بررسی اثرات تغییر اقلیم بر فراسنجه‌های اقلیمی حوضه‌ی آبخیز تویسرکان به کمک الگوهای گردش عمومی جو

سمانه پورمحمدی[۱*]، محمدتقی دستورانی[۲]، علیرضا مساح بوانی[۳]، محمدحسن رحیمیان[۴]، هادی جعفری[۵]

چکیده

تغییر اقلیم تأثیر زیادی بر تمامی ابعاد زندگی بشر گذاشته است. از جمله تاثیرات محسوسی که تغییر اقلیم داشته است، کاهش منابع آب سطحی و زیرزمینی کشور بوده که دستخوش تغییراتی زیادی شده است. تغییرات اقلیمی بر میزان، زمان و نوع بارش، تأثیر در کیفیت آب، باعث افزایش خشکسالی، افزایش تقاضا برای آب، تغییر در نوع مدیریت منابع آب و همچنین افزایش سطح آب دریاها و مشکلات ناشی از آن می‌شود. تغییر اقلیم بر دامنه‌ی تغییرات دمایی نیز تاثیرات زیادی داشته است به طوری‌که بر مقادیر حد نهایی دمای کمینه و بیشنه موثر بوده، و دامنه‌ی تغییرات دمایی را تحت تاثیر قرار داده است، بنابراین هدف از تحقیق حاضر بررسی آثار تغییر اقلیم بر بارش، دمای کمینه و بیشنه حوضه‌ی آبخیز تویسرکان در استان همدان به کمک ۱۵ الگوی گردش عمومی جو تحت دو نمایشنامه‌ی A1B و B1 در دوره‌ی ۲۰۳۹-۲۰۱۱ است. به این منظور با استفاده از توزیع آماری بتا تغییرات بارش، دمای کمینه و بیشینه استخراج شده از ۱۵ الگوی گردش عمومی جو، در احتمال وقوع ۲۰، ۵۰ و ۸۰ درصد محاسبه گردید. نتایج نشان دادند که از احتمال وقوع ۲۰ به ۸۰ درصد تحت هر دو نمایشنامه‌ی A1B و B1 دمای کمینه و بیشینه در حال افزایش و بارش در حال کاهش است. دمای کمینه و بیشینه تحت نمایشنامه‌ی A1B بیشتر از نمایشنامه‌ی B1 افزایش یافته، و بارش تحت تاثیر نمایشنامه‌ی B1 نسبت به نمایشنامه‌ی A1B بیشتر کاهش یافته است. در نهایت، نتایج نشان دادند که بارش ۱۹ تا ۲۲٪ کاهش و دمای کمینه ۱۳ تا ۲۰٪ و دمای بیشینه ۴/۲ تا ۴/۶ درصد نسبت به دوره‌ی پایه تا سال ۲۰۳۹، در حوضه‌ی آبخیز تویسرکان افزایش خواهد یافت.

واژه های کلیدی: تغییر اقلیم، LARS-WG، حوضه‌ی آبخیز تویسرکان، تابع توزیع بتا

[۱] محقق مرکز ملی تحقیقات و مطالعات باروری ابرها (شرکت توسعه منابع آب و نیروی ایران) و دانش آموخته دکتری علوم و مهندسی آبخیزداری دانشگاه یزد

[۲] دانشیار دانشگاه فردوسی مشهد

[۳] دانشیار دانشگاه تهران پردیس ابوریحان

[۴] استادیار مرکز ملی تحقیقات شوری، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، یزد، ایران

[۵] استادیار هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

*نویسنده مسئول مقاله: s.poormohammadi@gmail.com ، ۰۹۱۳۲۷۴۳۲۹۶

مقدمه

امروزه پدیده تغییر اقلیم به عنوان مسئله‌ای ملی و فراملی حائز اهمیت و مرکز توجه محافل علمی و حتی سیاسی قرار گرفته است. تأثیر تغییر اقلیم بر رودخانه، افزایش بده، افزایش حمل رسوب و در نتیجه خطرات ناشی از سیلابی شدن و تغییر در ریخت‌شناسی رودخانه را باعث می‌شود (لیو و همکاران، ۲۰۰۷). در زمینه تاثیر تغییر اقلیم بر منابع آب و فراسنج‌های اقلیمی مختلف تحقیقات مختلفی در داخل و خارج کشور انجام شده است که در زیر به آنها اشاره می‌شود. در تحقیقی که به‌وسیله‌ی انصاری (۲۰۱۱) صورت گرفت به بررسی اثرات تغییر اقلیم بر منابع آب زیرزمینی پرداخت. در این تحقیق از الگوی هد سی ام تری[1] تحت نمایشنامه‌ی A2 برای پیش‌بینی دما و بارش در دوره‌ی آتی ۲۰۳۴-۲۰۱۵ استفاده شده است. همچنین از نرم‌افزار جی ام اس[2] برای تعیین تراز آب زیرزمینی و تعیین سطح ایستابی دشت استفاده شد. جهت کوچک مقیاس کردن داده‌های اقلیمی از نرم‌افزار لارس-دبلیو جی[3] جی[3] استفاده نمودند. نتایج این تحقیق نشان دادند که سطح ایستابی در دوره‌های آتی تحت شرایط کاهش تغذیه ناشی از بارش کاهش محسوسی خواهد داشت. در تحقیقی که به‌وسیله‌ی دستورانی و همکاران (۲۰۱۱) صورت گرفت به بررسی اثرات تغییر اقلیم بر شاخص‌های خشکسالی در ایستگاه یزد پرداختند. در این تحقیق دو شاخص خشکسالی RDI و SPI را تحت تاثیر الگوهای گردش عمومی جو HadCM3 و تحت دو نمایشنامه‌ی A2 و B2 بررسی کردند. در این تحقیق دوره‌ی پایه را ۱۹۹۰-۱۹۶۱ در نظر گرفتند و با پیش‌بینی دما و بارش در دوره‌ی آتی ۲۰۳۹-۲۰۱۰ شاخص‌های خشکسالی را در این دوره محاسبه نمودند. روند نمودارهای شاخص‌های RDI و SPI تحت نمایشنامه‌ی A2 منفی و رو به خشکسال شدن و روند این شاخص‌ها تحت نمایشنامه‌ی B2 مثبت و رو به ترسال شدن را نشان می‌داد. در تحقیقی که به‌وسیله‌ی پورمحمدی و ملکی‌نژاد (۲۰۱۳) صورت گرفت به بررسی طبقه‌بندی مناطق همگن اقلیمی کشور ایران تحت تاثیر تغییر اقلیم با استفاده از روش گشتاور خطی در کل کشور پرداختند. به همین منظور با استفاده از الگوی HadCM3 و با دو سناریوی A2 و B2 به بررسی اثرات تغییر اقلیم در ۴۰ ایستگاه سینوپتیک کشور در بازه‌ی زمانی ۲۰۳۹-۲۰۱۰ پرداخته شد. سپس بر اساس سه فراسنج بارش، دمای بیشینه و دمای کمینه در دوره‌ی پایه ۱۹۹۰-۱۹۶۱ و دوره‌ی آتی ۲۰۳۹-۲۰۱۰، و با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای به جداسازی مناطق همگن اقلیمی اولیه پرداخته شد. آن‌گاه، با استفاده از روش تجزیه عاملی اقدام به تعیین موثرترین فراسنج اقلیمی در تعیین مناطق همگن شد. سرانجام جهت تعیین مناطق همگن نهایی از روش گشتاور خطی استفاده کردند. نتایج حاصله نشان داد که مهمترین فراسنج در تعیین مناطق همگن اقلیمی دمای کمینه بود و در تعیین مناطق همگن نهایی به کمک روش گشتاور خطی از این فراسنج استفاده گردید. در تحقیقی که به‌وسیله‌ی دستورانی و همکاران (۲۰۱۱) برای بررسی اثرات تغییر اقلیم بر تبخیر-تعرق بالقوه ایستگاه یزد صورت گرفت، از الگوی HadCM3 و تحت دو نمایشنامه‌ی A2 و B2 جهت شبیه‌سازی دمای کمینه و بیشینه در دوره‌ی آتی ۲۰۳۹-۲۰۱۱ استفاده شده است. نتایج نشان دادند که تبخیر-تعرق بالقوه در دوره‌ی آتی ۰/۴ میلیمتر در روز افزایش خواهد یافت. ژانگ و نیرینگ[4] (۲۰۰۵) مطالعه‌ای را با هدف محاسبه بالقوه تأثیرات تغییر اقلیم بر فرسایش خاک، رواناب سطحی و تولید گندم در مرکز اوکلاهوما انجام دادند. در این مطالعه پیش‌بینی‌های ماهانه از الگوی HadCM3 با استفاده از نمایشنامه‌های A2a، B2a و Gga1 برای دوره‌های ۱۹۹۹-۱۹۵۰ و ۲۰۹۹-۲۰۷۰ استفاده شد. نتایج نشان می‌دهند که سامانه‌های بدون شخم و شخم حفاظتی در مبارزه با فرسایش خاک تحت اقلیم‌های پیش‌بینی شده در اوکلاهوما مؤثر خواهند بود. کوهن و همکاران[5] (۲۰۰۶) آثار زمین‌شناسی و چینه‌شناسی را بر عکس‌العمل‌های آب‌های سطحی و زیرزمینی، تبخیر-تعرق و تغذیه سفره تحت شرایط تغییرات طولانی‌مدت اقلیمی مورد بررسی قرار دادند. نتیجه حاصل از این تحقیق بیان‌گر آن بود که فعل و انفعال بین بالا آمدن سطح آب دریا، افزایش سیلاب رودخانه‌ها و نشست زمین می‌تواند منجر به خسارات بعدی سیلاب نظیر شوری‌زایی و متروکه‌شدن اراضی در مقیاس وسیع گردد (هلمن، ۲۰۰۶). میکول[6] (۲۰۰۷) در تحقیقی اثر تغییر اقلیم را بر تغذیه آب زیرزمینی بررسی کرد. در این تحقیق از روشی بر مبنای

[1] HadCM3
[2] GMS
[3] LARS-WG
[4] Zhang and Nearing
[5] Cohen et. al.
[6] Mikkol

الگوی آب‌شناسی HELP3 استفاده گردید. نتایج حاصله نشان داد که سرعت تغذیه در سرتاسر حوضه بر اثر تغییر اقلیم افزایش پیدا خواهد کرد. زمانی که گرم‌شدن جهانی باعث افزایش سرعت تبخیر-تعرق گردد، اثر افزایش شدت و تناوب بارندگی در رواناب سطحی به طور محسوسی دیده می‌شود. جیرکاما و سایکس[1] (۲۰۰۷) اثرات زمانی و مکانی تغییر اقلیم را بر تغذیه آب زیرزمینی در حوضه‌ی رودخانه Grand واقع در کانادا مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان دادند که تغییر بارندگی، بیشترین اثر را بر چرخه آب‌شناسی حوضه دارد، در حالی که تابش خورشیدی کمترین تاثیر را داشته است. بورنس و همکاران[2] (۲۰۰۷) از آزمون ناپارامتری من‌کندال و بر اساس داده‌های دمای ۹ ایستگاه، بارندگی ۱۲ ایستگاه و اندازه‌گیری بده جریان در ۸ ایستگاه، به ارزیابی روندهای سالانه، ماهانه و چندماهه در دمای هوا، مقدار بارش، رواناب، تبخیر-تعرق (PET) در منطقه طی دوره‌ی ۲۰۰۵-۱۹۵۲ میلادی پرداختند. نتایج نشان دادند که ایجاد تعادل بین تغییرات دمای هوا و تغییرات زمانی و مقدار بارش در منطقه دارای اهمیت خاصی برای ذخیره منابع آبی موجود در منطقه است. توییس و آلن[3] (۲۰۰۹) از نمایشنامه‌های جهانی تغییر اقلیم پیش‌بینی شده تحت سه الگوی GCM برای تعیین حساسیت تغذیه سفره به الگوهای مختلف اقلیمی در منطقه کشاورزی تحت آبیاری استفاده کرده و چگونگی برگشت آب آبیاری به تغذیه آب زیرزمینی تحت شرایط اقلیم در دوره زمانی جاری و آینده را شبیه‌سازی کردند. پاسکال و همکاران[4] (۲۰۰۹) جهت ارزیابی آثار تغییر اقلیم بر منابع آب زیرزمینی از الگوی آب‌شناسی سطحی و زیرسطحی در مقیاس بزرگ برای حوضه‌ای در آمریکا استفاده کردند. در این تحقیق از نمایشنامه‌های شش الگوی اقلیمی منطقه‌ای (RCM) از مجموعه نمایشنامه‌های انتشار A2 برگرفته شده است. نتایج نشان دادند که تابستان‌های گرمتر و خشک‌تر و زمستان‌های گرم‌تر و مرطوب‌تر در دهه‌های آتی رخ خواهد داد. جکسون و همکاران[5] (۲۰۱۰) در تحقیقی شبیه‌سازی آثار تغییر اقلیم و تعیین عدم قطعیت آن را بر منابع آب زیرزمینی از طریق مجموعه برنامه‌های الگوی تغییر اقلیم جهانی انجام دادند. در مطالعه ایشان، عدم قطعیت همراه با استفاده از نتایج GCM در مقیاس حوضه تعیین گردید همچنین از نرم‌افزار جی ام اس جهت الگوسازی تراز آب زیرزمینی استفاده شد. نتایج آن‌ها نشان داد که کاهش ۴/۹ درصدی در تغذیه آب زیرزمینی سالانه در اثر تغییر اقلیم به وجود خواهد آمد. البته این کاهش در زمستان بیشتر خواهد بود. تغییرات سطح رودخانه تحت تاثیر نمایشنامه‌های تغییر اقلیم ، از ۱۶- تا ۳۳+ درصد در مارس به ۶۸- ٪ تا ۵۶- ٪ در اکتبر خواهد رسید. آثار تغییر اقلیم نشان می‌دهد که تغییرات انجام گرفته، به طور کامل وابسته به نوع کاربری و بهره‌برداری از زمین می‌باشد. جونگ و چانگ[6] (۲۰۱۰) به ارزیابی روندهای رواناب آینده تحت چندین نمایشنامه‌ی تغییر اقلیم در حوضه‌ی ویلامت[7] واقع در ایالت اورگون آمریکا پرداختند. در این مطالعه روندهای مؤلفه‌های رواناب فصلی در حوضه‌ی مذکور برای قرن ۲۱ بررسی گردید. نتایج روندهای منفی در رواناب فصول بهار (مارس، آوریل و می) و تابستان (ژوئن، ژولای و فوریه) و روندهای مثبت در رواناب فصول پاییز (سپتامبر، اکتبر و نوامبر) و زمستان (دسامبر، ژانویه و فوریه) برای دوره‌ی ۲۰۹۹-۲۰۰۰ را نشان دادند. هوگو[8] (۲۰۱۱) در تحقیقی نظریه تغییر اقلیم و اثر تغییر اقلیم در فرآیندهای آب‌شناسی آبخوان را بررسی کرد. وی در این تحقیق به این نتیجه رسید که تغییر در الگوی استفاده از منابع آب زیرزمینی ممکن است اثرات بیشتری از پدیده تغییر اقلیم بر روی آبخوان بگذارد. گرین[9] و همکاران (۲۰۱۱) اثرات تغییر اقلیم را در ارتباط با با آب زیرزمینی بررسی کردند. نتایج آن‌ها نشان دادند که تحت تاثیر نمایشنامه‌های A2 و B2 و نمایشنامه‌های مدیریتی تعریف شده، تغییرات سطح ایستابی دشت متفاوت بوده و تراز آب سطحی و زیرزمینی به شدت تحت تاثیر تغییرات اقلیمی خواهد بود. الشیناوی و ابایزید[10] (۲۰۱۱) در تحقیقی تاثیر تغییر اقلیم در ارتباط با افزایش سطح دریا و ورود آب شور به سفره آب زیرزمینی در کشور مصر را مورد بررسی قرار دادند. نتایج تحقیقات آنها نشان می‌دهد که سطح مشترک آب شور و غیرشور در

[1] Jyrkama and Sykes
[2] Burnes et. al.
[3]- Toews and Allen
[4] Pascal et. al.
[5] Jackson et. al.
[6] Jung and Chang
[7] Willamette
[8] Hugo
[9] Green et. al.
[10] Elshinnawy and Abayazid

سال‌های ۲۰۲۵، ۲۰۵۰، ۲۰۷۵ و ۲۱۰۰ میلادی به ترتیب تا ۳۵ متر، ۱۸۰ متر، ۵۰۹ متر و ۱۰۶۵/۸ متر در مناطق مورد مطالعه شده که در نتیجه‌ی تغییر اقلیم و افزایش سطح دریاها خواهد بود. در تحقیقی که به‌وسیله‌ی ساموئل و همکاران (۲۰۱۳) صورت گرفت، به بررسی اثرات تغییرات اقلیمی بر بارش، دما، منابع آب و کشاورزی آفریقای جنوبی پرداخته است. نتایج تحقیق نشان از افزایش مقادیر حدی در دوره‌های آتی داشت به‌طوری‌که طوفان‌های سهمگین به همراه سیلاب افزایش یافته و همچنین تغییر اقلیم تاثیر مخربی بر منابع آب و کشاورزی منطقه خواهد داشت. کوموزپی و اکی چانگ (۲۰۱۴) به بررسی اثرات تغییر اقلیم بر رواناب و شاخص خشکسالی حوضه‌ی گئومهو در کره جنوبی پرداختند. در این تحقیق از روش لارس دبلیو جی جهت ریز مقیاس نمایی الگوهای گردش عمومی جو استفاده شد و عدم قطعیت‌های الگو نیز بررسی گردید. نتایج نشان از افزایش ۹٪ رواناب در دوره‌های آتی و افزایش بروز خشکسالی در دوره‌ی ۲۰۶۰ داشتند. نتایج بررسی‌های بالا نشان دادند که تغییر اقلیم اثرات جدی و انکارناپذیری بر منابع آب سطحی و زیرزمینی حوضه‌های آبخیز خواهند داشت. بنابراین، جهت مدیریت بهینه و پایدار منابع آب در سطح حوضه‌ی آبخیز ضروریست که تمامی ابعاد و اثرات تغییر اقلیم به صورت جدی بررسی شوند. هدف از تحقیق حاضر بررسی اثرات تغییر اقلیم بر حوضه‌ی آبخیز تویسرکان با کاربرد ۱۵ الگوی گردش عمومی جو تحت دو نمایشنامه‌ی A1B و B1 است.

مواد و روش‌ها

معرفی منطقه مطالعاتی: این تحقیق در حوضه‌ی آبخیز تویسرکان در استان همدان در غرب کشور ایران انجام شد. حوضه‌ی آبخیز تویسرکان دارای وسعت ۷۹۱/۹۰ کیلومتر مربع است. میانگین سالانه بارش حوضه‌ی آبخیز تویسرکان ۳۶۵ میلیمتر، میانگین سالانه دمای کمینه و بیشینه به ترتیب ۳/۹ و ۱۹/۵ درجه سانتی گراد می‌باشد.

روش تحقیق

در این تحقیق با رویکرد جدیدی اقدام به شبیه‌سازی فراسنج‌های اقلیمی در دوره‌های آتی با احتمال وقوع ۲۰٪، ۵۰٪ و ۸۰٪ گردید. برای این منظور، از ۱۵ الگوی مختلف گردش عمومی جو (GCM) و دو نمایشنامه‌ی A1B و B1 استفاده شد. به این منظور سه گام اساسی جهت شبیه‌سازی دما و بارش تحت تاثیر تغییر اقلیم برداشته شد.

۱) مرحله آماده‌سازی داده‌ها: از آنجایی‌که ایستگاه سینوپتیک تویسرکان تنها دارای ۸ سال دوره‌ی آماری بود و جهت واسنجی و شبیه‌سازی الگو در دوره‌های آتی سابقه کافی نداشت، بنابراین با استفاده از داده‌های ایستگاه سینوپتیک فرودگاه همدان شامل دمای کمینه، دمای بیشینه و ساعات آفتابی به ایستگاه تویسرکان با رابطه وایازی فصلی، تعمیم داده شد. همچنین از داده‌های بارش ایستگاه بارانسنجی سرابی استفاده شد. طول دوره‌ی آماری در دوره‌ی پایه ۱۸ سال در نظر گرفته شد. علت این امر نیز قدمت ۱۸ ساله ایستگاه سینوپتیک سرابی در داخل حوضه‌ی تویسرکان بود. سپس داده‌های آماده شده وارد نرم افزار لارس دبیلو جی شده و واسنجی الگو با استفاده از داده‌های دوره‌ی پایه، طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع از سطح دریای حوضه‌ی آبخیز صورت گرفت. آماره‌های خطای ریشه خطای استاندارد، خطای مطلق و ضریب نش ساتکلیف نیز برای داده‌های شبیه‌سازی شده دوره‌ی پایه و دوره‌ی آتی تعیین شدند

۲) در گام بعدی از ۱۵ الگوی اقلیمی تغییرات دمای کمینه ($\Delta Tmin$)، تغییرات دمای بیشینه ($\Delta Tmax$) و نسبت تغییرات بارش (ΔP) برای دو نمایشنامه‌ی A1B و B1 برای ۱۲ ماه سال از نرم‌افزار لارس دبیلو جی استخراج گردید. با مقایسه مقادیر حاصل از ۱۵ الگوی گردش عمومی جو می‌توان محدوده تغییرات متغییرهای اقلیمی را مشخص نمود. فهرست شبیه‌سازهای استفاده شده در جدول ۱ ارائه شده است.

جهت ارزیابی احتمالاتی تغییرات اقلیمی بایستی احتمالات گسسته به صورت توابع پیوسته ارائه شوند. از آنجایی که ΔT و ΔP مستخرج از ۱۵ الگوی گردش عمومی جو، از نظر تعداد، کم است، بنابراین نمی‌توان توزیع مناسبی برای هر سه فراسنج در هر ماه برازش کرد و روش-های معمول در برازش کارایی خود را از دست می‌دهند. بنابراین با بررسی توابع مختلف تابع توزیع بتا به علت خصوصیات ویژه‌ای که این تابع دارد، انتخاب گردید که توجه به محدودیت‌های موجود می‌تواند تحلیل مناسب و قابل قبولی داشته باشد. بنابراین در این تحقیق بعد از دریافت ضرایب تغییرات دما و بارش دو نمایشنامه‌ی A1B

جدول۱-شبیه‌سازهای استفاده شده برای بررسی تغییرات دما و بارش

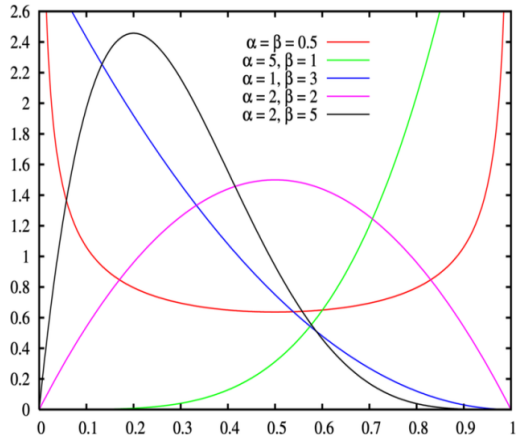
نام الگو	کشور گسترش دهنده	قدرت تفکیک مکانی(درجه)
HadCM3	انگلستان	۲,۲۵*۳,۷۵
HadGEM	انگلستان	۱,۳*۱/۹
BCM2	نروژ	۱/۹*۱/۹
CGMR	کانادا	۱/۹*۱/۹
CNCM3	کانادا	۲/۸*۲/۸
CSMK3	استرالیا	۱/۹*۱/۹
FGOALS	چین	۲/۸*۲/۸
GFCM2	آمریکا	۲*۲/۵
GISAOM	آمریکا	۳*٤
INCM3	روسیه	٤*۵
IPCM4	فرانسه	۳/۷۵*۲/۵
MICM2	ژاپن	۲/۸*۲/۸
ECHAM5	آلمان	۱/۹*۱/۹
CCSM3	آمریکا	۱/٤*۱/٤
NC PCM	آمریکا	۲/۸*۲/۸

و B1، از توزیع احتمالاتی بتا[1] جهت تعیین احتمال وقوع ۲۰، ۵۰ و ۸۰ درصد بارش، دمای کمینه و بیشینه استفاده شد. توزیع بتا، توزیع احتمالاتی پیوسته‌ای است که در بازه‌ی صفر تا ۱ تعریف می‌شود و دارای دو فراسنج شکل است. توزیع بتا دارای کاربرد وسیعی در آمار بیزی است. این توزیع به‌وسیله‌ی دو فراسنج شکل و حد بالا و پائین داده‌ها تعریف می‌شود. این توزیع می‌تواند با تغییر دو فراسنج شکل بر اساس چگالی داده‌ها تعیین شود. بنابراین با توجه به تعداد کم نمایشنامه‌های تغییر اقلیم، می‌تواند توزیع مناسبی برای کمی‌سازی عدم قطعیت ها به شمار آید. تابع احتمالاتی چگالی بتا در شکل۱ ارائه شده است و معادله آن به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$f(x)\frac{(X-a)^{p-1}(b-X)^{q-1}}{(b(p,q)(b-a)^{p+q-1}} \qquad (۱)$$

$$a \ll X \ll b; \quad p,q > 0$$

در این معادله p و q فراسنج‌های شکل، a و b فراسنج‌های حد پائین و بالای داده‌ها و B(p,q) تابع توزیع بتا است. با استفاده از این توزیع، سطوح مختلف احتمالاتی نمایشنامه‌های تغییر اقلیم برای بارش و دما تعیین شد.



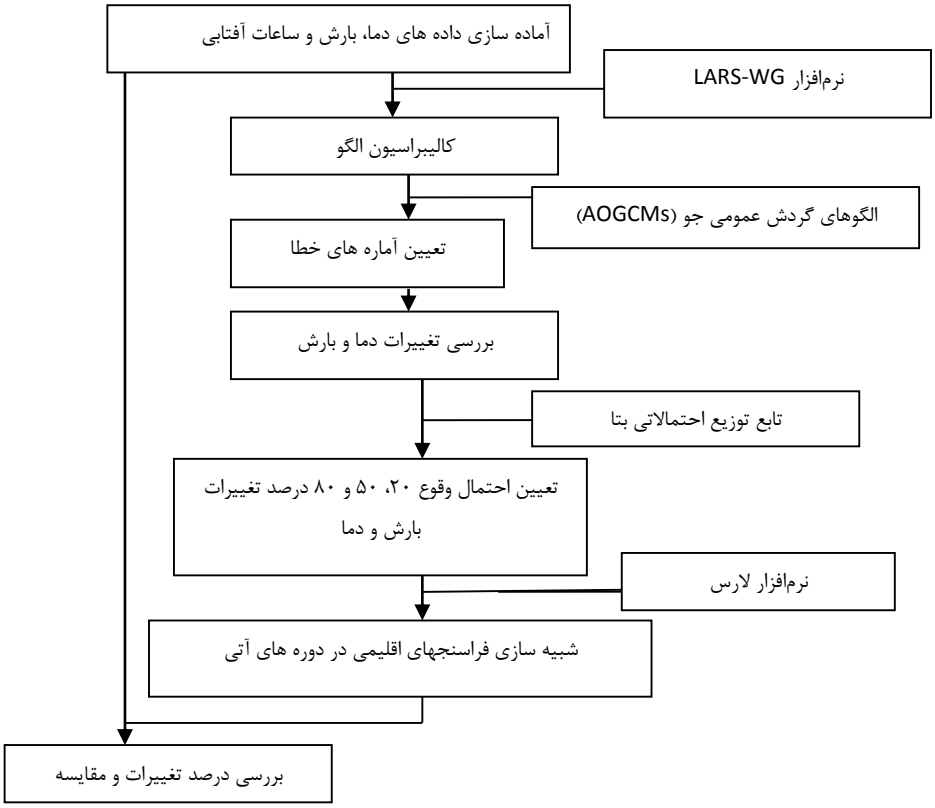
شکل۱-تابع چگالی احتمالی بتا

۳) در گام بعدی، تغییرات دمایی بارش، دمای کمینه و دمای بیشینه تحت نمایشنامه‌های A1B و B1 و احتمال وقوع ۲۰، ۵۰ و ۸۰ درصد وارد نرم‌افزار لارس دبیلو جی شد و فراسنج‌های دمای کمینه، دمای بیشینه، بارش، تشعشع و ساعات آفتابی برای دوره‌ی آتی ۲۰۳۱-۲۰۱۱ شبیه‌سازی گردید. داده‌ها به صورت سالانه و ماهانه مرتب شده و درصد تغییرات فصلی و سالانه هر یک از فراسنج‌های اقلیمی شبیه‌سازی شده نسبت به دوره‌ی پایه بررسی شد.

[1] Beta Distribiution Function

در شکل ۲ مراحل انجام شبیه‌سازی فراسنجهای اقلیمی در دوره‌های آتی نمایش داده شده است.

معرفی نرم‌افزار LARS-WG: اولین نسخه از نرم‌افزار لارس دبیلو جی در سال ۱۹۹۰ و به عنوان بخشی از برنامه ارزیابی ریسک کشاورزی در بوداپست مجارستان توسعه یافت. هدف اصلی از این کار غلبه بر محدودیت‌های زنجیره مارکوف در پیش‌بینی وقوع بارش بود. سپس این شبیه‌ساز در سال ۱۹۹۸ به‌وسیله‌ی سمنوف بازنگری و تعدیل شد. شبیه‌سازی وقوع بارش بر اساس گروه‌های تر و خشک انجام می‌شود. روز تر روزی است که در آن بارش بیشتر از صفر میلی‌متر باشد. طول هر مجموعه داده به‌طور تصادفی از توزیع نیمه تجربی گروه‌های تر و خشک برای هر ماه انتخاب می‌شود. دماهای کمینه و بیشینه نیز با استفاده از گروه‌های فوریه تخمین زده می‌شود. در نرم‌افزار LARS-WG داده‌های ورودی لازم شامل دمای کمینه، دمای بیشینه، بارندگی و تابش خورشید یا ساعات آفتابی است که ساعات آفتابی را به عنوان جایگزینی برای تابش نیز می‌پذیرد، بنابراین اگر داده‌های تابش در دسترس نبودند، می‌توان به جای آن از ساعات آفتابی استفاده کرد. این داده‌ها به صورت روزانه به نرم‌افزار وارد می‌شود و نرم‌افزار LARS-WG گروه‌های زمانی روزانه از دمای کمینه، دمای بیشینه، بارندگی و تابش خورشید را تولید می‌کند.



شکل۲- مراحل انجام شبیه‌سازی اثرات تغییر اقلیم توسط نرم‌افزار لارس دبیلو جی

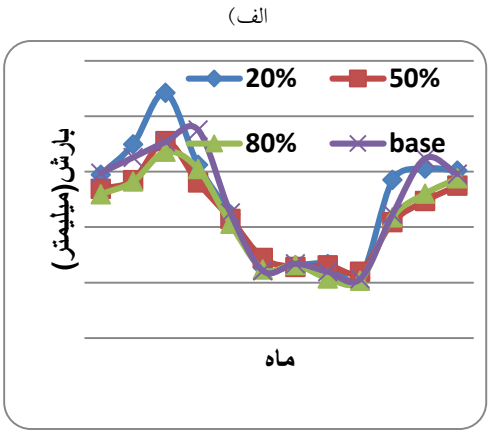
نتایج و بحث

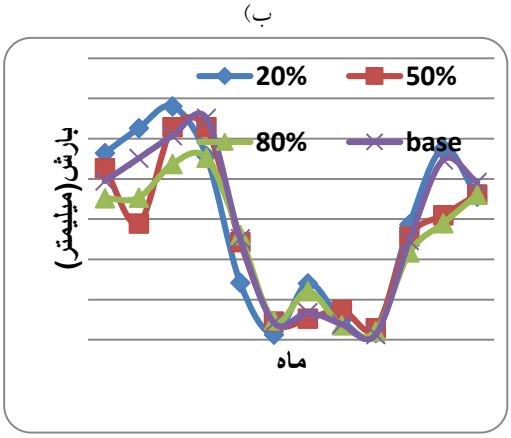
جدول ۲ مقادیر آماره‌های خطای نرم‌افزار LARS-WG را برای فراسنجهای، دمای کمینه، دمای بیشنه و بارش نشان می‌دهد. مقادیر ضرایب همبستگی، نش ساتکلیف، ریشه خطای استاندارد و ریشه‌ی خطای مطلق در جدول ۲ همگی نشان دهنده همبستگی بالای مقادیر شبیه‌سازی شده و واقعی و خطای کم داده‌های شبیه‌سازی شده به‌وسیله‌ی نرم‌افزار LARS-WG است. به طور کلی نتایج جدول ۲ نشان می‌دهد که نرم‌افزار مذکور به خوبی برای دشت تویسرکان واسنجی شده است.

در شکل ۳ تغییرات بارش تحت تاثیر نمایشنامه‌ی B1 و A1B در احتمال وقوع‌های ۲۰، ۵۰ و ۸۰ درصد به صورت ماهانه نشان داده شده است.

جدول ۲- مقادیر آماره های خطای نرم‌افزار LARS-WG

نام فراسنج	همبستگی	ریشه خطای مطلق	ریشه استاندارد خطا	ضریب نش ساتکلیف
بارش	۰/۹۶	۲/۴۳	۳/۵۷	۰/۹۶
دمای کمینه	۰/۹۹	۰/۱۷	۰/۲۶	۰/۹۹
دمای بیشینه	۰/۹۹	۰/۲۲	۰/۳۱	۰/۹۹



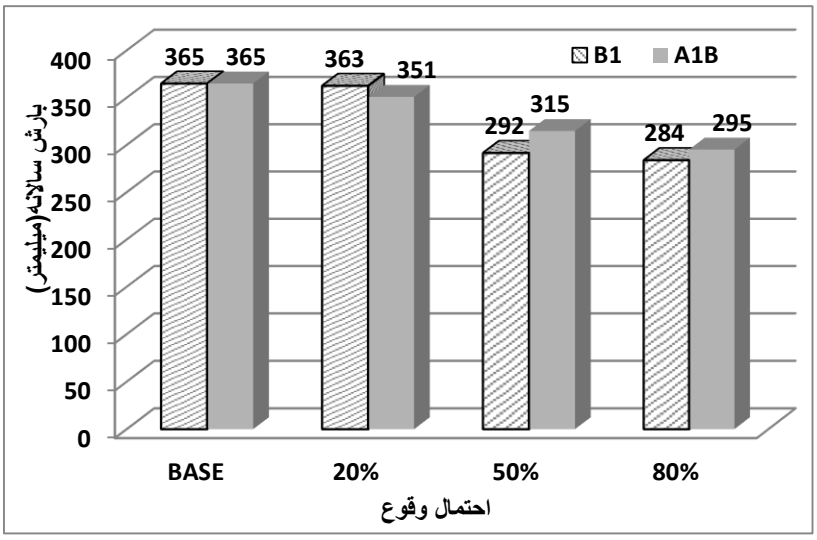


۳- تغییرات بارش در احتمال وقوع مختلف تحت نمایشنامه‌ی B1 ب) تغییرات بارش در احتمال وقوع مختلف تحت نمایشنامه‌ی A1B

شکل ۴ مقایسه تغییرات سالانه بارش در احتمال وقوع‌های مختلف تحت نمایشنامه‌های A1B و B1 دیده می‌شود. همان طور که مشخص می‌باشد میزان بارش از احتمال وقوع ۲۰٪ به ۸۰٪ تحت هر دو سناریو کمتر می‌شود. تحت نمایشنامه‌ی B1 مقادیر بارش ۳۶۳، ۲۹۲ و ۲۸۴ میلیمتر به ترتیب در احتمال وقوع ۲۰، ۵۰ و ۸۰ درصد رخ می‌دهد و تحت نمایشنامه‌ی A1B مقادیر ۳۵۱، ۳۱۵ و ۲۹۵ میلیمتر به ترتیب در احتمال وقوع ۲۰، ۵۰ و ۸۰ درصد رخ خواهد داد. شکل ۴ همچنین نشان می‌دهد که مقدار کاهش بارش تحت نمایشنامه‌ی B1 از نمایشنامه‌ی A1B در هر سه نوع احتمال وقوع بیشتر است.

از آنجایی‌که احتمال وقوع ۸۰٪ محتمل‌ترین حالت خواهد بود، بنابراین تغییرات بارش فصلی تحت نمایشنامه‌ی A1B و B1 در احتمال وقوع ۸۰٪ و مقایسه آن با بارش فصلی دوره‌ی پایه بررسی می‌شود (جدول ۳). با توجه به جدول ۳، در دوره‌ی آتی نه تنها میزان بارش در فصول مختلف تغییر کرده است بلکه الگوی توزیع بارش نیز متفاوت شده است. در دوره‌ی پایه بیشترین میزان بارش در فصل زمستان (۱۴۰ میلیمتر) و سپس پائیز (۱۱۹ میلیمتر) رخ داده است، این در حالی‌ست که تحت نمایشنامه‌ی B1 و با احتمال وقوع ۸۰٪، بیشترین میزان بارش در فصل پائیز (۱۰۸ میلیمتر) و بعد از آن بهار (۸۴ میلیمتر) است. در ضمن بیشترین میزان کاهش بارش تحت این سناریو در فصل زمستان رخ خواهد داد.

در فصل زمستان تحت نمایشنامه‌ی A1B و احتمال وقوع ۸۰٪ الگوی توزیع بارش همانند دوره‌ی پایه بوده به طوری‌که در زمستان با مقدار ۱۳۵ میلیمتر بیشترین



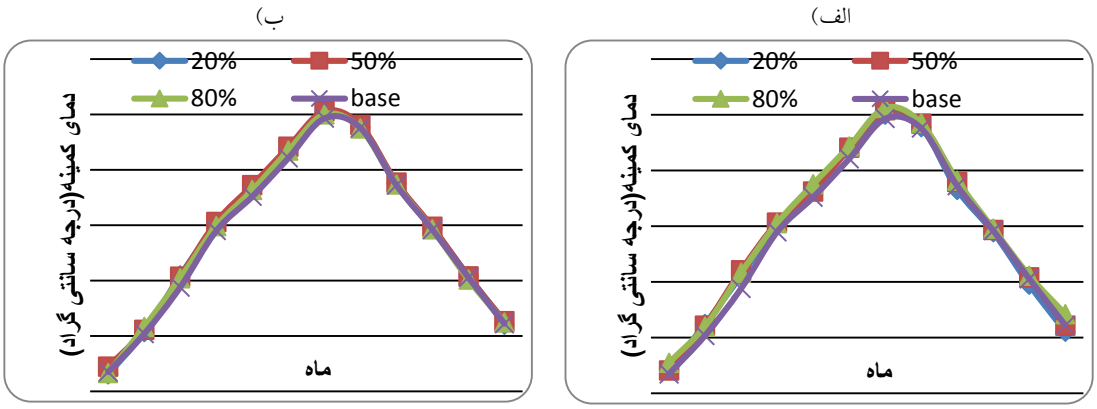
٤- مقایسه تغییرات سالانه بارش در احتمال وقوع مختلف تحت نمایشنامه‌ی A1B

میزان بارش و بعد از آن فصل بهار به میزان ۸۷ میلیمتر است. بیشترین میزان کاهش بارش تحت این سناریو، در فصل پائیز خواهد بود. به طور کلی با احتمال وقوع ۸۰٪ تحت نمایشنامه‌های A1B و B1 بیشترین کاهش بارش، در فصول پائیز و زمستان رخ می‌دهد.

در شکل‌های ۵ الف و ب دمای کمینه در احتمال وقوع ۲۰، ۵۰ و ۸۰٪ تحت نمایشنامه‌ی A1B و B1 به طور ماهانه و در مقایسه با دوره‌ی پایه مشاهده می‌شود.

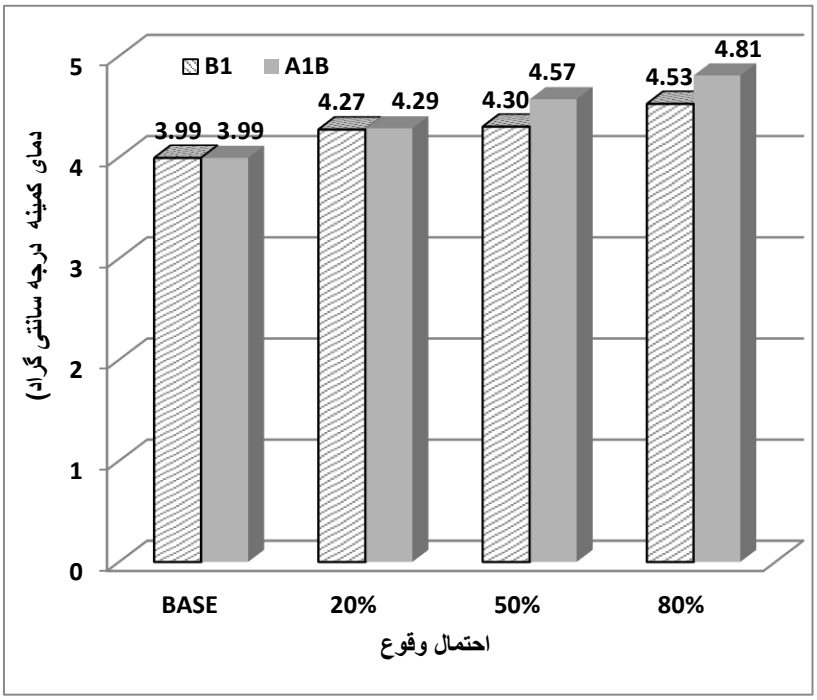
جدول۳- تغییرات بارش فصلی دوره‌ی پایه و تحت نمایشنامه‌های A1B و B1 (واحد: میلیمتر)

فصل	A1B(۸۰٪)	B1(۸۰٪)	دوره‌ی پایه
پائیز	۸۷	۱۰۸	۱۱۹
زمستان	۱۳۵	۳۸	۱٤۰
بهار	۷٦	۸٤	۸۹
تابستان	۱۸	۱۲	۱۷



۵- دمای کمینه در احتمال وقوع مختلف تحت نمایشنامه‌ی الف) A1B، ب) B1

شکل ۶ مقایسه تغییرات سالانه کمینه را در احتمال وقوع مختلف تحت نمایشنامه‌ی A1B و B1 را نشان می‌دهد. همانطور که در شکل مشخص می‌باشد تحت هر دو نمایشنامه‌ی مذکور، از احتمال وقوع ۲۰٪ به ۸۰٪ دمای کمینه در دوره‌های آتی افزایش می‌یابد. در نمایشنامه‌ی B1 دمای کمینه از احتمال وقوع ۲۰٪ به ۸۰٪ به ترتیب از ۴/۲۷ به ۴/۵۳ درجه‌سانتی‌گراد می‌رسد. در نمایشنامه‌ی A1B دمای کمینه از احتمال وقوع ۲۰٪ به ۸۰٪ به ترتیب از ۴/۲۹ به ۴/۸۱ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. به طور کلی افزایش دمای کمینه تحت نمایشنامه‌ی A1B بیشتر از B1 می‌باشد و تحت هر دو سناریو دمای کمینه در دوره‌های آتی بیشتر خواهد شد.



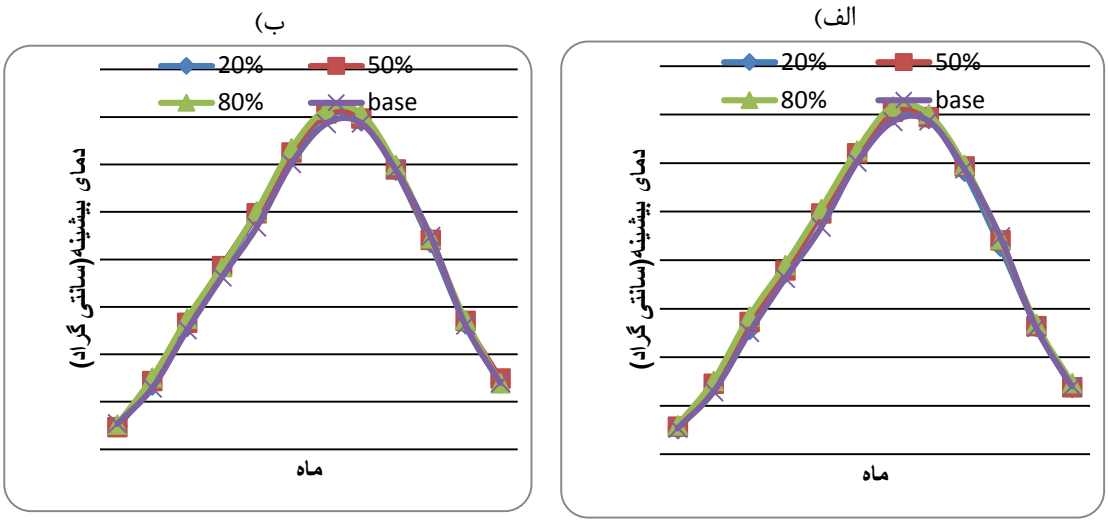
٦- مقایسه‌ی تغییرات سالانه کمینه در احتمال وقوع مختلف تحت نمایشنامه‌ی A1B و B1

جدول ۴ تغییرات فصلی دمای کمینه دوره‌ی پایه و تحت نمایشنامه‌های A1B و B1 با احتمال وقوع ۸۰٪ را نشان می‌دهد. بیشترین تغییرات فصلی دمای کمینه تحت نمایشنامه‌ی A1B به ترتیب در فصل بهار و پائیز به میزان ۱ و ۰/۵ درجه‌سانتی گراد بوده و تحت نمایشنامه‌ی B1، در فصل بهار و زمستان به ترتیب به میزان ۱ و ۰/۶ درجه سانتی گراد است.

دمای بیشینه: شکل ۷ الف و ب به ترتیب تغییرات بیشینه‌ی دمای ماهانه تحت نمایشنامه‌های A1B وB1 را در احتمال‌های وقوع ۲۰، ۵۰ و ۸۰ درصد را در قیاس با دوره‌ی پایه نمایش می‌دهد.

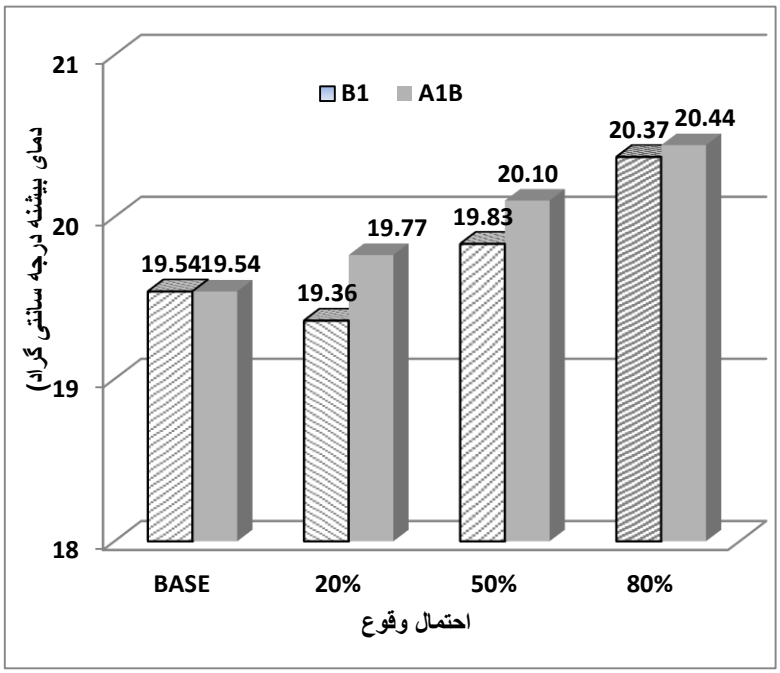
جدول٤- تغییرات فصلی دمای کمینه دوره‌ی پایه و تحت نمایشنامه‌های A1B و B1 (درجه سانتی‌گراد)

فصل	A1B(٪۸۰)	B1(٪۸۰)	دوره‌ی پایه
پائیز	۰/۸	۰/۳	۰/۳
زمستان	-٤/٦	-٤	-٤/٦
بهار	۸/۷	۸/۷	۷/۷
تابستان	۱۳	۱۲/۷	۱۲/۳



شکل۷- دمای بیشینه در احتمال وقوع مختلف تحت نمایشنامه‌ی الف) A1B، ب) B۱

شکل ۸ مقایسه‌ی تغییرات سالانه بیشینه‌ی دما در احتمال وقوع مختلف تحت نمایشنامه‌ی A1B و B۱ را نمایش می‌دهد. دمای بیشینه از احتمال وقوع ۲۰ به ۸۰ درصد تحت هر دو سناریو در حال افزایش است. در نمایشنامه‌ی B۱ دما از ۱۹/۳۶ در احتمال وقوع ۲۰٪ به ۲۰/۳۷ در احتمال وقوع ۸۰ درصد رسیده است. تحت نمایشنامه‌ی A1B نیز دمای بیشینه از ۱۹/۷۷ درجه سانتی گراد در سال به ۲۰/۴۴ درجه سانتی گراد در سال افزایش یافته است. به طور کلی افزایش دما تحت نمایشنامه‌ی A1B در تمامی احتمال وقوع‌ها بیش تر از B1 است.



شکل۸- مقایسه‌ی تغییرات سالانه بیشینه‌ی دما در احتمال وقوع مختلف تحت نمایشنامه‌های A1B و B1

در جدول ۵ تغییرات فصلی دمای بیشینه دوره‌ی پایه و تحت نمایشنامه‌های A1B و B1 در احتمال وقوع ۸۰٪ و در قیاس با دوره‌ی پایه نشان داده شده است. تحت هر دو سناریو افزایش دما در تمامی فصول محسوس است. بیشترین افزایش دما مربوط به فصل بهار بوده که متوسط دمای بیشینه از ۲۳/۹ به ۲۵/۴ و ۲۵/۳ درجه سانتی‌گراد به ترتیب تحت نمایشنامه‌های A1B و B1 می‌رسد. فصل زمستان با افزایش دمایی ۱/۱ درجه‌ی سانتی گراد تحت نمایشنامه‌ی A1B و فصل تابستان با افزایش دمایی ۱/۱ درجه سانتی گراد در رتبه‌ی دوم، افرایش دمای بیشینه قرار دارند.

جدول۵- تغییرات فصلی دمای بیشینه‌ی دوره‌ی پایه و تحت نمایشنامه‌های A1B و B1 (واحد: درجه سانتی‌گراد)

فصل	A1B(۸۰٪)	B1(۸۰٪)	دوره‌ی پایه
پائیز	۱٤/۳	۱٤/۳	۱٤/۲
زمستان	۸/۳	۸	۷/۲
بهار	۲۵/٤	۲۵/۳	۲۳/۹
تابستان	۳۳/٦	۳۳/۷	۳۲/۷

در جدول ۶ بررسی درصد تغییرات فراسنج‌های اقلیمی تحت تاثیر دو نمایشنامه‌ی A1B و B1 نسبت به دروه‌ی پایه ارائه شده است. در احتمال وقوع ۸۰٪، ۱۹/۱ درصد کاهش بارش، ۴/۶ درصد افزایش دمای بیشینه و ۲۰ درصد افزایش دمای کمینه در دوره‌های آتی تحت نمایشنامه‌ی A1B وجود خواهد داشت و تحت تاثیر نمایشنامه‌ی B1 و احتمال وقوع ۸۰٪، کاهش بارش ۲۲درصد، کمینه‌ی دما ۱۳ درصد و بیشینه‌ی دما، ۴/۲ درصد افزایش داشته است.

جدول٦- بررسی درصد تغییرات فراسنج‌های اقلیمی نسبت به دروه‌ی پایه

نام سناریو	احتمال وقوع	بارش(٪)	دمای بیشینه(٪)	دمای کمینه(٪)
A1B	٪۲۰	-۳/۸	۱	۷/۲
	٪۵۰	-۱۳/۷	۲/۸	۱٤/۵
	٪۸۰	-۱۹/۱	٤/٦	۲۰
B1	٪۲۰	۱/۵	-۰/۹	۷
	٪۵۰	-۲۰	۱/۵	۷/۷
	٪۸۰	-۲۲	٤/۲	۱۳

با تحلیل صورت گرفته در بالا به طور کلی می‌توان بیان داشت تغییر اقلیم در دوره‌های آتی باعث افزایش دمای کمینه و بیشینه و کاهش بارش در دشت تویسرکان خواهد شد. تغییرات دما و بارش بر منابع آب دشت تاثیر می‌گذارد. از مهمترین این تغییرات تغییر الگوی بارش فصلی و افزایش دما در فصول سرد سال است. این تغییرات بر الگوی کشت منطقه نیز تاثیر بسزایی را خواهد داشت، به طوریکه کشت دیم منطقه با توجه به کاهش بارش محدود شده و زمان آن نیز با توجه به تغییرات زمانی متفاوت خواهد شد.

نتیجه گیری

تغییر اقلیم باعث کاهش بارش با احتمال وقوع ۸۰٪ (به عنوان محتمل‌ترین حالت بررسی شده تحت دو نمایشنامه‌ی B1 و A1B در دشت تویسرکان گردیده است. همچنین مشخص شد که بیشترین کاهش بارش در فصول سرد سال یعنی پائیز و زمستان رخ خواهد داد. تحت تاثیر تغییر اقلیم، نه تنها بارش کاهش یافته است، بلکه الگوی بارش نیز تحت اثرات تغییر اقلیم در دشت تویسرکان متفاوت شده است. به طوری‌که بیشترین مقدار بارش از زمستان و پائیز در دوره‌ی پایه به زمستان و بهار تحت نمایشنامه‌ی A1B و به پائیز و بهار تحت نمایشنامه‌ی B1

تغییر پیدا کرده است. همین امر بر الگوی کشت آبی و دیم منطقه و حتی گونه‌های کشت شده و پوشش طبیعی منطقه تاثیر گذار خواهد بود. بالتبع کاهش بارش و تغییر الگوی زمانی آن، بر الگوی جریان رودخانه و زمان بده اوج نیز تاثیرگذار خواهد بود. در ارتباط با دمای کمینه‌ی دشت تویسرکان تحت اثر تغییر اقلیم و درهر دو سناریو، افزایش محسوسی دیده می‌شود. بیشترین افزایش دمای کمینه در فصول سرد و معتدل سال رخ داده است؛ به طوری‌که تحت نمایشنامه‌ی A1B، فصول بهار و پائیز و تحت نمایشنامه‌ی B1، فصول بهار و زمستان بیشترین میزان افزایش را داشته‌اند. دمای بیشینه دشت تویسرکان نیز تحت هر دو سناریو افزایش داشته است و بیشترین افزایش در فصل بهار تحت هر دو سناریو رخ داده است. باید توجه شود گرم شدن هوا علاوه بر تاثیری که بر سیمای کشاورزی و منابع طبیعی منطقه خواهد داشت و مشکلات زیست محیطی که برای گونه‌های گیاهی و جانوری ایجاد خواهد نمود، باعث ذوب برف به ویژه در فصل بهار شده و ممکن است همراه با رگبارهای بهاره تولید سیلاب‌های سهمگین کرده و از وسعت و زمان نگهداشت ذخایر برفی منطقه خواهد کاست. نتایج این تحقیق با مقایسه با تحقیقات سایر نویسندگان از دستورانی و همکاران (۱۳۹۲) که در بخش غربی کشور بر روی اثر تغییر اقلیم در حوضه‌ی آبریز استان کرمانشاه انجام داده بودند دال بر کاهش بارش در فصول سد سال و تغییر الگوی بارش در مناطق غربی کشور می‌باشد.

منابع

1) Ansari, S. 2011.Effects of climate change on surface and underground water balance during the coming, Master Thesis Civil Engineering Water, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran(In Persian).

2) Dastorani, MT. Poormohammadi. S. Masah Bavani. AR and Rahimian. MH, 2013Evaluation of evapotranspiration Yazd station under uncertainty Glkhanh¬Ay emissions scenarios and models to estimate evapotranspiration, , Journal of Watershed Management, University of Sari.(In Persian)

3) Dastorani M. T., Massah Bavani A.R.,Poormohammadi, S, Rahimian M. H., 2011, Assessment of potential climate change impacts on drought indicators (Case study: RDI and SPI in Yazd station, Iran), DEesert journal

4) Burns, D., Klaus, J. and Mchale, M. 2007. Recent climate trends and implications for water resources in theCatskill Mountain region, NEW YORK, USA. Journal of Hydrology, 336: 155-17.

5) Denis Cohen, Mark Person, Ronnie Daannen, Sharon Locke, Dave Dahlstrom, Victor Zabielski, Thomas C. Winter, Donald O. Rosenberry, Herb Wright, Emi Ito, John L. Nieber, William J. Gutowski Jr,2006 Groundwater-supported evapotranspiration within glaciated watersheds under conditions of climate change Journal of Hydrology, Volume 320, Issues 3–4, 15 April 2006, Pages 484-500.

6) Poormohammadi, S. and Malekinezhad, 2013,Climatic classification of homogeneous areas affected by climate change using the linear momentum, Journal of Watershed Management, University of Sari.(In Persian)

7) Green Timothy R., Makoto Taniguchi, Henk Kooi, Jason J. Gurdak, Diana M. Allen, Kevin M. Hiscock, Holger Treidel, 2011, Alice AurBeneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater , Journal of Hydrology, Volume 405, Issues 3–4, Pages 532-560.

8) Jackson Christopher R., Rakia Meister, Christel Prudhomme,2011, Modelling the effects of climate change and its uncertainty on UK Chalk groundwater resources from an ensemble of global climate model projections ,Journal of Hydrology, Volume 399, Issues 1–2, 8 March 2011, Pages 12-28

9) Jung, II.W. and Chang, H. (2010). Assessment of future runoff trends under multiple climate change scenarios in the Willamette River Basin, Oregon, USA. Hydrological processes. 25: 258-277.

10) komozepN Temba, Sang-Ok Chung, The effects of climate change on the water resources of the Geumho River Basin, Republic of Korea , 2014, Journal of Hydro-environment Research,Volume 8, Issue 4, December 2014, Pages 358–366.

11) Hugo A Loáiciga,(2001), Residence time, groundwater age, and solute output in steady-state groundwater systems,Advances in Water Resources, Volume 27, Issue 7, July 2004, Pages 681-688.

12) Pascal Goderniaux, Serge Brouyère, Hayley J. Fowler, Stephen Blenkinsop, René Therrien, Philippe Orban, Alain Dassargues, 2009,Large scale surface–subsurface hydrological model to assess climate change impacts on groundwater reserves, Journal of Hydrology, Volume 373, Issues 1–2, 30 June 2009, Pages 122-138.

13) Samuel Kusangaya , Michele L. Warburton, Emma Archer van Garderen, Graham P.W. Jewitt, 2013, Impacts of climate change on water resources in southern Africa: A review study of Vernonia, Oregon, USA, Volume 46,Applied Geography, January 2014, Pages 137–146.

14) Zhang, X.C. and Nearing, M.A. 2005. Impact of climate change on soil erosion, runoff and wheat productivity in central Oklahama. Catena, 61: 185-195.

15) Abayazid Hala,Ibrahim Al-Shinnawy,2012, Coastal Lake Sustainability: Threats And Opportunities With Climate Change , Journal of Mechanical and Civil Engineering (IOSRJMCE),ISSN : 2278-1684 Volume 1, Issue 5 (July-August 2012), PP 33-41.