کاوش‌های جغرافیایی مناطق بیابانی

سال سوم، شماره اول، بهار و تابستان ۱۳۹٤

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۹/۰٦ تاریخ تأیید نهایی: ۱۳۹۳/۰٤/۰۸

صص: ۱٦٥-۱٤٥

اثر ارتفاعات در ایجاد بیابان‌های بادپناهی
(شبیه‌سازی اثر کوه‌های کرمان در ایجاد بیابان لوت)

محمد مهدی آبادی جو، دانشجوی دکترای اقلیم شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، ایران

مصطفی کریمی*، استادیار اقلیم شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، ایران

قاسم عزیزی، دانشیار اقلیم شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، ایران

چکیده

در توزیع مکانی ناهمگون ریزش‌های جوی و شکل‌گیری بیابان‌ها، شرایط جغرافیایی و به‌خصوص عامل ارتفاعات، نقش مؤثری دارند. بیابان لوت، یکی از خشک‌ترین مناطق زمین در کمربند بیابانی جهان است که در ایامی از سال تحت سیطره پرفشار جنب‌حاره‌ای قرار داشته و علاوه بر آن، در سایه باران کوه‌های استان کرمان نیز واقع شده است. بر این اساس در این پژوهش تلاش شده است میزان اثرگذاری ارتفاعات در ایجاد بیابان لوت با استفاده از داده‌های مشاهدات ایستگاهی و شبکه‌بندی شده (ERA-Interim/ECMWF) بارش و داده‌های مورد نیاز جهت اجرای مدل اقلیم منطقه‌ای (RegCM4.1) از ICTP، شناسایی گردد، از این رو به این‌منظور با حذف توپوگرافی در مدل اقلیمی منطقه‌ای RegCM4.1، اثرات این سد کوهستانی بر میزان بارش منطقه بررسی گردید. شبیه‌سازی در دو حالت مرجع و حذف توپوگرافی برای سال آبی ۲۰۰٦- ۲۰۰۷ انجام گرفت.

نتایج نشان داد که برآورد بارش مدل، ۱۵۱ میلی‌متر و نزدیک به میانگین مشاهداتی منطقه است. در شبیه‌سازی حذف توپوگرافی، بارش ارتفاعات هموار شده شرقی و مرکزی-غربی به ترتیب از ۱۷۷ به ۱۵۷ و از ۲٤٤ به ۱٤٤ میلی‌متر کاهش یافته است، اما در ناحیه لوت، بارش بیش از ۱۰۰٪ (٦۷ به ۱٤۸ میلی‌متر) افزایش نشان می‌دهد. می‌توان گفت در نبود توده کوهستانی، الگوی توزیع فضایی بارش، یکنواخت‌تر می‌شود و بارش ناحیه لوت، افزایش چشمگیری پیدا می‌کند. منطقه لوت، یک ناحیه خشک حاصل از گردش عمومی جو است که ارتفاعات استان کرمان با ایجاد اثر سایه‌باران موجب تشدید شرایط خشکی و تبدیل آن به فراخشک شده است.

کلمات کلیدی: مدل‌سازی اقلیمی، بیابان بادپناهی، لوت، RegCM4، ایران

* - نویسنده مسئول: Email: mostafakarimi.a@ut.ac.ir

مقدمه

بیابان به عنوان یک محیط جغرافیایی شناخته می‌شود که در سیمای عمومی آن عواملی مانند اقلیم، ژئومورفولوژی، هیدرولوژی، زمین‌شناسی، خاک‌ها و... دخالت دارند. به همین دلیل برای تعیین قلمرو بیابان باید آن دسته از علوم زمین که به‌صورت مستقیم یا غیرمستقیم در پیدایش شرایط بیابانی سهمی به‌عهده دارند، مورد توجه قرار گیرند (لیتی[1]،۲۰۰۸، به نقل از خسروشاهی ۱۳۹۰). در اغلب منابع برای تعیین و تفکیک مناطق بیابانی، از میزان بارندگی و یا دما و بارندگی استفاده می‌شود. به عنوان مثال، برخی اقلیم‌شناسان از شاخص متوسط بارندگی سالانه استفاده کرده و رقم‌های متفاوتی را برای تمیز بیابان از غیر آن ارائه کرده‌اند (خسروشاهی ۱۳۹۰). در مجموع جدای از ارائه ارقام، کمبود ریزش جوی قوی‌ترین دلیل برای ایجاد بیابان است.

کمبود ریزش‌های جوی و بالا بودن میزان تبخیر از ویژگی‌های اصلی آب و هوای ایران به‌شمار می‌آید. میانگین بارش سالانه (۱۹۵۷–۱۹۹۳) ایران با اطمینان ۹۵ درصد بین ۲٤۰ تا ۲۷۸ میلی‌متر و میانگین نقطه‌ای بارش سالانه آن در این دوره زمانی، نزدیک به ۲٦۰ میلی‌متر است (مسعودیان، ۱۳۸۵). این مقدار بارش که یک سوم متوسط جهانی است، توزیع مناسب مکانی نیز ندارد. نگاهی به الگوی میانگین بارشی ایران نشان می‌دهد که توزیع مکانی بارش سالانه، الگوی همبسته‌ای با الگوی پراکنش ارتفاعات دارد و می‌توان گفت که ارتفاعات، تا حد زیادی باعث عدم توزیع یکنواخت بارش ایران گشته‌اند. کوهستان‌های مرتفع و عریض، علاوه بر تغییر مسیر جریان‌ها، سبب می‌شوند تا ریزش‌های جوی در دو سوی کوهستان با هم تفاوت داشته باشند (مرادی و همکاران، ۱۳۸٦). از این رو اثر دائمی محلی رشته‌کوه‌ها روی سامانه‌های جوی، سبب می‌شود تا مناطق اطراف آن‌ها از نظر اقلیمی با هم اختلاف پیدا کنند. به عنوان مثال، به کارگیری مدل‌های اقلیمی نشان می‌دهد که در غیاب تبت، آسیای مرکزی اقلیم نسبتاً مرطوب‌تری نسبت به حال حاضر خواهد داشت (اتکینسون[2]،۱۹۸۹).

1- laity
2- Atkinson

عامل فیزیکی مهم در تبیین توزیع بارش‌های کوهستانی، کاهش رطوبت قابل‌دسترس در ارتفاعات بالاتر، ناشی از سرمایش هوا و همگرایی بخارآب ناشی از توپوگرافی محلی است (وایتمن،[1] ۲۰۰۰). کوه‌ها، سه نوع تأثیر بر هوای اطراف خود دارند. اول، تعدیل قابل توجه سامانه‌های هوای همدیدی یا جریان‌های هوا توسط فرآیندهای دینامیکی و ترمودینامیکی از طریق نفوذ قابل توجه در جو و دوم، ایجاد شرایط جوی منطقه‌ای برجسته نسبت به اطراف، توسط سامانه‌های باد گرمایی و دینامیکی، ابرناکی و رژیم‌های بارشی. سومین نوع تأثیر کوهستان، نتیجه تفاوت‌های ظاهری و دامنه کوه است. این فرآیند در مقیاس محلی از ده‌ها تا صدها متر رخ می‌دهد (بری،[2] ۲۰۰۸). باید در نظر داشت که بارش کوهستانی به عوامل دیگری ازجمله، الگوی سالانه سامانه‌های هوا، دمای سطح زمین، اندازه و شکل کوه‌ها، نیمرخ عمودی هوا، رطوبت، سرعت و جهت باد، بستگی دارد. ازاین‌رو، همیشه وجود یک مانع کوهستانی، دلیل بر بیشینه بارش یک منطقه نیست. از طرف دیگر، همیشه با برخورد یک توده هوا به یک مانع کوهستانی، بارش رخ نمی‌دهد، بلکه ممکن است بند آید یا به اطراف منحرف شود (سیمسون[3] ۱۹۸۸). اثرات کوه بر سامانه‌های عبوری، هنگامی مشهودتر می‌شود که جبهه‌ها در راستای عمود بر مانع کوهستانی باشد و یا سامانه دارای انحراف به سمت یکی از دو انتهای رشته‌کوه است. از طرفی، هنگامی که جبهه‌ها موازی رشته‌کوه حرکت می‌کنند، اثرات مانع، ناچیزتر خواهد شد (ترکمن سرابی، ۱۳۷۱). دامنه جنوبی آلپ به عنوان یکی از موارد کلاسیک تأثیر کوهستان بر بارش، در بسیاری از مطالعات مورد توجه قرار گرفته است. نتایج مطالعات در این منطقه نشان داده که فرآیند بارش، در دامنه رو به باد رشته کوه‌ها، تابعی از ترمودینامیک سطوح زیرین و شدت و جهت باد در حال وزش است (هابس[4] ۱۹۷۵رینولدز و دنیس[1] ۱۹۸۶، پترسون[2] و همکاران ۱۹۹۱).

1- Whiteman
2- Barry
3- Simpson
4- Hobbs

یکی از مهم‌ترین دلایل خشکی ایران مرکزی، قرار گـرفتن ایـن ناحیـه از ایـران در پسکرانه‌های البرز و زاگرس است (علیجانی، ۱۳۸۵). سلطان‌زاده و همکـارانش (۱۳۸٦) در بررسی نقش رشته‌کوه‌های زاگرس با استفاده از مدل RegCM3 بر جریان‌های میـان مقیاس بر روی منطقه شرق زاگرس به این نتیجه دست یافتنـد کـه در صـورت حـذف رشته‌کوه زاگرس، به‌واسطه ورود جریان‌هایی با رطوبت بالاتر به مرکز ایـران، مـی‌تـوان شاهد بارش بیش‌تر در مرکز و شرق ایران بود. زرین (۱۳۸٦) نقش رشته‌کوه زاگرس را بر تشکیل و تقویت پرفشار جنب‌حاره در مـدل RegCM در شـرایط مرجـع و حـذف کوهستان به عنوان یک چشمه گرمایی ارتفاع یافته، در شـکل‌گیـری و تقویـت پرفشـار جنب‌حاره تابستانه‌ی ایران نشان داد. مرادی و همکاران (۱۳۸۷) نیز با اسـتفاده از مـدل MM5[3] به این نتیجه رسیدند که پتانسیل بارش سامانه‌ها در هنگـام برخـورد بـا بخـش غربی زاگرس به سبب افزایش جریانات بالاسـوی ناشـی از اثـر کـوه و نیـز همگرایـی جریان‌های مرطوب روی ارتفاعات غربی افـزایش مـی‌یابـد. علیجـانی (۲۰۰۸) نیـز در مطالعه خود بر روی نقش رشته‌کوه‌های زاگرس در توزیع فضایی بارش، به ایـن نتیجـه می‌رسد که همبستگی بین نمایه بارش و ارتفاع در ایستگاه‌های شمالی زاگرس مثبـت و در ایستگاه‌های جنوبی منفی اسـت. علیـزاده و همکـاران (۱۳۸۷) در مطالعـه خـود بـا استفاده از مدل MM5 به بررسی نقش کوه‌های البرز در تقویت سـامانه‌هـای همدیـدی پرداختند. ایشان تأکید می‌کنند که در نواحی غربی دریای خزر (دامنه رو به باد کوه‌هـای البرز) وجود عامل واداشت کوهستان باعث تشدید بارش در این نـواحی مـی‌شـود، بـه طوری که با کاهش ارتفاع، بـارش نیـز کـاهش مـی‌یابـد. همچنـین آن‌هـا بارنـدگی در ارتفاعات البرز را مستقل از بارش‌های ساحلی می‌دانند، بـه ایـن معنـی کـه اثـر عوامـل محلی دریای خزر در مناطق مرتفع، محسوس نیست. بیات (۱۳۹۰) با اسـتفاده از مـدل اقلیم منطقه‌ای RegCM4 اهمیت و نقش کوه‌های البرز در تقویت و تشکیل بارش‌هـای

1- Reynolds and Denis
2- Peterson
3- Mesoscale Model 5

منطقه خزری را به عنوان عامل صعود مکانیکی نشان داد. خلج (۱۳۸۱) نشان داد که اقلیم ایران مرکزی را ارتفاعات زاگرس و البرز با اثری که بر روی سامانه‌ها همدیدی می‌گذارند، کنترل می‌کند. همچنین نقش پوشش سطح زمین در شرایط اقلیمی به‌خصوص متغیر بارش، یکی از موضوعات مورد توجه محققین بوده است. نتایج حاکی از کاهش بارش در نیمه شرقی دریاچه ارومیه در سناریو خشک شدن دریاچه با استفاده از مدل اقلیم منطقه ای RegCM است (گلزاری پرتو، ۱۳۹٤).

میرزایی و همکاران (۱۳۸۳) اثر خلیج فارس و دریای عمان را در تغذیه رطوبتی سامانه‌های همدیدی در ایران را با استفاده از مدل RegCM3 و تغییر سطح دریا به منطقه خشک بررسی کردند. نتایج آن‌ها نشان داد ضمن اینکه مدل به خوبی قادر به برآورد الگوی زمانی و مکانی بارش بوده است، منابع آبی مذکور بسته به مسیر سامانه‌ها و دیگر عوامل می‌توانند بخشی از رطوبت سامانه‌ها را تامین کنند. زرین و همکاران (۱۳۹٤) کارایی مدل RegCM4 را در شبیه‌سازی بارش دوره سرد استان فارس نشان دادند. باسیت[1] و همکاران (۲۰۱۲) با هدف شناسایی توانایی مدل میان‌مقیاس منطقه‌ای در پیش‌بینی رخدادهای شدید آب وهوایی با اشاره به بارش مونسونی منحصر به فرد دوره‌ی گرم بر فراز کوه‌های شمالی و نواحی جنوبی پاکستان به پارامتره کردن طرح‌واره‌های رشد ابر پرداختند و نتیجه گرفتند به‌طورکلی بارش مونسونی روی نواحی کوهستانی پاکستان از طریق طرحواره‌ی بارش همرفتی گرل در مدل RegCM به‌طور رضایت‌بخشی قابل پیش‌بینی است. ادنی[2] (۲۰۱٤)، در مطالعه‌ای در غرب آفریقا حساسیت سنجی طرحواره‌های مختلف همرفتی مدل RegCM4 را به‌منظور شبیه‌سازی بارش انجام داده که نتایج وی نشان دهنده این است که طرحواره‌های گرل و کو، بارش کم‌تر و طرحواره امانوئل، بارش بیش‌تری را نسبت به مقادیر مشاهداتی برآورد کرده‌اند.

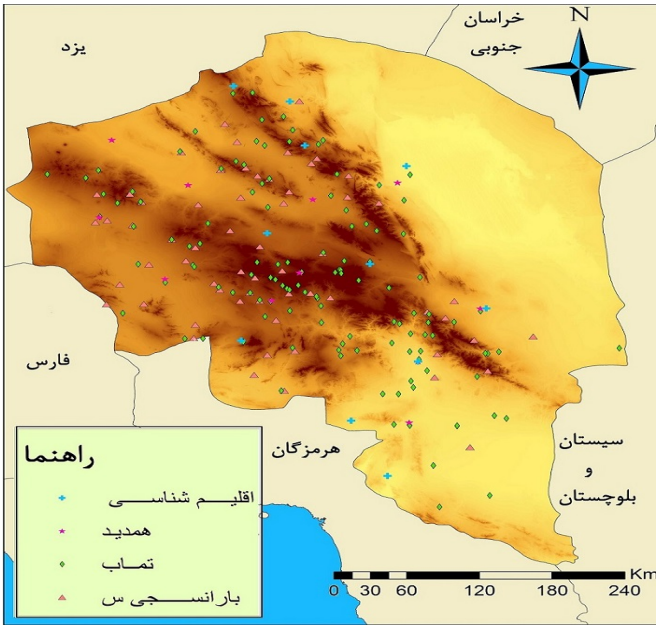
در فلات ایران، پهنه‌های متعدد خشکی وجود دارد که در پناه ارتفاعات قرار گرفته‌اند. یکی از این مناطق خشک، ناحیه معروف به بیابان یا کویر لوت است. بیابان

1- Basit
2- Adeniyi

لوت، یکی از بزرگترین حوزه‌های فلات داخلی ایران و خشک‌ترین و شاید گرم‌ترین از نوع خود در جهان به شمار می‌آید. چاله اصلی بیش از ٥٤۰۰۰ کیلومتر مربع وسعت دارد. طول تقریبی آن ۳۰۰ و عرض آن حدود ۲۰۰ کیلومتر و حداقل ارتفاع آن در گودترین نقطه حدود ۱۹۰ متر از سطح دریا است. متوسط بارندگی سالانه در تنها ایستگاه هواشناسی همدیدی در لوت یعنی ایستگاه شهداد کمتر از ۵۰ میلی‌متر در سال است. بارش‌های ناحیه، عموما در فصل سرد رخ می‌دهد و منشا آن‌ها سامانه‌های غربی و جنوب‌غربی خصوصا سامانه‌های سودانی است. در غرب لوت و مجاورت آن، کوهستان‌های بلندی با محوریت کلی شمال‌غرب- جنوب‌شرق قرار گرفته که به‌عنوان ارتفاعات استان کرمان شناخته می‌شوند. این موقعیت سبب شده تا الگوی جریان‌های جوی نسبت به سایر مناطق جغرافیایی هم‌عرض مشابه آن متفاوت باشد. از این رو در این مطالعه سعی بر این بوده تا به تبیین نقش کوه‌های استان کرمان بر بارش در بیابان لوت پرداخته شود.

داده‌ها و روش‌ها

در این پژوهش به‌منظور بررسی وضعیت بارش استان کرمان از نظر زمانی و مکانی، آمار بارش ۲۰۷ ایستگاه همدید، اقلیم‌شناسی، باران‌سنجی از سازمان هواشناسی و سازمان تماب اخذ گردید. بعد از مرتب‌سازی داده‌ها در میانگین‌های ماهانه جهت نشان دادن توزیع فضایی بارش در استان کرمان از ایستگاه‌های مناسب در دوره آماری مشترک ۱۹۹۱-۲۰۱۰ استفاده شد (شکل ۱).



شکل ۱. نقشه ارتفاعی استان کرمان و ایستگاه‌های مورد استفاده در پژوهش

در پژوهش حاضر، برای آشکارسازی اثر ارتفاعات استان کرمان بر روی سامانه‌های جوی و پراکندگی بارش منطقه به ویژه در بارش بیابان لوت از مدل اقلیم منطقه‌ای RegCM4.1 استفاده شده است. به این منظور دو شبیه‌سازی توسط مدل انجام گرفت. شبیه‌سازی اول، در شرایط مرجع و جهت سنجش اعتبار مدل و شبیه‌سازی دوم، با هموارسازی ارتفاعات صورت گرفت. قسمت توپوگرافی، با توجه به گام شبکه‌ای مدل در هر جهت تعداد ۱۰۰ سلول را تشکیل می‌دهد که مقدار هر سلول بیان‌گر ارتفاع پهنه‌ای به‌اندازه ۱۰ در ۱۰ کیلومتر است. تمام سلول‌هایی که مقدار بالاتر از ٤۰۰ متر است، اصلاح شد تا ارتفاع کل محدوده مدل در تراز ٤۰۰ متر باشد. دوره زمانی شبیه-سازی یک ساله پس از بررسی آماری از بین داده‌های ایستگاهی جهت نرمال بودن، از ابتدای ماه اکتبر ۲۰۰٦ تا انتهای ماه سپتامبر ۲۰۰۷ و برای رسیدن مدل به شرایط پایدار، ۱۵ روز از ماه سپتامبر ۲۰۰٦ به عنوان Spinup لحاظ گردید. داده‌های ورودی مدل عبارتند از:

۱- داده‌های دوباره تحلیل‌شده با تفکیک افقی ۲/۵ درجه NCEP/NCAR که از تارنمای RegCM قابل بارگیری است. این داده‌ها شامل ارتفاع ژئوپتانسیل، مؤلفه‌های مداری (u) و نصف‌النهاری باد (v)، دما، سرعت قائم (ω)، رطوبت نسبی و فشار سطح است و در مقیاس زمانی ٦ ساعته هستند.

۲- داده‌های دمای سطح دریا (SST) از NOAA [1] در مقیاس زمانی ۷ روزه و تفکیک افقی ۱ درجه برای تمام کره زمین تهیه‌شده است که از وبگاه نوآ قابل دریافت هستند.

۳- داده‌های توپوگرافی سازمان نقشه‌برداری ایالات‌متحده (USGS) [2] با تفکیک افقی ۳۰ ثانیه.

٤- داده‌های پوشش سطح زمین و خشکی‌های جهان (GLCC)[3] با تفکیک افقی ۳۰ ثانیه.

۵- داده‌های بافت خاک (GLZB)[4] با تفکیک افقی ۳۰ ثانیه.

نقطه مرکزی مدل در مختصات ۳۰ درجه عرض شمالی و ٥٦ درجه طول شرقی و با تعداد ۱۰۰ گام شبکه در راستای عرض و طول جغرافیایی و ۱۸ تراز در راستای قائم در سامانه مختصات قائم سیگما که بالاترین تراز به‌طور پیش‌فرض دارای فشار ۵ میلی‌بار بوده، تنظیم گردیده است. تنظیمات مدل در جدول ۱ نمایش داده شده است.

داده‌های خروجی مدل با فرمت NetCDF و با قدرت تفکیک ۱۰ کیلومتر تولید گردیده و از خروجی جوی (ATM) در بازه زمانی ٦ ساعته برای بررسی مولفه‌های جوی سرعت قائم و از خروجی سطحی (SRF) در بازه زمانی ۳ ساعته به‌منظور بررسی بارش استفاده شده است. ارزیابی دقت مدل در مقایسه با داده‌های بارش ۳۰ ایستگاه نمونه توسط آزمون‌های آماری ضریب همبستگی (R)، درصد خطا (RD)، میانگین مطلق خطا (MAE) انجام گرفت.

1- National Oceanic and Atmospheric Administration
2- United States Geological Survey
3- Global Land Cover Characterization
4- Staub and Rosenzweig's GISS Soil & Sfc SL

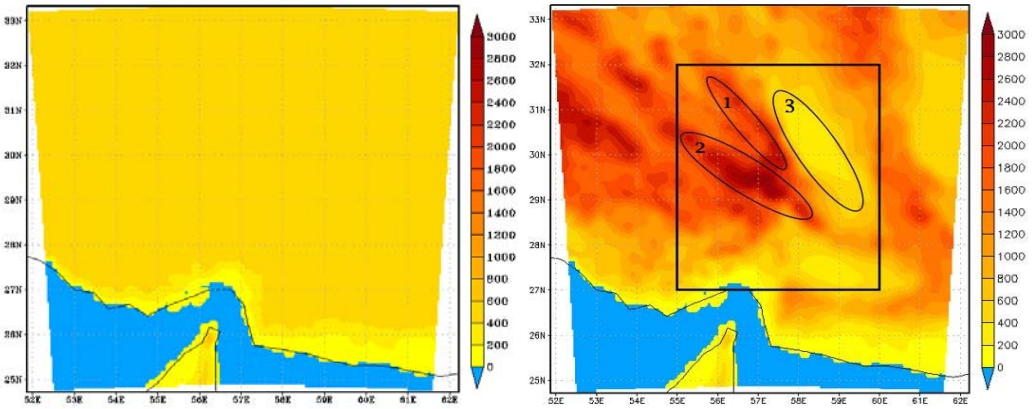
جهت بررسی تغییرات بارش روزانه مدل بین اجرای مرجع و دو حالت شبیه‌سازی حذف کوهستان، چندین مورد بارش سامانه‌ای از داده‌های ECMWF استخراج گردید و سامانه بارشی که از تاریخ ۲۸ تا ۳۱ ماه مارس سال ۲۰۰۷ با گذر از ایران بر روی استان کرمان بارش مناسبی ایجاد کرده بود، جهت مطالعه ساز و کار اثر کوهستان بر بارش دشت لوت بررسی گردید.

جدول ۱. بخشی از تنظیمات اولیه مدل جهت انجام شبیه‌سازی

پارامتر	تنظیمات	توضیحات
iy	100	تعداد نقاط شبکه در جهت y
jx	100	تعداد نقاط شبکه در جهت x
kz	18	تعداد لایه‌ها در راستای z (در راستای عمودی)
ds	10	فاصله‌ی نقاط شبکه برحسب کیلومتر
clat	29	مرکز عرض جغرافیایی دامنه‌ی مدل برحسب درجه
clon	57	مرکز طول جغرافیایی دامنه‌ی مدل برحسب درجه
idate1	2006091500	تاریخ شروع شبیه‌سازی
idate2	2007100106	تاریخ پایان شبیه‌سازی

منبع: یافته‌های تحقیق

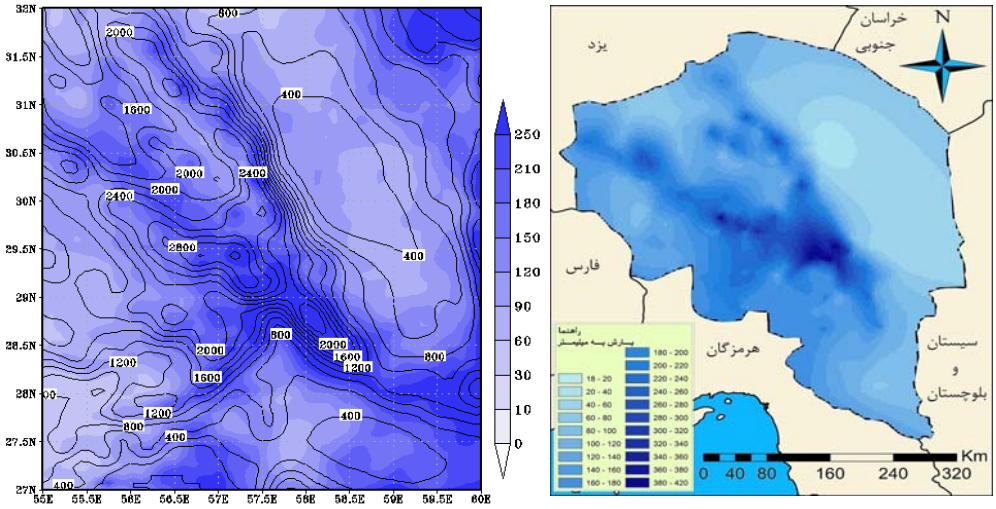
خروجی‌های مدل به صورت نقشه‌های بارش با طول و عرض جغرافیایی ۵ درجه از ۵۵ تا ۶۰ درجه طول شرقی و از ۲۷ تا ۳۲ درجه عرض شمالی (محدوده استان کرمان) تحلیل شدند. برای بررسی مقادیر عددی بارش، چند محدوده کوچک‌تر با توجه به نقاط ارتفاعی استان و محل تغییرات عمده بارش بین دو حالت شبیه‌سازی انتخاب و مقادیر بارش آن‌ها استخراج گردید. این محدوده‌ها به‌عنوان معرف سه منطقه در نظر گرفته شدند که به ترتیب عبارت‌اند از: ۱- ارتفاعات شرقی، ۲- ارتفاعات مرکزی- غربی و جبال بارز ۳ – چاله لوت. سپس مقادیر عددی بارش برای هر یک از این نواحی استخراج و به عنوان بارش منطقه در نظر گرفته شد (شکل ۲).



شکل ۲. راست: محدوده و توپوگرافی اجرای مرجع مدل و نواحی ۱: ارتفاعات شرقی، ۲: ارتفاعات مرکزی و جبال بارز، ۳: لوت، چپ: شبیه‌سازی حذف ارتفاعات

نتایج و بحث

ابتدا وضعیت بارش استان کرمان با استفاده از داده‌های ایستگاهی در دوره‌های سالانه، فصلی، ماهانه و روزانه بررسی شد و در ادامه نتایج شبیه‌سازی‌ها و تاثیر آن‌ها بر روی مقادیر بارش و تغییرات آن مورد ارزیابی قرار گرفت. همان‌طور که شکل ۳ نشان می‌دهد، کمترین مقدار متوسط بارش برای دوره ذکر شده در این استان بین ۱۸ تا ۲۰ میلی‌متر و مشخصاً برای منطقه دشت لوت و منطقه کم بارش دیگر در جازموریان (٤۰ تا ۸۰ میلی‌متر) را نشان می‌دهد. بیشترین مقادیر بارش ۳۸۰ تا ٤۲۰ میلی‌متر در ارتفاعات مرکزی است. مقایسه نقشه بارش با نقشه پراکندگی ارتفاعات استان رابطه ارتفاعات و تمرکز بارش را نمایان می‌سازد.



شکل ۳. نقشه میانگین بارش حاصل از داده های مشاهداتی (راست)، نقشه بارش خروجی مدل در دوزه سال آبی ۲۰۰۶_۲۰۰۷ (چپ) (بارش به میلیمتر، خطوط ارتفاع به متر)

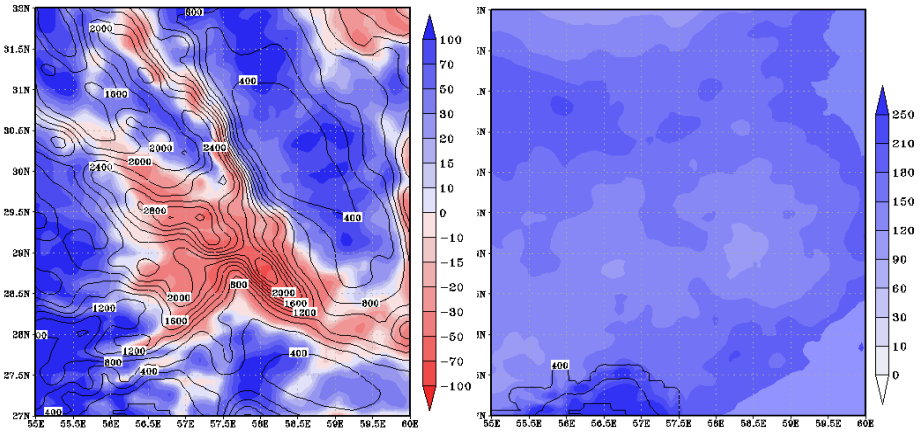
از بین ایستگاه‌های سینوپتیک استان بیشینه دریافت بارش مربوط به ایستگاه‌های بافت و لاله‌زار با ارتفاع ۲۲۸۰ و ۲۷۷۵ متر و به مقدار ۲۴۷ و ۲۰۸ میلی‌متر است. کمترین مقدار بارش را نیز ایستگاه‌های بم و شهداد به میزان حدودا ۵۰ میلی‌متر دریافت می‌کنند. ایستگاه‌های بم و شهداد از جمله شرقی‌ترین ایستگاه‌های استان با واقع‌شدن در جهت پشت به باد (سامانه‌های مرطوب زمستانی) رشته‌کوه‌های جبال بارز و پلوار به‌خوبی اثر ارتفاعات بر کاهش بارش در سمت بادپناه را مشخص می‌کنند.

نتایج آزمون‌های آماری جهت ارزیابی صحت مدل، موید آن بود که بارش برآوری مدل ضریب همبستگی به اندازه ۰/۷۴ با داده‌های ایستگاهی داشته است. خطای مدل در برآود بارش کمی بیش از ۹ درصد بوده و میزان خطای مطلق به اندازه ۱۳/۵۱ میلی‌متر بیش‌برآوردی[1] را نسبت به داده‌های ایستگاهی نشان می‌دهد. بررسی نتایج آزمون‌های آماری و مقایسه نقشه‌های بارش ایستگاهی و بارش شبیه‌سازی شده مشخص کرد که

1- Overestimate

مدل RegCM4.1 جهت به‌کارگیری در پژوهش تا حد زیادی از دقت لازم برخوردار است.

نقشه‌های شکل ۳ هم‌خوانی بالایی را در بارش شبیه‌سازی شده با داده‌های ایستگاه‌هایی نشان می‌دهد. به طوری که الگوی هر دو این نقشه‌ها نشان دهنده پیروی الگوی توزیع بارش از ارتفاعات منطقه است. با توجه به روند شمال‌غربی–جنوب‌شرقی ارتفاعات هسته بیشینه بارش نیز دارای روندی مشابه است. می‌توان دید که بارش در دامنه جنوب‌غربی (در مسیر ورود سامانه‌های بارش‌زا) بیشتر بوده و کمینه بارش در دامنه بادپناه شمال‌شرق که منطبق بر چاله بیابان لوت است، دیده می‌شود. شکل ٤ نقشه برآورد مجموع بارش اکتبر ۲۰۰٦ تا سپتامبر ۲۰۰۷ در شبیه‌سازی بدون ارتفاعات و درصد تغییرات بارش بین دو حالت شبیه‌سازی را نشان می‌دهد.



شکل ٤. برآورد مجموع بارش سالیانه به میلی‌متر در حالت حذف کوه‌های استان کرمان (راست)، درصد تغییرات بارش (چپ) (سال آبی ۲۰۰٦ _ ۲۰۰۷)

همان‌طور که شکل ٤ نشان می‌دهد در حالت حذف توپوگرافی هسته‌های بیشینه بارش که در حالت مرجع منطبق بر توپوگرافی بود به طور کامل حذف شده‌اند. تنها مناطق تمرکز بارش در حاشیه شرقی و ارتفاعات سیستان و بلوچستان تقریباً مشابه

اجرای مرجع است. بیشترین مقدار کاهش بارش در منطقه جبال بارز و ارتفاعات مرکزی مشاهده می‌شود و بعد از آن ارتفاعات غربی حاشیه لوت بیشترین میزان کاهش را دارند. تنها نقاطی که در این نقشه افزایش بارش داشته‌اند، قسمت‌هایی از شرق لوت، غرب جازموریان تا شمال خلیج‌فارس و محدوده مربوط به دشت انار در حاشیه شمال غربی نقشه است. البته افزایش بارش در قسمت‌هایی از لوت و جازموریان چندان چشمگیر نیست و از ۱۰ تا ۳۰ میلی‌متر فراتر نمی‌رود. جدول ۲ مقادیر تغییر بارش را در سه محدوده مورد مطالعه نشان می‌دهد.

جدول ۲. مقادیر بارش برآورد شده در ۳ ناحیه منتخب و تغییرات آن.

شماره محدوده	نام منطقه	بارش (mm)		تفاوت مرجع به حذف توپوگرافی	
		مرجع	حذف توپوگرافی	تفاوت (mm)	تفاوت (٪)
۰	کل محدوده	۱۵۱/۶۳	۱۶۹/۹۴	۱۸/۳۱	۱۲/۰۷
۱	ارتفاعات شرقی	۱۷۷/۴۲	۱۵۷/۱۹	-۲۰/۲۳	-۱۱/۴۰
۲	ارتفاعات مرکزی غربی و جبال بارز	۲۴۴/۲۲	۱۴۴/۳۶	-۹۹/۸۶	-۴۰/۸۹
۳	لوت	۶۷	۱۴۷/۷۹	۸۰/۷۹	۱۱۸/۸۰

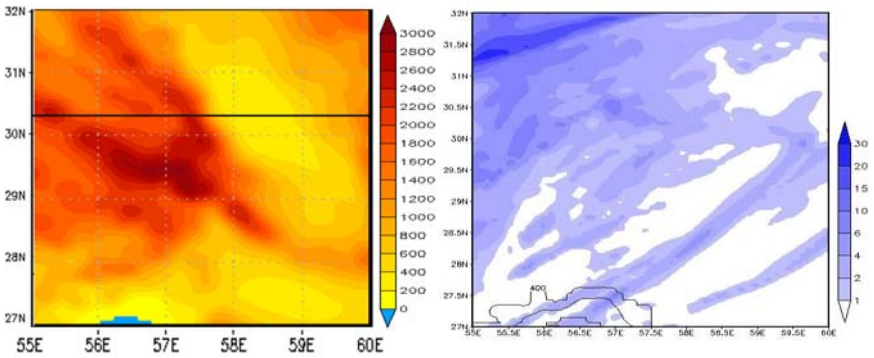
منبع: یافته های تحقیق

در شبیه‌سازی مرجع، برآورد بارش مدل ۱۵۱ میلی‌متر است که نزدیک به میانگین سالانه بارش منطقه می‌باشد. در شرایط عدم وجود ارتفاعات، این مقدار به حدود ۱۷۰ میلیمتر (۱۲ درصد) افزایش می‌یابد. رقم پایین این افزایش در واقع نشان‌دهنده توزیع متفاوت بارش در صورت حذف ارتفاعات است. با حذف توپوگرافی منطقه ارتفاعات شرقی کاهش ۲۰ میلیمتری (۱۱ درصد) را در بارش نشان می‌دهد. در ارتفاعات غربی، مرکزی و جبال بارز مقدار کاهش بیشتر است، کاهش این محدوده نزدیک به ۱۰۰ میلیمتر (٤٠ درصد) برآورد شده است. مقدار بارش لوت در برآورد شرایط مرجع مدل، ٦٧ میلی‌متر است که با افزایشی زیاد در حدود ۱۵۰ میلی‌متر در صورت نبود ارتفاعات

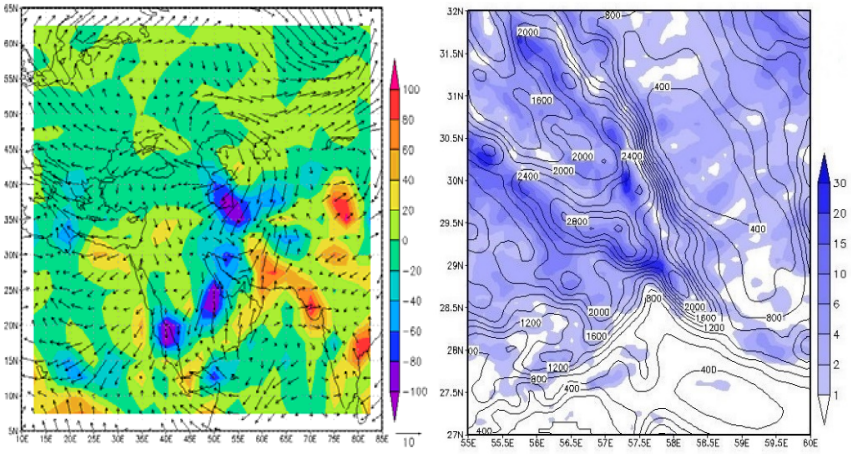
مواجه شده است. در مجموع، ارقام جدول ۲ نشان می‌دهند که توزیع فضایی بـارش در محدوده شبیه‌سازی در صورت نبود ارتفاعات، یکنواخت‌تر می‌شود، اما در میانگین کلی منطقه تغییر زیادی حاصل نمی‌گردد.

همان‌طور که بیان گردید به منظور بررسی دقیق‌تر ساز و کار اثر کوهستان بر بارش، یک مورد بارش فراگیر در ماه مارس ۲۰۰۷ مورد بررسی قـرار گرفـت. همچنـین بـرای آشکارسازی اثر کوهستان بر روی سرعت عمودی جـو نیمـرخ قـائم، مقـادیر امگـا در ترازهای ۱۰۰۰ تا ٤۰۰ هکتوپاسکال بر روی ارتفاعات رسم گردید. در این نیمرخ، یـک نمودار خطی از تغییرات امگای سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال برای درک بهتـر ترسـیم شـده است (شکل ۵).

همان‌طور که در شکل ٦ قابل رویت است، هسته بیشینه بارش در این مورد بارشـی همانند نقشه مجموع بارش سالیانه بر ارتفاعات منطبق است. از طرف دیگر کمینه بارش نیز بر دشت لوت منطبق است که در دامنه بادپناهی این کوهستان‌ها قرار می‌گیرد. نقشـه جریان رطوبت در این دوره بیانگر تزریق رطوبت دریای عرب به سامانه همدیدی است و با توجه به اینکه جریان رطوبت از جنوب غرب به سمت شمال است، جریان رطوبت به طور مستقیم با ارتفاعات برخورد کرده و سبب تخلیـه رطوبـت در دامنـه رو بـه بـاد کوهستان شده است.



شکل ۵. راست : شبیه‌سازی مجموع بارش مدل (میلیمتر) برای حالت حذف توپوگرافی برای روزهای ۲۸تا ۳۱ مارس ۲۰۰۷، چپ : نقشه محل پروفیل عمودی جو بر روی ارتفاعات استان کرمان

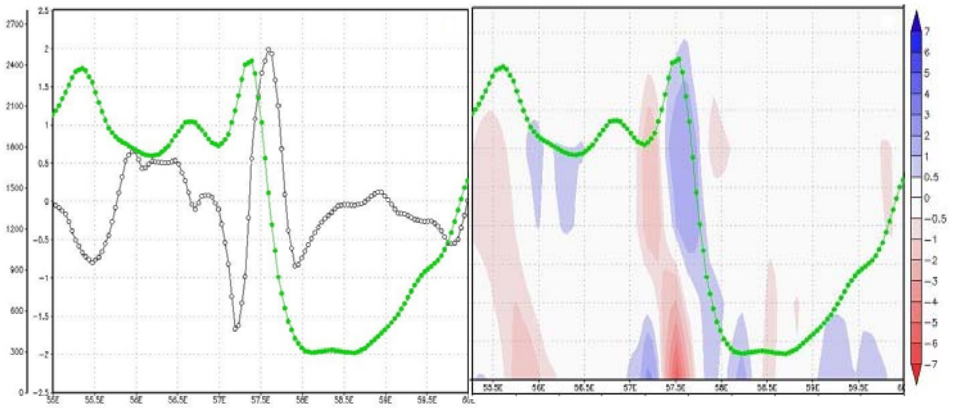


شکل ٦. راست : نقشه مجموع برآورد بارش مدل (میلیمتر)، چپ : نقشه متوسط وزش رطوبت طی روزهای ۲۸ تا ۳۱ مارس ۲۰۰۷

نقشه سمت شکل ۵، اثر سامانه بارشی در صورت نبودن ارتفاعات را نشان می‌دهد. مقایسه نقشه بارش شکل های ۵ و ٦ نشان دهنده تغییرات وسیع در الگوی بارش منطقه بعد از حذف توپوگرافی می‌باشد. خروجی مدل نشان می‌دهد که بارش بعد از حذف توپوگرافی، از نظر توزیع فضایی الگوی یکنواخت‌تری داشته است. نقاط بیشینه بارش که در حالت مرجع منطبق بر بلندی‌ها بود، حذف گردیده و توزیع بارش الگویی جدید به خود گرفته است (کمینه بارش در حاشیه جنوب شرقی و با پیش‌روی به سمت شمال‌غرب بر میزان بارش افزوده می‌شود).

در شکل ۷ (نمیرخ سمت راست)، تغییرات امگای سطح ۸۵۰ هکتوپایکال روزهای ۲۸ تا ۳۱ مارس را نشان می‌دهد. اثر کوهستان و دامنه‌های غربی ارتفاعات استان کرمان در صعود هوا، با مقادیر امگای منفی بین ۰.۵- تا ۲- مشخص است. در ناحیه دشت‌های مرتفع بعد از ارتفاعات، هوا شرایط صعود نداشته است. در کوهستان شرقی که منطبق با رشته‌کوه پلوار است، در دامنه رو به باد در تمام سطوح جو مقادیر منفی زیاد و صعود شدید هوا مشاهده می‌شود. این صعود در سطوح بالا تا نزدیک قله با

مقادیر امگای ۰.۵- تا ۲- و در سطوح پایین با مقادیر شدیدتر تـا ٦- ادامـه دارد. نـزول هوا و مقادیر مثبت امگا در سطوح بالا و از قله تا اواسط دامنه پشت به باد ادامه دارد.



شکل ۷. نیمرخ تغیرات سرعت قائم جو (۱۰۰×) سطح ۱۰۰۰ تا ٤۰۰ ه.پ (راست)، نمودار سرعت قائم جو (۱۰۰×) سطح ۸۵۰ ه.پ روزهای ۲۸ تا ۳۱ مارس (چپ) (خطوط سبز ارتفاع هستند)

نتیجه‌گیری

با توجه به نقش غیرقابل چشم‌پوشی ریزش‌های جوی از نظر تأمین منابع آب مـورد استفاده جوامع انسانی و واقع‌شدن کشور ایران در کمربند کم‌بـاران زمـین، پـژوهش در زمینه بارش ایران همواره یکی از اولویت‌ها برای محققین علوم جوی قرار بـوده اسـت. اغلب محققیق علاوه بر قرارگیری در کمربند خشک، علـت خشـکی ایـران مرکـزی را احاطه شدن آن توسط دیوارهای بلند کوهستانی می‌دانند. با توجه به اینکه امکان مطالعه عدم وجود توپوگرافی در حالت عادی میسر نیست، در این پژوهش به منظور تعیین اثر توپوگرافی بر میزان کاهش بارش در ناحیه لوت از مدل سازی اقلیمی کمک گرفته شد. نتایج شبیه‌سازی مرجع نشان داد که برآورد بـارش مـدل ۱۵۱ میلـی‌متـر و نزدیـک بـه میانگین مشاهداتی منطقه بوده اسـت. بـارش بـرآوردی بـا همبسـتگی ۷٤/. نسـبت بـه داده‌های ایستگاهی تا حد زیادی از دقت لازم جهت به‌کارگیری در پژوهش برخـوردار

است. الگوی توزیع بارش بر خطوط منحنی میزان منطبق است. به طوری که بیشینه بارش در بلندترین نقاط ارتفاعی کوهستان‌ها رخ داده و میانگین آن برای ارتفاعات شرقی و مرکزی-غربی به ترتیب ۱۷۷.۴۲ و ۲۴۴.۲۲ بوده و کمینه بارش نیز منطبق بر ناحیه پست لوت با میانگین بارش سالیانه کمتر از ۷۰ میلیمتر قرار گرفته است. وجود هسته‌های پربارش بر روی دامنه‌های غربی در نقشه‌های پراکندگی، با توجه به اینکه اغلب سیستم‌های بارش‌زا در این منطقه مسیر جنوب غربی شمال شرقی دارند، نشان می‌دهد که تخلیه رطوبت سامانه‌ها در دامنه رو به باد انجام می‌گیرد.

در شبیه‌سازی حذف توپوگرافی، میزان بارش کل منطقه ۱۶۹.۹۴ میلی‌متر برآورد شده که افزایش قابل چشم‌پوشی ۱۲.۰۷ درصدی را نشان می‌دهد. همچنین، این شبیه-سازی کاهش را در مقادیر بارش مناطق مرتفع هموار شده نشان داد. با این کاهش، در ارتفاعات شرقی مقدار بارش از ۱۷۷.۴۲ به ۱۵۷.۱۹ میلی‌متر (۱۱.۰۴ درصد) و در ارتفاعات مرکزی-غربی از ۲۴۴.۲۲ به ۱۴۴.۳۶ میلی‌متر (۴۰.۸۹ درصد) برآورد شده است. مقدار بارش در ناحیه بیابان لوت که در شرایط مرجع ۶۷ میلی‌متر بوده با افزایش ۱۰۰ درصدی، به۱۴۸ میلیمتر رسیده است.

در مجموع بارش شبیه‌سازی شده در شرایط حذف توپوگرافی، توزیع یکنواخت تر فضایی بارش را نشان می‌دهد. بنابراین حذف توپوگرافی و دیواره کوهستانی سبب باز شدن مسیر ورود رطوبت به ناحیه لوت و افزایش بارش در این ناحیه، تا بیش از ۱۰۰ درصد می‌شود. شبیه‌سازی حذف توپوگرافی نشان می‌دهد که در صورت عدم وجود ارتفاعات، با توجه به میانگین‌های بارش (۱۶۹ کل منطقه، ۱۵۷ ارتفاعات شرقی، ۱۴۴ ارتفاعات مرکزی-غربی و ۱۴۷ ناحیه لوت) شرایط فراخشک ناحیه لوت تعدیل می‌شود، اما شرایط خشک در تمام سطح منطقه گسترش می‌یابد.

بنابراین بیابان لوت که به‌طور ذاتی یک منطقه خشک حاصل از گردش عمومی جو است با واقع شدن در سایه‌باران ارتفاعات استان کرمان و تاثیر این ارتفاعات بر روی

سرعت قائم جو و صعود اجباری و تخلیه رطوبتی، در تشدید شرایط خشکی آن تاثیر داشته و آن را به منطقه‌ای فراخشک تبدیل کرده است.

همچنین قابل ذکر است که نتایج حاصل از پژوهش حاضر با برخی تحقیقات انجام شده در این زمینه همسو است. پژوهش‌گران سلطان‌زاده و همکارانش (۱۳۸٦) به این نتیجه دست یافتند که در صورت حذف رشته‌کوه زاگرس، به‌واسطه ورود جریان‌های مرطوب‌تر به مرکز ایران، می‌توان شاهد بارش بیشتر در مرکز و شرق ایران بود. در پژوهش حاضر نیز با حذف تمامی ارتفاعات محدوده مدل که قسمت‌هایی از ارتفاعات زاگرس را شامل می‌شد، بارش در شرق محدوده افزایش داشته است. مرادی و همکاران (۱۳۸۷) نیز به این نتیجه رسیدند که پتانسیل بارش سامانه‌ها در هنگام برخورد با بخش غربی زاگرس به سبب افزایش جریانات بالاسوی ناشی از اثر کوه و نیز همگرایی جریان‌های مرطوب روی ارتفاعات غربی افزایش می‌یابد. بررسی میدان‌های سرعت قائم جو نشان داد که دامنه‌های غربی و رو به باد استان در برخورد سامانه‌های بارشی موجب صعود هوا، تراکم و ایجاد هسته‌های بارش بر روی ارتفاعات می‌شود. علیزاده و همکاران (۱۳۸۵) با استفاده از مدل MM5، تأثیر رشته‌کوه البرز در تقویت سامانه‌های همدیدی در نواحی پشت به باد آن بررسی کردند که نتایج نشان دهنده افزایش سرعت قائم در پشت به باد کوه بوده و در برخی نقاط نیز سرعت قائم کاهش یافته که بستگی به عواملی نظیر تبعیت انتشار شارش‌ها از الگوی ناهمواری‌ها، طول موج امواج لی و آزاد شدن گرمای نهان دارد. بررسی سرعت قائم، نشان داد که در اکثر دامنه‌های پشت به باد این مولفه افزایش می‌یابد و در برخی نقاط نیز کاهش را نشان می‌دهد. همچنین پژوهش ایشان رابطه خوبی بین عامل ارتفاع و مقدار بارش در عبور سامانه بارشی را نشان داد که این موضوع نیز با نتایج پژوهش حاضر در یک راستاست.

منابع

بیات، عبدالحلیم (۱۳۹۰)، مطالعه نقش کوه‌های البرز در توزیع بارش کرانه خـزری، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد.

ترکمن سرابی، مسعود (۱۳۷۱). مطالعه بر همکنش سیسـتم‌هـای همدیـدی جنـوب غربی با مناطق کوهستانی زاگرس (زاگرس مرکزی)، پایانامه کارشناسی ارشـد، موسسـه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

خسروشاهی، محمد، عهدیه کالیراد و حمید حسینی‌مرندی، (۱۳۹۰)، مقایسه قلمـرو بیابان‌های اقلیم‌شناسی و زمین‌ساختی ایران، فصل‌نامه علمی-پژوهشی تحقیقات مرتـع و بیابان ایران، جلد ۱۸، شماره ۲، صص ۳۳٦-۳۵۲،

خلج، علی (۱۳۸۱) تحلیلی بر تاثیر رشته‌کوه زاگـرس روی سیسـتم‌هـای همدیـدی موثر بر اقلیم ایران مرکزی، رساله دکتری جغرافیای طبیعی (گرایش آب و هواشناسـی)، دانشگاه تربیت مدرس.

زرین، آذر (۱۳٦۸) تحلیل پرفشار جنب‌حاره تابستانه بر روی ایران، رسـاله دکتـری دانشگاه تربیت مدرس.

زرین، آذر، فهیمه محمدی و ایمان بابایان، (۱۳۹٤)، کارایی مدل اقلیمـی RegCM4 در شبیه‌سازی بارش دوره سرد استان فارس، مطالعه موردی دوره ۱۹۹۰-۲۰۱۰، فیزیک زمین و فضا، دوره ٤۱، شماره ۳، صص ۵۱۱-۵۲٤.

سلطان‌زاده، ایمان، فرهنگ احمدی گیوی و پرویز ایران‌نژاد، (۱۳۸٦)، بررسی سه ماه تأثیر رشته‌کوه‌های زاگرس با استفاده از مدل منطقه‌ای RegCM، مجله فیزیـک زمـین و فضا، جلد ۳۳، شماره ۱، صص ۳۱-۵۰.

علیجانی، بهلول (۱۳۸۵)، اقلیم‌شناسی ایران، چاپ دوم، انتشارات پیام نور.

علیزاده، امید، مجید آزادی و عباسعلی علی‌اکبری بیـدختی، (۱۳۸۷)، بررسـی نقـش رشته‌کوه البرز در تقویت سامانه‌های همدیدی، مجلـه فیزیـک زمـین و فضـا، دوره ۳٤، شماره ۱، صص ۹-۲٤.

گلزاری پرتو، لیلا، (۱۳۹٤) شبیه‌سازی اثر خشک‌شدن دریاچه اورمیه بر بارش منطقه شمال‌غرب ایران، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره چهاردهم، صص ۱۳۷-۱٤۷.

مرادی، محمد، امیرحسین مشکواتی، مجید آزادی و عباسعلی علی‌اکبری بیدختی، (۱۳۸۷)، نقش تاوایی پتانسیلی هم‌ارز و تر در مسیریابی سامانه‌های سودانی ، نیوار، بهار و تابستان ، صص ۵۲-۳۳.

مرادی، محمد، امیرحسین مشکواتی، مجید آزادی و عباسعلی علی‌اکبری بیدختی (۱۳۸٦). بررسی تحلیلی شارش هوای روی کوهستان، مجلهٔ فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۳،شماره ۱، صص ۱۳۵-۱۵۵

مسعودیان، سید ابوالفضل و محمدرضا کاویانی، (۱۳۸۵)، اقلیم‌شناسی ایران، انتشارات دانشگاه اصفهان، چاپ اول، صص۵-۱

میرزایی ابراهیم، آزادی مجید و علیرضا محب‌الحجه (۱۳۸۳)، مطالعه کمی اثر خلیج فارس و دریای عمان در تغذیه رطوبتی سامانه‌های همدیدی در ایران با استفاده از مدل اقلیمی RegCM3، نهمین کنفرانس دینامیک شاره‌ها

Adeniyi, M., 2014, Sensitivity of different convection schemes in RegCM4 for simulation of precipitation during the Septembers of 1989 and 1998 over West Africa, Theoretical and Applied Climatology, 115, 305-322, DOI 10.1007/s00704-013-0881-5.

Atkinson, B. W., 1989, Meso Scale Atmospheric Circulations. Academic Press. 495.

Barry. Roger G, 2008. Mountain Weather and Climate, Cambridge University Press, Cambridge, UK. ISBN 978-0-521-86295-0. xxiv + 506 pp.21

Basit, A., Shoaib, R., Irfan, N. and Avila, R., 2012, Simulation of Monsoon precipitation over South-Asia using RegCM3, International Scholarly Research Network (ISRN) Meteorology, 201, 1-14.

Hobbs, P.V., Honze, R., Matejka, T., 1975, The dynamical and microphysical structure of an occluded frontal system and its modification by orography, J.Atmos.Sci, 32: 1542-1562.

Laity. Julie, 2008. Deserts and desert environments, John Wiley & Sons, Inc., Publication.

Peterson, T.C., Grant, L.O., Cotton, W.R., Rogers, D., 1991. The effect of

decoupled low-level flow on winter orographic clouds and precipitation in the Yampa River Valley. J. Appl. Meteorol. 30: 368–386.

Reynolds, D.W., Denis, A.S., 1986, A review of the Sierra Cooperative pilot project, American Meteorological Society, 67: 513-523.

Simpson. Joanne, 1988: A Proposed Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Satellite. Bull. Amer. Meteor. Soc., 69, 278–295.

Whiteman. David, Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications, Oxford University Press, 2000, p 26.