

مدلسازی وردایی زمانی - مکانی بارش فصلی در ایران مرکزی

کمال امیدوار^۱، استاد آب و هواشناسی، دانشگاه یزد، یزد ایران
رضا ابراهیمی، دکتری مخاطرات آب و هوایی، دانشگاه یزد، یزد، ایران
عباسعلی داداشی رودباری، دانشجوی دکتری آب و هواشناسی شهری، دانشگاه شهید بهشتی، تهران،
ایران

چکیده

روابط بین بارش-ارتفاع را می توان به عنوان یک دستاورد مهم برای مطالعات بارش-رواناب و مدیریت حوضه های آبریز بخصوص در مناطق خشک و نمیه خشک که شکنندگی بالایی دارند قلمداد کرد. در پژوهش پیش رو به مدلسازی وردایی زمانی-مکانی فصلی بارش-ارتفاع در ایران مرکزی پرداخته شد. به این منظور داده های پایگاه داده-بارش آفرودیت برای یک دوره ۳۰ ساله (۱۹۷۷-۲۰۰۷ میلادی) مبتنی بر DEM با تفکیک مکانی ۳۰ متر با استفاده از دو مدل حداقل مربعات معمولی (OLS) و رگرسیون وزن دار جغرافیایی (GWR) مورد ارزیابی قرار گرفتند. ارزیابی دو مدل حاضر نشان داده است که مدل رگرسیون وزن دار جغرافیایی (GWR) بهتر می تواند روابط بارش-ارتفاع را در ایران مرکزی توضیح دهد. همچنین مشخص گردید که افزایش ضریب R^2 برای مدل حداقل مربعات معمولی (OLS) بخصوص در فصل بهار ناشی از همرفت و تشدید پدیده کوهبارش بوده است. کمبود بارش در ایران مرکزی را می توان در دو رسته بنیادین جای داد: ۱- حاکمیت پرفشار جنب حاره در دوره گرم سال و ۲- آورده های سامانه های غربی به جهت سایه بارش زاگرس سهم چندانی برای مناطق ایران مرکزی ندارد لذا فارغ از فقر بارش محتوای رطوبت هواسپهر این منطقه از ایران بسیار اندک است. بارش در ایران مرکزی دارای ساختار فضایی بوده و رفتار خوشه ای از خود نشان می دهد. همچنین مشخص گردید در ایران مرکزی بیشینه بارشی در بیشینه ارتفاعی حادث نمی شود و بیشینه و کمینه رابطه بارش-ارتفاع در ایران مرکزی بترتیب در پیش باد و پشت باد اتفاق می افتد.

کلمات کلیدی: بارش فصلی، خودهمبستگی فضایی، رگرسیون وزن دار جغرافیایی، ایران مرکزی.

مقدمه

دگرذیسی آب و هوایی را می‌توان با پایش دو فراسنج بارش و دما ردیابی نمود که بارش از اهمیت بیشتری برخوردار است (اسکات^۱ و همکاران، ۲۰۱۶). دگرگونی الگوهای بارشی می‌تواند منطقه تحت تاثیر خود را به سیل و خشکسالی سوق دهد (توشی^۲، ۲۰۰۴). بنابراین وردایی مکانی-زمانی سری زمانی بارش از هر دو نقطه نظر عملی و علمی مهم و قابل توجه است این مهم زمانی نمود عینی تری می‌باید که مناطق خشک و نیمه خشک را مورد مطالعه قرار دهیم.

الگوهای فضایی بارش یک اصل بنیادین در مدل سازی هیدرولوژیکی، کشاورزی و مدیریت آب و خاک بسیار شایان توجه هستند. بسیاری از مطالعات به اهمیت فضایی-زمانی بارش توجه نموده اند (فینر و آئورسوالد^۳، ۲۰۰۹؛ حیل^۴ و همکاران، ۲۰۰۹) و ثابت کرده اند که عامل مکان نقش تعیین کننده ایی بر کیفیت پیش بینی رواناب و مدیریت ریسک منطقه ایی دارد (شوورمانز و بیرکنز^۵، ۲۰۱۶). از لحاظ فراوانی بیشتر مطالعات انجام شده در خصوص بارش بر الگوهای زمانی متمرکز شده اند (بستان و آکیورک^۶، ۲۰۰۹). اما آنچه تاثیر شایان توجهی بر وقوع بارش در یک منطقه و عواقب بعد از آن خواهد داشت ناهمگنی فضایی منطقه مورد تاثیر خواهد بود که تاثیر چند سویه ایی بر شرایط وقوع و بعد از وقوع بارش خواهد داشت (سروشیان، ۲۰۰۰).

شناخت، برآورد و پیش بینی الگوهای مکانی مقدار بارش به طور بالقوه برای پیشبرد برنامه های کشاورزی، مدیریت منابع آب، پیشگیری از سیلاب، تغذیه آبهای زیر زمینی، مدیریت منابع طبیعی، صنعت و اقتصاد ملی حائز اهمیت است.

داده‌های یاخته ایی بارش روزانه که با وضوح فضایی بالا تولید و توسعه داده شدند

¹ Scott

² Tošić

³ Fiener & Auerswald

⁴ Haile

⁵ Schuurmans & Bierkens

⁶ Bostan & Akyürek

نقش بسزایی در ارزیابی وردایی زمانی- مکانی تغییرات بارش در مناطقی که ایستگاه اندازه‌گیری ندارند و یا اینکه پراکنش مناسبی از آنها در دست نیست دارند (گریسون و بلوشل^۱، ۲۰۰۱؛ شی^۲ و همکاران، ۲۰۰۷). از سوی دیگر داده‌های ماهواره‌ای با توجه به تورش زیاد فضایی-زمانی نمی‌تواند پاسخی به بهنجار به تغییرات این پیچیده‌ترین فراسنج اقلیمی دهند؛ لذا مناسب‌ترین راهبرد به منظور ارزیابی بارش در مکان‌هایی که ایستگاه اندازه‌گیری با تفکیک مکانی و همچنین دوره زمانی مناسبی ندارند پایگاه‌های داده- بارش باز تحلیل شده می‌باشد (آدلر^۳ و همکاران، ۲۰۰۳؛ شی^۴ و همکاران، ۲۰۱۱). مطالعات بسیاری به توزیع مکانی-زمانی بارش و سنجه‌های مرتبط با آن پرداختند که در این بین سنجه‌های ارتفاع (باسیست^۵ و همکاران، ۱۹۹۴؛ علیجانی^۶، ۲۰۰۸) موقعیت جغرافیایی (اوتلی و کامبرلین^۷، ۲۰۰۶)، شیب (باسیست و همکاران، ۱۹۹۴)، وجه شیب (کنراد^۸، ۱۹۹۶؛ علیجانی، ۲۰۰۸) نزدیکی به منابع رطوبتی و قرار گرفتن در مسیر سامانه‌های بارشی (هایوارد و کلارک^۹، ۱۹۹۶) بیش از سایر سنجه‌ها مورد ارزیابی قرار گرفتند. شناسایی ویژگی‌های توپوگرافی و تغییرات مکانی، فصلی و سالانه بارش می‌تواند نقش تعیین‌کننده‌ای در تغییرات مکانی بارش و رفتار حاکم بر آن داشته باشد. برونسدون^{۱۰} و همکاران (۲۰۰۱) به پراکنش فضایی میانگین بارش-ارتفاع در پرداختن نتایج کار آنان نشان داد که بیش‌ترین بارش مبتنی بر برونداد مدلسازی ارتفاعی ۱۲۵۰ میلی‌متر و کمترین مقدار نیز ۶۰۰ میلی‌متری متر اتفاق می‌افتد.

¹ Grayson & Blöschl

² Xie

³ Adler

⁴ Xie

⁵ Basist

⁶ Alijani

⁷ Oettli & Camberlin

⁸ KONRAD

⁹ Hayward & Clarke

¹⁰ Brunson

بستان و آکیورک^۱ (۲۰۰۹) به بررسی تغییرات فضایی زمانی و مکانی بارش در کشور ترکیه پرداختند. نامبردگان در این پژوهش از روش‌های رگرسیون وزن دار جغرافیایی و حداقل مربعات معمولی برای مدلسازی بارش استفاده کردند. نتایج پژوهش آنان نشان داد رابطه بارش با دما با $0/68$ تبیین شده است.

ال احمدی^۲ (۲۰۱۳) در پژوهش به مدلسازی رابطه بارش-ارتفاع در عربستان سعودی پرداختند. نامبردگان در این پژوهش با استفاده روش‌های آمار فضایی GWR و OLS بارش و ارتفاع را در عربستان مدلسازی کردند. از پژوهش‌های دیگر می‌توان لوید^۳ (۲۰۱۰)، شارما^۴ و همکاران (۲۰۱۱)، استاب^۵ و همکاران (۲۰۱۴)، مازانو آگالیار^۶ (۲۰۱۴) اشاره کرد.

تاکنون تمامی پژوهش‌های انجام شده در سطح کشور تنها به استفاده و ارائه مدل‌های آمار کلاسیک برای بررسی بارش-ارتفاع پرداختند از جمله می‌توان به پژوهش علیجانی (۱۹۹۵) اشاره کرد. وی نقش کوه‌های البرز را در توزیع بارش مطالعه نمود و نتیجه گرفت که مقدار بارش در البرز با ارتفاع، رابطه معکوس دارد و افزایش فاصله از ساحل و دریا مقدار بارش کاهش می‌یابد.

ذولفقاری و ساری صراف (۱۹۹۸) در مطالعه بارش‌های شمال غرب نشان داده‌اند که بارش حوضه ارس بیشتر از بارش حوضه دریاچه ارومیه از عامل ارتفاع متاثر است. مطالعه حاضر ضمن کاربست نقاط قوت مطالعات پیشین بارش-ارتفاع در کشور نقاط ضعف آنها (استفاده از روش‌های کلاسیک) را پوشش داده و سعی بر آن دارد تا بتواند ضمن معرفی روش‌های بهینه آماری بارش را در ایران مرکزی بشکلی موثرتر مدلسازی نماید.

¹ Bostan & Akyürek

² Al-Ahmadi

³ Lloyd

⁴ Sharma

⁵ Staub

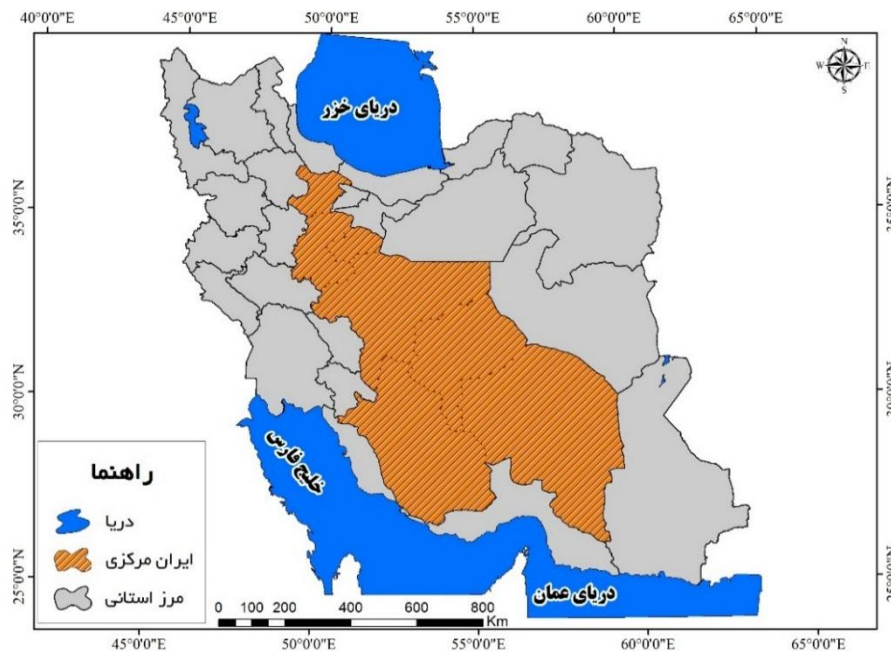
⁶ Manzano-Agugliaro

یک مسئله جالب توجه در مورد بارش و تغییرات مکانی آن که کمتر در ایران و مناطق خشک داخلی آن به جهت نبود ایستگاه کافی از یک سو و دوره آماری کوتاه مدت آن ایستگاه ها از سوی دیگر صورت پذیرفته است مدلسازی رفتار مکانی بارش با تاکید بر بازخوردهای اقلیمی و تغییرات آن بوده است؛ لذا پژوهش پیش رو به مدلسازی مکانی بارش با توپوگرافی در ایران مرکزی پرداخته است. که نتایج آن به جهت مطالعات کشاورزی، هیدرولوژیکی، حفاظت منابع آب و خاک و پوشش گیاهی حائز اهمیت خواهد بود.

داده‌ها و روش‌ها

ایران مرکزی به محدوده‌ای گفته می‌شود که از شمال توسط کوه‌های البرز، از غرب و جنوب توسط رشته‌کوه زاگرس و از شرق توسط کوه‌های پراکنده خراسان محدود می‌شود. بخش اعظم ایران مرکزی آب و هوای گرم و خشک دارد که در ارتفاعات ملایم‌تر و مرطوب‌تر است. در این پژوهش هفت استان قزوین، قم، مرکزی، اصفهان، یزد، فارس و کرمان گزینش شدند که در شکل (۱) نیز ارائه شده است.

به رقم وجود ایستگاه‌های باران سنجی، اقلیمی و همدید ایران مرکزی به جهت اینکه اکثر این ایستگاه‌ها تازه تاسیس هستند و آمار چندان مناسبی را در اختیار پژوهشگران قرار نمی‌دهند و از سوی دیگر بیشتر این ایستگاه‌ها که آمار بیشتر از ۳۰ سال دارند (حدود ۱۰ ایستگاه همدید) در مناطق شهری قرار گرفته‌اند و در ارتفاعات و کویرهای داخلی ایران یا ایستگاهی وجود ندارد و یا در صورت وجود آمار مناسبی ندارد. لذا به منظور برون رفت از مشکل حاضر در این مطالعه به منظور مدلسازی وردایی زمانی- مکانی فصلی بارش ۳۰ سال اخیر از پایگاه داده- بارش یاخته‌ای آفرودیت استفاده شده است.



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه

داده‌های این پایگاه با بازه مکانی خاورمیانه و جنوب شرق آسیا و بازه زمانی ۱۹۵۱/۱/۱ تا ۲۰۰۷/۱۲/۳۱ میلادی و تفکیک مکانی 0.25×0.25 و 0.5×0.5 درجه قوسی در تارنمای اینترنتی موسسه مربوطه^۱ موجود می‌باشند (مسعودیان^۲ و همکاران، ۲۰۱۴). در مطالعه حاضر داده‌های منطقه خاورمیانه (APHRO_ME) از آخرین محصول پایگاه داده آفرودیت تحت عنوان v1101، با قدرت تفکیک 0.25×0.25 درجه قوسی با فرمت ".nc" NetCDF از سایت مربوطه اخذ گردید. با توجه به دوره‌های آماری منتخب با استفاده از قابلیت‌های برنامه‌نویسی در نرم‌افزارهای Grads و Matlab داده‌های ۳۰ ساله (۱۹۷۷ تا ۲۰۰۷) میلادی به صورت روزانه از کل داده‌های (APHRO_ME) انتخاب شد. سپس با استفاده از قابلیت‌های نرم‌افزار ArcGis یاخته‌های مربوط به گستره ایران مرکزی

¹ <http://www.chikyu.ac.jp/precip/index.html>

² Masoodian

استخراج گردید که آرایه ای به ابعاد 818×10962 بدست آمده است در این آرایه ۸۱۸ معرف تعداد یاخته های $0/25 \times 0/25$ درجه قوسی در ایران مرکزی و 10962 معرف تعداد روزهای مورد مطالعه می باشد. با توجه به اینکه داده های مزبور در گستره $0/25 \times 0/25$ درجه قوسی می باشند و این تفکیک مکانی نمی تواند رفتاری بهنجار از تغییرات مکانی بارش در ایران مرکزی را ارائه دهد؛ بارش روزانه از خروجی پایگاه داده - بارش آفرودیت با استفاده از روش زمین آمار کریجینگ در پهنه ای به ابعاد 15×15 کیلومتر بر منطقه گسترانیده شد (آرایه ای به ابعاد 32225×18250) در نهایت با تبدیل داده های روزانه به داده فصلی آرایه فوق به 32225×5 تقلیل یافت که ۵ معرف چهار فصل سال و مجموعه سالیانه می باشد. تفکیک مکانی حاضر با توجه پیشنهاد مسعودیان و همکاران (۲۰۱۴) و دارند و همکاران (۲۰۱۵) که به واکاوی تغییرات بارش در ایران در دوره های مختلف سال بر اساس دیدبانی های 1437 ایستگاه باران سنجی، اقلیمی و همدیدکشور پرداخته اند گزینش گردید.

برای مدل سازی مکانی وردایی زمانی - مکانی فصلی بارش در ایران مرکزی از مدل های رگرسیون وزن دار جغرافیایی ^۱GWR و حداقل مربعات معمولی ^۲OLS استفاده شد است. مدل (GWR) بجای گسترش پارامترهای معمولی به شناسایی و برآورد یک مدل از طریق رابطه شماره (۱) می پردازد (منیس^۳، ۲۰۰۶؛ فوترینگام^۴ و همکاران، ۲۰۰۱):

$$y_i = \beta_0 + \sum_K \beta_K x_{ik} + \varepsilon_i \quad (1)$$

$$y_i = \beta_0(u_i, v_i) + \sum_k \beta_k(u_i, v_i) x_{ik} + \varepsilon_i \quad (2)$$

در روابط فوق y متغیر وابسته، x_i متغیر مستقل، β_0 و β_1 ضرایبی هستند که باید تخمین زده شوند، ε جزء خطا است، u_i ، v_i طول و عرض جغرافیایی نقطه i ام می باشد

¹ Geographically Weighted Regression (GWR)

² Ordinary Least Squares (OLS)

³ Mennis

⁴ Fotheringham

و $\beta_k(u_i, v_i)$ پیاده‌سازی فاکتور مورد بررسی روی یک سطح پیوسته است منیس، ۲۰۰۶؛ فوترینگام و همکاران، ۲۰۰۱).

مدل رگرسیون وزن دار جغرافیایی یک روش آمار فضایی است که برای مطالعه الگوهای موزن با تغییرات مکانی بالا سازگار شده است. مدل GWR وزن‌های نسبی بیشتری به مشاهدات نزدیک تر و وزن کمتر یا صفر به آن‌هایی که در دور دست هستند، اختصاص می‌دهد. به عبارت دیگر، GWR مشاهداتی را که از لحاظ جغرافیایی نزدیک هستند برای تخمین ضرایب استفاده می‌کند. این شیوه وزن دهی بر اساس این تفکر بنا شده است که مشاهدات نزدیک از لحاظ جغرافیایی بهترین روش برای تخمین ضرایب است. روش GWR نه تنها اثرات موقعیت خود متغیرها را وی متغیر مستقل بلکه اثرات موقعیت‌های همسایگی را نیز در نظر می‌گیرد. این موضوع باعث شده تا دقت این روش نسبت دیگر روش‌های درون یابی (در این مطالعه حداقل مربعات معمولی) به طور معنی‌داری افزایش یافته است.

به منظور تعیین وزن جغرافیایی یک عارضه در مدل (GWR) نیاز به تعیین محاسبه هسته و پهنای باند مدل خواهیم داشت. روش تعیین پهنای باند با سه روش کلی مورد ارزیابی قرار خواهند گرفت که عبارت‌اند از: تابع تعیین‌شده توسط کاربر، به حداقل رساندن تابع اعتباری متقاطع و معیار اطلاعاتی آکائیک (AIC)^۱. برازشی که به طور گسترده از سوی محققین مورد استفاده قرار می‌گیرد معیار اطلاعاتی آکائیک (AIC) می‌باشد (چارلتون^۲ و همکاران، ۲۰۰۹). معیار اطلاعاتی آکائیک (AIC) با استفاده از رابطه شماره (۳) محاسبه می‌شود (هورویچ^۳ و همکاران، ۱۹۹۸):

$$AIC_c = 2n \log_e(\hat{\sigma}) + n \log_e(2\pi) + n \left\{ \frac{n + tr(S)}{n - 2 - tr(S)} \right\} \quad (۳)$$

^۱ Akaike Information Criterion

^۲ Charlton

^۳ Hurvich

موضوع دیگری که در مدل (GWR) باید قبل از برآورد متغیر در نظر گرفته شود؛ نحوه توزیع متغیر اندازه‌گیری شده در فضا می‌باشد. که برای بررسی همبستگی باید از آماره موران استفاده کرد تا مشخص شود که آیا داده‌های به‌صورت خوشه‌ای در فضا پراکنده شده‌اند و یا از الگوی تصادفی پیروی می‌کنند. پس مشخص شدن نوع الگو (الگوی خوشه‌ای) آنگاه می‌توان مدل را اجرا کرد (اسکات و همکاران، ۲۰۱۰). آماره موران (*Moran's I*) به‌صورت رابطه شماره (۴) محاسبه می‌شود:

$$I = \frac{n}{S_0} \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \omega_{i,j} Z_i Z_j}{\sum_{i=1}^n Z_i^2} \quad (4)$$

در آماره موران فرض صفر بیان می‌کند که هیچ نوع خوشه‌بندی فضایی بین مقادیر خصیصه مرتبط با عوارض جغرافیایی موردنظر وجود ندارد. اگر مقدار *P-Value* محاسبه‌شده بسیار کوچک و مقدار *z-score* محاسبه‌شده (قدر مطلق آن) بسیار بزرگ باشد (خارج از حدود اطمینان قرار بگیرد)، آنگاه می‌توان فرض صفر را رد نمود. در مرحله ارزیابی مدل با استفاده از آماره‌های ضریب تعیین^۱ (R^2)، میانگین خطای مطلق^۲ (*MAE*)، میانگین انحراف خطا^۳ (*MBE*) و میانگین مربعات خطا (*RMSE*) که معادلات آن به ترتیب در روابط (۵) تا (۸) مشخص شده‌اند صحت سنجی گردیدند. داده‌های تولیدشده بارش توسط مدل و داده‌های مشاهده‌شده (داده‌های واقعی) مورد ارزیابی قرار گرفتند.

¹ Coefficient of Determination

² Mean Absolute Error

³ Mean Bias Error

$$R^2 = \frac{\left[\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(Y_i - \bar{Y}) \right]^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \quad (5)$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |x_i - Y_i|}{n} \quad (6)$$

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - Y_i)}{n} \quad (7)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{n}} \quad (8)$$

در این روابط X_i و Y_i به ترتیب i امین داده واقعی و شبیه‌سازی شده توسط مدل، \bar{X} و \bar{Y} میانگین کل داده‌های X_i و Y_i در جامعه آماری n تعداد کل نمونه‌های مورد ارزیابی می‌باشند.

نتایج و بحث

پیش از بررسی مدل‌سازی وردایی مکانی-زمانی داده‌های بارش نیاز است که خودهمبستگی فضایی داده‌ها مورد بررسی قرار گیرد و بعد اطمینان از همبستگی مکانی داده‌ها سایر تحلیل‌ها انجام خواهد شد.

خروجی‌های تحلیل خودهمبستگی فضایی موران جهانی، در جدول (۲) ارائه شده است. بر اساس جدول ۲ داده‌های بارش ایران مرکزی در سطح تفکیک‌پذیری مکانی ۱۵×۱۵ کیلومتر دارای خود همبستگی فضایی معنی‌دار مثبت است. مقایسه مقادیر بدست آمده با آستانه معنی‌داری نشان داده است که تمامی مقادیر بدست آمده برای هر پنج دوره در سطح $\alpha = 0.01$ معنی‌دار هستند. بنابراین فرض صفر (H_0) مبتنی بر عدم ارتباط فضایی بارش در ایران مرکزی رد شده و وابستگی فضایی بارش ایران مرکزی تایید

می‌شود. در نتیجه می‌توان اذعان داشت که داده‌های بارش ایران مرکزی دارای ساختار فضایی بوده و به شکل خوشه‌ای توزیع شده‌اند، این بدان معناست که مقادیر بارشی کم و زیاد در ایران مرکزی تمایل به خوشه‌ای شدن در فضا (فضای جغرافیایی ایران مرکزی) را دارند.

بالاترین شاخص موران جهانی با مقدار $0/842328$ مربوط به فصل زمستان بوده است که مبین نظم نسبی بارش در ایران مرکزی می‌باشد از سوی دیگر در فصل تابستان که مقدار شاخص به $0/765631$ رسیده است نشان دهنده بی‌نظمی شدید بارش در منطقه می‌باشد. آماره Z برای هر پنج دوره مورد مطالعه، بالا و بین 23 تا 25 می‌باشد؛ الگوی ساخت یافته فضایی بارش در ایران مرکزی که به شکل نرمال در فضا می‌تواند قابل بسط و بررسی باشد، مقدار $0/001224$ - را می‌بایستی اختیار نماید. این بدان معنی است که اگر بارش به شکل همسان در منطقه توزیع می‌گردید شاخص موران جهانی مقداری برابر با $0/001224$ - را باید نشان می‌داد. تفاوت معنادر شاخص موران مورد انتظار با شاخص موران اندازه‌گیری شده نشان داده است که مقادیر خود همبستگی فضایی محاسبه شده برای هر دوره به شکل حقیقی نوسان می‌نمایند و این مقدار را نمی‌توان ناشی از بزرگی داده‌ها و تغییرات ناشی از حول میانگین دانست.

در جدول (۲) مقادیر محاسبه شده $R2$ و $R2$ تعدیل شده و معیار اطلاعاتی آکائیک (AICc) فصول مورد مطالعه با روش‌های رگرسیون کلاسیک (OLS) و رگرسیون وزن‌دار جغرافیایی (GWR) ارائه شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود در تمامی دوره‌های مورد مطالعه مقادیر $R2$ ، $R2$ تعدیل شده مدل GWR نسبت به مدل OLS بیشتر است و معیار اطلاعاتی آکائیک (AICc) مدل GWR نسبت به مدل OLS کمتر است که این امر نشان‌دهنده کاهش خطا و افزایش دقت در برآورد متغیر وابسته (بارش دوره‌های مختلف) نسبت به متغیر مستقل (ارتفاع) و همچنین بیانگر برتری مدل رگرسیون وزن‌دار جغرافیایی (GWR) در این خصوص هست.

جدول ۱- خروجی آماره موران برای پنج دهه مورد مطالعه بارش ایران مرکزی

ماه	شاخص موران	شاخص موران مورد انتظار	واریانس	z-score	p-value	مفهوم‌سازی رابطه فضایی	روش اندازه‌گیری
بهار	۰/۸۱۳۳۸۸	-۰/۰۰۱۲۲۴	۰/۰۰۱۰۸۴	۲۴/۷۳۷۱۵۸	۰	مربع معکوس فاصله	اقلیدسی
تابستان	۰/۷۶۵۶۳۱	-۰/۰۰۱۲۲۴	۰/۰۰۱۰۷۸	۲۳/۳۵۴۴۶۷	۰	مربع معکوس فاصله	اقلیدسی
پاییز	۰/۸۲۷۹۶۰	-۰/۰۰۱۲۲۴	۰/۰۰۱۰۸۵	۲۵/۱۷۷۳۹۹	۰	مربع معکوس فاصله	اقلیدسی
زمستان	۰/۸۴۲۳۲۸	-۰/۰۰۱۲۲۴	۰/۰۰۱۰۸۲	۲۵/۶۴۲۷۲۴	۰	مربع معکوس فاصله	اقلیدسی
سالیانه	۰/۸۴۰۱۶۹	-۰/۰۰۱۲۲۴	۰/۰۰۱۰۸۴	۲۵/۵۵۸۱۴۱	۰	مربع معکوس فاصله	اقلیدسی

جدول ۲- مقایسه نتایج حاصل از مدل OLS و GWR برای متغیر وابسته (بارش) و متغیر مستقل (ارتفاع)

فصل	GWR		OLS		AICc GWR	AICc OLS
	R ²	R ² تعدیل شده	R ²	R ² تعدیل شده		
بهار	۰/۹۸۰	۰/۹۶۸	۰/۲۲۳	۰/۲۲۲	۵۰۹۹/۸۳	۷۵۰۹/۲۸
تابستان	۰/۹۶۶	۰/۹۴۵	۰/۰۰۸	۰/۰۰۲	۳۰۰۷/۰۹	۵۱۶۵/۶۳
پاییز	۰/۹۸۰	۰/۹۶۸	۰/۰۹۹	۰/۰۹۸	۶۲۵۱/۸۴	۸۷۶۵/۰۹
زمستان	۰/۹۷۷	۰/۹۶	۰/۱۵۵	۰/۱۵۴	۷۳۱۹/۴۵	۹۶۶۰/۷۰
سالیانه	۰/۹۷۷	۰/۹۶۳	۰/۱۶۹	۰/۱۶۸	۸۱۸۵/۷۲	۱۰۵۲۴/۷۹

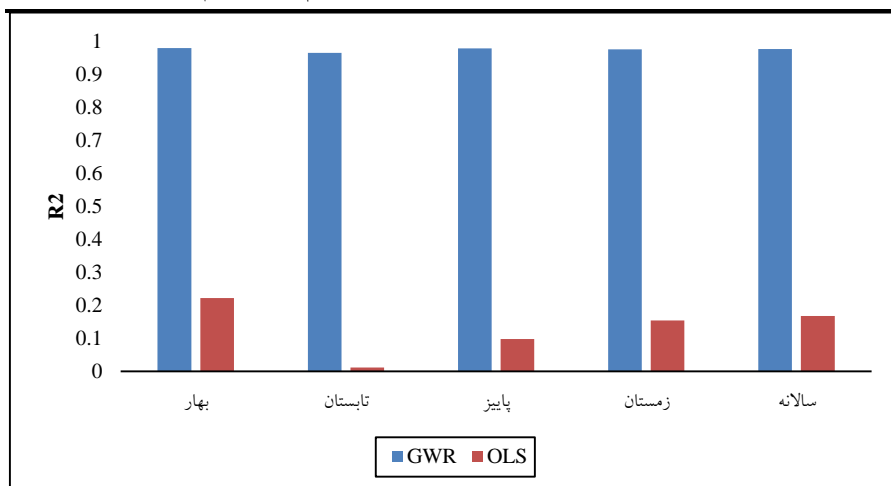
اختلاف نتایج معیاره اطلاعاتی آکائیک (AICc) ارائه شده دو مدل GWR و OLS در محدوده حداقلی و حداکثری ۲۱۵۸/۵۴ و ۲۴۰۹/۴۵ خود شاهدهی قوی از بهینه بودن مدل رگرسیون وزن‌دار جغرافیایی برای برآورد منطقه بارش در حوضه ایران مرکزی است. سپس با استفاده نتایج روش رگرسیون وزن‌دار جغرافیایی (GWR) که در جدول (۳) ارائه شده است و ارتباط معنی‌دار بارش بر پایه مدل رقومی ارتفاع ۳۰ متری ایران مرکزی (DEM)، الگوهای مختلف بارش مبتنی بر روش‌های خودهمبستگی فضایی ترسیم گردید که در ادامه مورد تحلیل قرار می‌گیرند.

جدول ۳- روش رگرسیونی مورد استفاده (GWR) در برآورد منطقه‌ای بارش

مقادیر استاندارد شده باقیمانده ها	AICc GWR	R ² تعدیل شده	GWR R ²	سیگما	توان مؤثر	فصل
۱۱۳۷۴/۸۵	۵۰۹۹/۸۳	۰/۹۶۸	۰/۹۸۰	۴/۷۵۳	۳۱۴/۵۶	بهار
۸۸۰/۸۷	۳۰۰۷/۰۹	۰/۹۴۵	۰/۹۶۶	۱/۳۲۲	۳۱۴/۵۶	تابستان
۴۶۵۱۳/۲۵	۶۲۵۱/۸۴	۰/۹۶۸	۰/۹۸۰	۹/۶۱۲	۳۱۴/۵۶	پاییز
۱۷۱۵۴۹/۷۰	۷۳۱۹/۴۵	۰/۹۶	۰/۹۷۷	۱۸/۴۵۹	۳۱۴/۵۶	زمستان
۴۹۴۶۶۸/۱۰	۸۱۸۵/۷۲	۰/۹۶۳	۰/۹۷۷	۳۱/۳۴۶	۳۱۴/۵۶	سالیانه

در این تحقیق برتری روش رگرسیون وزن دار جغرافیای نسبت به روش رگرسیون حداقل مربعات به اثبات رسیده است؛ ضرایب تعیین دو روش مورد بررسی در نمودار (۱) ارائه شده است.

بر اساس آنچه در نمودار (۱) ارائه شده است مقادیر R^2 منتج شده از دو مدل GWR و OLS بخوبی نشان دهنده برتری مدل GWR نسبت به مدل OLS است. به طور کلی مدل OLS در فصل بهار که بیشینه ضریب تعیین را ارائه داده است تنها ۲۳ درصد از وردایی بارش این فصل را توضیح داده است و بطوریکه در فصل تابستان این مقدار کمتر از ۵ درصد، فصل پاییز کمتر از ۱۰ درصد، فصل زمستان و مجموع سالانه حدود ۱۵ درصد وردایی بارش در ایران مرکزی را توضیح داده است. آنچه در خصوص فصل بهار توجه را به خود جلب می‌نماید افزایش مقدار ضریب R^2 برای مدل حداقل مربعات معمولی است که این مقدار افزایشی پیش از آنکه توجیه آماری داشته باشد دلیل اقلیمی آشکاری برای آن وجود دارد بطوریکه در فصل بهار بارندگی‌ها تا حد زیادی متأثر از سینه کش کوه‌ها بوده که می‌توان از آن با عنوان کوهبارش یاد کرد. از سوی دیگر رخ داد بارش‌های همرفتی که معمولاً در همین فصل از سال و در دامنه‌ها حادث می‌شود دلیل دیگری بر افزایش به یک باره ۰/۲ مقدار ضریب R^2 برای این فصل از سال در ایران مرکزی بوده است.



نمودار ۱- ضرایب تعیین مشتق شده از دو روش GWR و OLS

آماره‌های واسنجی داده‌های مدل سازی شده توسط مدل GWR

جدول (۴) نتایج ارزیابی داده‌های مدل سازی شده توسط مدل GWR را نسبت به مقادیر اندازه گیری را نشان می‌دهند. چهار روش برای ارزیابی دقت مقادیر مشاهده شده و پیش‌بینی شده استفاده شده است که عبارت‌اند از: ضریب تعیین: R^2 ، میانگین مطلق خطا: MAE ، میانگین اریب خطا: MBE و خطای برآورد (ریشه دوم میانگین مربعات): $RMSE$ ؛ که شرح محاسباتی هر یک پیش‌تر ارائه گردید. صحت مدل با آماره MAE تعیین می‌شود که مقدار صفر آن نشان‌دهنده صحت ۱۰۰ درصد است و هر قدر مقدار آن از صفر فاصله داشته باشد حاکی از کم شدن صحت مدل است. معیار ارزیابی MBE بیانگر میانگین انحراف است. این معیار علاوه بر دارا بودن علامت مثبت (بیش برآوردی مدل) و یا منفی (کم برآوردی مدل) مقدار انحراف از مقادیر مشاهده را نیز نشان می‌دهد؛ که برآورد مدل خوب بوده و در آن هیچ‌گونه انحرافی وجود ندارد. معمولاً هر قدر مقدار این دو معیار و همچنین ریشه دوم میانگین مربعات خطا ($RMSE$) کمتر باشد صحت

روش بیشتر است. از نظر تئوری هرگاه این دو معیار برابر صفر شوند نمایانگر این است که مقدار شبیه‌سازی شده یک کمیت دقیقاً برابر مقدار واقعی آن است. چنانچه در جدول (۴) مشاهده می‌شود، مقدار ضریب تعیین در همه موارد از میزان قابل توجهی برخوردار می‌باشد. همچنین مقدار شاخص خطا سنجی نیز نسبتاً پایین می‌باشد که مؤید انطباق نسبی و قابل قبول مقادیر مدلسازی شده توسط مدل GWR و مقادیر اندازه گیری شده است. تفاوت‌های موجود در دقت و صحت داده‌های مدلسازی بارش ناشی از عدم قطعیت به وجود آمده در مدل مورد استفاده می‌باشد.

جدول ۴- بررسی آماره‌های واسنجی پارامترهای بارش اندازه گیری شده و مدلسازی

شده با GWR

آماره‌های واسنجی				فصل
MBE	MAE	RMSE	R ²	
۰/۱۲۰	۲/۰۵۴	۳/۷۲۹	۰/۹۸۱	بهار
۰/۰۱۴	۰/۴۹۱	۱/۰۳۷	۰/۹۶۷	تابستان
۰/۱۴۴	۴/۳۰۱	۷/۵۴۰	۰/۹۸۱	پاییز
۰/۲۰۵	۳/۶۹۱	۷/۴۸۱	۰/۹۷۴	زمستان
۰/۴۸۹	۴/۴۵۸	۸/۳۶۹	۰/۹۷۹	سالیانه

جدول (۵) آماره‌های توصیفی از مقادیر مشاهداتی را در مقابل مقدار متوسط برآورد شده بارش نشان می‌دهد. باید توجه داشت. که تنوع مکانی و الگوی توزیع بارش برآورد شده به خوبی با الگوی مشاهده شده همسو است. با این حال، تغییرات نسبتاً زیاد در میزان کمینه و بیشینه بارش ناشی از ناپایستگی روابط خطی عوامل مکانی در تولید بارش در ایران مرکزی است. بر این اساس ناهمواری و ارتفاع بیشترین نقش را در الگوی مکانی بارش در ایران مرکزی ایفا می‌کنند. مطابق با نتایج جدول (۵) بارش فصول پاییز و زمستان از همبستگی بالاتری نسبت به فصل تابستان برخوردار می‌باشند.

جدول ۵- مقادیر مشاهده شده در مقابل مقدار برآورد شده بارش سالانه و فصلی در

ایران مرکزی

فصل	مقدار مشاهده‌ای			مقدار مدل‌سازی شده			مقدار مشاهده‌ای - مدل‌سازی شده		
	کمینه	بیشینه	انحراف معیار	کمینه	بیشینه	انحراف معیار	Δ کمینه	Δ بیشینه	Δ انحراف معیار
بهار	۳/۳۹	۱۹۰/۲۹	۲۶/۹۶	۳/۲۷	۱۵۱/۸۰	۲۶/۰۱	۰/۱۲	۳۸/۴۹	۰/۹۵
تابستان	۰/۱۸	۴۷/۲۲	۵/۶۷	۰/۱۴	۴۴/۶۴	۵/۳۸	۰/۰۴	۲/۵۸	۰/۲۹
پاییز	۵/۵۲	۳۱۸/۸۲	۵۳/۹۴	۵/۶۶	۲۷۳/۹۸	۵۱/۵۷	۰/۱۴	۴۴/۸۴	۲/۳۷
زمستان	۲۲/۸۴	۶۳۰/۹۲	۹۶/۳۱	۲۱/۵۳	۵۷۹/۶۹	۹۱/۴۳	۱/۳۱	۳۳/۲۳	۴/۸۸
سالانه	۳۲/۲۲	۱۰۴۶/۶۲	۱۶۴/۶۶	۳۰/۹۱	۹۵۰/۹۶	۱۵۶/۵۴	۱/۳۱	۹۵/۶۶	۸/۱۲

پهنه‌بندی بارش

همانگونه که در شکل‌های زیر مشاهده می‌شود تفاوت چندانی بین بارش تخمین زده شده و بارش واقعی وجود نداشته که این خود کارایی بهتر مدل را در برآورد بارش نشان می‌دهد. تمرکز بارش در ایران مرکزی به استثنا فصل تابستان که ناشی از رطوبت منابع آبی جنوب کشور است، تمایل بیشتری به بخش‌های شمالی و غربی دارد؛ همچنین آرایش هم‌بارش‌ها به ناهمواری وابستگی دارد. مدل GWR به خوبی توانسته است اثر کوه‌بارش (مسعودیان، ۲۰۱۱) را در ایران مرکزی مشخص نماید. همان طور که در شکل‌های زیر نیز مشخص می‌باشد؛ دامنه‌های باد پناه و بادگیر زاگرس (عزیزی^۱ و همکاران، ۲۰۱۰؛ عساکره^۲، ۱۹۹۹) نقش اساسی را در بارش‌های ایران مرکزی ایفا می‌کنند. لذا در یک رویکرد کلی می‌توان اذعان داشت کمبود بارش در ایران مرکزی از یک سو به سبب حاکمیت پرفشار جنب حاره در دوره گرم سال و از سوی دیگر به علت قرارگیری به جهت اینکه این منطقه در سایه بارش رشته کوه زاگرس قرار دارد آورده‌های سامانه‌های

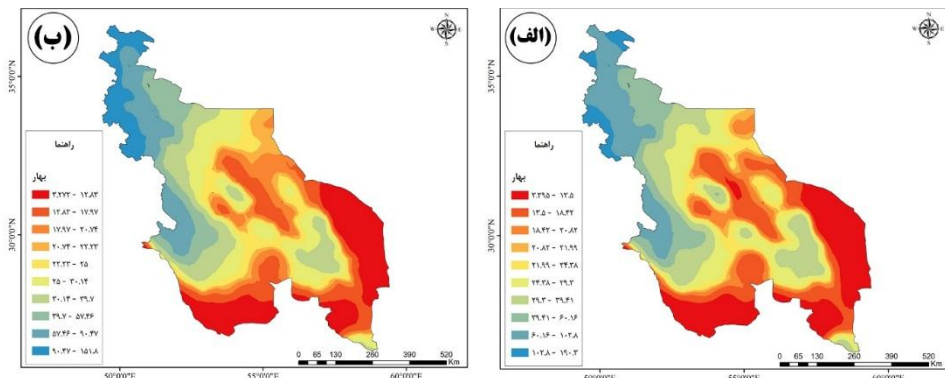
¹ Azizi² Asakereh

غربی بر این بخش از کشور را شدیداً تحت تاثیر قرار می‌هد.

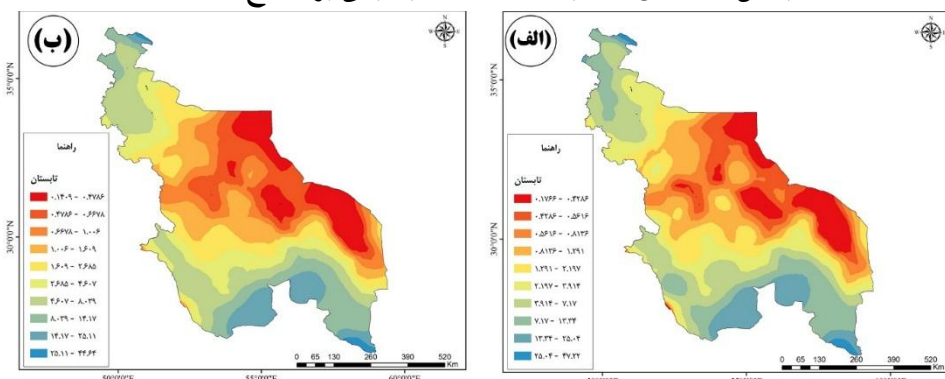
همانطور که در شکل‌های ۲ تا ۶ نشان داده شده است بارش از غرب به شرق منطقه مورد مطالعه کاهش می‌یابد این کاهش چشمگیر به جهت ناهمواری‌ها و جهت‌گیری آنها است که سبب کاهش سرعت جریان هوای مرطوب گردیده، این کندی جریان به دلیل دگرگونی مکانی ارتفاعات در منطقه مورد مطالعه بخصوص برای رشته کوه زاگرس در نوار غربی منطقه مورد مطالعه همچون سدی در برابر جریان هوای پشت خود عمل نموده است این عامل باعث ریزش بارش در یک سوی دامنه شده و آن سوی دامنه از نزول بارش بی نصیب خواهد ماند. عامل ارتفاعی در نواحی کوهستانی بسیار پیچیده است و رابطه بارش-ارتفاع تحت تاثیر عوامل موضعی مانند جهت دره‌ها قرار می‌گیرد. البته نباید از خاطر برد که روابط بارش و ارتفاع بشدت موضعی است که با جهت جریان هوا بستگی دارد که نتیجه حاضر با مطالعات غیور و مسعودیان (۱۹۹۶) نیز همخوانی دارد. در خصوص مناطق جنوب شرق (شرق کرمان تا سیستان و بلوچستان) دارای آب و هوای گرم و خشک و گاهی تحت تاثیر بادهای موسمی قرار می‌گیرد. زمانیکه هوای گرم و مرطوب در این مناطق توانایی صعود داشته باشد بارندگی ایجاد می‌گردد. اما در خصوص بارش‌های جنوب کشور باید به نکته‌ایی دیگر توجه داشت که بیش‌تر بارش سالیانه در یک روز رخ دهد. سواحل جنوبی و مناطق تحت تاثیر آن (که در این پژوهش‌های بخش‌های جنوبی استان فارس را در بر می‌گیرد) کشور به رغم اینکه به منابع آبی خلیج فارس و دریای عمان نزدیکند به دلیل وجود دیگر شرایط ابر و بارش، از بارش کمی برخوردارند و با توجه اینکه این پژوهش مدلسازی بارش-ارتفاع را کانون توجه خود قرار داده است در حوصله بحث نمی‌گنجد.

مناطق کم ارتفاع و جدا افتاده در مدلسازی ارائه شده رابطه بارش-ارتفاع بسیار ضعیف‌تر از رشته‌های کوه‌های پیوسته و بلند است. این امر را می‌توان در ارتفاعات هزار و لاله زار کرمان و به عنوان ارتفاع جدا افتاده با رابطه بارش-ارتفاع ضعیف در منطقه مورد مطالعه و نوار ارتفاعی زاگرس به عنوان یک ارتفاع پیوسته با رابطه بارش-ارتفاع

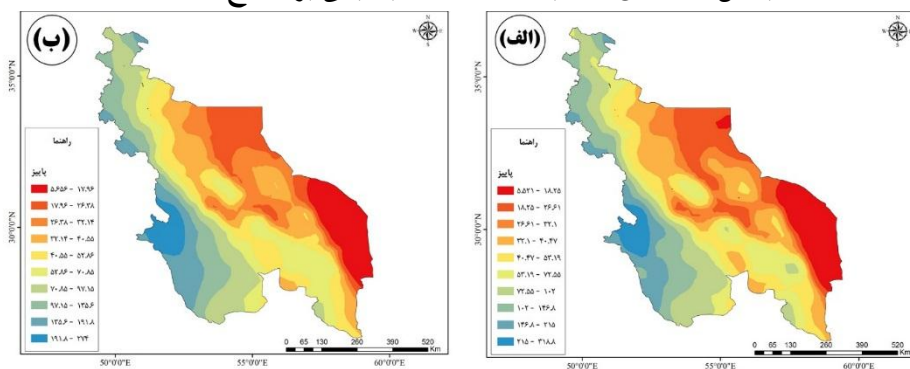
قوی می‌توان ملاحظه کرد. ارزیابی مکانی بارش مدلسازی شده در ایران مرکزی سه پهنه آشکار کم بارش، متوسط بارش و پربارش را به نمایش گذاشته است که در ترسیم نقشه‌ها مناطق پربارش (به نسبت آنچه در منطقه و آن فصل باریده) به رنگی آبی، مناطق متوسط بارش با زنگ زرد و مناطق کم بارش با رنگ قرمز مشخص شده‌اند. چگونگی این تغییرات مکانی به روشنی از همان تقسیم‌بندی تبعیت می‌نماید که غیور و مسعودیان (۱۹۹۶) بدان اشاره نمودند. این سه بخش عبارتند از ۱- پیش باد، ۲- پس چکاد و ۳- پشت باد. در مناطق پیش باد رابطه بارش-ارتفاع قوی حاکم بوده است و بارش به نسبت لگاریتم ارتفاع افزایش می‌یابد، در پس چکاد فارغ از کاهش یا افزایش ارتفاع بارش کاهش شدیدی را نشان خواهد داد. در این منطقه فاصله بیشینه و کمینه تا چکاد بترتیب نشان دهنده خیز منفی و مثبت در مقدار بارش خواهد بود. در نهایت در پشت باد نمی‌توان رابطه روشنی بین بارش-ارتفاع یافت. وردایی زمانی-مکانی بارش در ایران مرکزی در دامنه‌های بادگیر زاگرس به روشنی مشخص است اما عبور از پیشانی این رشته کوه رابطه بارش-ارتفاع بشدت تضعیف می‌گردد. ذکر این نکته ضرورت دارد که وردش‌پذیری بارش با توجه دگرگونی‌های ارتفاعی، تابع عوامل متعدد محلی و بیرونی است که برآیند آن می‌تواند در هر منطقه نتایجی متفاوتی را به نمایش بگذارد. لذا مدل سازی‌های ارائه شده برای ایران مرکزی بخوبی ثابت کرده‌اند تنها افزایش ارتفاع نمی‌تواند عاملی برای افزایش بارش باشد چرا که اگر این فرض را مورد تایید قرار دهیم باید انتظار داشت که بارش در ارتفاعات هزار و لاله زار کرمان بسیار بیشتر از آنچه در این منطقه می‌بارد باشد و لذا می‌بایست به این امر توجه داشت که زمانی که بحث افزایش ارتفاع و بارش بخصوص برای ایران مرکزی مطرح می‌گردد وضعیت رطوبتی، جهت‌گیری دامنه‌ها در برابر سامانه‌های بارش زا و امکان رخداد آنها نیز مورد پایش قرار گیرد.



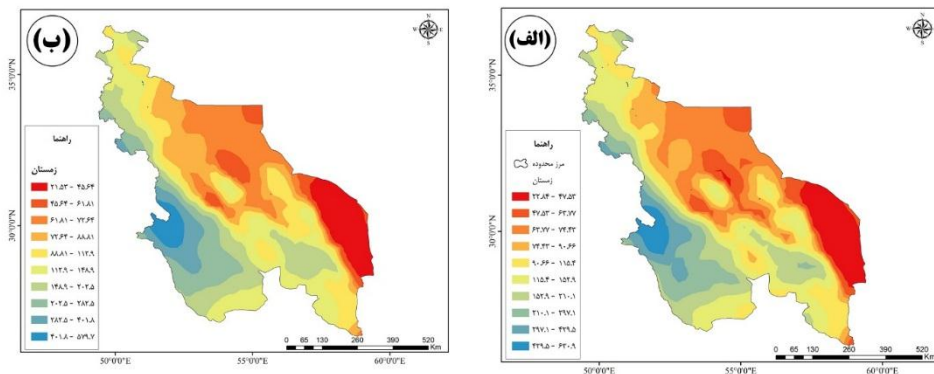
شکل ۲- بارش فصل بهار؛ الف) بارش مشاهداتی پایگاه داده - بارش آفرودیت، ب) بارش مدلسازی شده با مدل GWR با مبتنی بر ارتفاع



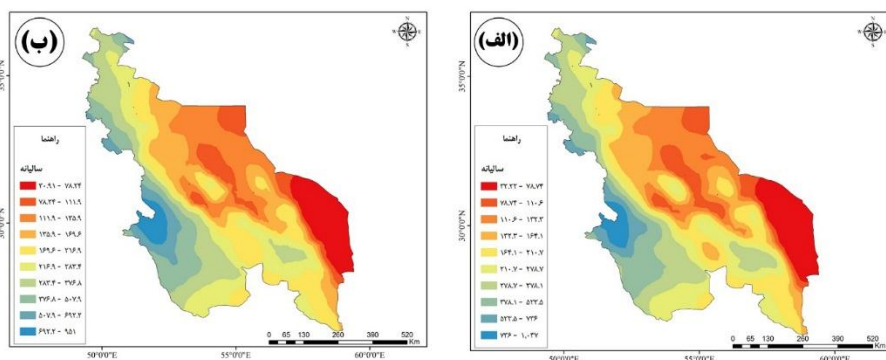
شکل ۳- بارش فصل تابستان؛ الف) بارش مشاهداتی پایگاه داده - بارش آفرودیت، ب) بارش مدلسازی شده با مدل GWR با مبتنی بر ارتفاع



شکل ۴- بارش فصل پاییز؛ الف) بارش مشاهداتی پایگاه داده - بارش آفرودیت، ب) بارش مدلسازی شده با مدل GWR با مبتنی بر ارتفاع



شکل ۵- بارش فصل زمستان؛ الف) بارش مشاهداتی پایگاه داده - بارش آفرودیت، ب) بارش مدلسازی شده با مدل GWR با مبتنی بر ارتفاع



شکل ۶- بارش سالانه؛ الف) بارش مشاهداتی پایگاه داده - بارش آفرودیت، ب) بارش مدلسازی شده با مدل GWR با مبتنی بر ارتفاع

نتیجه‌گیری

در پژوهش حاضر، روابط بین بارش-ارتفاع در ایران مرکزی با استفاده از مدل حداقل مربعات معمولی (OLS) و رگرسیون وزن دار جغرافیایی (GWR) مورد ارزیابی قرار گرفت. به این منظور داده‌های پایگاه داده-بارش آفرودیت برای یک دوره ۳۰ ساله (۱۹۷۷-۲۰۰۷ میلادی) مورد ارزیابی قرار گرفت ابعاد آرایه مورد ارزیابی برای ایران مرکزی ۳۲۲۲۵×۵ با احتساب تفکیک پذیری مکانی ۱۵ کیلومتری بوده است. ارزیابی دو

مدل GWR و OLS با استفاده از آماره‌های واسنجی نشان از بهینگی این مدل برای مدلسازی وردایی زمانی- مکانی بارش در ایران مرکزی بوده است. ارزیابی یاخته به یاخته بارشی در ایران مرکزی مبتنی بر برونداد مدل رگسیون وزن دار جغرافیایی نشان داده است که نوار غربی منطقه مورد مطالعه و مناطق شمالی ایران مرکزی بهترین توزیع آماری بارش- ارتفاع را ارائه داده‌اند. در مناطق مرکزی و شرقی واریانس غیر قابل توضیحی مشاهده گردید که نشان می‌دهد برای آنچه پژوهش حاضر بدان تاکید داشته و دسته یافته است عوامل خرد و کلان بسیار دیگری بارش را در منطقه از بامه ایران کنترل می‌کنند که نیازمند پژوهشی مستقل است. اما آنچه پژوهش حاضر به عنوان یک نتیجه بدان رسیده است بدین شرح قابل تقسیم‌بندی است: ۱- بارش ایران مرکزی دارای ساختار فضایی بوده و به شکل خوشه‌ای توزیع شده است به عبارت دیگر مقادیر کمینه و بیشینه بارشی در ایران مرکزی تمایل به خوشه‌ای شدن در فضا را دارند؛ ۲- در فصل بهار بارندگی‌ها تا حد زیادی متاثر از سینه کش کوه‌ها بوده همچنین بارش‌های همرفتی که معمولاً در همین فصل از سال فرو می‌بارند دلیلی آشکار در افزایشی ضریب تعیین در هر دو مدل مورد مطالعه بوده است؛ ۳- در ایران مرکزی بیشینه بارشی در بیشینه ارتفاعی حادث نمی‌شود و ۴- بیشینه و کمینه رابطه بارش ارتفاع در ایران مرکزی درست در پیش باد و پشت باد اتفاق می‌افتد. ۵- رویکرد اساسی دیگر کمبود بارش در ایران مرکزی از یک سو به سبب حاکمیت پرفشار جنب حاره در دوره گرم سال و تاثیر آورده‌های سامانه‌های غربی متاثر شدن آن به جهت سایه بارش زاگرس بر این بخش از کشور است. نتایج این پژوهش می‌تواند کمک شایان توجهی به مطالعات بارش- رواناب، خشکسالی، کشاورزی و مدیریت منابع آب و خاک داشته باشد.

منابع

1. Adler, R. F., Huffman, G. J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P. P., Janowiak, J., & Gruber, A. (2003). The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). *Journal of hydrometeorology*, 4(6), 1147-1167.

2. Al-Ahmadi, K., & Al-Ahmadi, S. (2013). Rainfall-altitude relationship in Saudi Arabia. *Advances in Meteorology*, 2013.
3. Alijani, B. (1995). The role of the Alborz Mountains on the altitudinal distribution of precipitation, *Geographical Research Quarterly*, Volume 38, Issue 3. (in Farsi).
4. Alijani, B. (2008). Effect of the Zagros Mountains on the spatial distribution of precipitation. *Journal of Mountain Science*, 5(3), 218-231.
5. Asakereh, H. (1999). Kriging interpolation method of precipitation used, *Geography and Development*, Issue 12 (in Farsi).
6. Azizi, G., Faraji Sabokbar, H.A., Abbaspoor R.A., Sfrad, T. (2010). The Model of the Spatial Variability Precipitation in the Middle Zagros. *Physical geography*, Volume 42, Issue 72, 35-51. (in Farsi).
7. Basist, A., Bell, G. D., & Meentemeyer, V. (1994). Statistical relationships between topography and precipitation patterns. *Journal of climate*, 7(9), 1305-1315.
8. Bostan, P. A., & Akyürek, Z. (2009). Spatio-Temporal Analysis of Precipitation and Temperature Distribution over Turkey. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 38(Part II).
9. Bostan, P. A., & Akyürek, Z. (2009). Spatio-Temporal Analysis of Precipitation and Temperature Distribution over Turkey. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 38(Part II).
10. Brunsdon, C., McClatchey, J., & Unwin, D. J. (2001). Spatial variations in the average rainfall-altitude relationship in Great Britain: an approach using geographically weighted regression. *International Journal of Climatology*, 21(4), 455-466.
11. Charlton, M., Fotheringham, S., & Brunsdon, C. (2009). Geographically weighted regression. White paper. National Centre for Geocomputation. National University of Ireland Maynooth.
12. Darand, M., Zerafat, M., Zerafat Motlagh, O.R., Samandar, R. (2015). Comparison between global and regional databases of precipitation Asfazari base station of precipitation Iran, *Geographical Research Quarterly*, Vol. 30, No. 2, pp. 65-84. (in Farsi).
13. Fiener, P., & Auerswald, K. (2009). Spatial variability of rainfall on a sub-kilometre scale. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(6), 848-859.
14. Fotheringham, A. S., Charlton, M. E., & Brunsdon, C. (2001). Spatial variations in school performance: a local analysis using geographically weighted regression. *Geographical and Environmental Modelling*, 5(1), 43-66.

15. Ghayour, H.A., Masoodian, A. (1996). Evaluating the spatial relationship between precipitation and elevation in Iran. *Geographical Research*, Issue 41 (in Farsi).
16. Grayson, R., & Blöschl, G. (2001). *Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modelling*. CUP Archive.
17. Haile, A. T., Rientjes, T., Gieske, A., & Gebremichael, M. (2009). Rainfall variability over mountainous and adjacent lake areas: the case of Lake Tana basin at the source of the Blue Nile River. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(8), 1696-1717.
18. Hayward, D., & Clarke, R. T. (1996). Relationship between rainfall, altitude and distance from the sea in the Freetown Peninsula, Sierra Leone. *Hydrological sciences journal*, 41(3), 377-384.
19. Hurvich, C. M., Simonoff, J. S., & Tsai, C. L. (1998). Smoothing parameter selection in nonparametric regression using an improved Akaike information criterion. *Journal of the Royal Statistical Society: Series B (Statistical Methodology)*, 60(2), 271-293.
20. Konrad II, C. E. (1996). Relationships between precipitation event types and topography in the southern Blue Ridge Mountains of the southeastern USA. *International Journal of Climatology*, 16(1), 49-62.
21. Lloyd, C. D. (2010). Multivariate interpolation of monthly precipitation amount in the United Kingdom. In *geoENV VII—Geostatistics for Environmental Applications* (pp. 27-39). Springer Netherlands.
22. Manzano-Agugliaro, F., Zapata-Sierra, A., Fernández-Castañeda, C., García-Cruz, A., & Hernández-Escobedo, Q. (2014). Extreme rainfall relationship in Mexico. *Journal of Maps*, (ahead-of-print), 1-10.
23. Masoodian, A. (2011), *weather of Iran*, Mashhad Birch Sharia Publishing, Printing 1, Mashhad (in Farsi).
24. Masoodian, A., Keikhosravi Kayani, MS., Rayat Pisheh, F. (2014). Introduce and compare database with database Asfazari GPCC, GPCP, and CMAP, *Geographical Research Quarterly*, Vol. 29, No. I, pp. 73-88. (in Farsi).
25. Mennis, J. (2006). Mapping the results of geographically weighted regression. *The Cartographic Journal*, 43(2), 171-179.
26. Oettli, P., & Camberlin, P. (2005). Influence of topography on monthly rainfall distribution over East Africa. *Climate Research*, 28(3), 199-212.
27. Schuurmans, J. M., & Bierkens, M. F. P. (2006). Effect of spatial distribution of daily rainfall on interior catchment response of a distributed hydrological model. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 3(4), 2175-2208.
28. Scott, D., Hall, C. M., & Gössling, S. (2016). A review of the IPCC Fifth Assessment and implications for tourism sector climate resilience and decarbonization. *Journal of Sustainable Tourism*, 24(1), 8-30.

- 29.Scott, L. M., & Janikas, M. V. (2010). Spatial statistics in ArcGIS. In Handbook of applied spatial analysis. (pp. 27-41). Springer Berlin Heidelberg.
- 30.Sharma, V., Kilic, A., Kabenge, I., & Irmak, S. (2011). Application of GIS and Geographically Weighted Regression to Evaluate the Spatial Non-Stationarity Relationships between Precipitation vs. Irrigated and Rainfed Maize and Soybean Yields.
- 31.Sorooshian, S., Hsu, K. L., GAO, X., Gupta, H. V., Imam, B., & Braithwaite, D. (2000). Evaluation of PERSIANN system satellite-based estimates of tropical rainfall. Bulletin of the American Meteorological Society, 81(9), 2035-2046.
- 32.Staub, C. G., Stevens, F. R., & Waylen, P. R. (2014). The geography of rainfall in Mauritius: Modelling the relationship between annual and monthly rainfall and landscape characteristics on a small volcanic island. Applied Geography, 54, 222-234.
- 33.Tošić, I. (2004). Spatial and temporal variability of winter and summer precipitation over Serbia and Montenegro. Theoretical and applied climatology, 77(1-2), 47-56.
- 34.Xie, P., & Xiong, A. Y. (2011). A conceptual model for constructing high-resolution gauge-satellite merged precipitation analyses. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 116(D21).
- 35.Xie, P., Chen, M., Yang, S., Yatagai, A., Hayasaka, T., Fukushima, Y., & Liu, C. (2007). A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia. Journal of Hydrometeorology, 8(3), 607-626.
- 36.Zulfiqari, H. Sari Sarraf, B. (1998). The North West of Iran study of precipitation based on cluster analysis, Faculty of Literature, Human Sciences, Mashhad, Issue 1 and 2. (in Farsi).

Modeling of the spatial and temporal variation of seasonal precipitation in central Iran

Kamal Omidvar*, Professor of Climatology, Yazd University, Iran

Reza Ebrahimi, Ph.D Student of Climatology, Yazd University, Iran

Abbasali Dadashi Roodbari, Ph.D Student of Climatology, Shahid Beheshti University, Iran

Received: 13-12-2018

Accepted: 23-06-2019

Abstract

Detection of the relationship between rainfall and altitude can be considered as an important achievement for rainfall-runoff studies and the management of catchment areas, especially in arid and dry soils that have a high brittleness. In the present study, the rainfall-elevation time-space spatial modeling of central Iran is performed. For this purpose, the Aphrodite precipitation database was used for a 30-year period (1977-2007) based on DEM and with a spatial resolution of 30 meters. In this regard, two models were utilized; ordinary least squares (OLS) and geographic weighted regressions (GWR). The evaluation of the two models showed that the GWR model can better explain the precipitation-elevation relationships in central Iran. It was also found that the increase in the coefficient for the (OLS) model, especially in the spring, was due to the convection and exacerbation of the mountainous precipitation phenomenon. The precipitation in central Iran has a spatial structure and shows cluster behavior. It emerged that, in central Iran, the maximum rainfall does not occur at the maximum altitude, and the maximum and minimum of the rainfall-altitude relationship in central Iran occur before and behind the wind.

Keywords: Seasonal precipitation, Spatial dependence, Geographic weighted regression, Central Iran.

*Corresponding Author Email: Komidvar@yazd.ac.ir