

تصویرسازی دمای هوا و تبخیر از مخازن آب، در شرایط تغییر اقلیم آتی (مطالعه موردی: سد دز)

حسام سید کابلی^{*۱}

چکیده

در حال حاضر در ایران، حجم قابل توجهی از آب ذخیره شده در سدها تبخیر می‌شود. از طرفی، تغییر اقلیم ناشی از فعالیت‌های بشری روند تغییرات حجم تبخیری را نیز دستخوش دگرگونی کرده است. این پژوهش تحلیلی از روند تغییر حجم تبخیری از سد دز را برای دو دوره ۲۰۲۱-۲۰۵۰ و ۲۰۸۰-۲۰۵۱ در شرایط تغییر اقلیم مدل شده با پنج مدل اقلیم جهانی تحت سناریوی انتشار A2 ارائه کرده است. داده‌های هواشناسی روزانه با مدل ریزمقیاس نزدیک‌ترین همسایگی ارتقاء داده شده جهت برآورد نرخ تبخیر از سطوح آزاد آب با استفاده از معالات مشتق شده از معادله پنمن آماده‌سازی شدند. تغییرات حجم تبخیری با به کار بردن روابط حجم- ارتفاع مخزن سد دز نسبت به دوره مشاهداتی ۲۰۱۱-۱۹۸۲ محاسبه شدند. نتایج نشان می‌دهند حجم تبخیر سالانه از این مخزن، به طور متوسط برای هر دو دوره مورد بررسی، به ترتیب ۷٪ و ۱۰٪ افزایش می‌یابد. عامل اصلی در پشت این افزایش، گرمایش زمین در آینده است؛ به گونه‌ای که متوسط دمای هوا در دو دوره آتی به طور میانگین به ترتیب ۱/۳ و ۳ درجه سانتی‌گراد نسبت به دوره پایه افزایش پیدا خواهد کرد. این افزایش تأثیر معنی‌داری در نرخ تبخیر دارد، به ویژه در فصل‌های بهار و تابستان که دمای هوا به طور چشمگیری زیاد خواهد شد.

واژه‌های کلیدی: تغییرات آب و هوایی، ریزمقیاس کردن، سناریوی انتشار، معادله پنمن، مخزن سد، GCMs.

ارجاع: سید کابلی ح. ۱۳۹۵. تصویرسازی دمای هوا و تبخیر از مخازن آب، در شرایط تغییر اقلیم آتی (مطالعه موردی: سد دز). مجله پژوهش آب ایران. ۱۱۰-۱۰۱: ۲۳

۱- استادیار دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی جندی شاپور دزفول.

نویسنده مسئول: hkaboli@isu.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۳/۰۶

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۳/۲۶

مقدمه

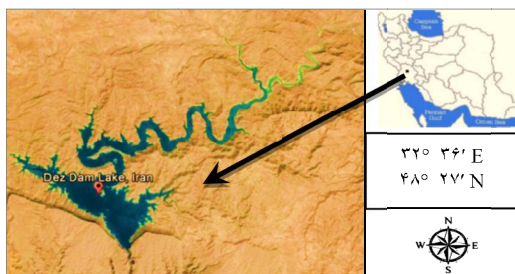
سطح انتشار کم و ۱/۸ تا ۳/۴ درجه برای سطح انتشار بالا خواهد بود. جانسون و شارما (۲۰۱۰) با استفاده از پنج مدل گردش عمومی و مدل پنمن، میزان تبخیر از سطوح آزاد آب را در دوره‌های ۲۰۳۰، ۲۰۵۰ و ۲۰۷۰ ارزیابی کردند. متوسط درصد تغییرات تبخیر از سطح آزاد آب در گستره کشور استرالیا بین ۱/۷٪ تا ۴/۸٪ در سطوح انتشار کم تا زیاد برآورد شده است. مطالعات انجام شده در نقاط مختلف ایران- هشترگرد (بلوک آذری و همکاران، ۱۳۹۱) و حوضه قزقلو در آذربایجان شرقی (آشفته و مساح بوانی، ۱۳۹۱) نشان می‌دهند دو پارامتر دما و تبخیر و تعرق در دوره‌های ۲۰۱۰-۲۱۰۰ نسبت به دوره پایه، روند افزایشی خواهند داشت. با وجود تصویرسازی‌ها از میزان تبخیر و تعرق پتانسیل آتی در ایران، هنوز اثر تغییر اقلیم روی تبخیر سطح آزاد آب‌ها، مورد توجه قرار نگرفته است. در این پژوهش با استفاده از پنج مدل گردش عمومی تحت سناریو انتشار A2 اثر تغییر اقلیم آتی برای دو دوره‌ی ۲۰۲۱-۲۰۵۰ و ۲۰۵۱-۲۰۸۰ بر میزان تغییرات تبخیر از مخزن سد دز واقع در جنوب غرب ایران تصویرسازی شده است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه و داده‌های هواشناسی برای

شبیه‌سازی

مخزن سد دز با حداکثر حجم گنجایش ۳/۳ میلیارد مترمکعب آب و طول ۶۵ کیلومتر، با اهداف تولید برق و تأمین آب مصرفی ۱۲۵۰۰۰ هکتار از اراضی پایین‌دست، نقش مهمی در تأمین و مدیریت منابع آب موجود در جنوب غرب کشور را دارد؛ لذا سد دز به عنوان منطقه مورد پژوهش انتخاب شده است (شکل ۱).



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی سد دز

وجود مخازن ذخیره، برای توسعه تأمین آب مطمئن ضروری است و از جمله اجزای اصلی بیلان آب سیستم رودخانه هستند. آثار تبخیر از مخازن، روی مدیریت آب با توجه به موقعیت جغرافیای و تفاوت اقلیمی، ویژگی‌های مخزن و مدیریت آب در روش‌های مصرف، بسیار متفاوت است؛ بنابراین فهم صحیح و دقیق از نسبت مقدار تبخیر در بیلان سیستم رودخانه مخزن، به جنبه‌های مختلفی از توسعه منابع آب، تخصیص، مدیریت و شیوه مصرف آب وابسته است (وربس و آیالا، ۲۰۱۴). در ایران و در بسیاری از کشورهای خشک و نیمه‌خشک جهان، تهیه آب آشامیدنی و تولید غذا به میزان ذخیره آب در مخازن سدها به شدت وابسته است؛ با وجود این، نرخ تبخیر در این کشورها می‌تواند بسیار زیاد باشد. در استرالیا، حدود ۴۰ درصد کل حجم آب ذخیره شده در مخازن در هر سال به دلیل بالا بودن میزان تبخیر، از دست می‌رود (کرایگ و همکاران، ۲۰۰۵). همچنین سالانه حدود ۱۳ درصد از حجم آب ورودی به سد کرخه معادل ۱۰۶/۵۴ میلیون مترمکعب به صورت تبخیر از مخزن این سد تلف می‌شود که با توجه به برقایی بودن این سد، حفظ این مقدار، اهمیت بالایی دارد. حجم تبخیر سالانه از چهار سد مهم شهید عباس‌پور، دز، کارون ۳ و ۴ تقریباً معادل ۲۷۳/۴ میلیون مترمکعب که این میزان بیشتر از حجم آب ذخیره شده در سد مسجدسلیمان و بسیار از سدهای موجود در کشور است (شرکت مدیریت منابع آب ایران، www.wrm.ir).

بدین سبب نگرانی‌هایی به علت بالا رفتن نرخ تبخیر از سطوح آزاد آب در سطح کشور در آینده به دلیل تهدید تغییر اقلیم وجود دارد. در واقع از نتایج خاص تغییر اقلیم، افزایش دمای هوا است (هیأت بین دول تغییر اقلیم^۱، ۲۰۰۷) که به سبب آن، افزایش در تبخیر قابل انتظار خواهد بود. گزارش اداره‌ی هواشناسی استرالیا (سازمان تحقیقات صنعتی و علمی رفاه عمومی^۲، ۲۰۰۷) نشان می‌دهد گرمایش هوا برای دوره‌های ۲۰۳۰، ۲۰۵۰ و ۲۰۷۰ نسبت به دوره پایه ۱۹۹۰ به ترتیب ۰/۸ تا ۱/۱ درجه برای سواحل و خشکی‌ها، ۱/۲ تا ۲/۲ درجه برای

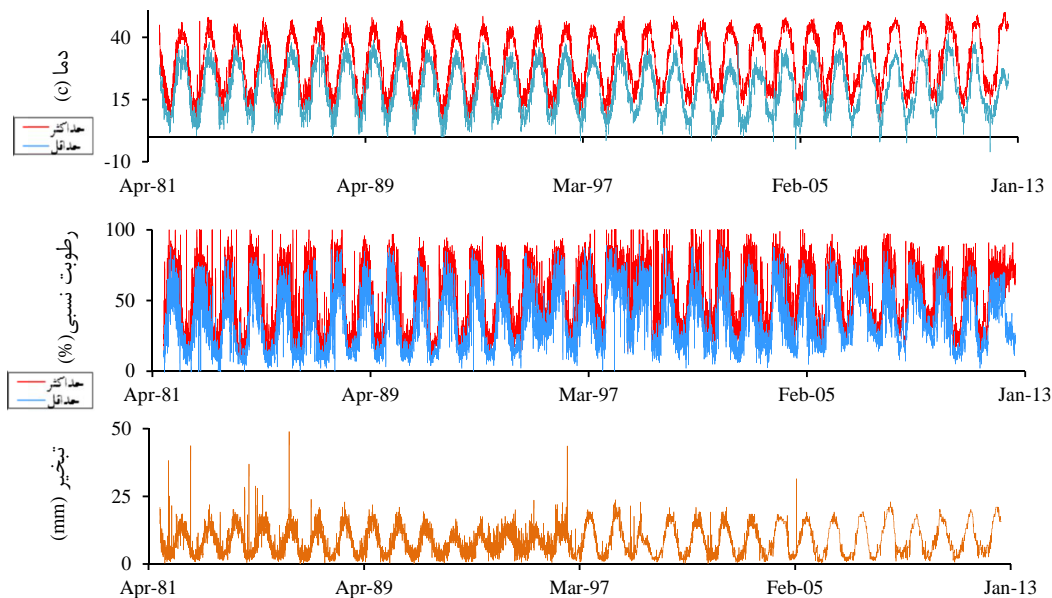
داده‌های روزانه هواشناسی ثبت شده در ایستگاه هواشناسی سد دز در بین سال‌های ۱۹۸۱ تا ۲۰۱۲ مورد استفاده قرار

1- Intergovernmental Panel Climate Change (IPCC)

2- Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO)

شبه‌سازی می‌کند (شریف و برن، ۲۰۰۶). شکل ۲ وضعیت پارامترهای ثبت شده رطوبت نسبی، دمای هوا و تبخیر از تشتک را در ایستگاه هواشناسی سد دز نشان می‌دهد.

گرفته است. پس از تأیید صحت داده‌ها، داده‌های مفقودی با استفاده از روش نزدیک‌ترین همسایگی تخمین زده شدند. این روش با استفاده از یک تابع توزیع احتمال ناپارامتریک برای نزدیک‌ترین همسایگان داده مفقودی و در نظر گرفتن یک احتمال رخداد تصادفی، آن را



شکل ۲- تغییرات پارامترهای هواشناسی ثبت شده در ایستگاه سد دز

برای ایجاد توصیفی از وضعیت جو حل کرده و بسیاری از پارامترهای هواشناسی را تولید می‌کنند (هلفر و همکاران، ۲۰۱۲). این مدل‌ها به صورت تحلیل چند مدلی بوده که اجازه شبه‌سازی تغییرات آب و هوایی آینده را از منظرهای مختلف می‌دهد، بنابراین معمولاً تغییرات آب و هوایی را به صورت یک طرح کلی و سر بسته ارائه می‌کند. این موضوع به دلیل دانش ناقص بشری از فرایند جو-اقیانوس بوده که منجر به عدم توانایی در مدل‌سازی با مقیاس‌های محلی شده است. لذا مدل‌های GCM دارای تفکیک مکانی و زمانی بزرگ است؛ به طوری که این داده‌ها اغلب ماهانه و برای تمامی مدل‌ها بین ۲۰۰ تا ۵۰۰ کیلومتر تغییر می‌کند. از طرفی این مقیاس‌ها قابل کاربرد برای مدل‌های بررسی‌کننده اثر تغییر اقلیم مانند مدل‌سازی تبخیر نیستند. از این‌رو از روش‌های آماری مختلفی برای ریزمقیاس کردن خروجی مدل‌های GCM به مقیاس‌های منطقه‌ای استفاده شده است (سیدکابلی و همکاران، ۱۳۹۱). از پرکاربردترین این روش‌ها، استفاده از مولدهای تصادفی آب و هوایی است. روش ناپارامتریک

در این ناحیه اکثر روزهای تابستان دمایی بیشتر از ۴۰ درجه را تجربه می‌کنند که میزان تبخیر از تشتک کمتر از (mm/day) ۲۰ نیست. پارامتر سرعت باد اندازه‌گیری شده در ایستگاه دارای خطای بسیار بوده، بنابراین در این پژوهش از این داده‌ها به دلیل افزایش خطای برآوردی استفاده نشده است. همچنین میزان تشعشع خورشیدی و یا تعداد ساعات آفتابی اندازه‌گیری نمی‌شود. با توجه به تأثیر این دو پارامتر در برآورد تبخیر، میزان تشعشع با استفاده از تغییرات درجه حرارت روزانه و روش هارگریوز-سامانی (راضی و پریرا، ۲۰۱۳) تخمین زده شده و تأثیر باد با تغییر روش برآورد تبخیر در نظر گرفته می‌شود. همچنین برای دو دوره آبی (۲۰۲۱-۲۰۵۰ و ۲۰۸۰-۲۰۵۱) داده‌های هواشناسی روزانه با ریزمقیاس کردن سناریوهای تغییر اقلیم بدست آمده از ۵ مدل گردش عمومی (GCMs) شامل CGCM3T63, HadCM3, CNRMCM3, ECHAM5OM و INMCM3 تحت سناریوی انتشار A2 تصویرسازی می‌شوند (IPCC, 2007). مدل‌های GCM معادلات جرم، مومنتم و ترمودینامیک را

(۴) فرض شده است که پراکندگی داده‌ها تغییر نمی‌کند و تنها داده‌ها به یک نسبت و یا مقدار ثابتی تغییر می‌کنند. این موضوع باعث شباهت توزیع داده‌ها در سناریوهای مختلف نسبت به هم می‌شود. در ادامه روش بازتولید تصادفی K-NN با اضافه کردن فرایند اغتشاش به این مشکل فایده خواهد آمد. با استفاده از پایگاه داده مربوط به هر یک از سناریوهای تغییر اقلیم مشتق شده از مدل‌های GCM، داده‌های روزانه ریزمقیاس شده برای هریک از این سناریوها با مولد تصادفی نزدیک‌ترین همسایگی برای منطقه مورد مطالعه به دست می‌آید. سیدکابلی و همکاران (۱۳۹۱)، شریف و برن (۲۰۰۶) و گوپال و همکاران (۲۰۱۳) نشان دادند روش K-NN مقادیر میانگین داده‌های بازتولید شده را به خوبی حفظ می‌کند؛ بنابراین میانگین تغییر اقلیم براساس هر یک از سناریوهای موجود به خوبی شبیه‌سازی می‌شوند. در الگوریتم پایه‌ای K-NN داده روز منتخب از نزدیک‌ترین همسایگان فاصله‌ای خود با در نظر گرفتن یک توزیع احتمال ناپارامتریک، به صورت تصادفی باز تولید می‌شوند؛ لذا سری داده‌های بازتولید شده مشابه داده‌های مشاهداتی خواهند بود. شریف و برن (۲۰۰۶) و گوپال و همکاران (۲۰۱۳) با اضافه کردن فرایند اغتشاش بر اساس توزیع نرمال و گاما به داده‌های بازتولید شده از تولید داده‌های مشابه نیز جلوگیری کردند. در این مطالعه از توزیع نرمال با توجه به تولید داده‌های منفی در بازتولید داده‌های دمای هوا استفاده شده است:

$$y_{i,t+1} = x_{i,t+1} + \lambda \sigma_i z_{t+1} \quad (5)$$

که در آن مقدار پارامتر هواشناسی به دست آمده برای روز $t+1$ از الگوریتم پایه‌ای K-NN، مقدار $y_{i,t+1}$ همان پارامتر بعد از فرایند اغتشاش، z_{t+1} متغیر تصادفی تولیدی برای روز $t+1$ از توزیع نرمال با میانگین صفر و واریانس واحد، σ_i انحراف معیار مشروط از همسایگان و I پهنای باند هستند. در این فرایند ممکن است برای پارامتر رطوبت نسبی، داده‌هایی خارج از دامنه -کمتر از صفر و بیشتر از ۱۰۰- تولید شوند. با ایجاد مجدد مقدار z_{t+1} و تکرار رابطه (۵)، مقادیری بین ۰ و ۱۰۰ باز تولید خواهند شد.

مدل‌سازی تبخیر

روش‌های برآورد تبخیر از سطح آزاد آب، بیشتر به صورت دما و تشعشع، انتقال جرم (آرودینامیک)، ضریب تشتک،

نزدیک‌ترین همسایگی^۱ (K-NN) به عنوان یک مولد تصادفی آب و هوا در مطالعات تغییر اقلیم را شریف و برن (۲۰۰۶) معرفی کردند.

روش ریزمقیاس‌نمایی نزدیک‌ترین همسایگی ارتقاء یافته

مولدهای آب و هوایی در واقع از یک پایگاه داده که معرف اقلیم منطقه هستند، به صورت تصادفی داده تولید می‌کنند. سلیمان و سیمونویچ (۲۰۱۱) پایگاه داده‌ای را بر اساس سناریوهای خروجی به دست آمده از مدل‌های GCM به این مولد تعریف کردند. آن‌ها با استفاده از روش دلتا (هلفر و همکاران، ۲۰۱۲) سناریوهای تغییر اقلیم بارش را برای دوره آتی نسبت به دوره‌ی پایه و براساس خروجی هر یک مدل‌های GCM به صورت ماهانه به دست آوردند. در روش دلتا سناریوهای تغییر اقلیم برای دما و رطوبت نسبی بر اساس تفاوت بین مقدار میانگین ماهانه آن پارامترها در دوره آتی نسبت به دوره پایه، محاسبه می‌شوند (رابطه (۱)) که برای پارامتر تشعشع خورشیدی مقدار نسبت ملاک عمل هستند (رابطه (۲)):

$$\Delta s(i) = \overline{V_{m,f}}(i) - \overline{V_{m,b}}(i); \quad (1)$$

$$\Delta f(i) = \frac{\overline{V_{m,f}}(i)}{\overline{V_{m,b}}(i)}; \quad i = 1, 2, \dots, 12 \quad (2)$$

در این روابط m ، f و b به ترتیب بیان‌کننده‌ی مدل GCM، دوره آتی و دوره پایه (۲۰۱۱-۱۹۸۲) هستند. همچنین $\overline{V}(i)$ مقدار میانگین ماهانه پارامترهای اقلیمی در یک دوره آماری را نشان می‌دهد. سپس با فرض یکنواختی توزیع فاکتور تغییر در روزهای هر ماه، پایگاه داده مربوط به هر سناریو را با اعمال فاکتور تغییر اقلیم بر داده‌های روزانه مشاهداتی ایجاد کردند. برای پارامترهای دما و رطوبت نسبی از رابطه (۳) و برای تشعشع خورشیدی از رابطه (۴) استفاده می‌شود:

$$V_{d,f}(i, j) = V_{o,b}(i, j) + \Delta s(i); \quad (3)$$

$$V_{d,f}(i, j) = V_{o,b}(i, j) \Delta f(i); \quad (4)$$

$$i = 1, 2, \dots, 12; \quad j = 1, 2, \dots, n$$

$V_{d,f}(i, j)$ مقدار پایگاه داده روزانه براساس سناریوی تغییر اقلیم دوره‌ی آتی (f) نسبت به دوره پایه (b) که برای هر مدل GCM به دست می‌آید. $V_{o,b}(i, j)$ مقدار روزانه مشاهداتی در دوره پایه و همچنین z بیان‌کننده تعداد روزهای موجود در ماه نام است. در واقع در روابط (۳) و

منطقه مورد مطالعه، می‌توان از آن در مدل‌سازی تغییرات نرخ تبخیری در سناریوهای تغییر اقلیم از آن استفاده کرد. پس از برآورد نرخ تبخیر در محل سد با داشتن رابطه بین ارتفاع- حجم برای سد دز می‌توان میزان حجم تبخیری را محاسبه کرد. البته فرضیه این روش ثابت بودن نرخ تبخیر در تمامی سطح دریاچه سد است. محمدرزاده هابیلی و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از شباهت بین منحنی ارتفاع- حجم مخازن سدها با منحنی تابع لگاریتم طبیعی، معادله ارتفاع- حجم مخازن سدها را به صورت زیر به دست آوردند:

$$V_y = V_m \left[e^{(\ln 2) \frac{y}{y_m}} - 1 \right]^{\frac{1}{N}} \quad (۸)$$

که در آن y فاصله عمودی از کف مخزن، y_m فاصله عمودی از کف مخزن تا بالاترین تراز آب، V_y حجم مخزن در تراز y ، V_m حجم مخزن در بالاترین تراز آب و N ضریب مخزن است. مطالعات رسوب‌سنجی سد دز از زمان بهره‌برداری تا سال ۱۳۸۲ نشان می‌دهد ضریب مخزن سد دز در ۰/۵۹ ثابت و میزان حجم مخزن در تراز ۱۰۴/۵ متری از کف حدود ۲۷۲۹ میلیون مترمکعب در سال ۱۳۸۲ برآورد شده است (موسوی و محمدرزاده هابیلی، ۱۳۹۱)؛ بنابراین اگر مقدار عمق آب از کف مخزن و ارتفاع تبخیر در دوره زمانی i (مثلاً ماهانه) به ترتیب برابر با y و y_i باشد، مقدار حجم تبخیر شده (ΔV_i) از رابطه (۸) در دوره زمانی i به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$\Delta V_i = V_y - V_m \left[e^{(\ln 2) \frac{y-y_i}{y_m}} - 1 \right]^{\frac{1}{0.59}} \quad (۹)$$

نتایج و بحث

صحت‌سنجی روش پژوهش

صحت‌سنجی الگوریتم K-NN در بازتولید داده‌ها با در نظر گرفتن سناریوی بدون تغییر اقلیم بررسی شده است. شکل ۳ دامنه تغییرات داده‌های دما، تشعشع خورشیدی و رطوبت نسبی باز تولید شده را نسبت به میانگین داده‌های مشاهداتی نشان می‌دهد. با توجه به شکل ۳ الگوریتم K-NN روند تغییرات درون سالی و میانگین داده‌های مورد نظر را به خوبی باز تولید می‌کنند؛ بنابراین این الگوریتم در تولید داده‌ها در یک سناریوی میانگین می‌تواند کاربرد داشته باشد، با این ویژگی که تغییرات درون سالی هر یک از پارامترها را نیز حفظ خواهد کرد.

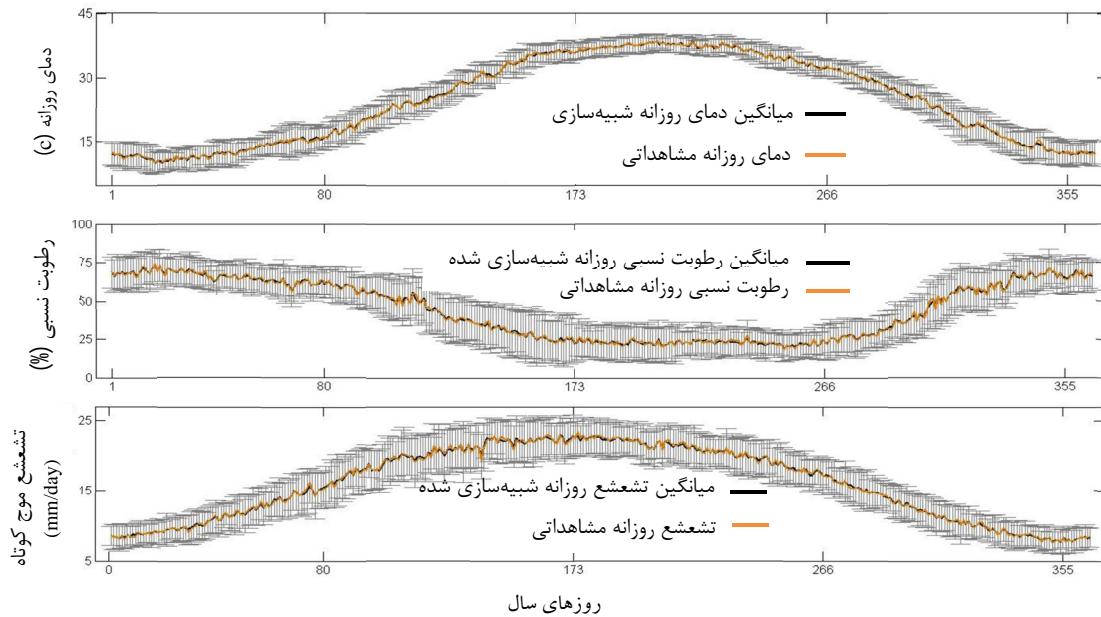
بیلان انرژی و روش‌های ترکیبی بیلان انرژی و انتقال جرم دسته‌بندی می‌شوند (راضی و پیرا، ۲۰۱۳). از این روش‌های ترکیبی که در شصت سال اخیر بسیار مورد استفاده شده، رابطه پنمن است. فرم استاندارد این رابطه به صورت زیر است (والیانتراس، ۲۰۰۶):

$$E_p = E_{pr} + E_{pa} = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \frac{R_n}{T} + \left(\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \right) \frac{6.43(1 + 0.54U)(e_a^* - e_a)}{T} \quad (۶)$$

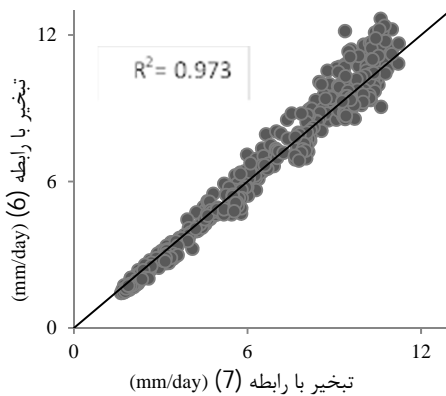
که در آن E_{pr} تبخیر تعادلی (جزء تشعشع) و E_{pa} جزو آئروودینامیک نامیده می‌شود. Δ شیب منحنی فشار بخار اشباع ($Kpa^\circ C^{-1}$)، γ ثابت سایکرومتری ($Kpa^\circ C^{-1}$)، λ گرمای نهان تبخیر ($MJkg^{-1}$)، $(e_a^* - e_a)$ (Kpa) کمبود فشار بخار اشباع هوا، U سرعت باد و R_n میزان تشعشع خالص هستند. والیانتراس (۲۰۰۶) رابطه پنمن را برای مکان‌هایی که داده‌های سرعت باد در دسترس نیستند، به صورت زیر معادل‌سازی کرد:

$$E_{penow} \approx 0.047R_s(T_a + 9.5)^{0.5} - 2.4 \left(\frac{R_s}{R_a} \right)^2 + 0.09(T_a + 20) \left(1 + \frac{RH_{mean}}{100} \right) \quad (۷)$$

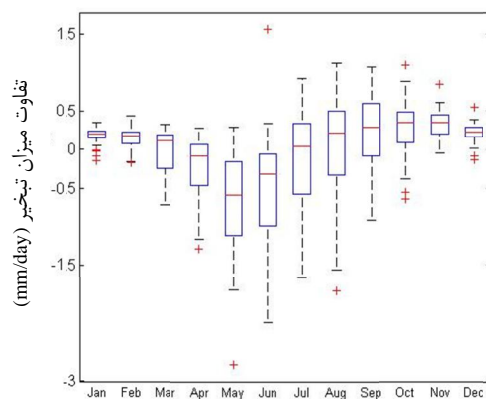
که در آن R_s میزان تابش خورشیدی ورودی ($MJm^{-2}day$)، T_a ، $(^\circ C)$ ، R_a تابش خورشیدی برون زمینی ($MJm^{-2}day^{-1}$) و RH_{mean} متوسط رطوبت نسبی (%) است. والیانتراس (۲۰۰۶) با استفاده از داده‌های روزانه شش سال کالیفرنیا روابط (۶) و (۷) را با هم برای برآورد تبخیر ماهانه مقایسه کردند. نتایج از برازش خوب رابطه ارائه شده ($R^2 = 0.983$)، نسبت بلندمدت مقدار تقریبی به استاندارد برابر ۰/۹۹۵ و $(SEE = 0.25 mm/day)$ با معادله استاندارد پنمن نشان می‌دهد. از آنجایی که معادله استاندارد پنمن تفاوت ذخیره گرمایی آب (G) را در نظر نمی‌گیرد؛ لذا تنها برای آب‌های خیلی کم عمق مناسب است (سلولو و همکاران، ۲۰۱۲)؛ اما با توجه به اینکه هدف در این پژوهش برآورد میزان تغییرات تبخیر بر اثر گرمایش زمین است؛ لذا میزان دقت مدل در برآورد مقدار تبخیر خیلی مورد توجه نیست، اگرچه لحاظ تمامی شرایط مرزی نیز تفاوتی زیادی را در نتیجه ایجاد نخواهند کرد؛ زیرا تفاوت ذخیره گرمایی آب از یک ماه تا ماه دیگر زیاد نبود و از طرفی به دلیل ناقص بودن داده‌های باد برای منطقه مورد نظر، مقاومت آئروودینامیک قابل محاسبه نیست. در صورت تأیید رابطه والیانتراس (۲۰۰۶) برای



شکل ۳- داده‌های روزانه هواشناسی باز تولید شده توسط الگوریتم K-NN



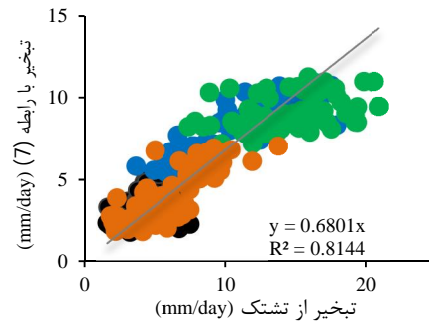
شکل ۴- مقایسه دو رابطه (۶) و (۷) در برآورد تبخیر ماهانه



شکل ۵- تفاوت برآورد دو رابطه (۶) و (۷) به تفکیک هر ماه

همچنین رابطه والیانتراس (۲۰۰۶) برای برآورد نرخ تبخیری در منطقه مورد مطالعه باید تأیید شود. بدین منظور ایستگاه هواشناسی سینوپتیک دزفول انتخاب شد که در آن پارامتر سرعت باد ثبت شده و دارای اقلیمی مشابه با منطقه مورد مطالعه است، با استفاده از داده‌های ثبت شده نرخ تبخیری با روابط پنمن و والیانتراس برآورد و مقایسه شد. شکل ۴ برازش مناسبی را بین این دو رابطه ($R^2=0.973$ ، ضریب زاویه خط برازش بین دو رابطه برابر $1/0.15$ و $RMSE=0.31$ mm/day) در برآورد تبخیر ماهانه نشان می‌دهد. رابطه (۷) در برآورد مقادیر زیاد تبخیر برآورد کمتری را نسبت به رابطه استاندارد پنمن دارد. دلیل آن می‌تواند این باشد که تقریب زده شده از جزء آئرودینامیک رابطه‌ی پنمن با پارامترهای دما و رطوبت نسبی - در واقع ایجاد ارتباط بین رطوبت نسبی و باد در تبخیرهای زیاد دارای خطای بیشتری است. شکل ۵ توزیع مقادیر تفاوت برآوردها را به تفکیک هر ماه از سال نشان می‌دهد. در تمامی ماه‌ها مقادیر میانه خطا نزدیک به صفر است؛ اگرچه در بعضی از ماه‌ها دامنه خطا زیاد است. همچنین شکل ۶ میزان تبخیر ماهانه محاسبه شده از رابطه (۷) در ایستگاه سد دز را در برابر میزان تبخیر اندازه‌گیری شده از تشتک تبخیر را به تفکیک فصل‌های سال نشان می‌دهد.

آبی نسبت به یک سناریوی بدون در نظر گرفتن اثر تغییر اقلیم آبی مقایسه می‌شوند. میزان تغییرات دمای روزانه تحت هر یک از سناریوهای تغییر اقلیم در نظر گرفته شده برای دو دوره ۲۰۲۱-۲۰۵۰ و ۲۰۵۱-۲۰۸۰ نسبت به این سناریوی بدون تغییر اقلیم به ترتیب در شکل‌های ۷ و ۸ ارائه شده است. تفاوت سناریوها در تصویرسازی شرایط آینده اقلیم، دامنه‌ای از تغییرات دمایی را در هر دوره زمانی ایجاد می‌کنند؛ با وجود این، تغییرات افزایشی دما در دوره ۲۰۵۱-۲۰۸۰ نسبت به دوره ۲۰۲۱-۲۰۵۰ برای تمامی روزها و در همه مدل‌ها به ویژه در فصل‌های گرم سال با شدت بیشتری اتفاق افتاده است. پس از برآورد پارامترهای مؤثر هواشناسی در هر یک از سناریوهای تغییر اقلیم آبی، مقدار تبخیر با فرضیه ثابت بودن شکل رابطه برآورد نرخ تبخیر در آینده برای ماه‌های مختلف محاسبه شده است. شکل ۹ مقادیر دما و نرخ تبخیر ماهانه را برای هر دو دوره نسبت به شرایط بدون تغییر اقلیم نشان می‌دهند.

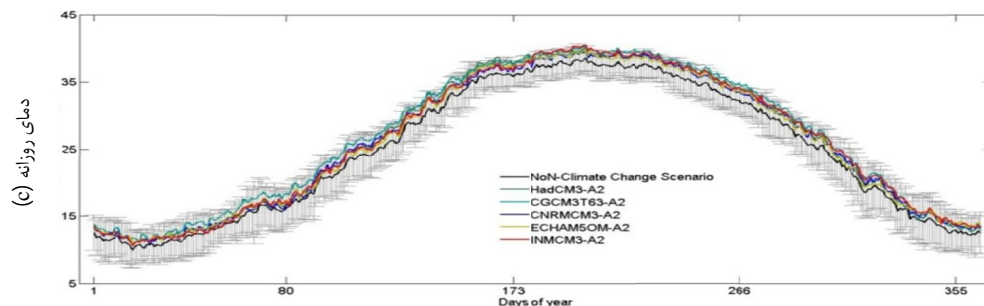


شکل ۶- تبخیر ماهانه اندازه‌گیری شده و محاسباتی در ایستگاه سد دز

میزان ضریب تشنگ حدود ۰/۷ برآورد شده و تنها برای فصل تابستان این ضریب کمتر است. با وجود این، نتیجه‌های به دست آمده، استفاده از رابطه (۷) را برای برآورد میزان تبخیر در اقلیم نظر را با دقت قابل قبولی تأیید می‌کنند.

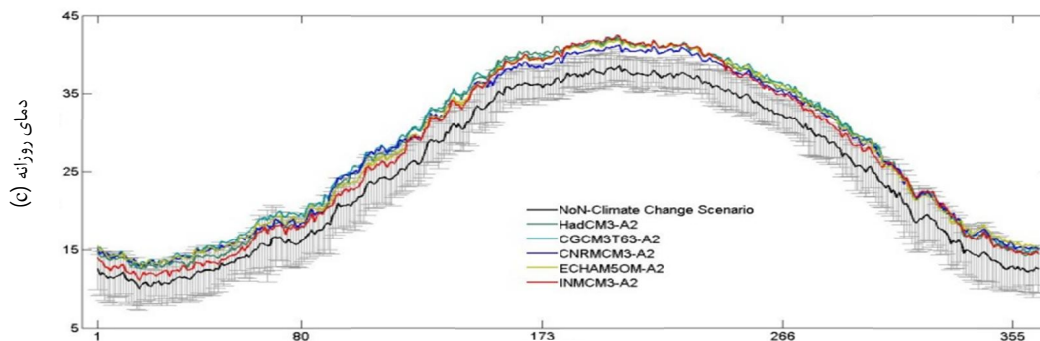
بررسی اثر تغییر اقلیم

برای تفسیر نتایج اثر تغییر اقلیم آبی روی میزان دما و تبخیر، مدل‌سازی انجام شده تحت سناریوهای تغییر اقلیم



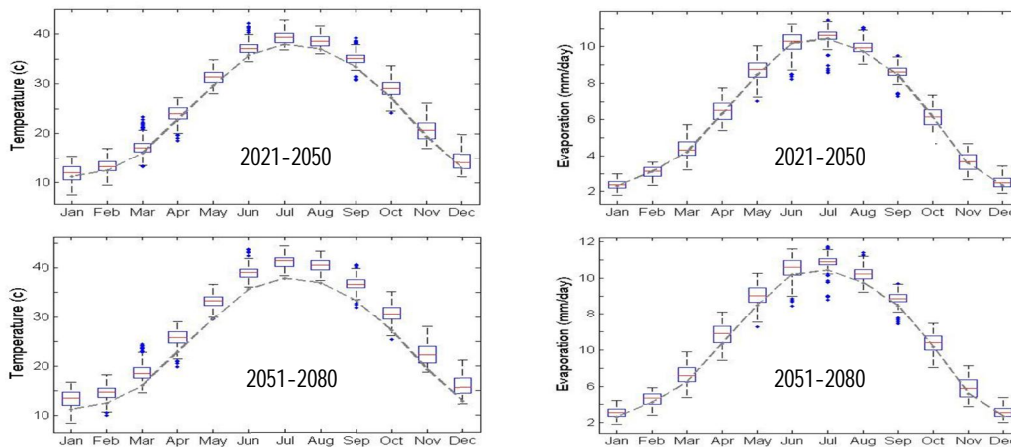
روزهای سال

شکل ۷- دمای روزانه در دوره‌ی ۲۰۲۱-۲۰۵۰ تحت سناریوهای مختلف تغییر اقلیم نسبت به شرایط بدون تغییر اقلیم

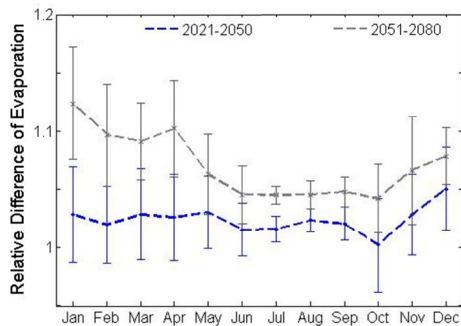


روزهای سال

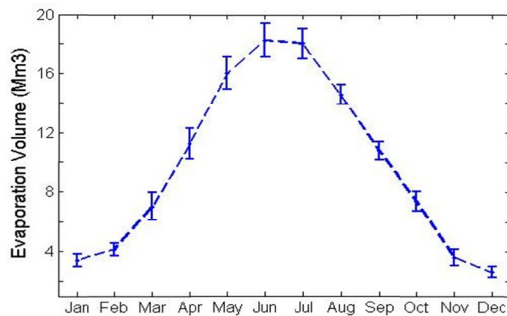
شکل ۸- دمای روزانه در دوره ۲۰۵۱-۲۰۸۰ تحت سناریوهای مختلف تغییر اقلیم نسبت به شرایط بدون تغییر اقلیم



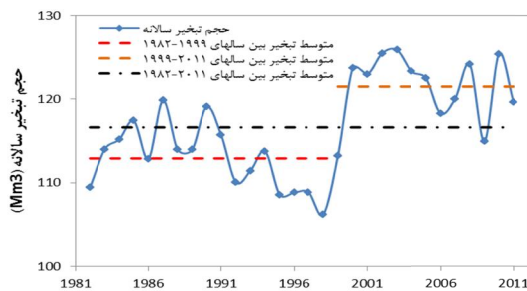
شکل ۹- توزیع میزان دما و تبخیر ماهانه در دوره های ۲۰۲۱-۲۰۵۰ و ۲۰۵۱-۲۰۸۰ نسبت به شرایط بدون تغییر اقلیم



شکل ۱۱- تفاوت نسبی تبخیری در دوره های آتی



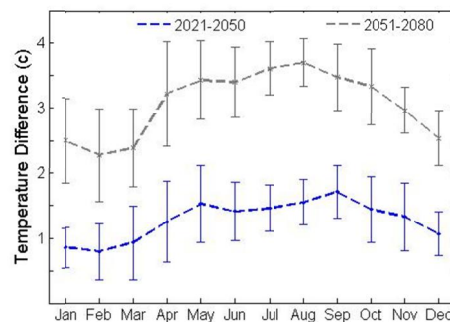
شکل ۱۲- توزیع حجم تبخیر ماهانه از سد دز



شکل ۱۳- حجم تبخیر سالانه از سد دز

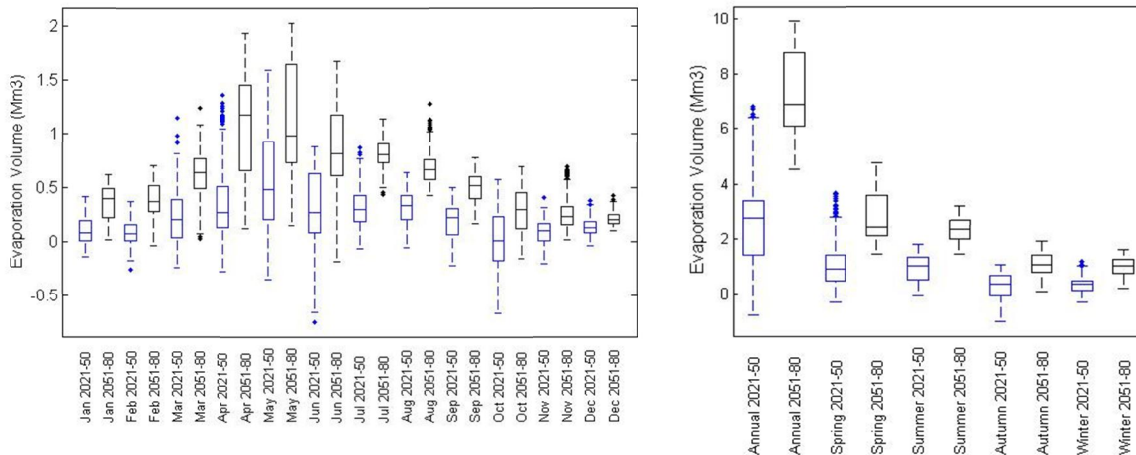
افزایش دما و تبخیر با در نظر گرفتن احتمال رخداد ۵۰٪ تغییر اقلیم آتی در هر دو دوره و در تمامی ماه ها اتفاق خواهد افتاد؛ البته این افزایش ها در ماه های سرد سال و در دوره ۲۰۲۱-۲۰۵۰ کمتر هستند. به طور متوسط دامنه افزایش دما در دوره ۲۰۲۱-۲۰۵۰ و ۲۰۵۱-۲۰۸۰ به ترتیب بین ۰/۸-۱/۲ و ۲/۳-۳/۷ درجه سانتی گراد است. همچنین نسبت تغییرات تبخیری در این دو دوره، به ترتیب ۱-۱/۰۵ و ۱/۰۴-۱/۱۳ خواهد بود. همچنین شکل های ۱۰ و ۱۱ دامنه تفاوت دمایی و نسبت تغییر تبخیر را برای هر دو دوره به تفکیک ماه نشان می دهند. نسبت تبخیری در ماه های سرد سال با وجود افزایش دمایی کمتر نسبت به ماه های گرم سال به دلیل کم بودن نرخ تبخیری در آن ها بیشتر است.

برای بررسی تفاوت حجم تبخیری از سد ابتدا با استفاده از رابطه (۹) میزان حجم تبخیر شده از سد در دوره مشاهداتی برآورد شد. شکل ۱۲ و ۱۳ به ترتیب توزیع میزان حجم تبخیر ماهانه و سالانه از مخزن سد دز را بین سال های ۱۹۸۲ تا ۲۰۱۱ نشان می دهند.



شکل ۱۰- دامنه تفاوت دمای در دوره های آتی

تبخیر ماهانه در آینده برآورد شد (شکل ۱۴). در ماه‌های گرم این تفاوت حجم تبخیر شده به دلیل زیاد بودن سطح دریاچه سد و افزایش دمایی بیشتر قابل توجه است. البته فصل بهار این افزایش نسبت به فصل‌های دیگر بیشتر شده که علت آن بالا بودن مساحت دریاچه بدلیل افزایش آورد رودخانه است. به طور کلی با احتمال رخداد ۵۰٪ گرمایش زمین در اثر تغییر اقلیم، افزایش حجم تبخیر به ویژه در دوره ۲۰۸۰-۲۰۵۱ محسوس و قابل توجه است در دوره ۲۰۸۰-۲۰۵۱ به طور متوسط حجم تبخیر شده سالانه حدود ۷ میلیون مترمکعب افزایش می‌یابد که این مقدار در دوره ۲۰۵۰-۲۰۲۱ حدود ۳ میلیون مترمکعب خواهد بود.



شکل ۱۴- تفاوت حجم تبخیر شده از سد در دو دوره آتی

مقایسه آن با نتایج این پژوهش، خالی از لطف نیست. نتایج پژوهش نشان می‌دهند که تا سال ۲۰۸۰ دمای ماهانه هوا در این ناحیه به طور متوسط حداکثر تا ۳/۷ درجه افزایش می‌یابد که موجب افزایش حداکثری ۱۴ درصد در نرخ تبخیر خواهد شد. با وجود این، اگر نرخ افزایش حجم تبخیر سالانه در شرایط بدون تغییر اقلیم بر مبنای دوره ۲۰۱۱-۲۰۰۰ حدود ۵ میلیون مترمکعب نسبت به متوسط درازمدت برای یک دوره سی ساله باشد، افزایش حجم تبخیری از سد در دوره‌های ۲۰۵۰-۲۰۲۱ و ۲۰۸۰-۲۰۵۱ نسبت به دوره حاضر به ترتیب حدود ۸ و ۱۲ میلیون مترمکعب در سال خواهد بود. این مقدار حدود ۷ و ۱۰ درصد از متوسط حجم تبخیر سالانه

متوسط تبخیر سالانه در دوره ۱۹۹۹-۱۹۸۲ از مقدار ۱۱۳ به ۱۲۱/۵ میلیون مترمکعب در دوره ۲۰۱۱-۲۰۰۰ افزایش پیدا کرده است. این درحالی است که متوسط تبخیر سالانه در کل دوره آماری موجود (۲۰۱۱-۱۹۸۲) ۱۱۶/۶ میلیون مترمکعب است. این تفاوت‌ها نشان می‌دهد از آغاز قرن ۲۱ به بعد میزان متوسط تبخیر سالانه افزایش معنی‌داری پیدا کرده است. با توجه به تأثیر معنی‌دار انتشار گازهای گلخانه‌ای در افزایش دما در اواخر قرن بیست و اوایل قرن ۲۱ (IPCC، ۲۰۰۷)، این افزایش قابل توجه در حجم تبخیری را می‌توان ناشی از اثر تغییر اقلیم دانست. پیدا کردن نقطه شکست در این روند و ارتباط آن با تغییر اقلیم، نیازمند بررسی بیشتر است.

اختلاف حجم تبخیر شده در هر دو دوره آتی نسبت به شرایط بدون تغییر اقلیم با استفاده از رابطه (۹) و نرخ

نتیجه‌گیری

فرضیه افزایش دما و تبخیر در اثر پدیده گرمایش زمین، به دلیل انتشار گازهای گلخانه‌ای مبنای این پژوهش قرار گرفت. در این پژوهش علاوه بر شبیه‌سازی اقلیمی تحت سناریوی انتشار سطح بالا (A2)، از مدل‌های مختلف اقلیمی برای برآورد قطعیت نبودن ذاتی این مدل‌ها استفاده و این موضوع در استفاده از نمودارهای جعبه‌ای به خوبی نمایش داده شده است. استفاده از مولد تصادفی آب و هوای ارتقاء یافته برای منطقه مورد مطالعه و همچنین صحت‌سنجی معادل‌ساز رابطه پهنمن برای مناطقی که پارامتر باد اندازه‌گیری نمی‌شود، از نقاط قوت تحقیق است. با وجود این، استفاده از روش‌های دیگر، برآورد تبخیر و

8. CSIRO and BOM. 2007. Climate Change in Australia. Technical Report of CSIRO, Bureau of Meteorology and the Australian Greenhouse Office in Partnership with the Australian Climate Change Science Program, Canberra. 148 p.
9. Goyal M. K. Burn D. H. and Ojha C. S. P. 2013. Precipitation Simulation based on k-Nearest Neighbour Approach using Gamma Kernel. *Journal of Hydrologic Engineering*. 18(5): 1943-1958.
10. Helfer F. Lemckert C. and Zhang H. 2012. Impacts of climate change on temperature and evaporation from a large reservoir in Australia. *Journal of Hydrology*. 475: 365-378.
11. IPCC. 2007. Climate Change 2007: The Physical Science. Contribution of Working Group I to The Fourth Assessment Report of the IPCC (AR4). Cambridge University Press, Cambridge. 996 p.
12. Johnson F. and Sharma A. 2010. A comparison of Australian open water body evaporation trends for current and future climates estimated from class a evaporation pans and general circulation models. *Journal of Hydrometeorology*. 11: 105-121.
13. Mohammadzadeh-Habili J. Heidarpor M. Mousavi S. F. and Haghiabi A. H. 2009. Derivation of reservoir's area-capacity equations. *Journal of Hydrology Engineering*. 14(9): 1017-1023.
14. Raziie T. and Pereira L. S. 2013. Estimation of ETo with Hargreaves-Samani and FAO-PM temperature methods for a wide range of climates in Iran. *Agricultural Water Management*. 121: 1-18.
15. Sharif M. and Burn D. H. 2006. Simulating climate change scenarios using an improved K-nearest neighbor model. *Journal of Hydrology*. 325: 179-196.
16. Solaiman T. A. and Simonovic S. P. 2011. Development of Probability Based Intensity-Duration-Frequency Curves under Climate Change. *Water Resources Research Report no. 072, Facility for Intelligent Decision Support, Department of Civil and Environmental Engineering, London, Ontario, Canada*. 94 p.
17. Valiantzas J. D. 2006. Simplified versions for the Penman evaporation equation using routine weather data. *Journal of Hydrology*. 331: 690-702.
18. Wurbs R. A. and Ayala R. A. 2014. Reservoir evaporation in Texas, USA. *Journal of Hydrology*. 510: 1-9.
- سد دز هستند؛ بنابراین در آینده به طور متوسط حداقل ۷ درصد به حجم تبخیر شده اضافه می‌شود که این درصد، روند صعودی را در سال‌های بعد در پی خواهد داشت؛ بنابراین مدیریت این حجم تبخیری و استفاده از راه‌های کاهش حجم تبخیری از مخزن این سد، بیش از پیش نمود پیدا خواهد کرد.
- ### منابع
۱. بلوک‌آذری س. مساح بوانی ع. مشعل م. و آزادگان ب. ۱۳۹۱. بررسی تغییرات عملکرد و بهره‌وری آب کشاورزی دشت هشتگرد تحت تأثیر تغییر اقلیم در دوره‌های آبی با رویکرد AEZ/GIS. نشریه آبیاری و زهکشی ایران. ۴(۶): ۲۷۳-۲۸۶.
 ۲. آشفته پ. س. و مساح بوانی ع. ۱۳۹۱. بررسی تأثیر عدم قطعیت مدل‌های چرخه عمومی جو و اقیانوس (AOGCM) و سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای بر رواناب حوضه تحت تأثیر تغییر اقلیم، مطالعه موردی: حوضه قرنقو، آذربایجان شرقی. نشریه تحقیقات منابع آب ایران. ۸(۲): ۳۶-۴۷.
 ۳. سیدکابلی ح. آخوندعلی م. مساح بوانی ع. و رادمنش ف. ۱۳۹۱. ارائه مدل ریزمقیاس‌نمایی داده‌های اقلیمی بر اساس روش ناپارامتریک نزدیک‌ترین همسایگی (KNN). نشریه آب و خاک. ۲۶(۴): ۷۹۹-۱۰۶۳.
 ۴. شرکت سهامی مدیریت منابع آب ایران، دفتر بهره‌برداری و نگهداری از سدها. (<http://dams.wrm.ir>)
 ۵. موسوی س. ف. و محمدراده هایلی ج. ۱۳۹۱. شبیه‌سازی توزیع رسوب درمخزن سدکوثر با استفاده از الگویتیم توزیع رسوب مخزن سد دز. نشریه پژوهش آب ایران. ۶(۱۰): ۲۰۹-۲۱۳.
 6. Clulow A. D. Everson C. S. Mengistu M. G. Jarmain C. Jewitt G. P. W. Price J. S. and Grundling P. L. 2012. Measurement and modelling of evaporation from a coastal wetland in Maputaland, South Africa, *Hydrology and Earth System Sciences*. 16: 3233-3247.
 7. Craig I. Green A. Scobie M. and Schmidt E. 2005. Controlling Evaporation Loss from Water Storages. Report 1/1000580, National Centre for Engineering in Agriculture, Toowoomba. 207 p.