

## شبیه سازی زمانی و مکانی بارش در حوضه رود شور تحت تأثیر تغییر اقلیم

حنانه باروتی<sup>۱</sup>، کاظم اسماعیلی<sup>۲</sup> و بیژن قهرمان<sup>۳</sup>

تاریخ ارسال: ۱۳۹۷/۰۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۴/۱۹

مقاله برگرفته از پایان نامه می باشد

## چکیده

در این تحقیق، با ارائه روشی جدید با استفاده از مدل خطی تعمیم یافته اثرات بلند مدت تغییر اقلیم بر تغییرات بارش در سطح حوضه رود شور تحت سناریوهای A1B و A2، B1، در سه بازه زمانی ۳۰ ساله تا افق ۲۰۹۰ مورد بررسی قرار گرفته است. با استفاده از داده‌های بارش روزانه و دمای ماهانه در دوره‌ی پایه (۱۹۷۱-۲۰۰۰) در ۱۳ ایستگاه سینوپتیک به کمک مدل‌های خطی تعمیم یافته، الگوی رخداد و مقدار بارش شبیه‌سازی شده و جهت ریز مقیاس‌نمایی داده‌های مدل‌های GCM استفاده شد. از ۲۰ مدل ارائه شده توسط بانک اطلاعاتی CCCSN استفاده شد. مدل‌های خطی تعمیم یافته از طریق برقراری ارتباط بین متغیرهای اقلیمی و بارش، زمینه‌ی ریز مقیاس‌نمایی خروجی‌های مدل‌های GCM را فراهم می‌نماید. نتایج حاصل از اجرای مدل خطی تعمیم یافته نشان داده که تنها دو مدل INGV-، BCM2.0، SXG جهت تولید سناریوهای اقلیمی در دوره‌های آبی مناسب هستند. همچنین نتایج نشان از کاهش بارندگی و افزایش دما در دوره‌های آبی داشته است. بیشترین درصد کاهش بارندگی ماهانه نسبت به دوره پایه همواره در فصل تابستان رخ داده است. بر این اساس حداکثر کاهش میانگین بارندگی ماهانه طی دوره ۲۰۳۰-۲۰۰۱، ۲۵/۲۲-، طی دوره ۲۰۶۰-۲۰۳۱، ۳۷/۵۰- و طی دوره ۲۰۹۰-۲۰۶۱، ۳۵/۵۸- درصد نسبت به دوره پایه پیش‌بینی می‌شود.

کلمات کلیدی: الگوهای خطی تعمیم یافته، بارش، ریز مقیاس‌نمایی، سناریوهای تغییر اقلیم.

۱- دانشجوی دکتری گروه علوم و مهندسی آب دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران. [hanane.barouti@yahoo.com](mailto:hanane.barouti@yahoo.com)

۲- دانشیار گروه علوم و مهندسی آب، دانشکده کشاورزی دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران. [esmaili@um.ac.ir](mailto:esmaili@um.ac.ir)  
(مسئول مکاتبه)

۳- استاد گروه علوم و مهندسی آب، دانشکده کشاورزی دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران. [bijangh@um.ac.ir](mailto:bijangh@um.ac.ir)

## مقدمه

در حال حاضر، به طور کلی پذیرفته شده که تغییر اقلیم واقعی است و تأثیر آن دیگر نمی‌تواند نادیده گرفته شود (Bates et al., 2008). یکی از تغییرات پیش‌بینی شده، افزایش درجه حرارت به‌عنوان یکی از نتایج گرم شدن کره زمین می‌باشد. در نتیجه این گرمایش، به‌ناچار منجر به تغییرات قابل توجهی در فرآیندهای اتمسفریک همچون شکل‌گیری و رخداد بارش، سرعت تبخیر همچنین میزان رطوبت در محدوده اتمسفر می‌شود. در مورد بارندگی، پیش‌بینی می‌شود که رویدادهای شدیدتر مانند سیل و خشکسالی رخ دهد و زمان شروع و طول دوره‌های بارش تغییر خواهد کرد و این افزایش تغییرات بارندگی منجر به آینده‌ای نامعلوم خواهد شد (Buytaert et al., 2010). احتمالاً مناطق خشک و نیمه خشک به‌علت منابع آب محدود و ظرفیت سازگاری کمتر در مقابله با اثرات تغییر اقلیم، با شدت بیشتری تحت تأثیر قرار خواهند گرفت. اگرچه پیش‌بینی بارش با عدم قطعیت همراه می‌باشد اما اغلب مدل‌های اقلیمی در بیشتر مناطق خشک و نیمه خشک جهان، شرایط را گرم‌تر و خشک‌تر پیش‌بینی می‌کنند مانند (Christensen et al., 2007) و (Zhang et al., 2005). مطالعات انجام شده در مناطق خشک و نیمه خشک کشور ما بسیار اندک بوده و نتایج در مواردی کاهش میانگین ماهانه بارش (سرافروزه و همکاران، ۱۳۹۱) و (مساح بوانی و مرید، ۱۳۸۴) و در مواردی دیگر افزایش بارش گزارش شده است (مهدی زاده و همکاران، ۱۳۹۰). همچنین چالش عمده‌ای که در بسیاری از مناطق نیمه خشک با آن مواجه هستیم، عدم کیفیت مطلوب داده‌های مشاهداتی و پوشش زمانی مکانی نامناسب به‌منظور ریزمقیاس‌نمایی خروجی‌های مدل‌های GCM جهت استفاده در مطالعات بررسی اثرات تغییر اقلیم می‌باشد. به‌عنوان مثال در اغلب مطالعات ذکر شده در داخل کشور اثرات تغییر اقلیم در حوضه‌هایی که از تراکم مناسب ایستگاهی برخوردار بودند انجام شده و یا اثرات تغییر اقلیم معطوف به چند ایستگاه منتخب بوده و تأثیرات مکانی آن نادیده گرفته شده است مانند اشرف و همکاران (۱۳۹۳). بنابراین

این‌طور نتیجه‌گیری می‌شود که در مناطقی با تنها چند ایستگاه باران‌سنجی در دسترس، تخمین‌های بارش مکانی به‌نحوی که بتواند در مطالعات تغییر اقلیم مورد استفاده قرار گیرد، همواره با مشکل مواجه می‌باشد. رویکرد جایگزین، استفاده از داده‌های بارش حاصل از مدل‌های منطقه‌ای اقلیم (RCMs) می‌باشد، یک روند شناخته شده با عنوان ریزمقیاس‌نمایی دینامیکی که در آن یک RCM با مقیاس ریزتر در داخل مدل GCM با مقیاس درشت‌تر قرار گرفته تا به این ترتیب داده‌های مکانی در مقیاس با متغیرهای اقلیمی مشاهداتی ایجاد شوند (Maurer and Hildago, 2008). ریزمقیاس‌نمایی دینامیکی از لحاظ محاسباتی حساس می‌باشد و همین امر استفاده از آن را در مطالعات تأثیر تغییر اقلیم محدود می‌کند به‌خصوص در شرایطی که هدف بررسی اثرات طی چند دهه و توسط چند مدل GCM باشد (Maurer et al., 2010). برای حل این مشکل برخی از مطالعات تغییر اقلیم از روش‌های ریزمقیاس‌نمایی آماری به دلیل کارآمدی در محاسبات پیروی می‌کنند. در این میان روش‌های SDSM و LARS-WG متداول‌تر می‌باشد. موسوی و همکاران (۱۳۹۵)، تغییرات زمانی و مکانی بارش در سطح کشور را تا افق ۲۱۰۰ میلادی، از طریق ریزمقیاس‌نمایی داده‌های مدل HADCM3 به کمک روش ریزمقیاس‌نمایی LARS-WG بررسی کردند. در این تحقیق به منظور نمایش تغییرات مکانی بارش از محیط برنامه GIS تهیه شده است. در این مطالعه با انتخاب منطقه مطالعاتی با پایین‌ترین تراکم شبکه باران‌سنجی تأثیر تغییر اقلیم بر بارش حوضه بررسی می‌شود. با استفاده از مدل‌های خطی تعمیم یافته ضمن تکمیل سری زمانی داده‌های بارش در مقیاس زمانی - مکانی دلخواه، پتانسیل استفاده از داده‌های مشاهداتی دما به‌عنوان پیش‌بینی‌کننده‌ی بارش در برازش مدل و نیز پتانسیل استفاده از سری زمانی دمای مشاهداتی در ارزیابی تغییر اقلیم مورد بررسی قرار می‌گیرد. همچنین با توجه به اینکه عموماً سری زمانی بارش حاصل از خروجی مدل‌های GCM در مقیاس با سری زمانی دما با عدم قطعیت بالایی

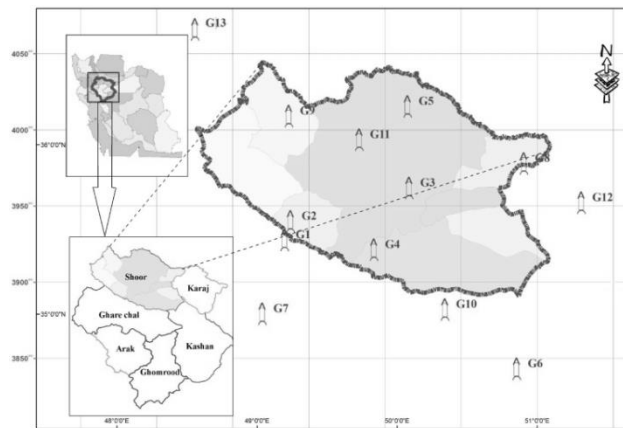
زیر حوضه‌های دریاچه نمک محسوب می‌شود. میانگین بارش سالانه این حوضه، ۲۸۹ میلی متر و رژیم بارش آن از نوع مدیترانه‌ای است به این مفهوم که فصل بارندگی منطبق بر نیمه سرد سال و فصل خشک منطبق بر تابستان می‌باشد. سهم تابستان در بارش حوضه ناچیز است و این مقدار کم نیز از بارش‌های ناگهانی است که هرچند سال یکبار در تابستان به وقوع می‌پیوندد. در این مطالعه از داده‌های بارش روزانه‌ی ۱۴ ایستگاه سینوپتیک با شبکه‌ای نامنظم و تراکم بسیار کم، در طول دوره آماری ۱۹۸۱ تا ۲۰۱۰ استفاده شده است. متوسط بارش سالیانه در ایستگاه‌های منتخب، ۲۴۸ میلی‌متر و ارتفاع آنها حداقل ۸۷۷ متر و حداکثر ۱۹۴۹ متر نسبت به سطح دریا است.

همراه می‌باشد (Lenderink et al., 2007). لذا در این مطالعه با ارائه روشی ساده بدون استفاده مستقیم از خروجی بارش مدل‌های GCM، از طریق ریز مقیاس نمایی آماری دما (بر اساس گزارش چهارم هیأت بین‌الدول تغییر اقلیم)، بارش در سه دوره‌ی ۳۰ ساله آتی تا افق ۲۰۹۰ شبیه‌سازی می‌شود.

## مواد و روش‌ها

### موقعیت منطقه مطالعاتی

شکل ۱ موقعیت جغرافیایی حوضه آبریز رود شور و پراکندگی مکانی ایستگاه‌های سینوپتیک منتخب را نشان می‌دهد. حوضه آبریز رود شور با اقلیم نیمه‌خشک و مساحتی در حدود ۲۲۰۶۶/۶۷ کیلومتر مربع یکی از



شکل (۱): موقعیت ایستگاه‌های منتخب در زیرحوضه آبریز رود شور

### مدل‌سازی بارش و تغییر اقلیم

#### ساختار مدل‌های خطی تعمیم یافته (GLMs)

در کاربرد GLMs برای مدل‌سازی بارش روزانه، از یک توزیع احتمالاتی پیش‌بینی شده به ازای هر روز بارانی در هر ایستگاه دلخواه و ارتباط دادن توزیع به مقادیر متغیرهای مختلف پیش‌بینی کننده استفاده می‌شود (یانگ و همکاران، ۲۰۰۵). یک GLM برای بارش روزانه به دو قسمت تقسیم می‌شود: یک توزیع که احتمال رخداد بارش را تعریف و توزیع دیگری که مقدار بارش را برای رخدادهای غیر صفر تعریف می‌کند. عموماً الگوی روزهای خشک و تر (رخداد بارش) در هر ایستگاه

(مکان دلخواه) با استفاده از رگرسیون لجستیک مدل می‌شود. اگر  $p_i$  بیانگر احتمال بارش به ازای  $t$  امین مورد در مجموعه‌ی داده‌ها مشروط بر بردار  $X_i$  از پیش‌بینی کننده‌ها باشد آنگاه مدل رخداد با رابطه ۱ ارائه می‌شود. در مدل‌سازی بارش براساس رویکرد (Chandler and Wheeler, 2002) روشی دو مرحله‌ای ابتدا برای رخداد بارش و سپس مقادیر آن اتخاذ شده است. در گام نخست یک GLM در قالب رگرسیون لجستیک برای پیش‌بینی احتمال رخداد بارش در هر روز از یک ایستگاه به شکل ذیل تعریف می‌شود:

$$\ln\left(\frac{p_i}{1-p_i}\right) = X_i \cdot \beta \quad (1)$$

پیرسون (رابطه ۳) و نیز عملکرد خروجی‌های شبیه‌سازی ارزیابی می‌شود. در هر مرحله در صورتی که با اضافه کردن پیش‌بینی کننده مورد نظر مقدار لگاریتم درست‌نمایی به مقدار بیشتر از  $1/92$  ( $3/32$ ) افزایش یابد، می‌توان گفت در سطح ۵ درصد (۱ درصد) معنی دار بوده است و باعث بهبود مدل شده است (برای جزئیات بیشتر مراجعه شود به منوال (RGLIMCLIM).

$$r_i^{(p)} = \frac{Y_i - \mu_i}{\sigma_i} \quad (3)$$

که در آن،  $Y_i$  مقدار مشاهده شده  $i$  ام و  $\mu_i$  و  $\sigma_i$  به ترتیب میانگین و انحراف استاندارد توزیع آماری است که توسط مدل خطی تعمیم یافته حاصل شده است. اگر مدل برازش داده شده، صحیح باشد مجموعه‌ی باقی‌مانده‌های پیرسون از توزیعی با میانگین صفر و واریانس یک پیروی می‌کند (Kenabatho et al., 2012).

#### ارزیابی اثرات تغییر اقلیم با استفاده از GLM

مدل‌های خطی تعمیم یافته می‌تواند از طریق مقایسه همبستگی دوره پایه با اقلیم آینده در بررسی اثرات تغییر اقلیم مورد استفاده قرار گیرد. این فرآیند به واسطه معرفی دو فرض انجام می‌شود: (۱) ساختار مدل GLM که بر اساس متغیرهای اقلیمی (دما) و بارش مشاهداتی برازش و تهیه شده است در شرایط اقلیمی آینده نیز مناسب می‌باشد؛ (۲) متغیرهای اتمسفریک ورودی به مدل GLM (به‌عنوان مثال دما) با دقت کافی توسط مدل‌های GCM می‌تواند تولید شود. به منظور بهبود دقت داده‌های GCM در افق آینده می‌توان از روش‌های مختلف ریز مقیاس نمایی کمک گرفت. بنا بر توصیه (Kenabatho et al., 2012) به منظور ساخت سری‌های زمانی دما در آینده از روش تغییر دلتا استفاده می‌شود. در واقع بایاس در داده‌های GCM در پایه زمانی ماهانه شناسایی شده و سپس بر روی خروجی داده‌های ماهانه‌ی GCM اعمال می‌شود. بنابراین لازم است تا تفاوت بین شبیه‌سازی‌های GCM در دوره پایه و دوره آتی با عنوان عامل تغییر به سادگی به داده‌های مشاهداتی در دوره پایه اضافه می‌شود و به این ترتیب

$\beta$  بردار ضریب است. در گام دوم، یک تابع توزیع بر مقدار بارش در هر روز بارانی برازش داده می‌شود. به این منظور عموماً یک توزیع گاما بکار گرفته می‌شود به نحوی که،

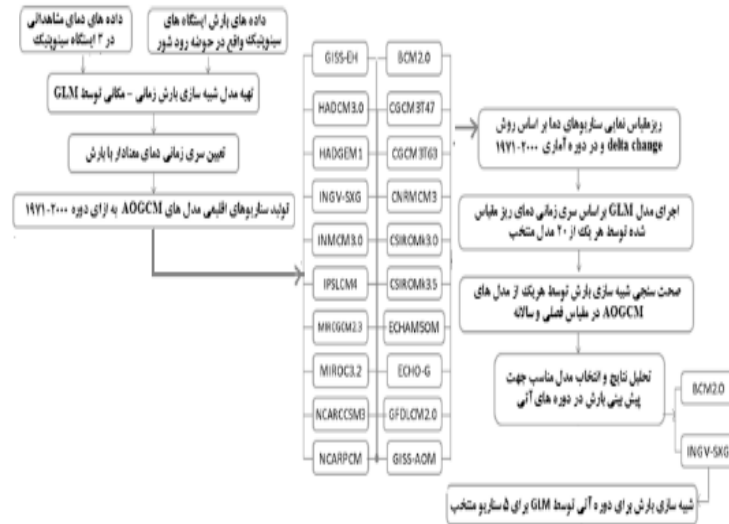
$$\ln u_i = \xi_i \cdot \gamma \quad (2)$$

در رابطه ۲،  $u_i$  میانگین توزیع گاما در  $i$  امین روز بارانی،  $\xi_i$  بردار پیش‌بینی کننده و  $\gamma$  بردار ضریب می‌باشد. معمولاً فاکتور شکل ( $U$ ) در توزیع گاما ثابت فرض می‌شود بنابراین مقادیر بارش روزانه دارای ضریب ثابتی از تغییرات هستند. تشریح دقیق تر GLMs در (Yang et al., 2005) و (Chandler and Wheater, 2002) بیان شده است.

برای برازش مدل ابتدا مجموعه‌ای مناسب از پیش‌بینی کننده‌های خطی  $x$  و  $\xi$  در معادلات ۱ و ۲ به ترتیب برای مدل‌های رخداد و مقدار بارش شناسایی شده و سپس بردارهای ضرایب مربوطه  $\beta$  و  $\gamma$  به روش بیشینه‌ی درست‌نمایی برآورد می‌شود. در مدل رخداد بارش، هدف تعیین مقدار پارامترهای مدل ( $\beta$ )، در معادله (۱) به‌طوریکست که احتمال وقوع بارش در هر روز بارانی و احتمال عدم بارش در هر روز خشک بیشینه شود. به همین ترتیب در مدل مقادیر باران هدف تعیین پارامترهای مدل ( $\gamma$ )، در معادله (۲) به‌نحوی است که حاصل توابع توزیع احتمالاتی توزیع گاما بر روی مقادیر مشاهداتی در هر روز بارانی به حداکثر برسد.

در این مطالعه با استفاده از منطق مدل GLM و با کمک منوال RGLIMCLIM (Chandler, 2015) در محیط R برنامه‌نویسی شد. فرآیند مدل‌سازی با یک مقدار ثابت (عرض از مبدا رابطه رگرسیون) یا یک پیش‌بینی کننده شروع و سپس برای بهبود مدل، در هر مرحله پیش‌بینی کننده‌های بیشتری (زمانی، مکانی یا خارجی) اضافه شد. به عبارت دیگر در مدل‌های ارائه شده در روابط ۱ و ۲ توزیع‌های احتمالی بارش روزانه در هریک از ایستگاه‌ها مشروط بر مقادیر متغیرهای کمکی (پیش‌بینی کننده‌ها) مانند اثر بارش در روزهای قبل یا فاکتورهای اکسترنال همچون دما مشخص می‌شود. درجه اهمیت پیش‌بینی کننده‌های اضافه شده توسط لگاریتم درست‌نمایی، باقی‌مانده‌های

شده توسط مدل‌های گردش عمومی جو (۲۰ مدل منتخب) مستقیماً از سلولی که منطقه مورد مطالعه در آن قرار دارد، استخراج می‌شود. نمودار گردش مراحل انجام این مطالعه در شکل ۲ نشان داده شده است.



شکل (۲): نمودار گردش مراحل مختلف جهت پیش‌بینی بارش در دوره‌های آبی در حوضه رود شور و با استفاده از متغیر اکسترنال مشاهداتی و ۲۰ مدل منتخب AOGCM

۲۰۹۰، (۹۰ سال) در هریک از ۱۴ ایستگاه منطقه مطالعاتی شبیه‌سازی (پیش‌بینی) خواهد شد.

### اجرای مدل GLM به منظور شبیه‌سازی بارش در دوره پایه

ساخت مدل‌ها شامل اضافه کردن گام به گام پیش‌بینی‌کننده‌ها و بررسی معنی داری هریک می‌باشد. پیش‌بینی‌کننده‌های موثر به همراه ضرایب و خطای استاندارد آنها در جدول ۱ آورده شده است. مهمترین ابزار تعیین بهبود برازش مدل استفاده از تست نسبت-های حداکثر درست‌نمایی بوده است که نسبت به سایر روش‌ها به عنوان یکی از قوی‌ترین روش در تشخیص سیگنال‌های ضعیف عمل می‌کند (Chandler and Bate, 2007).

سری زمانی متغیر اکسترنال در دوره آبی حاصل خواهد شد. همچنین با هدف ریز مقیاس‌نمایی مکانی داده‌های GCM برای منطقه مطالعاتی از روش تناسبی استفاده می‌شود که بر اساس آن متغیرهای اقلیمی شبیه‌سازی

### نتایج و بحث

بکارگیری مدل‌های GLM برای ایستگاه‌های سینوپتیک واقع در حوضه آبریز رود شور، مجموعه داده‌های زیر را تولید خواهد کرد.

۱- تولید ۱۰ سری زمانی از داده‌های بارش روزانه تکمیل شده (تکمیل داده‌های گمشده) و نیز تولید ۱۰۰ سری زمانی از بارش روزانه شبیه‌سازی شده برای دوره پایه ۱۹۷۱ تا ۲۰۰۰، (۳۰ سال) در هریک از ۱۴ ایستگاه مشروط بر داده‌های مشاهداتی دمای ماهانه، به جهت ارائه‌ی مجموعه کاملی از داده‌های بارش تحت عدم قطعیت داده‌های ورودی و استفاده در مطالعات مدل‌سازی هیدرولوژیکی و با اصلاح بایاس داده‌های دما حاصل از سناریوهای انتشار مدل‌های AOGCM به کمک روش ریز مقیاس‌نمایی تغییر دلتا، ابتدا ۱۰۰ سری زمانی بارش برای دوره پایه به منظور صحت‌سنجی عملکرد مدل‌های اقلیمی تولید و سپس به کمک خروجی‌های حاصل از مدل‌های AOGCM منتخب ۱۰۰ سری زمانی بارش روزانه برای دوره ۲۰۰۱ تا

جدول (۱): خلاصه‌ای از متغیرهای مستقل (پیش‌بینی کننده‌ها) در مدل رخداد بارش و مدل مقادیر برای پیش‌بینی بارش روزانه

مدل مقادیر بارش			مدل رخداد بارش		
انحراف استاندارد	مقدار	پیش‌بینی کننده	انحراف استاندارد	مقدار	پیش‌بینی کننده
۰/۰۴۰۲	۱/۳۱۰۷	Constant	۰/۱۳۸	-۱/۲۱۰۹	Constant
۰/۰۲۳۴	۰/۱۳۱۶	Fourier sine component 1 for Eastings	۰/۰۲۶۷	-۰/۲۵۷۳	Legendre polynomial 1 for Eastings
۰/۰۴۰۸	۰/۱۱۲۷	Legendre polynomial 1 for Northings	۰/۰۲۵۶	۰/۲۶۵۱	Legendre polynomial 1 for Northings
۰/۰۹۲۰	-۰/۵۰۱۵	Legendre polynomial 1 for Altitude	۰/۰۴۲	-۰/۲۰۰۴	Legendre polynomial 4 for Altitude
۰/۰۳۰۷	-۰/۱۷۸۳	Fourier cosine component 1 for Eastings	۰/۲۲۲	-۰/۷۳۸۸	September indicator
۰/۰۵۴۱	۰/۴۱۷۹	Mean of I(Y[t-1]>0)	۰/۰۱۶۱	۰/۱۹۶۱	Mean of Y[t-1]
۰/۰۳۳۷	۰/۱۸۷۷	Daily seasonal effect, cosine compon	۰/۰۶۴۲	۰/۱۰۵۸	Daily seasonal effect, cosine compon
۰/۰۳۰۵	۰/۱۱۸۴	Daily seasonal effect, sine componen	۰/۰۶۰۳	۰/۲۹۲۸	Daily seasonal effect, sine componen
۰/۰۲۸۵	-۰/۱۰۵۵	Daily half-year cycle, cosine compon	۰/۰۳۸	-۰/۲۸۳۵	Daily half-year cycle, cosine compon
۰/۰۲۹۲	-۰/۱۲۹۸	Daily half-year cycle, sine componen	۰/۰۴۱۶	-۰/۴۲۸۰	Daily half-year cycle, sine componen
			۰/۰۰۹	-۰/۰۹۴۵	Mean Temperature
					پیش‌بینی کننده جوی
۰/۲۱۷۲	-۰/۹۳۷۵	ردیف ۱ و ۲	۰/۰۳۲	۰/۵۶۳۶	ردیف ۱ و ۲
۰/۱۵۰۱	۰/۶۹۲۸	ردیف ۲ و ۳	۰/۱۰۷	۰/۴۲۹۴	ردیف ۱ و ۳
۰/۱۶۵۰	۰/۵۹۵۶	ردیف ۲ و ۴	۰/۰۲۲۹	-۰/۰۴۵۳	ردیف ۶ و ۷
۰/۱۰۹۶	-۰/۵۴۸۴	ردیف ۲ و ۴			

تقریباً از درجه اهمیت یکسانی برخوردار بودند و در ادامه از داده‌های ایستگاه سینوپتیک قزوین جهت برازش مدل استفاده شده است.

#### - نتایج حاصل از اجرای مدل GLM به منظور پیش‌بینی بارش در دوره آتی

##### - سناریوهای دما

با در نظر گرفتن نتایج شبیه‌سازی بارش (جدول ۱) پارامتر اقلیمی دما به عنوان متغیر پیش‌بینی کننده‌ی اتمسفریک در مدل GLM معنی دار شناخته شد. از این رو برای دوره زمانی پایه (۱۹۷۱-۲۰۰۰) سناریوهای دمای ماهانه از داده‌های حاصل از بانک اطلاعاتی مرکز مدل‌سازی و تحلیل اقلیم کانادا (CCCSN) (به آدرس: <http://www.cccsn.ec.gc.ca/?page=dd-gcm>) تهیه گردید. این سایت امکان استخراج داده‌های ماهانه شبیه‌سازی شده توسط ۲۴ مدل AOGCM برای اغلب پارامترهای اقلیمی برای کاربر فراهم می‌کند. با توجه

مدل رخداد شامل ۱۳ پیش‌بینی کننده و یک ضریب ثابت می‌باشد. به منظور نمایش اثرات زمانی بارش، ارائه سیکل‌های فصلی و سالیانه ضروری می‌باشد. همچنین وابستگی زمانی توسط شاخص‌هایی که تأثیر بارندگی را ظرف حداکثر ۱ روز قبل در نظر می‌گیرد، بیان شده است. به منظور ارائه اثرات مکانی، یک لژاندر چند جمله‌ای مرتبه اول برای نمایش اثرات طول و عرض جغرافیایی و تغییرات پستی و بلندی به مدل اضافه شد. تعداد پیش‌بینی کننده‌ها در مدل مقادیر بارش ۱۳ پیش‌بینی کننده تعریف شده است که تقریباً نیمی از آنها مشابه مدل رخداد است. لازم به توضیح است که از داده‌های دمای ایستگاه‌های سینوپتیک تهران، قزوین و زنجان که از طول دوره آماری مناسبی برخوردار بودند؛ استفاده شد. متغیر اکسترنال ۳ ایستگاه منتخب هریک به‌طور جداگانه وارد مدل شده و درجه اهمیت هریک تعیین شد. براین اساس داده‌های ایستگاه زنجان کمترین اهمیت و داده‌های ایستگاه تهران و قزوین

در این میان مدل‌های NCARCCSM3، INGV-IPSLCM4، MIRC GCM2.3.2a، ECHO-G، SXG، ECHAM5OM به واسطه ضریب همبستگی بالا و خطای کم، بهترین عملکرد را در شبیه‌سازی دما نشان می‌دهد. براساس نتایج حاصل از مطالعاتی که توسط صبوری و همکاران (۱۳۹۳)، با هدف تعیین مناسب‌ترین مدل -های AOGCM انجام شده است، مدل ECHAM5OM کارایی بیشتری در برازش میانگین دما در محدوده استان‌های واقع در حوضه آبریز رود شور داشته است که با نتایج این مرحله از مطالعه مطابقت دارد.

به اینکه این مدل‌ها، از روش‌های متفاوتی عوامل اقلیمی را پارامتر می‌کنند عموماً نتایج یکسانی از شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی مشابه در منطقه مورد نظر حاصل نمی‌شود از این رو در این مطالعه از خروجی ۲۰ مدل AOGCM استفاده شده است. پس از استخراج سری زمانی دمای حاصل از مدل‌های منتخب در دوره پایه، در بررسی عملکرد مدل‌ها از معیارهای عملکرد ضریب همبستگی ( $r$ )، جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) و متوسط خطای مطلق (MAE) استفاده شد (جدول ۲). شاخص‌های عملکرد، توانایی اکثر مدل‌ها را تقریباً یکسان نشان می‌دهد.

جدول (۲): شاخص‌های عملکرد مدل‌های AOGCM منتخب نسبت به داده‌های مشاهداتی

شماره مدل	مدل	MAE(°C)	RMSE(°C)	r (%)	شماره مدل	مدل	MAE(°C)	RMSE(°C)	r (%)
۱	NCARPCM	۵/۹۶	۶/۳۶	۰/۹۴	۱۱	GISS-AOM	۷/۰۲	۸/۶۳	۰/۷۹
۲	NCARCCSM3	۲/۶۳	۳/۱۱	۰/۹۴	۱۲	GFDLCM2.0	۶/۱۵	۷/۲۳	۰/۷۹
۳	MIROC3.2	۳/۱۴	۳/۷۸	۰/۹۴	۱۳	ECHO-G	۱/۶۸	۲/۲۲	۰/۹۵
۴	MIRC GCM2.3.2a	۱/۹۳	۲/۴۴	۰/۹۴	۱۴	ECHAM5OM	۱/۹۳	۲/۵۴	۰/۹۴
۵	IPSLCM4	۲/۴۵	۳/۰۲	۰/۹۴	۱۵	CSIROMk3.5	۴/۱۱	۵/۱۸	۰/۸۹
۶	INMCM3.0	۴/۳۸	۵/۱۲	۰/۸۹	۱۶	CSIROMk3.0	۲/۸۲	۳/۵۷	۰/۸۸
۷	INGV-SXG	۱/۷۶	۲/۱۹	۰/۹۴	۱۷	CNRMCM3	۳/۳۹	۴/۰۰	۰/۹۲
۸	HADGEM1	۳/۵۰	۴/۱۸	۰/۹۱	۱۸	CGCM3T63	۵/۳۳	۶/۰۵	۰/۹۱
۹	HADCM3.0	۵/۰۰	۵/۵۹	۰/۹۰	۱۹	CGCM3T47	۳/۷۹	۶/۵۱	۰/۹۳
۱۰	GISS-EH	۸/۰۷	۸/۷۳	۰/۹۰	۲۰	BCM2.0	۲/۶۷	۳/۲۷	۰/۹۰

شناخته نشد. لذا در ادامه از سایر مدل‌ها استفاده نخواهد شد.

همچنین به منظور صحت سنجی نتایج شبیه‌سازی بارش توسط IPSLCM4، INGV-SXG، HADCM3.0، GISS-AOM، CGCM3T63 و BCM2.0 ابتدا توسط مدل GLM برازش داده شده (جدول ۱) سری زمانی بارش در دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱ تولید می‌شود و نتایج آن با سری زمانی بارش تکمیل شده در همین دوره زمانی مقایسه می‌شود.

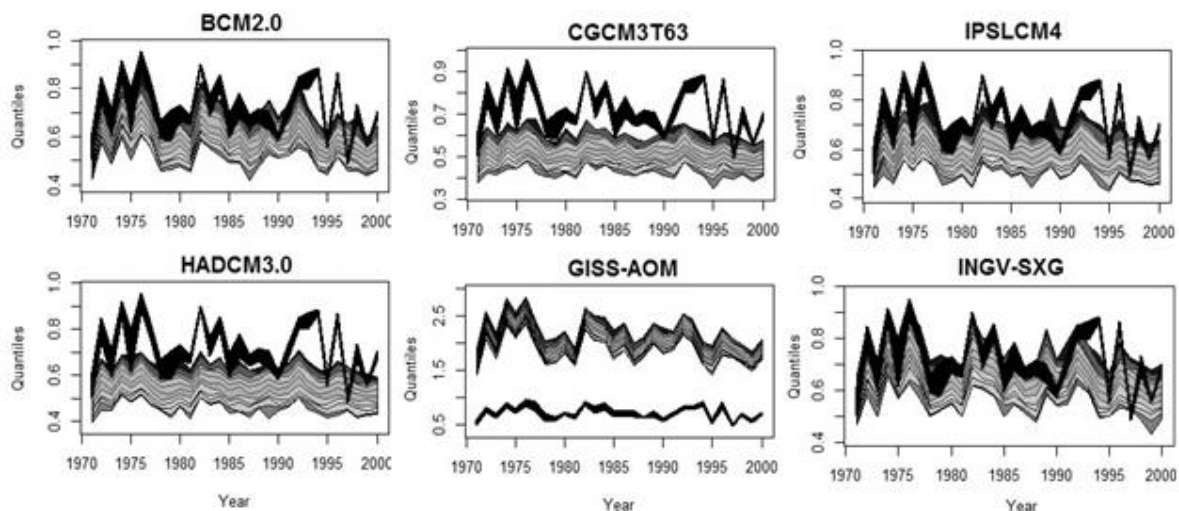
براساس شکل ۳، میانگین بارش با متغیر اکسترنال دمای مشاهداتی در دوره پایه تنها در محدوده شبیه‌سازی میانگین بارش حاصل از متغیر اکسترنال دمای مدل‌های INGV-SXG و BCM2.0 قرار گرفته است. بنابراین بهترین عملکرد مربوط به این دو مدل بوده و مدل نیز تقریباً با دقت قابل قبولی بارش را شبیه‌سازی

در مرحله بعد به منظور حذف بایاس از روش تغییر دلتا، سری زمانی حاصل از ۲۰ مدل منتخب تحت سه سناریوی اقلیمی B1، A2 و A1B ریز مقیاس نمایی و هریک از مدل‌های منتخب به‌طور جداگانه اجرا می‌شود. در صورتی که با اضافه کردن هریک از سری‌های زمانی دمای ریز مقیاس شده حاصل از خروجی هر یک از مدل‌های منتخب، خارج قسمت تقسیم مقدار ضریب متغیر مورد نظر بر خطای استانداردش بزرگتر از ۱/۹۶ باشد (ستون ۳ و ۴ در جدول ۱)؛ آنگاه متغیر مورد نظر در سطح ۹۵ درصد معنی دار خواهد بود (جدول ۳). بر همین اساس، مدل‌های IPSLCM4، INGV-SXG، HADCM3.0، GISS-AOM، CGCM3T63 و BCM2.0 شرط فوق را ارضا نموده و در بقیه مدل‌ها متغیر دمای حاصل از خروجی AOGCM معنی دار

نموده و در سایر مدل‌ها نتایج مطلوب نیست، بنابراین در شبیه‌سازی بارش در دوره آتی از آنها استفاده نخواهد شد.

جدول (۳): ارزیابی متغیر اکسترنال (دما) با استفاده از مقادیر ضریب و خطای استاندارد برای مدل رخداد بارش

شماره مدل	مدل	مقدار ضریب متغیر دما	خطای استاندارد	شماره مدل	مدل	مقدار ضریب متغیر دما	خطای استاندارد
۱	NCARPCM	-۰/۰۲۰۷	۰/۰۲۱۱	۱۱	GISS-AOM	-۰/۱۳۱۱	۰/۰۵۳۳
۲	NCARCCSM3	-۰/۰۳۶۵	۰/۰۲۱۱	۱۲	GFDLCM2.0	-۰/۰۴۱۵	۰/۰۲۹۰
۳	MIROC3.2	۰/۰۲۶۳	۰/۰۱۸۸	۱۳	ECHO-G	۰/۰۳۱۶	۰/۰۱۸۰
۴	MIRCGCM2.3.2a	۰/۰۰۷۴	۰/۰۱۹۰	۱۴	ECHAM5OM	-۰/۰۱۸۴	۰/۰۲۰۲
۵	IPSLCM4	۰/۰۳۸۵	۰/۰۱۳۷	۱۵	CSIROMk3.5	-۰/۰۰۶۱	۰/۰۱۷۴
۶	INMCM3.0	۰/۰۳۱۰	۰/۰۱۸۱	۱۶	CSIROMk3.0	-۰/۰۲۳۶	۰/۰۱۸۷
۷	INGV-SXG	-۰/۰۵۹۶	۰/۰۱۵۰	۱۷	CNRMCM3	-۰/۰۰۳۵	۰/۰۱۵۳
۸	HADGEM1	-۰/۰۰۲۸	۰/۰۱۷۲	۱۸	CGCM3T63	-۰/۰۳۵۰	۰/۰۱۳۳
۹	HADCM3.0	-۰/۰۲۹۱	۰/۰۱۳۷	۱۹	CGCM3T47	-۰/۰۲۱۱	۰/۰۱۸۵
۱۰	GISS-EH	-۰/۰۲۲۴	۰/۰۱۳۱	۲۰	BCM2.0	۰/۰۶۲۷	۰/۰۲۱۵



شکل (۳): میانگین سالانه بارش حاصل از ۶ مدل GCM در دوره پایه (۱۹۷۱-۲۰۰۰)، باند مشکی رنگ شبیه‌سازی میانگین بارش در کل منطقه را براساس متغیر اکسترنال دمای مشاهداتی قزوین نشان داده و باندهای خاکستری رنگ شبیه‌سازی میانگین بارش در کل منطقه را براساس متغیر اکسترنال حاصل از مدل AOGCM را براساس درصد‌هایی از شبیه‌سازی (۱۰، ۵۰ و ۹۰ درصد) نشان می‌دهد.

ارائه می‌نماید، در مجموع ۵ سناریوی اقلیمی خواهیم داشت. با انتخاب دوره زمانی ۲۰۳۰-۲۰۰۱، ۲۰۶۰-۲۰۳۱ و ۲۰۹۰-۲۰۶۱ تغییرات متغیرهای دما و بارش در این ۳ دوره زمانی بررسی می‌شود. در تمامی دوره‌های زمانی، تمامی سناریوها افزایش دما را نسبت به دوره پایه نشان می‌دهد. بر این اساس، متوسط دمای ماهانه حوضه رود شور بین ۰/۱۲ تا ۱/۳۱ درجه سانتی-گراد برای دوره ۲۰۳۰-۲۰۰۱ و بین ۰/۲۶ تا ۲/۷۴

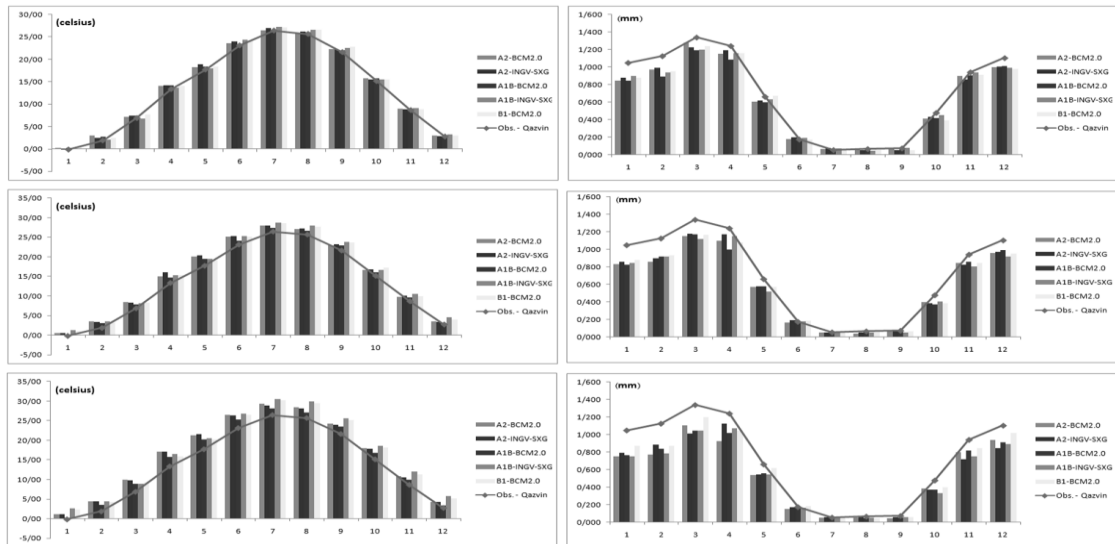
### بررسی عملکرد مدل‌های GCM در شبیه‌سازی دما و بارندگی حوضه رود شور در دوره‌های آتی

با توجه به اینکه پایگاه داده‌ای CCCSN، مدل INGV-SXG را تحت دو سناریوی انتشار A2 و A1B و مدل BCM2 را تحت هر ۳ سناریوی A2، B1 و A1B



۲۰۰۸-۱۹۷۹ در ایستگاه‌های تهران، زنجان و قزوین می‌باشد؛ مطابقت دارد. نمودار تغییرات دما و بارش ماهانه در شکل ۴ نشان داده شده است. متوسط تغییرات بارندگی ماهانه طی دوره ۲۰۳۰-۲۰۰۱، بین ۲۵/۲۲- تا ۴۳/۹۷+ درصد و طی دوره ۲۰۶۰-۲۰۳۱، بین ۳۷/۵۰- تا ۲۴/۰۹+ درصد و طی دوره ۲۰۹۰-۲۰۶۱، بین ۳۵/۵۸- تا ۱۸/۰۷+ درصد نسبت به دوره مشاهداتی تغییر نشان می‌دهد. به‌منظور درک بهتر از تغییرات حاصل از هر یک از سناریوها در طی دوره مطالعاتی، مقادیر میانگین بارش سالانه در هر یک از ایستگاه‌ها جداگانه برآورد شده است، نتایج در جدول ۴ آورده شد.

درجه سانتی‌گراد برای دوره زمانی ۲۰۶۰-۲۰۳۱ و بین ۰/۳۷ تا ۴/۲۸ درجه سانتی‌گراد برای دوره زمانی ۲۰۹۰ تا ۲۰۶۱ نسبت به دوره پایه (۱۹۷۱-۲۰۰۰) افزایش می‌یابد. با توجه به این که اثر تغییر اقلیم در مناطق مختلف می‌تواند متفاوت باشد، بنابراین نتیجه‌ای که در یک منطقه با شرایط خاص گرفته می‌شود را نمی‌توان به منطقه‌ای دیگر تعمیم داد. برای مقایسه نتایج این پژوهش با سایر مطالعات انجام شده، کارهایی که در این منطقه و یا مناطق اطراف آن با شرایط مشابه انجام شده مورد ارزیابی گرفت. بر این اساس نتایج این مرحله، با نتایج حاصل از پژوهش دسترنج و همکاران (۱۳۹۵) که حاکی از افزایش میانگین دما در دوره‌های ۲۰۹۹-۲۰۷۰ و ۲۰۴۹-۲۰۲۰ نسبت به دوره مشاهداتی



شکل (۴): متوسط ماهانه بارش (ستون سمت راست) و متوسط ماهانه درجه حرارت (ستون سمت چپ) پیش‌بینی شده در حوضه رود شور توسط مدل‌های AOGCM و سناریوهای انتشار برای دوره ۲۰۰۱-۲۰۳۰ (ردیف بالا)، دوره ۲۰۳۱-۲۰۶۰ (ردیف میانی) و دوره ۲۰۶۱-۲۰۹۰ (ردیف پایین) در مقایسه با دوره ۱۹۷۱-۲۰۰۰.

اقلیم آن خشک و نیمه‌خشک جنب حاره‌ای است زمان بیشتری لازم است تا جو از بخار آب اشباع شود و بارش شکل گیرد. به همین دلیل با افزایش دما، قبل از شکل‌گیری بارش، بخار آب بیشتری از مناطق جنب حاره‌ای به عرض‌های جغرافیایی بالاتر توسط گردش کلی جو منتقل می‌شود. همچنین با افزایش دما در این مناطق با وجود افزایش احتمالی رطوبت ویژه به واسطه افزایش تبخیر- تعرق، رطوبت ویژه اشباع نیز با افزایش دما به شدت افزایش یافته و تراز میعان به ارتفاع بالاتری می‌رود که در نتیجه کاهش بارش را در پی دارد (علیزاده چوبری و نجفی، ۱۳۹۶). بنابراین کاهش بارش در حوضه رود شور که اقلیم آن خشک و نیمه‌خشک جنب حاره‌ای است، از نظر فیزیکی قابل تایید است. مطالعه انجام شده توسط آقاخانی افشار و همکاران (۱۳۹۵) در حوضه کشف‌رود و آذری و همکاران (۱۳۹۲) در حوضه گرگان‌رود نیز بیانگر روند کاهش بارش در دوره‌های آتی می‌باشد. همچنین نتایج پیش‌بینی بارش در حوزه ارومیه حاکی از کاهش بارندگی در ماه‌های گرم و انتقال بارش زمستانه به انتهای پاییز و بارش بهاره به انتهای زمستان می‌باشد (کاکاپور و همکاران، ۱۳۹۴).

براساس جدول ۴، بیشترین درصد کاهش بارش طی دوره ۳۰ ساله نسبت به دوره پایه، در افق ۲۰۶۰-۲۰۳۱ تحت سناریوی A2 در ایستگاه تهران به میزان ۵۸/۶۳ و بیشترین افزایش بارش در افق ۲۰۳۰-۲۰۰۱ تحت سناریوی A1B در ایستگاه حصار ولیعصر به میزان ۱/۷ درصد، مشاهده می‌شود. همچنین مقایسه نتایج بین دوره‌های آینده و دوره پایه نشان می‌دهد که بارش در اغلب سناریوهای اقلیمی کم‌تر از دوره پایه آن‌ها است. افزایش میانگین بارش سالانه در طی دوره ۲۰۳۱-۲۰۶۰ نسبت به دوره ۲۰۳۰-۲۰۰۱ و دوره ۲۰۹۰-۲۰۶۰، در تمام ایستگاه‌ها مشاهده می‌شود. نتایج روند کاهشی بارش سالانه در حوضه رود شور با نتایج حاصل از پژوهش علیزاده چوبری و نجفی (۱۳۹۶) که برای بیشتر مناطق ایران انجام شده است، مطابقت دارد. در واقع برخلاف مطالعات انجام گرفته در مقیاس میانگین جهانی که افزایش بارش را به واسطه افزایش دما نشان می‌دهند، برای مثال (Stephes and Ellis, 2008)، نتایج مطالعه حاضر با نتایج ترنبرث و همکاران (Trenberth et al., 2007) و Evans (2009) که نشان دادند مناطق جنب حاره‌ای در سال‌های اخیر خشک‌تر شده‌اند، مطابقت دارد. در حوضه رود شور که

جدول (۴): میانگین بارش سالانه (میلی‌متر) در ایستگاه‌های منتخب واقع در حوضه رود شور در سه دوره زمانی آتی

کد ایستگاه	نام ایستگاه	دوره آماری	دوره پایه	۲۰۳۰-۲۰۰۱			۲۰۶۰-۲۰۳۱			۲۰۹۰-۲۰۶۱		
				B1	A2	A1B	B1	A2	A1B	B1	A2	A1B
G1	آبگرم خرقان	۲۰	۲۰۸/۲	۱۰۳/۸	۱۱۶/۰	۱۰۱/۰	۱۷۹/۸	۱۷۴/۳	۱۸۱/۵	۹۰/۲	۹۶/۳	۹۹/۸
G2	اوج	۱۳	۲۴۴/۱	۱۳۲/۶	۱۲۳/۲	۱۳۰/۶	۲۲۷/۳	۲۲۶/۸	۲۳۹/۹	۱۲۲/۸	۱۰۷/۵	۱۲۹/۰
G3	بوئین زهرا	۴	۱۸۲/۰	۹۳/۸	۹۷/۳	۹۶/۱	۱۵۹/۲	۱۶۴/۴	۱۷۷/۸	۸۱/۸	۸۵/۴	۹۴/۷
G4	دوزج	۱۲	۱۸۵/۹	۹۰/۶	۸۸/۱	۹۹/۱	۱۶۹/۸	۱۷۲/۳	۱۶۶/۱	۹۰/۲	۷۸/۸	۹۰/۸
G5	قزوین	۳۰	۲۳۳/۸	۱۰۹/۳	۱۲۰/۴	۱۲۴/۷	۲۰۴/۴	۲۰۲/۱	۲۱۲/۹	۱۰۸/۳	۱۰۸/۲	۱۱۳/۸
G6	قم	۳۰	۹۷/۶	۵۴/۲	۵۷/۱	۵۲/۷	۹۲/۰	۹۵/۷	۹۳/۳	۴۳/۴	۴۶/۳	۵۰/۶
G7	حصار ولیعصر	۱۷	۲۰۰/۱	۱۰۶/۳	۱۰۳/۸	۱۱۷/۰	۲۰۳/۵	۱۸۸/۸	۲۰۲/۵	۱۰۳/۰	۹۶/۱	۱۱۴/۵
G8	کرج	۳۰	۱۴۸/۹	۷۹/۴	۸۴/۰	۷۶/۳	۱۴۳/۴	۱۲۸/۲	۱۳۹/۸	۶۷/۴	۶۶/۶	۷۶/۶
G9	خرمدره	۲۰	۱۹۵/۱	۱۰۱/۳	۱۰۱/۰	۱۰۲/۰	۱۸۵/۶	۱۶۹/۴	۱۸۶/۹	۹۵/۸	۹۳/۱	۹۲/۱
G10	ساوه	۱۹	۱۶۴/۷	۹۱/۰	۹۰/۷	۸۶/۸	۱۵۶/۱	۱۴۹/۵	۱۶۱/۳	۸۰/۳	۸۱/۲	۸۷/۷
G11	ناکستان	۵	۱۲۶/۵	۷۲/۸	۶۳/۴	۶۸/۱	۱۱۶/۵	۱۱۳/۷	۱۲۰/۷	۶۱/۴	۶۰/۸	۶۶/۳
G12	تهران	۳۰	۱۴۴/۷	۷۱/۲	۷۶/۶	۶۷/۷	۱۲۱/۵	۱۱۴/۴	۱۳۳/۹	۶۵/۶	۵۹/۹	۷۶/۷
G13	زنجان	۳۰	۲۰۳/۰	۱۱۱/۰	۱۱۰/۱	۱۰۷/۹	۱۹۰/۳	۱۸۸/۰	۱۸۹/۵	۱۰۳/۱	۱۰۳/۵	۱۱۱/۰

## نتیجه‌گیری

سری زمانی دما، اجرا شد. نکته قابل توجه این است که علی‌رغم نتایج قابل قبول مدل‌های منتخب AOGCM در پیش‌بینی دما، تنها دو مدل INGV-SXG و BCM2.0 جهت پیش‌بینی بارش مناسب تشخیص داده شد. بنابراین تولید داده‌های بارندگی در تمام ایستگاه‌های منتخب تنها تحت سناریوهای اقلیمی حاصل از مدل‌های INGV-SXG و BCM2.0 به مدل GLM در بازه زمانی دلخواه انجام گرفته است. نتایج شبیه‌سازی بارش تا سال ۲۰۹۰ روند یکسانی در تغییرات بلند مدت بارش در تمامی ایستگاه‌های منتخب نشان می‌دهد. با وجود اختلاف ارتفاع بیش از ۱۰۰۰ متر بین ایستگاه‌های دوزخ و قم، درصد تغییرات هر دوره زمانی نسبت به دوره پایه، در هر دو ایستگاه تقریباً در یک محدوده بوده و تفاوت فاحشی نشان نمی‌دهد. به‌طور کلی نتایج نشان می‌دهد که مقادیر درجه حرارت و بارش تا انتهای قرن ۲۱ در حوضه آبریز رود شور به ترتیب افزایش و کاهش پیدا خواهد کرد که با نتایج بدست آمده در بسیاری از حوضه‌های کشور از جمله حوضه آبریز کشف رود (آقاخانی افشار و همکاران، ۱۳۹۵) و گرگانرود (آذری و همکاران، ۱۳۹۲) مطابقت دارد.

با توجه به اینکه پیش‌بینی اثرات تغییر اقلیم در مناطقی با داده‌های مشاهداتی محدود، بسیار اندک بوده و در بعضی از مطالعات انجام شده در داخل کشور کاهش شدید بارندگی پیش‌بینی شده و در سایر موارد نتایجی در جهت مخالف آن به‌دست آمده است، بنابراین بررسی اثرات تغییر اقلیم در مناطقی با داده‌های محدود و در مقیاس زمانی- مکانی مورد نظر به عنوان محور اصلی این تحقیق انتخاب می‌گردد. در این مقاله، تأثیر تغییر اقلیم بر بارش حوضه رود شور در سه دوره زمانی ۳۰ ساله (تا افق ۲۰۹۰)، با لحاظ نمودن عدم قطعیت‌های مربوط به مدل‌های مختلف GCM و تحت سه سناریوی B1، A2 و A1B مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. به این منظور با بکارگیری الگوهای خطی تعمیم یافته ضمن بازسازی داده‌های ناقص بارش و تکمیل آن از قابلیت دیگر این مدل‌ها در ریز مقیاس‌نمایی داده‌های بارش نیز استفاده شد. پس از برازش مدل GLM، متغیر اکسترنال دما معنی‌دار شناخته شد. از طریق ریز مقیاس‌نمایی سری زمانی دمای حاصل از ۲۰ مدل پایگاه CCCSN، مدل GLM به ازای هر یک از ۲۰

## منابع

- آذری، م.، مرادی، ح. ر.، ثقفیان، ب.، فرامرزی، م.، ۱۳۹۲، ارزیابی اثرات هیدرولوژیکی تغییر اقلیم در حوضه آبخیز گرگانرود، نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، جلد ۲۷، شماره ۳، ص ۵۴۷-۵۳۷.
- آقاخانی افشار، ا. ح.، حسن زاده، ی.، بسالت پور، ع. ا.، پوررضا بیلندی، م.، ۱۳۹۵، ارزیابی سالیانه مؤلفه‌های اقلیمی حوضه آبخیز کشف رود در دوره‌های آتی با استفاده از گزارش پنجم هیأت بین‌الدول تغییر اقلیم، نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، جلد ۲۳، شماره ۶، ص ۲۳۳-۲۱۷.
- دسترنج، ع.، شهبازی، ع.، محسنی ساروی، م.، صالح‌نوب، ا. و جعفری، ش.، ۱۳۹۴، مدل‌سازی اقلیم و مقایسه تغییرات پارامترهای اقلیمی در جبهه شمالی و جنوبی البرز با استفاده از مدل SDSM، نشریه علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، جلد ۱۰، شماره ۳۲، ص ۲۶-۱۱.
- رضایی، م.، نهتانی، م.، مقدم‌نیا، ع. ر.، آبکار، ع. و رضائی، م.، ۱۳۹۳، بررسی کارایی مدل ریز مقیاس‌نمایی آماری در پیش‌بینی بارش در دو اقلیم خشک و فرا خشک، نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، جلد ۲۸، شماره ۴، ص ۸۴۵-۸۳۶.

- سرافروزه، ف.، جلالی م.، جلالی ط. و جمالی ا. ۱۳۹۱. اثرات تغییر اقلیم آینده بر مصرف آب محصول گندم در تبریز. فصلنامه علمی پژوهشی فضای جغرافیایی دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر. جلد ۱۲، شماره ۳۷، ص ۹۶-۸۱.
- صبوری، غ. ر. و م. موسوی. ۱۳۹۳. مطالعه تغییرات پهنه‌های اقلیمی ایران در دوره ۲۰۹۹-۲۰۱۰ تحت پدیده گرمایش جهانی با استفاده از ریزمقیاس نمایی مدل‌های گردش عمومی جو. پایان نامه کارشناسی ارشد.
- علیزاده چوبری، ا. و م. س. نجفی. ۱۳۹۶. روند تغییرات دمای هوا و بارش در مناطق مختلف ایران. نشریه فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۳، شماره ۳، ص ۵۶۹-۵۸۴.
- کاکاپور، و. س. سلطانی، ر. مدرس. ۱۳۹۴. پیش‌بینی اثر تغییر اقلیم بر بارش و دما (مطالعه موردی: ایستگاه سینوپتیک کرمانشاه). کنفرانس بین‌المللی توسعه با محوریت کشاورزی، محیط زیست و گردشگری، تبریز، دبیرخانه دائمی کنفرانس.
- مساح بوانی، ع. و مرید س. ۱۳۸۴. اثرات تغییر اقلیم بر جریان رودخانه زاینده رود. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی. جلد ۹، شماره ۴، ۲۷-۱۷.
- موسوی، س. ف. کار اندیش، ح. طبری. ۱۳۹۵. تغییرات زمانی و مکانی بارش در ایران تحت تأثیر تغییر اقلیم تا سال ۲۱۰۰. فصلنامه علمی پژوهشی مهندسی آب و آبیاری، سال هفتم، شماره ۲۵، ص ۱۶۲-۱۵۲.
- Bates, B.C., Kundzewicz, Z.W., Wu, S., Palutikof, J., 2008. Climate change and water. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC Secretariat, Geneva.
- Buytaert, W., Vuille, M., Dewulf, A., Urrutia, R., Karmalkar, A., Celleri, R., 2010. Uncertainties in climate change projections and regional downscaling in the tropical Andes: implications for water resources management. *Hydrology and Earth System Sciences* 14, 1247-1258.
- Chandler R E (2015) RGLIMCLIM: Generalized Linear Modelling for daily climate time series (software and user guide). London Department of Statistical Science. University College London.
- Chandler R E, Wheater H S (2002) Analysis of rainfall variability using generalized linear models: a case study from the west of Ireland. *Water Resour. Res.* 38(10):1192.
- Christensen, J.H., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, I., Jones, R., Kolli, R.K., Kwon, W.-T., Laprise, R., Magana Rueda, V., Mearns, L., Menendez, C.G., Raisanen, J., Rinke, A., Sarr, A., Whetton, P., 2007. Regional climate projections. In: Qin, S.D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*.
- Kenabatho, P.K., McIntyre, N.R., Chandler, E.R., Wheater, H.S., 2012. Stochastic simulation of rainfall in the semi-arid Limpopo basin, Botswana. *International Journal of Climatology* 32, 1113-1127.
- Kenabatho, P.K., Parida, B.P., Moalafhi, D.B., 2012. The value of large-scale climate variables in climate change assessment: The case of Botswana's rainfall. *International Journal of Physics and Chemistry of Earth* 50-52, 64-71.
- Lenderink, G., Buishand, A., van Deursen, W., 2007. Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: direct versus delta approach. *Hydrology and Earth System Sciences* 11, 1145-1159.
- Yang, C., Chandler, R.E., Isham, V.S., Wheater, H.S., 2005. Spatial-temporal rainfall simulation using generalized linear models. *Water Resources Research* 41, 1-13.
- Zhang X., Liu W. Li Z., and Chen J. 2005. Trend and uncertainty analysis of simulated climate change impacts with multiple GCMs and emission scenarios with multiple GCMs and emission scenarios method, *Climate research*, 28: 109-122.

## Spatial and temporal simulation of rainfall in the Shoor basin under climate change

Hananeh Barouti, Kazem Esmaili, Bijan GHahraman

### Abstract:

In this research, by presenting a new method using the generalized linear model, the long term effects of climate change on rainfall changes in the Shoor basin under B1, A2 and A1B scenarios were investigated in three periods of 30 years up to 2090 horizons Using the data of daily precipitation and monthly temperature in the base period (1971-2000) in 13 synoptic stations, using generalized linear models, the incident model and the amount of precipitation simulated and used for fine Exponential scale of GCM model data was used. Of the 20 models provided by the CCCSN database, a wide range of climate change changes were introduced. The generalized linear models, by linking the climate and rainfall variables, provide a fine-scale scaling-up of the outputs of the GCM models. The results of the implementation of the generalized linear model show that only two models of INGV-SXG, BCM2.0 are suitable for producing future scenario scenarios. The results also indicate a decrease in rainfall and a rise in temperature in the coming periods. The highest percentage of monthly rainfall reduction has taken place in the summer season than the base period. Accordingly, the maximum average monthly precipitation during the period 2030-2001, 25.22%, during the 2031-2060 period, 37.5% and 2061-2061, between 35.58% and the base period of the forecast It will be.

**Key words:** precipitation, generalized linear patterns, climate change scenarios, climate variables, exponential fineness.