

بررسی سازوکار میان‌مقیاس وقوع بارش‌های همرفتی بهاره در شمال‌غرب ایران

کامل آزر^۱، عباس مفیدی^{۲*} و علی محمد خورشیددوست^۳

۱. دانش‌آموخته دکتری، گروه آب و هواشناسی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۲. استادیار، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳. استاد، گروه آب و هواشناسی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت: ۹۷/۵/۱۳، پذیرش نهایی: ۹۸/۷/۹)

چکیده

در پژوهش حاضر ضمن تحلیل الگوی گردش مقیاس همدید، با بهره‌گیری از یک مدل اقلیمی منطقه محدود، سازوکار میان‌مقیاس حاکم بر وقوع بارش‌های بهاره در شمال‌غرب ایران بررسی شد. در این راستا، نقش واداشتهای دینامیکی و گرمایش محلی در وقوع بارش‌ها با استفاده از داده‌های ایستگاهی، داده‌های رقومی باز تحلیل NCEP-NCAR و ERA-Interim و خروجی اجرای مدل RegCM4 بررسی شدند. یافته‌ها بیانگر آن است که نمی‌توان بخش قابل توجهی از بارش‌های فصل بهار در شمال‌غرب ایران را به‌طور مستقل و کامل «بارش همرفتی» نامید. در واقع، بارش‌های بهاری با مشخصه همرفتی در شمال‌غرب ایران، اصطلاحاً نوعی «همرفت واداشته» محسوب می‌شوند. بدین معنی که، در صورت عدم وجود واداشتهای دینامیکی در مقیاس همدیدی، از قبیل ناوه تراز میانی و ردسپهر، بخش قابل توجهی از بارش‌های همرفتی شمال‌غرب ایران به‌وقوع نخواهند پیوست. همچنین، گرمایش محلی به‌تنهایی به‌دلیل نبود رطوبت کافی در منطقه و عدم کفایت آن جهت فراهم‌سازی نیروی شناوری، قادر به ایجاد ناپایداری مورد نیاز برای وقوع بارش نخواهد بود. تحلیل مقادیر گرمایش بادرو نشان داد که فرارفت افقی گرما از دامنه‌های کوهستانی به‌عنوان یک واداشت محلی، در تأمین گرما و انرژی دسترس‌پذیر و تکوین همرفت و بارش همرفتی نقش مهمی دارد. همچنین، بررسی گرمایش محلی نشان داد که چشمه‌های گرمایی بر روی دامنه‌های جنوبی و غربی و چاه‌های گرمایی بر روی دامنه‌های شمالی و شرقی ارتفاعات مشاهده می‌شوند. یافته کلی آنکه، حضور گذرای واداشتهای دینامیکی مقیاس همدیدی در فصل بهار، در ترکیب با حضور پایدار و پیوسته فرارفت افقی و قائم گرما، ناشی از گرمایش محلی بر روی دامنه‌های جنوبی و غربی ارتفاعات در ساعات روز، وقوع بارش با مشخصات همرفتی را در پی خواهد داشت.

واژه‌های کلیدی: بارش همرفتی، تحلیل میان‌مقیاس، شمال‌غرب ایران، گرمایش بادرو، فرارفت افقی، مدل RegCM4

۱. مقدمه

جنوب شرق کشور در تابستان و بارش‌های فصل بهار در شمال‌غرب ایران، بارش‌های همرفتی خوانده شده و به فعالیت سامانه‌های همرفتی نسبت داده می‌شوند. بنابر مطالعات انجام شده، منطقه کوهستانی شمال‌غرب کشور حجم قابل توجهی از بارش سالانه خود را در فصل بهار و در نتیجه فعالیت سامانه‌های همرفتی دریافت می‌کند. در واقع، در این منطقه، به‌جهت فعالیت چشم‌گیر سامانه‌های همرفتی، به‌طور میانگین، بالغ بر ۴۰ درصد از حجم کل بارش سالانه در فصل بهار فرو می‌ریزد (آزر، ۱۳۹۵). در همین راستا، یکی از مشخصه‌های بارش‌های بهاره در شمال‌غرب ایران، رگباری و تندری بودن آنهاست

بی تردید بارش یکی از بارزترین پدیده‌های جوی محسوب می‌شود. توزیع زمانی ناهمگون این پدیده، همراه با تنوع مکانی چشم‌گیر آن، از گذشته‌های دور چالش‌های بزرگی را برای ساکنین سرزمین ایران ایجاد کرده است. علاوه بر این، سازوکارهای وقوع بارش نیز در ایران، هم از نظر زمانی و هم از نظر مکانی تفاوت قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهند. در حالی که بارش‌های فراگیر دوره سرد سال در گستره وسیعی از کشور، حاصل جریان‌های صعودی فراگیر و نسبتاً ضعیف ناشی از عبور چرخندها، جبهه‌ها و شرایط کژفشاری در مقیاس همدیدی می‌باشند، بیشینه بارش خزری در فصل پاییز، بارش‌های شدید

(علیجانی، ۱۳۷۸؛ مسعودیان، ۱۳۹۰؛ آزر، ۱۳۹۵). مضاف بر این، منطقه یادشده، بیشترین فراوانی ماهانه روزهای همراه با آذرخش را به ترتیب در طی ماه‌های آوریل، مه، ژوئن و مارس تجربه می‌کند. پدیده «بارش همرفتی» اساساً در مقابل «بارش پوشنی دیس یا Stratiform» معنی پیدا می‌کند. این نوع بارش از جهت شرایط تشکیل و تکوین، گستره وقوع، نوع ابر و ویژگی‌های بارشی، از تفاوتی آشکار با بارش‌های پوشنی دیس برخوردار است. وابستگی بارش‌های همرفتی به گرمایش محلی، به‌ویژه گرمایش سطحی، سبب می‌شود که این نوع بارش‌ها از نظر جغرافیایی از مشخصه مکانی خاص برخوردار باشند. به همین جهت، وقوع این نوع بارش‌ها علاوه بر مناطق حاره، تنها در مناطقی از جنب حاره و برون حاره مشاهده می‌شود که به‌طور محلی از یک چشمه گرمایی مناسب بهره‌مند شده باشند. رفتار بسیار پیچیده و غیر خطی سامانه‌های همرفتی مولد این نوع بارش‌ها، بررسی و تحلیل سازوکار وقوع بارش‌های همرفتی را بسیار دشوار می‌کند. این ویژگی، به‌خصوص در بارش‌های دوره گرم عرض‌های میانه بارزتر است، چراکه، فرآیندهای همرفتی میان-مقیاس و خردمقیاس، در درون فرآیندهای مقیاس همدیدی، از جمله شکل‌گیری و توسعه چرخندها و جبهه‌ها، مشاهده می‌شوند (کیسیلی و همکاران، ۲۰۱۵).

بلانچارد و لوپز (۱۹۸۵) با به‌کارگیری داده‌های رادار به تحلیل الگوهای مکانی همرفت در فلوریدای جنوبی پرداختند. آنها نتیجه گرفتند که شکل‌گیری همرفت در فلوریدای جنوبی نتیجه برهم‌کنش واداشت‌های مختلف در مقیاس‌های منطقه‌ای (پرفشار اطلس)، همدیدی (موج‌ها و جبهه‌ها)، میان مقیاس (نسیم‌های دریا و دریاچه در شبه جزیره) و مقیاس محلی (اثر عوارض سطحی چون خاک و پوشش گیاهی) می‌باشد. بازی و فوسچینی (۲۰۰۰)، با استفاده از مدل میان مقیاس BOLAM3 چندین رخداد بارش سنگین در کوهستان آلپ جنوبی را شبیه‌سازی کردند و پدیده‌های میان مقیاس همراه با این بارش‌ها را شناسایی کردند. بررسی پدیده‌های دخیل در بارش نشان

داد که پدیده‌های میان مقیاس جوی مانند جت تراز زیرین، مناطق همگرایی و سامانه‌های همرفتی میان مقیاس به جهت واداشت‌های مکانیکی ناشی از وجود کوه‌ها و همچنین فرآیندهای حاصل از تبادل گرمای نهان تأثیرگذار بوده‌اند. همچنین، المسکری و گادیان (۲۰۰۶)، با استفاده از یک مدل غیر آب‌ایستایی میان مقیاس به شبیه‌سازی همرفت‌های کوه‌ساری کوه‌های حَجَر (Hajar) واقع در کشور عمان پرداختند. آنها نسیم دریا، عامل کوه‌ساری (بارش کوه‌ساری)، فرارفت رطوبت از دریای عرب و همگرایی را عوامل کلیدی در توسعه ابرهای همرفتی بر روی کوه‌های حَجَر دانسته‌اند. فیندل و همکاران (۲۰۱۱)، احتمال وقوع بارش‌های عصرگاهی در شرق ایالت متحده و مکزیک را در ارتباط با افزایش تبخیر مورد بررسی قرار دادند. بنابر بررسی انجام شده، وقوع بارش‌های عصرگاهی و افزایش شدت آن، می‌بایست ناشی از افزایش میزان تبخیر در تابستان و در پی آن رشد مقدار شارگرمای نهان به مجموع شارهای گرمای نهان و محسوس در ساعات بعدازظهر باشد. با مطالعاتی که بر روی پدیده همرفت کوهستانی در محدوده کوه‌های سان‌فرانسیسکو و آریزونا انجام شده است مشخص شد که، شیب‌های جنوبی به‌طور قابل توجهی بیشتر از شیب‌های شمالی، پدیده همرفت را تجربه می‌کنند (بچ و پرایس، ۲۰۱۲). از سویی، برگ و همکاران (۲۰۱۳)، با بهره‌گیری از خروجی‌های مدل AM2.1 و داده‌های بازتحلیل NARR به حساسیت‌سنجی بارش در رابطه با شارهای گرمای سطحی بر روی آمریکای شمالی پرداختند. آنها با در نظر گرفتن میزان گرمای محسوس و گرمای نهان، همچنین میزان تبخیر صبحگاهی، به ارزیابی فراوانی وقوع بارش‌های همرفتی و شدت آنها در ساعات بعدازظهر پرداختند. نتایج آنها نشان داد که تغییرپذیری فرآیند تبخیر بر روی مناطق مذکور می‌تواند بیش از ۵۰ درصد از سازوکار منجر به وقوع بارش‌های همرفتی در فصل تابستان را تعیین کند.

برخلاف مطالعات بین‌المللی، سازوکار وقوع بارش‌های همرفتی در داخل کشور کمتر مورد توجه محققین قرار

دستی (چشمی) تمرکز داشته‌اند. در این رابطه، عمده تمرکز پژوهشگران به بررسی الگوهای همدیدی در وردسپهر میانی، به‌ویژه نقش ناوه‌ها در وقوع بارش‌ها، بوده است. بنابراین، دانش موجود در رابطه با سازوکار وقوع بارش‌های بهاره، از جمله نقش گرمایش سطحی و واداشت‌های دینامیکی و ترمودینامیکی، همچنین نقش مکانیکی ارتفاعات در وقوع بارش‌ها در بعد میان‌مقیاس ناکافی و اندک است. از این رو، مطالعه‌ای که سازوکار منطقه‌ای بارش را در ارتباط بین واداشت‌های دینامیکی، ترمودینامیکی و واداشت‌های مکانیکی مورد بررسی قرار دهد، صورت نگرفته است. امروزه با گسترش استفاده از مدل‌های اقلیمی منطقه محدود، امکان مطالعه بهتر این سازوکارها وجود دارد. از سوی، ناکافی بودن داده‌های مشاهداتی سطحی و جو بالا، همچنین نبود داده‌های راداری و یا داده‌های حاصل از یک کارگروه مطالعاتی، انجام مدل‌سازی را برای درک سازوکار حاکم بر وقوع بارش‌های همرفتی بهاره در شمال‌غرب کشور اجتناب ناپذیر می‌کند. بر این اساس، در پژوهش حاضر با رویکردی مبتنی بر «قیف پیش‌بینی اسنلمن» (شولتز، ۲۰۱۰)، ضمن بررسی الگوی گردش می‌قیاس همدید، با بهره‌گیری از یک مدل اقلیمی منطقه محدود، سعی می‌شود سازوکار میان‌مقیاس حاکم بر وقوع بارش‌های همرفتی بهاره در شمال‌غرب ایران بررسی شود. در این راستا، نقش واداشت‌های دینامیکی و گرمایی محلی و منطقه‌ای در وقوع بارش‌ها ارزیابی می‌شوند.

۲. داده‌ها و روش پژوهش

در این تحقیق بررسی سازوکار وقوع بارش‌های بهاری در شمال‌غرب ایران و تعیین خصوصیات دینامیکی، گردش منطقه‌ای و میان‌مقیاس جو در زمان وقوع این بارش‌ها برای یک دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۹-۲۰۰۰) و در قالب ۳۶ روز انتخابی انجام می‌شوند. برای این منظور با بهره‌گیری از داده‌های ایستگاهی، داده‌های بارش شبکه‌بندی شده پایگاه‌های آفرودیت (APHRODITE) (یاتاگای و

گرفته است. به‌همین جهت، هم از نظر کمیت و هم از نظر کیفیت، نتایج به‌دست آمده از شرایط قابل قبول برخوردار نمی‌باشند. در یک ارزیابی کلی، می‌توان گفت که عمده پژوهش‌های انجام شده یا به خصوصیات بارش‌های بهاره در شمال‌غرب ایران بر اساس داده‌های ایستگاهی پرداخته‌اند (سیف، ۱۳۷۵؛ ذوالفقاری، ۱۳۷۷؛ عساکره و رزمی، ۱۳۹۰؛ رسولی و جوان، ۱۳۹۱؛ معصوم‌پور سماکوش و همکاران، ۱۳۹۲؛ خسروی و همکاران، ۱۳۹۶) و یا به الگوهای همدیدی این بارش‌ها توجه داشته‌اند (جهانبخش و ذوالفقاری، ۱۳۸۰؛ حجازی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۶؛ علیجانی، ۱۳۸۷؛ ساری‌صراف و همکاران، ۱۳۸۷؛ قویدل رحیمی، ۱۳۹۰؛ لشکری و آقاسی، ۱۳۹۲؛ براتی و همکاران، ۱۳۹۴؛ جهانبخش و همکاران، ۱۳۹۴؛ خورشیددوست و همکاران، ۱۳۹۵). در این میان، مهم‌ترین مطالعاتی که سازوکار بارش‌های همرفتی شمال‌غرب کشور را مورد بررسی قرار داده‌اند، به شرح زیر می‌باشند: علیجانی (۱۳۷۲؛ ۱۳۸۷) در بررسی سازوکارهای صعود بارندگی در ایران، وجود رطوبت مناسب در جو و حاکمیت ناپایداری‌های همرفتی بر اثر گرمایش سطح را علت وجود بارش‌های سنگین و رگباری در این منطقه می‌داند. ایشان مهم‌ترین عامل در ایجاد چنین بارش‌هایی را، فراهم شدن شرایط همرفت دامنه‌ای بر اثر تابش عمودی آفتاب بر دامنه‌های آفتاب‌گیر و گرم‌تر شدن هوای آن نسبت به جو مجاور دانسته‌اند. روشنی و همکاران (۱۳۹۳)، در بررسی تغییرات زمانی-مکانی درازمدت شار تابش خالص در گستره ایران زمین، به این نتیجه رسیدند که در فصل بهار، افزایش شار تابش خالص در آذربایجان، سبب گرم شدن بیشتر سطح زمین و به‌دنبال آن تقویت شارگرمای محسوس و افزایش بارش‌های همرفتی در منطقه می‌شود. در بررسی سازوکار وقوع بارش‌های بهاره در شمال‌غرب ایران، عمده مطالعات بر تحلیل همدیدی بارش‌ها با بهره‌گیری از روش‌های تحلیل کمی (تحلیل همبستگی، تحلیل خوشه‌ای و تحلیل مؤلفه‌های اصلی) و روش تحلیل

در دسته روزهای همراه با «واداشت‌های همدیدی ناقص» دسته‌بندی شده‌اند. دسته سوم، شامل روزهایی است که بارش‌ها دارای مشخصه همرفتی بوده، اما بر روی منطقه، نشانه‌ای از حاکم بودن سامانه‌های مقیاس همدیدی (ناوه تراز میانی و چرخند در تراز دریا) مشاهده نشده است. بنابراین، این دسته از روزهای بارشی اصطلاحاً روزهای همراه با «واداشت همدیدی ضعیف» خوانده شده‌اند.

از آنجایی که هدف اصلی پژوهش حاضر آشکارسازی و بررسی سازوکارهای میان مقیاس و نقش واداشت‌های منطقه‌ای و محلی در رخداد بارش‌ها می‌باشد، سعی شد حتی الامکان از دخالت دادن واداشت‌های دینامیکی بزرگ مقیاس و همدیدی در انتخاب مطالعه موردی پرهیز شود. بنابراین، معیار انتخاب روزهای بارشی، ناپایداری همرفتی ثبت شده در ایستگاه‌های همدیدی شامل، تگرگ، آذرخش، طوفان‌های تندی می‌باشد. در واقع، با لحاظ کردن شرایط فوق، روزهای با ناپایداری شدید همرفتی از روزهای بدون ناپایداری و روزهای بدون پدیده جدا شده است. بر همین اساس، به منظور بهتر نمایان شدن نقش واداشت‌های منطقه‌ای و میان مقیاس در وقوع بارش‌های همرفتی، سعی شد تا روزی به عنوان مطالعه موردی انتخاب شود که واداشت‌های مقیاس همدیدی در وقوع پدیده حداقل دخالت را داشته باشند. از آنجایی که تقریباً در تمامی روزهای بارشی با مشخصه همرفتی به نوعی حداقل واداشت‌های همدیدی از قبیل ناه تراز میانی (واداشت همدیدی ناقص) دخالت داشتند و در روزهای با عدم دخالت این ناه، بارش چشم‌گیر و مهمی رخ نداده است، در این تحقیق پس از اعمال شرط‌ها در انتخاب روز مورد مطالعه، در نهایت ۳۶ روز در طی یک دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۹-۲۰۰۰)، که تحت تسلط واداشت‌های مقیاس همدیدی با درجه متوسط (واداشت همدیدی ناقص) و با مشخصه همرفتی بودند جهت تحلیل ساختار قائم جو و دیگر مؤلفه‌های مهم انتخاب شده و تحلیل شدند. از دلایل انتخاب روزهای مورد نظر در دو ماه مه و ژوئن، دوری از فصل سرد سال و در نتیجه بهتر آشکار شدن نقش

همکاران، ۲۰۱۲)، آگمرا (AgMERRA) (روآنه و همکاران، ۲۰۱۵) و چیرپس (CHIRPS) (فانک و همکاران، ۲۰۱۵)، با تفکیک افقی ۰/۲۵ درجه و داده‌های رقومی جوی بازتحلیل شده NCEP-NCAR و ERA-Interim به ترتیب با توان تفکیک افقی ۲/۵ و ۱/۵ درجه در راستای طول و عرض جغرافیایی و خروجی مدل مقیاس منطقه‌ای RegCM4 نوعی مطالعه ترکیبی انجام شده است که در آن امکان مطالعه همزمان پدیده در مقیاس همدیدی، میان مقیاس و همچنین مدل‌سازی رخداد فراهم آمده است. ابتدا جهت مشخص کردن خصوصیات اقلیمی بارش‌ها و تعیین میزان سهم بارش‌های بهاره از داده‌های بارش ماهانه ایستگاه‌های همدیدی و اقلیم‌شناسی منطقه برای یک دوره ۳۱ ساله (۱۹۸۶ الی ۲۰۱۶) استفاده شد. در ادامه با بهره‌گیری از دو سری داده بارش روزانه برای یک دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۹-۲۰۰۰)، شامل داده‌های بارش روزانه ایستگاه‌های همدیدی و داده‌های بارش شبکه‌بندی شده، روزهایی که دارای بارش قابل توجه بوده و از مشخصه و شواهد فعالیت همرفتی برخوردار بودند، استخراج شدند و مورد بررسی قرار گرفتند. در اینجا، منظور از بارش‌های با مشخصه و شواهد همرفتی، تمامی روزهایی است که با توجه به گزارشات ثبت شده در ایستگاه‌ها، پدیده تگرگ، آذرخش و یا طوفان تندی را تجربه کرده‌اند. پس از تعیین روزهای بارشی با مشخصه همرفتی، تمامی روزهای استخراج شده بنابر شرایط و ساختار گردش جو در قالب سه دسته کلی تقسیم شدند. دسته اول شامل روزهایی است که همزمان با وقوع بارش با مشخصه همرفتی، تمامی عوامل دینامیکی بزرگ مقیاس و همدیدی از قبیل ناه تراز میانی و چرخند و جبهه در تراز دریا به‌طور همزمان بر روی منطقه حاکم بوده‌اند. این دسته، اصطلاحاً روزهای بارشی همراه با «واداشت همدیدی کامل» خوانده شدند. دسته دوم، شامل روزهایی است که علی‌رغم حاکم بودن یک ناه تراز میانی بر روی منطقه، وجود چرخند در تراز دریا چندان قابل مشاهده نبوده است. به همین جهت، روزهای این دسته، اصطلاحاً

(پال و همکاران، ۲۰۰۷؛ جیورجی و همکاران، ۲۰۱۲). مدل قابلیت اجرا با هر دو گزینه آب‌ایستایی و غیر آب‌ایستایی را دارا می‌باشد. در این مطالعه، دلیل ترجیح این مدل بر مدل‌هایی چون WRF و MM5 که توانمندی‌های بسیار خوبی در آشکارسازی پدیده‌های میان‌مقیاس برای دوره‌های زمانی کوتاه را دارند، آن است که مطالعه موردی حاضر در راستای حساسیت‌سنجی مدل RegCM4 برای یک اجرای طولانی صورت گرفته تا در نهایت مدل برای انجام مطالعه اقلیم‌شناسی بارش‌های همرفتی شمال‌غرب کشور مورد استفاده قرار گیرد (آزرم، ۱۳۹۵). همان‌طور که در همین مطالعه مشاهده خواهد شد، مدل در نهایت برای یک دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۹-۲۰۰۰) به اجرا درآمده، به‌طوری‌که نتایج بخش‌هایی از مقاله حاضر مبتنی بر خروجی‌های میانگین دوره ۱۰ ساله می‌باشد. در این تحقیق جهت آشکارسازی ویژگی‌های میان‌مقیاس تا منطقه‌ای پدیده مورد مطالعه، مدل RegCM4 با تفکیک افقی ۲۰ کیلومتر به اجرا درآمد. با توجه به این که در این تحقیق ویژگی‌های منطقه‌ای بارش مدنظر بوده، دلیل اصلی انتخاب تفکیک افقی ۲۰ کیلومتر آن است که در مطالعات اخیر، بهترین تفکیک افقی جهت مطالعه بارش‌های منطقه‌ای در ایران، تفکیک افقی ۲۰ کیلومتر عنوان شده است (محمدی و همکاران، ۱۳۹۴؛ خورشید دوست و همکاران، ۱۳۹۶). برای اجرا، از گزینه آب‌ایستایی مدل، که هسته اولیه دینامیکی آن از مدل MM4 گرفته شده، استفاده شده است (الگویندی و همکاران، ۲۰۱۴). در اجرای مدل، طرحواره‌های به‌کار گرفته شده برای محاسبات مربوط به انتقال تابشی، لایه مرزی سیاره‌ای، بارش‌های بزرگ مقیاس و برهم‌کنش زمین-جو به ترتیب طرحواره‌های CCM3 (کیهل و همکاران، ۱۹۹۶)، طرحواره انتشار قائم غیرمحل (هولت اسلگ و همکاران، ۱۹۹۰)، طرحواره SUBEX (پال و همکاران، ۲۰۰۰) و طرحواره BATS (دیکینسون و همکاران، ۱۹۹۳) بوده‌اند (جدول ۱).

واداشت‌های محلی و گرمایش سطحی و همچنین عدم مشاهده سامانه‌های کم‌فشار مقیاس همدیدی برجسته و عمیق در نقشه تراز دریاست. در ادامه ابتدا نقشه‌های بارش حاصل از داده‌های مشاهداتی ارائه می‌شوند و سپس تحلیل همدید از وضعیت روزهای انتخابی صورت می‌گیرند. در نهایت با بهره‌گیری از خروجی‌های مدل منطقه‌ای RegCM4 به سازوکار وقوع بارش همرفتی، از جمله نقش مؤلفه‌های دینامیکی و ترمودینامیکی در مقیاس منطقه‌ای و همچنین نقش ارتفاعات شمال‌غرب ایران در بعد میان‌مقیاس پرداخته می‌شود. در واقع رویکرد حاکم بر پژوهش، یک رویکرد مبتنی بر "قیف پیش‌بینی (Forecast Funnel)" (شولتز، ۲۰۱۰) است. در چنین رویکردی، پژوهشگران در گام نخست جنبه‌های بزرگ مقیاس و مقیاس همدید حاکم بر پدیده جوی را مورد بررسی و ارزیابی قرار می‌دهند و در مراحل بعدی، به فراخور مطالعه، به جنبه‌های میان‌مقیاس و در صورت لزوم جنبه‌های خرد مقیاس پدیده می‌پردازند. بر این اساس، برای انجام تحلیل‌های همدید، داده‌های ۶ ساعته با تفکیک افقی ۲/۵ درجه از مراکز ملی پیش‌بینی محیطی/مرکز ملی تحقیقات جوی (NCEP/NCAR)، از ۴۸ ساعت قبل از وقوع هریک از بارش‌ها تا پایان دوره‌های بارشی، مورد استفاده قرار گرفت. داده‌ها، شامل: فشار تراز دریا، مؤلفه‌های باد مداری و نصف‌النهاری، ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و مقادیر نم و یخه برای ترازهای زیرین جو بودند که در قالب نقشه‌های ترکیبی تهیه و به‌کار گرفته شد. با استفاده از داده‌های فوق، وضعیت همدیدی حاکم در وردسپهر میانی و زیرین، همچنین منبع رطوبت بارش‌ها و نحوه انتقال آن مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

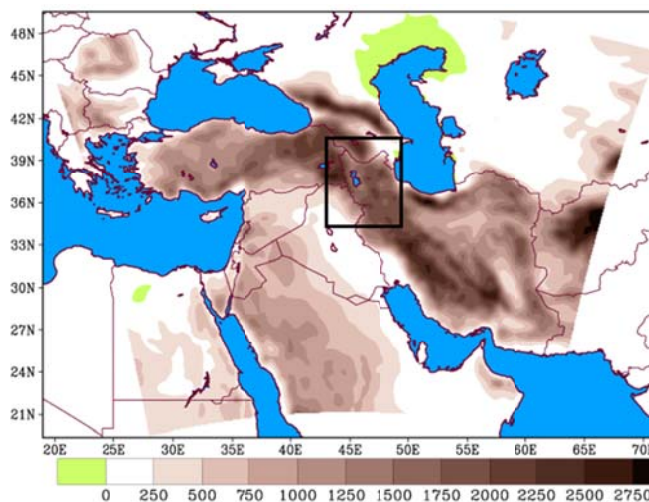
مدل RegCM4 یک مدل اقلیمی منطقه محدود، با سامانه لانه‌گزینی یک سویه محسوب می‌شود که به‌منظور ریزگردانی (Downscaling) دینامیکی و شبیه‌سازی شرایط موجود در مقیاس منطقه‌ای از آن استفاده می‌شود

جدول ۱. پیکربندی و طرحواره‌های مدل RegCM4 به‌کار گرفته شده در مطالعه حاضر.

Domain	20.0, km horizontal resolution Central Lat. and Lon. 35.00 °N, 45.00°E 160 (Lat.) × 192 (Lon.)	Cumulus parameterization scheme	Simplified Kuo (Anthes et al. 1987)
		Planetary boundary layer scheme	Holtslag (Holtslag et al., 1990)
Map projection	Lambert conformal	Land surface model	BATS (Dickinson et al. 1993)
Simulation period	00Z01Jan2000-18z31Dec2009 (10 year)	Vertical layers	23 sigma levels
Sea Surface Temperature	OI_WK	Resolved scale precipitation	SUBEX (Pal et al. 2000)
Boundary data	ERA-Interim (EIN15)	Radiative transfer	Modified CCM3 (Kiehl et al. 1996)

بدین منظور صورت گرفت که تأثیر کوهستان‌های اطراف، همچنین اثرات سامانه‌های گردش جو در مقیاس منطقه‌ای و منابع رطوبتی دوردست از جمله دریا‌های اطراف بر بارش‌های شمال‌غرب ایران به خوبی آشکار شود. منطقه مورد مطالعه در این تحقیق شمال‌غرب ایران است که استان‌های آذربایجان غربی، آذربایجان شرقی، اردبیل، کردستان و زنجان را در بر می‌گیرد. در این منطقه وجود واحدهای کوهستانی متعدد، درهم تنیدگی کوهستان و دشت، عرض جغرافیایی نسبتاً بالا، وجود چاله دریاچه ارومیه از عوامل جغرافیایی تأثیرگذار روی اقلیم منطقه به‌شمار می‌روند. شکل ۱، محدوده مطالعاتی و جزئیات توپوگرافی در اجرای مدل با تفکیک افقی ۲۰ کیلومتر را نشان می‌دهد.

برای بارش‌های خردمقیاس نیز مدل با طرحواره پارامترسازی همرفت از نوع کو (Kuo) به اجرا درآمد. این طرحواره پیشتر توسط خورشیددوست و همکاران (۱۳۹۶) به‌عنوان مناسب‌ترین طرحواره جهت مطالعه بارش‌های همرفتی شمال‌غرب کشور معرفی شده است. داده‌های شرایط مرزی اولیه برای اجرای مدل از USGS با تفکیک افقی ۳۰ ثانیه و داده‌های شرایط مرزی ثانویه، شامل داده‌های ERA-Interim با تفکیک افقی ۱/۵ درجه و گام زمانی ۶ ساعته می‌باشد. برای اجرا، دوره پایداری (Spin up) یک ماهه در نظر گرفته شد. جدول ۱ مشخصات پیکربندی و طرحواره‌های به‌کار گرفته شده در مدل برای مطالعه حاضر را نشان می‌دهد. به‌کارگیری مدل RegCM4 در محدوده‌ای بزرگ‌تر از شمال‌غرب ایران



شکل ۱. محدوده مطالعاتی و جزئیات توپوگرافی در اجرای مدل با تفکیک افقی ۲۰ کیلومتر.

هکتوپاسکال)، k برابر است با $k=R/C_p$ که R ثابت گازها، ω سرعت قائم بر حسب هکتوپاسکال بر ثانیه می‌باشد (ژانگ و وو، ۲۰۰۲؛ مفیدی و زرین، ۱۳۹۱).

۳. یافته‌ها

۳-۱. پراکنش زمانی- مکانی بارش در شمال‌غرب ایران

در این بخش از تحقیق به منظور ارائه تصویر مناسب از پراکنش زمانی- مکانی بارش در شمال‌غرب ایران از داده‌های شبکه‌بندی شده و داده‌های ایستگاهی بهره‌گرفته شد. جهت نشان دادن توزیع فصلی بارش در منطقه، از داده‌های بارش شبکه‌بندی شده پایگاه‌های آفرودیت، آگمرا و چیرپس، استفاده شد. با میانگین‌گیری از این سه دسته داده، تصویری از نحوه توزیع فصلی بارش‌های شمال‌غرب کشور ارائه شد. شکل ۲، میانگین فصلی ۱۰ ساله (۲۰۰۹-۲۰۰۰) بارش را نشان می‌دهد. بر اساس شکل ۲ پهنه شمال‌غرب ایران به‌طور متوسط ۴۰ درصد از بارش سالانه خود را در فصل بهار دریافت می‌نماید. در فصل زمستان بیشینه بارش فقط متمرکز بر ارتفاعات جنوب‌غرب منطقه و بخش‌های از سواحل غربی خزر می‌باشد و نیمه شمالی منطقه مورد مطالعه بسیار کم بارش می‌باشد. این در حالی است که در فصل بهار، کل پهنه شمال‌غرب به صورت پهنه‌های پراکنده، بارش‌های قابل توجهی را دریافت می‌کند. مقادیر بارش در فصل‌های پاییز و تابستان در مقایسه با فصل بهار بسیار کم‌تر است. بررسی بارش‌های روزانه بیش از ۱ میلی‌متر در ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه برای یک دوره ۳۱ ساله (۲۰۱۶-۱۹۸۶)، مبین آن است که شمال‌غرب کشور به‌طور متوسط در ۴۷ روز از فصل بهار بارش دریافت می‌کند. همچنین بررسی تعداد روزهای بارشی در ماه‌های مختلف سال نشان داد که ماه‌های مه و آوریل، به ترتیب با متوسط ۱۹/۲ و ۱۷ روز بیشترین و ماه‌های ژوئن و مارس به ترتیب با ۷/۲ و ۵/۲ روز بارشی کمترین تعداد روز بارشی را دارا می‌باشند. از نظر توزیع فضایی درصدهای وقوع و سهم بارش‌های بهاره

به‌منظور تبیین ماهیت سامانه بارش‌زا، همچنین شناسایی شرایط ترمودینامیکی حاکم بر هوای در حال صعود و نزول بر روی منطقه شمال‌غرب ایران، مقادیر گرمایش بادررو (Diabatic heating) محاسبه شد. گرمایش بادررو یکی از ابزارهای کارآمد جهت شناسایی چشمه‌ها و چاه‌های گرمایی است. از نظر محاسباتی، گرمایش بادررو به‌عنوان جمله باقی‌مانده از معادله انرژی ترمودینامیک، در برگیرنده مجموع مقادیر گرمای موجود در یک سطح و یا یک سامانه می‌باشد که می‌تواند ناشی از نقش مجزا و یا ترکیبی از گرمایش با منشأ محلی، فرارفت قائم و فرارفت افقی گرما باشد (مفیدی و زرین، ۱۳۹۱). به عبارتی، معادله گرمایش بادررو (Q) در برگیرنده سه مؤلفه، شامل گرمایش محلی، فرارفت قائم و فرارفت افقی گرماست که در رابطه ۱ به ترتیب با جمله $\vec{V} \cdot \Delta \theta$ ، $\partial \theta / \partial t$ و $\omega \partial \theta / \partial p$ معرفی شده‌اند. می‌توان گفت مقدار گرمایش بادررو (گرمای مبادله شده با محیط) از تغییرات محلی و فرارفت افقی و قائم گرما در یک محل حاصل می‌شود (رادول و هاسکینز، ۲۰۰۱؛ ژانگ و وو، ۲۰۰۲). به کارگیری این معادله، ضمن آنکه نحوه انتقال انرژی و گرما را در مقیاس منطقه‌ای نمایان می‌سازد، در عین حال، می‌تواند میزان نقش دامنه‌های مختلف کوه‌های شمال‌غرب ایران را به‌عنوان منابع گرمای محلی در وقوع بارش‌های همرفتی آشکار سازد. گرمایش بادررو با استفاده از رابطه (۱) برای شمال‌غرب ایران محاسبه شد. برای محاسبه جمله‌های رابطه مذکور، از داده‌های خروجی مدل RegCM4، میانگین‌گیری شده در مقیاس‌های ماهانه، فصلی و ۱۰ ساله استفاده شد.

$$Q = c_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \theta - \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \quad (1)$$

در معادله بالا Q بیانگر گرمایش بادررو، C_p گرمای ویژه در فشار ثابت هوای خشک برابر با $1004.67 \text{ J.kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ، θ دمای پتانسیل، t زمان بر حسب ثانیه، \vec{V} سرعت باد افقی بر حسب متر بر ثانیه، P فشار تراز مورد نظر بر حسب هکتوپاسکال، P_0 فشار در تراز مرجع (۱۰۰۰

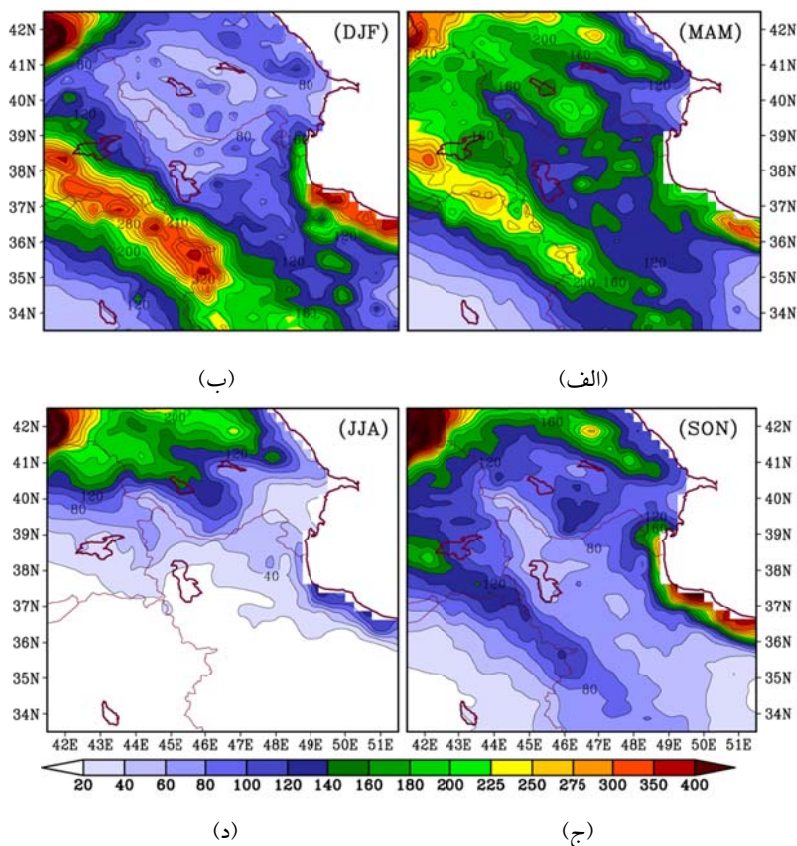
حاصل از پایگاه TRMM که از توان تفکیک تقریباً مشابهی (۰/۲۵ درجه) با خروجی مدل برخوردار است، مقایسه می‌شوند. شکل ۳-الف میانگین روزانه بارش تجمعی شبیه‌سازی شده و شکل ۳-ب مقادیر میانگین بارش روزانه پایگاه داده TRMM را نشان می‌دهد. با توجه به شکل ۳، الگوی کلی توزیع بارش‌ها در مدل، در قیاس با داده‌های بارش شبکه‌بندی شده قابل قبول می‌باشد.

در واقع، الگوی به‌دست آمده از پهنه‌های کمینه و بیشینه بارش شبیه‌سازی شده در مقایسه با بارش شبکه‌بندی، به‌طور نسبتاً خوبی در تطابق با هم قرار دارند. اما، مقدار بارش شبیه‌سازی شده بر روی پهنه اصلی در استان‌های آذربایجان شرقی و اردبیل و همچنین هسته غربی منطق بر غرب دریاچه ارومیه در مقایسه با بارش شبکه‌بندی به‌طور مشخصی بیشتر است. به‌طوری‌که بیشینه مقدار بارش شبیه‌سازی شده در پهنه منطق بر استان اردبیل بالغ بر ۴۵ میلی‌متر و بارش سنجنده TRMM، ۳۵ میلی‌متر می‌باشد.

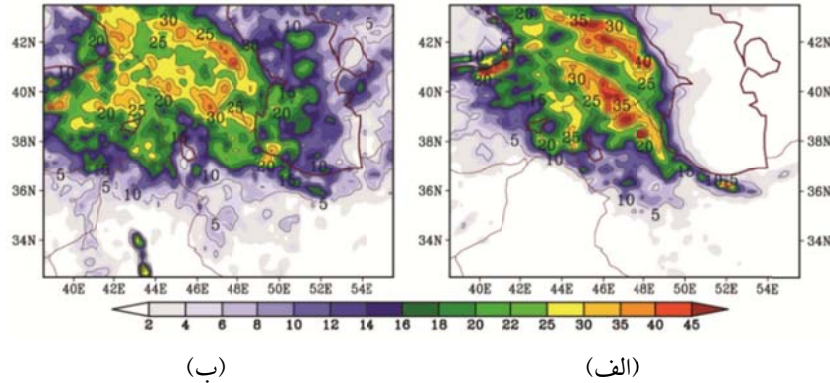
می‌توان گفت با وجود آنکه جنوب‌غرب منطقه مورد مطالعه یکی از پهنه‌های اصلی دریافت بارش بهار می‌باشد، اما این بارش‌ها درصد پایین‌تری از مجموع بارش سالانه (کمتر از ۲۷ درصد) را در قیاس با برخی مناطق دیگر به خود اختصاص می‌دهند. در واقع سهم زیادی از بارش این پهنه پربارش در فصول پاییز و زمستان دریافت می‌شود. اما در مقابل، پهنه‌هایی از شمال‌غرب، منطبق بر شهرستان‌های کلپیر، مشکین‌شهر و ماکو، جدا از اینکه جزء پهنه‌های پربارش فصل بهار به‌شمار می‌آیند، درصد بالایی از مجموع بارش سالانه آنها نیز به فصل بهار اختصاص می‌یابد (برای توضیح بیشتر رجوع کنید به خورشیددوست و همکاران، ۱۳۹۵).

۳-۲. مطالعه نحوه وقوع بارش‌های همرفتی بهاره

در این بخش از تحقیق، مقادیر بارش تجمعی خروجی مدل RegCM4 با مقادیر بارش روزانه شبکه‌بندی شده



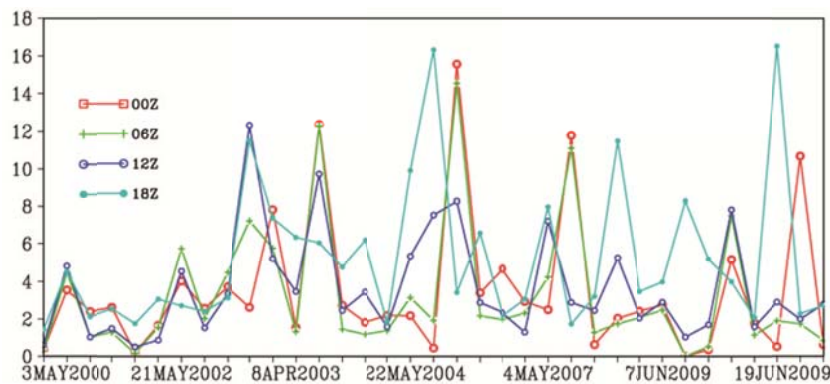
شکل ۲. میانگین ۱۰ ساله (۲۰۰۹-۲۰۰۰) بارش فصلی با ترکیب سه دسته بارش شبکه‌بندی شده، (الف) بهار، (ب) زمستان، (ج) پاییز و (د) تابستان.



شکل ۳. (الف) بارش شبیه‌سازی شده و (ب) بارش میانگین‌گیری شده از داده شبکه‌بندی شده TRMM از ساعت ۰۰ تا ساعت ۱۸ گرینویچ ۳۶ روز انتخابی در دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۹-۲۰۰۰).

TRMM برای شمال‌غرب کشور، اذعان کرده‌اند که این داده‌ها در رخدادهای بارش سنگین در قیاس با داده‌های ایستگاهی، مقادیر بارش کمتری (کم برآورد) را نشان می‌دهند. به‌منظور فراهم کردن درکی بهتر از زمان‌های آغاز، اوج و پایان رخداد بارش بر روی منطقه، سری زمانی ساعتی مقدار بارش مورد بررسی قرار گرفت. شکل ۴ سری ساعتی مقدار بارش برای پهنه جغرافیایی شمال‌غرب ایران را میانگین‌گیری شده برای تعداد ۳۶ روز بارشی نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، در پهنه شمال‌غرب، بارش‌ها در ساعات ۱۲ و ۱۸ گرینویچ، به‌طور نسبی نسبت به ساعات اولیه روز، یعنی ساعات ۰۰ و ۰۶ گرینویچ بیشتر می‌باشند. این افزایش نسبی در ساعت ۱۸ گرینویچ بارزتر از بقیه ساعات شبانه‌روز می‌باشد که می‌تواند دلیلی بر نقش گرمایش روزانه در وقوع و تشدید این بارش‌ها باشد.

در پهنه غرب دریاچه ارومیه نیز بیشینه مقدار بارش TRMM به حدود ۲۵ میلی‌متر می‌رسد، در حالی که بارش شبیه‌سازی شده توسط RegCM4 به میزان ۳۵ میلی‌متر بالغ می‌شود. به‌طور کلی می‌توان گفت، علی‌رغم بیش برآورد مقدار بارش، مدل توزیع فضایی بارش را به شکل قابل‌قبولی نشان داده است. در اینجا، اشاره به این نکته نیز مهم خواهد بود که در ارزیابی داده‌های بارش سنجنده TRMM، علی‌رغم مقبولیت بالای این داده شبکه‌بندی شده (دارند و همکاران، ۲۰۱۷)، در عمده بخش‌های کوهستانی ایران، مقادیر بارش برآورد شده حاصل از این سنجنده، مقادیر بالاتر (بیش برآورد) و یا مقادیر پایین‌تر (کم برآورد) را در قیاس با مقادیر بارش ایستگاهی نشان داده است (مسعودیان و همکاران، ۱۳۹۳). مضاف بر این، جوان و عزیززاده (۲۰۱۷)، در ارزیابی داده‌های بارش سنجنده

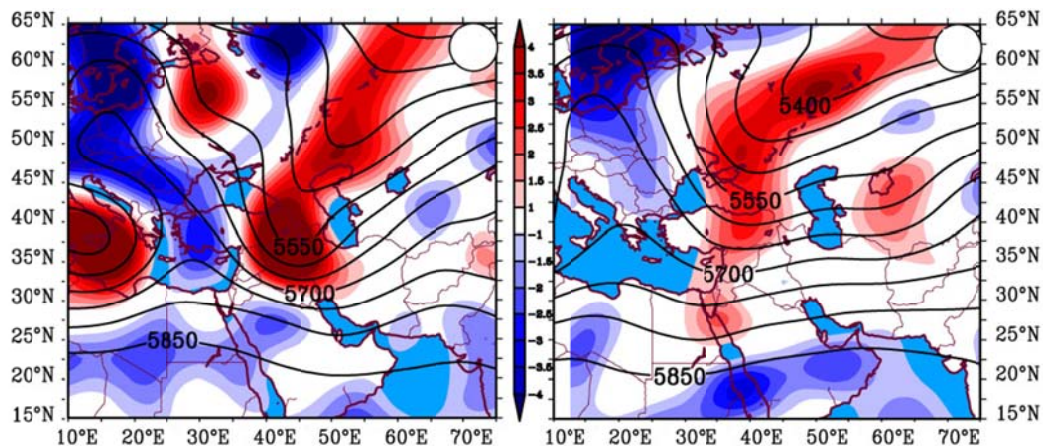


شکل ۴. سری ساعتی بارش میانگین‌گیری شده از ۳۶ روز بارشی برای پهنه شمال‌غربی ایران، برآورد شده توسط مدل. در محور افقی هر دندانه مربوط به یک روز بارشی است. در محور عمودی بارش به میلی‌متر نشان داده شده است.

۳-۳. جنبه‌های مقیاس همدیدی

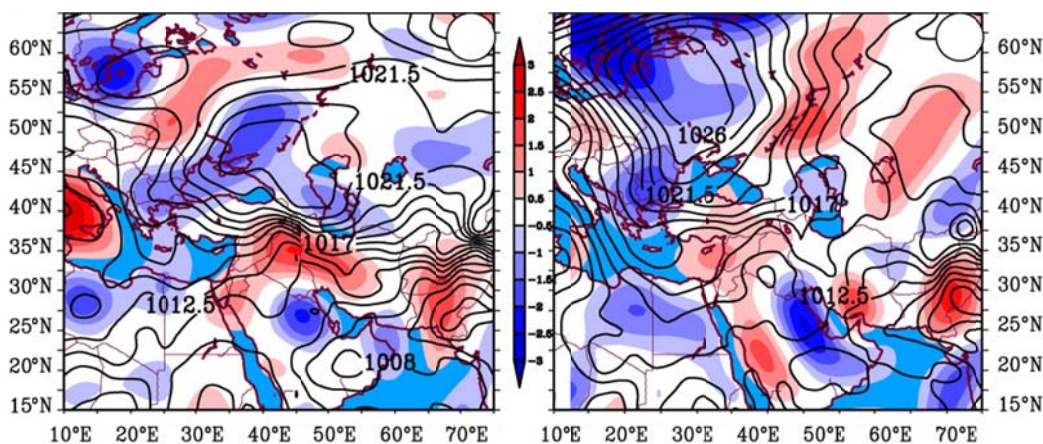
تحلیل همدیدی بر اساس داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR با تفکیک افقی ۲/۵ درجه صورت گرفت. با توجه به این که بیشترین فعالیت بارشی این سامانه‌ها از ساعت ۱۲ گرینویچ روزهای انتخابی آغاز شده است، در این بخش به تحلیل همدیدی شرایط میانگین جو از یک روز قبل از وقوع بارش پرداخته شد. عبور یک موج غربی از عرض‌های میانی و عمیق شدن ناوهای از این موج به شکلی گذرا در برهم کنش با واداشت‌های منطقه‌ای، موجب وقوع بارش سنگین با مشخصات همرفتی در

شمال غرب ایران شده است (شکل ۵-الف و ۵-ب). از نکات جالب این نوع بارش‌ها، عدم مشاهده سامانه کم فشار در نقشه‌های تراز دریا بر روی شمال غرب کشور است (شکل ۵-ج و ۵-د). به عبارتی به نظر می‌رسد در مقیاس همدیدی، عمیق شدن یک ناوه برون حاره و تحریک شرایط همگرایی محلی به شکل دینامیکی، سازوکار اصلی وقوع بارش بوده است. با در نظر گرفتن الگوی جریان و شار رطوبت، منبع اصلی رطوبت برای وقوع این نوع بارش‌ها، دریا‌های سیاه و خزر می‌باشند.



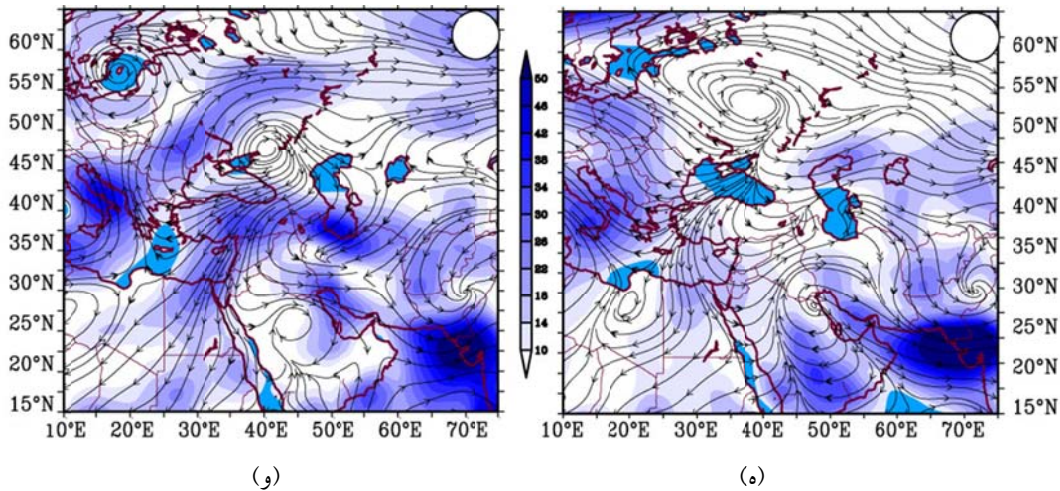
(ب)

(الف)



(د)

(ج)



شکل ۵. وضعیت متوسط همدیدی در ۳۶ روز انتخابی. (الف) و (ب) وضعیت متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل (به ژئوپتانسیل متر) و تاوایی نسبی (رنگ‌ها $10^{-5} s^{-1}$) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال. (ج) و (د) وضعیت متوسط فشار تراز دریا (به هکتوپاسکال) و تاوایی نسبی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (رنگ‌ها $10^{-5} s^{-1}$). (ه) و (و) وضعیت متوسط خطوط جریان و شار رطوبت (رنگ‌ها $g s^{-1}$) متوسط‌گیری شده برای ترازهای ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال. شکل‌های سمت چپ یک روز قبل از وقوع بارش و شکل‌های سمت راست روز اوج بارش.

گرفت تا چگونگی تعامل فرآیندهای سطوح بالا و پایین در ارتباط با هم در وقوع همرفت و شکل‌گیری و توسعه سامانه بارشی را ارزیابی و تحلیل کند. بنابراین با استفاده از خروجی‌های مدل، مقادیر سرعت قائم، شار گرمای محسوس و شار گرمای نهان، و همچنین نقش گرمایش محلی در قالب جملات معادله گرمایش بادررو (گرمایش محلی، فرارفت قائم گرما و فرارفت افقی گرما) در شروع و یا تشدید ناپایداری‌ها بررسی و محاسبه شدند که تحلیل آنها در ادامه ارائه می‌شوند.

یکی از شرط‌های لازم برای وقوع همرفت در یک ناحیه، وقوع حرکات‌های صعودی شدید در ترازهای زیرین وردسپهر است، بنابراین به‌منظور ارزیابی و مقایسه نیمرخ قائم مقادیر سرعت بالاسو و پایین‌سو برای داده‌های بازتحلیل به‌همراه خروجی‌های مدل ترسیم شد. بر اساس داده بازتحلیل ERA-Interim (با تفکیک افقی ۰/۲۵ درجه)، بیشینه سرعت قائم بالاسو (امگای منفی) در ترازهای ۸۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌وقوع می‌پیوندد، که نشان می‌دهد عامل اصلی و اولیه این ناپایداری‌ها، فرارفت تاوایی مثبت در ترازهای میانی وردسپهر و آزاد شدن گرمای نهان ناشی از میعان است (شکل ۶-الف و ب). اما

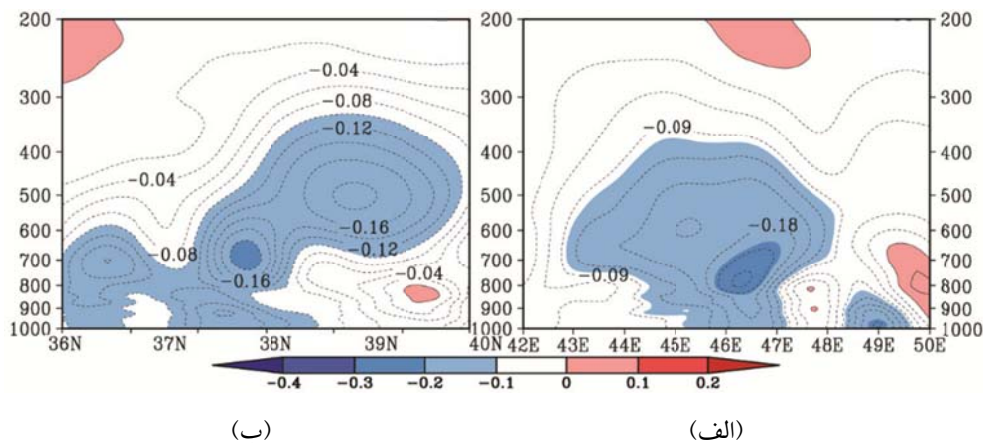
استقرار یک مرکز پرفشار در شمال دریای سیاه و تسلط گردش و اچرخندی بر جانب شمالی منطقه و در پی آن شکل‌گیری جریانات شمالی بر روی دریای سیاه و دریای خزر، انتقال رطوبت به شمال‌غرب کشور را موجب شده است (شکل ۵-و و ۵-ه)، که در نهایت وقوع بارش سنگین در روزهای مورد مطالعه را در پی داشته است. از آنجاکه به‌ویژه در روز قبل از رخداد بارش، شمال‌غرب ایران در جلو محور ناوه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال قرار گرفته است و جلوی محور ناوه به‌عنوان محدوده فرارفت تاوایی مثبت به‌شمار می‌آید می‌توان نتیجه گرفت که فرارفت تاوایی مثبت در مقیاس همدید و در ترازهای میانی جو یکی از سازوکارهای اصلی وقوع بارش بوده است.

۳-۴. جنبه‌های میان‌مقیاس همرفت

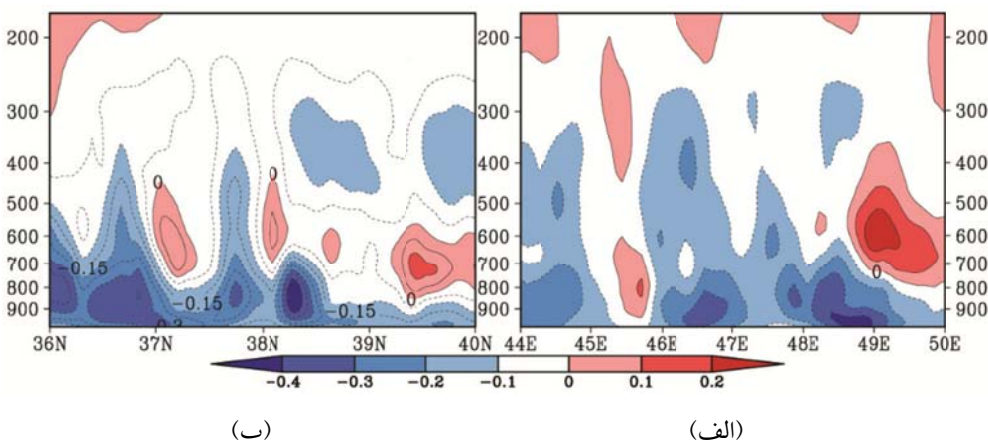
از آنجایی که لازمه وقوع همرفت در یک ناحیه، وجود همبستگی بین متغیرها یا پارامترهای مؤثر در تکوین پدیده‌های ناپایدار در ترازهای زیرین و میانی وردسپهر می‌باشد، در این بخش، خروجی‌های مدل به‌منظور بررسی سازوکارهای وقوع همرفت در منطقه استفاده شدند. در واقع مدل RegCM4 بدین منظور مورد استفاده قرار

محاسبات مربوط به طرحواره‌های انتقال تابش، لایه مرزی و برهم کنش زمین-جو به شدت از توپوگرافی و خصوصیات پوشش سطحی متأثر می‌شوند، به همین جهت در نیمرخ‌های خروجی مدل، اثر واداشتهای سطحی اعم از توپوگرافی و نوع پوشش سطح در این محیط کوهستانی بسیار چشم گیر بوده است. به طوریکه می‌توان گفت، حرکت‌های بالاسوی شدید در وردسپهر زیرین، در محدوده عرض ۳۶/۵ تا ۳۸/۵ درجه شمالی و طول‌های ۴۶/۵ و ۴۸/۵ درجه شرقی، می‌تواند به دلیل همراهی گرمایش دامنه‌ها و گرمایش سطحی توأم با فرارفت تاوایی مثبت ناشی از واداشتهای بزرگ مقیاس در ترازهای میانی وردسپهر باشد.

به کارگیری خروجی‌های مدل، اطلاعات بیشتر و دقیق تری را از نحوه وقوع رخداد در اختیار می‌گذارد. بدین ترتیب که، اگرچه در خروجی مدل میزان سرعت قائم بالاسو همچون داده‌های بازتحلیل تا تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال قابل مشاهده است، اما برخلاف داده‌های یادشده، بیشینه صعود در محدوده‌ای از سطح زمین تا زیر تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به وقوع می‌پیوندد (شکل ۷-الف و ب). در مقایسه با داده‌های بازتحلیل، مقادیر بیشینه سرعت قائم (امگای منفی) در وردسپهر پایین بیانگر آن است که واداشتهای کوهستانی (اعم از گرمایی و مکانیکی) نقش قابل توجهی در ایجاد و تشدید ناپایداری ایفاء می‌کند. از آنجا که در خروجی‌های مدل، در کنار واداشتهای بزرگ مقیاس،



شکل ۶. نیمرخ‌های سرعت قائم (برحسب Pa s^{-1}) برای داده‌های بازتحلیل ERA-Interim. (الف) در امتداد طول جغرافیایی، میانگین‌گیری شده برای عرض ۳۶° تا ۴۰° شمالی. (ب) در امتداد عرض جغرافیایی، میانگین‌گیری شده برای طول ۴۲° تا ۵۰° شرقی.

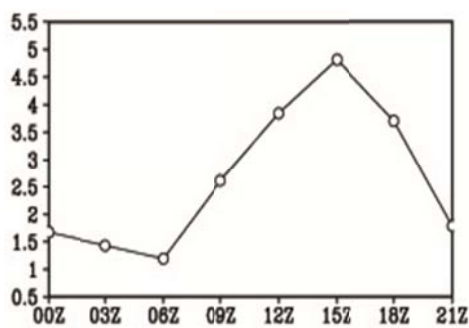


شکل ۷. مانند شکل ۶ ولی با استفاده از داده‌های خروجی مدل.

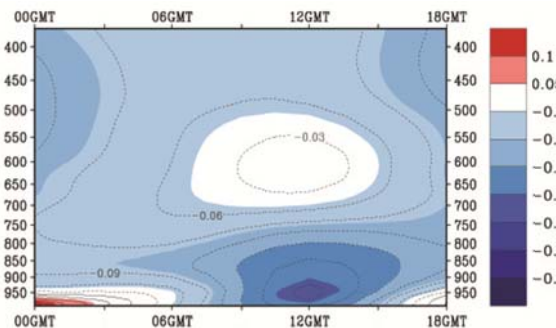
مربوط به میانگین ۳۶ روز انتخابی می‌باشند و به نوعی خصوصیات و سازوکارهای هر یک از روزها را در خود نهفته دارند، می‌توان گفت که سرعت‌های قائم بالاسو در نزدیک سطح زمین، متأثر از گرمایش سطحی و ویژگی‌های محلی، یک چرخه شبانه‌روزی را از خود نشان می‌دهد که در طی ساعات بعد از ظهر مقدار اوج این چرخه (مقادیر منفی‌تر) مشاهده می‌شود که در عمل می‌تواند به‌عنوان یکی از سازوکارهای اصلی میان‌مقیاس در ایجاد ناپایداری و رخداد بارش در منطقه شمال‌غرب ایران به‌شمار آید.

همگرایی جرم در ارتباط با پدیده‌های مقیاس همدیدی از قبیل جبهه و همچنین پدیده‌های میان‌مقیاس از قبیل جریان‌های مرزی یا رخدادهای در مقیاس کوچک‌تر، می‌تواند سازوکار موجود در ترازهای زیرین جهت وقوع همرفت را نشان دهد و بدین جهت مطالعه آن می‌تواند بسیار مفید واقع شود (والدسترایکر، ۱۹۸۹). یکی از ابزارهای کارآمدی که در چند دهه گذشته به تحلیل وضعیت جو و پیش‌بینی آغاز همرفت و شناسایی نواحی با پتانسیل طوفان‌های همرفتی شدید، کمک قابل‌توجهی کرده است، بهره‌گیری از همگرایی شار رطوبت است (برای توضیح بیشتر در این زمینه به بناکوس و شولتز، ۲۰۰۵ رجوع شود). همگرایی شار رطوبت به تشخیص موقعیت‌های با بیشترین واداشت‌های سطح پایین قبل از رشد و توسعه طوفان کمک می‌کند.

به‌منظور مقایسه وضعیت کلی سرعت قائم و بارش، با استفاده از خروجی‌های مدل، مقادیر متوسط تغییرات شبانه‌روزی سرعت قائم و بارش برای پهنه شمال‌غرب کشور برای ۳۶ روز بارشی مورد بررسی قرار گرفت. همان‌طوری که شکل ۸-الف نشان می‌دهد، در روزهای با بارش همرفتی، صعود هوا در ساعات روز و در پایین‌ترین ترازهای جو به‌وقوع می‌پیوندد. مضاف بر این، پهنه شمال‌غرب کشور، بیشینه صعود هوا را در ساعت ۱۲ گرینویچ تجربه می‌کند. شکل ۸-ب چرخه شبانه‌روزی بارش، میانگین‌گیری شده برای ۳۶ روز بارشی را نشان می‌دهد. با توجه به شکل، مقادیر بارش در روزهای با مشخصه همرفت، در حداثصل ساعت ۱۲ الی ۱۸ گرینویچ به بالاترین میزان خود می‌رسد که در عین حال، اوج بارش در ساعت ۱۵ گرینویچ به‌وقوع می‌پیوندد. بدین ترتیب، پهنه شمال‌غرب کشور، بیشینه بارش خود در چرخه شبانه‌روزی را با تأخیر سه ساعته نسبت به بیشینه سرعت قائم بالاسو تجربه می‌کند (شکل ۸-الف را با شکل‌های ۸-ب و ۴ مقایسه کنید). به‌طور کلی می‌توان اذعان داشت که مدل به شکل واقع‌بینانه‌ای چرخه شبانه‌روزی بارش را در ارتباط با سرعت‌های قائم بالاسو در نزدیکی سطح زمین در طی روز نشان داده است که همین امر میزان اطمینان به خروجی‌های مدل را بالا می‌برد. از آنجاکه دو شکل مربوط به خروجی‌های سرعت قائم و مقدار بارش دریافتی



(ب)



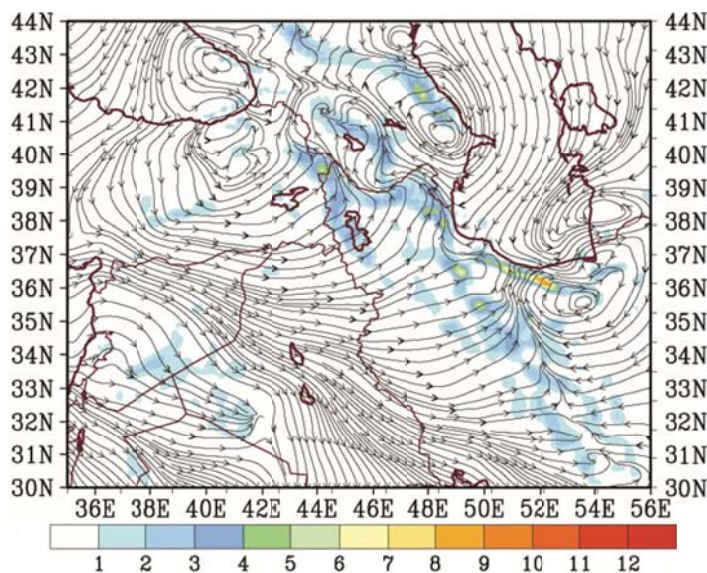
(الف)

شکل ۸. تغییرات شبانه‌روزی (الف) سرعت قائم (Pa s^{-1}) و (ب) بارش سه ساعته میانگین‌گیری شده برای ۳۶ روز بارشی برای پهنه شمال‌غرب کشور استفاده از خروجی‌های مدل (میانگین برای عرض 37° تا 39° شمالی و طول 47° تا 49° شرقی).

می‌بایست اشاره داشت که، بارش‌های گسترده‌تر و بیشتر در پهنه شرقی (اردبیل) و همچنین در محدوده قفقاز کوچک و شرق قفقاز بزرگ (شکل ۳-الف)، در ارتباط مستقیم با افزایش میزان همگرایی شار رطوبت در ساعات بعدی و ساعات ابتدایی شب در این مناطق می‌باشد (نقشه‌ها نشان داده نشد).

بزرگ شدن افت آهنگ محیطی دما منشأ ناپایداری جو است که در آن هوای گرم‌تر سطحی در زیر هوای سرد بالایی قرار می‌گیرد. هوای گرم‌تری که ناشی از گرمای نهان و گرمای محسوسی است که در ترازهای پایین جو در نتیجه تابش خورشید و تبخیر و تعرق در وردسپهر تولید می‌شوند. گرمای نهان نقشی بسیار مهم در وقوع طوفان‌های تندری و بارش‌های همرفتی ایفا می‌کند. وقتی بخار آب موجود در ابر شروع به تراکم می‌کند، گرمای نهان در جو آزاد می‌شود. سپس گرمای نهان منجر به گرم شدن هوای اطراف و در نهایت ناپایداری بیشتر می‌شود. این امر توسعه سامانه همرفتی و گسترش قائم آن را در پی خواهد داشت. طوفان‌های تندری حجم عظیمی از گرمای نهان را آزاد کرده که منجر به ناپایداری بیشتر و تقویت طوفان‌ها می‌شوند.

یکی دیگر از ابزارهای مهم پیش‌بینی، اثر رطوبت در دسترس برای توسعه طوفان تندری است. افزایش رطوبت بر روی یک ناحیه به پایداری‌زدایی جو به‌منظور فراهم کردن سوخت بیشتر برای رشد طوفان کمک می‌کند. جمله دوم معادله همگرایی شار رطوبت، فرارفت رطوبتی است که بیانگر انتقال رطوبت از محل تبخیر به نقاطی که فاقد رطوبت است، می‌باشد. شکل ۹ خروجی مدل را در رابطه با خطوط جریان و همگرایی شار رطوبت، میانگین‌گیری شده برای ۳۶ روز بارشی و ۷ تراز زیرین جو، در ساعت ۱۸ گرینویچ نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، همگرایی جرم به‌عنوان سازوکار واداشتی تراز پایین با رطوبت در دسترس از سازوکار اصلی وقوع بارش بوده است. وجود نوارها و پهنه‌های نسبتاً قوی همگرایی شار رطوبت در منطقه شمال‌غرب ایران که نشان از نواحی با پتانسیل بارش‌های همرفتی است، این امر را تأیید می‌کند. بدین ترتیب، پهنه‌های بیشینه بارش مشاهده شده در شمال‌غرب کشور، یکی در شمال‌غرب دریاچه ارومیه و دیگری در استان‌های اردبیل و آذربایجان شرقی (شکل ۳-الف)، به خوبی با منطقه بیشینه همگرایی شار رطوبت در شکل ۹ همخوانی دارند. به این نکته نیز



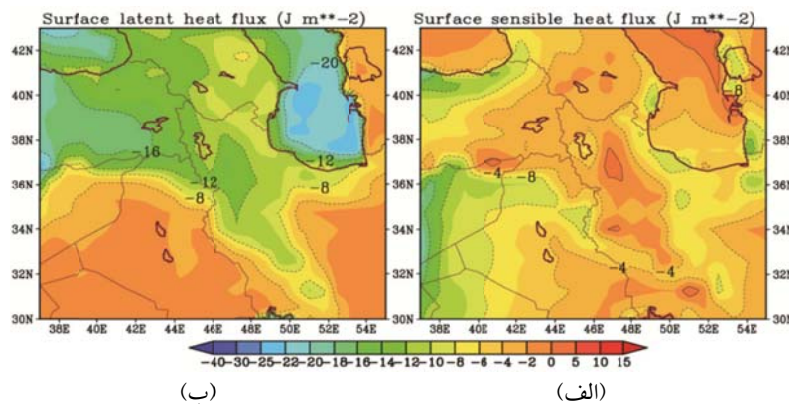
شکل ۹. مقادیر متوسط همگرایی شار رطوبت (g/kg s^{-1}) و خطوط جریان، میانگین‌گیری شده برای ۷ تراز زیرین جو (۱۰۰۰ الی ۸۲۵ هکتوپاسکال) برای ۳۶ روز بارشی در ساعت ۱۸ گرینویچ.

شارهای سطحی و اثر کوهستان منجر به توسعه بارش‌های همرفتی می‌شوند. بنابراین چرخه بارش روزانه در روزهای مورد مطالعه در تطابق با چرخه شارهای سطحی می‌باشد. مشاهدات سری ساعتی ۳۶ روز بارشی (شکل ۴) و میانگین روزهای مربوطه (شکل ۸-ب) تا حدودی وجود چرخه روزانه در بارش را به نمایش می‌گذارند، به‌طوری‌که بیشینه بارش‌ها در طی ساعات بعد از ظهر همزمان و پس از تشدید واداشت‌های سطحی به‌وقوع می‌پیوندد.

۳-۵. بررسی اقلیمی سازوکار وقوع بارش‌های همرفتی بهاره

با توجه به نقش و اهمیت گرمایش سطحی در تشکیل و تکوین بارش‌های همرفتی، در ادامه وضعیت گرمایش منطقه با بهره‌گیری از جمله‌های معادله گرمایش بادررو مورد تجزیه و تحلیل قرار خواهد گرفت. بهره‌گیری از جملات این معادله، ضمن بارزسازی نحوه فرارفت گرما بر روی منطقه، فرآیندهای اصلی حاکم بر توزیع گرمایش کلی را آشکار می‌سازد (مفیدی و زرین، ۱۳۹۱). شکل ۱۱-ب مقادیر متوسط درازمدت گرمایش بادررو در طی یک دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۹-۲۰۰۰) در تراز ۸۲۵ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. شایان ذکر است که مقدار گرمایش بادررو در سه ماه آوریل، مه و ژوئن (میانگین ۱۰ ساله)، نسبت به میانگین ۱۰ ساله ماه مارس تفاضل‌گیری شده است.

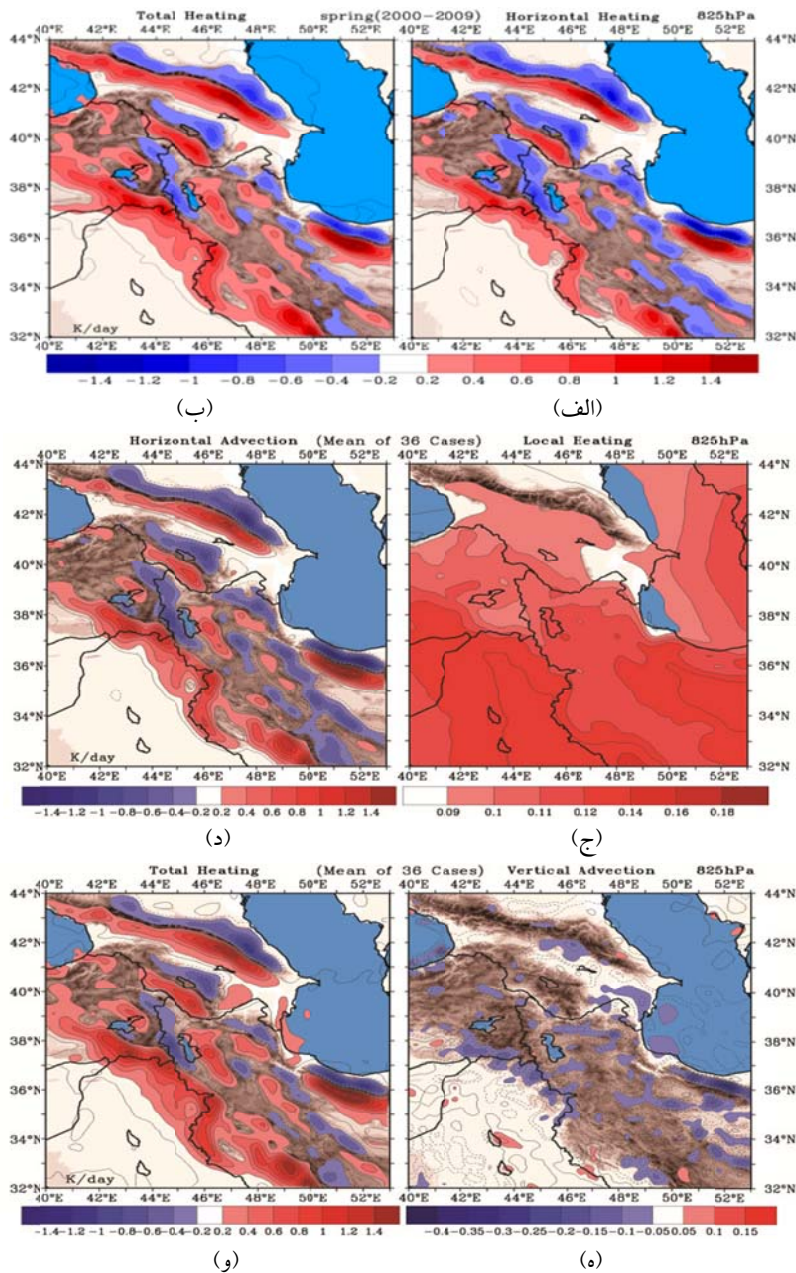
گرمای محسوس نیز مقدار انرژی لازم برای تغییر دمای یک ماده بدون تغییر فاز آن است. تغییر دما می‌تواند ناشی از جذب نور خورشید توسط خاک یا هوا و یا از تماس با هوای گرم‌تر ناشی از انتشار گرمای نهان باشد. جواز سطح زیرین توسط گرمای نهان، گرمای محسوس و تابش گرم می‌شود. فارغ از عوامل دینامیکی و بزرگ مقیاس مؤثر بر بارش، عوامل میان‌مقیاس نظیر شارهای سطحی از قبیل شار گرمای نهان و محسوس به‌ویژه در لایه‌های زیرین و ردسپهر و اثر این کمیت‌ها بر بارش همرفتی مورد مطالعه قرار گرفت. بررسی مقادیر شارهای سطحی نشان می‌دهد در طول روز هسته بیشینه شار گرمای نهان با مقدار ۶- تا ۸- ژول بر متر مربع منطبق بر پهنه‌های بیشینه بارش می‌باشند (شکل ۱۰-الف). همچنین پهنه‌های بارشی در شمال‌غرب ایران نسبت به مناطق همجوار خود بیشینه شار گرمای محسوس را با مقدار ۵ ژول بر متر مربع تجربه می‌کنند (شکل ۱۰-ب).
تحلیل‌های این بخش آشکار کرد که چگونه چرخه روزانه شارهای سطحی گرما و اثر آن بر سرعت قائم بالاسو و متعاقباً همگرایی شار رطوبت در میان‌مقیاس در ترکیب با شرایط همدیدی حاکم صعود لازم برای آزادسازی ناپایداری و رخداد بارش همرفتی را فراهم می‌آورد. به‌طوری‌که با نگاه کردن به خطوط جریان و همگرایی شار رطوبت آشکار می‌شود که گرمایش سطحی ناشی از انرژی دریافتی از خورشید در طول روز با کمک تغییرات



شکل ۱۰. مقادیر متوسط (الف) شارگرمای محسوس و (ب) شارگرمای نهان (ژول بر متر مربع) متوسط‌گیری شده برای ۳۶ روز بارشی ساعت ۱۲ گرینویچ.

دامنه‌های کوهستانی مرتفع، مناطق اصلی چشمه و چاهه گرما محسوب می‌شوند. به سخن دیگر، در منطقه کوهستانی شمال غرب کشور، ارتفاعات منطقه و واداشت‌های گرمایی ناشی از آن (گرمایش سطحی)، بر هر نوع دیگری از انتقال انرژی در ترازهای زیرین جو غلبه می‌یابد. برای مقایسه، تمامی جمله‌های گرمایش بادرو برای متوسط ۳۶ روز انتخابی نیز تولید شده‌اند.

مقایسه مقادیر متوسط فرارفت افقی گرما ($\bar{V} \cdot \Delta\theta$) و مقادیر گرمایش کل برای دوره مشابه (شکل ۱۱-الف و ۱۱-ب)، نقش بسیار برجسته فرارفت افقی گرما را در این منطقه نشان می‌دهد. به عبارتی دیگر، در فصل بهار توزیع انرژی در منطقه شمال غرب ایران تفاوت آشکاری را بین دامنه‌های جنوبی و غربی از یک سو و دامنه‌های شرقی و شمالی از سوی دیگر نشان می‌دهد. در این محدوده،

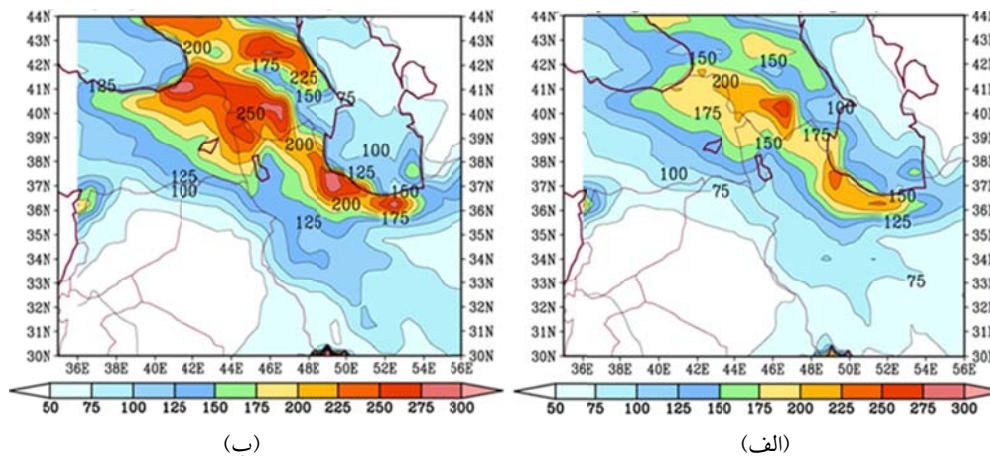


شکل ۱۱. مقادیر متوسط گرمایش بادرو (k/day)، برای فصل بهار در تراز ۸۲۵ هکتوپاسکال. (الف) فرارفت افقی گرما، (ب) گرمایش کلی متوسط درازمدت ۱۰ ساله (۲۰۰۰-۲۰۰۹)، (ج) گرمایش محلی، (د) فرارفت افقی گرما، (ه) فرارفت قائم گرما و (و) مقادیر متوسط گرمایش کلی برای ۳۶ روز انتخابی.

جنوبی و چاهه‌های گرمایی بر دامنه‌های شرقی و شمالی مشاهده می‌شوند. این جمله همان‌طوری که ذکر شد، بالاترین مقادیر گرمایش را در این سطح و به‌طور کلی در ترازهای زیرین و ردسپهر بر روی منطقه ایجاد می‌کند. به عبارتی، در فصل بهار، جریان غالب انتقال گرما در و ردسپهر زیرین، فرارفت افقی گرما از دامنه‌های غربی و جنوبی به دامنه‌های شرقی و شمالی است. نتیجه‌ای که از جمله گرمایش کلی (شکل ۱۱-و) حاصل می‌شود، این است که ارتفاعات شمال‌غرب ایران و به‌خصوص دامنه‌های جنوبی و غربی آن به‌عنوان یک منبع گرمای محسوس در و ردسپهر زیرین عمل کرده و با گرمایش در سطح زمین، گرما مستقیماً به لایه‌های بالاتر جو منتقل شده و زمینه گردش چرخندی، همگرایی و صعود هوا در مقیاس محلی در سطح فلات فراهم می‌شود.

به‌منظور تشخیص ناپایداری‌های همرفتی از شاخص‌های بسیاری استفاده می‌شود که شاخص CAPE از مهم‌ترین آنهاست. این شاخص عبارت از میانگین حالت ناپایداری جو و مقدار انرژی پتانسیل همرفتی دسترس‌پذیر است که مقدار بالای آن بیانگر ناپایداری شدید در وقوع طوفان‌های تندری و آذرخش است. شکل ۱۲، مقادیر متوسط درازمدت انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی برای فصل بهار را نشان می‌دهد.

مقایسه متوسط ۳۶ روز انتخابی با وضعیت اقلیمی بیانگر آن است که ساختار کلی گرمایش در این روزها از شرایط اقلیمی تبعیت می‌کند (شکل ۱۱-د و ۱۱-و را با شکل ۱۱-الف و ۱۱-ب مقایسه کنید). با توجه به شکل‌ها، جمله گرمایش محلی (شکل ۱۱-ج)، با مقادیر بسیار پایین خود، نقش تعیین‌کننده‌ای در گرمایش کل نخواهد داشت. مضاف بر این که، بیشینه مقادیر گرمایش محلی نیز در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر (عراق و زاگرس) به‌وقوع می‌پیوندد. چنین شرایطی برای جمله فرارفت قائم $(-\omega \partial \theta / \partial p)$ نیز صادق است. اگر چه در نقشه مربوط به این جمله، مناطق کوهستانی شمال‌غرب کشور منطقه فرارفت منفی گرما در نیمرخ قائم محسوب می‌شوند، اما مقادیر گرمایش حاصل از این جمله نیز در قیاس با فرارفت افقی گرما بسیار کوچک‌تر و کمتر است (شکل ۱۱-ه). با این وجود، به‌طور مشخص، مناطق کوهستانی شمال‌غرب ایران به‌عنوان یک چشمه گرمای سطحی عمل می‌کنند و سبب انتقال بالاسوی گرما از سطح کوهستان به لایه‌های بالاتر می‌شوند (شکل ۱۱-ه). بر این اساس، در جمله فرارفت قائم گرما در تراز ۸۲۵ هکتوپاسکال (شکل ۱۱-ه)، محدوده شمال‌غرب کشور در این تراز، مقداری از گرمای خود را از طریق تسلط جریانات بالاسو کسب می‌کند. در جمله فرارفت افقی (شکل ۱۱-د)، چشمه‌های گرمایی به‌ترتیب بر روی دامنه‌های غربی و



شکل ۱۲. مقدار انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی برای فصل بهار در یک‌دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۰-۲۰۰۹) برای (الف) ساعت ۰۰ و (ب) ۱۲ گرینویچ.

۳۶ مورد مطالعاتی پژوهش حاضر نیز از این قاعده مستثنی نبوده است، به طوری که در روزهای انتخابی نیز، شکل گیری و تقویت یک پشته بر روی اروپا، امکان گسترش و نفوذ ناوه موج غربی را از عرض های بالا بر روی شمال غرب ایران امکان پذیر ساخته است. اگر چه در وقوع بارش با مشخصات همرفتی در روز یادشده، فرارفت تاوایی مثبت بزرگ مقیاس در تراز میانی جو نقش داشته است، اما واداشت های گرمایی محلی ناشی از وجود کوه ها نیز، نقش مهم و قابل توجهی در ایجاد ناپایداری و وقوع بارش ایفا کرده اند. بنابراین، برخلاف مطالعات پیشین، یافته ها نشان داد که بارش های همرفتی در شمال غرب ایران، همچون همرفت نواحی حاره ای یک همرفت آزاد محسوب نمی شود تا به طور کامل ناشی از گرمایش سطحی و واداشت های محلی از قبیل همگرایی و صعود محلی باشد، بلکه بارش های همرفتی شمال غرب ایران، اصطلاحاً نوعی «همرفت واداشته» محسوب می شود. یعنی با وجود واداشت های کوهستان در صورت عدم وجود واداشت های دینامیکی مقیاس همدیدی از قبیل ناوه تراز میانی و رد سپهر، بارش های همرفتی در شمال غرب ایران به وقوع نخواهد پیوست، یا در صورت وقوع، مقدار آن بسیار اندک و ناچیز خواهد بود. در حقیقت، حضور گذرای واداشت های دینامیکی مقیاس همدید در این زمان از سال، در ترکیب با حضور پایدار و پیوسته فرارفت افقی و قائم گرما، ناشی از گرمایش محلی دامنه های جنوبی و غربی ارتفاعات منطقه در ساعات بعد از ظهر، وقوع بارش با مشخصات همرفتی را در پی خواهد داشت. بدین ترتیب در فصل بهار با سامانه های بارشی خاصی در شمال غرب ایران مواجه هستیم که ناپایداری، صعود و فرارفت رطوبت آنها، از یک سو از واداشت های بزرگ مقیاس / مقیاس همدیدی و از سویی دیگر از گرمایش محلی و سطحی حاصل می شود. به همین جهت نه کاملاً شبیه سامانه های بارشی موجود در منطقه موسمی هند، غرب آفریقا و یا برزیل هستند که کاملاً از شرایط ترمودینامیکی و گرمایش درونی بهره ببرند و نه همچون سامانه های بارشی برون

شکل ۱۲ با بهره گیری از داده های بازتحلیل ERA-Interim برای یک دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۹-۲۰۰۰) و برای دو ساعت ۰۰ و ۱۲ گرینویچ تهیه شده است. بیشینه مقدار CAPE در ساعت صفر بر روی پهنه شمال غرب به طور متوسط به مقدار ۱۷۵ تا ۲۰۰ ژول بر کیلوگرم می رسد که بیشتر در نیمه شمالی منطقه مورد نظر دیده می شود (شکل ۱۲-الف). اما این مقدار در ساعت ۱۲ گرینویچ به ۲۲۵ تا ۲۷۵ ژول بر کیلوگرم بالغ می شود (شکل ۱۲-ب). در این ساعت از روز به دلیل گرمایش سطحی، مقدار انرژی پتانسیل دسترس پذیر همرفتی به بیشینه مقدار خود در شبانه روز می رسد. همچنین از آنجا که بیشینه های مقدار CAPE منطبق بر ارتفاعات و ناهمواری ها می باشد، می توان نتیجه گرفت که بخش قابل توجهی از انرژی پتانسیل دسترس پذیر همرفتی، ناشی از گرمایش سطحی و تقویت فرارفت قائم گرما از سطح کوه های مرتفع می باشد. این امر در بخش شمالی آذربایجان، ارتفاعات قفقاز و البرز به خوبی مشخص شده است.

۴. نتیجه گیری

در این پژوهش سعی شد تا با بهره گیری از یک مدل اقلیمی منطقه محدود، سازوکار میان مقیاس حاکم بر وقوع بارش های بهاره در شمال غرب ایران مورد بررسی قرار گیرد. در این راستا، نقش واداشت های دینامیکی و گرمایش محلی در وقوع بارش ها مورد ارزیابی قرار گرفت. مهم ترین نتایج به شرح زیر می باشند:

- بررسی بارش های روزانه فصل بهار برای یک دوره ۱۰ ساله در شمال غرب کشور نشان داد که اساساً نمی توان بارش های شدید و متوسط و به طور کلی بارش های قابل توجه در این منطقه را به طور کامل «بارش همرفتی» خواند. یافته ها حاکی از آن است که در تمامی روزهای بارشی با مشخصه همرفتی (وقوع تگرگ، آذرخش و طوفان تدری)، سامانه های مقیاس همدیدی نیز بر روی منطقه تسلط داشته و در وقوع بارش نقش ایفاء کرده اند.

در شمال‌غرب ایران، رساله دکتری آب و هواشناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تبریز، ۱۴۰ ص.

براتی، غ. ر.، مرادی، م. و سلیمی، ر.، ۱۳۹۴، واکاوی همدید بارش‌های سنگین بهاره استان زنجان، مجله مخاطرات محیط طبیعی، ۴ (۶)، ۸۸-۷۷.

جهانبخش، س. و ذوالفقاری، ح.، ۱۳۸۰، بررسی الگوهای سینوپتیک بارش‌های روزانه در غرب ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۶۴-۶۳، ۲۵۸-۲۳۳.

جهانبخش، س.، میرهاشمی، ح. و تدینی، م.، ۱۳۹۴، تحلیل همدید-ترمودینامیک بارش‌های ابرسنگین شمال‌غرب ایران (استان آذربایجان شرقی)، نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی، ۵۱، ۱۲۵-۱۰۷.

حجازی‌زاده، ز.، جعفرپور، ز. و پروین، ن.، ۱۳۸۶، بررسی و شناسایی الگوهای سینوپتیکی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مولد سیلاب‌های مخرب و فراگیر سطح حوضه آبریز دریاچه ارومیه، نشریه علوم جغرافیایی، ۷ (۱۰)، ۱۵۴-۱۲۵.

خسروی، م.، عباس‌نیا، م.، قبادی، ا. و آرمش، م.، ۱۳۹۶، بررسی ارتباط مکانی بین بارش‌های همرفتی بهاره و توپوگرافی شمال‌غرب ایران، جغرافیا و آمایش شهری-منطقه‌ای، ۲۳، ۳۸-۲۱.

خورشیددوست، ع. م.، مفیدی، ع.، رسولی، ع. ا. و آزر، ک.، ۱۳۹۵، تحلیل همدیدی سازوکار وقوع بارش‌های سنگین بهاره در شمال‌غرب ایران، مجله مخاطرات محیط طبیعی، ۵ (۸)، ۸۲-۵۳.

خورشیددوست، ع. م.، مفیدی، ع.، رسولی، ع. ا. و آزر، ک.، ۱۳۹۶، ارزیابی میزان حساسیت مدل RegCM4 به طرحواره‌های پارامترسازی همرفت در مدل‌سازی بارش‌های بهاره شمال‌غرب ایران: (مطالعه موردی سال ۲۰۰۴)، فیزیک زمین و فضا، ۳، ۶۷۱-۶۵۱.

رسولی، ع. ا. و جوان، خ.، ۱۳۹۱، تحلیل روند وقوع طوفان‌های رعد و برقی در نیمه غربی ایران با کاربرد آزمون‌های ناپارامتری، فضای جغرافیایی، ۱۲ (۳۸)، ۱۲۶-۱۱۱.

حاره و سامانه‌های بارشی فصل زمستان در ایران هستند که صرفاً از فرارفت بزرگ مقیاس رطوبت و گرما و صعودهای فراگیر ناشی از حضور امواج غربی شکل گرفته باشند.

- یافته‌های تحقیق مبین آن است که، افزایش مقادیر شارهای سطحی از قبیل همگرایی شار رطوبت، شارگرما محسوس و گرمای نهان در طول روز از پارامترهای بسیار مهم و جدایی‌ناپذیر، جهت وقوع این نوع بارش‌های همرفتی به‌شمار می‌روند.

- تحلیل گرمایش بادرو بیانگر آن است که پهنه کوهستانی شمال‌غرب ایران در گستره میان‌مقیاس، به‌عنوان یک عامل سازمان‌دهنده مهم، در توزیع گرما نقش بازی می‌کند. یافته‌ها نشان دهنده آن است که، در تمامی مناطق مرتفع کوهستانی واقع در شمال‌غرب ایران و کوه‌های قفقاز کوچک و بزرگ، دامنه‌های جنوبی و غربی در ساعات روز به واسطه گرمایش محلی، به‌عنوان چشمه‌های گرمایی عمل می‌کنند. این در حالی است که، به‌طور همزمان دامنه‌های شرقی و شمالی، مناطق چاهه گرمایی محسوب می‌شوند. همین امر انتقال بالاسو و افقی گرما از دامنه‌های جنوبی و غربی را در مقیاس محلی به‌دنبال دارد. تغییر و حذف واداشت‌های گرمایی محلی، در شرایط هموارسازی و حذف کوه‌ها (که موضوع پژوهش دیگری از همین نویسندگان می‌باشد)، می‌تواند تأییدی بر این اظهارات باشد. بر این اساس، گرمایش سطحی در دامنه‌ها به‌عنوان یک واداشت مهم در فصل بهار، جهت تشکیل و تکوین سامانه‌های همرفتی به خدمت گرفته می‌شود.

تشکر و قدردانی

بخشی از محاسبات این تحقیق در مرکز محاسبات سنگین دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد که بدین‌وسیله تشکر می‌شود.

مراجع

آزر، ک.، ۱۳۹۵، مطالعه اقلیم‌شناختی بارش‌های همرفتی

- روشنی، ا.، قائمی، ه. و حجازی زاده، ز.، ۱۳۹۳، تغییرات زمانی- مکانی درازمدت شار تابش خالص در گستره ایران، جغرافیا و مخاطرات محیطی، ۳(۲)، ۷۲-۵۵.
- ذوالفقاری، ح.، ۱۳۷۷، تحلیلی بر بارش‌های بهاری غرب ایران، نیوار، ۴۰، ۱۰-۱.
- ساری صراف، ب.، رسولی، ع. ا.، کیانی، ط. و ملکیان، ا.، ۱۳۸۷، تحلیل هم‌دید بارش‌های رگباری در حوضه جنوبی رود ارس، فضای جغرافیایی، ۲۴، ۱۴۶-۱۲۳.
- سیف، م.، ۱۳۷۵، بررسی توزیع بارش تگرگ در ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران.
- عساکره، ح. و رزمی، ر.، ۱۳۹۰، اقلیم‌شناسی بارش شمال غرب ایران، فصلنامه جغرافیا و توسعه، ۲۵، ۱۵۸-۱۳۷.
- علیجانی، ب.، ۱۳۷۲، مکانیزم‌های صعود بارندگی‌های ایران. مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه تربیت معلم، ۱، ۱۰۱-۸۵.
- علیجانی، ب.، ۱۳۸۷، آب و هوای ایران، چاپ هشتم، انتشارات دانشگاه پیام نور، تهران.
- قویدل رحیمی، ی.، ۱۳۹۰، کاربرد شاخص‌های ناپایداری جوی برای آشکارسازی و تحلیل دینامیک طوفان تندری روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز، فضای 20(3), 351-366.
- Berg, A., Findell, K., Lintner, B. R., Gentine, P. and Kerr, C., 2013, Precipitation sensitivity to surface heat fluxes over North America in reanalysis and model data, *J. of Hydrometeorology*, 14(3), 722-743.
- Blanchard, D. O. and López, R. E., 1985, Spatial patterns of convection in south Florida, *Mon. Wea. Rev.*, 113(8), 1282-1299.
- Buzzi, A. and Foschini, L., 2000, Mesoscale meteorological features associated with heavy precipitation in the southern Alpine region. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 72(2-4), 131-146.
- Darand, M., Amanollahi, J. and Zandkarimi, S., 2017, Evaluation of the performance of TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA) estimation over Iran, *Atmospheric Research*, 190, 121-127. Doi: 10.1016/j.atmosres.2017.02.011.
- Dickinson, R. E., Kennedy, P. J. and Henderson-Sellers, A., 1993, Biosphere-atmosphere
- جغرافیایی، ۱۱ (۳۴)، ۲۰۸-۱۸۲.
- لشکری، ح. و آقاسی، ن.، ۱۳۹۲، تحلیل سینوپتیکی طوفان‌های تندری تبریز در فاصله زمانی (۲۰۰۵-۱۹۹۶)، نشریه علمی-پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی، سال ۱۷ (۴۵)، ۲۳۴-۲۰۳.
- محمدی، ف.، زرین، آ. و بابائیان، ا.، ۱۳۹۴، کارایی مدل اقلیمی RegCM4 در شبیه‌سازی بارش دوره سرد استان فارس، مطالعه موردی: دوره ۲۰۱۰-۱۹۹۰، فیزیک زمین و فضا، ۴۱ (۳)، ۵۲۴-۵۱۱.
- مسعودیان، ا.، ۱۳۹۰، آب و هوای ایران، چاپ اول، انتشارات دانشگاه اصفهان.
- مسعودیان، ا.، رعیت پیشه، ف. و کیخسروی کیانی، م. ص.، ۱۳۹۳، معرفی و مقایسه داده بارشی TRMM و اسفزاری، مجله ژئوفیزیک ایران، ۸(۴)، ۳۱-۱۵.
- معصوم پور سماکوش، ج.، میری، م.، ذوالفقاری، ح. و یاراحمدی، د.، ۱۳۹۲، تعیین سهم بارش‌های همرفتی شهر تبریز بر اساس شاخص‌های ناپایداری، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۳۱، ۲۲۷-۲۴۵.
- مفیدی، ع. و زرین، آ.، ۱۳۹۱، بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا، پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، (۱۱)، ۱۵-۴۰.
- Al-Maskari, J. and Gadian, A., 2006, A study of orographic convection over the Hajar Mountains in Northern Oman. *Geophysical Research Abstracts*, 8, 01786.
- Anthes, R. A., Hsie, E. Y. and Kuo, Y. H., 1987, Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model, Version 4 (MM4). Technical note (No. PB-87-190633/XAB; NCAR/TN-282-STR), National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO (USA).
- Bach, A. J. and L. Price., 2012, "Mountain Climate" chapter in Mountains and People, edited by L. Price, D. Friend and A. Byers, University of California Press: Berkeley. Online: http://snobear.colorado.edu/Markw/Mountains/03/mtn_04DRAFT2.doc
- Banacos, P. C. and Schultz, D. M., 2005, The use of moisture flux convergence in forecasting convective initiation: Historical and operational perspectives, *Wea. Forecasting*,

- transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model, National Center for Atmospheric Research, Climate and Global Dynamics Division.
- Findell, K. L., Gentine, P., Lintner, B. R. and Kerr, C., 2011, Probability of afternoon precipitation in eastern United States and Mexico enhanced by high evaporation, *Nature Geoscience*, 4(7), 434-439.
- Elguindi, N., Bi, X., Giorgi, F., Nagarajan, B., Pal, J., Solmon, F., Rauscher, S., Zakey, A., O'Brien, T., Nogherotto, R. and Giuliani, G., 2014, Regional Climate Model RegCM Reference Manual Version 4.5, The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics (ICTP), Trieste, Italy.
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S. and Michaelsen, J., 2015, The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes, *Scientific data*, 2:150066 doi: 10.1038/sdata.2015.66
- Giorgi, F. and 20 Co-authors, 2012, RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Climate Research*, 52, 7-29. doi: 10.3354/cr01018.
- Holtzlag, A. A. M., de Bruijn, E. I. F. and Pan, H. L., 1990, A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting, *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1561-1575.
- Kiehl, J. T., Hack, J. J., Bonan, G. B., Boville, B. A. and Briegleb, B. P., 1996, Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). Technical Note (No. PB-97-131528/XAB; NCAR/TN--420-STR), National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO (US). Climate and Global Dynamics Division.
- Kysely, J., Rulfová, Z., Farda, A. and Hanel, M., 2016, Convective and stratiform precipitation characteristics in an ensemble of regional climate model simulations. *Climate Dynamics*, 46(1-2), 227-243.
- Javan, Kh. and Azizzadeh, M. R., 2017, Evaluation of the TRMM-3B43 V7 rainfall products on a monthly scale in the Northwest of Iran, *Environmental Resources Research*, 5(2), 153-168.
- Pal, J. S., Eltahir, E. A. and Small, E. E., 2000, Simulation of regional-scale water and energy budgets-Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM, *J. Geophys. Res.*, 105(D24), 29579-29594.
- Pal, J. S., Giorgi, F., Bi, X., Elguindi, N., Solmon, F., Gao, X. and Ashfaq, M., 2007, Regional climate modeling for the developing world: the ICTP RegCM3 and RegCNET. *Bull. Amr. Met. Soc.*, 88(9), 1395-1409.
- Rodwell, M. J. and Hoskins, B., 2001, Subtropical Anticyclones and Summer Monsoons, *J. Climate*, 14, 3192-3211.
- Ruane, A. C., Goldberg, R. and Chrysanthacopoulos, J., 2015, Climate forcing datasets for agricultural modeling: Merged products for gap-filling and historical climate series estimation, *Agricultural and Forest Meteorology*, 200, 233-248.
- Schultz, D. M., 2010, How to research and write effective case studies in meteorology, *Electronic J. Severe Storms Meteor.*, 5 (2): 1-18.
- Waldstreicher, J. S., 1989, A guide to utilizing moisture flux convergence as a predictor of convection. *National Weather Digest*, 14(4), 20-35.
- Yatagai, A., Kamiguchi, K., Arakawa, O., Hamada, A., Yasutomi, N. and Kito, A., 2012, APHRODITE: Constructing a long-term daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges, *Bull. Amr. Met. Soc.*, 93(9), 1401-1415.
- Zhang, Q. and Wu, G., 2002, The Bimodality of 100hPa South Asia High and its Relationship to the Climate Anomaly over East Asia in summer, *J. Meteorol. Soc. Japan*, 80(4), 733-744.

Investigation of the Mesoscale Mechanisms for the Occurrence of Convective Precipitation in the North West of Iran

Azarm, K.¹, Mofidi, A.^{2*} and Khorshiddoust, A. M.³

1. Ph.D. Graduated, Department of Climatology, University of Tabriz, Tabriz, Iran

2. Assistant Professor, Department of Geography, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3. Professor, Department of Climatology, University of Tabriz, Tabriz, Iran

(Received: 4 Aug 2018, Accepted: 1 Oct 2019)

Summary

Due to the challenges coming from numerical modeling, measurements, observations, lack of data in some regions, not enough investigations, many aspects of the mechanism for the occurrence of precipitation are not well understood. These challenges are shown clearly in mountainous studies. This is particularly the case for the occurrence of precipitation in the warm season in mid-latitudes, which is controlled by convective processes at small spatial scales while cloud belts are associated with cyclones and atmospheric fronts at larger scales. Iran, and especially North-West of it, is a mountainous area. Due to mountainous conditions, the temporal and spatial variations of precipitation in this region are large. In this region, the significant of spring precipitation is the most important characteristic of the precipitation regime. Therefore, on average, over 40% of the total annual precipitation is falling in the spring season. According to studies and evaluation of available data, most of the total annual precipitation in the North West of Iran (NWI) is occurring by convective systems (thunderstorms). To study the mechanism for the occurrence of spring precipitation in the NWI, the main consideration of researchers focused on synoptic patterns, especially on mid-tropospheric trough. Thus, there is still a poor understanding regarding the dynamical, thermo-dynamical and mechanical processes which occur in mountainous area in mesoscale over the NWI.

In this study, the occurrence of spring precipitation in the NWI is investigated using a combination of data to clarify the dynamical and thermo-dynamical processes which are governing the springtime precipitation events. Both synoptic patterns and mesoscale phenomena are considered along with a numerical simulation. A regional climate model (RegCM4) is used to evaluate the role of local topography and meso to regional scale processes on the occurrence of spring convective precipitation. A combination of data including station data, reanalysis and model outputs are used to clarify the role of the mountains, as well as local and regional thermal and mechanical forcing for the occurrence of convective precipitation in the NWI. The results indicate that, in the spring, western waves do not completely leave the NWI. The results also demonstrate that the large-scale positive vorticity advection in the mid-troposphere is associated with a local forcing from surface heating and surface fluxes (i.e. moisture convergence, latent and sensible heat fluxes) that are the main factors for formation and development of these convective systems. Therefore, unlike previous studies, in the absence of large scale dynamical forcing, such as the mid-tropospheric trough, convective precipitation will not have occurred in the NWI. In fact, local heating alone, due to lack of sufficient moisture in the area and inadequacy to provide buoyancy, cannot to create the required instability for the occurrence of precipitation. Calculating diabatic heating for the NWI is demonstrating that the horizontal advection of heat from the mountain slopes is playing an important role to formation and development of meso-scale convective systems. While the western and southern slopes of the mountains are playing as an elevated heat source, the eastern and northern slopes are playing as a sink. Therefore, the heating on southern and western slopes of the mountains as a local forcing plays an important role in providing the available heat and energy for the development of convection and convective precipitation. As a result, the responsible mechanism for the occurrence of convective precipitation in the NWI is due to an interaction between the mesoscale and synoptic/large scale processes over the region. In other words, none of the above-mentioned factors, alone or in the absence of other factors, cannot be able to create springtime heavy convective precipitation in the NWI. In fact, in the springtime, we face certain rain generating systems that their instability, ascent and humidity advection, on the one hand, are due to large-scale/synoptic-scale forcing and on the other hand, due to surface local heating. Thus, they are not entirely similar to rain generating systems in the monsoon region of India, Western Africa or Brazil which fully utilizing thermodynamic conditions and internal heating and not similar to mid-latitudes rain generating systems which are merely a result of the large scale advection of humidity and heat and the general ascent of the westerly waves.

Keywords: Convective Precipitation, Diabatic Heating, Mesoscale Analysis, North West of Iran, RegCM4, Horizontal Advection.

*Corresponding author:

abbasmofidi@um.ac.ir