

## بررسی تأثیر کشانه PV بر فعالیت ناوه دریای سرخ با استفاده از مدل WRF (مطالعه موردی)

زکيه علی‌زاده<sup>۱</sup>، علیرضا محب‌الحجه<sup>۲</sup>، فرهنگ احمدی گیوی<sup>۳</sup> و سکینه خان‌سالاری<sup>۴\*</sup>

<sup>۱</sup> دکتری هواشناسی، پیش‌بین هواشناسی و مدیریت بحران، اداره کل هواشناسی استان خوزستان، اهواز، ایران

<sup>۲</sup> استاد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۳</sup> دانشیار، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۴</sup> استادیار، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۳/۰۱/۲۵، پذیرش: ۱۴۰۳/۰۴/۱۱)

### چکیده

منطقه خاورمیانه به‌خصوص شرق دریای مدیترانه، گاهی تحت تأثیر بارش‌های شدیدی است که منجر به خسارت‌های مالی و جانی فراوانی می‌شود. این بارش‌ها دلایل مختلفی دارد که یکی از آنها فعال شدن ناوه دریای سرخ (RST) است. ناوه دریای سرخ یک ناوه وارونه سامانه کم‌فشار در وردسپهر زیرین بر روی شمال شرق آفریقا و دریای سرخ است. هدف اصلی پژوهش حاضر، بررسی نحوه فعالیت کشانه تاوایی پتانسیلی ناشی از موج راسبی در وردسپهر زیرین و برهمکنش آن با گردش در وردسپهر زیرین و تأثیر آن در فعال شدن RST و وقوع رویدادهای بارشی فرین (EPE) در منطقه است. در این پژوهش از داده‌های Era-Intream استفاده شده است. همچنین با کمک مدل WRF، بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی (PV) در ترازهای زیرین و میانی وردسپهر حذف شده است. سپس با بررسی کمیتهای هواشناختی با و بدون حضور بی‌هنجاری PV، به تأثیر کشانه PV و ناوه شرق دریای مدیترانه در فعال شدن RST در چند رویداد بارشی فرین در منطقه پرداخته شده است. در این مطالعه دو دسته EPE که در اثر فعالیت ناوه دریای سرخ (ARST) و یا عوامل دیگری غیر از ARST به‌وجود آمدند، بررسی شده است. نتایج حاکی از آن است که در EPEهای ناشی از ARST (نوامبر ۱۹۹۴ و دسامبر ۱۹۹۳)، گسترش جنوب‌سوی ناوه تراز زیرین در شرق دریای مدیترانه به همراه کشانه PV و فرارفت سرد سطوح زیرین از شروط اصلی در فعال‌سازی ناوه دریای سرخ هستند. اما مواردی مثل رویداد مه ۱۹۸۲ هم وجود دارد که ناوه مذکور در تراز میانی وردسپهر گسترش جنوب‌سو داشته ولی با شکست موج راسبی و کشانه PV تراز زیرین همراه نبوده است. از سوی دیگر، در سامانه‌هایی که در آنها RST فعال نیست، عوامل دیگری از جمله عوامل ترمودینامیکی یا شرایط کوهساری منطقه نقش کلیدی داشته و تأثیر عوامل سطوح زیرین فقط در حد تغییر میزان انتقال رطوبت به منطقه بوده است.

**کلید واژه:** ناوه دریای سرخ، بارش فرین، کشانه تاوایی پتانسیلی، ناوه شرق دریای مدیترانه، شکست موج راسبی

## ۱ مقدمه

مناطق جنب‌حاره‌ای متأثر از جریان‌های حاره ای شرقی - جنوب شرقی در سطوح زیرین وردسپهر هستند که پیامد آن منجر به اقلیم بیابانی گرم و خشک در شمال شرق آفریقا شده است (کُنک و همکاران، ۲۰۰۶؛ اواد و المزروحی، ۲۰۱۶). شمال شرق آفریقا به‌طور کلی تحت تأثیر سامانه کم فشاری موسوم به کم فشار سودان است که در منطقه سودان با ویژگی‌های خاص مناطق حاره‌ای و در اثر عوامل مختلف سطحی ایجاد می‌شود (الفندی، ۱۹۴۶، ۱۹۴۸ و ۱۹۵۰؛ سلات، ۱۹۵۰؛ جانسن، ۱۹۵۶). در شرایط معمول از پاییز تا بهار، ناوه وارونه‌ای از کم فشارهای منطقه شمال شرق آفریقا، به‌ویژه کم فشار سودان، با گذر از روی دریای سرخ به عرض‌های شمالی‌تر گسترش می‌یابد (الفندی، ۱۹۵۰a) که این ناوه وارونه را ناوه دریای سرخ (Red Sea Trough; RST) می‌نامند (کریچاک و همکاران، ۱۹۹۷a,b؛ آلپرت و همکاران، ۲۰۰۴a؛ دوریس و همکاران، ۲۰۱۳). ناوه دریای سرخ تحت شرایط خاص همدیدی-دینامیکی عرض‌های حاره و برون‌حاره و همین‌طور سطوح زیرین و زیرین وردسپهر به یک سامانه یا ناوه فعال جوی تبدیل می‌شود که پیامد آن ایجاد بارش‌های شدید در نواحی شرق دریای مدیترانه یا به‌طور کلی منطقه خاورمیانه است (مک‌گایرک و همکاران، ۱۹۸۸؛ زیو، ۲۰۰۱؛ نیپرتز، ۲۰۰۵؛ ریبن و همکاران، ۲۰۰۷؛ فاورز و آبتزگلو، ۲۰۱۳).

شناخت ناوه دریای سرخ از اواخر دهه ۱۹۳۰ میلادی تا کنون توجه پژوهشگران زیادی را به خود جلب کرده و چندین عامل تأثیرگذار بر آن تشخیص داده شده است. پژوهش‌های متعددی، برهم‌کنش الگوهای دینامیکی مناطق حاره‌ای و برون‌حاره‌ای را از عوامل کلیدی در ایجاد و تقویت این سامانه ذکر کرده‌اند (کریچاک و همکاران، ۲۰۱۲؛ دوریس و همکاران، ۲۰۱۳؛ فاورز و آبتزگلو، ۲۰۱۳؛ دوریس و همکاران، ۲۰۱۶؛ دوریس، ۲۰۲۱). ناوه دریای سرخ به‌عنوان یکی از اجزاء مؤثر در گردش کلی جو منطقه

شمال شرق آفریقا، در غرب اتیوپی و کشور سودان مستقر است و زمانی که با ناوه سطوح زیرین ناشی از شکست موج راسبی همراه باشد، می‌تواند آثار زیان‌باری برای کشورهای واقع در مناطق شرق آفریقا و شرق دریای مدیترانه به‌دنبال داشته باشد (دیوریس و همکاران، ۲۰۱۳). فعال شدن ناوه دریای سرخ نه تنها منجر به بارش‌های شدید در مناطق مذکور می‌شود، بلکه در مواقع نادری با بارش‌های رگباری سنگین و سیل‌های ویرانگر توأم بوده و خسارت‌های جبران‌ناپذیری برای ساکنین آن مناطق به بار آورده است (دوریس و همکاران، ۲۰۱۳ و ۲۰۱۶).

دوریس و همکاران (۲۰۱۸) در پژوهش تکمیلی خود نشان دادند که نفوذ جنوب‌سوی PV پوشن سپهری در شرق مدیترانه، نفوذ شمال‌سوی هوای گرم و مرطوب از عرض‌های پایین را تشدید می‌کند و در اثر افزایش شیو دمای نصف‌النهاری حاصل، جت جنب‌حاره‌ای در شمال شرق آفریقا تقویت یافته و واگرایی افقی در خروجی جت در شرق مدیترانه نیز شدت می‌یابد (کریچاک و آلپرت، ۱۹۹۸). در همین زمان و در شرق مدیترانه، فرارفت تاوایی مثبت در ترازهای زیرین حرکات صعودی را تشدید کرده و در نتیجه ابرهای همرفتی قوی تشکیل می‌شود که منجر به جاری شدن سیل در شمال شرق آفریقا و شرق مدیترانه می‌شود (دوریس ۲۰۱۳). همچنین نفوذ PV پوشن سپهری از طریق کاهش پایداری ایستایی وردسپهر زیرین و فراهم کردن انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی، القای صعود دینامیکی قبل از بی‌هنجاری PV، انتقال رطوبت از طریق شاخه جریان‌سوی کسانه PV و صعود کوهساری بادهای شرقی سطوح زیرین در اثر برخورد با مرز کوهستان می‌تواند موجب همرفت عمیق و بارش شدید شود (دوریس و همکاران، ۲۰۱۸).

دوریس (۲۰۲۱)، تأثیر ترکیبی PV و انتگرال قائم انتقال افقی بخار آب (IVT برای The vertically integrated horizontal water vapor transport) در رویدادهای

عمدتاً کوتاه مدت (دو روزه) و شدید است. از آنجا که بارش‌های سامانه سودانی از نوع بارش‌های همرفتی منطقه حاره هستند، این بارش‌ها معمولاً منجر به سیلاب‌های مخرب در کشور می‌شوند و خسارت‌های مالی و جانی به‌همراه دارند (لشکری، ۱۳۸۱؛ عزیزی و همکاران، ۱۳۹۸؛ خوش‌اخلاق و همکاران، ۱۳۹۳)

در داخل علی‌رغم تحقیقات گسترده‌ای که در زمینه شناخت دینامیک وضع هوای منطقه شمال شرق آفریقا انجام شده است، اطلاعات کمی از جنبه اقلیم‌شناختی به بررسی تأثیر میزان کشانه PV بر الگوی جو ARST پرداخته شده است. موارد نادری از جمله علی‌زاده و همکاران (۱۴۰۱)، به بررسی ناوه تراز زبرین در شرق دریای مدیترانه و تأثیر آن بر فعالیت ناوه دریای سرخ از دیدگاه تأثیر مستقیم کشانه PV بر فعالیت ناوه دریای سرخ از طریق حذف بی‌هنجاری PV پرداختند و به این نتیجه رسیدند که گسترش چرخندی یا واچرخندی کشانه PV در شرق دریای مدیترانه یکی از شروط مهم ولی نه کافی در فعال شدن ناوه دریای سرخ است. براساس نتایج آخرین مطالعات انجام شده در زمینه ناوه فعال دریای سرخ، مشاهده می‌شود فقط برخی از عوامل در مقیاس همدیدی که منجر به شرایط ناپایدار در مناطق شرق دریای مدیترانه شده و در ایجاد این پدیده نقش کلیدی دارند، بررسی شده است (دایان و همکاران، ۲۰۱۵؛ دوریس، ۲۰۲۱؛ اسپرمن و همکاران، ۲۰۲۴). الموتیری و همکاران (۲۰۱۹) تأثیر ویژگی‌های کوهساری و آب سطحی دریای سرخ بر بودجه انرژی یک سامانه چرخندی که در ۱۵ تا ۱۹ نوامبر ۲۰۱۵ در شرق دریای مدیترانه رخ داده پرداختند. آنها با استفاده از مدل WRF یک اجرای کنترلی با حضور ویژگی‌های فیزیکی دریای سرخ و سه آزمایش حساسیت‌سنجی یکی با حذف کوهساری و دومی با حذف آب سطحی و سومی با حذف هر دو مورد انجام دادند؛ نتایج نشان داد که تداوم جریان جت جنب‌حاره‌ای و فعالیت آن، منبع اصلی انرژی جنبشی در سامانه مورد مطالعه

بارشی شدید را مورد بررسی قرار دادند و به این نتیجه رسیدند که رابطه مستقیمی بین این دو کمیت وجود دارد؛ یعنی هرچه کشانه‌های PV عمیق‌تر باشد، بیشینه IVT افزایش یافته و در نتیجه شدت بارش‌ها بیشتر می‌شود. همراه با نفوذ هوای پوشن‌سپهری با مقدار بزرگ PV، رویداد شکست موج راسبی در وردسپهر زبرین وجود دارد که با انتشار موج راسبی امکان برهم‌کنش مسیرهای توفان اطلس و مدیترانه را فراهم می‌کند (المزوحی و همکاران، ۲۰۱۶). اسپرمن و همکاران (۲۰۲۴)، با بررسی سازوکار جریان سو-پادجریان سوی مسیرهای توفان اطلس شمالی و مدیترانه توسط شبیه‌سازی‌های نیمه‌آرمانی به این نتیجه رسیدند که ارتباط مستقیمی بین مسیر توفان اطلس شمالی و کشانه PV واقع در جریان سوی آن بر روی مدیترانه وجود دارد و این ارتباط باعث چرخندزایی حدود چهار روز بعد از ایجاد اختلال در جت قطبی می‌شود. در بررسی حساسیت این سازوکار، موقعیت و دامنه بی‌هنجاری PV سطوح زبرین تغییر داده شد و نتایج نشان داد که در تمام شبیه‌سازی‌ها چرخندزایی در مدیترانه رخ می‌دهد.

نتایج برخی از پژوهش‌های انجام شده داخلی حاکی از آن است که سامانه کم‌فشار سودانی نقش بسزایی در بارش‌های ایران به‌ویژه مناطق جنوب، جنوب‌غرب و حتی مرکزی دارد (لشکری، ۱۳۷۵ و ۱۳۸۱؛ نصیری، ۱۳۷۸). پورآتشی و همکاران (۱۳۹۶) با طراحی الگوریتمی به شناسایی سامانه‌های جنوبی پرداختند؛ نتایج آنان حاکی از این است که نحوه شکل‌گیری و ساختار سامانه‌های جنوبی همانند سامانه‌های عرض‌های میانی در اثر کُزفشاری شدید و فرارفت‌های دمایی زیاد رخ می‌دهند. قاضی‌پور و همکاران (۱۴۰۰) به تحلیل روند شدت بارش سامانه‌های سودانی ورودی به ایران، از سه مسیر مستقل استان‌های خوزستان، بوشهر و هرمزگان با استفاده از شاخص‌های آماری برای دوره ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۷ پرداختند و به این نتیجه رسیدند که بارش سامانه‌های سودانی در مناطق مورد مطالعه

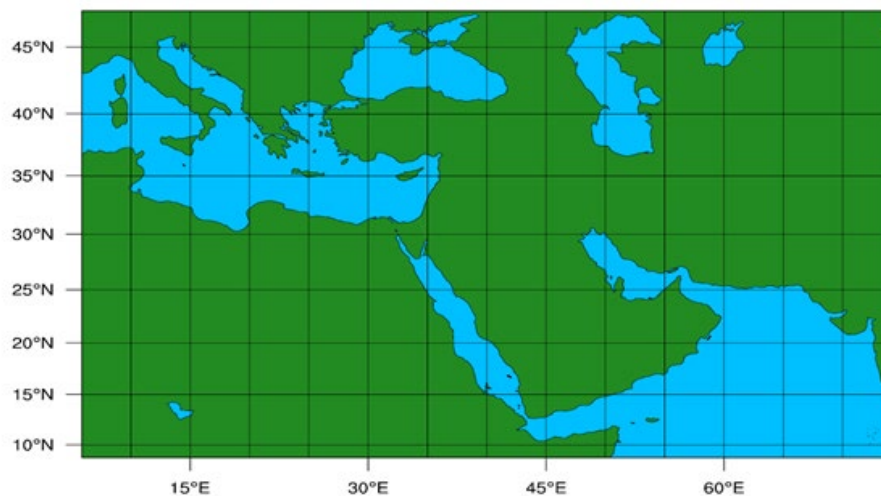
## ۲ داده‌ها و روش تحقیق

داده‌های مورد نیاز این بخش برای تحلیل‌های همدیدی و دینامیکی رویدادهای منتخب و همچنین انجام شبیه‌سازی با مدل WRF، از زیر مجموعه Era-Interim و پایگاه داده‌ای ECMWF گرفته شده است (دی و همکاران، ۲۰۱۱). این داده‌ها شامل داده‌های سطح زمین، دما، رطوبت ویژه، مؤلفه‌های باد و ارتفاع ژئوپتانسیلی می‌باشند. در این بخش از کار محدودۀ ۵ درجه غربی تا ۸۵ درجه شرقی و ۵ درجه جنوبی تا ۶۰ درجه شمالی، با توجه به عمق و گستردگی نواه‌های تراز زبرین در شرق دریای مدیترانه، انتخاب شده است.

### ۱-۲ مشخصات اجرا و پیکربندی مدل

اجرای مدل در یک حوزه با تفکیک افقی ۲۵ کیلومتر انجام شده است که محدودۀ آن در شکل ۱ مشاهده می‌شود. دورۀ زمانی شبیه‌سازی ۴۸ ساعت است و هدف، شبیه‌سازی کمیّت‌ها برای روز اوج بارش بوده و تحلیل‌ها مربوط به این زمان است. در ضمن، ۱۲ ساعت قبل از روز اوج بارش به عنوان "مدت زمان تنظیم اولیه" در نظر گرفته شده و شبیه‌سازی تا ۱۲ ساعت بعد از روز اوج بارش ادامه یافته

بوده است. پژوهش حاضر بر این فرضیه استوار است که فعالیت موج راسبی در وردسپهر زبرین تأثیرات مهمی از طریق کشانۀ PV و انتقال بی‌هنجاری مثبت تاوایی پتانسیلی و فرارفت سرد سطوح زبرین بر برهمکنش جریان‌های حاره‌ای-برون‌حاره‌ای می‌گذارد و از این طریق نقش تعیین‌کننده‌ای در فعال‌سازی RST و شکل‌دهی گردش نصف‌النهاری در اقلیم منطقه دارد. لذا به علت اهمیت ویژه موضوع فوق، با توجه به نقش مهم کشانۀ PV بر تقویت سامانه‌های بارشی در پژوهش‌های اخیر، در این پژوهش سعی بر آن شده که با حذف کشانۀ PV در چند مورد از رویدادهای بارشی فرین در منطقۀ شمال‌شرق آفریقا، به اهمیت و تأثیر آن بر تقویت RST پرداخته شود. بدین منظور، دو دسته از رویدادهای فرین منطقه مورد مطالعه که در آنها فعالیت RST رخ داده یا نداده‌اند انتخاب شده است و در هر مورد، پس از حذف کشانۀ PV با استفاده از مدل WRF و محاسبۀ بی‌هنجاری آن، ارتباط و تأثیر کشانۀ PV بر بارش‌های ناشی از فعال‌شدن RST مورد بررسی قرار گرفته است. در پژوهش حاضر نیز از طرحواره‌های انتخابی در پژوهش الموتیری همکاران (۲۰۱۹) استفاده شده است؛ دلیل این انتخاب، یکسان بودن منطقۀ مورد مطالعه و شباهت موضوع پژوهش است.



شکل ۱. موقعیت حوزه اجرای مدل WRF با تفکیک ۲۵ کیلومتر.

جدول ۱. پیکربندی طرحواره‌های فیزیکی مورد استفاده در مدل WRF.

انتخاب فیزیکی	مشخصه طرحواره	نوع طرحواره فیزیکی
Mp-physics=95	Era (coarse)	خردفیزیک
Ra-lw-physics=4	RRTMG	تابش طول موج بلند
Ra-sw-physics=4	RRTMG	تابش طول موج کوتاه
Sf-sfclay-physics=1	Monin-Obukhov	لایه سطحی
Sf-surface-physics=1	Thermal-Diffusion	سطح زمین
Bl-pbl-physics=1	Younsei University (YSU)	لایه مرزی سیاره‌ای
Cu-physics=1	Kain-Fritsch	همرفتی

دورس و همکاران، ۲۰۱۳ و ۲۰۱۶) انجام شده است. در ادامه، با توجه به اثر مهم ناوه شرق دریای مدیترانه بر فعالیت ناوه دریای سرخ (دورس و همکاران، ۲۰۱۳، ۲۰۱۶، ۲۰۱۸؛ دورس، ۲۰۲۱)، به بررسی بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی به عنوان عاملی مؤثر در شکست موج، دریافت رطوبت سطوح زیرین و فعالیت RST پرداخته می‌شود.

در این مرحله شناسایی و حذف بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی انجام می‌شود. روش شناسایی و حذف بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی به‌طور خلاصه دارای سه مرحله است. نخست شبیه‌سازی کنترلی با استفاده از مدل WRF با داده‌های ERA-Intreim به‌عنوان شرایط اولیه انجام می‌شود. سپس مطابق مطالعه اسپرنگر (۲۰۰۷)، تاوایی پتانسیلی شبه‌زمینگرد به روش تفاضل متناهی از داده‌های اولیه محاسبه و از تاوایی پتانسیلی زمینه کسر می‌شود تا بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی به‌دست آید. مسئله وارون‌سازی و فرمول‌بندی آن بر مبنای تاوایی پتانسیلی شبه‌زمینگرد است. بنابراین، باید بین دو کمیت تاوایی پتانسیلی ارتل و تاوایی پتانسیلی شبه‌زمینگرد تبدیل انجام شود. در تقریب نخست، تاوایی پتانسیلی ارتل از رابطه زیر به‌دست می‌آید (اسپرنگر، ۲۰۰۷):

$$EPV = \frac{1}{\rho} (\xi + f) \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (1)$$

است. خروجی‌ها نیز در هر سه ساعت ذخیره شده است. تعداد ترازهای اجرای مدل ۳۸ و فشار بالاترین تراز مدل ۵۰ هکتوپاسکال است. از آنجایی که انجام آزمایش‌های درستی‌سنجی برای رسیدن به طرحواره‌های فیزیکی مناسب، جزء اهداف و برنامه‌های این پژوهش نبوده و خود موضوعی مستقل است، انتخاب طرحواره‌های فیزیکی به اقتباس از الموتیری و همکاران (۲۰۱۹) صورت گرفته است. دلیل این انتخاب، یکسان بودن منطقه مورد مطالعه و شباهت موضوع پژوهش است، مبنی بر اینکه آنها نیز تأثیر کوهساری و دریای سرخ بر بارش‌های منطقه شرق دریای مدیترانه را بررسی کرده‌اند. پیکربندی طرحواره‌های فیزیکی به‌کار رفته در پژوهش یاد شده و پژوهش حاضر در جدول ۱ ارائه شده است.

## ۲-۲ روش بررسی منطقه شکست امواج راسبی و حذف بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی

در این پژوهش، به‌علت اهمیت ناوه تراز زیرین و ردسپهر در رخداد بارش‌های فرین شرق دریای مدیترانه، دو گروه EPE که در حضور/عدم حضور ARST رخ داده‌اند، انتخاب شده است. انتخاب این رویدادها براساس اطلاعات وبگاه‌ها (<http://www.emdat.be/databas>) و نتایج پژوهش‌های معتبر (از جمله گرین بام و همکاران ۲۰۱۰؛

یادآوری است که این روابط برای بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی به کار می‌روند و بین بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی ارتل و بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی شبه‌زمینگرد نیز رابطه زیر برقرار است:

$$\Delta(PV_{qg}) \approx \frac{\rho_0 g}{\theta_0 N_0^2} \Delta(EPV) \quad (۸)$$

در نهایت با در اختیار داشتن میدان تاوایی پتانسیلی جدید (بدون بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی) و کاربست روش وارون‌سازی تاوایی پتانسیلی می‌توان اقدام به استخراج میدان داده‌های جدید (همان داده‌های اولیه تغییر یافته مثل داده‌های سطح زمین، دما، رطوبت ویژه، مؤلفه‌های باد و ارتفاع ژئوپتانسیلی که در اثر حذف بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلیتغییر یافته‌اند) کرد. بدین ترتیب میدان داده‌های تغییر یافته پس از حذف بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی ترازهای زبرین و میانی وردسپهر به‌عنوان داده‌های ورودی مدل WRF برای اجرای شبیه‌سازی‌های مورد نظر استفاده می‌شود.

### ۳ نتایج و بحث آنها

#### ۳-۱ اثر کشانه تاوایی پتانسیلی بر ARST

با توجه به نقش و اهمیت شکست موج راسبی و ناوه تراز زبرین در بارش‌های شدید شرق دریای مدیترانه، ابتدا به بررسی ناوه تراز زبرین و میانی همراه با کشانه PV پرداخته می‌شود. شکل ۲، ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و تاوایی پتانسیلی تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال را برای ۱۲ رویداد ARST (کریچاک و آلپرت، ۱۹۹۸؛ کریچاک و همکاران، ۲۰۰۰؛ کاهانا و همکاران، ۲۰۰۲؛ دوریس و همکاران، ۲۰۱۳، ۲۰۱۸؛ دوریس، ۲۰۲۱) که همراه با بارش‌های شدید در شرق دریای مدیترانه بودند، با استفاده از داده‌های Era-Interim نمایش داده شده‌اند. در اینجا مقادیر PV بر روی سطوح فشار ثابت (شکل ۳ و ۲) رسم شده است. هرچند این روش نمایش با ایراداتی مواجه هستند، اما منظور اصلی در این قسمت صرفاً کسب دید کلی

تاوایی پتانسیلی ارتل را می‌توان برحسب نیم‌رخ‌های مرجع چگالی و دمای پتانسیلی ( $\rho_0$  و  $\theta_0$ ) و پریشیدگی آنها ( $\rho^*$  و  $\theta^*$ ) بیان کرد. اگر  $\rho = \rho_0 + \rho^*$ ،  $\theta = \theta_0 + \theta^*$  و  $N_0^2 = (g/\theta_0) \partial\theta_0/\partial z$  در نظر گرفته شود، با فرض جریان شبه‌زمینگرد ( $f \ll \xi$ )، عبارت تقریبی زیر تا مرتبه اول برقرار خواهد بود (از پریشیدگی چگالی  $\rho^*$  در مخرج رابطه صرف‌نظر شده است):

$$EPV = \frac{\theta_0 N_0^2}{g \rho_0} \left( \xi + \frac{f g}{\theta_0 N_0^2} \frac{\partial \theta^*}{\partial z} \right) \quad (۲)$$

که  $N_0^2$  چینه‌بندی چگالی مرجع را نشان می‌دهد. از سوی دیگر، تاوایی پتانسیلی شبه‌زمینگرد با استفاده از تابع جریان  $\psi$  به‌صورت زیر تعریف می‌شود (اسپرنگر، ۲۰۰۷):

$$PV_{qg} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + \frac{f^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\rho_0}{N_0^2} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \quad (۳)$$

روابط زیر نیز بین تابع جریان و میدان‌های هواشناختی برقرار است:

$$g \frac{\theta^*}{\theta_0} = f \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad u = -\frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad v = \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (۴)$$

با جاگذاری روابط فوق در معادله تاوایی پتانسیلی شبه-زمینگرد، خواهیم داشت:

$$PV_{qg} = \xi + \frac{f^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\rho_0 g}{N_0^2 f \theta_0} \theta^* \right) \quad (۵)$$

در تقریب نخست، نیم‌رخ مرجع و پارامتر کوریولیس ثابت فرض می‌شود. پس، رابطه بالا به‌صورت زیر ساده خواهد شد:

$$PV_{qg} = \xi + \frac{f g}{N_0^2 \theta_0} \frac{\partial \theta^*}{\partial z} \quad (۶)$$

در نتیجه بین تاوایی پتانسیلی ارتل و تاوایی پتانسیلی شبه‌زمینگرد می‌توان رابطه تقریبی زیر را نوشت (اسپرنگر، ۲۰۰۷):

$$PV_{qg} \approx \frac{\rho_0 g}{\theta_0 N_0^2} EPV - f \quad (۷)$$

براساس مطالعات پیشین، رابطه فوق به‌طور دقیق برقرار نیست. این رابطه مبتنی بر فرض خطی‌سازی و شکل‌های تقریبی تاوایی پتانسیلی ارتل است؛ با این حال، برای تقریب مرتبه اول مناسب می‌باشد. در وارون‌سازی تاوایی پتانسیلی، از این رابطه با یک رهیافت تکرار استفاده می‌شود. لازم به

بارشی فعال نمی‌شود. شکل ۳ تعداد ۱۲ مورد از این نوع EPEها را نشان می‌دهد که ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ و تاوایی پتانسیلی تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال برای روز اوج بارش آنها رسم شده است.

با دقت در رویدادهای شکل ۳ مشاهده می‌شود که در همه آنها ناوه تراز زیرین وجود دارد اما لزوماً نه تنها عمیق نیستند بلکه در مواردی هم بسیار ضعیف هستند (مانند دسامبر ۱۹۹۸). کشانه PV در همه رویدادها با شدت و ضعف دیده می‌شود. در ادامه به بررسی و مقایسه دو مورد از آنها پرداخته می‌شود، یکی رویداد ژانویه ۲۰۱۱ که دارای ناوه ضعیف و بدون گسترش جنوب سو است و به تبع آن بی‌هنجاری PV ضعیفی دارد و دیگری ژانویه ۲۰۰۵ که همراه با ناوه قوی و بی‌هنجاری PV قوی درون کشانه استواسو است.

### ۲-۳ بررسی EPEهای ناشی از ARST

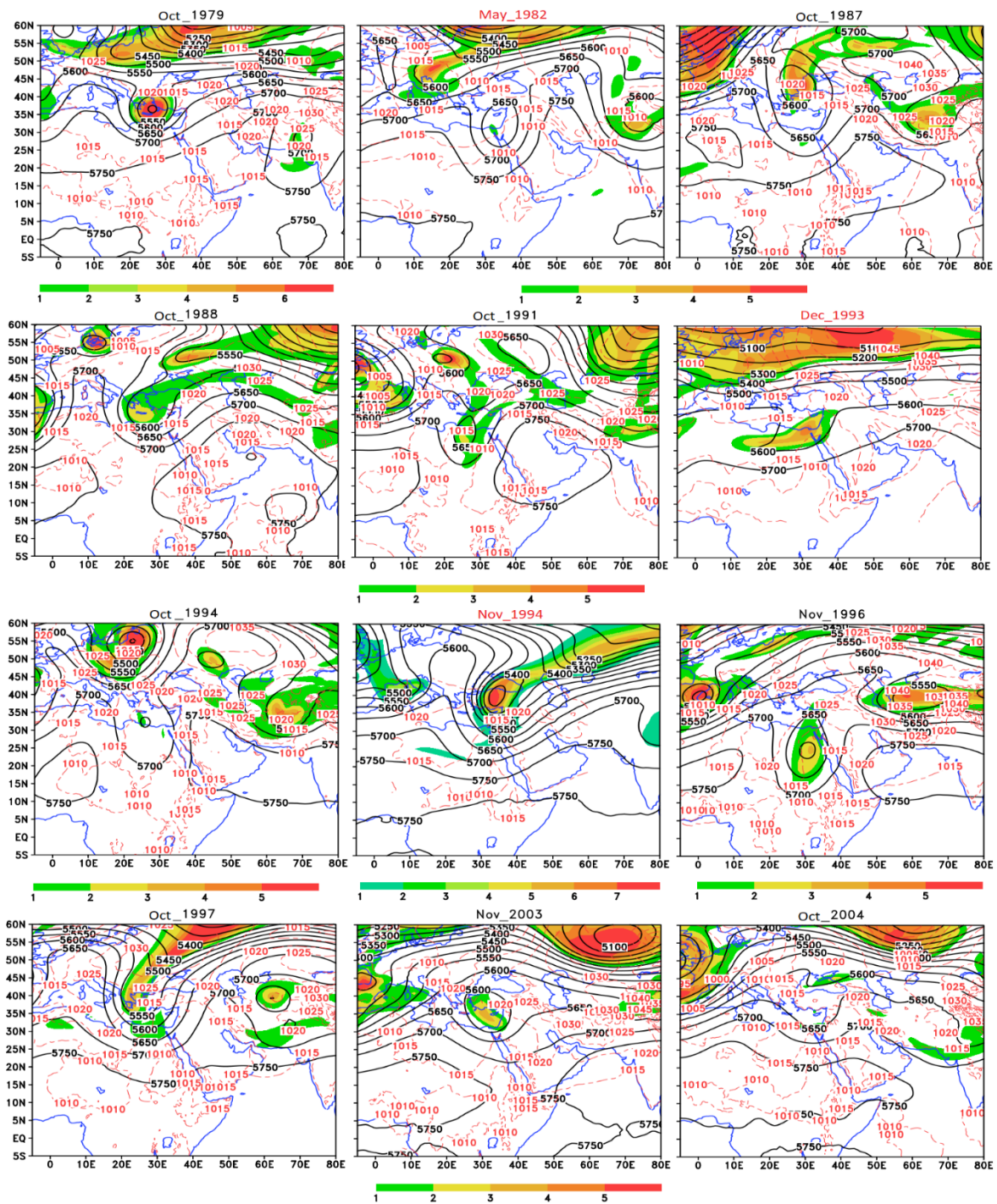
انتخاب رویدادهای ARST فقط با توجه به گسترش شمال سوی RST حاصل نمی‌شود و ممکن است براساس معیارهای مختلف از جمله الگوریتم استفاده شده توسط کریچاک و همکاران (۲۰۱۲)، تحلیل‌های تجربی و یا با استناد به پژوهش‌های انجام‌شده پیشین انجام شود.

رویدادهای مورد بررسی در این پژوهش، براساس تحقیقات کاهانا و همکاران (۲۰۰۲)، دوریس و همکاران (۲۰۱۳ و ۲۰۱۶) و دوریس (۲۰۲۱) انتخاب شده است. لذا فعال بودن ناوه دریای سرخ در این رویدادهای بارشی، بدون اثبات که خود نیاز به کار پژوهشی جداگانه‌ای دارد، پذیرفته شده است. در ادامه به شرح و تفسیر سه مورد از رویدادهای ARST پرداخته می‌شود. لازم به ذکر است در هر یک از این سه رویداد، الگوی بارش در روز پیشینه بارش در شکل ۴ نشان داده شده است.

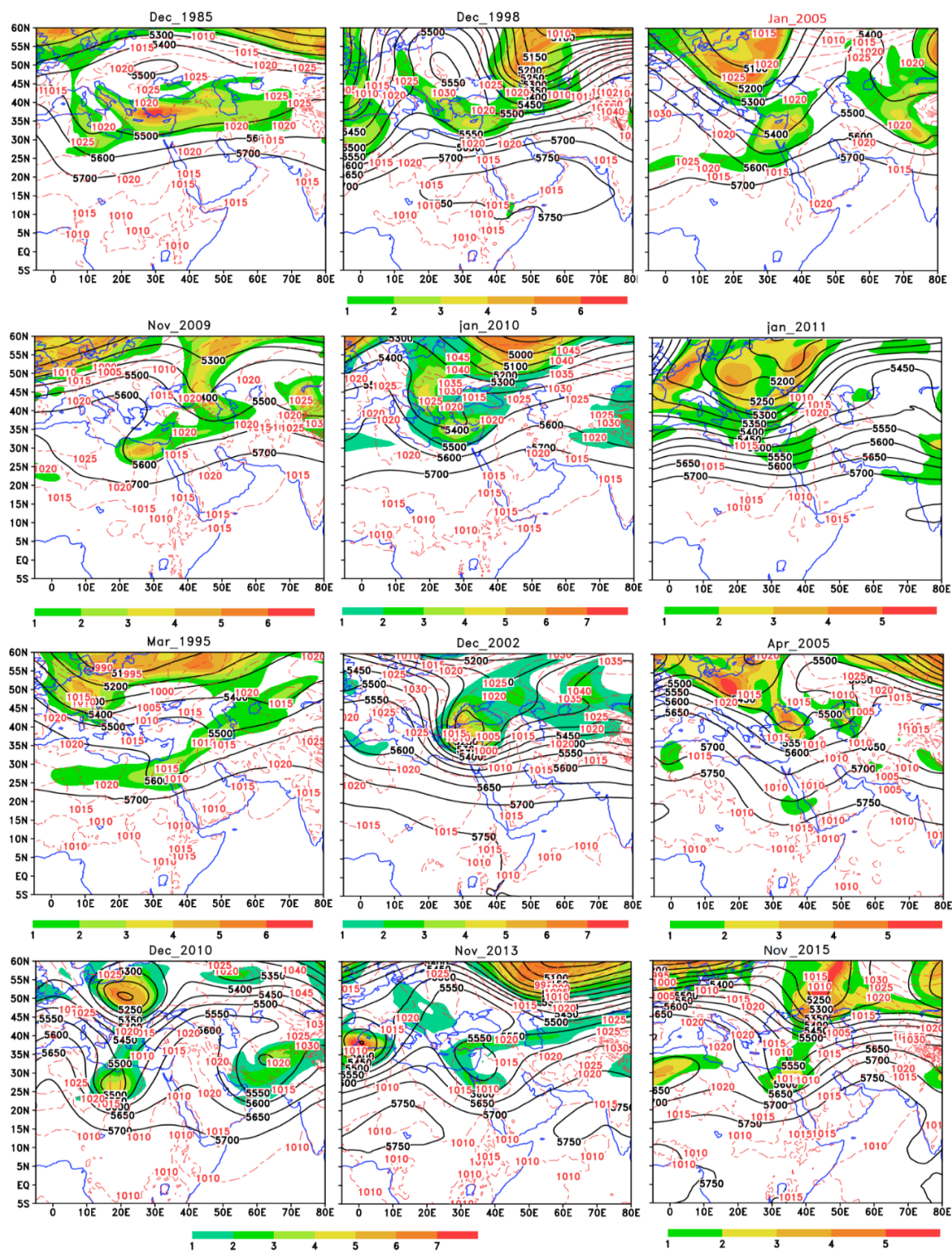
از وضعیت ناوه زیرین و کشانه PV، نه بررسی تأثیر آنها در وردسپهر و پوشش سپهر زیرین است. در ادامه که تأثیر بی‌هنجاری PV بر روی رویدادهای ARST بررسی خواهد شد، برای اینکه بتوان تفسیر درستی از تأثیر این بی‌هنجاری در ترازهای مختلف به دست آورد، ابتدا دمای پتانسیلی و دیگر کمیت‌ها بر روی سطوح هم‌مقدار PV محاسبه شده است. سپس با استفاده از مدل WRF کشانه PV یا به عبارت دیگر بی‌هنجاری PV حذف شده و کمیت‌های مورد نظر در غیاب آن محاسبه شدند تا از مقایسه نتایج به تأثیر بی‌هنجاری PV بر رویدادهای بارشی مذکور پی برد.

شکل ۲ بیانگر این نکته مهم است که رویدادهای ARST اکثراً در پاییز، به خصوص ماه‌های اکتبر و نوامبر، شایع هستند اما موارد نادری هم در فصل‌های دیگر مشاهده شده است. با توجه به شکل ۲ می‌توان دریافت که همه رویدادها همراه با ناوه عمیق (کشیده شده زیاد در راستای نصف‌النهاری) ترازهای زیرین و میانی بر روی بخش‌های شرق دریای مدیترانه و یا شمال دریای سرخ هستند و محور ناوه آنها دارای دو نوع کج‌شدگی شمال‌غربی-جنوب‌شرقی یا شمال‌شرقی-جنوب‌غربی و یا بدون کج‌شدگی (راستای شمالی-جنوبی) می‌باشد؛ اما ممکن است همراه با کشانه PV، بی‌هنجاری مثبت تاوایی پتانسیلی نباشد (مه ۱۹۸۲، اکتبر ۱۹۹۴، اکتبر ۲۰۰۴). در ادامه برای روشن‌تر شدن تأثیر وجود ناوه با و بدون کشانه تاوایی پتانسیلی بر ARST، به بررسی دقیق‌تر چند مورد از رویدادهای ARST ذکر شده در شکل ۲ که همراه با کشانه قوی (نوامبر، ۱۹۹۴)، کشانه متوسط (دسامبر ۱۹۹۳) و بدون کشانه (مه ۱۹۸۲) هستند، پرداخته می‌شود.

از طرفی در خاورمیانه، به‌ویژه نواحی واقع در شرق دریای مدیترانه ممکن است EPEهایی هم باشند که در اثر عوامل دیگری غیر از فعال شدن ناوه دریای سرخ رخ دهند، یعنی در آنها RST ضعیف است و از قبل و یا حین سامانه



شکل ۲. ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (پریندهای مشکی) و تاوایی پتانسیلی تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (نواحی رنگی برحسب PVU) و فشار میانگین سطح دریا (پریندهای خط چین قرمز) برای رویدادهای بارش شدید در شرق دریای مدیترانه که در اثر ARST رخ داده‌اند. مواردی که با عنوان قرمز در بالای شکل‌ها مشخص شده‌اند، همراه با کشانه PV قوی (روز ششم نوامبر، ۱۹۹۴)، کشانه متوسط (روز ۲۲ دسامبر ۱۹۹۳) و بدون کشانه (روز ۱۳ مه ۱۹۸۲) هستند که در این بخش به بررسی آنها پرداخته شده است.

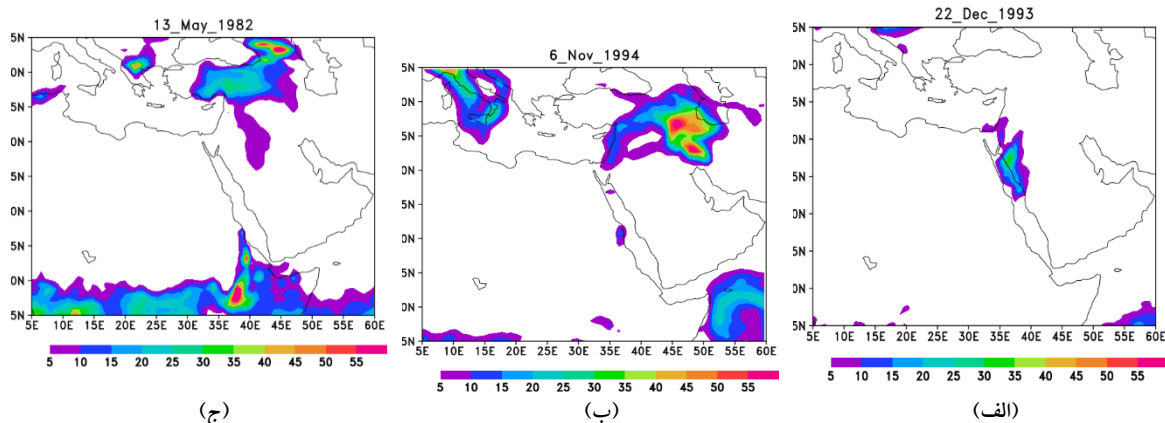


شکل ۳. مانند شکل ۲ ولی برای رویدادهای بارش شدید در شرق دریای مدیترانه که بدون همراهی ARST رخ داده‌اند. مواردی که با عنوان قرمز در بالای شکل‌ها مشخص شده‌اند، همراه با کشانه PV قوی (روز ۲۲ ژانویه ۲۰۰۵) و کشانه ضعیف (روز ۲۶ ژانویه ۲۰۱۱) هستند که در این پژوهش بررسی شده‌اند.

### ۳-۲-۱ رویداد بارشی دسامبر ۱۹۹۳

در روزهای ۲۰ تا ۲۳ دسامبر ۱۹۹۳ در بیابان نِگب، واقع در نیمه جنوبی فلسطین، رویداد بارش فرین ناشی از ابرهای سامانه همرفتی میان‌مقیاس با بیشینه بارش در روز ۲۲ دسامبر (شکل ۴-الف)، به وقوع پیوست (زیو و همکاران، ۲۰۰۵؛ دوریس و همکاران، ۲۰۱۳). بیشترین شدت بارش‌های رگباری حدود ۶۰ تا ۸۰ میلی‌متر بر ساعت در مرکز و شرق

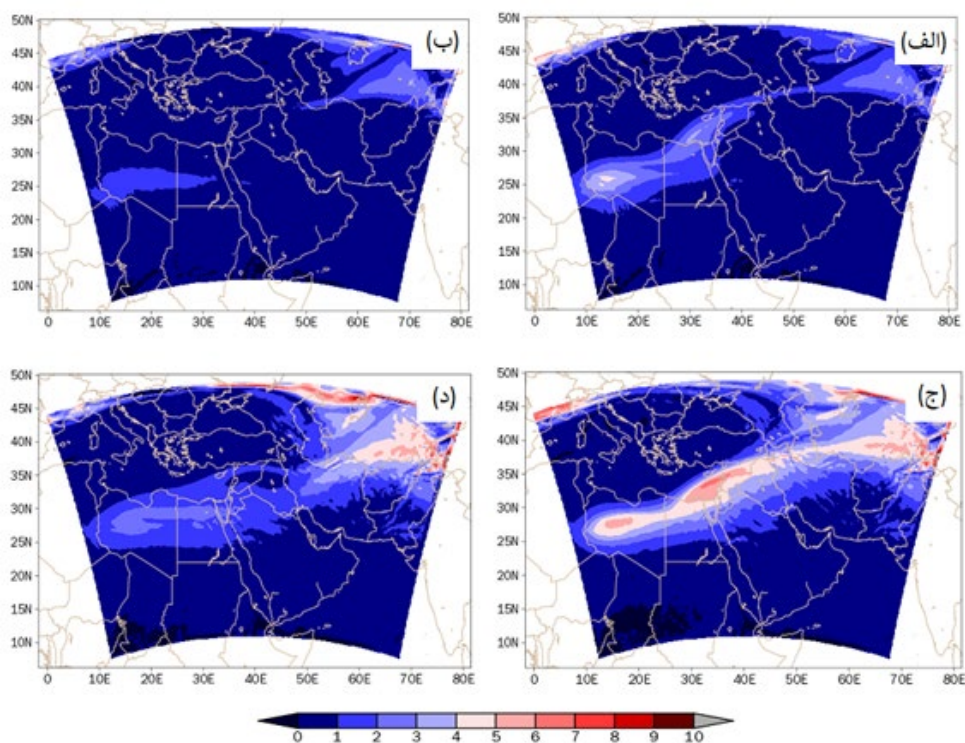
بیابان نِگب رخ داد که خسارت‌های جانی و مالی فراوانی به‌همراه داشت (زیو و همکاران، ۲۰۰۵). در حالی که بخش‌های شمالی فلسطین در این دوره، هوایی گرم و خشک داشتند و کمترین میزان بارش ماهانه در دوره ۵۰ سال پیش از این رویداد را ثبت کردند (سامانه هواشناسی فلسطین اشغالی، ۱۹۹۴).



شکل ۴. نقشه روز بیشینه بارش در سه رویداد بارشی فرین ناشی از ARST در روز ۲۲ دسامبر سال ۱۹۹۳ (الف)، ششم نوامبر سال ۱۹۹۴ (ب)، ۱۳ مه سال ۱۹۸۲ (ج).

برای بررسی دقیق‌تر این سامانه که به عنوان یک سامانه ARST شناخته شده است (کاهانا و همکاران، ۲۰۰۲؛ دوریس و همکاران، ۲۰۱۳)، تأثیر ناوه تراز زیرین ارزیابی و تحلیل می‌شود. بدین منظور اثرات حاصل از حذف بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی ترازهای زیرین و میانی وردسپهر بر روی برخی کمیت‌های هواشناختی بررسی شده است. در ابتدا میدان تاوایی پتانسیلی در حالت کنترلی (Control\_Run) و پس از حذف بی‌هنجاری آن (Modified\_Run)، برای ترازهای ۳۲۰ و ۳۳۰ کلوم در ساعت UTC روز ۲۲ دسامبر که ۱۲ ساعت بعد از آغاز اجرای مدل است، ارائه شده است (شکل ۵). با توجه به شکل‌های ۵-الف و ۵-ج، مشاهده می‌شود که کشانه PV در راستای مداری گستره وسیعی از شمال ایران، شمال عربستان و شرق دریای مدیترانه تا شمال‌شرق آفریقا را

دربرگرفته است. در این ناحیه، بیشینه مقدار بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی بر روی بخش جنوب‌شرقی دریای مدیترانه واقع است، به طوری که در تراز ۳۳۰ کلومین شدت بیشتری دارد. شکل‌های ۵-ب و ۵-د نشان می‌دهند که مقادیر زیادی از این بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی حذف شده است. در رویداد دسامبر ۱۹۹۳ یک موج گذرای غربی بر روی شرق دریای مدیترانه با کج‌شدگی شمال‌شرقی-جنوب‌غربی مستقر است (شکل ۲) که همراه با بی‌هنجاری مثبت تاوایی پتانسیلی است (شکل ۵). در ادامه به بررسی و تحلیل کمیت‌های هواشناختی و تغییرات حاصل از حذف بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی در این کمیت‌ها پرداخته می‌شود تا به نقش و اهمیت وجود ناوه تراز زیرین و تأثیر بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی بر رویداد بارشی مذکور پی‌برده شود (شکل‌های ۶ تا ۱۰).



شکل ۵. خروجی مدل WRF برای تاوایی پتانسیلی ارتل (برحسب PVU) در حالت‌های: (الف و ج) کنترلی (تغییرنیافته) و (ب و د) پس از حذف کشانه تاوایی پتانسیلی (تغییرنیافته). ردیف بالا مربوط به تراز ۳۲۰ و ردیف پایین تراز ۳۳۰ کلون برای ساعت UTC ۰۰ روز ۲۲ دسامبر ۱۹۹۳، ۱۲ ساعت بعد از شروع اجرای مدل است.

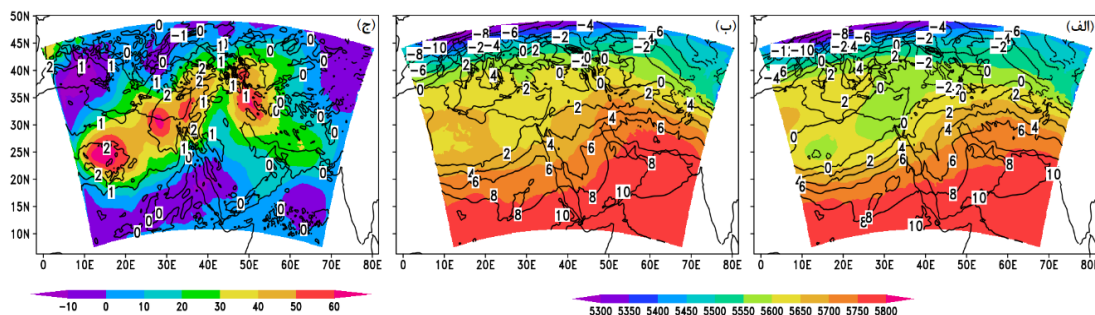
سرد بر روی مناطق مذکور در حضور بی‌هنجاری PV (اجرای کنترلی) است. نتایج اجرای کنترلی (شکل ۷-۱) و حذف بی‌هنجاری PV (شکل ۷-۲) برای جت تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال و بی‌هنجاری آن‌ها (شکل ۷-۳) نشان می‌دهد که بیش از ۲۰ متر بر ثانیه از سرعت جت در شمال شرق دریای سرخ در صورت عدم حضور بی‌هنجاری PV سطوح زیرین (اجرای حذف بی‌هنجاری PV) کاسته می‌شود (شکل ۷-۴). همچنین رطوبت ویژه و بردارهای افقی باد در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۸-الف) و شکل ۸-ب) در بخش شرقی دریای سرخ یا جریان سوی ناوه دریای سرخ و همچنین شرق دریای مدیترانه یا جریان سوی ناوه تراز زیرین نشان‌دهنده آن است که در اثر حذف بی‌هنجاری PV از مقدار فرارفت رطوبت در جلوی ناوه کاسته شده است (شکل ۸-ج). بنابراین وجود بی‌هنجاری PV تراز زیرین، سبب انتقال رطوبت از طریق شاخه

در این شکل‌ها متغیرهای هواشناختی مختلف در شبیه‌سازی کنترلی (شکل‌های ۶ تا ۱۰ قسمت الف)، شبیه‌سازی حذف بی‌هنجاری PV (شکل‌های ۶ تا ۱۰ قسمت ب) و بی‌هنجاری آن‌ها که گویای تفاضل کمیت‌های اجرای کنترلی از اجرای حذف بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی است (شکل‌های ۶ تا ۱۰ قسمت ج)، ارائه شده است. با توجه به الگوی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و دمای تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۶-الف و شکل ۶-ب) و بی‌هنجاری آن‌ها (شکل ۶-ج)، به وضوح افزایش ارتفاع ژئوپتانسیلی با بیشینه مقدار ۶۰ ژئوپتانسیل متر و افزایش دما با بیشینه مقدار ۲/۵ درجه سلسیوس بر روی مناطق شرق دریای مدیترانه، شمال دریای سرخ و شمال شرق آفریقا پس از حذف تاوایی پتانسیلی نسبت به اجرای کنترلی دیده می‌شود. این امر نشان‌دهنده وجود و گسترش ناوه ترازهای زیرین و میانی همراه با نفوذ هوای

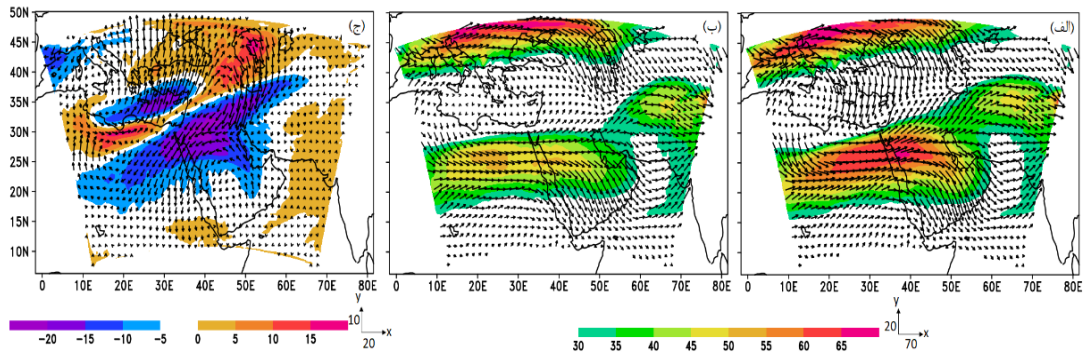
یعنی نفوذ ناوه تراز زبرین به همراه بی‌هنجاری PV سبب تضعیف مرکز کم‌فشار سودان در عرض ۱۵ درجه شمالی شده است (شکل ۹).

همچنین تاثیر وجود بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی بر الگوی بارش در هر سه حالت اجرای کنترلی (شکل ۱۰-الف)، اجرای با حذف بی‌هنجاری PV (شکل ۱۰-ب)، و تفاضل بارش اجرای کنترلی از اجرای حذف بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی (شکل ۱۰-ج) نشان داده شده است. با توجه به شکل ۱۰، مقدار بارش بعد از حذف بی‌هنجاری PV در بخش شرقی دریای سرخ و شرق دریای مدیترانه کمتر شده، اما در بخش غربی دریای سرخ بیشتر شده است. بنابراین این گونه استنباط می‌شود که وجود بی‌هنجاری PV و ناوه تراز زبرین بر شدت رویداد بارش فرین ۲۲ دسامبر ۱۹۹۳ تا حدی تأثیر داشته به طوری که بیشینه افزایش آن در حدود ۲۵ میلی‌متر در نواحی شرقی دریای سرخ است. این ناحیه در جریان سوی ناوه دریای سرخ (شرق دریای سرخ) در سطوح زیرین و پادجریان سوی ناوه تراز زبرین و کشانه تاوایی پتانسیلی سطوح زبرین و میانی قرار دارد. نواحی غربی دریای سرخ و بخش‌های شمالی بیابان نِگب، همان‌طور که در ابتدای این بخش گفته شد، شرایط خشکی را تجربه کرده است.

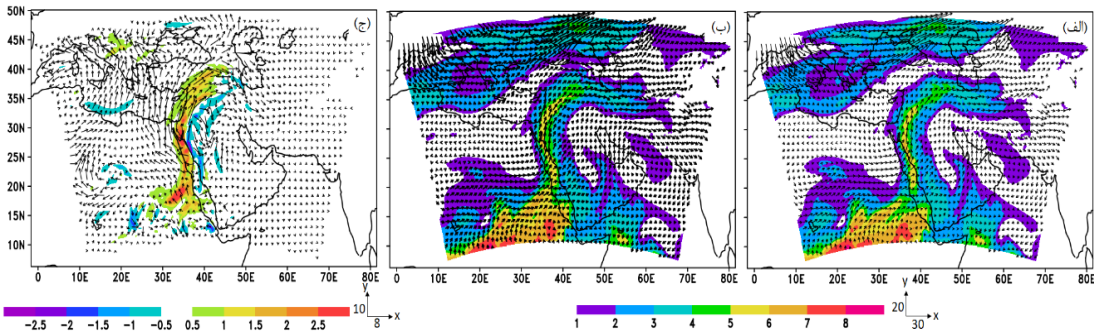
جریان سوی کشانه PV در شرق دریای سرخ به شرق دریای مدیترانه می‌شود. در حقیقت این مطلب گویای جریانات قوی جنوبی حاوی رطوبت در جلوی ناوه است که با حذف کشانه PV این جریانات جنوبی مرطوب تضعیف می‌شوند. بررسی الگوهای فشار سطح دریا در دو شبیه‌سازی کنترلی (شکل ۹-الف) و حذف بی‌هنجاری PV (شکل ۹-ب) نشان می‌دهد با حذف بی‌هنجاری PV تراز زبرین و میانی بر شدت و اچرخند عربی و پرفشار آزرورز افزوده شده و از شدت کم‌فشار سودان کاسته شده است (شکل ۹-الف). پس می‌وان این‌گونه استنباط کرد که وجود ناوه تراز زبرین بر روی شرق دریای مدیترانه با تضعیف و عقب‌گرد و اچرخند عربی و پرفشار آزرورز در زمان فعال شدن ARST رویداد دسامبر ۱۹۹۳ همراه بوده است. با حذف بی‌هنجاری PV، ارتفاع ژئوپتانسیلی در مکان کم‌فشار بریده واقع بر روی شمال دریای سرخ و شرق دریای مدیترانه و همین‌طور دما نیز افزایش می‌یابد که نشان‌دهنده اهمیت نفوذ ناوه تراز زبرین به همراه توده‌های سرد بر روی شمال دریای سرخ و شرق دریای مدیترانه است (شکل ۵). این الگو در میدان فشار تراز دریا هم دیده می‌شود به طوری که حذف بی‌هنجاری PV سبب تقویت پرفشارهای سطحی شده و بر شدت RST در شمال شرق دریای سرخ اندکی می‌افزاید،



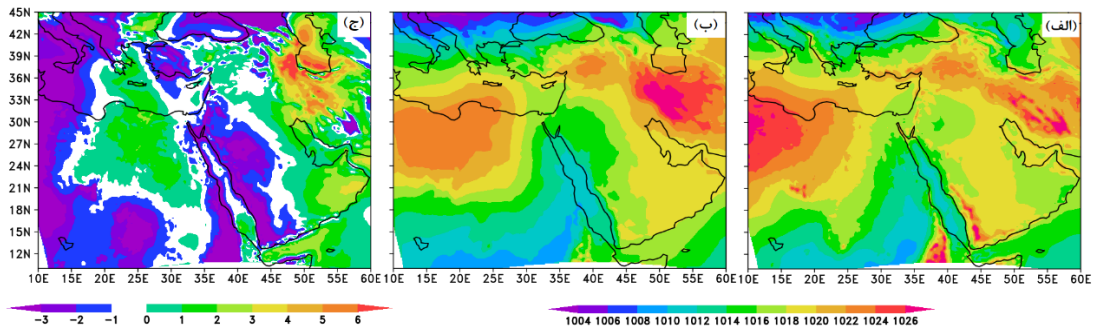
شکل ۶. خروجی مدل WRF در ساعت UTC ۰۰ روز ۲۲ دسامبر ۱۹۹۳، ۱۲ ساعت بعد از شروع اجرای مدل برای میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (برحسب ژئوپتانسیل‌متر، نواحی رنگی) و دما در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (برحسب درجه سلسیوس، پربندها) (الف) اجرای کنترلی، (ب) اجرای مدل با حذف بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی و (ج) تفاوت این کمیته‌ها (Modified\_Run-Control\_Run).



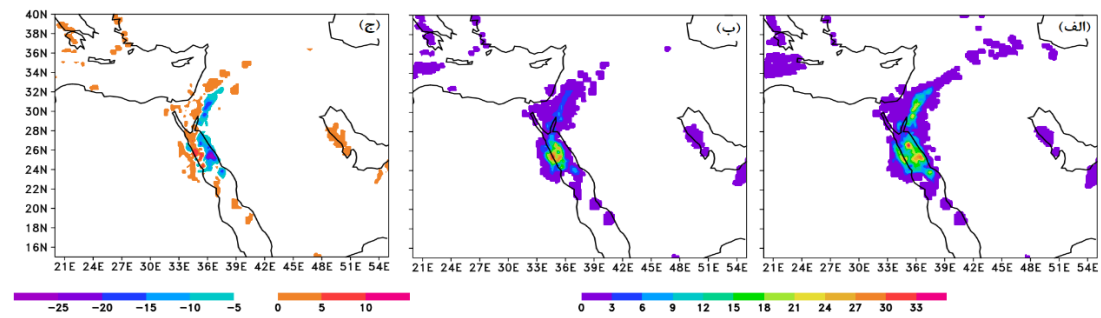
شکل ۷. مانند شکل ۵ ولی برای تندی باد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال (بر حسب متر بر ثانیه، نواحی رنگی) و میدان باد افقی (بردارها).



شکل ۸. مانند شکل ۵ ولی برای رطوبت ویژه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (بر حسب گرم بر کیلوگرم، نواحی رنگی) و میدان باد افقی (بر حسب متر بر ثانیه).



شکل ۹. مانند شکل ۵ ولی برای فشار تراز دریا بر حسب هکتوپاسکال.



شکل ۱۰. مانند شکل ۵ ولی برای بارش تجمعی (بر حسب میلی‌متر).

هشتم، بارش‌های سیل‌آسای شدید همراه با تندبادهای قوی در چند روز اول بارش، ابتدا در شرق مصر، فلسطین اشغالی

۲-۲-۳ رویداد بارشی نوامبر ۱۹۹۴ در اوایل نوامبر ۱۹۹۴، یک دوره ۶ روزه از روز دوم تا

پرداخته می‌شود. لازم به ذکر است که به دلیل شباهت نتایج در اجرای ۴۸ ساعته مدل و پرهیز از تکرار، فقط نتایج ساعت UTC ۰۰ روز ششم نوامبر ۱۹۹۴ مربوط به ۱۲ ساعت بعد از شروع اجرای مدل ارائه شده است.

در ادامه خروجی مدل برای متغیرهای هواشناختی مختلف در شبیه‌سازی کنترلی (شکل‌های ۱۱ تا ۱۵ قسمت الف) و شبیه‌سازی حذف بی‌هنجاری PV (شکل‌های ۱۱ تا ۱۵ قسمت ب) و بی‌هنجاری آن‌ها که حاصل از تفاضل کمیت‌های اجرای کنترلی از اجرای حذف بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی است (شکل‌های ۱۱ تا ۱۵ قسمت ج)، بررسی شده است. با مقایسه میدان‌های شبیه‌سازی شده ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و دمای تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال مربوط به شبیه‌سازی کنترلی (شکل ۱۱-الف) و حذف بی‌هنجاری PV (شکل ۱۱-ب)، با حذف بی‌هنجاری PV در بخش‌های شمال شرق دریای مدیترانه، دریای سیاه و شمال غرب آسیا (به‌طور کلی‌تر در راستای محور کشانه PV)، بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیلی حدود ۱۲۰ ژئوپتانسیل متر و بیشینه دما حدود ۷ درجه سلسیوس افزایش یافته است. همچنین مشاهده می‌شود که ارتفاع ژئوپتانسیلی نه تنها در شرق دریای مدیترانه بلکه تا جنوب دریای سرخ و شمال شرق آفریقا با بیشینه مقدار حدود ۶۰ ژئوپتانسیل متر افزایش یافته است. پس می‌توان نتیجه گرفت که ناوه ارتفاعی در راستای محور کشانه بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی تا شمال شرق آفریقا و شمال دریای سرخ کشیده شده و سبب جدایی و اچرخند عربی و پرفشار آزرز از همدیگر بر روی شمال دریای سرخ شده است (شکل ۱۱-ج). از مقایسه وضعیت جت جنب‌حاره‌ای در حالت‌های مختلف، قبل (شکل ۱۲-الف) و بعد از حذف بی‌هنجاری PV (شکل ۱۲-ب) و همچنین اختلاف آنها (شکل ۱۲-ج)، شاهد کاهش شدت جت در بخش‌های وسیعی از جمله شمال دریای سرخ، شرق دریای مدیترانه، شمال عربستان و ایران هستیم. با توجه به شکل ۱۳-الف، رطوبت لازم برای ایجاد

و کشورهای حاشیه دریای مدیترانه شروع (روزهای دوم تا چهارم) و به تدریج به سمت غرب منتقل شد (کریچاک و همکاران، ۱۹۹۷a؛ دوریس و همکاران، ۲۰۱۸).

بیشترین شدت بارش براساس داده‌های Era-Interim مربوط به روز ششم (شکل ۴-ب) است که بخش‌های غرب و شمال غرب ایران، عراق، سوریه، غرب ترکیه تا جنوب دریای سیاه و شرق دریای مدیترانه را دربرگرفت. نکته قابل توجه آنکه انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی این رویداد مشابه رویداد دسامبر ۱۹۹۳، از چند روز قبل از بارش بیشینه شروع به افزایش کرد (شکل نشان داده نشده است)، در حالی که واگرایی ترازهای زیرین در روزهای بعد غالب شد. طبق مطالعات انجام شده، رویداد نوامبر ۱۹۹۴ در اثر یک رخداد ARST قوی به وقوع پیوسته است (کریچاک و آلپرت، ۱۹۹۸؛ کریچاک و همکاران، ۲۰۰۰؛ دوریس، ۲۰۲۱) که منجر به کشته شدن ۶۰۰ نفر و بی‌خانمان شدن ۱۶۰۶۶۰ نفر شد و حدود ۱۴۰ هزار دلار خسارت به بار آورد (<http://www.emdat.be/databas>).

میدان PV در روز اوج بارش رویداد نوامبر ۱۹۹۴ در ساعت UTC ۰۰ روز ششم برای اجرای کنترلی (شکل‌های ۱۱-الف و ۱۱-ج) و اجرای مدل پس از حذف بی‌هنجاری PV (شکل‌های ۱۱-ب و ۱۱-د) در ترازهای ۳۲۰ و ۳۳۰ کلونین نشان داده شده است. حضور کشانه جنوب‌سوی PV در اجرای کنترلی مدل نشان‌دهنده نفوذ بی‌هنجاری مثبت PV به همراه گسترش هوای پوشن‌سپهری بر روی شمال غرب آسیا، دریای سیاه تا شمال شرق دریای مدیترانه است که در تراز ۳۳۰ کلونین پهنای گسترده‌تری را دربرگرفته و تا شمال شرق آفریقا کشیده شده است. شکل‌های ۱۱-ب و ۱۱-د، مربوط به اجرای مدل پس از حذف مقادیر زیادی از بی‌هنجاری PV ترازهای زیرین و میانی وردسپهر (ارتفاع ۲ تا ۱۵ کیلومتری از سطح زمین) است. در ادامه، به بررسی وضعیت برخی کمیت‌های هواشناختی رویداد مذکور پس از حذف بی‌هنجاری PV

ایجاد می‌شود قوی‌تر بوده و چرخند سطحی نیز شدت بیشتری خواهد داشت.

### ۳-۲-۳ رویداد بارشی مه ۱۹۸۲

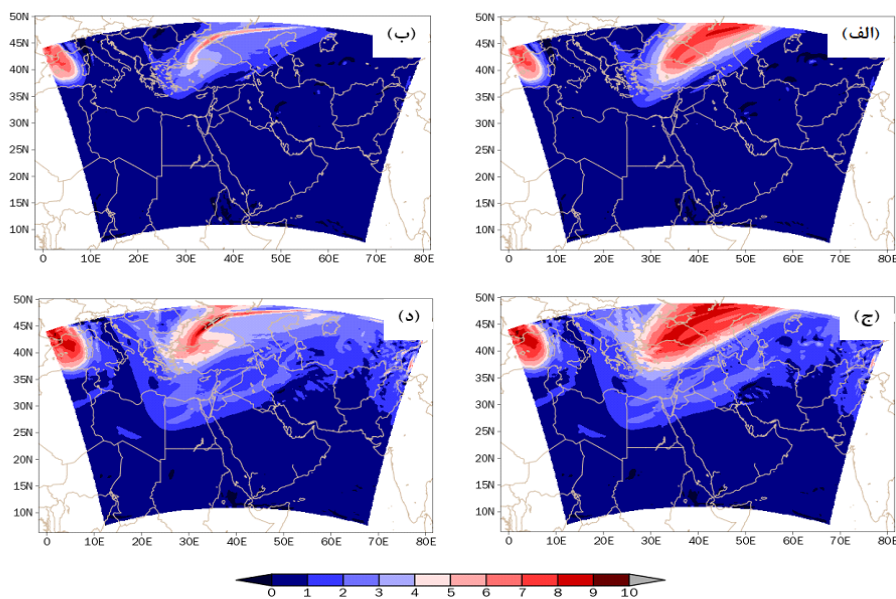
از دهم مه ۱۹۸۲ در شرق دریای سرخ، بر روی عربستان بارشی سیل‌آسا شروع، به تدریج در روزهای یازدهم و دوازدهم، بارش در شرق دریای مدیترانه و سپس در روزهای سیزدهم و چهاردهم (شکل ۴-ج)، بیشینه بارش شدید در منطقه‌ای وسیع از شمال شرق دریای مدیترانه تا جنوب شرق دریای سیاه رخ داد. این رویداد از جمله رویدادهای نادری است که در آن ناوه تراز زبرین در شرق دریای مدیترانه گسترش جنوب‌سو داشته اما بی‌هنجاری PV مثبت رخ نداده است؛ به عبارت دیگر، یک موج شبه‌ایستا با ناوه‌ای با پربندهای بسته درون آن در شرق دریای مدیترانه و شمال دریای سرخ برای چند روز مستقر شده است (شکل ۲). به دلیل وجود پربندهای بسته و منحصر در یک تراز، امکان انتقال PV از ارتفاعات و عرض‌های بالاتر وجود نداشته است. به بیانی، موج دچار شکست چرخندی یا واچرخندی نشده است و در نتیجه کشانه PV همراه با هوای سرد وجود نداشته که برای بررسی حذف شود. بنابراین بیشتر عوامل سطحی و میانی وردسپهر در بارش این رویداد نقش داشته و بی‌هنجاری PV و فعالیت موج راسبی مؤثر نبوده‌اند.

### ۳-۳ بررسی EPEهای غیر از ARST

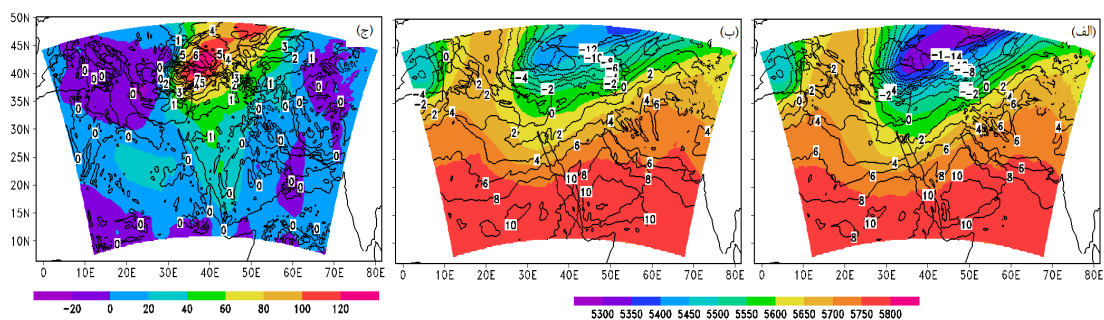
در این بخش به بررسی دو رویداد بارشی شدید که در اثر عوامل دیگری غیر از فعال شدن RST رخ داده‌اند، پرداخته می‌شود. لازم به ذکر است در هر یک از این دو رویداد، الگوی بارش در روز بیشینه بارش در شکل ۱۶ نشان داده شده است.

ناپایداری رویداد مورد نظر، از مناطق حاره‌ای آفریقا و دریای سرخ، به‌ویژه نیمه شمالی آن تأمین شده و به مناطق غرب ایران و شرق مدیترانه انتقال یافته است. از طرفی کشیده شدن کشانه PV به عرض‌های پایین‌تر حاکی از تأثیر بی‌هنجاری PV در وردسپهر زیرین و بر روی مناطق حاره‌ای است، به طوری که میدان بردارهای باد افقی در جریان‌سوی ناوه نشان‌دهنده انتقال رطوبت از عرض‌های حاره‌ای (جنوب و شرق دریای سرخ) به مناطق جنب‌حاره‌ای و بالاتر (شرق دریای مدیترانه) است (شکل ۱۳).

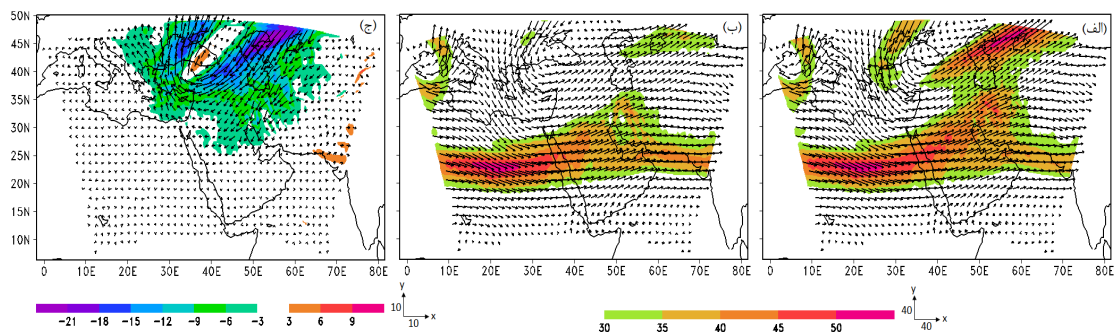
تغییرات میدان فشار سطح دریا و الگوی بارش در منطقه مورد مطالعه در شبیه‌سازی کنترلی (شکل‌های ۱۴-الف و ۱۵-الف) و حذف بی‌هنجاری PV (شکل‌های ۱۴-ب و ۱۵-ب) و تفاضل آن‌ها (-Modified\_Run Control\_Run) (شکل‌های ۱۴-ج و ۱۵-ج) در ادامه بررسی شده است. حذف بی‌هنجاری PV حتی بر روی میدان فشار تراز دریا تأثیر گذاشته و سبب تضعیف کم‌فشارهای سطحی بر روی دریای سرخ، شمال شرق آفریقا و شرق دریای مدیترانه و به تبع آن کاهش قدرت RST شده است، به طوری که کمینه مقدار آنها حدود ۴ هکتوپاسکال افزایش یافته است (شکل ۱۴-ج). بررسی الگوی بارش در هر سه حالت نشان می‌دهد که با حذف بی‌هنجاری PV از گستره بارش بر روی جنوب غرب ایران کاسته شده است. (شکل ۱۵-ج). رویداد نوامبر ۱۹۹۴ به‌طور کلی شبیه رویداد دسامبر ۱۹۹۳ است با این تفاوت که رویداد ۱۹۹۳ حاصل یک موج گذرا و رویداد ۱۹۹۴ حاصل ناوه عمیق یک بندال امگا است. بنابراین ناوه عمیق‌تر لزوماً کشانه PV قوی‌تر، سبب نفوذ هوای سرد بیشتری شده و در سطح زمین بی‌هنجاری منفی دمایی شدیدتری ایجاد می‌کند. همین‌طور چرخش چرخندی که در اطراف ناوه



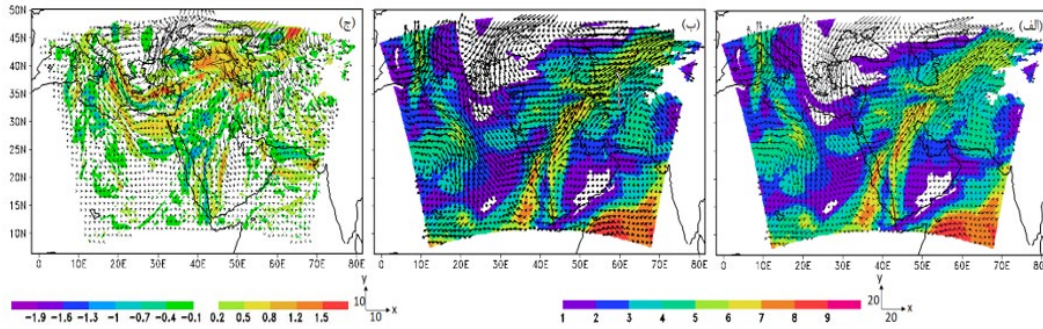
شکل ۱۰. خروجی مدل WRF برای تاوایی پتانسیلی ارتل (برحسب PVU، نواحی رنگی) در حالت‌های (الف و ج) کنترلی (تغییر نیافته) و (ب و د) پس از حذف بی‌هنجاری PV (تغییر یافته). ردیف بالا مربوط به تراز ۳۲۰ و ردیف پایین تراز ۳۳۰ کلومین برای ساعت UTC ۰۰ روز ۶ نوامبر ۱۹۹۴، ۱۲ ساعت بعد از شروع اجرای مدل است.



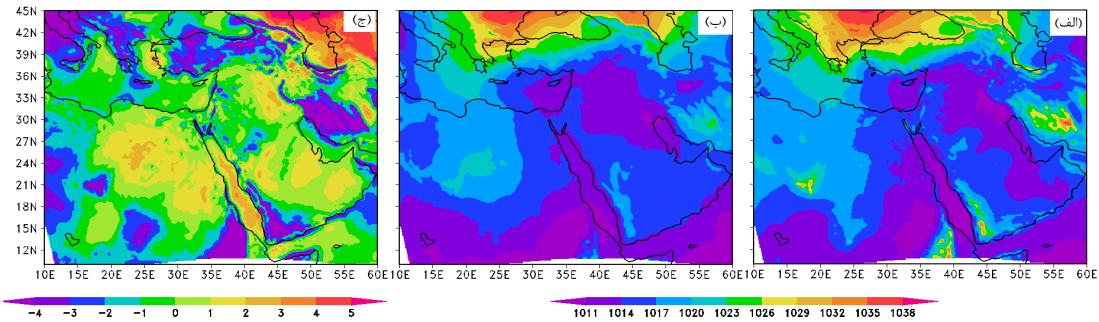
شکل ۱۱. خروجی مدل WRF در ساعت UTC ۰۰ روز ۶ نوامبر ۱۹۹۴، ۱۲ ساعت بعد از شروع اجرای مدل برای میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (برحسب ژئوپتانسیل متر، نواحی رنگی) و دما در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (برحسب درجه سلسیوس، پریندها) (الف) اجرای کنترلی، (ب) اجرای مدل با حذف بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی و (ج) تفاوت این کمیت‌ها (Modified\_Run-Control\_Run).



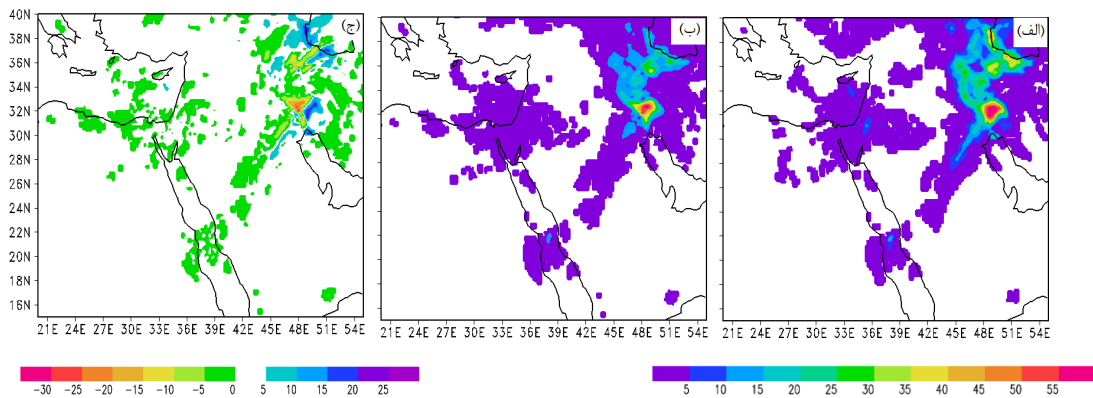
شکل ۱۲. مانند شکل ۱۱ ولی برای تندی باد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال (برحسب متر بر ثانیه، نواحی رنگی) و میدان باد افقی (پر دارها).



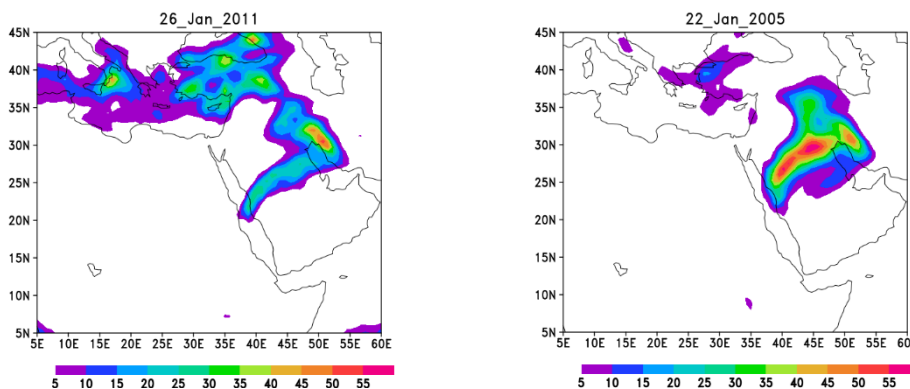
شکل ۱۳. مانند شکل ۱۱ ولی برای رطوبت ویژه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (برحسب گرم بر کیلوگرم، نواحی رنگی) و میدان باد افقی (بر حسب متر بر ثانیه).



شکل ۱۴. مانند شکل ۱۱ ولی برای فشار تراز دریا برحسب هکتوپاسکال.

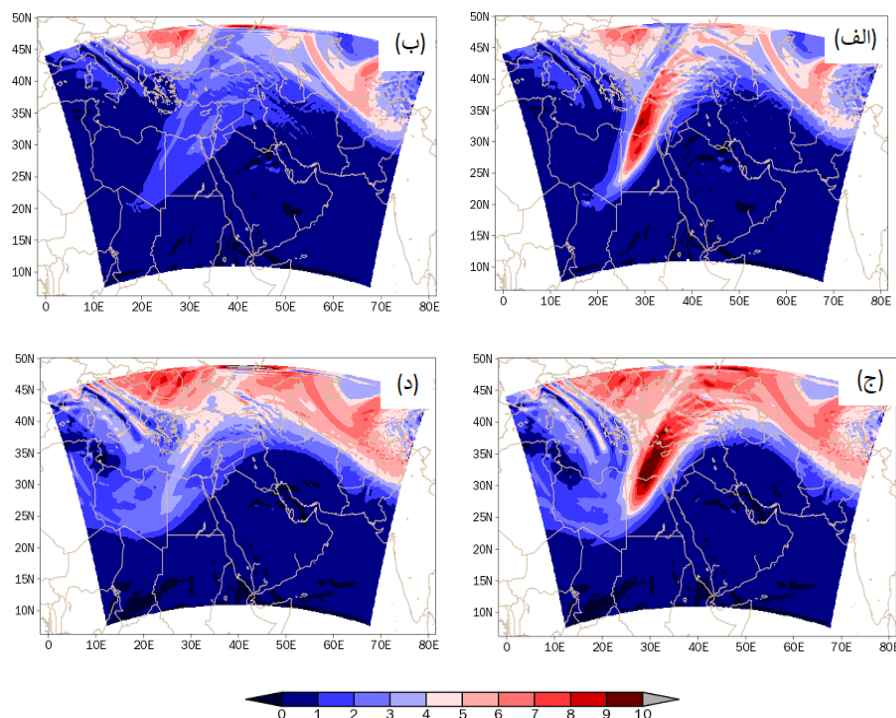


شکل ۱۵. مانند شکل ۱۱ ولی برای بارش تجمعی (برحسب میلی‌متر).



شکل ۱۶. نقشه روز پیشینه بارش در دو رویداد بارشی فرین غیر از ARST در روز ۲۲ ژانویه سال ۲۰۰۵ (الف)، ۲۶ ژانویه سال ۲۰۱۱ (ب).

می‌گذارند (زیو، ۲۰۰۱؛ رابین و همکاران، ۲۰۰۷). میدان تاوایی پتانسیلی مربوط به ۲۲ ژانویه ۲۰۰۵ در ساعت ۰۰ UTC برای ۱۲ ساعت بعد از آغاز اجرای مدل در ترازهای هم‌آنتروپی (شکل ۱۷) ترسیم شده است. با توجه به شکل‌های ۱۷-الف و ۱۷-ج، به وضوح کشانه PV در اجرای کنترلی مدل برای ترازهای ۳۲۰ و ۳۳۰ کلوین، بر روی شرق دریای مدیترانه تا شمال شرق آفریقا در راستای شمال شرقی-جنوب غربی دیده می‌شود. با حذف بی‌هنجاری PV (شکل‌های ۱۰-ب و ۱۰-د)، تأثیر آن بر رویداد بارشی مذکور بررسی می‌شود.



شکل ۱۷. خروجی مدل WRF برای تاوایی پتانسیلی ارتل (نواحی رنگی برحسب PVU) در حالت‌های (الف و ج) اجرای کنترلی مدل (تغییر نیافته) و (ب و د) اجرای مدل پس از حذف بی‌هنجاری PV (تغییر یافته). ردیف بالا مربوط به تراز ۳۲۰ و ردیف پایین تراز ۳۳۰ کلوین برای ساعت ۰۰ UTC روز ۲۲ ژانویه ۲۰۰۵، ۱۲ ساعت بعد از شروع اجرای مدل است.

بی‌هنجاری PV (شکل ۱۸-ب)، نشان‌دهنده این است که میزان اختلاف آنها بر روی شرق دریای مدیترانه به حدود ۷۰ ژئوپتانسیل متر رسیده و ناوه به ارتفاعات بالاتر منتقل شده است؛ دما نیز حدود ۳ درجه سلسیوس افزایش یافته

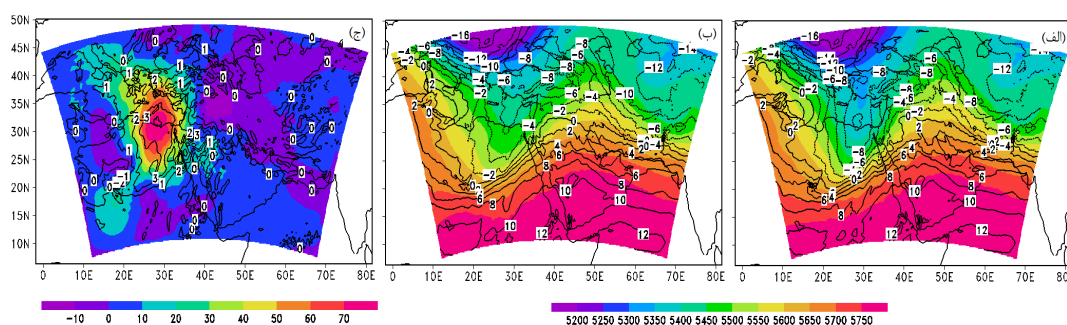
### ۳-۳-۱ رویداد بارشی ژانویه ۲۰۰۵

در ۲۲ ژانویه ۲۰۰۵، بارش شدید و گسترده‌ای نیمه شمالی عربستان (شکل ۱۶-الف)، شرق دریای سرخ تا بخش‌های غرب و جنوب غربی ایران و عراق را دربرگرفت، به طوری که شدت بارش محلی بیش از ۱۲۰ میلی‌متر بر روز در ایستگاه مدینه به ثبت رسید (برطبق داده‌های Center for Research on the Epidemiology of Disasters). در این روز تصاویر ماهواره‌ای حضور پهنای وسیعی از ابر بر فراز عربستان را نشان داد که به صورت پراکنده از مناطق حاره‌ای آفریقا سرچشمه گرفته بودند و شباهت زیادی به پَرشارهای حاره‌ای داشتند که روی خاورمیانه اثر

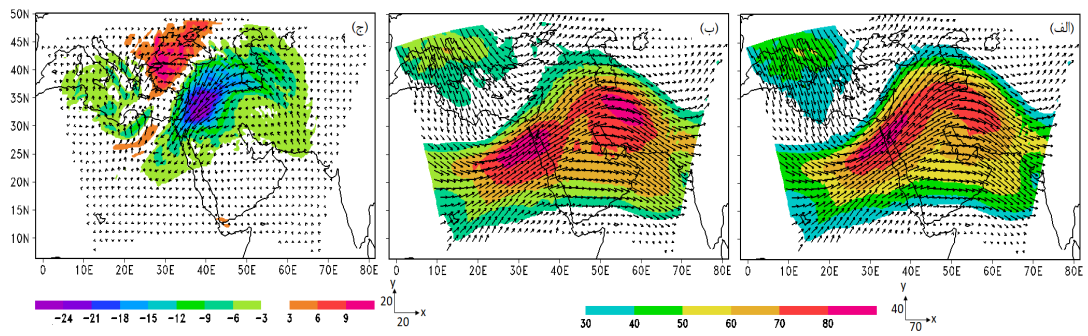
در ادامه، اثر حذف بی‌هنجاری PV در ترازهای زیرین و میانی جو در رویداد بارشی توصیف شده بررسی شده است. میدان اختلاف ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در اجرای کنترلی (شکل ۱۸-الف) و اجرای پس از حذف

در جایگاه خود مستقر بوده و فعال نشده است. همچنین بررسی الگوی فشار تراز دریا در حالت اجرای کنترلی (شکل ۲۱-الف) و حذف بی‌هنجاری PV (شکل ۲۱-ب) و تفاضل آن‌ها (Modified\_Run-Control\_Run) (شکل ۲۱-ج) گویای افزایش فشار سطح تا حدود ۴ هکتوپاسکال بر روی دریای مدیترانه و منطقه سودان در اثر حذف بی‌هنجاری PV است. به طور کلی، با اینکه انتظار می‌رود تمامی کمیت‌های هواشناختی بر میدان بارش رویداد مذکور مؤثر باشند، ولی وجود کشانه قوی PV در این رویداد و گسترش جنوب‌سوی آن تأثیر چندانی بر شدت بارش نداشته است. با این وجود، براساس مطالب ارائه شده، بیشترین تأثیر آن در فراهم کردن شرایط مساعد برای فرارفت گرم و مرطوب از عرض‌های پایین به شمال دریای سرخ و عربستان در این رویداد بارشی بوده است. بنابراین در رویداد مذکور تأثیر کشانه PV در افزایش بارش (شکل‌های ۲۲-الف و ۲۲-ب)، بر مبنای نتایج مدل WRF، چندان قابل توجه نبوده و حتی شدت بارش قدری کاهش می‌یابد (شکل ۲۲-ج).

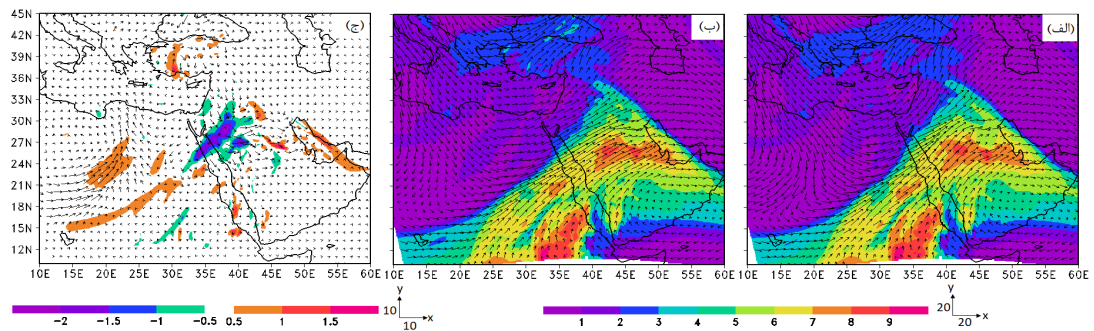
است (شکل ۱۸-ج). بنابراین می‌توان به اهمیت کم ارتفاع قوی و ناوه دمایی در فعالیت سامانه مذکور پی برد. در مورد جت جنب‌حاره‌ای نیز نتایج حاکی از این است که بیشینه مقدار اختلاف بین نتایج اجرای کنترلی (شکل ۱۹-الف) و اجرای مدل پس از حذف بی‌هنجاری PV (شکل ۱۹-ب) به حدود ۲۴ متر بر ثانیه در شرق مدیترانه می‌رسد (شکل ۱۹-ج). همچنین با توجه به الگوی فرارفت رطوبت در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال در شبیه‌سازی کنترلی (شکل ۲۰-الف)، اجرای مدل پس از حذف بی‌هنجاری PV (شکل ۲۰-ب) و تفاضل آن‌ها (Modified\_Run-Control\_Run) (شکل ۲۰-ج)، در اثر حذف کشانه PV، کاهش انتقال رطوبت در جریان‌سوی کشانه، در مناطق شمال عربستان و شمال دریای سرخ دیده می‌شود و تندی باد افقی نیز در این مناطق کاهش یافته است. این امر اهمیت اثر کشانه جنوب‌سوی PV در انتقال رطوبت از عرض‌های پایین به عرض‌های بالاتر را نشان می‌دهد. در نتیجه صعود شدید هوای گرم و مرطوب سبب تشکیل ابرهای همرفتی و آزاد شدن گرمای نهان زیادی در عربستان و ایستگاه مدینه شده است. در این رویداد RST



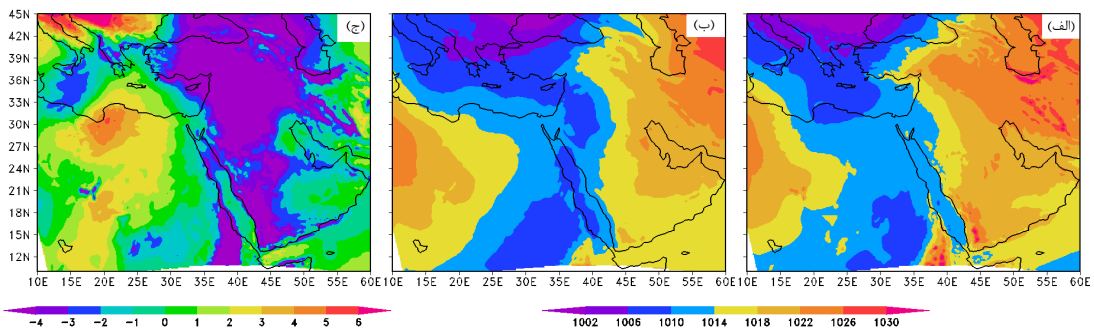
شکل ۱۸. خروجی مدل WRF در ساعت ۰۰ UTC روز ۲۲ ژانویه ۲۰۰۵، ۱۲ ساعت بعد از شروع اجرای مدل برای میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (برحسب ژئوپتانسیل متر، نواحی رنگی) و دما در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (برحسب درجه سلسیوس، پریندها) (الف) اجرای کنترلی، (ب) اجرای مدل با حذف بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی و (ج) تفاوت این کمیت‌ها (Modified\_Run-Control\_Run).



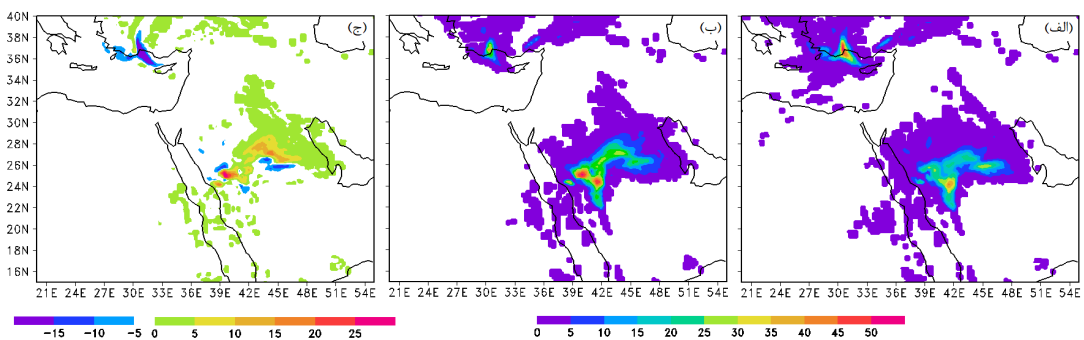
شکل ۱۹. مانند شکل ۱۸ ولی برای تندی باد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال (بر حسب متر بر ثانیه، نواحی رنگی) و میدان باد افقی (بردارها).



شکل ۲۰. مانند شکل ۱۸ ولی برای رطوبت ویژه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (بر حسب گرم بر کیلوگرم، نواحی رنگی) و میدان باد افقی (بر حسب متر بر ثانیه).



شکل ۲۱. مانند شکل ۱۸ ولی برای فشار تراز دریا بر حسب هکتوپاسکال.



شکل ۲۲. مانند شکل ۱۸ ولی برای بارش تجمعی (بر حسب میلی‌متر).

### ۳-۳-۲ رویداد بارشی ژانویه ۲۰۱۱

رویداد مربوط به ۲۶ ژانویه ۲۰۱۱، یک رویداد بارشی

سیل آسا بود که بخش‌های وسیعی از شرق دریای سرخ و

بخش‌های مرکزی عربستان تا غرب و جنوب غرب ایران را

عرض‌های میانی و در شمال شرق دریای مدیترانه و دریای سیاه شکل گرفته است (شکل ۲۴-الف). با حذف بی‌هنجاری PV حدود ۱۲۰ ژئوپتانسیل متر به ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی دریای سیاه و در شمال شرق دریای مدیترانه، افزوده شده است و دمای ۷۰۰ هکتوپاسکال نیز در حدود ۷ درجه سلسیوس افزایش یافته است. در بخش‌های جنوب شرقی دریای مدیترانه و شمال دریای سرخ تغییری در دما پس از حذف بی‌هنجاری PV رخ نداده، فقط ارتفاع ژئوپتانسیلی اندکی افزایش یافته است (شکل ۲۴-ج). به دلیل ضعیف بودن ناوه ارتفاعی در بخش جنوب شرقی دریای مدیترانه، بی‌هنجاری PV آن هم ضعیف بوده و حذف آن تأثیری بر شدت ناوه نداشته است. نتایج اختلاف وضعیت جت جنب‌حاره‌ای در اجرای کنترلی (شکل ۲۵-الف) و اجرا پس از حذف بی‌هنجاری PV (شکل ۲۵-ب) در شکل ۲۵-ج ارائه شده است. مطابق شکل، سرعت جت جنب‌حاره‌ای در شرق و شمال دریای مدیترانه پس از حذف بی‌هنجاری PV حدود ۸ متر بر ثانیه کاهش یافته است.

به‌طور کلی حذف بی‌هنجاری PV تراز زیرین تأثیر معکوسی بر رویداد بارشی مورد بررسی داشته (شکل ۲۸) و سبب افزایش رطوبت ویژه در منطقه شرق دریای مدیترانه (شکل ۲۶-) شده است. الگوی فشار سطح زمین در شکل ۲۷ نیز نشان می‌دهد که بی‌هنجاری PV و عوامل سطوح زیرین نه تنها تأثیر چندانی بر رویداد بارشی ژانویه ۲۰۱۱ نداشته، بلکه باعث تضعیف آن شده است. در واقع، بی‌هنجاری PV عامل تقویت کمیت‌های هواشناختی در دوره مذکور نبوده است، زیرا کشانه PV آنقدر حالت کشیده (گسترش جنوب‌سو) نداشته است تا جریان القایی چرخندی در اطراف خود ایجاد کرده و بتواند با تأثیر بر سطوح میانی و زیرین ورود سپهر، باعث تقویت RST و انتقال رطوبت از نواحی حاره به جنب‌حاره شود. به بیان دیگر، در این رویداد بارشی به‌علت ضعیف بودن ناوه تراز زیرین و

فراگرفت (شکل ۱۶-ب). بیشترین بارش در ایستگاه جده واقع در استان مکه گزارش شد که باعث کشته شدن ۱۱ نفر و خسارات مالی حدود ۳۰۰ هزار دلار گردید (دوریس و همکاران، ۲۰۱۶).

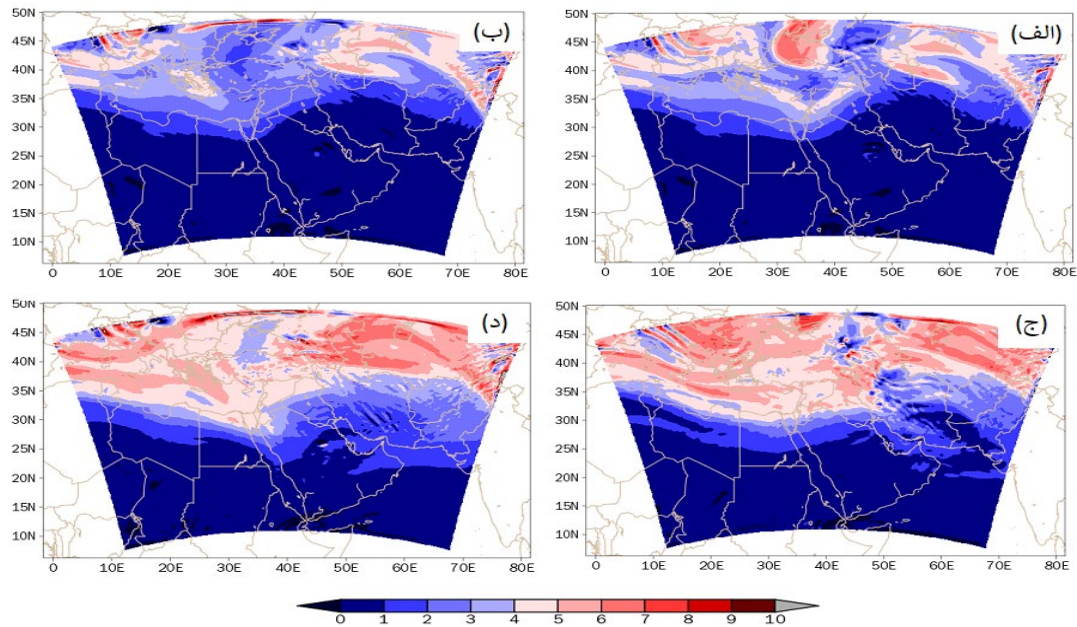
همان‌طور که قبلاً بیان شد، ناوه تراز زیرین در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۳) بر روی شرق دریای مدیترانه در روز ۲۶ ام ژانویه ۲۰۱۱ نسبتاً ضعیف بود؛ به عبارت دیگر، ناوه حالت کشیده یا نصف‌النهاری زیادی نداشت. با بررسی نقشه‌های میدان PV در ترازهای فشاری (شکل ۳) و هم‌آنتروپی (شکل ۲۳) نیز مشاهده می‌شود که کشانه PV قوی بر روی شرق دریای مدیترانه وجود نداشته است. بنابراین در این قسمت سعی شده است که مقداری از بی‌هنجاری PV واقع در عرض‌های بالاتر، بر روی اروپا تا دریای مدیترانه حذف شده تا تأثیر آن بر روی کمیت‌های هواشناختی بررسی شود.

شکل ۲۳ توزیع PV در سطوح هم‌آنتروپی ۳۲۰ و ۳۳۰ کلون را نشان می‌دهد. با توجه به شکل، می‌توان نفوذ مقادیر بالای PV و توده‌های سرد بر روی مناطق شمال شرق آفریقا و شمال دریای سرخ و شرق دریای مدیترانه را مشاهده کرد (شکل‌های ۲۳-الف و ۲۳-ج). در ادامه به بررسی نتایج حاصل از حذف بی‌هنجاری PV بر روی مناطق شمال شرق آفریقا و شرق دریای مدیترانه پرداخته می‌شود (شکل‌های ۲۳-ب و ۲۳-د). به دلیل شباهت نتایج در اجرای ۴۸ ساعته مدل، تنها نتایج ساعت ۰۰ روز بیست‌وششم، ۱۲ ساعت بعد از شروع اجرای مدل نشان داده شده است.

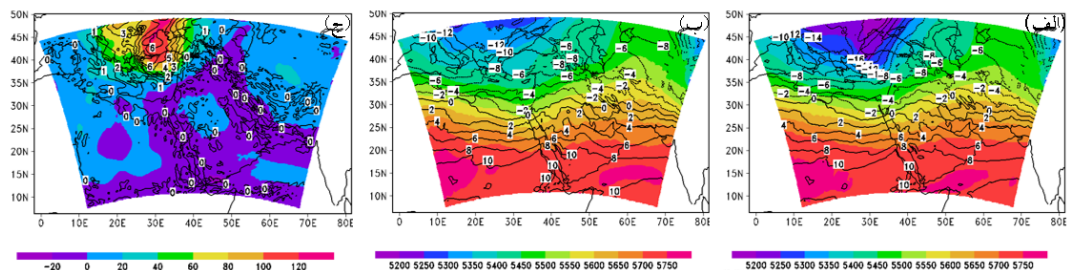
توزیع اختلاف ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و دمای تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال بین اجرای کنترلی (شکل ۲۴-الف) و اجرای مدل پس از حذف بی‌هنجاری PV (شکل ۲۴-ب) در شکل ۲۴-ج ارائه شده است (Modified\_Run-Control\_Run). در روز ۲۶ ژانویه سال ۲۰۱۱ ناوه عمیقی همراه با نفوذ هوای پوشن سپهری در

رویداد بی‌تأثیر بوده و عوامل محلی و سطحی نقش کلیدی داشته‌اند.

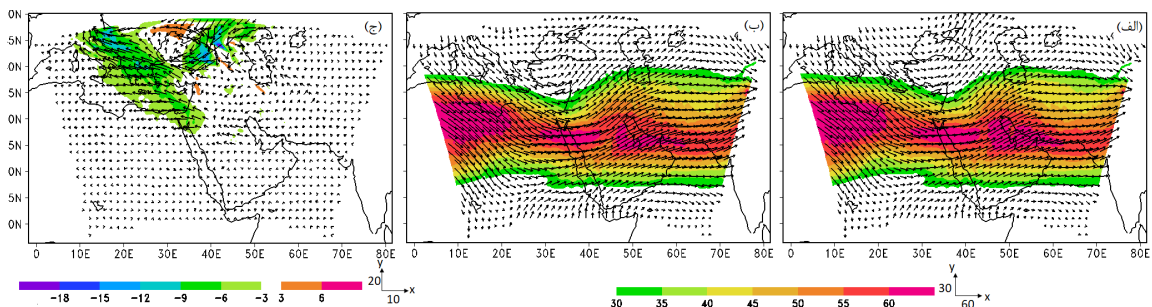
همچنین بی‌هنجاری PV همراه با آن، شکست موج راسبی اتفاق نیفتاده و RST هم فعال نشده است. بنابراین عوامل دینامیکی سطوح زیرین و فعالیت موج راسبی بر بارش این



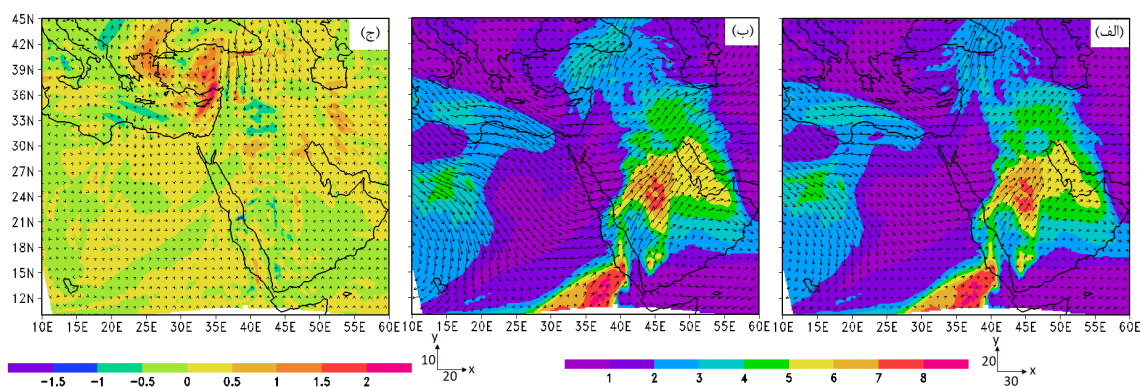
شکل ۲۳. خروجی مدل WRF برای تاوایی پتانسیلی ارتل (نواحی رنگی برحسب PVU) در حالت‌های (الف و ج) کنترلی (تغییر نیافته) و (ب و د) پس از حذف بی‌هنجاری PV (تغییر یافته). ردیف بالا مربوط به تراز ۳۲۰ و ردیف پایین تراز ۳۳۰ کلون برای ساعت UTC ۰۰ روز ۲۶ ژانویه ۲۰۱۱، ۱۲ ساعت بعد از شروع اجرای مدل هستند.



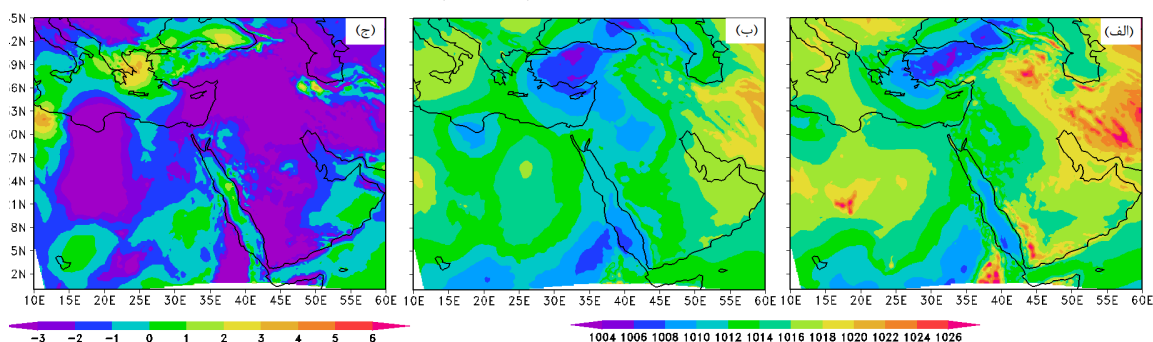
شکل ۲۴. خروجی مدل WRF در ساعت UTC ۰۰ روز ۲۶ ژانویه ۲۰۱۱، ۱۲ ساعت بعد از شروع اجرای مدل برای میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (برحسب ژئوپتانسیل متر، نواحی رنگی) و دما در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (برحسب درجه سلسیوس، پریندها) (الف) اجرای کنترلی، (ب) اجرای مدل با حذف بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی و (ج) تفاوت این کمیت‌ها (Modified\_Run-Control\_Run).



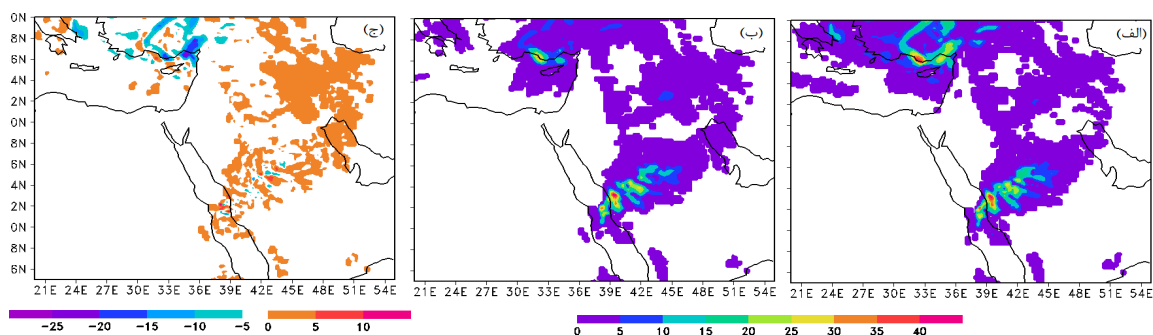
شکل ۲۵. مانند شکل ۱۸ ولی برای تندی باد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال (برحسب متر بر ثانیه، نواحی رنگی) و میدان باد افقی (بردارها).



شکل ۲۶. مانند شکل ۱۸ ولی برای رطوبت ویژه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (برحسب گرم بر کیلوگرم، نواحی رنگی) و میدان باد افقی (بر حسب متر بر ثانیه).



شکل ۲۷. مانند شکل ۱۸ ولی برای فشار تراز دریا برحسب هکتوپاسکال.



شکل ۲۸. مانند شکل ۱۸ ولی برای بارش تجمعی (برحسب میلی‌متر).

#### ۴ نتیجه‌گیری

پژوهش حاضر به منظور بررسی عوامل سطوح زیرین از جمله تأثیر کشانه PV بر چگونگی و نحوه فعال شدن ناوه دریای سرخ پرداخته است. بنابراین با این دیدگاه و برای درک بهتر مسئله و رسیدن به نتایج مطلوب، دو دسته رویداد بارشی در این پژوهش انتخاب شد. یک دسته رویداد بارشی که در اثر فعال شدن RST و دسته دیگر که در اثر عواملی غیر از ARST اتفاق افتاده‌اند. هر یک از این دو

دسته رویداد بارشی با حذف کشانه PV از طریق مدل WRF مورد بررسی قرار گرفته است تا به تفاوت نقش کشانه PV در آنها پی برده شود. نتایج حاکی از آن است که وجود ناوه تراز زیرین به همراه کشانه PV، یکی از عوامل مهم در برقراری ارتباط و گردش نصف‌النهاری بین سطوح زیرین و زیرین در فعال کردن ناوه دریای سرخ می‌باشد؛ اما رویدادهایی از ARST هم وجود دارند که ناوه تراز زیرین در شرق دریای مدیترانه دچار کج‌شدگی نشده و شکست

موج راسبی رخ نداده است؛ لذا کشانه PV و فرارفت هوای سرد در وردسپهر زبرین نیز وجود ندارد (مانند رویداد مه ۱۹۸۲). برخلاف نتایج پژوهش‌های پیشین (دوریس و همکاران، ۲۰۱۳)، رویداد مذکور نمونه متناقضی است که شکست موج راسبی دربردارنده تمام رویدادهای ARST نیست. بنابراین در EPE‌هایی که ناشی از ARST هستند، وجود ناوه تراز زبرین می‌تواند شرط اصلی باشد اما ممکن است همراه با کشانه PV نباشد. در مورد EPE‌هایی که در آنها RST فعال نبوده و در اثر عوامل دیگری غیر از ARST رخ داده‌اند، حتی در فصل سرد سال نیز ممکن است ناوه تراز زبرین و کشانه بی‌هنجاری PV وجود داشته یا نداشته باشند (شکل ۳)؛ یعنی وجود ناوه شرط اصلی نیست و رویداد بارشی صرفاً می‌تواند براساس عوامل محلی سطوح زبرین ایجاد شود. برعکس حالت فوق نیز می‌تواند رخ دهد که در آن تمام شرایط مناسب در سطوح زبرین (موج عمیق همراه با بی‌هنجاری مثبت PV و شکست و اچرخندی موج راسبی) مهیا باشد، اما در وردسپهر زبرین عواملی چون تقویت و انتقال شمال‌سوی و اچرخند عربی یا پیوند آن با پرفشار آزرز و در نتیجه تضعیف نفوذ ناوه تراز زبرین در وردسپهر زبرین بر فراز شرق دریای مدیترانه و یا عوامل دیگر، مانع فعال شدن RST شوند (مانند رویداد ژانویه ۲۰۰۵). برای آگاهی از ویژگی‌های ARST مثل شدت، گسترش نصف‌النهاری، بسامد رخداد و بی‌هنجاری‌های ناشی از بارش نیاز به بررسی رویدادهای بیشتری است تا بتوان به درستی چنین سامانه‌هایی را پیش‌بینی و از اثرات مخرب احتمالی آنها جلوگیری کرد.

### منابع

پورآتشی، م. م. مرادی و ا. فتاحی (۱۳۹۶). شناسایی سامانه‌های کم‌فشار جنوبی. نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۳۱-۳۲، ۳۸-۵۳.

خوش‌اخلاق، ف. ر. صفایی راد. و د. سلیمانی (۱۳۹۳). واکاوی همدیدی رخداد سیلاب آبان‌ماه ۱۳۹۰ در شهرستان‌های بهبهان و لیکک. پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی ۴۶، ۴، ۵۲۳-۵۰۹.

عزیزی، ق. ف. خوش‌اخلاق. م. مولوی و ع. زندگی (۱۳۹۵). نقش ضخامت لایه پایین وردسپهر بر روی بارش جغرافیا فصلنامه علمی-پژوهشی و بین‌المللی انجمن جغرافیایی ایران ۱۴، ۴۸، ۷۱-۵۱.

قاضی‌پور، ش. ح. لشکری. و م. فرج‌زاده (۱۴۰۰). تحلیل روند شدت بارش سامانه‌های سودانی ورودی به ایران (مطالعه موردی: مسیرهای مستقل ورودی استان‌های خوزستان، بوشهر و هرمزگان). نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۴۷، ۱-۲۰.

لشکری، ح. (۱۳۷۵). الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید در جنوب غرب ایران. رساله دکتری جغرافیای طبیعی دانشگاه تربیت مدرس.

لشکری، ح. (۱۳۸۱). مسیریابی سامانه‌های کم‌فشار سودانی ورودی به ایران. ویژه‌نامه جغرافیا، ۲، ۱۳۳-۱۵۶.

مرادی، م. (۱۳۸۶). بررسی نقش کم‌فشار گرمایی سودان-اتیوپی به ارتفاعات زاگرس در سامانه‌های مؤثر. رساله دکتری هواشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات.

مشکواتی، ا. ح. و م. مرادی (۱۳۸۳). بررسی ناوه فشاری دریای سرخ از دیدگاه دینامیکی. نیوار، ۵۲، ۵۳-۷۴.

نصیری، ب. (۱۳۷۸). تحلیل الگوی سینوپتیکی و دینامیکی بارش‌ها در حوضه‌های کرخه و دز. رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.

Al-mazroui, M., S. Kamil, K. Ammar, K. Keay, and A. O. Alamoudi. (2016). Climatology of the 500-hPa Mediterranean storms associated with Saudi Arabia wet season precipitation. *Clim. Dyn.*, 48, 3309-3324.

- Al-Mutairi, M., H. A. Basset, M. Morsy, and A. Abdeldym. (2019). On the effect of Red Sea and topography on rainfall over Saudi Arabia: Case study. *Atmos. Res.*, 10, 1–24.
- Alpert, P., I. Osetinsky, B. Ziv, and H. Shafir. (2004a). Semi-objective classification for daily synoptic systems: Application to the Eastern Mediterranean climate change. *Int. J. Climatol.*, 24, 1001–1011.
- Awad, A. M., and M. Al-mazroui. (2016). Climatology of the winter Red Sea trough. *Atmos. Res.*, 182, 20–29.
- Dayan U., K. Nissen, and U. Ulbrich. (2015). Atmospheric conditions inducing extreme precipitation over the eastern and western Mediterranean. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 15, 2525–2544.
- De Vries A. J., H. G. Ouwersloot, S. B. Feldstein, M. Riemer, A. M. El Kenawy, M. F. McCabe, and J. Lelieveld. (2018). Identification of tropical–extratropical interactions and extreme precipitation events in the Middle East based on potential vorticity and moisture transport. *J. Geophys. Res.*, 123, 861–881.
- De Vries A. J., S. B. Feldstein, M. Riemer, E. Tyrlis, M. Sprenger, M. Baumgart, M. Fnais, and J. Lelieveld. (2016). Dynamics of tropical–extratropical interactions and extreme precipitation events in Saudi Arabia in autumn, winter and spring. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142, 1862–1880.
- De Vries, A. J. (2021). A global climatological perspective on the importance of Rossby wave breaking and intense moisture transport for extreme precipitation events. *Wea. Clim. Dyn.*, 2, 129–161.
- De Vries, A. J., E. Tyrlis, D. Edry, S. O. Krichak, B. Steil, and J. Lelieveld. (2013). Extreme precipitation events in the Middle East: Dynamics of the Active Red Sea Trough. *J. Geophys. Res.*, 118, 7087–7108.
- Dee, D., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. Van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberg. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553–597.
- El-Fandy, M. G. (1946). Barometric lows of Cyprus. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 72, 291–306.
- El-Fandy, M. G. (1948). The effect of Sudan monsoon low on the development of thundery conditions in Egypt, Palestine and Syria. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 74, 31–38.
- El-Fandy, M. G. (1950a). Effects of topography and other factors on the movement of lows in the Middle East and Sudan. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 31, 375–381.
- Favors, J. E., and J. T. Abatzoglou. (2013). Regional surges of monsoonal moisture into the southwestern United States. *Mon. Wea. Rev.*, 141, 182–191.
- Greenbaum, N., U. Schwartz, and N. Bergman (2010), Extreme floods and short-term hydroclimatological fluctuations in the hyper-arid Dead Sea region, Israel, *Global Planet. Change*, 70(1-4), 125–137, doi:10.1016/j.gloplacha.2009.11.013
- Johnson, D. H. (1956). African synoptic meteorology; meteorology and the desert Locus. WMO. Tech. notes, 48–90.

## **Investigating the effect of PV streamer on the activity of the Red Sea trough using the WRF model (case study)**

Zakieh Alizadeh<sup>1</sup>, Alireza Mohebalhojeh<sup>2</sup>, Farhang Ahmadi-Givi<sup>3</sup> and Sakineh Khansalari<sup>4\*</sup>

<sup>1</sup>Ph.D., Weather and Crisis Management Forecaster, General Department of Meteorology of Khuzestan Province, Ahvaz, Iran

<sup>2</sup>Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Associate Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>4</sup>Assistant Professor, Atmospheric Science and Meteorological Research Center, Tehran, Iran

(Received: 13 July 2024, Accepted: 01 July 2024)

### **Summary**

The Middle East region, especially the eastern part of the Mediterranean Sea, is subject to rare events of heavy rains that lead to financial and human losses. These heavy rains can have various causes, one of which is the activation of the Red Sea Trough (RST). The Red Sea trough is an inverted low-pressure trough in the lower troposphere over Northeast Africa and the Red Sea. The main goal of the current research is to investigate the activity of the potential vorticity (PV) streamer caused by the Rossby-wave activity in the upper troposphere, its interaction with the circulation in the lower troposphere and the consequent effect on the activation of the RST and the occurrence of extreme precipitation events (EPE) in the region. The selection of these events is based on the information of the relevant websites and the results of valid researches. In the following, due to the important effect of the eastern Mediterranean Sea trough on the activity of the RST, the investigation of the PV streamer as an effective factor in wave breaking, receiving the moisture of the lower surfaces and the activity of RST will be carried out. This research uses ERA-Interim data and the WRF model to remove the PV anomaly in the upper and middle troposphere levels and investigate the meteorological quantities with and without the presence of the PV anomaly.

In this way, the effect of the PV streamer and the eastern Mediterranean trough is discussed in the activation of RST in several extreme precipitation events in the region. In this study, two categories of EPE, which were caused by the activity of the Red Sea trough (ARST) or by factors other than ARST, were investigated. The results indicate that in most of the EPEs caused by ARST, the southward extension of the upper trough in the eastern Mediterranean Sea along with the PV streamer and the cold advection at the upper levels are present as the main conditions for the formation of EPE. However, there are also rare cases where the aforementioned trough extended southward in the middle level, but it was not accompanied by the Rossby wave breaking and the PV streamer at the upper level; the environmental conditions for the EPEs were provided only by the cold advection to the region at the lower levels by, for example, the westward extension of the Siberian high pressure. However, in the systems in which RST was not active, the lower-level effects were dominant, and the role of the upper level was only in modifying the amount of moisture transfer to the region.

**Keywords:** Red sea trough, extreme precipitation events, potential vorticity streamer, eastern mediterranean trough, Rossby wave breaking