

مطالعه بارش‌های فرین^۱ فصل بهار استان آذربایجان غربی (۲۰۰۳-۲۰۰۸)

عباس رنجبرسعادت‌آبادی (استادیار رشته هواشناسی، پژوهشکده هواشناسی تهران، نویسنده مسؤل)

aranjbar@gmail.com

آزاد توحیدی سردشت (کارشناس ارشد هواشناسی، اداره کل هواشناسی استان آذربایجان غربی)

azadtohidi@gmail.com

چکیده

اهداف: هدف اصلی این پژوهش، شناخت منشأ شکل‌گیری و ویژگی الگوهای جوی و کمیت‌های هواشناسی مؤثر بر بارش‌های فرین بهاره استان آذربایجان غربی است.

روش: براساس نقشه‌ها و داده‌های هواشناسی در ترازهای مختلف جو، بارش‌های فرین رخ داده در فصل بهار، طی دوره آماری ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۸ بررسی شده است. سپس ویژگی الگوهای جوی مؤثر در ایجاد این بارش‌ها، بی‌هنجاری‌های میدان‌های فشاری سطح دریا، ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال^۲، تاوانی نسبی^۳ و فرارفت آن در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، مطالعه شده است.

یافته‌ها/ نتایج: نتایج نشان داد سامانه‌های فشاری که موجب بارش‌های فرین بهاره در منطقه می‌شوند، اغلب از کم‌فشارهای بریده مدیترانه‌ای بوده‌اند که با ماندگاری در حدود سه روز در نواحی شرق مدیترانه، رطوبت کافی برای ایجاد این بارش‌ها را کسب می‌کنند، همچنین در روز رخداد بارش‌های فرین، بی‌هنجاری‌های ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، نسبت به میانگین بلندمدت در منطقه شاخص بوده است و کاهش زیادی را نشان می‌دهد.

نتیجه‌گیری: در همه موردهای مطالعه شده، تاوانی نسبی و فرارفت آن نسبت به روز قبل از بارش، افزایش قابل ملاحظه‌ای داشته است، به طوری که مقدار بیشینه تاوانی حدود $4 \times 10^{-5} S^{-1}$ تا $1 \times 10^{-5} S^{-1}$ و بیشینه فرارفت تاوانی $6 \times 10^{-9} S^{-2}$ تا $12 \times 10^{-9} S^{-2}$ است و می‌تواند به عنوان یکی از پیش‌نشانگرهای بارش فرین در شمال غرب کشور استفاده شود.

کلیدواژه‌ها: بارش‌های فرین، الگوهای جوی، تاوانی نسبی، فرارفت تاوانی، آذربایجان غربی.

1. Extreme
2. Hecto-Pascal
3. Relative vorticity

۱-مقدمه

بارش‌های بهاری در مناطق مختلف به‌ویژه در مناطق کوهستانی، دارای تغییرپذیری زیادی است. بخش عمده بارش‌های نواحی شمال غرب ایران، در فصل بهار رخ می‌دهد. و با توجه به موقعیت جغرافیایی و پیچیدگی توپوگرافی منطقه، ساز و کار فرآیند بارش نیز پیچیدگی خاصی دارد. در فصل بهار با برگشت جت قطبی^۱ به عرض‌های شمالی‌تر و محدودتر شدن دامنه فعالیت ناوه مدیترانه، فعالیت سامانه‌های بارشی بر روی ایران نیز کاهش می‌یابد و اغلب به نواحی شمال غربی ایران محدود می‌شود. این بارش‌ها علاوه بر این‌که نقش مهمی در تأمین منابع آب استان دارند، در زمینه‌های مختلف دیگر از جمله کشاورزی، دامپروری و غیره هم اهمیت زیادی دارند؛ بنابراین بررسی الگوهای جوی مؤثر بر بارش‌های بهاری فرین و شناخت منشأ، نحوه شکل‌گیری و زمان رخداد آن‌ها، شرایط لازم برای صدور هشدارها و پیش‌آگاهی‌های به‌هنگام را فراهم می‌کند که نقش مؤثری در مدیریت منابع آب و کاهش خسارت‌های احتمالی خواهد داشت. از طرفی با توجه به این‌که مدل‌های عددی پیش‌بینی وضع هوا، اغلب قابلیت پیش‌بینی این بارش‌ها را ندارند، بررسی کمیت‌های دیگری از قبیل تاوایی نسبی و فرارفت آن، گاهی به‌عنوان ابزارهای کمکی برای پیش‌بینی دقیق‌تر بارش‌های فرین به‌کار می‌رود که در این پژوهش این موضوع، بررسی می‌شود.

۲-پیشینه پژوهش

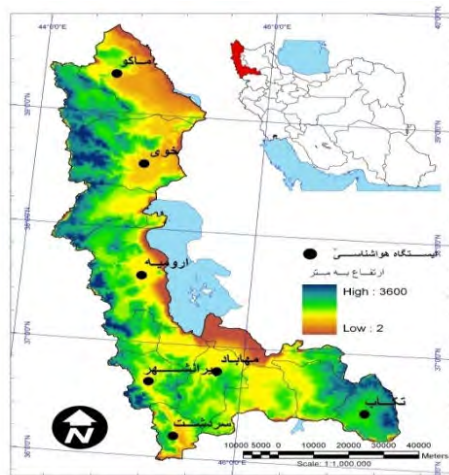
باتوجه به اهمیت موضوع ارتباط بین الگوهای جوی و رخداد بارش‌ها در مناطق مختلف، پژوهش‌های زیادی در این زمینه انجام شده است که در ادامه به برخی از آن‌ها اشاره می‌شود. (اشجعی باشکند، ۱۳۷۹: ۱) به بررسی و آرایه مدل‌های هم‌دیدگی بارش‌های سنگین در شمال غرب ایران پرداخته است و نتیجه گرفته است که بهترین حالت برای رخداد بارش‌های سنگین، هنگامی است که کم‌فشار مدیترانه با پرفشار اروپا که از روی قفقاز و شمال غرب به داخل ایران نفوذ می‌کند، ترکیب شود و حالت هم‌گرایی شدید بین این دو سامانه به‌وجود آید (عزیزی و همکاران، ۱۳۸۸: ۱) با تحلیل سینوپتیک^۲ بارش‌های سنگین غرب کشور به صورت موردی نتیجه گرفته‌اند که سیستم کم‌فشار دریای مدیترانه و زبانه کم‌فشار سودانی باعث

1. Polar jet
2. Synoptic

بارندگی‌های این دوره شده است، که دریای مدیترانه، دریای سیاه و دریای سرخ در تقویت این سیستم‌ها، در سطح زمین نقش داشته‌اند. (حجازی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۲۵) الگوهای سینوپتیک تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، مولد سیلاب‌های مخرب و فراگیر سطح حوضه آبریز دریاچه ارومیه را بررسی کرده‌اند و دریافته‌اند که به هنگام وقوع این سیلاب‌ها، محور ناوه^۱ به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین عمیق‌تر شده است و الگوی سینوپتیکی ترازهای موج کوتاه، بادهای غربی مولد ۶۷/۳٪ از کل سیلاب‌ها است (عسگری و رحیم‌زاده، ۱۳۸۵: ۴۲). با استفاده از داده‌های بارش ۳۴ ایستگاه هم‌دیدگی به مطالعه تغییرپذیری بارش دهه‌های اخیر کشور پرداخته‌اند و نشان داده‌اند که رفتار بارش در این ایستگاه‌ها یکنواخت نبوده است. رنجبر سعادت‌آبادی و امینی (۱۳۸۹: ۵۷) بارش‌های هم‌رفتی شدید فصل تابستان استان گلستان را مطالعه کرده‌اند و نتیجه گرفته‌اند که نیروهای واداشتی هم‌دیدگی، ناشی از امواج کم‌دامنه تراز میانی و نفوذ زبانه پرفشار، بر روی دریای خزر، نقش مؤثری در ایجاد این بارش‌های شدید تابستانه داشته است. (رنجبر سعادت‌آبادی و همکاران، ۱۳۹۳: ۸۲) تأثیر بی‌هنجاری‌های ماهانه الگوهای فشاری بر شرایط بارشی پاییزه سواحل شمالی ایران را مطالعه کرده‌اند و نتیجه گرفته‌اند که بی‌هنجاری الگوهای فشاری در دو ناحیه (روی اروپاونواحی شمال شرقی دریای خزر) ارتباط زیادی با ایجاد دوره‌های خشک و تر در سواحل شمالی کشور دارد (متظری، ۱۳۸۸: ۱۲۵) با استفاده از داده‌های بارش ماهانه ایستگاه‌های هواشناسی، تحلیل زمانی - مکانی بارش‌های فرین روزانه کشور را انجام داده است و نتیجه گرفته است که امکان وقوع بارش - های فرین روزانه در سراسر ایران به جز سواحل دریای خزر در چهار ماه دسامبر، ژانویه، فوریه و مارس وجود دارد. پژوهش‌های مشابه دیگری از جمله (لشکری، ۱۳۷۵: ۱)، (عساکره، ۱۳۹۱: ۱)، (متظری، ۱۳۸۸: ۱۲۵)، (Hossos, et al, 2008: 5)، (Kysely & Picek, 2007: 243)، (Lana, 2007: 28)، (Higgins, et)، (al., 2000: 793)، (Cooley, 2009: 77) (Browning & Roberts, 1996: 1845) در این خصوص انجام شده است.

۳- روش تحقیق

برای بررسی بارش‌های فرین بهاره استان آذربایجان غربی، ۷ ایستگاه هم‌دیدگی در سطح استان (شکل ۱) انتخاب شدند.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی، توپوگرافی و ایستگاه‌های سینوپتیک استان آذربایجان غربی

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۳

در جدول (۱) مشخصات ایستگاه‌های مورد مطالعه نشان داده شده است. در مرحله بعدی آمارهای بارش سالانه، ماهانه و روزانه ایستگاه‌های محدوده مطالعاتی، طی دوره آماری از آغاز تأسیس ایستگاه‌ها، از سازمان هواشناسی کشور دریافت شده است. سپس پردازش‌های لازم برای تعیین بارش‌های فرین استان به روش شاخص پایه صدک و تعیین رژیم بارش ماهانه و فصلی در یک دوره پای ۴۷ ساله (۱۹۶۰-۲۰۰۸) انجام شده است.

جدول ۱: مشخصات ایستگاه‌های مورد بررسی و دوره آماری مربوط به آنها

ایستگاه	ماکو	تکاب	ارومیه	پیرانشهر	مهاباد	سردشت	خوی
عرض جغرافیایی	۳۹-۲۰'	۳۶-۲۳'	۳۷-۳۲'	۳۶-۴۰'	۳۶-۴۶'	۳۶-۰۹'	۳۸-۳۳'
طول جغرافیایی	۴۶-۲۶'	۴۷-۰۷'	۴۵-۰۵'	۴۵-۰۸'	۴۵-۴۳'	۴۵-۳۰'	۴۴-۵۸'
تعداد سال‌ها	۲۳	۲۲	۴۷	۲۲	۲۳	۲۲	۴۷

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۳

از بین ایستگاه‌های منتخب، ایستگاه ارومیه و خوی با توجه به زمان تأسیس، دارای آمار ۴۷ ساله بوده‌اند و سایر ایستگاه‌ها دارای آمار ۲۲ و ۲۳ ساله بوده‌اند (جدول ۲).

جدول ۲: مقدار بارش آستانه (حسب میلی‌متر) برای تعیین بارش‌های شدید و فرین در آذربایجان غربی

آستانه‌ها	مشخصه بارش	بهار	تابستان	پاییز	زمستان	سالانه
میانگین بارش در آذربایجان غربی	میانگین ۷ ایستگاه	۱۳۴/۶	۲۳/۲	۹۹/۱	۱۲۵/۲	۳۸۲/۱
۱۰٪ از بارش فصلی	بارش شدید	۱۳/۵				
۲۰٪ از بارش فصلی	بارش فرین	۲۷				

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۳

سپس داده‌های بارش روزانه ۷ ایستگاه فوق برای آخرین دوره پنج‌ساله موجود (۲۰۰۳-۲۰۰۸) در نظر گرفته شده و روزهای بارشی، با توجه به آستانه حداقل ۰/۱ میلی‌متر برای همه ایستگاه‌ها استخراج شده است. آن‌گاه برای تعیین بارش‌های شدید و فرین، معیارهای زیر در نظر گرفته شد:

الف- یک روز بارشی در منطقه آذربایجان غربی، روزی است که حداقل یک ایستگاه در مدت ۲۴ ساعت، حداقل ۰/۱ میلی‌متر بارش دارد.

ب- بارش شدید، میزان بارشی است که مقدار آن در طی ۲۴ ساعت برابر یا بیشتر از ۰/۵٪ مقدار متوسط بارش سالانه و یا برابر یا بیشتر از ۱۰٪ مقدار متوسط درازمدت بارش فصلی در ایستگاه مربوط است. در همین زمینه، روز دارای بارش شدید در آذربایجان غربی، روزی است که مقدار بارش در حداقل ۳ ایستگاه از ۷ ایستگاه (حدود ۳۰٪ از ایستگاه‌های مورد مطالعه) برابر یا بیشتر از آستانه ۱۰٪ مقدار متوسط فصلی و یا ۵٪ مقدار متوسط سالانه است. بر همین اساس مقدار بارش فرین، برابر یا بیشتر از ۲۰٪ مقدار متوسط بارش فصلی و یا ۱۰٪ متوسط بارش سالانه تعیین شده است. جدول (۲) مقادیر آستانه را در آذربایجان غربی، برای تعیین روزهای بارش شدید و فرین، با توجه به آستانه‌های درصدی فوق، نشان می‌دهد.

در مرحله آخر به منظور بررسی هم‌دیدگی بارش‌های فرین فصل بهار، با استفاده از نقشه‌های هواشناسی سطوح استاندارد فشاری و داده‌های روزانه تحلیل مجدد مرکز محیطی^۱ (NCEP)

نقشه‌های هم‌دیدگی سطوح مختلف هر یک از رخداد بارش‌ها در ساعت‌ها ۰۰ و ۱۲ گرینویچ^۱، از ۴۸ ساعت قبل از بارش تا ۲۴ ساعت بعد از آن تحلیل شده است، سپس با نوشتن برنامه-هایی، نقشه‌های تاوایی نسبی و فرارفت آن از دو روز قبل از بارش تا یک روز بعد از آن، به صورت روزانه تهیه شده است و سپس مطالعه شده است که جهت سهولت کار خروجی تاوایی در ۱۰^۶ و فرارفت تاوایی در عدد ۱۰^۹ ضرب شده‌اند.

استان آذربایجان غربی در شمال غربی کشور قرار دارد. این استان بین ۳۶ درجه و ۵ دقیقه تا ۳۹ درجه و ۴۶ دقیقه عرض شمالی و ۴۴ درجه و ۳ دقیقه تا ۴۷ درجه و ۲۳ دقیقه طول شرقی قرار گرفته است. کوه‌های آذربایجان غربی به صورت یک رشته ممتد و مرتفع مانند دیواری در جهت شمال و جنوب و جنوب شرقی امتداد دارند و تاحدودی مانع نفوذ توده‌های هوای باران از حوزه اقیانوس اطلس و مدیترانه به درون فلات ایران و به ویژه به درون استان می‌شوند. میانگین سالیانه بارندگی در این استان ۳۰۰ تا ۴۰۰ میلیمتر است. این استان از نظر تعداد و میزان آب‌دهی رودخانه‌ها غنی است که این خود به دلیل آن است که میزان بارندگی به ویژه به شکل ریزش برف، در مناطق کوهستانی، به مراتب بیشتر از میزان بارندگی در شهرها و مناطق جلگه‌ای است.

۴- مبانی نظری

برای بارش‌های شدید و فرین، تعریف‌های متعدد و مقادیر متفاوتی برای زمان‌ها و مناطق مختلف ارائه شده است، اما در حالت کلی، رویداد فرین، به شرایط یا رخداد‌های شدید و غیرمعمول فیزیکی گفته می‌شود که به لحاظ آماری مقادیر بزرگ یا کوچک عناصر یک مجموعه را شامل شود (Benstad, 2006: 632). به عبارت دیگر رویداد فرین به رویدادی گفته می‌شود که مقدار آن از یک آستانه فراتر می‌رود و برای یک متغیر فرضی در یک دوره معین، به مقادیری که بیشتر یا کمتر از مقادیر رخ داده در آن منطقه باشد، گفته می‌شود. بنابراین رویدادهای فرین جوی به حوادث نادر و دور از شرایط به-هنجار گفته می‌شود. عمدتاً برای تعیین بارش‌های شدید، خیلی شدید و حدی، از آستانه صدک

1. Greenwich

استفاده می‌شود (Hennessy & et al., 1999: 1); (Peterson & et al., 2001: 3)؛ همچنین شاخص صدک، به‌ویژه در مطالعات تغییر اقلیم و بررسی روند تغییرات بارش‌های حدی، زیاد استفاده می‌شود. برای مثال می‌توان به این پژوهش‌ها اشاره کرد:

(Becker, et al., 2007: 139); (Haylock & Nicholls, 2000: 1533); (Garcia, et al., 2007: 113); (Kunkel, 2003: 291); (Seleshi & Camberlin, 2006: 181).

در این شاخص، از تعداد کل روزهای بارشی، روزهای برابر یا بالاتر از صدک ۱۹۵م و ۱۹۹م به ترتیب به‌عنوان روزهای دارای بارش شدید و بارش فرین در نظر گرفته شده است (Nicholls & et al, 2000: 11)

باتوجه به این‌که پیش‌بینی این رویدادها اغلب بسیار دشوار است، تلاش می‌شود تا از دیگر پارامترهای هواشناسی، به‌عنوان ابزارهای کمکی برای ردیابی و پیش‌بینی آن‌ها استفاده شود که در این پژوهش سعی شده است که نقش تاوایی نسبی و فرارفت آن در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، برای رخدادهای بارش فرین در استان آذربایجان غربی بررسی شود. تاوایی مقدار چرخش هوا یا هر سیال دیگری به ازای سطح واحد است (معادله ۱).

$$\nabla \times \mathbf{U} = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)$$

(۱)

که در آن u مؤلفه شرق سوی باد و v مؤلفه شمال سوی باد و U_a سرعت مطلق است. در هواشناسی بزرگ‌مقیاس، فقط مؤلفه‌های قائم تاوایی مطلق و نسبی به کار می‌رود که این کمیت‌ها به ترتیب با ξ و η نشان داده می‌شوند (معادله ۲).

$$\xi = K.(\nabla \times \mathbf{U}) \quad ; \quad \eta = K.(\nabla \times \mathbf{U}_a)$$

(۲)

مناطق با مقادیر بزرگ مثبت از ξ تمایل به تقویت توفان‌های چرخندی در نیم‌کره شمالی دارند. فرارفت تاوایی، انتقال تاوایی با میدان باد است که فرارفت تاوایی نسبی با معادله ۳ بیان شده است.

$$\text{فرارفت تاوایی} = -u \frac{\partial \xi}{\partial x} - v \frac{\partial \xi}{\partial y} \quad (3)$$

نسبی

۵- یافته‌های تحقیق

بر اساس آستانه‌ها و معیارهایی که در بخش قبل بیان شد، خصوصیات زمانی و مکانی بارش‌های شدید در منطقه آذربایجان غربی بررسی شده است و تعداد ۱۵ روز در حکم روزهای بارش شدید و فرین بهاری برای بررسی ویژگی‌های الگوهای جوی انتخاب شده است (جدول ۳). برای نمونه تحلیل یک مورد از الگوهای جوی بارش‌های فرین در بخش بعد آورده شده است.

جدول ۳: مشخصات بارش‌های شدید و فرین بهاری در آذربایجان غربی برای دوره ۲۱ ساله (۱۹۸۶-۲۰۰۸) در روزهای زیر حداقل سه ایستگاه از هفت ایستگاه برابر یا بیشتر از آستانه ۱۰٪ مقدار متوسط فصلی (۱۳/۵) بارش دریافت کرده‌اند.

بارش ایستگاه‌ها بر حسب میلی‌متر								تاریخ روزهای
ارومیه	مهاباد	خوی	سردشت	ماکو	تکاب	پیرانشهر	بارش کل	رخداده بارش فرین
۴۲	۲۸	۲۱	۰	۰	۱۹	۳۳	۱۴۳	۳۱ مارس ۱۹۸۶
۳۹/۶	۳۳	۱۷	۳۰/۶	۱۵/۷	۲۰	۳۴	۱۸۹	۲ آوریل ۱۹۹۰ *
۳۴	۴۵	۱	۴۵	۱	۱۵	۴۹	۱۹۰	۸ آوریل ۱۹۹۳ *
۸/۱	۱۰	۱۸	۲۱	۱۷	۱۰	۳۳	۱۱۳/۲	۲۶ آوریل ۱۹۹۳
۱۳/۶	۲۹	۰/۸	۸۷	۰	۱۴	۲۶	۱۷۰/۴	۱۱ آوریل ۱۹۹۵
۱۹	۲۳/۴	۱۳	۱۴	۲۰	۱۴	۴۵	۱۴۸/۴	۱۲ آوریل ۱۹۹۶
۶	۲۱/۸	۰	۵۰	۰	۱۹/۵	۲۳	۱۲۰/۳	۲۸ آوریل ۱۹۹۸
۱۵	۱۳	۱۶/۴	۲۱	۹/۹	۲/۲	۴۵	۱۲۲/۵	۱ آوریل ۱۹۹۹
۲۸	۲۰/۸	۲۶	۵۰	۱۴/۱	۱۵/۶	۳۸/۴	۱۹۲/۲	۲۶ مارس ۲۰۰۲ *
۴۱	۱۹/۷	۱	۲۴	۰	۶/۳	۱۷	۱۰۹	۱۸ آوریل ۲۰۰۲
۴۴	۲۸/۷	۳۴/۶	۳۸	۱۵/۴	۲۳	۳۸	۲۳۳/۱	۱۶ آوریل ۲۰۰۳ *

۲۵۲/۴	۷۶	۲۳	۱/۶	۴۹	۳	۶۸	۲۶/۸	* ۲۰۰۴ آوریل ۲۳
۲۲۷/۴	۵۰	۵۰	۰	۴۷	۸	۳۹	۳۳/۴	* ۲۰۰۵ امی ۱
۲۰۹/۵	۴۷	۲۲/۵	۱۶/۱	۴۳/۷	۲۳	۲۸/۳	۲۸/۹	* ۲۰۰۵ می ۳
۲۱۷/۵	۴۹/۲	۱۴/۷	۱۴/۸	۳۸	۱۵/۶	۴۰/۵	۳۰	* ۲۰۰۶ آوریل ۱۷

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۳

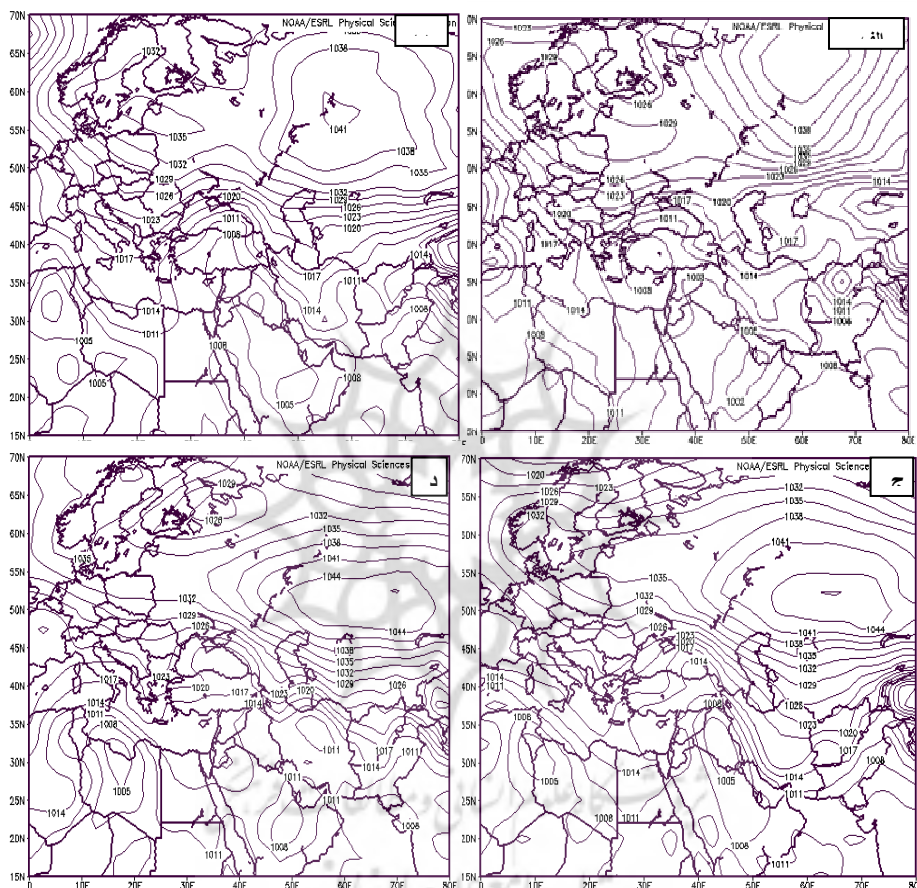
علامت ستاره(*) بیانگر روزهای بارش فرین صدک(۱۹۹م) است.

۵-۱- بارش روز ۱۶ آوریل ۲۰۰۳

در نقشه سطح زمین روز ۱۴ آوریل، مرکز کم‌فشاری بر روی دریای مدیترانه و غرب ترکیه قرار گرفته است و کم‌فشار بسته‌ای نیز در روی عربستان مشاهده می‌شود، همچنین زبانه پرفشار از روی خزر تا نواحی مرکزی ایران و بخش‌هایی از زاگرس و شمال غرب کشور گسترش یافته است. منطقه مورد مطالعه، بین امواج ناشی از پرفشار شمالی و کم‌فشار مدیترانه‌ای قرار گرفته است که این شرایط سبب ایجاد گرادیان فشاری^۱ قابل توجهی در منطقه شده است (شکل ۲-الف). در روز ۱۵ آوریل، کم‌فشار مستقر در شمال عربستان و مدیترانه، ادغام شده است و کم‌فشاری با هسته ۱۰۰۲ هکتوپاسکال، بر روی عراق شکل گرفته است که زبانه‌های آن تا دریای سیاه گسترش یافته است. افزایش فشار در نوار شمالی کشور و افزایش گرادیان فشار در ناحیه مورد مطالعه، مشاهده می‌شود (شکل ۲-ب). در روز ۱۶ آوریل، ناوه معکوس فشاری با خط هم‌فشار ۱۰۰۵ هکتوپاسکال بر روی کشور عراق بسته شده است و زبانه‌های این ناوه، از نوار غربی ایران تا دریای سیاه ادامه دارد. پرفشار سیبری ضمن تقویت و گسترش، با پرفشار روی اروپا ترکیب شده است و کمربند پرفشار گسترده‌ای در عرض‌های جغرافیایی حدود ۴۵ تا ۶۵ درجه شمالی ایجاد کرده است. منطقه مورد مطالعه محل تلاقی ناوه معکوس فشاری مستقر در نواحی غربی و پشته فشاری روی کشور است. (شکل‌های ۲-ب و ج). روز ۱۷ آوریل پشته فشاری روی ایران جای خود را به سامانه کم‌فشار داده است و گرادیان فشاری زیادی در نوار شمالی کشور و روی دریای خزر

1. Pressure gradient

دیده می‌شود (شکل ۲-د). بررسی میدان ارتفاع ژئوپتانسیل^۱ در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (شکل ۳) نشان می‌دهد که کمربند پراارتفاعی در عرض‌های جغرافیایی حدود ۴۵ تا ۶۵ درجه شمالی گسترده شده است.



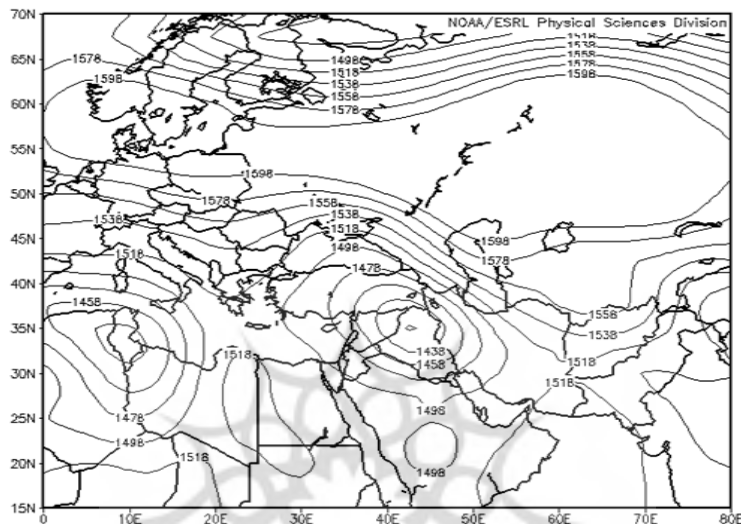
شکل ۲: میدان فشار سطح دریا (حسب هکتوپاسکال) برای ساعت ۰ UTC روزهای ۱۴ تا ۱۷

آوریل ۲۰۰۳ به ترتیب از الف تا د

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۲

1. Geopotential

وسعت این کمربند پرارتفاع، در محدوده سیبری، در مقایسه با اروپا گسترده‌تر است و پشته ارتفاعی آن مقداری به عرض‌های جنوبی‌تر کشیده شده است و مانع از حرکت سریع سامانه‌های کم‌ارتفاعی است که روی مدیترانه تشکیل شده است.



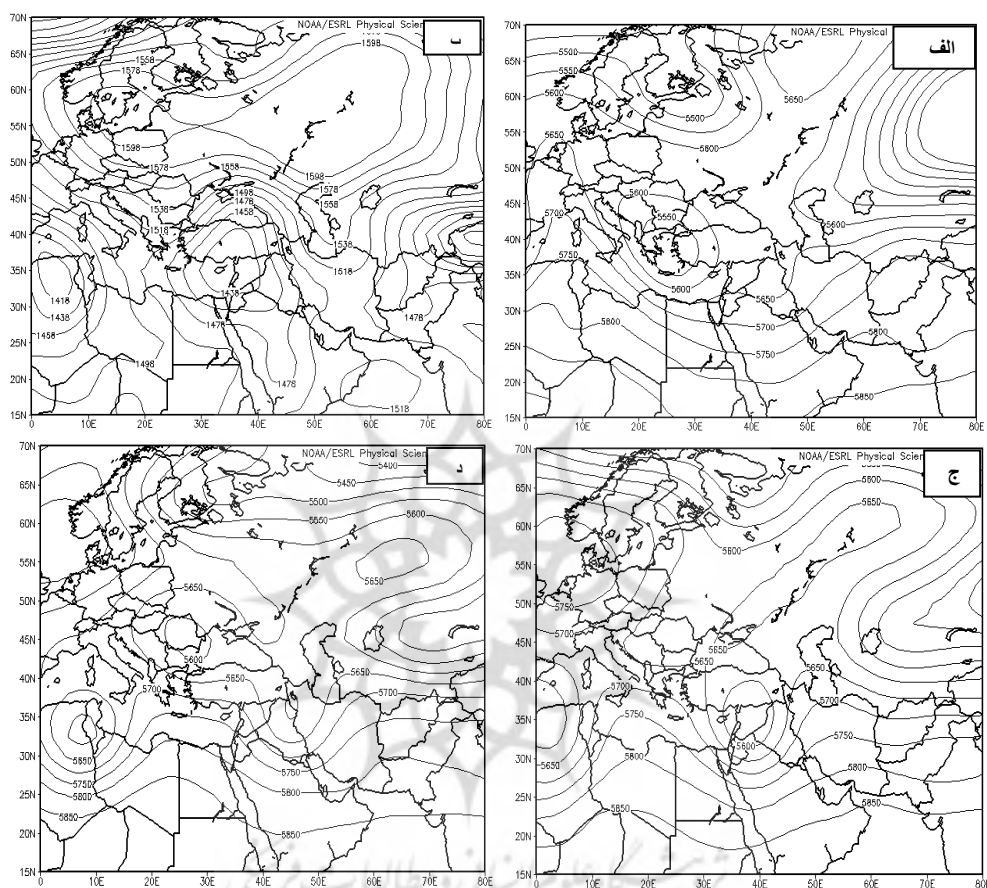
شکل ۳: میدان ارتفاع ژئوپتانسیل ۸۵۰ هکتوپاسکل (حسب متر) برای ساعت UTC ۰۰۰۰

روز ۱۶ آوریل ۲۰۰۳

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۲

در روز ۱۵ آوریل ۲۰۰۳ سامانه کم‌ارتفاع واقع در مدیترانه مرکزی با حرکت به سمت جنوب شرق در نواحی شرقی مدیترانه قرار گرفته است و ناوه عمیق آن تا مناطق جنوبی عربستان توسعه یافته است، همچنین تقویت و گسترش کمربند پرارتفاعی در عرض‌های جغرافیایی حدود ۴۵ تا ۶۵ درجه شمالی و نفوذ پشته ارتفاعی از روی دریای خزر به عرض‌های جنوبی‌تر در این روز قابل ملاحظه است (شکل ۴-ب). در روز ۱۶ آوریل سامانه کم‌ارتفاع شرق مدیترانه و همچنین کمربند پرارتفاع عرض‌های جغرافیایی حدود ۴۵ تا ۶۵ درجه شمالی نسبت به روز قبل ضعیف شده است (شکل ۴-ج). در این دو روز (۱۵ و ۱۶ آوریل) منطقه مورد مطالعه، تحت تأثیر، امواج ارسالی از سامانه کم‌ارتفاع مدیترانه‌ای بوده است و در روز بعد

این سامانه ضعیف شده است و ناوه آن بر روی منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است (شکل ۴-د).



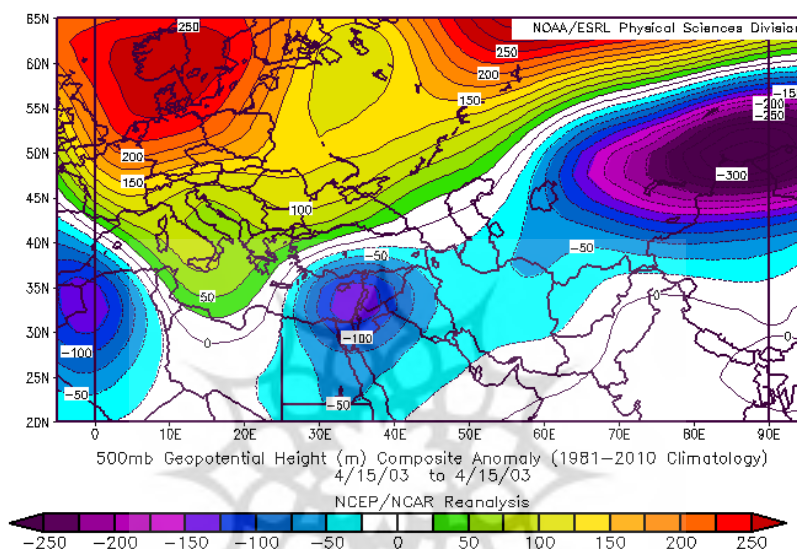
شکل ۴: میدان ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (حسب متر) برای ساعت UTC ۰۰۰۰ روزهای ۱۴ تا

۱۷ آوریل ۲۰۰۳ به ترتیب از الف تا د

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۲

بررسی میدان ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در روز ۱۴ آوریل سامانه کم-ارتفاعی بر روی نواحی مرکزی دریای مدیترانه و دریای اژه و ناوهای نیز از جنوب عراق تا روی عربستان قرار گرفته است (شکل ۴-الف). ناوه کم ارتفاع مدیترانه‌ای، ضمن حرکت به سمت شرق، عمیق

شده است و به سوی ایران حرکت می‌کند. این ناوه با قرارگرفتن در غرب منطقه مورد مطالعه، همراه با واگرایی جریان‌ها در سطوح بالا، باعث هم‌گرایی و افزایش حرکات صعودی در سطح زمین شده است. بررسی بی‌هنجاری ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، بیانگر کاهش ارتفاع در نواحی شرقی مدیترانه تا ۱۵۰ متر و در روی سبیری تا بیش از ۳۰۰ متر است



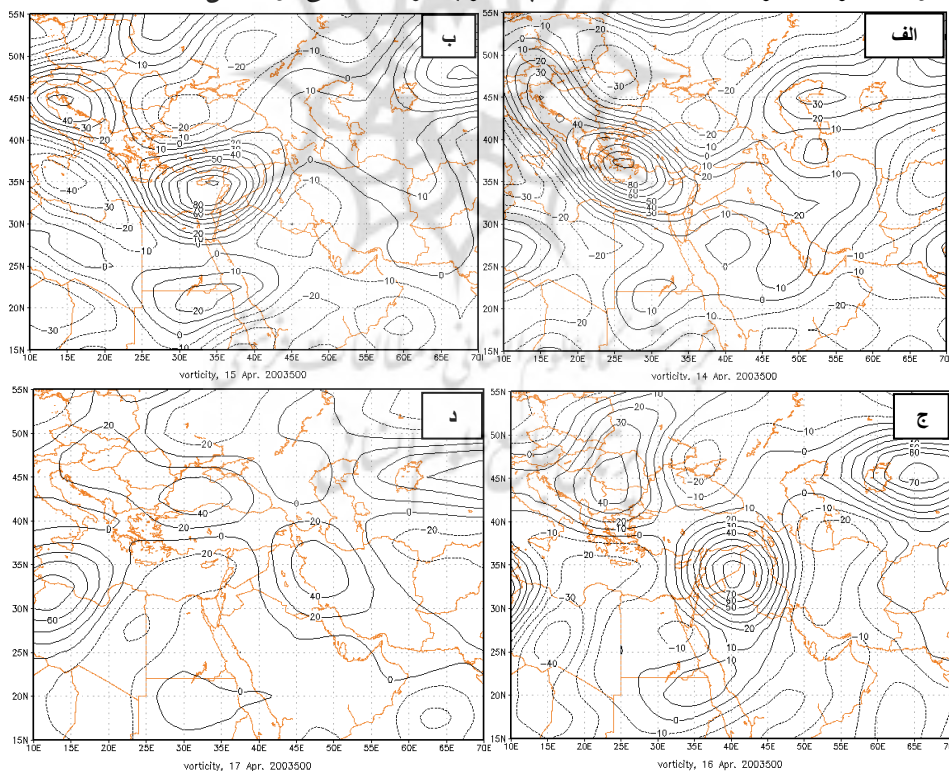
شکل ۵: بی‌هنجاری ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نسبت به میانگین بلندمدت آن در روز ۱۵ آوریل ۲۰۰۳
مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۲

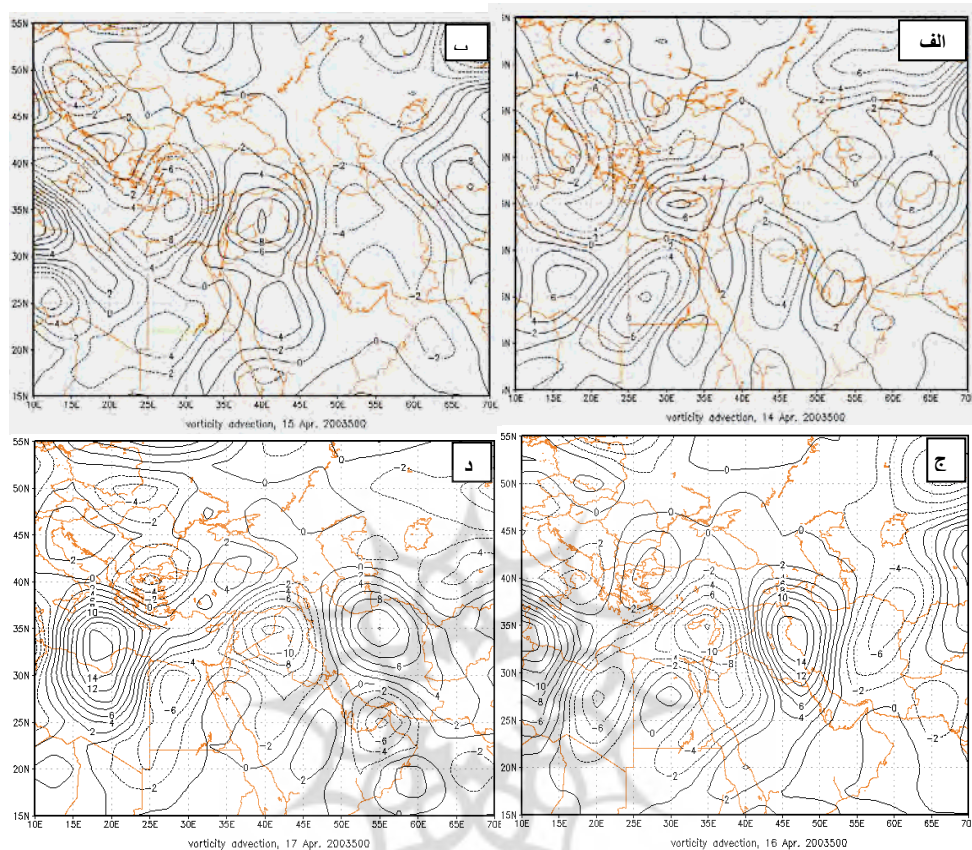
افزایش ارتفاع در روی اروپا قابل ملاحظه بوده است و گسترش این افزایش تا روی نواحی مرکزی مدیترانه مشاهده می‌شود (شکل ۵). بررسی میدان تاوایی نسبی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۱۴ آوریل (شکل ۶-الف) نشان می‌دهد که محور پیشینه آن در نیمه شمالی مدیترانه واقع شده است و هسته‌ای بسیار قوی در جنوب غرب ترکیه و نواحی مرکزی مدیترانه قرار دارد. در روز ۱۵ آوریل (شکل ۶-ب) مرکز پیشینه تاوایی بر روی بخش‌های شرقی مدیترانه قرار گرفته است و بر روی ایران گردیان تاوایی^۱ ضعیفی مشاهده می‌شود و کمیته این کمیت بر روی شمال روسیه قرار دارد. در روز ۱۶ آوریل (شکل ۶-ج) پیشینه تاوایی در غرب ایران و بخش‌های

1. Vorticity gradient

شرقی عراق واقع شده است و گرادیان تاوایی بسیار زیادی در نیمه غربی ایران مشاهده می‌شود. در روز ۱۷ آوریل دو مرکز بیشینه، یکی در شمال آفریقا و دیگری در نواحی مرکزی ایران دیده می‌شود و منطقه مورد مطالعه در غرب این مرکز واقع شده است (شکل ۶-د).

مرکز بیشینه فرارفت تاوایی نسبی در روز ۱۴ آوریل در شمال کشورهای پاکستان و افغانستان واقع شده است و دو مرکز بیشینه دیگر هم، در شمال اروپا و آفریقا دیده می‌شود. مقادیر کمینه این کمیت بر روی اروپا و سیبری قرار گرفته است (شکل ۷-الف). بررسی فرارفت تاوایی نسبی ۱ مرکز در ۱۵ آوریل نشان می‌دهد که بیشینه این کمیت در شمال روسیه و غرب مدیترانه بوده است و کمینه فرارفت تاوایی در شمال اروپا واقع شده است (شکل ۷-ب). مرکز بیشینه فرارفت تاوایی نسبی در روز ۱۶ آوریل در شمال آفریقا مشاهده می‌شود و کمینه این کمیت در شرق مدیترانه قرار دارد (شکل ۷-ج). در روز ۱۷ آوریل فرارفت تاوایی نسبی در شمال آفریقا بیشینه مقدار را دارد و مرکز بیشینه دیگری هم بر روی شمال شرق کشور دیده می‌شود. مقادیر کمینه فرارفت در روی شمال اروپا و غرب عراق دیده می‌شود (شکل ۷-د).





شکل ۷: میدان فرارفت تاوایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (حسب بر ثانیه بر متر) برای ساعت

۰۰۰۰ UTC روزهای ۱۴ تا ۱۷ آوریل ۲۰۰۳ به ترتیب از الف تا د

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۲

۶- نتیجه‌گیری و پیشنهادات

نتایج حاصل از بررسی الگوهای جوی مؤثر بر رخداد بارش‌های فرین بهاره در استان آذربایجان غربی به این صورت است:

- ۱- بررسی میدان‌های فشار و ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در بارش‌های فرین نشان می‌دهد که در بهترین حالت‌ها در روز بارندگی میانگین فشار در منطقه مورد مطالعه بین ۱۰۰۰ تا

۱۰۰۵ هکتوپاسکال و ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی در منطقه، در حدود ۵۵۵۰ تا ۵۶۰۰ متر است.

۲- با ترکیب سامانه کم فشار حرارتی سودان با سامانه کم فشار دینامیکی مدیترانه‌ای بهترین حالت برای عمیق شدن ناوه مدیترانه و تقویت سامانه کم فشار دینامیکی در شرق مدیترانه فراهم می‌شود و پیامد آن بارش‌های فرین در آذربایجان غربی است.

۳- توسعه و تقویت سامانه پرفشار روی اروپا و سیبری، به گونه‌ای که کمربند فشاری گسترده‌ای در عرض‌های جغرافیایی حدود ۴۵ تا ۶۵ درجه شمالی ایجاد شود. و همچنین پشته فشاری از سمت دریای خزر به فلات مرکزی ایران نفوذ کند و توسعه یابد، در این صورت باتوجه به استقرار سامانه کم فشار دینامیکی قوی در شرق مدیترانه، هم‌گرایی در منطقه ایجاد می‌شود و شرایط ناپایداری لازم برای وقوع بارش‌هایی فرین در آذربایجان غربی فراهم می‌شود.

۴- سامانه‌های کم فشار مدیترانه‌ای که بارش‌های فرین بهاره در منطقه مورد مطالعه ایجاد می‌کنند اغلب از نوع سامانه‌های کم فشار بریده هستند و حرکت آهسته‌ای دارند به طوری که حداقل سه روز در شرق مدیترانه ماندگاری دارند.

۵- با استقرار و ماندگاری سامانه کم فشار دینامیکی در جنوب غرب ترکیه و روی دریای اژه، گرادیان فشاری قویی بر روی منابع تغذیه رطوبتی از جمله دریای سیاه و مدیترانه ایجاد شده است که این جریانات نسبتاً قوی و مرطوب مسافت زیادی را بر روی دریای سیاه و مدیترانه طی کرده‌اند، آنگاه با حرکت به سمت شرق، با جریانات مرطوب دریای سرخ هم‌گرا شده بود و رطوبت کافی برای ایجاد بارش‌های سنگین و فرین منطقه مورد مطالعه را فراهم می‌آورند.

۶- در تمامی حالت‌های که مطالعه شده است، پشته ارتفاعی از مرکز ایران تا عرض‌های شمالی گسترش یافته است که این امر نقش مهمی را در ماندگاری سامانه‌های کم فشار دینامیکی در نواحی شرقی مدیترانه و ایجاد شرایط مناسب برای کسب رطوبت و انرژی کافی این سامانه‌ها دارد. بررسی تاوایی نسبی سامانه‌های جوی بارش‌های فرین بهاره نشان می‌دهد

که در روزهای بارش شدید نسبت به قبل و بعد از بارش، میزان تاوایی نسبی افزایش قابل ملاحظه‌ای (حدود $4 \times 10^{-5} S^{-1}$ تا $6 \times 10^{-5} S^{-1}$) داشته است؛ بنابراین تغییرات تاوایی نسبی یکی از پیش‌نشانگرهای رخداد بارش‌های فرین در شمال غرب ایران است و بهترین حالت ممکن، زمانی است که سطح زمین و سطح 500 هکتوپاسکال، با هم هماهنگ است و بیشینه مقدار تاوایی در غرب کشور عراق قرار داشته باشد که در این شرایط بیشترین میزان فرارفت تاوایی نسبی به منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود.

۷- بررسی فرارفت تاوایی نسبی در بارش‌های فرین بهاره نشان می‌دهد که در روزهای رخداد بارش نسبت به قبل و بعد از آن، مقدار این کمیت و فرارفت آن، افزایش قابل ملاحظه‌ای (حدود $6 \times 10^{-9} S^{-2}$ تا $12 \times 10^{-9} S^{-2}$) داشته است؛ بنابراین تغییرات فرارفت تاوایی نسبی، یکی از پیش‌نشانگرهای محل رخداد بارش‌های فرین در شمال غرب ایران است.

کتابنامه

۱. اشجعی باشکند، محمد. (۱۳۷۹). *بررسی و ارزیابی مدل‌های سینوپتیکی بارش‌های سنگین در شمال غرب ایران*. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تربیت مدرس.
۲. حجازی‌زاده، زهرا؛ جعفرپور، زین‌العابدین و پروین، نادر. (۱۳۸۶). *بررسی و شناسایی الگوهای سینوپتیکی تراز 500 هکتوپاسکال مولد سیلاب‌های مخرب و فراگیر سطح حوضه آبریز دریاچه ارومیه*. نشریه علوم جغرافیایی. شماره ۱۰: صص ۱۵۵-۱۲۵.
۳. رنجبر سعادت‌آبادی، عباس؛ امینی، نفیسه. (۱۳۸۹). *مطالعه بارش‌های شدید فصل تابستان استان گلستان (۱۳۸۰-۱۳۸۶)*. مجله پژوهش‌های اقلیم‌شناسی. شماره ۱: صص ۷۶-۵۷.
۴. رنجبر سعادت‌آبادی، عباس؛ اسدی تلوکی، احمد؛ و مرادی، محمد. (۱۳۹۳). *تأثیر بی‌هنجاری‌های ماهانه الگوهای فشاری بر شرایط بارشی پاییزه در سواحل شمالی ایران*. مجله ژئوفیزیک ایران. جلد ۸. شماره ۱: صص ۱۰۱-۸۲.

۵. عزیزی، قاسم، نیری، معصومه و رستمی جلیلیان، شیما. (۱۳۸۸). *تحلیل سینوپتیک بارش‌های سنگین در غرب کشور (مطالعه موردی: بارش دوره ۷-۱۴ مارس ۲۰۰۵، ۱۶ تا ۲۴ اسفند ۱۳۸۵)*. فصل‌نامه جغرافیای طبیعی. سال اول. شماره ۴: صص ۱۳-۱.
۶. عساکره، حسین. (۱۳۹۱). *تغییر توزیع فراوانی بارش‌های فرین شهر زنجان*. مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی. سال ۲۳. پیاپی ۴۵. شماره ۱: صص ۲۱-۱.
۷. عسگری، احمد؛ رحیم‌زاده، فاطمه. (۱۳۸۵). *تغییرپذیری بارش دهه‌های اخیر ایران*. فصل‌نامه پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۵۸: صص ۵۵-۴۲.
۸. لشکری، حسن. (۱۳۷۵). *الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب غرب ایران*. رساله دکتری اقلیم‌شناسی. دانشگاه تربیت مدرس.
۹. منتظری، مجید. (۱۳۸۸). *تحلیل زمانی مکانی بارش‌های فرین روزانه در ایران*. مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی. سال ۲۰. شماره ۲: صص ۱۴۰-۱۲۵.
10. Benestad, R. (2006). *Can we expect more extreme precipitation on the monthly time scale?* Journal of Climate. 19: 630-637.
11. Becker, S., Hartmann, H., Zhsng, Q., Wu, Y. & Tiang, T. (2007). *Cyclicality analysis of Precipitation regimes in the Yangtze River Basin, China*. Int. J. Climatol. 94: 139-153.
12. Browning, K., A. & Roberts, N.M. (1996). *Variation of Frontal and Precipitation Structure along a Cold – Front*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 122: 1845 – 1872.
13. Cooley, D. (2009). *Extreme value analysis and the study of climate change*. ClimaticChange. 97: 77 -83.
14. Garcia, J. A., Gallego, M. C., Serrano, A. & Vaquero, O. M. (2007). *Trends in block seasonal extreme rainfall over the Iberian Peninsula in the second half of twentieth century*. Journal of Climate. 20:113-130.
15. Haylock, M. & Nicholls, N. (2000). *Trend in extreme rainfall indices for an updated high quality data set for Australia, 1910-1998*. Int. J. Climatol. 20:1533-1541.
16. Hennessy, K. J., Suppiah, R., & Page, C. M. (1999). *Australian rainfall changes, 1910-1995*. Australian Meteorological Magazine. 48: 1-13.

17. Higgins, R. W., Schemm, E., Shi, W. & Leetmaa, A. (2000). *Extreme Precipitation Events in the Western United States Related to Tropical Forcing*. J. Climate. 13: 793–820.
18. Hossos, E., Lolis, C. J. & Bartzokas, A. (2008). *Atmospheric Circulation Patterns associated with extreme precipitation amounts in Greece*. Adv. Geosice. 17: 5 -11.
19. Kysely, J. & Picek, J. (2007). *Regional growth curves and improved design value estimates of extreme precipitation events in the Czech Republic*. Climate Research 33: 243–255.
20. Kunkel, K. E. (2003). *North American Trends in Extreme Precipitation*. Nat. Hazards. 29: 291–305.
21. Lana, A., Campains, J., Genoves, A. & Jansa, A. (2007). *Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands*. Adv. Geosci. 12: 27-32.
22. Nicholls, N., Trewin, B. & 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: 1-20.
23. Peterson, T. C., Folland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A. & Plummer, N. (2001). *Report of the Activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs*. World Meteorol. Organ., Geneva, Switzerland. Tech. Doc., 1071: 1-146.
24. Seleshi, Y., Camberlin, P. (2006). *Recent Changes in dry spell and extreme rainfall events in Ethiopia*. Theor. Appl. Climatol. 83: 181-191.



پروہشگاہ علوم انسانی و مطالعات فرہنگی
پرتال جامع علوم انسانی

Spring Extreme Precipitation in the Province of West Azarbaijan (2003 – 2008)

Abbas Ranjbar Saadatabadi¹

*Assistant Prof. of Meteorology of Atmospheric Science and Meteorological Research
(ASMERC), Tehran, Iran*

Azad Tohidi Sardasht

*M.Sc. in Meteorology, West Azarbaijan Applied Research Meteorology Center, Urmiah-
Iran*

Received 31 August 2013

Accepted 13 September 2014

Abstract

Objectives: The main goal of this study is to identify sources of formation and characteristics of pressure patterns, and meteorological quantities that affect heavy rainfalls in spring in the West Azerbaijan province.

Method: According to maps and meteorological data in different levels of atmosphere, weather patterns leading to heavy precipitations in spring were investigated in six years (2003-2008) in West Azerbaijan province. For this purpose, meteorological data, weather charts at standard pressure levels, total precipitation and gridded sea level pressure (SLP), 500-hPa geopotential height fields and their anomalies data were used. In addition, relative vorticity and its advection were computed at 500-hPa level for rainfall episodes.

Findings/Results: The results indicate that all types of events are controlled by the strong cut of low-pressure systems that are located in east of Mediterranean Sea and remain stagnant for 3-7 days in this area.

Conclusion: In all studied cases, relative vorticity and its advection on mid-troposphere(500-hPa) level reveal a significant increase in the days before the heavy rainfall period with the maximum vorticity reaching $4 \times 10^{-5} s^{-1}$ to $6 \times 10^{-5} s^{-1}$ and maximum advection reaching $6 \times 10^{-9} s^{-2}$ to $12 \times 10^{-9} s^{-2}$. One day before the start of heavy rainfalls, vorticity and its advection reached their maximum values. As such, it can be used as a predictor of intense rainfall episodes in spring.

Key words: Weather patterns, Heavy rainfalls, Relative vorticity, West Azerbaijan.

How to cite this article:

Ranjbar Saadatabadi, A., & Tohidi Sardast, A. (2014). Spring extreme precipitation in the province of West Azarbaijan (2003 – 2008). *Journal of Geography and Regional Development*, 12(22), 151-169.
URL <http://jgrd.um.ac.ir/article/view/26465>

¹- Corresponding Author: Email : aranjbar@gmail.com