فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۴، شماره ۱، بهار ۱۳۹۷، صفحهٔ ۱۷۹- ۱۹۸ DOI: 10.22059/jesphys.2018.222888.1006871

عوامل دینامیکی مؤثر بر بارش سنگین برف در تهران: مطالعهٔ موردی

سکینه خان‌سالاری[1*]، علیرضا محب‌الحجه[2] و فرهنگ احمدی‌گیوی[2]

۱. دکتری هواشناسی، سازمان هواشناسی کشور، تهران، ایران
۲. دانشیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۵/۱۰/۴، پذیرش نهایی: ۹۶/۳/۲)

چکیده

رویدادهای بارش سنگین اغلب باعث به‌وجود آمدن خسارات جانی و مالی جبران‌ناپذیر می‌شوند. از این‌رو توانایی و امکان پیش‌بینی صحیحِ وقوعِ این رویدادها برای سازمان‌های هشدار سریع کشورهای مختلف بسیار مهم است. کاربست روش جداسازی عامل‌ها در مطالعهٔ رویدادهای بارش سنگین ضمن اینکه امکان تفکیک و بررسی دینامیکی عوامل وردسپهر زِبَرین و زیرین را در یک نمونهٔ واقعی می‌دهد، تخمینی کمّی نیز از سهم تعاملی و خالص هریک از عوامل فراهم می‌سازد. یکی از این عوامل، نفوذ زبانه‌ای از هوا با مقادیر بزرگ تاوایی پتانسیلی (PV) مثبت، موسوم به کشانهٔ PV، از عرض‌های بالا در پوشن‌سپهر به عرض‌های پایین‌تر در وردسپهر است که موجب کاهش پایداری ایستایی در وردسپهر و شکل‌گیری همرفت می‌شود. بررسی تأثیر این عامل مهم بر میدان‌های هواشناختی با کاربست فن وارون‌سازی تاوایی پتانسیلی صورت می‌گیرد. از دیگر عوامل مهم، اثر کوهستان است که چگونگی این اثر بستگی به آن دارد که جریان هوا به‌وسیلهٔ مانع، سَد شود یا از آن عبور کند. در این پژوهش، با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA-Interim و مدل پیش‌بینی عددی میان‌مقیاس WRF، تأثیر چهار عامل شامل بی‌هنجاری PV ترازهای زبرین (کشانهٔ PV) و میانیِ وردسپهر و دو رشته‌کوه البرز و زاگرس در رویداد بارش سنگین برف منطقهٔ تهران در روز ششم ژانویهٔ ۲۰۰۸ مطالعه و ارزیابی شده است. نتایج نشان می‌دهد که در بارش این روز کشانهٔ PV با ۷۶/۵ درصد دارای بیشترین تأثیر بوده و پس از آن سهم مشارکت رشته‌کوه البرز قرار دارد و اثر رشته‌کوه زاگرس و بی‌هنجاری PV تراز میانی وردسپهر ناچیز است.

واژه‌های کلیدی: بارش سنگین، تأثیر کوهستان، روش جداسازی عامل‌ها، کشانهٔ تاوایی پتانسیلی، منطقهٔ تهران، وارون‌سازی تاوایی پتانسیلی.

۱. مقدمه

پیش‌بینی صحیح بارش از عوامل مهم و مؤثر در آب‌شناسی و مدیریت آب، کشاورزی، تعدیل وضع هوا، حمل‌ونقل و انواع طرح‌های کشاورزی و صنعتی است. رویدادهای بارش سنگین اغلب باعث به وجود آمدن مخاطرات طبیعی (مانند سیل و رانش زمین) برای انسان‌ها و زیرساخت‌ها می‌شوند. بنابراین درک بهتر و جزئی‌تر سازوکارهایی که در مقیاس همدیدی و میانی موجب این رویدادها می‌شوند، از نظر ارتقای دانش هواشناسی کشور و بهبود پیش‌بینی کوتاه‌مدت وضع هوا از اهمیت بسزایی برخوردار است. عوامل اصلی مسبّب بارش سنگین در هر منطقه، متناسب با اقلیم آن، متفاوت است و نیاز به شناسایی دارد.

مطالعات زیادی در زمینهٔ شناخت عوامل ایجاد بارش‌های سنگین، به‌خصوص در منطقهٔ آلپ، انجام گرفته است که در اینجا برای رعایت اختصار به چند مورد اشاره می‌شود. از کمّیت‌های فرایافتی گوناگون برای مطالعهٔ تحول زمانی ویژگی‌های میان‌مقیاس رویدادهای بارشی مهم در مراحل آغاز، بلوغ و میرایی استفاده می‌شود. مطالعات منطقهٔ آلپ نشان می‌دهند که اغلب رویدادهای بارشی سنگین در امتداد کنارهٔ جنوبی آلپ به‌واسطهٔ بی‌هنجاری مثبت تاوایی پتانسیلی، به اختصار PV، تراز زِبَرین وردسپهر ناشی از نفوذ تودهٔ هوای پوشن‌سپهری با PV بالا در غرب اروپا ایجاد می‌شوند؛ به‌طور کلّی، این توده‌های هوای نفوذی که کشانهٔ PV نام دارند، به‌شکل رشته‌های کم‌عرض (~۵۰۰km)، عمیق (~۴km) و طول (~۲۰۰۰km) در راستای نصف‌النهاری هستند (اپنزلر و دیویز،۱۹۹۲). کشانهٔ

*نگارنده رابط: khansalari@ut.ac.ir

PV، به‌منزلهٔ بی‌هنجاری مثبت PV در سطوح زِبَرین وردسپهر، دارای چندین ویژگی دینامیکی است که می‌تواند در تشکیل بارش یا تشدید آن مؤثر باشد. یکی از آثار کشانهٔ PV کاهش پایداری ایستایی وردسپهر در بخش زیرین آن است (هاسکینز و همکاران، ۱۹۸۵) که ایجاد جریان همرفتی را تسهیل می‌کند. اثر دیگر کشانهٔ PV، جریان القایی چرخندی در اطراف بی‌هنجاری PV است که می‌تواند تا سطح زمین نفوذ کند. این جریان‌های القایی چرخندی می‌توانند در فرارفت‌های دما و رطوبت به یک منطقه نقش کلیدی داشته باشند. نکتهٔ قابل ذکر دیگر آن‌که دو اثر فوق می‌توانند با کوهستان برهم‌کنش داشته و در ایجاد، موقعیت و شدت بارندگی مشارکت نمایند. ماتیوس و همکاران (۲۰۰۶) در یک دورهٔ اقلیمی سی‌وسه‌ساله به بررسی نقش نفوذ کشانهٔ PV در بارش‌های سنگین کشور سوئیس پرداختند. براساس نتایج آن‌ها، در ۷۳ درصد از بارش‌ها کشانهٔ PV در غرب اروپا قرار داشته و مقدار بارش به دامنه، موقعیت و زمان ماندگاری کشانهٔ PV بستگی دارد. نتایج مطالعهٔ الگوهای شارش تراز بالا توسط ماتیوس و همکاران (۲۰۰۸) حاکی از آن است که بارش‌های سنگین نسبتاً متناوب در نواحی جنوبی کوه‌های آلپ رخ داده و این بارش‌ها با رویداد کشانه‌های PV بر فراز اروپای غربی همراه هستند. در این پژوهش بیان شده است که پیش از وجود هر کشانه، یک فرایند ترمودینامیکی (گرمایش بادررو) و یک جریان فعّال دینامیکی متمایز رخ می‌دهد که با توسعهٔ فضایی-زمانی امواج راسبی در مقیاس همدیدی و نیز شکستِ نهایی این امواج بر فراز اروپا مرتبط است. ویگاند (۲۰۱۱) در بررسی انتشار گستردهٔ گردوخاک بر روی ناحیهٔ مغرب واقع در شمال‌غرب آفریقا و انتقال آن به سوی شمال اروپای مرکزی در روز ۲۶ مه سال ۲۰۰۸ میلادی نشان داد که این رویداد با یک کشانهٔ PV نفوذیِ برجسته از اقیانوس اطلس شمالی به دریای مدیترانهٔ غربی همراه بوده است. در همین زمان، جریان جنوبی قوی بر روی دریای مدیترانه نیز باعث ایجاد بارش سنگین و وقوع سیل در سمت رو به باد آلپ اروپا شده است. تویتچت (۲۰۱۲) در پژوهشی رابطهٔ بین الگوهای تراز زِبَرین (ناوه‌ها و کشانه‌ها) و تراز زیرین (چرخندها و واچرخندها) را در روزهای وقوع بارش شدید در انگلستان بررسی کرده است. براساس نتایج، وجود کشانهٔ PV پوشن‌سپهری در زمان وقوع بارش‌های سنگین در تابستان، پاییز، بهار و زمستان به‌ترتیب در ۸۸، ۸۵، ۷۲ و ۶۳ درصد از موارد مشاهده شد. این کشانه‌های همراه با چرخندها تأثیری غالب بر بارش‌های سنگین انگلستان در تابستان و پاییز دارند.

در بررسی عوامل مسبّب بارش‌های شدید در داخل کشور می‌توان به پژوهش رنجبر سعادت‌آبادی و ایزدی (۱۳۹۲) اشاره کرد که در آن همبستگی بین بی‌هنجاری‌های دمای سطح آب با بی‌هنجاری‌های بارش نیمهٔ جنوبی ایران در یک دورهٔ پنجاه‌ساله برای ماه‌های اکتبر تا مارس بررسی شده است. بیشترین همبستگی در دریای عرب برای ماه‌های اکتبر، نوامبر، ژانویه وفوریه، در نواحی غربی اقیانوس هند برای ماه‌های نوامبر و ژانویه و در نواحی شرقی اقیانوس هند برای ماه‌های اکتبر و نوامبر به دست آمد. شبانیان چالش‌تری و همکاران (۱۳۹۴) نقش دو عامل رشته‌کوه البرز و شارهای گرما و رطوبت را در مطالعهٔ موردی بارش سیل‌آسا در استان گلستان، با چهار شبیه‌سازی کنترلی، حذف البرز، حذف شارهای گرمایی و رطوبتی از دریای خزر و حذف هم‌زمان این دو عامل مورد مطالعه قرار دادند. آن‌ها با بررسی برخی کمّیت‌های هواشناختی مؤثر بر بارش مانند فرارفت‌های دما و تاوایی، انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی و شارهای قائم و افقی گرما و رطوبت اظهار کردند که بارش در مناطق مختلف استان گلستان سازوکار متفاوتی دارد. بارش‌های شدید در جنوب شرق دریای خزر که منشأ سیل بوده است، به سبب همگرایی شار افقی گرمایی و ناپایداری همرفتی در جنوب شرق دریای خزر بوده است. شروع حرکت‌های بالاسو و بارش‌ها به دلیل فرارفت تاوایی مثبت در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بوده که به‌شدت متأثر از رشته‌کوه البرز است.

یکی دیگر از عوامل مؤثر در مقدار و توزیع بارش، اثر کوهستان است. انتولی و همکاران (۲۰۱۶) به بررسی دو مورد بارش سنگین و نقش کوهساری در توزیع و مقدار بارش در کشور آفریقایی روآندا پرداختند. طبق نتایج، با کاهش ارتفاع کوهستان به نصف ارتفاع اولیه، مقدار بارش در این منطقه کاهش یافته و توزیع آن نیز تغییر می‌کند؛ بنابراین آن‌ها بیان کردند که با توجه به نقش قابل توجه کوهساری بر مقدار و توزیع بارش، لازم است حضور کوهساری در مدل‌ها با دقت هرچه بهتر اعمال شود تا پیش‌بینی‌ها ارتقا یابند. در پژوهشی دیگر، چِن و همکاران (۲۰۱۳) با شبیه‌سازی‌های عددی، اثرات مربوط به کوهساری را در یک رویداد بارش سنگین در شمال‌شرق تایوان در فصل باران‌های موسمی مطالعه کردند. بررسی همدیدی این بارش‌های سنگین موسمی بیانگر وزش باد شرقی سطوح پایین در شرق دریای چین و باد جنوب‌شرقی در غرب اقیانوس آرام شمالی است که مناطق همگرایی منجر به رویداد بارش‌های سنگین می‌شوند. در این مطالعه، با حذف اثر کوهستان در تایوان، بارش منطقه به‌طور چشم‌گیری کاهش یافته است. به‌طور کلی، اثرات کوهساری بر جریان از طریق محاسبهٔ میانگین وارون عدد فرود ارزیابی می‌شود.

اینکه جریان هوا به‌وسیله کوه مسدود شود یا از آن عبور کند، به پایداری ایستایی جو و سرعت جریان برخوردکننده به کوه بستگی دارد؛ دو پارامتری که خود وابسته به کشانهٔ PV و ساختار میان‌مقیاس آن هستند (شلمر و همکاران، ۲۰۱۰). همچنین کوهستان حرکت رو به شرق کشانه را کند می‌سازد (مورگنستن و دیویز، ۱۹۹۹). بنابراین هر دو عامل فوق ممکن است نقش مهم در مقدار کلی بارش و توزیع آن داشته باشند. در این زمینه مطالعاتی در داخل کشور نیز انجام گرفته است. برای مثال، سلطانزاده و همکاران (۱۳۸۴) در پژوهشی با استفاده از مدل منطقه‌ای RegCM به بررسی سه‌ماههٔ تأثیر رشته‌کوه‌های زاگرس بر جریان‌های میان‌مقیاس واقع در منطقهٔ شرق زاگرس پرداختند. در این پژوهش، مدل در حالت مرجع و پس از حذف رشته‌کوه اجرا شده است. همچنین با توجه به مجهول بودن نقش پوشش گیاهی زاگرس، اجرای دیگری با شرایط بدون رشته‌کوه و جایگزینی پوشش گیاهی زاگرس با بیابان صورت گرفته است. با حذف رشته‌کوه زاگرس، مقدار بارش در مناطق مرکزی و شرق ایران افزایش می‌یابد، اما مقدار آن در کل محدودهٔ شبیه‌سازی ثابت است. با توجه به پوشش گیاهی تُنُک زاگرس و همچنین بازهٔ آزمایش‌ها، تغییر پوشش گیاهی تفاوت شاخصی در نتایج شبیه‌سازی‌ها نشان نمی‌دهد. به‌طور کلی نتایج بیانگر نقش اساسی رشته‌کوه زاگرس بر بارش، به‌ویژه در نواحی غربی و گاه مرکزی ایران است؛ اثر این رشته‌کوه بر الگوهای بارش، تاوایی و همگرایی در نواحی جنوبی ایران کمتر است. در پژوهشی دیگر، علیزاده و همکاران (۱۳۸۵) با استفاده از مدل MM5 به بررسی نقش رشته‌کوه البرز در تقویت سامانه‌های همدیدی در نواحی بادپناه آن پرداختند. در این کار اثر رشته‌کوه البرز بر روی کمّیت‌های دمای پتانسیلی، سرعت قائم و بارش بررسی و بیان شده است که با کاهش ارتفاع کوهساری، مقادیر دمای پتانسیلی و سرعت قائم در بادپناه کوه و همچنین بارش تجمعی در برخی نقاط کاهش می‌یابند.

لازم به ذکر است که بسته به موقعیت جغرافیایی و اقلیم منطقه، عوامل مؤثر در ایجاد بارش‌های فرین می‌تواند متفاوت باشد؛ برای مثال در مناطق واقع در عرض‌های حاره‌ای، یکی از عوامل عمده و کلیدی منجر به بارش‌های سنگین، آزادشدن گرمای نهان است (رید و همکاران، ۱۹۸۸؛ جاکوب و شوماکر، ۲۰۰۸).

بر مبنای نتایج مطالعات انجام‌گرفته در خارج از کشور انتظار می‌رود که دو عامل کوهستان و بی‌هنجاری‌های مثبت و قوی PV نفوذی از پوشن‌سپهر به وردسپهر در بارش‌های سنگین بیشتر مناطق ایران نیز تعیین‌کننده باشند. از این‌رو در پژوهش حاضر به بررسی کمّی اثر این دو عامل در یک مورد بارش سنگین برف در ششم ژانویهٔ ۲۰۰۸ در تهران با استفاده از روش جداسازی عامل‌ها

(استین و آلپرت، ۱۹۹۳) پرداخته شده است.

۲. داده‌ها و روش کار

همان‌طور که پیش‌تر ذکر شد، هدف پژوهش حاضر بررسی عوامل مؤثر در بارش سنگین برف تهران در روز ششم ژانویهٔ ۲۰۰۸ است. برای شبیه‌سازی بارش این روز با مدل میان‌مقیاس WRF، از داده‌های بازتحلیل مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت وضع هوا (ECMWF) استفاده شده است. داده‌های ERA-Interim از سال ۱۹۷۹ میلادی در وبگاه ECMWF.int در دسترس هستند. این داده‌ها دارای گسترهٔ جهانی است و تفکیک افقی آن‌ها ۰/۷۵ درجه در دو راستای عرض و طول جغرافیایی می‌باشد که به‌طور میانگین تقریباً معادل ۸۰ کیلومتر است. داده‌های مذکور مربوط به ساعت‌های ۰۰، ۰۶، ۱۲ و ۱۸ گرینویچ بوده و در ۶۰ تراز مدل در راستای قائم وجود دارند که بالاترین تراز آن ۰/۱ هکتوپاسکال و در حدود ۶۴ کیلومتری از سطح زمین است. داده‌های به‌کاررفته در این پژوهش شامل داده‌های سطح زمین، مؤلفه‌های افقی باد، دما، رطوبت ویژه و ارتفاع ژئوپتانسیلی در محدودهٔ ۱۳ تا ۶۰ درجهٔ شمالی و ۹ تا ۸۰ درجهٔ شرقی است.

همان‌طور که می‌دانیم پیش‌بینی هرچه بهتر و دقیق‌تر بارش در مدل‌های عددی، از اهمیت بسیاری برخوردار است. در این پژوهش نیز که مربوط به بررسی سازوکارهای رویداد بارش سنگین است، یکی از اهداف مورد نظر، سعی در پیش‌بینی نسبتاً مناسبِ بارش با مدل عددی به‌کاررفته است. از کارهای انجام‌گرفته در ارتباط با مدل‌های پیش‌بینی عددی میان‌مقیاس می‌توان به پژوهش جانکو و همکاران (۲۰۰۵) اشاره کرد که اثر پارامترسازی‌های فیزیکی متفاوت در مدل WRF را بر بارش‌های همرفتی میان‌مقیاس در فصل گرم بررسی کردند. آن‌ها با استفاده از ۱۸ پیکربندی مدل نشان دادند که اگرچه تغییرات در پیش‌بینی بارش در اثر استفاده از طرحواره‌های مختلف لایهٔ مرزی و خُردفیزیک قابل توجه است، ولی بیشترین تغییرپذیری پیش‌بینی بارش مربوط به انتخاب طرحواره‌های همرفت است. آرگوس و همکاران (۲۰۱۱) نیز اثر پیکربندی‌های مختلف مدل WRF را در مطالعات اقلیمی جنوب اسپانیا با کوهساری پیچیده بررسی کردند. نتایج نشان داد که انتخاب هر یک از طرحواره‌های لایهٔ مرزی و همرفت، بر بارش این منطقه تأثیر اساسی دارد، در حالی‌که تفاوت چشم‌گیر بین انتخاب طرحواره‌های خردفیزیک مشاهده نشد. با توجه به نتایج پژوهش‌های فوق در خصوص تعیین مناسب‌ترین پیکربندی مدل عددی برای پیش‌بینی بهتر بارش، شاید بتوان گفت بیشترین تأثیر به انتخاب طرحوارهٔ همرفت مربوط است؛ بنابراین منطقی است که در تعیین بهترین پیکربندی در این پژوهش، به بررسی اختلاف نتایج در پیکربندی‌های مختلف مدل، عمدتاً ناشی از طرحوارهٔ همرفت، بپردازیم. بدین منظور درستی پیش‌بینی بارش در منطقهٔ تهران با استفاده از نُه پیکربندی متفاوت مدل شامل چهار طرحوارهٔ همرفت کومه‌ای، دو طرحوارهٔ لایهٔ مرزی، سه طرحوارهٔ خردفیزیک، دو طرحوارهٔ لایهٔ سطحی و دو طرحوارهٔ تابش موج‌کوتاه بررسی شده است تا پیکربندی مناسب به دست آید. در این پژوهش، با استفاده از زیرمجموعهٔ کوچکی از کمیت‌های مختلف دقت و مهارت که در دسترس هستند، کارایی نُه پیکربندی متفاوت از طرح‌واره‌های فیزیکی مدل WRF در پیش‌بینی کمّی بارش با آستانه‌های متفاوت در منطقهٔ تهران برای روز ششم ژانویهٔ ۲۰۰۸ مقایسه شد. کمّیت‌های نرده‌ای شامل نسبت صحیح (PC)، امتیاز تهدید (TS)، اریبی (B)، آهنگ برخورد (H)، آهنگ هشدار نادرست (F) و همچنین دو امتیاز مهارتی گیلبرت (GSS) و پیرس(PSS) برای مقایسه استفاده شده‌اند. نتایج مربوط به درستی‌سنجی در مطالعهٔ خان‌سالاری (۱۳۹۵) در دسترس است. طرحواره‌های فیزیکی برگزیده براساس درستی‌سنجی پارامتر بارشِ به‌دست‌آمده از مدل WRF در جدول ۱ نشان داده شده است.

جدول ۱. پیکربندی طرحواره‌های فیزیکی مختلف مورد استفاده در اجرای مدلWRF.

Cumulus Physics	Boundary Layer	Surface Layer	Land Surface	Micro Physics	Shortwave/Longwave Radiation Physics
Tiedtke	MYJ TKE	MOJ	Unified Noah	Lin	Goddard/ rrtm

برای نشان‌دادن سهم خالص هریک از عوامل مؤثر در بارش منطقهٔ مورد بررسی و چگونگی برهم‌کنش متقابل بین دو یا چند عامل، از روش جداسازی عامل‌ها (استین و آلپرت، ۱۹۹۳) استفاده شده است. بر مبنای استدلال ریاضی، برای n عامل تعریف شده، 2^n شبیه‌سازی برای جداسازی سهم هریک از عوامل و برهم‌کنش آن‌ها مورد نیاز است. با توجه به اینکه عوامل غالب در سامانهٔ مورد مطالعه، نفوذ کشانهٔ PV، بی‌هنجاری PV تراز میانی وردسپهر و اثر دو رشته‌کوه البرز و زاگرس در نظر گرفته شده است، ۱۶ شبیه‌سازی (2^4) با استفاده از مدل میان‌مقیاس WRF در سه حوزهٔ محاسباتی تودرتو با تفکیک‌های افقی ۴۵، ۱۵ و ۵ کیلومتر انجام گرفته است. این ۱۶ شبیه‌سازی شامل اجرای کنترلی، حذف کشانهٔ PV و بی‌هنجاری PV تراز میانی جو با استفاده از فنّ وارون‌سازی تاوایی پتانسیلی (اسپرنگر، ۲۰۰۷)، کاهش ارتفاع رشته‌کوه‌های البرز و زاگرس به ارتفاع میانگین منطقهٔ تهران (۱۲۰۰ متر) و ترکیبات دوتایی، سه‌تایی و چهارتاییِ چهار عامل بیان شده است.

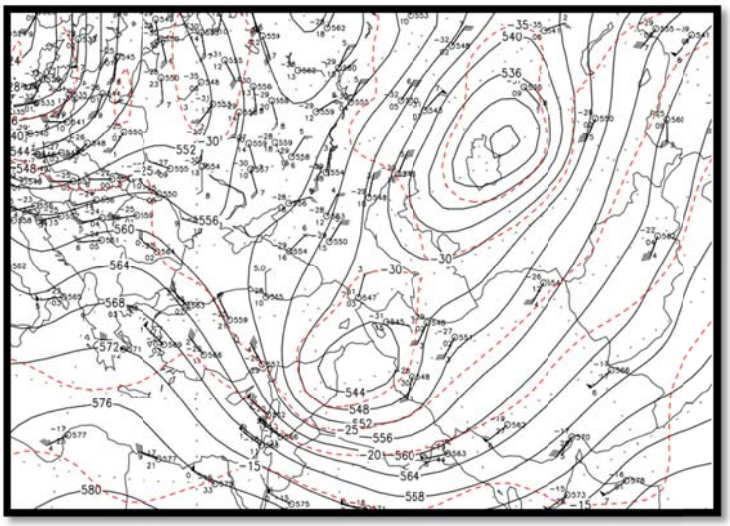
برای حذف کشانهٔ PV از فن وارون‌سازی PV و برای ارزیابی اثرات اجزای میان‌مقیاس کشانهٔ PV در رویداد بارشی، وارون‌سازی تکه‌ای PV و اجرای مدل WRF با تفکیک بالا استفاده شده است. وارون‌سازی PV با انتخاب یک بی‌هنجاری PV و افزودن یا کاستن آن از توزیع PV اصلی آغاز می‌شود. مرحلهٔ بعدی، تحلیل و مقایسهٔ میدان‌های باد افقی و دمای پتانسیلی مربوط به توزیع PV تغییریافته با میدان‌های متناظر مربوط به توزیع PV اصلی است. طرح کلی وارون‌سازی تاوایی پتانسیلی را می‌توان به سه گام کاملاً مجزا تقسیم کرد. گام نخست با آماده‌سازی‌ها، به‌ویژه با تعریف میدان تاوایی پتانسیلی ارتل تغییریافته همراه است. به علاوه، باید چند مرحلهٔ مقدماتی انجام گیرد تا شبکهٔ داده‌ها با شبکهٔ دکارتی که در الگوریتم وارون‌سازی از آن استفاده می‌شود، مطابقت داشته باشد. در گام دوم، حالت جو با استفاده از روش تکرار با میدان PV تغییریافته که در گام آماده‌سازی مشخص شد، سازگار می‌شود. بخش دوم، «هستهٔ» الگوریتم را تشکیل می‌دهد؛ یعنی وارون‌سازی عددی تاوایی پتانسیلی شبه‌زمینگرد با استفاده از رهیافت فراواهلش متوالی (SOR) انجام می‌گیرد. در گام سوم، حالت جوی تغییریافته از شبکهٔ دکارتی وارون به شبکهٔ اصلی برگردانده می‌شود. پس از این گام، مقایسهٔ مستقیم بین میدان‌های ورودی و خروجی به سبب ساختار شبکه‌ای هم‌ارزِ میدان‌های ورودی و خروجی امکان‌پذیر است.

۳. تحلیل همدیدی

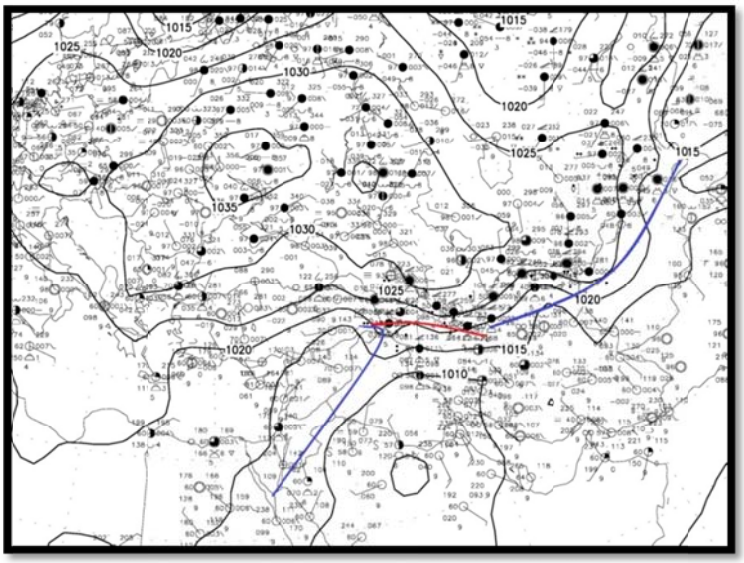
در روز ششم ژانویه ۲۰۰۸، با فعالیت دو سامانهٔ فعال و بارش‌زا، بارش فراگیری در کل کشور رخ داده است. سامانهٔ بارش‌زای جنوبی با ماهیت ترمودینامیکی، مناطق شرق و جنوب‌شرق کشور را تحت تأثیر قرار داده، به طوری‌که بارش استان سیستان و بلوچستان تا ۸۱ میلی‌متر گزارش شده است. شدت بارش ناشی از سامانهٔ شمالی در سواحل دریای خزر بوده و بیشینهٔ بارش در استان گیلان به مقدار ۷۱/۷ میلی‌متر ثبت شده است. در این روز، شدت بارش در نیمهٔ جنوبی تهران با بیشینه مقدار ۲۰ میلی‌متر در ایستگاه شهریار رخ‌داده است. در ایستگاه مهرآباد نیز بارش برف ۱۵/۰۱ میلی‌متر و میانگین دما ۴/۶- درجهٔ سانتی‌گراد اعلام شده است. همچنین براساس بررسی نمودار Skew-T در منطقهٔ تهران (شکل نشان داده نشده است)، وردسپهر تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از رطوبت زیادی برخوردار بوده و تراز یخ‌زدگی در ایستگاه مهرآباد نیز بسیار نزدیک به سطح زمین قرار داشته است.

برای بررسی سامانهٔ بارش‌زای فوق که تقریباً بارش آن تمام نقاط کشور را فراگرفته و منجر به بارش برف سنگین در منطقهٔ تهران شده است، نقشه‌های واقعیِ ساعت 00UTC روز ششم ژانویهٔ ۲۰۰۸ به‌کار رفته است. نقشه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال استقرار ناوه‌ای وسیع و عمیق را در مقیاس سیاره‌ای با کج‌شدگیِ شمال‌شرق-جنوب‌غرب در شمال‌شرق دریای خزر نشان می‌دهد (شکل ۱-الف). این ناوهٔ واقع بر دریاچهٔ آرال شبه‌ایستا

بوده و دارای حرکتی کند به‌سمت شرق است. ناوهٔ دیگری بر روی مرکز اروپا مستقر است که به‌دلیل نصف‌النهاری‌شدن جت، یک کم‌ارتفاع بریده در شمال دریای مدیترانه شکل می‌گیرد. با حرکت شرق‌سوی این کم‌ارتفاع بریده، پشتهٔ پهناوری در شمال‌شرق اروپا جایگزین آن می‌شود. در واقع، این پشته با ناوهٔ مستقر بر روی شمال‌شرق خزر الگوی دوقطبی تشکیل داده‌اند. ناوهٔ واقع بر روی دریای سیاه با یک جبههٔ سطحی (شکل ۱-ب) همراه است که وجود آن براساس شیو فشاریِ قوی در نقشهٔ فشار سطح زمین قابل تشخیص است. این ناوه، به دورِ محورِ ناوهٔ ایستای واقع بر دریاچهٔ آرال جابه‌جا می‌شود و ضمن چرخش، به عرض‌های پایین‌تر آمده و همراه با جبههٔ سطحی بر روی ایران قرار می‌گیرد. در نهایت، با نزدیک‌شدن این ناوه به مرکز ناوهٔ شبه‌ایستا، دو ناوه با هم ادغام و از مرز شمال‌شرق کشور خارج می‌شوند.



(الف)



(ب)

شکل ۱. الگوهای همدیدی ساعت 00UTC روز ششم ژانویهٔ ۲۰۰۸؛ الف) ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (خطوط پیوسته برحسب ژئوپتانسیل‌دکامتر) همراه با پربندهای دما (خطوط خط‌چینِ قرمزرنگ)، ب) نقشهٔ فشار سطح زمین همراه با جبهه‌های سرد (آبی‌رنگ) و گرم (قرمزرنگ).

در میدان فشار سطح زمین که در شکل ۱-ب نشان داده شده است، پرفشار سیبری در عرض‌های بالا بر روی شمال‌شرق اروپا و یک کم‌فشار در عرض‌های پایین بر روی کشور ایران مستقر هستند. با حرکت جنوب‌شرق‌سوی کم‌ارتفاع بریدهٔ واقع بر روی دریای سیاه، کم‌فشار سطح زمین و منطقهٔ شیو فشاری ناشی از استقرار پرفشار در عرض‌های بالا و کم‌فشار در عرض‌های پایین نیز در همین مسیر جابه‌جا می‌شوند. شیو فشاری زیاد در دامنهٔ رشته‌کوه‌های البرز و زاگرس حاکی از رسیدن موج کژفشار و جبههٔ سطح پایین به این منطقه است. به‌ویژه، شیو فشاری واقع در منطقهٔ رشته‌کوه البرز که اختلاف فشار سطحی در نواحی بادسو و بادپناه آن حدود ۱۰ هکتوپاسکال است، ناشی از سَدشدن جریانات توسط این رشته‌کوه بوده و به بیانی تأخیر جبهه‌ای و جبههٔ ایستا را نشان می‌دهد. در ساعت 12UTC روز پنجم ژانویهٔ ۲۰۰۸، پربند فشاری ۱۰۱۵ هکتوپاسکال در جنوب کشور مشاهده می‌شود (شکل نشان داده نشده است). با توجه به جهت وزش باد، در بادپناهِ رشته‌کوه‌های البرز و زاگرس، یک کم‌فشار سطحی تقویت شده و پربند ۱۰۱۵ هکتوپاسکال آن به عرض‌های بالاتر نفوذ کرده است. براساس برهم‌کنش ناوهٔ تراز زِبَرین و چرخند سطحی، می‌توان سهمی از تقویت فوق را به حرکت شرق‌سوی کم‌ارتفاع بریدهٔ مستقر بر روی ترکیه و اثر آن بر سطح زمین اختصاص داد.

۴. تحلیل نتایج شبیه‌سازی

۴-۱. حذف بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی ترازهای زِبَرین

نقشه‌های تاوایی پتانسیلی در ترازهای فشاری (شکل ۲-د) و ترازهای هم‌آنتروپی (شکل نشان داده نشده است)، به‌وضوح نفوذ کشانهٔ PV یا همان تودهٔ هوای خشک و سرد پوشن‌سپهری همراه با تاوایی پتانسیلی بالا در محل ناوهٔ تراز میانی جو را نشان می‌دهند. نتایج مربوط به اثر حذف این کشانهٔ بارز بر روی غرب کشور ایران در این روز پربارش در ادامه ارائه می‌شود. به‌دلیل شباهت نتایج در اجرای ۴۸ ساعتهٔ مدل، تنها نتایجِ ساعت 00UTC روز ششم ژانویهٔ ۲۰۰۸ که به ۱۲ ساعت بعد از آغاز اجرای مدل مربوط می‌باشد، نشان داده شده است. در شکل‌های ۲-الف، ۲-ب و ۲-ج تغییرات PV در تراز ۳۱۵ کلوین (در منطقهٔ ایران این تراز تقریباً معادل ارتفاع ۹ متری از سطح زمین است) از ساعت 00UTC روز پنجم تا ساعت 00UTC روز هفتم ژانویهٔ ۲۰۰۸ دیده می‌شود. در این مدت، موج کژفشار با توجه به راستای آن و موقعیت موج کژفشار و جت (تویتچت، ۲۰۱۲) در چرخهٔ زندگی معروف به LC1 (تورنکرافت و همکاران، ۱۹۹۳) قرار می‌گیرد. این موج در مرحلهٔ پایانی عمر خود، چینش واچرخندی را در بخش جنوبی محور جریان جتی تجربه کرده که به تشکیل رشته‌ای بلند به شکل تاوهٔ بریدهٔ جدا می‌انجامد. این تاوهٔ بریده در روزششم۶ ژانویه (شکل ۲-ب) بر روی شمال‌غرب ایران قرار گرفته و سبب وقوع بارش برف سنگین در تهران شده است. همچنین در شکل ۲-د ساختار قائم تاوایی پتانسیلی در ساعت12UTC روز ششم ژانویه در عرض ۳۵ درجهٔ شمالی که حوالی منطقهٔ تهران را نشان می‌دهد، نمایش داده شده است. در این روز تودهٔ هوای پوشن‌سپهری تا تراز ۶ کیلومتری از سطح دریا بر روی شمال‌غرب کشور نفوذ کرده است. در روز هفتم ژانویه با حرکت شرق‌سوی سامانهٔ فوق این حالت تاشدگی وردایست در مرکز ایران قرار گرفته است. در این روز، با حذف کشانهٔ PV واقع در غرب کشور و مرز ایران و عراق، ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۳-الف) افزایشی را با بیشینه مقدار ۱۶۰ ژئوپتانسیل‌متر (نسبت به اجرای کنترلی، شکل ۳-ب) در این منطقه نشان می‌دهد. در واقع، مرکز کم‌ارتفاع بریدهٔ مستقر بر غرب ایران تقریباً از بین رفته و همچنین بر مقدار دما در ترازهای زیرین افزوده می‌شود. هم‌گام با تضعیف ناوهٔ ترازهای زِبَرین وردسپهر، در محل کم‌فشار سطح زمین (شکل ۴-الف) نیز فشار سطحی با بیشینه مقدار ۱۰ هکتوپاسکال (شکل ۴-ب) افزایش می‌یابد. این مطلب بیانگر تضعیف چرخندزایی در ترازهای زیرین کشانهٔ PV

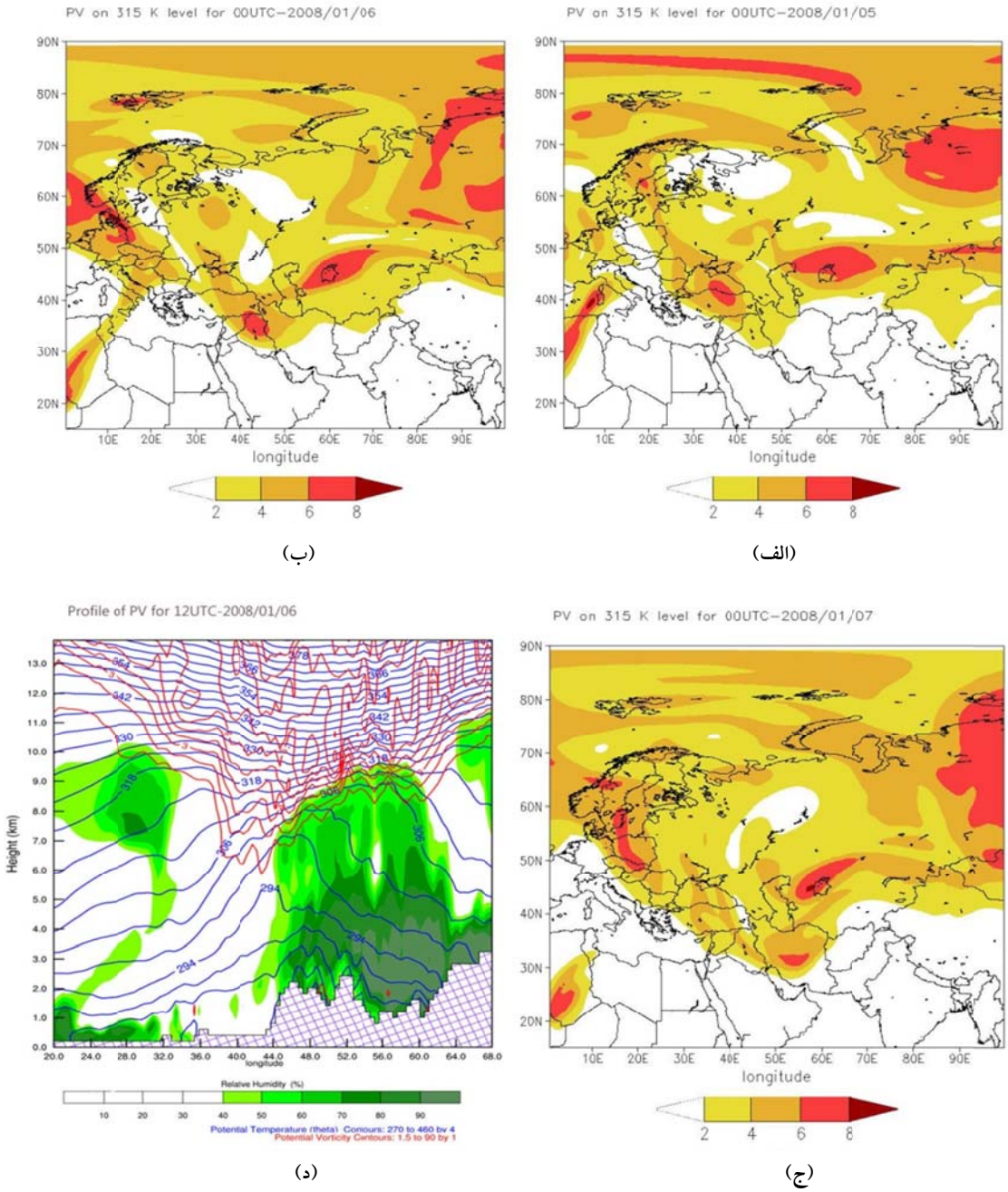
هنگام کاهش بی‌هنجاری PV ترازهای زِبَرین وردسپهر است. به‌دلیل ارتباط و برهم‌کنش دو مرکز کم‌ارتفاع بریدهٔ مستقر بر ایران و شمال دریاچهٔ آرال، با حذف مرکز کم‌ارتفاع بریدهٔ واقع بر شمال‌غرب ایران، کم‌ارتفاع دیگر تقویت می‌شود. کاهش ارتفاع ژئوپتانسیلی با بیشینه مقدار ۵۰ ژئوپتانسیل‌متر، سبب افزایش بی‌هنجاری سرد دمایی در ترازهای زیرین وردسپهر در منطقهٔ دریاچهٔ آرال شده است. همچنین با تقویت مرکز کم‌ارتفاعِ مستقر بر این منطقه، از مقدار فشار کاسته می‌شود. در منطقهٔ شرق اروپا واقع بر شمال دریای مدیترانه، پشته‌ای حاکم است که با حذف ناوهٔ مستقر بر شمال‌غرب ایران، جریانات ترازهای زِبَرین و پشتهٔ مذکور مداری‌تر می‌شوند. در سطح زمین نیز در محل پرفشار، فشار سطحی کاهش می‌یابد. شکل ۵-الف میدان باد افقی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال مربوط به اجرای کنترلی مدل را نشان می‌دهد که حاکی از وجود جریانات گرم و مرطوب جنوبی و غربی در منطقهٔ کم‌ارتفاع بریدهٔ یادشده بر روی ایران است. میدان باد افقی پس از حذف کشانهٔ PV مستقر بر ایران (شکل ۵-ب)، نشان‌دهندهٔ تضعیف جریانات جنوبی و غربی حاوی رطوبت از دریای سرخ و دریای مدیترانه است. در جلوی ناوهٔ تراز زِبَرین، حرکت‌های صعودی (شکل ۶-الف) و رطوبت ویژهٔ کافی برای ایجاد ناپایداری و بارش وجود دارد. در سمت شرق و رأس کشانهٔ PV، با توجه به جریان باد افقی و میدان رطوبت ویژه، فرارفت بزرگ رطوبت مشاهده می‌شود. با حذف بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی و تضعیف ناوهٔ تراز میانی در این ناحیه، حرکت‌های صعودی (شکل ۶-ب) و فرارفت رطوبت کاهش می‌یابند.

مطابق با کمّیت‌های بررسی‌شده در بالا، کاهش در مقدار انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی (CAPE) در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نیز دیده می‌شود. با مقایسهٔ میدان دمای پتانسیلی هم‌ارز و رطوبت نسبی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در شبیه‌سازی بدون کشانهٔ PV و میدان‌های متناظر در شبیه‌سازی کنترلی (شکل نشان داده نشده است) مشاهده می‌شود که شیو دمایی در منطقهٔ جبهه سرد مستقر بر غرب کشور کاهش یافته و در اثر آن، جبههٔ سرد و جبههٔ هم‌رسیده نیز ضعیف شده‌اند؛ همچنین جبههٔ گرم به عرض‌های پایین‌تر منتقل شده است. در اجرای کنترلی، بارش تقریباً کل کشور را دربرگرفته است (شکل ۷-الف)؛ حال آن‌که با حذف کشانهٔ PV، به مقدار زیادی از بارش رخ‌داده در این روز، به‌جز جنوب‌شرق کشور، کاسته می‌شود (شکل ۷-ب). باید توجه داشت که سازوکار بارش در جنوب‌شرق کشور متمایز از سایر نقاط کشور بوده و سهم عوامل ترمودینامیکی در رخداد این بارش‌ها بیشتر است. در این ناحیه، در اثر جریانات گرم و مرطوب جنوبی و همچنین وجود منطقهٔ جبهه‌ای و حرکات صعودی، بارش‌های نسبتاً شدیدی رخ داده است و براساس الگوی دمای پتانسیلی هم‌ارز (شکل نشان داده نشده است) می‌توان گفت که گرمای نهان زیادی آزاد شده است. به‌علاوه، نفوذ کشانهٔ PV در این ناحیه مشاهده نمی‌شود؛ بنابراین با حذف کشانهٔ PV در شمال‌غرب کشور، نه‌تنها از مقدار بارش در جنوب‌شرق کشور کاسته نمی‌شود، بلکه به‌علت افزایش فرارفت رطوبت، بارش این ناحیه افزایش می‌یابد (شکل ۷-ب).

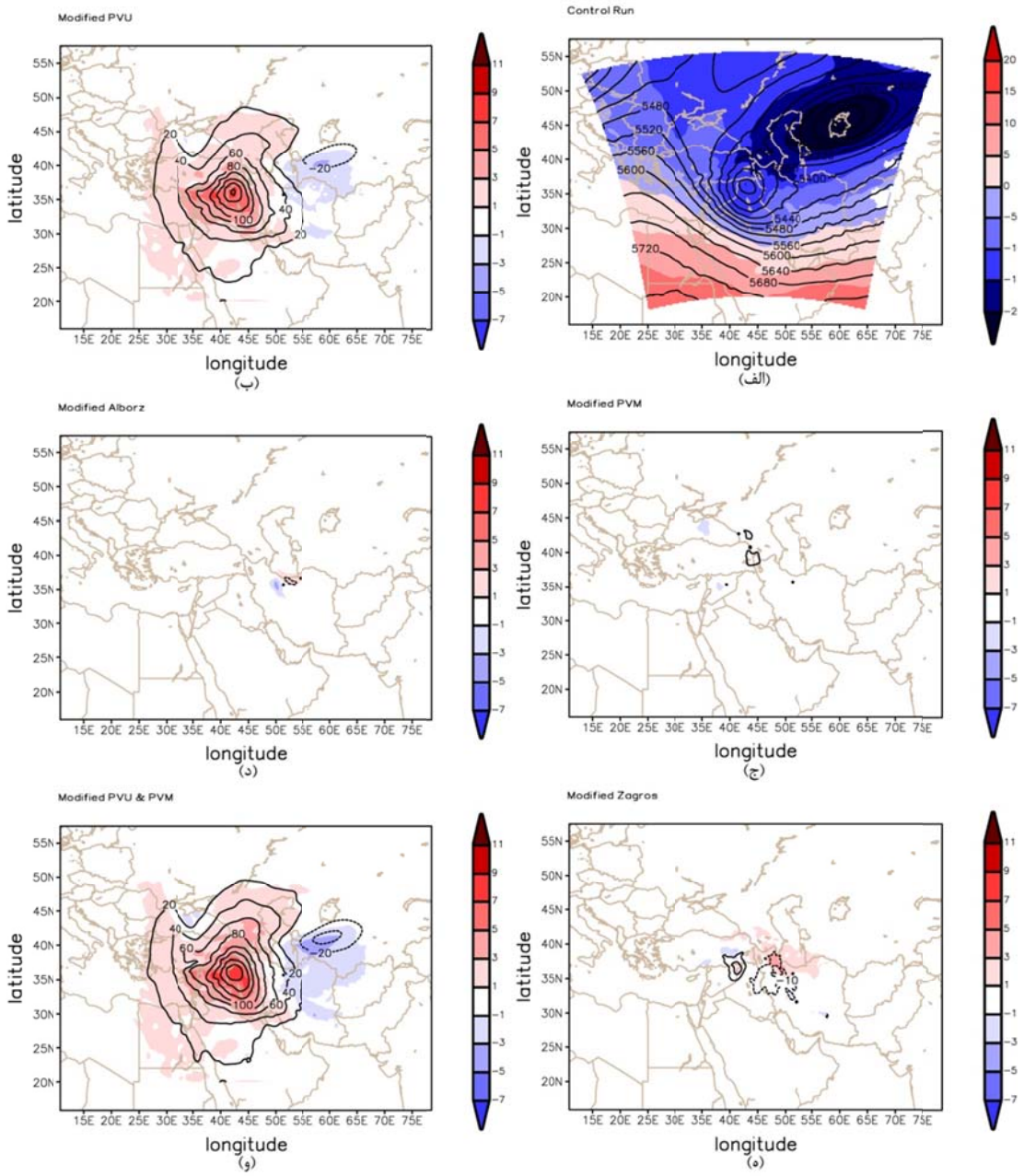
۴-۲. حذف بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی تراز میانی وردسپهر

با حذف بی‌هنجاری PV تراز میانی جو، بیشینهٔ کاهش ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال حدود ۱۰ ژئوپتانسیل‌متر (شکل ۳-ج) است. همچنین فشار سطح زمین به مقدار ناچیزی افزایش یافته (شکل ۴-ج) و جریانات جنوبی و غربی واقع بر روی کشور نیز اندکی ضعیف می‌شوند (شکل ۵-ج). سایر کمّیت‌های مورد بررسی مانند رطوبت و مؤلفهٔ قائم سرعت (شکل‌ها نشان داده نشده‌اند) تغییر جزئی دارند. با توجه به الگوی بی‌هنجاری بارش در کل کشور و به‌ویژه منطقهٔ تهران، مشاهده می‌شود که در اثر حذف عامل بی‌هنجاری PV تراز میانی جو، تغییر قابل توجهی در مقدار بارش رخ نداده و تنها توزیع بارش تغییر کرده است (شکل ۷-ج).

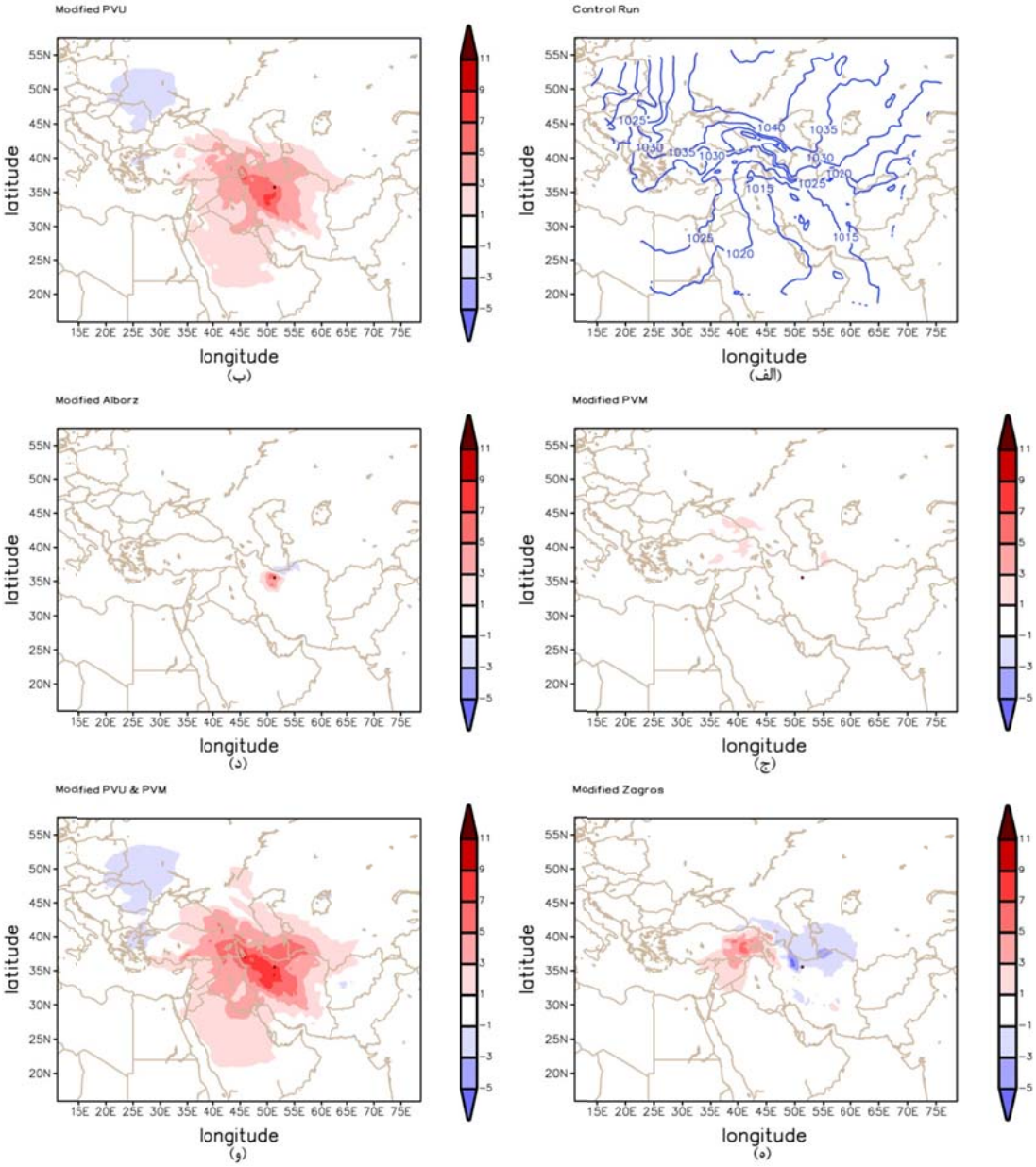
براساس نتایج محاسبات جداسازی عامل‌ها، سهم این عامل در بارش منطقهٔ تهران حدود یک درصد است (جدول ۲). اثر حذف توأم بی‌هنجاری‌های PV در ترازهای زبرین و میانی جو بر کمّیت‌های مورد بررسی در شکل‌های ۳-و، ۴-و، ۵-د و۷-و ارائه شده است. با توجه به این شکل‌ها، همان اثرات مربوط به حذف بی‌هنجاری PV ترازهای زبرین وردسپهر، ولی اندکی با شدت بیشتر، مشاهده می‌شود.



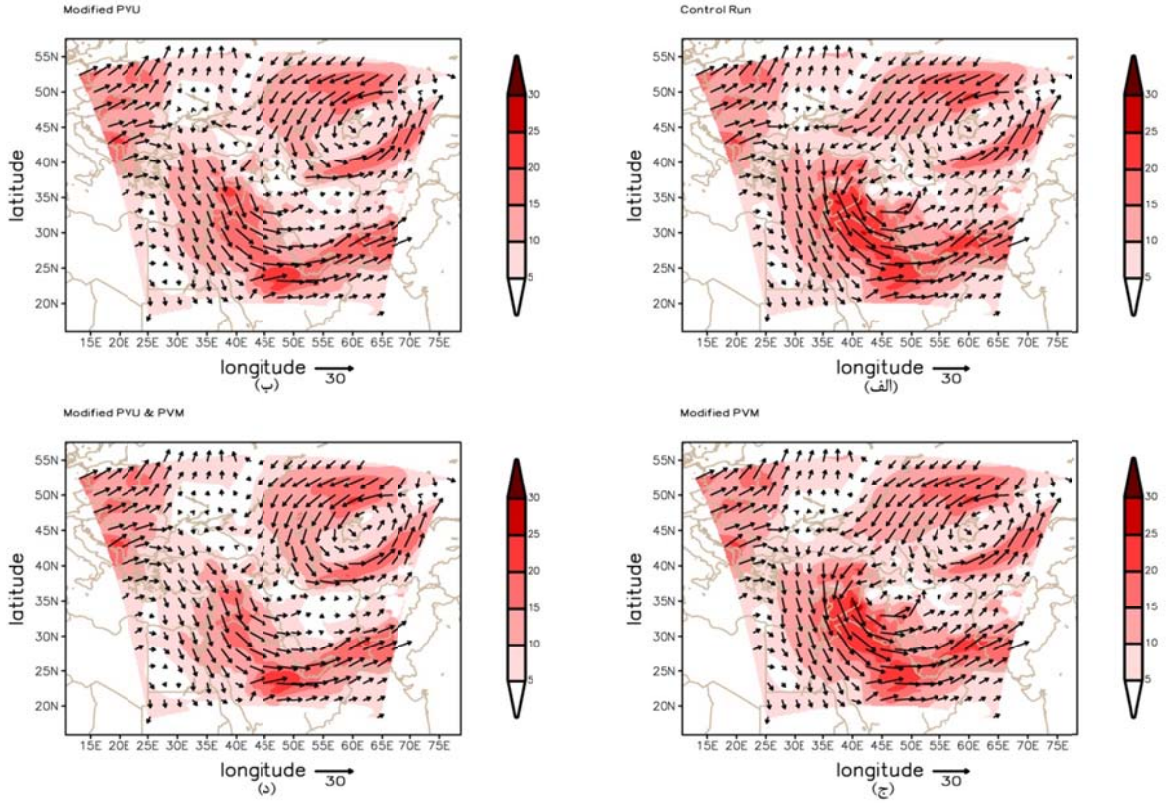
شکل۲. الف، ب و ج) الگوی PV در تراز ۳۱۵ کلوین (برحسب واحد تاوایی پتانسیلی، $1PVU=10^{-6}m^2s^{-1}Kkg^{-1}$) در منطقهٔ ایران در بازهٔ زمانی ساعت 00UTC روز پنجم تا ساعت 00UTC روز هفتم ژانویهٔ ۲۰۰۸؛ د) نیم‌رخ PV در عرض ۳۵ درجهٔ شمالی در ساعت 12UTC روز ششم ژانویهٔ ۲۰۰۸.



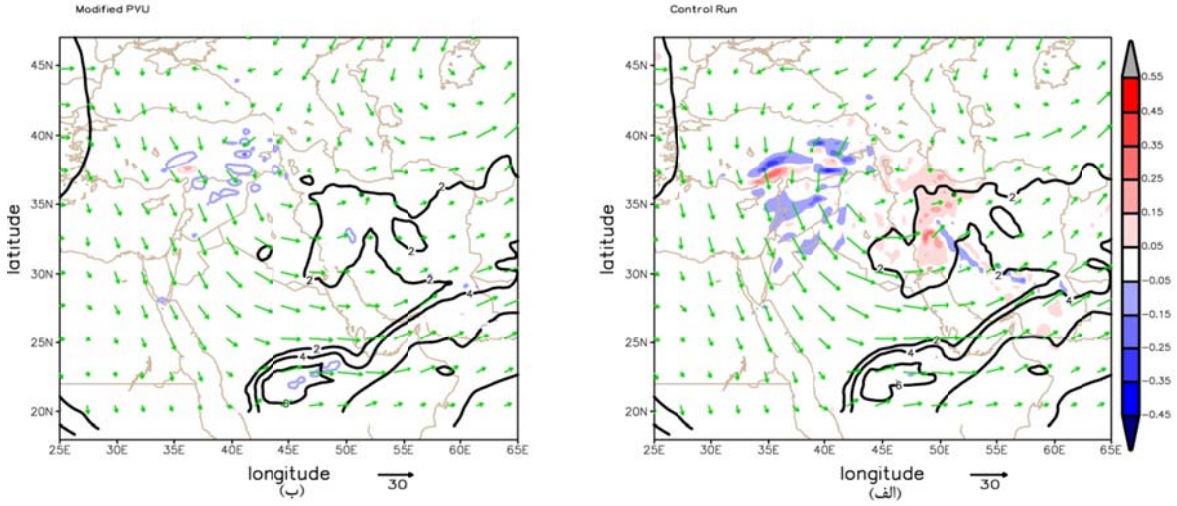
شکل۳. الف) ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (برحسب ژئوپتانسیل‌متر، پربندها) و دمای تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (برحسب درجهٔ سانتی‌گراد، نواحی رنگی) در اجرای کنترلیِ مدل برای ساعت 00UTC روز ششم ژانویهٔ ۲۰۰۸؛ ب، ج، د، ه، و) بی‌هنجاری این کمیّت‌ها در پنج شبیه‌سازی دیگر نسبت به اجرای کنترلی. در بالای شکل هریک از ۵ شبیه‌سازی، عامل حذفی ذکر شده است. همچنین PVU و PVM، به‌ترتیب بیانگر بی‌هنجاری تاوایی‌پتانسیلی ترازهای زبرین و میانی وردسپهر هستند.



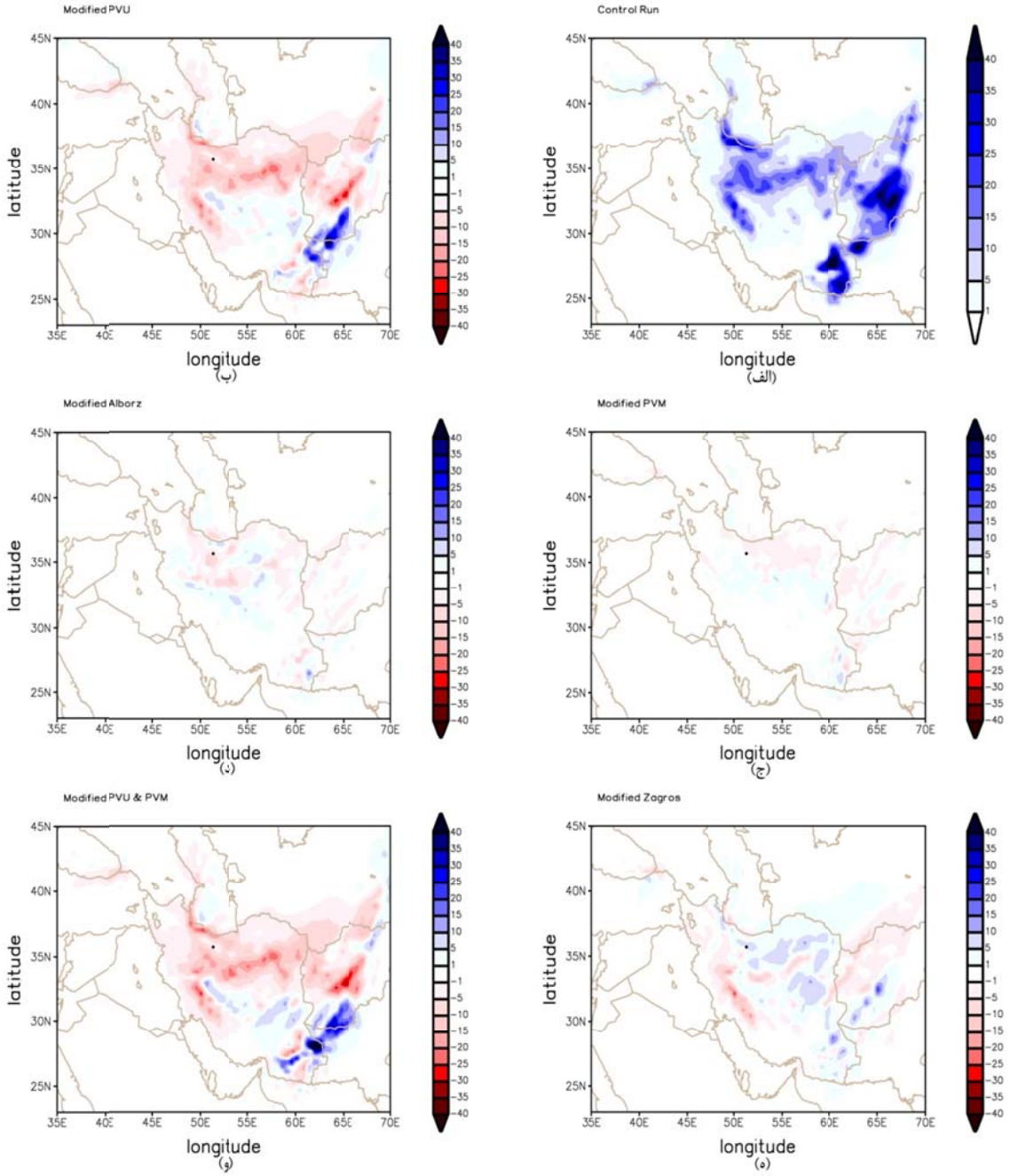
شکل۴. مانند شکل ۳ ولی برای فشار سطح زمین (برحسب هکتوپاسکال).



شکل۵. الف) میدان برداری باد افقی (بردارها) و تندی باد (نواحی رنگی، برحسب متر بر ثانیه) در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در اجرای کنترلیِ مدل برای ساعت 00UTC روز ششم ژانویهٔ ۲۰۰۸؛ ب، ج، د) همین میدان‌ها در سه شبیه‌سازی دیگر، در بالای شکل هریک از سه شبیه‌سازی عامل حذفی ذکر شده وPVU و PVM، به‌ترتیب بیانگر بی‌هنجاری تاوایی‌پتانسیلی ترازهای زبرین و میانی وردسپهر هستند.



شکل۶. الف) رطوبت ویژه (برحسب گرم بر کیلوگرم، خطوط سیاه‌رنگ)، مؤلفهٔ قائم سرعت (برحسب متر بر ثانیه، نواحی رنگی) و میدان برداری باد افقی (برحسب متر بر ثانیه، بردارهای سبز رنگ) در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در اجرای کنترلی مدل برای ساعت 00UTC روز ششم ژانویهٔ ۲۰۰۸؛ ب) همین کمیّت‌ها در شبیه‌سازی با حذف بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی ترازهای زبرین.



شکل۷. مانند شکل ۳ ولی برای مقدار بارش تجمعی روزانه (برحسب میلی‌متر).

۴-۳. کاهش ارتفاع رشته‌کوه البرز

در این قسمت، اثر رشته‌کوه البرز به‌عنوان یکی از عوامل مؤثر بر بارش رخ‌داده در روز ششم ژانویهٔ ۲۰۰۸ بررسی می‌شود. چگونگی اثر منفردِ عاملِ کوهساری بر میدان‌های هواشناختی و بارش، به الگوی جریان باد از لحاظ زاویهٔ برخورد جریان با کوه و شدت آن، به‌خصوص در ترازهای نزدیک به سطح زمین وابسته است. در شکل ۳-د، تغییرات میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰

هکتوپاسکال و دمای تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و در شکل ۴-د، تغییرات فشار سطح زمین در شبیه‌سازی با کاهش ارتفاع رشته‌کوه البرز به ارتفاع میانگین تهران (۱۲۰۰ متر) نشان داده شده است. با توجه به این دو شکل، مشاهده می‌شودکه جریان‌های سرد شمال‌شرقی به سمت جنوب نفوذ نموده و فشار در بادسوی کوه کاهش و در بادپناه کوه افزایش یافته است. در واقع، رشته‌کوه البرز به‌صورت مانعی در مقابل جریان‌های سرد شمالی عمل می‌کند و در بادسوی کوه سبب ایجاد حوضچه‌های هوای سرد و بی‌هنجاری مثبت فشار و در نتیجه تضعیف چرخند اولیه می‌شود. با کاهش ارتفاع رشته‌کوه، الگوی دمای تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در بادسوی کوه نیز افزایش نشان می‌دهد که مطابق با کاهش فشار در این ناحیه است. همچنین با تغییر ارتفاع، در بادسوی کوه سرمای ناشی از صعود مکانیکی بستهٔ هوا و در بادپناه کوه، گرمای ناشی از نزول بستهٔ هوا کاهش می‌یابد؛ بنابراین با کاهش ارتفاع رشته‌کوه البرز در بادسو و بادپناه کوه به‌ترتیب افزایش و کاهش دما مشاهده می‌شود. بررسی نمودار Skew-T (شکل نشان داده نشده است) در ایستگاه مهرآباد نیز نشان‌دهندهٔ ایجاد حالت پایدار تا تراز ۷۵۰ هکتوپاسکال است که ناشی از کاهش دمای تهران با کاهش ارتفاع البرز است. به‌علّت برهم‌کنش ناوهٔ تراز میانی جو با سطح زمین، با کاهش فشار سطح زمین، ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز زِبَرین نیز در بادسوی کوه کاهش می‌یابد. در اجرای با حضور رشته‌کوه البرز، ناوهٔ تراز میانی وردسپهر کم‌عمق‌تر بوده و در اجرای با کاهش ارتفاع البرز، کاهش ارتفاع ژئوپتانسیلی در بادسوی کوه دیده می‌شود.

همچنین با کاهش ارتفاع رشته‌کوه البرز، تغییر قابل توجهی در جریان باد افقی و رطوبتِ ترازهای زبرین وردسپهر به‌چشم نمی‌خورد (شکل نشان داده نشده است)، اما الگوی جریان باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و بادِ ارتفاعِ ۱۰ متری افزایش فرارفت رطوبت در شرق دریای خزر را نشان می‌دهد که در اثر این افزایش فرارفت رطوبت و کاهش جزئی ارتفاع ژئوپتانسیلی، بارش در سواحل شرقی دریای خزر افزایش یافته است. میدان دمای پتانسیلی هم‌ارز در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نیز بیانگر تضعیف جبههٔ گرم شبه‌ایستای مستقر بر البرز در منطقهٔ تهران است زیرا با کاهش ارتفاع رشته‌کوه، هوای سردِ سدشده توسط این رشته‌کوه به دامنه‌های جنوبی البرز انتقال یافته و از شیو فشاری این منطقه کاسته می‌شود؛ بنابراین با کاهش ارتفاع رشته‌کوه البرز و جابه‌جایی جبههٔ سطحی و افزایش فشار سطح زمین در منطقهٔ تهران، بارش منطقهٔ تهران نیز از کاهش برخوردار است (شکل ۷-د) و با استقرار جبههٔ شبه‌ایستا در دامنه‌های شرقی زاگرس، بارش در این منطقه افزایش می‌یابد. طبق نتایج محاسبات جداسازی عامل‌ها، سهم مستقلِ این عامل در بارش تهران تقریباً برابر با ۴۸ درصد است (جدول ۲). این سهم بارز ناشی از جریانات کاملاً شمالی و عمود بر رشته‌کوه البرز در لایه‌های زیرین جو است.

۴-۴. کاهش ارتفاع رشته‌کوه زاگرس

در این قسمت نتایج شبیه‌سازی با کاهش ارتفاع رشته‌کوه زاگرس ارائه می‌شود. شکل ۳-ه تغییرات میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و شکل ۴-ه تغییرات فشار سطح زمین در شبیه‌سازی با کاهش ارتفاع رشته‌کوه زاگرس به ارتفاع میانگین تهران (۱۲۰۰ متر) را نشان می‌دهند. در ترازهای پایین‌تر از ۷۰۰ هکتوپاسکال و در قسمت شمالی رشته‌کوه، جریان باد شمال‌شرقی وجود دارد که توسط این رشته‌کوه سد شده است. در قسمت‌های مرکزی و جنوبی رشته‌کوه، جریان بادِ افقی با شدت بیشتر و به‌صورت جنوبی است. در اجرای مدل با کاهش ارتفاع رشته‌کوه زاگرس به ارتفاع میانگین تهران، در قسمت شمالی رشته‌کوه بندایی یا سدشدگی هوای سرد شمال‌شرقی واقع در بادسوی کوه کاهش یافته و فشار و دما در بادسویِ کوه، به‌ترتیب کاهش و افزایش و در بادپناهِ کوه، به‌ترتیب افزایش و کاهش می‌یابد. همچنین با کاهش فشار سطح زمین در بادسوی کوه، ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای زِبَرین کاهش و با افزایش فشار

سطحی در بادپناه کوه، ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای زبَرین افزایش نشان می‌دهند. با وجود آنکه با کاهش ارتفاع رشته‌کوه زاگرس، کاهش بندایی در جریان باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و ارتفاع ۱۰ متری دیده می‌شود، ولی تغییر چندانی در شدت جریان باد افقی در ترازهای میانی وردسپهر وجود ندارد (شکل نشان داده نشده است). در این شبیه‌سازی، میدان دمای پتانسیلی هم‌ارز و رطوبت نسبی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، تضعیف جبههٔ گرم مستقر بر منطقهٔ تهران و جبههٔ سرد واقع در شمال‌غرب کشور را نشان می‌دهند. در واقع، با حذف این رشته‌کوه از شیو دمایی در این منطقه کاسته می‌شود. در قسمت مرکزی این رشته‌کوه، به‌علت موازی بودن جریان باد با رشته‌کوه، با کاهش ارتفاع آن تغییرات خاصی در جریان باد رخ نمی‌دهد.

مقادیر بیشینهٔ بارش عمدتاً در دامنه‌های غربی رشته‌کوه زاگرس می‌باشد و این امر بدان علت است که این ناحیه به‌طور معمول در مسیر بادهای غربیِ حامل رطوبت قرار دارد. با کاهش ارتفاع این رشته‌کوه و در نتیجه کاهش صعود واداشتهٔ هوای گرم و مرطوب، از شدت بارش در دامنه‌های غربی به مقدار قابل توجهی کاسته شده و در مقابل به مقدار بارش در مناطق مرکزی و شمال‌شرق کشور افزوده می‌شود. در واقع، هوای مرطوب بدون آنکه رطوبت زیادی در دامنه‌های غربی زاگرس از دست دهد، در اثر صعود واداشته از دامنه‌های غربیِ ارتفاعات شمال‌شرق کشور، افزایش بارش به همراه خواهد داشت. در شکل ۷-ه مربوط به شبیه‌سازی با کاهش ارتفاع رشته‌کوه زاگرس، افزایش بارش در منطقهٔ تهران دیده می‌شود. لازم به ذکر است که در این شکل فقط نتایج شبیه‌سازی با حذف عامل کوهساری زاگرس نشان داده شده و اثر تعاملی عوامل دیگر در آن نهفته است. با توجه به پیچیدگی کوهساری منطقه و نیز عوامل ترازهای زبرین وردسپهر، اثر خالص عامل کوهساری می‌تواند بسیار متفاوت از خروجی این شبیه‌سازی باشد. در این قسمت از کار با استفاده از نتایج ۱۵ شبیه‌سازی دیگر و محاسبات جداسازی عامل‌ها، اثر منفرد عامل کوهساری بررسی شد و نتایج نشان می‌دهد که اثر وجود رشته‌کوه زاگرس بر بارش منطقهٔ تهران مثبت است. به عبارت دیگر وجود آن سبب افزایش جزئی بارش در این منطقه شده است. این مطلب می‌تواند با واقع‌بودن تهران در نزدیکی شیو دمایی ناشی از این رشته‌کوه و در نتیجه تقویت جبههٔ تشکیل‌شده بر روی منطقهٔ تهران ارتباط داشته باشد. طبق محاسبات جداسازی عامل‌ها، سهم منفردِ این عامل در بارش تهران در حدود یک درصد بوده که بسیار ناچیز است (جدول ۲).

شکل‌های مربوط به ۱۰ شبیه‌سازی دیگر که شامل سایر حالات ترکیبی ممکن بین عوامل بررسی شده است، به منظور اختصار آورده نشده است.

۴-۵. تعیین سهم هریک از عوامل مؤثر در بارش تهران با استفاده از جداسازی عامل‌ها

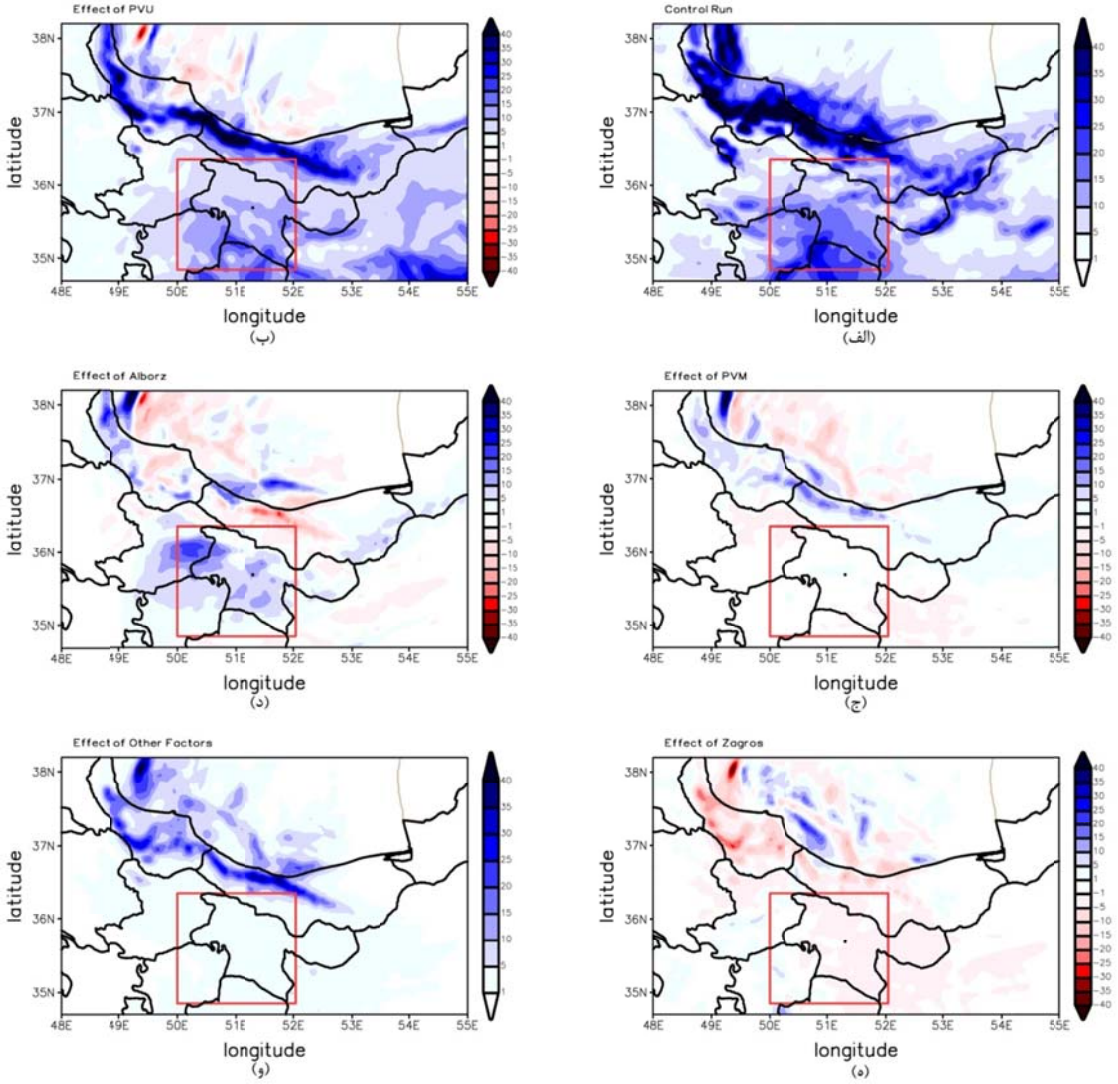
در جدول ۲ اثر هریک از چهار عاملِ مؤثر در بارش منطقهٔ تهران و همچنین اثر ترکیبی آن‌ها دیده می‌شود. سهم خالصِ هریک از عامل‌های بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی ترازهای زبَرین و تراز میانی جو، رشته‌کوه البرز و رشته‌کوه زاگرس به‌ترتیب با f_1، f_2، f_3 و f_4 و سهم ترکیب عوامل با یکدیگر با شمارهٔ عامل‌هایِ مؤثر نشان داده شده است. این مقادیر براساس محاسبات جداسازی عامل‌ها در ۱۶ شبیه‌سازی به‌دست آمده است. محدوده‌ای که به‌عنوان منطقهٔ تهران در نظر گرفته شده و سهم عوامل مختلف در بارش این منطقه تعیین شده است، در شکل ۸ با مستطیل قرمزرنگ مشاهده می‌شود. با توجه به جدول ۲، می‌توان گفت که عامل بی‌هنجاری PV ترازهای زبَرین و به‌طور کلی عوامل ترازهای زبرین وردسپهر، سهم اصلی را در بارش منطقهٔ تهران در روز ششم ژانویهٔ ۲۰۰۸ داشته است. به عبارت دیگر، در این روز، سهم عوامل ترازهای زبرین وردسپهر بیش از سهم دیگر عوامل در رخداد بارش منطقهٔ تهران است. همچنین اثر رشته‌کوه البرز بر وقوع بارش در منطقهٔ تهران به خصوصیات جریان باد مانند زاویهٔ برخورد

جریان با رشته‌کوه و شدت جریان باد در ترازهای زیرین بستگی دارد. هرچه این جریانات شمالی‌تر باشند، بارش منطقهٔ تهران در اثر این رشته‌کوه افزایش می‌یابد. با توجه به حضور جریانات شمالی در ترازهای زیرین وردسپهر در منطقهٔ البرز در روز مورد مطالعه، تأثیر این عامل در بارش منطقهٔ تهران در حدود ۴۸ درصد به‌دست آمد. اثر رشته‌کوه زاگرس در بارش منطقهٔ تهران نیز مانند اثر رشته‌کوه البرز به ویژگی‌های جریان باد در ترازهای زیرین وردسپهر وابسته است. اما به‌علت پیچیدگی کوهساری منطقه، مقدار این اثر بسته به الگوی جریان باد در ترازهای زیرین می‌تواند متفاوت باشد. در جدول ۲، مشاهده می‌شود که اثر این عامل و بی‌هنجاری PV تراز میانی وردسپهر در بارش منطقهٔ تهران در روز ششم ژانویهٔ ۲۰۰۸ ناچیز است. در این جدول، عامل f_0 نشان‌دهندهٔ اثر عوامل در نظر گرفته نشده است. هرچه مقدار این عامل بزرگ‌تر باشد، بدان معناست که عواملِ مجهول و مؤثری بر بارش وجود داشته که از آن‌ها صرف‌نظر شده است. در این روز سهم عوامل مجهول در حدود ۲۰ درصد است.

براساس نتایج مندرج در جدول ۲، نقشهٔ توزیع بارش ناشی از «اثرِ خالص» هریک از چهار عامل یادشده برای روز مورد بررسی در شکل ۸ ارائه شده است. شکل ۸-الف، توزیع اصلی بارشِ این روز را نشان می‌دهد. همان‌طور که پیش‌تر بیان شد، بالاترین سهم مؤثر در بارش منطقهٔ تهران مربوط به عامل کشانهٔ PV است (شکل ۸-ب). اثر منحصر به هریک از عواملِ بی‌هنجاری PV تراز میانی وردسپهر، رشته‌کوه البرز و رشته‌کوه زاگرس بر بارش تجمعی روزانه به‌ترتیب در شکل‌های ۸-ج تا ۸-ه دیده می‌شود. به‌علاوه اثر عوامل درنظر گرفته‌نشده بر بارش تجمعی این روز نیز در شکل ۸-و نشان داده شده است. در این شکل‌ها مقادیر منفی بارش بیانگر اثر منفی آن عامل در بارش منطقهٔ مربوطه است. به عبارت دیگر وجود عامل مزبور سبب کاهش بارش در آن منطقه می‌شود.

جدول ۲. اثر خالص هریک از عوامل مورد بررسی در بارش روز ششم ژانویهٔ ۲۰۰۸ با f نشان داده شده است. f_1 عامل بی‌هنجاری PV ترازهای زبَرین، f_2 عامل بی‌هنجاری PV تراز میانی، f_3 عامل مربوط به رشته‌کوه البرز و f_4 عامل رشته‌کوه زاگرس هستند. f_{12} ، f_{13} ، f_{14} ، f_{23} ، f_{24} و f_{34} نیز به‌ترتیب اثر مشترک عوامل اول و دوم، عوامل اول و سوم، عوامل اول و چهارم، عوامل دوم و سوم، عوامل دوم و چهارم، و عوامل سوم و چهارم و همچنین f_{123}، f_{124}، f_{134}، f_{234} به‌ترتیب اثر مشترک عوامل اول و دوم و سوم، عوامل اول و دوم و چهارم، عوامل اول و سوم و چهارم، و عوامل دوم و سوم و چهارم را نشان می‌دهند. f_{1234} نشان‌دهندهٔ اثر مشترک هر چهار عامل بوده و f_0 اثر عوامل صرف‌نظر شده (یعنی عواملی غیر از چهار عامل فوق) است. مقادیر منفی بیانگر اثر کاهندهٔ سهم مشترک عامل‌های مورد بررسی است. سهم مستقل هریک از عوامل یا اثر مشترکشان در میانگین مکانی بارش روزانهٔ رخ‌داده در ناحیهٔ مشخص‌شده با مستطیل قرمزرنگ در شکل ۱۱، به صورت درصد در زیر تعیین شده است.

f_1	f_2	f_3	f_4	f_{12}	f_{13}	f_{14}	f_{23}
٪۷۶/۵۱	۰/۶۷۱	٪۴۸/۳۲	۱/۳۴	−۰/۶۷۱	−۱۵/۴	−۳۰/۲	−۱۴/۸
f_{24}	f_{34}	f_{123}	f_{124}	f_{134}	f_{234}	f_{1234}	f_0
−۴/۷	−۱۵/۴	۱۱/۴۱	۹/۳۹	۲۲/۱۴۷	۱۴/۰۹	−۱۶/۷۷	۱۹/۷۴



شکل۸. الف) مقدار بارش تجمعی روزانه (برحسب میلی‌متر) در اجرای کنترلیِ مدل برای روز ششم ژانویهٔ ۲۰۰۸، ب، ج، د، ه، و) به‌ترتیب اثر عوامل بی‌هنجاری PV ترازهای زبَرین، بی‌هنجاری PV تراز میانی، رشته‌کوه البرز، رشته‌کوه زاگرس و عوامل در نظر گرفته‌نشده در حوزهٔ سوم اجرای مدل بر بارش تجمعی روزانه. نقطهٔ سیاه‌رنگ در شکل‌ها نشان‌دهندهٔ موقعیت ایستگاه دیدبانی مهرآباد است. مستطیل قرمزرنگ منطقهٔ محاسبات جداسازی عامل‌ها را که نتایج آن در جدول ۲ آمده است، نشان می‌دهد.

۵. نتیجه‌گیری

براساس نتایج پژوهش‌های فراوان درخصوص عوامل مؤثر بر بارش‌های سنگین، به‌ویژه در منطقهٔ آلپ اروپا و با توجه به موقعیت جغرافیایی منطقهٔ تهران، در این مطالعه اثر چهار عامل شامل بی‌هنجاری PV در وردسپهر زبرین (کشانهٔ PV)، بی‌هنجاری PV در وردسپهر میانی، رشته‌کوه البرز و رشته‌کوه زاگرس بر بارش فرین منطقهٔ تهران در روز ششم ژانویهٔ ۲۰۰۸ با شبیه‌سازی‌های متعدد توسط مدل میان‌مقیاس WRF بررسی شده است. دو رشته‌کوه البرز و زاگرس به‌دلیل اثر مهم و متفاوتی که بر ساختار میان‌مقیاس و همدیدی سامانه‌های ایجادکنندهٔ بارش فرین دارند، در بررسی وارد شده‌اند. با در نظر گرفتن چهار عامل فوق، بر اساس روابط جداسازی عامل‌ها، ۱۶ شبیه‌سازی برای روز موردبررسی لازم است. این ۱۶ شبیه‌سازی، شاملِ حذف بی‌هنجاری‌های PV در ترازهای زبرین و میانی وردسپهر و حذف رشته‌کوه‌های البرز و

زاگرس به‌تنهایی و همچنین حذف ترکیبات دوتایی، سه‌تایی و همهٔ آن‌ها و نیز اجرای کنترلی هستند. براساس شبیه‌سازی‌های انجام‌گرفته، در سامانهٔ بارش‌زای فعال بر روی ایران در این روز که منجر به بارش برف سنگین در منطقهٔ تهران شد، سازوکار اصلی بارش، نفوذ تودهٔ هوای سرد و خشک پوشن‌سپهری همراه با بی‌هنجاری مثبت و بالای PV بوده است. نقشه‌های PV در ترازهای فشاری و هم‌آنتروپی برای این روز به‌وضوح نشان‌دهندهٔ نفوذ کشانهٔ PV یا همان نفوذ تودهٔ هوای خشک و سرد حاوی بی‌هنجاری مثبت و بزرگ PV در محل ناوهٔ تراز میانی جو هستند. عامل کشانهٔ PV با واداشت دینامیکی برای حرکت‌های بالاسو، کاهش پایداری ایستایی وردسپهر و تقویت بادهای ترازهای زیرین همراه است که با حذف آن، تمامی عوامل مؤثر بر وقوع بارش تضعیف می‌شوند. سهم مستقلِ عاملِ کشانهٔ PV با استفاده از روش تحلیل عاملی در حدود ۷۶/۵ درصد به‌دست آمد. میزان اثر منفردِ عاملِ کوهساری بر کمّیت‌های هواشناختی و بارش، به مشخّصات جریان باد از لحاظ زاویهٔ برخورد جریان با کوه و شدّت آن به‌خصوص در ترازهای نزدیک به سطح زمین بستگی دارد. میدان دمای پتانسیلی هم‌ارز در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی بیانگر تضعیف جبههٔ گرم شبه‌ایستای مستقر بر البرز در منطقهٔ تهران است زیرا با کاهش ارتفاع رشته‌کوه، هوای سردِ سدشده توسط این رشته‌کوه به دامنه‌های جنوبی البرز انتقال یافته و از شیو فشاری در این منطقه کاسته می‌شود؛ بنابراین با کاهش ارتفاع رشته‌کوه البرز و جابه‌جایی جبههٔ سطحی و افزایش فشار سطح زمین در منطقهٔ تهران، بارش منطقهٔ تهران کاهش می‌یابد. بر این اساس رشته‌کوه البرز عامل دوم مؤثر در بارش این روز است که وجود آن منجر به چرخندزایی در بادپناه کوه و در منطقهٔ تهران و در نهایت افزایش بارش شده است. طبق محاسبات جداسازی عامل‌ها، سهم خالص عامل کوهساری رشته‌کوه البرز در بارش منطقهٔ تهران در این روز ۴۸ درصد است. این سهم بارز به‌علت جریانات کاملاً شمالی و عمود بر رشته‌کوه البرز در لایه‌های زیرین جو است. با توجه به راستای تقریباً شمالی-جنوبی رشته‌کوه زاگرس، مقادیر بیشینهٔ بارش عمدتاً در دامنه‌های غربی این رشته‌کوه رخ می‌دهد. این امر بدان سبب است که دامنه‌های غربی زاگرس به‌طور معمول در مسیر بادهای غربیِ حامل رطوبت قرار دارد. با کاهش ارتفاع این رشته‌کوه و در نتیجه کاهش صعود واداشتهٔ هوای گرم و مرطوب، از شدت بارش در دامنه‌های غربی به میزان قابل توجهی کاسته شده و در مقابل به مقدار بارش در مناطق مرکزی و شمال‌شرق کشور افزوده می‌شود. در واقع هوای مرطوب بدون آنکه رطوبت زیادی را در دامنه‌های غربی زاگرس از دست دهد، در اثر صعود واداشته از دامنه‌های غربیِ ارتفاعات شرق کشور، افزایش بارش را در این مناطق به همراه خواهد داشت. بر اساس خروجی مربوط به شبیه‌سازی با کاهش ارتفاع رشته‌کوه زاگرس، بارش در منطقهٔ تهران افزایش می‌یابد. اما این خروجی صرفاً نتایج شبیه‌سازی برای اجرای مدل بدون عامل کوهساری زاگرس بوده و اثرات تعاملی عوامل دیگر در آن نهفته است. با توجه به کوهساری پیچیدهٔ منطقه و نیز عوامل ترازهای زبرین، اثر خالص عامل کوهساری می‌تواند بسیار متفاوت از خروجی این شبیه‌سازی باشد. بنابراین با استفاده از نتایج ۱۵ شبیه‌سازی دیگر و کاربست محاسبات جداسازی عامل‌ها، اثر منفرد این عامل محاسبه شده است. نتایج نشان می‌دهد که اثر وجود رشته‌کوه زاگرس بر بارش منطقهٔ تهران مثبت است. این مطلب می‌تواند مرتبط با واقع‌بودن تهران در نزدیکی شیو دمایی ناشی از این رشته‌کوه و تقویت جبههٔ تشکیل‌شده در منطقهٔ تهران باشد. در سامانهٔ مورد مطالعه، اثر خالص عامل کوهساری زاگرس بر بارش تهران مثبت به‌دست آمد، ولی مقدار این اثر به پیچیدگی کوهساری منطقه و چگونگی برخورد و شدت جریانات جوّی، به‌خصوص در ترازهای زیرین بستگی دارد. این رشته‌کوه در روز ششم ژانویهٔ ۲۰۰۸ سبب افزایش جزئی بارش تهران شده است.

در بررسی نقش عامل بی‌هنجاری PV ترازهای میانی وردسپهر، از آنجا که ساختار قائم جو در منطقهٔ مورد

مطالعه، نشان‌دهندهٔ وجود رطوبت نسبتاً زیاد در لایهٔ مربوط به بی‌هنجاری PV ترازهای میانی وردسپهر است، حذف بی‌هنجاری این لایه می‌تواند معرف سهم فرایندهای دررو در ایجاد بارش باشد. تغییرات کمّیت‌های هواشناختی با حذف عامل فوق بسیار شبیه نحوهٔ تغییرات این کمّیت‌ها پس از حذف کشانهٔ PV، ولی با شدت بسیار کمتر است. در واقع، سهم عامل بی‌هنجاری PV ترازهای میانی وردسپهر در بارش روز مورد بررسی بسیار ناچیز است.

مراجع

خان‌سالاری، س.، ۱۳۹۵، تعیین سازوکارهای واداشت رویدادهای بارشی مهم سرد در منطقه تهران از دیدگاه تاوایی پتانسیلی. رساله دکتری هواشناسی، موسسهٔ ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.

رنجبر سعادت‌آبادی، ع. و ایزدی، پ.، ۱۳۹۲، ارتباط بی‌هنجاری‌های دمای آب سطح اقیانوس هند و دریای عرب با بی‌هنجاری‌های بارش نیمه جنوبی ایران. مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۹، شماره ۴، ۱۵۷-۱۳۵.

سلطانزاده، ا.، احمدی‌گیوی، ف. و ایران‌نژاد، پ.، ۱۳۸۴، بررسی سه‌ماهه تأثیر رشته‌کوه زاگرس بر جریان میان‌مقیاس منطقه شرق زاگرس با استفاده از مدل منطقه‌ای RegCM. مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۳، شماره ۱، ۵۰-۳۱.

شبانیان چالش‌تری، ا.، نصراصفهانی، م.ع. و ارکیان، ف.، ۱۳۹۴، بررسی عوامل مؤثر بر بارش‌های تابستانی در یک ناحیه با کوهساری پیچیده (مطالعهٔ موردی: سیل استان گلستان ۸ تیر ۱۳۹۱). مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۴۱، شماره ۳، ۵۷۷-۵۶۵.

علیزاده، ا.، آزادی، م. و علی‌اکبری بیدختی، ع.ع.، ۱۳۸۵، بررسی نقش رشته‌کوه البرز در تقویت سامانه‌های همدیدی. مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۴، شماره ۱، ۲۴-۹.

Appenzeller, C. and Davies, H. C., 1992, Structure of stratospheric intrusions into the troposphere. Nature, 358, 570-572.

Argüeso, D., Hidalgo-Muñoz, J. M., Gámiz-Fortis, S. R., Esteban-Parra, M. J., Dudhia, J. and Castro-Diez, Y., 2011, Evaluation of WRF parameterizations for climate studies over Southern Spain using a multistep regionalization. J. Climate, 24, 5633-5651.

Chen, J.-M., Tan, P.-H. and Shih, C. F., 2013, Heavy rainfall induced by tropical cyclones across northern Taiwan and associated intraseasonal oscillation modulation. J. Climate, 26, 7992-8007.

Hoskins, B. J., McIntyre, M. E. and Robertson, A. W., 1985, On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 111, 877-946.

Jakob, C. and Schumacher, C., 2008, Precipitation and latent heating characteristics of the major tropical western Pacific cloud regimes. J. Climate, 21, 4348-4364.

Jankov, I., Jr. Gallus, W. A., Segal, M., Shaw, B. and Koch, S. E., 2005, The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall. Wea. and Forecasting, 20, 1048-1060.

Martius, O., Schwierz, C. and Davies, H. C., 2008, Far-upstream precursors of heavy precipitation events on the Alpine south-side, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 134, 417-428.

Martius, O., Zenklusen, E., Schwierz, C. and C. Davies, H., 2006, Episodes of Alpine heavy precipitation with an overlying elongated stratospheric intrusion: A climatology. Int. J. Climatol., 26, 1149-1164.

Morgenstern, O. and Davies, H. C., 1999, Disruption of an upper level PV-streamer by orographic and cloud-diabatic effects. Contrib. Atmos. Phys., 72, 173-186.

Ntwali, D., Ogwang, B. A. and Ongoma, V., 2016, The impacts of topography on spatial and temporal rainfall distribution over Rwanda based on WRF model. Atmos. Clim. Sci., 6, 145-157.

Reed, R. J., Simmons, A. J., Albright, M. D. and Unden, P., 1988, The role of latent heat release in explosive cyclogenesis: Three examples based on ECMWF operational forecasts. Wea. and Forecasting, 3, 217-229.

Schlemmer, L., Martius, O., Sprenger, M., Schwierz, C. and Twitchett, A., 2010, Disentangling the forcing mechanisms of a heavy precipitation event along the Alpine south side using potential vorticity inversion. Mon. Wea. Rev., 138, 2336-2353.

Sprenger, M., 2007, Numerical piecewise potential vorticity inversion: A user guide for

real-case experiments. Thesis for postgraduate course in computer science FHSS Schweiz, 98 pp.

Stein, U. and Alpert, P., 1993, Factor separation in numerical simulations. J. Atmos. Sci., 50, 2107-2115.

Thorncroft, C. D., Hoskins, B. J. and McIntyre, M. E., 1993, Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behaviour. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 119, 17-56.

Twitchett, A., 2012, Predictability and dynamics of potential vorticity streamers and connections to high impact weather. PhD Thesis, University of Leeds.

Wiegand, L., Twitchet, A., Schwierz, C. and Knippertz, P., 2011, Heavy precipitation at the Alpine south side and Saharan dust over central Europe: A predictability study using TIGGE. Wea. and Forecasting, 26, 958-974.

Journal of the Earth and Space Physics, Vol. 44, No. 1, Spring 2018, P. 11

The main factors responsible for heavy snowfall in Tehran: A case study

Khansalari, S.[1*], reza Mohebalhojeh, A. R.[2] and Ahmad-Givi, F.[2]

1. Ph.D. of Meteorology, Meteorological Organization, Tehran, Iran
2. Associate Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 24 Dec 2016, Accepted: 23 May 2017)

Summary

Heavy precipitation events often cause irreparable damage to human and economy. The ability to accurate prediction of the occurrence of such phenomena is very important especially for early warning systems run by operational centers. Identifying the main factors involved in heavy precipitation can result in more accurate predictions. The "factor separation method" (FSM) is used for this purpose. Based on the previous studies on factors affecting heavy precipitation especially in the Alpine region of Europe, and with regard to the geographical location of the Tehran Province, four factors are included in the application of the FSM. These factors are (1) the potential vorticity (PV) anomalies in the upper troposphere manifested in the form of PV streamers, (2) the PV anomalies in the middle troposphere, (3) the Alborz mountain range, and (4) the Zagros mountain range. The contributions of these factors were assessed in the heavy snowfall event of the 6th of January 2008 in Tehran by applying the FSM using the ERA-Interim data and the WRF (Weather Research and Forecasting) model. To apply the FSM, 16 simulations, which cover all possible combinations of the four factors, were performed by the WRF model using 3 nested domains with horizontal resolutions of 45, 15, and 5 kilometers, respectively, and 60 vertical levels. These 16 simulations are: the control run (1), the removal of PV anomalies of the upper (2) and the middle (3) levels of the troposphere, the reduction of the heights of the Alborz (4) and Zagros (5) mountain ranges, the removal of two-factor combinations (6 to 12), the removal of three-factor combinations (13 to15), and the removal of the four factors (16). To carry out the experiments involving the removal of PV anomalies, a PV inversion procedure was used to construct the initial states.

On the 6th of January 2008, a case of heavy snowfall occurred in a significant part of the country from Tehran to the west in the south of the Alborz mountains. The case involved the intrusion of cold and dry air with large positive PV anomalies from the stratosphere to the upper troposphere in the form of a PV streamer. The PV streamer acts to substantially decrease the static stability in the lower to the middle troposphere. The resulting PV anomalies are associated with low-level winds, which can provide the low-level moisture supply for the precipitation event. The results show that the PV streamer is the factor with the highest impact. The independent contribution of the PV streamer is about 76.5% as obtained by the detailed analysis of the FSM using the outputs of 16 simulations. Another factor to consider is orography which can block air flows or lead to substantial ascent or descent. The magnitude of the impact due to orography depends on the characteristics of the flows over and around the mountains. The determining properties of the flows are the angle of hitting the mountains and the intensity of the flow. In those simulations that the altitude of the Alborz mountain range was reduced, the dominant air flow was from the windward to the leeward side of the mountain. As a result of the increase in the penetration of the cold air from the windward to the leeward of the Alborz mountain range, the pressure on the windward (leeward) of the mountains reduces (increases). In other words, the pressure gradient is reduced in the Tehran area, when the height of the mountains is reduced. So the warm front in the southern slopes of Alborz mountain ranges is weakened. The results of the corresponding simulations and the application of the FSM show that the contribution of the Alborz mountain range in this case is next to the upper-level PV anomalies. Quantitatively, the absolute contribution of the Alborz-mountain factor is about 48% in the case of the heavy snowfall that occurred in Tehran. Finally, it is worth mentioning that the Zagros mountain range and the PV anomalies of the middle troposphere play negligible role in this case.

Keywords: heavy precipitation, potential vorticity streamer, mountain effect, factor separation method, potential vorticity inversion.

* Corresponding author: khansalari@ut.ac.ir