



ISSN 2251-7480

ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر بارش‌های حداکثر روزانه کرمانشاه

مجتبی حیدری^{۱*}، محمد رضا خزائی^۲

*^۱ مربی؛ گروه مهندسی عمران؛ واحد کرمانشاه؛ دانشگاه آزاد اسلامی؛ کرمانشاه؛ ایران

^۲ نویسنده مسئول مکاتبات: mojiran@gmail.com

^۲ استادیار؛ گروه مهندسی عمران؛ دانشگاه پیام نور؛ ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۶/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۳/۱۷

چکیده

از اثرات مهم و بالقوه تغییر اقلیم، تغییر شدت و فراوانی بارش‌های سیل‌زا در آینده است. برای کاهش آثار زیان‌بار تغییر اقلیم در هر منطقه، لازم است تغییرات بارش‌های حدی آینده در آن‌جا پیش‌بینی شود. روش‌های ریزمقیاس‌نمایی بسیاری برای ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر بارش توسعه یافته است، اما اغلب این روش‌ها برای ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر بارش‌های حداکثر مناسب نیستند. در این میان مدل استوکستیک NSRP که کمتر مورد توجه بوده است، از قابلیت‌های ویژه‌ای برخوردار است. در این مطالعه قابلیت مدل NSRP برای تولید بارش روزانه ایستگاه سینوپتیک کرمانشاه و ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر بارش‌های حداکثر روزانه آزموده شد. نتایج حاکی از موفقیت مدل در شبیه‌سازی سری بارش روزانه و بارش‌های حداکثر است و قابلیت استفاده در ارزیابی اثر تغییر اقلیم آینده بر بارش‌های حدی را دارد. با استفاده از مدل ۱۰۰ سری ۳۰ ساله روزانه اقلیم آینده برای سه سناریوی A1B، A2 و B1 مدل CGCM3 تولید شد. بر اساس نتایج، مقدار بارش حداکثر سالانه با تداوم‌های یک تا پنج روز در اقلیم آینده افزایش می‌یابد. توزیع فصلی وقوع بارش‌های حداکثر و توزیع فصلی بارش ماهانه تغییر می‌کند و میانگین بارش سالانه کاهش می‌یابد. افزایش شدت بارش‌های حداکثر با وجود کاهش بارش سالانه نشان می‌دهد مطالعه‌ی اثر تغییر اقلیم بر میانگین بارش نمی‌تواند اطلاعاتی در خصوص تغییرات بارش‌های حدی در اختیار گذارد. با توجه به آنکه تغییر اقلیم می‌تواند اثر مهمی بر بارش‌های حدی داشته باشد، لازم است اثر تغییر اقلیم در طرح‌های آینده که متأثر از بارش‌های حدی است در نظر گرفته شود.

کلید واژه‌ها: استوکستیک؛ بارش حدی؛ بارش روزانه؛ تغییر اقلیم؛ ریزمقیاس‌نمایی

مقدمه

می‌شود که در اثر تغییر اقلیم، شدت و فراوانی بارش‌های حداکثر در بسیاری از نقاط دنیا در آینده نیز افزایش یابد، با این حال شدت و نوع این تغییرات در مناطق مختلف متفاوت است (IPCC, 2012) و رضایی زمان و افروزی، (۱۳۹۴). در روش‌های سنتی تحلیل فراوانی مقادیر حداکثر فرض می‌شود که ویژگی‌های آماری طولانی مدت این متغیرها با زمان تغییر نکنند. در حالی که با وجود تغییر اقلیم، این فرض نقض می‌شود و این گونه روش‌ها دیگر به تهنایی برای تحلیل فراوانی بارش‌های حداکثر آینده معتبر

یکی از اثرات بالقوه تغییر اقلیم، تغییر شدت و فراوانی بارش‌های حدی است (IPCC, 2012). نتایج مطالعات متعدد نشان داده است که در مناطق زیادی از دنیا فراوانی بارش‌های حدی مشاهداتی افزایش یافته است (Tryhorn and DeGaetano, 2011). در مطالعات مختلفی در ایران نیز گزارش شده است که ویژگی‌های بارش‌های حداکثر در نقاط مختلف کشور تغییر کرده است (محمدی مزرعه و تقوی، ۱۳۸۴ و عسگری و همکاران، ۱۳۸۶). پیش‌بینی

بارش‌های حداکثر آینده با کاستی‌هایی مواجه است (Khazaei *et al.*, 2012;2014).

در مواردی نیز از مدل‌های استوکستیک مولد آب و هوا (Weather Generators (WGs) استفاده شده است. در اغلب این مدل‌ها (از جمله WGEN، SDSM، LARS-WG) برای تولید بارش از مدل‌های صرفاً آماری بارش استفاده شده است. در این نوع مدل‌ها بدون توجه به فرایندهای فیزیکی اتمسفر، مدل‌های استوکستیک تجربی بر داده‌های موجود برازش داده می‌شود (Srikanthan and McMahon, 2001). این مدل‌ها اگرچه اغلب گشتاورهای مرتبه پایین بارش (میانگین و واریانس) و رفتار خشک-تر را در سطح روزانه بازتولید می‌کنند، اما قادر به بازتولید صحیح وقایع حدی نیستند (Kilsby *et al.*, 2007).

در تعدادی از پژوهش‌ها برای ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر بارش‌های حداکثر روزانه از مدل LARS-WG استفاده شده است (حجازی زاده و همکاران، ۱۳۹۱؛ بختیاری و همکاران، ۱۳۹۳). مدل LARS-WG مقادیر بارش را از توزیع نیمه تجربی بارش‌های مشاهداتی تولید می‌کند و با این مشکل مواجه است که قادر به تولید مقادیر بارش‌های حدی بزرگتر از مقادیر مشاهداتی نیست (Semenov *et al.*, 2007, 2014). Yang و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از مدل SDSM اثر تغییر اقلیم را بر بارش‌های روزانه حداکثر در ۵ ایستگاه هواشناسی در جنوب چین ارزیابی کردند. ایشان نتیجه‌گیری کردند که عملکرد مدل SDSM در تولید مقادیر بارش‌های حداکثر روزانه و چند روزه ضعیف است و این مقادیر را دست کم برآورد می‌کند. Liu و همکاران (۲۰۱۱) در ارزیابی عملکرد مدل SDSM بر ۲۵ ایستگاه هواشناسی در چین دریافتند که این مدل مقادیر بارش‌های روزانه حداکثر را دست کم برآورد می‌کند. Pourtouserkani و Rakhshandehroo (۲۰۱۴) اثر تغییر اقلیم را بر بارش‌های حداکثر روزانه را در ایستگاه باران‌سنجی چنار راهدار شیراز ارزیابی کردند. ایشان سه روش ریزمقیاس‌نمایی عامل تغییرات، LARS-WG و

نیستند (Teegavarapu, 2012). لذا لازم است برای طرح‌های آینده از روش‌هایی استفاده شود که تغییرات ناشی از تغییر اقلیم را در نظر می‌گیرند.

در حال حاضر معتبرترین وسیله برای تولید سناریوهای اقلیمی آینده، مدل‌های عددی جهانی اقلیم (General Climate Model (GCM) هستند (IPCC, 2001). اما خروجی این مدل‌ها بزرگ مقیاس است و نمی‌تواند به صورت مستقیم برای مطالعات منطقه‌ای مورد استفاده قرار گیرد. برای ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر بارش‌های حدی یک منطقه لازم است خروجی مدل‌های GCM به روشی که برای مطالعه‌ی بارش‌های حدی مناسب باشد ریزمقیاس شود.

مطالعات بسیاری اثر تغییر اقلیم بر میانگین‌های ماهانه و سالانه‌ی بارش را در ایران مورد توجه قرار داده‌اند (مهدی زاده و همکاران، ۱۳۹۰؛ عباسی و اثمیری، ۱۳۹۰، خزائی و همکاران، ۱۳۹۵)، اما مطالعات اندکی به ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر بارش‌های حدی پرداخته‌اند (Khazaei *et al.*, 2001, 2012, *et al.*). با وجود اهمیت انکارناپذیر این مطالعات برای برنامه ریزی‌های دراز مدت، تغییر در بارش سالانه یا ماهانه اطلاعاتی از بارش‌های حداکثر روزانه در اختیار نمی‌گذارد. در بعضی مناطق با وجود کاهش میانگین بارش، بارش‌های حدی افزایش می‌یابند (IPCC, 2012). به عنوان نمونه نتایج مطالعه حجازی زاده و همکاران (۱۳۹۱) در ایستگاه تله زنگ حوضه بختیاری نشان داد در اقلیم آینده با وجود کاهش بارش‌های سالانه، شدت بارش‌های حداکثر روزانه افزایش خواهد یافت. لذا برای دانستن ویژگی‌های بارش‌های حداکثر آینده، لازم است اثر تغییر اقلیم بر آنها پیش‌یابی شود. علت آنکه مطالعاتی اندکی به این موضوع پرداخته‌اند می‌تواند آن باشد که مدل‌های GCM و RCM، که معتبرترین ابزار تولید سناریوهای اقلیمی آینده هستند، بارش‌های روزانه حدی اقلیم آینده را به خوبی تولید نمی‌کنند (Kilsby *et al.*, 2007). همچنین روش‌های معمول ریزمقیاس‌نمایی، در بازتولید صحیح

در ابتدا مدل بارش NSRP توسط آماره‌های سری بارش روزانه مشاهداتی واسنجی شد و پارامترهای آن برای شرایط اقلیمی فعلی به دست آمد. توسط NSRP و با استفاده از این پارامترها، ۱۰۰ سری بارش مصنوعی برای اقلیم فعلی تولید شد. عملکرد مدل برای بازتولید دامنه وسیعی از مشخصات بارش ارزیابی شد. سپس آماره‌های به‌دست آمده از بارش مشاهداتی بر اساس سناریوهای مدل CGCM3 تحت سناریوهای انتشار A2، A1B، و B1 تغییر داده شد و آماره‌های ریزمقیاس شده بارش برای سناریوهای آینده به دست آمد. با واسنجی مدل، پارامترهای مدل NSRP برای آماره‌های آینده به دست آمد و ۱۰۰ سری بارش برای هر یک از سناریوهای آینده تولید شد. با مقایسه توزیع بارش‌های حداکثر در سناریوهای بارش آینده و بارش اقلیم فعلی، اثر تغییر اقلیم بر بارش‌های حدی ارزیابی شد و عدم قطعیت‌های سناریوهای انتشار و نوسانات اقلیمی در نتایج مطالعه شد. در ادامه به شرح هریک از مراحل پرداخته می‌شود.

ساختار مدل بارش

برای شبیه‌سازی بارش روزانه از مدل NSRP استفاده شده است. در این مدل هر واقعه بارش یک طوفان نامیده می‌شود و هر طوفان ترکیبی از تعدادی رگبار بارش است. در این مدل زمان شروع طوفان‌ها به صورت تصادفی تولید می‌شود. هر طوفان متشکل از یک تعداد تصادفی رگبار بارش است. هر یک از رگبارها، دارای خصوصیات زمان شروع (نسبت به شروع طوفان)، مدت، و شدت بارش است. هر یک از این ویژگی‌ها به صورت مستقل و تصادفی از توزیع مربوط به خود تعیین می‌شود. پارامترهای این توزیع‌ها با استفاده از بارش‌های مشاهداتی تخمین زده می‌شود. در مراحل زیر و با استفاده از شکل ۱ ساختار مدل NSRP با جزئیات بیشتر تشریح می‌شود (Burton et al., 2008).

الف) در این مدل زمان شروع طوفان‌ها (وقایع بارش)، به صورت مستقل توسط یک فرایند پواسون تولید می‌شود.

SDSM را مقایسه کردند و نتیجه گرفتند که در این منطقه نتایج روش‌های عامل تغییرات و LARS-WG قابل اعتمادتر از نتایج SDSM است.

مدلی که برای ریزمقیاس‌نمایی و شبیه‌سازی بارش‌های حدی اقلیم آینده مورد استفاده قرار می‌گیرد، باید در ابتدا بتواند بارش‌های حدی دوره مشاهداتی را به خوبی شبیه‌سازی کند. لذا لازم است در ابتدا عملکرد مدل برای بازتولید ویژگی‌های بارش از جمله بارش‌های حداکثر در دوره مشاهداتی آزموده شود. یک مدل مناسب برای ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر بارش‌های حدی که کمتر مورد توجه بوده است، مدل Neyman-Scott Rectangular Pulses (NSRP) است (Kilsby et al., 2007; Khazaei et al., 2014; Khazaei et al., 2014). در این مدل، فرایندهای فیزیکی ساختار بارش توسط روش‌های استوکستیک توصیف می‌شود (Khazaei et al., 2013). این مدل کفایت قابل توجهی برای شبیه‌سازی رخداد‌های حدی و حفظ سایر ویژگی‌های بارش نشان داده است (Burlando and Khazaei et al., Rosso, 1993, Kilsby et al., 2004). Khazaei و همکاران (۲۰۱۴) این مدل را در ۵ ایستگاه در ایران با مدل LARS-WG مقایسه کردند. نتایج نشان داد مدل NSRP از برتری قابل توجهی در تولید سری‌های بارش و مقادیر حدی آن نسبت به LARS-WG برخوردار است. Khazaei و همکاران (۲۰۱۲) این مدل را با موفقیت برای ریزمقیاس‌نمایی بارش‌های روزانه حوضه کارون در ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر سیلاب‌ها به کار بردند. هدف از این پژوهش ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر بارش‌های حداکثر سالانه و سری بارش روزانه کرمانشاه است. به این منظور، قابلیت مدل NSRP برای تولید بارش روزانه کرمانشاه مورد آزمون قرار گرفت. با تولید ۱۰۰ سری ۳۰ ساله بارش روزانه اقلیم فعلی و سناریوهای اقلیم آینده تحت سناریوهای A2، B1، و A1B عدم قطعیت‌های نوسانات اقلیمی و سناریوهای انتشار در نتایج تحلیل شد.

مواد و روش‌ها

که $f(t)$ ، تابع چگالی احتمال فاصله زمانی رخ دادن هر رگبار نسبت به زمان شروع طوفان (t) ، و β^{-1} متوسط فاصله زمانی شروع رگبارها نسبت به زمان شروع طوفان است.

(پ) به هر رگبار به صورت تصادفی، یک مدت و یک شدت اختصاص داده می‌شود. مدت هر رگبار به صورت تصادفی و مستقل، با یک توزیع نمایی با پارامتر η تعیین می‌شود.

$$f(l) = \eta e^{-\eta l} \quad l > 0 \quad (3)$$

که در آن $f(l)$ ، تابع چگالی احتمال مدت هر رگبار (l) ، و η^{-1} متوسط مدت رگبارها است.

شدت هر رگبار با یک توزیع نمایی با پارامتر ξ به صورت تصادفی و مستقل تعیین می‌شود.

$$f(x) = \xi e^{-\xi x} \quad x > 0 \quad (4)$$

که در آن $f(x)$ ، تابع چگالی احتمال شدت هر رگبار (x) ، و ξ^{-1} متوسط شدت رگبارها است.

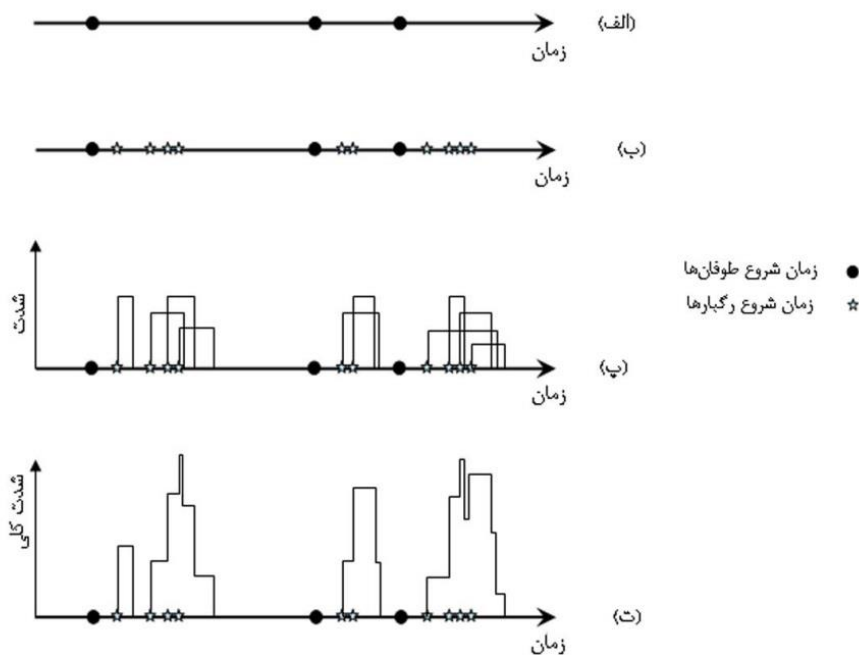
بنابراین اگر $N(t)$ تعداد طوفان‌ها از زمان شروع تا زمان t باشد، آنگاه احتمال آنکه $N(t)$ برابر K باشد از رابطه زیر محاسبه می‌شود.

$$P[N(t) = K] = \frac{e^{-\lambda t} (\lambda t)^K}{K!} \quad K = 0, 1, 2, \dots \quad (1)$$

که $P[K]$ ، احتمال وقوع تعداد K طوفان تا زمان t ، و λ متوسط تعداد طوفان‌ها در واحد زمان است. با استفاده از این توزیع احتمال، زمان شروع طوفان‌ها نسبت به زمان شروع مدل‌سازی به صورت مستقل و تصادفی تعیین می‌شود.

(ب) شروع هر طوفان، مبدا رخداد تعداد تصادفی C رگبار (سلول بارش) می‌شود که برای هر طوفان به صورت مستقل با یک توزیع پواسون با میانگین ν تولید می‌شود و ν میانگین تعداد رگبارها در هر طوفان است. فاصله زمانی شروع هر یک از رگبارها نسبت به زمان شروع طوفان، به صورت مستقل و تصادفی از یک توزیع نمایی با پارامتر β تعیین می‌شود.

$$f(x) = \xi e^{-\xi x} \quad x > 0 \quad (2)$$



شکل ۱. نمایش کلی مدل NSRP (Burton et al., 2008)

تعیین شده، حاکی از نکویی عملکرد مدل در سطح احتمال مورد نظر است (Kilsby et al., Holman et al., 2009). (2007)

روش ریزمقیاس نمایی

روش ریزمقیاس نمایی توسط مدل NSRP در مراحل زیر خلاصه می شود: (۱) از سری‌های بارش روزانه خروجی GCM، برای دوره کنترل و همچنین برای سناریوی آینده، آماره‌های روزانه مورد نیاز مدل NSRP محاسبه می‌شود. (۲) تغییرات آماره‌های به دست آمده از خروجی‌های GCM برای سناریوی مورد نظر، به مقادیر آماره‌های محاسبه شده از داده‌های مشاهداتی اعمال می‌شود (Kilsby et al., 2007).

$$S_i^F = S_i^O \times \frac{S_i^{GCM-F}}{S_i^{GCM-B}} \quad (6)$$

در این رابطه، S_i^{GCM-F} و S_i^{GCM-B} به ترتیب آماره i -ام بارش دوره آینده و دوره پایه شبیه‌سازی شده توسط GCM، و S_i^O و S_i^F به ترتیب آماره i -ام مشاهداتی و سناریوی آینده منطقه مورد مطالعه است. (۳) با استفاده از مدل بارش NSRP و پارامترهایی که متناسب با سناریوی GCM تغییر یافته است، سناریوهای سری طولانی مدت بارش روزانه اقلیم آینده تولید می‌شود.

منطقه مورد مطالعه

به منظور واسنجی مدل NSRP برای اقلیم فعلی و استفاده از آن برای کاهش مقیاس سناریوهای اقلیمی آینده، لازم است از داده‌های روزانه مشاهداتی که دوره زمانی آن با داده‌های دوره پایه مدل GCM مشترک است، استفاده شود. در این خصوص از سری بارش روزانه دوره‌ی ۳۰ ساله‌ی ۹۲-۱۹۶۳ ایستگاه هواشناسی کرمانشاه استفاده شده است. ایستگاه کرمانشاه در مختصات جغرافیایی ۴۷ درجه و ۷ دقیقه طول شرقی و ۳۴ درجه و ۱۷ دقیقه عرض شمالی در کرمانشاه واقع است. ارتفاع این ایستگاه ۱۳۲۲

ت) شدت بارش در هر لحظه، از جمع شدت رگبارهای فعال در آن لحظه به دست می‌آید. این فرایند به صورت پیوسته زمانی است، بنابراین سری زمانی از تفکیک فرایند در گام زمانی مورد نظر به دست می‌آید. معمولاً داده‌های بارش مشاهداتی به صورت میزان کل بارش در یک گام زمانی معین ارایه می‌شود. لذا اگر $y(t)$ شدت کل بارش در زمان t باشد، بارش تجمعی گام زمانی i ام با مدت h از رابطه زیر به دست می‌آید.

$$y_i^{(h)} = \int_{(i-1)h}^h y(t) dt \quad (5)$$

مدل NSRP دارای ۵ پارامتر $(\lambda, \nu, \eta, \beta, \xi)$ است که باید از طریق واسنجی مدل و با استفاده از داده‌های مشاهداتی، برآورد شوند. باید حداقل پنج آماره از سری زمانی مشاهداتی محاسبه شود و مقدار آن‌ها با عبارات متناظرشان از مدل (آماره‌های مدل)، که توابعی از پارامترهای مدل هستند، برابر قرار داده شود. در نتیجه یک دستگاه معادلات به دست می‌آید که با حل همزمان معادلات آن، پارامترهای مدل برآورد می‌شوند. دستگاه معادلات حاصله خطی نیست و برای تخمین پارامترها از یک الگوریتم بهینه‌یابی عددی، با حداقل کردن مقدار یک تابع هدف استفاده می‌شود (Burton et al., 2008). برای آنکه خصوصیات فصلی بارش به خوبی حفظ گردد، پارامترهای مدل برای هر ماه تقویمی به صورت جداگانه به دست می‌آیند. برای ارزیابی عملکرد مدل، لازم است آماره‌های سری زمانی تولید شده و مشاهداتی با هم مقایسه شود. برای مقایسه آماره‌های سری زمانی مشاهداتی و سری‌های زمانی تولیدی، ۱۰۰ سری هم‌طول با سری‌های مشاهداتی، توسط مدل واسنجی شده تولید می‌شود. این تکرار به دلیل تغییرپذیری نمونه‌گیری (Sampling variability) است. برای هر سری تولید شده، آماره‌های متغیرها محاسبه شده و میان و حدود اطمینان (Confidence interval) ۹۰٪ (حدودی که ۹۰ درصد آماره سری‌های تولید شده در آن قرار دارند)، با آماره‌های متناظر سری مشاهداتی مقایسه می‌شود. فرارگیری آماره‌های سری مشاهداتی در حدود

ارزیابی عملکرد مدل، ۱۰۰ سری ۳۰ ساله بارش روزانه تولید شد و آماره‌ها و توزیع بارش‌های حداکثر سالانه مشاهداتی، با میانگین و حدودی که ۹۰ درصد مقادیر متناظر از سری‌های تولید شده در آن قرار دارند (حدود اطمینان ۹۰٪)، مقایسه شد (شکل ۲).

همان‌طور که در شکل (۲) مشاهده می‌شود، میانگین و واریانس بارش مشاهداتی در همه ماه‌های سال در داخل دامنه‌ی ۹۰٪ مقادیر متناظر از سری‌های تولید شده قرار دارد که مبین عملکرد خوب مدل در بازتولید این آماره‌ها است. همچنین، عملکرد مدل برای شبیه‌سازی بارش‌های حداکثر سالانه با تداوم‌های یک روزه، دو روزه، پنج روزه و نیز احتمال وقوع بارش‌های حداکثر سالانه در هر یک از ماه‌های سال مورد آزمون قرار گرفته است. توزیع‌های مشاهداتی عموماً در حدود اطمینان ۹۰٪ توزیع‌های متناظر تولید شده قرار دارند که حاکی از عملکرد قابل قبول مدل است. همچنین توزیع زمانی وقوع بارش‌های حداکثر به خوبی بازتولید شده است. شایان ذکر است که مقادیر حدی، صریحاً در واسنجی مدل NSRP شرکت نکرده‌اند، بلکه مدل بر آماره‌هایی نظیر میانگین و انحراف معیار کل داده‌ها (که در روش تحقیق بیان شد) برازش شده است. با وجود آن، توزیع بارش‌های حدی مشاهداتی در تداوم‌های مختلف به شکل قابل قبولی در بارش تولید شده حفظ شده است. این نتایج حاکی از عملکرد موفق مدل در شبیه‌سازی بارش روزانه کرمانشاه و بازتولید بارش‌های حدی است. این عملکرد به دلیل آن است که برخلاف مدل‌هایی که صرفاً آماری هستند (نظیر SDSM و LARS-WG)، مدل NSRP مدل استوکستیک است که فرایندهای فیزیکی ساختار بارش را مورد توجه قرار می‌دهد.

در شکل (۳) توزیع فراوانی بارش‌های روزانه حداکثر سالانه شبیه‌سازی شده تا دوره بازگشت ۱۰۰۰ سال نشان داده شده و با توزیع فراوانی بارش‌های حداکثر ۳۰ ساله مشاهداتی مقایسه شده است. توزیع مقادیر حداکثر سری شبیه‌سازی شده به خوبی از توزیع مشاهداتی تبعیت

متر از سطح دریا و میانگین بارش آن ۴۸۰ میلی متر در سال است.

هم‌چنین سناریوهای اقلیمی A1B، A2، و B1 مدل جهانی اقلیم CGCM3 که به ترتیب بیان‌گر حالات غلظت متوسط، غلظت زیاد و غلظت کم گازهای گلخانه‌ای هستند مورد استفاده قرار گرفته‌اند. این سناریوها تقریباً به ترتیب در موقعیت‌های میانه و حدود ۸۰ درصد بالا و پایین سناریوهای انتشار قرار دارند و لذا دامنه وسیعی از حالات ممکن انتشار گازهای گلخانه‌ای در آینده را در برمی‌گیرند. خروجی‌های روزانه مورد استفاده از مدل CGCM3 مربوط به دو دوره پایه ۹۲-۱۹۶۳ و دوره آینده ۹۴-۲۰۶۵ است.

تحلیل عدم قطعیت سناریوهای انتشار و نوسانات اقلیمی

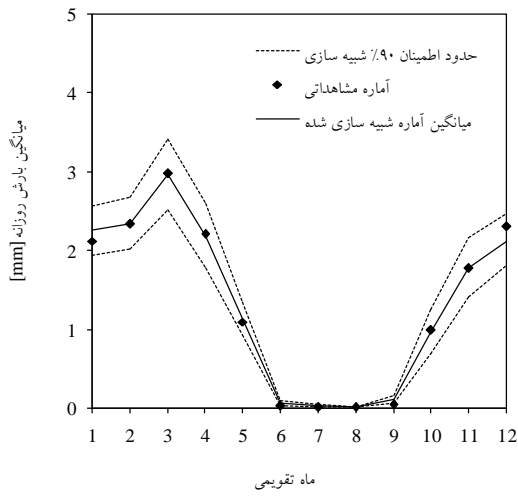
سری‌های داده‌های مشاهداتی (و همچنین خروجی‌های GCMs) اغلب از طول آماری کوتاهی (نوعاً ۳۰ سال) برخوردارند و این طول آماری برای تحلیل فراوانی وقایع حدی کافی نیست. با استفاده از مدل استوکستیک NSRP می‌توان سری‌های طولانی مدت مصنوعی را بر مبنای داده‌های مشاهداتی یا خروجی مدل‌های اقلیمی تولید کرد. این داده‌ها ضمن شباهت آماری با داده‌های مبنای (مشاهداتی یا خروجی GCM)، دامنه وسیعی از حالات ممکن را فراهم می‌کند. به این ترتیب از عدم قطعیت مربوط به نوسانات اقلیمی و کوتاهی طول آمار کاسته می‌شود و نتایج قابل اعتمادتری به دست می‌آید (Khazaei et al., 2012, Kay et al., 2009, Khazaei et al., 2013, Semenov and Brooks, 1998, Dubrovsky et al., 2004). در این مطالعه، ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر بارش‌های حداکثر، با مقایسه سری ۳۰۰۰ ساله (۱۰۰۰ سری ۳۰ ساله) بارش تولید شده برای اقلیم حال و اقلیم آینده انجام شده است. هم‌چنین با مقایسه نتایج برای سناریوهای انتشار A1B، A2، و B1، عدم قطعیت سناریوهای انتشار نیز در نتایج تحلیل شده است.

نتایج و بحث

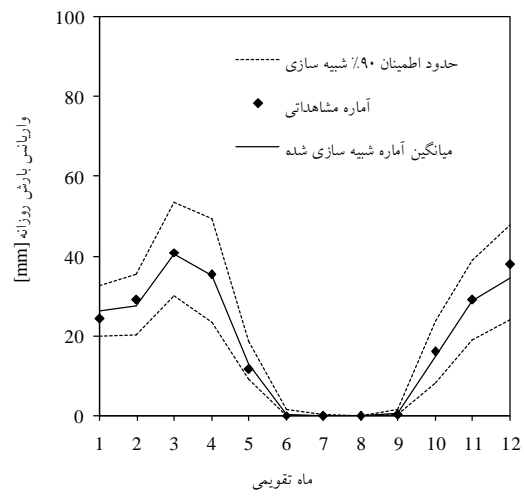
مدل NSRP برای سری مشاهداتی ۳۰ ساله بارش روزانه ایستگاه هواشناسی کرمانشاه واسنجی شد. برای

بازگشت زیاد را فراهم کرده است.

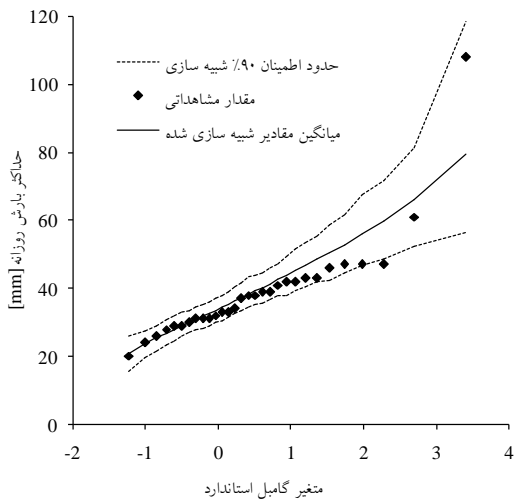
می‌کند، ضمن آنکه امکان تولید بارش‌های حدی با دوره



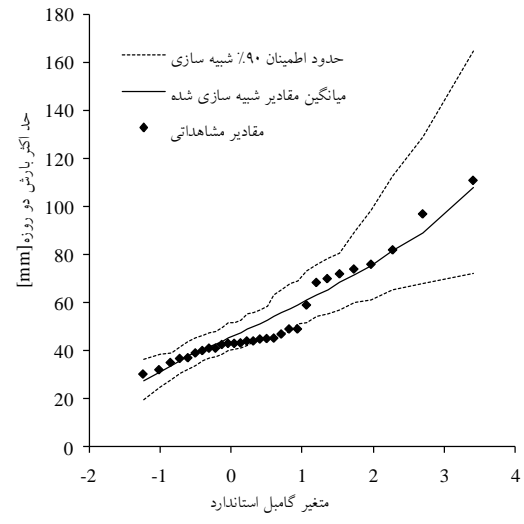
(الف)



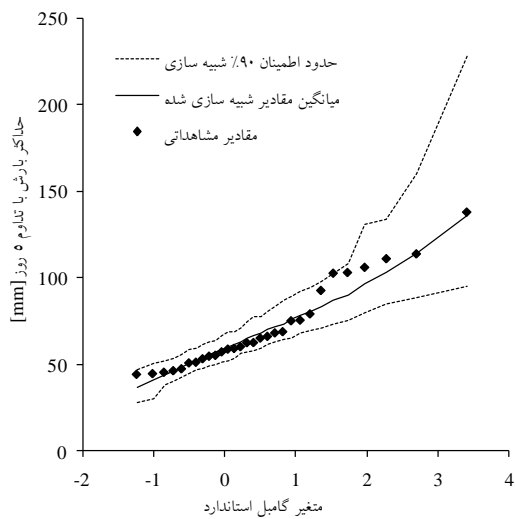
(ب)



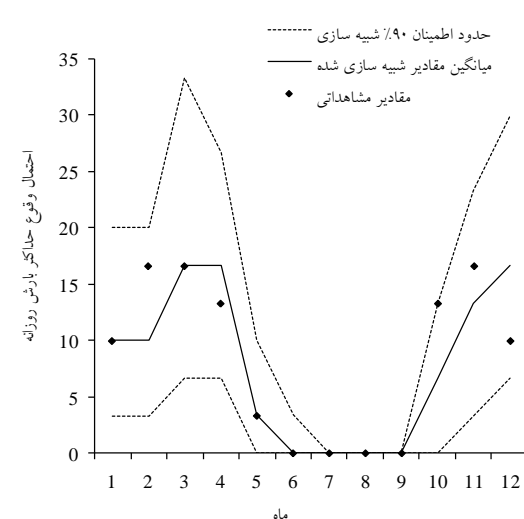
(پ)



(ت)

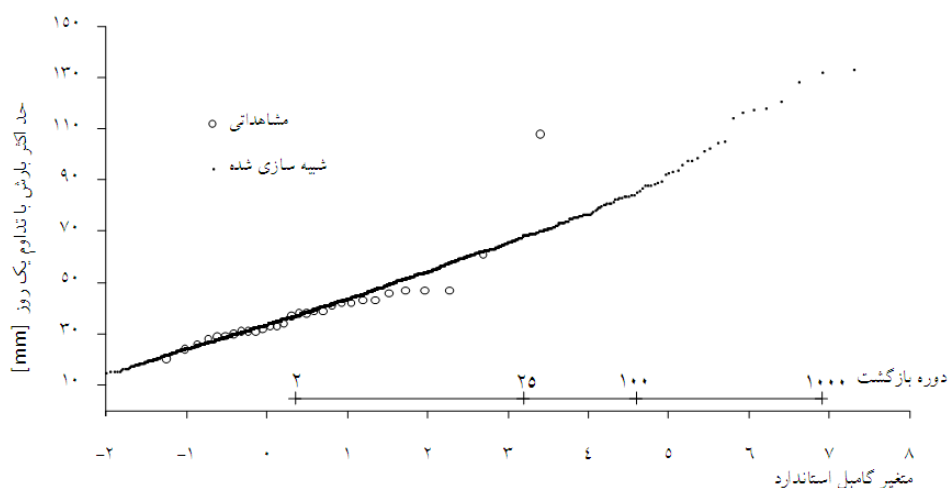


(ث)



(ج)

شکل ۲. ارزیابی عملکرد مدل NSRP در بازتولید ویژگی‌های بارش مشاهداتی. ویژگی‌های آماری بارش روزانه و توزیع بارش‌های حدی مشاهداتی کرمانشاه با حدود ۹۰٪ ویژگی‌های متناظر ۱۰۰ سری ۳۰ ساله بارش شبیه‌سازی شده توسط مدل NSRP مقایسه شده است.



شکل ۳. مقایسه توزیع فراوانی بارش‌های روزانه حداکثر طولانی مدت تولید شده، با توزیع فراوانی بارش‌های حداکثر مشاهداتی

بارش سالانه در دوره ۲۰۹۴-۲۰۶۵ تا ۷ درصد نسبت به اقلیم فعلی کاهش می‌یابد (جدول ۲). اثر تغییر اقلیم بر بارش‌های حداکثر سالانه با تداوم‌های مختلف در جدول (۳) و شکل (۴) ارایه شده است. در شکل (۴)، توزیع فراوانی بارش‌های حداکثر روزانه و دو روزه سناریوهای آینده، با توزیع متناظر بارش‌های دوره پایه مقایسه شده است. همچنین در جدول (۳) مقادیر بارش‌های حداکثر روزانه، دو روزه و پنج روزه کرمانشاه در شرایط اقلیمی فعلی و سناریوهای آینده برای دوره بازگشت‌های مختلف ارایه شده است. در اکثر موارد نتایج نشان می‌دهد که بزرگی بارش‌های حداکثر در اقلیم آینده افزایش می‌یابد. به عنوان نمونه‌ای از این نتایج، مقدار بارش حداکثر روزانه با دوره بازگشت ۲ سال برای دوره تاریخی ۳۸ میلی‌متر است که بر اساس سناریوهای A1B، A2، و B1، در اقلیم آینده به ترتیب به مقدار ۴۳، ۴۰، و ۴۱ میلی‌متر تغییر می‌کند. مقدار بارش روزانه با دوره بازگشت ۲۵ سال برای دوره تاریخی ۶۹ mm است و مقدار بارش برای این دوره بازگشت در دوره ۲۰۹۴-۲۰۶۵، برای سناریوهای A1B، A2، و B1، به ترتیب ۸۳، ۷۲، و ۸۲ میلی‌متر است. نتایج حاکی از افزایش مقادیر بارش حداکثر در اقلیم آتی نسبت به اقلیم فعلی، تحت اغلب سناریوهای مورد بررسی است. این در حالی است که به علت عدم قطعیت سناریوهای انتشار، در اندکی از موارد نیز کاهش

با استفاده از سناریوهای آماره‌های بارش روزانه اقلیم آینده، پارامترهای مدل NSRP برای هر یک از سناریوهای A1B، A2، و B1، و آینده (۹۴-۲۰۶۵) برآورد شد و سری‌های ۳۰۰۰ ساله بارش کرمانشاه برای هر یک از این سناریوهای آینده تولید شد. در شکل (۴) اثر تغییر اقلیم بر میانگین بارش ماهانه، توزیع فراوانی حداکثر بارش‌های روزانه، دو روزه، پنج روزه و توزیع زمانی وقوع بارش‌های حداکثر در ماه‌های سال، برای سناریوهای انتشار مختلف نشان داده شده است. نتایج نشان می‌دهد که توزیع فصلی بارش در اقلیم آینده تغییر خواهد کرد. به عنوان نمونه پیش‌یابی می‌شود بارش ماه سوم (مارس)، تحت همه سناریوها در آینده کاهش یابد و از مقدار ۹۲ میلی‌متر به مقداری بین ۵۴ تا ۶۹ میلی‌متر برسد. این در حالی است که بارش ماه دسامبر از مقدار ۷۱ میلی‌متر فعلی به مقداری بین ۷۹ تا ۱۰۳ میلی‌متر افزایش می‌یابد (جدول ۱ و شکل ۴). میانگین بارش فصل پاییز تحت سناریوهای مختلف بین ۲۰ تا ۳۶ درصد افزایش نشان می‌دهد؛ در حالی که بارش میانگین فصل زمستان بین ۹ تا ۲۱ درصد کاهش و بارش بهار ۱۰ تا ۳۸ درصد کاهش نشان می‌دهد. با وجود تغییر قابل توجه توزیع فصلی بارش، تغییر مقدار بارش سالانه از شدت کمتری برخوردار است. بر مبنای این نتایج، تحت سناریوهای مورد بررسی،

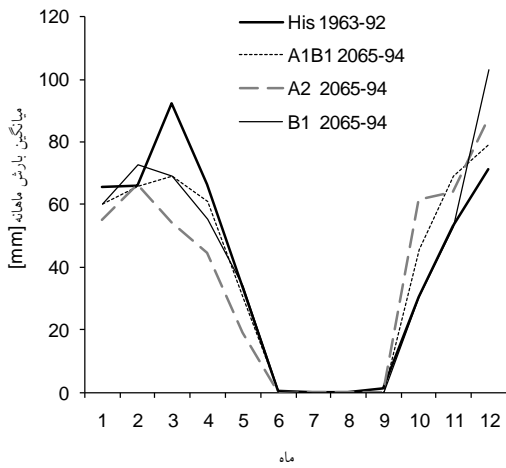
تغییر خواهد کرد و احتمال وقوع آن در اغلب ماه‌های زمستان و بهار کاهش و در ماه‌های پائیز افزایش می‌یابد (شکل ۴).

کوچکی در مقدار بارش روزانه حداکثر در اقلیم آبی نسبت به اقلیم فعلی دیده می‌شود (جدول ۴). علاوه بر مقدار بارش‌های حداکثر، توزیع فصلی وقوع آنها نیز در آینده

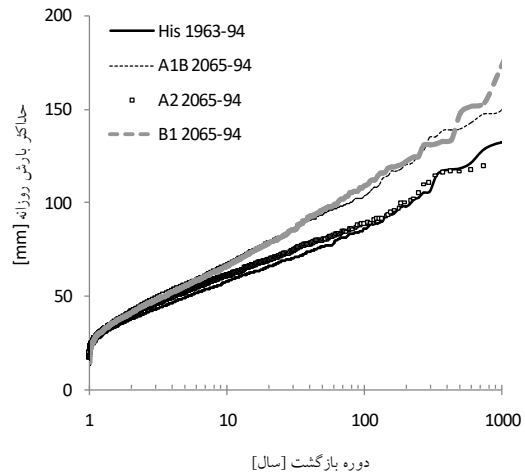
جدول ۱. مقادیر بارش میانگین ماهانه اقلیم فعلی و سناریوهای اقلیم آبی (میلی‌متر در ماه)

| Dec | nov | Oct | Sep | Aug | Jul | Jun | May | Apr | Mar | Feb | Jan | سناریو | دوره |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------------|---------|
| ۷۱ | ۵۳ | ۳۱ | ۱ | ۰ | ۰ | ۱ | ۳۴ | ۶۶ | ۹۲ | ۶۶ | ۶۶ | اقلیم فعلی | ۱۹۶۳-۹۲ |
| ۷۹ | ۶۹ | ۴۶ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۳۰ | ۶۱ | ۶۹ | ۶۶ | ۶۰ | A1B | ۲۰۶۵-۹۴ |
| ۸۷ | ۶۴ | ۶۱ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۱۹ | ۴۴ | ۵۴ | ۶۶ | ۵۵ | A2 | ۲۰۶۵-۹۴ |
| ۱۰۳ | ۵۳ | ۳۱ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۳۴ | ۵۵ | ۶۹ | ۷۳ | ۶۰ | B1 | ۲۰۶۵-۹۴ |

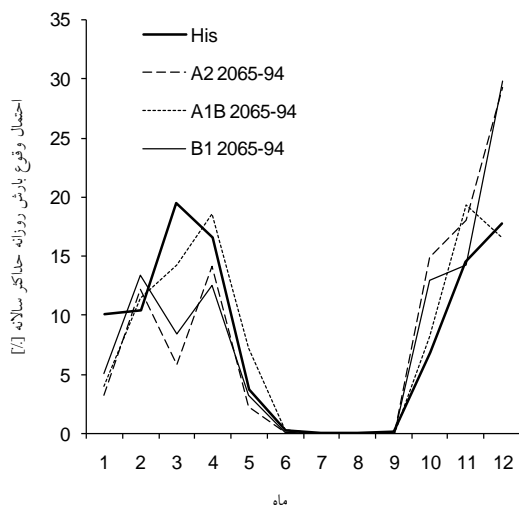
(الف)



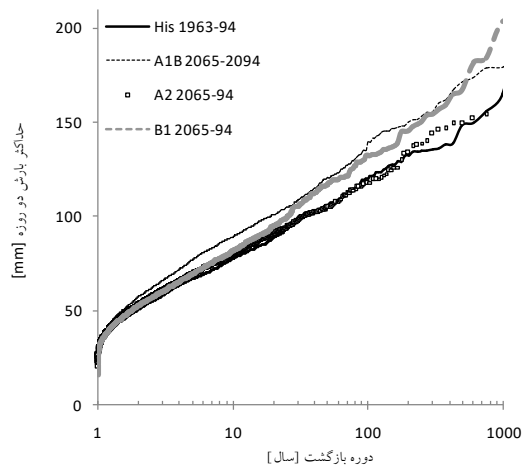
(ب)



(ج)



(د)



شکل ۴. ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر میانگین بارش ماهانه، توزیع فراوانی و توزیع فصلی وقوع بارش‌های حداکثر سالانه

جدول ۲. درصد تغییرات بارش میانگین فصلی اقلیم آتی نسبت به اقلیم فعلی (%)

| دوره | سناریو | بهار | پائیز | زمستان | سالانه |
|---------|--------|------|-------|--------|--------|
| ۲۰۶۵-۹۴ | A1B | -۱۰ | ۲۵ | -۱۲ | ۰ |
| | A2 | -۳۸ | ۳۶ | -۲۱ | -۷ |
| | B1 | -۱۲ | ۲۰ | -۹ | -۱ |

جدول ۳. مقادیر بارش‌های حداکثر با تداوم‌های مختلف کرمانشاه در شرایط اقلیمی تاریخی و سناریوهای آینده (میلی‌متر)

| دوره بازگشت (سال) | روزانه | | | تداوم دو روز | | | تداوم پنج روز | | | | | |
|----------------------|-----------|-----|-----|--------------|-----|-----|---------------|--------|-----|---------|-----|--|
| | ۲۰۶۵-۲۰۹۴ | | | ۱۹۶۳-۹۲ | | | ۲۰۶۵-۲۰۹۴ | | | ۱۹۶۳-۹۲ | | |
| | B1 | A2 | A1B | تاریخی | B1 | A2 | A1B | تاریخی | B1 | A2 | A1B | |
| ۲ | ۴۱ | ۴۰ | ۴۳ | ۳۸ | ۵۳ | ۵۲ | ۵۷ | ۵۱ | ۶۷ | ۶۷ | ۷۱ | |
| ۱۰ | ۶۶ | ۶۱ | ۶۸ | ۵۸ | ۸۲ | ۸۰ | ۸۹ | ۷۸ | ۱۰۲ | ۹۹ | ۱۱۰ | |
| ۲۰ | ۷۸ | ۶۹ | ۸۰ | ۶۶ | ۹۵ | ۹۱ | ۱۰۱ | ۸۹ | ۱۱۹ | ۱۱۶ | ۱۲۶ | |
| ۲۵ | ۸۲ | ۷۲ | ۸۳ | ۶۹ | ۹۹ | ۹۴ | ۱۰۵ | ۹۳ | ۱۲۳ | ۱۲۰ | ۱۳۰ | |
| ۵۰ | ۹۶ | ۸۰ | ۹۳ | ۷۷ | ۱۱۷ | ۱۰۵ | ۱۲۱ | ۱۰۶ | ۱۳۹ | ۱۳۳ | ۱۴۷ | |
| ۱۰۰ | ۱۰۹ | ۸۸ | ۱۰۳ | ۸۶ | ۱۳۲ | ۱۱۸ | ۱۳۹ | ۱۲۰ | ۱۵۴ | ۱۴۶ | ۱۶۴ | |
| ۲۰۰ | ۱۲۲ | ۱۰۰ | ۱۲۰ | ۹۸ | ۱۴۵ | ۱۳۴ | ۱۵۰ | ۱۳۲ | ۱۷۰ | ۱۵۶ | ۱۸۱ | |
| ۵۰۰ | ۱۴۸ | ۱۱۷ | ۱۴۰ | ۱۱۸ | ۱۶۷ | ۱۴۹ | ۱۷۱ | ۱۴۸ | ۱۸۸ | ۱۸۳ | ۱۹۶ | |

نتیجه‌گیری

شبیه‌سازی کرده است. ضمن آنکه این مدل با تولید ۱۰۰ سری ۳۰ ساله، دامنه وسیعی از حالات ممکن برای یک شرایط اقلیمی را فراهم می‌کند و از عدم قطعیت نوسانات اقلیمی می‌کاهد. نتایج حاکی از کفایت مدل برای ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر بارش و به ویژه بارش‌های حداکثر سالانه است. با آشتن آماره‌های مدل مطابق با سناریوهای تغییر اقلیم آینده‌ی مدل CGCM3 برای کرمانشاه، ۱۰۰ سری ۳۰ ساله بارش روزانه برای سناریوهای اقلیم تغییر یافته آینده (۲۰۶۵-۲۰۹۴) تولید و اثر تغییر اقلیم بر بارش به ویژه بر بارش‌های حداکثر کرمانشاه ارزیابی شد. برای تحلیل عدم قطعیت سناریوهای انتشار، از سه سناریوی A2، B1 و A1B استفاده شد که دامنه وسیعی از حالات ممکن انتشار گازهای گلخانه‌ای در آینده را در بر می‌گیرند. نتایج نشان می‌دهد برای اغلب دوره بازگشت‌ها و سناریوهای انتشار، بزرگی بارش‌های حداکثر با تداوم‌های مختلف در اقلیم آینده‌ی کرمانشاه افزایش می‌یابد. به عنوان نمونه بارش‌های حداکثر روزانه با دوره بازگشت ۲ سال در

به دفعات گزارش شده است که از آثار مهم تغییر اقلیم افزایش شدت و فراوانی بارش‌های حدی در بسیاری از نقاط دنیا در آینده است. روش‌های زیادی برای ریزمقیاس‌نمایی سناریوهای GCM-ها توسعه یافته است، اما این روش‌ها اغلب قادر به شبیه‌سازی صحیح بارش‌های حدی و ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر آن‌ها نیستند. این موضوع سبب شده است که روش صحیح ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر بارش‌های حدی همچنان به عنوان یک چالش مطرح باشد و مطالعات اندکی در گذشته به آن پرداخته‌اند. در این مطالعه قابلیت مدل استوکستیک بارش NSRP، که در این گونه مطالعات کمتر مورد توجه بوده است، برای ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر بارش‌های حدی در ایستگاه کرمانشاه ارزیابی شد. آزمون‌های عملکرد مدل نشان داد مدل ویژگی‌های مختلف بارش (از جمله میانگین‌ها، واریانس‌ها، توزیع بارش‌های حداکثر سالانه با تداوم‌های مختلف و توزیع زمان وقوع بارش‌های حداکثر سالانه) را با موفقیت

پیش‌یابی می‌شود تا ۷ درصد نسبت به اقلیم فعلی کاهش می‌یابد.

افزایش شدت بارش‌های حداکثر کرمانشاه در حالی است که میانگین بارش سالانه کاهش خواهد یافت. ضمن آنکه تغییرات بارش‌های حدی از تغییر میانگین سالانه شدیدتر است. بر این مبنا مطالعات اثر تغییر اقلیم بر میانگین‌ها برای پیش‌یابی تغییرات بارش‌های حداکثر معتبر نبوده و لازم است اثر تغییر اقلیم بر بارش‌های حداکثر به روش مناسب ارزیابی شود. همچنین با توجه به شدت اثر تغییر اقلیم بر بارش‌های حدی، لازم است که اثر تغییر اقلیم در طرح‌های آینده که متأثر از بارش‌های حدی است در نظر گرفته شود.

سیاسگزاری

این مقاله حاصل طرح پژوهشی با عنوان "شبیه‌سازی استوکستیک بارش روزانه و ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر بارش‌های حدی در کرمانشاه" می‌باشد و از دانشگاه آزاد اسلامی واحد کرمانشاه به دلیل حمایت مالی از این طرح تشکر و قدردانی می‌گردد.

دوره آینده ۹۴-۲۰۶۵ نسبت به دوره پایه ۹۲-۱۹۶۳ برای سناریوهای انتشار مختلف بین ۶ تا ۱۵ درصد افزایش خواهد یافت. این افزایش برای دوره بازگشت ۲۰ سال بین ۵ تا ۲۱ درصد و برای دوره بازگشت ۲۰۰ سال بین ۲ تا ۲۴ درصد پیش‌یابی می‌شود. البته به علت عدم قطعیت سناریوهای انتشار، در اندکی از موارد نیز کاهش کوچکی در بارش روزانه حداکثر آینده دیده می‌شود. علاوه بر مقدار بارش‌های حداکثر، توزیع فصلی وقوع آنها نیز در آینده تغییر خواهد کرد. احتمال آنکه بارش روزانه حداکثر سال در زمستان و بهار رخ دهد کاهش می‌یابد و احتمال وقوع آن در پائیز افزایش می‌یابد.

همچنین نتایج نشان داد که توزیع فصلی بارش‌های ماهانه در اقلیم آینده تغییر خواهد کرد. به عنوان نمونه پیش‌یابی می‌شود میانگین بارش ۹۴-۲۰۶۵ نسبت به دوره پایه در بهار ۱۰ تا ۳۸ درصد و در زمستان ۹ تا ۲۱ کاهش یابد و میانگین بارش پائیز ۲۰ تا ۳۶ درصد افزایش می‌یابد. تغییر بارش سالانه از شدت کمتری برخوردار است و

فهرست منابع

- حجازی زاده، ز.، فتاحی، ا.، مساح بوانی ع.، ناصرزاده، م. ۱۳۹۱. ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر هیدروگراف سیلاب در دوره های آتی مطالعه موردی: حوضه آبریز بختیاری. جغرافیا، (۳۴): ۲۴-۵.
- خزائی، م.ر. ۱۳۹۵. ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر رژیم هیدرولوژیکی یک حوضه آبریز کوهستانی در ایران. نشریه علمی- پژوهشی حفاظت منابع آب و خاک، (۳)۵: ۴۳-۵۴.
- رضایی زمان، م. و افروزی، ع. ۱۳۹۴. ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر عملکرد محصولات و ارائه راهبرد تغییر الگوی کشت (مطالعه موردی: حوضه سیمینه رود). نشریه حفاظت منابع آب و خاک. ۴ (۴): ۵۱-۶۴.
- عباسی ف.، اثمري م. ۱۳۹۰. پیش بینی و ارزیابی تغییرات دما و بارش ایران در دهه های آینده با الگوی MAGICC - SCENGEN. آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، (۱)۲۵: ۷۰-۸۳.
- عسگری، ا.، رحیم زاده، ف.، محمدیان، ن. و فتاحی، ا. ۱۳۸۶. تحلیل روند نمایه های بارش های حدی در ایران. تحقیقات منابع آب ایران، (۳)۳: ۵۵-۴۲.
- محمدی مزرعه، ح. و تقوی، ف. ۱۳۸۴. روند شاخص های حدی دما و بارش در تهران. پژوهشهای جغرافیایی، (۵۳): ۱۷۲-۱۵۱.
- مهدی زاده، ص.، مفتاح هلقی، م.، سید قاسمی، س.، مساعدی، ا. ۱۳۹۰. بررسی تاثیر تغییر اقلیم بر میزان بارش در حوضه سد گلستان. پژوهش های حفاظت آب و خاک، (۳)۱۸: ۱۱۷-۱۳۲.

- Burlando, P. and Rosso, R. 1993. Stochastic models of temporal rainfall: Reproducibility, estimation and prediction of extreme events. *Stochastic Hydrology in its Use in Water Resources Systems Simulation and Optimization*, Kluwer Academic Publishers: Dordrecht, 137–173.
- Burton, A., Kilsby, C.G., Fowler, H.J., Cowpertwait P.S.P. and O’Connell, P.E. 2008. RainSim: A spatial-temporal stochastic rainfall modelling system. *Environmental Modelling & Software*, 23: 1356-1369.
- Dubrovsky, M., Buchtele, J. and Zalud, Z. 2004. High-frequency and low-frequency variability in stochastic daily weather generator and its effect on agricultural and hydrologic modeling. *Climatic Change*, 63: 145-179.
- Holman, I.P., Tascone, D. and Hess, T.M. 2009. A comparison of stochastic and deterministic downscaling methods for modelling potential groundwater recharge under climate change in East Anglia, UK: implications for groundwater resource management. *Hydrogeology Journal*, 17: 1629-1641.
- IPCC. 2001. *Climate change 2001. Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. UK: Cambridge University Press.
- IPCC. 2012. *Summary for Policymakers. In: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 1-19.
- Kay, A.L., Davies, H.N., Bell, V.A. and Jones, R.G. 2009. Comparison of uncertainty sources for climate change impacts: flood frequency in England. *Climatic Change*, 92: 41-63.
- Khazaei, M.R., Zahabiyoun, B. and Saghafian, B. 2012. Assessment of climate change impact on floods using weather generator and continuous rainfall-runoff model. *International Journal of Climatology*, 32: 1997-2006.
- Khazaei M., Ahmadi S, Saghafian B, Zahabiyoun B. 2013. A new daily weather generator to preserve extremes and low-frequency variability. *Climatic Change*, 119:631-645
- Kilsby C.G., Moaven-Hashemi A., O’Connell P.E. 2004. Simulation of rainfall extremes: fitting to observed annual maxima. *First International Conference on Flood Risk*; University of Bath, UK: Institute of Mathematics and its Applications.
- Kilsby C.G., Jones, P.D., Burton, A., Ford, A.C., Fowler, H.J., Harpham, C., James, P., Smith, A., Wilby, R.L. 2007. A daily weather generator for use in climate change studies. *Environmental Modelling and Software*, 22: 1705–1719.
- Liu, Z., Xu, Z., Charles, S.P., Fu, G., Liu, L. 2011. Evaluation of two statistical downscaling models for daily precipitation over an arid basin in China. *International Journal of Climatology*, 31: 2006-2020
- Pourtouiserkani, A., Rakhshandehroo, Gh., (2014) Investigating climate change impact on extreme rainfall events, Case study: Chenar-Rahdar basin, Fars, Iran. *Scientia Iranica A*, 21: 525-533.
- Semenov, M.A., Brooks, R.J., Barrow, E.M. and Richardson, C.W. 1998. Comparison of the WGEN and LARS-WG stochastic weather generators for diverse climates. *Climate Research*, 10: 95-107.
- Semenov, M.A. 2007. Development of high-resolution UKCIP02-based climate change scenarios in the UK. *Agricultural and Forest Meteorology*, 144: 127-138.
- Srikanthan, R. and McMahon, T.A. 2001. Stochastic generation of annual, monthly and daily climate data: A review. *Hydrology and Earth System Sciences*, 5: 653-670.
- Teegavarapu, R.S.V. 2012. *Floods in Changing Climate: Extreme Precipitation*. Cambridge University Press, UK, London, 285 pp.
- Tryhorn, L., DeGaetano, A. 2011. A comparison of techniques for downscaling extreme precipitation over the Northeastern United States. *International Journal of Climatology*, 31: 1975-1989.
- Yang, T., Li, H., Wang, W., Yu Xu, H., Yu, Z. 2012. Statistical downscaling of extreme daily precipitation, evaporation, and temperature and construction of future scenarios. *Hydrological Processes*, 26: 3510–3523.



ISSN 2251-7480

Climate change impact assessment on extreme daily rainfalls in Kermanshah

Mojtaba Heidari ^{1*} and Mohammad Reza Khazaei ²

¹) Department of Civil Engineering, Kermanshah Branch, Islamic Azad University, Kermanshah, Iran

* Corresponding author email: mojiran@gmail.com

²) Department of Civil Engineering, Payame Noor University, Iran

Received: 26-08-2016

Accepted: 07-06-2017

Abstract

One of the potential impacts of climate change is the change on extreme rainfalls frequency and magnitude. For active adaptation strategy, it is required to assess the impacts of climate change on heavy rainfalls. Many downscaling methods have been developed, however most of them are not adequate for assessing climate change impact on extreme rainfalls. Among them, the NSRP rainfall model, which is generally ignored in previous studies, have considerable capabilities for climate change impact assessment on extreme rainfalls. In this paper, capability of the NSRP for daily rainfall series generation and climate change impact assessment on extreme rainfalls in Kermanshah is evaluated. The results indicated that NSRP can realistically simulate daily rainfall series containing extreme rainfalls; and can be used for climate change impact assessment on extreme rainfalls. Using the model, 100 series of daily rainfall of length 30 years were generated under each of the future A2, B1 and A1B scenarios from the CGCM3 model. Based on the results, magnitude of annual maximum rainfall of durations of one to five days will increase in future. Seasonal cycles of monthly means and accordance of extreme rainfalls will change. Long-term average of rainfall will decrease while extreme rainfall magnitude will increase. So it can be concluded that change in rainfall averages in monthly or yearly timescales cannot provide credit information about change in rainfall extremes. Respect to the results, for the future plans which are impressible of heavy rainfalls, the climate change impacts on heavy rainfalls should be considered.

Keywords: climate change; daily rainfall; downscaling; extreme rainfall; stochastic