

شناسایی الگوهای همیدی بارش های شدید شمال شرق ایران

محسن حمیدیان پور،* دانشجوی دکتری اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت معلم تهران

دکتر بهلول علیجانی، استاد گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت معلم تهران

علیرضا صادقی، دانشجوی دکتری اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت معلم تهران

چکیده

شمال شرق ایران بعضی اوقات تحت تأثیر بارش های شدید قرار گرفته و همین عامل باعث خسارات فراوانی می گردد. این مطالعه از طریق طبقه بندی الگوهای همیدی مرتبط با بارش های سنگین، به بالابردن درک ما از مکانیزم های دینامیکی که چنین بارش هایی را تولید کرده کمک می کند. در این مطالعه یک روز بارش سنگین، روزی تعریف شد که کل بارش روزانه در حداقل ۳ ایستگاه، برابر یا بیشتر از ۱۵ میلی متر ثبت شده باشد. بر این اساس ۱۸۶ روز در ماه های اکتبر تا می سال های ۱۹۷۰ تا ۲۰۰۶ انتخاب شدند. علاوه بر آن از میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، فشار تراز دریا و مؤلفه های باد مداری (U) و نصف النهاری (V) در تراز ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال در روزهای وقوع بارش های سنگین با تفکیک مکانی ۲/۵ درجه در شبکه مختصاتی ۲۰-۶۰ درجه شمالی و ۷۰-۲۰ درجه شرقی نیز استفاده شده است. جهت طبقه بندی داده های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و استخراج الگوهای آن از روش ترکیبی کمی و کیفی بهره برده شده است. ابتدا تحلیل مؤلفه های اصلی با آرایه S بر روی ماتریس داده ها انجام شدند و به کمک آزمون غربالی ۹ مؤلفه نخست - که ۹۱ درصد واریانس داده ها را توجیه می کردند- انتخاب و به روش وریمکس چرخانده شدند. سپس روش خوشه بندی K-means به منظور طبقه بندی نمرات عاملی که از روش PCA بدست آمده بودند، بکار برده شد. همچنین با استفاده از روش دستی نقشه های ۶ ساعته ی هر روز بارش، تا حداکثر ۷۲ ساعت قبل از شروع بارش بررسی گردیدند. نتایج حاصله بیانگر آن است که سه نوع الگو در ریزش بارش های سنگین منطقه مورد مطالعه موثر هستند: کم فشارهای سودانی، کم فشارهای ترکیبی سودانی- مدیترانه ای و کم فشارهای مدیترانه ای. در بین این سه الگو، سنگین ترین بارش ها مربوط به الگوی سودانی است.

واژگان کلیدی

الگوی گردش جو، شمال شرقی ایران، تحلیل مؤلفه های اصلی، بارش های سنگین

۱- مقدمه

شمال شرق ایران دارای آب و هوای نیمه مرطوب تا نیمه خشک و خشک است با توجه به شرایط اقلیمی، این منطقه هر چند گاهی تحت تاثیر بارش های سنگین قرار گرفته و در نهایت منجر به سیل و در پی آن دچار خسارات مالی و حتی جانی می شود. بیشترین حوادث غیرمترقبه استان خراسان رضوی به ترتیب مربوط به زلزله، سیل، سرمازدگی و خشکسالی است. به طوری که سرمازدگی و سیل های اخیر فقط در استان خراسان رضوی ۷۴۰ میلیارد ریال خسارات به دنبال داشته است (مدیریت بحران استانداری استان خراسان رضوی). تغییرات شدید آب و هوایی کره زمین، فعالیت های انسانی از جمله تخریب جنگل ها، چرای مراتع توسط حیوانات که موجب از بین رفتن پوشش گیاهی و کاهش ظرفیت پذیرش آب در خاک می شود، عواملی هستند که موجب تشدید اثرات ناشی از بارش های سنگین می شوند، به طوری که با اندک بارشی حجم عظیمی از روان آب ایجاد شده و تبدیل به سیل می گردد (بابائیان، ۱۳۸۱). با توجه به مطالب مذکور یکی از مهم ترین مسایل محیطی پیش بینی سیلاب هاست. براساس روش های متداول هیدرولوژیست ها، پیش بینی سیلاب ها پس از شروع رگبار امکان پذیر است که معمولاً وقت کافی برای عملیات آمادگی وجود ندارد و در هر صورت خسارات های سیلاب غیرقابل اجتناب می شود. اما اگر الگوهای گردشی بوجود آورنده شناسایی شوند می توان از حداقل یک یا دو روز قبل با رؤیت آغاز توالی الگوهای مختوم به ایجاد سیل وقوع سیلاب را پیش بینی کرد (علیجانی، ۱۳۸۱: ۲۱۰). در واقع شناسایی الگوهای همدیدی بوجود آورنده این بارش های سنگین در پیش بینی زمان وقوع و اجرای آمادگی لازم کمک می کند؛ بنابراین هدف از این پژوهش، شناسایی الگوهای گردش جوی سطوح میانی و فشار سطح زمین مرتبط با بارش های سنگین شمال شرق ایران می باشد. یا به عبارتی چه الگوهایی منجر به ایجاد بارش های سنگین در شمال شرق کشور می شوند؟

۲- پیشینه تحقیق

طبقه بندی گردش اتمسفری یک موضوع اساسی است که طی چند دهه اخیر مورد توجه اقلیم شناسان قرار گرفته است. از جمله یارنال و همکارانش (۲۰۰۱)، یکی از جنبه های اصلی اقلیم شناسی همدیدی را برقراری ارتباط تجربی ما بین گردش اتمسفری و هوای محلی تعریف می کنند. در این روش تلاش می شود تا با استفاده از محاسبات آماری نقشه های هوا، ویژگی های گردشی پدیده های محیطی یا انسانی (بارش های سنگین، خشکسالی، زمین لغزش ها، فرسایش خاک، آلودگی، مرگ میر و ...) شناسایی شود (Esteban et al., 2006). اغلب روش های به کار برده شده و مورد بحث برای طبقه بندی الگوهای گردشی بر روی استفاده از آمارهای چند متغیره، تحلیل مؤلفه های مینا (PCA^۱) و تکنیک های خوشه بندی (CL^۲) استوار شده است. این روش ها در اقلیم شناسی جهت طبقه بندی توده های هوا (Esteban et al., 2006; Huth et al., 1996; Bejaran and Camilloni, 2003)، منطقه بندی (ناحیه بندی) اقلیمی (White et al., 1991; Serra et al., 1996; Comerie and Glenn, 1998)، بازسازی های گردش اتمسفر (Luterbacher et al., 2002)، آنومالی های گردشی مرتبط با تغییرات اقلیمی که متأثر از فوران های بزرگ آتشفشان ها بوده اند، بازسازی سری های اقلیمی (Mann et al., 1998) و بسیاری موارد دیگر به کار برده می شوند (Esteban et al., 2006). علاوه بر روش های بالا اخیراً روش های دیگری را، مبنی بر هوش مصنوعی از

^۱- Principle Component Analysis

^۲- Clustering

جمله؛ شبکه عصبی مصنوعی (ANN) (Cavazos et al., 2000; Hewitson and Crane, 2001) و نقشه‌های خود سازمانده^۱ کوهنن (Nishiyama et al., 2005) جهت شناسایی الگوهای همدیدی استفاده کرده‌اند.

الگوهای گردشی که با رویدادهای بارشی ارتباط دارند به وسیله‌ی روش‌های آماری چند متغیره (PCA, CL)، قابل شناسایی و مطالعه هستند (Yarnal, 1991, 2003). اقلیم‌شناسان برای شناسایی الگوهای بارش بطور فراوان از روش PCA استفاده نموده‌اند. (Regenmortel, 1995; Sumner et al., 1996; Serra et al., 1996; Romero et al., 1999; Esteban et al., 2005; Santos et al., 2005; Seibert et al., 2005; Lana et al., 2007)

ریجنمورتل (۱۹۹۵)، سامنر و همکاران (۱۹۹۵)، مؤلفه‌های اصلی الگوهای گردش بارش‌های روزانه کاتالونیا و رومرو و همکاران (۱۹۹۸)، الگوهای بارش روزانه را برای کل ناحیه‌ی اسپانیا به کار بردند. لانا و همکاران (۲۰۰۷) با استفاده از روشهای PCA و CL هشت الگوی مولد بارش سنگین را برای جزایر بالریک شناسایی کردند. در این زمینه پژوهش‌های انجام شده در ایران را می‌توان به دو دسته‌ی اصلی تقسیم کرد. بخش عمده‌ی این مطالعات با استفاده از روش‌های دستی صورت پذیرفته است (سبزی‌پرور؛ ۱۳۷۰، لشکری، ۱۳۷۵، خوشحال دستجردی، ۱۳۷۶، نصیری؛ ۱۳۷۸، حجتی‌زاده؛ ۱۳۸۱، علیجانی و پرنیان؛ ۱۳۸۳، علیجانی و همکاران؛ ۱۳۸۳، مرادی؛ ۱۳۸۳، مفیدی و همکاران؛ ۱۳۸۴ و ...). که در آن‌ها الگوهای همدیدی وابسته به رویدادهای مهم همچون بارش و یا سیل مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. مرادی (۱۳۸۳) به بررسی سینوپتیکی الگوهای سیل‌زا شمال شرق پرداخت و بیان داشت که سنگین‌ترین بارش در شرایطی به وقوع می‌پیوندد که مرکز کم‌فشار بر روی منطقه استقرار یابد و منطقه تحت تأثیر فعالیت جبهه سرد واقع شود و تداوم بارش در شرایطی است که هم‌زمان، دو سیستم کم‌فشار دریای سرخ با سیستم کم‌فشار مدیترانه‌ای یا کم‌فشار مهاجر قطبی اروپایی در منطقه فعال باشند و جبهه در شمال شرق به حالت مخلوط در آید. برخی از پژوهش‌ها وقوع بارش‌های سنگین و سیل‌آسا در جنوب غرب ایران و حوضه‌های مربوط به آن را در نتیجه‌ی تقویت و تشدید فعالیت مرکز کم‌فشار سودانی و منطقه‌ی همگرایی دریایی سرخ می‌دانند (تقی‌زاده، ۱۳۶۶؛ سبزی‌پرور، ۱۳۷۰؛ لشکری، ۱۳۷۵؛ حجتی‌زاده، ۱۳۸۱). نتایج تازه‌تر نشان دهنده‌ی آن است که عمیق شدن ناوه‌ی موج غربی و افزایش تاوایی مثبت در حد فاصل غرب ایران تا نیمه‌ی شمالی دریای سرخ به همراه شکل‌گیری و تقویت پرفشار در حد فاصل شرق عربستان تا بخش میانی دریای عرب امکان وقوع بارش‌های فراگیر و سنگین را در بخش‌های وسیعی از غرب و جنوب غرب ایران فراهم می‌آورد (رضیئی و همکاران؛ ۱۳۸۸). اما وقوع بارش‌های شدید در منطقه‌ی خزری به موقعیت و شدت مراکز پرفشار در ترازهای زیرین جو وابسته است و به‌واسطه‌ی استقرار مراکز پرفشار بر جانب غربی دریای کاسپین (خزر) و گسترش گردش واچرخندی و جریانات شمالی بر روی این دریا، سواحل جنوبی دریای کاسپین از بارش قابل ملاحظه‌ای برخوردار گردیده است (خوشحال، ۱۳۷۶؛ مرادی، ۱۳۸۵؛ مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶؛ رضیئی و همکاران، ۱۳۸۸). اما پژوهش‌های گروه دوم با استفاده از داده‌های رقومی و روش‌های آماری پیشرفته صورت گرفته است (علیجانی، ۱۳۷۸؛ ۱۳۸۰a؛ ۱۳۸۰b و ۲۰۰۲؛ مسعودیان، ۱۳۸۴؛ علیجانی و زاهدی، ۱۳۸۱؛ حجازی-زاده و همکاران، ۱۳۸۷؛ رضیئی و همکاران، ۱۳۸۸). علیجانی (۱۳۸۰a) با استفاده از داده‌های روزانه‌ی فشار سطح زمین NCEP/NCAR (در ساعت ۱۲) و به کمک روش PCA و تحلیل ترکیبی^۲ ۱۸ تیپ هوایی برای

^۱- Self Organizing Map (SOM)

^۲- Composite Analysis

ایران شناسایی کرد و نشان داد که تیپ کم فشار غربی بیشترین بارش‌ها را در جنوب البرز و سواحل خزر ایجاد می‌کند. علیجانی (۱۳۸۰b) همچنین با بهره‌گیری از روش جنکینسون - کولینز (۱۹۷۷) توانست ۱۰ الگوی گردش جوی برای ایران شناسایی نماید و نتیجه گرفت که تیپ چرخندی بارش‌های سنگین تری برای تهران ایجاد می‌کند. مسعودیان (۱۳۸۴) به کمک تحلیل مؤلفه مبنا، تحلیل خوشه‌ای و تحلیل همبستگی شش الگوی گردشی پدیدآورنده سیلاب‌های بزرگ حوضه کارون را شناسایی کرده و این الگوها را به دو دسته پراارتفاع و کم‌ارتفاع تقسیم نموده که هر الگوی معین تمایل دارد در دوره معینی از سال ظاهر شود. حجازی‌زاده و همکاران (۱۳۸۷) الگوی گردشی موثر در سیلاب‌های مخرب و فراگیر حوضه‌های آبریز دریاچه ارومیه، الگوی ناوه موج کوتاه بادهای غربی را مهم‌ترین تیپ معرفی می‌کند که ۶۷/۳٪ از کل سیلاب‌ها را تولید می‌کند. شناسایی الگوهای گردشی جو زمستانه در وردسپهر میانی بر روی خاورمیانه بیانگر این است که محل، عمق و شیب ارتفاعی پشته‌ها و ناوه‌ها نقش اصلی را در مقدار و توزیع مکانی بارش زمستانه ایران بر عهده دارد و بر این اساس الگوهای فضایی توزیع بارش زمستانه ایران به غیر از سواحل دریای کاسپین در سایر مناطق کشور بطور آشکار از الگوهای گردشی حاکم در وردسپهر میانی تبعیت می‌نماید (رضیئی و همکاران؛ ۱۳۸۸). فتاحی (۱۳۸۸) با استفاده از روش PCA و تحلیل خوشه‌ای به طبقه بندی الگوهای روزانه پرداخت و هشت الگوی گردشی اصلی در فصل زمستان را شناسایی کرد که در نهایت با استفاده از شاخص بارش موثر (PI) تعیین کرد که بیشترین بارش شمال شرق مربوط به الگوی کم‌فشار مدیترانه‌ای، پرفشار شمالی (اروپای شمالی) و مهم‌تر از همه پرفشار اروپای شرقی است.

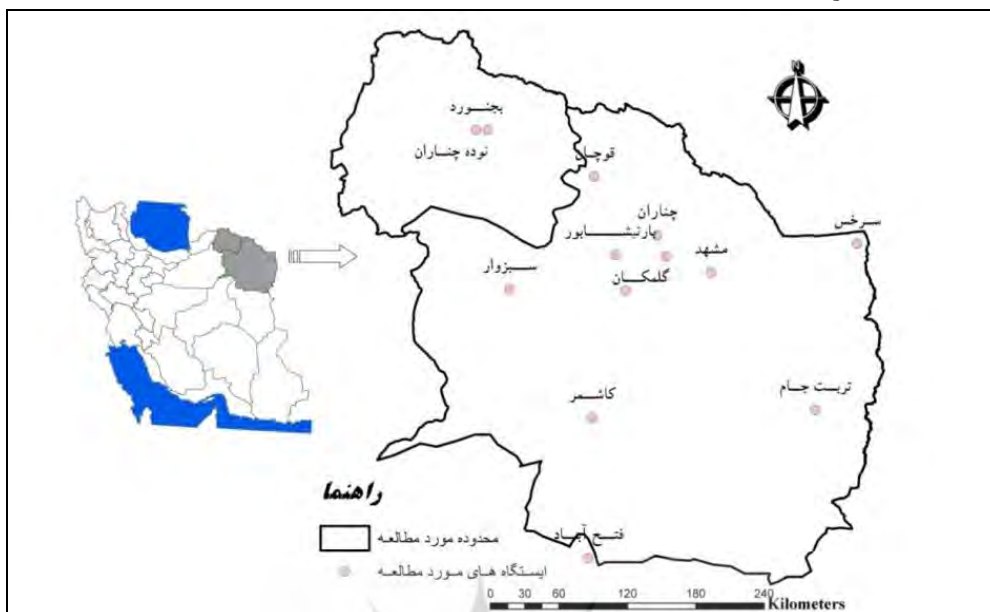
با توجه به اهمیت و کاربرد وسیع روش‌های آماری چند متغیره (PCA, CL) در شناسایی الگوهای گردش بارش‌های شدید (Yarnal, 2001; Esteban & et al, 2006)، در پژوهش پیش‌رو نیز با بهره‌گیری از همین روش‌ها، به شناسایی الگوهای گردش جوی سطوح میانی و فشار سطح زمین با بارش‌های سنگین شمال شرق ایران خواهیم پرداخت.

۳- مواد و روش‌ها

۳-۱- محدوده‌ی مورد مطالعه و داده‌ها

برای شناسایی الگوهای گردش جوی موثر بر بارش‌های سنگین و سیل‌آسای شمال شرق ایران از میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، فشار تراز دریا، مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد در روزهای وقوع بارش‌های سنگین با تفکیک مکانی ۲/۵ درجه از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و مرکز ملی پژوهش‌های جوی ایالات متحده آمریکا (NCEP/NCAR) استفاده شد (Kalnay et al., 1996). محدوده‌ی مورد مطالعه در پژوهش حاضر بین ۲۰ درجه تا ۷۰ درجه عرض شمالی و ۲۰ تا ۷۰ درجه طول شرقی قرار دارد. جهت انتخاب بارش‌های سنگین روزانه، از داده‌های بارش روزانه‌ی ۱۲ ایستگاه هواشناسی محدوده‌ی مطالعه استفاده شد (شکل ۱). در این مطالعه یک روز بارش سنگین، روزی تعریف شد که کل بارش روزانه در حداقل ۳ ایستگاه، برابر یا بیشتر از ۱۵ میلی‌متر ثبت شده باشد. این آستانه براساس صدک ۹۵ ام انتخاب شد (Lana et al., 2007; Seibert et al., 2005). در این پژوهش ماه‌های اکتبر تا می سال‌های ۱۹۷۰ تا ۲۰۰۶ به عنوان دوره زمانی مورد مطالعه انتخاب شد. این ماه‌ها دوره‌ی اصلی بارش را در بیشتر منطقه مورد مطالعه تشکیل می‌دهند که تقریباً برابر با دوره سرد سال در ایران است که به باور علیجانی (۲۰۰۲) و رضیئی و

همکاران (۱۳۸۸) از نوامبر آغاز و تا پایان ماه مارس ادامه دارد. بر این اساس ۱۸۶ رویداد در دوره ۳۷ ساله مورد مطالعه انتخاب گردید.



شکل شماره ۱: محدوده و پراکندگی ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه

۳-۲- روش پژوهش

رویکرد اصلی در این مطالعه جهت طبقه‌بندی الگوهای هم‌دید منطقه رویکرد محیطی به‌گردشی است (Yarnal, 1993). لذا ابتدا روزهای بارشی به شرحی که در بالا رفت انتخاب گردید، سپس برای گروه‌بندی الگوهای گردش جوی مرتبط به بارش‌ها سیل‌آسا، روش PCA و CL مورد استفاده قرار گرفت. با انجام PCA بر روی داده‌های ارتفاع (فشار) می‌توان الگوهای که از تکرارپذیری بسیار پایینی برخوردارند را حذف و الگوهای تکرارپذیر را دسته‌بندی کرد (Richman, 1981; Cohen, 1983). روش PCA با آرایه‌ی S بر روی ماتریس همبستگی انجام گردید. برای این منظور یک ماتریس همبستگی در ابعاد 441×186 (روز \times یاخته) تشکیل و به عنوان ورودی مدل PCA مورد استفاده قرار گرفت. تصمیم برای انتخاب ماتریس همبستگی یا ماتریس کواریانس بستگی به این شرط دارد که چگونه می‌خواهیم واریانس را در هر نقطه شبکه 1 وزن دهی کنیم، در صورت استفاده از ماتریس همبستگی همه نقاط وزن یکسانی دریافت می‌کنند و با توجه به این دلیل در این تحقیق از ماتریس همبستگی استفاده نمودیم (Esteban et al., 2005, 2006). بعد از انجام PCA بر روی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز 500 هکتوپاسکال با استفاده از آزمون غربالی 2 9 مؤلفه (عامل) نخست برای تحلیل‌های بعدی انتخاب شدند (شکل ۲). در آزمون غربالی مقادیر ارزش ویژه‌ی مؤلفه‌ها در برابر تعداد مؤلفه‌ها روی نمودار برده می‌شوند و از روی خط شیب این نمودار می‌توان در مورد تعداد مؤلفه‌هایی که باید نگه داشت تصمیم گرفت (Wilks, 1995). عامل‌های حاصل ممکن است نتوانند خوشه‌بندی متغیرها را به نحو کاملاً مستقل از همدیگر انجام دهند، یا اینکه ممکن است بارگویی متغیرها با عامل‌های متعددی بالا باشد، در صورتی که پردازش باید به گونه‌ای باشد که متغیر با یک عامل، بالاترین بارگویی معنی‌دار را داشته باشد. برای

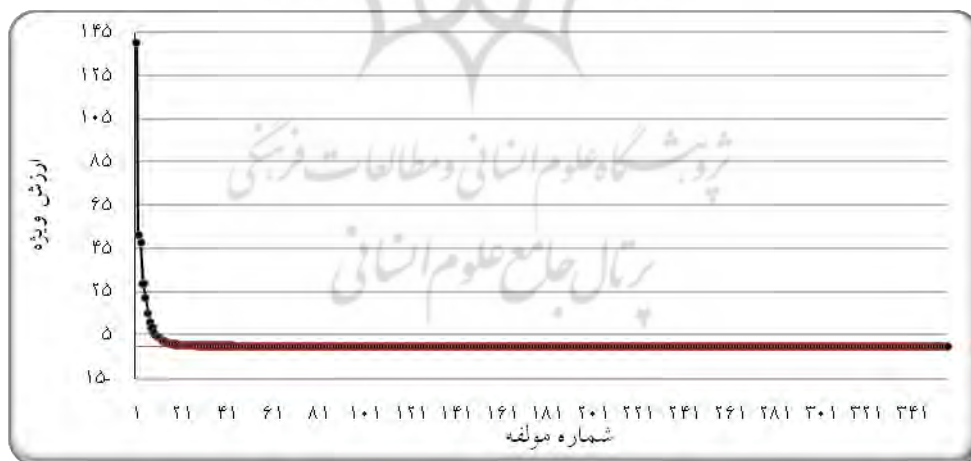
¹ - Grid Point

² - Scree test

حصول چنین نتیجه‌ای معمولاً عامل‌ها چرخش داده می‌شوند. چرخش عامل‌ها به دو صورت عمودی و مایل انجام می‌شود (علیچانی، ۱۳۸۱، ۱۸۷). در این پژوهش از روش چرخش عمودی وریمکس جهت چرخش مؤلفه‌های انتخابی استفاده شد؛ چرا که این روش هیچ‌گونه وابستگی به شکل قلمرو و یا منطقه مورد مطالعه ندارد و موجب می‌گردد که مؤلفه‌های بدست آمده غیر همبسته و از نظر فیزیکی تفسیرپذیرتر (Von storsch and Zwiers, 1999) و از نظر مکانی پایدار، همگن و دارای ساختار ساده‌تری باشند (Richman, 1981) به نقل از رضیعی و همکاران؛ ۱۳۸۸). جدول ۲ درصد واریانس توجیه شده به وسیله‌ی مؤلفه‌ها را پیش و پس از چرخش نشان می‌دهد همان طوری که در جدول معلوم گردیده، روی هم رفته ۹ مؤلفه اول حدود ۹۱ درصد از کل واریانس داده‌ها را توجیه می‌کنند. بعد از آن‌ها، روش خوشه‌بندی K-means به منظور طبقه‌بندی الگوهای جوی روزهای بارش بر روی کل ماتریس بارگویه (با ۹ عامل) از ۱۸۶ روز بارش بکار برده شد. در واقع روزهای با بارگویه مشابه در مؤلفه‌های استخراج شده با یکدیگر در یک گروه قرار می‌گیرند. این الگوریتم مجموع مربعات درون گروهی (W) را کاهش می‌دهد با افزایش تعداد گروه (K) مقدار W کاهش می‌یابد. در روش خوشه‌بندی K-means تعداد گروه‌ها قبل از انجام فرآیند، باید تعیین گردد، که تعداد مناسب گروه‌ها با افزایش معنی‌داری انتخاب شدند (Lana, 2007). در پژوهش حاضر سطح معنی‌داری K از ۲ تا ۶ بررسی شده است و در نهایت با استفاده از روش خوشه‌بندی K-means ۳ گروه تشخیص داده شد.

جدول شماره ۲: درصد واریانس توجیه شده پیش و پس از چرخش

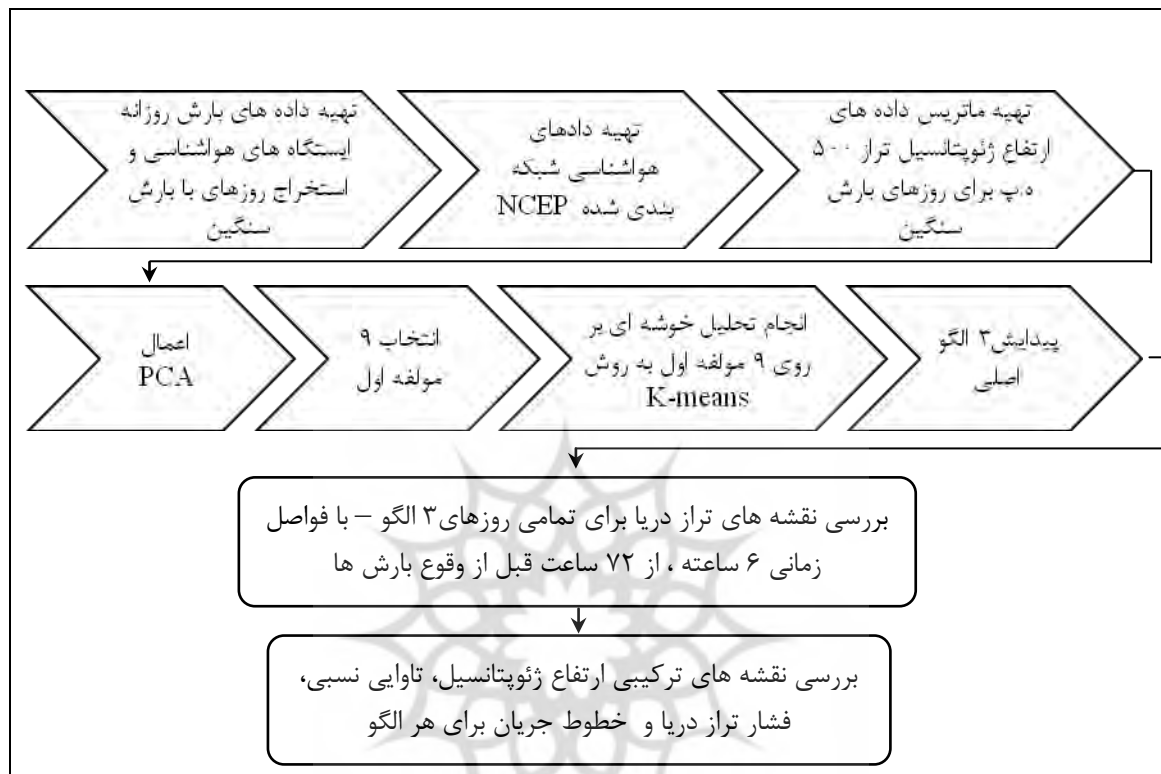
شماره مؤلفه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	کل واریانس توجیه شده
پیش از چرخش	۳۸/۵۷	۱۵/۷۹	۱۱/۶۹	۷/۸۵	۵/۵۵	۴/۰۲	۳/۳۵	۲/۶	۲	۹۱/۴۵
پس از چرخش	۱۴/۶۹	۱۳/۲۸	۱۲/۸	۱۰	۹/۳۵	۸/۳۵	۷/۳۲	۶/۰۸	۱/۵۶	۹۱/۴۵



شکل شماره ۲: نمودار غربالی تحلیل مؤلفه‌های اصلی بر روی داده‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

در نهایت به منظور پی بردن به چگونگی آرایش سامانه‌های همدیدی الگوهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و مراکز فشار سطح زمین، نقشه‌های مرکب الگوهای حاکم بر روزهای بارش شدید هر خوشه تهیه شد و مورد تجزیه و تحلیل همدیدی قرار گرفت. شایان ذکر است، طبقه‌بندی کمی با وجود سرعت بخشیدن به کارها و دقت زیاد در انجام عملیات طبقه‌بندی، نقاط ضعفی نیز دارد، از جمله تعداد تیپ‌های حاصل، از کنترل محقق

خارج است (علیجانی، ۱۳۸۱، ۱۵۲). لذا جهت اجتناب از این اشتباه و کمک به درک و تفسیر بهتر، نقشه فشار تراز دریا (SLP) هر روز در الگوی مورد نظر تا حداکثر ۷۲ ساعت قبل از شروع بارش به صورت ۶ ساعته از سایت NCEP/NCAR تهیه و به صورت چشمی تعقیب گردیدند. در واقع در این روش سعی گردید که مسیر حرکت کم‌فشارها در هر روز به صورت چشمی بررسی شود که تاییدی بر انتخاب سه الگو به روش K-means باشد.



شکل شماره ۳: نمودار شماتیک روش پژوهش

۴- نتایج و بحث

همان طور که در روش پژوهش بیان شد به روش کمی، در نهایت ۳ الگو شناسایی و نقشه های ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال آن ها به عنوان الگوی گردش جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، نقشه های ترکیبی فشار سطح دریا و تاوایی نسبی ۸۵۰ هکتوپاسکال به منظور شناسایی الگوهای فشار وابسته به هر یک از الگوها تهیه و در شکل های شماره ۴a تا ۴f ارائه شده است. علاوه بر آن جهت تبیین و تفسیر دقیق تر الگوها نقشه های ترکیبی خطوط جریان (Streamline) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ترسیم شده و در شکل های ۵a تا ۵c نمایش داده شده است.

۴-۱- الگوی سودانی (P1)

نقشه ترکیبی الگوی گردش P1 یک ناوه عمیق را در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می دهد که با محور شمال شرق - جنوب غرب بر روی خاورمیانه کشیده شده و تا عرض ۲۴ درجه شمالی بر روی دریای سرخ پیشروی نموده است. پشته مستقر بر روی اروپا، تشکیل و عمیق شدن این ناوه را امکان پذیر ساخته است. در این الگو جهت جریان بر روی ایران در ترازهای میانی جنوب غربی بوده و حداکثر متوسط تاوایی مثبت در غرب و مرکز ایران در محدوده ی محور ناوه به بیش از ۳ واحد بر ثانیه می رسد. در این الگو ناوه تراز ۵۰۰

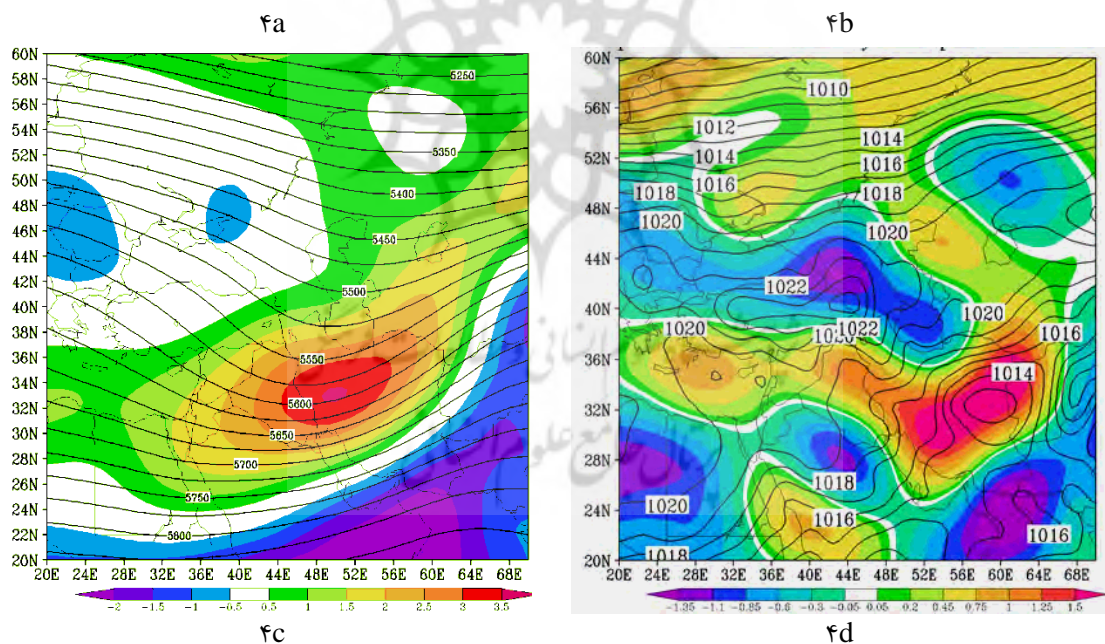
هکتوپاسکال نسبتاً عمیق بوده و تا روی دریای سرخ کشیده شده است. نقشه ترکیبی فشار سطح دریا مربوط به این الگو کم فشاری را در شرق ایران با فشار مرکزی ۱۰۱۳ هکتوپاسکال نمایش می‌دهد. علاوه بر آن پرفشار قوی با فشار مرکزی ۱۰۲۴ هکتوپاسکال سرتاسر عرض ۳۸ درجه شمالی را تا ۴۸ درجه شمالی فراگرفته است. در این الگو پرفشار سیبری به سمت شرق کشیده و در محدوده ۷۵ تا ۹۰ درجه شرقی و ۴۵ تا ۵۵ درجه شمالی بسته شده است (شکل ۴a).

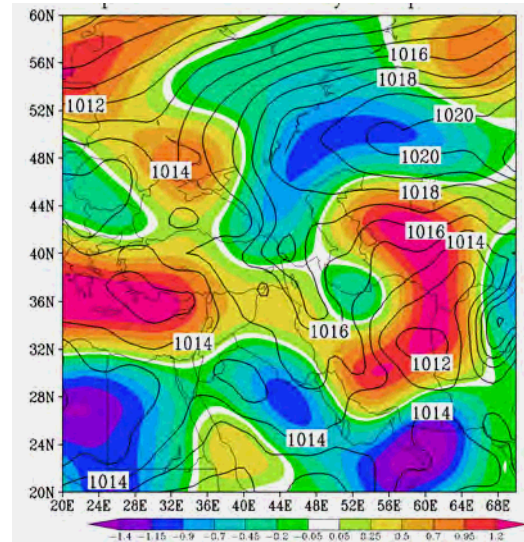
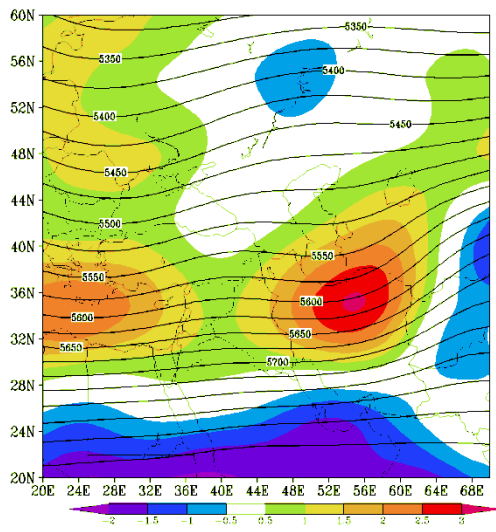
آرایش سامانه‌های سطح زمین و عبور منحنی هم‌فشار ۱۰۱۵ هکتوپاسکال از روی ایران نشان دهنده نفوذ و حرکت سامانه‌های سودانی با امتداد جنوب غربی - شمال شرقی به سمت ایران است. به بیانی دیگر در این الگو یک سامانه سودانی در محدوده ۶۰ درجه شرقی و ۳۴ درجه شمالی (جنوب محدوده مطالعه) و یک مرکز پرفشار در غرب دریای خزر و ترکیه دقیقاً در منطقه نزول هوا در جلوی پشته تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود که زبانه‌ای از آن نیز به روی اروپا کشیده شده است (شکل ۴b). استقرار مراکز کم‌فشار و پرفشار بر نواحی نامبرده موجب ایجاد همگرایی بین گردش چرخندی کم فشار سودانی و گردش واچرخندی سیستم پرفشار بر روی محدوده شمال شرق ایران می‌شود و در بررسی نقشه‌های مربوط به خطوط جریان در تراز پایین این موضوع قابل مشاهده است (شکل ۵a). در این الگو سامانه‌های سودانی پس از تشکیل و تقویت (لشکری، ۸۲)، به طور مستقل در امتداد جنوب غرب-شمال شرق حرکت می‌کنند و در اکثر نمونه‌ها از روی خلیج فارس عبور کرده و به سمت شمال شرق ایران ادامه مسیر می‌دهند. هم‌چنین بررسی مفیدی و همکارانش (۱۳۸۴) نشان می‌دهد که شکل ابر در سامانه‌های سودانی با موقعیت محور جت جنوب‌حاره و هسته سرعت آن در خاورمیانه انطباق خوبی دارد و عمدتاً به صورت نواری از جنوب غربی به سمت شمال شرقی کشیده می‌شود. آنچه که شایان ذکر است بیش از نیمی از روزهای بارشی در این الگو قرار گرفته است و در واقع می‌توان این الگو را به عنوان مهم‌ترین سامانه‌ای که باعث ایجاد بارش‌های سنگین (بالای ۱۵ میلی‌متر) می‌شود ذکر کرد.

۴-۲- الگوی سودانی - مدیترانه ای (P2)

در الگوی گردش P2، در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال یک پشته‌ی با محور تقریباً شمالی- جنوبی بر روی غرب اروپا مشاهده می‌شود و در مغرب آن یک ناوه‌ی کم عمق با محوری مشابه استقرار یافته است. محور این ناوه با عبور از مرکز مدیترانه‌ی تا شمال دریای سرخ کشیده شده است. با استقرار این ناوه بخش عمده‌ای از منطقه خاورمیانه و مدیترانه‌ی شرقی تا شمال دریای سرخ (عرض ۲۸ درجه شمالی) تحت تسلط گردش چرخندی قابل توجه قرار گرفته است. علاوه بر آن ناوه‌ای دیگر که در سمت شرقی دریای خزر استقرار یافته، تمامی مناطق واقع در شمال و شمال شرق ایران را تحت تسلط بیشینه گردش چرخندی خود قرار داده است و علت اصلی دینامیکی صعود رطوبت و وقوع بارش است (شکل ۴c). در این الگو حداکثر تاوایی مثبت در منطقه‌ی خاورمیانه بر روی نیمه شمالی ایران مشاهده می‌شود که میزان آن در محدوده ۵۰ تا ۶۰ درجه‌ی شرقی و ۳۳ تا ۳۷ درجه‌ی شمالی به حدود ۳ واحد بر ثانیه بالغ می‌گردد. در این الگو جهت جریان در غرب و مرکز ایران مداری و در محدوده شمال شرقی ایران (منطقه مورد مطالعه) جنوب غربی است. این الگوی گردشی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شرایط مناسبی برای تقویت و گسترش سامانه‌های ترکیبی سودان- مدیترانه‌های بر روی ایران فراهم می‌آورد (رضیئی و همکاران، ۱۳۸۸) و پیش از این توسط پژوهش‌گران متعددی (لشکری، ۱۳۸۱؛ مفیدی و زرین، ۱۳۸۴a؛ ۱۳۸۴b) مورد بررسی قرار گرفته است.

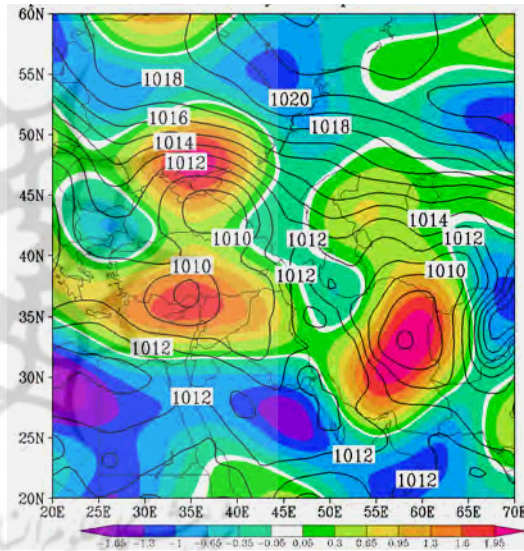
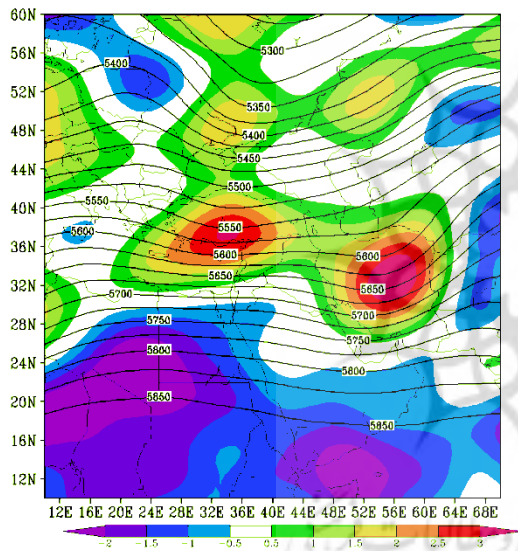
آرایش سامانه‌های سطح زمین وابسته به الگوی دوم (P2)، وجود چندین مرکز فشار را در اطراف ایران نمایش می‌دهد؛ این مراکز عبارتند از: مرکز پرفشار در شمال شرق نقشه (پرفشار سیبری)، مرکز پرفشار در شمال افریقا، مرکز کم‌فشار در شمال شرق و شرق ایران، مرکز کم‌فشار مستقر در مدیترانه. پرفشار سیبری (شمال شرق نقشه) با فشار مرکزی ۱۰۲۱ هکتوپاسکال قوی‌ترین پرفشار است. این پرفشار از شمال غرب ایران به صورت زبانه‌ای تا شرق و شمال عربستان کشیده شده است. بدین ترتیب با نفوذ این زبانه بر روی شرق عربستان، جریان‌های جنوب و جنوب غرب، روی دریای عمان و خلیج فارس تشدید شده و حاصل آن انتقال هوای گرم و مرطوب عرض‌های پایین به درون سامانه‌ی سودانی شده است. همچنین در نتیجه‌ی استقرار مرکز کم‌فشاری با منحنی ۱۰۱۲ هکتوپاسکال در زیر محور ناوه تراز بالایی در محدوده شمال شرق ایران، حداکثر تاوایی مثبت تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر روی این منطقه ایجاد شده است و شرایط مزبور امکان وقوع بارش‌های سنگین در شمال شرق ایران را فراهم نموده است (شکل ۴d). جهت شناسایی منشأ این کم‌فشارها مسیر حرکت هر سامانه حداکثر از ۳ روز قبل، به وسیله‌ی نقشه‌های شش ساعته تعقیب گردید. بررسی هر یک از این نمونه‌ها نشان داد که سامانه‌های سودانی بعد از فعال شدن در جهت شمال یا شمال شرق حرکت کرده و در دو منطقه مدیترانه شرقی یا عراق با سامانه‌های مدیترانه‌ای ادغام شده و از سمت غرب وارد ایران می‌شوند. سامانه‌های مذکور پس از گذر از مرکز ایران، عمدتاً از شمال شرق ایران عبور می‌کنند. این مسیرها منطبق بر الگوی است که لشکری (۱۳۸۱) در بررسی مسیرهای سامانه‌های کم‌فشار سودانی، از آن با عنوان مسیر ترکیبی سودانی - مدیترانه‌ای نام می‌برد.





۴a

۴b

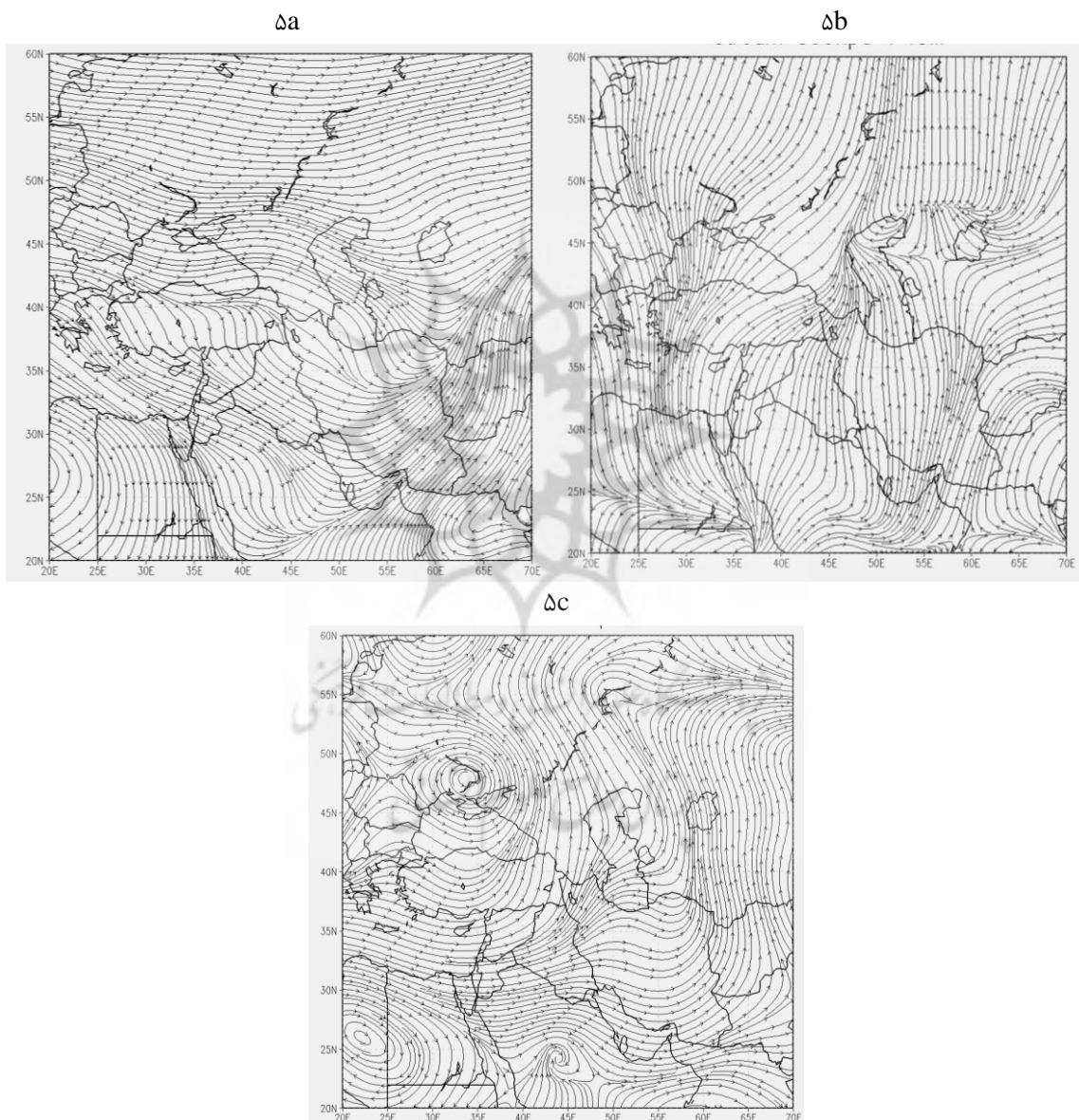


شکل ۴a تا ۴d: نقشه‌های ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به عنوان الگوی گردش جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (سمت چپ) و نقشه‌های ترکیبی فشار سطح دریا و تاوایی نسبی ۸۵۰ هکتوپاسکال به منظور شناسایی الگوهای فشار وابسته به هر یک از الگوها (سمت راست). تاوایی بر حسب s^{-1} -۵ و ارتفاع به ژئوپتانسیل متر (gpm)

۳-۴ الگوی کم فشار مدیترانه‌ای (P3)

نقشه ترکیبی وابسته به الگوی (P3) وجود مراکز فشار را به شکل پشته و ناوه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به خوبی نمایش می‌دهد. که در آن یک موج نسبتاً عمیقی با محور شمال غرب - جنوب شرق تمام ایران را در بر گرفته است و شمال شرق ایران (منطقه مورد مطالعه) در زیر منطقه واگرایی بالایی یعنی در زیر ناوه واقع شده است. جهت جریان در منطقه مورد مطالعه جنوب غربی - شمال شرقی و غرب ایران دارای جهت جریان غربی بوده و حداکثر متوسط تاوایی در منطقه به حداکثر ۳ واحد بر ثانیه می‌رسد. با توجه به مقدار تاوایی،

گردش چرخندی در منطقه حاکم است (شکل ۴e). در چنین الگویی انتقال رطوبت از ترازهای زیرین جو از سمت غرب امکان پذیر می باشد. شکل ۵c به خوبی گویای این مطلب نیز می باشد. آرایش سامانه های سطح زمین وابسته به الگوی سوم (P3)، یک مرکز کم فشار گسترده را بر روی نیمه شرقی ایران با فشار مرکزی ۱۰۰۶ هکتوپاسکال نشان می دهد این مرکز کم فشار در زیر منطقه واگرایی بالای یعنی در منطقه صعود هوا در جلوی ناوه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تشکیل شده است. هم چنین مرکز کم فشاری دیگری واقع در شرق مدیترانه با فشار مرکزی ۱۰۰۸ هکتوپاسکال دیده می شود (شکل ۴d). تفاوت این الگو با دو الگوی دیگر در این است که در دو الگوی قبیل پرفشار سبیری با گسترش و نفوذ زبانه خود به روی ایران نقش مهمی را دارا است.



شکل شماره ۵a تا ۵c: نقشه های خطوط جریان الگوهای بارشی ۸۵۰ هکتوپاسکال (a) الگوی سودانی، (b) الگوی سودانی - مدیترانه ای و (c) الگوی مدیترانه ای

۴- نتیجه‌گیری

به‌منظور شناسایی الگوهای منطبق بر بارش‌های سنگین شمال شرق ایران، ابتدا روزهایی را که در حداقل سه ایستگاه دارای بارش بیش از ۱۵ میلی‌متر بودند انتخاب نموده و سپس با استفاده از روش ترکیبی کمی - کیفی، الگوهای گردش جوی مرتبط با این روزها، شناسایی گردیدند. نتایج تحقیقات نشان داد که سه نوع الگو در ریزش‌های سنگین منطقه موثر هستند: کم‌فشارهای سودانی، کم‌فشارهای ترکیبی سودانی - مدیترانه‌ای و کم‌فشارهای مدیترانه‌ای. در بین این سه الگو، سنگین‌ترین بارش‌ها مربوط به الگوی اول می‌باشد.

بررسی شرایط سامانه‌های سطح زمین نشان می‌دهد که در هنگام وقوع بارش‌های سنگین، یک مرکز کم‌فشار بر روی منطقه استقرار یافته و این محدوده را تحت تأثیر شرایط چرخندی خود قرار داده است. کم‌فشارهای الگوی اول پس از تشکیل بر روی منطقه دریای سرخ و شمال شرق آفریقا در امتداد جنوب غرب-شمال شرق به سمت ایران حرکت کرده و در اکثر نمونه‌ها پس از عبور از روی خلیج فارس به سمت شمال شرق ایران ادامه مسیر می‌دهند. اما کم‌فشارهای الگوی دوم، کم‌فشارهای سودانی - مدیترانه‌ای هستند که در نتیجه ترکیب کم‌فشارهای سودانی و مدیترانه‌ای بر روی مدیترانه شرقی یا کشور عراق وارد ایران شده و به شمال شرق ایران می‌رسند. علت اصلی تنوع مسیر کم‌فشارهای سودانی تفاوت در موقعیت محورناوه در زمان گسترش و جابجایی این کم‌فشارها است، به عبارت دیگر موقعیت محور ناوه تعیین‌کننده مسیر ورود کم‌فشارهای مدیترانه‌ای (علیجانی، ۱۳۶۶) و سودانی به ایران دانسته شده است (سازمان هواشناسی، ۱۳۸۱؛ لشکری، ۱۳۸۱؛ مفیدی و زرین، ۱۳۸۴b). همچنین مفیدی و زرین (۱۳۸۴a) نشان می‌دهند که موقعیت محور جت‌جنب حاره و هسته سرعت آن نقش مهمی در هدایت این کم‌فشارها به سمت ایران دارد.

۵- فهرست منابع:

- استانداری استان خراسان رضوی، مدیریت بحران استانداری استان خراسان رضوی.
- بابائیان، ا (۱۳۸۱)، بررسی هواشناختی بارش‌های سنگین تابستانه در استان‌های گلستان و شمال خراسان، سمینار روش‌های پیشگیری و کاهش اثرات سیل گرگان.
- تقی‌زاده، ح (۱۳۶۶)، بررسی سیل پاییز ۱۳۶۵ از نظر هواشناسی، رشد آموزش زمین‌شناسی، شماره ۶: صص ۵۶-۵۱.
- خوشحال دستجردی، ج (۱۳۷۶)، تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر؛ رساله دکتری اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیای دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- حجتی‌زاده، ر (۱۳۸۱)، بررسی سینوپتیکی سیلاب رودهای غربی زاگرس (با تاکید بر حوضه‌های کرخه، کارون و دز)، رساله دکتری اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیای دانشگاه اصفهان، اصفهان.
- حجازی‌زاده، ز، جعفرپور، ز و پروین، ن (۱۳۸۷)، بررسی و شناسایی الگوهای سینوپتیکی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مولد سیلاب‌های مخرب و فراگیر سطح حوضه‌ی آبریز دریاچه ارومیه، نشریه علوم جغرافیایی، جلد ۷: ۱۵۵-۱۲۵.
- رضیعی، ط؛ مفیدی، ع و زرین، آ (۱۳۸۸)، مراکز فعالیت و الگوهای گردش جو زمستانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی خاورمیانه و ارتباط آن‌ها با بارش ایران. مجله فیزیک و فضا، جلد ۳۵، شماره ۱
- سبزی‌پرور، ع (۱۳۷۰)، بررسی سینوپتیکی سیستم‌های سیل‌زا در جنوب غرب ایران، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران.
- فتاحی، ا؛ رحیم‌زاده، ف (۱۳۸۸)، ارتباط انسو با گردش‌های جوی زمستانه ایران، ۱۳۸۷.
- علیجانی، ب (۱۳۷۸)، نوسانات مکانی و زمانی ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در مدیترانه و اثر آن بر اقلیم ایران در ماه فوریه، دومین کنفرانس تغییر اقلیم- سازمان هواشناسی کشور، ۱۳ و ۱۴ آبان.
- علیجانی، ب (۱۳۶۶)، رابطه پراکندگی مکانی مسیرهای سیکلونی خاورمیانه با سیستم‌های هوایی سطح بالا، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴، صص ۱۴۳-۱۲۵.
- علیجانی، ب (b ۱۳۸۰)، تیپ‌های هوا و اثر آن بر اقلیم ایران، فصلنامه کاوش‌نامه، شماره ۲ (۳): صص ۴۹-۲۱.
- علیجانی، ب (b ۱۳۸۰)، شناسایی تیپ‌های هوایی باران‌آور تهران براساس محاسبه چرخندگی، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۶-۶۵، صص ۲۰۳-۲۱۷.
- علیجانی، ب (۱۳۸۱)، اقلیم‌شناسی سینوپتیک، انتشارات سمت، تهران.
- علیجانی، ب (۱۳۸۱)، بررسی سینوپتیک الگوهای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه در دوره ۹۰-۱۹۶۱، مجله نیوار، بهار و تابستان ۱۳۸۱.
- علیجانی، ب و زاهدی، م (۱۳۸۱)، تحلیل آماری و سینوپتیکی بارندگی آذربایجان، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۶-۶۵، صص ۲۰۳-۲۱۷.
- علیجانی، ب و پرنیان، ط (۱۳۸۳)، الگوهای سینوپتیکی سیلاب‌های رودخانه گرگان، فصلنامه جغرافیای سرزمین، شماره ۲، صص ۲۰-۱.

- علیجانی، ب، عزیزی، ق، رضایی، پ (۱۳۸۳)، بررسی اثر الگوهای سینوپتیک در تغییرات زمانی سیلاب های جنوب دریای خزر، مطالعه موردی: رودخانه های شفارود و تالار، فصلنامه جغرافیای سرزمین، شماره ۱، صص ۲۰-۱.
- لشکری؛ ح (۱۳۷۵)، الگوی سینوپتیکی بارش های شدید در جنوب غرب ایران، رساله دکتری اقلیم شناسی، گروه جغرافیای دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- لشکری؛ ح (۱۳۸۱)، مسیریابی سامانه های کم فشار سودانی ورودی به ایران، نشریه مدرس (ویژه نامه جغرافیا)، دوره ۶، شماره ۲، تابستان.
- لشکری؛ ح (۱۳۸۲)، مکانیسم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم فشار سودان و نقش آن بر روی بارش های جنوب و جنوب غربی ایران، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۴۶، زمستان.
- نصیری، ب (۱۳۷۸)، تحلیل الگوهای سینوپتیکی و دینامیکی بارش ها در حوضه های کرخه و دز، رساله دکتری اقلیم شناسی، گروه جغرافیای دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- مرادی، ح (۱۳۸۵)، پیش بینی سیلاب ها براساس موقعیت های سامانه های همدیدی در شمال شرق ایران، فصل نامه تحقیقات جغرافیایی شماره ۷۵.
- مرادی، م (۱۳۸۵)، بررسی نقش کم فشار سودانی - اتیوپیایی و ناهمواری های زمین در شکل گیری سامانه های آب و هوایی بر روی ایران، رساله دکتری هواشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی - واحد علوم و تحقیقات، تهران.
- مفیدی، ع؛ زرین؛ آ (۱۳۸۴ a)، تحلیل سینوپتیکی ماهیت سامانه های کم فشار سودانی، (مطالعه موردی: توفان دسامبر ۲۰۰۱)، فصل نامه جغرافیایی سرزمین، شماره ۶، صص ۴۸-۲۴.
- مفیدی، ع؛ زرین؛ آ (۱۳۸۴ b)، بررسی سینوپتیکی تأثیر سامانه های کم فشار سودانی در وقوع بارش های سیل زا در ایران، فصل نامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۷، صص ۱۳۶-۱۱۳.
- مفیدی، ع؛ زرین؛ آ، و جانباز قبادی، غ (۱۳۸۶)، تعیین الگوی همدیدی بارش های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریایی خزر، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۳: ۳۳، صص ۱۵۴-۱۳۱.
- مسعودیان، ا (۱۳۸۴)، شناسایی الگوهای گردشی پدیده آورنده سیلاب های بزرگ در کارون، مجله توسعه و جغرافیا، شماره ۵.
- ACCORD, (Atmospheric Circulation Classification and Regional Downscaling), 2005. <http://cost.cordis.lu/src/action-detail.cfm?action=733>.
- Alijani, B., (2002), **Variation of 500hpa flow patterns over Iran and surrounding areas and their relationship with climate of Iran**: Tho. Appl. Climatol.,72, 41-52
- Bejaran, RA., Camilloni IA. (2003), **Objective method for classifying air masses: an application to the analysis of Buenos Aires (Argentina) urban heat island intensifies**, Theoretical and Applied Climatology 74: 93-103.
- Cavazos, T., (2000), **Using Self-organizing maps to investigate extreme climate event: An application to wintertime precipitation in the Balkans**, J Clim 13:1718-1732.
- Frei, c., Huw, C., Davies, Gurtz, J., and Schar, C., (2000), **Climate dynamics and extreme precipitation and flood events in Central Europe**, Integrated Assessment 1: 281-299.
- Cohen, J.S., (1983), **Classification of 500 mb height anomalies using obliquely rotation principal components**. Journal of climate and applied meteorology, Vol.22, No.12.

- Comrie, A.C., Glenn, E.C., (1998), **Principal components-based regionalization of precipitation regimes across the southwest United States and northern Mexico**, with an application to monsoon precipitation variability, CLIMATE RESEARCH, Vol. 10: 201–215.
- Esteban, P., Jones, P.D., Martin-Vide, J., and Mases, M. (2005): **Atmospheric Circulation Patterns Related To heavy Snowfall Days in Andorra**, Pyrenees. Int. J. Climatol. 25: 319-329.
- Esteban, P., Martin-Vide, J., and Mases, M. (2006): **Daily atmospheric circulation catalogue for western Europe using multivariate techniques**, Int. J. Climatol. 26: 1501-1515.
- Hess P, Brezowsky H. 1952. **Katalog der grosswetterlagen Europas**, Berichte Deutsche Wetterdienstes 15(113): 39.
- Hewitson, B.C., and Crane, R.G., (2001) **Self-organizing maps: Applications to synoptic climatology**, Climate Research. Vol. 22:13-26.
- Huth, R., (1996), **An intercomparison of computer-assisted circulation classification methods**, International Journal of climatology 16: 893-922.
- Jenkinson, A.F., and Collison, F.P., (1977), **An initial climatology of gales over the North sea, Synoptic Climatology Branch Memorandum: No.62**, Meteorological Office, Bracknell.
- Kalnay, E., and 21 Co- Authors , (1996), **The NCEP/NCAR 40-Year reanalysis project**: Ball. Amr. Met. Soc., 77,437-471.
- Lamb, H.H., (1972), **British Isles Weather Types and a Register of Daily Sequence of Circulation Patterns**, 1861-1971, Geophysical Memorir 116. HMSO: London.
- Lana, J., Campins, A., Genoves, and Jansa (2007), **Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands**. Advances in Geosciences, Adv. Geosci., 12, 27-32.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Rickli, R., Jacobit, J., Beck, C., Gyalistras, D., Schmutzet, C., and Wanner, H., (2002), **Reconstruction of sea level pressure fields over the eastern North Atlantic and Europe back 20 1500**. Climate Dynamics 18: 545-561.
- Mann, E.M., Bradley, R.S., Hughes, M.K., (1998), **Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries**. Nature 392: 779-787.
- Nishiyama, k., and Endo, S., and Jinno, K., and Bertacchi Uvo, C., and Olsson, J., and Berndtsson, R.,(2007), **Identification of typical synoptic patterns causing heavy rainfall in the rainy season in Japan by a Self-Organizing Map**, Atmospheric Research 83 (2007) 185–200.
- Regenmortel G.V, (1995), **Regionalization of Botswana rainfall during the 1980s using principal component analysis**. International Journal of Climatology 15: 313-323.
- Richman, M.B., (1981), **Obliquely rotated principal component: An improved meteorological map typing technique**. J. Appl Meteo., 20, 1145-1159.
- Romero, R., Sumner, G., Ramis, C., Genov' es A. (1999), **A classification of the atmospheric circulation pattern producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area**, International Journal of Climatology, 19: 765-785.
- Santos, J.A., Corte_Real, J., and Leite, S.M., (2005), **Weather regimes and their connection to the winter rainfall in Portugal**, International Journal of Climatology. 25, 33-50.
- Seibert, P., Frank, A. and Formayer, H., (2005), **Synoptic and regional patterns of heavy precipitation in Austria**, Theoretical and Applied Climatology.
- Serra, C., Mills, F.G, Periago, M.C., Lana, M., (1996), **Winter and autumn daily precipitation pattern in Catalonia, Spain**, Theoretical and Applied Climatology 54: 175-186.
- Sumner, G., (1996), **Daily precipitation pattern over wales: Toward detailed precipitation climatology**. TTransactions – Institute of British Geographers 21: 157-176.
- Von Storch, H., and Zwiers, F.W., (1999), **Statistical Analysis in climate research**. Cambridge University Press, UK.

- White, D., Richman, M., Yarnal, B., (1991), **Climate regionalization and rotation of principal component**. International Journal of Climatology 11: 1-25.
- Wilks. D.S., (1995), **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences; An introduction**, Academic Press, San Diega, California, USA.
- Yarnal, B., (1993), **Synoptic Climatology in Environmental Analysis**, Belhaven Press: London.
- Yarnal, B., Comrie, A.C., Frakes, B., and Brown, D.P., (2001), **DEVELOPMENTS AND PROSPECTS IN SYNOPTIC CLIMATOLOGY**, International Journal of Climatology, Int. J. Climatol, 21: 1923-1950.

