

## کارایی معادلات دینامیکی جو در پایش بارش های سنگین و فراگیر غرب ایران

تهمینه چهره آرا ضیابری<sup>۱\*</sup>، علیرضا حسینی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> استادیار آب و هواشناسی، دانشکده علوم اجتماعی، دانشگاه پیام نور، ایران

<sup>۲</sup> دانش آموخته دکتری آب و هواشناسی، دانشگاه تربیت مدرس، ایران، تهران

تاریخ دریافت: ۹۷/۸/۰۸ ، تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۱/۶۲

### چکیده

به منظور درک ساختار دینامیکی جو در زمان رخداد بارش های سنگین غرب ایران از دو پایگاه داده استفاده شد. ابتدا با بررسی ۱۴ ایستگاه هواشناسی همدیدی سازمان هواشناسی کشور واقع در منطقه مورد مطالعه طی سال های ۱۹۹۰ تا ۲۰۱۲ بارش های فراگیر با بیش از ۲۰ میلی متر استخراج شد. در گام بعدی با مراجعه به تارنمای مرکز اروپایی پیش بینی میان مدت جوی (ECMWF) با تفکیک افقی  $0.125 \times 0.125$  درجه جغرافیایی اخذ گردید. برای تحلیل ها از معادلات دینامیکی هم چون تاوایی پتانسیل بر روی سطوح فشاری، جبهه زایی، فرارفت تاوایی نسبی و همگرایی شار رطوبتی استفاده شد. نتایج نشان داد که در زمان رخداد بارش های سنگین و فراگیر ناهایی بسیار عمیق با عمق بیش از ۲۰ درجه جغرافیایی تشکیل شده و سامانه هایی هم چون کم فشار قطبی در تراز میانی گسترش می یابد. در این زمان ضمن تشکیل کم فشار های بریده بر روی منطقه مقادیر تاوایی پتانسیل بر روی سطوح همدرگاشت ۳۳۰ درجه کلون، در مناطقی هم چون دریای مدیترانه، سیاه و سرخ به بیش از ۶ PVU و بر روی منطقه مورد مطالعه به بیش از ۳ PVU می رسد. این وضعیت در سطح زمین نیز به گسترش کم فشارها و تقویت ناپایداری های کمک می کند، به گونه ای که با بررسی فرارفت تاوایی نسبی بیشینه مقادیر مثبت این شاخص منطبق بر نواحی غربی ایران و شرق عراق می باشد که در تکوین سامانه ها نقش بسیار مهمی را بر عهده دارد. در لایه های فوقانی و در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال نیز به دلیل وجود ناهنجاری هایی در وردایست فشاری، جریان جت جنب قطبی به سمت عرض های پایین تر گسترش یافته و بر روی خاورمیانه و ایران با جت جنب قطبی ادغام می گردد. این شرایط در تشدید ناپایداری های منطقه نقش به سزایی را داشته است. در بررسی منابع رطوبتی نیز به ترتیب دو منبع به عنوان منابع اصلی و دو منبع به عنوان منابع تقویت کننده بارش های سنگین شناسایی شد که دریای سرخ و دریای مدیترانه (به عنوان منبع اصلی) و خلیج فارس و دریای سیاه (به عنوان تقویت کننده رطوبت) به شمار می روند.

کلمات کلیدی: دینامیک جو، تاوایی پتانسیل، وردایست، بارش سنگین، غرب ایران

در هواشناسی دینامیکی به توجیه و تفسیر ساختار حرکات جوی با استفاده از قوانین فیزیک حاکم بر حرکت، پرداخته می شود. تغییر در اندازه نیروهای گرادیان فشار، گرانش و تنش منجر به تشکیل سامانه های همدیدی متفاوت می شود و در نتیجه سبب رخداد پدیده ها، بی نظمی و بی هنجاری های هواشناختی می گردد (محمدی، ۱۳۹۱). بررسی نقشه های همدیدی در زمان های متفاوت نشان می دهد که وقوع بارش های سنگین عموماً تحت تاثیر کنش های چرخندی از جمله جبهه زایی، ناهنجاری های شدید در تراز میانی جو، تقویت جت های جنب قطبی و حاره ای و برخی موارد دیگر مرتبط با این پدیده است. از این رو بررسی دینامیکی این پدیده ها برای شناخت ساختار و امکان پیش بینی آنها حائز اهمیت ویژه است (احمدی گیوی، ۱۳۸۶). تنوع زمانی و مکانی الگوهای گردش جو در مقیاس منطقه ای و برون منطقه ای در ترکیب با ویژگی های جغرافیایی مقیاس محلی، تنوع اقلیمی قابل ملاحظه ای در ایران در پی داشته است. گردش جو به عنوان یک عامل بلا فصل در تعیین شرایط اقلیمی هر منطقه نقش مهمی ایفا می کند. در واقع الگوی متوسط گردش جو در هر منطقه بیانگر شرایط اقلیمی غالب در آن مکان است. فلات ایران به دلیل تنوع الگوهای گردشی و تعدد مولفه های موثر، تنوع اقلیمی قابل ملاحظه ای در طول سال تجربه می کند (یاراحمدی، ۱۳۹۴). با وجود این که بخش های زیادی از ایران دارای اقلیم خشک و نیمه خشک بوده و هم چنین فاقد منابع رطوبتی عمده ای برای تأمین بارش های سنگین است؛ گاهی مناطقی از ایران شاهد بارش های بسیار سنگین و رگباری می باشند. ویژگی اصلی این بارش ها متغیر بودن زمان و مکان آنها است (مسعودیان، ۱۳۷۷). جهت ایجاد بارندگی های شدید عامل رطوبت مهم تر از عامل صعود می باشد (علیجانی، ۱۳۷۲). بالا بودن رطوبت و رطوبت در مکان بارش و تزریق رطوبت از طریق وزش باد نقش اساسی در رخداد بارش های سنگین دارند (هارناک و همکاران، ۱۹۹۸). بارش های ابر سنگین اغلب بر روی مناطق

کوچک رخ می دهند با این حال ممکن است این رویدادها درون سامانه های بزرگ مقیاسی لانه کرده باشند و هم چنین انرژی و رطوبتشان را از مناطق دوردست دریافت کنند (محمدی و مسعودیان، ۱۳۸۹).

بیشتر محققان توجه خود را یا به شناسایی شرایط همدیدی به وجود آورنده ی این رویدادها معطوف داشته اند و یا پیامدهای این رویدادها فرین را مطالعه کرده اند. در سطح ایران و جهان مطالعات متعددی با نگرش ها و اهداف مختلف در ارتباط با تحلیل همدیدی- دینامیکی بارش های سیل آسا انجام شده که اهمیت پژوهشی و کاربردهای آن را نشان می دهد. از جمله آنها می توان به مواردی اشاره نمود. گرویسمن و همکاران (۱۹۹۹) در یک مطالعه ی گسترده تغییرات بارش های سنگین را در ۸ کشور بررسی نمودند. جنسا و همکاران (۲۰۰۱) به بررسی اثر چرخندهای غرب دریای مدیترانه بر روی بارش های بیش از ۶۰ و ۱۰۰ میلی متر در ساعت پرداختند. چن و همکاران (۲۰۰۲) به بررسی شرایط جوی در زمان رخداد بارش های بیش از ۱۰۰ میلی متر در تایوان پرداختند. هلستروم (۲۰۰۵) به بررسی شرایط جوی بارش های سنگین و تعیین آستانه آن در کشور سوئد پرداخت که نتیجه آن بارش های بیشتر از ۴۰ میلی متر بارش سنگین تعریف شد. رودیر و همکاران (۲۰۰۵) به تعیین الگوهای همدیدی بارش های سنگین در ایتالیا پرداخته و اذعان داشتند که شرایط توپوگرافی محلی در رخداد این بارش ها نقش مهمی را ایفا می کنند. ژو و یو (۲۰۰۷) به ردیابی رطوبت های تأمین کننده بارش های سنگین در چین پرداختند و دو الگو را در انتقال رطوبت به منطقه شناسایی نمودند. لنا و همکاران (۲۰۰۷) الگوهای جوی به وجود آورنده ی بارشهای سنگین جزایر بالریک را شناسایی و آستانه ۶۰ میلی متر را برای منطقه به عنوان بارش سنگین انتخاب کردند. کومر و همکاران (۲۰۰۸) در بررسی یک بارش سنگین یک روزه با استفاده از مدل WRF مشخص نمودند که این بارش حاصل برهمکنش های سامانه های همدید مقیاس و میان مقیاس و ویژگی های اراضی ساحلی بوده است. فدریکو و همکاران (۲۰۰۸)

جنب حاره ای در غرب منطقه مرتبط می باشد. مفیدی و همکاران (۱۳۹۰)، نیز بر این عقیده اند که الگوهای همدید بارش های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر، در نتیجه استقرار سه الگوی پرفشار، زوجی و کم فشار بر روی منطقه خزری بوده و در تمامی الگوها گردش و اچرخندی همراه با بادهای شمالی در ترازهای زیرین جو بر دریای خزر مشاهده می شود. در الگوی زوجی استقرار یک مرکز پرفشار بر جانب غربی دریای خزر و شکل گیری یک مرکز کم فشار یا گردش چرخندی بر جانب شرقی دریا موجب ایجاد و تداوم یک جریان همگرا در امتداد شمالی جنوبی بر روی دریای خزر می گردد که شیب فشار قابل ملاحظه در امتداد مداری بر شدت این جریان می افزاید. عساکره و همکاران (۱۳۹۳) در تحقیق خود با بررسی میانگین الگوهای گردشی توأم با بارش های سنگین در شمال غرب ایران به این نتیجه رسیدند که رخداد این پدیده حاصل اثر پرفشار سیبری و ظهور یک کم فشار در ناحیه دریای سرخ و کشیدگی زبانه آن به مدیترانه شرقی، شامات و شمال عربستان و نیز امتداد آن تا شمال غربی و بعضاً سرتاسر غرب ایران است. سعیدآبادی و همکاران (۱۳۹۴) در نتایج خود در بررسی بارش هاس سنگین غرب ایران نشان دادند که در روز رخداد بارش، محور هسته رودباد در منطقه مورد مطالعه دچار انحنای نصف النهاری شده است که این موضوع از دو جنبه به صعود شدیدتر هوا کمک می کند.

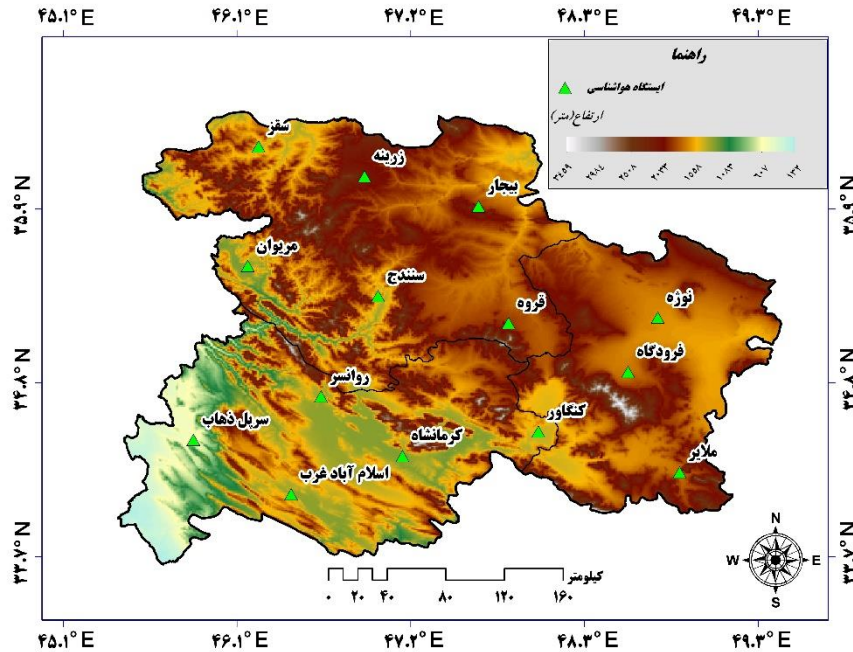
هدف از این پژوهش بررسی ساختار دینامیکی و حرکت شناسی جو در رخداد بارش های سنگین و فراگیر غرب ایران می باشد.

### مواد و روش ها

به منظور بررسی بارش های سنگین رخ داده در غرب ایران (استان های کردستان، کرمانشاه و همدان) از آمار بارش روزانه ۱۴ ایستگاه هواشناسی همدیدی واقع در منطقه طی سال های ۱۹۹۰ تا ۲۰۱۲ استفاده شد که موقعیت ایستگاه ها در شکل ۱ به نمایش در آمده است. طی بررسی انجام شده مشاهده شد که ۴ بارش نسبت به

به بررسی گردش جوی بارش های سنگین ایتالیای جنوبی پرداخته و به این نتیجه رسیدند که عامل دوری و نزدیکی به دریا و الگوهای گردشی جو مهم ترین عوامل رویداد این نوع بارش های هستند. مولر و همکاران (۲۰۰۹)، با استفاده از شاخص های دینامیکی و ترمودینامیکی به بررسی بارش های سنگین جمهوری چک پرداختند و به این نتیجه رسیدند که شاخص شار نصف النهاری رطوبت به عنوان یک شاخص مناسب هم زمان گرادیان فشار، شرایط دما و شرایط رطوبت را منعکس می نماید که برای پایش و پیش بینی بارش های سنگین مناسب است. کلابینتزر و همکاران (۲۰۰۹)، با هدف ارزیابی آماری پیش بینی های بارش با پارامترهای دینامیک جو، به این نتایج رسیدند که می توان به طور نظری تغییرات جریان های جوی را به عنوان مشتقات معادلات بسیط بی دررو را تشریح نمود. کاسپر و همکاران (۲۰۰۹)، با استفاده از شاخص های دینامیک و ترمودینامیک مشتتمل بر فرارفت تاوانی مطلق، همگرایی رطوبت، سرعت افقی باد، شار حرارتی نصف النهاری گرادیان نصف النهاری دما، فرارفت حرارتی، سرعت قائم باد در سیستم فشاری چرخندزایی ۱۸ تا ۲۱ ژولای ۲۰۰۱ با فرض ارتباط بارش های سنگین ناشی از سامانه های همدیدی منطقه با فرض ارتباط بارش های سنگین ناشی از سامانه های همدید منطقه مدیترانه با بی هنجاریهای همدید - دینامیک مورد مطالعه قرار دادند.

گالوچی و همکاران (۲۰۱۱)، دلیل اصلی وقوع بارش های سیل آسا را عوامل دینامیکی و ترمودینامیکی و عوامل همرفتی نیز به دلیل گرمایش سطحی دررو در بارش های سیل آسا می دانند. در ایران اردکانی و همکاران (۱۳۸۷)، در بررسی بارش های سنگین خراسان سه الگوی همدیدی سامانه های پر فشاری عرض های بالا، سامانه های کم فشاری مدیترانه ای و الگوی ترکیبی این دو الگو، شناسایی نمودند. علیجانی و همکاران (۱۳۸۹) معتقدند بارش های سنگین جنوب شرق ایران با مهیا بودن شرایطی نظیر وجود رطوبت زیاد در تراز پایین جو به خصوص تخلیه رطوبتی شدید از خلیج فارس، ناهنجاری های منفی شدید در ترازهای میانی جو و استقرار رودباد



شکل ۱. موقعیت ایستگاه های هواشناسی همدیدی سازمان هواشناسی در منطقه

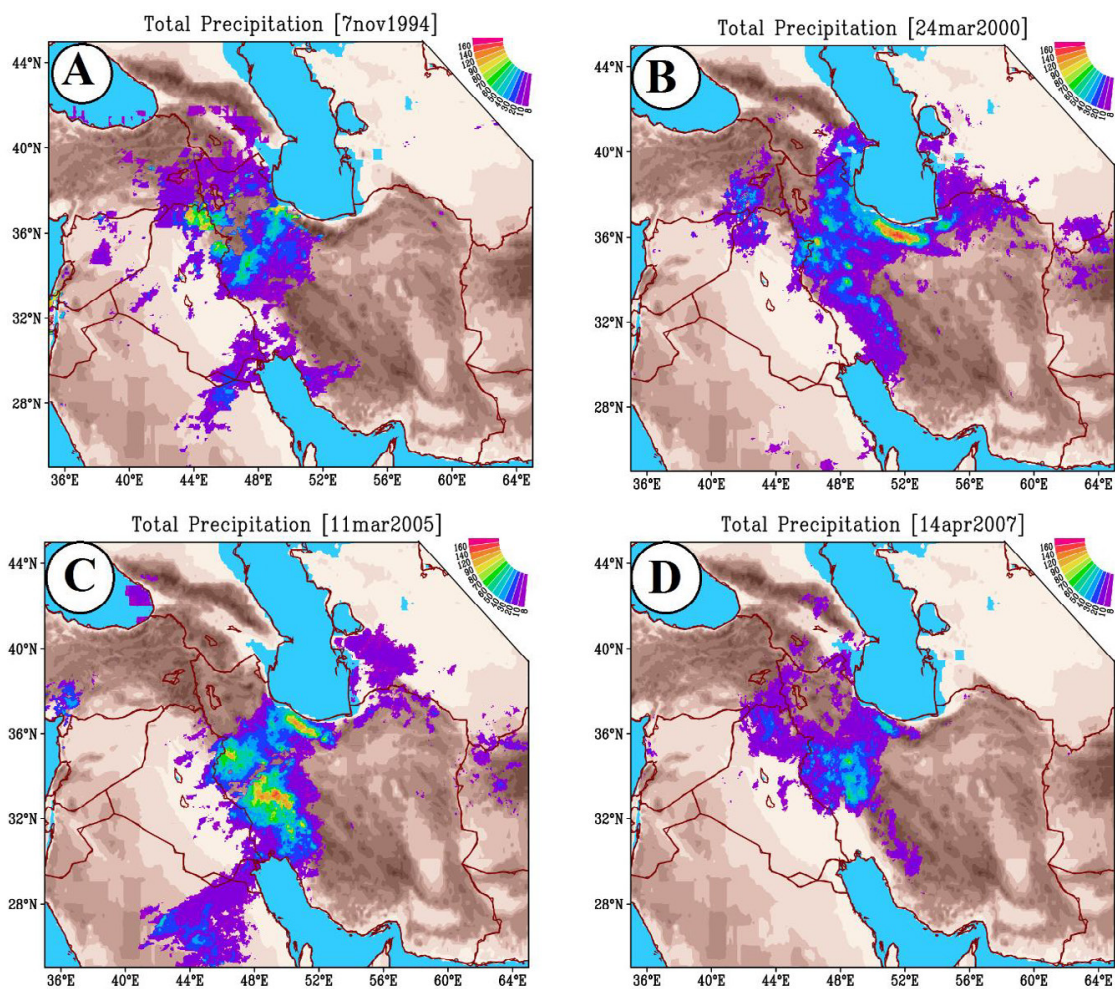
شد که بیش از ۲۰ میلی متر در بیش از ۷۰ درصد ایستگاه ها از منطقه گزارش شده باشد. برای تحلیل های همدیدی نیز از داده های رقومی دوباره واکاوی شده، شامل؛ ارتفاع ژئوپتانسیل، مولفه مداری و نصف النهاری باد، فشار تراز دریا، دمای هوا، نم ویژه، برای سطوح استاندارد از مرکز اروپایی پیش بینی میان مدت جوی (ECMWF)<sup>۱</sup> با تفکیک ۰,۱۲۵×۰,۱۲۵ درجه جغرافیایی استفاده شد.

تاریخ های وقوع بارش سنگین به میلادی شامل روزهای ۷ نوامبر ۱۹۹۴، ۲۴ مارس ۲۰۰۰، ۱۱ مارس ۲۰۰۵ و ۱۴ آوریل ۲۰۰۷ است. در شکل ۲ الگوی فضایی بارش های یاد شده با استفاده از داده های CHIRPS<sup>۲</sup> با تفکیک ۵ کیلومتر به تفکیک به نمایش در آمده است (فونک و همکاران، ۲۰۱۵). داده های CHIRPS از ابتدای ژانویه ۱۹۸۱ تا ۲۸ ژانویه ۲۰۲۱ به صورت روزانه موجود است. محصول CHIRPS یک مجموعه داده بیش از سی سال بارندگی جهانی است و قدرت تفکیک مکانی

سایر بارش ها از نظر مقدار ریزش و فراگیر بودن مشهودتر هستند. بارش سنگین برای هر روز، بارش فراتر از معمول در یک محل و برای همان روز است (عساکره و همکاران، ۱۳۹۳). برای این مقدار بارش ها دو آستانه مطلق و نسبی معرفی شده است. برای مثال کارل و همکاران (۱۹۹۶) در ایالات متحده آستانه ۲ اینچ (۵۰,۸ میلی متر) را بارش سنگین در این منطقه تعریف کردند. در حالی که مکیس و هوگ (۱۹۹۹) این آستانه را برای کانادا مناسب نمی دانند، زیرا میانگین شدیدترین بارش های روزانه در بالاتر از عرض ۵۰ درجه شمالی و گستره بزرگتری از کشور کانادا بسیار کمتر از ۵۰ میلی متر است. در نمونه ای دیگر میزرائی و همکاران (۲۰۰۰) بارش روزانه بیش از ۲۰ میلی متر را برای شرق فرانسه، هلستروم (۲۰۰۵) مقدار بارش برابر یا بیش از ۴۰ میلی متر برای کشور سوئد و وانگ و همکاران (۲۰۰۶) تعداد روزهای با بارش روزانه بیش از ۷۵ میلی متر را برای شهر سنول آستانه بارش سنگین قرار دادند.

لازم به توضیح است بارشی در منطقه سنگین تلقی

1 European Center for Medium - Range Weather Forecasts  
2 Climate Hazards Group Infrared Precipitation with Station data



شکل ۲. الگوی فضایی چهار بارش سنگین به میلی متر با استفاده از داده های CHIRPS با تفکیک افقی ۵ کیلومتر مربع. (A) ۷ نوامبر ۱۹۹۴، (B) ۲۴ مارس ۲۰۰۰، (C) ۱۱ مارس ۲۰۰۵، (D) ۱۴ آوریل ۲۰۰۷

فرآیندهای جوی را برحسب برهم کنش بی هنجاری های تاوایی پتانسیلی با ساختار زمینه جو توصیف کرد. برای مثال، وقتی یک بی هنجاری قوی تاوایی پتانسیلی واقع در سطوح زیرین روی ناحیه کژفشار سطح زمین حرکت می کند، معمولاً چرخندزایی رخ می دهد و گردش های ثانویه (حرکات قائم) موجب توسعه آن می شود. علاوه بر این، با فرض چشم پوشی از اثرات غیرخطی کوچک، اصل برهم نهی برای توصیف برهم کنش بی هنجاری های تاوایی پتانسیلی در سطوح مختلف جوی که منجر به تغییراتی در گردش های این سطوح می شود، قابل استفاده است. برای محاسبه تاوایی پتانسیلی روی سطوح

آن در حدود ۰/۰۵ درجه در مقیاس جهانی می باشد. درواقع محصول CHIRPS تنها اطلاعات خام ماهواره های نبوده بلکه توسط ایستگاه های زمینی تدقیق شده است. برای استفاده از مدل عددی بکار رفته در تحقیق، در ابتدا از پارامتر تاوایی پتانسیل استفاده شد. تاوایی پتانسیلی در یک شاره کژ فشار و تراکم پذیر در حین حرکت سه بعدی بی دررو می ماند که قیدی قوی در حرکت های بزرگ مقیاس جوی محسوب می شود. میدان تاوایی پتانسیلی برای توصیف تحول الگوهای جریان در طول رویدادهای همدیدی برجسته قابل استفاده است (احمدی گیوی، ۱۳۸۵). با استفاده از این کمیت می توان برخی از

رخداد بارش سنگین نقش داشته اند، از تابع جبهه زایی استفاده شد. هر فرآیندی که منجر به افزایش بزرگی  $\nabla T$  شود، فرآیند جبهه زا و چنین عملی را جبهه زایی می نامند. تابع جبهه زایی را می توان با رابطه زیر بیان کرد (مسعودیان، ۱۳۸۸):

$$\tilde{J} = \frac{d|\nabla_p \theta|}{dt} \quad \text{رابطه ۳:}$$

این عبارت مبین آهنگ لاگرانژی تغییر بزرگی  $\nabla_p \theta$  (شیو دمای بالقوه روی سطح هم فشار) است. می توان معادله ۳ را در فضای یک بعدی در نظر گرفت و شناخت بیشتری از ماهیت جبهه زایی بدست آورد. بنابراین به کمک رابطه زیر به بررسی فرآیندهای پرداخته شد که بزرگی تباین دما در راستای محور X را تغییر می دهند. رابطه ۴:

$$\tilde{J}_x = \frac{d}{dt} \left( \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \quad \text{اگر}$$

رابطه ۵:

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \omega \frac{\partial}{\partial p}$$

آنگاه

رابطه ۶:

$$\tilde{J}_x = \frac{d}{dt} \left( \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{d\theta}{dt} \right) - \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial p}$$

طبق معادلات یاد شده چهار فرآیند فیزیکی که در غالب چهار جمله سمت راست معادله ۶ آمده اند در افزایش  $\partial \theta / \partial x$  نقش دارند. اولین فرآیند اثر شیب جلوی جبهه بر گرمایش با دررو است که با  $\partial / \partial x (d\theta / dt)$  نمایش داده شده است. اگر صعود هوا در جناح گرم منجر به آزاد سازی گرمای نهان شود آنگاه شیو گذاری دمای بالقوه بزرگ می شود و  $\partial / \partial x (d\theta / dt) > 0$  خواهد

هم دمای پتانسیلی، ابتدا تاوایی پتانسیلی روی سطوح هم فشاری طبق رابطه زیر محاسبه می شود (بلوشتاین، ۱۹۹۲):

$$PV = -g(fK + \nabla p \times V) \cdot \nabla P \theta \quad \text{رابطه ۱:}$$

یا

$$PV = -g \left\{ \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)_p + f \frac{\partial p}{\partial \theta} \left( \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right) \right\} \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad \text{رابطه ۲:}$$

که  $g$  شتاب گرانشی،  $p$  فشار،  $f$  پارامتر کوریولیس تابعی از عرض جغرافیایی،  $u$  و  $v$  مولفه های افقی سرعت و  $\theta$  دمای پتانسیل است. فرض تاوایی پتانسیل بصورت  $PV = -fg \frac{\partial \theta}{\partial p}$ ، همبسته با جو ایده ال ساکن موسوم به جو استاندارد به درک مقادیر عددی PV کمک می کند. عبارت فوق برای جو استاندارد نشان می دهد که به ازای  $f = 10^{-4} s^{-1}$  و تغییر دمای پتانسیلی  $10 K$  در سطح فشاری  $100$  هکتوپاسکال، مقدار PV تقریباً  $10^{-6} m^2 s^{-1} K kg$  معادل یک واحد PV در نظر می گیرند و به اختصار به صورت  $PVU^3$  نشان می دهند. در سطح مقطع قائم PV جو، مقادیر نزدیک به  $2 PVU$  حوالی وردایست مناطق برون حاره ای دیده می شود که این مقدار برای تعریف وردایست دینامیکی این مناطق، بالاتر از  $20$  درجه شمالی و پایین تر از  $20$  درجه جنوبی به کار می رود (احمدی گیوی و همکاران، ۱۳۸۵).

لازم به توضیح است که برای محاسبه تاوایی پتانسیل بر روی سطوح همدرگاشت با استفاده از داده های شبکه بندی شده ارتفاع ژئوپتانسیل، دمای هوا، نم و یژه و مولفه های مداری و نصف النهاری باد در محیط نرم افزاری GrADS برنامه نویسی شد. بدین صورت که محاسبه پارامتر فوق همانطور که بیان شد بصورت قائم و افقی حساب شده و در نهایت بر روی سطوح همدرگاشت مورد نظر خروجی گرفته شد.

در ادامه برای شناسایی بهتر توده هواهایی که در

همگرایی شار رطوبت بر اساس تداوم بخار آب در سیستم مختصات فشاری به صورت زیر بیان شده است:  
رابطه ۸:

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

که در اینجا:

رابطه ۹:

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \omega \frac{\partial}{\partial p}$$

$U$ ،  $v$  و  $\omega$  معرف مولفه های سه بعدی استاندارد باد بردای در سیستم مختصات فشار،  $q$  رطوبت ویژه،  $S$  ذخیره بخار آب (که از تفاوت بین منابع وجودی و نبود بخار بسته هوای در حال سیلان محاسبه می شود). در اینجا  $S$  به طور ویژه از E-C مورد محاسبه قرار می گیرد که در آن  $E$  را نسبت تبخیر درون بسته هوا  $p$  بارش و  $C$  را نسبت چگالیدگی (تراکم) بسته هوا می توان فرض کرد. در مطالعاتی که از معادله فوق استفاده شده، فرض بر این بوده که آب حاصل از چگالش در همان لحظه به صورت بارش فرو خواهد ریخت. به این ترتیب بر اساس معادله ارائه شده به وسیله محققان خواهیم داشت:  
رابطه ۱۰:

$$S = E - P$$

افزون بر این استفاده از معادله پیوستگی جرم اجازه می دهد که معادله  
رابطه ۱۱:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0$$

را تحت عنوان معادله جریانی که پیوستگی کل رطوبت جرم جو را با تأثیر اضافه کردن صفر به دو طرف معادله تضمین می کند، بسط داده و بازنویسی کنیم.  
رابطه ۱۲:

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

شد. در نتیجه اگر آزاد سازی گرمای نهان از چنین پراکنشی برخوردار باشد منجر به جبهه زایی می شود.  
برای محاسبه تاوایی و فرارفت آن در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال داده های اولیه، مؤلفه شرق سوی و شمال سوی باد تراز مورد نظر استفاده گردید. فرارفت تاوایی انتقال افقی و قائم تاوایی به وسیله میدان باد است. فرارفت تاوایی (مطلق یا نسبی) برابر با منفی حاصل ضرب داخلی بردار باد و شیو (گرادیان) تاوایی (مطلق یا نسبی) است (کارلسون، ۱۹۹۱؛ داتن، ۱۹۹۵؛ هولتون، ۲۰۰۴). بسیاری از دانشمندان هواشناسی گسترش و تقویت سامانه ها را در نتیجه فرارفت تاوایی مثبت در تراز میانی جو می دانند. نظیر کارلسون که تقویت کم فشار سطح زمین را در شرایط کژفشار در نتیجه فرارفت تاوایی مثبت در تراز میانی جو می داند (کارلسون، ۱۹۹۱).  
رابطه ۷:

$$-\vec{V} \cdot \nabla \xi = -u \left( \xi(x + \Delta x, y) - \xi \left( x - \frac{\Delta xy}{2\Delta x} \right) \right) / 2\Delta x - v \cdot \frac{\xi(x, y + \Delta y) - \xi(x, y - \Delta y)}{2\Delta y}$$

که واحد آن  $10^{-10} s^{-2}$  است (هالتینر و ویلیامز، ۱۹۸۰ و بلوشتاین، ۱۹۹۲).

از منظر دینامیک جو دو نوع جریان رطوبتی قائم و افقی در جو وجود دارد که اغلب این دو جریان توأم با یکدیگر هستند و فقط شرایطی خاصی ممکن است میزان یکی از آنها را از دیگری بیش تر شود. جریان افقی به وسیله صعود بسته هوا صورت می گیرد، اما جریان عمودی به وسیله انتقال بسته هوا بصورت قائم در جو صورت می پذیرد. این شرایط باعث شده تا در سطوح بالاتر جو مقدار رطوبت تبخیر شده به داخل اتمسفر به صورت قائم افزایش یابد ولی جریان افقی برای انتقال رطوبت از سطح تبخیر شونده به سایر مناطق انجام می گیرد که حتی مناطق خشک و فاقد منبع آبی نیز از انتقال مذکور بی بهره نیستند (کریمی احمدآبادی، ۱۳۸۶). بر اساس کار و دستورالعمل باناکوس و شولتز (۲۰۰۵) تابع

جدول ۱. مجموع بارش روزانه ایستگاهی در روزهای همراه با بارش سنگین و فراگیر در غرب ایران به میلی متر

ایستگاه	۷ نوامبر ۱۹۹۴	۱۱ مارس ۲۰۰۵	۱۴ آوریل ۲۰۰۷	۲۴ مارس ۲۰۰۰
بیجار	۵۱	۲۰	۲	۴۲
قروه	۶۶	۴۵	۳	۳۶
مریوان	۴۷	(روز قبل ۱۲۲)-۳۳	۰	۳۶
سقز	(روز قبل ۷۸)-۲۱	روز قبل ۴۲-۱۳	۳۱	۳۰
سنندج	۲۷	۴۹	۳۱	۴۳
زرینه	۲۹	(روز قبل ۴۶)-۲۱	۳۴	۳۴
اسلام آباد غرب	(روز قبل ۵۱)-۲۰	۷۲	۱۹	۳۰
کنگاور	۵۳	۳۷	۲۴	۲۶
کرمانشاه	۲۹	۴۶	۲۹	۳۵
روانسر	۲۱	۶۷	۱۴	۵۳
سرپل ذهاب	۹۴	۴۸	۲۷	۲۳
فرودگاه همدان	۵۰	۳۰	۲۸	۳۱
نوژه	۵۲	۴۱	۳۷	۳۲
ملایر	۱۱	۲۲	۳۹	۴۳
میانگین	۳۴.۷	۳۸.۸	۲۰.۹	۳۵.۲

رابطه ۱۳:

$$MFC = -\nabla \cdot (q\vec{V}_h) = -\vec{V}_h \cdot \nabla q - q\nabla \cdot \vec{V}_h,$$

یا به عبارت دیگر در این جا می توان نوشت

رابطه ۱۶:

$$MFC = -u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y} - q \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

که در معادله فوق، جمله  $-u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y}$  معرف جمله وزش یا انتقال افقی رطوبت ویژه جو و جمله  $q \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$  نشانگر همگرایی رطوبت ویژه جو بوده و حاصلضرب رطوبت ویژه در همگرایی افقی جرم را بیان می کند (Banacos, 2005).

### نتایج و بحث

بررسی ها نشان داد طی بازه زمانی مورد بررسی (۲۰۱۲-۱۹۹۰) عملاً ۴ رخداده بارش بیش از سایر موارد در منطقه چشمگیر و فراگیر بوده اند. در جدول ۱ مقادیر مجموع بارش روزانه برای هر ایستگاه بصورت جداگانه به نمایش در آمده است. مشاهده می شود که

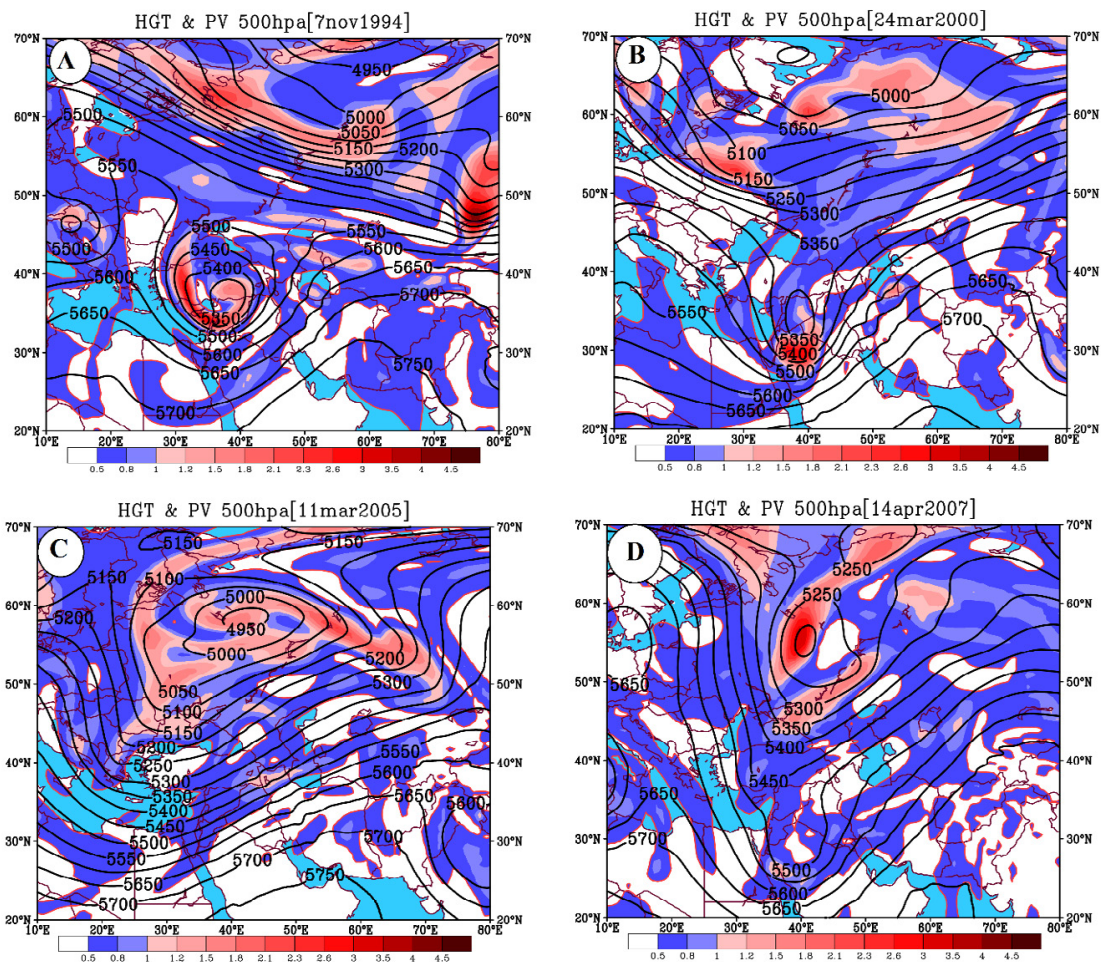
$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(qu) + \frac{\partial}{\partial y}(qv) + \frac{\partial}{\partial p}(q\omega) = E - P$$

رابطه ۱۴:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot (qV_h) + \frac{\partial}{\partial p}(q\omega) = E - P$$

در اینجا  $\frac{\partial q}{\partial t}$  عبارت است از مقدار محلی  $q$  ،  $\nabla \cdot (qV_h)$  همگرایی افقی جریان رطوبت،  $\frac{\partial}{\partial p}(q\omega)$  همگرایی عمودی جریان رطوبت جو و  $E - P$  ذخیره بخار آب است. در معادله اخیر  $\nabla = i \left( \frac{\partial}{\partial x} \right) + j \left( \frac{\partial}{\partial y} \right)$  و  $V_h = u, v$  هستند و بیان رطوبتی بسته هوا که مشتمل بر مقدار محلی  $q$ ، واگرایی افقی جریان رطوبت جو، واگرایی عمودی جریان رطوبت جو و تغییرات ذخیره بخار آب می شود، به روشنی نشان می دهند ، می توان معادله مذکور را به عنوان معادله برداری و تحت عنوان همگرایی افقی جریان رطوبتی جو به صورت معادله زیر تبدیل کرد:

رابطه ۱۵:



شکل ۳. وضعیت تاوایی پتانسیل و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای چهار بارش سنگین. (A) ۷ نوامبر ۱۹۹۴، (B) ۲۴ مارس ۲۰۰۰، (C) ۱۱ مارس ۲۰۰۵، (D) ۱۴ آوریل ۲۰۰۷

### وضعیت تاوایی پتانسیل و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

در روز ۷ نوامبر ۱۹۹۴ کم فشار بریده ای در تراز میانی جو، در شرق مدیترانه تشکیل شده که ارتفاع مرکزی آن ۵۳۵۰ ژئوپتانسیل متر می باشد (شکل ۳ A). این سلول جدا شده از جریانات غربی سبب شده تا اغتشاشات جوی در منطقه به بیشترین حد خود برسد. با بررسی وضعیت تاوایی پتانسیل در تراز مذکور مشاهده می شود که یک جریان بیشینه تاوایی پتانسیل با مقدار PVU ۲٫۱ از ضلع غربی این سیستم تا مرکز آن کشیده شده است. در روز ۲۴ مارس ۲۰۰۰ ناوه بسیار عمیق با عمق تقریباً ۲۰ درجه عرض جغرافیایی با هسته سردچال بر جانب شرقی

در روز ۷ نوامبر ۱۹۹۴ متوسط بارش برای ایستگاه های منتخب ۳۴٫۷ میلی متر بوده است. این وضعیت در روز ۱۱ مارس ۲۰۰۵، معادل ۳۸ میلی متر، در روز ۱۴ آوریل ۲۰۰۷، ۲۰٫۹ میلی متر و در روز ۲۴ مارس ۲۰۰۰، ۳۵٫۲ میلی متر در منطقه بارش ایجاد شده است. در دو روز ۷ نوامبر ۱۹۹۴ و ۱۱ مارس ۲۰۰۵ در برخی ایستگاه ها در روز قبل از بارش فراگیر، بارش های سنگینی بوقوع پیوسته که از آن جمله می توان به ایستگاه های مریوان و زرینه که به ترتیب ۱۲۲ و ۴۶ میلی متر در ۱۱ مارس ۲۰۰۵ و ایستگاه های سقز و اسلام آباد غرب به ترتیب ۷۸ و ۵۱ میلی متر در تاریخ ۷ نوامبر ۱۹۹۴ داشته اند اشاره نمود.

دریای مدیترانه و شمال دریای سرخ مستقر شده که این ناوه را می توان حاصل هجوم هوای سرد حاکم در عرض های بالاتر و ورد سپهر فوقانی به منطقه خاورمیانه دانست. به گونه ای که در این دوره پربند معرف تاوه قطبی بنا به تحقیقات فرانفلد و دیویس (۲۰۰۳) ۵۵۲۰ ژئوپتانسیل متر می باشد، بر روی منطقه کشیده شده است. شرایط تاوایی پتانسیل نیز در این سامانه نشان می دهد هسته ای با بیشینه PVU ۳ در جنوب ناوه بوجود آمده که نشان از ناپایداری های شدید در جو بوده و هوای منقلبی را برای منطقه ایجاد کرده است (شکل ۳ B). در روز ۱۱ مارس ۲۰۰۵ منطقه خاورمیانه و به خصوص نواحی غربی ایران متأثر از سیستم کم فشاری فوقانی هستند که در غرب روسیه تشکیل و شروع به فعالیت کرده که ماحصل آن برای منطقه ناوه ای با محور شمال شرق جنوب غرب بر روی دریای سیاه، مدیترانه و سرخ بوده که شرایط را برای انتقال رطوبت و بارش در منطقه فراهم نموده است. مقادیر تاوایی پتانسیل نیز نشان می دهد جز در عرض های بالاتر از ۵۰ درجه مقادیر این شاخص بین ۰.۵ تا PVU ۱ بوده که فقط در شمال غرب ایران و بر روی آذربایجان ها این مقدار به بیش از PVU ۱ می رسد (شکل ۳ C). از شرایط همدیدی در روز ۱۴ آوریل ۲۰۰۷ می توان به ناوه بسیار عمیق که از مناطق شمالگان تا شمال عربستان کشیده شده اشاره نمود. از دلایل عمده در ایجاد این شرایط می توان به تشکیل پسگردی دو قطبی ایجاد شده در شمال اروپا-شمال آفریقا اشاره نمود. این وضعیت باعث شده تا جهت وزش جریانات غربی از حالت مداری به نصف النهاری تغییر یافته و حرکت به عرض های بالاتر و ریزش آن همراه با هوای سرد منطقه یاد شده در عمیق تر شدن و تقویت این سامانه کم ارتفاع کمک نماید. مقادیر تاوایی پتانسیل نیز حاکی از این امر است که در جنوب محور ناوه مقدار آن بین ۱ تا PVU ۱.۸ در تراز مورد نظر است (شکل ۳ D).

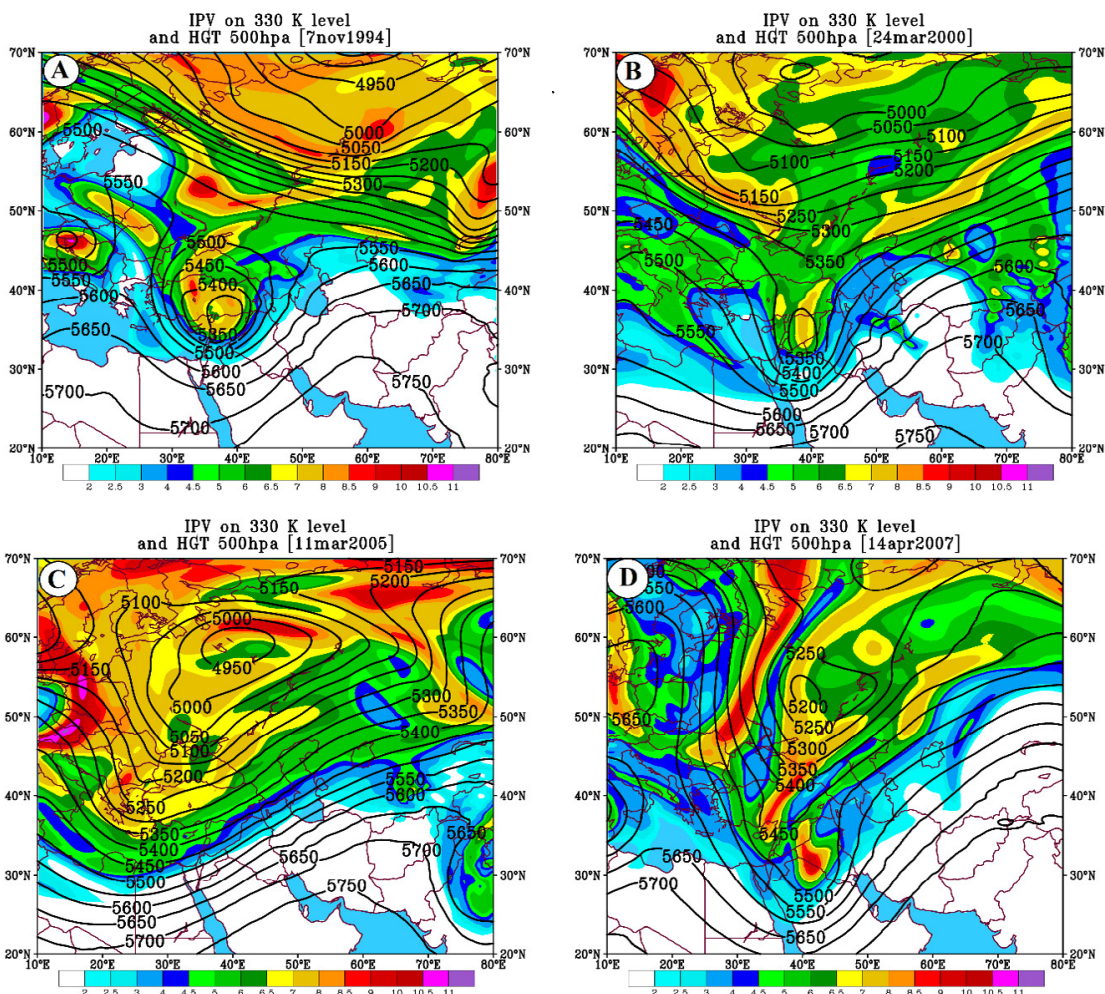
وضعیت تاوایی پتانسیل بر روی سطوح همدرگاشت ۳۲۰ درجه کلونین در این بخش به دلیل درک بهتر با ترکیب مقادیر

ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با تاوایی پتانسیل بر روی سطوح همدرگاشت ۳۲۰ درجه کلونین استفاده شده است. اما تاکید این بخش بر روی مقادیر PV می باشد. لذا از توضیح دوباره وضعیت ارتفاع ژئوپتانسیل پرهیز شده است.

با بررسی مقادیر تاوایی پتانسیل در روز ۷ نوامبر ۱۹۹۴ مشاهده می شود که در داخل بریده کم فشار و ما بین پربند های ۵۳۵۰ و ۵۴۰۰ مقادیر پارامتر یاد شده بیش از PVU ۶.۵ بوده از نظر مکانی تمامی مناطق دریای سیاه و شمال شرق مدیترانه را نیز دربر می گیرد (شکل ۴ A). در روز ۲۴ مارس ۲۰۰۰ بیشینه مقادیر این شاخص در خاورمیانه بر روی ترکیه و سوریه بوده که مقدار آن بین ۶.۵ تا PVU ۸ و بر روی ایران نیز در نواحی غرب و شمال غرب بین ۲ تا ۳ و در جنوب البرز و قسمت هایی از ایران مرکزی به بیش از PVU ۵ در روز می رسد (شکل ۴ B). در روز ۱۱ مارس ۲۰۰۵ غالب مقادیر تاوایی پتانسیل در محدوده در نظر گرفته شده از عرض ۳۵ درجه به بالا غالب مناطق با بیش از PVU ۳ مواجه هستند که بیشترین مقدار آن با PVU ۱۱ در شمال اروپا می باشد. با افزایش PV بر روی دریای سیاه و مدیترانه شرایط برای زایش چرخند فراهم و با حرکت شرق سو موجبان نزول بارش سنگین و فراگیر را در منطقه فراهم نموده اند (شکل ۴ C). مقدار تاوایی پتانسیل در روز ۱۴ آوریل ۲۰۰۷ در خاورمیانه بالا بوده که در این بین دارای چند بیشینه نیز می باشد که یکی از این بیشینه ها منطبق بر کشور عراق و بخش هایی از شمال عربستان و دیگری غرب ترکیه و شرق مدیترانه تشکیل شده اند. در این روز مقادیر بیش از PVU ۲ نیز غرب و شمال غرب ایران را نیز در نوردیده است (شکل ۴ D).

#### وضعیت فشار تراز دریا و جبهه زایی

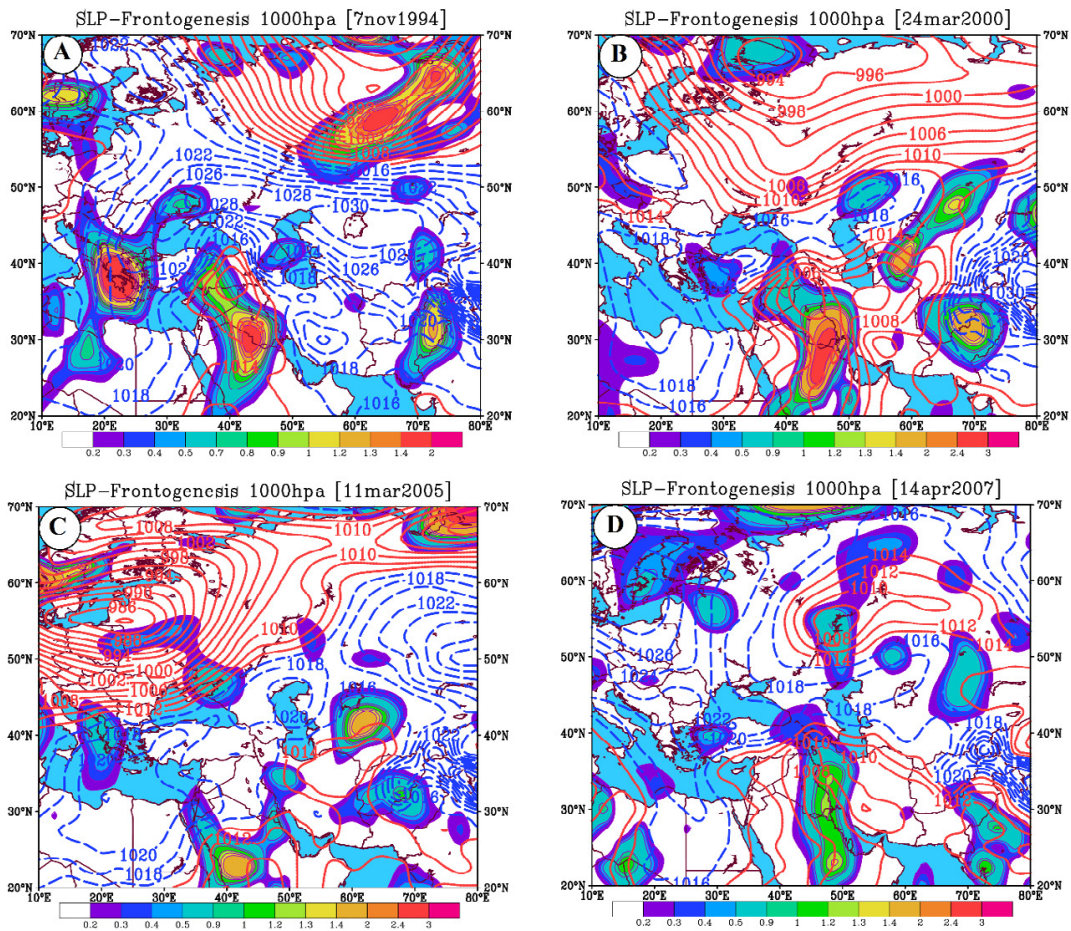
در بررسی نقشه های سطح زمین مشخص شد که با گسترش غرب سوی پرفشار سبیری و ادغام آن با پرفشار واقع در منطقه بالکان مانع از پیشروی کم فشار قطبی در سطح زمین به عرض های پایین تر در روز



شکل ۴. وضعیت تاوایی پتانسیل بر روی سطوح همدرگاشت ۳۲۰ درجه کلونین برای چهار بارش سنگین. (A. ۷ نوامبر ۱۹۹۴، B. ۲۴ مارس ۲۰۰۰، C. ۱۱ مارس ۲۰۰۵، D. ۱۴ آوریل ۲۰۰۷)

مقابل هسته نسبتاً پرفشار بر روی ایران با فشار مرکزی ۱۰۱۰ هکتوپاسکال سبب شده تا در نواحی غربی کشور گرادبان فشار به بیش از ۳ هکتوپاسکال در روز رسیده و موجبات تشکیل جبهه و گسترش آن در منطقه باشد. همان طور که در شکل مشاهده می شود جبهه ایجاد شده دارای دو کانون بوده که اولی با قدرت بیشتر مناطق غرب و دیگری در جنوب غرب فعالیت می کند (شکل ۵). در روز ۱۱ مارس ۲۰۰۵ به دلیل گسترش کم فشار سطحی بر روی خاورمیانه به دلیل نزدیک شدن به دوره گرم سال پرفشار سیبری از روی ایران عقب نشینی نموده و چرخند حاکم در منطقه باعث شده تا در مناطق جنوب

۷ نوامبر ۱۹۹۴ شده اند (شکل ۵ A). از سویی دیگر در منطقه خاورمیانه کم فشاری از عرض های پایین که از شبه جزیره عربستان عبور و کشورهای غرب خاورمیانه و قسمت های جنوبی ترکیه را فراگر گرفته اند. این شرایط سبب شده تا با همجواری این کم فشار با پرفشار واقع بر روی زاگرس که با پرفشار سیبری نیز ادغام گشته منطقه با جبهه زایی بسیار قوی در مناطق غرب و جنوب غرب ایران بوجود آید که کانون اصلی این جبهه زایی واقع در جلگه خوزستان با مقدار بیش از ۲ درجه کلونین بر روز می باشد. در روز ۲۴ مارس ۲۰۰۰ کم فشاری با هسته مرکزی ۱۰۰۴ هکتوپاسکال بر روی عراق و در



شکل ۵. وضعیت فشار تراز دریا و جبهه زایی برای چهار بارش سنگین. (A. ۷ نوامبر ۱۹۹۴، B. ۲۴ مارس ۲۰۰۰، C. ۱۱ مارس ۲۰۰۵، D. ۱۴ آوریل ۲۰۰۷)

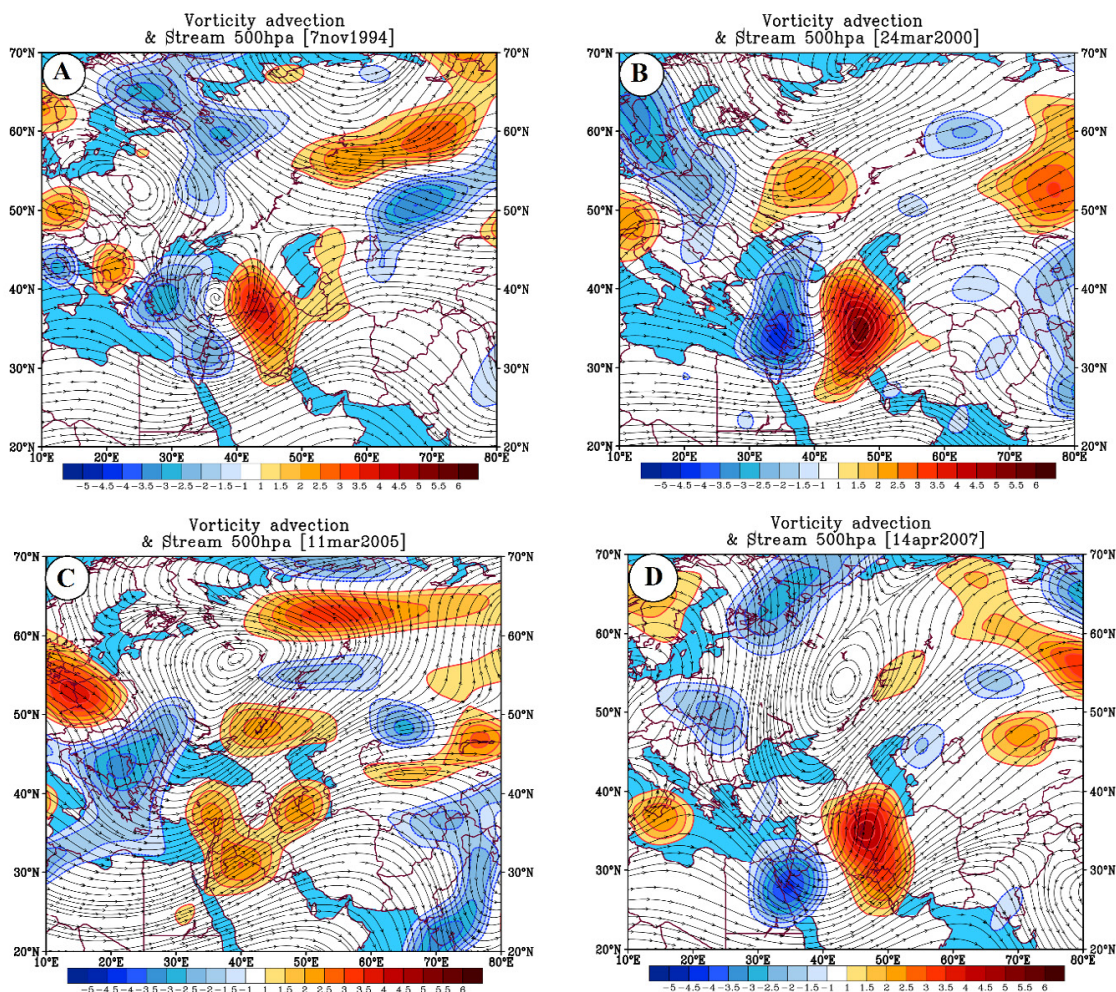
1 Sea Level Pressure

منطقه کاسته می شود(شکل ۵ D).

وضعیت فرارفت تاوایی نسبی بر روی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

بررسی جریان فرارفت تاوایی نسبی در تراز میانی جو نیز مشخص شد که در روز ۷ نوامبر ۱۹۹۴ جریان قوی فرارفت تاوایی بر روی ترکیه و عراق بوجود آمده که تا شمال شرق عربستان کشیده شده است. از طرفی یک جریان مثبت فرارفت نیز از شرق دریای سرخ تا جنوب غرب ایران کشیده شده و با هسته بیشینه تاوایی منطبق بر نواحی غربی کشور ادغام گشته که این امر در فرآیند جبهه زایی و صعود سریع هوا نقش مهمی را ایفا کرده

غرب ایران جبهه زایی نسبتاً قوی ایجاد کند که مقدار آن در هسته جبهه بین ۰.۵ تا ۱.۴ درجه کلون بر روز است(شکل ۵ C). در روز ۱۴ آوریل ۲۰۰۷ سیستم کم فشاری از روی عربستان و خلیج فارس با جهتی جنوبی وارد منطقه شده که در مناطق شمال عربستان و جنوب شرق عراق مستقر گشته است. از طرفی مشاهده می شود با شکستگی پربند ۱۰۱۰ هکتوپاسکالی بر روی زاگرس همجواری این پرفشار محلی با کم فشار وارد شده به منطقه شرایط مناسبی برای زایش جبهه در مناطق شرقی زاگرس ایجاد کرده است. جبهه حاصل از این برهمکنش در نواحی شمالی خلیج فارس از قدرت بیشتری برخوردار بوده و با حرکت به سمت عرض های بالاتر از شدت آن در



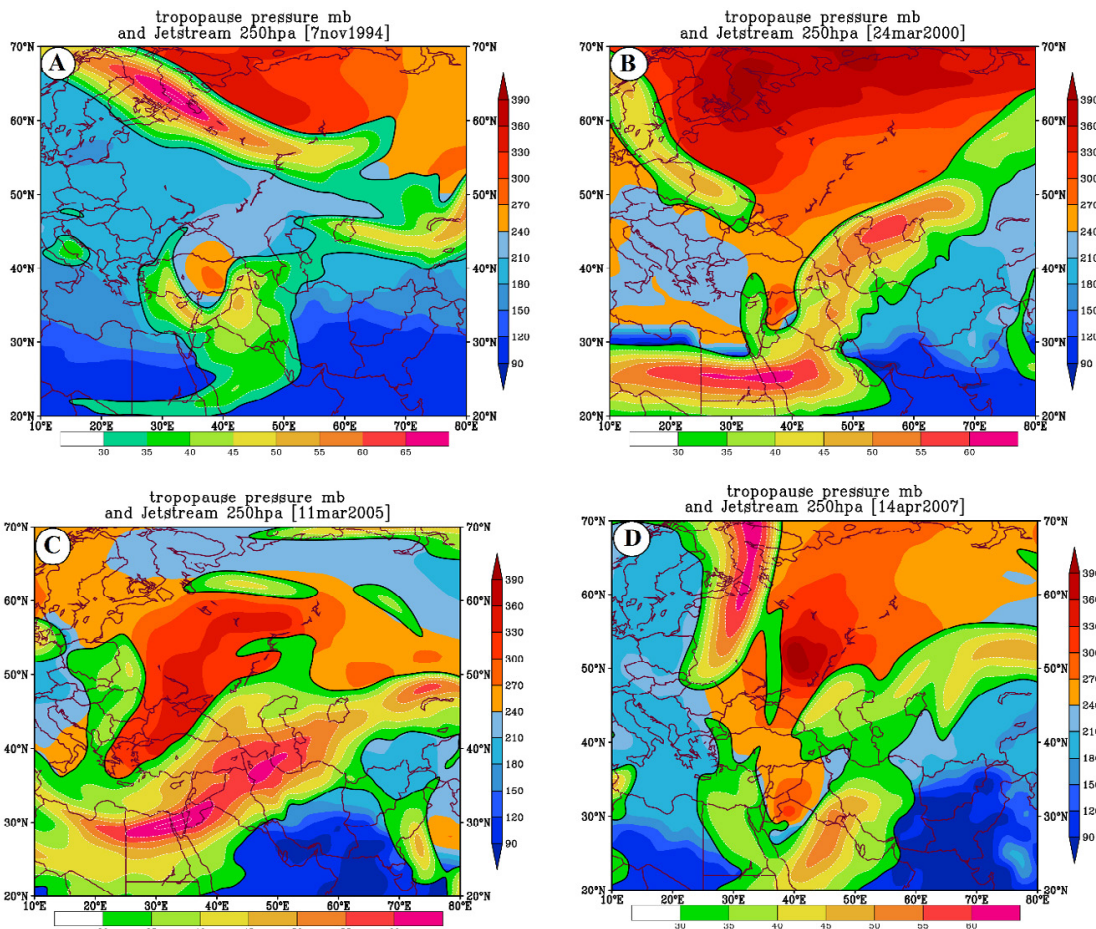
شکل ۶. وضعیت فرارفت تاوایی نسبی و جریان بر روی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای چهار بارش سنگین. (A) ۷ نوامبر ۱۹۹۴، (B) ۲۴ مارس ۲۰۰۰، (C) ۱۱ مارس ۲۰۰۵، (D) ۱۴ آوریل ۲۰۰۷

در روز ۱۴ آوریل ۲۰۰۷ به گونه ای است که حداکثر آن در منطقه منطبق بر شمال خلیج فارس و جنوب شرق عراق می است که بصورت نواری تا شمال غرب ایران کشیده شده که مناطق جنوبی البرز را نیز متأثر ساخته است. ماحصل حاکمیت این الگو، بارش های فوق سنگین و فراگیر در مناطق غربی ایران بوده است (شکل ۶ D).

وضعیت فشار وردایست و جریان جت در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال

در بررسی ابتدایی ساختار جت در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال، مشاهده شد که دو جت جنب حاره و جنب

است (شکل ۶ A). در روز ۲۴ مارس ۲۰۰۰ حداکثر فرارفت تاوایی بر جانب شرقی ناوه بوده و در قسمت های غربی کشور این شرایط تشدید شده است. همین امر در گسترش و تشدید فعالیت سامانه کم فشار وارد شده به منطقه نقش اساسی داشته است (شکل ۶ B). در روز ۱۱ مارس ۲۰۰۵ نیز وزش مثبت تاوایی نسبی در منطقه ای فراگیر سبب شده تا جوی کژفشار و بسیار ناپایدار در منطقه بوجود آید. الگوی فضایی فرارفت نیز نشان می دهد از نیمه های شمالی عربستان تا عراق و قسمت های غرب و جنوب غرب و شمال غرب کشور با فرارفت مثبت همراه هستند (شکل ۶ C). وضعیت وزش تاوایی



شکل ۷. وضعیت فشار وردایست و جریان جت در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال برای چهار بارش سنگین. (A) ۷ نوامبر ۱۹۹۴، (B) ۲۴ مارس ۲۰۰۰، (C) ۱۱ مارس ۲۰۰۵، (D) ۱۴ آوریل ۲۰۰۷

است (شکل ۷ A). در روز ۲۴ مارس ۲۰۰۰ این وضعیت شدیدتر بوده، به طوریکه فشار وردایست بر روی مناطق شرقی مدیترانه به بیش از ۳۰۰ میلی بار رسیده و همین امر در حرکت جنوب سوی جت جنب قطبی اثر گذاشته است. وضعیت جت بر روی خاورمیانه به گونه ای می باشد که یک جریان شرق به غرب با بیشینه سرعت ۶۰ متر بر ثانیه در محدوده غرب و جنوب غرب کشور با جت منحرف شده با جهتی جنوب غرب-شمال شرق ترکیب شده اند (شکل ۷ B). در روز ۱۱ مارس ۲۰۰۵ به دلیل افزایش فشار وردایست بر روی مناطق شرقی اروپا، الگوی جریان جت از حالت مداری خارج و بصورت یک موج در آید. بیشینه افزایش فشار بر روی دریا سیاه بوده که در این منطقه جت با یک انحنای به سمت استوا باعث شده تا

قطبی در برخی موارد ساعاتی از روز و در برخی دیگر از ابتدای بارش تا اتمام آن، بر روی ایران به هم پیوسته و در تشدید ناپایداری ها سهیم بوده اند. یکی از این نمونه ها در روز ۷ نوامبر ۱۹۹۴ مشاهده گردید. در این روز هسته جت جنب حاره بر روی عراق با سرعت بیش از ۵۵ متر بر ثانیه بوده که شاخه ای از آن بر روی شمال شرق آفریقا و شاخه دیگر آن در شرق دریای خزر با جت جنب قطبی ترکیب شده اند. از طرفی در قسمت جنوبی دریای سیاه شاخه غربی جت جنب حاره دارای انحنای شده که با بررسی فشار وردایست مشخص شده که به دلیل رخداد یک ناهنجاری در لایه مذکور فشار افزایش یافته و یک شکستگی در آن ایجاد گشته که به صورت یک ناوه از شمال روسیه تا شمال دریای مدیترانه کشیده شده

که پس از عبور این جریانات از مناطق مذکور، یه هسته همگرایی قوی در شرق و جنوب عراق ایجاد شده است. ضمن ایجاد این هسته در خارج از خاک ایران، جریانات جنوبی وارد شده به کشور از روی دریای عرب و خلیج فارس عبور کرده اند، هسته بسیار قوی هم از نظر مقدار شارش رطوبتی (بیش از ۳۰ گرم بر کیلوگرم) و هم از نظر وسعت منطقه را در بر گرفته است (شکل ۸ B). رطوبت شارش یافته در روز ۱۱ مارس ۲۰۰۵ در مناطق مرکزی خاورمیانه مشاهده می شود. منطقه وسیعی که از قسمت های شمال شرق عربستان، سوریه، لبنان، قسمت های اعظم عراق و ترکیه را می توان نام برد. با انتقال رطوبت در چنین بعد وسیعی شرایط لازم برای صعود هوا و آزاد شدن گرمای نهان برای ریزش های شدید در منطقه آماده شده است. با تزریق رطوبت به پشت جبهه، شرایط را برای تقویت آن تسهیل نموده است (شکل ۸ C). در روز ۱۴ آوریل ۲۰۰۷ می توان اثر منابع رطوبتی منطقه را در رویداد بارش سنگین در منطقه مشاهده نمود. به این ترتیب که طی تشکیل جریان واچرخندی تشکیل شده و در شمال اروپا و چرخند بسیار قوی واقع در غرب روسیه شاخه ای از این جریانات با عبور از روی دریای سیاه بر روی عراق با جریان عبوری از روی مدیترانه و دریای سرخ همگرا شده اند. این همگرایی در شرایطی بوده که از جنوب با ورود هوای مرطوب عبور کرده از روی خلیج فارس شارش رطوبت در منطقه به بیشترین مقدار خود در آن روز یعنی بیش از ۲۸ گرم بر کیلوگرم رسیده است. این انتقال رطوبت و همگرا شدن بسیاری از بخش های غربی ایران در تحت تاثیر قرار داده است (شکل ۸ D).

### جمع بندی

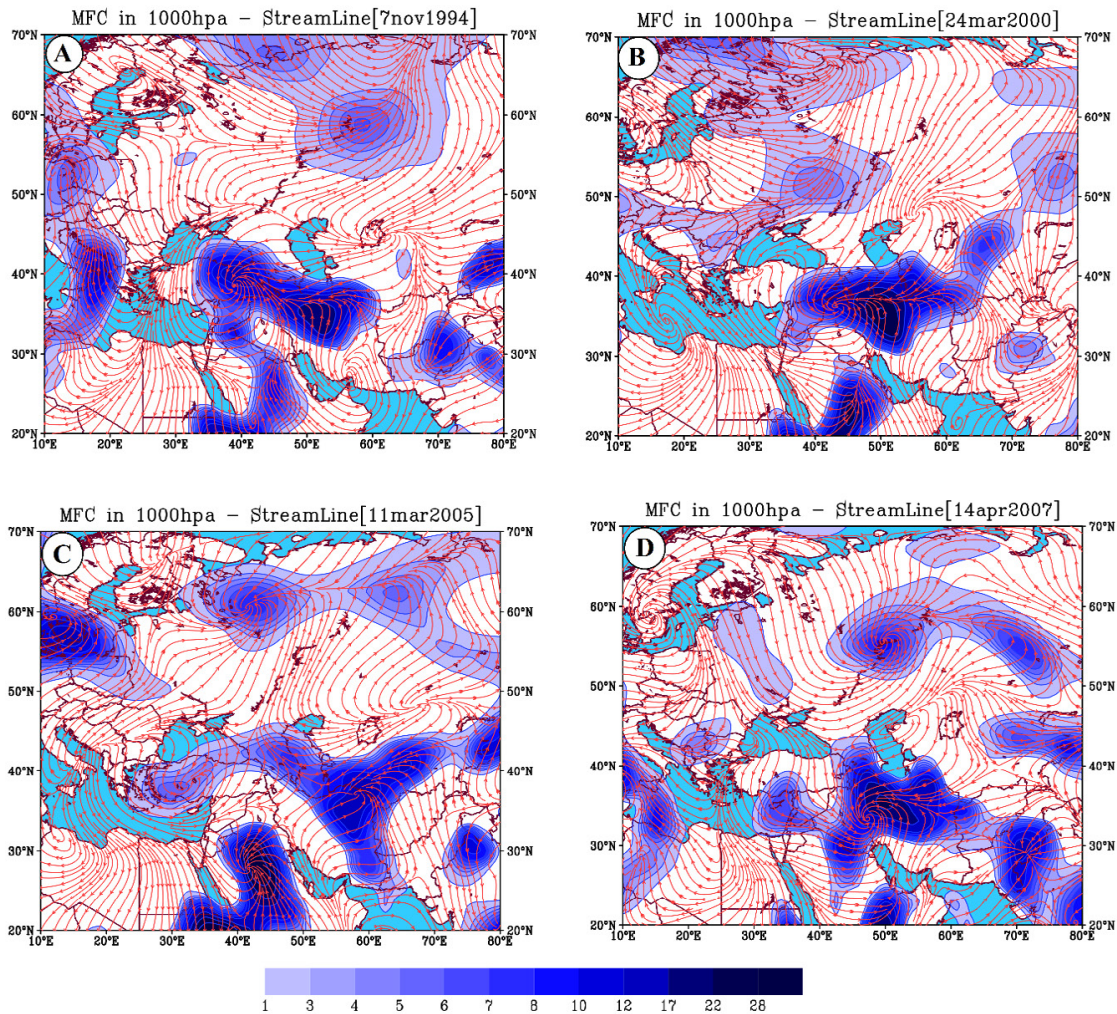
در بررسی ساختار دینامیکی جو در زمان رخداد بارش ها سنگین در غرب ایران که شامل استان های همدان، کردستان و کرمانشاه بود، نتایج زیر حاصل شد.

- در بررسی وضعیت ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانی جو مشخص شد که ناوه همراه با هسته سردچال و کم فشارهای فوقانی همچون تاوه قطبی در رخداد این پدیده

هسته بیشینه سرعت آن با بیش از ۶۰ متر بر ثانیه بر روی شمال دریای سرخ مستقر گردد. از طرفی با کشیده شدن جت به سمت عرض های بالاتر بر روی ایران، در جایی که فشار وردایست کاهش یافته، یک بیشینه سرعت منطبق بر مناطق غرب و شمال غربی کشور تشکیل شده این امر در تقویت سیستم های زیرین و از همه مهم تر قرارگیری منطقه در قسمت واگرایی فوقانی جریان جت، شرایط را برای نزول بارش فراهم نموده است (شکل ۷ C). در روز ۱۴ آوریل ۲۰۰۷ ضمن افزایش فشار وردایست تا بیش از ۳۹۰ میلی بار بر روی مناطق شرقی اروپا، این وضعیت تا قلب خاورمیانه نیز ادامه داشته و هسته بیشینه ای نیز در شمال عربستان بوجود آمده است. طی وضعیت بوجود آمده، جریان جت بر روی مدیترانه به سمت دریای سرخ منحرف شده و در آنجا یا افزایش سرعت به حداکثر مقدار خود در آن روز بر روی مناطق شمال شرق عربستان رسیده و در آنجا با جریان جت حاکم در قسمت های شمالی دریای خزر ترکیب شده اند (شکل ۷ D).

### وضعیت شارش رطوبت در سطح زمین

به منظور بررسی منابع تامین رطوبتی بارش های سنگین در منطقه از تابع همگرایی شار رطوبتی استفاده شد. بررسی ها نشان داد در روز ۷ نوامبر ۱۹۹۴ ضمن ایجاد جریان چرخندی بر روی مدیترانه، شاخه شرقی این سامانه به سمت ایران حرکت کرده و در مرزهای غربی کشور با جریان جنوبی که از روی خلیج فارس و عربستان ادغام و یک همگرایی شدید رطوبتی از ترکیه تا شمال عربستان را ایجاد کرده اند. در سایر قسمت های منطقه نیز هسته های همگرایی نیز مشاهده می شود که می توان به هسته های واقع در شرق مدیترانه، جنوب دریای سیاه و هسته های داخلی ایران که هبر جانب شمال و جنوب البرز است اشاره نمود (شکل ۸ A). با بررسی جریان هوا در سطح زمین مشخص شد که در روز ۲۴ مارس ۲۰۰۰ با غربی شدن جریان مدیترانه ای چند هسته همگرایی شار رطوبتی در خاورمیانه ایجاد شده است. از هسته های قوی می توان به شرق مدیترانه و شمال دریای سرخ اشاره کرد



شکل ۸. وضعیت شارش رطوبت در سطح زمین برای چهار بارش سنگین (A) ۷ نوامبر ۱۹۹۴، (B) ۲۴ مارس ۲۰۰۰، (C) ۱۱ مارس ۲۰۰۵، (D) ۱۴ آوریل ۲۰۰۷

کلوین در روزهای بارشی بیش از ۶ PVU در منطقه بود. در حالی که این شرایط بر روی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به ندرت به بیش از ۲ PVU در منطقه می رسید.

- در سطح زمین علی رغم ورود کم فشاری از جنوب غرب آسیا و استقرار آن بر روی نواحی چون عراق و شمال عربستان، حاکمیت جریان و اچرخندی را در منطقه تایید می نماید. از طرفی با ورود چرخند هایی چون سیبری و شمال اروپا که منشا آنها در دور دست ها می باشد، و پرفشارهای محلی همچون پرفشار زاگرس، سبب شده اند تا با قرار گرفتن این دو سامانه در مجاورت یکدیگر شرایط

به نوعی نقش اول را ایفا می کنند. این در حالی است که با تشکیل این سامانه ها در مناطق مختلف خاورمیانه محرکه اصلی در تکوین پدیده ها در سطح زمین هستند. بدین صورت که از عوامل اصلی کنترل و گسترش سامانه ها در سطوح زیرین و ردسپهر، شرایط حاکم بر وردسپهر میانی بوده و جهت حرکت سامانه های زیرین را تعیین می نماید.

- نتایج حاصل از ارزیابی تاوایی پتانسیل بر روی سطوح همدرگاشت و ترازهای فشاری نشان داد متوسط مقدار این شاخص بر روی سطوح همدرگاشت ۳۳۰ درجه

- و خاورمیانه. مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۳، شماره ۲، ۲۰۰۰.
- یار احمدی، داریوش (۱۳۹۴). واکاوی همدیدی-ترمودینامیکی الگوهای بارش فراگیر تابستانه در نیمه شمالی ایران. نشریه جغرافیا و برنامه ریزی محیطی. سال ۳۶، شماره ۲.
- مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۷۷). بررسی نظام تغییرات زمانی-مکانی بارش در ایران زمین، پایاننامه دکتری، دانشگاه اصفهان، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، گروه جغرافیا.
- علیجانی، بهلول (۱۳۷۲). مکانیزم‌های صعود بارندگی‌های ایران، مجله دانشکده ادبیات دانشگاه تربیت معلم، شماره ۸۵.
- محمدی، بختیار؛ مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۹). تحلیل همدیدی بارشهای سنگین ایران. نشریه جغرافیا و توسعه شماره ۱۹.
- اردکانی، حسین؛ زمانیان، محمدتقی؛ هاشمی دوین؛ مهری (۱۳۸۷). مطالعه همدیدی و دینامیکی بیشترین بارش روی منطقه خراسان. مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۴، شماره ۲.
- علیجانی، بهلول؛ خسروی، محمود؛ اسمعیل نژاد، مرتضی (۱۳۸۹). تحلیل همدیدی بارش سنگین ششم ژانویه ۲۰۰۸ در جنوب شرق ایران. نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی. سال اول. شماره سوم و چهارم.
- جانباز قبادی، غلامرضا؛ مفیدی، عباس؛ زرین، آذر (۱۳۹۰). شناسایی الگوهای همدید بارشهای شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر. مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، سال ۲۲، شماره پیاپی ۴۲.
- عساکره، حسین؛ ترکارانی، فاطمه؛ سلطانی، صغری (۱۳۹۳). میانگین الگوهای گردشی توأم با بارشهای سنگین در شمال غرب ایران. نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال اول، شماره پیاپی ۱.
- سعیدآبادی، رشید؛ آب خرابات، شعیب، نجفی، محمدحسین (۱۳۹۴). موقعیت رودباد جبهه قطبی در ارتباط با بارش‌های سنگین و شار رطوبت ترازهای پایین غرب ایران. نشریه محی طشناسی، دوره ۴۱، شماره ۴.
- احمدی گیوی، فرهنگ؛ محب‌الحجه، علیرضا؛ قزابلو، مریم (۱۳۸۵). مطالعه دینامیک سامانه‌های چرخندی روی ایران از دیدگاه تاوایی پتانسیلی: مطالعه موردی برای آذر ماه ۱۳۸۲. مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۲، شماره ۱.
- ای‌مارتین، جان‌تان (۲۰۰۶). دینامیک جو در عرض میانه-ترجمه سید ابوالفضل مسعودیان، انتشارات دانشگاه اصفهان. ۱۳۸۹.
- کریمی احمدآباد، مصطفی (۱۳۸۶). تحلیل منابع رطوبت بارش‌های ایران. رساله دکتری اقلیم‌شناسی. گروه جغرافیا. دانشکده علوم انسانی. دانشگاه تربیت مدرس.
- Banacos, Peter, C. Schultz, David M. The Use of Moisture Flux Convergence in Forecasting Convective Initiation: Historical and Operational Perspectives. 2005, WEATHER AND FORECASTING. Journal, American Meteorological Society. DOI: <https://doi.org/10.1175/WAF858.1>
- Harnack. Robert P, Jensen. Donald T, Cermak. Joseph R., 1998, Investigation of upper-air conditions occurring with heavy summer rain in Utah, International journal of climatology. 18: 701-723.
- Ravel Ya. Groisman, Thomas R Karl, David R EAsterling, Richard W Knight, Paul F Jamason, Kevin J Hennessy, amasmy Suppiah, Cher M Page, Joanna Wibig, Krzysztof Fortuniak, Vyacheslav N Razuvaev, Arthur Douglas, Eirik Fqrland, and Pan-Mao Zhai, (1999), Changes in the Probability of Heavy Precipitation: Important indicators of climatic change, Climate Change 42: 243-283.

برای رخداد جبهه و مهمتر از همه تشدید آن به ایفای نقش بپردازند.

- بررسی‌های حاصل از فرارفت تاوایی نسبی در تراز میانی جو نیز نشان داد با افزایش مقادیر مثبت این شاخص ضمن تقویت سیستم‌های سطح زیرین، در افزایش اغتشاشات جوی در منطقه سهیم اند که این عاملی در کثرفشاری جو در سطح زمین و لایه‌های زیرین به حساب می‌آید (کارلسون، ۱۹۹۱).

- بررسی اثر ساختاری رودبادها نیز نشان دهنده ناهنجاری بوقوع پیوسته در وردایست می‌باشد که یک خمیدگی به سمت عرض‌های پایین داشته و این شرایط با افزایش ناگهانی فشار وردایست همراه شده است. از نتایج حاصل این وضعیت می‌توان به کشیده شدن رودباد جنب قطبی و ادغام آن بر روی خاورمیانه و بخصوص ایران با جت جنب حاره، خارج شدن جریان جت از حالت مداری به حالت نصف‌النهاری و در نهایت قرارگیری هسته همگرایی رودباد بر روی منابع رطوبتی منطقه چون دریای سرخ و مدیترانه و قرارگیری مناطق غربی ایران بر روی قسمت واگرایی فوقانی رودباد اشاره نمود.

- بررسی تابع همگرایی شار رطوبتی نیز نشان داد که در سطح زمین تزریق رطوبت به مناطق غربی ایران و شرق عراق از منابع غنی رطوبتی دریای سرخ و مدیترانه صورت می‌گیرد، نقش دریای سیاه و به خصوص خلیج فارس در تقویت این همگرایی چشمگیر می‌باشد. این امر نشان از اثر تقویتی منابع مذکور رطوبتی منطقه می‌باشد. از طرفی این تابع نشان داد که می‌توان آن را شاخص مناسبی برای نمایش و محاسبه کانون‌های رطوبتی و مسیریابی آن در رخداد بارش‌های سنگین به حساب آورد (سعیدآبادی و همکاران، ۱۳۹۴).

### مراجع

- محمدی، حسین؛ فتاحی، ابراهیم؛ شمسی پور، علی اکبر؛ اکبری؛ مهری (۱۳۹۱). تحلیل دینامیکی سامانه‌های سودانی و رخداد بارشهای سنگین در جنوب غرب ایران. نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی سال دوازدهم، شماره ۲۴.
- احمدی گیوی، فرهنگ؛ میرزایی، محمد (۱۳۸۶). بررسی دینامیکی جبه‌هزایی سطوح زیرین در سه سامانه چرخندی روی ایران

- Gallucci, J., Tryhorn, L., Lynch, A., and Parkyn, K., 2011. On the meteorological and hydrological mechanisms resulting in the 2003 post-fire flood event in Alpine Shire Victoria, Australian Meteorological and Oceanographic Journal 61: 31-42.
- Banacos, Peter; Schultz, David, 2005, The use of moisture flux convergence in forecasting convective initiation: Historical & Operational Perspectives, Forecaster's Forum, page 351.
- Karl, T. R., R.W. Knight, D.R. Easterling and R.G. Quayle. 1996. Indices of climate change for the United States. *Bulletin of American Meteorological Society*, 77, 279-292.
- Mizrahi, F. 2000. Heavy daily Precipitation distribution in east-central France and west European meteorological patterns. *Theoretical & Applied Climatology*, 66, 199-210.
- Wang, Bin, H. Ding-Qing and J. Tong-Ghap. 2006. Trends in Seoul (1778-2004) summer precipitation. *Geophysical Research Letters*, 33, 1-5.
- Funk, Chris, Peterson, Pete, Landsfeld, Martin, Pedreros, Diego, Verdin, James, Shukla, Shraddhanand, Husak, Gregory, Rowland, James, Harrison, Laura, Hoell, Andrew, Michaelsen, Joel. 2015. The climate hazards infrared precipitation with stations a new environmental record for monitoring extremes. SCIENTIFIC DATA | 2:150066 | DOI: 10.1038/sdata.2015.66.
- Bluestein, H. R., 1992, Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitude: Vol. II. Oxford University Press, 594.
- Carlson, T. N., 1991, Mid-Latitude Weather System, University Press, Cambridge, 342- 403.
- Dutton, J. A., 1995, Dynamics of Atmospheric motion, 617pp. Dover Publications, Inc., New York. 617 pp.
- Holton, J. R., 2004, An Introduction to Dynamic Meteorology, 3rd Ed., Academic Press, 535 pp.
- Haltiner, G. J., and Williams, R. T., 1980, Numerical Prediction and Dynamic Meteorology John Wiley, New York. 477pp.
- Cecilia Hellstrom, (2005), Atmospheric conditions during extreme and non-extreme precipitation events in Sweden, *Int. J. Climatol.* 25: 631-648.
- A. Lana, J. Campins, A. Genov'es, and A. Jans(2007) Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands, *Advances in Geosciences*, 12, 27-32.
- Kumar. Anil, Dudhia. J, Rotunno. R, Niyogi. Dev and Mohanty. U. C, 2008, Analysis of the 26 July 2005 heavy rain event over Mumbai, India using the Weather Research and Forecasting (WRF) model, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* pp 134: 1897-1910.
- Rudari, R., Entekhabi, D., Roth, G. 2005. Large-scale atmospheric patterns associated with mesoscale features leading to extreme precipitation events in Northwestern Italy, *Advances in Water Resources*. 28. pp: 601-614.
- Zhou, T. J., Yu, R. 2007. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China, *Journal of Geophysical Research*, 110. pp: 1-10.
- Federico, S., Avolio, E., Bellecci, C., Lavagnini, A., Colacino, M., Walko, R. L. 2008. Numerical analysis of an intense rainstorm occurred in southern Italy, *Natural Hazards and Earth System Science*, 8 (1). pp: 19-35.
- Muller, M, et al, 2009, Extremeness of meteorological variables as an indicator of extreme precipitation events, *Atmospheric Research* 92 (2009), 308-317.
- Muller, M, et al, 2009, Heavy rains and extreme rainfall-runoff events in Central Europe from 1951 to 2002, *Natural Hazards and earth system sciences* 9 (2009), 441-450.
- Claußnitzer, A, et al, 2009, Analysis of quantitative precipitation forecasts using Dynamic State Index, *Atmospheric Research* 94 (2009), 694-703.
- Kaspar, M, et al, 2009, Cyclogenesis in the Mediterranean basin: a diagnosis using synoptic-dynamic anomalies, *Natural Hazards and earth system sciences* 9 (2009), 957-965.

## The efficiency of atmospheric dynamic equations in monitoring heavy and pervasive rainfall in western Iran

Tahmine chehreara ziabari<sup>1\*</sup>, Alireza hosseini<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Assistant Professor of Climatology, Faculty of Social Sciences, Payame Noor University, Iran

<sup>2</sup>Ph.D. Graduate Climatology, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran

\*Corresponding Author Email: [t.chehrehara@pnu.ac.ir](mailto:t.chehrehara@pnu.ac.ir)

Received: 30 October 2019 , accepted: 15 February 2020

### ABSTRACT

To understand the dynamic structure of the atmosphere at the time of heavy rainfall in western Iran, two databases were used. First, by examining 14 synoptic meteorological stations of the Meteorological Organization located in the study area during the years 1990 to 2012, inclusive rainfall with more than 20 mm was extracted. In the next step, by referring to the website of the European Center, the weather forecast (ECMWF) with a horizontal resolution of  $0.125 \times 0.125$  degrees was obtained. Dynamic equations such as potential equilibrium on compression surfaces, fronting, partial equilibrium advection, and moisture flux convergence were used for the analyzes. The results showed that during the occurrence of heavy and pervasive rains, very deep boats with a depth of more than 20 degrees are formed and systems such as low polar pressure spread in the middle level. At this time, while forming low shear pressures on the region, the potential value values on the 330 ° K conjugate surfaces, in areas such as the Mediterranean, Black, and Red, to more than PVU 6 and on the study area to more than PVU 3 Arrives. This situation on the ground also contributes to the expansion of low pressures and strengthens instabilities, so that by examining the relative fineness of the maximum positive values of this index correspond to the western regions of Iran and eastern Iraq, which play a significant role in the development of systems. It is important. In the upper layers and at the level of 250 hPa, due to the anomalies in the compression veranda, the flow of the polar jet is extended to the lower latitudes and merges with the polar jet in the Middle East and Iran. These conditions have played a significant role in intensifying instability in the region. In the study of moisture sources, two sources were identified as main sources and two sources as sources of heavy rainfall, respectively, the Red Sea and the Mediterranean Sea (as the main source) and the Persian Gulf and the Black Sea (as moisture booster). Are considered.

**Keywords:** atmosphere Dynamics, Potential vorticity, Tropopause, Heavy Rainfall, West of Iran

### HOW TO CITE THIS ARTICLE

chehreara ziabari, T.;hosseini, A. (2020). The efficiency of atmospheric dynamic equations in monitoring heavy and pervasive rainfall in western Iran. *J. Meteorol. Atmos. Sci.*, 3(1): 15-32

### COPYRIGHTS

Copyright for this article is retained by the author(s), with publication rights granted to the JMAS Journal. This is an open-access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

