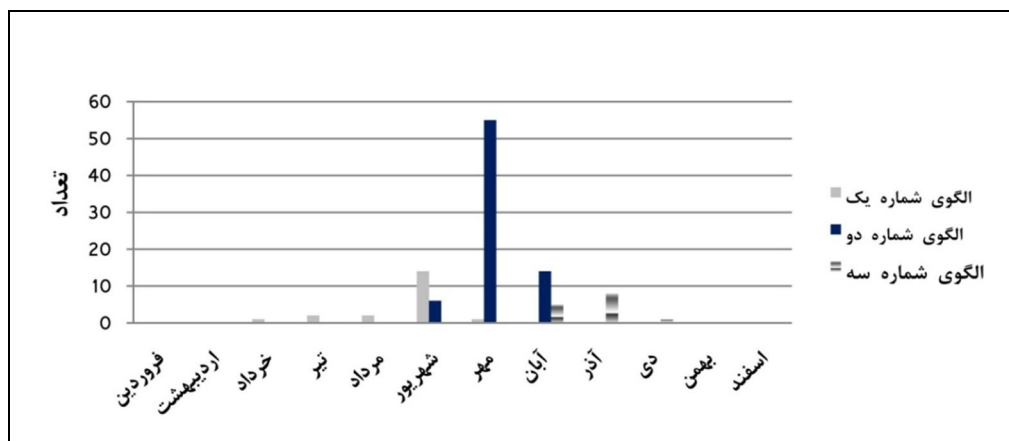
در الگوی شماره‌ی ۳ ضخامت جو، همانند الگوی شماره‌ی ۲، یک فرود به نسبت عمیقی در غرب روسیه دیده می‌شود. البته موقعیت این فرود کمی تغییر یافته و از جلگه‌ی سیبری غربی شروع شده و تا میانه‌ی خزر پیشروی کرده است و با توجه به محور شمال شرقی - جنوب غربی این فرود، کرانه‌های غربی خزر زیر نیمه‌ی شرق فرود قرار گرفته است. روی ایران خطوط ضخامت به صورت رودباد حرارتی هم‌سند (علی‌جانی، ۱۳۸۵: ۵۶) و روی خزر، به شکل فرود حرارتی هم‌سند است که با توجه به این نوع آرایش خطوط همگرایی هوا در سطوح بالا وجود دارد. بنابراین در نوار شمالی کشور، وقوع جبهه و ناپیوستگی امری محتمل است. توده هوای گرم در این الگو از جانب آفریقای مرکزی و خلیج بنگال به ایران نفوذ می‌کند. در این الگوی گردشی نیز با

اینکه میزان ضخامت روی منطقه‌ی مطالعاتی کاهش یافته، ولی چون بیش از ۵۲۰۰ متر است، رخداد بارش را می‌توان انتظار داشت (شکل ۵).



شکل ۵. الگوی شماره‌ی ۳ ضخامت جو بر حسب متر

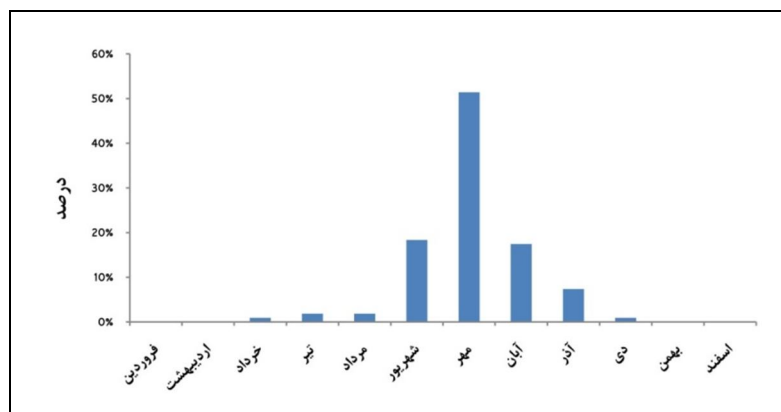
در مجموع نتایج حاصل از بررسی فراوانی ۱۰۹ روز بارش حدی و فراگیر در پهنه‌ی مطالعاتی و در زمان حاکمیت الگوهای ضخامت جو، نشان از این دارد که بارش‌های منطقه از خرداد ماه آغاز شده و تا دی ماه تداوم می‌یابد (شکل ۶). اوج زمانی بارش در مهرماه است و ماه‌های شهریور و آبان در رتبه‌های بعد قرار دارند (شکل ۷).



شکل ۶ (۶) فراوانی ۱۰۹ بارش حدی و فراگیر در طی حاکمیت الگوهای ضخامت جو از تاریخ ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱

روزهای نماینده‌ی الگوهای ضخامت جو

بر اساس سه الگوی ضخامت جو حاصله از این پژوهش و با محاسبه‌ی ضریب همبستگی برای هر الگو، سه روز نماینده تعیین شد. این روزهای نماینده، به ترتیب عبارتند از: ۱۳۴۱/۶/۲۶، ۱۳۶۹/۷/۲۲ و ۱۳۴۱/۸/۱۸ که به اختصار در این نوشتار، تنها به بررسی یکی از روزهای نماینده به عنوان نمونه پرداخته می‌شود.



شکل ۷. درصد فراوانی رخداد کل الگوهای ضخامت جو در طول سال‌های مورد بررسی

روز نماینده‌ی الگوی شماره‌ی ۲ ضخامت جو (۱۳۶۹/۷/۲۲)

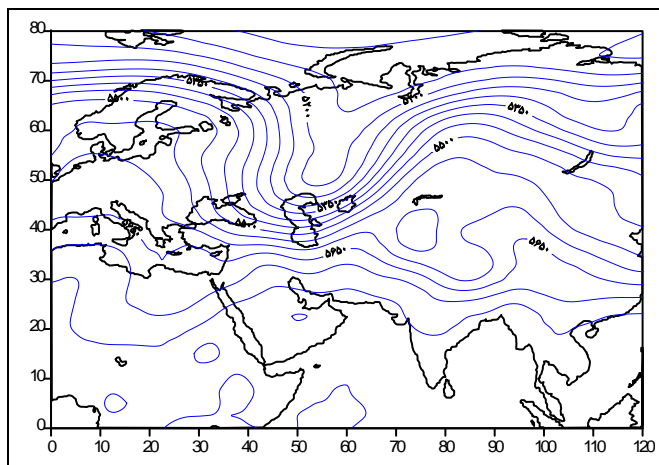
الگوی ضخامت جو

در نقشه‌ی روز ۱۳۶۹/۷/۲۲ که روز نماینده‌ی الگوی شماره‌ی ۲ ضخامت جو انتخاب شده است، فرودی عمیق روی غرب جلگه‌ی سیبری دیده می‌شود که از جنوب دریای کارا آغاز شده و تا شمال دریای خزر (شمال غرب قزاقستان) در محدوده‌ی شمالی - جنوبی امتداد یافته و از این منطقه تا شمال شرق دریای مدیترانه با تغییر جهت (شمال شرقی - جنوب غربی) گسترده شده است. با نگاهی به فرود مزبور در می‌یابیم که کمابیش پهنه‌ی مطالعاتی و کرانه‌های جنوبی خزر در نیمه‌ی شرقی فرود قرار گرفته است. در عین حال، حالت خطوط بیانگر استقرار یک فرود سرد بر منطقه است. در نقطه‌ی آغاز (جنوب دریای کارا) ضخامت جو کمتر از ۵۲۰۰ متر است. بنابراین می‌توان انتظار ریزش‌های جوی از نوع برف را داشت. آرایش خطوط ضخامت بین دریای خزر و دریای سیاه، نشانگر تغییر ناگهانی خطوط هم ضخامت (محل انحنای خطوط) بوده که می‌توان این منطقه را محدوده‌ی جبهه برشمرد. هرچه از نوار شمالی کشور به طرف عرض‌های پایین جغرافیایی پیش رویم، بر ضخامت جو افزوده می‌شود. این افزایش ضخامت ناشی از استقرار و نفوذ زبانه‌های گرم مستقر روی عربستان و عمان است که در محل برخوردشان (جنوب غرب خزر) سبب ایجاد ناپیوستگی شده و شرایط برای تشکیل جبهه را میسر می‌کند (شکل ۸).

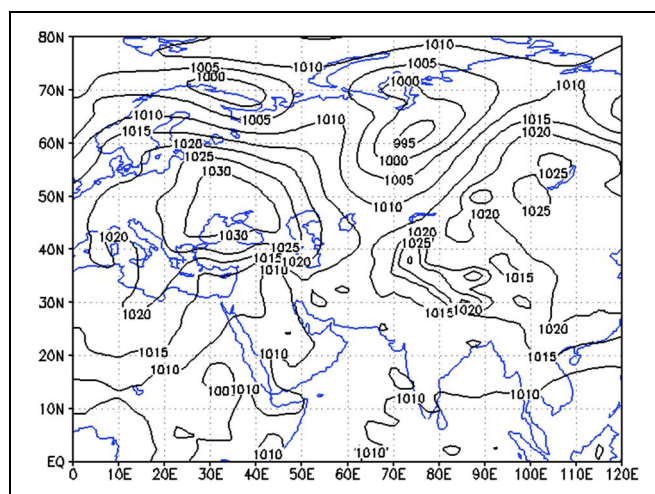
الگوی فشار تراز دریا

با توجه به نقشه‌ی فشار تراز دریا که برای روز نماینده‌ی الگوی شماره‌ی ۲ ضخامت جو ترسیم شده، یک هسته‌ی پُرفشار روی شمال دریای سیاه دیده می‌شود که فشار مرکزی آن ۱۰۳۰ هکتوپاسکال است. این هسته‌ی پُرفشار، سراسر دریای خزر را دربر گرفته است. یک هسته‌ی کم‌فشار هم روی شمال فلات سیبری تشکیل شده که تا محدوده‌ی بین دریاچه‌های بالخاش و بایکال نفوذ کرده است. از سوی دیگر در عرض‌های پایین‌تر (بین ۱۰ تا ۲۰ درجه‌ی عرض شمالی) کم‌فشاری روی سودان دیده می‌شود که شمال غرب ایران را

هم دربرگرفته و در این محل با پرفشار حاکم بر شمال دریای سیاه برخورد کرده و با توجه به نزدیکی و انحنای خطوط هم‌فشار، در این منطقه شرایط دگرفشاری را سبب شده‌اند (شکل ۹).



شکل ۸. روز نماینده‌ی الگوی شماره‌ی ۲ ضخامت جو بر حسب متر (۱۳۶۹/۷/۲۲)

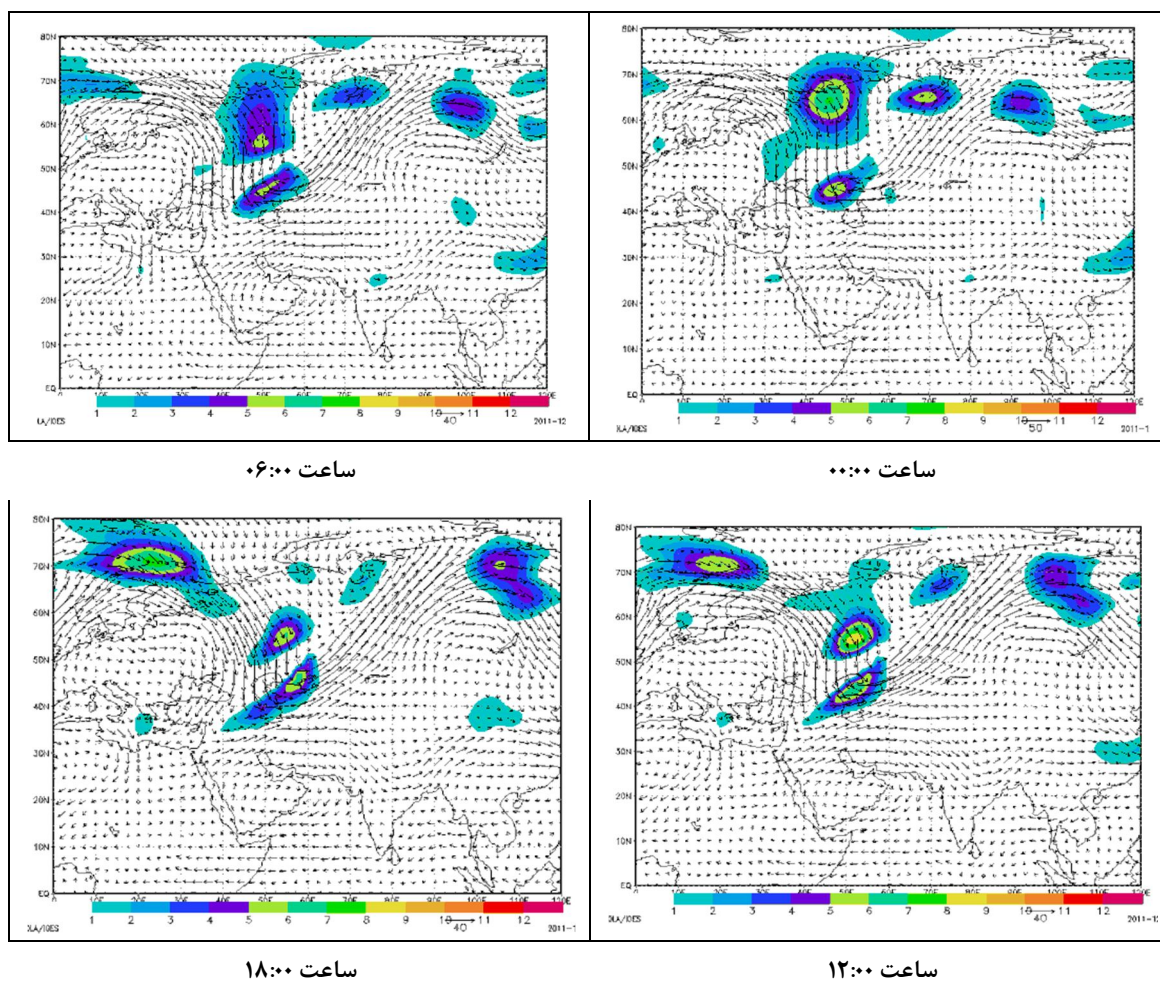


شکل ۹. الگوی فشار تراز دریا بر حسب هکتوپاسکال در تاریخ ۱۳۶۹/۷/۲۲

تابع جبهه‌زایی در ترازهای ۵۰۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

با بررسی نقشه‌های جبهه‌زایی در ترازهای ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال، مشخص شد که گسترش جبهه‌زایی در ترازهای ۵۰۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نمود بیشتری دارد. از این رو، در این قسمت به تحلیل نقشه‌های جبهه‌زایی در ترازهای مذکور پرداخته می‌شود. با توجه به نقشه‌هایی که برای جبهه‌زایی ترسیم شد، در روز ۱۳۶۹/۷/۲۲، شرایط مناسب برای جبهه‌زایی به‌خوبی مشاهده می‌شود. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، طی اولین دیده‌بانی (ساعت ۰۰:۰۰) یک هسته‌ی بیشینه روی شمال غرب دریای خزر مستقر است. با توجه به بردارهای سرعت که در نقشه‌ها نشان داده شده، هوای سرد از سمت شمال اروپا با جهتی شمالی - جنوبی به محدوده‌ی

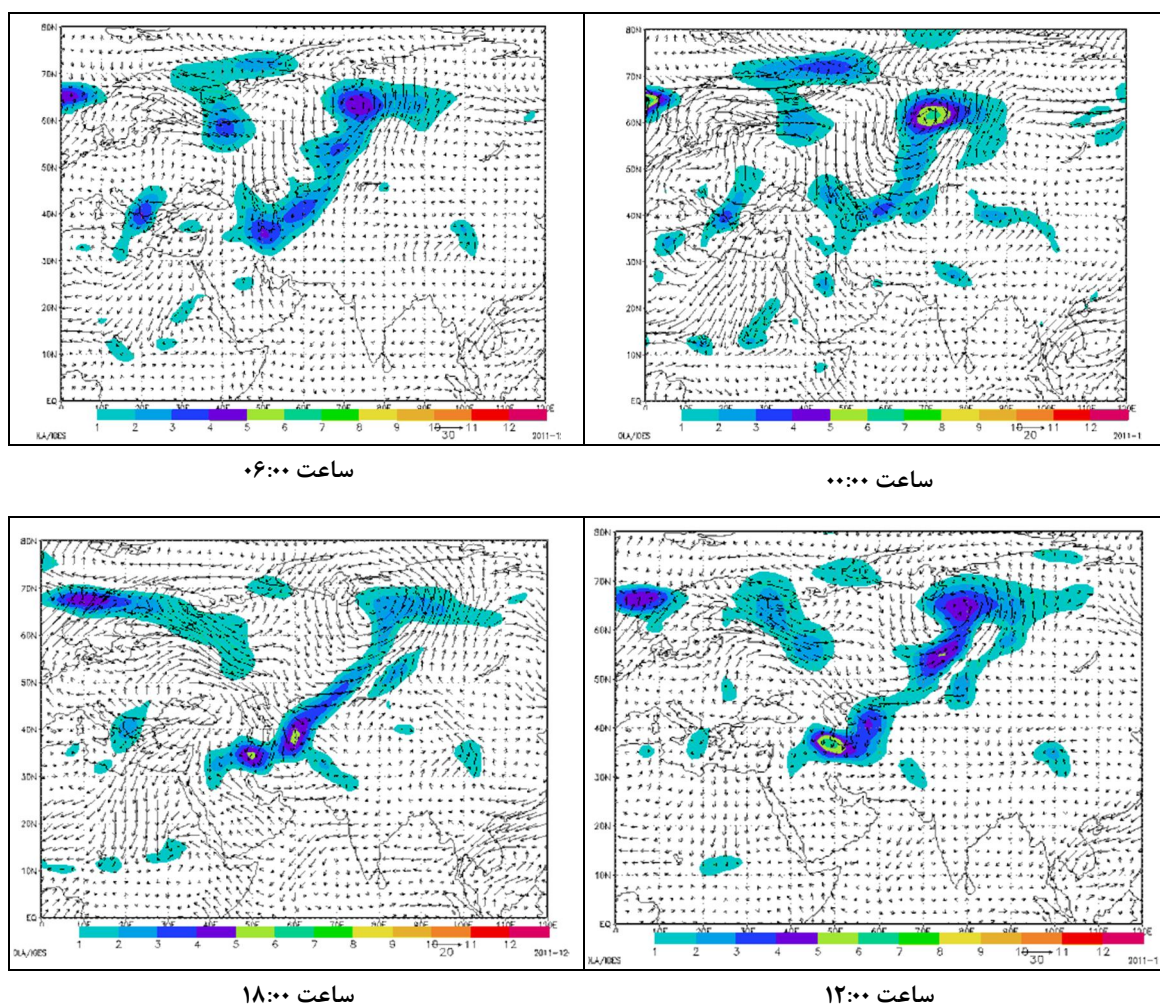
بین دریای سیاه و دریای خزر ریزش کرده و در این منطقه، تغییر جهت ناگهانی داده و با جهتی جنوب غربی - شمال شرقی به سمت فلات سیبری در حرکت هستند. در محل انحنای خطوط، شرایط برای جبهه‌زایی به‌خوبی فراهم است. در ساعت ۰۶:۰۰، افزایش سرعت جریان‌های جوی و تغییر جهت بیشتر آنها، سبب افزایش محدوده‌ی جبهه‌زایی شده است. به‌دنبال افزایش سرعت باد، هوای گرم نیز از سمت سودان با جهتی جنوب غربی - شمالی شرقی وارد نیمه‌ی شمالی کشور می‌شود و در محل برخوردشان شرایط جبهه‌زایی را تشدید می‌کنند. بر این اساس سرعت باد در برخی مناطق به بیش از ۴۰ متر بر ثانیه هم می‌رسد. در ساعت ۱۲:۰۰ شدت نفوذ زبان‌های گرم سودان به منطقه بیشتر شده و از سوی دیگر روی خزر تغییر جهت ناگهانی جریان‌ها، سبب تشکیل هسته‌ی بیشینه‌ی قوی شده که از غرب قزاقستان تا شمال ترکیه را دربرمی‌گیرد. در این منطقه نیز شرایط مناسب برای تشکیل جبهه فراهم است. در ساعت ۱۸:۰۰، همین شرایط دیده می‌شود و در برخی مناطق تشدید شده است. بردارهای سرعت بیشتر به هم نزدیک شده که بیانگر افزایش سرعت و به‌دنبال آن، افزایش شیو سرعت است (شکل ۱۰).



شکل ۱۰. تابع جبهه‌زایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برحسب $[10^{-10} \text{km}^{-1} \text{s}^{-1}]$ در تاریخ ۱۳۶۹/۷/۲۲

(بردارها، نماینده‌ی سمت و سرعت باد هستند)

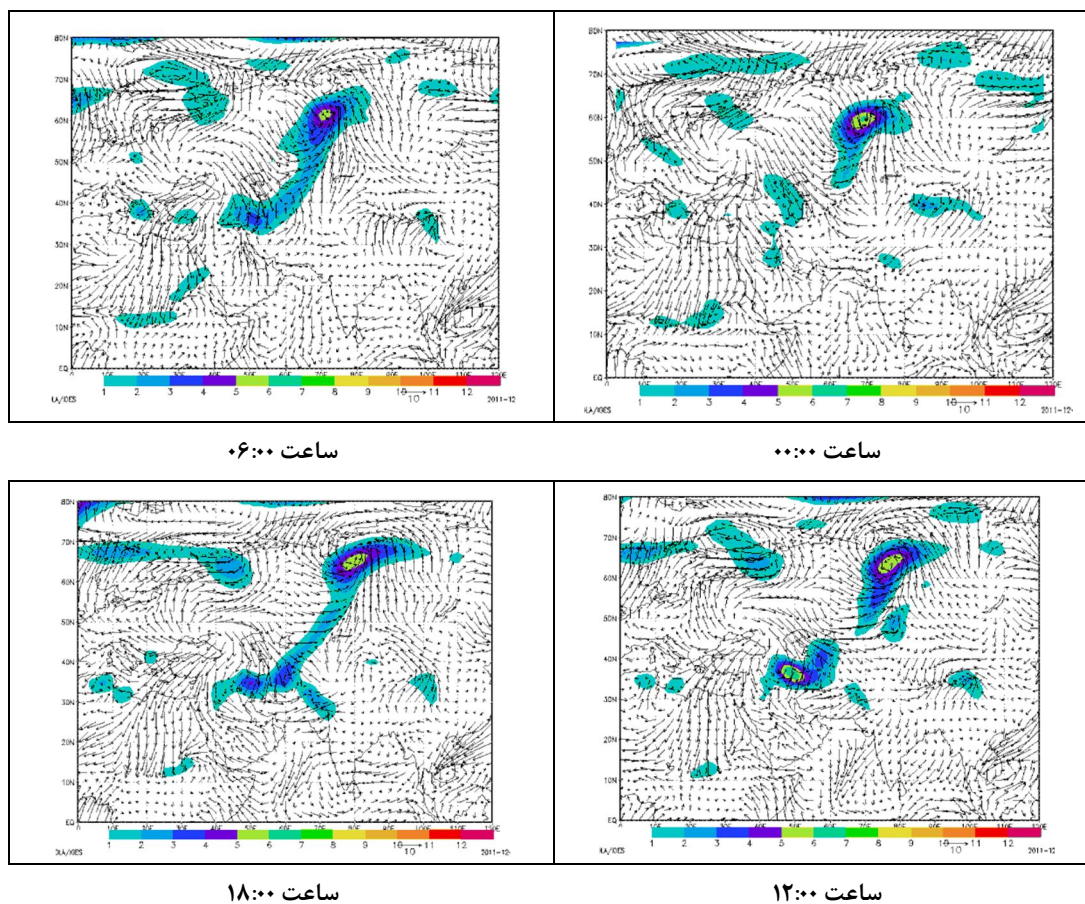
در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰:۰۰، از غرب ایران تا فلات مرکزی سیبری، شرایط مهیای تشکیل جبهه است. به این ترتیب که در نیمه‌ی غربی ایران از یک سو، هوای سرد مستقر بر اروپای شرقی با حرکتی چرخندی و همراهی با هوای سرد اروپای شمالی و هوای سرد سیبری، به سمت خزر حرکت کرده و از سوی دیگر، هوای گرم مستقر بر دریای عرب و عربستان، همسو با جریان‌های جوی، به مناطق غربی کشور وارد شده‌اند. با اینکه در محل برخورد این دو توده هوا از سرعت جریان‌ها کاسته شده، اما شرایط برای جبهه‌زایی به‌خوبی مشاهده می‌شود. در ساعت ۰۶:۰۰ این شرایط برای افزایش ناپایداری و جبهه‌زایی قوی‌تر شده و هسته‌های بیشینه‌ی قوی را از غرب ایران تا شمال فلات سیبری ایجاد کرده است. در ساعت ۱۲:۰۰، همان شرایط دیده‌بانی قبل وجود دارد؛ اما طی آخرین دیده‌بانی (ساعت ۱۸:۰۰) مشاهده می‌شود که جریان‌های جوی افزایش سرعت یافته و در محل تغییر جهتشان به ۲۰ متر بر ثانیه می‌رسند (شکل ۱۱).



شکل ۱۱. تابع جبهه‌زایی تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال برحسب $[10^{-10} \text{km}^{-1} \text{s}^{-1}]$ در تاریخ ۱۳۶۹/۷/۲۲

(بردارها، نماینده‌ی سمت و سرعت باد هستند)

در ساعت ۰۰:۰۰ تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، افزایش سرعت جریان‌های جوی به‌وضوح دیده می‌شود؛ به‌گونه‌ای که در برخی مناطق به بیش از ده متر بر ثانیه می‌رسد. هوای سرد مستقر بر دشت اروپای شرقی، تا سودان و چاد پیشروی کرده است. از سوی دیگر، همین هوای سرد به شمال عربستان ریزش می‌کند. هوای گرم مستقر روی عربستان از یک سو و هوای گرم مستقر روی فلات مرکزی ایران از دیگر سو، به غرب و شمال غرب ایران وارد شده و در این محل با هوای سرد برخورد کرده و شرایط تشکیل جبهه را فراهم می‌کند. در ساعت ۰۶:۰۰ هوای سرد، نیمه‌ی شمالی کشور را دربرمی‌گیرد و هوای گرم عربستان در شمال غرب به این توده‌ی سرد برخورد کرده و ناپایداری را سبب شده است. هسته‌ی پیشینه‌ی مستقر بر خزر نیز با تغییر جهت جریان‌های جوی همراه بوده که این دو عامل، سبب تقویت بیشتر شرایط تشکیل جبهه شده است. در ساعت ۱۲:۰۰ بر سرعت جریان‌ها و شیو شدید سرعت افزوده شده و محدوده‌ی تریکه تا دریاچه‌ی آرال مستعد ایجاد جبهه و ناپایداری جهت ریزش‌های جوی است. در ساعت ۱۸:۰۰ همچنان وضعیت قبل حاکم است و در برخی مناطق سرعت به ۲۰ متر بر ثانیه هم رسیده است (شکل ۱۲).

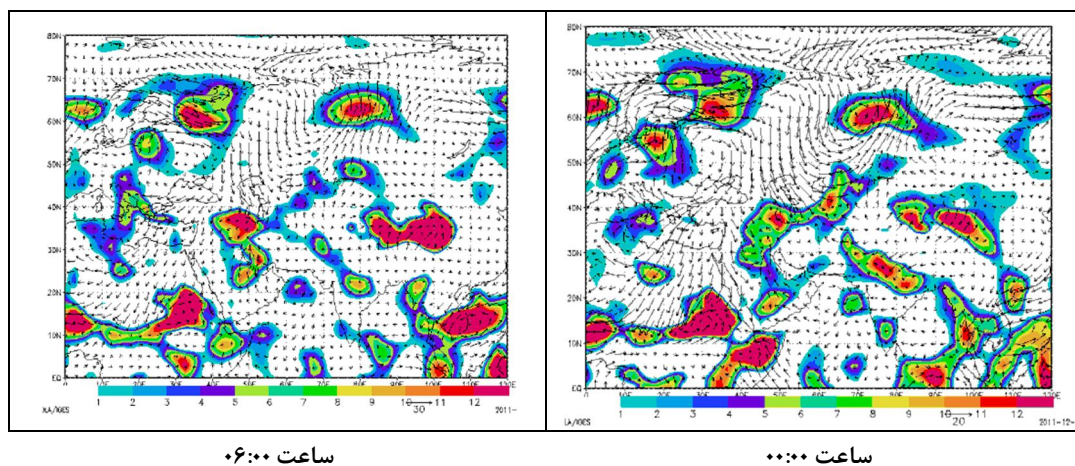


شکل ۱۲. تابع جبهه زاوی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب $[10^{-10} \text{ k.m}^{-1} \text{ s}^{-1}]$ در تاریخ ۱۳۶۹/۷/۲۲ (بردارها، نماینده‌ی سمت و سرعت باد هستند)

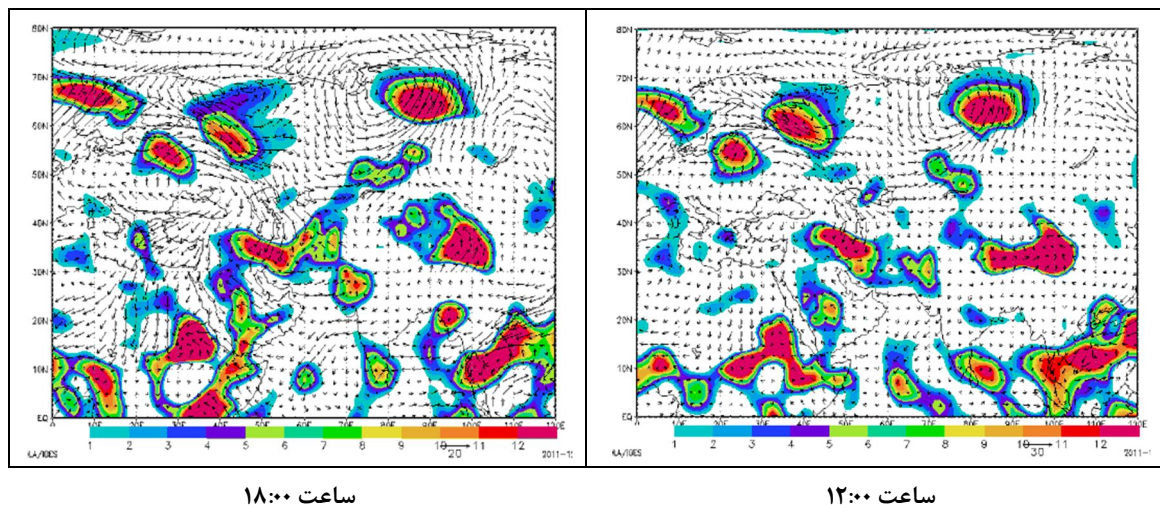
به‌طور کلی در این روز روی دریای خزر و پهنه‌ی مطالعاتی، افزایش سرعت و تغییر جهت ناگهانی جریان‌های جوی مشاهده می‌شود که شرایط را برای تشکیل جبهه مهیا کرده است.

تحلیل تابع همگرایی شار رطوبت در ترازهای ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

بررسی نقشه‌های همگرایی شار رطوبت در ترازهای ۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال طی چهار دیده‌بانی همدید در ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ گرینویچ، نشان داد که ترازهای ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال سطوح مناسب برای تحلیل شار رطوبت در پهنه‌ی مطالعاتی هستند. در نقشه‌های همگرایی شار رطوبت، هسته‌های رطوبتی روی شمال غرب ایران و اطراف آن دیده می‌شود که به‌طور عمده از دریای خزر و دریای سیاه رطوبت خود را تأمین می‌کنند. در ساعت ۰۰:۰۰ تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال کمربندی از هسته‌های رطوبتی از جنوب عربستان تا شمال دریای خزر را می‌پوشاند. این هسته‌ی گسترده رطوبت خود را از چند منبع تأمین می‌کند: دریای عرب، خلیج فارس، دریای سیاه، دریای خزر و دریاچه‌های بالخاش و آرال. رطوبتی که روی گستره‌ی مطالعاتی تأثیر دارد، تنها از خزر تأمین می‌شود. در ساعت ۰۶:۰۰ با اینکه هسته‌ی رطوبتی مستقر در شمال غرب ایران، تنها از سمت دریای خزر رطوبت دریافت می‌کند؛ ولی بسیار قوی‌تر از دیده‌بانی قبل حضور دارد. در ساعت ۱۲:۰۰ علاوه بر دریای خزر، دریای سیاه نیز بر تأمین رطوبت مورد نیاز بارش این روز اثرگذار بوده است؛ به‌گونه‌ای که رطوبت همراه با جریان‌های جوی که حالتی چرخندی دارد، وارد اروپا شده هوای سرد را همراه با رطوبت وارد خزر کرده و با عبور از خزر، تقویت شده است. از دیگر سو، رطوبت از شرق دریای سیاه با جهتی شمال غربی - جنوب شرقی به سمت شمال غرب ایران وارد می‌شود. در ساعت ۱۸:۰۰، به‌جز افزایش سرعت در جریان‌های جوی که سبب تجمع بیشتر رطوبت در مناطق خاصی شده، تغییر دیگری در منابع تأثیرگذار رطوبتی دیده نمی‌شود (شکل ۱۳).



شکل ۱۳. همگرایی شار رطوبت تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال برحسب $10^{-5} \text{g kg}^{-1} \text{s}^{-1}$ در تاریخ ۱۳۶۹/۷/۲۲



ادامه‌ی شکل ۱۳. همگرایی شار رطوبت تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال برحسب $10^{-5} \text{g kg}^{-1} \text{s}^{-1}$ در تاریخ ۱۳۶۹/۷/۲۲

در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در هر چهار دیده‌بانی، وضعیتی که در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال دیده شد، وجود دارد. در این تراز نیز همچنان دریای خزر، اصلی‌ترین منبع و دریای سیاه، منبع دوم در تأمین رطوبت هسته‌های رطوبتی هستند. تنها تفاوت در این تراز، افزایش تدریجی سرعت و تغییر جهت بردارهای سرعت از اولین دیده‌بانی (ساعت ۰۰:۰۰) تا آخرین دیده‌بانی روز ۱۳۶۹/۷/۲۲ (ساعت ۱۸:۰۰) است (شکل ۱۴).

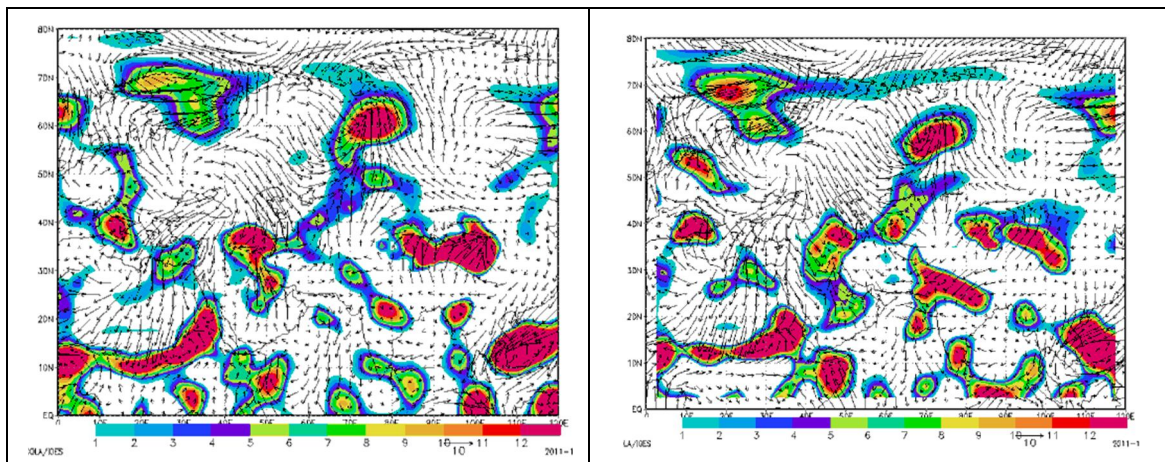
بحث و نتیجه‌گیری

در این پژوهش با هدف شناسایی شرایط همدید پدیدآورنده‌ی بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر، بارش‌های حدی و فراگیر در پهنه‌ی مطالعاتی شناسایی و الگوهای همدید و سامانه‌های اقلیمی به‌وجود آورنده‌ی آنها بررسی شد. با توجه به تحلیل الگوهای ضخامت جو در ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال در روزهای رخداد بارش حدی و فراگیر سه الگوی گردشی مشخص شد که عبارتند از:

الف) الگوی شماره‌ی ۱: یک فرود بسیار عمیق که از شرق دریای بارتس تا شرق دریای خزر کشیده شده و شرایط ناپیوستگی را در نیمه‌ی شمالی ایران، به‌دلیل برخورد با توده‌ی هوای گرم در نواحی جنوبی کشور (ناشی از زبانه‌های توده‌ی هوای گرم مستقر بر عربستان) ایجاد کرده است. تاریخ ۱۳۴۱/۶/۲۶ روز نماینده‌ی الگوی شماره‌ی ۱ ضخامت جو است.

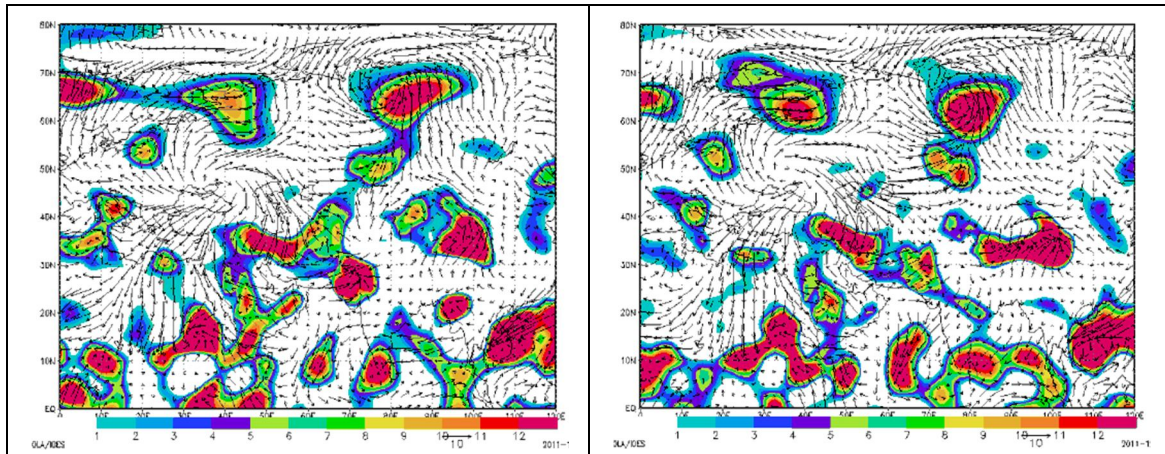
ب) الگوی شماره‌ی ۲: فرود به‌نسبت عمیقی بر شمال خزر مستقر است که از شمال روسیه تا شمال شرق دریای سیاه را در برمی‌گیرد و دریای خزر در جلوی این فرود (نیمه‌ی شرقی) واقع شده است. بر اساس الگوی

مزبور، در جنوب ایران ضخامت جو نسبت به شمال، به سبب نفوذ توده هوای گرم از عرض‌های پایین به داخل کشور زیادتر است. در عین حال، از شمال خزر تا کرانه‌های غربی آن ضخامت جو کاهش یافته و ناپیوستگی به وجود آمده است. این منطقه محل برخورد توده هوای مذکور با توده هوای سردی است که از عرض‌های بالا (شمال روسیه) پیشروی کرده و سبب شیو شدید دما و تشکیل جبهه در این پهنه شده است. روز نماینده‌ی این الگو تاریخ ۱۳۶۹/۷/۲۲ است.



۰۶:۰۰ ساعت

۰۰:۰۰ ساعت



۱۸:۰۰ ساعت

۱۲:۰۰ ساعت

شکل ۱۴. همگرایی شار رطوبت تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب $10^{-5} \text{g kg}^{-1} \text{s}^{-1}$ در تاریخ ۱۳۶۹/۷/۲۲

ج) الگوی شماره‌ی ۳: در این الگو یک فرود به نسبت عمیق از جلگه‌ی سیبری غربی تا میانه‌ی دریای خزر وجود دارد که دریای خزر در جلوی فرود مستقر است و شرایط ناپیوستگی روی کرانه‌های جنوبی خزر دیده می‌شود. روز نماینده‌ی این الگو تاریخ ۱۳۴۱/۸/۱۸ است.

هر چند بارش‌های این منطقه از سه الگوی مختلف ضخامت جو پیروی می‌کنند؛ اما در هر سه الگو، فرود در شمال و شمال غرب خزر وجود دارد که تنها از لحاظ موقعیت مکانی تفاوت ایجاد کرده است. آنچه از تحلیل نقشه‌های فشار تراز دریا برمی‌آید این است که روی سبیری، دریای سیاه و فلات تبت پُرفشار حاکم است و هسته‌های کم‌فشار روی سودان و عربستان دیده می‌شود که در محل برخوردشان - که محدوده‌ی مطالعاتی را نیز در بر می‌گرفته - شیو شدید فشار و شرایط دگرفشاری ایجاد شده است. بررسی تابع جبهه‌زایی روزهای نماینده‌ی الگوهای ضخامت جو در کرانه‌های غربی خزر، نشان داد که روی دریای خزر و اطراف آن، هسته‌های جبهه دیده می‌شود و بیشترین نمود حضور جبهه و فعالیت‌های آن در ترازهای ۵۰۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال است که این نکته بیانگر تأثیر جبهه‌زایی در ترازهای پایین جو روی بارش‌های حدی و فراگیر منطقه است. بررسی تابع شار همگرایی رطوبت در دو تراز ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال که ترازهای مناسب برای تشکیل هسته‌های رطوبتی هستند نیز، نشان داد که جریان‌های عرض‌های بالا که هوای سرد را به عرض‌های پایین وارد می‌کنند با عبور از روی دریای خزر کسب رطوبت کرده و این رطوبت را به پهنه‌ی مطالعاتی تزریق می‌کنند. در مجموع، توده‌ی آبی خزر، اصلی‌ترین منبع تأمین رطوبت بارش‌های حدی و فراگیر کرانه‌های غربی خزر به‌شمار می‌رود و منابعی دیگر چون، دریای سیاه و دریاچه‌ی آرال، در درجه‌ی بعدی از اهمیت قرار دارند؛ زیرا این منابع از محدوده‌ی مطالعاتی دور هستند. البته در اغلب موارد جریان‌های جوی، رطوبت این دو پیکره آبی را وارد دریای خزر کرده که با تقویت بیشتر، زمینه را برای رخداد بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر مهیا می‌کند.

منابع

- حسینی، س. ع. ا. (۱۳۷۳). بررسی عوامل آب‌وهوایی مؤثر در طغیان‌های حوزه‌ی حبله‌رود، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، استاد راهنما؛ دکتر بهلول علیجانی، استاد مشاور؛ دکتر محمد نجفی دیسفانی، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم انسانی.
- حسینی، س. م. (۱۳۸۸). شناسایی شرایط همدید همراه با بارش در پهنه‌ی نیمه‌ی پربارش خزری، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی، دانشگاه اصفهان.
- خوشحال دستجردی، ج. (۱۳۷۶). تحلیل و ارائه‌ی یک مدل سینوپتیک-کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر، رساله دکترای جغرافیای طبیعی با گرایش اقلیم، دانشگاه تربیت مدرس.

- خوشحال دستجردی، ج؛ قائمی، ه. (۱۳۷۷). تحلیل و ارائه‌ی یک مدل سینوپتیک-اقلیمی برای بارش‌های بیش از ۱۰۰ میلی‌متر در سواحل جنوبی دریاچه‌ی خزر، مجله‌ی علمی - پژوهشی دانشکده‌ی ادبیات و علوم انسانی (دانشگاه اصفهان)، شماره ۱۳ و ۱۴، صص. ۵۲-۸۲.
- عزیزی، ق؛ صمدی، ز. (۱۳۸۶). تحلیل الگوی سینوپتیکی سیل ۲۸ مهرماه ۱۳۸۲ استان‌های گیلان و مازندران، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶۰، صص. ۶۱-۷۴.
- علیجانی، ب. (۱۳۸۵). اقلیم شناسی سینوپتیک، چاپ دوم، تهران: انتشارات سمت.
- غیور، ح. و خسروی، م. (۱۳۸۰). تأثیر پدیده انسو بر ناهنجاری‌های بارش تابستانی و پاییزی منطقه جنوب شرق ایران، فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی، سال شانزدهم، شماره پیاپی ۶۲، صص. ۱۷۴-۱۴۱.
- مرادی، ح.ر. (۱۳۸۱). تحلیل همدیدی بارش‌های ساحل جنوبی دریای خزر در شش ماه سرد سال، علوم دریای ایران، شماره دوم، صص. ۶۱-۷۲.
- مسعودیان، س. ا؛ کاویانی، م.ر. (۱۳۸۷). اقلیم شناسی ایران، چاپ اول، اصفهان: انتشارات دانشگاه اصفهان.
- مفیدی، ع؛ زرین، آ. (۱۳۸۴). بررسی سینوپتیکی تأثیر سامانه‌های کم‌فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل‌زا در ایران، فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۷، صص. ۱۳۶-۱۱۳.
- مفیدی، ع؛ زرین، آ. و جانباز قبادی، غ. (۱۳۸۶). تعیین الگوی همدیدی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجله‌ی فیزیک زمین فضا، دوره‌ی ۳۳، شماره ۳، صص. ۱۵۴-۱۳۱.
- مفیدی، ع؛ زرین، آ. و جانباز قبادی، غ. (۱۳۸۷). تعیین الگوی همدیدی بارش‌های شدید زمستانه و مقایسه آن با الگوی بارش‌های شدید پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، اولین کنفرانس بین‌المللی تغییرات زیست‌محیطی منطقه‌ی خزری، ۳ تا ۴ شهریورماه ۱۳۸۷، دانشگاه مازندران، بابلسر.
- مقیم، ا. (۱۳۷۸). تحلیل آماری رطوبت و بارندگی تهران در یک دوره سی ساله، فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی، سال چهاردهم، شماره ۵۴-۵۵، صص. ۴۳-۶۱.
- یارنال، ب. (۱۹۹۳). اقلیم‌شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، ترجمه‌ی سید ابوالفضل مسعودیان، چاپ اول، اصفهان: انتشارات دانشگاه اصفهان.

Ching-Sen, Ch., Chuan-Yao, L., Yin-Jin, Ch. and His-Chi, Y., 2002, **A Study of Afternoon Heavy Rainfall in Taiwan during the Mei-yu Season**, Atmospheric Research, Vol. 65, No. 1-2, PP.129-149.

Federico, S., Avolio, E., Pasqualoni, L., and Bellecci, C., 2008, **Atmospheric Patterns for Heavy Rain Events in Calabria**, Natural Hazards and Earth System Sciences, Vol. 8, PP. 1173-1186.

Hosseos, E, C., Lolis, J. and Bartzokas, A., 2008, **Atmospheric Circulation Patterns Associated with Extream Precipitation Amounts in Greece**, Advances in Geosciences, Vol. 17, PP. 5-11.

- Keables, M.J., 1989, **A Synoptic Climatology of the Bimodal Precipitation Distribution in the Upper Midwest**, J. Climate, Vol. 2, No. 11, PP. 1289-1294.
- Lima, K. C. Satyamurty, P., and Fernández J. P. R., 2009, **Large-Scale Atmospheric Conditions Associated with Heavy Rainfall Episodes in Southeast Brazil**, Theoretical and Applied Climatology, Vol. 101, No. 1-2, PP. 121-135.
- Rudari, R., Entekhabi, D., Roth, G., 2004, **Large-scale Atmospheric Patterns Associated with Mesoscale Features Leading to Extreme Precipitation Event in Northwestern Italy**, Advance in Water Resources, Vol. 28, No. 6, PP. 601-614.
- Unkasĭevic, M. and Radinovic, D., 2000, **Statistical Analysis of Daily Maximum and Monthly Precipitation at Belgrade**, Theoretical and Applied Climatology, Vol. 66, PP. 241-249.
- Yarnal, B. and Frakes., 1997b, **Using Synoptic Climatology to Define Representative Discharge Events**, Theoretical and Applied Climatology, Vol. 17, pp. 323-341.