

بررسی همزمانی رخداد پرفشار دریای سیاه و بارش روزانه در ایران زمین

چکیده

در این نوشتار، برای بررسی همزمانی پرفشار دریای سیاه و رخداد بارش روزانه در ایران زمین از یک سو، داده‌های فشار تراز دریا در بازکای دوم از پایگاه داده‌های جوی مرکز پیش‌بینی‌های محیطی NCEP/DOE استخراج شده است. تفکیک زمانی این داده‌ها، روزانه و تفکیک مکانی آن، $2/5 \times 2/5$ درجه قوسی است. چارچوب‌پوش مورد بررسی، مناطق بین ۲۰ تا ۷۰ درجه طول شرقی و ۲۰ تا ۷۰ درجه عرض شمالی را دربرمی‌گیرد و شامل ۴۴۱ یاخته است. از سویی دیگر، از داده‌های بارش روزانه ۲۳۵ ایستگاه همدید در ایران استفاده شده است. بازه زمانی مورد بررسی، ۴۵ ساله (۱۳۳۹/۱۰/۱۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ خورشیدی) است که تشکیل آرایه‌ای به ابعاد 235×441 داده است. سطرها، نماینده روز و ستون‌ها، نماینده ایستگاه‌ها هستند. نتایج نشان داد که بیشترین همزمانی ماهانه رخداد بارش ایران زمین با سامانه پرفشار دریای سیاه در اسفندماه با ۶۶ درصد و کمترین میزان با ۳۰ درصد از آن مردادماه است. گستره مکانی این همزمانی در اسفندماه مناطقی از شرق، شمال‌شرق، شمال، شمال‌غرب و غرب ایران و تا حدودی نیز جنوب‌غرب ایران را به صورت هسته‌هایی متراکم در برمی‌گیرد، لیکن در تیرماه فقط کرانه‌های جنوبی دریای خزر شاهد رخداد بارش همزمان با پیدایش، گسترش یا تقویت سامانه پرفشار دریای سیاه است. همچنین، بیشترین همزمانی فصلی از آن فصل زمستان با ۶۰ درصد است و فصل تابستان با ۳۸ درصد پایین‌ترین میزان همزمانی را دارند. به طور کلی، بیش از ۵۰ درصد بارش ایران همزمان با رخداد سامانه پرفشار دریای سیاه رخ می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: پرفشار دریای سیاه، بارش روزانه، ایران زمین

مقدمه

موقعیت ویژه جغرافیایی ایران سبب شده است که در طول سال از اثرهای آب و هوایی سرزمین‌های بزرگی، همچون: سبیری و دریای سیاه در شمال، دریای مدیترانه در غرب، بیابان‌های آفریقا و عربستان در جنوب‌غربی و دریای عرب و سرزمین‌های هندوستان در شرق بهره‌مند گردد. هر کدام از این همسایگان در دوره معینی از سال، آب و هوای ایران را تحت تأثیر خود قرار می‌دهند (علیجانی، ۱۳۸۱: ۴۱). چنین وضعی اقتضا می‌کند تا ابعاد مختلف عناصر آب و هوایی در کشور و عوامل و پدیده‌هایی که شدت و ضعف این عناصر را کنترل می‌کنند، به خوبی شناسایی شوند و

اقداماتی شایسته برای سازگاری و استفاده بهینه از شرایط پیش آمده به عمل آید؛ به ویژه آن که در سال‌های اخیر، وردش‌های مکانی - زمانی در سامانه‌های کلان مقیاس جوی، به تغییر الگوهای جوی و پدید آمدن ناهنجاری‌های اقلیمی در اغلب نقاط جهان منجر شده است (بابائیان، ۱۳۸۰: ۲۴)؛ به ویژه، وقوع مخاطرات محیطی همچون وردایی شدید بارش و به تبع آن، خشکسالی‌ها یا ترسالی‌های شدید، مشخصه ذاتی اقلیم ایران است و ابعاد مختلف برنامه‌ریزی‌های توسعه‌ای کشور را دچار رکود نموده و بحران‌های گسترده‌ای را به لحاظ اجتماعی، اقتصادی و زیست-محیطی ایجاد می‌کند (علیچانی و هوشیار، ۱۳۸۷: ۲). این در حالی است که توجه به وردایی بارش و دما در کشور کم‌آب و گرمی مانند ایران، که منابع آبی آن متکی به بارش بوده، با تقاضای روزافزون جمعیت رو به رشد همراه است، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است (عساکره و رزمی، ۱۳۹۰: ۱۳۸). این نکته را نباید از یاد برد که برای بررسی وضعیت اقلیمی یک منطقه نباید از اثر سامانه‌های حاکم بر منطقه که باعث دگرگونی اوضاع جوی می‌شوند، غافل شد؛ زیرا وردایی بارش در پاره‌ای از بخش‌های ایران و حتی جهان، تابع وردش‌های سامانه‌های همدید مقیاس مانند سامانه پرفشار دریای سیاه است که سامانه‌ای پوی (دینامیکی) در مقیاس منطقه‌ای است و از گردش عمومی جو تبعیت می‌کند و چون در ارتباط با گردش هواس، در ترازهای بالای وردیست در مقیاس زمانی روزانه تا سالانه عموماً در دوره سرد سال به وقوع می‌پیوندد (مفیدی و زرین، ۱۳۸۵، ۵۵). این وردش‌ها مستقیم یا غیرمستقیم، به دگرگونی زندگی انسان و فعالیت‌های انسانی مانند کشاورزی، راه و ترابری، هیدرولوژی، ژئومورفولوژی، مسائل زیست - محیطی و رویدادهای طبیعی منجر می‌شود که همگی به نحوی با زندگی انسان و سایر موجودات زنده در ارتباط هستند.

در حال حاضر، واکاوی بارش به مهمترین مبحث تحقیقاتی و گاهی چالش برانگیز در محافل علمی جهان تبدیل شده است و اندیشمندان زیادی در حوزه‌های مرتبط با آب و هواشناسی در این زمینه کوشش نموده‌اند؛ مانند پژوهش‌هایی که به طور گسترده در زمینه واکاوی وردش‌های زمانی - مکانی بارش و روند آن در مناطق مختلف جهان و ایران انجام شده است و در همه آن‌ها، بر اهمیت تغییر اقلیم جهانی؛ به ویژه در مورد عنصر آشوبمند بارش، تأکید شده است (کنکل^۱، ۲۰۰۳: ۲۹۱ در شمال آمریکا؛ هیدالگو و همکاران^۲، ۲۰۰۳: ۱۱۷ در والنسیای اسپانیا؛ هایلوک و همکاران^۳، ۲۰۰۵: ۱۴۹۰ در شمال آمریکا؛ سو و همکاران^۴، ۲۰۰۶: ۱۳۹ در یانگ تسه؛ بکر و همکاران^۵، ۲۰۰۶: ۴۳۵ در یانگ تسه؛ فیداس و همکاران^۶، ۲۰۰۷: ۱۵۵ در یونان؛ پاتانیکا و راجوان^۷، ۲۰۱۰: ۸۸ در هندوستان؛ کارپازوس و همکاران^۸، ۲۰۱۰: ۳۱ در یونان؛ غیور، ۱۳۷۴: ۵۶؛ بابایی فینی، ۱۳۸۲: ۲؛ خلیلی و بذرافشان، ۱۳۸۳: ۲۵؛ عساکره، ۱۳۸۴: ۹۱؛ امیدوار، ۱۳۸۵: ۹۳؛ کتیرایی و همکاران، ۱۳۸۶: ۶۷؛ رحیم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۰: ۹۷؛ محمدی، ۱۳۹۰: ۹۵؛ عساکره و رزمی، ۱۳۹۰: ۱۳۷ در ایران).

1 - Kunkel

2 - Hidalgo et al

3 - Haylock et al

4 - Su et al

5 - Becker et al

6 - Feida

7 - Pattanaika and Rajeevan

8 - Karpouzios

در پاره‌ای دیگر از مطالعات، به نقش و ارتباط بارش با الگوهای پیوند از دور^۱ و سیگنال‌های اقلیمی اشاره شده است؛ همانند پژوهش کوگلان^۲، ۲۰۰۲: ۲۱۳ در شبه قاره هند؛ بارلو و همکاران^۳، ۲۰۰۲: ۶۹۷ در خاورمیانه؛ پزو و همکاران^۴، ۲۰۰۵: ۱۷ در اروپا؛ خوش اخلاق، ۱۳۷۷: ۱۲۱؛ پایدار اردکانی، ۱۳۷۹: ۴؛ غیور و خسروی، ۱۳۸۰: ۱۴۳؛ قویدل رحیمی، ۱۳۸۳: ۴؛ فاتحی مرج و همکاران، ۱۳۸۵: ۴۵؛ یاراحمدی و عزیزی، ۱۳۸۶: ۱۷۴؛ ناظم السادات، ۱۳۸۷: ۲۵۲ در ایران.

نکته حائز اهمیت این است که اغلب محققان حوزه آب و هواشناسی به واکاوی ارتباط بارش با الگوهای همدید مقیاس جوی برای شناسایی همزمانی تغییرات محیط سطحی با جو^۵ بالا علاقه فراوان دارند، مانند واکاوی همدید بارش با سامانه پرفشار سبیری (تاکایا و ناکامورا^۶، ۲۰۰۵: ۴۴۲۳؛ براهماناندا و همکاران^۷، ۲۰۰۶: ۴۴۴۸؛ کاویانی و همکاران، ۱۳۸۶؛ شبانکاری، ۱۳۸۷: ۱؛ احمدی حجت و احمدی گیوی، ۱۳۹۱: ۱۰۷)، پرفشار آזור و پرفشار جنب حاره (کوان و همکاران^۸، ۲۰۰۲: ۸۲۱؛ زرین و همکاران، ۲۰۱۰: ۱۵۹؛ حلبیان، ۱۳۸۷: ۱؛ قائمی و همکاران، ۱۳۸۸: ۲۱۹؛ حلبیان و شبانکاری، ۱۳۸۹: ۴۸)، فرود دریای سرخ و سامانه موسمی (قائدی، ۱۳۹۱: ۱؛ سلیقه و صادقی، ۱۳۸۹: ۲۱)، سامانه‌های چرخندی و واچرخندی مهاجر (مرادی، ۱۳۸۱: ۶۱؛ اردکانی و همکاران، ۱۳۸۷: ۱۰۷). همچنین، می‌توان به ارتباط همدید بارش با سامانه‌های ادغامی و ترکیبی اشاره نمود (کریچاک و همکاران^۹، ۲۰۰۰: ۲۱۵ در شرق مدیترانه؛ لیتمن^۹، ۲۰۰۰: ۱۶۱ در حوضه مدیترانه؛ سانتوز و همکاران^{۱۰}، ۲۰۰۵: ۲۳ در پرتغال؛ توموزیو^{۱۱}، ۲۰۰۵: ۱۹۳ در رومانی؛ ماتلیک و پیاپوست^{۱۲}، ۲۰۰۸: ۱۹۵ در استونیا؛ کیدن و اسکیم^{۱۳}، ۲۰۰۸: ۲۷۹۱ در ویکتوریا؛ فرناندو و ایراسما^{۱۴}، ۲۰۱۰: ۲۱ در جنوب شرق برزیل؛ خوشحال دستجردی، ۱۳۷۶: ۱۴ در سواحل دریای خزر؛ جهانبخش و ذوالفقاری، ۱۳۸۰: ۲۳۴ در غرب ایران؛ سلیقه، ۱۳۸۰: ۱۲۴ در جنوب شرق ایران؛ لشکری، ۱۳۸۲ و ۱۳۸۴: ۱۶۹ در جنوب، جنوب غرب و جنوب شرق ایران؛ مفیدی، ۱۳۸۳ در خاورمیانه؛ کاویانی و همکاران، ۱۳۸۶ در حوضه مند؛ مسعودیان، ۱۳۸۷: ۱ در ایران؛ عزیزی و همکاران، ۱۳۸۸: ۱ در غرب ایران؛ حلبیان و شبانکاری، ۱۳۸۹: ۴۷ و محمدی و مسعودیان، ۱۳۸۹: ۴۷ در ایران).

اما در اغلب پژوهش‌های انجام شده در زمینه الگوهای فشار دریای سیاه، به طور مستقیم به خاستگاه پرفشار یا کم-فشار دریای سیاه اشاره نشده و گاهی از این سامانه به پرفشار اروپایی^{۱۵} تعبیر شده است (فتاحی و صالحی پاک، ۱۳۸۸:

1 - Tel connection

2 - Coghlan

3 - Barlow et al

4 - Pozo et al

5 - Takaya and Nakamura

6 - Brahmananda et al

7 - Qian et al

8 - Krichak et al

9 - Littmann

10 - Santos et al

11 - Tomozeiu

12 - Matlik and Piia Post

13 - Kiddin and skiem

14 - Fernanda and Iracema

15 - European High Pressure

۱۲۷؛ عساکره و همکاران، ۱۳۸۹: ۹۱ و نوری و ایلدرمی، ۱۳۹۱: ۱۲۱) یا پرفشار غرب دریای خزر (رضیئی و همکاران، ۱۳۸۵: ۱۲۱). عده‌ای دیگر از پژوهش‌ها مستقیماً از پرفشار یا کم‌فشار دریای سیاه نام می‌برند (تریگو و همکاران^۱، ۲۰۰۲: ۵۴۹؛ جهانبخش و ذوالفقاری، ۱۳۸۱: ۲۴۶؛ علیجانی و زاهدی، ۱۳۸۱: ۲۰۹؛ مرادی، ۱۳۸۵: ۱۰۹؛ خوشحال‌دستجردی و قانقرمه، ۱۳۸۸: ۱۳۲؛ مسعودیان، ۱۳۸۸: ۱؛ براتی و حیدری، ۱۳۸۹: ۶۵). در مورد ناهنجاری فشار و سامانه‌های کلان مقیاس اقلیمی در دریای سیاه و ارتباط آن‌ها با وردایی عناصر اقلیمی در سطح زمین، پژوهش‌های اندکی انجام پذیرفته و در اغلب پژوهش‌ها به نقش ادغامی سامانه‌های فشار در دریای سیاه با دیگر سامانه‌های جوی اشاره شده است که به علت رعایت ایجاز، به صورت خلاصه ذکر می‌شود. یونکاسلوویک و رادینوویک^۲ (۲۰۰۰: ۲۴۱)، قرارگیری چرخند با موقعیت مرکزی در مدیترانه شرقی و البته در سراسر (برفراز) سواحل شمال‌غربی دریای سیاه را، مسبب بارش بیشینه روزانه و میانگین ماهانه در بلغراد می‌داند. مفیدی (۱۳۷۹: ۱)، معتقد است که بیشترین همبستگی بین منطقه دریای سیاه به ویژه نیمه شرقی دریا با بارش ایران، در غرب تا شمال غرب کشور مشهودتر است. عربی (۱۳۷۹: ۱)، یکی از دلایل وقوع بارش‌های شدید و فراگیر ایران را، نفوذ سامانه پرفشار روی نیمه شمالی کشور و ریزش هوای خیلی سرد از عرض‌های شمالی و انتقال رطوبت دریاچه خزر و دریای سیاه توسط حرکت و اچرخندی بر روی این مناطق می‌داند. کریمی و فرج زاده (۱۳۹۰: ۱۰۹)، سهم دریای سیاه و خلیج فارس را در تأمین رطوبت بارش ایران در ترازهای پایین و در سپهر، کمتر از ۳ درصد می‌دانند. مرادی (۱۳۸۱: ۶۱ و ۱۳۸۵: ۱۰۹) نشان داد که شدیدترین بارش سواحل جنوبی دریای خزر مربوط به چرخندها و و اچرخندهای مهاجر است. همچنین رخداد بارش‌های شدید در شمال کشور با حاکمیت پشته بر روی دریای سیاه، شرق تا مرکز اروپا، شرق دریای مدیترانه و حضور ناوه عمیق در شرق دریای سیاه همراه بوده است. مسعودیان (۱۳۸۴: ۱)، در پژوهشی نشان داد که از هفده الگوی گردشی شناسایی شده در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، چهار الگوی فرود دریای سیاه، فرود غرب مدیترانه، فرود سوریه و فرود شرق مدیترانه، بیشترین ارتباط را با بارش‌های استان چهارمحال و بختیاری دارند. کاویانی و همکاران (۱۳۸۶: ۱)، بر این باورند که الگوی گردشی فرود دریای سیاه، فرود سوریه، الگوی فرود شرق مدیترانه و الگوی فرود غرب مدیترانه، مسبب بیش از ۹۵ درصد بارش حوضه مند هستند. حجازی‌زاده و فتاحی (۱۳۸۶: ۸۹)، هشت الگوی گردشی اصلی با عناوین کم فشار مدیترانه، کم فشار جنب قطبی، پرفشار شرقی، پرفشار شمالی، پرفشار اروپای شرقی، پرفشار سیبری، پرفشار مرکزی و تلفیق سامانه پرفشار سیبری با پرفشار اروپایی در فصل زمستان برای ایران شناسایی کردند. مسعودیان (۱۳۸۷: ۱)، نشان داد که استقرار یک پرفشار بر روی دریای سیاه و گسترش فرود خلیج فارس سبب می‌شود که دو سوم بارش‌های ابرسنگین یک‌روزه ایران در این شرایط رخ دهد. همچنین، شکل‌گیری فرود عراق و رخنه زبانه پرفشار سیبری - سیاه به درون ایران عمدتاً در کرانه‌های خزر موجب بارش می‌شود. براتی و حیدری (۱۳۸۹: ۶۱)، بر این باورند که سهم دریای سیاه در گسیل سامانه‌های بارش‌زا در غرب ایران در فصل پاییز، زمستان و بهار به ترتیب ۲۷/۷، ۱۳/۱ و ۲ درصد است.

هدف اصلی این پژوهش، واکاوی همزمانی رخداد بارش در ایران با پیدایش یا تقویت سامانه پرفشار دریای سیاه است. برای نیل به این هدف، منطقی است تا با شناخت سازوکار تکوین، تقویت و قانونمندی حاکم بر حرکت و

1 - Trigo et al

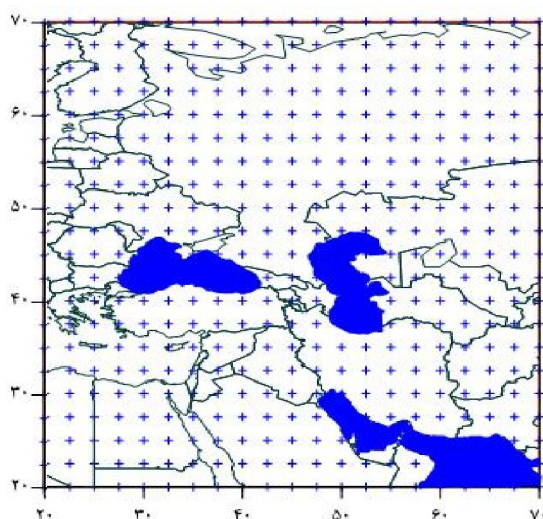
2 - Unkaslevic & Radinovic

گسترش این سامانه، از آثار مثبت آن سود جست و از نتایج زیانبار آن دوری کرده و یا آن را به حداقل رساند. البته، نباید فراموش کرد که اگرچه با شناخت رابطه دوسویه رخداد بارش با سامانه پرفشار دریای سیاه نمی‌توان از رویداد این پدیده‌ها پیش‌گیری نمود، لیکن واکاوی آن برای پیش‌آگاهی و پیش‌بینی رخداد آن در آینده و آمادگی رویارو شدن با این گونه رخدادهای اقلیمی، ارزشمند است.

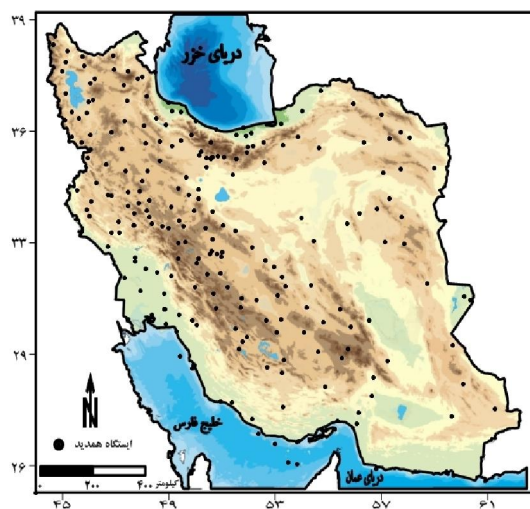
داده‌ها و روش پژوهش

– پهنه مورد بررسی

در پژوهش حاضر به منظور واکاوی همزمانی رخداد بارش ایران و سامانه پرفشار دریای سیاه، علاوه بر نیاز به داده‌های بارش در پهنه ایران (شکل ۱)^۱، به قلمروی گسترده‌تر از چارچوب ایران نیز نیاز است. علت انتخاب این چارچوب گسترده، آگاهی از موقعیت مکانی سامانه پرفشار دریای سیاه و چگونگی گسترش و اثرگذاری آن بر روی ایران است. این چهارچوب پوش، مناطق بین طول جغرافیایی ۲۰ تا ۷۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۲۰ تا ۷۰ درجه شمالی را شامل می‌شود. چون تفکیک مکانی داده‌های جوی (فشار تراز دریا) $2/5 \times 2/5$ درجه قوسی است، چارچوب پوش یادشده، ابعادی برابر 21×21 یاخته دارد و شامل ۴۴۱ یاخته است (شکل ۲).



شکل ۲) موقعیت پهنه مورد بررسی با ۴۴۱ یاخته



شکل ۱) پراکنش فضایی ایستگاه‌های همدید

– داده‌ها

در این پژوهش، از دو پایگاه داده استفاده شده است: اولین پایگاه، شامل داده‌های بارش روزانه ۲۳۵ ایستگاه همدید در بازه زمانی ۴۵ ساله (۱۳۳۹/۱۰/۱۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ خورشیدی معادل ۱۹۶۱/۰۱/۰۱ تا ۲۰۰۴/۱۲/۳۱ میلادی) برابر با ۱۶۰۷۱ روز است که تشکیل آرایه‌ای به ابعاد 16071×235 داده است. سطرها، نماینده روز و ستون‌ها، نماینده ایستگاه‌ها هستند. با توجه به این که ایستگاه‌ها دارای طول دوره آماری یکسانی نبودند و همچنین به علت عدم

پراکندگی یکنواخت ایستگاه‌ها در سطح کشور، با انجام میانمایی به روش کریجینگ بر روی داده‌های بارش روزانه ۲۳۵ ایستگاه، ایران به شبکه‌بندی منظمی به ابعاد ۸۲۳۰ یاخته (ابعاد هر یاخته ۱۴×۱۴ کیلومتر) تبدیل شد. شایان ذکر است که به منظور برآورد تغییرات مکانی- زمانی بارش در مناطق بین ایستگاهی، روش‌های متنوعی مورد توجه قرار گرفته است که برخی اندیشمندان در حوزه آب و هواشناسی، بهترین روش برای مقادیر بارش ایران زمین را، روش کریجینگ معرفی می‌کنند (رحیمی و مهدویان ۱۳۸۲: ۱؛ کاووسی و مشکانی، ۱۳۸۶: ۳۱). مبنای این پژوهش نیز، میانمایی کریجینگ روی نقشه‌ها به جای داده‌های ایستگاهی مد نظر است.

دومین پایگاه، شامل داده‌های فشار تراز دریا در باز کاوی دوم^۱ از پایگاه جوی مرکز پیش‌یابی اقلیم NCEP/DOE^۲ وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده آمریکا است که از تارنمای www.esrl.noaa.gov^۳ برای دوره ۱۹۶۱/۰۱/۰۱ تا ۲۰۰۴/۱۲/۳۱ استخراج شده است. تفکیک زمانی این داده‌ها، روزانه و تفکیک مکانی آن‌ها، ۲/۵×۲/۵ درجه قوسی است.

- روش‌شناسی

روش اجرای پژوهش حاضر، استفاده از تکنیک گردشی به محیطی^۴ است. در این رویکرد، داده‌های محیطی بر اساس الگوهای گردشی ارزیابی می‌شوند و محقق نخست الگوهای همدید را تشکیل داده و سپس رابطه آن را با محیط سطحی در یک منطقه بررسی می‌کند. این طبقه‌بندی نسبتاً کلی است و نوعاً نماینده همه گردش‌های جوی حاکم بر قلمرو مورد بررسی در تمام طول دوره آماری است. به عبارت دیگر، طبقه‌بندی داده‌های گردشی تقریباً مستقل از پاسخ محیطی، مورد بررسی است (یارنال، ۱۳۸۵: ۳ و علیجانی، ۱۳۸۱: ۲۰-۵). برای نیل به این هدف، ابتدا داده‌های فشار تراز دریا برای کل دوره آماری استخراج گردید و با استفاده از نرم افزار گرادس^۵ و اسکریپت‌نویسی در محیط آن، داده‌ها به نقشه تبدیل شدند. پس از ترسیم نقشه‌های فشار تراز دریا معادل همان تاریخ‌های داده‌های زمینی، نقشه‌هایی که دارای هسته‌های پرفشار مستقر بر روی دریای سیاه بودند، به عنوان نقشه‌های شاخص برای بررسی همزمان با بارش ایران شناسایی شدند. در مجموع ۲۷۷۳ روز شاخص استخراج شد. سپس با کمک نرم افزار مت‌لب^۶، میانگین بلندمدت بارش برای هر ایستگاه در پهنه مورد بررسی محاسبه گردید. آن گاه، به منظور واکاوی ارتباط پرفشار دریای سیاه با بارش روزانه در ایران زمین، از روش شکل توافقی بهره گرفته شد (شکل ۱). در روش شکل توافقی، آماره آزمون بدین صورت تعریف می‌شود (باتاچاریا و جانسون^۷، ۱۹۷۷؛ برگردان ابن شهر آشوب و میکائیلی، ۱۳۶۹: ۵۰۵):

$$\chi^2 = \sum \frac{(n_{ij} - E_{ij})^2}{E_{ij}}, \quad E_{ij} = \frac{n_{i0} n_{0j}}{n} \quad (1)$$

1 - Reanalysis II

2 - National Centers for Environmental Prediction (NCEP).

3 - NOAA Earth System Research Laboratory (ESRL)

4 - Circulation to Environmental Technic

5 - GRADS

6 - MATLAB

7 - Battacharyya & Johnson

در این رابطه؛ χ^2 : آماره کای دو؛ n_{ij} : فراوانی مشاهده شده روی سطر i ام و ستون j ام؛ E_{ij} : فراوانی مورد انتظار تحت فرض صفر (استقلال) روی سطر i ام و ستون j ام.

درجه آزادی برای آماره χ^2 در یک شکل توافقی $r \times c$ (تعداد ستون ها $\times$ تعداد سطر ها) برابر است با:

$$d.f = (r-1)(c-1) \quad (2)$$

دنباله بالایی توزیع χ^2 با $d.f = (r-1)(c-1)$ به عنوان ناحیه رد به کار می رود. در روش شکل توافقی، هرگاه χ^2 مشاهده شده (حاصل از محاسبات بالا) بزرگتر از مقدار χ^2 شکل $(\chi^2 \alpha)$ باشد، فرض صفر در سطح معنادار بودن α رد می شود. در عین حال، چنانچه χ^2 مشاهده شده، کوچکتر از مقدار χ^2 شکل $(\chi^2 \alpha)$ باشد، فرض صفر در سطح معنادار بودن α رد نمی شود.

جدول ۱) شکل توافقی رخداد بارش و سامانه پرفشار دریای سیاه

	رخداد سامانه پرفشار دریای سیاه	رخداد سامانه پرفشار دریای سیاه
رخداد بارش	n_{11}	n_{12}
رخداد بارش	n_{21}	n_{22}

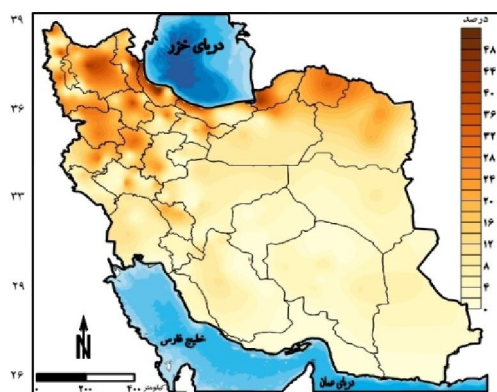
در ادامه با استفاده از روش کریگینگ^۱، درصد همزمانی رخداد در پهنه مورد بررسی روی یاخته های 14×14 کیلومتر درونیابی گردید. بدین ترتیب، آرایه جدیدی به ابعاد 365×235 به دست آمد. این ماتریس، اساس دآوری های ما در قلمرو مورد بررسی قرار گرفت. در نهایت، نقشه های درصد همزمانی رخداد بارش ایران با سامانه پرفشار دریای سیاه به صورت ماهانه، فصلی و سالانه برای هر یک از روزهای تقویم خورشیدی در نرم افزار سرفر^۲ ترسیم گردید.

یافته های پژوهش

- گستره ماهانه همزمانی رخداد بارش ایران و سامانه پرفشار دریای سیاه

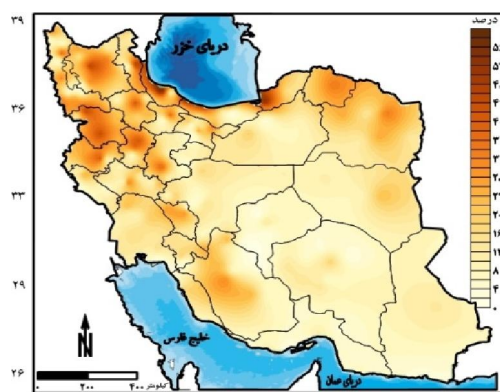
همان گونه که در شکل های ۳ تا ۱۴ مشاهده می شود، بالاترین درصد همزمانی رخداد بارش در ایران و پیدایش پرفشار دریای سیاه، مربوط به سه ماه زمستان است که در این بین، اسفندماه با ۶۶ درصد، رتبه نخست را از آن خود نموده است. البته، دی ماه و بهمن ماه نیز پس از ماه های آذرماه و فروردین ماه در رتبه های ۴ و ۵ قرار می گیرند. کمربند شرق، شمال و غرب ایران، بیشترین میزان همزمانی رخداد را دارد که به صورت هسته هایی پراکنده ولی با شدت بالا، در این مناطق متمرکز شده است. با دور شدن از ماه های سرد سال، به تدریج از گسترش کمربند فوق از سمت شرق و غرب کشور کاسته شده و به شمال و شمال غرب کشور عقب نشینی می کند. همچنین، پایین ترین میزان ارتباط بین این دو رخداد جوی و سطحی، مربوط به مردادماه با ۳۰ درصد است و پس از آن، تیرماه با ۳۴ درصد در رتبه دوم قرار می گیرد. در این ماه ها، فقط بارش در سواحل جنوبی دریای خزر تحت تأثیر سامانه پرفشار دریای سیاه است و در دیگر مناطق

ایران، یا بارشی رخ نمی‌دهد و یا اینکه مستقیماً تحت تأثیر این سامانه است. این دلیل مؤیدی بر این مطلب است که البته نباید به خاستگاه این سامانه در دریای سیاه و شدت و گسترش آن در دوره سرد سال غافل شد.



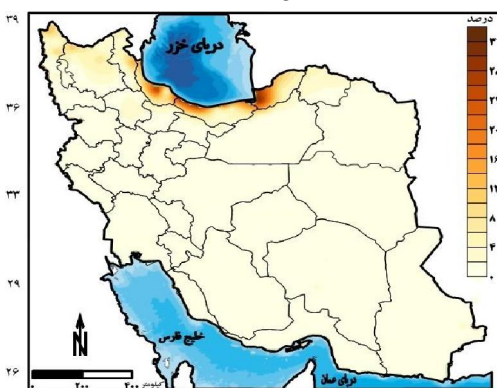
شکل ۴) درصد همزمانی رخداد پرفشار دریای سیاه

و بارش اردیبهشت ماه



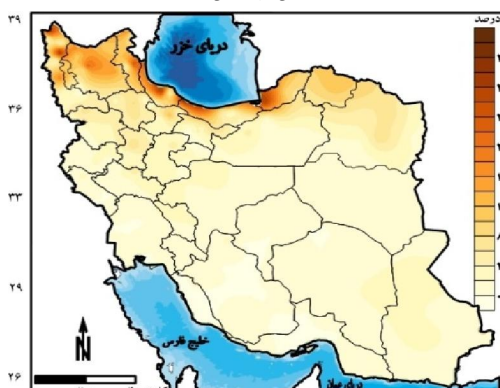
شکل ۳) درصد همزمانی رخداد پرفشار دریای سیاه

و بارش فروردین ماه



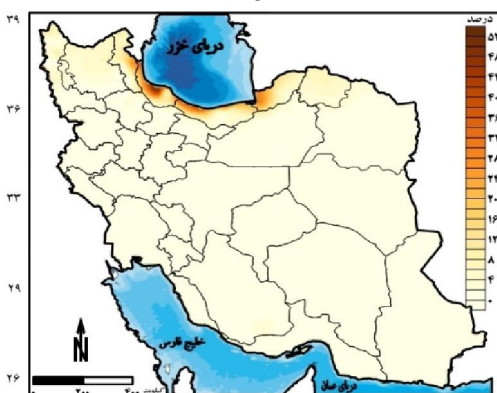
شکل ۶) درصد همزمانی رخداد پرفشار دریای سیاه

و بارش تیرماه



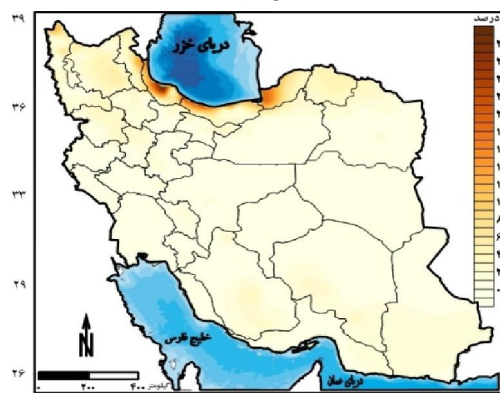
شکل ۵) درصد همزمانی رخداد پرفشار دریای سیاه

و بارش خردادماه



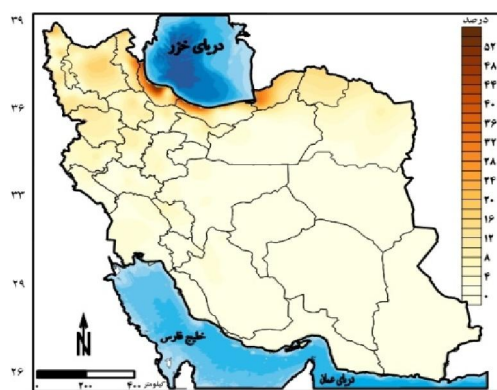
شکل ۸) درصد همزمانی رخداد پرفشار دریای سیاه

و بارش شهریورماه

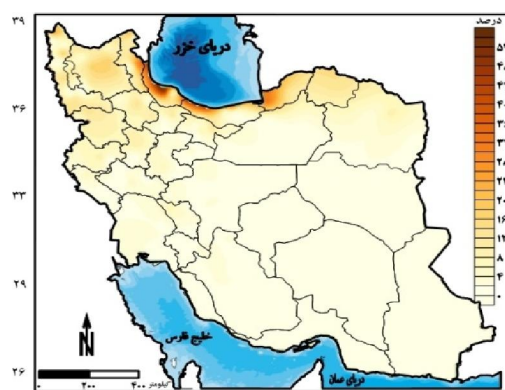


شکل ۷) درصد همزمانی رخداد پرفشار دریای سیاه

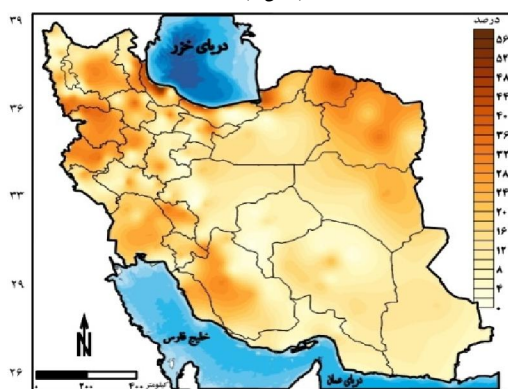
و بارش مردادماه



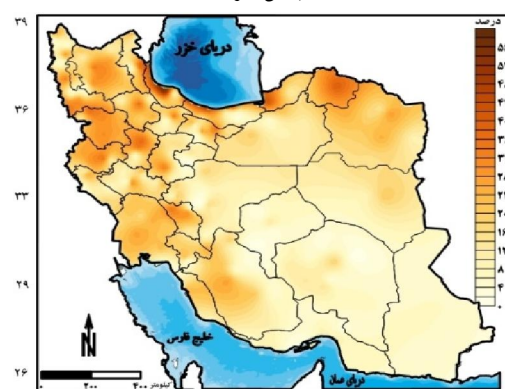
شکل ۱۰) درصد همزمانی رخداد پرفشار دریای سیاه و بارش آبان ماه



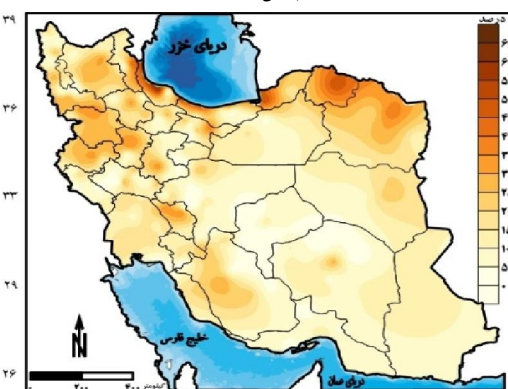
شکل ۹) درصد همزمانی رخداد پرفشار دریای سیاه و بارش مهر ماه



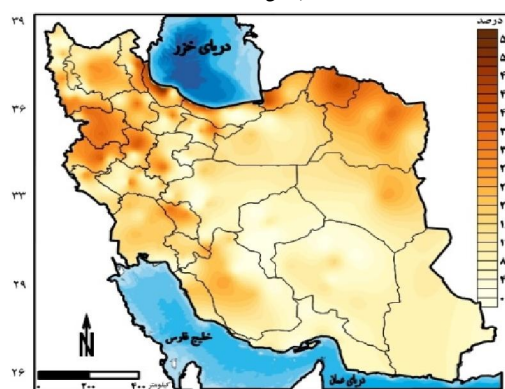
شکل ۱۲) درصد همزمانی رخداد پرفشار دریای سیاه و بارش دی ماه



شکل ۱۱) درصد همزمانی رخداد پرفشار دریای سیاه و بارش آذر ماه



شکل ۱۴) درصد همزمانی رخداد پرفشار دریای سیاه و بارش اسفند ماه

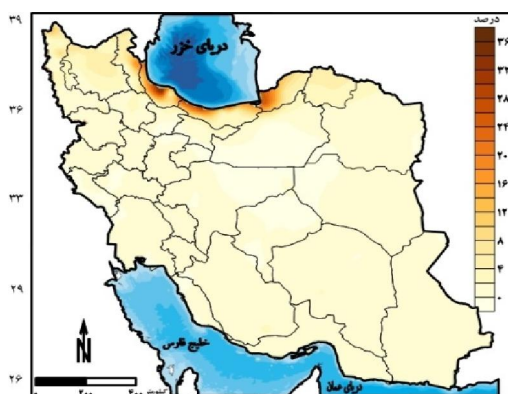


شکل ۱۳) درصد همزمانی رخداد پرفشار دریای سیاه و بارش بهمن ماه

گستره فصلی همزمانی رخداد بارش ایران و سامانه پرفشار دریای سیاه

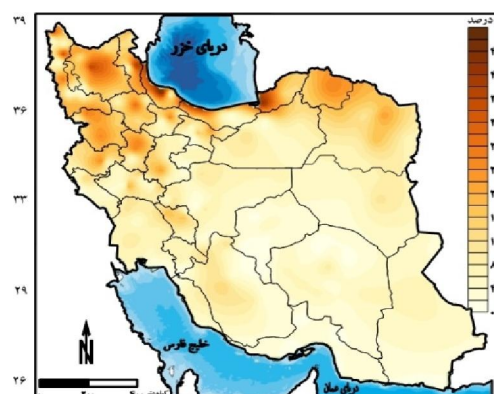
نتایج حاصل از ترسیم نقشه‌های فصلی (شکل ۱۴ تا ۱۸) گویای این است که بالاترین میزان ارتباط بارش ایران و سامانه پرفشار دریای سیاه، مربوط به فصل زمستان با ۶۰ درصد است که اغلب مناطق ایران را در بر می‌گیرد، اما بیشترین گستره مکانی آن باز هم در شمال شرق، شمال و شمال غرب ایران قابل مشاهده است. از سویی دیگر، پایین‌ترین میزان همزمانی با ۳۸ درصد از آن فصل تابستان است. در این فصل، فقط بارش‌های کرانه‌های جنوبی دریای خزر بیشترین

ارتباط را با سامانه پرفشار دریای سیاه دارند و بارش در دیگر نقاط کشور هیچ گونه ارتباط دوسویه یا همزمان با رخداد این سامانه ندارد.

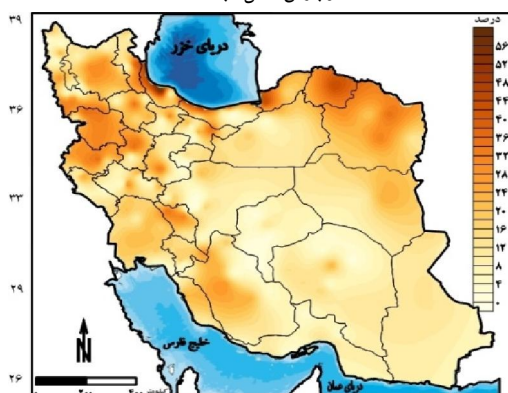


شکل ۱۶، درصد همزمانی رخداد پرفشار دریای سیاه

و بارش فصل تابستان

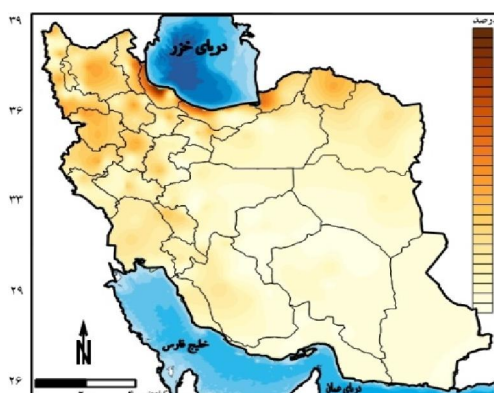


شکل ۱۵، درصد همزمانی رخداد پرفشار دریای سیاه و بارش فصل بهار



شکل ۱۸، درصد همزمانی رخداد پرفشار دریای سیاه

و بارش فصل زمستان



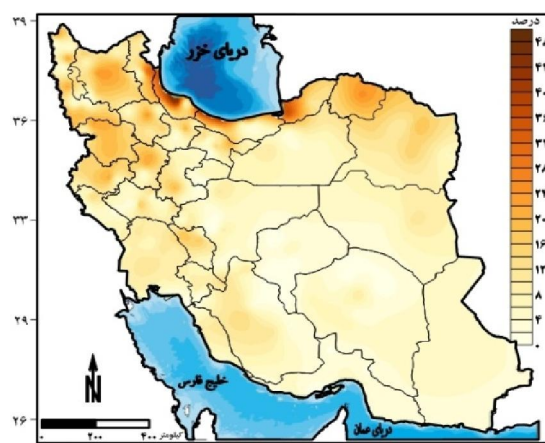
شکل ۱۷، درصد همزمانی رخداد پرفشار دریای سیاه

و بارش فصل پاییز

گستره سالانه همزمانی رخداد بارش ایران و سامانه پرفشار دریای سیاه

نقشه سالانه درصد همزمانی رخداد بارش ایران و سامانه پرفشار دریای سیاه نشان می‌دهد که بارش در مناطق داخلی ایران که توسط ارتفاعات زاگرس در غرب، البرز در شمال و زون آلاداغ-بینالود در شمال شرق ایران محصور شده است عموماً ارتباط بسیار ضعیفی با رخداد سامانه پرفشار دریای سیاه دارد (شکل ۱۹)؛ اما از سویی دیگر می‌توان این گونه نتیجه گرفت که در دیگر قسمت‌های ایران، نزدیک به ۵۰ درصد بارش ایران زمانی اتفاق می‌افتد که گستره مکانی پرفشار دریای سیاه نیز افزایش یافته و همزمان با پیشروی به سمت ایران، رخداد بارش در کشور نیز تقویت شده است. این میزان ارتباط و همزمانی برای سامانه‌ای که اثر آن در تغییرات بارش ایران رقم بسیار بالایی است، جای بسی کنکاش و بررسی دارد و نباید در پژوهش‌های وابسته به تغییر اقلیم ناشی از تغییر سامانه‌های کلان مقیاس اقلیمی و اثر آن بر عناصر سطحی، نادیده گرفته شود؛ چرا که این مهم، نمایانگر ارتباط درخور توجهی بین رخداد پدیده‌های سطحی مانند بارش در ایران

زمین با پیدایش یا تقویت سامانه‌ای اقلیمی در دریای سیاه است که لزوم توجه هر چه بنیادی‌تر و پیشرفته‌تر اندیشمندان و صاحب‌نظران امر در مطالعات آینده دانش آب و هواشناختی را می‌طلبد.



شکل ۱۹) درصد سالانه همزمانی رخداد پرفشار دریای سیاه

و بارش ایران زمین

نتیجه‌گیری

نتایج این پژوهش نشان داد که بخش‌های شمالی سلسله جبال البرز؛ به ویژه کرانه‌های جنوبی دریای خزر، مناطق شمال‌غربی در گره‌گاه کوهستانی آذربایجان و قسمت‌های غربی کمربند ناهموار زاگرس، همزمانی بسیار بالایی با نفوذ یا گسترش سامانه پرفشار دریای سیاه بر روی ایران دارند. عموماً بیشترین همزمانی ماهانه رخداد بارش ایران زمین و سامانه پرفشار دریای سیاه در اسفندماه با ۶۶ درصد و کمترین میزان با ۳۰ درصد از آن مردادماه است. چنین به نظر می‌رسد که ریخت‌شناسی، پیکربندی ناهمواری‌ها (توپوگرافی) و موقعیت جغرافیایی ویژه مناطقی از شمال‌شرق، کرانه‌های خزری، شمال‌غرب و غرب ایران و تا حدودی نیز مناطقی از جنوب‌غربی ایران در تقویت و هدایت زبانه‌هایی از سامانه پرفشار دریای سیاه به این بخش از کشور نقش بسزایی دارد؛ به طوری که گستره مکانی این همزمانی در اسفندماه به صورت هسته‌هایی متراکم مشهود است؛ لیکن در تیرماه، فقط کرانه‌های جنوبی دریای خزر شاهد رخداد بارش به علت پیدایش، گسترش یا تقویت سامانه پرفشار دریای سیاه است. البته، می‌توان اذعان داشت که با حاکمیت این سامانه و جریان واچرخندی آن بر روی دریای خزر، تغذیه رطوبتی ایجاد شده و در کرانه‌های جنوبی این دریا باعث رخداد بارش‌های شدید و سنگین خواهد شد. همچنین، نقشه‌های همزمانی فصلی نشان داد که فصل زمستان با ۶۰ درصد بالاترین و فصل تابستان با ۳۸ درصد پایین‌ترین میزان همزمانی را دارند که با شروع فصل سرد سال، گستره مکانی این دو رخداد نیز افزایش یافته است؛ هرچند که این ارتباط در شمال‌غرب و شمال ایران بیشتر از دیگر مناطق کشور است. با گذر به فصل گرم سال نیز از شدت همزمانی به استثنای کرانه‌های جنوبی دریای خزر کاسته شده است. به نظر می‌رسد علت این امر می‌تواند نفوذ و گسترش دیگر سامانه‌های مهاجر مانند پرفشار سبیری در پاییز و پرفشار جنب‌حاره‌ای در تابستان به ایران باشد که نقش پرفشار دریای سیاه را بر بارش ایران؛ به ویژه در بخش‌های مرکزی، جنوب و شرق ایران کم‌رنگ‌تر می‌نماید. به طور کلی، بیش از ۵۰ درصد بارش ایران همزمان با رخداد سامانه پرفشار دریای سیاه اتفاق می‌افتد که این

میزان، نشان دهنده اهمیت بالای این سامانه برای بارش ایران؛ به ویژه در نیمه شمالی کشور است که بخش زیادی از نزولات جوی خود را از این سامانه دریافت می کنند و لزوم توجه هر چه بیشتر مجریان امر را می رساند.

منابع

- ۱- باتاچاریا، گوری و جانسون، ریچارد. (۱۳۶۹). *مفاهیم و روش های آماری*، برگردان ابن شهر آشوب، مرتضی و میکائیلی، فتاح، جلد دوم، مرکز نشر دانشگاهی تهران.
- ۲- احمدی حجت، معصومه و فرهنگ احمدی گیوی. (۱۳۹۱). بررسی دینامیکی و ترمودینامیکی ساختار پرفشار سیبری و عوامل مؤثر در تقویت آن (۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸)، *مجله ژئوفیزیک ایران*، ج ۶، ش ۱، صص ۱۰۷-۱۲۷.
- ۳- اردکانی، حسین؛ محمدتقی زمانیان و مهری هاشمی دوین. (۱۳۸۷). مطالعه همدیدی و دینامیکی بیشترین بارش روی منطقه خراسان، *مجله فیزیک زمین فضا*، دوره ۳۴، ش ۲، صص ۱۰۷-۱۲۳.
- ۴- امیدوار، کمال. (۱۳۸۵). مطالعه فرصت های زمانی- مکانی افزایش بارش در استان یزد، *مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم انسانی)*، ش ۱، صص ۹۳-۱۲۰.
- ۵- بابائیان، ایمان. (۱۳۸۰). بررسی الگوی سیل تابستان ۱۳۸۰ استان های گلستان و شمال خراسان، *بولتن علمی مرکز اقلیم شناسی*، سال اول، ش ۵، صص ۲۴-۴۳.
- ۶- بابایی فینی، ام السلمه. (۱۳۸۲). *تحلیل و الگویابی مکانی- زمانی بارش در ایران*، رساله دکتری اقلیم شناسی، استاد راهنما: منوچهر فرج زاده، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۷- براتی، غلامرضا و ایرج حیدری. (۱۳۸۹). رتبه بندی بارش های غرب ایران بر پایه خاستگاه کم فشارهای بارش زا، *پژوهش های ایران زمین*، سال ۱، ش ۲، صص ۶۱-۷۱.
- ۸- پایدار اردکانی، عباس. (۱۳۷۹). *تأثیر نوسانات سیستم فشار در اقیانوس اطلس شمالی بر تغییرات بارندگی و دمای ایران*، رساله کارشناسی ارشد مدیریت مناطق بیابانی، استاد راهنما: سید محمد جعفر ناظم السادات، دانشگاه شیراز، دانشکده کشاورزی.
- ۹- جهانبخش، سعید و حسن ذوالفقاری. (۱۳۸۰). بررسی الگوهای سینوپتیک بارش روزانه در غرب ایران، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، ش ۶۴-۶۳، صص ۲۳۴-۲۵۸.
- ۱۰- حجازی زاده، زهرا و ابراهیم فتاحی. (۱۳۸۶). تحلیل الگوهای سینوپتیک بارش های زمستانه ایران، *مجله جغرافیا*، ش ۳، صص ۸۹-۱۰۳.
- ۱۱- حلیان، امیرحسین و مهران شبانکاری. (۱۳۸۹). تحلیل همدید ارتباط پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال با بارش روزانه در ایران، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، ش ۹۷، صص ۴۷-۸۲.
- ۱۲- حلیان، امیرحسین. (۱۳۸۷). *بررسی تأثیر پرفشار آزور بر دما و بارش ایران زمین*، رساله دکتری اقلیم شناسی، استادان راهنما: سید ابوالفضل مسعودیان و محمدرضا کاویانی، دانشگاه اصفهان، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، گروه جغرافیا.
- ۱۳- خلیلی، علی و جواد بذرافشان. (۱۳۸۳). تحلیل روند تغییرات بارندگی های سالانه، فصلی و ماهانه در ۵ ایستگاه قدیمی ایران در یکصد و شانزده سال گذشته، *مجله بیابان*، ج ۹، ش ۱، صص ۲۵-۳۳.
- ۱۴- خوش اخلاق، فرامرز. (۱۳۷۷). پدیده انسو و تأثیر آن بر رژیم بارش ایران، *تحقیقات جغرافیایی*، ش ۵۱، صص ۱۲۱-۱۴۰.

- ۱۵- خوشحال دستجردی، جواد. (۱۳۷۶). *تحلیل و ارائه مدل سینوپتیکی-کلیما-تولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر*، رساله دکتری اقلیم‌شناسی، استاد راهنما: هوشنگ قائمی، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۱۶- خوشحال دستجردی، جواد و عبدالعظیم قانقرمه. (۱۳۸۸). شناسایی و معرفی الگوهای همدیدی موجد ترازهای توفانی بالاتر از نیم متر در سواحل جنوبی خزر، *تحقیقات جغرافیایی*، دوره ۲۴، ش ۹۵، صص ۱۳۲-۱۴۵.
- ۱۷- رحیم‌زاده، فاطمه؛ اکرم هدایت دزفولی و آرزو پوراصغریان. (۱۳۹۰). ارزیابی روند و جهش نمایه‌های حدی دما و بارش در استان هرمزگان، *جغرافیا و توسعه*، ش ۲۱، صص ۹۷-۱۱۶.
- ۱۸- رحیمی، سیما و محمد حسین مهدیان. (۱۳۸۲). بررسی تغییرات مکانی بارندگی ماهانه در مناطق خشک و نیمه خشک جنوب شرق ایران، *سومین کنفرانس منطقه ای تغییر اقلیم*، دانشگاه اصفهان، اصفهان.
- ۱۹- رضینی، طیب؛ عباس مفیدی و آذر زرین. (۱۳۸۵). مراکز فعالیت و الگوهای گردش جو زمستانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال خاورمیانه و ارتباط آن‌ها با بارش ایران، *فیزیک زمین و فضا*، دوره ۳۵، ش ۳، صص ۱۲۱-۱۴۱.
- ۲۰- سلیقه، محمد و علیرضا صادقی‌نیا. (۱۳۸۹). تغییرات مکانی پرفشار جنب حاره‌ای با بارش تابستانه جنوب ایران، *جغرافیا و توسعه*، ش ۱۷، صص ۲۱-۳۵.
- ۲۱- سلیقه، محمد. (۱۳۸۰). الگوهای سینوپتیکی بارش‌های تابستانه جنوب‌شرق ایران، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، ش ۶۲، صص ۱۲۵-۱۱۴.
- ۲۲- شبانکاری، مهران. (۱۳۸۷). *بررسی اثر پرفشار سبیری بر دما و بارش ایران*، رساله دکتری اقلیم‌شناسی، استادان راهنما: سید ابوالفضل مسعودیان و محمدرضا کاویانی، دانشگاه اصفهان، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، گروه جغرافیا.
- ۲۳- عربی، زهرا. (۱۳۸۵). تحلیل سینوپتیکی بارندگی دوره ۲۱ تا ۲۶ تیرماه ۱۳۷۸ در ایران، *پژوهش‌های جغرافیایی*، ش ۵۶، صص ۱-۱۵.
- ۲۴- عزیزی، قاسم؛ معصومه نیری و سیما رستمی. (۱۳۸۸). تحلیل سینوپتیکی بارش‌های سنگین در غرب کشور، *فصلنامه جغرافیای طبیعی*، سال اول، ش ۴، صص ۱-۳۱.
- ۲۵- عساکره، حسین و رباب رزمی. (۱۳۹۰). اقلیم‌شناسی بارش شمال‌غرب ایران، *جغرافیا و توسعه*، ش ۲۵، صص ۱۳۷-۱۵۸.
- ۲۶- عساکره، حسین. (۱۳۸۴). تغییرات زمانی- مکانی بارش اصفهان طی دهه‌های اخیر، *مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم انسانی)*، ش ۱، صص ۹۱-۱۱۶.
- ۲۷- عساکره، حسین؛ رضا خوش‌رفتار و فاطمه ستوده. (۱۳۸۹). تأثیر الگوهای فشار روزانه تراز دریا بر بارش سپتامبر گیلان (۱۹۷۶-۲۰۰۵)، *چشم‌انداز جغرافیایی*، ش ۱۲، صص ۱-۱۷.
- ۲۸- علیجانی، بهلول و مجید زاهدی. (۱۳۸۱). تحلیل آماری و سینوپتیکی بارندگی آذربایجان، *تحقیقات جغرافیایی*، ش ۶۶-۶۵، صص ۲۰۲-۲۱۷.
- ۲۹- علیجانی، بهلول و محمد هوشیار. (۱۳۸۷). شناسایی الگوی سینوپتیکی سرماهای شدید شمال غرب ایران، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ش ۶۵، صص ۱-۱۶.
- ۳۰- علیجانی، بهلول. (۱۳۸۱). *آب و هوای ایران*، تهران: انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ پنجم.
- ۳۱- غیور، حسنعلی و محمود خسروی. (۱۳۸۰). تأثیر پدیده انسو بر ناهنجاری‌های بارش تابستانی و پائیزی منطقه جنوب شرق ایران، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، ش ۶۲، صص ۱۴۱-۱۷۴.
- ۳۲- غیور، حسنعلی. (۱۳۷۴). بررسی تغییرات بارش در چند ایستگاه ایران، *تحقیقات جغرافیایی*، ش ۳۹، صص ۵۵-۷۲.

- ۳۳- فاتحی مرج، احمد؛ علیرضا برهانی داریان و محمد حسین مهدیان. (۱۳۸۵). پیش‌بینی بارش فصلی با استفاده از پیوند از دور: مطالعه موردی، حوضه آبریز ارومیه، مجله علوم و فنون جهادکشاورزی و منابع طبیعی، سال ۱۰، ش ۳، صص ۵۷-۴۵.
- ۳۴- فاتحی، ابراهیم و تهمینه صالحی پاک. (۱۳۸۸). تحلیل الگوهای سینوپتیکی یخبندان‌های زمستانه ایران، جغرافیا و توسعه، ش ۱۳، صص ۱۲۶-۱۳۷.
- ۳۵- قائدی، سهراب. (۱۳۹۱). بررسی هم‌دید فرود دریای سرخ و تأثیر آن بر بارش ایران، رساله دکتری اقلیم‌شناسی، استادان راهنما: سعید موحدی و سید ابوالفضل مسعودیان، دانشگاه اصفهان، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، گروه جغرافیا.
- ۳۶- قائمی، هوشنگ، آذر زرین، مجید آزادی و منوچهر فرج‌زاده. (۱۳۸۸). تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب حاره بر روی آسیا و آفریقا، فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره ۱۳، ش ۱، صص ۲۱۹-۲۴۵.
- ۳۷- قویدل رحیمی، یوسف. (۱۳۸۳). ارتباط پیوند از دور بین پدیده انسو و ناهنجاری‌های بارش پائیزی در استان آذربایجان شرقی، مجله محیط شناسی دانشگاه تهران.
- ۳۸- کاووسی، امیر و محمد رضا مشکانی. (۱۳۸۶). پهنه‌بندی و تحلیل فضایی بارش اقلیمی ایران، محیط شناسی، سال ۳۳، ش ۴۳، صص ۳۱-۴۰.
- ۳۹- کاویانی، محمدرضا؛ سید ابوالفضل مسعودیان و بهرام نجف‌پور. (۱۳۸۶). بررسی رابطه الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با بارش‌های حوضه مند، مجله علوم انسانی دانشگاه اصفهان، ش ۳، صص ۱-۱۲.
- ۴۰- کتیرایی، پری سیما؛ سهراب حجام و پرویز ایران‌نژاد. (۱۳۸۶). سهم تغییرات فراوانی و شدت بارش روزانه در روند بارش در ایران طی دوره ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۱، فیزیک زمین و فضا، ج ۳۳، ش ۱، صص ۶۷-۸۳.
- ۴۱- کریمی، مصطفی و منوچهر فرج‌زاده. (۱۳۹۰). شار رطوبت و الگوهای فضایی- زمانی منابع تأمین رطوبت بارش ایران، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، دوره ۹، ش ۲۲، صص ۱۰۹-۱۲۷.
- ۴۲- لشکری، حسن. (۱۳۸۲). مکانیسم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم‌فشار سودان و نقش آن بر بارش‌های جنوب و جنوب- غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیایی، ش ۴۶، صص ۱-۱۹.
- ۴۳- لشکری، حسن. (۱۳۸۴). تحلیل سینوپتیکی دو نمونه از الگوی بارش‌های زمستانه جنوب شرق ایران، فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره ۹، شماره ۱۱۹۷-۱۶۹.
- ۴۴- محمدی، بختیار و سید ابوالفضل مسعودیان. (۱۳۸۹). تحلیل هم‌دید بارش‌های سنگین ایران، جغرافیا و توسعه، ش ۱۹، صص ۴۷-۷۰.
- ۴۵- محمدی، بختیار. (۱۳۹۰). تحلیل روند بارش سالانه ایران، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، سال ۲۲، ش ۳، صص ۹۵-۱۰۶.
- ۴۶- مرادی، حمیدرضا. (۱۳۸۱). تحلیل هم‌دید بارش ساحل جنوبی دریای خزر در شش ماه سرد سال، علوم دریایی ایران، ش ۲، صص ۶۱-۷۲.
- ۴۷- مرادی، حمیدرضا. (۱۳۸۵). پیش‌بینی وقوع سیلاب‌ها بر اساس موقعیت‌های سینوپتیکی در ساحل جنوبی دریای خزر، پژوهش‌های جغرافیایی، ش ۵۵، صص ۱۰۹-۱۳۱.
- ۴۸- مسعودیان، سید ابوالفضل. (۱۳۸۴). پیش‌بینی و برآورد سیلاب در استان چهارمحال و بختیاری، طرح پژوهشی، استانداری چهارمحال و بختیاری.
- ۴۹- مسعودیان، سید ابوالفضل. (۱۳۸۷). شناسایی شرایط هم‌دید همراه با بارش‌های ابرسنگین ایران، سومین کنفرانس مدیریت منابع ایران، ۲۳ الی ۲۵ مهرماه، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه تبریز.

- ۵۰- مفیدی، عباس و آذر زرین. (۱۳۸۵). تحلیلی بر ماهیت و ساختار مراکز کم فشار و پرفشار، رشد آموزش زمین شناسی، دوره ۱۲، ش ۴۶، صص ۵۳-۶۱.
- ۵۱- مفیدی، عباس. (۱۳۷۹). بررسی سینوپتیکی نقش دریای سیاه در بارش ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد جغرافی طبیعی، دانشگاه آزاد واحد تهران مرکز.
- ۵۲- مفیدی، عباس. (۱۳۸۳). اقلیم شناسی سینوپتیکی بارش های سیل زا با منشأ منطقه دریای سرخ در خاورمیانه، تحقیقات جغرافیایی، ش ۷۵، صص ۱-۲۶.
- ۵۳- ناظم السادات، محمد جعفر. (۱۳۷۸). بررسی تاثیر پدیده ال نینو-نوسانات جنوبی بر بارندگی پاییز ایران، دومین کنفرانس منطقه ای تغییر اقلیم، سازمان هواشناسی کشور و مرکز ملی اقلیم شناسی، تهران.
- ۵۴- نوری، حمید و علیرضا ایلدرمی. (۱۳۹۱). الگوهای همدید فشار تراز دریا در رخداد های بارشی سنگین و فوق سنگین سواحل جنوبی خزر، فضای جغرافیایی، سال ۱۲، ش ۳۹، صص ۱۲۱-۱۳۷.
- ۵۵- یاراحمدی، داریوش و قاسم عزیزی. (۱۳۸۶). تحلیل چند متغیره ارتباط میزان بارش فصلی ایران و شاخص های اقلیمی، پژوهش های جغرافیایی، ش ۶۲، صص ۱۷۳-۱۸۶.
- ۵۶- یارنال، برنت. (۱۳۸۵). کاربرد اقلیم شناسی در مطالعات محیطی، برگردان: سید ابوالفضل مسعودیان، انتشارات دانشگاه اصفهان.
- 57- Barlow, M., Houghton, J., Ding, Y., (2002). Drought in Central and Southwest Asia: Lanina, the warm pool and Indian Ocean precipitation. J. Climate, 15 (7): 371-395.
- 58- Becker, S., Gemmer, M., Jiang, T., (2006). Spatiotemporal Analysis of Precipitation Trends in the Yangtze River Catchment, Stoch Environ Res Risk Assess 20: 435-444.
- 59- Brahmananda, R.V., Giarolla, E., Kayano, M. T., Franchito, S. H., (2006). Is the Recent Increasing Trend of Rainfall over Northeast Brazil Related to Sub-Saharan Drought, J. Climate, 19: 4448- 4453.
- 60- Coghlan, C., (2002). El Niño-causes, Consequences and Solutions, J. Weather, 57(6).
- 61- Feidas, H., Nouloupoulou, Ch., Makrogianis, T., Bora-Senta, E., (2007). Trend Analysis of Precipitation Time Series in Greece and their Relationship with Circulation using Surface and Satellite Data: 1955-2001, Theor. Appl. Climatol. 87, 155-177.
- 62- Fernanda, C.V and Iracema, F.A., (2010). Extreme Precipitation over Southeastern Brazil in the Austral Summer and Relations with the Southern Hemisphere Annual Mode. Atmos. Sci. Let. 11: 21-26.
- 63- Haylock, M. R., Peterson, T. C., Alves, L. M., Ambrizzi, T., Anunciacao, Y. M. T., Baez, J., Barros, V. R., Berlato, M. A., Bidegain, M., Coronel, G., Corradi, V., Garacia, V. J., Grimm, A. M., Karoly, D., Marengo, J. A., Marino, M. B., Moncunill, D. F., Nechet, D., Quintan, J., Rebello, E., Rusticucci, M., Santos, J. L., Trebejo, I., Vincent, L. A. (2005). Trends in Total and Extreme South American Rainfall in 1960-2000 and Links with Sea Surface Temperature, J. Climate, 19: 1490-1512.
- 64- Hidalgo, G. J. C., Lu's, M., Ravento's, J., Sa'nchez, J. R., (2003). Daily Rainfall Trend in the Valencia Region of Spain, Theor. Appl. Climatol. 75, 117-130.
- 65- Karpouzios, D.K., Kavallieratos, S and Babajimopoulos, C., (2010). Trend Analysis of Precipitation Data in Pieria Region (Greece), European water 30: 31-40.
- 66- Kiddin, V. D and skiem, A., (2008). On the Relationship between Large-Scale Climate Models and Regional Synoptic Pattern that Drive Victorian Rainfall, Hydrology earth system science. Discuss 5. 2791-2815.
- 67- Krichak, S.O., Tsidulko, M and Alpert, P., (2000). Monthly synoptic patterns associated with wet/dry conditions in the Eastern Mediterranean, J. Theo. App. Climatol. 65:215-229.

- 68- Kunkel, K. E., (2003). North American Trends in Extreme Precipitation, *Natural Hazards* 29: 291-305.
- 69- Littmann, T., (2000). An Empirical Classification of Weather Types in the Mediterranean Basin and their Interrelation with Rainfall, *J. Theo. App. Climatol.*, 66:161-171.
- 70- Matlik, O and Piia Post., (2008). Synoptic Weather Types that have Caused Heavy Precipitation in Estonia in the Period 1961-2005. *Estonia. J. Eng.* 195-208.
- 71- Pattanaika, D.R and Rajeevan, M., (2010). Variability of Extreme Rainfall Events over India during Southwest Monsoon Season. *J. Theo. App. Climatol.* 17:88-104.
- 72- Pozo, D., (2005). El Nino- Southern Oscillation Events and Associated European Winter Precipitation Anomalies. *Int. J. Climatol.* 17-31.
- 73- Qian, Y., Zhang, Q., Yao, Y and Zhang, X., (2002). Seasonal Variation and Heat Preference of the South Asia High; *Adva. Atmos. Sci.*, 19: 821-836.
- 74- Santos, J.A., Corte-real, J and leite, S.M., (2005). Weather Regimes and their Connection to the Winter Rainfall in Portugal, *Int. J. Climatol.*, 25:33-50.
- 75- Su, B. D., Jiang, T., Jin, W. B., (2006). Recent Trends in Observed Temperature and Precipitation Extremes in the Yangtze River basin, China, *Theatrical Apply climatology.* 83:139-151.
- 76- Takaya, K and Nakamura, H., (2005). Mechanism of Inter Seasonal Amplification of the Cold Siberian High. *J. Atmos. Sci.*, 62: 4423-4440.
- 77- Tomozeiu, R., (2005). Winter Precipitation Variability and Large-Scale Circulation Patterns in Romania, *J. Theor and Applied Climatol*, 81:193-201.
- 78- Trigo, I. F., Bigg, G. R and Davies, T. D., (2002). Climatology of Cyclogenesis Mechanisms in the Mediterranean, *Monthly Weather Review.* 3: 549-569.
- 79- Unkasĭevic, M and Radinovic, D., (2000). Statistical Analysis of Daily Maximum and Monthly Precipitation at Belgrade, *J. Theor and Applied Climatol*, 66: 241-249.
- 80- Zarrin, A., Ghaemi, H., Azadi, M and Farajzadeh, M., (2010). The Spatial Pattern of Summertime Subtropical Anticyclones over Asia and Africa: A Climatology Review, *Int. J. Climatol*, 30:159-173.