

بررسی رابطه بارش‌های سنگین با الگوهای گردشی جو بالا (مطالعه موردی: استان خراسان جنوبی)

دکتر حسنی غیور^۱، دکتر امیرحسین حلییان^۲، بیژن صابری^۳، فرشته حسینی پور جزی^۴

چکیده

یکی از مسائل مهم در عصر حاضر، مسئله تغییر اقلیم می‌باشد که از مهم‌ترین نشانه‌های قابل مشاهده‌ی آن بارش‌های سنگین است که گاه مخرب و زیان بار بوده و تأثیرات ناخوشایندی بر محیط زندگی انسان وارد می‌سازند و به نظر می‌رسد این بارش‌ها از یک منشأ معینی بوجود نمی‌آیند و هر بخش از ایران دارای الگوی متفاوتی است. لازمه‌ی شناسایی این الگوها، انجام مطالعات کافی از شرایط همدیدی و دینامیکی این رخدادهای می‌باشد. بدین منظور در این تحقیق با بهره‌گیری از رویکرد محیطی به گردشی و انجام یک تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های بارشی ۶۱ ایستگاه باران سنجی، سینوپتیک و کلیماتولوژی سازمان هواشناسی استان خراسان جنوبی طی دوره آماری بین سال‌های ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۷، چهار الگوی گردشی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شناسایی شد. سپس جهت تحلیل بارش‌ها در هر الگو، یک روز به عنوان نماینده با ضریب همبستگی ۹۵٪ معرفی شد. همچنین به بررسی منابع رطوبتی و وضعیت رودباد در زمان رخداد بارش‌ها پرداخته شد. نتایج تحلیل‌ها نشان داد که دو الگوی گردشی به نام‌های فرود دریای خزر- احمر و فرود مدیترانه- جنوب اروپا بیشتر بارش‌ها را توجیه می‌کنند و بیش از ۶۰ درصد بارش‌ها در این دو الگو رخ می‌دهد. از نظر منبع رطوبتی می‌توان گفت سه منطقه‌ی دریای مدیترانه، دریای عرب و خلیج فارس در این بارش‌ها نقش داشته‌اند. این یافته‌ها می‌تواند نقش مهمی در پیش‌بینی بارش و جلوگیری از وقوع سیل و خسارات ناشی از آن در منطقه ایفا نماید.

کلید واژه‌ها: الگوهای گردشی، ارتفاع ژئوپتانسیل، تحلیل خوشه‌ای، بارش سنگین، خراسان جنوبی.

مقدمه

یافتن قوانین حاکم بر هر سامانه‌ی اقلیمی و درک مؤلفه‌های اصلی و شناخت عوامل مؤثر در تشکیل و تکوین سامانه‌های اقلیمی، امکان تحلیل و پیش بینی مطلوب آن را فراهم می‌نماید. یکی از سریع‌ترین راه‌های شناخت رابطه‌ی بین فرایندهای محیطی با گردش‌های جوی، اقلیم‌شناسی همدید است.

بارش مهم‌ترین پدیده یا ویژگی محیط زیست است که تاکنون مطالعات فراوانی درباره عوامل ایجاد آن انجام شده است. در هر مکانی بارش زمانی اتفاق می‌افتد که هوای مرطوب و عامل صعود فراهم شود. هر دوی این شرایط بوسیله‌ی الگوهای گردش جو فراهم می‌شوند (علیجانی، ۱۳۸۵: ۲۰۳). در ایران بارش یکی از متغیرهای اساسی برای ارزیابی مهبایی بالقوه‌ی منابع آب است اما توزیع زمانی و مکانی آن بسیار ناموزون بوده که از یک سو به طبیعت رفتار مکانی بارش و از سوی دیگر به تنوع منشأ بارش در نقاط مختلف ایران باز می‌گردد (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۱۲۱). بر اساس مطالعاتی که علیجانی (۱۳۸۱) بر روی بارش‌های ایران از نظر عامل بوجود آورنده‌ی آن‌ها انجام داده است، مهم‌ترین عامل ایجاد بارش‌های ایران سیستم‌های سطح بالاست و در مجموع سیستم‌های سینوپتیک ۷۳/۵ درصد از بارندگی‌های ایران را تولید می‌کنند (علیجانی، ۱۳۸۵: ۲۰۵) و در بین لایه‌های مختلف جو، تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به عنوان لایه‌ای که بیشترین ناپایداری‌های جوی در آن صورت می‌گیرد، شناخته شده است و رابطه‌ی معناداری بین پدیده‌های جوی و الگوهای گردشی در این تراز وجود دارد.

بارش‌های سنگین یکی از پدیده‌های خسارت بار محیط می‌باشد که در بیشتر مکان‌ها بویژه در مناطق کم باران اتفاق می‌افتد. نکته‌ی قابل توجه در بررسی بارش‌های سنگین، شناخت همدید سامانه‌های بارش را می‌باشد که می‌تواند برای پیش یابی و آمادگی برای رویارو شدن با آن‌ها، موثر واقع گردد. ارزشمندی این مطالعات به دلیل ارتباط مستقیم و غیر مستقیم این پدیده بر روی زندگی و فعالیت‌های انسانی است که خود لزوم توجه به این پدیده‌ی اقلیمی را توجیه می‌کند. در خصوص تبیین الگوهای گردشی ایجاد کننده‌ی بارش‌های سنگین مطالعات زیادی صورت گرفته که معروف‌ترین و شاید اولین کار در این زمینه به وسیله کلاین^۱ (۱۹۴۸) انجام پذیرفت. وی میانگین پنج روزه‌ی بارش را در هر واحد ۵ درجه ای در اطراف فرود سطح ۵۰۰ هکتو پاسکال مطالعه کرد و نشان داد در جلو فرود در محدوده‌ی پیشروی چرخندگی مثبت، شدت بارندگی بیشتر است. چینگسن^۲ و همکاران (۲۰۰۲) بارش‌های سنگین بعد از ظهرهای تایوان را طی فصل بهار مطالعه نمودند و آن‌ها را در دو گروه طبقه‌بندی کردند. گروه اول بارش‌هایی هستند که در زمان رخداد آن‌ها، جریان‌های جوی جهت جنوبی داشته و محور فراز بر روی شرق تایوان مستقر شده و گروه دوم شامل بارش‌های سنگینی بوده که همزمان با رخداد آن‌ها، جریان‌های جوی جهت جنوب غربی داشته و محور فراز بر روی جنوب تایوان واقع گردیده است. روبرتو^۳ و همکاران (۲۰۰۴) رویدادهای بارش سنگین شمال غرب ایتالیا و رابطه‌ی الگوهای جوی بزرگ مقیاس و متوسط مقیاس را مطالعه نمودند. نتایج آن‌ها نشان داد که شکل جریان‌های بزرگ مقیاس جوی در ارتباط با توپوگرافی منطقه‌ای در ایجاد بارش‌های سنگین محلی نقش مهمی ایفا می‌کند. رودری^۴ و همکاران (۲۰۰۵) در مطالعه‌ی خود به تعیین الگوهای بزرگ مقیاسی پرداختند که منجر به بارش‌های سنگین در شمال غرب ایتالیا شد. نتایج تحقیق آن‌ها نشان داد که شکل جریان‌های بزرگ مقیاس جوی در ارتباط با توپوگرافی منطقه‌ای در ایجاد بارش‌های سنگین محلی نقش مهمی بازی می‌کنند. سبیرت^۵ و همکاران (۲۰۰۶) الگوهای منطقه‌ای و همدید بارش‌های سنگین در اتریش را طی سال‌های ۱۹۹۳-۱۹۷۰ با استفاده از ۱۳۱ ایستگاه اقلیمی مطالعه کردند. آن‌ها برای بارش‌های سنگین اتریش هفت الگوی همدید را با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای شناسایی کردند. هم‌چنین به کمک همین روش هفت ناحیه‌ی بارشی برای اتریش

1-Klein

2-Ching-Sen

3-Roberto

4- Rudari

5-Seibert

مشخص شد و الگوهای هم‌دید همراه با بارش سنگین هر ناحیه را مطالعه کرده و ویژگی بارش‌های سنگین در هر کدام از وضعیت‌های هم‌دید بدست آمده را بیان نمودند. لانا^۱ و همکاران (۲۰۰۷) به مطالعه و بررسی الگوهای جوی حاکم بر بارش‌های سنگین در جزایر بالریک پرداختند. آن‌ها با تحلیل خوشه‌ای که بر روی داده‌های سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۴ در ترازهای ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال انجام دادند، ۸ الگوی جوی بدست آوردند که اکثر آن‌ها ارتباط قوی بین بارش‌های سنگین و سیکلون را نشان می‌داد. فدریکو^۲ و همکاران (۲۰۰۸) با هدف بررسی الگوهای چرخش جوی وابسته به بارش‌های سنگین روزانه در ایتالیای جنوبی طی سال‌های ۱۹۹۹ تا ۲۰۰۷، یک تحلیل خوشه‌ای روی متغیرهای جوی انجام داده و ۱۱ الگو را شناسایی نمودند و بین این الگوها و الگوهای بارش سنگین پیوستگی روشنی یافتند که این پیوستگی بواسطه ی کنش بین توپوگرافی منطقه، دوری و نزدیکی به دریا و جریانات جوی در مقیاس سینوپتیک شرح داده می‌شدند. کارلا لیمایا^۳ و همکاران (۲۰۰۹) نیز رویدادهای بارش سنگین تابستان‌های گرم و مرطوب جنوب شرقی برزیل را که سبب رخداد سیل می‌شد، بررسی نمودند. آن‌ها در تحقیق خود نشان دادند که این رویدادها ناشی از دو نوع آشفتگی جوی یعنی جبهه سرد و منطقه‌ی همگرایی آتلانتیک جنوبی می‌باشند. آن‌ها هم‌چنین منابع رطوبتی این نوع بارش‌ها را شناسایی نمودند.

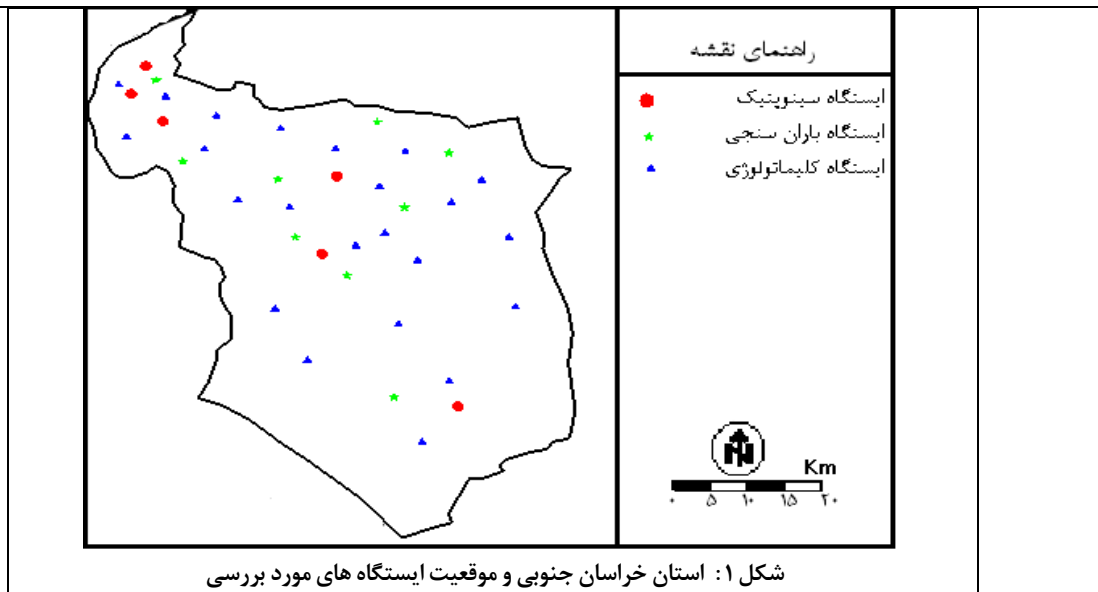
در داخل کشور هم تحقیقات متعددی در مورد بارش سنگین انجام گرفته است. اشجعی باشکند (۱۳۷۹) در رساله خود به بررسی و ارائه مدل‌های هم‌دید بارش‌های سنگین شمال غرب ایران پرداخت. وی بارش‌های ۳۰ میلی‌متر روزانه را در طی ۵ سال مطالعه نمود و عامل توپوگرافی و سامانه کم‌فشار مدیترانه را در ایجاد آن‌ها موثر می‌داند. نجار سلیقه (۱۳۸۰) الگوهای هم‌دید بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران را مطالعه کرد. وی بارش‌های موسمی هندوستان که بر جنوب شرق ایران تأثیر دارند را ناشی از دو الگوی می‌داند: یکی کم‌فشار موسمی در سطح زمین همراه با یک پرفشار در شمال غرب و دیگری زبانه‌های کم‌فشار موسمی که رطوبت را از اقیانوس هند و خلیج بنگال گرفته و مسبب بارش می‌شود. این الگوها نیازمند تمرکز کم ارتفاع در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و واگرایی در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال می‌باشند. مرادی (۱۳۸۱) به بررسی و تحلیل هم‌دید بارش‌هایی پرداخته که در ساحل جنوبی خزر رخ داد. وی با بهره‌گیری از نقشه‌های ماهانه‌ی تراز دریا و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در شش ماهه‌ی سرد سال نشان داد که بارش‌های شدید در شمال کشور با حاکمیت پشته بر روی دریای سیاه، شرق تا مرکز اروپا و شرق دریای مدیترانه و ناوه‌ی عمیق در شرق دریای سیاه همراه است. مفیدی (۱۳۸۲) با توجه به بررسی ۱۸ توفان با منشأ سودانی، الگوی هم‌دید حاکم در زمان وقوع توفان‌ها بر روی ایران را استخراج کرده است که نتیجه‌ی حاصل نشان می‌دهد وقوع بارش‌های سیل آسای پائیز در خاورمیانه عمدتاً با گسترش یک زبانه کم‌فشار که از سودان به سمت منطقه دریای سرخ و سپس مدیترانه‌ی شرقی گسترش یافته، توصیف گردیده است. مسعودیان و اسدی (۱۳۸۳) سیستم‌های وارد شده به شیراز را که موجب بارش‌های سنگین روزهای ۱۷ تا ۲۳ دی ماه ۸۰ شد را بررسی نمودند. با توجه به مطالعه‌ی آن‌ها، سیستم‌های باران‌زای مدیترانه، سودانی، دریای سرخ در صورت حاکمیت کم‌فشار در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از عوامل ایجاد سیلاب می‌باشد. لشکری (۱۳۸۴) به بررسی و تحلیل سینوپتیک دو نمونه از الگوهای بارش‌های زمستانه در جنوب شرق ایران پرداخت. وی در تحقیق خود از ۸ سامانه‌ی بارش زا در طی سال‌های ۸۲-۸۰ بهره گرفته و به این نتیجه رسید که الگوهای A (واچرخند دریای سیاه- شرق مدیترانه و واچرخند شرق دریاچه‌ی آرال) و B (واچرخند دریاچه‌ی آرال و واچرخند اقیانوس اطلس- غرب مدیترانه) شرایطی فراهم

می‌کنند تا کم فشار سودان به سمت شرق رانده شود و از جنوب شرق وارد ایران شده و ریزش باران را سبب گردد. عربی (۱۳۸۵) به تحلیل شرایط همدید بارندگی دوره‌ی ۲۱ تا ۲۶ تیرماه ۱۳۸۱ در سطح زمین و ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال پرداخت. نتایج بررسی وی نشان می‌دهد که گسترش و نفوذ سیستم کم‌فشار مونسون از سمت جنوب و جنوب شرق و سیستم پرفشار مهاجر در طرف شمال باعث وقوع بارندگی می‌شود. کویانی و همکاران (۱۳۸۶) به شناسایی رابطه‌ی الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با بارش‌های حوضه مند پرداخته و چهار الگوی گردشی را که بیشترین ارتباط را با بارش‌های حوضه داشته شناسایی کرد. این الگوها شامل الگوی فرود دریای سیاه، الگوی فرود سوریه، الگوی فرود شرق مدیترانه و الگوی فرود غرب مدیترانه می‌باشد. مسعودیان (۱۳۸۷) در مطالعه‌ی ای با عنوان شناسایی شرایط همدید بارش‌های ابر سنگین ایران بر روی بارش‌های یک روزه بیش از ۱۰۰ میلی‌متر تحلیل خوشه‌ای انجام داد و مشخص نمود که دو الگوی گردشی در پدید آوردن بارش‌های ابر سنگین ایران نقش دارد. محمدی (۱۳۸۸) به تحلیل و بررسی همدید بارش‌های سنگین و فراگیر ایران طی سال‌های ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۳ پرداخته و سه الگوی اصلی فشار تراز دریا و شش الگوی ضخامت جو (ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال) را مسبب اصلی این بارش‌ها می‌داند. وی نشان می‌دهد که الگوهای ضخامت هرچند شش الگوی متمایز می‌باشند اما در همه‌ی آن‌ها فرود دریای سیاه- منتهی‌الیه شرق مدیترانه با کمی تغییر مکانی دیده می‌شود. وی همچنین در بررسی خود به تحلیل رودبادهای، جبهه‌ها و همگرایی شار رطوبت پرداخته است.

با وجود همه‌ی مطالعات صورت گرفته، هنوز ابهامات قابل ملاحظه‌ای در مورد ساختار منطقه‌ای و محلی گردش جو و الگوهای همدیدی منجر به وقوع بارش در ایران خصوصاً شرق ایران وجود دارد. در تحقیق حاضر سعی شده است، با ترسیم نقشه‌های همدید مربوط به متغیرهای مختلف جو بالا به بررسی رابطه‌ی گردش‌های جوی با بارش به عنوان مهم‌ترین رویداد محیط سطحی و دارای نوسان‌های شدید زمانی - مکانی پرداخته شود. بنابراین هدف عمده از انجام این تحقیق، شناسایی عوامل همدیدی و دینامیکی بوجودآورنده‌ی بارش‌های سنگین در استان خراسان جنوبی و شناسایی منابع تأمین کننده رطوبت این بارش‌ها با استفاده از رویکرد محیطی به گردشی می‌باشد.

مواد و روش‌ها

استان خراسان جنوبی یکی از استان‌های شرقی کشور می‌باشد که در محدوده‌ی ۳۰ تا ۳۵ درجه‌ی شمالی و ۵۸ تا ۶۱ درجه‌ی شرقی قرار گرفته است (شکل ۱). با توجه به موقعیت جغرافیایی، زاویه‌ی خورشید و پستی و بلندی‌ها، تحت تأثیر سیستم‌های همدید متفاوتی است. فرارگیری در عرض جغرافیایی ۳۲ درجه تداعی کننده‌ی یک اقلیم گرم و خشک است. در زمستان تحت تأثیر سیستم‌هایی است که بوسیله‌ی بادهای غربی وارد منطقه می‌شود و زبانه‌ای از پرفشار سیبری سبب افت دمایی منطقه می‌گردد. در فصل گرم این منطقه زیر سیطره‌ی کمربند جنب حاره‌ای بوده که بیان کننده پایان فصل بارش است. بادهای ۱۲۰ روزه‌ی سیستان نیز بخش جنوبی را در بر دارد و بارندگی نیز در این منطقه دارای نوسان بالایی است. این شرایط مخصوص مناطق بیابانی است یعنی فصل بارش زمستان و فصل خشک، تابستان. میانگین بارش در سطح استان در فصل زمستان به ۹۶/۴۵ میلی‌متر می‌رسد ولی گاهی بارش‌های سنگین به حدی است که باعث بوجود آمدن سیلاب می‌گردد و خسارات زیادی را به بار می‌آورد. شناسایی شرایط بوجود آورنده‌ی این نوع بارش‌ها که مسبب سیل می‌گردند هدف این تحقیق قرار گرفته تا بتوان برای پیش آگاهی و پیش بینی رخداد آن‌ها در آینده و آمادگی رویارو شدن با این گونه بارش‌ها، برنامه ریزی نمود.



داده‌های مربوط به این مطالعه در دو دسته طبقه‌بندی می‌شوند: نخست داده‌های بارش بالای ۳۰ میلی‌متر روزانه ایستگاه‌های باران سنجی، سینوپتیک و کليماٲولوژی سازمان هواشناسی در سطح استان خراسان جنوبی و دوم متغیرهای جوی شامل ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (بر حسب ژئوپتانسیل متر)، مؤلفه‌های افقی باد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (بر حسب متر بر ثانیه) و نم و یژه در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (بر حسب گرم بر کیلوگرم) که از پایگاه اطلاعاتی NECP_NECR^۱ برداشت شده است. در همین راستا از آمار ۶۱ ایستگاه سازمان هواشناسی جهت تحلیل بارش‌ها استفاده گردید. به دلیل اینکه بعضی از ایستگاه‌ها از خلاء آماری برخوردار بودند و بازسازی داده‌ها در اقلیم‌شناسی هم‌دید از اعتبار چندانی برخوردار نیست در نتیجه از دوره آماری بین سال‌های ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۷ استفاده گردید.

در همه‌ی مطالعات هم‌دید دو رویکرد اصلی برای طبقه‌بندی وجود دارد. این دو رویکرد را می‌توان رویکرد گردشی به محیطی و محیطی به گردشی نامید (مسعودیان، ۱۳۸۵: ۱۰). در مطالعه‌ی بارش از طبقه‌بندی و رویکرد محیطی به گردشی استفاده می‌گردد. دلیلش هم اینست که تغییرات زمانی و مکانی بارش شدید بوده و روش محیطی به گردشی به محقق این امکان را می‌دهد تا روی بارش‌ها و در نتیجه الگوهای هم‌دید متمرکز شود که قصد مطالعه‌ی آن‌ها را دارد. با توجه به این رویکرد روزهای بارش سنگین (۳۰ میلی‌متر به بالا) در طی دوره آماری استخراج گردید. یکی از معیارهای استخراج روزها، همگنی بارش در کلیه‌ی ایستگاه‌های استان بوده و اگر ایستگاهی آمار بارندگی نداشت، صفر منظور گردید. پس از آن بوسیله نرم افزارهای گرادس^۲، سرفر^۳ و مت لب^۴ و با استفاده از داده‌های روزانه‌ی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال طی ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ به وقت گرینویچ، در محدوده ۰ تا ۸۰ درجه شمالی و ۰ تا ۱۲۰ درجه شرقی با تفکیک مکانی ۲/۵*۲/۵ درجه‌ی جغرافیایی، به تحلیل و طبقه‌بندی الگوهای گردشی ایجاد کننده

1 - National Center Environmental/ National Climatic American Research

2 - Grads

3 - Surfer

4 - MATLAB

بارش‌ها پرداخته شد. دلیل انتخاب این محدوده‌ی بزرگ شناخت و آگاهی بیشتر نسبت به تشکیل سامانه‌های همدید مقیاس می‌باشد. به وسیله یک تحلیل خوشه‌ای با روش ادغام وارد^۱ که بر روی آرایه‌ی فواصل اقلیدوسی نقشه‌های گردش جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال انجام گرفت، الگوهای اصلی موجد بارش‌های سنگین استخراج گردید. یک الگوی گردشی بر حسب ترکیب ویژه‌ای از نمرات مؤلفه‌های مبنا تعریف می‌شود. بنابراین تمامی روزهایی که از نظر مقدار مؤلفه مبنا به یکدیگر همانند بوده‌اند، اعضای یک الگوی گردشی را تشکیل می‌دهند (یارنال^۲، ۱۹۹۳، ترجمه مسعودیان، ۱۳۸۵: ۱۰۹). بر پایه این استدلال یک تحلیل خوشه‌ای بر روی آرایه نمرات مؤلفه‌ها (۱۶۱۷*۲۴) انجام گردید.

بعد از این مرحله به منظور تحلیل دقیق‌تر الگوهای گردشی، با بکارگیری روش ضریب همبستگی با آستانه‌ی ۰/۵، روزهای نماینده‌ی این الگوها را تعیین نموده و سپس جهت شناسایی شرایط همدید بوجود آورنده‌ی بارش‌های سنگین، نقشه‌های رودباد و تابع همگرایی شار رطوبت ترسیم گردید. بنابراین جهت شناسایی وضعیت رودبادها از معادله‌ی باد نازمینگرد (مارتین^۳، ۲۰۰۶، ترجمه مسعودیان، ۱۳۸۸: ۱۹۶-۱۸۶) و برای شناخت منابع رطوبتی بارش‌های بررسی شده، معادله‌ی همگرایی شار رطوبت را محاسبه و ارزیابی کردیم (بناکوس و شولز^۴، ۲۰۰۶: ۸).

واگرایی افقی^۵ محصول انحراف باد از ترازمندی زمینگرد^۶ است و مطابق اصل پایستگی جرم، به حرکات عمودی منجر می‌شود. هواشناس پرآوازه‌ی بریتانیایی ساتکلیف^۷ چنین استدلال کرده است که به سبب خاصیت تفریقی عمودی واگرایی جرم در ستونی از هوا، فشار سطحی افت می‌کند. تغییر تندی باد در راستای مسیر جریان، همانند آنچه در هسته‌های سرعت رودبادها ملاحظه می‌کنیم باعث برهم زدن ترازمندی زمینگرد می‌شود. در نتیجه پراکنش باد نازمینگرد، در بخش شمالی منطقه ورودی رودباد، همگرایی و در بخش جنوبی آن واگرایی رخ می‌دهد، حال آنکه در بخش شمالی منطقه خروجی رودباد، واگرایی و در بخش جنوبی همگرایی اتفاق می‌افتد. نتیجه این که، واگرایی (همگرایی) با حرکات صعودی (نزولی) همراه خواهد بود. به این ترتیب در منطقه‌ی ورودی هسته رودباد، گردش گرمایی عادی عمودی حاکم می‌شود و در منطقه خروجی، یک گردش گرمایی غیرعادی عمودی شکل می‌گیرد. صورت متداول رابطه باد نازمینگرد را به این صورت تعریف می‌کنیم:

$$\vec{V}_{ag} = \frac{\hat{k}}{f} \times \frac{d\vec{V}}{dt}$$

هدف ما از این کار، تدوین معادله‌ای برای پیش‌یابی حرکات عمودی همدید از طریق جداسازی پراکنش باد نازمینگرد است.

نم ویژه مقدار بخار آب موجود در واحد جرم هوای مرطوب را نشان می‌دهد و بر حسب گرم بر کیلوگرم هوای مرطوب بیان می‌شود. چنانچه نم ویژه با q نشان داده شود، مساوی خواهد بود با:

$$q = \frac{M_w}{M_a}$$

M_w ، جرم بخار آب و M_a مجموع جرم بخار آب و هوای خشک است که جمعاً باید یک کیلوگرم شود که اگر به جای $\frac{M_w}{M_a}$ مقدار آن گذاشته شود ($\frac{M_w}{M_a} = \frac{18}{28.9} = 0.622$) معادله به شکل ساده‌ی زیر و بر حسب گرم بر گرم در می‌آید:

1- Ward
2 - Yarnal
3 - Martin
4 - Banacos & Schulta

۵ - واگرایی افقی: واگرایی یک میدان برداری در یک صفحه افقی.

6 - Ageostrophic Wind
7 - Sutcliffe

$$q = 0/622 \frac{e}{P - 0/378e}$$

که در آن: P مجموع فشار جو و e فشار بخار آب است.

همگرایی شار رطوبت را بر اساس اصل پیوستگی بخار آب در دستگاه مختصات هم فشار به صورت زیر تعریف می شود:

$$\frac{dq}{dt} = S$$

با استفاده از معادله پیوستگی، $\partial u / \partial x + \partial v / \partial y + \partial \omega / \partial p = 0$ ، می توان معادله ی قبل را به صورت معادله ی شار که تضمین کننده ی پایستگی کل جرم رطوبت است، بسط داده و بازنویسی کرد:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + \omega \frac{\partial q}{\partial p} + q \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} \right) = E - P$$

$$\underbrace{\frac{\partial q}{\partial t}}_{\text{تغییر در جای } q} + \underbrace{\nabla \cdot (q \bar{V}_h)}_{\text{همگرایی افقی شار رطوبت}} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial p} (q \omega)}_{\text{همگرایی عمودی شار رطوبت}} = \underbrace{E - P}_{\text{ذخیره}}$$

صورت برداری این معادله به شکل زیر است:

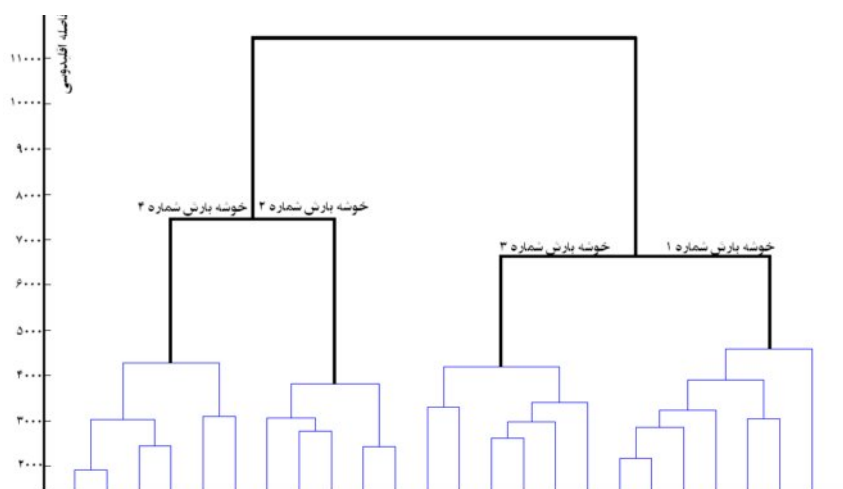
$$\begin{aligned} \text{MFC} &= -\nabla \cdot (q \bar{V}_h) = -\bar{V}_h \cdot \nabla q - q \nabla \cdot \bar{V}_h, \\ \text{MFC} &= \underbrace{-u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y}}_{\text{جمله وزش}} - \underbrace{q \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)}_{\text{جمله همگرایی}} \end{aligned}$$

این معادله، وزش افقی رطوبت ویژه را بیان می کند. جمله همگرایی، حاصل ضرب رطوبت ویژه در همگرایی حجم جرم را بیان می کند.

نتایج بحث

الگوهای گردشی

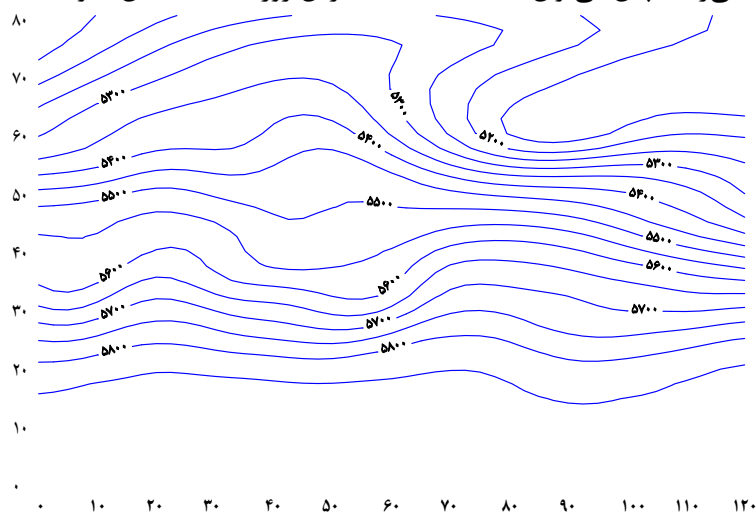
با اجرای تحلیل خوشه ای به شیوه ادغام وارد بر روی ماتریس داده های زمانی مکانی بارش و نقشه های فشار تراز ۵۰۰ هکتو پاسکال، بوسیله نرم افزار مت لب، چهار الگوی اصلی استخراج گردید (شکل ۲). با توجه به شکل دارنمای زیر این چهار الگوی اصلی، بیشترین همگنی را با الگوهای بارش سنگین استان، تبیین می نماید. هر یک از روزهای مورد بررسی، بر حسب مقادیر مؤلفه هایشان در یکی از این الگوهای گردشی جای گرفت:



شکل ۲: دارنمای (نمودار درختی) بارش‌های سنگین استان

الگوی گردشی شماره یک (فرود دریای سیاه)

این الگو شامل یک فرود بر قسمت شرق دریای سیاه و یک فراز بر روی شبه جزیره بالکان بوده است. در شرق کشور هم یک فرود نیمه عمیق دیده می‌شود. آرایش خطوط ارتفاع ژئوپتانسیل در این الگو بر روی ایران تقریباً مداری است. درصد فراوانی این الگو (یا درصد همپوشانی نقشه‌ها با الگو) در حدود ۲۱ درصد می‌باشد (شکل ۳). میزان همبستگی این الگو با روز نماینده خود در حدود $0/523$ می‌باشد. همبستگی درون گروهی این الگو با بقیه روزهای بارش به $0/324$ می‌رسد. پس می‌توان گفت که نقشه‌ی بارش روز نماینده با این الگو نسبتاً همگن می‌باشد.

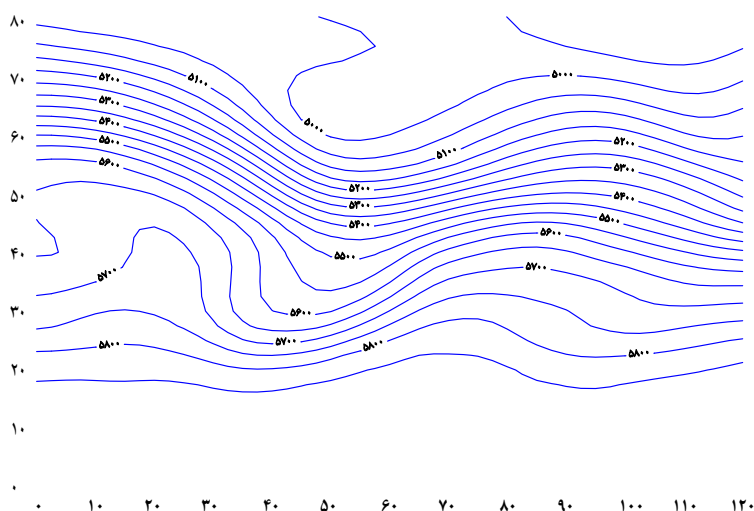


شکل ۳: الگوی گردشی شماره ۱

الگوی گردشی شماره دو (فرود دریای خزر- احمر)

این الگو می‌تواند در برگیرنده پویاترین پدیده‌های همدید قلمروی مورد بررسی باشد که آن را الگوی خزر-احمر می‌نامیم (شکل ۴). این الگو نشان دهنده‌ی یک فرود عمیق بر روی غرب ایران و یک فراز بر روی جنوب اروپا و مدیترانه می‌باشد. محور فرود این الگو از دریای خزر تا دریای احمر می‌باشد. این الگو از بسامد بالایی برخوردار است و تقریباً در ۲۹ درصد روزهای بارش سنگین دیده شد. همبستگی روز نماینده بارش با این الگو به $0/777$ می‌رسد و از نظر همبستگی

درون گروهی با بقیه روزهای بارش به ۰/۶۲۶ رسید که از همبستگی درون گروهی بالایی برخوردار است و یک الگوی کاملا همگن می باشد.



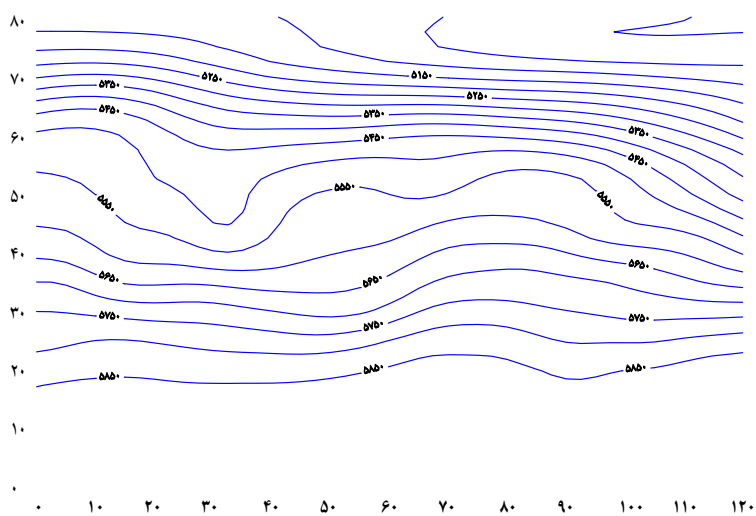
شکل ۴: الگوی گردش شماره ۲

الگوی گردش شماره سه (فرود دریای سیاه- مدیترانه)

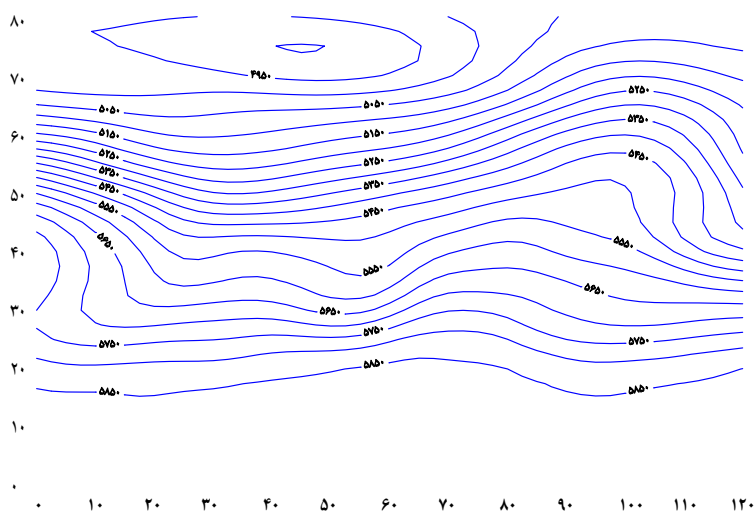
در طی حاکمیت الگو بر روی بخش شمالی دریای سیاه شاهد استقرار یک فرود هستیم و بر روی کشور جریانها تقریبا مداری با جهت جنوب غرب به شمال شرق می باشد. در شمال دریای خزر نیز یک فراز نیمه عمیق دیده می شود. درصد فراوانی این الگو ۱۷ درصد است. این الگو با روز نماینده خود دارای یک همبستگی ۰/۴۹۲ داشته و از نظر همبستگی درون گروهی این الگو با بقیه روزهای بارش ۰/۲۳۵ می باشند. (شکل ۵).

الگوی گردش شماره چهار (فرود شمال مدیترانه- جنوب اروپا)

این الگو از دو فرود نیمه عمیق تشکیل شده که یکی در مرکز و شرق ایران و دیگری در شمال مدیترانه و جنوب اروپا با دو جهت متفاوت با محوریت شمال غرب به جنوب شرق و شمال شرق به جنوب غرب دیده می شود. درصد فراوانی این الگو ۳۳ درصد می باشد که این الگو مهم ترین و پر بسامدترین الگو شناخته می شود (شکل ۶). میزان همبستگی این الگو با روز نماینده به حدود ۰/۸۷۲ می رسد و با دیگر روزهای بارندگی همبستگی درون گروهی حدود ۰/۷۷۳ دارد. این الگو از همگنی بسیار زیادی برخوردار بوده که می توان گفت این الگو نقش تعیین کننده ای در زمستان منطقه دارد.



شکل شماره ۵: الگوی گردشی شماره ۳



شکل ۶: الگوی گردشی شماره ۴

رابطه الگوهای گردشی با روزهای بارش سنگین

همان‌طور که قبلاً اشاره شد برای بررسی رابطه بین الگوهای گردشی و بارش از طبقه بندی و رویکرد محیطی به گردشی استفاده شد. با داشتن الگوهای گردشی که در بالا عنوان شد و تقویم زمانی- مکانی بارش سنگین منطقه‌ی مورد مطالعه، ارتباط بین این الگوها و روز نماینده‌ی آن‌ها مشخص شد. با توجه به اینکه این الگوها حدود ۹۵ درصد از بارش‌ها را توجیه می‌کند، به تحلیل همدید روزهای نماینده با توجه به مؤلفه های مختلف می‌پردازیم.

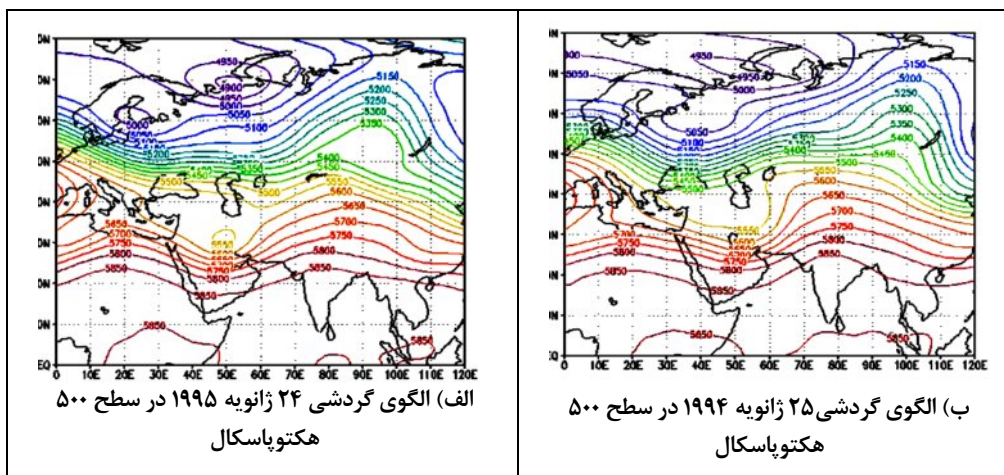
الگوی بارشی شماره ۱

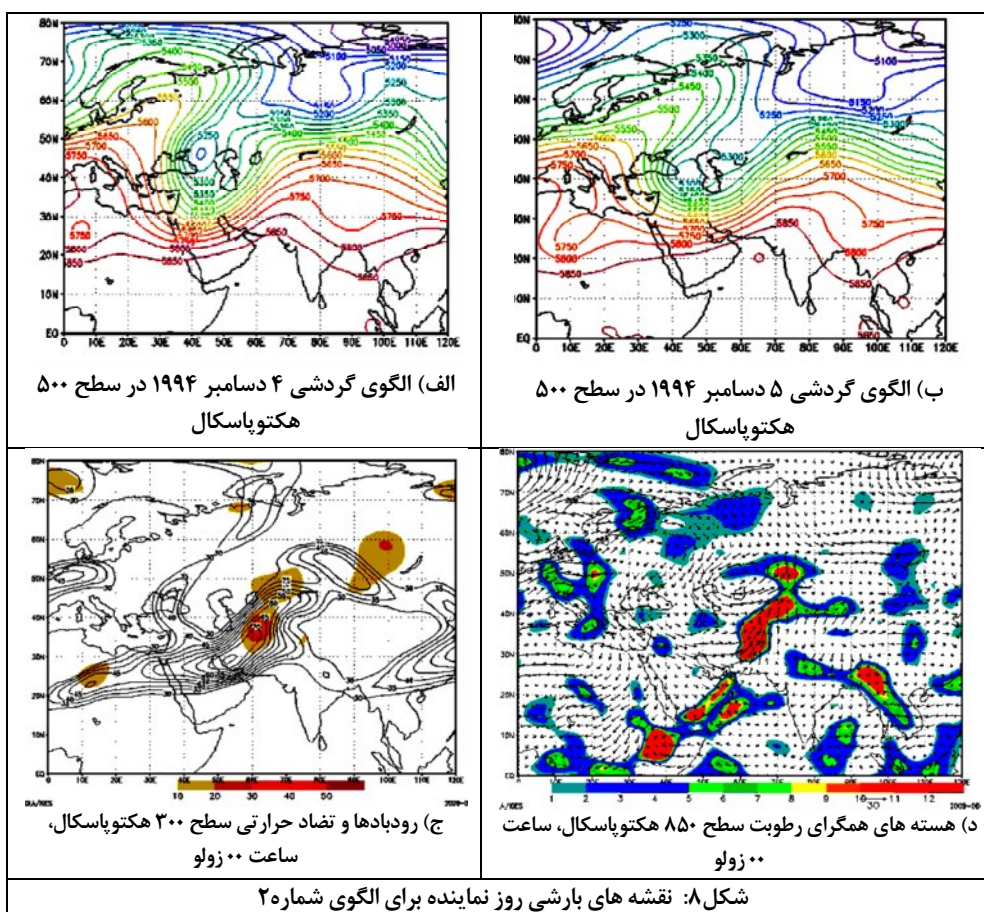
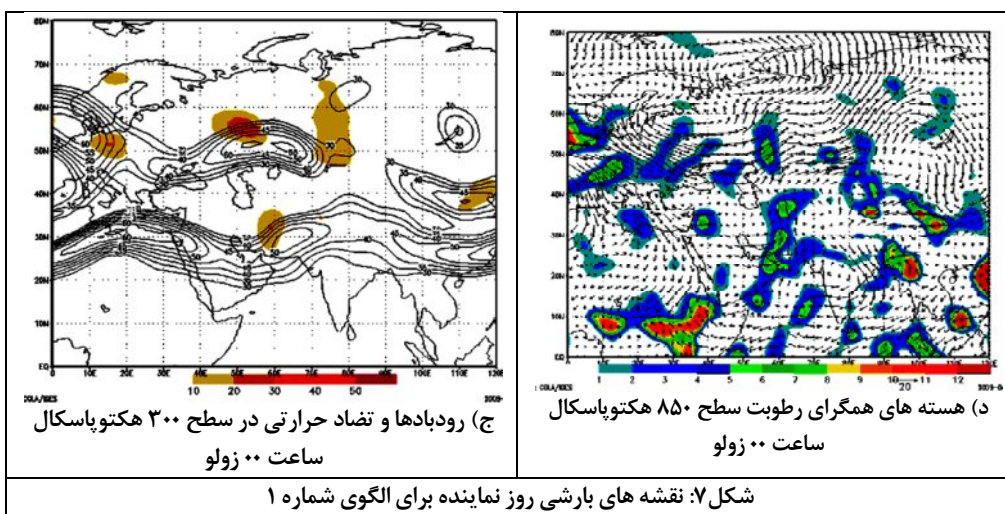
این الگو با روز نماینده ۲۵ ژانویه ۱۹۹۴ همبستگی داشته و به عنوان روز نماینده انتخاب گردیده است. بر این اساس و با توجه به شکل شماره ۷، یک فرود بسیار عمیق بر روی ایران و فلات مرکزی کشیده شده است. قسمت‌های شرق و شمال شرق در نیمه شرقی فرود قرار دارند و با توجه به چرخش سیلکونی این سامانه شرایط ناپایداری برای این منطقه بوجود

می آید. در روز قبل از وقوع بارش یک هسته کم ارتفاع بر روی مناطق جنوبی ایران در ارتفاع ۵۵۵۰ ژئوپتانسیل متر وجود داشته است. شیو فشار و دما در روز قبل از وقوع بارش در اثر برخورد هوای سردی است که از عرضهای شمالی توسط سامانه مورد نظر به همراه هوا گرم موجود در منطقه بوجود آمده است. این گرادیان حرارتی و فشار سبب ناپایداری در منطقه گردیده که شکل ۷ قسمت «ج» نیز بیانگر همین امر می باشد. همان طور که ملاحظه می شود یک هسته رودباد با سرعت مرکزی ۵۰ متر در ثانیه در جنوب شرق ایران شکل گرفته که قسمت های شرق و شمال شرق ایران در قسمت شمالی خروجی رودباد بوده و در اثر این هسته رودباد قوی واگرایی شکل گرفته و ناپایداری را سبب شده است. به نظر می رسد که رطوبت بارش مورد نظر توسط مدیترانه، دریای سرخ و خلیج فارس و عمان تأمین شده است. لازم به ذکر است که شکل گیری سامانه بارش زا باعث شده است که سه منبع مدیترانه، سرخ و خلیج فارس ادغام شده و به صورت یک منبع قوی عمل نمایند اما دریای عمان بصورت مستقل تأمین کننده رطوبت منطقه است.

الگوی بارشی شماره ۲

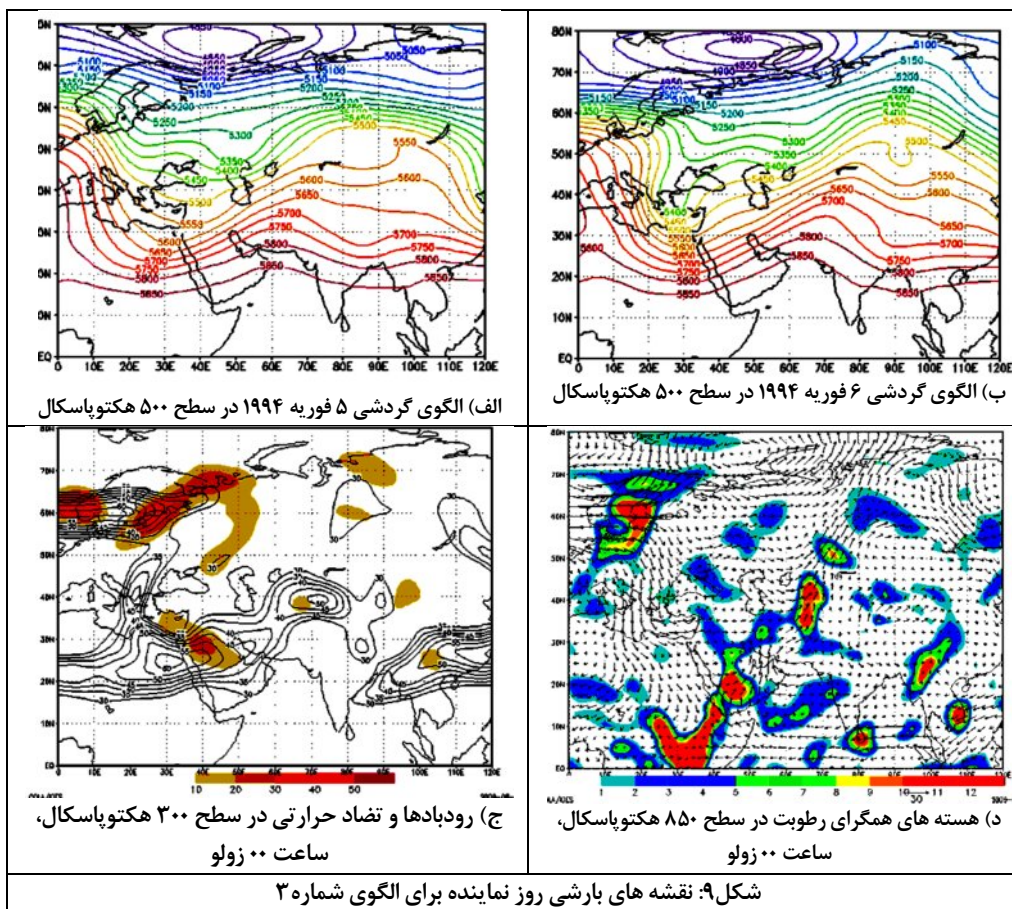
تاریخ ۲۵ دسامبر ۱۹۹۴ به عنوان روز نماینده الگوی شماره ۲ می باشد که از همبستگی بالایی هم برخوردار بوده است. نقشه الگوی گردشی روز قبل از وقوع بارش نشان می دهد که یک هسته کم ارتفاع با مرکزیت ۵۲۰۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شمال شرق دریای سیاه و غرب خزر بسته شده است. ایران بر روی نیمه شرقی این سامانه قرار گرفته است در روز وقوع بارش این سامانه ارتفاع بیشتری نسبت به روز قبل از خود دارد و ارتفاع آن به ۵۳۰۰ ژئوپتانسیل متر رسیده است و محور آن تغییر نموده و جایگاه جنوبی تری در بین خزر و دریای سیاه پیدا کرده است. خطوط ارتفاعی در این روز شیو بیشتری دارد. یک هسته کم ارتفاع با مرکزیت ۵۷۵۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شمال آفریقا وجود دارد که در روز بارش این هسته در حال منهدم شدن و پیوستن به فرود تشکیل شده در غرب ایران می باشد. با توجه به محوریت فرود، و سمت وزش باد، رطوبت لازم برای بارش دی این تاریخ از مدیترانه و دریای عرب تأمین می شود. وجود خلیج فارس نیز بی تأثیر نبوده و در تقویت رطوبت دریافت از مدیترانه مؤثر بوده است به طوری که مرکز هسته های همگرایی رطوبت، ۱۲ گرم بر کیلوگرم می باشد. ریزش هوای سرد از عرضهای بالاتر و تشکیل یک پرخند در شمال غرب ایران، باعث افت دما و بارندگی گردیده است. ناپایداری این روز و وجود شرایط مناسب برای صعود توده هوا، با ترسیم نقشه های رودباد بهتر مشخص می شود (شکل ۸).





الگوی بارشی شماره ۳

روز نماینده این الگوی گردشی ۶ فوریه ۱۹۹۵ است. بر این اساس و با توجه به شکل ۹، می‌توان چنین گفت که یک کم ارتفاع بر روی غرب دریای سیاه و شمال مدیترانه تشکیل شده است. در بخش جنوب شرقی ایران نیز یک کم ارتفاع وجود دارد که وزش مداری را حاکم ساخته است. البته قدرت این کم ارتفاع و پر ارتفاع در این روز چندان چشم‌گیر نمی‌باشد. در روز وقوع بارش کم ارتفاع، عمیق‌تر گشته و از لحاظ مکانی هم به شرق مدیترانه انتقال یافته است. بین کم ارتفاع در شمال غرب ایران و پر ارتفاع در جنوب شرق نسبت به روز قبل فاصله بیشتری وجود دارد که این مسئله وجود نظم بیشتر وزش مداری را توجیه می‌نماید. نفوذ توده هوای گرم از عرضهای جنوبی و توده هوای سرد از عرضهای بالاتر و برخورد این دو توده در ایران، یک منطقه ناپایدار از لحاظ جوی بوجود آمده که وجود رودباد بر روی ایران و جهت آن این مسئله را تبیین می‌نماید. این روز از لحاظ منبع تأمین رطوبت بسیار قوی است، بطوریکه دریای مدیترانه، سرخ، عرب، خلیج فارس و عمان، برای تأمین بارش مؤثر هستند.



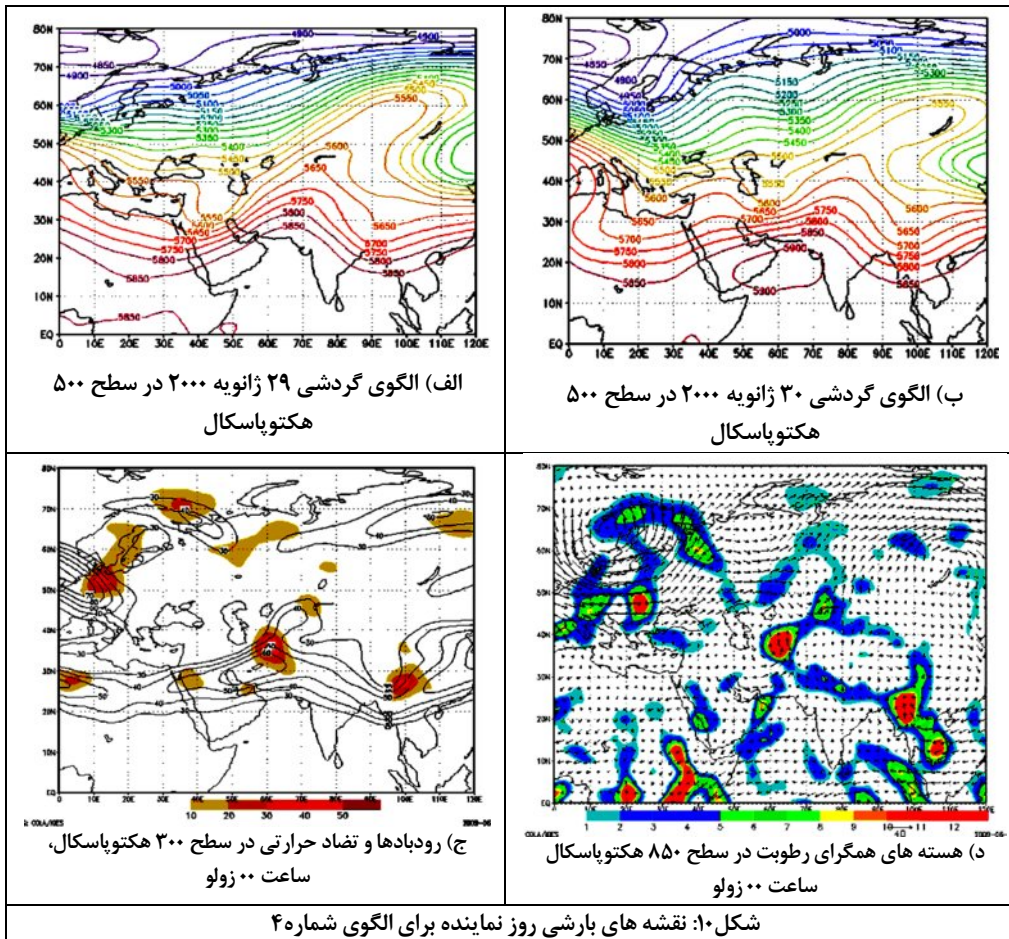
الگوی بارشی شماره ۴

روز نماینده این الگوی گردشی، تاریخ ۳۰ ژانویه ۲۰۰۰ است که همبستگی بالایی با الگو دارد. با توجه به نقشه روز قبل (شکل ۱۰) می‌توان گفت که یک کم ارتفاع نامحسوس در شمال مدیترانه، یک پر ارتفاع بر روی اسکاندیناوی و یک کم بر روی غرب ایران و هلال خضیب شکل گرفته که از عمق زیادی برخوردار است. در روز بارش کم ارتفاعی که در غرب ایران بود، تغییر مکان داده و به نیمه شرقی ایران انتقال یافته و عمق آن نیز کمتر شده است. اما کم ارتفاعی که بر روی شمال مدیترانه وجود داشت، عمق بیشتری یافته و شیو خطوط ارتفاعی کم است به طوری که در نیمه جنوبی ایران وزش کاملاً مداری حاکم می‌باشد. وجود یک رودباد به صورت کمربندی بین مدار ۱۵ تا ۴۰ درجه شمالی در روز بارش، گویای جوی ناپایدار در نیمه جنوبی ایران است که مرکزیت یکی از هسته های رودباد در روی ایران، ۷۰ متر بر ثانیه می‌باشد و منطقه مورد مطالعه در نیمه شمالی خروجی هسته رودباد قرار گرفته که محل واگرایی و صعود توده هوا است. با توجه به بررسی نقشه‌های همگرای رطوبتی، می‌توان گفت مدیترانه تنها تأمین کننده رطوبت برای بارش در این تاریخ است. وجود هسته پر ارتفاع به ارتفاع ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر در جنوب ایران در روز بارش، مانع از نفوذ رطوبت از سمت دریای عرب و دریای سرخ می‌شود.

نتیجه گیری

در این تحقیق بارش‌های سنگین استان خراسان جنوبی براساس روش آماری، تحلیل شد. سپس رابطه الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با بارش‌های سنگین این منطقه را، مورد بررسی قرار داده، در این راستا ۴ الگوی گردشی شناسایی شد و در تحلیل بارش‌های سنگین از آن‌ها بهره گرفته شد و برای هر الگو، یک روز نماینده به ضریب همبستگی ۰/۵ درصد معرفی گردید. این الگوها با نام فرود دریای سیاه، فرود خزر-احمر، فرود دریای سیاه-مدیترانه و فرود شمال مدیترانه-جنوب اروپا شناسایی شد و درصد فراوانی هر الگو به ترتیب عبارت بود از: ۲۱ درصد، ۲۹ درصد، ۱۷ درصد و ۳۳ درصد. نتایج تحلیل‌ها نشان می‌دهد که الگوهای گردشی فرود خزر-احمر و فرود شمال مدیترانه-جنوب اروپا بیشترین بارش‌ها را توجیه می‌کنند و بیش از ۶۰ درصد بارش‌ها در این دو الگو رخ می‌دهد. از نظر مکانسیم های تولید بارش، مهم‌ترین عامل در ایجاد بارش‌های این منطقه، سیستم‌های سطح بالا هستند که در مجموع، سیستم‌های سینوپتیک ۵۸ درصد از بارندگی‌های استان را تولید می‌کنند.

با ترسیم نقشه های روز نماینده برای هر چهار الگو، سیستم مستقر در منطقه، جهت و سرعت باد و منبع تأمین رطوبت برای بارش مشخص شد. در اکثر بارندگی‌ها مدیترانه، دریای عرب و خلیج فارس به عنوان عمده‌ترین منابع تأمین رطوبت معرفی شد. بر اساس تحلیل‌های صورت گرفته می‌توان گفت که مسیر ورود رطوبت بارندگی‌ها، بر اساس آرایش توپوگرافی سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال و جریان‌های سطح زمین برای روزهای بارش، منطقه‌ی مورد مطالعه از جانب خلیج فارس بیشترین رطوبت خود را دریافت داشته است.



منابع

- ۱- اشجعی باشکند، محمد، (۱۳۷۹)، بررسی و ارائه مدل‌های سینوپتیکی بارش‌های سنگین شمال غرب ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۲- عربی، زهرا، (۱۳۸۵)؛ «تحلیل سینوپتیکی بارندگی ۲۱ تا ۲۶ تیرماه ۱۳۷۸ در ایران»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۶، تابستان ۱۳۸۵، صص ۱-۱۵.
- ۳- علیجانی، بهلول (۱۳۸۵)، «اقلیم شناسی سینوپتیک»، انتشارات سمت، چاپ دوم، پاییز ۱۳۸۵.
- ۴- کلویانی، محمدرضا و همکاران، (۱۳۸۶)، بررسی رابطه الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با بارش‌های حوضه مند، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم انسانی)، جلد بیست و چهارم، شماره ۳، صص ۱-۱۲.
- ۵- لشکری، حسن، (۱۳۸۴)، «تحلیل سینوپتیکی دو نمونه از الگوی بارش‌های زمستانه جنوب شرق ایران»، فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره ۹، شماره ۱، بهار ۱۳۸۴، صص ۱۹۷-۱۶۹.
- ۶- مارتین، جانانان، (۲۰۰۶)، «دینامیک جو در عرض میانه»، ترجمه سیدابوالفضل مسعودیان، ۱۳۸۸، انتشارات دانشگاه اصفهان و سمت.
- ۷- محمدی، بختیار، (۱۳۸۸)، «تحلیل همدید بارش‌های ابر سنگین ایران»، پایان نامه دکتری رشته جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم شناسی، دانشگاه اصفهان، تیرماه ۱۳۸۸.
- ۸- مرادی، حمیدرضا، (۱۳۸۱)، «تحلیل همدید بارش‌های ساحل جنوبی دریای خزر در شش ماه سرد سال»، علوم دریای ایران، شماره دوم، بهار ۱۳۸۱، صص ۶۱-۷۲.
- ۹- مسعودیان، سیدابوالفضل؛ اسدی، اشرف، (۱۳۸۳)، «بررسی سینوپتیکی سیلاب سال ۱۳۸۰ شیراز»، دومین کنفرانس ملی دانشجویی منابع آب و خاک، دانشکده کشاورزی دانشگاه شیراز، ۲۳ و ۲۴ اردیبهشت ۱۳۸۳.
- ۱۰- مسعودیان، سیدابوالفضل، (۱۳۸۷)؛ «شناسایی شرایط همدید همراه با بارش‌های سنگین ایران»، سومین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، ۲۳ الی ۲۵ مهر ۱۳۸۷، دانشگاه تبریز، دانشکده مهندسی عمران.
- ۱۱- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۹۰)، آب و هوای ایران، چاپ اول، انتشارات شریعه توس.
- ۱۲- مفیدی، عباس (۱۳۸۲)؛ اقلیم شناسی سینوپتیکی بارش‌های سیل زا با منشأ دریای سرخ در خاورمیانه، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۵، صص ۹۳-۷۱.
- ۱۳- نجار سلیقه، محمد، (۱۳۸۰)؛ الگوهای سینوپتیکی بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۲، صص ۱۲۵-۱۱۴.
- ۱۴- یارنال، برنت (۱۹۹۳)، «اقلیم شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی»، ترجمه‌ی سید ابوالفضل مسعودیان، (۱۳۸۵)، انتشارات دانشگاه اصفهان، چاپ اول.

15- Banacos. P. G., D. M., Schulta, (2004); "Moisture Flux Convective Initiation Forcasting", www.ams.confex.com

16- Carla Lima, K., P. Satyamurty and J. P. Reyes Fernández (2009); "Large-Scale Atmospheric Conditions Associated with Heavy Rainfall Episodes in Southeast Brazil", Theoretical and Applied Climatology, Springer Wien, DOI. 10.1007/s00704-009-0207-9.

17- Ching-Sen Chen, Chuan-Yao lin, Yin-jin Chuang and His-Chi Yeh (2002); "A Study of Afternoon Heavy Rainfall in Taiwan during the Mei-yu Season", Atmospheric Research 65, pp.129-149.

18- Federico, S., Avolio, E., Pasqualoni, L., and Bellecci, C. (2008); "Atmospheric Patterns for Heavy Rain Events in Calabria", Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 8, pp. 1173-1186

19- Klein, W.H.(1948); Winter Precipitation as related to 700 mb Circulation, Bull.Amer.Met.Soc ; Vol. 29,pp.439-453.

20- Lana. A. Campins. J. Genov'es. A. and Jans. A (2007); "Atmospheric Patterns Heavy Rain Events in the Balearic Islands". Advances in Geosciences. 12, pp. 27-32.

- 21- Roberto Rudari, Dara Entekhabi, Giorgio Roth (2004); Large-scale atmospheric patterns associated with meso-scale features leading to extreme precipitation events in Northwestern Italy, *Advances in Water Resources* 28, 601-614.
- 22- Rudari, R., D., Entekhabi, G., Roth (2004); "Large-scale Atmospheric Patterns Associated with Mesoscale Features Leading to Extreme Precipitation Event in Northwestern Italy". *Advance in Water Resources* 28, pp. 601-614.
- 23- Seibert, P., A. Frank, and H. Formayer (2006); Synoptic and regional patterns of heavy Precipitation in Austria, *theoretical and applied Climatology*, 87, 139-153.