



## پیش‌بینی اثر تغییرات پارامترهای هواشناسی بر منابع آب زیرزمینی با استفاده از مدل‌های شبکه عصبی مصنوعی (مطالعه موردی: دشت میان‌دوآب)

مینا آقاجانزاده سراسکانرود<sup>۱</sup>، جواد بهمنش<sup>۲</sup>، حسین رضایی<sup>۳</sup>، نسرین آزاد<sup>۴</sup>

تاریخ ارسال: ۱۳۹۶/۰۹/۰۸

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۱/۰۷

مقاله برگرفته از پایان نامه کارشناسی ارشد

### چکیده

در این تحقیق، اثر تغییر اقلیم بر منابع آب زیرزمینی دشت میان‌دوآب در استان آذربایجان غربی مورد بررسی قرار گرفت. در این راستا، سناریوهای A1B، A2 و B1 از طریق مدل ریزمقیاس‌نمایی LARS-WG و با به‌کار بردن مدل گردش عمومی جو HadCM3 و مدل شبکه عصبی مصنوعی در دو دوره زمانی مختلف (۲۰۴۶-۲۰۶۵، ۲۰۸۰-۲۰۹۹) مورد مطالعه قرار گرفتند. بدین منظور از داده‌های ماهانه عمق سطح آب زیرزمینی ۲۵ چاه پیژومتری در دشت میان‌دوآب با دوره آماری ۱۰ ساله (۲۰۱۴-۲۰۰۵) و داده‌های روزانه و ماهانه بارش، دماهای کمینه و بیشینه و ساعت آفتابی ایستگاه سینوپتیک میان‌دوآب در یک دوره آماری ۲۰ ساله (۱۹۹۵-۲۰۱۴) استفاده گردید. نتایج ارزیابی داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده توسط مدل LARS-WG با استفاده از شاخص‌های آماری مختلف بیانگر این است که اختلاف‌های معنی‌داری بین مقادیر شبیه‌سازی شده و مشاهداتی وجود ندارد. تحلیل عملکرد مدل شبکه عصبی مصنوعی نشان داد که مدل مذکور از دقت خوب و مناسبتی در شبیه‌سازی تغییرات عمق سطح آب زیرزمینی در دشت مورد بررسی برخوردار است. نتایج نشان داد که متوسط عمق سطح آب زیرزمینی بطور میانگین در دوره اول (۲۰۴۶-۲۰۶۵) و دوره دوم (۲۰۸۰-۲۰۹۹) به ترتیب ۲/۸۷ و ۹/۳ درصد افزایش می‌یابد. در حقیقت، افزایش قابل توجه دما و به تبع آن افزایش مصرف آب زیرزمینی باعث عمق‌عمیق‌تر آب زیرزمینی می‌شود.

**واژه‌های کلیدی:** تغییر اقلیم، عمق آب زیرزمینی، مدل ریزمقیاس‌نمایی LARS-WG، مدل گردش عمومی جو HadCM3

<sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی منابع آب، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران. ۰۴۴۳۲۷۵۵۰۳۵. [mina.aghajanzadeh@gmail.com](mailto:mina.aghajanzadeh@gmail.com)

<sup>۲</sup> استاد، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران. ۰۹۱۴۱۴۶۰۲۷۲. [j.behmanesh@urmia.ac.ir](mailto:j.behmanesh@urmia.ac.ir) (مسئول مکاتبه)

<sup>۳</sup> استاد، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران. ۰۹۱۴۳۴۰۲۵۲۱. [h.rezaie@urmia.ac.ir](mailto:h.rezaie@urmia.ac.ir)

<sup>۴</sup> دانش‌آموخته دکتری آبیاری و زهکشی، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران. ۰۹۲۰۴۳۵۰۵۷۵. [n.azad@urmia.ac.ir](mailto:n.azad@urmia.ac.ir)



## مقدمه

دلیل روند کاهش رطوبت و روند افزایشی درجه حرارت می-باشد. مظفری و همکاران (۱۳۹۴) تغییرات اقلیمی استان سیستان و بلوچستان را با استفاده از مدل LARS-WG و سناریوی A2 پیش‌بینی کردند. نتایج کلی بررسی‌ها برای دوره مذکور گویای افزایش ۸ درصدی بارش در استان بود و افزایش میانگین سالانه دما در حدود ۰/۳ درجه سلسیوس گزارش گردید. به دلیل اثرات مختلفی که تغییرات پارمترهای هواشناسی تحت تاثیر تغییر اقلیم می‌توانند بر منابع آب داشته باشند، بررسی تاثیر تغییر اقلیم بر تغییرات منابع آب‌های سطحی و زیرزمینی در سال‌های اخیر مورد توجه محققان قرار گرفته است.

تاثیر تغییر اقلیم را بر هیدرولوژی جریان رودخانه در طول سال‌های ۲۰۲۱-۲۰۶۰ با استفاده از مدل گردش عمومی ECHAM5 در سناریوی A1B و مدل مفهومی بارش-رواناب HBV-Light در ایرلند مورد بررسی قرار دادند. در نهایت به این نتیجه رسیدند که به دلیل افزایش بارش زمستان، کاهش بارش تابستان و افزایش دما، تغییرات مورد انتظار در میانگین جریان زمستان و تابستان و همچنین میانگین سالانه حداکثر جریان روزانه بسته به ویژگی‌های آبریز و میزان تغییرات مورد انتظار در بارش در هر حوضه متفاوت خواهد بود. (Kurylyk and Mac Quarrie (2013) تغذیه آب زیرزمینی در دوره آبی در شرق کانادا را به وسیله مدل HELP3 برای دوره ۲۰۴۶-۲۰۶۵ مورد بررسی قرار دادند. نتایج این تحقیق نشان‌دهنده تغییرات متوسط تغذیه سالانه از ۵۸ درصد افزایش تا ۶ درصد کاهش نسبت به دوره پایه ۱۹۶۱-۲۰۰۰ بوده است. Masood and Takeuchi (2016) با استفاده از مدل MRI-CGCM3.2S و سناریو A1B، اثر تغییر اقلیم بر میزان دبی را در حوضه‌ای در بنگلادش مورد بحث قرار دادند. نتایج پیش‌بینی نشان داد که بیشترین افزایش متوسط سالانه بارش (رواناب) در آینده نزدیک ۲۳٪ (۳۴٪) و در آینده دور ۳۱٪ (۳۹٪) است و همچنین افزایش دبی متوسط ماهانه پیش‌بینی شده در خروجی حوضه در دوره مرطوب (می و ژوئیه) در آینده

گرم شدن زمین و تاثیر آن بر چرخه آب مسئله‌ای است که امروزه تمام دانشمندان علوم جوی بر روی آن اتفاق نظر دارند. هیئت بین دول تغییر اقلیم<sup>۵</sup> (IPCC) با قطعیت بالا (احتمال ۹۹ درصد) گزارش کرده است که دمای سطح خشکی و آب در کره زمین از قرن ۱۹ تاکنون به میزان ۰/۴ تا ۰/۷۸ درجه سانتیگراد افزایش داشته است. همچنین در مقیاس جهانی از سال ۱۹۹۰ تاکنون شاهد ۱۰ سال گرم بوده-ایم که از سال ۱۸۶۰ تاکنون بی‌سابقه بوده است (Muttiah and Wurbs, 2002). در حال حاضر این مشکل به مسئله اصلی جامعه بین‌المللی تبدیل شده است (Zhu et al., 2016). دانشمندان یکی از مهم‌ترین آثار تغییر اقلیم را تحت عنوان تشدید چرخه هیدرولوژیک نام می‌برند که موجب تغییر میزان تبخیر و تعرق و الگوی بارش می‌شود. تجزیه و تحلیل هیدرولوژیک سناریوهای محتمل تغییرات اقلیمی نشان می‌دهد که خشکسالی‌های شدید در برخی از مکان‌ها و سیل در مکان‌های دیگر رخ می‌دهد (Yimer et al., 2009). به دلیل اهمیت تغییر اقلیم و تاثیراتی که می‌تواند بر آب و هوا داشته باشد، در سال‌های اخیر این مهم در حوضه‌های آبریز مختلف در سطح کره زمین مورد بررسی قرار گرفته است. Baguis et al. (2010) اثرات تغییر آب و هوا را بر بارندگی و تبخیر-تعرق پتانسیل با استفاده از سناریوهای مختلف در بلژیک مرکزی بررسی کردند. نتایج مطالعات آنها نشان داد که در طول سال‌های ۲۰۷۱-۲۱۰۰ بارندگی در فصل زمستان افزایش و در فصل تابستان کاهش خواهد یافت. همچنین مطالعات آنها افزایش شدت تبخیر-تعرق پتانسیل را خصوصا در فصل تابستان نشان داد. (Li et al. (2012 تغییرات تبخیر-تعرق گیاه مرجع را با استفاده از مدل HadCM3 و تحت دو سناریوی A2 و B2 در چین بررسی کردند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که تغییرات تبخیر-تعرق گیاه مرجع افزایشی معنی-دار در طول سال‌های ۲۰۰۹-۱۹۶۱ داشته و این افزایش به

<sup>5</sup> Inter-Governmental Panel on Climate Change

که الگوریتم لونیبرگ-مارکوارت بهترین نتایج را (با ضریب تبیین ۰/۹۱۱ و خطای ۳/۳۱ متر) ارائه کرد. Yoon et al. (2011) در بررسی رفتار آبخوان شهری ساحلی در کره، دو روش ماشین بردار پشتیبان و شبکه عصبی را مورد بررسی قرار دادند. Chang et al. (2015) دو مدل شبکه عصبی مصنوعی، یکی با سه متغیر ورودی (سطح آب زیرزمینی قبلی، دما و بارش) و دیگری با دو متغیر ورودی (درجه حرارت و بارش) را برای پیش‌بینی تغییرات سطح آب زیرزمینی توسعه دادند. نتایج حاصله نشان داد که علیرغم عملکرد بهتر مدل شبکه عصبی مصنوعی با سه ورودی، اگر هیچ مشاهدات میدانی از سطح آب زیرزمینی وجود نداشته باشد، تنها با استفاده از دو متغیر ورودی اطلاعات آب و هوا، تغییرات سطح آب زیرزمینی را با دقت بالا می‌توان شبیه‌سازی کرد. نیکمنش و رخ‌شده رو (۱۳۸۹) توانایی شبکه‌های عصبی مصنوعی مختلف را در پیش‌بینی تراز آب زیرزمینی در محدوده سعادت آباد شهر فارس مورد ارزیابی قرار دادند. پنج ورودی اصلی به شبکه شامل داده‌های دما، بارندگی، رواناب سطحی ورودی و خروجی و هیدروگراف واحد آب زیرزمینی بود. نتایج نشان داد که شبکه‌های عصبی پی‌شرو با الگوریتم لونیبرگ مارکوارت بهترین نتایج را ارائه داد. شکیبی و چشمی (۱۳۹۰) برای بررسی اثر تغییر اقلیم بر منابع آب زیرزمینی در شست رامهرمز از مدل‌های LARS-WG و شبکه عصبی مصنوعی استفاده کردند. نتایج تحقیق آن‌ها حاکی از سیر نزولی حجم آبخوان با توجه به تغییرات اقلیمی و اثرات آن بر منابع و مصارف محدوده مطالعاتی بود. پورمحمدی و همکاران (۱۳۹۲) کارایی روش‌های شبکه عصبی و سری‌های زمانی را در پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی در زیر حوضه بختگان استان فارس مورد مقایسه قرار دادند. در روش سری‌های زمانی تنها از داده‌های سطح ایستابی چاه‌ها و در روش شبکه عصبی از داده‌های بارش و دبی ایستگاه‌های هیدرومتری زیرحوضه به عنوان ورودی مدل استفاده شد. نتایج نشان داد که هر دو روش از کارایی بالایی

نزدیک حدود ۳۸-۴۴٪ و در آینده دور حدود ۲۵-۱۰۴٪ خواهد بود. انصاری و همکاران (۱۳۹۵) اثرات تغییر اقلیم بر منابع آب زیرزمینی سفیددشت در استان چهارمحال بختیاری را مورد بررسی قرار دادند. در راستای این هدف از مدل HadCM3 برای شبیه‌سازی سری‌های زمانی متغیرهای اقلیمی در دوره آبی و از مدل IHACRES و GMS به ترتیب برای شبیه‌سازی رواناب سطحی و سطح آب زیرزمینی منطقه استفاده کردند. نتایج نشان داد که در انتهای دوره آبی (سال ۲۰۳۵) میزان تجمع تغذیه آب زیرزمینی در سناریو A2 نسبت به B1 حدود ۱۰ متر مکعب بر ثانیه افزایش می‌یابد. گودرزی و همکاران (۱۳۹۴) تاثیرات تغییر اقلیم بر تغییرات رواناب سطحی حوضه آبریز دریاچه ارومیه را تحت سناریوهای A1B، A2 و B1 با کاربست مدل HadCM3 و مدل مفهومی بارش-رواناب IHACRES در سه دوره زمانی (۲۰۳۰-۲۰۱۱، ۲۰۶۵-۲۰۴۶ و ۲۰۹۹-۲۰۸۰) مورد ارزیابی قرار دادند و به این نتیجه رسیدند که متوسط دمای حوضه در دوره‌های آبی بین ۰/۵۵ تا ۳/۱۵ درجه سیلسیوس افزایش و میزان بارش ۱۱/۹۴ درصد کاهش خواهد یافت. همچنین نتایج بررسی تغییرات رواناب سطحی نشان داد که متوسط رواناب سالانه بلندمدت در دهه‌های ۲۰۲۰، ۲۰۵۰، ۲۰۸۰ نسبت به دوره پایه به ترتیب ۵/۴، ۲۲/۳۵ و ۶۵/۴ درصد کاهش می‌یابد.

با توجه به کاربردهای وسیع مدل‌های شبکه عصبی مصنوعی در تخمین پارامترهای مختلف در علوم مختلف، در سال‌های اخیر از این ابزار قدرتمند در علم آب نیز استفاده شده و بخش‌های مختلف در تخمین عمق سطح آب زیرزمینی تحقیقاتی در برخی نقاط دنیا انجام شده است. Daliakopoulos et al. (2005) به منظور شناسایی یک ساختار مطلوب ANN که بتواند پیش‌بینی قابل قبولی از سطح آب چاه را تا ۱۸ ماه پیش‌رو در یونان ارائه دهد، از ورودی‌های بارش، دما، جریان سطحی و سطح آب زیرزمینی با یک تاخیر پنج ماهه استفاده کردند. نتایج آن‌ها نشان داد



برخوردارند.

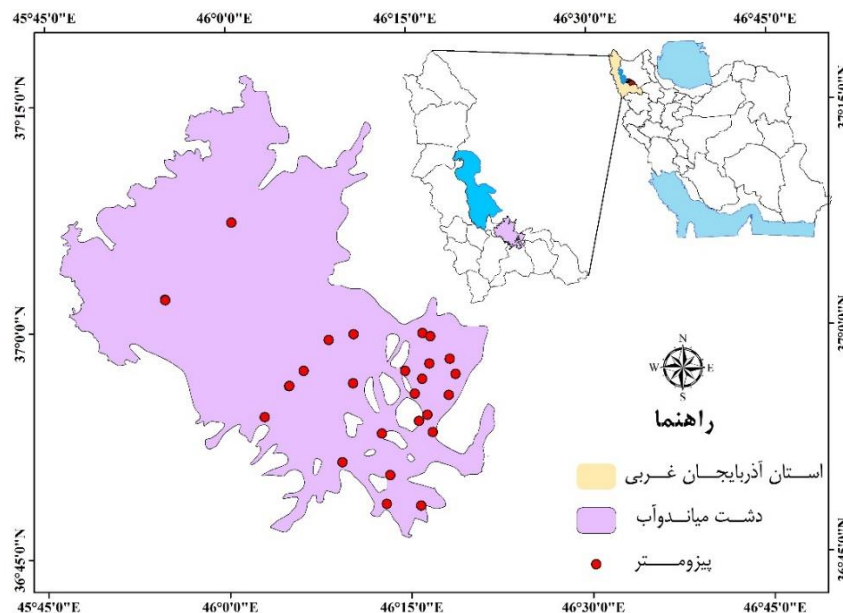
مربع در محل دلتای مشترک زرینه رود و سیمینه رود در جنوب شرق دریاچه ارومیه واقع شده است. این دشت بخشی از حوضه آبریز دریاچه ارومیه است که با میانگین بارش سالانه حدود ۲۵۰ میلی‌متر و متوسط درجه حرارت سالانه ۱۰/۹ درجه سانتیگراد (طبق اطلاعات دریافتی از سازمان هواشناسی استان آذربایجان غربی برای دوره آماری ۱۹۹۵-۲۰۱۴) جزء مناطق نیمه خشک محسوب می‌شود. بهره‌برداری آبهای زیرزمینی در این دشت از طریق چاه، قنات و چشمه می‌باشد که با تعداد حدود ۱۱۲۸۷ حلقه چاه که در این دشت وجود دارد، بیشترین حجم برداشت آب زیرزمینی از طریق چاه‌ها انجام می‌شود. جهت انجام این تحقیق از داده‌های روزانه بارش، دمای حداقل، دمای حداکثر و ساعت آفتابی ایستگاه سینوپتیک میاندوآب طی دوره آماری ۲۰ ساله (۲۰۱۴-۱۹۹۵) و داده‌های ماهانه عمق سطح آب زیرزمینی ۲۵ چاه پیژومتری در منطقه استفاده گردید. آزمون همگنی و تصادفی بودن داده‌ها انجام شده و نتایج به دست آمده نشان دهنده صحت فرض‌های تصادفی بودن و همگنی داده‌ها می‌باشد. همچنین در این پژوهش به دلیل توزیع مکانی نامناسب ایستگاه‌های پیژومتری (شکل ۱)، برای میانبایی سطح آب زیرزمینی چاه‌های پیژومتری از روش پلیگون‌های تیسن استفاده گردید. این روش در عمل دارای نتایج خوبی است. به ویژه هنگامی که تراکم پیژومترها زیاد بوده و منطقه دارای پستی و بلندی زیادی نباشد. مزیت دیگر این روش آن است که با یافتن ضریب وزنی هر پیژومتر همواره به سرعت می‌توان تغییرات تراز آب زیرزمینی را محاسبه نمود (مهدوی، ۱۳۹۴).

با توجه به اهمیت اثرات تغییر اقلیم بر منابع تأمین آب به خصوص منابع با ارزش آب زیرزمینی و اینکه کمترین تغییر در میزان پارامترهای اقلیمی می‌تواند تأثیر بسزایی در وضعیت این منابع داشته باشد، تحقیق در این زمینه ضروری می‌باشد. در ضمن، قسمت اعظم آب دریاچه ارومیه و سفره‌های آب زیرزمینی دشت میاندوآب از طریق دو رودخانه زرینه‌رود و سیمینه‌رود تأمین می‌شود، بنابراین تحقیق در خصوص اثر تغییرات اقلیم بر حجم کمی آب زیرزمینی می‌تولند بسیار مهم جلوه کند. همچنین تأثیر سطح آب زیرزمینی بر تغذیه دریاچه ارومیه مهم بوده که بررسی و مطالعه تأثیر تغییر اقلیم بر نوسانات سطح آب زیرزمینی می‌تواند در این مسیر راهگشا باشد. با بررسی منابع صورت گرفته، این مهم در دشت میاندوآب تا بحال صورت نگرفته و نتایج این تحقیق می‌تواند مورد استفاده دستگاه‌های اجرایی قرار گیرد.

## مواد و روش‌ها

### منطقه مورد مطالعه و جمع‌آوری داده‌ها

دشت میاندوآب در استان آذربایجان غربی و در جنوب شرق دریاچه ارومیه در محدوده طول جغرافیایی ۴۵ درجه و ۱۵ دقیقه تا ۴۵ درجه و ۵۳ دقیقه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۶ درجه و ۵۲ دقیقه تا ۳۷ درجه و ۱۵ دقیقه شمالی واقع شده است. دشت میاندوآب با وسعتی بالغ بر ۱۰۰۰ کیلومتر



شکل (۱): موقعیت جغرافیایی منطقه

نمایی هستند تا با اعمال رفتارهای محلی، پیش‌بینی‌هایشان در مقیاس‌های محلی بهبود یابند (بابائیان، ۱۳۸۶). مدل LARS-WG5 یکی از مشهورترین مدل‌های ریزمقیاس-نمایی تولید داده‌های هواشناسی است که نسخه اولیه این مدل در بوداپست طی سال ۱۹۹۰ ابداع شد. هسته اصلی این مدل استفاده از زنجیره مارکوف است که به طور مکرر از آن استفاده شده است (Semenov and Barrow, 1997). این مدل در مطالعات مختلف بیش از سایر مدل‌ها مورد استفاده قرار گرفته (آبایی و همکاران، ۱۳۸۹) و در شرایط آب و هوایی مختلف ایران توسط (Ababaei et al., 2010) مورد ارزیابی قرار گرفته است. HadCM3 یک مدل جفت شده جوی-اقیانوسی می‌باشد که توسط Gordon et al. (2000) ارائه شده است. این مدل دارای شبکه‌ای با ابعاد  $2/5$  درجه عرض جغرافیایی و  $3/75$  درجه طول جغرافیایی است. سناریوهای تغییر اقلیم حاوی اطلاعاتی از وضعیت اقتصادی-اجتماعی و میزان انتشار گازهای گلخانه‌ای در اتمسفر کره زمین می‌باشند. در این سناریوها مقادیر گازهای گلخانه‌ای با نرخ ثابت تا سال ۲۱۰۰ افزایش می‌یابد.

## مدل LARS-WG

معتبرترین ابزار برای تولید داده‌های هواشناسی سال‌های آینده و پیش‌بینی آنها استفاده از مدل‌های گردش عمومی جوی و اقیانوسی می‌باشد. این مدل‌ها قادرند پارامترهای جوی و اقیانوسی را برای یک دوره بلندمدت (۲۰۰۱ تا ۲۱۰۰) مدل‌سازی نمایند. ضعف عمده این مدل‌ها قدرت تفکیک مکانی کم آنها است. این مدل‌ها قابل استفاده در مطالعات کاربردی با ابعاد کوچک‌تر از خود نیستند. زیرا مدل‌های بزرگ مقیاس برای پیکسل‌هایی در ابعاد چند کیلومتر در چند کیلومتر طراحی شده‌اند و قابل استفاده در مقیاس نقطه‌ای نیستند. اغلب مطالعات هیدرولوژیک با فرآیندهای کوچک مقیاس و زیرحوضه‌ای سروکار دارند که مقیاس مکانی آنها بسیار کوچک‌تر از مقیاسی است که مدل‌های گردش عمومی جو به ما می‌دهند. به همین دلیل مدل‌های جهانی برای استفاده در مطالعات هیدرولوژیک باید ریزمقیاس شوند. به عبارت بهتر، مدل‌های گردش عمومی جو هیچ‌گاه نمی‌توانند مستقیماً برای پیش‌بینی‌های منطقه‌ای یا نقطه‌ای استفاده شوند، آنها نیازمند ریزمقیاس

AIT (استفاده از منابع انرژی غیر فسیلی) می‌باشد. موضوع در برگیرنده خانواده سناریوهای A2 تقویت نیروهای جمعیتی منطقه‌ای با تأکید بر ارزش خانواده و ر سوم خانوادگی، رشد زیاد جمعیت و وابستگی کمتر به پیشرفت سریع اقتصادی می‌باشد. وضعیت جمعیت در خانواده سناریوهای B1 مشابه سناریوی A1 می‌باشد. با این تفاوت که تأکید بیشتر در این سناریو بر استفاده از انرژی‌های پاک و حفظ محیط‌زیست و برقراری اقتصاد جهانی است.

هرکدام از این سناریوها مربوط به یکی از خانواده‌های A1، B1، A2 و B2 می‌باشند (جدول ۱). در خانواده سناریوهای گروه A1 جهان با رشد سریع اقتصادی، افزایش رشد جمعیت که در اواسط قرن ۲۱ به اوج خود خواهد رسید و از آن به بعد کاهش می‌پذیرد و معرفی تکنولوژی‌های جدید و کارا تر در نظر گرفته شده است. این خانواده شامل سه زیرشاخه تحت عنوان A1FI (تشدید استفاده از سوخت فسیلی)، A1B (استفاده از منابع فسیلی و غیر فسیلی به صورت متعادل) و

جدول (۱) خلاصه‌ای از سناریوهای SRES در سال ۲۱۰۰ (نسبت به دوره مبنا، ۱۹۶۱-۱۹۹۰) (IPCC, 2007).

سناریوها				متغیرها	
B2	B1	A2	A1	۱۹۹۰ (مبنا)	
۱۰/۴	۷	۱۵/۱	۷/۱	۵/۲۵۲	جمعیت (بیلیون نفر)
۶۱۵	۵۳۸	۸۵۷	۵۶۹-۹۷۶	۳۵۴	غلظت CO <sub>2</sub> (ppmv)
۲/۷	۲	۳/۸	۲/۵-۴/۵	---	تغییر دمای میانگین کره زمین (°C)
۳۶	۳۱	۴۲	۳۷-۴۹	---	افزایش جهانی سطح آب دریاها (cm)
۲۳۵	۳۲۸	۲۴۳	۵۲۵-۵۵۰	۲۱	تولید ناخالص جهانی (۱۰ <sup>۱۲</sup> \$)

خروجی تشکیل شده است. در هر لایه تعدادی پردازشگر به نام نرون وجود دارد. لایه یا لایه‌های مخفی، اطلاعات دریافت شده از لایه ورودی را پردازش کرده و در اختیار لایه خروجی قرار می‌دهند. در یک شبکه معمولاً داده‌ها به دو مجموعه آموزش و آزمون تقسیم می‌شوند. مجموعه آموزش برای آموزش و گسترش شبکه بکار گرفته می‌شود؛ ولی مجموعه آزمون برای توانایی تعمیم مدل بکار می‌رود.

#### معادله پنمن - مانیت فائو

در این تحقیق تبخیر- تعرق گیاه مرجع با روش پنمن- مانیت فائو از طریق رابطه زیر محاسبه گردید (علیزاده، ۱۳۸۵).

#### مدل شبکه عصبی مصنوعی

مدل شبکه عصبی مصنوعی در واقع مدل ساده شده‌ای از مغز انسان می‌باشد. این شبکه در واقع یک ساختار ریاضی است که توانایی نشان دادن فرآیندها و ترکیبات دلخواه غیرخطی جهت ارتباط بین ورودی و خروجی‌های هر سیستم را داراست. این شبکه با داده‌های موجود طی فرآیند یادگیری، آموزش دیده و جهت پیش‌بینی در آینده مورد استفاده قرار می‌گیرد. عنصر کلیدی این ایده ساختار جدید سیستم پردازش اطلاعات است. این سیستم از شمار زیادی عناصر پردازشی فوق‌العاده بهم پیوسته به نام نرون‌ها تشکیل شده که برای حل یک مسئله با هم هماهنگ می‌شوند. هر شبکه عصبی از سه لایه ورودی، مخفی و



گردش عمومی جو و تولید مقادیر روزانه پارامترهای هواشناسی از جمله بارش، تابش خورشیدی و دمای بیشینه و کمینه مورد استفاده قرار گرفتند. لازم به ذکر است که برای دست آوردن تابش خورشیدی، از داده‌های ساعات آفتابی بر اساس رابطه Allen et al. (1998) استفاده گردید. تولید داده توسط مدل LARS-WG5 طی سه مرحله واسنجی، ارزیابی و تولید داده‌های هواشناسی دهه‌های آینده صورت گرفت که در مرحله اول مدل آب و هوایی مذکور با استفاده از داده‌های روزانه بارش، دماهای کمینه و بیشینه و ساعت آفتابی ایستگاه مورد مطالعه در یک دوره آماری ۲۰ ساله (۲۰۱۴-۱۹۹۵) به عنوان دوره پایه واسنجی گردید. در مرحله بعد با استفاده از ضریب تبیین (رابطه ۳) و ریشه میانگین مربعات خطا (رابطه ۴)، عملکرد مدل با مقایسه مقادیر برآوردی و مشاهداتی در دوره پایه مورد ارزیابی قرار گرفت.

$$R^2 = \left( \frac{\sum(X_O - \bar{X}_O)(X_P - \bar{X}_P)}{\sqrt{\sum(X_O - \bar{X}_O)^2 \sum(X_P - \bar{X}_P)^2}} \right)^2 \quad \text{رابطه (۳)}$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum(X_O - X_P)^2}{n}} \quad \text{رابطه (۴)}$$

که در آن:

$X_O$ : مقادیر مشاهده‌ای،  $X_P$ : مقادیر شبیه‌سازی شده،  $\bar{X}_O$ : متوسط مقادیر مشاهده‌ای،  $\bar{X}_P$ : متوسط مقادیر شبیه‌سازی شده و  $n$ : تعداد داده‌ها می‌باشد.

در مرحله سوم داده‌های آب و هوایی دوره‌های ۲۰۴۶-۲۰۶۵ و ۲۰۸۰-۲۰۹۹ تحت سناریوهای A1B، A2 و B1 پیش‌بینی گردید. تولید داده‌های هواشناسی آینده توسط مدل LARS-WG برای سه دوره آماری ۲۰۱۱-۲۰۳۰، ۲۰۴۶-۲۰۶۵ و ۲۰۸۰-۲۰۹۹ انجام می‌گیرد. برای برنامه‌ریزی بهتر منابع آب، دوره ۲۰۴۶-۲۰۶۵ و ۲۰۸۰-۲۰۹۹ بررسی شده و دوره اول مورد اشاره به علت قرارگیری در آن و سپری شدن حدود نیمی از دوره، مورد بررسی قرار نگرفت. لازم بذکر است که در این تحقیق داده‌های آب و هوایی برای

رابطه (۱):

$$Et_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \left[ \frac{890}{T + 273} \right] U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)}$$

در این رابطه،  $Et_o$  تبخیر-تعرق گیاه مرجع (میلی‌متر بر روز)،  $\Delta$  شیب تابع فشار بخار اشباع (کیلو پاسکال بر درجه سلسیوس)،  $R_n$  تشعشع خالص خورشیدی (مگا ژول بر متر مربع در روز)،  $G$  چگالی شار حرارتی خاک (مگا ژول بر متر مربع در روز)،  $\gamma$  ثابت سایکرومتر (کیلو پاسکال بر درجه سلسیوس)،  $T$  دمای هوای متوسط (درجه سلسیوس)،  $U_2$  متوسط سرعت باد در یک شبانه روز در ارتفاع دو متری از سطح زمین (متر بر ثانیه)،  $e_s$  فشار بخار اشباع (کیلو پاسکال) و  $e_a$  نیز فشار بخار واقعی (کیلو پاسکال) می‌باشد.

### معادله هارگریوز-سامانی

معادله تجربی هارگریوز-سامانی از جمله ساده‌ترین معادلات برای تخمین میزان تبخیر-تعرق گیاه مرجع است که به فرم رابطه زیر می‌باشد:

رابطه (۲):

$$ET_o = 0.0023R_a \left[ \frac{T_{max} + T_{min}}{2} + 17.8 \right] \sqrt{T_{max} - T_{min}}$$

در رابطه فوق  $R_a$  تابش فرازمینی (مگاژول بر متر مربع در روز) و  $T_{max}$  و  $T_{min}$  به ترتیب دمای کمینه و بیشینه (درجه سلسیوس) می‌باشد.

### روش پژوهش

در این تحقیق مدل HadCM3 به‌عنوان مدل گردش عمومی جوی-اقیانوسی تحت سناریوهای انتشار A2، A1B و B1 برای پیش‌بینی تغییرات اقلیم منطقه و مدل LARS-WG5 جهت ریزمقیاس‌نمایی داده‌های خروجی مدل

سناریوهای مختلف برای شبیه‌سازی ارائه شده است. در این جدول پارامترهای  $Rst$  و  $ETt$ ،  $Tmaxt$ ،  $Tmint$ ،  $Pt$ ،  $Dt-1$  به ترتیب عمق سطح آب زیرزمینی در زمان  $t-1$  و بارش، دمای کمینه، دمای بیشینه، تبخیر-تعرق گیاه مرجع و تابش خورشیدی در زمان  $t$  است. در این شبکه ۷۰ درصد داده‌ها (۸۴ داده ابتدایی دوره) برای واسنجی شبکه و ۳۰ درصد داده‌ها (۳۶ داده انتهایی دوره) برای صحت‌سنجی انتخاب گردید که در مرحله واسنجی ۸۰ درصد و ۲۰ درصد داده‌ها به ترتیب برای آموزش و تست شبکه اختصاص داده شد. برای یافتن شبکه عصبی با الگوی مناسب به کمک الگوریتم آموزشی و سنجش کارایی مدل، معیارهای مختلفی وجود دارد که هدف همه‌ی آن‌ها، کمینه شدن خطای مدل است. در این تحقیق از معیار جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) (رابطه (۴)) استفاده گردید و با استفاده از برنامه‌نویسی در محیط MATLAB، ابتدا تعداد نرون‌ها در هر سناریو بر اساس خطای کمینه مرحله واسنجی انتخاب شده و بهترین سناریو با مقایسه خطای مرحله صحت‌سنجی سناریوهای مختلف انتخاب گردید. برای تخمین عمق آب حوضه مذکور، بعد از انتخاب بهترین مدل شبکه عصبی مصنوعی و تولید داده‌های هواشناسی آینده توسط مدل LARS-WG، داده‌های تولید شده به‌عنوان ورودی در مدل منتخب قرار گرفته و میزان عمق سطح آب زیرزمینی در آینده پیش‌بینی شد.

### نتایج بحث

پیش‌بینی پارامترهای هوا شناسی دوره‌های (۲۰۴۶-۲۰۶۵) و (۲۰۸۰-۲۰۹۹) تحت سناریوهای A1B، A2 و B1

جدول ۳ نتایج ارزیابی داده‌های شبیه‌سازی شده توسط مدل LARS-WG و داده‌های واقعی دوره پایه (۱۹۹۵-۲۰۱۴) را نشان می‌دهد. در نرم افزار LARS-WG نیز طول دوره آماری پارامترهای روزانه بین ۳۰-۲۰ سال پیشنهاد شده است (Semonov and Barrow, 2002). چنانچه مشاهده می‌شود، مقدار ضریب تبیین در ارزیابی پارامترهای دمای

هر دوره ۵۰ بار پیش‌بینی شده و متوسط‌گیری شدند. در نهایت با استفاده از داده‌های هواشناسی تولید شده، مقادیر تبخیر-تعرق گیاه مرجع برای هر دو دوره و سناریوهای مذکور محاسبه گردید. جهت محاسبه تبخیر-تعرق گیاه مرجع، به دلیل اینکه معادله پنمن-مانتیت فائو (Allen et al., 1998) برای پیش‌بینی تبخیر-تعرق گیاه مرجع در آینده به متغیرهای آب و هوایی زیادی نیاز داشت و همه این متغیرها توسط مدل LARS-WG تولید نمی‌شد، بنابراین مقادیر تبخیر-تعرق گیاه مرجع توسط رابطه Hargreaves and Samani (1985) محاسبه گردید. دقت بالای رابطه هارگریوز-سامانی و در مقایسه با سایر روش‌های تجربی در تحقیقات مختلف نشان داده شده است (Hargreaves and Samani, 1985؛ Hargreaves and Allen, 2003؛ Droogers and Allen, 2002؛ گرجی و رائینی سرجاز، ۱۳۹۴). لازم به توضیح است که چون نتایج به دست آمده از معادله پنمن-مانتیت فائو، نتایج استاندارد است بنابراین مقادیر تبخیر-تعرق به دست آمده در دوره آینده توسط معادله هارگریوز-سامانی، با استفاده از رابطه کالیبراسیون به دست آمده از روی مقادیر دوره پایه مطابق رابطه (۵) اصلاح گردید.

$$ET_{H-S} = 1.01 ET_{PM} \quad \text{رابطه (۵)}$$

$ET_{H-S}$ : مقادیر تبخیر-تعرق محاسبه شده توسط رابطه هارگریوز-سامانی،  $ET_{PM}$ : مقادیر تبخیر-تعرق محاسبه شده توسط رابطه پنمن-مانتیت فائو.

در مطالعه حاضر از جعبه نرم‌افزاری شبکه عصبی مصنوعی MATLAB و یکی از معروف‌ترین شبکه‌های آن، شبکه MLP (شبکه پرسپترون چند لایه) جهت مدل‌بندی عمق سطح آب زیرزمینی حوضه مورد مطالعه استفاده گردید. داده‌های ورودی برای این مدل شامل مقادیر داده‌های هواشناسی ماهانه (بارش، دمای کمینه و بیشینه، تابش خورشیدی و تبخیر-تعرق گیاه مرجع) و داده‌های ماهانه عمق سطح آب زیرزمینی (از سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۴) می‌باشد که در جدول ۲





به ترتیب ۰/۱۹ درجه سانتیگراد، ۰/۳۶ درجه سانتیگراد، ۰/۸۷۷ و ۰/۹۲۰ بدست آمد بنابراین مدل LARS-WG برای تولید داده در سال‌های آتی مورد استفاده قرار گرفت. شکل-های ۲ تا ۵ نتایج حاصل از اجرای مدل در پیش‌بینی پارامترهای هواشناسی را به ترتیب در پارامترهای دمای کمینه، دمای بیشینه، دمای متوسط و بارندگی نشان می‌دهد.

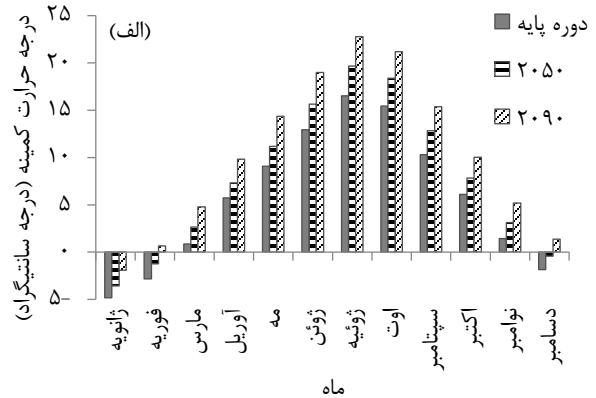
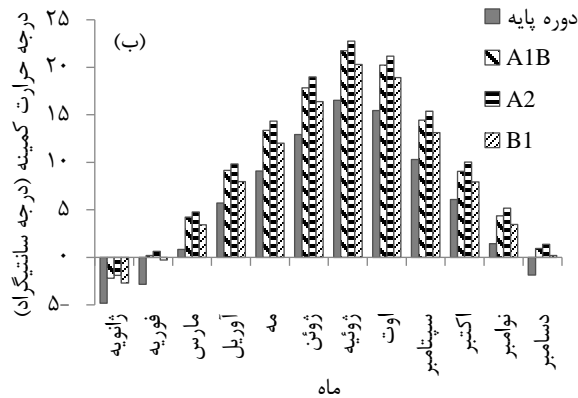
کمینه، دمای بیشینه، بارندگی و تابش خورشیدی بیشتر از ۰/۹۹ بوده و مقدار خطای RMSE نیز در پارامترهای مذکور ۰/۳۹ میلی‌متر و ۰/۳۳ مگاژول بر متر مربع بر روز می‌باشد. در مطالعه مشکواتی و همکاران (۱۳۸۹) در بررسی و ارزیابی مدل LARS-WG در شبیه‌سازی داده‌های هواشناسی، مقدار ضریب تبیین در ارزیابی پارامترهای دمای کمینه، دمای بیشینه، بارندگی و ساعات آفتابی به ترتیب ۰/۹۹۹، ۰/۹۹۶،

جدول (۲) سناریوهای ورودی برای شبیه‌سازی سطح آب زیرزمینی

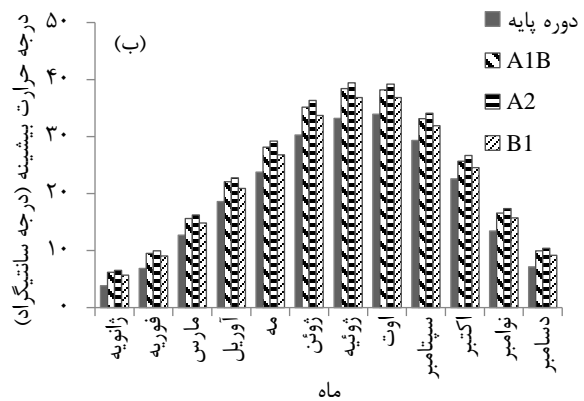
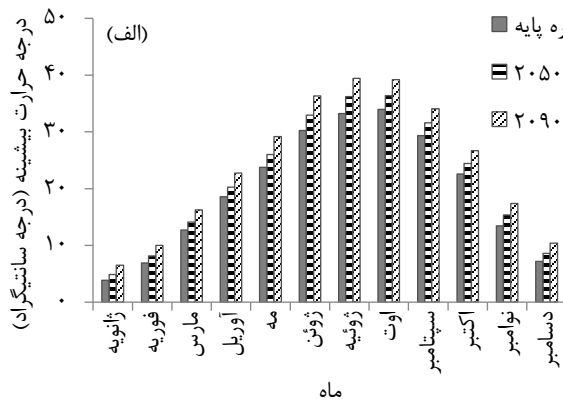
شماره سناریو	پارامترهای ورودی شبکه
۱	$P_t$
۲	$T_{min_t}, T_{max_t}$
۳	$T_{min_t}, T_{max_t}, P_t$
۴	$T_{min_t}, T_{max_t}, P_t, R_{St}$
۵	$T_{min_t}, T_{max_t}, P_t, R_{St}, ET_t$
۶	$D_{t-1}, P_t$
۷	$D_{t-1}, T_{min_t}, T_{max_t}$
۸	$D_{t-1}, T_{min_t}, T_{max_t}, P_t$
۹	$D_{t-1}, T_{min_t}, T_{max_t}, P_t, R_{St}$
۱۰	$D_{t-1}, T_{min_t}, T_{max_t}, P_t, R_{St}, ET_t$

جدول (۳): نتایج صحت‌سنجی مدل در دوره پایه (۲۰۱۴-۱۹۹۵) با استفاده از آماره‌های واسنجی

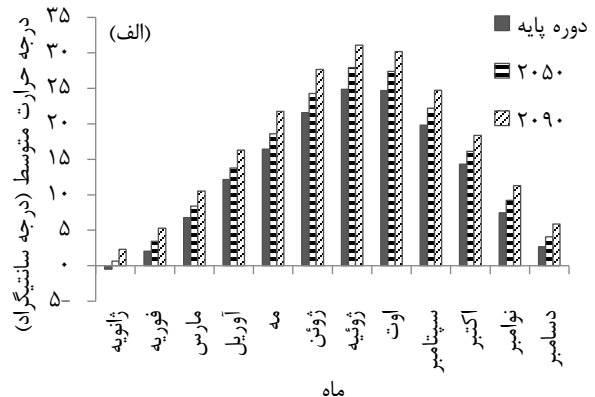
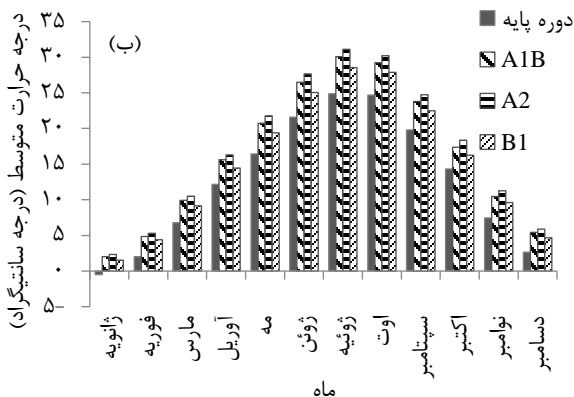
متغیر	دمای حداقل (°C)	دمای حداکثر (°C)	بارندگی (mm)	تابش ( $Mj/m^2/day$ )
$R^2$	۰/۹۹۹۴	۰/۹۹۹۱	۰/۹۹۵۹	۰/۹۹۹۴
RMSE	۰/۱۸۷۷	۰/۳۶۳۹	۰/۳۸۵۰	۰/۳۳۰۷



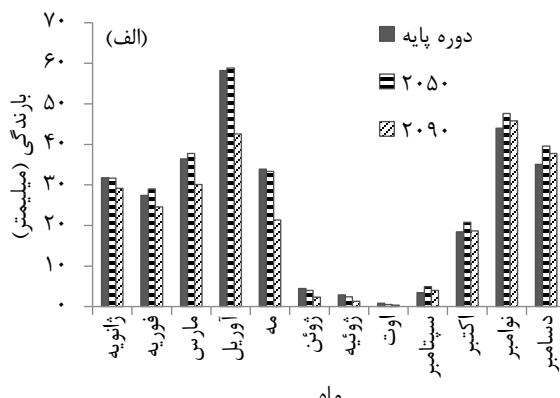
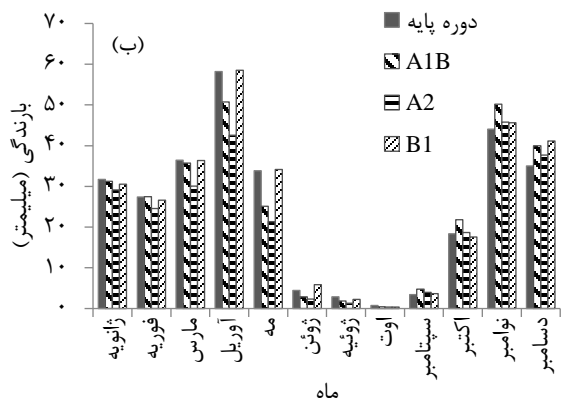
شکل (۲) مقایسه میانگین ماهانه دمای کمینه ایستگاه میانداوب بر اساس سناریو A2 در سه دوره (الف) مقایسه میانگین ماهانه دمای کمینه ایستگاه میانداوب در دوره پایه و دوره ۲۰۹۰ بر اساس سه سناریو A1B، A2 و B1 (ب)



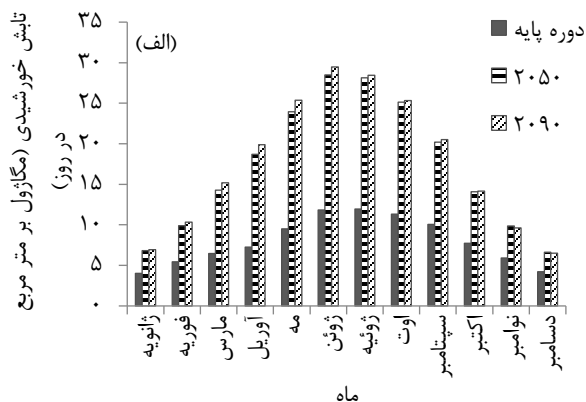
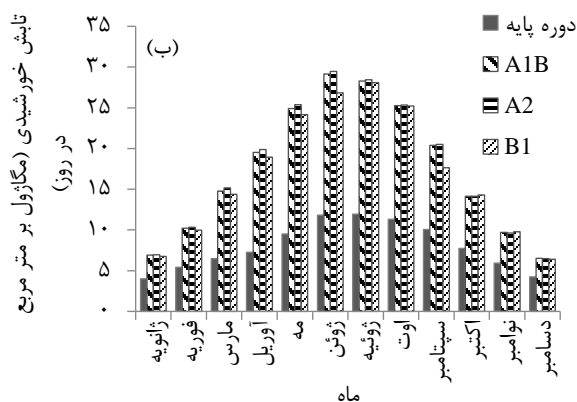
شکل (۳) مقایسه میانگین ماهانه دمای بیشینه ایستگاه میانداوب بر اساس سناریو A2 در سه دوره (الف) و مقایسه میانگین ماهانه دمای بیشینه ایستگاه میانداوب در دوره پایه و دوره ۲۰۹۰ بر اساس سناریوهای A1B، A2 و B1 (ب)



شکل (۴) مقایسه میانگین ماهانه دمای متوسط دشت میانداوب بر اساس سناریو A2 در سه دوره (الف) و مقایسه میانگین ماهانه دمای متوسط دشت میانداوب در دوره پایه و دوره ۲۰۹۰ بر اساس سناریوهای A1B، A2 و B1 (ب)



شکل (۵) مقایسه بارندگی ماهانه دشت میانداوب بر اساس سناریو A2 در سه دوره (الف) مقایسه بارندگی ماهانه دشت میانداوب در دوره پایه و دوره ۲۰۹۰ بر اساس سناریوهای A2, A1B و B1 (ب)



شکل (۶) مقایسه تابش خورشیدی ماهانه دشت میانداوب بر اساس سناریو A2 در سه دوره (الف) مقایسه تابش خورشیدی ماهانه دشت میانداوب در دوره پایه و دوره ۲۰۹۰ بر اساس سناریوهای A2, A1B و B1 (ب)

افزایش دما در ماه های گرم سال بیشتر از ماه های سرد سال می باشد و به طور میانگین دمای هوا تا سال ۲۰۹۰ در دشت میانداوب در ماه های فصل تابستان حدود ۴/۵۶، ۵/۵۴ و ۳/۱۶ درجه سلسیوس به ترتیب در سناریوهای A1B، A2 و B1 افزایش خواهد یافت. بیشترین میزان افزایش دما تا سال ۲۰۹۰ مربوط به دمای کمینه و به میزان ۵/۲۵ درجه سانتیگراد (معادل ۳۱/۸ در صد دمای پایه)، ۶/۲۵ درجه سانتیگراد (معادل ۳۷/۹ در صد دمای پایه) و ۳/۷۸ درجه سانتیگراد (معادل ۲۲/۹ در صد دمای پایه) به ترتیب تحت

همانطور که نتایج مربوط به دمای کمینه، دمای بی شینه و دمای متوسط در شکل های ۱ تا ۳ در قسمت های الف نشان میدهد، در هر سه شاخص دمایی، درجه حرارت یک روند افزایشی را تا سال ۲۰۹۹ نشان می دهد. مشابه این نتایج بهمنش و همکاران (۱۳۹۴) در ارومیه، Islam et al. (2012) در کلرادو، ذهبیون و همکاران (۱۳۸۹) در حوضه آبریز قره سو و گودرزی و همکاران (۱۳۹۴) در حوضه آبریز دریاچه ارومیه در مطالعات خود افزایش دما را در دهه های آتی گزارش کردند. نتایج تحقیق حاضر نشان میدهد که

میلی‌متر، در سناریو A2 مربوط به ماه آوریل و ۱۵/۶۲ میلی‌متر و در سناریو B1 مربوط به ماه ژانویه ۱/۲۳ میلی‌متر می‌باشد و بیشترین افزایش بارندگی در سناریو A1B مربوط به ماه نوامبر و ۶/۱۳ میلی‌متر و در سناریوهای A2 و B1 مربوط به ماه دسامبر و به ترتیب ۴/۵ و ۶/۵ میلی‌متر می‌باشد. بارندگی مربوط به دوره پایه نشان می‌دهد که بیشینه بارندگی‌ها در ماه‌های فصل بهار اتفاق می‌افتد ولی در سال ۲۰۹۰ بیشینه بارندگی‌ها به فصل پاییز منتقل خواهد شد. نتایج حاصله موافق نتایج (Baguis et al. 2010) و بهممنش و همکاران (۱۳۹۴) و مخالف نتایج Harmsen et al. (2009) در پرتوریکو می‌باشد. نتایج تحقیق حاضر نشان می‌دهد که کاهش بارندگی در اغلب ماه‌ها در دردت میان‌دوب در سناریوی A2 بیشتر از B1 می‌باشد که این نتایج کاملاً با نتایج بهممنش و همکاران (۱۳۹۴) همخوانی دارد. بررسی نتایج پیش‌بینی تابش خورشیدی در شکل ۶ نشان می‌دهد که میزان تابش خورشیدی در هر دو دوره نسبت به دوره پایه افزایش پیدا خواهد کرد و در دوره اول بیشترین افزایش مربوط به فصل‌های بهار و تابستان است. همچنین مقایسه تابش خورشیدی پیش‌بینی شده در دوره ۲۰۹۰ نشان‌دهنده این است که نتایج در هر سه سناریو تقریباً مشابه بوده و افزایش تابش خورشیدی به میزان ناچیزی در سناریوی A2 بیشتر از A1B و در سناریو A1B بیشتر از B1 می‌باشد.

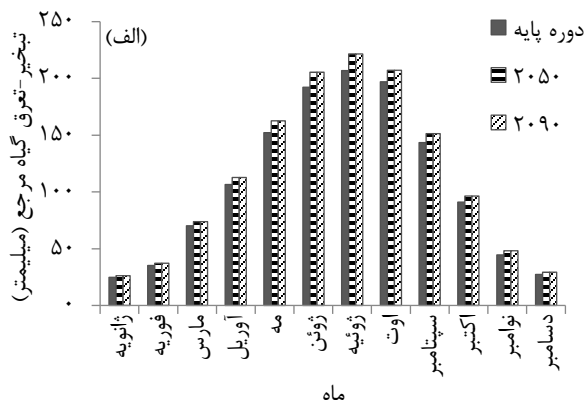
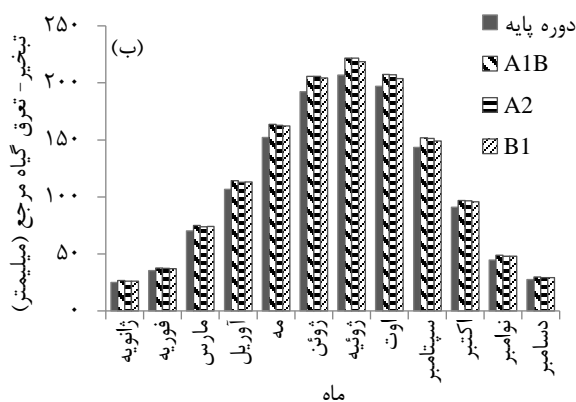
نتایج پیش‌بینی تبخیر-تعرق گیاه مرجع در شکل ۷ نشان می‌دهد که ET<sub>0</sub> تا سال ۲۰۹۰ افزایش خواهد یافت و این افزایش در ماه‌های گرم سال بیشتر از ماه‌های سرد سال می‌باشد. به‌طوریکه بیشترین افزایش ET<sub>0</sub> تا دوره ۲۰۹۰ در ماه ژوئیه به میزان ۲۳/۷۴، ۲۹/۰۱ و ۱۵/۴۳ میلی‌متر به ترتیب تحت سناریوهای A1B، A2 و B1 خواهد بود. مشابه این نتایج مطالعات بهممنش و همکاران (۱۳۹۴) در ارومیه افزایش ET<sub>0</sub> تا سال ۲۰۹۰، مطالعات Harmsen et al. (2009) در پرتوریکو افزایش ET<sub>0</sub> تا سال ۲۱۰۰ را نشان می‌دهد. همچنین نتایج نشان می‌دهد که افزایش ET<sub>0</sub>

سناریو A1B، A2 و B1 در ماه ژوئیه می‌باشد. در رابطه با درجه حرارت بیشینه و متوسط نیز بیشترین میزان افزایش دما مربوط به سناریوی A2 به ترتیب به میزان ۶/۲۱ درجه سانتیگراد (معادل ۱۸/۷ در صد دمای پایه) و ۶/۲۳ درجه سانتیگراد (معادل ۲۵/۱ در صد دمای پایه) در ماه ژوئیه می‌باشد. براساس مطالعات ذهبیون و همکاران (۱۳۸۹) در حوضه آبریز قره‌سو، دما در ماه‌های مختلف ۱-۴ درجه سانتیگراد افزایش می‌یابد. نتایج مطالعات Gohari et al. (2013) نیز در بررسی تغییرات آب و هوای حوضه زاینده‌رود در دوره ۲۰۱۵-۲۰۴۴ حاکی از افزایش متوسط دما به میزان ۱/۱-۵/۱ درجه سیلسیوس می‌باشد. مطالعات مظفری و همکاران (۱۳۹۴) نیز در ارزیابی شرایط خشکسالی در استان سیستان و بلوچستان در دوره ۱۳۹۱-۱۴۱۰ و تحت سناریوی A2 حاکی از افزایش میانگین ماهانه دما در حدود ۰/۳ درجه سیلسیوس می‌باشد که بیشترین افزایش ماهانه دما مربوط به فصل زمستان حدود ۰/۹ درجه سیلسیوس می‌باشد. طبق نتایج مطالعه حاضر، در هر سه شاخص دمایی در منطقه میان‌دوب تحت سناریو A2 شیب افزایش دما رفته رفته بیشتر می‌شود و افزایش دما بین سال‌های ۲۰۵۵ تا ۲۰۹۰ بیشتر از افزایش دما بین دوره پایه تا ۲۰۵۵ می‌باشد و تحت سناریو B1 و A1B دارای شیب منفی است. همچنین مقایسه سناریوهای مختلف نشان می‌دهد که در هر سه شاخص دمایی در اغلب ماه‌ها افزایش دما در سناریوی A2 بیشتر از A1B و در سناریو A1B بیشتر از سناریوی B1 می‌باشد. انصاری و همکاران (۱۳۹۵) با بررسی اثرات تغییر اقلیم در سفیددشت استان چهارمحال بختیاری نشان دادند که میانگین دمای ماهانه در دوره آتی نسبت به میانگین دمای ماهانه در دوره پایه در هر دو سناریو روندی افزایشی دارد و به‌طور میانگین حدود ۱ درجه افزایش خواهد یافت که این افزایش در سناریو A2 بیشتر از B1 خواهد بود. بررسی نتایج بارندگی در شکل ۴ نشان می‌دهد که بارش‌های بهاره در دو دوره نسبت به دوره پایه کاهش و بارش‌های پاییزه افزایش خواهد یافت. بیشترین کاهش بارندگی تا سال ۲۰۹۰ در سناریو A1B مربوط به ماه می و ۸/۷۷



اعظم افزایش تابش خور شیدی موجب افزایش تبخیر- تعرق شده و قسمت دیگری از آن باعث افزایش دما می‌گردد.

سناریو A2 بی‌شتر از سناریو B1 می‌باشد که مشابه نتایج مطالعات (Harmsen et al. 2009) در پرتوریکو می‌باشد. افزایش تابش خور شیدی موجب افزایش تبخیر- تعرق و دما می‌گردد. لذا همانطوریکه انتظار می‌رود قسمت



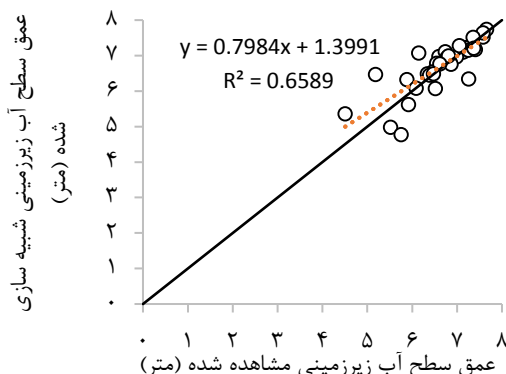
شکل (۷) مقایسه تبخیر- تعرق گیاه مرجع ماهانه ایستگاه میانداوب بر اساس سناریو A2 در سه دوره (الف) و مقایسه تبخیر- تعرق ماهانه ایستگاه میانداوب در دوره پایه و دوره ۲۰۹۰ بر اساس سناریوهای A1B، A2 و B1 (ب)

$$=f(D_{t-1}, T_{min_t}, T_{max_t}, P_t, R_{S_t})D_t \quad \text{رابطه (۶)}$$

در معادله (۶)،  $D_{t-1}$  سطح آب زیرزمینی در زمان  $t-1$  و  $D_t$ ،  $T_{min_t}$ ،  $T_{max_t}$ ،  $P_t$  و  $R_{S_t}$  به ترتیب سطح آب زیرزمینی، دمای کمینه، دمای بیشینه، بارش و تابش خور شیدی در زمان  $t$  می‌باشد.

### نتایج مدل شبکه عصبی مصنوعی

در این مطالعه از مدل شبکه عصبی مصنوعی استفاده شده و ۷۰ درصد داده‌ها برای واسنجی و ۳۰ درصد برای صحت‌سنجی اختصاص داده شده است. برای تخمین سطح آب زیرزمینی، ورودی‌های متنوع از عمق سطح آب و پارامترهای اقلیمی مورد استفاده قرار گرفته و بهترین سناریو بر اساس مقایسه خطای دوره صحت‌سنجی، بر اساس جدول ۴ انتخاب گردید. همانگونه که این جدول نشان می‌دهد، با به‌کارگیری ورودی‌های عمق سطح آب زیرزمینی با یک تاخیر یک ماهه، بارش، دمای کمینه و بیشینه و تابش، کمترین خطا و بهترین نتیجه بدست می‌آید (رابطه (۶)). مقدار خطای RMSE مدل در دوره واسنجی و صحت‌سنجی به ترتیب ۰/۱۸ و ۰/۴۱ متر است. بر اساس مطالعات نیکمنش و رخشنده‌رو (۱۳۸۹) در محدوده شهر فارس مقدار RMSE در مرحله آزمایش و تست به ترتیب ۲/۰۴ و ۲/۲۷ متر بدست آمد.



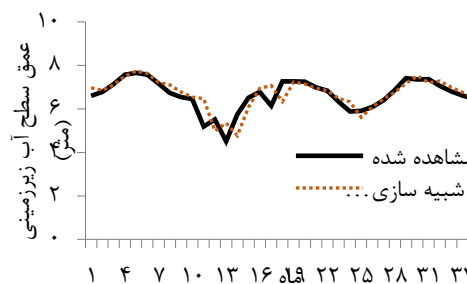
شکل (۹) میزان همبستگی عمق سطح آب زیرزمینی مشاهده شده و شبیه سازی شده توسط مدل شبکه عصبی مصنوعی در مرحله صحت سنجی

شکل ۱۰، نتایج پیش بینی عمق سطح آب زیرزمینی را براساس سه سناریو A2، B1 و A1B و مدل شبکه عصبی نشان می دهد. با بررسی عمق سطح آب زیرزمینی شبیه سازی شده، مشاهده می گردد که عمق سطح آب زیرزمینی بطور میانگین در دوره اول ۲/۸۷ درصد و در دوره دوم ۹/۳ درصد افزایش خواهد یافت و آب پایین تر خواهد رفت. در دوره اول تحت دو سناریوی A2 و B1 در تمامی فصول به جز فصل پاییز افزایش یافته و سطح آب پایین تر خواهد رفت و همچنین تحت سناریوی A1B در فصل بهار و تابستان کاهش سطح آب مشاهده خواهد شد که بر اساس نتایج شکل های ۲ تا ۶ حاکی از افزایش بارش در فصل پاییز و کاهش بارندگی در بقیه فصل ها و افزایش حداکثر دما و تابش خورشیدی در فصل های بهار و تابستان می باشد. نتایج مشاهده شده در شکل ۱۰ نشانگر کاهش سطح آب در دوره ۲۰۹۰، تحت هر سه سناریو می باشد که این نتایج با توجه به شکل های ۲ تا ۶ حاکی از افزایش زیاد دما و تابش خورشیدی نسبت به دوره پایه است. عمق سطح آب زیرزمینی تحت سناریوی A2 در دوره ۲۰۹۰ بیشتر از دوره ۲۰۵۰ و در دوره ۲۰۵۰ بیشتر از دوره مبنای خواهد بود که این کاهش ناشی از افزایش دما و تابش خورشیدی و کاهش بارش در دوره های آتی نسبت به دوره مبنای می باشد. براساس مطالعات (Chang et al. 2015) در حوضه Zuomaoxikong در پیش بینی عمق سطح آب

جدول (۴): نتایج کلی سناریوهای ورودی برای شبیه سازی عمق

شماره سناریو	نتایج واسنجی		نتایج صحت - سنجی
	تعداد نرون	RMSE (m)	RMSE (m)
۱	۲	۴/۰۸	۳/۸۵
۲	۳	۶/۱	۲/۷
۳	۱	۴/۶	۵/۴
۴	۳	۶/۰۶	۶/۹۶
۵	۲	۶/۱	۵/۸
۶	۲	۸/۸۱	۱۰/۷
۷	۳	۰/۵۲	۰/۵۴
۸	۱	۰/۲۱	۰/۴۳
۹	۱	۰/۱۸	۰/۴۱
۱۰	۱	۰/۴۳	۰/۴۴

شکل های ۸ و ۹ مقایسه و همبستگی عمق سطح آب زیرزمینی مشاهده شده و شبیه سازی شده را نشان می دهد. با توجه به شکل های مذکور می توان نتیجه گرفت که شبکه عصبی مصنوعی مقادیر عمق سطح آب زیرزمینی را با دقت خوبی شبیه سازی می کند.



شکل (۸) مقایسه عمق سطح آب زیرزمینی مشاهده شده و شبیه سازی شده توسط مدل شبکه عصبی در مرحله صحت - سنجی

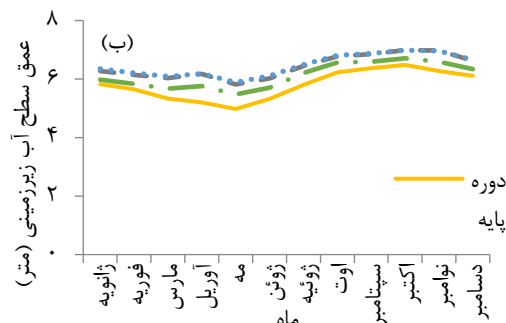
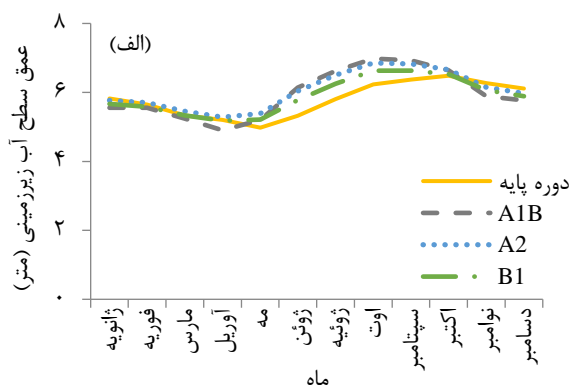


شکل (۱۰): مقایسه سطح آب زیرزمینی شبیه‌سازی شده در دوره ۲۰۵۰ و دوره پایه تحت سناریوهای A1B، A2 و B1 (الف). مقایسه سطح آب زیرزمینی شبیه‌سازی شده در دوره ۲۰۹۰ و دوره پایه تحت سناریوهای A1B و A2 (ب).

### نتیجه‌گیری

در پژوهش حاضر از مدل‌های LARS-WG و شبکه عصبی مصنوعی برای پیش‌بینی عمق سطح آب زیرزمینی با استفاده از داده‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی دشت میاندوآب استفاده گردید. به این صورت که ابتدا داده‌های هواشناسی توسط سناریوهای هواشناسی برای دوره آتی تولید گردید و سپس داده‌های تولید شده در بهترین مدل منتخب شبکه عصبی مصنوعی به عنوان ورودی قرار گرفت و عمق سطح آب زیرزمینی در سناریوها و دوره‌های مختلف پیش‌بینی شد. نتایج حاکی از این بود که شبکه عصبی مصنوعی، سطح آب زیرزمینی دشت مذکور را با به کارگیری ورودی‌های عمق سطح آب زیرزمینی با یک تاخیر، بارش، دمای کمینه و بیشینه و تابش خورشیدی، با دقت بیشتری شبیه‌سازی می‌کند (RMSE=۰/۴۱m). همچنین با توجه به نتایج به دست آمده از مدل، انتظار می‌رود که با افزایش دما و تابش خورشیدی در دوره‌های آتی، عمق سطح آب زیرزمینی افزایش پیدا کرده و آب پایین‌تر خواهد رفت.

زیرزمینی با استفاده از شبکه عصبی مصنوعی افزایش دمای ۰/۵ یا ۱ درجه سانتی‌گراد در هر ۱۰ سال، افزایش ۱/۲-۱/۴ درصد یا ۲/۵-۲/۶ درصد سالانه سطح آب زیرزمینی و همچنین افزایش ۱۰-۲۰ درصد بارش را به دنبال خواهد داشت.



### منابع

- آبایی، ب.، ت. سهرابی، ف. میرزایی، و. رضوردی‌نژاد و ب. کریمی. ۱۳۸۹. اثر تغییر آب و هوا بر عملکرد گندم و تحلیل ریسک ناشی از آن (مطالعه موردی: منطقه روددشت اصفهان)، مجله دانش آب و خاک، دوره ۲۰/۱، شماره ۳، ص ۱۵۰ تا ۱۳۵.
- انصاری، ث.، ع. مساح بوانی و ع. روزبهانی. ۱۳۹۵. بررسی اثرات تغییر اقلیم بر تغذیه آب زیرزمینی (مطالعه موردی: دشت سفیددشت). نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، جلد ۳۰، شماره ۲، ص ۴۳۱-۴۱۶.
- بابائیان، ایمان، م. کریمیان، ر. مدیریان و م. حبیبی نوخندان. ۱۳۸۶. شبیه‌سازی بارش ماه‌های سرد سال‌های ۱۳۷۶ و ۱۳۷۹ با استفاده از مدل اقلیمی RegCM3. فصلنامه جغرافیا و توسعه، دوره ۵، شماره ۱۰، ص ۷۲-۵۵.

- بهمنش، ج.، ن. آزاد طلاپه، م. منتصری، ح. رضایی و ک. خلیلی. ۱۳۹۴. اثر تغییر اقلیم بر تبخیر-تعرق مرجع، کمبود بارندگی و کمبود فشار بخار هوا در ارومیه. نشریه دانش آب و خاک، دوره ۲۵، شماره ۲، ص ۷۹-۹۱.
- پورمحمدی، س.، ح. ملکی نژاد و ر. پورشرعیاتی. ۱۳۹۲. مقایسه کارایی روش‌های شبکه عصبی و سری‌های زمانی در پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی (مطالعه موردی: زیرحوزه بختگان استان فارس). نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، دوره ۲۰، شماره ۴، ص ۲۶۲-۲۵۱.
- شکیبا، ع.، و آ. چشمی. ۱۳۹۰. ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر منابع آب زیرزمینی دشت رامهرمز با استفاده از شبکه عصبی NARX. پژوهش‌های دانش زمین، سال ۲، شماره ۸، ص ۴۶-۵۷.
- ذهبیون، ب.، م. گودرزی و ع. مساح بوانی. ۱۳۸۹. کاربرد مدل SWAT در تخمین رواناب حوضه در دوره‌های آبی تحت تاثیر تغییر اقلیم. نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، دوره ۱، شماره ۳-۴، ص ۴۵-۶۰.
- علیزاده، ا. ۱۳۸۵. طراحی سیستم‌های آبیاری. جلد اول. انتشارات آستان قدس رضوی.
- مظفری، غ.، ش. شفیعی و ز. تقی‌زاده. ۱۳۹۴. ارزیابی شرایط خشکسالی در سیستان و بلوچستان طی (۱۳۹۱-۱۴۱۰) با استفاده از ریزمقیاس‌نمایی داده‌های مدل گردش عمومی جو. فصلنامه اطلاعات جغرافیایی، دوره ۲۴، شماره ۹۳، ص ۱۱۴-۱۰۱.
- گرچی، م.، و م. رائینی سرجاز. ۱۳۹۴. ارزیابی معادله‌های تجربی برآورد تبخیر-تعرق پتانسیل برای اقلیم‌های خشک و نیمه خشک استان فارس. نشریه آبیاری و زهکشی ایران، شماره ۶، جلد ۹، ص ۸۹۳-۹۰۴.
- گودرزی، م.، ب. صلاحی و ا. حسینی. ۱۳۹۴. بررسی تاثیر تغییرات اقلیمی بر تغییرات رواناب سطحی. اکوهیدرولوژی، دوره ۲، شماره ۲، ص ۱۷۵-۱۸۹.
- مهدوی، م. ۱۳۹۴. هیدرولوژی کاربردی، چاپ یازدهم. انتشارات دانشگاه تهران.
- نیکمنش، م.، و غ. رخشنده رو. ۱۳۸۹. ارزیابی توانایی شبکه‌های مختلف عصبی مصنوعی در پیش‌بینی تراز آب زیرزمینی در آبخوان محدوده سعادت شهر فارس (یادداشت فنی). تحقیقات منابع آب ایران، دوره ۷، شماره ۱ (مسلول ۱۹)، ص ۸۶-۸۲.
- Ababaei, B., T. M. Sohrabi, F. Mirzaei and B. Karimi. 2010. Evaluation of a stochastic weather generator in different climates. *Computer and Information Science*, 3(3): 217-229.
- Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes and M. Smith. 1998. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper 56, FAO, Rome, Italy.
- Baguis, P., E. Roulin, P. Willems and V. Ntegeka. 2010. Climate change scenarios for precipitation and potential evapotranspiration over central Belgium. *Theoretical and Applied Climatology*, 99(3-4): 273-286.
- Kurylyk, B. L., and K. T. Mac Quarrie. 2013. The uncertainty associated with estimating future groundwater recharge: A summary of recent research and an example from a small unconfined aquifer in a northern humid-continental climate. *Journal of Hydrology*, 492: 244-253.
- Chang, j., G. Wang and T. Mao. 2015. Simulation and prediction of suprapermafrost groundwater level variation in response to climate change using a neural network model. *Journal of Hydrology*, 529: 1211-1220.
- Droogers, P., and R. G. Allen. 2002. Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. *Irrigation and drainage systems*, 16(1): 33-45.





Gordon, C., C. Cooper, C. A. Seiner, H. Banks, J. M. Gregory, T. G. Johns, J. F. B. Mitchell and R. A. Wood. 2000. The simulation of SST, Sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Center coupled model without flux adjustment. *Climate Dynamics*, 16: 147-168.

Gohari, A., S. Eslamian, J. Abedi-Koupai, A. Massah Bavani, D. Wang and K. Madani. 2013. Climate change impacts on crop production in Iran's Zayandeh-Rud River Basin. *Science of the Total Environment*, 442: 405-419.

Daliakopoulos, I. N., P. Coulibaly and I. K. Tsanis. 2005. Groundwater level forecasting using artificial neural networks. *Journal of Hydrology*, 309 (1-4): 229-240.

Hargreaves, G. H., and R. G. Allen. 2003. History and evaluation of Hargreaves evapotranspiration equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 129(1): 53-63.

Hargreaves, G. H and Z. A. Samani. 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering Agriculture*, 1(2): 96-99.

Harmsen, E. W., N. L. Miller, N. J. Schlegel and J. E. Gonzalez. 2009. Seasonal climate change impacts on evapotranspiration, precipitation deficit and crop yield in Puerto Rico. *Agricultural Water Management*, 96(7):1085-1095.

IPCC. 2007. Summary for policy makers Climate change: The physical science basis. Inter-Governmental Panel on Climate Change (IPCC). Contribution of Working Group I to the Forth Assessment Report. Cambridge University Press.

Islam, A., L. R. Ahuja, L. A. Garcia, L. Ma, A. S. Saseendran and T. J. Trout. 2012. Modeling the impacts of climate change on irrigated corn production in the Central Great Plains. *Agricultural Water Management*, 110: 94- 108.

Li, Z., F. L. Zheng and W. Z. Liu. 2012. Spatiotemporal characteristics of reference evapotranspiration during 1961-2009 and its projected changes during 2011-2099 on the Loess Plateau of China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 154: 147- 155.

Muttiah, R.S., and R. A. Wurbs 2002. Modeling the impacts of climate change on water supply reliabilities. *Water International*, 27(3): 407-419.

Masood, M., and K. Takeuchi. 2016. Climate change impacts and its implications on future water resource management in the Meghna Basin. *Futures*, 78:1-18.

Steele-Dunne, S., P. Lynch, R. McGrath, T. Semmler, S. Wang, J. Hanafin and p. Nolan. 2008. The hydrology in Ireland. *Journal of Hydrology*, 356(1-2): 28-45. impacts of climate change on

Semenov, M. A., and E. M. Barrow. 1997. Use of a stochastic weather generator in the development of climate change scenarios. *Climate Change*. 35(4): 397-414.

Yimer, G., A. Jonoski and A. Vav Griensven. 2009. Hydrological response of a catchment to climate change in the upper Beles river basin, upper blue Nile, Ethiopia. *Nile Basin Water Engineering Scientific*



Magazine, 2: 49-59.

Zhu, Y., Z. Lin, J. Wang, Y. Zhao and F. He. 2016. Impacts of climate changes on water resources in Yellow River Basin, China. *Procedia Engineering*, 154: 687 – 695.

Yoon, H., S. C. Jun, Y. Hyun, G. O. Bae and k. k. Lee. 2011. A comparative study of artificial neural networks and support vector machines for predicting groundwater levels in a coastal aquifer. *Journal of Hydrology*, 396(1-2): 128-138.



## Predicting the changes effect of the meteorological parameters on groundwater resources using artificial neural network models (Case study: Miandoab plain)

Mina Aghajanzadeh Sarasakanroud<sup>1</sup>, Javad Behmanesh<sup>2</sup>, Hossein Rezaie<sup>3</sup>, Nasrin Azad<sup>4</sup>

### Abstract

In the present research, the climate change effect on groundwater resources of Miandoab plain in West Azerbaijan province was investigated. In this direction, the scenarios including A1B, A2 and B1 via LARS-WG downscaling model and with applying the HadCM3 general circulation model and artificial neural network model in two different periods (2046-2065, 2080 -2099) were studied. For this purpose, monthly groundwater depths data of 25 piezometric wells in the Miandoab plain with a 10-year statistical period (2005-2014) and daily and monthly data of rainfall, minimum and maximum temperatures and sunshine hours of the Miandoab synoptic station in a 20-year statistical period (1995-2014) were used. The evaluation results of the observed and simulated data by the LARS-WG model, using different statistical indices indicates that there is no significant differences between simulated and observed values. The performance analysis of the artificial neural network model shows that the mentioned model has good and suitable accuracy in simulating the changes in groundwater depth in the studied plain. The results showed that the average depth of groundwater level in the first period (2046-2065) and the second period (2080-2099) increases 2.87% and 9.3%, respectively. In fact, considerable augmentation of temperature and consequently increasing the groundwater consumption cause to deeper depth of the groundwater.

**Keywords:** Climate change, Groundwater depth, HadCM3, LARS-WG

---

<sup>1</sup>- Ms Student of Water Resources Engineering, Dept. of Water Eng. Urmia University, Urmia. Iran. mina.aghajanzadeh@gmail.com

<sup>2</sup>- Professor, Dept. of Water Eng. Urmia University, Urmia. Iran. j.behmanesh@urmia.ac.ir (corresponding Author)

<sup>3</sup>- Professor, Dept. of Water Eng. Urmia University, Urmia. Iran. h.rezaie@urmia.ac.ir

<sup>4</sup>- Ph.D. of Irrigation and Drainage, Dept. of Water Eng. Urmia University, Urmia. Iran. n.azad@urmia.ac.ir