

## شناخت الگوهای دینامیکی و ترمودینامیکی بارش‌های سنگین فراگیر زمستانه ایران در بازه زمانی ۱۹۶۰-۲۰۱۰ (مطالعه موردی بارش سنگین فراگیر ۱۹۷۴/۱۲/۵)

مینا میریان - دکترای آب‌وهواشناسی دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران  
مصطفی کرم‌پور - استادیار گروه جغرافیا، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران  
محمد مرادی - استادیار گروه هواشناسی، پژوهشکده هواشناسی و علوم جوی، تهران، ایران  
هوشنگ قائمی - استاد گروه هواشناسی، سازمان هواشناسی کشور، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۱/۱۳

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۵/۱۷

### چکیده

پژوهش حاضر با هدف شناخت الگوهای دینامیکی و ترمودینامیکی بارش‌های سنگین فراگیر زمستانه ایران در بازه زمانی ۱۹۶۰-۲۰۱۰ انجام گرفته است. از این رو، نخست شدیدترین دوره مرطوب در بازه زمانی پنجاه ساله مشخص (سال ۱۹۷۴) و سپس فراگیرترین روز با بارش سنگین انتخاب شد (روز ۱۹۷۴/۱۲/۵). در ادامه، کمیت‌های دینامیکی و ترمودینامیکی موردنظر در محیط برنامه‌نویسی فورترن ۷۷ تعریف شد و برای تحلیل تغییرات زمانی کمیت‌ها نقشه‌های گرافیکی آن‌ها ترسیم و تحلیل شد. نتایج نشان می‌دهد در زمان رخداد بارش سنگین فراگیر، منطقه همگرایی قوی در سطح کشور شکل گرفته که منطبق بر منطقه واگرایی تراز میانی جو صعود دینامیکی هوا را موجب شده است. در این شرایط، مقادیر تاوایی نسبی و تاوایی مطلق منطبق بر بخش شرقی ناوه افزایش می‌یابد. مقادیر تاوایی پتانسیلی راسبی-ارتل ترازهای فشاری ۵۰۰ و ۵۰ هکتوپاسکالی و سطح هم‌اتروپی ۳۳۰ کلون نیز به سبب عواملی چون افزایش گرادیان دمای پتانسیل، افزایش تاوایی مطلق، و همچنین زیاد شدن پایداری ایستایی در سطوح فوقانی جو افزایش می‌یابد. این شرایط نشان می‌دهد که در رخداد بارش‌های سنگین این نواحی، علاوه بر تغییرات دینامیک سطوح میانی و زیرین وردسپهر، تغییرات دینامیک پوشش سپهری نیز نقش مهمی ایفا می‌کند.

واژگان کلیدی: بارش سنگین، تاوایی، دینامیکی، همگرایی، واگرایی.

### مقدمه

بارش‌های سنگین از جمله مخاطرات طبیعی‌اند که پیش‌آگاهی از رخداد آن‌ها کمک بسزایی در کاهش آسیب‌های احتمالی می‌نماید (بلیانی و سلیقه، ۱۳۹۵: ۸۰). این نوع بارش‌ها حجم زیادی از رطوبت جو را در یک زمان کوتاه به سطح زمین انتقال می‌دهند؛ این امر موجب پُرشدن منافذ خاک می‌شود و در این هنگام نفوذ آب در خاک کاهش می‌یابد و سیل و سیلاب را ایجاد می‌کند. اهمیت بررسی پدیده بارش هنگامی آشکارتر است که یک مکان شاهد ریزش ناچیز یا قابل توجه یا ناگهانی حجم زیادی از بارش باشد (سلامتی‌هرمزی و همکاران، ۱۳۹۶: ۹). کشور ایران به دلیل آنکه در منطقه خشک و کم‌باران قرار گرفته وقوع این نوع بارش‌ها به جاری شدن سیل در مدت زمان کوتاه منجر می‌شود و خسارات هنگفتی به بار می‌آورد که جبران آن در کوتاه‌مدت امکان‌پذیر نیست. درحقیقت، می‌توان گفت بارش‌های سنگین اساسی‌ترین عامل وقوع سیل‌اند که در بیشتر حوضه‌های ایران سیل‌های مخربی را باعث می‌شوند (علیچانی، ۱۳۸۱: ۲۰۱).

و مصطفایی و همکاران، ۱۳۹۴: ۶۶). بنابراین، تحلیل شرایط همیدی و دینامیکی الگوهای گردش جوی در شناسایی عوامل مؤثر بر وقوع بارش‌های سنگین بسیار حائز اهمیت است، به‌ویژه آنکه این نوع بارش‌ها با تبدیل رواناب می‌توانند سبب سیلاب و عواقب مصیبت‌باری شوند. بنابراین، لازم است تا با شناخت سازوکار تکوین، تقویت، و قانونمندی حاکم بر حرکت و گسترش سامانه‌های اقلیمی بارش‌زا از آثار مثبت آن سود جست و از نتایج زیان‌بار آن دوری کرد یا آن را به حداقل رساند (بلیانی و سلیقه، ۱۳۹۵: ۸۰). از این‌رو، در سطح ایران و جهان مطالعات متعددی با نگرش‌ها و اهداف مختلف در ارتباط با تحلیل بارش‌های سنگین مخاطره‌آمیز انجام شده است؛ در ادامه به تعدادی از آن‌ها اشاره می‌شود: هارناک و همکاران (۱۹۹۸) رخداد بارش‌های سنگین را در تابستان یوتا در ایالت امریکا بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که انتقال رطوبت از اقیانوس اطلس در ایجاد بارش‌های سنگین این منطقه اهمیت فوق‌العاده‌ای دارد. ریوسالیدا (۱۹۹۰) نشان داد که عامل اصلی بارش‌های سنگین منطقه مدیریتانه سیستم‌های همرفتی است. کاتو و آرانامی (۲۰۰۵) نشان دادند که عامل اصلی بارش‌های سنگین ناحیه نیاگاتا- فوکوشیما در ۸ و ۱۳ ژولای ۲۰۰۴ تشدید ناپایداری همرفتی ناشی از هوای مرطوب سطح پایین و هوای خشک سطح بالا بوده است. براساس پژوهش ماتلیک و پست (۲۰۰۸)، بیشتر بارش‌های سنگین استونی به‌سبب عبور سامانه‌های کم‌فشار متعدد و سامانه‌های جبهه‌ای بوده و در این ناحیه بارش‌های همرفتی از اهمیت کمتری برخوردار است. اولیویرا و همکاران (۲۰۱۳) شرایط همیدی مرتبط با رویدادهای بارش سنگین نواحی ساحلی شمال شرق برزیل را مطالعه کردند و به این نتیجه رسیدند که رویداد بارش سنگین عمدتاً به‌دلیل کنش تاوه سیکلونی سطح بالا در سطوح فوقانی و با ناحیه همگرایی جنوب اطلس در سطوح پایین شکل می‌گیرد. آهسان و همکاران (۲۰۱۳) شرایط سینوپتیکی رخداد بارش‌های سنگین در جنوب شرق بنگلادش را مطالعه کردند و عامل رخداد این بارش‌ها را کنش سیستم مونسونی بزرگ‌مقیاس با آشفتگی‌های چرخندی دانستند. به عقیده آن‌ها، رطوبت موردنیاز این بارش‌ها نیز از خلیج بنگال تأمین می‌شود. همچنین، مطالعات بسیاری بر روی بارش‌های حدی اروپا توسط پژوهشگرانی چون یو و نوگاج (۲۰۰۴)، اسکایف و همکاران (۲۰۰۸)، جاکوبیت و همکاران (۲۰۰۹)، کنیون و هگرل (۲۰۱۰)، و تورتی و همکاران (۲۰۱۰) انجام گرفته است. نتایج این مطالعات نشان می‌دهد که در بارش‌های حدی رخ داده چرخندهای عرض‌های میانی نقش مهمی ایفا می‌کنند. ایجیل و همکاران (۲۰۱۸) در مطالعه خود به تحلیل دینامیکی بارش حدی در شمال شرق ایالات متحده براساس الگوهای هواشناسی بزرگ‌مقیاس پرداختند و به این نتیجه رسیدند که فاکتورهایی چون انتقال یک‌پارچه رطوبت، همگرایی رطوبت سطح پایین، و کمربندهای گرم سبب تفاوت بین روزهای با و بدون بارش حدی در شمال شرق ایالات متحده می‌شوند. او و همکاران (۲۰۱۸) مؤلفه‌های دینامیکی و ترمودینامیکی مؤثر بر ناهنجاری‌های بارش آخر تابستان در شرق آسیا را بررسی کردند و نشان دادند که دو مؤلفه تغییر باد (مؤلفه دینامیکی) و تغییرات رطوبت (مؤلفه ترمودینامیکی) نقش مهمی در ناهنجاری‌های باران موسمی شرق آسیا ایفا می‌کنند. محمدی و مسعودیان (۱۳۸۹)، با تحلیل نقشه‌های فشار سطح دریا، نتیجه گرفتند که الگوی پُرفشار اروپا- کم‌فشار عراق در وقوع سنگین‌ترین و فراگیرترین بارش‌های ایران (روزهای ۱۳۷۳/۸/۱۲ تا ۱۳۷۳/۸/۱۷) مؤثر است. قوبدل رحیمی (۱۳۹۰: ۱۰۱)، با استفاده از معادلات ترمودینامیک، شار رطوبت جو را در جریان سوپر سیکلون فت بررسی کرد و به این نتیجه رسید که همگرایی عمودی و افقی رطوبت جو در جریان طوفان فت عامل اصلی وقوع بارش سنگین منجر به سیلاب در چابهار بوده است. محمدی و همکاران (۱۳۹۱) به تحلیل دینامیکی سامانه‌های سودانی و رخداد بارش‌های سنگین در جنوب غرب ایران پرداختند و نشان دادند که در طوفان‌های منتخب دو مرکز بیشینه تاوایی نسبی تراز میانی،

یکی در شرق دریای مدیترانه و دیگری در غرب دریای سرخ، روی کشور سودان شکل گرفته و همراهی جریان باد با هسته‌های بیشینه نم ویژه مستقر در دریای سرخ رطوبت لازم برای طوفان‌ها را تأمین کرده است. علیجانی و همکاران (۱۳۹۳) نشان دادند که بارش‌های سیل‌آسای ناحیه بسیار کم‌بارش جنوب شرقی ایران در بیشتر مواقع به سبب روبرویی کم‌فشار جنب قطبی با کم‌فشار سودان- عربستان، که شرایط دگر فشار شدیدی را در راستای شمال غرب- جنوب شرق فراهم می‌کند، رخ داده‌اند. مسعودیان و کارساز (۱۳۹۳) الگوهای ضخامت بارش‌های سنگین ناحیه زاگرس جنوبی را مطالعه کردند و نشان دادند که چهار الگوی اصلی ضخامت در فراهم کردن شرایط مناسب بارش‌های سنگین و فراگیر ناحیه زاگرس جنوبی مؤثرند که در همه آن‌ها فرود منتهی‌الیه شرق دریای مدیترانه با کمی تغییر موقعیت دیده شده است و بر روی جنوب غرب ایران منطقه کُزفشاری شدیدی را ایجاد کرده که در رخداد این‌گونه بارش‌ها نقش مهمی را بازی کرده است. سلامتی و همکاران (۱۳۹۶) الگوهای جوی سیلاب آبان ۱۳۹۴ در استان‌های ایلام و لرستان را شناسایی و تحلیل کردند. نتایج تحقیقات آن‌ها گویای آن است که در زمان رخداد سیلاب ناوه عمیق تحت تأثیر دریای عرب و دریای سرخ تقویت شده و تا شمال کشور عراق و مرزهای غربی ایران گسترش یافته و باعث تقویت سامانه کم‌فشار مستقر در مرزهای غربی ایران شده است. امیدوار و همکاران (۱۳۹۷) شرایط همدیدی- دینامیکی بارش ابر سنگین در ۴ آذر ۱۳۹۳ در استان کهگیلویه و بویراحمد را ارزیابی کردند و نشان دادند که تشکیل پدیده بلوکی‌نگ بر دریای مدیترانه و عمیق شدن ناوه بر روی کشور عراق تا نواحی جنوب غربی ایران سبب رخداد این بارش سنگین شده است.

تحلیل علل برخی مخاطرات محیطی مانند بارش‌های سنگین شرایط را برای پیش‌آگاهی از صدمات به زندگی انسان‌ها و اقتصاد جامعه فراهم می‌کند (نوری، ۱۳۹۱: ۱۳۴). از این رو، با توجه به اهمیت موضوع، پژوهش حاضر با هدف شناخت الگوهای دینامیکی و ترمودینامیکی حاکم بر روز رخداد بارش سنگین فراگیر فصل زمستان انجام شده است.

## مواد و روش‌ها

در این پژوهش از دو پایگاه داده استفاده شده است: پایگاه نخست مربوط به داده‌های روزانه بارش ۳۵ ایستگاه همدیدی با طول دوره آماری مشترک در بازه زمانی ۱۹۶۰-۲۰۱۰ است که از سازمان هواشناسی کشور اخذ شد. پایگاه دوم مربوط به متغیرهای جو بالاست که برای نمونه موردی روز با بارش سنگین فراگیر در غالب یک شبکه منظم  $2.5 \times 2.5$  درجه از بایگانی NCEP\NCAR، که در تارنمای CDC\REANALYSIS در دسترس است، برداشت شد. پس از استخراج داده‌های اولیه، نخست با استفاده از روش رگرسیون خطی داده‌های ناقص بازسازی شد. سپس، با استفاده از بارش‌های حدی ۲۰ درصد بالای فصل زمستان طی دوره مطالعاتی پنج‌ساله، شدیدترین دوره مرطوب در محیط نرم‌افزاری Spss و Excel شناسایی و پس از آن برای تحلیل الگوهای دینامیکی حاکم بر بارش سنگین فراگیر رخ داده در دوره موردنظر روز رخداد بارش سنگین فراگیر تعیین شد. ذکر این نکته لازم است که روز رخداد بارش سنگین در پژوهش حاضر روزی است که بیشتر ایستگاه‌ها در آن بیشترین بارش خود را در این فصل دریافت می‌کنند. در نهایت، به منظور بررسی الگوهای دینامیکی و ترمودینامیکی حاکم بر روز موردنظر، کمیت‌های دینامیکی تاوایی شامل تاوایی نسبی، تاوایی مطلق، تاوایی پتانسیلی راسی- ارتل در سطوح فشاری و هم‌آنتروپی، همگرایی و واگرایی، سرعت قائم در سیستم ارتفاعی و کمیت ترمودینامیکی دمای پتانسیل در محیط برنامه‌نویسی فورترن 77 نوشته و تعریف شدند. در ادامه برای تحلیل تغییرات زمانی کمیت‌های یادشده، نقشه‌های گرافیکی آن‌ها در محدوده انتخابی طول جغرافیایی ۰ تا ۸۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۱۰ تا ۶۰ درجه شمالی برای ساعت‌های ۰۰۰۰ و ۱۲۰۰ گرینویچ در محیط نرم‌افزاری سورفر ترسیم و تحلیل

شدند. ذکر این نکته لازم است که برای شناخت بیشتر الگوهای حاکم بر روز بارش سنگین فراگیر، نقشه‌های یک روز قبل و بعد از این روز نیز در سطوح مختلف بررسی شدند. اما، به‌منظور کاهش حجم مطالب، فقط نقشه‌های روز رخداد بارش سنگین فراگیر در ساعت‌های ۰۰۰۰ و ۱۲۰۰ گرینویچ ارائه شده است.

### یافته‌های پژوهش

براساس داده‌های حدی ۲۰ درصد بالای میانگین مجموع بارش‌های فصل زمستان، پنج دوره مرطوب، که بالاترین فراوانی را در ایستگاه‌های همدیدی مورد پژوهش داشتند، شناسایی شد که شدیدترین آن‌ها در سال ۱۹۷۴ بروز کرده است. روز پنجم دسامبر ۱۹۷۴ هم روز رخداد بارش سنگین فراگیر در دوره مرطوب مورد نظر انتخاب شد که در مباحث بعدی به تفسیر دینامیکی و ترمودینامیکی آن پرداخته می‌شود. ذکر این نکته لازم است که برای شناخت بیشتر الگوهای حاکم بر روز بارش سنگین فراگیر نقشه‌های یک روز قبل و بعد از این روز نیز در سطوح مختلف بررسی شدند، اما، به‌منظور کاهش حجم مطالب، فقط نقشه‌های روز رخداد بارش سنگین فراگیر در ساعت‌های ۰۰۰۰ و ۱۲۰۰ گرینویچ ارائه شده است.

### تحلیل روز چهارم دسامبر ۱۹۷۴ در ساعت‌های ۰۰۰۰ و ۱۲۰۰ گرینویچ

الگوی دمای پتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز چهارم دسامبر ۱۹۷۴ در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ دو هسته کمینه دمایی را نشان می‌دهد که یکی از آن دو با مقداری برابر با ۲۹۵ کلونین منطبق بر جریان‌های چرخندی بازوی غربی بندانل امگا، که بر عرض‌های بالاتر از ۳۵ درجه شمالی حاکم است، در شمال دریای سیاه قرار دارد و دیگری با مقدار ۲۹۰ کلونین بر روی دریاچه بالخاش جای گرفته است که با جریان‌های چرخندی بازوی شرقی بندانل هم‌سوست. بیشینه مقادیر برابر با ۳۲۵ کلونین نیز منطبق بر محل فعالیت جریان‌های واچرخندی پُرتافتاج جنب‌حاره به عرض‌های پایین‌تر از ۱۰ درجه شمالی اختصاص می‌یابد. در واقع، می‌توان گفت که عرض‌های بالاتر از ۳۵ درجه شمالی دارای کمترین مقادیر دمای پتانسیلی و عرض‌های پایین‌تر از آن دارای بیشترین مقادیرند. بر روی ایران نیز متأثر از جریان‌های چرخندی بازوی شرقی بندانل امگا، مقادیر دمای پتانسیلی در جهت شمال شرقی - جنوب غربی افزایشی است. به عبارتی، مقادیر دمای پتانسیلی در نیمه شرقی کشور کمتر از نیمه غربی است. الگوی دمای پتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی نیز هسته بیشینه قوی را نشان می‌دهد که با مقدار ۵۱۰ کلونین در شرق منطقه مطالعاتی واقع شده و ایران را متأثر می‌سازد. هسته ضعیف‌تری نیز با مقدار ۵۰۵ کلونین در شمال دریای سرخ واقع شده است که در خلال جریان‌های چرخندی بخش شرقی ناوه شرقی دریای مدیترانه از سوی نوار غربی کشور را تحت تأثیر قرار می‌دهد. بنابراین، مشهود است که الگوی دمای پتانسیلی حاکم بر این مناطق عکس تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی است؛ این امر به دلیل آن است که در پوشن‌سپهر دمای هوا با افزایش ارتفاع افزایش می‌یابد؛ تحت چنین شرایطی اغلب نواحی کشور به غیر از نوار جنوبی و بخش‌هایی از مرکز کشور از بیشترین مقادیر دمای پتانسیلی برابر با ۴۹۵ کلونین برخوردارند. در سایر نواحی نیز مقادیر دمای پتانسیلی معادل ۴۹۰ کلونین است. الگوی همگرایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نیز در این ساعت منطقه همگرایی قوی را در غرب روسیه نشان می‌دهد که در جهت شمال غرب - جنوب شرق بخش‌های شمالی و شمال غرب کشور را دربر می‌گیرد. این منطقه با منطقه واگرایی حاکم بر این ناحیه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی، که بر بخش شرقی ناوه چرخندی بازوی غربی بندانل امگا منطبق است، همراهی دارد. در نتیجه، آن‌گونه که مؤلفه سرعت قائم هوا در تراز میانی جو و سطح زمین نشان می‌دهد، منطبق بر نواحی همگرا - واگرایی یادشده،

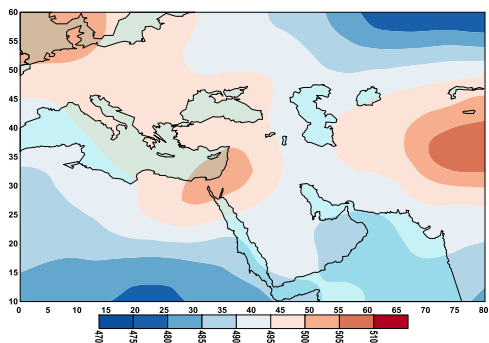
جریان‌های بالاسوی در حال اجراست که، در صورت رطوبت مناسب در این نواحی، به بارش‌های دینامیکی منتهی می‌شود. علاوه بر این، حرکات بالاسوی دیگری در غرب کشور در جریان است که به فرایندهای همرفتی مربوط می‌شود. الگوی تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز حاکی از وجود سه هسته بیشینه مثبت تاوایی است که دو هسته آن منطبق بر بخش شرقی ناهای غربی و شرقی بندال امگا به ترتیب در شمال دریای سیاه و دریاچه بالخاش و هسته دیگر همسو با جریان‌های چرخندی فرود شرق دریای مدیترانه در جنوب شرق دریای مدیترانه قرار دارد. در این حالت دیده می‌شود که بخش‌های جنوب شرقی کشور از هسته بیشینه دریاچه بالخاش و نواحی غربی از هسته بیشینه جنوب شرق دریای مدیترانه تأثیر می‌پذیرند که مقدار آن در جنوب شرق کشور برابر با ۱٫۵ تا ۰٫۵ واحد ( $10^{-5} s^{-1}$ ) و در نواحی غربی معادل ۰٫۵ واحد است. تاوایی مطلق تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی نیز منطبق بر این نواحی مقادیر بالایی برابر با ۸ واحد را نمایش می‌دهد. توزیع مکانی تاوایی پتانسیلی راسبی- ارتل در تراز فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکالی نیز کیفیتی مشابه الگوی تاوایی نسبی همان تراز را نشان می‌دهد. این امر حاکی از آن است که نقش لپستریت دمای پتانسیل در لایه میانی جو کم‌رنگ است؛ بدین معنی که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی آهنگ تغییر دمای پتانسیل با ارتفاع قابل ملاحظه نیست. در این حالت میدان‌های تاوایی پتانسیلی راسبی- ارتل منطبق بر جریان‌های چرخندی بازوهای شرقی و غربی بندال امگا در شمال دریای سیاه و دریاچه بالخاش و همچنین فرود شرق دریای مدیترانه مقادیر مثبتی را نشان می‌دهند. بدین شکل که مقدار بیشینه تاوایی پتانسیل در شمال دریای سیاه به مقدار ۰٫۵ pvu بر روی دریاچه بالخاش ۱ pvu و در جنوب شرق دریای مدیترانه به ۰٫۵ pvu می‌رسد. این در حالی است که در سطح کشور مقادیر مثبتی را شاهد نیستیم. این بدان معنی است که اغتشاشات ترازهای زیرین و میانی وردسپهر در این ساعت به کنش‌های جوی دینامیکی و غیردینامیکی وردسپهر مرتبط می‌شوند. در تراز ۵۰ هکتوپاسکالی نیز تحت تأثیر ناوه بازوی شرقی بندال امگا مقادیر بیشینه‌ای در نیمه شرقی کشور مشاهده می‌شود؛ به گونه‌ای که مقدار آن در شمالی‌ترین بخش منطقه به ۰٫۵ E-۰۰۵ PVU و در جنوب‌ترین بخش به ۱٫۹ E-۰۰۵ PVU می‌رسد. این امر نشان می‌دهد که ارتفاع متوسط وردایست برون‌حاره‌ای در این منطقه بسیار پایین است که نفوذ هرچه بیشتر توده‌های گرم پوشن‌سپهری به لایه‌های پایین‌تر جو را تسهیل می‌کند. در این ارتباط بالابودن مقادیر دمای پتانسیل تراز ۵۰ هکتوپاسکالی این مسئله را تأیید می‌کند. الگوی تاوایی پتانسیلی راسبی- ارتل در سطح هم‌آنتروپی ۳۳۰ کلون نیز گویای آن است که مقادیر pv در نیمه شمالی کشور بیش از نیمه جنوبی است. بدین شکل که مقادیر pv در نیمه شمالی در جهت شمالی- جنوبی مقادیری مابین ۲٫۵ تا ۱ را نشان می‌دهد؛ در حالی که در نیمه جنوبی این مقدار بین ۱ pvu تا ۰٫۵ می‌رسد. در نتیجه، می‌توان گفت فعالیت سامانه بارشی در نیمه جنوبی کشور به حدی نبوده که ارتفاع وردایست در این نواحی را کاهش دهد. شایان ذکر است که بی‌هنجاری‌های مثبت pv سطح هم‌آنتروپی ۳۳۰ کلون نیز همانند تراز فشاری ۵۰ هکتوپاسکالی بیشتر بر روی وردسپهر زیرین تأثیرگذار است. الگوی حاکم بر دمای پتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی در ساعت ۱۲۰۰ گرینویچ نشان از افزایش مقادیر دمای پتانسیلی در نیمه شرقی کشور و کاهش مقادیر در نیمه غربی دارد. این در حالی است که در تراز ۵۰ هکتوپاسکالی مقادیر در جهت غربی- شرقی کاهش می‌یابد که در نیمه شرقی کشور برجسته‌تر است. از این‌رو، تغییرات قائم دمای پتانسیل با ارتفاع همواره در نیمه شرقی در حال افزایش و در نیمه غربی در حال کاهش است. همچنین، نقشه‌های همگرایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی نیز منطقه همگرایی را نشان می‌دهند که نواحی از شرق و مرکز کشور را دربر می‌گیرد که بخش جنوبی آن با منطقه واگرایی تراز میانی جو منطبق است. اما از آنجا که هر دو منطقه واگرایی و همگرایی چندان قوی نیستند، آن‌گونه که میدان‌های سرعت قائم جو در تراز ۵۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی نشان می‌دهند، حرکات بالاسوی دینامیکی خاصی در این ناحیه انجام نمی‌گیرد. با این حال، حرکات صعودی هوا در نیمه غربی کشور همواره در حال

اجراست که تحت تأثیر همرفت ناشی از شرایط محیطی و جریان‌های چرخندی سطح زمین شکل می‌گیرد. تحت چنین وضعیتی مشاهده می‌شود که در این ساعت شدت ناپایداری‌ها در نیمه غربی کشور بیشتر است و بارش‌ها در این نواحی از نوع همرفتی است. همچنین، تحت تأثیر هسته بیشینه تاوایی نسبی شمال دریای سرخ، که منطبق بر بخش شرقی ناوه نصف‌النهاری است، در نواحی غربی و شمال غربی ایران جایی که متأثر از حرکات بالاسوی جوی ستون هوا باریک‌تر و چرخش توده هوا بیشتر می‌شود، مقادیر تاوایی نسبت به ۱۲ ساعت گذشته افزایش می‌یابد که مقدار آن بین ۱ تا ۰/۵ واحد ( $10^{-5} s^{-1}$ ) متغیر است. در مقابل، بخش‌های جنوب شرقی مقادیر کاهش محسوسی را نشان می‌دهند. مقادیر تاوایی مطلق تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی نیز هم‌سو با میدان‌های تاوایی نسبی در مناطق شمال غربی و غرب کشور افزایشی و در نواحی جنوب شرقی کاهش می‌دهد. در این حالت بیشینه مقادیر تاوایی مطلق در شمال غرب و غرب کشور به ۱۰ واحد ( $10^{-5} s^{-1}$ ) می‌رسد. الگوی حاکم بر تاوایی پتانسیلی راسبی- ارتل تراز فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکال همچنان مقادیر مثبتی را در سطح کشور نشان نمی‌دهد. این در حالی است که در تراز ۵۰ هکتوپاسکالی مقادیر pv در نیمه غربی کشور افزایش و در نیمه شرقی کشور کاهش می‌یابد. علت این سیر افزایشی و کاهش را می‌توان به افزایش و کاهش تاوایی مطلق و پایداری ایستایی در این مناطق نسبت داد. در سطح هم‌انرژی ۳۳۰ کلون نیز این وضعیت حاکم است. در مجموع، می‌توان گفت که عامل اصلی آشفتگی‌های مشاهده‌شده این روز در سطح زمین بیشتر به فعالیت‌های سیستم‌های چرخندی و واچرخندی ترازهای زیرین و میانی وردسپهر مربوط می‌شود. تغییرات دینامیکی پوشش سپهر بیشتر سطوح فوقانی وردسپهر را تحت تأثیر قرار می‌دهد. همچنین، همان‌طور که در مباحث گذشته نیز اشاره شده، بارش‌های دریافتی در این روز بیشتر از نوع همرفتی است که در نیمه غربی کشور از شدت بالایی برخوردارند.

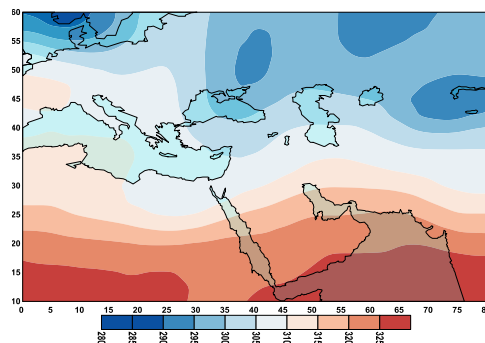
**تحلیل روز پنجم دسامبر ۱۹۷۴ در ساعت‌های ۰۰۰۰ و ۱۲۰۰ گرینویچ (روز رخداد بارش سنگین فراگیر)**  
همان‌طور که در شکل ۱ دیده می‌شود، مقادیر دمای پتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی در روز پنجم دسامبر ۱۹۷۴ ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ نسبت به روز گذشته در همین ساعت در نیمه شرقی کشور افزایشی و در نیمه غربی کاهش می‌دهد. در تراز ۵۰ هکتوپاسکالی نیز مقادیر در راستای غربی- شرقی بر فراز کشور کاهش می‌یابند؛ به گونه‌ای که مقدار دمای پتانسیلی جو در سراسر کشور بین ۲۹۵ تا ۲۹۰ کلون متغیر است. از این رو، تغییرات قائم دمای پتانسیلی در نیمه شرقی کشور در حال افزایش و در نیمه غربی در حال کاهش است. الگوی همگرایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی نیز گویای آن است که، در راستای تقویت ناوه وارون دریای سرخ در شرق دریای مدیترانه و نفوذ آن به نوار غربی کشور، یک منطقه همگرایی در نوار غربی کشور شکل می‌گیرد که مقدار آن به ۰/۳- پاسکال بر ثانیه می‌رسد. این در حالی است که هسته همگرایی که در شمال شرق کشور استقرار یافته بود به قوت خود در این محل باقی است. در چنین حالتی، آن‌گونه که میدان‌های واگرایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی نمایش می‌دهند، تنها هسته همگرایی شمال شرق کشور با واگرایی تراز میانی جو همسوست (شکل ۲). در این ارتباط مؤلفه منفی سرعت قائم هوای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی در بخش شمالی این هسته، که نزدیک به دریای کاسپین است، جریان‌های بالاسوی را نشان می‌دهد. در نتیجه، با توجه به نم ویژه مناسبی که در این نواحی وجود دارد، این نواحی از بارش‌های دینامیکی مناسبی برخوردار می‌شوند. همچنین، منطبق بر جریان‌های جنوب غرب- شمال شرق بخش شرقی ناوه شرق دریای مدیترانه، هسته قوی جریان بالارونده‌ای در غرب کشور تشکیل شده که هم‌راستا با جریان‌های بخش شرقی ناوه تا شمال شرق کشور کشیده می‌شود (شکل ۴). مؤلفه قائم تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی نیز جریان‌های بالاسوی را در نیمه غربی کشور نشان می‌دهند که با جریان‌های چرخندی بخش شرقی ناوه وارون دریای سرخ در این تراز

انطباق دارد (شکل ۵). از آنجا که این جریان‌های بالاسو با مناطق همگرایی پایینی-واگرایی بالایی انطباق ندارند، می‌توان اظهار کرد که این جریان‌ها تحت تأثیر فرایندهای همرفتی انجام می‌گیرند. از این‌رو، بارش‌های دریافتی این ساعت بیشتر از نوع همرفتی است که در راستای فعالیت جریان‌های چرخندی ناوهٔ وارون دریای سرخ در سطح زمین و جریان‌های شرقی ناوهٔ شرق دریای مدیترانه در تراز میانی جو شکل یافته‌اند و به‌شدت از پیکربندی ناهمواری‌ها تأثیر می‌پذیرند. بدین‌صورت که سامانه‌های بارشی که از سوی نوار غربی کشور را تحت تأثیر قرار می‌دهند در راستای حرکت شرق‌سوی خود با کوه‌های پیوستهٔ زاگرس برخورد می‌کنند و در اثر صعود اجباری توده‌های هوا حرکت بالاسوی سیستم افزایش می‌یابد. در نتیجه، تودهٔ هواهای ورودی در دامنهٔ بادگیر کوه‌های زاگرس بخش بزرگی از رطوبت خود را از دست می‌دهند. از این‌رو، شدیدترین بارش‌ها در این نواحی رخ می‌دهد. به همین دلیل، در نواحی بادپناه رشته‌کوه زاگرس، که حرکت پایین‌سوی سیستم افزایش می‌یابد، پتانسیل بارش‌های همرفتی به‌شدت کم می‌شود. به این ترتیب، افزایش بارش همرفتی در غرب رشته‌کوه زاگرس سبب کاهش محتوای آب قابل بارش ابر و در نتیجه کاهش بارش در شرق رشته‌کوه زاگرس می‌شود. این شرایط در مورد رشته‌کوه‌های البرز نیز صدق می‌کند. با این تفاوت که، برخلاف دامنه‌های بادگیر زاگرس که با افزایش ارتفاع بارش نیز افزایش می‌یابد، از سوی نواحی ساحلی دریای کاسپین تا بخش بزرگی از دامنه‌های شمالی البرز با افزایش ارتفاع بارش کاهش می‌یابد. دلیل این امر، آن‌گونه‌که مسعودیان (۱۳۹۰) به آن اشاره می‌کند، این است که در کرانه‌های دریای کاسپین فرارفت هوای سرد و خشک شمالی (پرفشار دریای سیاه) یا شرقی (پرفشار سیبری) و رویارویی آن با هوای گرم و مرطوب جنوب دریای کاسپین یک کمربند ناپیوستگی ایجاد می‌کند. فرارفت بخار آب به انباشت رطوبت در پشت این کمربند می‌انجامد و به دلیل کاهش چگالی ناپایداری تقویت می‌شود. مقدار بارش در راستای این ناپایداری بیشینه است. به همین دلیل، با دور شدن از کرانه، مقدار بارش کاهش می‌یابد. این تضاد نشان می‌دهد اساساً الگوی خطی بارش بیشتر تابع آرایش ناهمواری است تا ارتفاع. مقادیر تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی نیز حاکی از افزایش مقادیر مثبت تاوایی در نوار غربی کشور است که منطبق بر بخش شرقی ناوهٔ فشاری شرق دریای مدیترانه، جایی که با حرکات بالاسوی قوی همراه است، قرار دارد. مقادیر یادشده بین ۱ واحد ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) در غربی‌ترین نقاط و ۰٫۵ واحد ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) در نواحی شرقی‌تر متغیرند (شکل ۶). مقادیر تاوایی مطلق نیز در ارتباط با افزایش تاوایی نسبی در نوار غربی کشور افزایش می‌یابد؛ به گونه‌ای که مقدار تاوایی مطلق در بخش‌هایی از غرب و شمال غرب کشور به ۱۰ واحد ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) می‌رسد (شکل ۷). تحت چنین وضعیتی (افزایش تاوایی مطلق و نسبی در نیمهٔ غربی کشور) واگرایی تراز میانی جو تشدید می‌شود و فشار هوا بر روی این نواحی در سطح زمین کاهش می‌یابد؛ در نتیجه، حرکات صعودی بیش از پیش تقویت می‌شوند. همان‌طور که در شکل ۸ مشاهده می‌شود، الگوی حاکم بر تاوایی پتانسیلی راسبی-ارتل تراز فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز همانند روز گذشته است و مقادیر مثبتی را در سطح کشور نشان نمی‌دهد. بنابراین، همان‌طور که قبلاً هم به آن اشاره شد، اغتشاشات سطح زمین در این ساعت به الگوهای گردش حاکم بر ترازهای زیرین و میانی وردسپهر مرتبط می‌شوند. بنابراین، خصوصیات جغرافیایی محلی و تغییرات هم‌دیدگی سطوح زیرین و میانی وردسپهر از عوامل مؤثر در رخداد بارش‌های همرفتی و دینامیکی این ساعت در سطح کشور به‌شمار می‌روند. از سوی دیگر، الگوی تاوایی راسبی-ارتل در تراز فشار ۵۰ هکتوپاسکالی مبین آن است که مقادیر تاوایی در نیمهٔ غربی کشور در ارتباط با افزایش مقدار تاوایی مطلق در این نواحی افزایش می‌یابد. افزون‌براین، در نواحی جنوب شرق و شرق کشور نیز این مقادیر تحت تأثیر تقویت شیو قائم‌دمای پتانسیلی افزایشی است. تحت چنین شرایطی مشاهده می‌شود که مقدار تاوایی پتانسیلی پوشن‌سپهری در نیمهٔ غربی کشور در شمالی‌ترین نواحی برابر با  $0.05-3/4E$  و در جنوبی‌ترین ناحیه به  $0.05-2E$  PVU می‌رسد. در نیمهٔ شرقی نیز این عدد بین  $0.05-2/8E$  PVU تا  $0.05-3/4E$  PVU

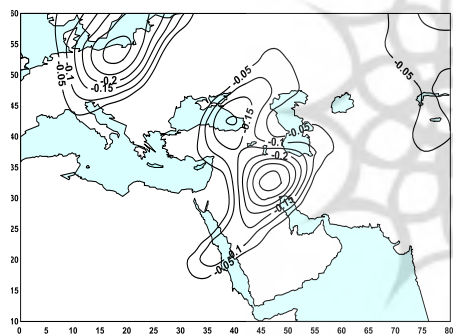
۰۰۵-۲/۴E متغیر است (شکل ۹). در تراز هم‌آن‌تروپی ۳۳۰ کلون نیز مقادیر PV فقط در نوار غربی کشور افزایش می‌یابد و در سایر نواحی سیری نزولی را طی می‌کنند؛ به گونه‌ای که بیشینه مقادیر در بخش‌های شمال غربی به مقدار ۳ PVU می‌رسد (شکل ۱۰). به طور کلی، اثر بی‌هنجاری‌های مثبت تاوایی پتانسیلی در این ساعت به سطوح فوقانی و ردسپری معطوف می‌شود.



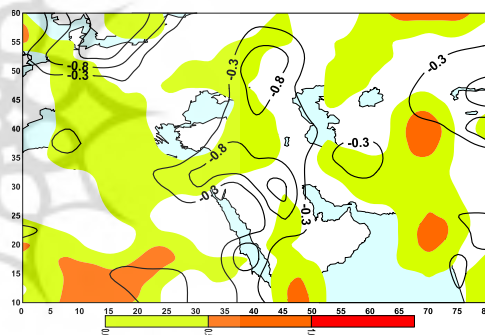
شکل ۲. الگوی دمای پتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب کلون در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ روز ۱۹۷۴/۱۲/۵



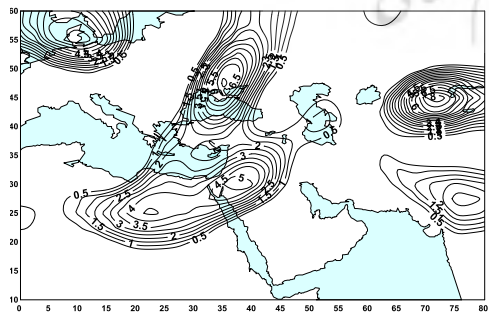
شکل ۱. الگوی دمای پتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب کلون در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ روز ۱۹۷۴/۱۲/۵



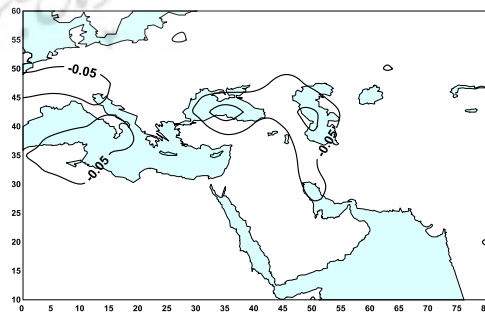
شکل ۴. مقادیر منفی مؤلفه قائم سرعت باد تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب پاسکال بر ثانیه، ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ روز ۱۹۷۴/۱۲/۵



شکل ۳. همگرایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (بهنه‌های رنگی) و واگرایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (خطوط هم مقدار) بر حسب  $10^{-10} s^{-1}$  ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ روز ۱۹۷۴/۱۲/۵

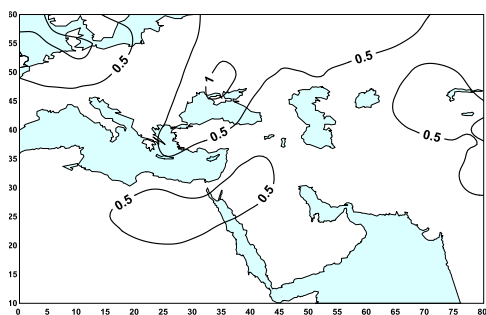


شکل ۶. توزیع مکانی تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب  $10^{-5} s^{-1}$  ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ روز ۱۹۷۴/۱۲/۵

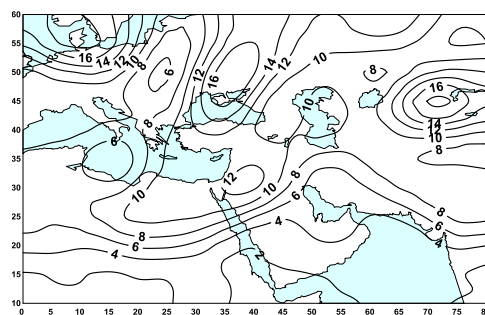


شکل ۵. مقادیر منفی مؤلفه قائم سرعت باد تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب پاسکال بر ثانیه، ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ روز ۱۹۷۴/۱۲/۵

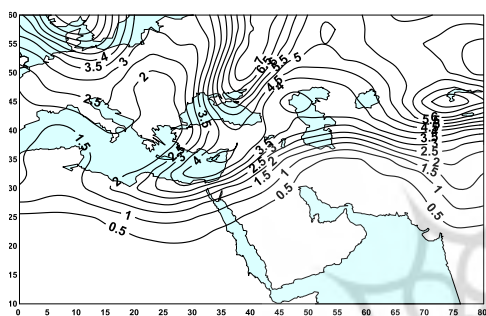




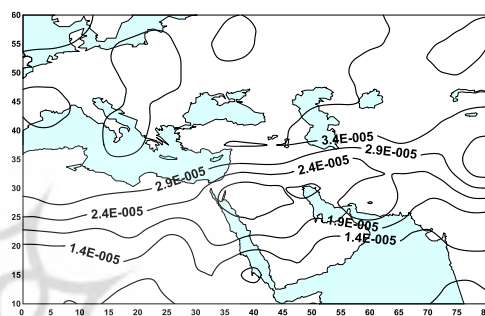
شکل ۸. توزیع مکانی تاوایی پتانسیلی راسبی- ارتل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب  $10^{-5} s^{-1}$  در ساعت ۰۰۰۰ گریجوی ۱۹۷۴/۱۲/۵ روز



شکل ۷. توزیع مکانی تاوایی مطلق تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب  $10^{-5} s^{-1}$  در ساعت ۰۰۰۰ گریجوی روز ۱۹۷۴/۱۲/۵



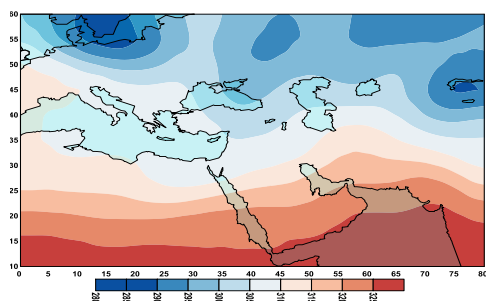
شکل ۹. توزیع مکانی تاوایی پتانسیلی راسبی- ارتل تراز ۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰۰۰ گریجوی روز ۱۹۷۴/۱۲/۵ هم‌انتهایی ۳۳۰ کلون، در ساعت ۰۰۰۰ گریجوی روز ۱۹۷۴/۱۲/۵



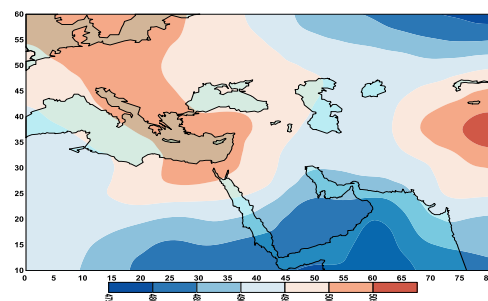
شکل ۱۰. توزیع مکانی تاوایی پتانسیلی راسبی- ارتل تراز ۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰۰۰ گریجوی روز ۱۹۷۴/۱۲/۵ هم‌انتهایی ۳۳۰ کلون، در ساعت ۰۰۰۰ گریجوی روز ۱۹۷۴/۱۲/۵

مقادیر دمای پتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی در ساعت ۱۲۰۰ گریجوی نیز تحت تأثیر عمیق‌تر شدن ناوه نصف‌النهاری و فرارفت هوای گرم‌تر عرض‌های پایین نسبت به روز گذشته در همین ساعت در سراسر کشور به غیر از بخش‌هایی از نوار غربی افزایش می‌یابد (شکل ۱۱). کاهش دمای پتانسیلی نوار غربی به عمیق‌شدن ناوه و انتقال هوای سردتر به این نواحی برمی‌گردد. در تراز ۵۰ هکتوپاسکالی هم مقادیر در نوار جنوبی و نوار غربی کشور سیر صعودی و در سایر مناطق سیر نزولی را طی می‌کنند (شکل ۱۲). قابل توجه است که افزایش دمای پتانسیلی در نوار غربی کشور تحت تأثیر نفوذ توده‌های هوای گرم پوشن‌سپهری انجام گرفته است. در چنین حالتی دیده می‌شود که گرادیان قائم دمای پتانسیل در سراسر کشور به غیر از نوار جنوبی کشور افزایش می‌یابد. این امر با افزایش سرعت جنب‌حاره در سراسر کشور به‌ویژه در نوار غربی و کاهش سرعت در نوار جنوبی همراه بوده است. البته باید توجه کرد که کاهش سرعت جت جنب‌حاره در نوار جنوبی کشور به حدی نیست که فعالیت سیستم‌های بارشی در این نواحی را مختل کند. بنابراین، در راستای افزایش گرادیان قائم دمای پتانسیل و افزایش سرعت جت جنب‌حاره، که در مقایسه با روزهای گذشته به حداکثر سرعت خود می‌رسد، سیستم‌های بارشی با شدت بالایی سراسر کشور را تحت تأثیر قرار می‌دهند. از این رو، می‌توان گفت که افزایش گرادیان قائم پتانسیل یکی از عوامل اصلی تأثیرگذار بر بارش سنگین این روز است (شکل به دلیل کاهش حجم مطالب ارائه نشده است). الگوی همگرایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی نیز بیانگر همگرایی قوی در سطح کشور است که بیشتر نیمه شمالی را پوشش می‌دهد. در این ارتباط مشاهده می‌شود که منطقه همگرایی یادشده در بخش‌های غربی، شمال غربی، شمال، و مناطقی از مرکز و شمال شرق کشور از شدت بیشتری برخوردار است؛ به گونه‌ای که مقدار آن در این نواحی بین  $1/2 - 0.7$  پاسکال بر ثانیه متغیر است. رقم کمینه  $1/2 -$  پاسکال بر ثانیه در شمال دریاچه ارومیه

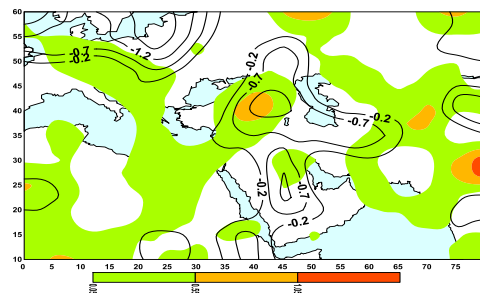
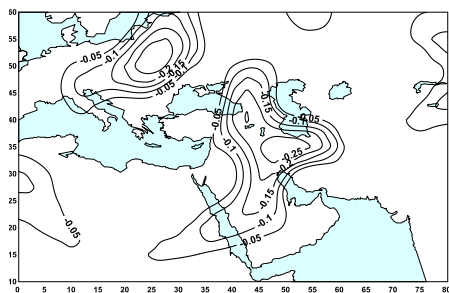
در شمال غرب کشور قرار دارد که به لحاظ جغرافیایی منطقه‌ای کوهستانی و با ارتفاع بالا محسوب می‌شود (شکل ۱۳). همچنین، براساس میدان‌های واگرایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی دیده می‌شود که منطقه همگرایی یادشده در مناطقی از شرق، مرکز، جنوب غرب، و شمال غرب کشور با منطقه واگرایی تراز میانی جو انطباق دارند (شکل ۱۳). تحت چنین شرایطی، براساس آنچه مؤلفه منفی سرعت قائم باد تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکالی نشان می‌دهد، صعود دینامیکی هوا در بیشتر نواحی کشور در حال اجراست (شکل‌های ۱۴ و ۱۵) که در نیمه غربی به‌ویژه در دامنه بادگیر رشته‌کوه‌های زاگرس از شدت بیشتری برخوردار است. این امر بدان علت است که توده‌های باران‌زا در برخورد با این سد کوهستانی به‌اجبار صعود می‌کنند و با توجه به رطوبت بالایی که در این نواحی وجود دارد، بارش‌های سنگینی را در این نواحی موجب می‌شوند. مقادیر تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی نیز منطبق بر جریان‌های بخش شرقی ناوه در جهت جنوب غرب-شمال شرق از سوی نوار غربی تا نواحی شمالی کشور افزایش می‌یابد که مقداری بین ۳ تا ۰٫۵ واحد ( $10^{-5} s^{-1}$ ) را نشان می‌دهد (شکل ۱۶). بیشینه مقدار ۳ واحد متعلق به بخش‌های غربی کشور است. قابل توجه است که این افزایش تحت تأثیر نزدیک‌شدن ناوه به سمت نوار غربی کشور و افزایش سرعت جریان‌ها در این نواحی انجام گرفته که تقویت حرکات صعودی در سطوح زیرین و افزایش چرخندگی توده‌های هوا را همراه داشته است. این روند در مقادیر تاوایی مطلق همین تراز نیز دنبال می‌شود (شکل ۱۷). مقادیر تاوایی پتانسیلی نیز به‌سبب عواملی چون افزایش گرادیان دمای پتانسیل، تاوایی مطلق، و همچنین زیاد شدن پایداری ایستایی در سطوح فوقانی جو در نوار غربی کشور افزایش می‌یابد؛ به‌گونه‌ای که مقدار PV در نواحی یادشده به ۰٫۵ PVU می‌رسد (شکل ۱۸). این بدان معنی است که در این ساعت ارتفاع متوسط وردایست برون‌حاره‌ای در این نواحی به حدی کاهش یافته که کشانه PV پوشن‌سپهری تا تراز میانی جو هم نفوذ می‌کند. نقشه‌های تاوایی پتانسیلی راسبی-ارتل در تراز ۵۰ هکتوپاسکالی نیز این مسئله را تأیید می‌کنند؛ بدین شکل که مقدار PV در سراسر کشور بین ۳ تا ۲٫۴ متغیر است (شکل ۱۹). تحت چنین شرایطی پایداری ایستایی سطوح زیرین وردسپهر در مناطق یادشده کاهش می‌یابد و جریان‌های همرفتی در این نواحی تسریع می‌شوند. الگوی تاوایی پتانسیل راسبی-ارتل در سطح هم‌آنروپی ۳۳۰ کلون نیز مشابه تراز فشاری ۵۰ هکتوپاسکالی است؛ به‌گونه‌ای که مقادیر PV منطبق بر بخش شرقی ناوه جایی در نوار غربی کشور افزایش یافته است (شکل ۲۰). به‌طور کلی، بررسی الگوهای تاوایی پتانسیلی راسبی-ارتل در ترازهای فشاری ۵۰۰ و ۵۰ هکتوپاسکالی و سطح هم‌آنروپی ۳۳۰ کلون آشکار می‌کنند که، برخلاف زمان‌های گذشته، در بارش‌های سنگین دریافتی نوار غربی کشور این ساعت، علاوه بر تغییرات دینامیک سطوح میانی و زیرین وردسپهر، تغییرات دینامیک پوشن‌سپهری نیز نقش مهمی ایفا می‌کنند. در سایر نواحی نیز عوامل مؤثر دینامیکی در رخداد بارش‌های سنگین بیشتر به تغییرات دینامیکی و همدیدی لایه‌های میانی و زیرین وردسپهر مرتبط می‌شود.



شکل ۱۲. الگوی دمای پتانسیل تراز ۵۰ هکتوپاسکال بر حسب کلون ساعت ۱۲۰۰ گرینویچ روز ۱۹۷۴/۱۲/۵

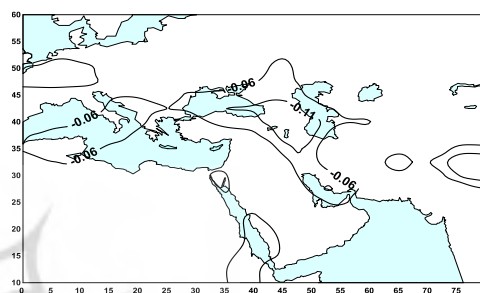
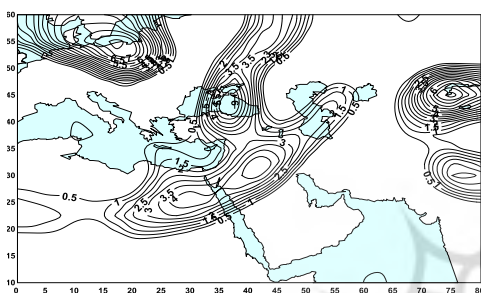


شکل ۱۱. الگوی دمای پتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب کلون در ساعت ۱۲۰۰ گرینویچ روز ۱۹۷۴/۱۲/۵



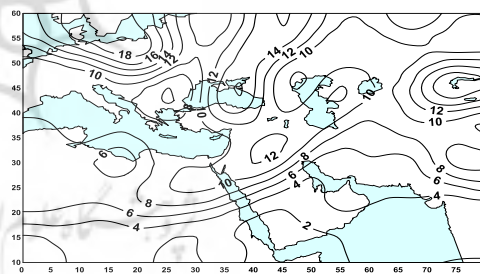
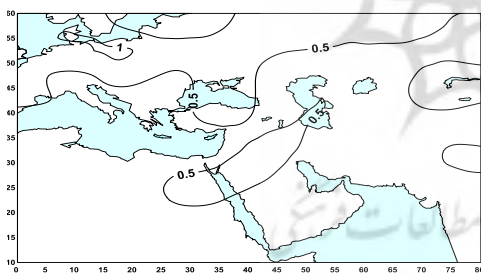
شکل ۱۳. همگرایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (پهنه‌های رنگی) و واگرایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (خطوط هم‌مقدار) بر حسب  $10^{-10} \text{ s}^{-1}$  ساعت ۱۲۰۰ گرینویچ روز ۱۹۷۴/۱۲/۵

شکل ۱۴. مقادیر منفی مؤلفه قائم سرعت باد تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب پاسکال بر ثانیه، ساعت ۱۲۰۰ گرینویچ روز ۱۹۷۴/۱۲/۵



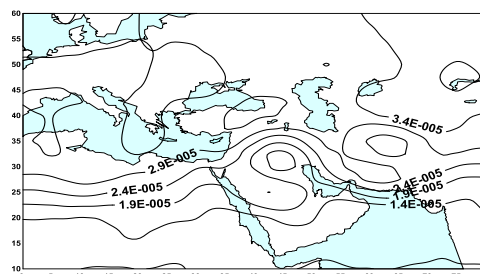
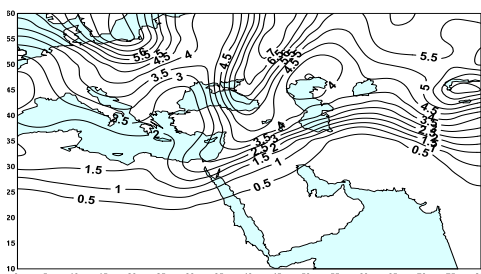
شکل ۱۵. مقادیر منفی مؤلفه قائم سرعت باد تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب پاسکال بر ثانیه، در ساعت ۱۲۰۰ گرینویچ روز ۱۹۷۴/۱۲/۵

شکل ۱۶. توزیع مکانی تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$  در ساعت ۱۲۰۰ گرینویچ روز ۱۹۷۴/۱۲/۵



شکل ۱۷. توزیع مکانی تاوایی مطلق تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$  در ساعت ۱۲۰۰ گرینویچ روز ۱۹۷۴/۱۲/۵

شکل ۱۸. توزیع مکانی تاوایی پتانسیلی راسبی-ارتل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۱۲۰۰ گرینویچ روز ۱۹۷۴/۱۲/۵



شکل ۱۹. توزیع مکانی تاوایی پتانسیلی راسبی-ارتل تراز ۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۱۲۰۰ گرینویچ روز ۱۹۷۴/۱۲/۵

شکل ۲۰. توزیع مکانی تاوایی پتانسیلی راسبی-ارتل سطح هم‌انرژی ۳۳۰ کلومین در ساعت ۱۲۰۰ گرینویچ روز ۱۹۷۴/۱۲/۵

### تحلیل روز ششم دسامبر ۱۹۷۴ در ساعت‌های ۰۰۰۰ و ۱۲۰۰ گرینویچ

بررسی دمای پتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی در روز ششم دسامبر ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ نشان می‌دهد که نسبت به روز گذشته در همین ساعت مقادیر دمایی در راستای نفوذ هوای سرد ناشی از ناوه کم‌ارتفاع شرق اروپا در نیمه غربی کشور کاهش می‌یابد. در مقابل در نیمه شرقی همچنان روند افزایشی دما ادامه دارد. الگوی دمای پتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی نیز گویای افزایش مقادیر دمایی در نوار غربی و جنوب شرق کشور است. این در حالی است که مقادیر دمایی در بخش‌هایی از شمال، مرکز، و به‌ویژه در شمال شرق کشور شیئی کاهشی را نشان می‌دهند. ذکر این نکته لازم است که روند کاهشی مقادیر در نواحی یادشده به افزایش ارتفاع وردایست حاره‌ای مرتبط است، که صعود گسترده هوا و جرم در مناطق حاره‌ای پوشن‌سپهر را به دنبال دارد و با سرمایش بی‌دررو در این نواحی همراه بوده است. تحت چنین شرایطی، گرادیان قائم دمای پتانسیل در نوار غربی، نواحی‌ای از شمال، شمال شرق، و مرکز کشور زیاد و در نواحی جنوب شرقی کم می‌شود. نقشه‌های همگرایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی نیز حاکی از تضعیف محسوس مناطق همگرایی سطح زمین در نوار غربی کشورند؛ به‌گونه‌ای که فقط بخش‌هایی از شمال غرب کشور مقادیر همگرایی منفی را نشان می‌دهند که با واگرایی تراز میانی جو هم منطبق است. در نتیجه، آن‌گونه که مؤلفه سرعت قائم هوا در ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکالی نشان می‌دهد، حرکات بالاسوی دینامیکی را در این نواحی شاهد هستیم. این در حالی است که منطقه همگرایی شمال شرق کشور تقویت شده است؛ به‌طوری‌که کمینه مقدار آن در این نواحی به ۱٫۵- پاسکال بر ثانیه می‌رسد. با این حال، ملاحظه می‌شود که منطقه همگرایی یادشده با مناطق واگرایی تراز میانی جو مطابقت ندارد. اما آنچه در میدان‌های سرعت قائم هوا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی نشان می‌دهند، جریان‌های بالارونده مناسبی در این منطقه در جریان است که منشأ همرفتی دارند و، با توجه به رطوبت موجود در جو، رخداد بارش در این نواحی را در پی دارند. به‌طور کلی، در این ساعت، حرکات بالاسوی جوی در سطح کشور کاهش قابل ملاحظه‌ای نشان می‌دهند که به کاهش بارش منتهی می‌شود. توزیع مکانی تاوایی نسبی و تاوایی مطلق تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی نیز مشابه ۱۲ ساعت گذشته است. با این حال، تغییراتی را نیز نشان می‌دهند. بدین شکل که تحت تأثیر نفوذ ناوه کم‌ارتفاع شرق اروپا از سوی بخش‌های شمال غربی به کشور، که افزایش سرعت جریان‌های چرخندی در نیمه غربی کشور را به دنبال دارد، مقادیر تاوایی در این نواحی افزایش یافته است. این روند افزایشی در بخش‌های شمالی نیمه شرقی کشور هم دیده می‌شود که، علاوه بر تأثیر تغییرات چینی جریان‌ها ناشی از ناوه یادشده، افزایش حرکات بالاسوی جوی نیز در این زمینه نقش مهمی ایفا می‌کنند. نقشه‌های تاوایی پتانسیل راسبی- ارتل تراز فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکالی نیز الگوی مشابه ۱۲ ساعت گذشته را نمایش می‌دهند؛ با این اختلاف که همانند نوار غربی در مناطقی از شمال و شمال شرق کشور نیز مقادیر مثبتی برابر با ۰٫۵ pVU مشاهده می‌شود. ذکر این نکته لازم است که روند افزایشی مقادیر تاوایی در این نواحی بیشتر به افزایش مقادیر تاوایی مطلق مربوط می‌شود. در مقابل الگوی تاوایی پتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی بیانگر کاهش مقادیر در نوار غربی کشور و افزایش آن در بخش‌های جنوب شرقی است. کاهش مقادیر تاوایی به تضعیف کسانه پوشن‌سپهری و به تبع آن افزایش ارتفاع وردایست برون‌حاره‌ای می‌انجامد. در تراز هم‌انترویی ۳۳۰ کلون نیز تحت تأثیر افزایش تاوایی مطلق و افزایش گرادیان قائم دما در نواحی‌ای از شمال، شمال شرق، و مرکز کشور بر مقدار تاوایی پتانسیلی این مناطق افزوده شده است. بررسی دمای پتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی در ساعت ۱۲۰۰ گرینویچ نیز آشکار می‌کند که همانند ۱۲ ساعت گذشته روند کاهشی دمای هوا در راستای شمال غربی- جنوب شرقی ادامه می‌یابد؛ به‌گونه‌ای که مقادیر دمای پتانسیل در بیشتر نواحی به غیر از بخش محدودی از جنوب شرق کشور به‌طور محسوسی کاهش یافته است. این در حالی است که در تراز

۵۰هکتوپاسکالی، برخلاف تراز ۵۰۰هکتوپاسکالی، مقادیر دمای پتانسیل در راستای شمال غرب- جنوب شرق در حال افزایش است. در نیمه شرقی کشور هم مقادیر دارای روندی نزولی است. از این رو، مشاهده می‌شود که گرادیان قائم دمای پتانسیل در نیمه غربی کشور افزایش و در نیمه شرقی کاهش می‌یابد. مناطق همگرایی تراز ۱۰۰۰هکتوپاسکالی و مناطق واگرایی تراز ۵۰۰هکتوپاسکالی در سطح کشور نیز نسبت به روز گذشته در همین ساعت تضعیف می‌شوند که با کاهش حرکات بالاسوی جوی و به تبع آن کاهش ناپایداری‌ها در سطح کشور همراه است. نقشه‌های تاوایی نسبی تراز ۵۰۰هکتوپاسکالی نیز الگویی مشابه ۱۲ ساعت گذشته را نمایش می‌دهند. با این تفاوت که در راستای شمال غرب- جنوب شرق همچنان بر مقادیر تاوایی افزوده می‌شود. در این حالت مشاهده می‌شود که سه هسته بیشینه تاوایی با مقدار بیشینه برابر با ۴ متر مربع در ثانیه در سطح کشور شکل می‌گیرد که بر روی شمال غرب، شمال شرق، و جنوب غرب کشور جای دارند. ذکر این نکته لازم است که، همان‌طور که پیش‌تر نیز اشاره شد، افزایش مقادیر تاوایی در سطح کشور در ارتباط با افزایش سرعت جریان‌ها در تراز میانی جو انجام می‌گیرد. مقادیر تاوایی مطلق تراز یادشده نیز مشابه مقادیر تاوایی نسبی همین تراز، در راستای شمال غرب- جنوب شرق افزایش می‌یابد. تاوایی پتانسیلی راسبی- ارتل تراز ۵۰۰هکتوپاسکالی نیز مبین کاهش مقادیر PV در سطح کشور است. در تراز ۵۰هکتوپاسکالی نیز وضعیت به همین شکل ادامه می‌یابد؛ به‌گونه‌ای که از مقادیر تاوایی پتانسیلی در سراسر کشور کاسته می‌شود. این روند کاهشی در جهت کاهش تاشدگی وردایست و افزایش ارتفاع متوسط آن انجام می‌پذیرد که تضعیف سامانه‌های بارشی در سطح کشور را در پی دارد. وضعیت تاوایی پتانسیلی در سطح هم‌آنروپی ۳۳۰ کلون نیز به همین منوال است.

## بحث و نتیجه‌گیری

بررسی کمیت‌های ترمودینامیکی و دینامیکی در زمان رخداد بارش سنگین نمونه موردی فصل زمستان در بازه زمانی ۱۹۶۰-۲۰۱۰ نشان می‌دهد که در روز رخداد بارش سنگین، یعنی روز پنجم دسامبر ۱۹۷۴، شدت کمیت‌های مذکور در ساعت ۱۲۰۰ گریجوی بیش از ساعت ۰۰۰۰ گریجوی است. از این رو، می‌توان گفت که اوج بارش‌های سنگین فراگیر این روز در ساعت ۱۲۰۰ بوده که تغییرات کمیت‌های دینامیکی و ترمودینامیکی حاکم بر آن به شرح زیر است:

افزایش گرادیان قائم دمای پتانسیل در سراسر کشور که افزایش سرعت جت جنب‌حاره و همچنین افزایش مقادیر تاوایی پتانسیلی در سطوح فوقانی جو را سبب می‌شود.

شکل‌گیری منطقه همگرایی قوی در سطح کشور و انطباق آن با مناطق واگرایی تراز میانی جو (تراز ۵۰۰هکتوپاسکالی) که صعود دینامیکی هوا را در بیشتر نواحی در پی داشته است. حجم بالای حرکات بالاسوی جوی در این ساعت در نیمه غربی به‌ویژه در دامنه بادگیر رشته‌کوه‌های زاگرس انجام پذیرفته است.

- افزایش مقادیر تاوایی نسبی و تاوایی مطلق تراز ۵۰۰هکتوپاسکالی منطبق بر جریان‌های جنوب غرب- شمال شرق بخش شرقی ناوه. در زمان رخداد بارش سنگین، هسته بیشینه‌ای منطبق بر جریان‌های بخش شرقی ناوه نصف‌النهاری بر روی عراق وجود دارد که با پیشروی شرقی سوی ناوه در جهت جنوب غرب- شمال شرق از سمت نوار غربی کشور را تحت تأثیر قرار می‌دهد و مقادیر تاوایی در این نواحی را افزایش می‌دهد.

افزایش مقادیر تاوایی پتانسیلی راسبی- ارتل ترازهای فشاری ۵۰۰ و ۵۰هکتوپاسکالی و سطح هم‌آنروپی ۳۳۰ کلون در نوار غربی کشور به‌سبب عواملی چون افزایش گرادیان دمای پتانسیل، افزایش تاوایی مطلق، و همچنین زیادشدن پایداری ایستایی در سطوح فوقانی جو. این شرایط نشان می‌دهد که در رخداد بارش‌های

سنگین این نواحی، علاوه بر تغییرات دینامیک سطوح میانی و زیرین وردسپهر، تغییرات دینامیک پوشش سپهری نیز نقش مهمی ایفا می‌کنند.

### سیاس‌گذاری

این مقاله با حمایت و پشتیبانی صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران کشور تدوین شده است. از حمایت‌های بی‌دریغ معاونت علمی و فناوری ریاست جمهوری و صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران کشور بی‌نهایت سپاس‌گزاریم.



## منابع

- امیدوار، ک.؛ تنی، ن.؛ ابراهیمی، ر. و قیائی، ا. (۱۳۹۷). واکاوی همدیدی دینامیکی بارش ابر سنگین ۴ آذر ۱۳۹۳ (مطالعه موردی: کهگیلویه و بویراحمد)، فصل‌نامه جغرافیای طبیعی، ۴۱: ۱۹-۳۶.
- بلیانی، س. و سلیقه، م. (۱۳۹۵). تحلیل و استخراج الگوهای جوی منجر به بارش‌های سنگین روزانه منطقه شمالی خلیج فارس (مورد مطالعه: حوضه‌های آبریز حله و مند)، نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، ۲: ۷۹-۹۸.
- سلامتی هرمزی، و.؛ امیدوار، ک.؛ کاوسی، ر. و حمزه‌نژاد، م. (۱۳۹۶). شناسایی و تحلیل همدیدی- دینامیکی الگوهای جوی سیلاب آبان ۱۳۹۴ در استان‌های ایلام و لرستان، مجله علمی- ترویجی نیوار، ۹۶: ۹-۲۷.
- علیجانی، ب. (۱۳۸۱). اقلیم‌شناسی سینوپتیک، ج ۴، تهران: انتشارات سمت.
- علیجانی، ب.؛ هاشمی‌عنا، س.ک.؛ عباس‌نیا، م. و پوره‌اشمی، س. (۱۳۹۳). واکاوی شرایط دینامیکی، ترمودینامیکی، و همدیدی رخداد بارش‌های سیلاب‌آسای ناحیه بسیار کم‌بارش جنوب شرقی ایران، فصل‌نامه جغرافیا و پایداری محیط، ۴: ۱۳-۱۸.
- قوبدل رحیمی، ی. (۱۳۹۰). نگاشت و تحلیل همگرایی جریان رطوبت جو طی بارش فوق سنگین ناشی از طوفان حاره‌ای فت در سواحل چابهار، مجله برنامه‌ریزی و آمایش فضا، ۷۲: ۱۰۱-۱۱۸.
- محمدی، ح.؛ فتاحی، ا.؛ شمسی‌پور، ع. و اکبری، م. (۱۳۹۱). تحلیل دینامیکی سامانه‌های سودانی و رخداد بارش‌های سنگین در جنوب غرب ایران، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۲۴: ۸-۲۴.
- محمدی، ب. و مسعودیان س.ا. (۱۳۸۹). تحلیل همدید بارش‌های سنگین ایران مطالعه موردی: آبان ماه ۱۳۷۳، فصلنامه جغرافیا و توسعه، ۸ (۱۹): ۴۷-۷۰.
- مسعودیان، س.ا. (۱۳۹۰). آب و هوای ایران، انتشارات شریعه توس مشهد، چاپ اول: ۱۲۹.
- مسعودیان، س.ا. و کارساز، س. (۱۳۹۳). تحلیل همدید الگوهای ضخامت بارش‌های سنگین ناحیه زاگرس جنوبی، نشریه جغرافیا و توسعه، ۳۷: ۱۵-۲۷.
- مصطفایی، ح.؛ علیجانی، ب. و سلیقه، م. (۱۳۹۴). تحلیل سینوپتیک بارش‌های شدید و فراگیر در ایران، نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، ۴: ۶۵-۷۶.
- نوری، ح. (۱۳۹۱). بررسی شاخص جدید وضعیت دینامیکی جو در بارش‌های سنگین سواحل جنوبی خزر، جغرافیا و مخاطرات محیطی، ۲: ۱۳۳-۱۴۷.
- Agel, L.; Barlow, M.; Colby, F.; Binder, H.; Catto, J.; Hoell, A. and Cohen, J. (2018). Dynamical analysis of extreme precipitation in the US northeast based on large-scale meteorological patterns, *Journal of Climate Dynamics Springer-Verlag GmbH Germany*, part of Springer Nature, 1.
- Ahasan M.N.; Rayhun, K.M.Z.; Mannan, M.A. and Debsarma, S.K. (2013). Synoptic Analysis of a Heavy Rainfall Event over Southeast Region of Bangladesh Using WRF Model, *Journal of Scientific Research*, 5(3): 421-434.
- Alijani, B. (2003). *Synoptic Climatology*, Fourth Edition, Samt Publications, Tehran.
- Alijani, B.; Hashemi, K.; Abbasnia, M. and Pourhashemi, S. (2014). Analysis of Dynamic, Thermodynamic, and Synoptic conditions of heavy rainfall Events in the South-East of Iran, *Journal of Geography and Sustainability of Environment*, 4(4): 13-28.
- Balyani, S. and Saligheh, M. (2016). The Analysis and Extraction of Daily Heavy Rainfall Lead Atmospheric Patterns in Northern Portion of Persian Gulf (Helle and Mond Subbasin), *Journal of Spatial Analysis Environmental Hazard*, 3(2): 79-98.



- Ghavidel Rahimi Y. (2011). Drawing and Analysis of Atmospheric Moisture Flux Convergence (MFC) During the Heavy Rainfall Caused by Phet Tropical Super Cyclone in Chabahr Coastal Region, *Journal: Spatial Planning*, Vol.15, No 2(70): 101-118.
- Jacobeit, J.; Rathmann, J.; Philipp, A. and Jones, P.D. (2009). Central European precipitation and temperature extremes in relation to large-scale atmospheric circulation types, *Meteorol. Z.*, 18: 397-410.
- Kato, T. and Aranami, K. (2005). Formation factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy rainfalls and problems in the predictions using a cloud-resolving model, *Sola*, 1:1-4.
- Kenyon, J. and Hegerl, G.C. (2010). Influence of modes of climate variability on global precipitation extremes, *J. Climate*, 23: 6248-6262.
- Masoodian S.A. (2011). Climate of Iran, 1:129.
- Masoodian S.A. and Karsaz S. (2014). Synoptic Analysis of Thickness Patterns at the Time of Heavy and Extensive Precipitations of South Zagros Area, *Geography And Development Iranian Journal*, 12(37): 15-28.
- Masoodian, S.A. and Mohammadi, B. (2011). Analysis of Jet Stream Frequencies Associated with Super Heavy Rainfalls of Iran, *Journal of Iran-water Resources Research*, Volume 7, Issue 2, Pages 80-91.
- Matlik, O. and Post, P. (2008). synoptic weather types that have caused heavy precipitation in Estonia in the period 1961-2005, *Estonian journal of engineering*, pp. 195-208.
- Mohammadi, H.; Fatahi, A.; Shamsipour, A. and Akbari, M. (2012). Dynamic Analysis of Sudanese Systems and Heavy Rainfall Occurrence in Southwest Iran, *Geographical Sciences Applied Research*, 24: 24-8.
- Mohammadi, B. and Massodiyani, S.A. (2010). Synoptic Analysis of Heavy Precipitation Events in Iran : case study of November 1994, *Geography And Development Iranian Journal*, 8(19): 47-70.
- Mostafaii, H.; Alijani, B. and Saligeh, M. (2016). Synoptic Analysis of Widespread Heavy Rains in Iran, *Journal of Spatial Analysis Environmental Hazards*, 2 (4) :65-76
- Nouri, H. (2012). Investigation on a new dynamic state index in heavy precipitation events in the southern coasts of Caspian Sea, *Journal of Geography And Environmental Hazards*, 2: 133-147.
- Nouri, H. (2013). Investigation of the New Barometer Dynamic Status Indicator in Heavy Rainfalls in the Southern Caspian Sea, *Geography and Environmental Hazards*, 1(2): 117-147.
- Oh, H.; Ha, K.-J. and Timmermann, A. (2018). Disentangling impacts of dynamic and thermodynamic components on late summer rainfall anomalies in East Asia, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123: 8623-8633.
- Oliveira, P.T.; Lima, K.C.; Santos, E. and Silva, C.M. (2013). Synoptic environment associated with heavy rainfall events on the coastland of Northeast Brazil Advances in Geosciences, *Advances in Geosciences*, 35: 73-78.
- Omidvar, K.; Toni, N.; Ebrahimi, R. and Ghiati, A. (2018). Dynamic Synoptic Analysis of Heavy Cloud Precipitation 4 Dec 2014 Case Study of Kohgiluyeh and Boyer Ahmad, 11(41): 19-36.
- Riosalido, R. (1990). Characterization of Mesoscale Convective Systems by Satellite Pictures during Prevmet Mediterraneo-89, Segundo Simposio Nacional de Prediccion, *Instituto Nacional de Meteorologia*, Apartado 258(2807): 135-148.
- Harnack, R.; Jansen, D. T. and Cermak, J.R. (1998). Investigation of Upper-Air Conditions Occurring With Heavy Summer Rain in UTAH, *International of climatology*, 18: 701 – 723.



- Salamati Hormozi, V.; Omidvar, K.; Kavusi, K. and Hamzehnejad, M. (2017). Recognition and Analysis Synoptic-dynamical Analysis of Flood Circulation Patterns in Ilam and Lorestan Provinces (Aban, 1394), *Journal of Meteorological Orgabizatiom*, 41: 96-97, Winter and Spring 2017, P. 9-27.
- Scaife, A.A.; Folland, C.K.; Alexander, L.V.; Moberg, A. and Knight, J.R. (2008). European climate extremes and the North Atlantic Oscillation, *J. Climate.*, 21: 72-83.
- Toreti, A.; Xoplaki, E.; Maraun, D.; Kuglitsch, F.G.; Wanner, H. and Luterbacher, J. (2010). Characterisation of extreme winter precipitation in Mediterranean coastal sites and associated anomalous atmospheric circulation patterns, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10: 1037-1050.
- Yiou, P. and Nogaj, M. (2004). Extreme climatic events and weather regimes over the North Atlantic: when and where?, *Geophys. Res. Lett.*, 31: L07202.

