نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال اول، شماره پیاپی ۱، بهار ۱۳۹۳
صفحات ۹۶-۸۵

میانگین الگوهای گردشی توأم با بارش‌های سنگین در شمال غرب ایران

حسین عساکره، دانشیار، گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان*
فاطمه ترکارانی،کارشناسی ارشد، گروه جغرافیا ، دانشگاه اصفهان
صغری سلطانی،کارشناسی ارشد، گروه جغرافیا ، دانشگاه زنجان

دریافت مقاله:۱۳۹۲/۱۰/۲۳ پذیرش نهایی: ۱۳۹۳/۴/۱۵

چکیده

بارش سنگین برای هر روز به بارشی است که فراتر از بارش‌های معمول در یک محل و برای همان روز باشد. برای این مقدار بارش‌ها دو آستانه‌ی مطلق و نسبی معرفی شده است. در تحقیق حاضر، بارش سنگین با استفاده از نمایه‌ی نسبی و بر اساس فراسنج صدک-ها تعریف شده است. میانگین الگوهای گردشی تراز دریا و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال توأم با بارش‌های مذکور بررسی شد. بدین ترتیب، دو گروه داده: یکی، زمینی و دیگری، جوی برای تحقیق حاضر استفاده شده است. داده های زمینی شامل: اندازه‌گیری بارش در ایستگاه‌های همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و ایستگاه‌های باران‌سنجی وزارت نیرو برای دوره‌ی آماری ۱۹۶۷-۲۰۰۷ است. روش کریجینگ روش بهینه‌ی میان‌یابی و نیز اندازه‌ی شبکه‌ی میان‌یابی، برای تهیه‌ی نقشه ۱۴۹۷۵ مورد استفاده شد. اندازه شبکه میان یابی با ابعاد حدود ۳۳×۳۳ کیلومتر (تقریباً ۱۱۶ یاخته) اختیار شد. بنابراین، داده‌های شبکه‌ای بارش شمال غرب به ابعاد ۱۱۶× ۱۴۹۷۵ با آرایش گاه جای[1] مرتب شد. داده‌های جوی شامل فشار تراز دریا و ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از پایگاه داده‌های جوی مرکز پیش‌یابی اقلیم NCEP/NCARوابسته به سازمان ملی‌جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده برداشت شد. گستره‌های ۱۰-۲۰ الی ۶۰-۷۰ درصد تحت پوشش بارش سنگین بررسی شد. نقشه‌ی میانگین و گرانیگاه بارش برای تمامی این حالات برآورد گردید. بررسی این وضعیت‌ها گواهی بر تصادفی بودن توزیع مکانی بارش‌های سنگین است. متوسط الگوهای فشار تراز دریا حضور پرفشار سیبری با زبانه‌ی شرقی ـ غربی و نیز ناهنجاری مثبت را در محدوده‌ی ظهور آن نشان می دهد. کشیدگی زبانه‌ی پرفشار سیبری به سمت اروپا، موجب ظهور ناهنجاری کمابیش قوی و مثبت در این ناحیه شده است. ظهور یک کم‌فشار در ناحیه دریای سرخ و کشیدگی زبانه آن به مدیترانه شرقی، شامات و شمال عربستان و نیز امتداد آن تا شمال غربی و بعضاً سرتاسر غرب ایران ضمن این که موجب تکوین یک ناحیه با ناهنجاری منفی فشار شده است، در مجاورت پرفشار و ناهنجاری مثبت اروپایی موجب شکل‌گیری شیو شدید فشار شده است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، شمال غرب ایران در جلو محور فرود (ناوه) حاکم بر روی مدیترانه‌ی شرقی قرار دارد. با افزایش پهنه‌ی زیر پوشش بارش سنگین، عمق فرود افزایش یافته و محور آن از حالت نسبتاً عمود به سمت حالت افقی و اریب میل می کند. حضور این ناوه موجب شکل‌گیری ناهنجاری منفی در ناحیه تحت تأثیر بوده است. در تمامی حالات، بلافاصله در غرب و شرق ناوه مورد بحث یک پشته قرار گرفته است. حضور پشته‌ی غربی ضمن ریزش هوای سرد به داخل ناوه، شرایط برخورد هوای سرد شمال اروپا و هوای گرم‌ترِ مدیترانه شرقی و شکل‌گیری جبهه‌ها را میسر ساخته است. با جابه جایی شرق سوی پشته‌ی شرقی، پهنه‌ی زیر پوششِ بارشِ سنگین، زیاد می شود.

واژگان کلیدی: الگوی گردشی، بارش سنگین، ناهنجاری، گرانیگاه بارش، شمال غرب ایران.

* نویسنده مسئول asakereh@znu.ac.ir

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-04]

[1] S-Mode

مقدمه

به دلیل پیامدها، ناهنجاری‌ها و تهدیدهای حاصل از فرین[1]های جوی ـ اقلیمی (جدی‌ترین درگیری جوامع انسانی در سده‌ی اخیر) این پدیده‌ها مورد توجه بسیاری از شاخه‌های دانش بشری قرار گرفته و اهمیت فراوانی یافته است. یکی از این ناهنجاری‌های جوی ـ اقلیمی بارش های سنگین است.

بارش سنگین برای هر روز بارش فراتر از معمول در یک محل و برای همان روز است. برای این مقدار بارش‌ها دو آستانه معرفی شده است: مطلق و نسبی. برای مثال، کارل و همکاران (Karl et al, ۱۹۹۶) ایالات متحده آستانه‌ی ۲ اینچ (۵۰/۸ میلی‌متر) را برای بارش سنگین تعریف کرده‌اند. درحالی که مکیس و هوگ (Mekis and Hogg, ۱۹۹۹) این آستانه را برای کانادا مناسب نمی‌دانند. زیرا، میانگین شدیدترین بارش‌های روزانه در بالاتر از عرض ۵۰ درجه‌ی شمالی (و گستره‌ی بزرگی از کشور کانادا) بسیار کمتر از ۵۰ میلی‌متر است. از این قبیل می‌توان به مطالعات پرشماری اشاره کرد. برای مثال، میزراهی و همکاران (Mizrahi et al, ۲۰۰۰) بارش روزانه بیش از ۲۰ میلی‌متر را برای شرق فرانسه، هلستروم (Hellstrom ۲۰۰۵) مقدار بارش برابر یا بیش از ۴۰ میلی‌متر را برای کشور سوئد، وانگ و همکاران (Wang, ۲۰۰۶) تعداد روزهای با بارش روزانه بیش از ۷۵ میلی‌متر را برای شهر سئول آستانه‌ی بارش سنگین در نظر گرفته‌اند. در به کارگیری نمایه‌های نسبی برای بارش سنگین، برای مثال، مولی و پارتاساراتی (Mooly and Parthasarity ۱۹۸۴) با استفاده از سطح ۱۰ و ۹۰ درصد توزیع نرمال استاندارد، یعنی: ۱/۲۸± ، به کمک مقادیر استاندارد شده‌ی سری زمانی، بارش سال‌های بسیار کم بارش و بسیار پربارش را تفکیک کردند.

کمیته‌ی مشترک اقلیم‌شناسی سازمان جهانی هواشناسی(CCL)[2] برنامه‌ی پژوهش در اقلیم جهان (WCRR)[3] را درسال ۱۹۹۸شکل داد. این برنامه مربوط به پروژه‌ی قابلیت پیش‌بینی و تغییرپذیری اقلیم (CLIVAR)،[4] متشکل از گروه متخصصین پیش‌بینی، پایش و نمایه‌های تغییر اقلیم (ETCCDMI)،[5] برای مطالعه و تعیین نمایه‌های فرین اقلیمی بود. این تشکیلات نمایه-های فرین را به منظور بررسی تغییر اقلیم برای دما و بارش روزانه معرفی کردند. نتایج یافته‌های این گروه در گزارش‌های هیئت بین المللی تغییر اقلیم (۲۰۰۷ و ۲۰۰۱) ارائه شده است. نمایه‌های ارائه شده در پروژه‌ی قابلیت پیش‌بینی و تغییرپذیری اقلیم، شامل ۱۶ نمایه‌ی مربوط به دما و ۱۱ نمایه‌ی مربوط به بارشِ روزانه، مبتنی بر چندک های توزیع فراوانی مشاهده‌ها است. دسترسی به این مشخصات از تارگاه ETCCOM[6] ممکن است.

تحلیل بارش‌های سنگین برای شناخت و حل مسائل مرتبط با طراحی مهندسی، مدیریت خطرِ زیرساخت‌ها (نظیر ساختمان‌ها، پل‌ها و سامانه‌های زهکشی شهری) و نیز سامانه‌های حمل و نقل بسیار مهم است. توضیح اینکه، بیشتر سامانه‌های مرتبط با منابع آب و نیز زیر ساخت‌های مربوط، برخلاف واقعیت‌های طبیعی و با فرض تغییرپذیری اقلیم، حول میانگین ثابت (ایستایی میانگین) طراحی می‌شوند. دانسته‌ها درباره‌ی بزرگی، تداوم و فراوانی رویدادهای فرین اقلیمی نظیر بارش‌های سنگین و نیز ساز وکارهای

---

[1] Extreme
[2] The Joint World Meteorological organization commission for climatology
[3] World Climate Research Program
[4] Climate Variability and Predictability
[5] Expert Team on Climatic Change Detection, Monitoring and Indices
[6] http://ccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/List-۲۷-Indices.html

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-04]

حاکم بر آن‌ها، برای طراحی ساختارهای حمل آب و حفاظت زیرساخت‌های آبیِ شهرها از خطر سیلاب، تعیین ظرفیت آب‌گذری کانال‌ها، ظرفیت ایستگاه‌های پمپاژ و... ضروری است.

به دلیل ضرورت های یاد شده، بررسی و مطالعه‌ی بارش‌های سنگین و، به‌ویژه، سازوکارهای حاکم بر آن از دهه‌ی آخر قرن بیستم رو به فزونی نهاده است. در این زمینه، بررسی و طبقه‌بندی الگوهای گردش جوی هم‌زمان با رخدادهای مذکور سهم عمده-ای از تحقیقات را به خود اختصاص داده است. از این رو، محققان ایران و جهان مطالعات همدید را با هدف توجیه بارش‌های سنگین صورت داده‌اند. برخی از این پژوهش‌ها را می‌توان به شرح زیر برشمرد:

پاوان و همکاران (Pavan, ۲۰۰۸) روند معنی‌دار بارش‌های سنگین را برای دوره‌ی آماری ۲۰۰۴-۱۹۵۱ در ناحیه‌ی «امیلیا-روماگنا»[۷] در شمال ایتالیا با نمایه‌های گردش جوی بزرگ مقیاس اروپا ـ اطلس در زمستان مرتبط دانسته‌اند ماتیلیک و پاست (Mätlik and Post, ۲۰۰۸) بیشینه‌ی فراوانی بارش‌های سنگین کشور استونی[۸] را به چرخندهای جنوبی ایجاد شده در دریای سیاه و دریای مدیترانه نسبت داده‌اند. سیبریت و فورمایر(Seibert and Formayer, ۲۰۰۷) نیز الگوهای همدید مرتبط با بارش-های سنگین را در استرالیا با هفت الگوی همدید مرتبط دانسته‌اند. هاتزاکی و همکاران (Hatzaki, ۲۰۰۱) الگوهای گردشی بزرگ مقیاس جو بالا را با وقایع بارش‌های شدید شرق اروپا و با الگوهای پیوند از دور در اقیانوس اطلس شرقی، شبه‌ی جزیره‌ی اسکاندیناوی و نیز الگوهای همدید حاکم بر مدیترانه شرقی هم زمان می‌دانند.

محققان ایرانی نیز تحلیل همدید بارش‌های سنگین را در ایران بررسی کرده‌اند. برای مثال، مرادی(۱۳۸۰) با تحلیل موردی بارش مولّد سیلاب ۲۱ آبان ۱۳۷۵ در نواحی مرکزی استان مازندران، وقوع بارش سنگین را به استقرار پرفشار تراز دریا و ناوه‌ی ترازهای بالا نسبت می‌دهد. در این باره، نتایج نسبتاً مشابهی در پژوهش مفیدی و همکاران (۱۳۸۶) به دست آمد. آن‌ها الگوی همدید توأم با بارش‌های سنگین در سواحل جنوبی دریای خزر را بررسی کردند و نشان دادند که استقرار یک مرکز پرفشار بر غرب دریای خزر و وجود تاوایی منفی روی دریا در ترازهای زیرین جو و نیز جریان‌های شدید و غالب شمالی ـ جنوبی از عوامل اصلی ایجاد بارش‌های سنگین در فصل پاییز است. مسعودیان (۱۳۸۷) بارش‌های ابرسنگین ایران را با استفاده از رویکرد محیطی به گردشی و به روش همدید از ۳۵۱ ایستگاه براساس آمار روزانه ۶۴ بارش با حداقل ۱۰۰ میلی‌متر طبقه‌بندی و الگوسازی کرد. محمدی و مسعودیان (۱۳۸۹) نیز بارش سنگین و فراگیر دوازدهم تا هفدهم آبان ماه ۱۳۷۳ ایران زمین را به لحاظ همدید ـ پویشی و با رویکرد محیطی به گردشی تحلیل قرار کردند. بررسی ایشان نشان می‌دهد که پرفشار اروپا ـ کم فشار عراق برای سطح دریا در رویداد بارشی تاریخ مذکور مؤثر بوده است. مجاورت این دو سامانه موجب فزونی شیو فشار شده است. در ترازهای ۹۲۵ و ۸۵۰ هکتوپاسکال، خلیج فارس و در ترازهای بالاتر، دریاهای سرخ، مدیترانه و سیاه تأمین کننده‌ی رطوبت این بارش بوده است.

بسیاری از پژوهش‌های ارزشمندی که در بالا از آن‌ها یاد شد براساس روش‌های چند متغیره، نظیر تحلیل مولفه‌های اصلی، تحلیل عاملی و نیز تحلیل خوشه‌ای، الگوهای غالب توأم را با بارش‌های سنگین ارائه کرده‌اند. این تحقیقات، ضمن ارائه و ترویج روش‌شناسی مقبول و معقول، نتایج شایسته‌ای را به دست داده‌اند. در این تحقیقات، گونه‌ای از مفهوم اقلیم‌شناسیِ بارش سنگین به کارگیری روش‌هایی است که شرایط «غالب» جو را در زمان وقوع بارش سنگین ارائه دهد. الگوهای گردش جوی را، اگر نتوان عامل اصلی کنترل پدیده‌های محیطی دانست، بدون شک می‌توان یکی از مهم‌ترین عوامل برشمرد.

---

[۷] Emilia-Romagna
[۸] Estonia

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-04]

یکی از مفاهیم اقلیم‌شناسی، که در برخی زمان‌ها از اهمیت فراوانی برخوردار است، بیان شرایط متوسط، به ویژه، «متوسط رفتار جو» است. تحقیق حاضر با توجه به این مفهوم درصدد است اقلیم‌شناسی بارش‌های سنگین شمال غرب را به لحاظ متوسط الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و تراز دریا بررسی کند. برای دستیابی به این هدف با استفاده از مشاهدات حداکثر ۷۲۹ ایستگاه و بر پایه‌ی صدکِ نودِ توزیع فراوانی بارش و نیز برحسب نسبت‌های مختلف از پهنه‌های زیر پوشش این نوع بارش‌ها، میانگین الگوهای همدید برآورد، ارائه و تحلیل شد.

داده ها و روش کار

در این نوشتار، منظور از شمال غرب کشور پهنه‌ای است که استان‌های آذربایجان شرقی، آذربایجان غربی، اردبیل و زنجان را در بر می‌گیرد. این بخش از کشور ۱۲۶۵۴۴/۴کیلومتر مربع مساحت و۷/۲ درصد از کل مساحت کشور را به خود اختصاص داده است. مختصات جغرافیایی این پهنه به شرح زیر مشخص است:

$$E: 44^{\circ}\ 2'\ 19'' - 49^{\circ}\ 26'\ 27''$$

$$N: 35^{\circ}\ 32'\ 54'' - 39^{\circ}\ 46'\ 18''$$

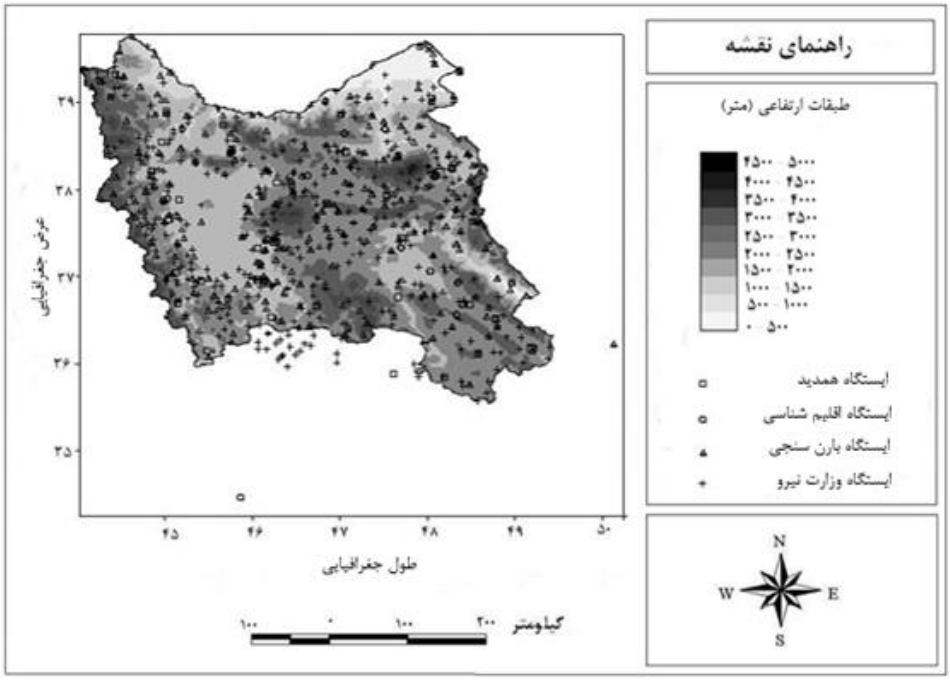
در این تحقیق، تلاش می شود بارش‌های سنگین با متوسط الگوهای گردشی توجیه گردد. بدین ترتیب، دو گروه داده‌ی زمینی و جوی برای این تحقیق صورت گرفت:

الف) داده های زمینی، شامل مشاهدات ایستگاه‌های همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و ایستگاه-های باران‌سنجی وزارت نیرو برای دوره‌ی آماری ۱۹۶۷ تا ۲۰۰۷ است. طی این دوره، در پهنه‌ی مورد بررسی حداقل ۱۰۷ (سال ۱۹۶۷) و حداکثر ۷۲۹ (سال ۲۰۰۴) ایستگاه فعال بوده است. برای اجرای عملیات میان‌یابی، از میان این ایستگاه‌ها، تعداد ۱۴ ایستگاه با شرایط مناسب خارج از پهنه‌ی مورد بررسی اختیار شد (شکل ۱).

در این تحقیق، براساس آزمون و خطا و با کمینه شدن خطاهای میان یابی، روش کریجینگ به عنوان روش بهینهٔ میان یابی و نیز اندازهٔ شبکهٔ ۳۳×۳۳ کیلومتر، با استفاده از نرم افزار Surfer/۱۰ انتخاب گردید. براین اساس، داده‌های شبکه‌ای به اندازه‌ی ۱۱۶ یاخته[۹] برآورد و تهیه شد. بدین ترتیب، نقشه‌ها و داده‌های شبکه‌ای بارش برای برخی روزها با تعداد اندازه‌گیری‌های کمتر و در برخی روزها با تعداد اندازه‌گیری‌های بیشتر صورت گرفت. در مجموع، برای ۱۴۹۷۵ روز نقشه تهیه شد. بنابراین، داده‌های شبکه‌ای بارش شمال غرب با ابعاد ۱۱۶× ۱۴۹۷۵ و به صورت آرایش گاه‌جای[۱۰] (زمان بر روی سطرها و مکان بر روی ستون‌ها) چیده شد. کلیه‌ی محاسبات مورد نیاز بر روی این ماتریس و با استفاده از نرم افزار MATLAB/۱۰ انجام گردید.

[۹] Pixel
[۱۰] S-Mode

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-04]



شکل ۱ : سطوح ارتفاعی و پراکنش ایستگاه های مورد استفاده در شمال غرب ایران

ب) داده های جوی، شامل فشار تراز دریا و ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از پایگاه داده‌های جوی مرکز پیش‌یابی اقلیم (NCEP/NCAR)[۱۱] وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده برداشت شد. این داده ها در تارنمای www.esrl.noaa.gov[۱۲] قابل دسترسی هستند. ماهیت الگوهای فشار تراز دریا، ناشی از وجود تفاوت‌های دمایی و ساختاری خشکی ـ دریا و گردش عمومی جو است. در حالی که الگوهای تراز بالا، بیشتر تحت تأثیر دینامیک جو است (فتاحی و صالحی پاک، ۱۳۸۸).

الگوهای فشار تراز دریا ضمن این که انعکاسی از رفتار جو بالا است، نشان دهنده‌ی آرایشِ چگالی جو و به تبع آن حرکت جوی نیز است. همچنین، چنان که فتاحی و صالحی پاک (۱۳۸۸) بیان داشته‌اند، الگوهای فشار تراز دریا و نیز آرایش هم ارتفاع های تراز دریا، معرف توده‌های هوا و نحوه انتقال آن‌هاست. انتخاب داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال از یکسو، مبتنی بر تحقیقات محققان دیگری بوده است که به بررسی مسائل مشابه پرداخته‌اند و از سوی دیگر، مبتنی بر این واقعیت است که الگوها و آرایش ارتفاع تراز ۵۰۰ که، لایه‌ی میانی جو به شمار می‌آید، نقش تعیین کننده‌ای در آرایش الگوهای سطحی دارد (یارنال ۱۳۸۵: ۲؛ محمدی و مسعودیان ۱۳۸۶).

در تحقیق حاضر، چهارچوب داده‌های جوی از ۱۰ درجه غربی تا ۱۲۰ درجه‌ی شرقی و از استوا تا ۸۰ درجه‌ی شمالی است. انتخاب این بازه به این دلیل است که بیشتر سامانه‌های احتمالی مؤثر بر عناصر جوی ایران و از جمله شمال غرب کشور در این بازه عمل می‌کند. چون تفکیک مکانی داده‌های جوی ۲/۵×۲/۵ درجه قوسی است، چهارچوب یادشده ابعادی برابر۵۳×۳۳ دارد و شامل ۱۷۴۹ یاخته‌ی مکانی است.

[۱۱] National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research

[۱۲] Climate Diagnostics Center. National Oceanographic & Atmospheric Administration.Government

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-04]

برای انجام تحقیق، در ابتدا، توزیع احتمال بارش برای هر یاخته برآورد و چندک مربوط به آن توزیع تخمین زده شد. برای نمونه، اگر بارش روزی خاص در یک یاخته (مثلاً، روز اول فروردین) از توزیع گاما تبعیت می کرد، در ابتدا، آستانه‌ی بارشی برای آن یاخته و در آن روز استخراج شد. این آستانه به پیشنهاد بکر و همکاران (۲۰۰۷)، درباره‌ی صدک ۹۰ توزیع فراوانی بارش هر یاخته در هر روز، و، نیز، بر حسب یکی از نمایه‌های پیشنهادی در پروژه‌ی قابلیت پیش‌بینی و تغییرپذیری اقلیم (CLIVAR) انتخاب شد. بنابراین، برای هر یاخته ۳۶۶ آستانه حاصل آمد. سپس تعداد روزهای توأم با بارش بیشتر یا مساوی صدک۹۰ از توزیع هر یاخته و برای هر روز محاسبه شد. بدین ترتیب، سطح زیر پوشش بارش سنگین برای هر روز به دست آمد. بر این اساس، بارش سنگین با سطح زیر پوشش مختلف به شرح جدول ۱ حاصل شد. دیده می‌شود که بیش‌ترین دفعات رخداد بارش‌های سنگین (۶۹۷۹ مورد) در مساحت خیلی کم (۰-۱۰ درصد از محدوده مورد بررسی) رخ داده است. از این تعداد ۶۲۳۰ مورد (حدود ۸۹/۳ درصد از رخدادها) در پهنه‌ی ۰-۵ درصد و ۷۴۹ مورد در پهنه‌ای به وسعت ۵-۱۰ درصد از کل مساحت شمال غرب ایران رخ داده است. شواهد آماری و همدید این بارش ها بررسی شد. سهم فراوانی از این بارش‌ها با رویدادهای همدید توجیه‌پذیر نبودند و به لحاظ آماری مشاهدات پرت نقطه‌ای به شمار می‌آمدند. این شواهد گویای نقش عوامل محلی در وقوع این رخدادها و، احتمالاً، خطاهای اندازه ناپذیر در مراحل میان‌یابی است. بنابراین، از این بارش‌ها در تحلیل صرف نظر شد.

جدول ۱. دفعات رخداد بارش های سنگین در گستره‌های مختلف شمال غرب ایران

درصد پهنه‌ی تحت تأثیر بارش فرین	۱۰-۰	۲۰-۱۰	۳۰-۲۰	۴۰-۳۰	۵۰-۴۰	۶۰-۵۰	۷۰-۶۰	۸۰-۷۰
دفعات تکرار	۶۹۷۹	۵۵۳	۲۱۰	۷۹	۲۹	۱۳	۸	۱

جدول ۱ نشان می‌دهد که تنها یک مورد ۱۴ آبان ۱۳۷۳ (۵ نوامبر۱۹۹۴) بارش در گستره‌ای به وسعت ۷۰-۸۰ درصد (حدود ۷۲/۲ درصد) در پهنه‌ی شمال غرب ایران رخ داده است. این بارش به منزله‌ی بارشی منحصر به فرد، که در اقلیم بارشی شمال غرب یگانه است، تحلیل نشد. همچنین، در هیچ یک از روزها، در پهنه‌ای بزرگ تر از ۸۰ درصد از مساحت شمال غرب، بارش برابر با یا بیش از صدک ۹۰ رخ نداده است.

شرح و تفسیر نتایج

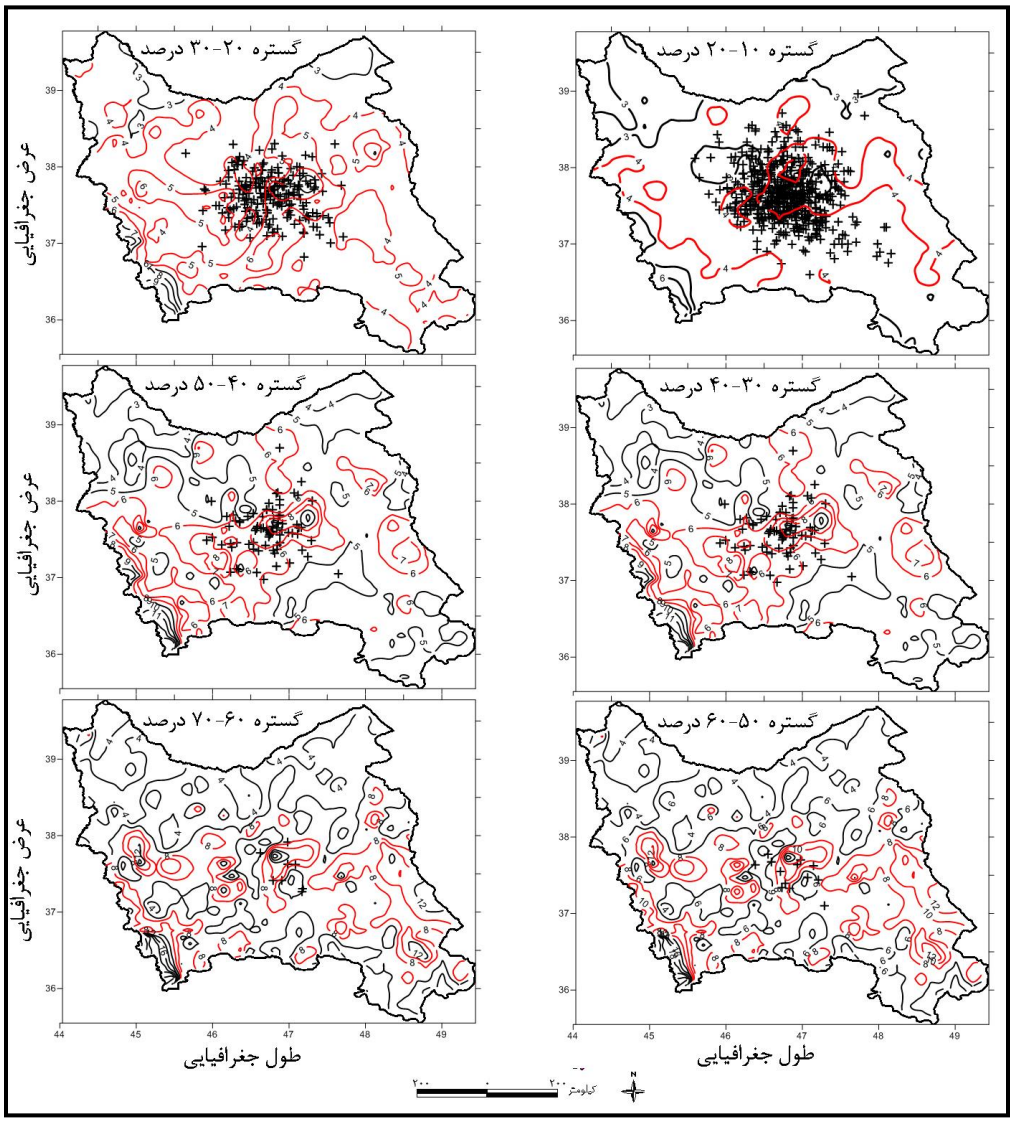
مشخصات مکانی بارش‌های سنگین

در جدول ۱ بارش سنگین برای گستره‌های مختلفِ زیر پوشش ارائه شده است. این گستره‌ها از ۱۰-۲۰ الی ۶۰-۷۰ درصد پهنه‌ی تحت تأثیرِ بارش سنگین را در بر می‌گیرد. برای هریک از حالت‌های شش‌گانه‌ی ارائه شده در جدول مذکور دو مشخصه به شرح زیر محاسبه شد:

الف) در ابتدا، نقشه‌ی میانگین برای هر حالت تهیه شد. مثلاً، برای بارش‌های سنگین با پوشش ۱۰-۲۰ درصد مساحت شمال غرب ایران، از ۵۵۳ نقشه میانگین‌گیری شد. برای بقیه‌ی پهنه‌های تحت پوشش بارش‌های سنگین نیز این کار اجرا شد. مثالاً، برای متوسط بارش در ۲۰-۳۰ درصد پهنه‌ی تحت پوشش از ۲۱۰ نقشه میانگین‌گیری شد. این عملیات با استفاده از تکنیک جبر نقشه-ها صورت گرفت. بدین ترتیب، شش نقشه‌ی میانگین به دست آمد. در شکل ۲ نقشه‌های هم بارش مذکور ارائه شده است.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-04]

ب) گرانیگاه بارش مرکز هندسی هر یک از بارش‌ها به دست آمد. مثلاً، برای نقشه‌ی مربوط به بارش‌های سنگین با پوشش ۱۰-۲۰ درصد حدود ۵۵۳ مرکز بارندگی به دست آمد. برای بقیه‌ی بارش‌ها با پوشش پهنه‌ای مربوط نیز گرانیگاه بارش محاسبه شد. توزیع مکانی گرانیگاه هر یک از بارش‌ها تهیه و در نقشه‌های شکل ۲ با علامت (+) مشخص شده است.



شکل ۲. میانگین و گرانیگاه (+) بارش سنگین برای گستره‌های مختلف

موقعیت گرانیگاه‌های بارش نشان می‌دهد که با افزایش گستره‌ی پهنه‌های زیر پوشش بارش‌های سنگین، تمرکز گرانیگاه بیشتر در مرکز پهنه، اطراف کوهستان سبلان ـ بزغوش، رخ می‌دهد. بنابراین، سامانه‌های باران‌زای فراگیر با استقرار مرکز خود در این نقطه ظهور می‌یابد، درحالی که کاهش گستره‌ی بارش‌ها موجب تغییراتِ مکانیِ افزون‌تر در گرانیگاه بارش می‌شود. اگرچه بیشینه-ی این تمرکز همچنان در اطراف کوهستان سبلان ـ بزغوش است، پراکنش تصادفی در تمامی جهات قابل مشاهده است. در مرکز ثقل بارش، تغییرات، هرچند کوچک، می‌تواند توزیع مکانی بارش را به مقدار فراوانی تغییر دهد.

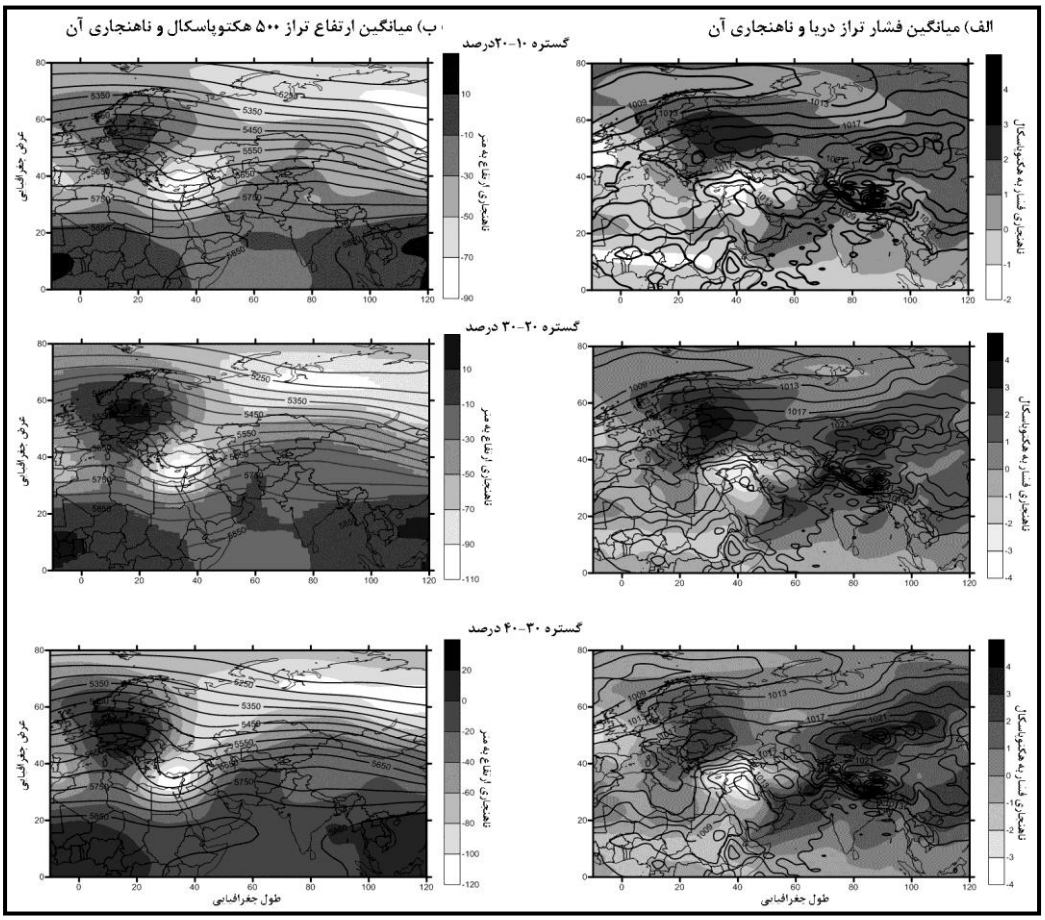
[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-04]

از آن جا که محل رخداد بارش‌ها بسیار پراکنده است، ممکن است برای نمونه، در بارشی یاخته‌ای بارش فراوان و یاخته‌ی دیگر هیچ بارشی دریافت نکند و در بارشی دیگر عکس این حالت رخ دهد. تکرار این وضعیت در چند بارشِ سنگینِ دیگر نیز محتمل است. از این رو، میانگین حاصل از چند بارشِ سنگین برای هر یاخته، مقدار بسیار کوچک‌تر از آستانه‌ی تعریف شده به دست خواهد داد. بنابراین، میانگین کوچک‌تر از آستانه دلیل دیگری بر تغییرات مکانی رخداد مرکز بارش سنگین در شمال غرب ایران است. با این وصف، بیش‌ترین مقادیر و نیز بیش‌ترین شیب تغییرات مکانی در همه‌ی نقشه‌ها منتهی‌الیه جنوب غربی (بخش‌های پرباران) پهنه‌ی مورد بررسی است.

الگوهای گردشی توأم با بارش سنگین

الف) متوسط و ناهنجاری الگوهای تراز دریا

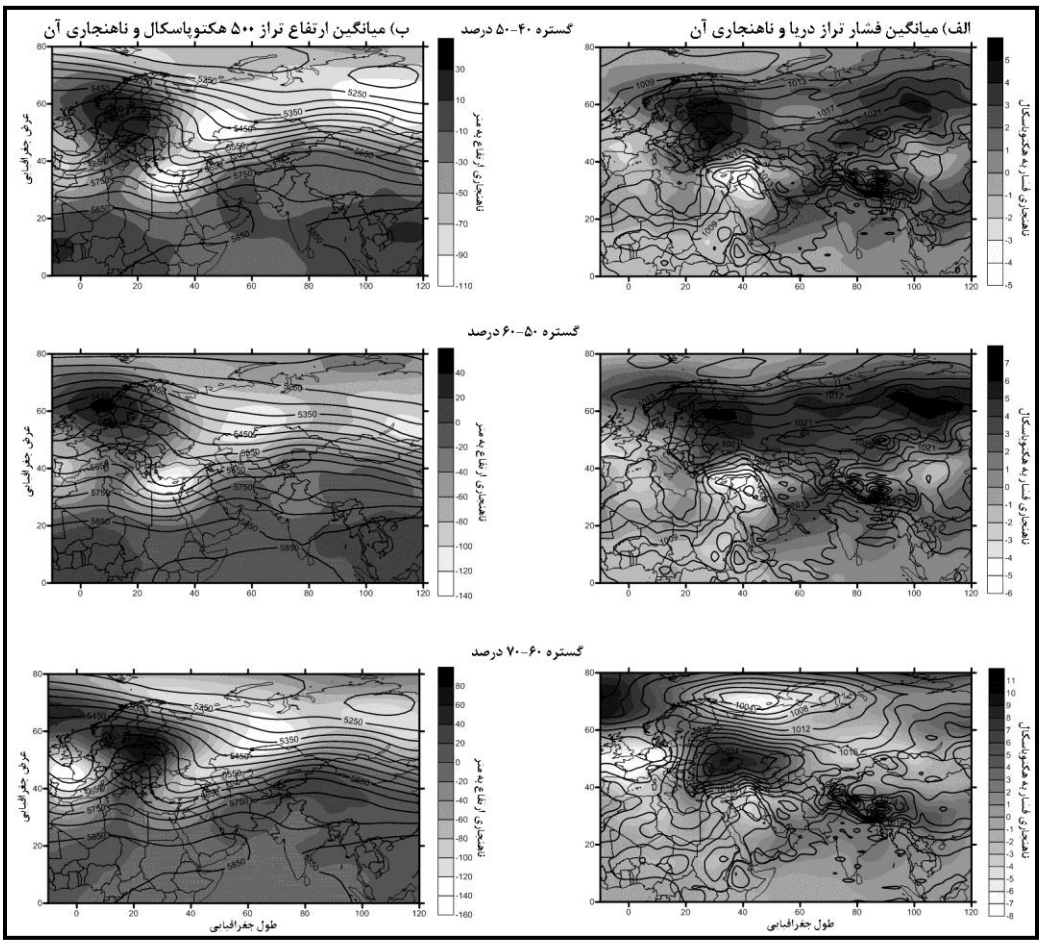
نقشه‌های ارائه شده در شکل ۳ متوسط الگوهای فشار تراز دریا (الف در سمت راست) و ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (ب در سمت چپ) را نشان می‌دهد. در هریک از این نقشه‌ها زمینه با طیفی از رنگ روشن ـ تیره دیده می‌شود که گویای ناهنجاری میزان متوسط ارائه شده در نقشه‌ها با میانگین بلند مدت است. برخی ویژگی‌های قابل مشاهده در این نقشه‌ها را می توان به شرح زیر یاد کرد:



شکل۳. متوسط الگوهای فشار تراز دریا (الف)، ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (ب) و ناهنجاری آن ها

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-04]

حضور پرفشار سیبری با موقعیتِ مرکز آن در مختصات تقریبی۵۰ درجه‌ی شمالی و ۹۰ درجه‌ی شرقی و با زبانه‌ی شرقی ـ غربی و نیز ناهنجاری مثبت در محدوده‌ی ظهور آن چشمگیر است. با افزایش گستره‌ی این پرفشار، موقعیت مرکز آن به عرض‌های جنوبی‌تر جابه جا شده و ناهنجاری‌های مثبت نیز به آن نواحی منتقل می‌کند. به طوری که بیشینه‌ی ناهنجاری‌ها را می‌توان در شمال شرقی شبه جزیره‌ی هند دید. کشیدگی زبانه‌ی پرفشار سیبری به سمت اروپا، چنان که گفته شد، موجب ظهور زبانه‌ی پر فشار به سمت اروپا و ناهنجاری کمابیش قوی و مثبت در این ناحیه شده است. این ناهنجاری توأم با جابه جایی ناهنجاری مربوط به ناحیه استقرار سیبری در شمال شرق هند است. به طوری که به نظر می‌رسد، جابه جایی مذکور فاصله‌ی مرکز این دو ناهنجاری را ثابت نگه می‌دارد. در حالتی (گستره‌ی ۵۰-۶۰ درصد تحت پوشش بارش سنگین) دو مرکز ناهنجاری سیبری ـ اروپا در شمال اوراسیا امتداد یافته و باهم می‌آمیزند.



ادامه‌ی شکل۳. متوسط الگوهای فشار تراز دریا، الف) ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و ب) ناهنجاری آن‌ها

ظهور یک کم‌فشار در ناحیه‌ی دریای سرخ ـ عربستان و کشیدگی زبانه آن به مدیترانه شرقی، شامات و شمال عربستان و نیز امتداد آن تا شمال غربی و، در مواقعی، سرتاسر غرب ایران، ضمن این که موجب تکوین یک ناحیه با ناهنجاری منفی فشار شده است، در مجاورت پرفشار و ناهنجاری مثبت اروپایی موجب شکل‌گیری شیو شدید فشار شده است. توجه به مسیر حرکت جریان-های در یک پرفشار (ساعتگرد) و کم‌فشار (پادساعتگرد) می‌تواند نشان دهد که مراکز فشار در تراز دریا حامل رطوبت دریای خزر،

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-04]

مدیترانه و دریای سیاه به شمال غرب ایران است. با این وصف، تحلیل دقیق‌تر این قضیه را می‌توان به مطالعات پویشی (دینامیک) جو موکول کرد.

می توان حالتی خاص از توزیع فشار تراز دریا را در شرایطی دید که در گستره‌ی۶۰-۷۰ درصدی از شمال غرب با بارش سنگین همراه بوده است. در این شرایط، علاوه بر حاکمیت وضعیتی که برای شرایط مشترک در بالا بیان شد، ظهور و تقویت دو هسته‌ی فشار نیز (کم‌فشار ایسلند در شمال اروپا و پرفشار اروپایی در جنوب اروپا تا شمال دریای خزر) مهم است. این وضعیت شیو شدید فشار را در پی داشته است. بیشتر، در این حالت پهنه‌ی بررسی به انضمام ناحیه مدیترانه از معدود پهنه‌های روی نقشه است که ناهنجاری منفی را تجربه کرده و با پهنه‌های ناهنجار مثبت احاطه شده است.

ب)متوسط و ناهنجاری الگوهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، وجود یک فرود (ناوه) بر روی مدیترانه‌ی شرقی از ویژگی‌های مشترک در تمامی حالت‌هاست. در این هنگام شمال غرب ایران در جلوِ محور فرود مذکور قرار گرفته است. با افزایش پهنه‌ی زیر پوشش بارش سنگین، عمق فرود افزایش یافته و محور آن از حالت نسبتاً عمود (شمالی ـ جنوبی) به سمت حالت افقی (شرقی ـ غربی) و اریب میل می‌کند. حضور این ناوه موجب شکل‌گیری ناهنجاری منفی در ناحیه تحت تأثیر بوده است. در تمامی حالت‌ها، بلافاصله در غرب ناوه مورد بحث، پشته‌ای قرار می‌گیرد. این پشته، ضمن استقرار در سرتاسر اروپا، موجب شکل‌گیری مراکز ناهنجاری مثبت است. حضور این پشته، ضمن ریزش هوای سرد به داخل ناوه، شرایط برخورد هوای سرد شمال اروپا و هوای گرم‌ترِ مدیترانه شرقی را میسر می‌سازد. این امر امکان شکل‌گیری جبهه را مهیا می‌کند. تحلیل دقیق‌تر این شرایط در نوشتاری مفصل توصیه می‌شود.

پشتهٔ دیگری در نقشه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در شرق ایران قابل تشخیص است. به‌رغم حضور این پشته، در سرتاسر حالت‌ها، ناهنجاری ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال منفی بوده است. همچنین، پشته‌ی یاد شده حاصل پیشروی زبانه‌ی ارتفاع زیاد نواحی جنوبی است. با افزایش پهنه‌ی زیر پوششِ بارشِ سنگین، فاصله‌ی پشته‌ی مذکور از ایران زیاد و به سمت شرق جابه جا می شود. می‌توان دریافت که افزایش فاصله‌ی این پشته از ایران، موجب افزایش پهنه‌ی بارشی در شمال غرب بوده است.

شیو تغییرات ارتفاع از ویژگی‌های مشخص بر روی نقشه‌هاست. دیده می‌شود که تغییر این شیو و نیز تشدید آن موجب افزایش پهنه‌ی زیر پوشش بارش سنگین بوده است.

از ویژگی های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ظهور و حضور ناهنجاری‌های مثبت و منفی در مقابل هم و تکوین شرایطی متناقض در تقابل با هم است. ناهنجاری منفی در سرتاسر شمال آسیا و در امتداد ناوه‌ی شرق مدیترانه است. این ناحیه با ناهنجاری مثبت احاطه شده است. شدیدترین ناهنجاری مثبت در ارتفاع این تراز، در اروپا و ناحیه‌ی تکوین پرارتفاع اروپایی رخ می‌دهد. آفریقا و جنوب غرب و جنوب آسیا نیز با ناهنجاری مثبت همراه است. می‌توان دید که با افزایش گستره‌های زیر پوشش بارش سنگین، ناهنجاری های مثبت در ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال وسعت بیشتری پیدا می‌کند.

نتیجه‌گیری

متوسط بارش‌های سنگینِ مؤثر برگستره‌های ۱۰-۲۰ الی ۶۰-۷۰ درصد از توزیع عوامل مکانی (نظیر ارتفاع، طول و عرض جغرافیایی) پیروی نمی‌کند. این ویژگی با افزایشِ گستره‌ی تحت تأثیر بارش‌های سنگین نمایان‌تر می‌شود. وضعیت مذکور گواه بر

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-04]

تصادفی بودن توزیع مکانی بارش‌های سنگین است. این ویژگی از پراکنش مکانی مرکز ثقل بارش نیز استنباط‌پذیر است. بررسی‌ها نشان داد که اگرچه مرکز ثقل بارش‌ها عمدتاً در مرکز پهنه قرار گرفته است، جابه جایی، هر چند کوچک، تفاوت های مکانی فراوانی در بارش ایجاد می‌کند.

برای تبیین نحوه‌ی ارتباط بارش‌های سنگین با ویژگی‌ها و مؤلفه ها جوی، درک نظام‌ها و سازوکارهای اقلیمی آن‌ها، ساختار گردشی جو در تراز دریا و تراز۵۰۰ هکتوپاسکال بررسی شد. یافته‌های تحقیق نشان داد که موقعیت گردشی در قطب و نیز شکل-گیری ناوه‌ی حاصل در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر فراز دریای مدیترانه باعث ریزش هوای سرد عرض‌های بالا به سوی عرض‌های پایین‌تر می‌شود و سبب انتقال و جابه جایی محور پرفشار جنب حاره به عرض‌های جنوب‌تر می‌گردد. توضیح این که، در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال وجود یک فرود (ناوه) بر روی مدیترانه‌ی شرقی از ویژگی‌های مشترک در تمامی حالت‌ها است. در این هنگام، شمال غرب ایران در جلوِ محور فرود مذکور قرار می‌گیرد. با افزایش پهنه‌ی زیر پوشش بارش سنگین، عمق فرود افزایش می‌یابد و محور آن از حالت نسبتاً عمود (شمالی ـ جنوبی) به سمت حالت افقی (شرقی - غربی) و اریب میل می‌کند. حضور این ناوه موجب شکل-گیری ناهنجاری منفی در ناحیه استقرار بوده است. در تمامی حالت‌ها، پشته‌ای در غرب و شرق ناوه‌ی مورد بحث قرار گرفته است.

این دو پشته دو نقش متفاوت داشته‌اند. پشتهٔ غربی تأمین کننده شرایط تضاد و ناهمگونی حرارتی و، به تبع، آن تکوین جبهه-هایی شده است. اما، جایگاه پشتهٔ شرقی در تعیین بزرگی گستره‌ی بارانی مهم است.

تقویت جریان صعودی در ترازهای تحتانی جو به ارتفاع بالاتر صعود رطوبت و بارش را فراهم می‌آورد. این شرایط حاصل مجاورت مراکز فشار متباین در پهنه‌ی جوی مؤثر بر اقلیم است. برای مثال، حضور پرفشار سیبری با زبانه‌ی شرقی ـ غربی و نیز کشیدگی زبانه‌ی پرفشار سیبری به سمت اروپا و ناهنجاری کمابیش قوی و مثبت از یک طرف و ظهور کم‌فشاری در ناحیه‌ی دریای سرخ و کشیدگی زبانه‌ی آن به مدیترانه شرقی، شامات و شمال عربستان و نیز امتداد آن تا شمال غربی و، در بعضی مواقع، سرتاسر غرب ایران ضمن تکوین یک ناحیه‌ای با ناهنجاری منفی، موجب شکل‌گیری شیو شدید فشار شده است.

منابع

سازمان هواشناسی کشور. مشاهدات بارش ایستگاه‌های همدید، اقلیم‌شناسی و باران سنجی شمال غرب ایران طی دوره‌ی ۱۹۵۱-۲۰۰۷.

فتاحی، ابراهیم؛ تهمینه صالحی. ۱۳۸۸. تحلیل الگوهای سینوپتیکی یخبندان‌های زمستانه‌ی ایران. *جغرافیا و توسعه*. **۱۳**. ص ۱۳۶ـ۱۲۷.

مرادی، حمیدرضا. ۱۳۸۰. بررسی سینوپتیک سیلاب ۲۱ آبان ماه سال ۱۳۷۵ نواحی مرکزی استان مازندران. *مجله رشد آموزش. جغرافیا*. **۵۶** . ص ۳۳ـ۴۱.

مفیدی، عباس؛ آذر زرین و غلامرضا جانباز قبادی. ۱۳۸۶. تعیین الگوی همدیدی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر. *مجله‌ی زمین و فضا*. **۳**. ص ۱۵۴ – ۱۳۱.

مسعودیان، سید ابوالفضل. ۱۳۸۷. شناسایی شرایط همدید همراه با بارش‌های ابرسنگین ایران. سومین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران. دانشگاه تبریز ۲۳ الی ۲۵ مهرماه ۱۳۸۷.

وزارت نیرو. مشاهدات بارش ایستگاه‌های باران سنجی شمال غرب ایران طی دوره ۱۹۵۱-۲۰۰۷.

محمدی، بختیار و سید ابوالفضل مسعودیان. ۱۳۸۶. ارتباط تیپ های همدید هوای ایستگاه سنندج با الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال. *مجله‌ی جغرافیا و توسعه*. **۹**. ۳۹-۵۶.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-04]

یارنال، برنت. ۱۳۸۵. *اقلیم شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی*. ترجمه‌ی سید ابوالفضل مسعودیان، چاپ اول. انتشارات دانشگاه اصفهان.

Becker, S., H. Hartmann, Q. Zhsng, Y. Wu and T. Tiang. ۲۰۰۷. Cyclicity analysis of Precipitation regimes in the Yangtze River Basin. China. *International Journal of Climatology*, **۵**, ۵۷۹-۵۸۸

Hatzaki, M. H., A. Flocas, C. Oikonomou and C. Giannakopoulos. ۲۰۰۱. Future changes in the relationship of precipitation intensity in Eastern Mediterranean with large scale circulation. *Advances in Geosciences*, **۲۳.** ۳۱–۳۶.

Hellstrom,C. ۲۰۰۵. Atmospheric conditions during extreme and non-extreme precipitation events in Sweden. *International Journal of Climatology*, **۲۵**. ۶۳۱-۶۴۸

IPCC. ۲۰۰۱. *Climate Change: The Scienti_c Basis Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdo.

IPCC. ۲۰۰۷. *Climate Change: The Scienti_c Basis Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.

Karl, T. R, R.W. Knight, D.R. Easterling and R.G. Quayle. ۱۹۹۶. Indices of climate change for the United States. *Bulletin of American Meteorological Society*, **۷۷**, ۲۷۹–۲۹۲

Mätlik, O. and P. Post. ۲۰۰۸. Synoptic weather types that have caused heavy precipitation in Estonia in the period ۱۹۶۱–۲۰۰۵. *Estonian Journal of Engineering*, **۱۴**, ۱۹۵–۲۰۸.

Mekis, E. and W.D. Hogg. ۱۹۹۹. Rehabilitation and analysis of Canadian daily precipitation time series. Atmosphere –Ocean, **۳۷**, ۵۳-۸۵.

Mizrahi, F. ۲۰۰۰. Heavy daily Precipitation distribution in east–central France and west European meteorological patterns. *Theoretical &Applied Climatology*, **۶۶**, ۱۹۹-۲۱۰.

Mooly, D. A. and B. Parthasarathy. ۱۹۸۴. Fluctuation in All- INDIA Summer Monsoon Rainfall during ۱۸۷۱-۱۹۸۸. *Climatic change*, **۶**, ۲۸۷-۳۰۱

Pavan,V., R. Tomozeiu, C. Cacciamani and M. Di Lorenzo. ۲۰۰۸. Daily precipitation observations over Emilia-Romagna: mean values and extremes. *Intentional Journal of Climatology*, **۲۸**, ۲۰۶۵-۲۰۷۹

Rahimzadeh, F., A. Asgari and E. Fattahi. ۲۰۰۹. Variability of extreme temperature and precipitation in Iran during recent decades. *Intentional Journal of Climatology*, **۲۹,** ۳۲۹-۳۴۳

Seibert, P. Frank and H. Formayer. ۲۰۰۷. Synoptic and regional patterns of heavy precipitation in Austria, *Theoretical and Applied Climatology*, **۸۷,** ۱۳۹-۱۵۳.

Wang, Bin, H. Ding-Qing and J. Tong-Ghap. ۲۰۰۶. Trends in Seoul (۱۷۷۸-۲۰۰۴) summer precipitation.Geophysical Research Letters.**۳۳,** ۱-۵

- <www.esrl.noaa.gov>

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-11-04]