



بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر موازنه‌ی آبی ناشی از بارش در آبخوان تسوج برای دوره‌ی ۲۰۱۷-۲۰۳۰

بهروز ساری صراف*^۲، طاهره جلالی عنصرودی^۳

وصول مقاله: ۱۳۹۷/۰۹/۱۹ تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۰۶/۱۰

چکیده

تغییر در الگوی دما و بارش تأثیرات مهمی بر روی کمیت و کیفیت منابع آبی بخصوص در مناطق خشک و نیمه‌خشک دارد. در این مقاله با استفاده از مدل SDSM، خروجی مدل جهانی گردش عمومی جو HadCM3 را در منطقه‌ی مورد مطالعه به وسیله‌ی داده‌های مشاهداتی ایستگاه تبریز ریزمقیاس نموده و با در نظر گرفتن سناریوی تغییر اقلیم A2، تغییرات تبخیر، رواناب و تغذیه‌ی ناشی از بارش در آبخوان تسوج برای دوره‌ی ۲۰۱۷-۲۰۳۰ مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج حاصل از ریزمقیاس نمایی نشان داد تحت سناریو A2، در منطقه‌ی مورد مطالعه میانگین دمای سالانه نسبت به دوره‌ی پایه ۱/۰۱ درجه سانتی‌گراد افزایش و بارش سالانه ۷/۱- میلی‌متر کاهش خواهد یافت. به منظور شبیه‌سازی میزان تبخیر و تعرق، تغذیه و رواناب در دوره‌ی آینده از مدل HELP استفاده شد. نتایج نشان داد که به دلیل افزایش دما مقادیر قابل توجهی از بارش صرف تبخیر و تعرق خواهد شد. در کنار کاهش بارش و افزایش دما، ویژگی‌های هیدرولیکی و رطوبتی خاک در میزان تغذیه نقش مهمی ایفا می‌کند. به طوری که با افزایش رطوبت خاک از میزان تغذیه کاسته شده و بر میزان رواناب افزوده خواهد شد.

کلمات کلیدی: تغییر اقلیم، تغذیه، رواناب، حوضه‌ی آبریز تسوج، SDSM، HELP.

۱- این مقاله از طرح پژوهشی با عنوان بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر تبخیر و تعرق، رواناب و تغذیه‌ی ناشی از بارش در آبخوان تسوج برای دوره‌ی ۲۰۱۷-۲۰۳۰ از محل اعتبارات طرح‌های پژوهشی دانشگاه تبریز استخراج شده است.

۲- استاد گروه آب‌وهواشناسی دانشگاه تبریز، تبریز (نویسنده‌ی مسئول). Email: behrooz_sarraf2002@yahoo.com

۳- دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی دانشگاه تبریز، تبریز.

مقدمه

منابع آب زیرزمینی از یک سو به دلیل شیرین بودن، ترکیبات شیمیایی، دمای ثابت، ضریب آلودگی کمتر و سطح اطمینان بالاتر در تأمین منابع آب به عنوان یک منبع قابل اتکاء به ویژه در مناطق خشک و نیمه‌خشک محسوب می‌شود (علایی طالقانی و همکاران، ۱۳۹۶: ۲۲). از مهم‌ترین فاکتورهای بارش که در تغذیه مؤثرند می‌توان به مقدار، پراکنش، شدت، مدت و نوع بارش اشاره نمود. در واقع زمانی که مقدار بارش از میزان تبخیر و تعرق (در یک دوره‌ی زمانی مشخص) بیشتر می‌شود، امکان تغذیه‌ی سفره‌ی آب زیرزمینی فراهم می‌گردد. تا زمانی که میزان تبخیر و تعرق در ناحیه‌ی غیراشباع بیش از بارش وارد شده به این ناحیه باشد امکان تغذیه‌ی سفره‌های آب زیرزمینی وجود ندارد. بخش قابل ملاحظه‌ای از نزولات جوی بلافاصله بعد از ریزش از طریق تبخیر و تعرق به اتمسفر برمی‌گردد (علیزاده، ۱۳۷۸: ۱۰۳). مطالعات کمتری روی تأثیر تغییر اقلیم بر تغذیه‌ی آب زیرزمینی انجام پذیرفته و اکثر مطالعات صورت گرفته به بررسی اثرات تغییر اقلیم بر روی عناصر اقلیمی محدود می‌شود. کوهن^۱ (۱۹۸۶) اثر سناریوهای تغییر اقلیم بر بارش و دما و در نتیجه تغییرات تراز آب دریاچه‌های بزرگ آمریکای شمالی را بررسی نمود. نتایج مطالعه نشان داد که ذخیره آب خالص دریاچه‌های بزرگ در واکنش به تغییرات اقلیمی کاهش خواهد یافت. هولمن^۲ (۲۰۰۶) اثرات تغییر اقلیم و فعالیت‌های اقتصادی، اجتماعی بر تغذیه‌ی منابع آب زیرزمینی را در شرق انگلیس بررسی و راهکارهای مقابله با مشکلات آن را بیان داشت. نتایج نشان داد عوامل زیادی از جمله تغییرات بارش، تغییر رژیم حرارتی سیلاب‌های ساحلی، شهرسازی، ایجاد اراضی جنگلی، تغییرات کشت و شخم، آینده‌ی تغذیه‌ی منابع آب زیرزمینی را تحت تأثیر فرا می‌دهند. یرکما و همکاران^۳ (۲۰۰۷) با استفاده از مدل

1- Cohen

2- Holmen

3- Jyrkama et al.,

هیدرولوژیکی HELP3 اثر تغییر اقلیم را بر تغییرات مکانی تغذیه آبخوان در حوضه رودخانه‌ی گراند در انتاریوی کانادا بررسی کردند. نتایج تحقیق نشان داد که در اثر تغییر اقلیم، جریان‌ات و حجم تغذیه‌ی آبخوان افزایش می‌یابد. ان جی و همکاران^۱ (۲۰۱۰) به بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر تغذیه آب زیرزمینی دشت واقع در شمال تگزاس پرداختند. محققان مذکور جهت ریزمقیاس‌نمایی آماری داده‌های اقلیمی از نرم‌افزار LARS-WG و جهت پیش‌بینی تغذیه از نرم‌افزار SWAP بهره گرفتند. نتایج نشان‌دهنده‌ی این بود که در پاسخ به تغییرات اقلیمی میزان تغذیه‌ی آب زیرزمینی بین ۷۵- تا ۳۵+ درصد تغییر خواهد نمود. لوما و اوکونن^۲ (۲۰۱۴) اثرات تغییر اقلیم آینده و افزایش سطح آب دریای بالتیک را بر روی تراز آب زیرزمینی در جنوب فنلاند با استفاده از مدل UZF1^۳ همراه با مدل سه بعدی جریان آب‌های زیرزمینی (MODFLOW) بررسی نمودند. نتایج نشان داد که در دوره ۲۰۷۱-۲۱۰۰، الگوی تغذیه آب‌های زیرزمینی تغییر یافته و اثرات فصلی تغییر آب و هوا در تغذیه‌ی آب‌های زیرزمینی به صورت سرریز سطحی و در نتیجه جاری شدن سیل در زمستان و اوایل بهار و خشکسالی در تابستان بسیار قابل توجه خواهد بود. ایرتوک و همکاران^۴ (۲۰۱۶) اثر تغییر اقلیم کنونی و آینده بر روی منابع آب زیرزمینی را در یک حوضه‌ی کوچک مدیترانه‌ای با مدل SWAT ارزیابی نمودند. مطابق با نتایج به دست آمده، تقریباً همه‌ی اجزای بیلان آب کاهش یافته و انتظار می‌رود کمبود آب در آینده تبدیل به یک مسئله مهم شود. هوز و همکاران^۵ (۲۰۱۷) به تجزیه و تحلیل تأثیر تغییر آب و هوای آینده بر روی سطح آب زیرزمینی در یک حوضه‌ی آبریز در انگلستان پرداختند و نتیجه گرفتند که در اثر تغییر متغیرهای اقلیمی نظیر بارش، دما و تبخیر و تعرق، سطح آب زیرزمینی در منطقه‌ی مورد مطالعه کاهش

1- NG et al.,

2- Luoma & Okkonen

3- Unsaturated-Zone Flow

4- Ertürk et al.,

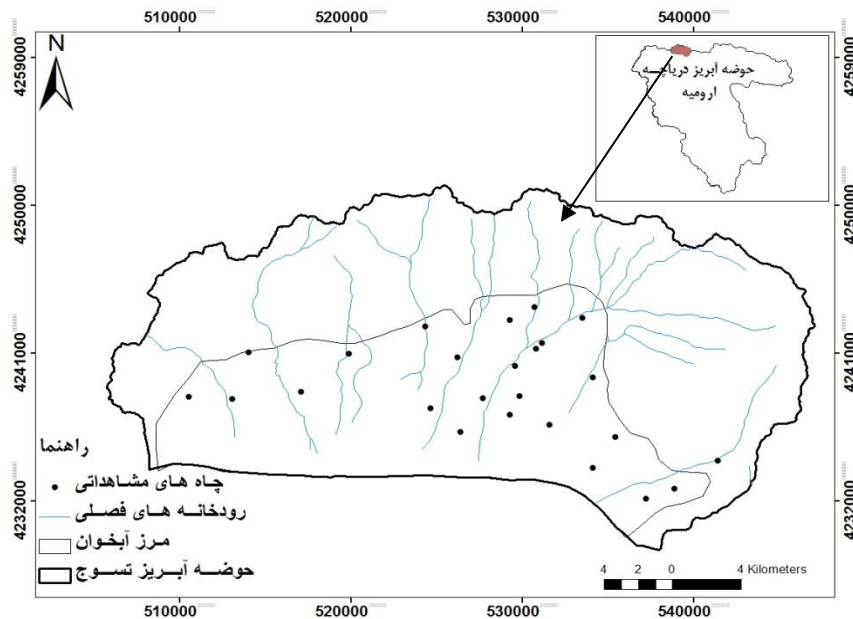
5- House et al.,

می‌یابد. در مناطق خشک و نیمه‌خشک دسترسی به منابع آب بیشتر از طریق آب‌های زیرزمینی امکان‌پذیر است. اما استفاده بی‌رویه از مخازن آب زیرزمینی باعث شده است که میزان تغذیه‌ی آبخوان‌ها جوابگوی برداشت نباشد. بنابراین بررسی و پیش‌بینی وضعیت میزان تغذیه‌ی منابع آب زیرزمینی تحت تاثیر تغییر اقلیم با توجه به شکننده بودن این اکوسیستم‌ها از اهمیت دوچندانی برخوردار است. در همین راستا هدف از این تحقیق بررسی روند تغییرات بارش، تبخیر، رواناب تحت تاثیر سناریو A و همچنین بررسی اثر تغییرات این متغیرها در میزان تغذیه آب‌های زیرزمینی (ناشی از بارش مستقیم) در آبخوان تسوج می‌باشد. که نتایج آن می‌تواند چراغ راهی برای کلیه‌ی برنامه‌ریزان و سیاست‌گذاران بخش آب، کشاورزی و منابع طبیعی به منظور سازگاری و مقابله با پدیده تغییر اقلیم در آینده باشد.

مواد و روش‌ها

- معرفی منطقه‌ی مورد مطالعه

حوضه‌ی آبریز تسوج در استان آذربایجان شرقی و در شمال دریاچه‌ی ارومیه قرار دارد. این محدوده‌ی مطالعاتی از شمال به محدوده‌ی مرند، از غرب به محدوده سلماس و از شرق به محدوده‌ی شبستر - صوفیان محدود می‌گردد. از نظر موقعیت جغرافیایی بین ۴۵ درجه و ۲ دقیقه تا ۴۵ درجه و ۳۲ دقیقه طول شرقی و ۳۸ درجه و ۱۱ دقیقه الی ۳۸ درجه و ۲۵ دقیقه عرض شمالی قرار گرفته است. محدوده‌ی تسوج منطقه‌ای کوهپایه‌ای-ساحلی بوده از طرف شمال در ادامه‌ی کوه‌های میشو به کوه‌های قاطر اوچان متصل بوده و از طرف جنوب هم به دریاچه‌ی ارومیه می‌رسد. مساحت حوضه‌ی آبریز تسوج حدود ۵۵۹ کیلومتر مربع و وسعت آبخوان آن حدود ۲۶۲ کیلومتر مربع می‌باشد (ندیری، ۱۳۹۲: ۵۰).



شکل (۱) موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه

- روش کار

در این تحقیق جهت بررسی تغییر اقلیم در حوضه آبریز تسوج داده‌های مورد نیاز از دو منبع اخذ گردید: ۱- خروجی مدل جهانی AOGCM که در این پژوهش از مدل HadCM3 استفاده گردید. مطابق با تحقیق صمدی و همکاران (۱۳۸۸) درحوضه‌ی آبریز کرخه، آشفته و مساح بوانی (۱۳۸۸) در حوضه‌ی آیدوغموش، گودرزی (۱۳۹۰) در زیرحوضه‌ی کرخه علیا و جهانبخش و همکاران (۱۳۹۵) در حوضه‌ی شهر چای ارومیه مدل HADCM3 عملکرد بهتری نسبت به سایر مدل‌ها داشته است و از حالت افراط و تفریط به دور است. این مدل از سایت IPCC قابل دریافت می‌باشد و شامل ۳ سری داده در برگیرنده‌ی سناریوهای A2 و B2 و داده‌های NCEP می‌باشد که در قالب ۲۶ عنصر پیش‌بینی‌کننده‌ی اقلیمی ارائه گردیده است (جدول ۱). ۲- داده‌های مشاهده‌ای؛

که در این تحقیق داده‌های دما و بارش ایستگاه سینوپتیک تبریز با طول آماری ۲۰۱۶-۱۹۶۱ از سازمان هواشناسی اخذ گردیده است.

جدول (۱) متغیرهای پیش‌بینی‌کننده (Hessami et al., 2007)

| متغیر | ردیف | متغیر | ردیف |
|-------------|------|-------------|------|
| <i>P8_f</i> | ۱۴ | <i>mslp</i> | ۱ |
| <i>P8_u</i> | ۱۵ | <i>P_f</i> | ۲ |
| <i>P8_v</i> | ۱۶ | <i>P_u</i> | ۳ |
| <i>P8_z</i> | ۱۷ | <i>P_v</i> | ۴ |
| <i>P8th</i> | ۱۸ | <i>P_z</i> | ۵ |
| <i>P8zh</i> | ۱۹ | <i>P_th</i> | ۶ |
| <i>P500</i> | ۲۰ | <i>P_zh</i> | ۷ |
| <i>P850</i> | ۲۱ | <i>P5_f</i> | ۸ |
| <i>R500</i> | ۲۲ | <i>P5_u</i> | ۹ |
| <i>R850</i> | ۲۳ | <i>P5_v</i> | ۱۰ |
| <i>Rhum</i> | ۲۴ | <i>P5_z</i> | ۱۱ |
| <i>Shum</i> | ۲۵ | <i>P5th</i> | ۱۲ |
| <i>Temp</i> | ۲۶ | <i>P5zh</i> | ۱۳ |

در ادامه جهت ریزمقیاس‌نمایی داده‌های مدل‌های گردش عمومی از روش آماری موسوم به مدل SDSM استفاده شد. در مدل SDSM سه نوع داده مورد نیاز است که عبارتند از (۱) داده‌های مشاهداتی روزانه محلی که به این متغیرها، پیش‌بینی‌شونده‌ها^۱ گفته می‌شود، (۲) داده‌های بزرگ مقیاس NCEP و (۳) داده‌های GCM در مقیاس روزانه که به اینها پیش‌بینی‌کننده‌ها^۲ گفته می‌شود. در این مدل رابطه‌ی رگرسیونی بین پیش‌بینی‌کننده‌ها و پیش‌بینی‌شونده‌ها برقرار می‌شود ابتدا مدل متغیرهای پیش‌بینی‌کننده‌ی NCEP را کالیبره کرده و آنالیز نموده و سپس بر اساس مدل ایجاد شده و

1- Predictands

2- Predictors

پیش‌بینی‌کننده‌های GCM، پیش‌بینی‌شونده مورد نظر را شبیه‌سازی می‌نماید (صمدی و همکاران، ۱۳۸۸: ۲۳۰).

به منظور ارزیابی و مقایسه دقت روش‌ها و سناریوهای مدل استفاده شده و شناسایی بهترین روش جهت پیش‌بینی، از معیارهای میزان واریانس تبیین شده مدل (R^2)، میانگین جذر میانگین مربعات خطا (RSME) و خطای استاندارد (SE) استفاده شد.

$$R^2 = \left[\frac{\frac{1}{n} \sum_{m=1}^n (x_p - \mu_p)(x_o - \mu_o)}{\sigma_{x_p} \times \sigma_{x_o}} \right]^2 \quad \text{رابطه‌ی (۱)}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{m=1}^n (x_p - x_o)^2}{n}} \quad \text{رابطه‌ی (۲)}$$

$$SE = \frac{SD}{\sqrt{n}} \quad \text{رابطه‌ی (۳)}$$

در روابط فوق، x داده‌ها، μ میانگین داده‌ها، σ انحراف معیار و n تعداد داده‌ها می‌باشد. اندیس p نشان‌دهنده‌ی داده‌های بزرگ مقیاس (پیش‌بینی‌کننده‌ها) و اندیس o بیانگر داده‌های کوچک مقیاس (پیش‌بینی‌شونده‌ها) می‌باشد. مقدار R^2 بیانگر ارتباط خطی بین داده‌های بزرگ مقیاس و کوچک مقیاس می‌باشد که مقدار آن بین صفر تا ۱ متغیر است و هرچه به ۱ نزدیک‌تر باشد، نشان‌دهنده رابطه قوی‌تر بین دو سری داده می‌باشد. در ارتباط با معیار RMSE آستانه خاصی تعریف نشده و هرچه مقدار آن کمتر و به صفر نزدیک باشد، نشان‌دهنده‌ی قوی بودن ارتباط است (عساکره، ۱۳۹۰: ۱۲۵).

از جمله روش‌هایی که برای برآورد میزان تغذیه‌ی آب‌های زیرزمینی استفاده می‌شود مدل‌سازی ترکیبی است. این روش برای تحقیق اثر کاربری اراضی و تغییر اقلیم بر تغذیه آب زیرزمینی مناسب است (رضایی بنفشه و همکار، ۱۳۹۶: ۱۴۶). از جمله مدل‌های ترکیبی، مدل HELP3^۱ می‌باشد. که یک مدل هیدرولوژیک دو بعدی است که

بر اساس روش موازنه آبی توسط اسکرودر و همکارانش در سال ۱۹۸۳ ارائه شده است. این مدل تمام فرایندهای هیدرولوژیکی سطحی و زیرسطحی را به منظور تخمین حرکت روزانه آب در زمین شبیه‌سازی می‌کند و قابلیت الحاق به سیستم اطلاعات جغرافیایی را دارد. این مدل توسط محققین مختلف به منظور بررسی تغذیه‌ی آب‌های زیرزمینی تحت تأثیر تغییر اقلیم مورد استفاده قرار گرفته است که از آن جمله می‌توان به مطالعات آلن و همکاران (۲۰۰۴)، جیرکاما و سای کس (۲۰۰۷) و آلن و تویس (۲۰۰۹) اشاره نمود.

در مدل هیدرولوژیکی HELP3 حرکت آب در درون خاک از یک لایه به لایه دیگر از بالا به سمت پائین ادامه می‌یابد که همراه با میزان تغییر در رطوبت خاک است. بررسی میزان تغییرات رطوبت خاک با استفاده از روش روندیابی در وسط هر بازه‌ی زمانی در هر لایه صورت می‌گیرد. این روش باعث افزایش دقت و کارآمدی بیشتر، شبیه‌سازی آب ورودی و خروجی در هر لایه می‌شود (جیرکاما و سای کس، ۲۰۰۷: ۸۹). میزان آب زهکشی شده از انتهای هر لایه در هر بازه زمانی تابعی از مقدار ذخیره‌ی آب در کل بازه‌ی زمانی مورد نظر است. تغییرات ذخیره و میزان آب زهکشی شده با استفاده از روابط ذیل شبیه‌سازی می‌شود (آبکار، ۱۳۹۲: ۱۱۲).

$$\Delta \text{Storage} = \text{Drainage In} - \text{Drainage Out} - \text{Evapotranspiration} + \text{Leachate Recirculation} + \text{Subsurface in flow} \quad \text{رابطه‌ی (۴)}$$

$$\Delta SM(j) = 0.5 \{ [DR_i(j) + DR_{i-1}(j)] - [DR_i(j+1) + DR_{i-1}(j+1)] - [ET_i(j) + ET_{i-1}(j)] + [RC_i(j) + RC_{i-1}(j)] + [SI_i(j) + S_{i-1}(j)] \} \quad \text{رابطه‌ی (۵)}$$

$$\Delta SM(j) = SM_i(j) - SM_{i-1}(j) \quad \text{رابطه‌ی (۶)}$$

$\Delta SM(j)$: میزان تغییرات رطوبت در عمق j به اینچ.

$DR_i(j)$: مقدار آب وارد شده به عمق j از لایه‌ی بالاتر در زمان i به اینچ.

$SM_i(j)$: میزان آب ذخیره شده در عمق z در وسط بازه زمانی i به اینچ.

$ET_i(j)$: تبخیر و تعرق از عمق z در زمان i ، به اینچ.

$RC_i(j)$: جریان برگشتی وارد شده به عمق z در زمان i به اینچ.

$SI_i(j)$: جریان زیرسطحی واردشده به عمق z در زمان i به اینچ.

در مدل HELP پروفیل‌های خاک از بالا به پائین شماره‌گذاری می‌شوند بنابراین میزان آب وارد شده به پروفیل $(j+1)$ برابر است با میزان آب زهکشی شده از کف پروفیل (j) . این وضعیت برای کل لایه‌ها ادامه دارد (سبیک و آلن، ۲۰۰۷: ۹۸).

میزان آبی که از میان خلل و فرج ذرات خاک در حالت اشباع عبور می‌کند، براساس قانون دارسی محاسبه می‌گردد (اسکرودر و همکاران، ۱۹۸۷: ۶۷).

$$q = k_i = k \frac{dh}{dl} \quad \text{رابطه‌ی (۷)}$$

q : دبی در واحد سطح و زمان به اینچ در روز.

K : ضریب هیدرولیکی خاک بر حسب اینچ در روز.

i : شیب هیدرولیکی بدون بعد.

h : اختلاف ارتفاع.

l : طول به اینچ در مسیر حرکت جریان.

در هنگام بارش بخشی از آن توسط شاخ و برگ گیاهان دریافت می‌شود که به گیرش گیاهی^۱ معروف است. میزان گیرش گیاهی در مدل HELP از رابطه‌ی ذیل محاسبه می‌شود (بیگی، ۱۳۸۸: ۹۹):

1- Interception

$$INT_i = INT_{max\ i} \left[1 - e^{-\left(\frac{R_i}{INT_{max\ i}}\right)} \right] \quad \text{رابطه‌ی (۸)}$$

که:

INT_i : مقدار بارش جذب شده توسط گیاه در روز i به اینچ.

$INT_{max\ i}$: حداکثر مقدار گیرش گیاهی در روز i به اینچ.

R_i : مقدار بارش در روز i به اینچ.

میزان تعرق توسط گیاهان یا EP_0 زمانی که درجه حرارت بیش از ۳۲ درجه فارنهایت یا صفر درجه سلیسیوس می‌باشد و خاک هم یخ‌زده نباشد. از رابطه‌ی ذیل محاسبه می‌گردد (اسکرودر و همکاران، ۱۹۸۷: ۹۹):

$$EP_{oi} = \frac{LAI_i}{3} E_{oi} \quad \text{رابطه‌ی (۹)}$$

خلاصه‌ای از داده‌های مورد نیاز این برنامه در جدول (۲) آورده شده است.

جدول (۲) خلاصه‌ای از پارامترهای ورودی مدل HELP3 (میکو و همکاران، ۲۰۰۷)

| پارامتر | واحد | قیود |
|--|---------------------|----------------------------|
| بارش روزانه | میلی‌متر در روز | $P \geq 0$ |
| میانگین دمای روزانه | درجه سلسیوس | - |
| تابش خورشیدی روزانه | کیلو ژول بر مترمربع | $S \geq 0$ |
| متوسط سرعت سالانه باد | کیلومتر بر ساعت | $V \geq 0$ |
| رطوبت نسبی سه ماهه اول، دوم، سوم و چهارم | درصد | $100 \geq RH \geq 0$ |
| روز شروع و اتمام فصل رشد | تاریخ ژولین | $365 \geq d \geq 0$ |
| عمق منطقه تبخیری | سانتی‌متر | $d \geq 0$ عمق کل ستون خاک |
| شاخص سطح برگ | - | $LAI \geq 0$ |

ادامه‌ی جدول (۲) خلاصه‌ای از پارامترهای ورودی مدل HELP3 (میکو و همکاران، ۲۰۰۷)

| پارامتر | واحد | قیود |
|-----------------------|--------------------|----------------------------|
| عدد منحنی رواناب | - | $100 \geq CN \geq 0$ |
| عمق لایه خاک | سانتی‌متر | خاک ستون کل عمق $H \geq 0$ |
| بافت خاک | - | |
| تخلخل کل | حجم بر حجم | $100 \geq \phi \geq FC$ |
| ظرفیت زراعی زمین | حجم بر حجم | $\phi \geq FC \geq WP$ |
| نقطه پژمردگی | حجم بر حجم | $FC \geq WP \geq 0$ |
| هدایت هیدرولیکی اشباع | سانتی‌متر بر ثانیه | $KS \geq 0$ |
| رطوبت اولیه خاک | حجم بر حجم | - |
| عرض جغرافیایی | درجه | $90 \geq CN \geq -90$ |
| شیب | درصد | $S \geq 0$ |
| طول شیب | متر | $L \geq 0$ |

در یک نگاه کلی در مدل HELP3، میزان رواناب با روش سازمان حفاظت خاک آمریکا، تبخیر و تعریق براساس روش اصلاح شده پنمن مونتیت، میزان تبخیر از درون خاک با روش اصلاح شده آرنولد و همکاران، تعرق توسط گیاه با استفاده از روش ریتچی، نیاز آبی رشد گیاه با روش آرنولد، تبخیر از گیش گیاهی براساس روش هورتون، میزان تبخیر، ذوب و انباشت برف بر اساس روش SNOW-17 مرکز ملی پیش‌بینی سیستم رودخانه‌ای آمریکا، یخ‌زدگی آب در درون خاک بر اساس مدل کنیسل و همکاران، حرکت عمودی آب در درون خاک براساس قانون داریسی و در نهایت جریان‌های زیرقشری براساس روش دوپویی-فروشهایمر محاسبه می‌شود (به منظور جلوگیری از اطاله‌ی متن مقاله از آوردن فرمول‌ها امتناع گردید). کلیه‌ی این مراحل با محاسبه‌ی بیلان آب در سطح زمین شروع می‌شود و با محاسبه‌ی میزان آب خارج شده از انتهای ستون خاک خاتمه می‌یابد. محاسبات به طور متوالی برای هر روز صورت می‌گیرد. در نهایت برای کل دوره‌ی فرآیندهای مذکور شبیه‌سازی می‌شود.

بحث و نتایج

از آنجایی که ۲۶ متغیر پیش‌بینی‌کننده می‌توانند روابط مختلفی با پیش‌بینی‌شونده داشته باشند، لذا متغیری اهمیت دارد که اولاً بتواند روند قابل قبولی با داده‌های کوچک مقیاس منطقه در دوره‌ی مشاهداتی داشته و ثانیاً مدل گردش عمومی، آن متغیر را به خوبی در دوره مشاهداتی شبیه‌سازی کرده باشد (صمدی و همکاران، ۱۳۸۸: ۵۹). از این رو متغیرهایی برای انجام ریزمقیاس‌نمایی حائز اهمیت هستند که دارای بالاترین ضریب همبستگی و پایین‌ترین مقدار واریانس خطا باشند. پس از انتخاب این متغیرها می‌توان از آنها برای ریزمقیاس کردن داده‌های دما و بارش استفاده کرد. بدین منظور بین متغیر پیش‌بینی‌شونده (دما و بارش) و متغیرهای پیش‌بینی‌کننده‌ی روابط همبستگی برقرار گردید که نتایج آن در جدول (۳) نشان داده شده است.

جدول (۳) نتایج مدل *SDSM* برای دما و بارش با استفاده از پیش‌بینی‌کننده‌های *NCEP* برای دوره‌ی پایه (۱۹۹۰-۱۹۶۱) در ایستگاه تبریز.

| ایستگاه تبریز | پیش‌بینی‌کننده‌ها و ضریب همبستگی آنها |
|---------------|---------------------------------------|
| دما | ۱، ۵، ۲۱، ۲۶ |
| | -۰/۹۱، ۰/۹۲، ۰/۹۰، ۰/۹۶ |
| بارش | ۱، ۱۲، ۲۳، ۲۴ |
| | -۰/۳۹، ۰/۳۵، ۰/۳۲، ۰/۳۰ |

مطابق با جدول ۳ در مدل HadCM3، برای پارامتر دما از بین ۲۶ متغیر پیش‌بینی‌کننده، متغیرهای شماره ۱، ۵، ۲۱ و ۲۶ یعنی میانگین فشار سطح دریا (mslp)، تاوایی در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (P_z)، ارتفاع ژئوپتانسیل در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال (P850) و متوسط دما در ارتفاع ۲ متری (Temp) و برای پارامتر بارش متغیرهای شماره ۱، ۱۲، ۲۳ و ۲۴ یعنی میانگین فشار سطح دریا (mslp)، جهت جریان در ۵۰۰ هکتوپاسکال (P5th)، رطوبت نسبی یا ویژه در ۸۵۰ هکتوپاسکال (R850)، رطوبت

نسبی یا ویژه در ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (Rhum) جزو مهم‌ترین پیش‌بینی‌کننده‌های منتخب می‌باشند.

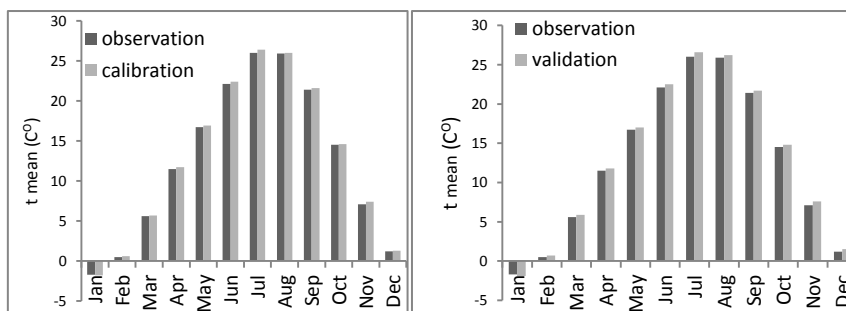
در جدول (۴) نتایج مدل SDSM برای دما و بارش با استفاده از پیش‌بینی‌کننده‌های NCEP در منطقه آورده شده است. با توجه به جدول (۴) مقایسه شاخص‌های RMSE و SE برای مدل HadCM3 در شبیه‌سازی دما و بارش حاکی از این است که مدل HadCM3 پارامتر مذکور را در منطقه با عملکرد مناسب‌تری شبیه‌سازی می‌کند.

جدول (۴) مقادیر RMSE و SE برای دمای حداقل در ایستگاه تبریز بر اساس پیش‌بینی‌کننده‌های NCEP در دوره‌ی تنظیم (۱۹۶۱-۱۹۷۵) و ارزیابی (۱۹۹۰-۱۹۷۶) در منطقه

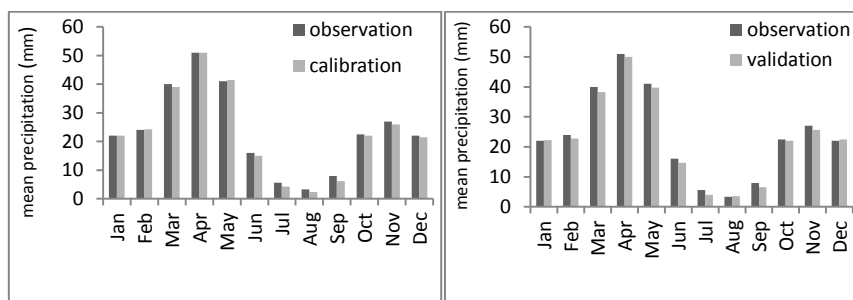
| ایستگاه تبریز | RMSE | | SE | |
|------------------|--------------|----------------|--------------|----------------|
| | دوره‌ی تنظیم | دوره‌ی ارزیابی | دوره‌ی تنظیم | دوره‌ی ارزیابی |
| دما | ۰/۰۸۸ | ۰/۲۴۸ | ۲/۲۰ | ۱/۸۸ |
| بارش | ۰/۰۳۵ | ۰/۳۱۳ | ۲/۵ | ۱/۷۸ |

شکل (۲) میانگین دمای مشاهداتی و مدل شده را طی دو دوره تنظیم و ارزیابی در ایستگاه تبریز نشان می‌دهد. همان‌گونه که از نمودارها استنباط می‌شود بیشترین اختلاف بین داده‌های مشاهداتی و مدل شده طی دوره‌ی تنظیم و ارزیابی مربوط به ماه جولای به ترتیب به میزان ۰/۴ و ۰/۶ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. در شکل (۳) بیشترین اختلاف بین داده‌های مشاهداتی بارش و مدل شده طی دوره‌ی تنظیم و ارزیابی به ترتیب مربوط به ماه‌های سپتامبر و جولای به میزان ۱/۷ و ۱/۶ میلی‌متر می‌باشد.

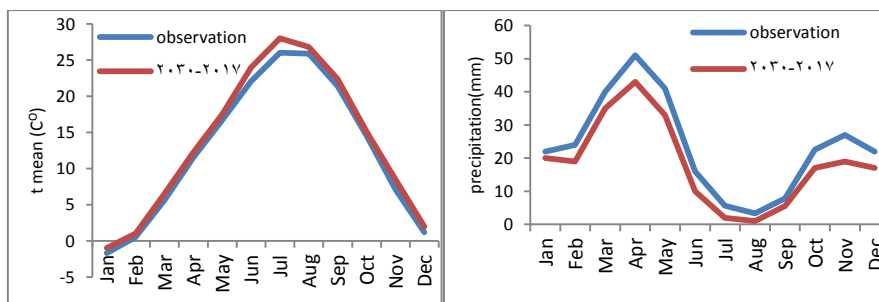
پس از تنظیم و ارزیابی نحوه‌ی عملکرد مدل، تغییرات دما و بارش برای دوره‌ی (۲۰۱۷-۲۰۳۰) شبیه‌سازی شد. مطابق با شبیه‌سازی مدل HadCM3 طی دوره‌ی شبیه‌سازی شده، میانگین دمای ماهانه در تمام ماه‌های سال در منطقه‌ی مورد مطالعه افزایش خواهد یافت. بیشترین میزان گرمایش در نمایه متوسط دما مربوط به ماه جولای به میزان ۲ درجه سانتی‌گراد است. بالاترین میزان کاهش بارش هم در ماه‌های آوریل و می به میزان ۹ میلی‌متر نسبت به دوره‌ی پایه خواهد بود.



شکل (۲) مقایسه‌ی متوسط ماهانه دمای مشاهداتی و شبیه‌سازی شده با مدل HadCM3 در دوره‌ی تنظیم (۱۹۶۱-۱۹۷۵) و ارزیابی (۱۹۷۶-۱۹۹۰).



شکل (۳) مقایسه‌ی متوسط ماهانه‌ی بارش مشاهداتی و شبیه‌سازی شده با مدل HadCM3 در دوره‌ی تنظیم (۱۹۶۱-۱۹۷۵) و ارزیابی (۱۹۷۶-۱۹۹۰).



شکل (۴) پیش‌بینی ماهانه‌ی دما و بارش برای دوره‌ی ۲۰۱۷-۲۰۳۰ با استفاده از مدل HadCM3 و سناریوی A2

بر اساس جدول (۵) بیشترین درصد بارندگی در حوضه‌ی آبریز تسوج صرف تبخیر و تعرق می‌شود. در طول ۱۴ سال مورد پیش‌بینی سال ۲۰۲۰ بالاترین درصد و سال ۲۰۲۹ کمترین درصد تبخیر از بارش را به خود اختصاص داده‌اند. از نظر رواناب ناشی از بارش نیز سال ۲۰۲۳ با اختصاص ۹/۶۹ درصد از بارش بیشترین میزان رواناب را خواهد داشت. کمترین میزان تغذیه به سال ۲۰۲۱ و بیشترین آن به سال ۲۰۲۷ اختصاص دارد.

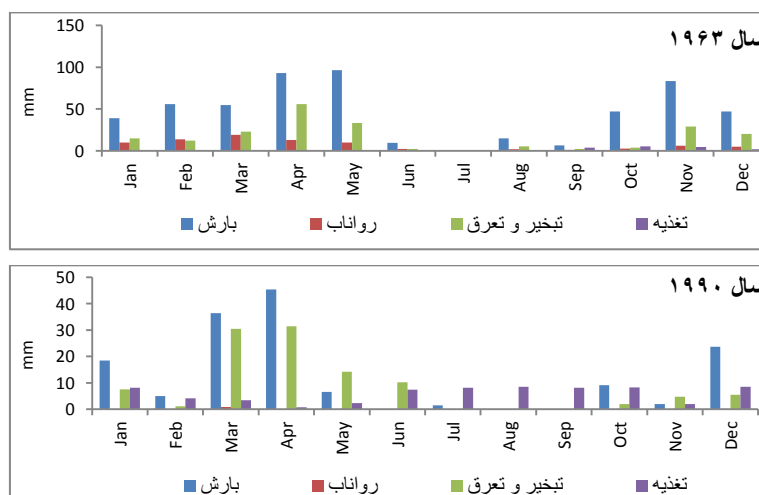
عمق نفوذ آب باران به طور معنی‌داری تحت تأثیر رطوبت اولیه خاک قرار دارد و با افزایش رطوبت اولیه خاک، عمق نفوذ آب به خاک کاهش می‌یابد. مشاهده می‌شود که در سال ۲۰۲۷ میزان رطوبت اولیه خاک منفی می‌باشد، لذا در این سال در دشت تسوج بیشترین میزان تغذیه‌ی ناشی از بارش اتفاق خواهد افتاد.

جدول (۵) اجزاء موازنه آبی بر اساس درصد از بارندگی برای سال‌های ۲۰۱۷-۲۰۳۰ تحت سناریوی A2

| سال | رواناب | تبخیر و تعرق | تغذیه | تغییر در ذخیره رطوبت خاک |
|------|--------|--------------|-------|--------------------------|
| ۲۰۱۷ | ۰/۵۶ | ۷۹/۵۴ | ۸/۷۱ | ۱۱/۲۰ |
| ۲۰۱۸ | ۰/۵۷ | ۷۲/۱۴ | ۱۱/۵۴ | ۱۵/۷۴ |
| ۲۰۱۹ | ۲/۰۱ | ۷۲/۹۰ | ۱۳/۴۲ | ۱۱/۶۶ |
| ۲۰۲۰ | ۴/۸۲ | ۸۱/۰۱ | ۱۱/۷۴ | ۲/۴۳ |
| ۲۰۲۱ | ۴/۹۳ | ۷۷/۸۳ | ۷ | ۱۰/۲۵ |
| ۲۰۲۲ | ۵/۴۲ | ۷۰/۵۰ | ۸/۳۰ | ۱۵/۷۹ |
| ۲۰۲۳ | ۹/۶۹ | ۶۹/۲۳ | ۱۳/۳۷ | ۷/۷۰ |
| ۲۰۲۴ | ۴/۲۹ | ۷۳/۹۶ | ۱۷/۸۶ | ۳/۸۹ |
| ۲۰۲۵ | ۰/۹۷ | ۷۷/۰۵ | ۸/۴۳ | ۱۳/۵۵ |
| ۲۰۲۶ | ۵/۴۲ | ۷۰/۴۹ | ۸/۳۰ | ۱۵/۷۹ |
| ۲۰۲۷ | ۴/۲۵ | ۷۷/۶۴ | ۱۹/۲۲ | -۱/۱۲ |
| ۲۰۲۸ | ۴/۲۹ | ۷۳/۹۶ | ۱۷/۸۶ | ۳/۸۹ |
| ۲۰۲۹ | ۷/۷۰ | ۶۱/۴۸ | ۱۳/۸۸ | ۱۶/۹۵ |
| ۲۰۳۰ | ۴/۵۰ | ۷۹/۰۲ | ۱۴/۷۷ | ۱/۷۱ |

در دوره‌ی پایه، سال ۱۹۹۰ کم بارش‌ترین و سال ۱۹۶۳ پر بارش‌ترین سال می‌باشد.

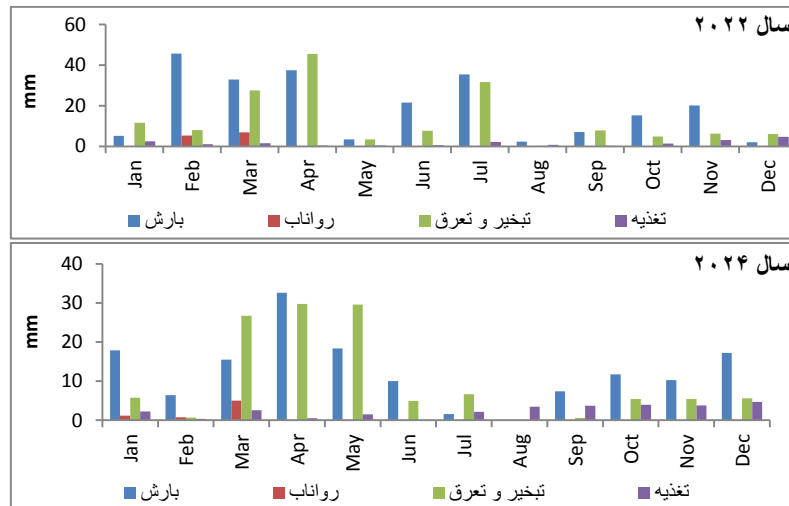
شکل (۵) میزان بارش، تغذیه، رواناب و تبخیر را برای دو سال مذکور نشان می‌دهد. در سال ۱۹۹۰ به دلیل منفی بودن پارامتر ذخیره‌ی رطوبت خاک، از ۱۴۸ میلی‌متر بارش سالانه حدود ۷۶/۲۸ میلی‌متر آن صرف تغذیه شده است. میزان رواناب ناشی از بارش تقریباً در این سال معادل صفر می‌باشد و بقیه بارش صرف تبخیر شده است. در سال ۱۹۶۳ علی‌رغم بارش سالانه بالا، به دلیل بالا بودن ذخیره‌ی رطوبت خاک، میزان تغذیه تنها ۴ درصد بارش می‌باشد و بیشتر سهم بارش صرف تبخیر و رواناب شده است.



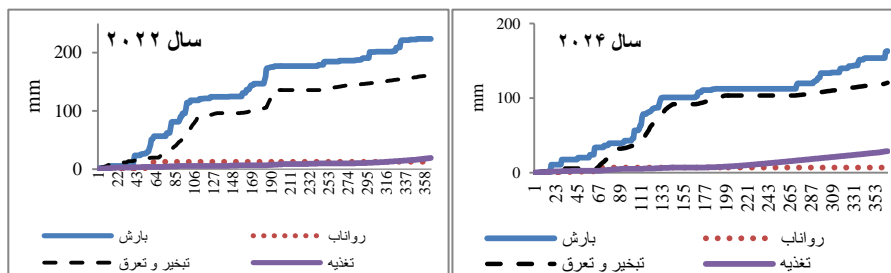
شکل (۵) برآورد بارش، تبخیر، رواناب و تغذیه‌ی ناشی از بارش برای کم و پر بارش‌ترین سال‌های دوره‌ی پایه

سال ۲۰۲۴ به عنوان کم بارش‌ترین سال در بین سال‌های مورد پیش‌بینی است از ۱۴۹ میلی‌متر بارش سالانه حدود ۷۴ درصد آن صرف تبخیر خواهد شد. تغییر در ذخیره‌ی رطوبت خاک حدود ۳/۸۹ درصد از بارش را شامل می‌شود. در این سال ۱۷/۸۶ درصد از بارش صرف تغذیه خواهد شد. در بین ۱۴ سال مورد پیش‌بینی سال ۲۰۲۲ دارای بارش بیشتری خواهد بود اما مقدار بالایی از این بارش صرف تبخیر و رواناب خواهد شد. همچنین به دلیل رطوبت اولیه بالاتر خاک در سال ۲۰۲۲ سهم تغذیه از بارش نسبت به

سال ۲۰۲۴ کمتر خواهد بود. در هر دو سال ۲۰۲۲ و ۲۰۲۴ ماکزیمم تغذیه و رواناب به ترتیب در ماه دسامبر و مارس خواهد شد (شکل ۶). در شکل (۷) نیز تغییرات روزانه بارش، رواناب، تغذیه و تبخیر به صورت تجمعی برای دو سال ۲۰۲۲ و ۲۰۲۴ نشان داده شده است. همانطور که شکل نشان می‌دهد میزان تغذیه‌ی تجمعی در سال ۲۰۲۴ برابر با ۲۹/۱۱ میلی‌متر است که حدود ۱۰/۱۵ میلی‌متر بیشتر از سال ۲۰۲۲ می‌باشد.

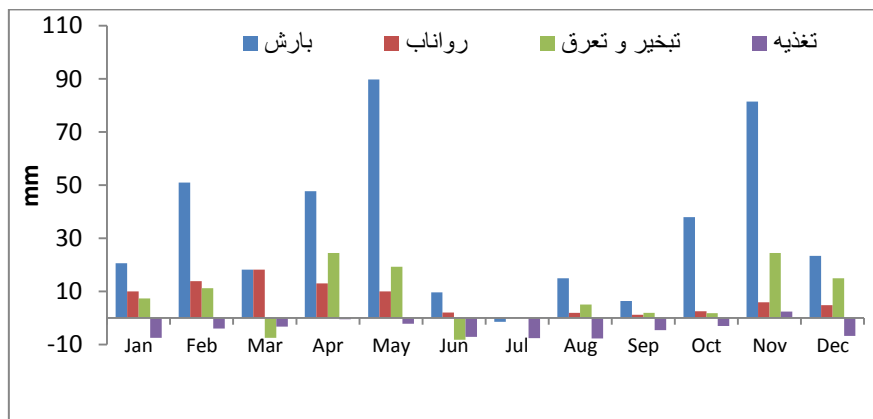


شکل (۶) برآورد بارش، تبخیر، رواناب و تغذیه‌ی ناشی از بارش برای کم و پر بارش‌ترین سال‌های دوره‌ی ۲۰۱۷-۲۰۳۰

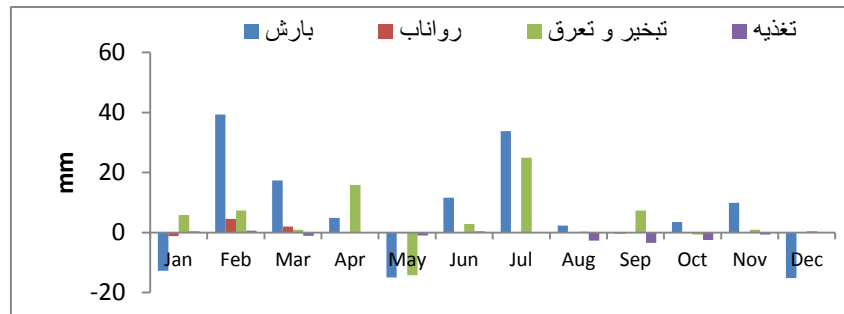


شکل (۷) نتایج تجمعی روش موازنه آبی بر اساس داده‌های روزانه

بر اساس تحقیقات مختلف بین رواناب و تغذیه و رطوبت اولیه خاک رابطه‌ی معنی‌داری وجود دارد. با افزایش مقدار رطوبت اولیه، تولید رواناب افزایش قابل توجهی پیدا می‌کند و میزان تغذیه کاهش می‌یابد. همانطور که شکل ۸ نشان می‌دهد علی‌رغم بارش بالا در سال ۱۹۶۳ میزان تغذیه به جز ماه نوامبر در تمامی ماه‌ها کمتر از سال ۱۹۹۰ می‌باشد. در واقع می‌توان گفت که در سال ۱۹۶۳ بیشتر مقدار بارش صرف تبخیر و رواناب شده است. شکل (۹) اجزاء موازنه آبی را برای سال ۲۰۲۲ نسبت به سال ۲۰۲۴ نشان می‌دهد. همانند پرباران‌ترین و کم‌بارن‌ترین دوره پایه در این دو سال مورد بررسی نیز علی‌رغم مقدار بالای بارش در سال ۲۰۲۲ حدود هفت ماه از سال میزان تغذیه نسبت به سال ۲۰۲۴ کمتر می‌باشد. به جز ماه‌های ژانویه، می و دسامبر بارش در تمامی ماه‌های ۲۰۲۲ بیشتر از سال ۲۰۲۴ می‌باشد. اما مقدار رواناب در سال ۲۰۲۲ بر رواناب سال ۲۰۲۴ فزونی دارد. به دلیل وجود آب بیشتر در سیستم به غیر از ماه می میزان تبخیر در سال ۲۰۲۲ در تمامی ماه‌ها بیشتر از سال ۲۰۲۴ می‌باشد.



شکل (۸) مقایسه‌ی مقادیر میانگین ماهانه‌ی بارش، تبخیر و تعرق، رواناب و تغذیه‌ی سال ۱۹۶۳ نسبت به سال ۱۹۹۰



شکل (۹) مقایسه‌ی مقادیر میانگین ماهانه‌ی بارش، تبخیر و تعرق، رواناب و تغذیه‌ی سال ۲۰۲۲ نسبت به سال ۲۰۲۴

نتیجه‌گیری

همانطور که اشاره شد بحث بررسی اثرات تغییر اقلیم بر منابع آب سطحی و زیرزمینی در کشور ایران از اهمیت زیادی برخوردار است. بخصوص با توجه به اینکه تمرکز بسیاری از مصارف کشور بر پایه‌ی استحصال آب زیرزمینی بوده و رشد روزافزون این مصرف، آبخوان‌ها را با مشکل جدی مواجه نموده است. در سال آبی ۹۳-۹۴ میزان تخلیه از چاه‌های عمیق و نیمه عمیق در حوضه‌ی آبریز تسوج جهت استفاده در شرب ۱۰۲۳/۳۶ هزار متر مکعب، صنعت ۵۱/۲۸ هزار متر مکعب و کشاورزی ۱۴۹۴۰ هزار متر مکعب بوده است که بر اساس این آمار ماکزیمم برداشت از آب‌های زیرزمینی حوضه‌ی آبریز تسوج به کاربری کشاورزی اختصاص دارد. لیکن مصارف بالای حوضه در کنار افزایش دما و کاهش بارش اجازه بازگشت آبخوان تسوج به تراز متعادل خود را نمی‌دهند. تغییر در میزان بارندگی و کاهش یا افزایش دمای یک منطقه در درازمدت باعث می‌گردد اقلیم منطقه تغییر نموده و نوع پاسخ هیدرولوژیکی منطقه به این تغییرات نیز، تغییر نماید. افزایش دما و نیاز بیشتر گیاهان به آب و همچنین بالا رفتن مصارف شرب، عمومی و صنعتی انسان باعث گردیده، بهره‌برداری از منابع آب افزایش یابد. در این راستا با استفاده از یک رویکرد گام به گام مدل‌سازی و شبیه‌سازی، تأثیر تغییر اقلیم بر روی تغذیه، تبخیر و رواناب در دوره‌ی آینده نزدیک بررسی شده و مشخص گردید که با

روند افزایشی دما و کاهش بارش در بین سه پارامتر تبخیر، تغذیه و رواناب مقادیر تبخیر بر مقادیر دو پارامتر دیگر غالبیت خواهد داشت. با توجه به اینکه در این حوضه میزان تغذیه ناشی از بارش به صورت تخمینی محاسبه می‌شد لذا در این مطالعه سعی شد با در نظر گرفتن کلیه فاکتورهای مؤثر بر تغذیه، اعم از اقلیمی، پوشش گیاهی، ویژگی‌های خاک و شرایط منطقه‌ی غیراشباع، میزان تغذیه‌ی ناشی از بارش محاسبه و برای آینده پیش‌بینی شود. نتایج این مطالعه با مطالعات صورت گرفته مختلف همسویی دارد از جمله حاجی مرادی و گندمکار (۱۳۹۰) نیز در بررسی افت سطح ایستابی آبخوان دشت لنجان اصفهان نشان دادند که افت سطح ایستابی، در نتیجه کاهش میزان تغذیه‌ی ناشی از بارش‌های جوی و منابع سطحی و همچنین به طور غیرمستقیم، از طریق افزایش دما و تبخیر و تعرق رخ می‌دهد. عطایی (۱۳۹۰) نوسانات بارش و تبخیر را در نوسانات تراز آبخوان دهگلان مهم معرفی نموده است. خورانی (۱۳۹۳) نقش کاهش بارندگی را در افت سطح ایستابی ۴۰ حلقه چاه دشت داراب موثر دانسته است. با توجه به نتایج مستخرج از این مقاله خلاء این گونه مطالعات جامع از مدل‌سازی در شرایط اقلیمی خشک و نیمه‌خشک که در مناطق مختلفی از ایران حاکم است، دیده می‌شود.

References

- Abkar, A., (2013), **The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge (Case Study: Plain of Kerman)**, PhD Thesis on Watershed Management, Faculty of Natural Resources, Mazandaran University.
- Allen, D.M., D.c., Wei, M., (2004), **Groundwater and climate change: a sensitivity analysis for the Grand Froks aquifer, southern British Columbia, Canada**, Hydrogeology, Vol. 12, No. 3, PP.270-290.
- Allen, D.M, Michael W. Toews., (2009), **Evaluating different GCMs for Predicting spatial recharge in an irrigated arid region**, Hydrology, Vol. 374, No. 3-4, PP.265-281.
- Ashofteh, P, Massah, A.R., (2009), **Uncertainty of Climate Change Impact on the Flood Regime Case Study: Aidoghmoush Basin, East Azerbaijan, Iran**, Iranian Water Resources Research, Vol. 5, No. 2, PP.27-39.
- Alizadeh, A., (1999), **Principles of Applied Hydrology**, Forty-second Edition, Astan Ghods Razavi.
- Attai, H., Ghaderi, N., Ghaderzadeh, H., (2011), **Investigating the Relationship between Climate Fluctuations and Dehgolan Aquifer**, Geographical Research, Vol. 26, No. 103, PP.187-208.
- Alaei Taleghani, M., Shafiei, N., Rajabi, M., (2018), **The Effect of Geomorphologic Factors on Feeding Underground Water Resources in Kermanshah Meyandareh Plain**, , Hydrogeomorphology, Vol. 4, No. 13, PP.21-41.
- Beigi, E., (2009), **Study of Climate Change Impacts on Temporal and Spatially Varying Groundwater Recharge (Case Study: Karkheh River Basin)**, Master's thesis in Water Engineering, Faculty of Civil Engineering, Sharif University of Technology.
- Cohen, S.J., (1986), **Impacts of CO2-induced Climatic change on water resources in the Great Lakes Basin**, Climatic Change, vol. 8, No. 2, PP.135-153.

- Ertürk, A., Ekdal, A., Gürel, M., Karakaya, N., Guzel, C., Gönenç, E., (2016), **Evaluating the impact of climate change on groundwater resources in a small Mediterranean watershed**, Science of the Total Environment, vol. 499, No. 15, PP.437-47.
- Goodarzi, M., (2011), **Evaluation of the Impacts of Climate Change on Surface Water Resources: A Case Study Sub basin of Upper Karkhe**, PhD Thesis in Natural Geography, Climatology, Faculty of Geography, University of Tabriz.
- Hajimoradi, E., Gandomkar, A., (2011), **Investigation of climatic fluctuations on water level fluctuations in Lanjanat aquifer of Isfahan**. 4th Iranian Water Resources Management Conference, Amir Kabir University of Technology, Tehran.
- House, A., Acreman, M., Sorensen, J., Thompson, J., (2017), **Hydroecological impacts of climate change modelled for a lowland UK wetland**, Geophysical Research Abstracts, Vol. 17, PP.2015-4671.
- Holman, I.P., (2006), **Impacts climate change on groundwater recharge-uncertainty, shortcomings, and the way forward**, Hydrogeology, Vol. 14, No. 5, PP. 637-647.
- Jykama, M.I., Sykes, J.F., (2007), **The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the Grand River watershed (Ontario)**, Hydrology, Vol. 338, No. 3-4, PP. 237-250.
- Jahanbakhsh Asl, S., Khorshidoost, A.L., Aliinejad, M. H., Pour-Asghar, F., (2016), **Impact of Climate Change on Precipitation and Temperature by Taking the Uncertainty of Models and Climate Scenarios (Case Study: Shahrchay Basin in Urmia)**, Hydrogeomorphology, Vol. 2, No. 7, PP.107-122.
- Khorani, A., Khajeh, M., (2014), **Investigation of Concurrency Drought trend and Groundwater Level Decline (Case Study: Darab Plain)**, Journal of Space Planning and Preparation, Vol. 18, No. 2, PP. 57-79.
- Luoma, S., Okkonen, J., (2014), **Impacts of Future Climate Change and Baltic Sea Level Rise on Groundwater Recharge, Groundwater Levels, and Surface Leakage in the Hanko Aquifer in Southern Finland**. Water, Vol. 6, No. 12, PP. 3671-3700.

- Mikko, I. , Jyrkam, J. Sykes, F., (2007), **The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the grand river watershed Ontario**, Hydrology., Vol. 338, No. 12, PP.237– 250.
- NG, G.H.C., McLaughlin, D., Entekhabi, D., Scanlon, B.R., (2010), **Probabilistic analysis of climate change on groundwater recharge**, Water Resources Research, Vol. 46, No. 7, PP.1-18.
- Naderi, A., (2013), **Comparison of Numerical Models and Artificial Intelligence Performance in Water Management (Case Study: Tasuj Plain)**, PhD Thesis, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University.
- Rezaei Banafsheh, M., Jalali Ansaroodi, T., (2017), **Evaluation of climate change impacts on Groundwater level in Tasuj Basin**, , Journal of Geography and Planning, Vol. 21, No. 60, PP.143- 160.
- Samadi, Z., Masah Bouvani, A., Mahdavi, M., (2009), **Selection of Predictive Variables to Statistically Scale Temperature and Rainfall Data in Karkheh Watershed**, Fifth National Conference on Watershed Management Science and Engineering of Iran (Stable Management of natural disasters). 2 and 3 May 2009, Gorgan University.
- Samadi Nasgab, S., Mohammad KhorshidDost, A., Habibi Nokhandan, M., Zabal Abbasi, F., (2011), **Using SDSM Model to Downscaling Precipitation and Temperature GCM Data: Case Study for Station Climate Predictions over Iran**, Journal of Climate Research, Vol. 2, No. 5, PP.448-461.
- Scibek, J., Allen, D.M., (2007), **Modeled impacts of predicted climate change on recharge and groundwater levels**. Water Resources Research., Vol. 42, No.11, PP.1- 18.
- Schroeder, P.R., and Peyton, R.L., (1987), **Verification of the hydrologic evaluation of landfill performance (HELP) model using field data**, Technical Resource Document, EPA 600/2-87-050, US Environmental Protection Agency, Cincinnati, OH.