

ارتباط شرایط جوی بزرگ مقیاس با بارش‌های شدید در یاسوج

امیرحسین حلبیان^{۱*}، علیرضا دهقانپور^۲، فاطمه اسلمی^۳

۱. دانشیار، گروه جغرافیا، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

۲. استادیار، گروه جغرافیا، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

۳. کارشناسی ارشد آب و هواشناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

چکیده

با وجود اهمیت وافر نزولات جوی در جنبه‌های مختلف زندگی انسان، گاهی رخداد بارش‌های شدید به صورت ناگهانی یا در زمان نسبتاً کوتاه تأثیرات ناخوشایندی بر انسان و محیط زندگی او به دنبال دارد. لذا شناخت دقیق‌تر سازوکار الگوهای گردشی جوی مؤثر در وقوع این‌گونه بارش‌ها بسیار حائز اهمیت است. به منظور شناسایی و واکاوی الگوهای همدیدی و دینامیکی بارش‌های شدید یاسوج با بهره‌گیری از رویکرد محیطی به گردشی داده‌های بارش روزانه منطقه از تاریخ ۱۳۶۶/۱/۱ تا ۱۳۹۲/۱۲/۲۹ دریافت و بر اساس شاخص پایه صدک ۹۵ام از بین روزهای بارشی ۸۲ بارش به عنوان بارش‌های شدید انتخاب شد. با انجام تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام "وارد"، چهار الگوی ضخامت جو بین ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال شناسایی گردید. در ادامه، بمنظور تحلیل بارش‌ها در هر الگوی ضخامت جو، روز نماینده بر اساس ضریب همبستگی با آستانه ۹۵ درصد تعیین و در این روزها نقشه‌های فشار تراز دریا، ضخامت جو، جبهه‌زایی برای ترازهای ۵۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و همگرایی شار رطوبت برای ترازهای ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ترسیم و تحلیل شد. الگوهای گردشی شناسایی شده نشان داد که رخداد بارش‌های شدید در منطقه یاسوج عمدتاً حاصل شکل‌گیری و استقرار فرودی بر روی شرق مدیترانه و کم‌فشارهای مهاجر همراه با جبهه است. نقشه‌های ضخامت جو بیانگر این مطلب است که ریزش هوای سرد از عرض‌های بالا و برخورد آن با هوای گرم و مرطوب نفوذی از عرض‌های پائین به ویژه از خلیج فارس و دریای سرخ بر روی ایران منطقه‌ی کُزفشاری شدیدی را ایجاد نموده که در وقوع بارش‌های شدید در منطقه‌ی یاسوج نقش مهمی را ایفا می‌کند. بررسی تابع جبهه‌زایی نیز وجود کانون‌های جبهه‌زایی را بر روی منطقه‌ی یاسوج و پیرامون آن نشان می‌دهد. تحلیل نقشه‌های تابع همگرایی شار رطوبت در منطقه یاسوج هم نشان از وجود هسته‌ی بیشینه‌ای از انباشت رطوبت در این منطقه دارد. بر این اساس، حرکات چرخندی از سمت مدیترانه شرقی، شبه جزیره‌ی عربستان و خلیج فارس، رطوبت را از پهنه‌های آبی مدیترانه‌ی شرقی، دریای سرخ و خلیج فارس به منطقه‌ی مطالعاتی تزریق می‌نماید.

کلید واژه‌ها: بارش شدید، ضخامت جو، جبهه‌زایی، همگرایی شار رطوبت، یاسوج.

مقدمه

بارش نه تنها در زندگی بشر، بلکه در زندگی گیاهان و جانوران از ارزش حیاتی برخوردار بوده و جزء جدا نشدنی طبیعت محسوب می‌گردد. این پدیده طبیعی ارزشمند، می‌تواند در عین اهمیت، به عنوان یک مخاطره طبیعی قلمداد شده و برای زندگی بشر، گیاهان و جانوران خطر آفرین باشد. با توجه به قرارگیری بخش‌های زیادی از ایران در کمربند خشک و نیمه خشک جهان از یک سو و داشتن نقش تعیین کننده‌ای که نزولات جوی در تامین آب کشور بر عهده دارند؛ توجه محققان زیادی به این عنصر اقلیمی معطوف شده و پژوهش‌های زیادی در این باره انجام شده است. از آن جایی که بارش‌های شدید در شرایط همدید ویژه‌ای رخ می‌دهند، شناسایی الگوهای همدید پدید آورنده این بارش‌ها نه تنها سازوکار پیدایش آنها را آشکار می‌نماید؛ بلکه بستر را برای پیش‌بینی رخداد آنها در آینده نیز فراهم می‌کند. از این رو مطالعه همدید سیستم‌های مولد آن می‌تواند نقش مهمی در تشخیص به موقع و کنترل سیلاب‌ها، آبگرفتگی‌های شهری و آبخیزداری و کاهش ضایعات و تخریب داشته باشد. در این راستا شناخت چگونگی تکوین، تقویت، مکانیسم فعالیت سیستم‌های مولود این نوع بارش اهمیت زیادی دارد. نکته‌ی قابل توجه در بررسی بارش‌های شدید، شناخت همدید سامانه‌های بارش‌زایی می‌باشد که می‌تواند برای پیش‌بینی و آمادگی برای رویارو شدن با آنها موثر واقع گردد. ارزشمندی این مطالعات به دلیل ارتباط مستقیم و غیرمستقیم این پدیده بر روی زندگی و فعالیت‌های انسانی است که خود لزوم توجه به این پدیده فرین اقلیمی را توجیه می‌کند. در مورد بارش، خصوصاً بارش‌های شدید و سنگین در سطح جهان تحقیقات متعددی انجام گرفته است. از جمله، گرویس من^۱ و همکاران (۱۹۹۹) تغییرات بارش‌های سنگین را به عنوان یکی از مهمترین شاخص‌های نشان‌دهنده تغییر اقلیم جهانی در کشورهای کانادا، ایالات متحده امریکا، روسیه، چین، استرالیا، نروژ و لهستان بررسی کردند. به نظر آنان بارش‌های سنگین سهم کوچکی از رویدادهای بارشی برون حاره را شامل می‌شوند. جnsا^۲ و همکاران (۲۰۰۱) تاثیر چرخندهای غرب مدیترانه بر روی ۹۴۸ بارش سنگین بیش

از ۶۰ میلیمتر و ۲۵۹ بارش بیش از ۱۰۰ میلیمتر را طی دوره زمانی ۱۹۹۶-۱۹۹۲ در غرب مدیترانه مطالعه کردند. نتایج نشان داد که در ۹۰ درصد موارد مراکز چرخندی در مجاورت و همسایگی محل وقوع بارش‌های سنگین غرب مدیترانه واقع شده‌اند. این مراکز چرخندی در موقعیتی قرار می‌گرفتند که برقراری جریان هوای مدیترانه به سوی محل وقوع بارش سنگین را تقویت می‌کردند. چن^۳ و همکاران (۲۰۰۲) بارش‌های سنگین بعدازظهرهای 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 پرفشار جنب حاره‌ای غرب آرام 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 پرفشار جنب حاره‌ای غرب آرام بر روی جنوب تایوان واقع گردیده است. جیانگ^۴ و همکاران (۲۰۰۳) داده‌های بارش روزانه در ۱۵ ایستگاه تایوان و داده‌های شبکه‌ای مرکز پیش‌بینی محیطی و مرکز ملی تحقیقات جوی را طی دوره‌ی فوریه تا مارس ۲۰۰۰-۱۹۵۱ به منظور مشخص کردن گردش‌های بزرگ مقیاس مرتبط با رویدادهای بارش سنگین بهاری در تایوان با تأکید بر سال‌های حاکمیت انسو و سال‌های بدون انسو، بررسی کردند. آنها همچنین به بررسی اثر نوسان سالانه بارش‌های بهاری و انسو پرداختند. نتایج پژوهش آنها نشان می‌دهد که ارتباط قوی بین انسو و بارش‌های بهاری در تایوان وجود دارد. در این پژوهش همبستگی مثبتی بین فصل سرد با حاکمیت النینو و ادامه‌ی بارش بهاری در تایوان غربی در اوایل دهه ۱۹۷۰ یافته گردید. در سال-هایی که انسو بسیار قوی بوده علت بارش‌های سنگین را نفوذ سیستم جبهه‌ای عرض‌های میانه به شرق منطقه‌ی ساحلی چین می‌دانند که با آنتی سیکلون نامتشابه در روی دریای فیلیپین در نزدیکی تروپوسفر پائینی، همراه است. هلستروم^۵ (۲۰۰۵) شرایط جو را در زمان رخداد بارش‌های سنگین و غیرسنگین در سوئد بررسی کرد. وی بارش‌های بیش از ۴۰ میلیمتر را سنگین و کمتر از ۴۰ میلیمتر را غیرسنگین تعریف کرد و تفاوت‌های میانگین شرایط جوی را در زمان رخداد بارش‌های سنگین تابستانی (ژوئن

تا اگوست) و غیرسنگین در سوئد را بر اساس تیپ‌های هوای لامب (چرخندی، واپرخندی و جهت‌دار) تحلیل نمود. نتایج نشان داد که سهم رویدادهای بارش‌های غیرسنگین ۴۵ درصد و برای بارش‌های سنگین حدود ۷۰ درصد است. لنا^۱ و همکاران (۲۰۰۷) الگوهای جوی موجب بارش‌های سنگین جزایر بالریک در شرق اسپانیا در دریای مدیترانه را در دوره زمانی ۲۰۰۴-۱۹۹۵ بررسی کردند. آنان بارش‌های روزانه بیش از ۶۰ میلیمتر را به عنوان معیار بارش‌های سنگین انتخاب نمودند. نتایج نشان داد که تقریباً ۸۷ درصد بارش‌های سنگین در زمانی رخ داده که یک مرکز چرخندی در شعاع ۶۰۰ کیلومتری جزایر مزبور واقع بوده است. هوس^۲ و همکاران (۲۰۰۸)، در پژوهشی، شرایط همدیدی مرتبط با میزان بارندگی‌های شدید در یونان را با استفاده از روش آماری چند متغیره شامل روش تحلیل عاملی و روش تحلیل خوشه‌ای بررسی کردند. برای این منظور از داده‌های بارش روزانه ایستگاه‌های هواشناسی، مقادیر شبکه‌ای $2/5 \times 2/5$ درجه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، میانگین فشار سطح دریا و ضخامت بین ترازهای ۱۰۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال برای ۲۷۳ یاخته بر روی اروپا در بازه زمانی ۱۹۷۰ تا ۲۰۰۲ استفاده شده است. نتایج آنها نشان دهنده رابطه الگوهای بارش سنگین با فعالیت چرخندی شدید روی ناحیه گریک در یونان می‌باشد. آنان ۹ ساختار گردشی مختلف مشخص کردند که عمدتاً به موقعیت و شدت سامانه‌های همدیدی هوای تراز بالا و سطح زمین بر می‌گردد. کارالیم^۳ و همکاران (۲۰۰۹) به بررسی رویدادهای بارش سنگین در تابستان‌های گرم و مرطوبی پرداختند که در جنوب شرقی برزیل سبب بروز سیل و خسارت می‌شود. آنها نشان دادند که این رویدادها اکثراً ناشی از دو نوع آشفتگی جوی هستند. جبهه‌ی سرد (در حدود ۵۳ درصد) از رویدادها و منطقه‌ی همگرایی آتلانتیک جنوبی (۴۸ درصد) از رویدادها را در بر می‌گیرد. ماتسرانگلو^۴ و همکاران (۲۰۱۱) به مطالعه مکانیزم توسعه جریان همرفتی در رخداد بارش‌های سنگین طولانی مدت جنوب شرق ایتالیا پرداختند. روند بارش‌های فرین مرتبط با الگوهای سینوپتیک در جنوب شبه جزیره ایبری نیز توسط

هیدالگو-مونزو^۵ و همکاران (۲۰۱۱) مورد واکاوی قرار گرفت. سن روی و روال^۶ (۲۰۱۳) الگوهای مکانی روند فصلی بارش‌های شدید ساعتی را در دوره ۱۹۹۸-۲۰۰۷ در افریقای جنوبی مطالعه کردند. نتایج نشان داد که روند مثبت عمدتاً در طول تابستان است و قوی‌ترین روند در مناطق ساحلی جنوب شرقی متمرکز است. اما تغییرات مکانی روند در طول فصل تابستان حالت عکس پیدا کرده است و روند منفی را در نواحی ساحلی نشان می‌دهد.

در داخل کشور قشقائی (۱۳۷۵) اثر پرفشار سبیری را بر روی بارش‌های پاییزه سواحل جنوبی خزر مطالعه کرد. وی معتقد است ۴۵ درصد بارش‌ها از فرابار سبیری، ۲۸ درصد از آنتی چرخندهای مهاجر و ۲۷ درصد در اثر سیستم‌های کم‌فشار حاصل می‌شود، که البته بارش‌های سنگین سواحل جنوبی خزر توسط آنتی چرخندهای مهاجر تولید می‌شود و تنها زمانی پرفشار سبیری می‌تواند بارش‌های سنگین ایجاد کند که یک هسته‌ی فشار ۱۰۳۵ هکتوپاسکالی در شمال دریای خزر بسته شده باشد و در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز یک تراف عمیق‌تر روی این ناحیه قرار گرفته باشد. مسعودیان و اسدی (۱۳۸۳) به منظور بررسی سیستم‌های وارد شده به شیراز و مطالعه‌ی همدید بارندگی و سامانه‌های جوی که موجب بارش‌های سنگین طی روزهای ۱۷ تا ۲۳ دی ماه ۱۳۸۰ شده‌اند، شرایط پدید آورنده همدید سیلاب روز ۲۱ دی ماه سال ۸۰ را به عنوان روز نماینده انتخاب کردند. ایشان با شناسایی سامانه‌های فشار و تهیه‌ی نقشه‌های آب قابل بارش در تراز دریا و دما در ترازهای ۵۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال محل جبهه‌ها و عامل صعود و نیز منبع رطوبتی و مسیر تامین رطوبت را مشخص کردند. نتایج این پژوهش نشان داد که سامانه‌های باران‌زای مدیترانه، سودان و دریای سرخ در صورت حاکمیت کم‌فشار در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال از عوامل ایجاد این سیلاب می‌باشد. محمدی (۱۳۸۸) با استفاده از پایگاه داده‌ی بارش کشور و ترسیم نقشه‌های همبارش ایران از ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۱/۱۰ و میان‌یابی داده‌ها، بارش‌های سنگین و فراگیر ایران را انتخاب کرده و به تحلیل و بررسی همدید آنها پرداخته است. نتایج پژوهش وی نشان می‌دهد که سه الگوی اصلی فشار تراز دریا در بوجدآمدن این گونه رویدادها موثر

1. Lana
2. Hossos
3. Carla Lima
4. Mastrangelo

5. Hidalgo-Munoz
6. Roy & Rouault

بوده‌اند. تحلیل نقشه‌های ضخامت لایه‌های ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال نیز نشان دهنده‌ی شش الگوی مسبب اصلی بارش‌های سنگین و فراگیر ایران است. صلاحی و همکاران (۱۳۹۲) به بررسی همدید بارش سنگین ۲۰ اسفند ۱۳۸۹ در منطقه یاسوج از دیدگاه سینوپتیک و دینامیک پرداختند. این بارش سنگین از یک روز قبل، یعنی ۸۹/۱۲/۱۹ شروع و تا ۸۹/۱۲/۲۳ ادامه داشته و بیشترین مقدار بارش رخ داده در روز بیستم بوده است. نتایج بررسی‌های سینوپتیکی نشان می‌دهد که در زمان رخداد بارش سنگین یاسوج، پرفشارهای قوی بر روی سبیری، شمال‌شرق پاکستان، غرب و مرکز چین مستقر شده و کم‌فشارهایی هم بر روی ایسلند، سودان و جنوب شرق هند استقرار داشته‌اند.

قلمرو مورد مطالعه

شهر یاسوج در موقع جغرافیایی ۳۰ درجه و ۲۸ دقیقه عرض شمالی و ۵۱ درجه و ۳۶ دقیقه طول شرقی از نصف‌النهار گرینویچ قرار گرفته و در ارتفاع ۱۸۷۰ متری از سطح دریا قرار گرفته است. حوزه شهری یاسوج در پهنه کوهستانی زاگرس مرتفع و چین خورده واقع شده است. این محدوده بوسیله پهنه‌های توپوگرافی پیچیده و پرشیب احاطه گردیده است. شهر یاسوج در منطقه اقلیم سردسیری واقع شده و دارای هوای معتدل متمایل به سرد است. این شهر به دلیل موقعیت جغرافیایی خود، همواره در مسیر ورود توده‌های هوایی غربی و جنوب‌غربی بوده که به دلیل این شرایط، همه ساله بارش‌های سنگین و شدید در این ناحیه به وفور رخ می‌دهد.

مواد و روش‌ها

اساساً در هر مطالعه همدید نیاز به دو پایگاه داده، مشتمل بر پایگاه داده‌ی رویداد محیطی (سطحی) و پایگاه داده‌ی جوی که چگونگی جریان‌های جوی را مشخص می‌نماید، ضرورت می‌یابد. بر این اساس، پایگاه داده‌های این پژوهش که رویکردی محیطی به گردشی دارد (دلیل استفاده از این روش آن است که تغییرات زمانی و مکانی بارش شدید است و این رویکرد به پژوهشگر کمک می‌کند تا تنها روی بارش‌هایی متمرکز شود که قصد مطالعه‌ی آنها را دارد) از دو گروه متغیر تشکیل شده است. در این پژوهش داده‌های بارش روزانه منطقه یاسوج به عنوان داده‌های محیط سطحی از تاریخ ۱۳۶۶/۱/۱ تا ۱۳۹۲/۱۲/۲۹ اخذ و انتخاب گردید. دومین گروه از متغیرها مشتمل بر داده‌های

ارتفاع ژئوپتانسیل (بر حسب ژئوپتانسیل متر)، مؤلفه‌ی باد مداری و مؤلفه‌ی باد نصف‌النهاری (بر حسب متر بر ثانیه)، نم و ویژه (بر حسب گرم بر کیلوگرم) و دما (بر حسب کلوین) بود که در ترازهای مختلف جو از آنها بهره گرفته شد. متغیرهای گروه اول به صورت خام از سازمان هواشناسی کشور و گروه دوم متغیرها از تارنمای www.cdc.noaa.gov به صورت دیده بانی‌های شش ساعته به وقت گرینویچ (۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰، ۱۸:۰۰) اخذ و تهیه گردید. در این پژوهش به منظور بررسی بارش‌های شدید منطقه یاسوج از میان شاخص‌هایی که توسط پژوهشگران برای تعیین بارش‌های شدید مورد استفاده قرار گرفته از شاخص پایه صدک که در حال حاضر رایج‌ترین روش محاسبه و تعیین بارش‌های شدید محسوب می‌شود استفاده گردید (Mofidi et al, 2008). این روش عمدتاً برای تعیین تعداد روزهای دارای بارش شدید، خیلی شدید و حدی بر مبنای آستانه‌ی صدک خاص استفاده می‌شود (پترسن و همکاران، ۲۰۰۱؛ الکساندر و همکاران، ۲۰۰۶). بر این اساس، از تعداد کل روزهای بارشی در منطقه‌ی یاسوج، روزهای برابر یا بالاتر از صدک ۹۵ ام به عنوان روزهای دارای بارش شدید در نظر گرفته شد. بدین ترتیب داده‌هایی به عنوان نمونه انتخاب شدند که بیشینه بارش آنها برابر یا بیش از ۵۰۳۲ میلی‌متر بود. به عبارت دیگر ۸۲ مورد از بارش‌های پایگاه داده‌ی مورد بحث که بر حسب شدیدترین بارش‌ها مرتب شده بود، به عنوان نمونه‌ی مورد مطالعه در این پژوهش انتخاب گردید. در ادامه، با بهره‌گیری از رویکرد محیطی به گردشی، بر روی نقشه‌های ضخامت جو ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به روش ادغام «وارد» انجام گرفت و برای هر الگوی شناسایی شده، یک روز به عنوان نماینده با استفاده از ضریب همبستگی با آستانه‌ی ۹۵ درصد تعیین شد. در هر روز، نقشه‌های ضخامت جو در ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال، فشار تراز دریا، توابع جبهه‌زایی و شار همگرایی رطوبت برای ترازهای ۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ترسیم و تحلیل گردید.

تحلیل خوشه‌ای یکی از روش‌های آماری است که در زمینه کاهش داده‌ها و پیدا کردن گروه‌های واقعی مورد استفاده قرار می‌گیرد. این تحلیل، یک روش آماری چند متغیره است که برای گروه‌بندی مجموعه‌ای از مشاهدات یا متغیرها به کار می‌رود. الگوریتم‌های زیادی برای تجزیه خوشه‌ای پیشنهاد شده است.

در مطالعات اقلیمی غالباً برای محاسبه درجه ناهمبندی (همبندی) از فاصله‌ی اقلیدسی استفاده می‌شود. در روش «وارد» گروه‌های r و s در صورتی ادغام می‌شوند که افزایش پراش ناشی از ادغام آنها نسبت به ادغام هر یک از آنها با دیگر گروه‌ها کمینه باشد؛ یعنی:

$$d(r, s) = \frac{n_r n_s d_{rs}^2}{(n_r + n_s)} \quad (۲)$$

در اینجا d_{rs}^2 فاصله بین گروه r و گروه s است که به روش پیوند مرکزی بدست آمده باشد. در مطالعات اقلیم‌شناختی عمده‌تاً از روش ادغام «وارد» استفاده می‌شود؛ زیرا در این صورت میزان پراش درون‌گروهی به حداقل و همگنی گروه‌های حاصله به حداکثر می‌رسد (Masoodian, 2005).

در ادامه، با بکارگیری روش ضریب همبستگی، روزهای نماینده‌ی هر الگوها در نرم افزار مت لب با استفاده از تابع (Corcoef)^{۱۱} تعیین گردید. ضرایب همبستگی معرف درجه‌ی همبندی الگوهای دو نقشه با یکدیگرند. محاسبه‌ی ضریب همبستگی برای داده‌های فاصله‌ای یا نسبتی که اصطلاحاً به آن حاصل ضرب گشتاوری^{۱۲} می‌گویند از رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شود (Farajzadeh, 2007):

(۳)

$$r = \frac{\sum xy}{\sqrt{\sum x^2 \sum y^2}} = \frac{N \sum xy - (\sum x)(\sum y)}{\sqrt{[N \sum x^2 - (\sum x)^2][N \sum y^2 - (\sum y)^2]}}$$

نقشه‌های هریک از این روزهای نماینده نشان دهنده بالاترین همبستگی بین نقشه‌های واقع در آن گروه است. افزون بر این برای شناسایی توده‌های هوایی که در رخداد بارش‌های بررسی شده نقش داشته‌اند، تابع جبهه‌زایی محاسبه و بررسی شد. در کل هر فرآیندی که منجر به افزایش بزرگی (شیو دما) شود، فرآیند جبهه‌زا و چنین عملی را جبهه‌زایی می‌نامند. بر اساس تعریفی که از تابع جبهه‌زایی بدست دادیم می‌توانیم عبارتی ریاضی (که تابع جبهه‌زایی نامیده می‌شود) وضع کنیم:

$$\zeta = \frac{d|\nabla_p \theta|}{dt} \quad (۴)$$

بر این اساس، تحلیل خوشه‌ای می‌تواند به دو طریق: ۱- روش‌های سلسله مراتبی یا پایگانی^۱ ۲- روش‌های غیرسلسله مراتبی یا ناپایگانی^۲ انجام پذیرد. در یک تحلیل خوشه‌ای دو گام اساسی وجود دارد. گام اول محاسبه درجه همبندی افراد با یکدیگر است و گام دوم چگونگی ادغام افراد برحسب درجه همبندی آنها با یکدیگر. در واقع، هدف اصلی روش خوشه‌بندی ایجاد گروه‌ها و طبقاتی است که تنوع و تفرق درون گروهی آنها کمتر از تفرق و پراکنش بین گروهی باشد (Alijani, 2002). بسته به روشی که برای محاسبه درجه همبندی و چگونگی ادغام انتخاب می‌کنیم؛ تحلیل خوشه‌ای را می‌توان به شیوه‌های مختلفی از قبیل فاصله اقلیدسی^۳، فاصله همبستگی^۴، فاصله همینگ^۵، فاصله مالهالانوبیس^۶، فاصله مینکوسکی^۷، فاصله کسینوسی^۸، فاصله بلوک شهری، فاصله ژاکارد^۹ و فاصله چبی‌شف^{۱۰} اجرا کرد. پس از اندازه‌گیری درجه همبندی باید شیوه‌ای برای ادغام اقلیمی که بالاترین همبندی را نشان داده‌اند به کار برد. روش‌های مختلفی برای ادغام معرفی شده‌اند که پیوند تکی، پیوند کامل، پیوند متوسط، پیوند وزنی، پیوند مرکزی، پیوند میانه و پیوند «وارد» از آن جمله‌اند. در این پژوهش، یک تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به روش ادغام «وارد» بر روی پایگاه داده انتخابی اعمال گردید. به منظور محاسبه درجه همبندی از میان روش‌های مختلف پیشنهادی از فاصله اقلیدسی و برای ادغام اقلیمی که بالاترین همبندی را نشان می‌دهند؛ از شیوه پیوند «وارد» بهره گرفته شد. روشن است که برای n مشاهده $\frac{n(n-1)}{2}$ فاصله قابل محاسبه است. فرض کنید X_r بردار مشاهدات بر روی r و X_s بردار مشاهدات بر روی s باشد در این صورت فاصله اقلیدسی در بالا بصورت زیر محاسبه می‌شود.

$$d_{rs}^2 = (X_r - X_s)(X_r - X_s)' \quad (۱)$$

-
- 1- Hierarchical
 - 2- Non Hierarchical
 3. Euclidean Distance
 4. Correlation Distance
 5. Hamming Distance
 6. Mahalanobis Distance
 7. Minkoveski Distance
 8. Cosines Distance
 9. Jakard Distance
 10. Chebyshev Distance

-
11. Correlation Coefficients
 12. Moment-Product

دقت زیاد و به کمک رابطه‌های ۴ و ۵، جبهه‌زایی را محاسبه کرد (Martin, 2006).

$$\mathfrak{I}_{2D} = \frac{1}{|\nabla\theta|} \left\{ -\frac{\partial\theta}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial\theta}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial\theta}{\partial y} \right) \right\} \quad (5)$$

رابطه ۵ را می‌توان به کمک چهار مولفه جنبش-شناختی به شکل زیر بازنویسی کرد. تابع جبهه‌زایی در این پژوهش به کمک رابطه ۵ محاسبه و بررسی گردید:

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} &= \zeta & \text{تاوایی} \\ \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} &= F_2 & \text{دگرریختی چپشی} \end{aligned}$$

این عبارت مبین آهنگ لاگرانژی تغییر بزرگی $\nabla_p \theta$ (شیو دمای بالقوه روی سطوح هم‌فشار) است. تابع دوبعدی جبهه‌زایی، معادله بسیار سودمندی است چون به کارگیری آن بر روی نقشه‌های هوا آسان است و ویژگی‌های فیزیکی مهمی را درباره جبهه‌زایی بیان می‌کند. در این روش می‌توان زاویه بین خطوط هم‌آنروپی و محور گشود میدان دگرریختی کل را به سرعت تشخیص داد و شدت جبهه‌زایی را خیلی سریع محاسبه کرد. امروزه با وجود رایانه‌های پر سرعت و داده‌های شبکه‌ای حاصل از دیده‌بانی یا پیش‌بینی می‌توان با سرعت و

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} &= D & \text{واگرایی} \\ \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} &= F_1 & \text{دگرریختی کششی} \end{aligned}$$

گذشته از شناسایی الگوهای گردشی که همزمان با رویدادهای بارشی دیده شده‌اند، برای شناخت منابع رطوبتی بارش‌های بررسی شده، معادله‌ی همگرایی شار رطوبت محاسبه و ارزیابی گردید. بناکوس و شولت^۱ (۲۰۰۴) ضمن بررسی تاریخچه‌ای از مطالعاتی که بر روی همرفت رطوبت انجام شده، به معرفی روش‌های مناسب جهت محاسبه‌ی همگرایی شار رطوبت^۲ پرداخته‌اند که صورت برداری معادله‌ی مزبور به صورت روابط ۶ و ۷ است (Banacos & Schultz, 2005).

که در آن:

$$\begin{aligned} -\nabla \cdot (q \vec{V}_h) &: \text{همگرایی شار رطوبت، } -\vec{V}_h \cdot \nabla q \\ q \nabla \cdot \vec{V}_h &: \text{همگرایی رطوبت، } q \text{ رطوبت ویژه،} \\ x \text{ و } y &: \text{متغیرهای مستقل مکانی؛ } u \text{ و } v: \text{ مؤلفه‌های مداری و} \\ \text{نصف‌النهار ی باد می‌باشد. در رابطه‌ی فوق جمله‌ی وزش،} \\ \text{وزش افقی رطوبت ویژه را بیان می‌کند. جمله همگرایی،} \\ \text{حاصل ضرب رطوبت ویژه در همگرایی حجم جرم را بیان می‌} \\ \text{کند.} \end{aligned}$$

$$MFC = -\nabla \cdot (q \bar{V}_h) = -\bar{V}_h \cdot \nabla q - q \nabla \cdot \bar{V}_h \quad (۶)$$

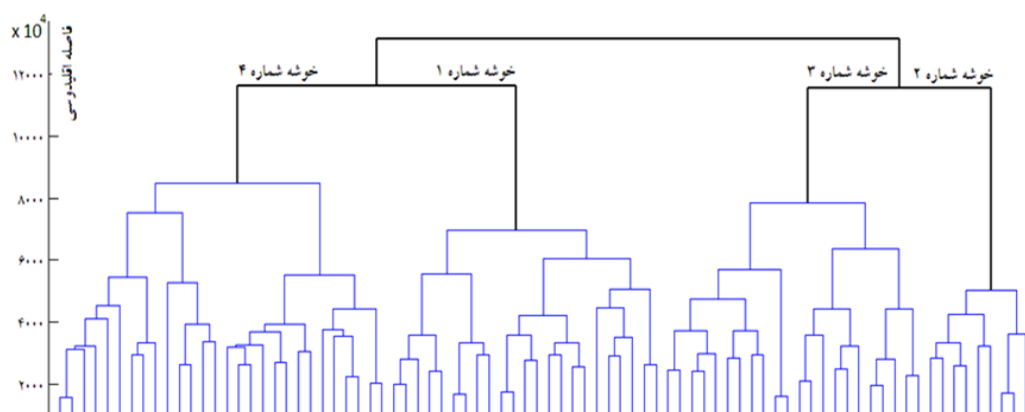
$$MFC = \underbrace{-u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y}}_{\text{جمله وزش}} - \underbrace{q \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)}_{\text{جمله همگرایی}} \quad (۷)$$

می‌وزند. هرچه خطوط ضخامت فشرده‌تر باشند، باد گرمایی سریعتر می‌وزد. پس علاوه بر شناسایی مناطق فعال جوی، مسیر آنها را نیز می‌توان مشخص کرد. بدین ترتیب از روی نقشه‌های ضخامت می‌توان نوع بارش، محل جبهه و بسیاری پدیده‌های دیگر را شناسایی نمود. در این پژوهش با بهره‌گیری از نرم افزار "مت لب"، تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به روش ادغام "وارد" بر روی نقشه‌های ضخامت جو ترازهای ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال با آرایه‌ای به ابعاد ۸۲×۱۶۱۷ انجام شد. ابتدا نمودار درختی کل نقشه‌های ضخامت جو ترسیم و نقشه‌ها به چهار گروه مجزا طبقه‌بندی شدند. در این نمودار بر روی محور افقی، الگوهای ضخامت جو برای ۸۲ رویداد بارشی مورد مطالعه قرار دارند و محور عمودی، فاصله‌ی اقلیدسی جهت محاسبه‌ی درجه‌ی همانندی و چگونگی ادغام "وارد" را نشان می‌دهد (شکل ۱).

نتایج و بحث

تحلیل الگوهای ضخامت جو (ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال)

یکی از نقشه‌هایی که در اقلیم‌شناسی همدید استفاده می‌شود، نقشه‌های ضخامت جو است. در این نقشه‌ها ضخامت اتمسفر، که معمولاً بین ترازهای ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال است، نشان داده می‌شود. این ضخامت به عنوان ضخامت تمام اتمسفر تلقی می‌شود (علیچانی، ۱۳۸۵: ۵۳). روی نقشه‌های ضخامت توده‌های هوای سرد و گرم تشخیص داده می‌شود. ضخامت زیاد نشانگر توده هوای گرم و ضخامت کم، توده هوای سرد را مشخص می‌کند. در این نقشه‌ها می‌توان مناطق جبهه (ناپوستگی) را که محل برخورد دو توده هوای سرد و گرم است نشان داد. در اطراف مناطق ناپوستگی حرکات صعودی وجود دارد که باعث تشکیل بارش می‌شود. نقشه‌های ضخامت یک نکته دیگر را نیز روشن می‌کنند و آن باد گرمایی است که به موازات خطوط ضخامت

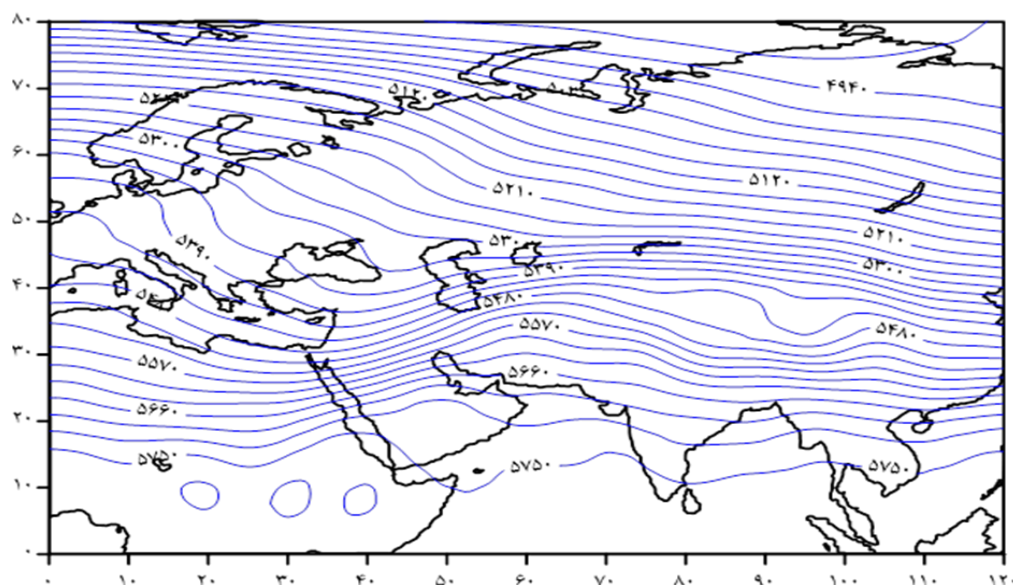


شکل ۱- دارنمای نمودار خوشه‌ای ضخامت جو در ترازهای ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در یاسوج

۱- الگوی شماره ۱

منحنی‌های هم‌ضخامت، به نظر می‌رسد سرآغاز توده هوای گرم نفوذی به ایران از جنوب خلیج فارس است. در مرز این دو توده هوای سرد و گرم که پهنه مطالعاتی را در بر می‌گیرد شرایط ناپوستگی شدیدی ایجاد شده است، به گونه‌ای که در این نواحی می‌توان انتظار تشکیل جبهه و ایجاد حرکات عمودی در دو طرف آن را داشت. ضخامت بیش از ۵۲۰۰ متر جو نیز می‌تواند زمینه را برای رخداد بارش‌های شدید (علیچانی، ۱۳۸۵: ۵۴) در این قلمرو مهیا سازد. در مجموع، با عمیق شدن این فرود زبانه‌های هم‌ارتفاع بر روی غرب و شمال غرب ایران جهت تقریباً جنوب غربی- شمال شرقی پیدا کرده‌اند و در نتیجه می‌توانند منجر به ایجاد ناپایداری‌هایی بر روی ایران و از جمله منطقه مورد مطالعه به جهت گذر از پهنه آبی مدیترانه شرقی و قرار گیری کشور در جلوی فرود مذکور گردند.

در این الگوی گردشی بارزترین پدیده همدید فرودی با محور تقریباً شمالی- جنوبی است که از نیمه شرقی مدیترانه آغاز می‌شود و تا جنوب دریاچه آرال در شرق پهنه آبی خزر ادامه می‌یابد. در دنباله این فرود آرایشی فرازی شکل گرفته که تقریباً محور آن از شرق ایران می‌گذرد. در مجموع در زمان رخداد این الگوی گردشی بخش‌های غربی قلمرو مورد بررسی یک فرود را تجربه می‌کند ولی بخش‌های شرقی که ایران را نیز در بر می‌گیرد آرایش فرازی را به نمایش می‌گذارد. فرود نسبتاً عمیق ایجاد شده بر روی مدیترانه شرقی موجب ریزش هوای سرد عرض‌های بالا (اروپا) بر روی مناطق واقع در عقب فرود می‌شود. بر اساس این الگوی گردشی از سوی خلیج فارس نیز توده هوای گرم به داخل ایران پیشروی نموده است. به بیان دیگر، با توجه به آرایش



شکل ۲- الگوی شماره ۱ ضخامت جو بر حسب متر

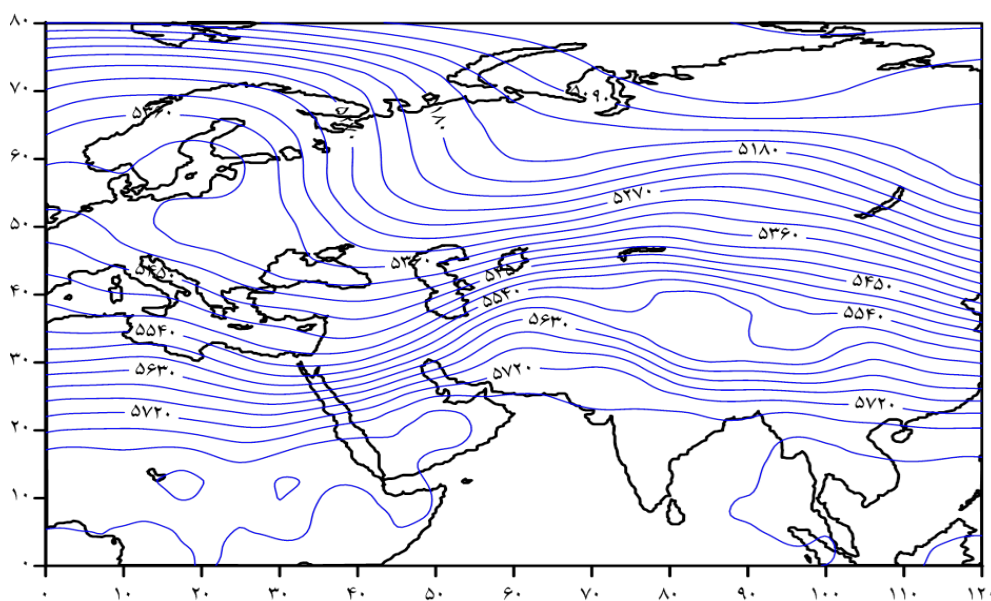
۲- الگوی شماره ۲

و زبانه‌های آن نیز در جهت شرقی گسترش مداری قابل توجهی پیدا کرده است؛ به گونه‌ای که تمامی پهنه‌های مرکزی و شرقی آفریقا و نیمه جنوبی عربستان را به طور کامل فرا می‌گیرد و به سبب این سیطره آشکار شرایط پایداری پویشی فوق‌العاده شدیدی را بر این مناطق تحمیل می‌نماید. از سوی دیگر، این الگوی گردشی نشانگر استقرار فرودی بر روی منتهی‌الیه شرق مدیترانه است. در این شرایط

این الگوی گردشی از یک سو نشانگر استقرار پرفشار گسترده آזור بر مرکز آفریقا و از دیگر سو بیانگر شکل‌گیری فرودی بر روی منتهی‌الیه شرق مدیترانه با تاثیرگذاری بر پهنه‌های غربی کشور است. در این الگوی گردشی مرکز پرفشار آזור با ارتفاع مرکزی ۵۸۱۰ متر بر روی جنوب شرقی دریاچه چاد در آفریقا متمرکز شده است

برخورد آن با هوای گرم و مرطوب این پهنه آبی شیو دمایی شدیدی را موجب شده که شرایط کُزفشاری را بر منطقه حاکم کرده و زمینه را برای تشکیل جبهه (ناپوستگی) و ایجاد حرکات صعودی به ویژه در پهنه‌های غربی کشور فراهم می‌سازد.

بخش‌های شمالی مدیترانه شاهد یک الگوی فرازی است. از این رو هوای سرد اروپا می‌تواند بر روی منتهی‌الیه شرقی مدیترانه سرازیر شده و در تصادم با هوای گرم و مرطوب تر این پیکره آبی امکان تشکیل جبهه را فراهم آورد. به عبارت دیگر، ریزش هوای سرد در درون این ناوه نیمه عمیق و

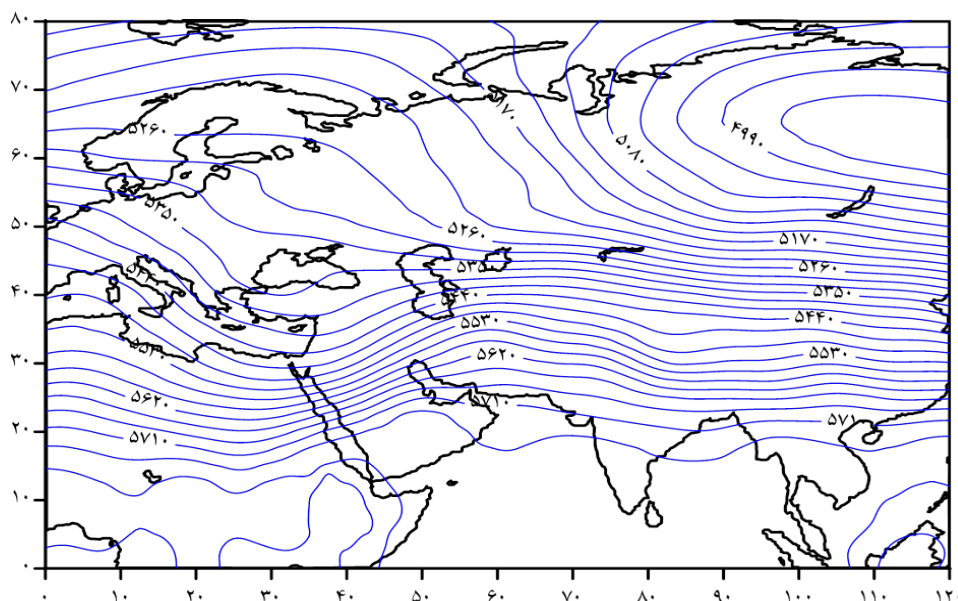


شکل ۳- الگوی شماره ۲ ضخامت جو بر حسب متر

جبهه‌ای امکان تشکیل سامانه‌های باران‌زا مهیا می‌شود. در زمان رخداد این الگوهای گردشی با استقرار ناوهی مزبور بر روی شرق مدیترانه و به لحاظ قرارگیری ایران در نیمه‌ی شرقی این موج بلند، شرایط ناپایداری بر نیمه غربی کشور از جمله منطقه‌ی مطالعاتی حاکم می‌شود. نگاهی به الگوی گردشی مورد بحث مبین این است که در زمان رخداد بارش‌های شدید، آرایش جوی در منطقه کاملاً حالت نصف‌النهاری دارد و جهت جریان‌های هوا نیز جنوب‌غربی- شمال‌شرقی است. در این الگو نیز با توجه به ضخامت جو در منطقه مطالعاتی که حدود ۵۶۰۰ متر است، انتظار رخداد بارش وجود دارد (علیچانی، ۱۳۸۵: ۵۴).

۳- الگوی شماره ۳

این الگوی گردشی استقرار فرودی نسبتاً عمیق را بر روی دریای سیاه و شرق مدیترانه با محور تقریباً شمالی- جنوبی آشکار می‌سازد. بر اساس الگوی گردشی مورد بحث و بویژه آرایش جریان‌های جوی سرزمین‌های شمال مدیترانه واقع در اروپا شاهد یک آرایش فرازی است. از این رو، هوای سرد اروپا می‌تواند بر روی دریای سیاه و بخش‌های شرقی مدیترانه سرازیر شده، در برخورد با هوای گرم و مرطوب این دو توده‌ی آبی شرایط تشکیل جبهه را فراهم آورد. در عین حال استقرار و حاکمیت فرود بر روی شرق مدیترانه شرایط دینامیکی ناپایداری را آماده می‌سازد، در نتیجه همراه با ناپایداری حاصل از ناپوستگی

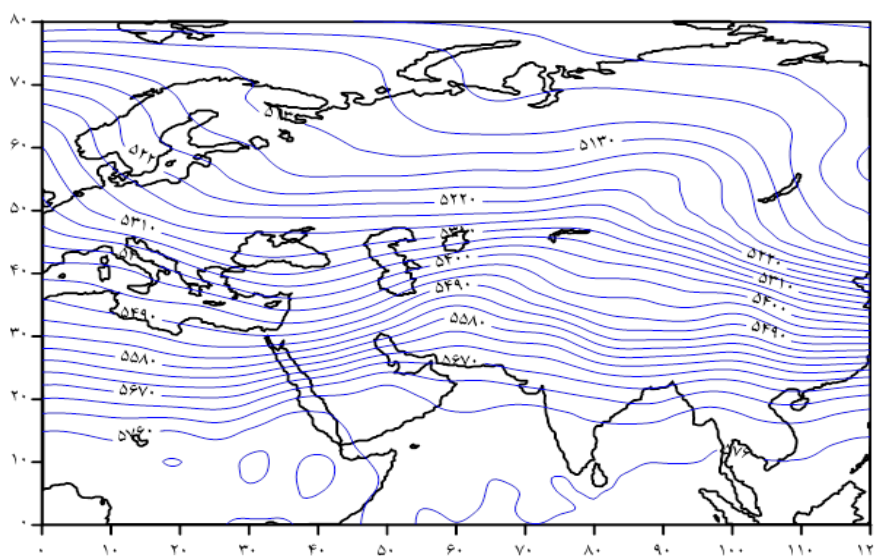


شکل ۴- الگوی شماره ۳ ضخامت جو بر حسب متر

۴- الگوی شماره ۴

فراهم آورد. نکته دیگر این که از نوار شمالی کشور به طرف عرض‌های پایین بر ضخامت جو افزوده می‌شود. این افزایش ضخامت می‌تواند ناشی از استقرار و نفوذ توده هوای گرم خلیج فارس باشد. در مجموع ریزش هوای سرد از عرض‌های بالاتر و برخورد آن با هوای گرم و مرطوب کشیده شده از عرض‌های پائین‌تر بر روی ایران منطقه‌ی دگر فشاری شدیدی را ایجاد نموده که در رخداد بارش‌های شدید در منطقه‌ی مطالعاتی نقش مهمی را ایفا کرده است.

در این الگوی گردشی آرایش فراز و فرودهای متوالی کاملاً مشهود است. ویژگی مشخصه این الگوی گردشی فرودی بر روی سوریه است که با فرازی بر روی جنوب دریایچه آرال دنبال می‌شود. فرود مستقر بر روی سوریه موجب ریزش هوای سرد عرض‌های بالا (اروپا) بر روی مناطق واقع در عقب فرود می‌شود. به بیان دیگر، هوای سرد اروپای شمالی می‌تواند بر روی دریای سیاه و مدیترانه سرازیر شده و در تصادم با هوای گرم و مرطوب‌تر این پیکره‌های آبی امکان تشکیل جبهه را



شکل ۵- الگوی شماره ۴ ضخامت جو بر حسب متر

تحلیل روزهای نماینده الگوهای ضخامت

جو

بر اساس چهار الگوی ضخامت جو حاصله از این پژوهش و با محاسبه‌ی ضریب همبستگی برای هر الگو، چهار روز نماینده تعیین گردید. این روزهای نماینده به ترتیب عبارتند از ۱۳۷۰/۹/۲۲، ۱۳۸۸/۱/۳، ۱۳۷۷/۱۲/۱۰، ۱۳۷۳/۱۱/۱۶ که به اختصار در این نوشتار تنها به بررسی یکی از روزهای نماینده به عنوان نمونه پرداخته می‌شود.

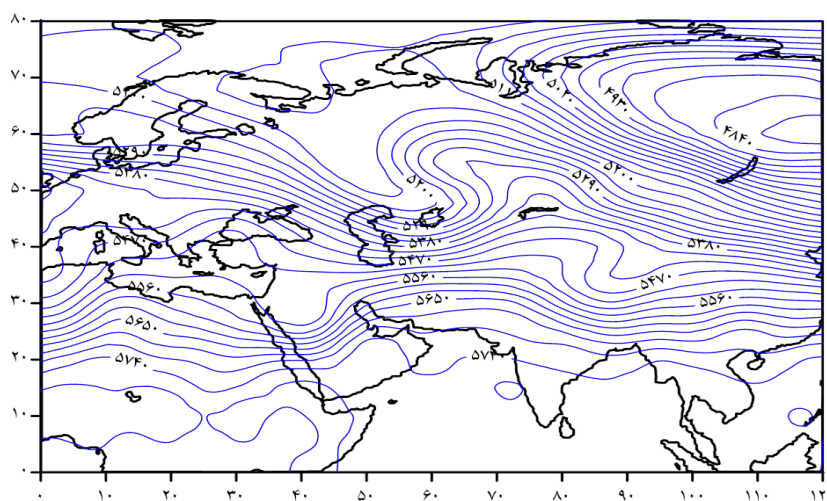
روز نماینده الگوی شماره ۳ ضخامت

جو ۱۳۷۷/۱۲/۱۰

الف- تحلیل الگوی ضخامت جو

بررسی نقشه روز نماینده الگوی شماره ۳ ضخامت جو در روز ۱۳۷۷/۱۲/۱۰ نیز فرود عمیقی را بر روی نواحی شرقی مدیترانه آشکار می‌سازد. در این شرایط بخش‌های شمالی مدیترانه شرقی شاهد یک الگوی فرازی است. از این رو هوای سرد اروپا می‌تواند بر روی دریای سیاه و مدیترانه

شرقی سرازیر شده و در تصادم با هوای گرم و مرطوب‌تر این پیکره‌های آبی امکان تشکیل جبهه را فراهم آورد. از سوی دیگر، زبانه‌ای از کم‌فشار سودانی با عنوان فرود دریای سرخ به طرف شمال تا دریای سرخ شمالی و سپس تا جنوب مدیترانه گسترش می‌یابد. بدین ترتیب، امکان تشکیل سامانه‌های باران‌زا به سبب برخورد هوای گرم و مرطوب آفریقای حاره‌ای با هوای سرد اروپایی فراهم می‌شود. ریزش هوای سرد در درون این فرود عمیق که نتیجه ادغام کم-فشارهای مدیترانه‌ای با کم‌فشارهای منطقه‌ی دریای سرخ می‌باشد و تصادم آن با هوای گرم و مرطوب شمال آفریقا، شیو دمایی شدیدی را سبب شده که شرایط دگرفشاری را بر منطقه حاکم کرده و زمینه را برای تشکیل جبهه (ناپوستگی) و ایجاد حرکات صعودی فراهم می‌سازد و در رخداد بارش‌های شدید در منطقه‌ی مطالعاتی نقش مهمی را ایفا کرده است (شکل شماره ۶). در این الگو نیز با توجه به ضخامت جو در منطقه مطالعاتی که حدود ۵۵۹۰ متر است، انتظار رخداد بارش وجود دارد (علیچانی، ۱۳۸۵: ۵۴).



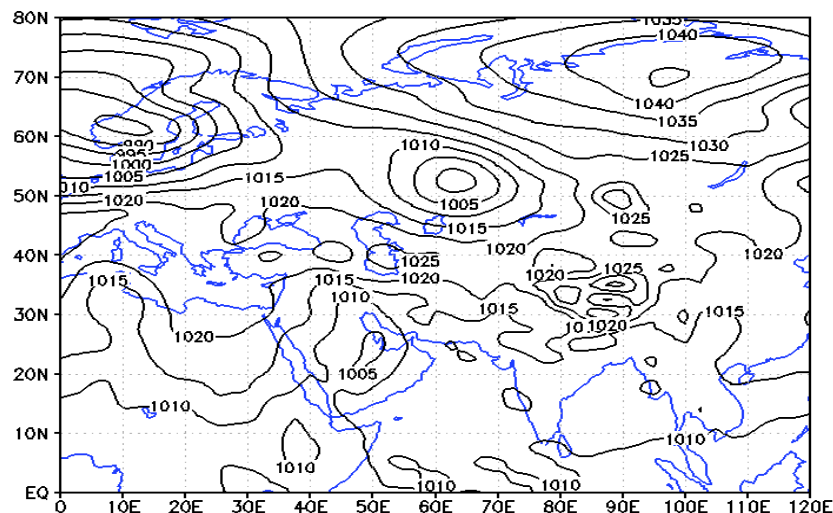
شکل ۶- روز نماینده الگوی شماره ۳ ضخامت جو برحسب متر (۱۳۷۷/۱۲/۱۰)

مقدار ۱۰۲۵ هکتوپاسکال بر روی جنوب، جنوب‌شرق دریای سیاه و دریای خزر مشاهده می‌شود. در عین حال، مابین دریاچه‌های بالخاش و آرال نیز یک هسته‌ی پرفشار قوی با کانون مرکزی ۱۰۲۵ هکتوپاسکال دیده می‌شود. در این زمان، گستره وسیعی از قلمرو جغرافیایی ایران زیر

ب- تحلیل الگوی فشار تراز دریا

این الگوی گردشی به عنوان نماینده الگوی گردشی شماره ۳ نمایانگر تعدد مراکز پرفشار در شمال و شمال‌غربی ایران است. در زمان رخداد این الگو چندین هسته‌ی پرفشار با

سیطره‌ی کم‌فشاری است که کانون اصلی آن بر روی شبه جزیره عربستان مستقر بوده و میزان فشار مرکزی آن ۱۰۰۵ هکتوپاسکال می‌باشد. این الگو نشان از وجود شیو فشار بر روی نیمه شمالی و جنوبی ایران دارد که می‌تواند شرایط را برای ایجاد ناپایداری در محدوده مطالعاتی فراهم نماید (شکل ۷).

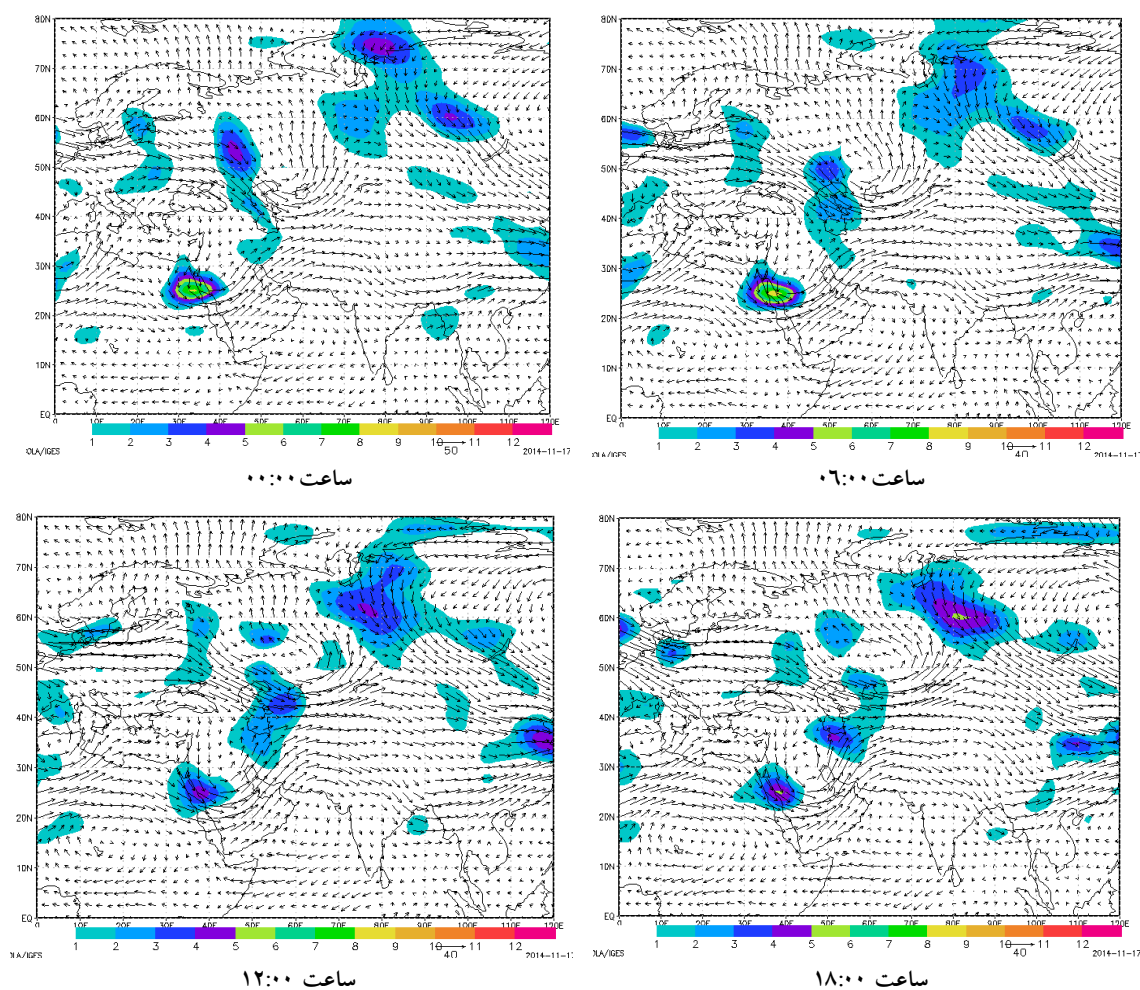


شکل ۷- الگوی فشار تراز دریا برحسب هکتوپاسکال در تاریخ (۱۳۷۷/۱۲/۱۰)

جریان باد نیز مشخص است تغییر ناگهانی جریان هوا سبب ایجاد ناپایداری شده و در محل انحنای خطوط شرایط برای جبهه‌زایی در غرب ایران فراهم می‌باشد. در ساعت بعد (۰۶:۰۰) هسته‌ی ناپایداری مستقر بر عرض ۵۵ درجه به عرض‌های پایین‌تر منتقل شده؛ به گونه‌ای که مرکز آن بر روی شمال دریای خزر واقع گردیده و محدوده‌ی مطالعاتی بیشتر در حوزه نفوذ آن قرار گرفته است. در این زمان بر سرعت باد نیز افزوده شده است. در دیده‌بانی ساعت ۱۲:۰۰ با توجه به افزایش سرعت جریان هوا، بر قدرت و گستره‌ی جبهه مستقر بر منطقه نیز افزوده شده است. این افزایش سرعت و قدرت در آخرین دیده‌بانی بیشتر شده که بیانگر افزایش ناپایداری در ساعت‌های پایانی روز است (شکل ۸).

ج- تحلیل تابع جبهه زایی در ترازهای ۵۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

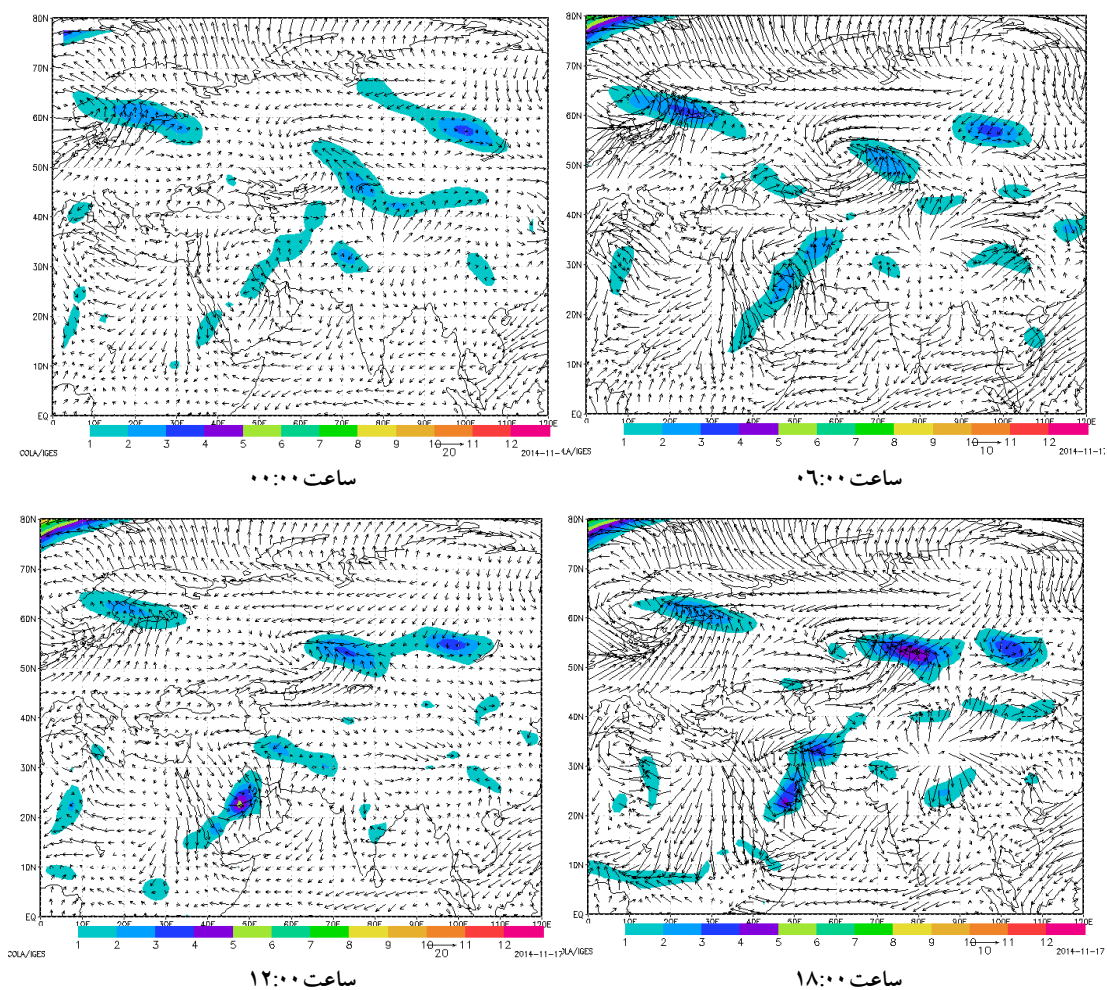
بر اساس نقشه‌های ترسیمی برای جبهه زایی طی ساعت‌های چهارگانه‌ی هم‌دید در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، حضور جبهه کاملاً بر روی منطقه مطالعاتی مشهود است. در اولین دیده‌بانی دو هسته‌ی بیشینه در اطراف محدوده‌ی مطالعاتی قرار دارند: جبهه مستقر در روسیه تا شمال خلیج فارس و جبهه شمال دریای سرخ. با توجه به بردارهای سرعت، هوای سرد از سمت اروپا به جهتی شمالی- جنوبی به پهنه مابین دریای سیاه و دریای سرخ در شرق مدیترانه ریزش کرده و ضمن تغییر جهت ناگهانی با جهتی جنوب‌غربی- شمال‌شرقی از سمت عربستان به سوی ایران با سرعت مناسبی در جریان است. بدین ترتیب، همانگونه که از مسیر



شکل ۸- تابع جبهه‌زایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در تاریخ ۱۳۷۷/۱۲/۱۰

شود که محدوده‌ای از جنوب غرب دریای سرخ تا شمال خلیج فارس را در بر می‌گیرد. یک هسته بیشینه که البته نسبت به هسته عربستان ضعیف‌تر است نیز پهنه شمال‌شرقی ایران را پوشانده است. در آخرین دیده بانی مجدداً بر قدرت جریان‌های جوی افزوده شده و جبهه‌ای قوی به صورت نواری جنوب‌غرب تا شمال‌شرق ایران را پوشش داده است. در طی این ساعت ناپایداری جو بسیار شدید بوده و به نظر می‌رسد اوج بارش در این زمان رخ داده باشد (شکل ۹).

در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال از شدت هسته‌های بیشینه نسبت به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال کاسته شده است؛ اما حضور جبهه همچنان مشهود است. در ساعت ۰۰:۰۰، یک هسته بیشینه به صورت نواری از جنوب غرب تا شمال شرق ایران را در بر گرفته ولی جبهه با توجه به بردارهای باد که نمایانگر جریان‌های هوا است، چندان قوی نیست. در ساعت ۰۶:۰۰ جریان‌های جوی قوی دیده می‌شوند؛ به گونه‌ای که هم سرعت آنها زیاد بوده (بیش از ده متر بر ثانیه) و هم تغییر مسیر ناگهانی داشته که منجر به تقویت جبهه شده است. در ساعت ۱۲:۰۰ هر چند جو نسبت به دیده‌بانی قبل آرام‌تر است؛ اما یک هسته بیشینه قوی بر روی عربستان دیده می‌-

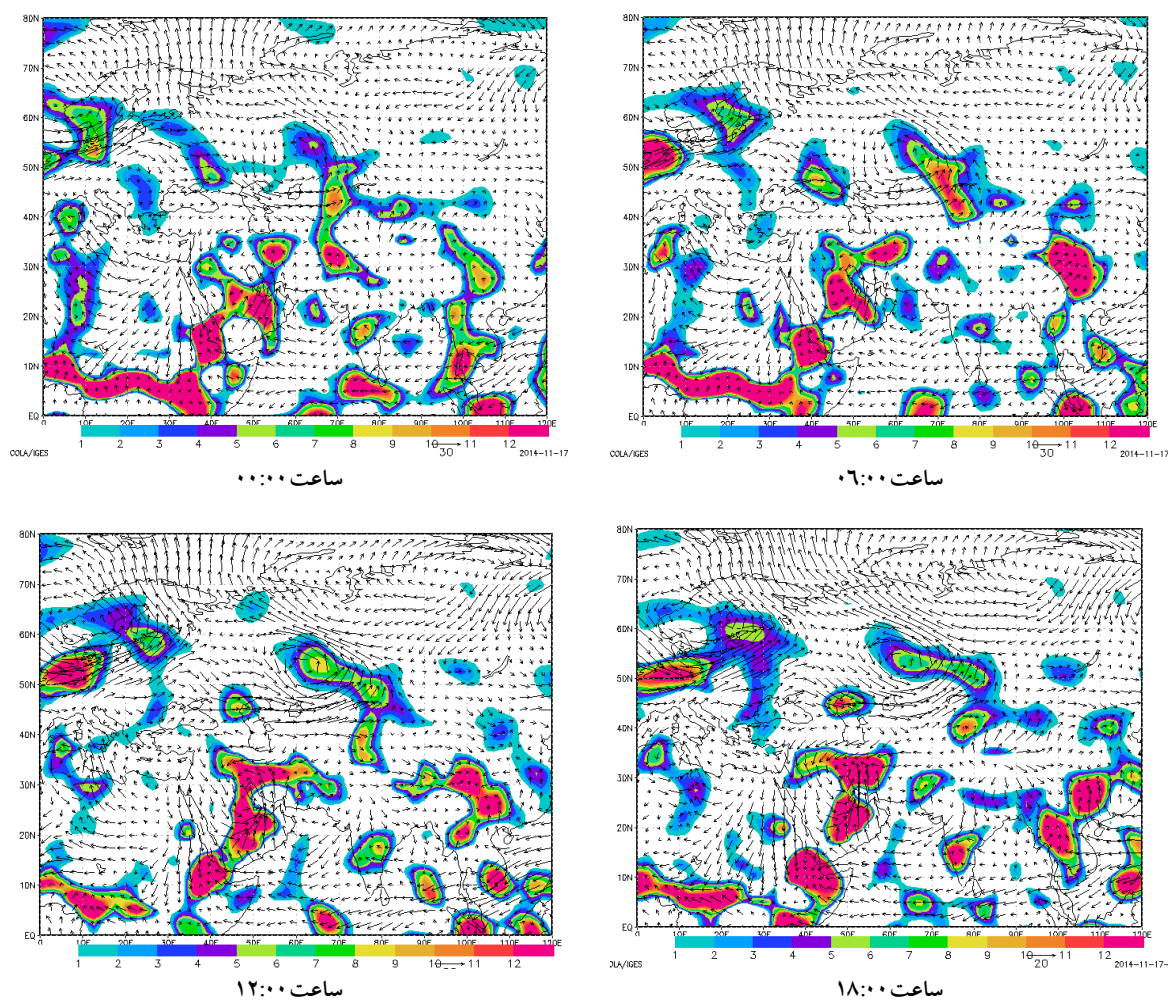


شکل ۹- تابع جبهه‌زایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در تاریخ ۱۳۷۷/۱۲/۱۰

مرکزی ایران و نیز جنوب شرقی مدیترانه است. این هسته‌های قوی به صورت نواری از آفریقا شروع و تا شمال شرق ایران امتداد یافته‌اند. در این ساعات، همگرایی شار رطوبت به جهت تزریق از توده‌های آبی مدیترانه، دریای سرخ و خلیج فارس در قالب یک حرکت چرخندی شرایط را برای ایجاد هسته‌ای پیشینه در قلمرو مورد بحث فراهم نموده است. بدین ترتیب، به نظر می‌رسد اغلب منابع رطوبتی اطراف منطقه مطالعاتی در تشکیل هسته‌های قوی رطوبتی اثرگذار بوده‌اند (شکل ۱۰).

د- تحلیل تابع همگرایی شار رطوبت در ترازهای ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

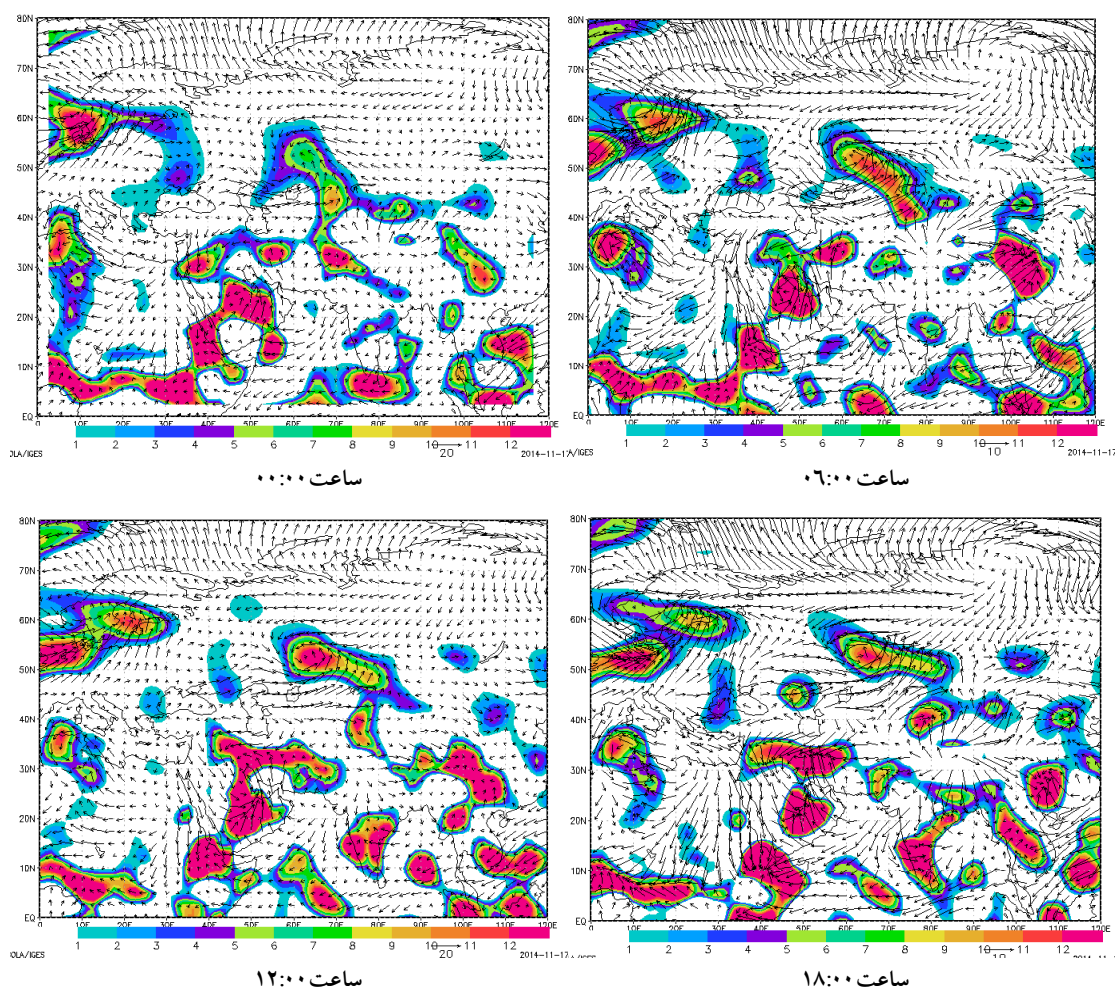
بررسی نقشه‌های همگرایی شار رطوبت نشان داد که ترازهای ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای تحلیل همگرایی شار رطوبت در تأمین رطوبت برای بارش‌های شدید در منطقه یاسوج اهمیت بیشتری دارد. نقشه‌های ترسیمی تابع همگرایی شار رطوبت تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال در ساعات همدید چهارگانه روز نماینده الگوی گردشی سوم (۱۳۷۷/۱۲/۱۰) نشان از شکل‌گیری هسته‌های رطوبتی قوی بر روی جنوب دریای سرخ، جنوب خلیج فارس، بخش‌های غربی و



شکل ۱۰- تابع همگرایی شار رطوبت تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال در تاریخ ۱۳۷۷/۱۲/۱۰

فارس مرتبط است. وقوع حرکت چرخندی در جنوب شرقی مدیترانه، شرق و جنوب دریای سرخ و بخش‌های جنوبی خلیج فارس ضمن شارش رطوبت به سبب گذار از توده‌های آبی مذکور موجب انباشت رطوبت در قلمرو مطالعاتی شده است. نقشه‌های شار همگرایی رطوبت در این ساعات همدید همگی نشان از شکل‌گیری هسته رطوبتی نیرومندی بر روی منطقه یاسوج دارد (شکل ۱۱).

در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ساعات چهارگانه همدید وضعیتی که در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال مشاهده شد کمکان وجود دارد. در این تراز جوی بررسی الگوی شار رطوبت در ساعات همدید چهارگانه نشان از تزریق رطوبت در قالب یک حرکت چرخندی و در جهت پادساعتگرد از توده‌های آبی مدیترانه، دریای سرخ و خلیج فارس به منطقه‌ی مطالعاتی دارد؛ به گونه‌ای که هسته‌ی پیشینه‌ای را در این قلمرو مکانی ایجاد کرده است. این هسته رطوبتی از سمت جنوب با هسته‌های مستقر بر روی عربستان در جنوب و شرق دریای سرخ و خلیج



شکل ۱۱- تابع همگرایی شار رطوبت تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در تاریخ ۱۳۷۷/۱۲/۱۰

نتیجه‌گیری

در این پژوهش با هدف شناسایی شرایط همدید و دینامیکی پدید آورنده‌ی بارش‌های شدید در یاسوج، بارش‌های شدید در پهنه مطالعاتی شناسایی و الگوهای همدید و سامانه‌های اقلیمی بوجود آورنده‌ی آنها را بررسی گردید. با توجه به تحلیل الگوهای ضخامت جو در ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال در روزهای رخداد بارش‌های شدید چهار الگوی گردشی به شرح زیر شناسایی گردید:

الف) الگوی شماره ۱: در این الگوی گردشی بارزترین پدیده همدید فرودی است که از نیمه شرقی مدیترانه آغاز می‌شود و تا جنوب دریایچه آرال ادامه می‌یابد. فرود نسبتاً عمیق ایجاد شده بر روی مدیترانه شرقی موجب ریزش هوای سرد عرض‌های بالا (اروپا) بر روی مناطق واقع در عقب فرود می‌شود. از سوی دیگر، با توجه به آرایش منحنی-

های هم ضخامت، به نظر می‌رسد سرآغاز توده هوای گرم نفوذی به ایران از جنوب خلیج فارس است در مرز این دو توده هوای سرد و گرم که پهنه مطالعاتی را دربر می‌گیرد شرایط ناپیوستگی شدیدی ایجاد شده است، به گونه‌ای که در این نواحی می‌توان انتظار تشکیل جبهه و ایجاد حرکات عمودی در دو طرف آن را داشت. روز نماینده این الگو ۱۳۷۰/۹/۲۲ است.

ب) الگوی شماره ۲: این الگوی گردشی نشانگر استقرار فرودی بر روی منتهی‌الیه شرق مدیترانه است. در این شرایط بخش‌های شمالی مدیترانه شاهد یک الگوی فرازی است. ریزش هوای سرد در درون این ناوه نیمه عمیق و برخورد آن با هوای گرم و مرطوب این پهنه آبی شیو دمایی شدیدی را موجب شده که شرایط کُزفشاری را بر منطقه حاکم کرده و زمینه را برای تشکیل جبهه (ناپیوستگی) و ایجاد حرکات

منابع

1. Alexander, L.V, Zhang, X, Peterson, T.C, Caesar, J, Gleason B, & Klein Tank, AM.G, 2006, Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical research*. 111(D5). 1-22.
 2. Alijani B., 2006, Synoptic climatology, 1st ed, Tehran. Samt Press. [InPersian]
 3. Banacos, P. C., & Schulta, D. M, 2005, The use of moisture flux convergence in forecasting convective initiation: Historical and operational perspectives. *Weather and Forecasting*. 20. 351-366.
 4. Carla Lima, K, Satyamurty, P, & ReyesFernandez, J.P, 2009, Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in southeast Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*. 101(1-2). 121-135.
 5. Chen, C.S, Lin, C.Y, Chuang, Y.J, & Yeh, H.C, 2002, A study of afternoon heavy rainfall in Taiwan during the mei-yu season. *Atmospheric Research*. 65(1-2). 129-149.
 6. Farajzadeh M., 2007, *Climatology techniques*. 4th ed. Tehran. Samt Press. [InPersian]
 7. Ghashghaee G., 1996, A survey of Siberian high pressure and it's effect on autumn precipitation in Caspian southern coasts. M.A thesis. Tarbiat moalem University. [InPersian]
 8. Groisman, R.Y, Karl, T.R, Easterling, D.R, Knight, R.W, Jamason, P.F, & Hennessy, K.J, 1999, Changes in the probability of heavy precipitation: important indicators of climatic change. *Climate Change*. 42(1). 243-283.
 9. Hellstrom, C, 2005, Atmospheric conditions during extreme and non-extreme precipitation events in Sweden. *International J of Climatology*. 25. 631-648.
 10. Hidalgo-Munoz, J.M, Argüeso, D, Gamiz-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.
 11. Hossos, E, Lolis, C.J, & Bartzokas, A. 2008, Atmospheric circulation patterns associated with extreme precipitation amounts in Greece. *Advances in Geosciences*. 17. 5-11.
 12. Jansa, A, Genoves, A, Picornell, M.A, Campins, J, Riosalido, R, & Carretero O. 2001, Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 2: Statistical approach, *Meteorol. Appl.* 8(1). 43-56.
- صعودی به ویژه در پهنه‌های غربی کشور فراهم می‌سازد. روز نماینده این الگو ۱۳۸۸/۱/۳ است.
- ج) الگوی شماره ۳:** این الگوی گردشی استقرار فرودی نسبتاً عمیق را بر روی دریای سیاه و شرق مدیترانه با محور تقریباً شمالی - جنوبی آشکار می‌سازد. در زمان رخداد این الگوهای گردشی با استقرار ناوه ی مزبور بر روی شرق مدیترانه و به لحاظ قرار گیری ایران در نیمه‌ی شرقی این موج بلند، شرایط ناپایداری بر نیمه غربی کشور از جمله منطقه‌ی مطالعاتی حاکم می‌شود. نگاهی به الگوی گردشی مورد بحث مبین این است که در زمان رخداد بارش‌های شدید، آرایش جوی در منطقه کاملاً حالت نصف‌النهاری دارد و جهت جریان‌های هوا نیز جنوب‌غربی - شمال‌شرقی است. در این الگو نیز با توجه به ضخامت جو در منطقه مطالعاتی که حدود ۵۶۰۰ متر است، انتظار رخداد بارش وجود دارد. روز نماینده این الگو ۱۳۷۷/۱۲/۱۰ است.
- د) الگوی شماره ۴:** ویژگی مشخصه این الگوی گردشی فرود مستقر بر روی سوریه موجب ریزش هوای سرد عرض‌های بالا (اروپا) بر روی مناطق واقع در عقب فرود می‌شود. در مجموع ریزش هوای سرد از عرض‌های بالاتر و برخورد آن با هوای گرم و مرطوب کشیده شده از عرض‌های پائین‌تر بر روی ایران منطقه‌ی دگر فشاری شدیدی را ایجاد نموده که در رخداد بارش‌های شدید در منطقه‌ی مطالعاتی نقش مهمی را ایفا کرده است. روز نماینده این الگو ۱۳۷۳/۱۱/۱۶ است.
- بررسی تابع جبهه‌زایی روز نماینده الگوهای ضخامت جو در یاسوج نشان داد که کانون‌های جبهه‌زایی بر روی یاسوج و نواحی پیرامون آن مانند دریای سرخ و شبه جزیره عربستان نمودی آشکار دارند؛ به طوری که هسته‌های بیشینه جبهه‌زایی که نمایانگر ناپایداری جو می‌باشند در این گستره‌های جغرافیایی مشاهده می‌شوند. تحلیل نقشه‌های همگرایی شار رطوبت در ترازهای ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به عنوان سطوح مناسب برای تشکیل کانون‌های رطوبتی نیز حکایت از نقش پهنه‌های آبی مدیترانه، دریای سرخ و خلیج فارس در تامین رطوبت بارش‌های شدید منطقه یاسوج دارد که می‌تواند زمینه را برای ایجاد ناپایداری در این منطقه فراهم سازند.

19. Mofidi, A, Zarrin, A, & Janbaz Ghobadi, Gh., 2008, Determining the synoptic pattern of autumn heavy and extreme precipitations on the southern coast of the Caspian Sea. *Journal of the Earth and Space Physics*. 33. 131-154. [InPersian]
20. Mohammadi B. 2009, Synoptic analysis of super heavy precipitation in Iran. Ph.D thesis, Isfahan University. [InPersian]
21. Peterson, T.C, Folland, C, Gruza, G, Hogg, W, Mokssit, A, & Plummer, N. 2001, Report on the activities of the working group on climate change detection and related rapporteurs 1998-2001, World Meteorological Organization.
22. Salahi B, & Alijahan M. 2013, Synoptic analysis of climatic hazards in Yasouj municipality: a case study of an episode of heavy rain on 11th March 2011. *Geography and Environmental Hazards*. 2 . 73-90. [InPersian]
23. Sen Roy, S, Rouault, M. 2013. Spatial pattern of seasonal scale trends in extreme hourly precipitation in South Africa. *Applied Geography*. 39. 151-157.
13. Jiang, Z, Chen, J.T, & Wu, M.C, 2003, Large-scale circulation patterns associated with heavy spring rain events over Taiwan in strong ENSO and Non-ENSO Years. *Monthly Weather Review*. 131. 1769-1782.
14. Lana, A, Campins, J, Genoves, A, & Jansa A. 2007, Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands. *Advances in Geosciences*. 12. 27-32.
15. Martin, J.E, 2006, Mid-latitude atmospheric dynamics. Translated by Masoodian A: Isfahan University and Samt Press. [InPersian]
16. Masoodian, S.A, & Asadi A. 2004, Synoptic analysis of Shiraz flood. 2001. 2nd Conference on Soil and Water Resources, Agricultural faculty. Shiraz University. [InPersian]
17. Masoodian, A. 2005. Prediction and estimate of flood in Chaharmahal and Bakhtiari province. Research plan. Isfahan University. [InPersian]
18. 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.