

تحلیل اختلاف درجه حرارت هوا و دریا بر بارش‌های سنگین و

فراگیر سواحل جنوبی خزر طی فصل پاییز

همتاله رورده* - استادیار اقلیم‌شناسی، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه مازندران

طاهر صفرراد - استادیار اقلیم‌شناسی، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه مازندران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۴/۲۶ تأیید نهایی: ۱۳۹۵/۷/۲۵

چکیده

در پژوهش پیش رو ارتباط بین اختلاف درجه حرارت سطح دریا و هوا بر بارش‌های سنگین و فراگیر سواحل جنوبی خزر طی فصل پاییز بررسی شده است. داده‌های روزانه بارش ایستگاه‌های سینوپتیک آستارا، بندر انزلی، رشت، رامسر، بابل، قائم‌شهر، و گرگان طی سال‌های ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۳ گردآوری شد. روزهایی که مقدار بارش آن‌ها حداقل در پنج ایستگاه بیشتر از صدک ۹۵ آن سال بود به عنوان روزهای بارش سنگین و فراگیر تعریف شد. مشخص شد که افزایش ΔT در بخش‌های جنوبی خزر بارش‌های سنگین و فراگیر را فقط در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه به صورت معناداری افزایش می‌دهد. با بهره‌گیری از روش ادغام وارد و محاسبه همبستگی بین داده‌ها، سه خوشه تشخیص داده شد: خوشه اول بیشینه ΔT در راستای شمال غرب به جنوب شرق؛ خوشه دوم در راستای شمال به جنوب؛ و خوشه سوم در راستای غرب به شرق را بیان می‌کنند. ایستگاه‌های واقع در شرق منطقه مورد مطالعه در خوشه دوم بارش بیشتری داشتند؛ برعکس، ایستگاه‌هایی که در غرب قرار داشتند طی خوشه سوم بیشترین بارش را دریافت می‌کردند. بر اساس واکاوی همبندی خوشه‌ها، استقرار هسته پرفشار در شمال غرب دریای خزر سبب ریزش هوای سرد از عرض‌های شمالی تر و ایجاد بارش‌های سنگین و فراگیر در منطقه می‌شود.

کلیدواژه‌ها: اختلاف درجه حرارت دریا و هوا، بارش سنگین و فراگیر، سواحل جنوبی خزر، فصل پاییز.

مقدمه

پژوهشگران از دیرباز به تغییرات درجه حرارت دریا (SST)، به منزله عاملی تأثیرگذار در شکل‌گیری بارش‌های سنگین سواحل نزدیک به آن، توجه کرده‌اند. چن و همکاران (۲۰۰۳: ۸۷۹) SST در دریای جنوب چین را مهم‌ترین عامل در توسعه و تکامل موسمی شرق آسیا می‌دانند. بلاک و همکاران (۲۰۰۳: ۷۴) بارش‌های حدی کوتاه‌مدت در شرق آفریقا طی فصل پاییز (سپتامبر، اکتبر، و نوامبر) را با ناهنجاری‌های بزرگ مقیاس SST در اقیانوس هند مرتبط دانسته‌اند. بلاک (۲۰۰۵: ۴۳) با بررسی داده‌های درجه حرارت دریا نشان داد که بارش‌های شدید در شرق آفریقا با گرم شدن اقیانوس آرام و غرب اقیانوس هند و سرد شدن شرق اقیانوس هند ارتباط دارد. السنر و همکاران (۲۰۰۸: ۹۲) تقویت و تشدید

طوفان‌های گرمسیری اقیانوس اطلس در سی سال اخیر را با افزایش دمای آب در اقیانوس‌ها مرتبط دانستند و بیان کردند که افزایش درجه حرارت آب دریا سبب انرژی بیشتر طوفان‌های حاره‌ای شده است. تام و چان (۲۰۱۰: ۸۳۲) رابطه معنادار بین بارش‌های زمستان (ژانویه، فوریه، و مارس) در جنوب چین و درجه حرارت دریای جنوب و نینو ۳ را نشان دادند. ایوانز و بویر (۲۰۱۲: ۱) نشان دادند که درجه حرارت‌های شدید دریا در نواحی شمالی استرالیا سبب افزایش ۲۵ درصدی مجموع بارش این مناطق شده است. مارنگو و همکاران (۲۰۱۳: ۹۱۳۷) و مارنگو و همکاران (۲۰۱۲: ۷۳) بارش‌های شدید در مرکز آمازون و سیلاب‌های شدید ناشی از آن‌ها را با مهاجرت نابهنجار جنوب سوی ITCZ در اقیانوس اطلس مرتبط دانسته‌اند که آن نیز متأثر از شرایط گرم SST در مناطق حاره‌ای اطلس جنوبی بوده است. نتایج پژوهش اسپینوزا و همکاران (۲۰۱۴: ۱۲۴۰۰۷) نیز نشان داد که شیو SST در مناطق حاره و جنب حاره اقیانوس اطلس جنوبی محرک اصلی برای انتقال رطوبت از اقیانوس اطلس به جنوب و غرب آمازون است.

با پایان فصل گرم و شروع فصل سرد از اوایل پاییز درجه حرارت هوا و دریای خزر کاهش می‌یابد، اما، به واسطه تفاوت در ظرفیت گرمایی ویژه هوا و آب، میزان کاهش درجه حرارت در هوا به مراتب بیشتر از دریا خواهد بود. در نتیجه، سطح آب دریای خزر گرم‌تر از هوا باقی می‌ماند. استقرار مراکز پرفشار دینامیکی یا نفوذ زبانه پرفشار سبیری روی دریای خزر، به‌ویژه در طول فصل پاییز (علیجانی، ۱۳۷۲: ۸۵؛ مرادی، ۱۳۷۲: ۷۷؛ براتی و عاشوری، ۱۳۸۶: ۶۷؛ علیجانی و همکاران، ۱۳۸۶: ۳۷؛ مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۳۱؛ رضیئی و همکاران، ۱۳۸۷: ۱۲۱؛ مفیدی و همکاران، ۱۳۹۱: ۲۰۱)، سبب شکل‌گیری جریان هوای جنوب سو روی دریای خزر می‌شود. دریای خزر، به منزله اولین تأمین‌کننده منابع رطوبتی بارش‌های سنگین و به‌ویژه فوق سنگین سواحل جنوبی آن (نوری و همکاران، ۱۳۹۲: ۱)، نقش مهم و اساسی در تبیین وقوع بارش‌های این سواحل ایفا می‌کند (مفیدی و همکاران، ۱۳۹۱: ۱۷۹). علیجانی (۱۳۷۲: ۹۸) رخداد بارش در سواحل جنوبی خزر طی فصل پاییز را ناشی از همرفت وزشی می‌داند که، در اثر آن، هوای سرد روی دریای گرم عبور می‌کند و، ضمن عبور از روی دریا، گرما و رطوبت می‌گیرد و ناپایدار می‌شود. شرط لازم برای این ناپایداری، سردبودن هوا نسبت به آب دریا (حدود ۸ درجه سانتی‌گراد) ذکر شده است که فقط در پاییز میسر خواهد بود. مفیدی و همکاران (۱۳۸۶: ۱۵۴) با بررسی تعیین‌الگوی همدیدی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی خزر طی سال‌های ۱۹۹۴ تا ۲۰۰۳، سه الگوی همدیدی منجر به این بارش‌ها را شناسایی کردند. نتایج این پژوهش نشان داد که استقرار الگوی پرفشار و تاوایی منفی ناشی از نفوذ زبانه پرفشار در سواحل جنوبی خزر فراوان‌ترین (حدود ۵۷ درصد) الگوی رخداد این بارش‌هاست. از طرف دیگر، نفوذ ناوهای عمیق روی خاورمیانه و استقرار مرکز پرفشار در غرب-شمال غرب دریای خزر و مرکز کم‌فشار در جانب شرقی آن نیز از دیگر الگوهای رخداد این بارش‌هاست. در تحقیقی دیگر، مفیدی و همکاران (۱۳۹۱: ۱۷۹) نشان دادند، در زمان وقوع بارش‌های شدید پاییزه و زمستانه، بخش‌های میانی و جنوبی دریای خزر دمایی بیشتر از شمال و بخش شمالی دریای خزر دمایی کمتر از شمال دارند. همچنین، بین مقدار بارش در سواحل جنوبی دریای خزر و دما و شار گرمای نهان در سطح دریا رابطه‌ای مستقیم و بسیار قوی وجود دارد؛ چنان‌که با پیشروی دوره سرد سال، به واسطه کاهش یافتن دمای سطح دریای خزر، میزان تبخیر و مقادیر گرمای نهان در سطح دریا کاهش می‌یابد و متعاقب آن به واسطه کاهش یافتن رطوبت در دسترس از مقدار بارش‌های سواحل خزری نیز کاسته می‌شود.

تغییرات درجه حرارت آب دریای خزر می‌تواند به تغییرات بارش در سواحل جنوبی دریای خزر منجر شود؛ چنان‌که محمدی و همکاران (۱۳۹۱: ۴۰)، با بررسی داده‌های میانگین ماهانه دمای سطح آب دریای خزر و بارش ماهانه ایستگاه‌های بابلسر، قائم‌شهر، نوشهر، و رامسر طی دوره‌ای سی‌ساله، رابطه مستقیم بین آن‌ها را نشان دادند؛ اما همان‌گونه که علیجانی (۱۳۷۲: ۹۸) بیان کرده است تنها درجه حرارت آب دریا برای بارش‌های سواحل جنوبی خزر کافی نبوده و بایستی هم‌زمان به درجه حرارت هوای روی دریا هم توجه کرد. پژوهشگران اخیراً به تفاوت دمای هوای دومتری از دمای سطح دریا (ΔT) به عنوان شاخص دریافت رطوبت توجه کرده‌اند و از آن به عنوان مهم‌ترین عامل ترمودینامیک در ایجاد بارش‌های فراوان و سنگین سواحل جنوبی خزر یاد کرده‌اند؛ چنان‌که افزایش تدریجی دمای سطح دریا و آرایش مناسب آن از شمال به جنوب و دریافت رطوبت از دریا (شاخص ΔT) برای ایجاد بارش‌های سنگین و فوق سنگین در سواحل جنوبی خزر لازم و ضروری ذکر شده است (نوری و همکاران، ۱۳۹۱: ۲۰۲، ۲۰۷). با این مقدمه، در پژوهش حاضر سعی شده است بارش‌های سنگین و فراگیر سواحل جنوبی خزر با تأکید بر شاخص ΔT مطالعه و واکاوی شود.

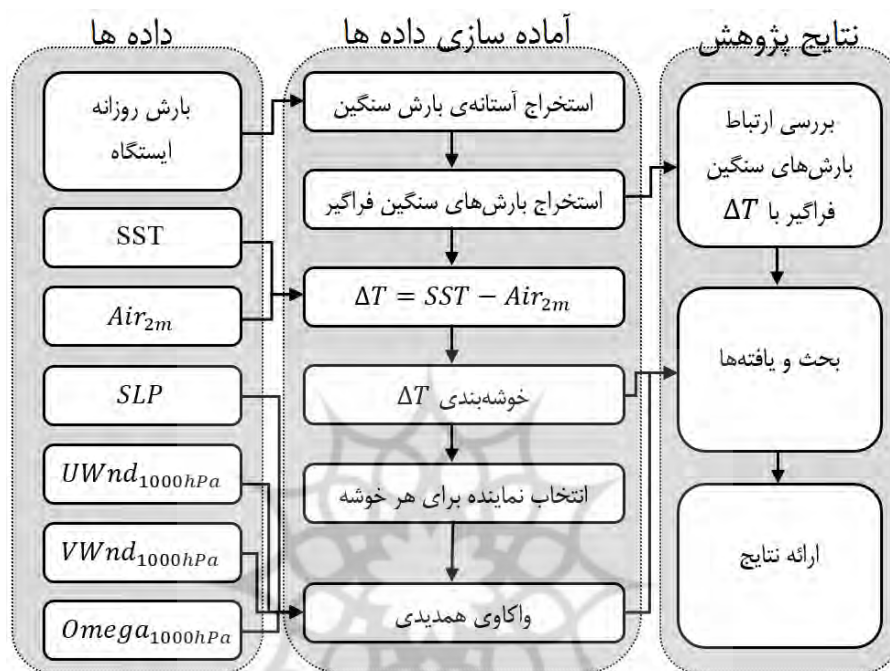
مواد و روش‌ها

برای انجام‌دادن این پژوهش، داده‌های روزانه بارش هفت ایستگاه سینوپتیک استان‌های شمالی کشور، شامل آستارا، بندرانزلی، رشت، رامسر، بابلسر، قائم‌شهر، و گرگان طی سال‌های ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۳ گردآوری شد. آستانه بارش‌های سنگین به عنوان روزی که مقدار بارش آن از صدک ۹۵ آن سال بیشتر باشد تعریف شد. از آنجا که بارش‌های شدید روزانه با صدک نودوپنجم همان ایستگاه مقایسه می‌شود، تفسیر آن در مقایسه با نمایه‌های ثابت مانند روزهایی با بارش بیش از ۲۰ میلی‌متر از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است؛ چنانچه عسگری و همکاران (۱۳۸۶: ۴۴) نیز به اهمیت این نکته اشاره کرده‌اند. سپس، همه روزهایی که در آن حداقل پنج ایستگاه به صورت هم‌زمان بارش سنگین ثبت کرده‌اند به عنوان روزهای بارش سنگین فراگیر استخراج شدند و مورد توجه قرار گرفتند. مقادیر روزانه درجه حرارت هوا در ارتفاع دو متری (Air2m) با تفکیک مکانی ۲٫۵ درجه قوسی و درجه حرارت سطح دریا با تفکیک ۰٫۲۵ درجه قوسی (رینالدز و همکاران، ۲۰۰۷)، از وب‌سایت نوآ استخراج شد. بعد از درون‌یابی داده‌های Air2m و تبدیل آن‌ها به داده‌هایی با تفکیک مکانی ۲٫۵ درجه (همانگ با داده‌های SST)، مقدار ΔT به صورت زیر محاسبه شد:

$$\Delta T = SST - Air2m$$

با بهره‌گیری از روش ادغام وارد و محاسبه همبستگی بین داده‌ها، مقادیر ΔT در روزهایی که بارش سنگین فراگیر در ایستگاه‌های شمالی کشور رخ داده بود خوشه‌بندی شد. در هر یک از خوشه‌ها، روزی که دارای بیشترین همبستگی با سایر روزها بود به عنوان نمونه انتخاب شد. برای این روزهای نمونه، داده‌های فشار استانداردشده سطح زمین (SLP)، ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی ($HGT_{1000 hPa}$)، و مؤلفه مداری و نصف‌النهاری باد در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ($Uwnd_{1000 hPa}$ و $VWwnd_{1000 hPa}$) برای ترسیم و واکاوی همدیدی شرایط منجر به بارش سنگین

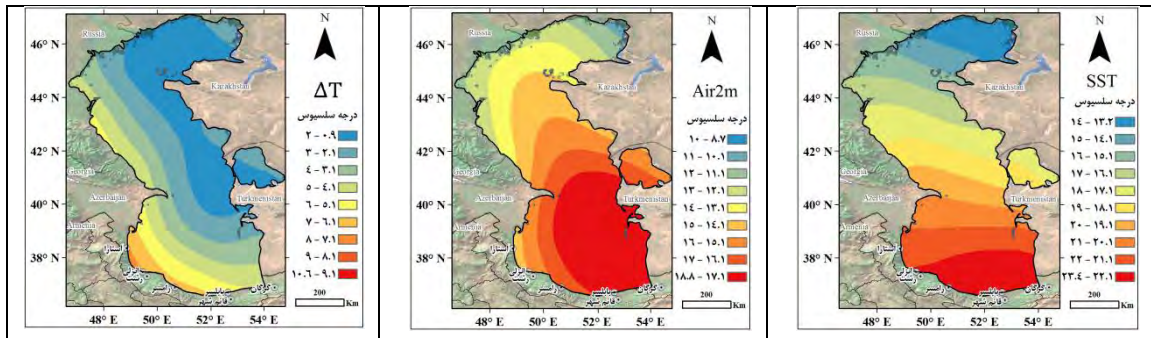
فراگیر از وبسایت نوآ استخراج شدند (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶). ارتباط بارش‌های سنگین فراگیر در ایستگاه‌ها و ΔT تجزیه و تحلیل شدند و از طریق آن‌ها خوشه‌های استخراج‌شده تفسیر و تحلیل شدند. شکل ۱ فرایند اجرای پژوهش را به صورت شماتیک نشان می‌دهد.



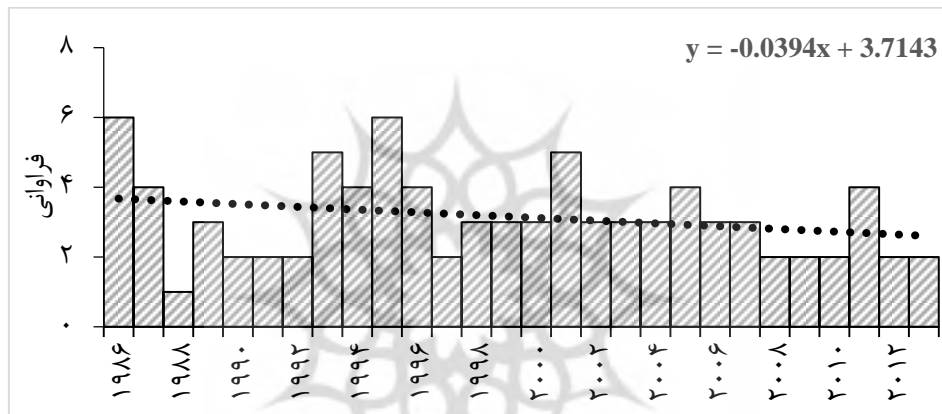
شکل ۱. مراحل اجرای پژوهش به صورت شماتیک

یافته‌های پژوهش

ظرفیت گرمایی ویژه آب در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد $41813 \text{ J/(g}\cdot\text{K)}$ است؛ حال آنکه برای هوا حدود $1 \text{ J/(g}\cdot\text{K)}$ است. درجه حرارت هوا با آغاز فصل پاییز به مراتب سریع‌تر از آب دریا کاهش می‌یابد. بنابراین، در این فصل دریا گرم‌تر از هوا خواهد بود. شکل ۲ میانگین بلندمدت (۱۹۸۶-۲۰۱۳) SST و ΔT و $\text{Air}2\text{m}$ را طی فصل پاییز (سپتامبر، اکتبر، و نوامبر) نشان می‌دهد. تغییرات SST در این فصل تابع عرض جغرافیایی است؛ به طوری که بیشترین مقادیر SST در پایین‌ترین عرض‌های جغرافیایی (نزدیک بابلسر) و برعکس کمترین مقادیر آن در بالاترین عرض‌های جغرافیایی مشاهده شده است. اما کمترین و بیشترین مقادیر $\text{Air}2\text{m}$ الزاماً در بالاترین و پایین‌ترین عرض جغرافیایی مشاهده نشده‌اند، بلکه کمترین مقادیر $\text{Air}2\text{m}$ در مسیر عبور توده هوای سرد و خشک سیبری (شمال و شمال شرق خزر) و بیشترین مقادیر آن در مجاورت مناطق بیابانی ترکمنستان قرار دارند. آرایش ΔT به گونه‌ای است که در راستای شمال شرق به جنوب غرب افزایش می‌یابد و در حوالی آستارا و انزلی به بیشترین مقدار خود می‌رسد (شکل ۲).



شکل ۲. میانگین بلندمدت (۱۹۸۶-۲۰۱۳) SST، Air2m، و ΔT طی فصل پاییز بر حسب درجه سانتی‌گراد



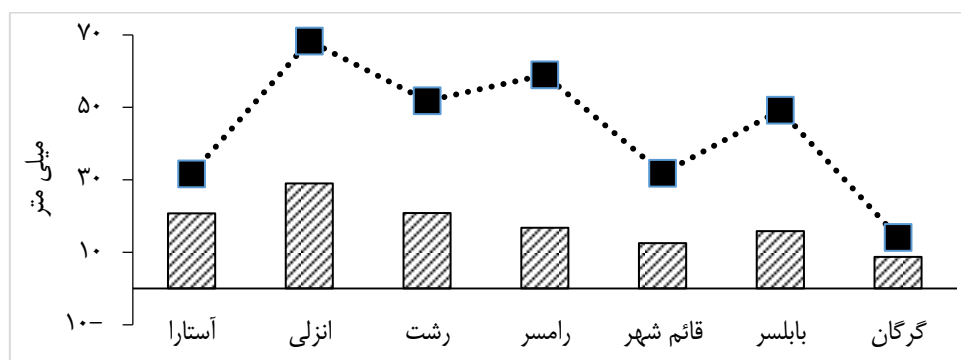
شکل ۳. فراوانی بارش‌های سنگین و فراگیر در منطقه مورد مطالعه

جدول ۱. فراوانی و میانگین (میلی‌متر) بارش‌های سنگین و فراگیر در منطقه مورد مطالعه طی سال‌های ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۳

ماه	فراوانی	میانگین
Sep	۲۱	۴۴/۴
Oct	۳۷	۴۵/۷
Nov	۳۰	۴۰/۷

بیشترین فراوانی بارش‌های سنگین و فراگیر و بیشترین مقدار میانگین این بارش‌ها طی دوره مورد مطالعه در ماه اکتبر رخ داده است (جدول ۱)؛ روندی کاهشی نیز در فراوانی این بارش‌ها طی زمان مورد مطالعه مشاهده شد (شکل ۳). شکل ۴ میانگین بلندمدت (۱۹۸۶-۲۰۱۳) بارش روزانه و میانگین بارش‌های سنگین فراگیر در ایستگاه‌های مورد مطالعه را طی فصل پاییز نشان می‌دهد.

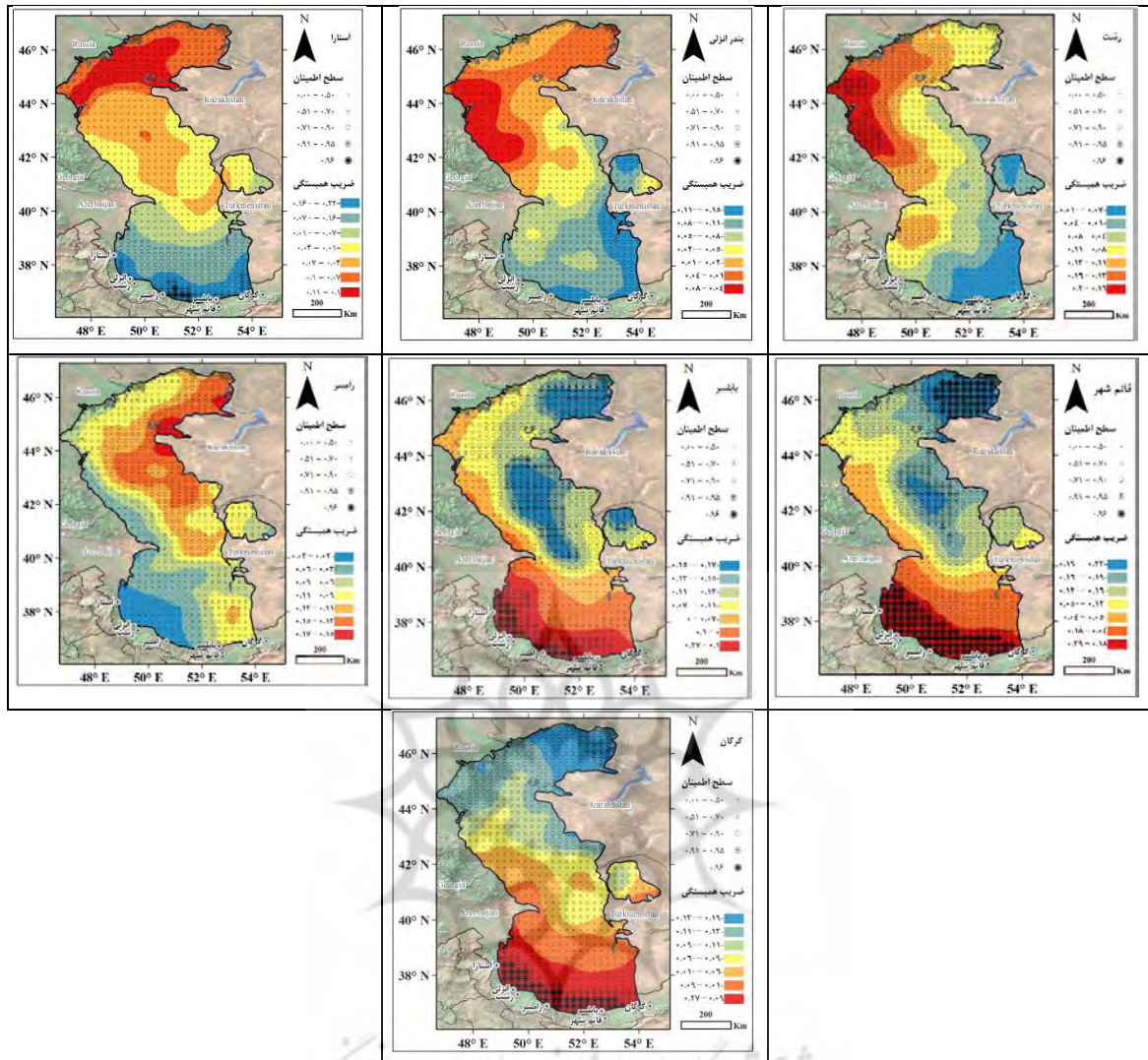
مقایسه شکل‌های ۲ و ۴ ارتباط مستقیم بین ΔT در بخش‌های جنوبی خزر و بارش‌های روزانه و سنگین فراگیر در سواحل جنوبی آن را به ذهن متبادر می‌کند.



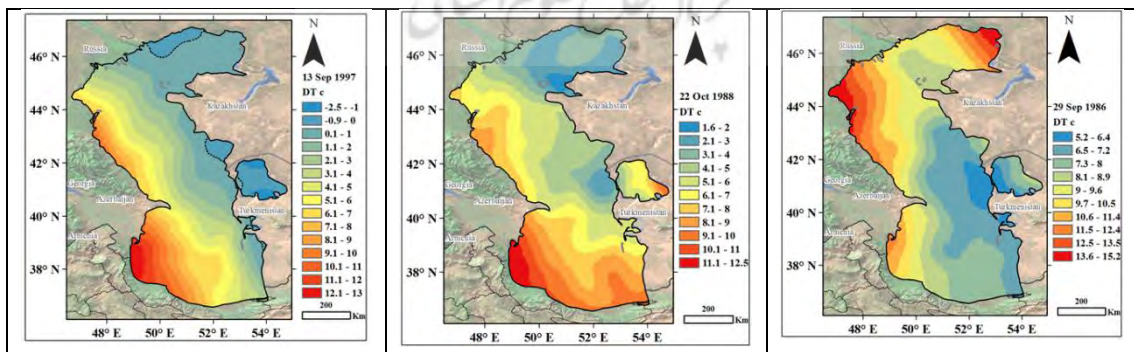
شکل ۴. میانگین مقدار بارش (نمودار میله‌ای) و مقدار بارش‌های سنگین فراگیر (نمودار خطی) در ایستگاه‌ها بر حسب میلی‌متر

ارتباط بین بارش‌های سنگین فراگیر و ΔT در ایستگاه‌های مورد مطالعه بررسی شد (شکل ۵). ایستگاه‌های واقع در غرب (آستارا، انزلی، و رشت) دارای همبستگی منفی و ضعیفی (در سطح اطمینان کمتر از ۹۰ درصد) با ΔT در جنوب خزر هستند. همچنین، ارتباط مثبتی بین بارش‌های سنگین و فراگیر این ایستگاه‌ها و ΔT در عرض‌های شمالی مشاهده می‌شود. می‌توان گفت که اختلاف کمتر درجه حرارت سطح دریا و هوا در نزدیک ساحل بارش‌های سنگین این مناطق را سبب می‌شود. برعکس، بین مقدار بارش سنگین ایستگاه‌های واقع در شرق (بابلسر، قائم‌شهر، و گرگان) و ΔT در جنوب خزر یک رابطه مستقیم و قوی (در سطح اطمینان بیش از ۹۵ درصد) وجود دارد؛ به این معنی که هر چقدر اختلاف درجه حرارت سطح دریا و هوا افزایش یابد بارش‌های سنگین و فراگیر در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه به صورت معناداری افزایش می‌یابد (شکل ۵). برخلاف انتظار، رابطه مستقیم بین ΔT در جنوب خزر و بارش‌های سنگین فراگیر در همه ایستگاه‌ها وجود ندارد و این رابطه فقط برای ایستگاه‌های واقع در شرق منطقه (بابلسر، قائم‌شهر، و گرگان) صدق می‌کند و در ایستگاه‌های واقع در غرب (آستارا، انزلی، رشت، و رامسر) این رابطه به صورت معکوس مشاهده می‌شود.

برای درک بهتر اثر ΔT روی بارش‌های سنگین و فراگیر سواحل جنوبی خزر، مقادیر ΔT طی رخدادهای بارش سنگین و فراگیر با استفاده از تحلیل خوشه‌ای واکاوی شد. با بهره‌گیری از روش ادغام وارد و محاسبه همبستگی بین داده‌ها، سه خوشه تشخیص داده شد و در هر یک از خوشه‌ها روزی که دارای بیشترین همبستگی با سایر روزها بود نماینده آن خوشه انتخاب شد (شکل ۶). خوشه اول نماینده روزهای همراه با بارش سنگین و فراگیر طی شرایطی است که شیو ΔT در راستای شمال غرب به جنوب شرق به حداکثر مقدار می‌رسد. خوشه دوم وقوع بارش‌های سنگین و فراگیر را در شرایطی که بیشینه شیو ΔT در راستای شمال به جنوب است نشان می‌دهد و خوشه سوم را می‌توان زمانی که بیشترین شیو ΔT در راستای غرب به شرق (همچنین جنوب غرب به شمال شرق) مشاهده می‌شود در نظر گرفت.



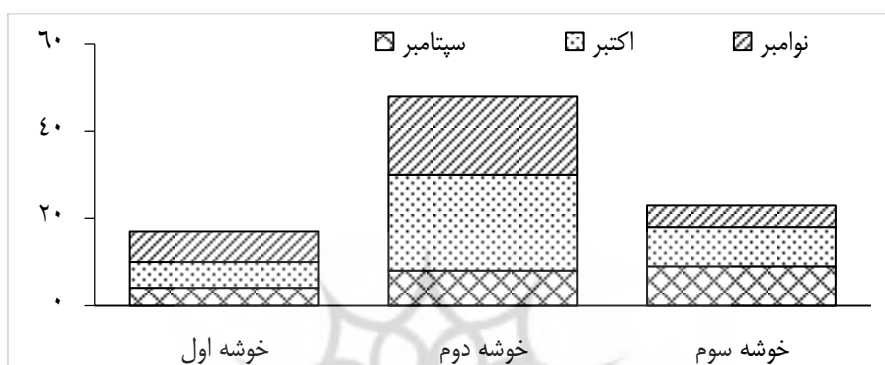
شکل ۵. ضریب همبستگی بارش‌های سنگین ایستگاه‌های مورد مطالعه با ΔT



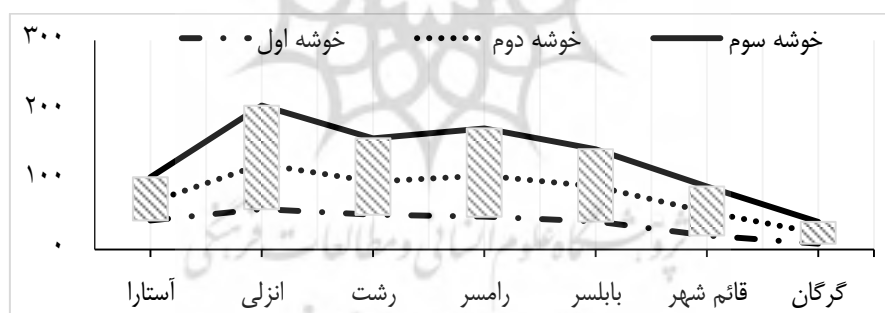
شکل ۶. آرایش ΔT بر حسب درجه سانتی گراد، به ترتیب از راست در روزهای ۲۹ سپتامبر ۱۹۸۶ (نماینده خوشه اول)، ۲۲ اکتبر ۱۹۸۸ (نماینده خوشه دوم)، و ۱۳ سپتامبر ۱۹۹۷ (نماینده خوشه سوم)

بارش‌های سنگین و فراگیر در خوشه دوم دارای بیشترین فراوانی (۴۸ مورد) هستند و برعکس در خوشه اول کمترین فراوانی (۱۷ مورد) را دارند. خوشه اول غالباً در ماه نوامبر (7/۱ حدود ۴۱ درصد، به این معنی که از ۱۷ مورد بارش

سنگین و فراگیر ثبت شده در خوشه اول ۷ مورد آن در ماه نوامبر رخ داده است) و خوشه دوم و سوم در ماه اکتبر (به ترتیب با $\frac{22}{48}$ حدود ۴۵ درصد و $\frac{9}{23}$ حدود ۳۹ درصد فراوانی وقوع خوشه سوم در ماه اکتبر و سپتامبر برابر است) بیشترین فراوانی را دارند (شکل ۷). از طرف دیگر، بارش‌های سنگین تر در زمان استقرار خوشه سوم رخ می‌دهند که به ترتیب با حاکم شدن شرایط خوشه دوم و اول مقدار این بارش‌ها کاسته خواهد شد. بیشترین اختلاف بارش در این خوشه‌ها مربوط به ایستگاه‌های واقع در غرب منطقه مورد مطالعه است و با حرکت به سمت شرق از این اختلاف کاسته می‌شود (شکل ۸).



شکل ۷. فراوانی وقوع بارش‌های سنگین در هر یک از خوشه‌ها به تفکیک ماه‌ها



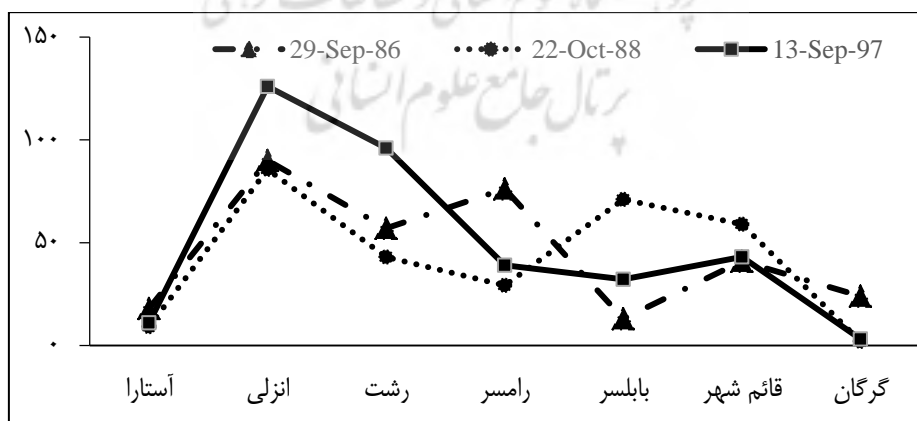
شکل ۸. میانگین بارش ایستگاه‌های مورد مطالعه در خوشه‌های مختلف و اختلاف بارش ایستگاه‌ها در سه خوشه با ستون نشان داده شده است

شاخص ΔT اهمیت فراوانی در شناخت سازوکار دریا و هوا دارد. مقادیر مثبت این شاخص می‌تواند بیانگر دریافت رطوبت به وسیله هوا از طریق دریا باشد. درجه حرارت بیشتر دریا نسبت به هوا سبب تزریق رطوبت از دریا به توده هوا خواهد شد که در صورت مناسب بودن شرایط سامانه‌های همدیدی می‌تواند به ناپایداری، تشکیل ابر، و رخداد بارش‌های سنگین منجر شود. از همین روی، شرایط همدیدی منجر به بارش سنگین با تأکید بر ویژگی‌های ΔT بررسی شد. بررسی نقشه‌های همدیدی منجر به بارش سنگین در روزهای انتخاب شده نشان از مشابهت شرایط همدیدی آن‌ها دارد (شکل ۱۰)؛ به گونه‌ای که استقرار هسته پرفشار در شمال غرب دریای خزر سبب ریزش هوای سرد از عرض‌های شمالی تر و از روی دریای خزر به سمت عرض‌های جنوبی می‌شود. عبور هوای سرد روی دریای گرم تر به تزریق رطوبت و تعدیل درجه

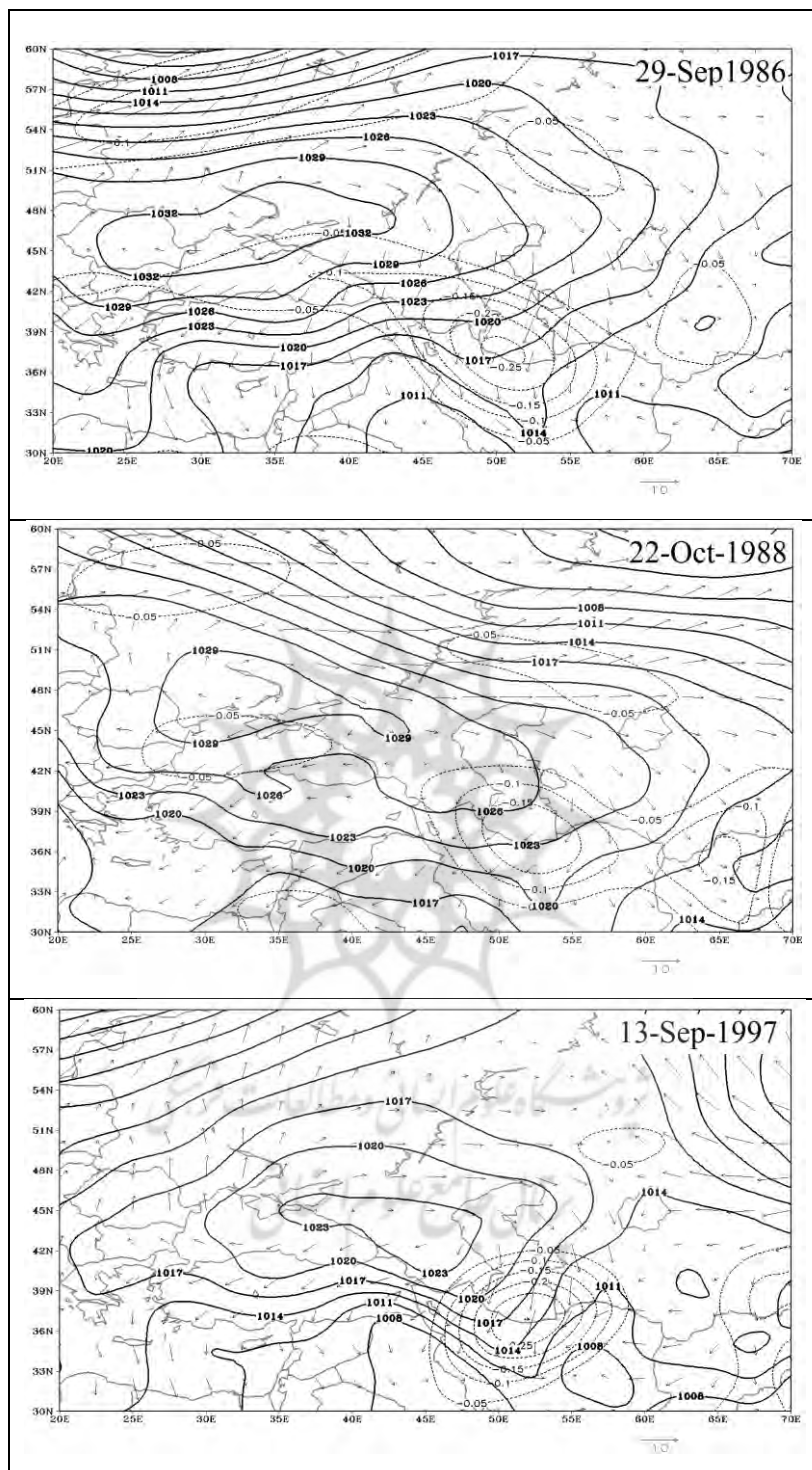
حرارت آن منجر می‌شود؛ به گونه‌ای که با رسیدن به سواحل جنوبی خزر ناپایدار می‌شود و سرانجام بارش‌های سنگین این سواحل را سبب می‌شود. اما تفاوت اصلی این نقشه‌ها در محل استقرار هسته پرفشار یا گرادیان فشار در شمال و جنوب خزر نیست، بلکه تفاوت اصلی آن در مقادیر ΔT در بخش‌های مختلف خزر است (به شکل ۵ رجوع شود). همان گونه که در جدول ۲ و شکل ۹ نیز نشان داده شده است، با وجود تشابه در شرایط همدیدی روزهای انتخاب‌شده (روزهای نماینده برای هر خوشه) اختلاف محسوسی در مقدار بارش ثبت‌شده نواحی غرب و شرق سواحل مشاهده شده است؛ به گونه‌ای که ایستگاه‌های واقع در شرق منطقه مورد مطالعه (بابلسر، قائم‌شهر، و گرگان) زمانی که ΔT در سواحل جنوبی خزر به بیشترین مقدار خود می‌رسد (خوشه دوم) بارش بیشتری دریافت خواهند کرد؛ برعکس، ایستگاه‌هایی که در غرب (رشت، انزلی، و آستارا) قرار دارند، مقدار بارش دریافتی آن‌ها زمانی که شیو ΔT در راستای شرق به غرب افزایش می‌یابد (خوشه سوم) بیشتر خواهد شد.

جدول ۲. مقادیر بارش ثبت‌شده در ایستگاه‌های مورد مطالعه طی روزهای انتخاب‌شده و میانگین بلندمدت (۱۹۸۶-۲۰۱۳) بارش روزانه آن‌ها (اعداد زیر اسامی ایستگاه‌ها)

خوشه	زمان	آستارا	انزلی	رشت	رامسر	بابلسر	قائم شهر	گرگان
		۱۵.۳	۲۰.۴	۱۴.۹	۱۷.۴	۱۴.۷	۱۰.۴	۷.۵
نماینده خوشه اول	۲۹/۰۹/۱۹۸۶	۱۸.۰	۹۰.۰	۵۷.۰	۷۶.۲	۱۳.۰	۴۱.۰	۲۴.۰
نماینده خوشه دوم	۲۲/۱۰/۱۹۸۸	۹.۱	۸۵.۷	۴۳.۰	۲۹.۲	۷۱.۰	۵۹.۰	۲.۰
نماینده خوشه سوم	۱۳/۰۹/۱۹۹۷	۱۱.۰	۱۲۶.۰	۹۶.۰	۳۹.۰	۳۲.۲	۴۳.۱	۳.۱



شکل ۹. مقدار بارش در ایستگاه‌های مورد مطالعه طی روزهای انتخاب‌شده



شکل ۱۰. آرایش سطوح فشار سطح زمین (خطوط ممتد) و مقادیر منفی omega (خط چین) و بردارهای باد در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال. به ترتیب از بالا ۲۹ سپتامبر ۱۹۸۶ (نماینده خوشه اول)، ۲۲ اکتبر ۱۹۸۸ (نماینده خوشه دوم)، و ۱۳ سپتامبر ۱۹۹۷ (نماینده خوشه سوم)

نتیجه‌گیری

ارتباط بین بارش‌های سنگین فراگیر و ΔT نشان داد که ایستگاه‌های واقع در غرب (آستارا، انزلی، و رشت) دارای همبستگی منفی و ضعیفی (در سطح اطمینان کمتر از ۹۰ درصد) با ΔT در جنوب خزر هستند، اما ارتباط مثبتی بین بارش‌های سنگین و فراگیر این ایستگاه‌ها و ΔT در عرض‌های شمالی مشاهده شد. از طرف دیگر، یک رابطه مستقیم و قوی (در سطح اطمینان بیش از ۹۵ درصد) بین بارش‌های سنگین و فراگیر در ایستگاه‌های شرق (بابلسر، قائم‌شهر، و گرگان) و ΔT در جنوب خزر مشاهده شد. با توجه به نتایج پژوهش، می‌توان بیان کرد که، با افزایش اختلاف درجه حرارت سطح دریا و هوا (ارتفاع ۲ متر) در بخش‌های جنوبی خزر، بارش‌های سنگین و فراگیر فقط در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه به صورت معناداری افزایش می‌یابند و در بخش‌های غربی منطقه نه تنها مقادیر بارش‌های سنگین و فراگیر آن‌ها افزایش نمی‌یابد، بلکه کاهش هم می‌یابد و این رابطه با حرکت به سوی غرب قوی‌تر می‌شود تا جایی که برای ایستگاه آستارا با اطمینان بیش از ۹۰ درصد معنادار است. با مشخص شدن ارتباط و اهمیت ΔT در بارش‌های سنگین و فراگیر سواحل جنوبی خزر، با خوشه‌بندی داده‌های ΔT طی روزهای رخداد این بارش‌ها، سه خوشه تشخیص داده شد: خوشه اول بیانگر حداکثر شدن شیو ΔT در راستای شمال غرب به جنوب شرق بود. خوشه دوم بیشینه شیو ΔT را در راستای شمال به جنوب نشان می‌داد و خوشه سوم بیشترین شیو ΔT را در راستای غرب به شرق (همچنین جنوب غرب به شمال شرق) بیان می‌کرد. شرایط همدیدی منجر به بارش سنگین با تأکید بر ویژگی‌های ΔT بررسی و مشخص شد که در هر سه خوشه استقرار هسته پرفشار در شمال غرب دریای خزر سبب ریزش هوای سرد از عرض‌های شمالی‌تر و از روی دریای خزر به سمت عرض‌های جنوبی می‌شود. عبور هوای سرد روی دریای گرم‌تر به تزریق رطوبت و تعدیل درجه حرارت آن منجر می‌شود؛ به گونه‌ای که با رسیدن به سواحل جنوبی خزر ناپایدار و موجب رخداد بارش‌های سنگین این سواحل می‌شود. با وجود تشابه در شرایط همدیدی روزهای انتخاب شده (روزهای نماینده برای هر خوشه)، اختلاف محسوسی در مقدار بارش ثبت‌شده نواحی غرب و شرق سواحل مشاهده شد؛ به گونه‌ای که ایستگاه‌های واقع در شرق منطقه مورد مطالعه (بابلسر، قائم‌شهر، و گرگان)، زمانی که ΔT در سواحل جنوبی خزر به بیشترین مقدار خود می‌رسد (خوشه دوم)، بارش بیشتری دریافت می‌کردند. برعکس، ایستگاه‌هایی که در غرب (رشت، انزلی، و آستارا) قرار داشتند، زمانی که شیو ΔT در راستای شرق به غرب افزایش می‌یافت (خوشه سوم)، بارش بیشتری دریافت می‌کردند. مشخص شد که نتایج حاصل از بررسی همبستگی بین ΔT و بارش‌های سنگین فراگیر و تفسیر همدیدی خوشه‌های ΔT مکمل هم‌اند. به عبارت دیگر، در شرایط مشابه همدیدی منجر به بارش سنگین و فراگیر در سواحل جنوبی خزر، از طریق ویژگی‌های ΔT می‌توان مقدار بارش در این سواحل را توجیه کرد.

سپاسگزاری

این مقاله با استفاده از اعتبار ویژه پژوهشی دانشگاه مازندران به انجام رسیده است. از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه مازندران به سبب حمایت مالی از این پژوهش قدردانی می‌شود.

منابع

- براتی، غ. و عاشوری، ف. (۱۳۸۶). طراحی الگوهای همدید شدیدترین بادهای کرانه‌های جنوبی دریای خزر، *پژوهش‌های جغرافیایی*، ۶۲: ۶۷-۸۰.
- رضیعی، ط؛ مفیدی، ع. و زرین، آ. (۱۳۸۷). مراکز فعالیت و الگوهای گردش جو زمستانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روی خاورمیانه و ارتباط آن‌ها با بارش ایران، *مجله فیزیک زمین و فضا*، ۳۵(۱): ۱۲۱-۱۴۱.
- عسگری، ا؛ رحیم‌زاده، ف؛ محمدیان، ن. و فتاحی، ا. (۱۳۸۶). تحلیل روند نمایه‌های بارش‌های حدی در ایران، *تحقیقات منابع آب ایران*، ۳(۹): ۴۲-۵۵.
- علیجانی، ب. (۱۳۷۲). مکانیزم‌های صعود بارندگی‌های ایران، *مجله دانشکده ادبیات دانشگاه تربیت معلم*، ۱: ۸۵-۱۰۱.
- علیجانی، ب؛ محمدی، ح. و بیگدلی، آ. (۱۳۸۶). نقش الگوهای فشار در بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر، *فصلنامه جغرافیایی سرزمین*، ۴(۱۶): ۳۷-۵۱.
- محمدی، ع؛ عابدینی، م. و عسگری شیرازی، ح. (۱۳۹۱). تحلیل همیددی اثر دمای سطح آب دریای خزر بر بارش استان مازندران، *فصلنامه علوم و فنون دریایی*، ۶۱(۶۱): ۴۰-۵۲.
- مرادی، ح. (۱۳۷۲). نقش دریای خزر در شرایط بارشی سواحل شمالی کشور، *مجله علوم و فنون دریایی ایران*، ۲(۳-۲): ۷۷-۸۸.
- مفیدی، ع؛ زرین، آ. و جانبازقبادی، غ. (۱۳۸۶). تعیین الگوی همیددی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، *مجله فیزیک زمین و فضا*، ۳۳(۳): ۱۳۱-۱۵۴.
- مفیدی، ع؛ زرین، آ. و جانبازقبادی، غ. (۱۳۹۱). تبیین علل کاهش یافتن مقدار و شدت بارش‌های زمستانه در قیاس با بارش‌های پاییزه در سواحل جنوبی خزر، *مجله فیزیک زمین و فضا*، ۳۸(۱): ۱۷۷-۲۰۳.
- نوری، ح؛ غیور، ح؛ مسعودیان، ا. و آزادی، م. (۱۳۹۱). بررسی دمایی اثر سازوکار جوی-دریایی خزر در بارش‌های سنگین و فوق سنگین سواحل جنوبی آن، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، ۲۷(۱۰۷): ۲۰۱-۲۲۶.
- نوری، ح؛ غیور، ح؛ مسعودیان، ا؛ آزادی، م. (۱۳۹۲). تحلیل فراوانی تابع همگرایی شار رطوبت و منابع رطوبتی بارش سواحل جنوبی خزر، *مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*، ۲۴(۵۱): ۱-۱۴.
- Alijani, B. (1993). Synoptic mechanisms of precipitation in Iran, *Journal of the Faculty of Letters and Humanities, Teachers Training University*, 1: 85-101 (In Persian).
- Alijani, B.; Mohammadi, H. and Bigdeli, A. (2008). The role of pressure patterns on the precipitation on the southern coast of the Caspian Sea. *Quarterly Geographical Journal of Territory (Sarzamin)*, 16: 37-52 (In Persian).
- Asgari, A.; Rahimzadeh, F.; Mohammadian, N. and Fatahi, E. (2000). Trend Analysis of Extreme Precipitation Indices over Iran, *Iran-water resources research*, 3(9): 42 - 55 (In Persian).
- Barati, Gh.R. and Ashouri, F. (2008). Designing Of Synoptic Patterns of Winds In The Southern Coasts Of Caspian Sea (1983-85), *Quarterly Geographical Research*, 62: 67-80 (In Persian).
- Black, E. (2005). The relationship between Indian Ocean sea° surface temperature and East African rainfall, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 363(1826): 43-47.
- Black, E.; Slingo, J.M. and Sperber, K.R. (2003). An observational study of the relationship between excessively strong short rains in coastal East Africa and Indian Ocean SST, *Mon Wea Rev*, 131: 74-94.
- Chen, J.-M.; Chang, C.-P. and Li., T. (2003). Annual cycle of the South China Sea surface temperature using the NCEP/NCAR reanalysis, *J. Meteor. Soc. Japan*, 81: 879-884.
- Elsner, J.B.; Kossin, J.P. and Jagger, T.H. (2008). The increasing intensity of the strongest tropical cyclones, *Nature*, 455(7209): 92-95.

- Espinoza, J.C.; Marengo, J.A.; Ronchail, J.; Carpio, J.M.; Flores, L.N. and Guyot, J.L. (2014). The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient, *Environmental Research Letters*, 9(12): 124007.
- Evans, J.P. and Boyer-Souchet, I. (2012). Local sea surface temperatures add to extreme precipitation in northeast Australia during La Niña, *Geophysical Research Letters*, 39(10).
- Kalnay et al. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 437-470.
- Marengo, J.A.; Alves, L.M.; Soares, W.R.; Rodriguez, D.A.; Camargo, H.; Riveros, M.P. and Pabló, A.D. (2013). Two contrasting severe seasonal extremes in tropical South America in 2012: flood in Amazonia and drought in northeast Brazil, *Journal of climate*, 26(22): 9137-9154.
- Marengo, J.A.; Tomasella, J.; Soares, W.R.; Alves, L.M. and Nobre, C.A. (2012). Extreme climatic events in the Amazon basin, *Theoretical and Applied Climatology*, 107(1-2): 73-85.
- Mofidi, A.; Zarrin, A. and Janbaz Ghobadi, Gh.R. (2012). The explanation for the decline in amount and intensity of wintertime precipitation compared with the Autumntime precipitation in the southern coast of the Caspian Sea, *Journal of the Earth and Space Physics*, 38(1): 177-203 (In Persian).
- Mofidi, A.; Zarrin, A. and Janbaz Ghobadi, Gh.R. (2007). Recognizing the Synoptic Patterns of Autumntime Heavy Precipitation in the Southern Coast of the Caspian Sea, *Journal of the Earth and Space Physics*, 33(3): 131-154 (In Persian).
- Mohammadi, A.; Abedini, M. and Asgari Shirazi, H. (2012). Synoptice Analysis Impact Sea surface Temperature at Precipitaition in the province Mazandaran, *Iranian Journal of Marine Science and Technology*, 61(61): 40-52 (In Persian).
- Moradi, H.R. (1993). Studying the role of Caspian Sea on Precipitation condition in the shores of the north of Iran, *Iranian Journal of Marine Science and Technology*, 2-3(2): 77-88 (In Persian).
- Nouri, H.; Ghayour, H.; Masoodian, A. and Azadi, M. (2013). Analysis of Moisture Flux Convergence and moisture sources for precipitation in the southern coasts of Caspian Sea, *Geography and Environmental Planning Journal*, 51(3): 1-14 (In Persian).
- Nouri, H.; Ghayour, H.; Masoodian, A. and Azadi, M. (2013). Investigation on temperature in sea- air interaction of Caspian Sea for heavy and super heavy precipitation in the southern coasts, *Quarterly Geographical Research*, 4(107): 201-226 (In Persian).
- Razeie, T.; Mofidi, A. and Zarrin, A. (2008). Winter activity centers and atmospheric circulation patterns in 500 hPa on the Middle East and their relationship with precipitation in Iran. *Journal of the Earth and Space Physics*, 35(1): 121-141 (In Persian).
- Reynolds, R.W.; Smith, T.M.; Liu, C.; Chelton, D.B.; Casey, K.S. and Schlax, M.G. (2007). Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature, *Journal of Climate*, 20(22): 5473-5496.
- Tam, C.Y. and Chan, J.C. (2010). Influence of South China Sea SST and the ENSO on winter rainfall over South China, *Advances in Atmospheric Sciences*, 27(4): 832-844.