

ارائه شاخصی جدید برای مطالعه بارش‌های سنگین و فراگیر سواحل جنوبی خزر طی

فصل پاییز

تهمینه چهره‌آرا ضیابری (استادیار آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، دانشکده علوم اجتماعی، دانشگاه پیام نور، قزوین، ایران، نویسنده مسئول)

ta_ch_55_ir@yahoo.com

طاهر صفرراد (استادیار گروه جغرافیا و برنامه‌ریزی شهری، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه مازندران، بابلسر، ایران)

t.safarrad@umz.ac.ir

صص ۳۰۶ - ۲۸۳

چکیده

اهداف: پژوهش پیش رو سعی دارد با ارائه شاخصی جدید، بارش‌های سنگین و فراگیر سواحل جنوبی خزر طی فصل پاییز را واکاوی کرده و آن را پیش‌بینی کند. روش: در این راستا، داده‌های روزانه بارش مربوط به ۸ ایستگاه سینوپتیک سواحل جنوبی خزر طی سال‌های ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۰ گردآوری شدند. بارش سنگین در هر ایستگاه به‌عنوان رخدادی که مقدار بارش روزانه آن بیش از میانگین بلند مدت آن ایستگاه بوده باشد، تعریف شد و در گام بعدی اگر ۶ ایستگاه به صورت همزمان بارش سنگین داشته باشند به‌عنوان بارش سنگین و فراگیر مورد مطالعه قرار گرفتند. طی دوره مورد مطالعه ۱۰۴ رخداد بارش سنگین و فراگیر شناسایی شد. برای بررسی شرایط هم‌دید نیز با مراجعه به مرکز ملی پیش‌بینی محیطی/علوم جو (NCEP/NCAR) داده‌های مؤلفه‌های مختلف جو اخذ شد. به منظور شناسایی و واکاوی الگوهای هم‌دید این بارش‌ها با رویکرد محیطی به‌گردشی از طریق تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام وارد انجام شد.

یافته‌ها: نتایج نشان داد که در همه‌الگوها، حضور یک پرفشار در نیمه شمالی خزر سبب ایجاد جریانات شمالی می‌شود که با حرکت به سمت جنوب، ضمن جذب

رطوبت از منبع رطوبتی واقع در منطقه، ناپایدار شده و نهایتاً منجر به بارش‌های سنگین و فراگیر در سواحل جنوبی خزر می‌شود. وقوع بارش‌های سنگین در منطقه همراه با گرادیان فشار در راستای شمال به جنوب بوده، این در حالی است که مقدار گرادیان فشار مثبت باشد. بر همین اساس شاخصی جدید تحت عنوان گرادیان فشار دریای خزر (GCP) ارائه شد.

نتیجه‌گیری: وجود ارتباط قوی و معنادار این شاخص با شاخص‌های دور پیوندی Ao , SHI و NAO , $NCPI_{700}$, $CACO$ و همچنین بارش‌های سنگین و فراگیر در تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه حاکی از توانایی این شاخص جهت مطالعه بارش‌های سنگین و فراگیر در سواحل جنوبی خزر طی فصل پاییز است. طی ارزیابی‌های صورت گرفته و تحلیل روز به روز بارش‌های سنگین شرایط ذکر شده تأیید شد.

کلیدواژه‌ها: بارش‌های سنگین و فراگیر، تحلیل هم‌مدیدی، شاخص GCP، سواحل جنوبی خزر.

۱. مقدمه

الگوهای گردش جوی نقش اصلی را در رخداد پدیده‌های محیطی، به ویژه در مناطق معتدله دارند. برخی از الگوهای گردش جوی، سبب ایجاد دوره‌های مرطوب و برخی دیگر موجب ایجاد دوره‌های خشک و کم‌آبی می‌شوند. بنابراین، از آنجایی که وقوع رخداد‌های خشکسالی و ترسالی ریشه در گردش عمومی جو دارد با شناخت الگوهای گردش جوی، امکان بررسی این پدیده‌ها قبل از وقوع و نیز، ارزیابی آثار آنها تا حدودی فراهم می‌شود (فتاحی و رحیم زاده، ۱۳۸۸). سواحل جنوبی دریای خزر، در حد فاصل رشته‌کوه البرز تا دریای خزر، کوچک‌ترین ناحیه اقلیمی کشور محسوب می‌شود (علیجانی، محمدی و بیگدلی، ۱۳۸۶). عبور مکرر پشت‌ها و ناو‌های امواج غربی، مجاورت با قوت‌ترین مرکز پرفشار نیمکره شمالی، جای‌گیری بین بزرگ رین پیکره آبی داخلی سیاره زمین در شمال و رشته‌کوه مرتفع البرز در جنوب، موجب پیدایش یکی از متنوع‌ترین و درعین حال برجسته‌ترین نواحی اقلیمی ایران در سواحل جنوبی دریای خزر شده است. در این میان، بی‌گمان بارش‌های منطقه

خزری، بارزترین مشخصه اقلیمی این منطقه محسوب می شود، به طوری که بیشترین میزان بارش سالانه، فصلی، روزانه و حتی ساعتی کشور در این منطقه به ثبت رسیده است. درعین حال، این منطقه شدیدترین و پردوامترین بارش ها را در سطح کشور تجربه کرده و تنوع مکانی و تغییرات زمانی بارش در این منطقه بسیار بارز و برجسته است (مفیدی، زرین و کارخانه، ۱۳۹۳). سؤال پیش رو این بوده که وقوع بارش های سنگین در این ناحیه بنا به عبور سیستم های جوی مختلف حاصل کدام سازوکار جوی می باشد. از طرفی با بررسی برخی منابع می توان به این امر پی برد که به نظر می رسد جریانات سطحی همچون تشکیل و تقویت پرفشارهای سطحی از عوامل عمده در وقوع بارش های سنگین به حساب می آید. پس ضروری است که ضمن بررسی سامانه های مذکور نحوه برهمکنش آن در منطقه و اثرگذاری این سامانه در رخداد بارش های سنگین منطقه تحلیل و بارزسازی شود.

۲. پیشینه تحقیق

از تحقیقات صورت گرفته در خارج از کشور که به نوعی به شاخص سازی و اثرات تغییر الگوی فشار در رخداد بارش های منطقه مؤثر هستند می توان به تحقیقات وایبیگ^۱ (۱۹۹۹) اشاره کرد که وی بارش اروپا را در ارتباط با الگوهای گردش سطح ۵۰۰ بررسی کرد. وی الگوهای گردش را مؤلفه های اصلی این پژوهش در نظر گرفت و آن را در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در توزیع بارش فصل زمستان اروپا مورد بررسی قرار داد. علیجانی (۲۰۰۲) با بررسی نقشه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، توانست دو ناوه خزری و سوریه را که نقش مهمی در کنترل آب و هوای ایران دارند، شناسایی و معرفی کند. لورنزو، لویز، کودوبیلا، گارسیا و راسو^۲ (۲۰۰۸) فهرستی از الگوهای همیدی بارش های سیلابی در شمال شرق شبه جزیره ایبری تهیه کردند. نتایج نشان دهنده ارتباط واضح بین مقادیر منفی این شاخص و بارش های سیلابی در شمال شرق ایبری می باشد. هوسیئوس، لولیس و بارتزکاس^۳ (۲۰۰۸) در پژوهشی شرایط همیدی مرتبط با میزان بارندگی های شدید در یونان کردند. نتایج نشان داد ساختار گردش

1. Wibig

2. Lorenzo, Lopez, Codobilla, Garcia & Raso

3. Hosseos, Lolis & Bartzokas

مختلف متأثر از موقعیت و شدت سامانه‌های همدید جو بالا و سطح زمین نشان‌دهنده رابطه مستقیم بین این سامانه‌ها و بارش‌های سنگین منطقه وجود دارد. بررسی نتایج تحقیقات صورت گرفته، نشان از دخالت جمیع عوامل منجر به بارش از جمله همرفتی، اروگرافیک و دینامیکی در این منطقه می‌دهد. در یکی از نخستین بررسی‌ها گنجی (۱۳۵۴) وقوع بارش در منطقه خزری را ناشی از صعود اروگرافیک هوای مرطوب دریای خزر از دامنه‌های شمالی رشته‌کوه البرز بیان داشته است. خوشحال دستجردی (۱۳۷۶) برای بارش‌های بیش از صد میلیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر، یکصد و پانزده سامانه سینوپتیکی از سطح زمین تا تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال را طی یک دوره بیست‌ساله (۱۹۸۹-۱۹۷۰) شناسایی کرد که موجب این ریزش‌ها می‌شوند. او نتیجه گرفت که باران‌های بیش از صد میلیمتر در اثر ورود جبهه‌های تقویت شده نسیم دریا به وسیله سامانه‌های سینوپتیکی به ساحل ریزش می‌کنند و افزایش مقدار ریزش باران با ارتفاع در دامنه‌های شمالی البرز هم در اثر تقویت بادهای آناباتیک به وسیله سامانه مذکور و صعود هوای گرم و مرطوب آورده شده به وسیله جبهه‌های نسیم دریا به دشت روی این دامنه‌ها رخ می‌دهد. کارلا لیما، ساتیامورتی و ریس فرناندز^۱ (۲۰۰۹) به بررسی بارش‌های سنگین در تابستان‌های گرم و مرطوب جنوب شرقی برزیل که منجر به بروز سیل شده است، پرداختند. نتایج نشان داد که این رویدادها اکثراً ناشی از دو نوع آشفنگی جوی: جبهه سرد و منطقه همگرایی آتلانتیک می‌باشد. ماتسرانگلو، هوروات، ریکیو و میگلیتا^۲ (۲۰۱۱) با مطالعه مکانیزم توسعه جریان همرفتی در رخداد بارش‌های سنگین طولانی مدت جنوب شرق ایتالیا پرداختند. هیدالگو-مونز، آرگوئسو، گامیز-فورتیس، استبان-پارا و کاسترو-دایز^۳ (۲۰۱۱) به بررسی روند بارش‌های فرین مرتبط با الگوهای سینوپتیکی جنوب شبه‌جزیره ایبری پرداختند. در رابطه با شاخص‌سازی و اثر پیوند از دورها بر بارش‌های مناطق مختلف نیز می‌توان به تحقیقات زیر اشاره کرد.

1. Carla Lima, Satyamurty & Reyes Fernández

2. Mastrangelo, Horvath, Riccio & Miglietta

3. Hidalgo-Munoz, Argüeso, Gamiz-Fortis, Esteban-Parra & Castro-Diez

تأثیر نوسانات دمایی سطح اقیانوس هند بر بارش ملبورن استرالیا (مکانیک^۱، ایمتیز، گاتو- ترانینداد و الماهدی (۲۰۱۳)، تأثیر شاخص های دور پیوندی بر بارش شیلی (والدز- پیندا، والدز، دیاز و پزارو- تاپیا^۲، ۲۰۱۵) و تأثیرات نوسانات دمایی سطح اقیانوس آرام جنوبی در بارش های شبه جزیره عربستان (عبید، المزروعی، کوچارسکی، ابرین و یوسف^۳، ۲۰۱۸) اشاره کرد.

مرادی (۱۳۸۱) به مطالعه بارش های سواحل شمالی ایران براساس نقشه های ماهانه سطح زمین و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در شش ماه سرد سال طی دوره آماری ۱۹۷۱-۱۹۸۹ پرداخت و نشان داد که رخداد بارش های شدید در شمال کشور در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با حاکم شدن پشته روی دریای سیاه، شرق تا مرکز اروپا، شرق دریای مدیترانه و حضور ناوه عمیق در شرق دریای سیاه همراه است. همچنین، در تحقیقی دیگر، مرادی (۱۳۸۳) به بررسی سیلاب های شمال شرق ایران با بهره گیری از داده های بلندمدت بارش و دبی ایستگاه های موجود در منطقه طی دوره آماری ۳۰ ساله پرداخت و به این نتایج دست پیدا کرد که چهار الگوی کم- فشارهای مهاجر قطبی اروپایی، کم فشارهای مدیترانه ای، کم فشارهای سودانی و دریای سرخ و پرفشار مهاجر قطبی سیبری در ایجاد بارش های سیل زا در منطقه مؤثر هستند.

عزیزی (۱۳۸۲) به مطالعه زمان یابی آغاز فعالیت پرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای خزر پرداخت. او به این نتیجه رسیده است که دهه دوم اکتبر برابر با دهه سوم مهر با بیشترین فراوانی به میزان ۵۰ درصد در طول دوره آماری (۱۹۷۱-۱۹۸۰) آغاز فعالیت پرفشار سیبری در منطقه است. رضایی (۱۳۸۲) سیستم های سینوپتیکی سیل زا را در جنوب دریای خزر و به صورت موردی در حوضه سفارود شناسایی کرد. در این پژوهش مشخص شد حدود ۷۱ درصد سیلاب ها زمانی ایجاد می شود که محور ناوه مستقر در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، در غرب خزر قرار گیرد. عامل ایجاد بقیه سیلاب ها، واچرخندها و چرخندهای سطح زمین است. غفاریان، مشکواتی، آزادی، مزرعه فراهانی و رحیم زاده (۱۳۸۹) در بررسی سینوپتیکی بارش های فرین شمال غرب ایران، برهم کنش دو رودباد جنب حاره و قطبی را باعث چرخندزایی

1. Mekanik, Imteaz, Gato-Trinidad & Elmahdi
2. Valdés-Pineda, Valdés, Diaz & Pizarro-Tapia
3. Abid, Almazroui, Kucharski, O'Brien & Yousef

در منطقه شمال شرق دریای مدیترانه و همچنین بی‌هنجاری دمای سطح آب و بالا بودن میانگین دمای آن باعث تغذیه رطوبتی منطقه شده و این دو توانستند شرایط بارش شدید در این منطقه را فراهم کنند. رنجبر و امینی (۱۳۸۹) در مطالعه بارش‌های شدید فصل تابستان استان گلستان افزایش دما در فصل تابستان و در پی آن گرم شدن دریا و تبخیر قابل ملاحظه در منطقه و همچنین افزایش گنجایش پذیرش رطوبت و گذر امواج کم دامنه‌تراز میانی و نفوذ زبانه پرفشار در پشت ناوه وارونه عبوری و وجود رشته کوه البرز که سبب صعود هوای گرم و مرطوب می‌شود که وجود هوای سرد در تراز میانی جو پتانسیل شکل‌گیری طوفان‌های تندری و سیل آسا را فراهم می‌کند. مفیدی، زرین و جانباز قبادی (۱۳۹۱) در تحقیقی که با هدف بررسی علل کاهش باران‌های زمستانه نسبت به پاییز در سواحل جنوبی دریای خزر انجام دادند به این نتایج رسیدند که در فصل زمستان به واسطه استقرار مراکز پرفشار قوی‌تر بر جانب شمالی و غربی دریای خزر، میزان گردش و اچرخندی و فشار هوا در ترازهای زیرین جو روی بخش جنوبی دریا افزایش قابل ملاحظه‌ای می‌یابد. این افزایش با وردایی نصف-النهاری قابل توجه پرفشارهای دینامیکی زمستانه، تغییر جهت وزش باد غالب در مهم‌ترین الگوی بارش‌زای خزری و کاهش یافتن دما و شار گرمای نهان در سطح دریای خزر همراه می‌شود. مجموع شرایط فوق کاهش یافتن مقدار، شدت و تعداد روزهای بارشی را در طول فصل زمستان در سواحل جنوبی دریای خزر به دنبال دارد.

غیور، مسعودیان، آزادی و نوری (۱۳۹۰) به منظور شناسایی الگوهای زمانی و مکانی رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر، از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی و تحلیل خوشه‌ای استفاده کردند. نتایج مطالعات آن‌ها نشان می‌داد که در همه گروه‌های بارشی، ماه تیر و فصل تابستان، کمترین فراوانی رویدادها را دارند. در گروه‌های بارشی سبک، متوسط و سنگین، ماه اسفند و فصل زمستان و در گروه بارشی فوق سنگین، ماه مهر و فصل پاییز دارای بیشترین فراوانی رویداد های بارشی هستند. عساکره، خوش‌رفتار و ستوده (۱۳۹۱) بارش‌های سنگین روزانه سپتامبر در ارتباط با الگوهای سینوپتیکی در استان گیلان (۲۰۰۵-۱۹۷۵) را بررسی کرده‌اند. نتایج بیانگر تأثیر سامانه‌های پرفشار شمال غرب دریای سیاه، شمال روسیه جنب

قطبی، شمال غرب اروپا دریای نروژ، شمال دریای خزر و غرب دریای سیاه دریای مدیترانه بر بارش های سنگین است.

بابایی فینی و فتاحی (۱۳۹۳) با بررسی الگوهای سینوپتیکی بارش های خزری به روش PCA طبقه بندی الگوهای سینوپتیکی بارش را با استفاده از داده های میانگین روزانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار سطح دریا طی دوره آماری ۱۹۵۰-۲۰۰۸ مورد بررسی قرار دادند و برای ارزیابی رابطه الگوهای گردش جوی بر احتمال وقوع بارش و شدت بارش، شاخص PI را مورد استفاده قرار دادند. نظر به تحقیقات بالا و اینکه عمده تحقیقات روی بارش های فرین بوده، این سؤال پیش می آید که آیا می توان شاخصی جهت مطالعه این نوع بارش ها ایجاد کرد به گونه ای که ارتباط قوی و معناداری با بارش های سنگین و فراگیر سواحل جنوبی خزر داشته باشد و در حین حال بتواند رفتاری معنادار با سایر شاخص های پیوند از دور مرتبط با بارش های این خطه از کشور از خود نشان دهد. پژوهش پیش رو سعی دارد با واکاوی و جمع بندی ویژگی های همدیدی منجر به بارش های سنگین و فراگیر فصل پاییز در سواحل جنوبی خزر از طریق فصل مشترک آنها به ارائه شاخصی جدید جهت مطالعه این نوع بارش ها مبادرت ورزد.

۳. روش شناسی تحقیق

۳.۱. روش تحقیق

به منظور بررسی همدیدی بارش های سنگین ناحیه خزری و ارائه شاخصی به منظور واکاوی این بارش ها در منطقه از داده های روزانه بارش در ۸ ایستگاه سینوپتیک (شکل ۱) واقع در استان های ساحلی شمال کشور شامل گیلان، مازندران و گلستان استفاده شد. در این رابطه، داده های روزانه بارش طی سال های ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۰ از سازمان هواشناسی کشور دریافت شد. به منظور شناسایی الگو های همدیدی بارش های فراگیر پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، روش همدیدی، محیط به گردش، انتخاب شد و در راستای پاسخ به سؤال اصلی پژوهش، از داده های مورد اشاره بالا استفاده شد و مراحل زیر صورت پذیرفت.

- در گام نخست روزهای فاقد بارش از سری زمانی حذف شد. سپس با توجه به توزیع غیر همسان بارش در سه ماه فصل پاییز هر ماه به صورت جداگانه مورد بررسی قرار گرفت. بر همین اساس، سعی شد تا بارش‌های سنگین و فراگیر استخراج شود که شاخصی برای آن تعریف شد.

- در گام بعد، دو شرط برای بارش فراگیر در نظر گرفته شد. اول اینکه در آن روز، مقدار بارش بیش از میانگین بلند مدت، خود ایستگاه ثبت شده باشد. دوم اینکه در آن روز، حداقل ۶ ایستگاه از ۸ ایستگاه بطور همزمان بارش داشته باشند که بدین ترتیب روزهای بارش سنگین و فراگیر مجزا شدند.

- سپس وضعیت همدیدی و ساختار غالب گردش جو مورد بررسی قرار گرفت. برای این منظور میانگین فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد برای ۱۷ تراز جوی برای روزهای مذکور از مرکز ملی پیش بینی محیطی / مرکز ملی پژوهش جو (NCEP/NCAR) اخذ شد. با بهره‌گیری از داده‌های فوق، نقشه‌های ترکیبی فشار تراز دریا، میدان برداری باد، تاوایی نسبی، تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل به تفکیک برای دورهای مختلف تولید و تحلیل شد. در نهایت الگوهای همدیدی اصلی تعیین شد. نظر به اینکه نیاز بود این نقشه‌ها گروه بندی شود و با توجه به اینکه خوشه‌بندی توانایی کاهش داده‌ها و پیدا کردن گروه‌های واقعی را داشت از روش خوشه بندی سلسله‌مراتبی به شیوه تراکمی و روش ادغام وارد بهره گرفته شد.

- در مرحله بعد، با مشخص شدن تعداد خوشه‌ها، تمایز آن‌ها به لحاظ آماری مورد آزمون قرار گرفت که برای این موضوع، آزمون تحلیل واریانس یک طرفه و آزمون تعقیبی توکی استفاده شد.



شکل ۱- ایستگاه‌های هواشناسی مورد استفاده در تحقیق

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹۶

۴. مبانی نظری تحقیق

۴.۱. بارش سنگین فراگیر

در متون علمی اقلیم‌شناسی، بارش‌های سنگین از دو طریق صدک‌ها (بارش‌های قرار گرفته در صدک ۹۹ (محمدی و مسعودیان، ۱۳۸۹)، صدک ۹۵ (محمدی، ۱۳۹۲)، صدک ۹۸ (سیبرت، فرانک و فرمایر، ۲۰۰۵) و آستانه‌ها (روزهای با بارش بیش از ۱۰ میلیمتر (رحیم‌زاده، ۱۳۸۴) و ۳۰ میلیمتر (علیجانی، ۱۳۸۱) در ایران، بارش‌های بیش از ۹۴/۴ میلیمتر (وایدا و کولکارنی، ۲۰۰۷) در هندوستان و بارش‌های بیش از ۲ اینچ (کارل، نایت، ایسترلینگ و کوایل، ۱۹۹۶) در آمریکا مورد مطالعه قرار گرفته‌اند.

در تحقیق پیش رو، از روش آستانه‌گذاری متغیر برای هر ایستگاه استفاده شده است؛ زیرا همانگونه که برزو و عزیزی (۱۳۹۴) نیز اشاره کرده‌اند نمی‌توان برای تمام ایستگاه‌ها از یک شاخص برای نشان دادن بارش سنگین استفاده کرد، در همین راستا، روزی که مقدار بارش آن بیش از میانگین بلند مدت بارش رخ داده در آن ایستگاه بوده به عنوان بارش سنگین در نظر گرفته شده و اگر در آن روز، در بیش از ۷۰ درصد ایستگاه‌ها بارش سنگین ثبت شده باشد آن روز به عنوان بارش سنگین فراگیر مشخص شده است.

1. Seibert, Frank & Formayer
2. Karl, Knight, Easterling & Quayle

۲.۴. شاخص CACO

شاخص CACO، از جمله شاخص‌های پیوند از دور است که همانند شاخص نوسان اطلس شمالی از جمله شاخص‌های فشاری بوده که از تفاضل میانگین فشار تراز دریا در خطی به مختصات ۲۰ درجه شرقی تا ۲۵ درجه شرقی روی عرض جغرافیایی ۷,۵ درجه شمالی واقع در افریقا، از میانگین فشار تراز دریا در خطی به مختصات ۵۲,۵ درجه شرقی تا ۵۷,۵ درجه شرقی روی عرض جغرافیایی ۴۵ درجه شمالی واقع در حوضه دریای خزر، محاسبه می‌شود.

۳.۴. شاخص NCPI

شاخص NCPI که از جمله شاخص‌های ژئوپتانسیلی جو بوده و در واقع، تفاضل ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال دریای شمال واقع در اسکاندیناوی است که از ارتفاع ژئوپتانسیلی دریای خزر بدست می‌آید.

۵. یافته‌های تحقیق

با توجه به تعریف ارائه‌شده از بارش‌های سنگین و فراگیر، ۱۰۴ مورد از این رخداد طی سال-های ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۰ در منطقه مورد مطالعه شناسایی شدند. نتایج حاصل از خوشه‌بندی فشار تراز دریا برای این بارش‌ها ۳ الگوی هم‌مدیدی متمایز را مشخص ساخت (شکل ۲) که از لحاظ آماری دارای تفاوت معناداری با هم بودند (جدول ۱).



شکل ۲- نمودار درختی حاصل از تحلیل خوشه‌ای بر روی مقادیر روزهای بارش فراگیر در طول دوره آماری

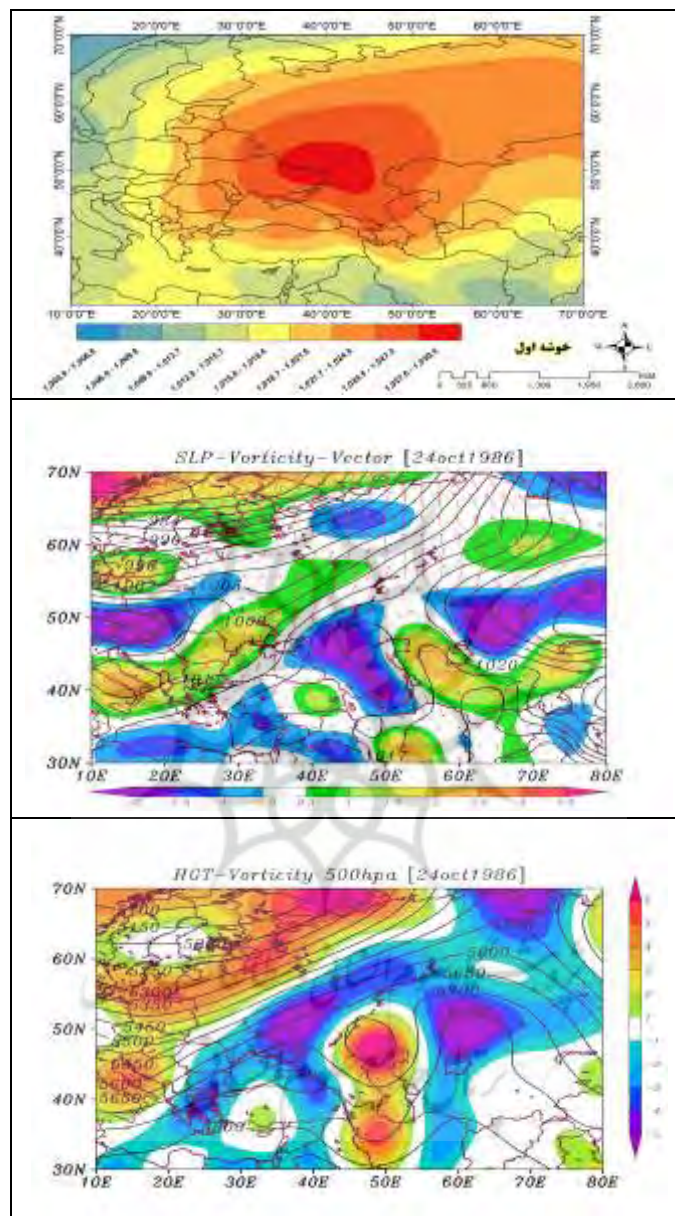
مأخذ: نگارنده، ۱۳۹۶

جدول ۱- جدول آزمون تعقیبی Tukey برای سنجش تمایز تک تک خوشه‌ها از همدیگر

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹۶

آزمون تعقیبی توکی		درصد اطمینان در سطح ۹۵ صدم				
طبقه (I)	طبقه (J)	اختلاف میانگین	ارور انحراف معیار	معناداری	حد پایین	حد بالا
۱	۲	۳,۶	۰,۳۶	۰	۲,۷۷	۴,۴۴
	۳	۲,۶۲	۰,۳۶	۰	۱,۷۹	۳,۴۶
۲	۱	-۳,۶	۰,۳۶	۰	-۴,۴۴	-۲,۷۷
	۳	-۰,۹۷	۰,۳۶	۰,۰۲	-۱,۸۱	-۰,۱۴
۳	۱	-۲,۶۷	۰,۳۶	۰	-۳,۴۶	-۱,۷۹
	۲	۰,۹۷	۰,۳۶	۰,۰۲	۰,۱۴	۱,۸۱

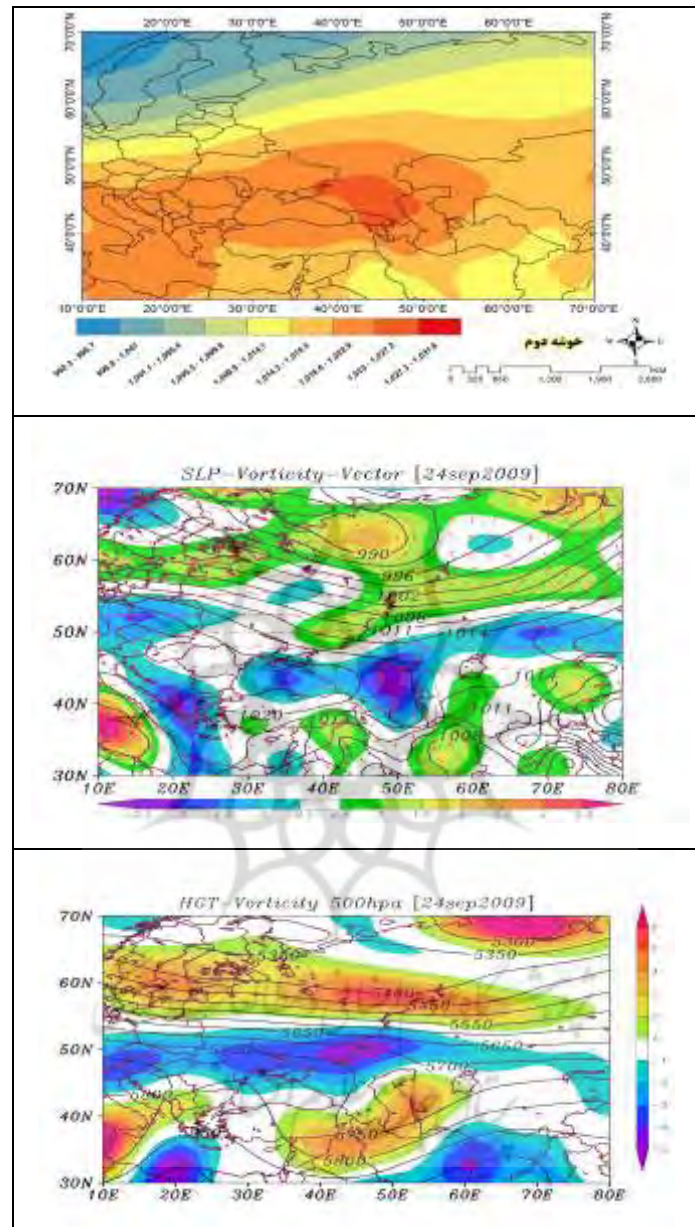
براین اساس، سه الگوی پرفشار سیبری (شکل ۳)، ادغام (شکل ۴) و پرفشار مهاجر (شکل ۵) بارش های سنگین و فراگیر فصل پاییز این منطقه را سبب می‌شوند. برای هر الگو یک نماینده (روزی که بیشترین همبستگی را با سایر روزهای آن خوشه داشته باشد) انتخاب و ویژگی‌های همدیدی آن در دو تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکالی مورد تحلیل قرار گرفت. در هر دو الگوی پرفشار سیبری و ادغام، ناپایداری حاصل از حضور کم فشار دینامیکی بر روی خزر و قرارگیری خط تراز در تراز بالا و گرادیان فشار شمال به جنوب روی دریای خزر که جریان هوای سرد روی دریای گرمتر را ایجاد می‌کند، منجر به تزریق رطوبت به سیستم کم فشار می‌شود و نهایتاً باعث بارش های سنگین و فراگیر این منطقه می‌شوند. تفاوت این دو الگو در نحوه ورود و قرارگیری سامانه پرفشار روی دریای خزر است. بدین نحو که در الگوی پرفشار سیبری در شمال شرق دریاچه بایکال هسته پرفشار سیبری با فشار مرکزی ۱۰۳۵ هکتوپاسکال تشکیل شده است. این مرکز پرفشار زبانه‌های خود را به سمت شرق گسترش داده و تا شمال افریقا پیشروی داشته است. منحنی ۱۰۱۵ هکتوپاسکال آن تا سواحل جنوبی مدیترانه گسترش دارد و در روی دریای خزر هسته ثانویه پرفشار شکل گرفته است، حال آنکه در الگوی ادغام، پرفشار مهاجر اروپایی بر روی دریای سیاه مستقر شده است و زبانه‌ای از آن تا دریای خزر رسیده است، پرفشار مزبور در شمال دریای خزر با پرفشار سیبری در هم آمیخته و گستره‌ای از مراکز پرفشار عرض های بالا را با هسته سرد و عامل حرارتی به وجود آورده است.



شکل ۳- الگوی پرفشار سبیری به ترتیب از بالا به پایین، میانگین فشار تراز دریا، آرایش الگوهای همدیدی در تراز ۱۰۰۰ (نقشه وسط) و ۵۰۰ (نقشه پایین) هکتوپاسکالی برای نماینده این خوشه،

۱۹۸۶/۱۰/۲۴.

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹۶

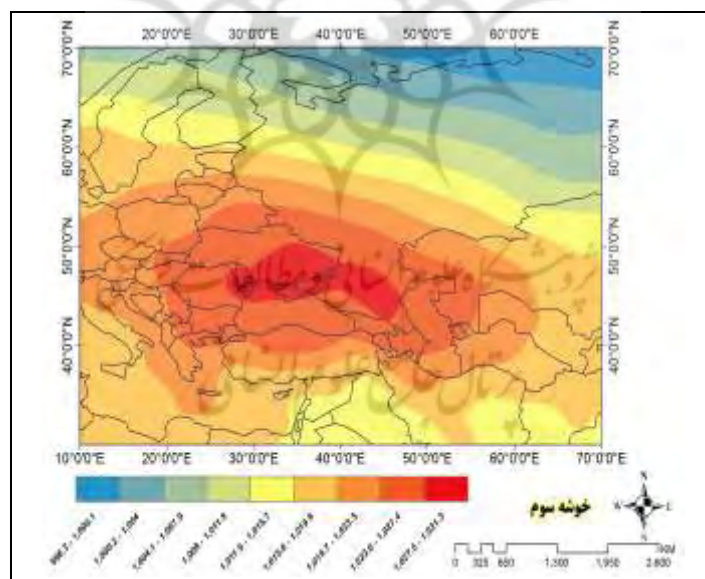


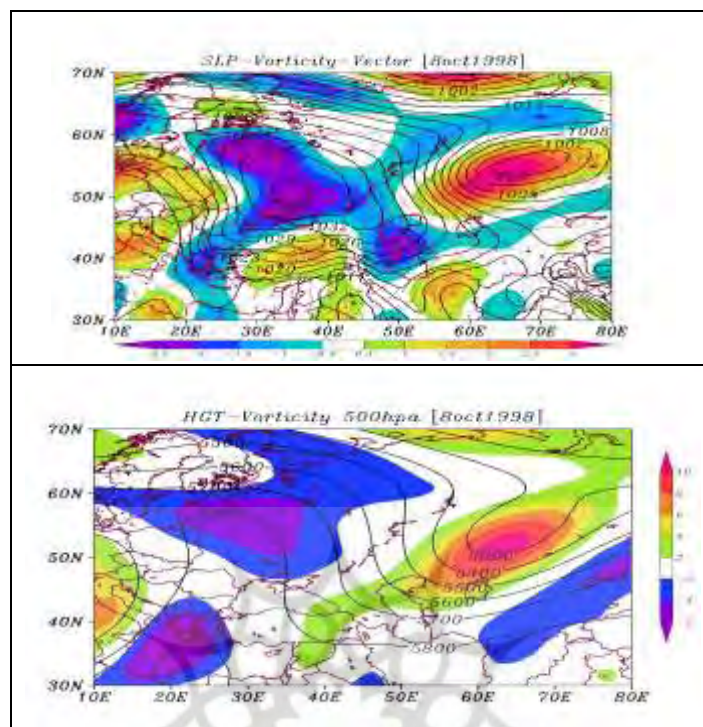
شکل ۴- الگوی ادغام، به ترتیب از بالا به پایین، میانگین فشار تراز دریا، آرایش الگوهای همدیدی در

تراز ۱۰۰۰ (نقشه وسط) و ۵۰۰ (نقشه پایین) هکتوپاسکالی برای نماینده این خوشه، ۲۴/۹/۲۰۰۹.

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹۶

الگوی پرفشار مهاجر، در سطح زمین یک پرفشار حرارتی که از منطقه جنب قطبی منشأ گرفته با هسته سرد به سمت شرق و جنوب شرق در حال حرکت است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی این پرفشار سطح زمینی، منطقه چرخندگی منفی بادهای غربی عامل دینامیکی تقویت این پرفشار است. پرفشار سطح زمین به وسیله چرخندگی منفی و روی آن با ناوه تراز میانی اتصال دارند. اتصال بین چرخندگی منفی سطح زمین و سطوح میانی باعث حرکت پرفشار به دنبال ناوه سطوح میانی می باشد و به این صورت پرفشار تراز پایینی قادر است مسیر غرب به شرق را روی خشکی های اروپا آسیا طی کند. در حاشیه شرقی پرفشار سطح زمین گردش پاد زمین گرد باعث جریان باد از سمت شمال شده است؛ در حالی که حاشیه شرقی پرفشار بر روی دریای خزر استقرار یافته است. بنابراین، تحت تأثیر گردش باد زمینگرد پرفشار، جریان باد روی خزر شمالی شده و هوای سرد عرض های بالایی در تراز پایین تروپوسفر به سمت جنوب به حرکت در آمده است. این هوای سرد هنگام عبور از آب های گرم که دمای خود را از فصل گرم تابستان دارد به تدریج از قسمت زیرین گرم شده، رطوبت حاصل از دما را جذب می کند (شکل ۵).



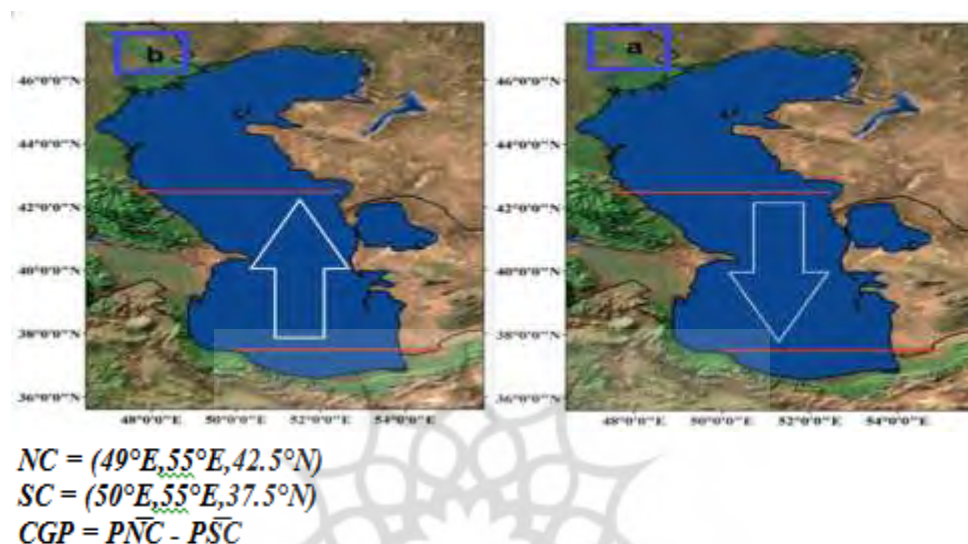


شکل ۵- الگوی پرفشار مهاجر، به ترتیب از بالا به پایین، میانگین فشار تراز دریا، آرایش الگوهای همدیدی در تراز ۱۰۰۰ (نقشه وسط) و ۵۰۰ (نقشه پایین) هکتوپاسکالی برای نماینده این خوشه، ۱۹۹۸/۱۰/۸.

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹۶.

با توجه به تحلیل همدیدی روزهای بارش سنگین و فراگیر در سواحل جنوبی خزر می توان ادعا کرد که تشکیل گرادیان فشار روی دریای خزر به نحوی که هدایت جریانات شمالی به سمت سواحل جنوبی خزر را سبب شود از عوامل اصلی رخداد این بارشها محسوب می شود. جهت اثبات ادعای فوق لازم بود کمی سازی این عامل صورت پذیرد. در این راستا، میانگین فشار خطی در شمال خزر بدست آمد و از میانگین فشار خطی در نزدیکی ساحل خزر جنوبی، کسر شد تا مقدار گرادیان فشار که خود وضعیت باد را بر روی خزر مشخص می کند، بدست آید. بدین صورت خطوطی در شمال و جنوب دریای خزر آزمون شد و نهایتاً خطی به مختصات ۴۹ تا ۵۵ درجه شرقی و ۴۲,۵ درجه شمالی واقع در شمال دریای خزر و خطی به مختصات ۵۰ تا

۵۵ درجه شرقی و ۳۷,۵ شمالی واقع در جنوب دریای خزر در نظر گرفته شد و پس از بدست آمدن تفاضل آن مقدار گردیان فشار بر دریای خزر بدست آمد (شکل ۶).



شکل ۶- وضعیت شاخص CGP زمانی که مثبت (a) زمانی که منفی (b)

ماخذ: نگارنده، ۱۳۹۶

- در مرحله بعد مقدار شاخص CGP برای هر ۱۰۴ مورد بارش فراگیر استخراج و رابطه آن مورد بررسی قرار گرفت.

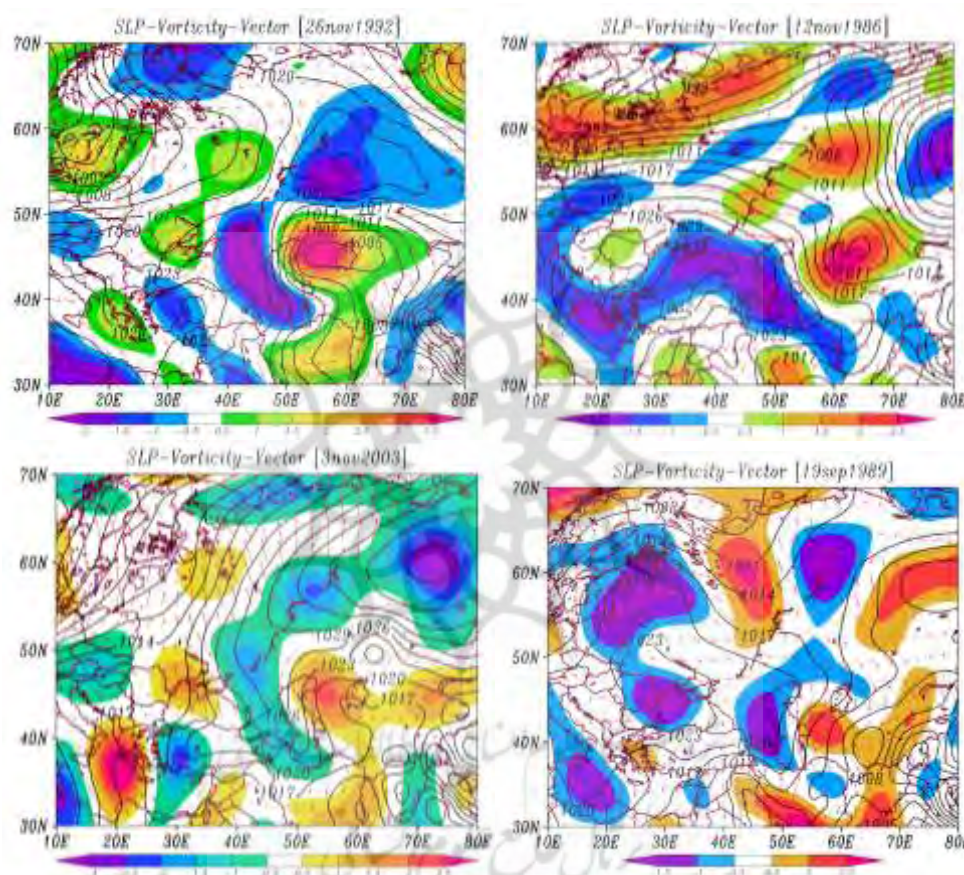
- در مرحله بعد رابطه بین مقدار شاخص CGP در هر ۱۰۴ روز با مقادیر برخی شاخص‌های فعال در منطقه و پرفشار سیبری و بارش ایستگاه‌های منطقه بطور جداگانه بررسی شد.

- در مرحله بعد مقادیر این شاخص در دوره مورد مطالعه در سه گروه روزهای فاقد بارش و روزهای بارشی و روزهای بارش فراگیر مورد آزمون آنومالی قرار گرفت.

۱.۵ بررسی شاخص CGP با بارش‌های فراگیر

پس از تهیه اسکرپیت و استخراج شاخص فوق ابتدا به نظر رسید در هر ۱۰۴ مورد بارش فراگیر، شاخص فوق باید مثبت بوده باشد. پس از آزمون مشخص شد از ۱۰۴ مورد فوق در ۱۰۰ مورد، شاخص مثبت بوده و تنها در ۴ مورد مثبت نبود است. برای بررسی چرایی موضوع فوق

نقشه هر ۴ مورد ترسیم شد که در شکل (۷) نمایش داده شده است. در شکل کاملاً مشخص است که در این ۴ مورد نیز باد شمالی می باشد، ولی به دلیل اینکه یک پرفشار بر روی دریای خزر به صورت عمودی قرار گرفته و تفاوت فشار در بالا و پایین یکی است، شاخص فوق نشان نداده ولی باز هم در این ۴ نقشه می بینیم که باد شمالی بوده و فرضیه باد شمالی تأیید می شود.



شکل ۷- نقشه بارش های فراگیری که شاخص CGP مثبت نبود

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹۶

۲.۵. بررسی رابطه شاخص CGP با بارش ایستگاه ها و برخی الگوهای پیوند از دور فعال در منطقه پس از محاسبه مقادیر روزانه GCP ارتباط آن با سری زمانی بارش فصل پاییز و شاخص های دور پیوندی CACO, NCPI₇₀₀, NAO, Ao, و SHI مورد توجه قرار گرفت

(جدول ۲). همانطور که قابل ملاحظه است شاخص جدید با همه آنها به صورت معناداری ارتباط دارد. البته جهت ارتباط در همه یکسان نبوده و با NAO, AO به صورت مستقیم و با CACO و NCPI و سیبری ارتباط معکوس دارد.

جدول ۲- بررسی رابطه شاخص CGP با برخی الگوهای دور پیوندی و پر فشار سیبری

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹۶

		Ao	NAO	Ncpi 700	CaCo	SHI
Ao	ضریب همبستگی پیرسون	۱	۰۷۸	۰,۱۴۲	-۰,۰۴۲	۰,۰۰۱
	ضریب معنا داری		۰	۰	۰,۰۴۷	۰,۹۶۷
	تعداد	۲۲۷۵	۲۲۷۴	۲۲۷۵	۲۲۷۵	۲۲۷۵
NAO	ضریب همبستگی پیرسون	۰۷۸	۱	۰,۳۲۹	-۰,۰۵۱	۰,۰۳
	ضریب معنا داری	۱	۱	۱	۰,۰۱۵	۰,۱۵۲
	تعداد	۲۲۴۷	۲۲۴۷	۲۲۴۷	۲۲۴۷	۲۲۴۷
Ncpi 700	ضریب همبستگی پیرسون	۰,۱۴۲	۰,۳۲۹	۱	۰,۳۶۴	-۰,۱۲
	ضریب معناداری	۰	۰	۰	۰	۰
	تعداد	۲۲۷۵	۲۲۷۴	۲۲۷۵	۲۲۷۵	۲۲۷۵
CaCo	ضریب همبستگی پیرسون	-۰,۰۴۲	-۰,۰۵۱	۰,۳۶۴	۱	-۰,۳۹۸
	ضریب معناداری	۰,۰۴۷	۰,۰۱۵	۰		۰
	تعداد	۲۲۷۵	۲۲۷۴	۲۲۷۵	۲۲۷۵	۲۲۷۵
SHI	ضریب همبستگی پیرسون	۰,۰۰۱	۰,۰۳	-۰,۱۲	-۰,۳۹۸	۱
	ضریب معنا داری	۰,۹۶۷	۰,۱۵۲	۱	۱	
	تعداد	۲۲۷۵	۲۲۷۴	۲۲۷۵	۲۲۷۵	۲۲۷۵
GC	ضریب همبستگی پیرسون	۰,۰۴۷	-۰,۰۸۶	-۰,۱۶۸	-۰,۵۹۷	-۰,۰۸۹
	ضریب معناداری	۰,۰۲۴	۰	۰	۰	۰
	تعداد	۲۲۷۵	۲۲۷۴	۲۲۷۵	۲۲۷۵	۲۲۷۵

در قسمت بعد لازم بود ارتباط سری زمانی بارش فصل پاییز با شاخص تولید شده بدست آید. در جدول (۳) به بررسی این شاخص با سری زمانی بارش فصل پاییز ایستگاه‌های مورد مطالعه پراخته شد. همانطور که مشخص است این شاخص ارتباط معناداری با تمام ایستگاه‌ها داشته و

ارتباط آن با تمام ایستگاهها به جز گرگان مثبت است و تنها گرگان با شاخص فوق ارتبای منفی دارد.

جدول ۳- ارتباط شاخص CGP با بارش ایستگاههای سواحل خزر جنوبی

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹۶

گرگان	قائم شهر	بابلسر	رامسر	نوشهر	آستارا	رشت	انزلی		
-۰,۰۶۴	۰,۰۵۶	۰,۰۵۶	۰,۱۴۹	۰,۱۴۳	۰,۲۲۹	۰,۰۲۷۴	۰,۳۰۹	ضریب همبستگی پیرسون	GC
۰,۰۰۲	۰,۰۰۷	۰,۰۰۷	۰	۰	۰	۰	۰	ضریب معناداری	
۲۲۷۵	۲۲۷۵	۲۲۷۵	۲۲۷۳	۲۲۷۵	۲۲۷۵	۲۲۷۵	۲۲۷۵	تعداد	

سپس نظر به موارد بالا، به نظر رسید آنومالی این شاخص در هر سه سری داده مقایسه شود. بدین منظور ابتدا میانگین بلندمدت آنها را بدست آوردیم. اعداد، در واقع گویای تفاوت در شاخص CGP است.

جدول ۴- میانگین آنومالی دادهها در شاخص GCP

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹۶

شاخص	CGP
روزهای فاقد بارش	۱۵۷,۷
روزهای بارش دار	۳۲۷,۵
روزهای بارش فراگیر	۴۲۶,۸

مقدار آن کاملاً در سه مورد فوق متفاوت است. برای اطمینان در این رابطه نیز آزمون آنوا و توکی گرفته شده که در زیر آورده شده و ملاحظه می شود که در این مورد هر سه گروه با هم تفاوت معنادار دارند.

جدول ۵- آزمون تحلیل واریانس یک طرفه برای آنومالی مقدار شاخص فوق در روزهای فاقد بارش، روزهای بارش دار و و روزهای بارش فراگیر

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹۶

GC	بین گروه ها	۱۶۲۳۵۹۳۳,۲۵	۲	۸۱۱۷۹۶۶,۶۲۵	۱۱۴,۶۲۸	۰
	داخل گروه ها	۱,۶۱E+۰۸	۲۲۷۲	۷۰۸۱۹,۸۰۲		
	مجموع	۱,۷۷ E+۰۸	۲۲۷۴			

جدول ۶- آزمون تعقیبی برای آنومالی مقدار شاخص فوق در روزهای فاقد بارش، روزهای بارش دار و و روزهای بارش فراگیر

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹۶

GC	۰	۱	-۱۶۲,۶۲	۱۱,۷۴	۰	-۱۹۰,۱۶	-۱۳۵,۰۷
		۲	-۲۶۹,۱۳	۲۸,۴۲	۰	-۳۳۵/۸۰۵۳۶۳	-۲۰۲,۴۷
	۱	۰	۱۶,۶۲	۱۱,۷۴	۰	۱۳۵,۰۷	۱۹۰,۱۶
		۲	-۱۰۶,۵۱	۲۷,۸۴	۰	-۱۷۱,۸۱	-۴۱,۲۱

۶. نتیجه‌گیری و پیشنهادها

در پژوهش حاضر الگوهای سینوپتیکی بارش‌های فراگیر منطقه خزری مورد تحلیل و ارزیابی قرار گرفت. شاخصی جدید به نام CGP معرفی و ارائه شد که نتایج پژوهش به قرار زیر است. با بررسی‌های انجام‌شده مشخص شد که در رویدادهای بارشی رصد شده، سه الگوی غالب پرفشار در منطقه حاکمیت دارد که با استفاده از تحلیل خوشه‌ای این امر حاصل شد. در ادامه ماهیت این سه الگوی فشار مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است.

- نظر به هر سه الگو مشاهده می‌شود که برای ایجاد بارش فراگیر در این فصل نیاز به حضور یک پرفشار بر روی دریا و ایجاد جریانات شمالی بر روی آب که با توجه به گرم بودن آب در این زمان از سال باعث جذب رطوبت از زیر و ناپایداری در انتهای مسیر و حمایت این صعود به صورت مختلف در سطح میانی بود که نهایتاً منجر به بارش‌های فراگیر در سواحل جنوبی می‌شود.

- نظر به بررسی های سینوپتیکی روی این نوع از بارش به نظر رسید جمیع عوامل در صورتی که به باد شمالی بیانجامد و شرایط سینوپتیک تراز فوقانی اجازه ناپایداری را فراهم سازد، بارش های سنگین و فراگیر ایجاد می کند که در این راستا شاخصی تولید و مورد بررسی قرار گرفت.
- بررسی شاخص حاکی از آن است که از بررسی ۱۰۴ مورد بارش فراگیر در منطقه، در ۱۰۰ مورد شاخص تولید شده مثبت بوده و در ۴ مورد که شاخص مثبت نبوده هم بررسی الگو های سینوپتیکی حاکی از برقراری باد شمالی است، ولی به جهت استقرار یک پرفشار بر فراز محدوده استخراج شاخص، گرادیان فوق پاسخ گو نیست ولی باد شمالی جریان دارد که حاکی از تأیید فرض اولیه ایجاد شاخص است.
- بررسی شاخص فوق با سایر الگوهای دور پیوندی فعال و پرفشار سیبری و بارش ایستگاهها نشان از ارتباط قوی تر این شاخص با همه موارد فوق نسبت به شاخص های قبلی دارد.
- در بررسی آنومالی این شاخص در دوره مورد بررسی در سه گروه روزهای فاقد بارش، روزهای بارشی و روزهای بارش فراگیر نشان از آنومالی معنادار در این سه گروه می دهد که می توان این مورد را به عنوان نقش عاملی باد شمالی که در شاخص فوق مستتر است، در رابطه با بارش های فراگیر ادعا کرد. به نظر می رسد در صورتی که در رابطه با تولید شاخص گرادیان فشار خزر وضعیت شارش رطوبت و دمای آب و چرخندگی نیز توامان با گرادیان فشار مطالعه شود شاخصی کامل تر و دقیق تر حاصل می شود.

کتابنامه

۱. بابایی فینی، ا.، و فتاحی، ا. (۱۳۹۳). طبقه بندی الگوهای سینوپتیکی بارش زا در سواحل دریای خزر. پژوهش های جغرافیای طبیعی، ۱(۱)، ۱۹-۴۲.
۲. برزو، ف.، و عزیزی، ق. (۱۳۹۴). پیشنهاد معیاری ساده برای برآورد بارش سنگین در مناطق مختلف ایران. پژوهش های جغرافیای طبیعی، ۳(۳)، ۳۶۵-۳۴۷.
۳. خوشحال دستجردی، ج. (۱۳۷۲). تحلیل و ارائه مدل های سینوپتیکی و کلماتولوژی برای بارش های بیش از صد میلیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر. رساله دکتری منتشر نشده جغرافیای طبیعی با گرایش اقلیم دانشگاه تربیت مدرس. تهران، ایران.
۴. رحیمزاده، ف. (۱۳۸۴). بررسی مقادیر حدی بارش در ایران. نیوار، ۳۰(۵۸ و ۵۹)، ۲۰-۷.

۵. رضایی، پ.، علیجانی، ب.، و عزیزی، ق. (۱۳۸۲). شناخت سیستم های سینوپتیکی سیل زا در جنوب دریای خزر (مطالعه موردی: حوضه شفا رود). فصل نامه جغرافیایی سرزمین، (۱۰)، ۵۶-۳۳.
۶. رنجبر سعادت آبادی، ع.، و امینی، ن. (۱۳۸۹). مطالعه بارش های شدید فصل تابستان استان گلستان. نشریه پژوهش های اقلیم شناسی، ۱(۲)، ۷۶-۵۷.
۷. سلیقه، م.، چهره آرا، ت.، و ناصر زاده، ح. (۱۳۹۵). بررسی رابطه شاخص های NCPI و CACO با بارش های فراگیر پاییزه. تحقیقات کاربردی، ۱۶(۴۳)، ۱۹-۳۵.
۸. عزیزی، ق. و یوسفی، ح. (۱۳۸۳). زمان یابی ورود پرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای خزر. فصل نامه مدرس علوم انسانی، ۹(۴)، ۱۰۰-۸۱.
۹. عساکره، ح.، خوش رفتار، ر.، و ستوده، ف. (۱۳۹۱). تحلیلی بر بارش های سنگین روزانه سپتامبر در ارتباط با الگوهای همدید در استان گیلان ۲۰۰۵-۱۹۷۶. پژوهش های جغرافیای طبیعی، (۸۰)، ۵۱-۶۶.
۱۰. علیجانی، ب. (۱۳۸۱). آب و هوای ایران (چاپ پنجم). تهران: انتشارات دانشگاه پیام نور.
۱۱. علیجانی، ب.، محمدی، ح.، و بیگدلی، آ. (۱۳۸۶). نقش الگوهای فشار در بارش های سواحل جنوبی دریای خزر. فصل نامه جغرافیایی سرزمین، ۲(۴)، ۷۱-۵۲.
۱۲. غفاریان، پ.، مشکواتی، ا.، آزادی، م.، مزرعه فراهانی، م.، و رحیم زاده، ف. (۱۳۸۹). بررسی همدید بارش در شمال غرب ایران - مطالعه موردی بارش فرین ایستگاه ارومیه. پژوهش های اقلیم شناسی، ۱(۳-۴)، ۲۶-۱۵.
۱۳. غیور، ح. ع.، مسعودیان، س. ا.، آزادی، م.، و نوری، ح. (۱۳۹۰). تحلیل زمانی و مکانی رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر. تحقیقات جغرافیایی، ۲۶(۱۰۰)، ۳۰-۱.
۱۴. فتاحی، ا.، و رحیم زاده، ف. (۱۳۸۸). تأثیر پدیده انسو بر رفتار الگوهای گردشی جوی ایران. مجله جغرافیا و توسعه، ۷(۱۵)، ۴۴-۲۱.
۱۵. محمدی، ب. و مسعودیان، ا. (۱۳۸۹). تحلیل فشار تراز دریا در زمان رخداد بارش های فوق سنگین و فراگیر ایران. مقاله ارائه شده در چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، انجمن ژئوفیزیک ایران، تهران.
۱۶. محمدی، ب. (۱۳۹۲). تحلیل روند سالانه آستانه بارش های سنگین ایران. تحقیقات جغرافیایی، ۲۱(۱)، ۱۷۶-۱۶۳.

۱۷. مرادی، ح. ر. (۱۳۸۱). تحلیل همبستگی بارش های ساحل جنوبی دریای خزر در شش ماه سرد سال. *مجله علوم و فنون دریایی*، ۱(۲)، ۶۱-۷۲.
۱۸. مفیدی، ع.، زرین، آ.، و کارخانه، م. (۱۳۹۳). بررسی الگوی گردش جو در طول دوره های خشک و مرطوب در سواحل جنوبی دریای خزر. *نشریه ژئوفیزیک ایران*، ۱(۱)، ۱۷۶-۱۴۰.
۱۹. مفیدی، ع.، زرین، آ.، و جانباغ قبادی، غ. ر. (۱۳۹۱). تبیین علل کاهش یافتن مقدار و شدت بارش های زمستانه در قیاس با بارش های پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر. *مجله فیزیک زمین و فضا*، ۳۱(۱)، ۲۰۳ - ۱۷۷.

20. Abid, M. A., Almazroui, M., Kucharski, F., O'Brien, E., & Yousef, A. E. (2018). ENSO relationship to summer rainfall variability and its potential predictability over Arabian Peninsula region. *NPJ Climate and Atmospheric Science*, 1(1), 1-7.
21. Aceituno, P., & Garreaud, R. (1995). Impacto de los fenómenos el Niño y la Niña en el régimen pluviométrico Andino. *Revista Chilena de Ingeniería Hidráulica*, 9, 12-20.
22. Alijani, B. (2002). Variations of 500 hPa flow patterns over Iran and surrounding areas and their relationship with the climate of Iran. *Theoretical and Applied Climatology*, 72(1-2), 41-54.
23. Carla Lima, K., Satyamurty, P., & Reyes Fernández, J. P. (2009). Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in southeast Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, 101(1-2), 121-135.
24. Hatzaki, M., Flocas, H. A., Maheras, P., Asimakopoulos, D. N., & Giannakopoulos, C. (2006). Study of future climatic variations of a teleconnection pattern affecting Eastern Mediterranean. *Global Nest Journal*, 8(3), 195-203.
25. Hidalgo-Muñoz, J. M., Argüeso, D., Gámiz-Fortis, S. R., Esteban-Parra, M. J., & Castro-Díez, Y. (2011). Trends of extreme precipitation and associated synoptic patterns over the southern Iberian Peninsula. *Journal of Hydrology*, 409(1-2), 497-511.
26. Houssos, E. E., Lolis, C. J., & Bartzokas, A. (2008). Atmospheric circulation patterns associated with extreme precipitation amounts in Greece. *Advances in Geosciences*, 17, 5-11.
27. Karl, T. R., Knight, R. W., Easterling, D. R., & Quayle, R. G. (1996). Indices of climate change for the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(2), 279-292.
28. Kutiel, H., & Benaroch, Y. (2002). North Sea-Caspian Pattern (NCP)—an upper level atmospheric teleconnection affecting the Eastern Mediterranean: Identification and definition. *Theoretical and Applied Climatology*, 71(1-2), 17-28.

29. Kutiel, H., & Helfman, I. (2004). The impact of Central African-Caspian Oscillation (Caco) on climate regimes in the Red Sea region. *Horizons Geography*, 60(61), 183-194.
30. Lima, K. C., Satyamurty, P., & Fernández, J. P. R. (2010). Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, 101(1-2), 121-135.
31. Lorenzo, S. J., Lopez, A., Codobilla, M. J., Garcia, M. A., & Raso, J. M. (2008). Torrential rainfall in northeast of the Iberian Peninsula: Synoptic patterns and WeMO influence. *Advances in Sciences and Research*, 2, 99-105.
32. Mastrangelo, D., Horvath, K., Riccio, A., & Miglietta, M. M. (2011). Mechanisms for convection development in a long-lasting heavy precipitation event over southeastern Italy. *Atmospheric Research*, 100(4), 586-602.
33. Mekanik, F., Imteaz, M. A., Gato-Trinidad, S., & Elmahdi, A. (2013). Multiple regression and Artificial Neural Network for long-term rainfall forecasting using large scale climate modes. *Journal of Hydrology*, 503, 11-21.
34. Seibert, P., Frank, A., & Formayer, H. (2007). Synoptic and regional patterns of heavy precipitation in Austria. *Theoretical and applied climatology*, 87(1), 139-153.
35. Vaidya, S. S., & Kulkarni, J. R. (2007). Simulation of heavy precipitation over Santacruz, Mumbai on 26 July 2005, using mesoscale model. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 98(1-2), 55-66.
36. Valdés Pineda, R., Valdés, J. B., Diaz, H. F., & Pizarro Tapia, R. (2015). Analysis of spatio temporal changes in annual and seasonal precipitation variability in South America Chile and related ocean-atmosphere circulation patterns. *International Journal of Climatology*, 36(8), 2979-3001.
37. Wibig, J. (1999). Precipitation in Europe in relation to circulation patterns at the 500 hPa level. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 19(3), 253-269.