نشریه آبیاری و زهکشی ایران
شماره۴، جلد ۱۶، مهر - آبان ۱۴۰۱، ص. ۸۷۷-۸۶۳

Iranian Journal of Irrigation and Drainage
No.4, Vol. 16, Oct.-Nov. 2022, p. 863-877

مقاله علمی-پژوهشی

بررسی عدم قطعیت پارامتر هدایت هیدرولیکی در مدل‌سازی آب زیرزمینی با روش مونت کارلو با فضای تهی

هادی ابراهیمی[۱*]، طاهر رجائی[۲]، وحید نورانی[۳]

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۴/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۵/۳۱

چکیده

در مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی، برای وارد کردن پارامتر هدایت هیدرولیکی، معمولا آبخوان به پهنه‌هایی تقسیم‌بندی شده و برای هر پهنه یک مقدار برای این پارامتر در نظر گرفته می‌شود. این در حالی است که اندازه‌گیری‌های میدانی این پارامتر تنها در بعضی از نقاط انجام می‌شود و بنابراین تعمیم آن به نواحی دیگر با عدم قطعیت همراه است. هدف از این پژوهش بررسی عدم قطعیت پارامتر هدایت هیدرولیکی در مدل‌سازی آبخوان دشت قم است. به این منظور با استفاده از مدل آب زیرزمینی MODFLOW مدل این آبخوان تشکیل شده و در حالت ماندگار با مقدار RMSE برابر ۲/۹۵ متر برای ترازهای آب محاسباتی کالیبره شد. پس از آن، مدل با روش مونت کارلو با فضای تهی برای شناسایی پهنه‌هایی از هدایت هیدرولیکی که مدل را با میزان خطای مشابهی با مدل اصلی کالیبره می‌کنند، اجرا شد. نتایج نشان داد تعداد هشت پهنه مختلف دیگر از هدایت هیدرولیکی وجود دارند که در صورت استفاده از آن‌ها مدل همچنان با میزان خطای مشابهی کالیبره می‌شود. بیشترین انحراف معیار پارامتر هدایت هیدرولیکی برای این هشت پهنه حدود ۲۸ متر در روز در نواحی مرکزی و شمالی آبخوان و کمترین انحراف معیار به میزان کمتر از ۱ متر در روز در نواحی جنوبی و شرقی آبخوان اتفاق افتاد. این به معنای عدم قطعیت بالای پارامتر هدایت هیدرولیکی در نواحی مرکزی و شمالی و عدم قطعیت کمتر آن در نواحی جنوبی و شرقی است. با توجه به این که ارتباط معناداری بین میزان عدم قطعیت پارامتر هدایت هیدرولیکی و محل پیزومترها مشاهده نشد، شاید بتوان نتیجه گرفت که افزایش تعداد پیزومترها در مدل‌سازی صورت گرفته کمکی به کاهش عدم قطعیت پارامتر هدایت هیدرولیکی نمی‌کند و در نتیجه برای کاهش عدم قطعیت، به اندازه گیری‌های بیشتر این پارامتر در نقاط مختلف آبخوان نیاز است.

واژه‌های کلیدی: روش مونت کارلو با فضای تهی، عدم قطعیت، مدل آب زیرزمینی، هدایت هیدرولیکی، MODFLOW

مقدمه

در بسیاری از نقاط جهان آب زیرزمینی یک منبع حیاتی برای نیازهای شرب، کشاورزی و صنعت محسوب می‌شود. آب زیرزمینی در مناطق خشک و نیمه خشک مانند ایران که منابع آب سطحی کمیاب هستند، به عنوان تنها منبع آب در دسترس اهمیت بیشتری پیدا می‌کند. برداشت بی‌رویه از منابع آب زیرزمینی اثرات زیان‌بار بسیاری دارد. از جمله افت سطح آب‌های زیرزمینی، آلودگی آبخوان‌ها، فرونشست زمین، ریزش چاه‌ها و ترک‌خوردگی ساختمان‌ها و جاده‌ها، که تنها بخشی از این اثرات زیان‌بار است (Karimi et al., 2019). به منظور مدیریت سفره‌های آب زیرزمینی و کاهش اثرات زیان‌بار، مدل‌سازی صحیح منابع آب زیرزمینی ضروری است.

برای مدل سازی آب‌های زیرزمینی، ابزارهای مدل سازی بسیاری از جمله مدل‌های مفهومی و فیزیکی، مدل‌های عددی، مدل‌های آماری و مدل‌های هوش مصنوعی از دهه‌های گذشته تاکنون مورد استفاده قرار گرفته‌اند. مدل‌های آماری و هوش مصنوعی معمولا ساده هستند و با پیچیدگی‌های طبیعی پدیده‌های مورد مطالعه سروکار ندارند. برتری اصلی این مدل‌ها، مدل‌سازی بدون نیاز به تحلیل سازوکارهای پدیده مورد مطالعه است (Rajaee and Boroumand, 2015). از جمله مدل‌های آماری می‌توان به مدل رگرسیون خطی

۱- دانشجوی دکتری آب و سازه‌های هیدرولیکی، گروه مهندسی عمران، دانشگاه قم، قم، ایران
۲- استاد گروه مهندسی عمران، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه قم، قم، ایران
۳- استاد گروه مهندسی آب، دانشکده عمران، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
(*- نویسنده مسئول: (Email: hadi_e1360@yahoo.com
DOR: 20.1001.1.20087942.1401.16.4.14.7

چندمتغیره (Mogaji et al., 2015) و مدل میانگین متحرک یکپارچه خودبازگشتی یا ARIMA[1] (Gibrilla et al., 2018) اشاره کرد. مدل های هوش مصنوعی نیز به دلیل توانایی آن‌ها در یادگیری با داده‌های تاریخی، برای مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی استفاده شده‌اند. در این مورد در مقالهٔ مروری رجائی و همکاران، مطالعات انجام شده در زمینه استفاده از روش‌های هوش مصنوعی در مدل‌سازی تراز آب زیرزمینی به صورت مفصل مرور شده است(Rajaee et al., 2019).

با این وجود اما مدل‌های مفهومی و فیزیکی هنوز به عنوان ابزار اصلی برای مدل‌سازی آب زیرزمینی شناخته می‌شوند. این نوع مدل سازی نیاز به مشخص کردن بسیاری از ویژگی های آبخوان مانند شکل و نوع آبخوان، شرایط مرزی، ارتباط آبخوان با محیط اطرف و غیره دارد. پس از آن مدل مفهومی تشکیل شده و معادلات حاکم بر جریان آب زیرزمینی به وسیلهٔ روش عددی مناسب حل می‌شوند. این معادلات باید در قالب معادلات دیفرانسیل جزئی فرموله شده و سپس به یک مدل عددی تبدیل شوند. مدل‌های عددی، ابزاری قدرتمند و انعطاف‌پذیر را برای حل مسائل آب زیرزمینی در اختیار پژوهشگر قرار می‌دهند (Hemker and Bakker, 2006). روش‌هایی مثل روش تفاضل محدود، روش اجزاء محدود و روش اجزاء مرزی روش‌هایی عددی هستند که معمولاً در این زمینه استفاده می‌شوند (Yeh and Chang, 2013). لازم به ذکر است علاوه بر این که هر فرد می‌تواند شخصا این روش‌ها را برنامه نویسی کرده و به کار ببرد، نرم‌افزارهایی نیز برای مدل‌سازی عددی آب های زیرزمینی توسعه یافته‌اند (Diersch, 2005). برنامه MODFLOW (McDonald and Harbaugh, 1988) یکی از پرکاربردترین برنامه‌های مدل‌سازی آب زیرزمینی است که از روش تفاضل محدود برای حل معادلات استفاده می‌کند. نرم افزارهایی مانند PMWIN[2]، GMS[3] و Visual MODFLOW[4] همگی بر اساس برنامه اولیه MODFLOW ساخته و توسعه داده شده‌اند.

مطالعات زیادی در زمینه مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی با نرم‌افزارهای ذکر شده در بالا در مجلات معتبر علمی منتشر شده است. همچنین مقالات مروری‌ای نیز پیدا می‌شوند که مطالعات در این خصوص را بررسی و مقایسه کرده‌اند (Zhou and Li, 2011; Singh, 2014). در مدل‌سازی آب زیرزمینی پس از کالیبره کردن مدل و به حداقل رساندن خطای محاسبات، مرحله‌ای تکمیلی به نام تحلیل عدم قطعیت وجود دارد که در سال‌های اخیر بیشتر مورد توجه پژوهشگران بوده است. عدم قطعیت به دلیل آگاهی ناقص از ویژگی‌های طبیعی پدیده مورد مطالعه و در سه منبع اصلی داده‌های ثبت شده، پارامترهای برآورد شده و مدل مفهومی به وجود می‌آید. ارزیابی عدم قطعیت مدل در هریک از این موارد و تعیین میزانی کمی یا کیفی برای آن به درک بهتر نتایج مدل‌سازی و شناخت درست از منابع عدم قطعیت کمک می‌کند. در این میان پارامتر هدایت هیدرولیکی به دلیل تاثیر زیادی که در نتایج مدل‌سازی دارد و مقدار نسبتا تخمینی و نامشخص آن، به عنوان یکی از منابع مهم عدم قطعیت مورد توجه خاص پژوهشگران بوده است. شایان ذکر است پژوهشگران به بررسی عدم قطعیت موارد دیگری چون میزان تغذیه و آبدهی ویژه نیز پرداخته‌اند.

از پرکاربردترین روش‌ها در تحلیل عدم قطعیت روش مونت کارلو است. این روش از نمونه گیری در بازه مورد انتظار برای پارامتر مورد بررسی استفاده می‌کند و مدل را برای تعداد زیادی نمونه اجرا می‌کند. به همین دلیل در این روش محاسبات بسیار زیادی باید انجام شود و در مدل‌های پیچیده زمان زیادی صرف می‌شود. پژوهشگران همواره به دنبال کاستن از حجم محاسبات وقت‌گیر روش مونت کارلو بوده‌اند. روش مونت کارلو با فضای تهی[5] بخشی از دامنهٔ پارامتر مورد بررسی را که تاثیری در نتیجه مدل ندارد، حذف می‌کند و به این صورت از حجم محاسبات به طور چشمگیری کاسته می‌شود. در این زمینه یوون و همکاران نشان دادند که این روش می‌تواند یک راه‌حل محاسباتی کارآمد و عملی برای تحلیل عدم قطعیت در مدل های غیرخطی و پیچیده زیرسطحی و مدل‌های انتقال ارائه کند (Yoon et al., 2013).

همراز و همکاران (۱۳۹۴) انتشار عدم قطعیت مرتبط با پارامترهای هدایت هیدرولیکی و تغذیه را در دشت بیرجند با استفاده از نمونه‌گیری مونت کارلو مبتنی بر روش برآورد عدم قطعیت احتمال تعمیم یافته (GLUE[6]) ارزیابی کردند. نتایج نشان داد که همه مناطق آبخوان به پارامتر هدایت هیدرولیکی حساس هستند و عدم قطعیت پارامتر تغذیه در مناطقی که تحت تاثیر جریان ورودی هستند بیشتر است. عابدینی و همکاران (۱۳۹۵) برای تحلیل عدم قطعیت پارامترهای تغذیه و هدایت هیدرولیکی مدل آبخوان بجنورد از روش GLUE مبتنی بر روش مونت کارلو استفاده کردند. نتایج نشان داد پارامتر تغذیه نسبت به هدایت هیدرولیکی از قابلیت تشخیص کمتری برخوردار بوده و در نتیجه عدم قطعیت بیشتری دارد. کاهه و همکاران (۱۳۹۷) به منظور بررسی عدم‌قطعیت پارامتر هدایت هیدرولیکی مدل آب زیرزمینی دشت علی‌آباد قم از روش مونت‌کارلو استفاده کردند. آن‌ها به منظور کاهش حجم محاسبات از روش تخمین نقطه‌ای روزنبلوث[7] استفاده کرده و توانستند عملکرد روش مونت‌کارلو را بهبود دهند. نوروزی خطیری و همکاران (۱۳۹۸) با استفاده از روش مونت

1- Autoregressive integrated moving average
2- Processing MODFLOW for window
3- Groundwater Modeling System
4- Visual modular three dimensional flow

5- Null Space Monte Carlo Method
6- Generalized Likelihood Uncertainty Estimation
7- Rosenblueth's Point Estimation Method

کارلو در تحلیل عدم قطعیت پارامترهای تغذیه و هدایت هیدرولیکی آبخوان اصفهان-برخوار دریافتند که هدایت هیدرولیکی عدم قطعیت کمتری نسبت به تغذیه دارد.

معصومی و همکاران روش برازش عدم قطعیت متوالی (SUFI-2[1]) را برای کالیبراسیون خودکار مبتنی بر عدم قطعیت پارامترهای مدل MODFLOW در آبخوان دشت اردبیل به کار بردند. در مقایسه با الگوریتم بهینه سازی ازدحام ذرات (PSO[2])، این روش مقادیر منطقی‌تری به دست آورد و تعداد اجرای کمتری داشت (Masoumi et al., 2020). همچنین معصومی و همکاران (۱۴۰۰) با استفاده از روش SUFI-2 برای تحلیل عدم قطعیت هدایت هیدرولیکی و آبدهی ویژه دریافتند که این روش عملکرد بهتری نسبت به روش کالیبراسیون خودکار PEST[3] دارد. موگس و همکاران همکاران با استفاده از تکنیک‌های آماری، کالیبراسیون چند متغیره و روش مونت کارلو با فضای تهی چارچوبی برای بررسی عدم قطعیت در مدل ترکیبی آب سطحی- آب زیرزمینی ارائه کردند. این چارچوب برای آشکار کردن تأثیر متقابل متغیرهای ورودی، کمی کردن عدم قطعیت‌ها در هر مدل فرعی و ردیابی انتشار آن‌ها بود (Moges et al., 2020). یین و همکاران عدم قطعیت پارامترهای هدایت هیدرولیکی و ضریب ذخیره ویژه آبخوان آبرفتی رودخانه می سی سی پی را با استفاده از روش بیزین چندمدلی مبتنی بر مونت کارلو کمی‌سازی کردند که پیش بینی‌های مطمئن‌تری نسبت به مدل MODFLOW کالیبره شده ارائه می‌داد (Yin et al., 2021). کویی و همکاران نشان دادند روش وارد کردن پارامترهای هدایت هیدرولیکی و ضریب ذخیره ویژه تأثیر قابل‌توجهی بر عدم قطعیت مدل دارد. آن‌ها ابتدا با یک روش ساده که تنها بر ویژگی‌های هیدرولیکی و عمق تکیه داشت این پارامترها را وارد کردند و سپس تغییرات مکانی بیشتری از پارامترها را با استفاده از نقاط پایلوت به مدل وارد کردند. مدلی که از پارامترسازی ساده استفاده می‌کرد، پیش‌بینی‌هایی با دامنهٔ بسیار گسترده‌تر از مدل با پارامترسازی پیچیده‌تر ارائه می‌داد (Cui et al., 2021). لیکگارد و همکاران با ترکیب روش مونت کارلو با شبکهٔ عصبی و استفاده از آن در تولید توزیع احتمال بهینه پارامترها توانستند سرعت کمی‌سازی عدم قطعیت مدل آب زیرزمینی را تا ۵۰ درصد افزایش دهند (Lykkegaard et al., 2021). همچنین عباس زاده شهری و همکاران برای کمی‌سازی عدم قطعیت یک مدل هوش مصنوعی آب زیرزمینی از روشی مبتنی بر توپولوژی بهینه شبکه که بر روی وزن‌های شبکه متمرکز بود استفاده کردند و نتیجه گرفتند که این روش با توجه به سرعت بالای آن می‌تواند جایگزین روش مونت کارلو شود (Abbaszadeh Shahri et al., 2022).

همان گونه که اشاره شد در روش مونت کارلو می‌بایست مدل با تعداد تکرارهای بسیاری اجرا شود و این موضوع باعث ایجاد حجم محاسبات فراوان و زمان‌بر می‌شود. در روش مونت کارلو با فضای تهی، با حذف بازه‌هایی از پارامتر که تاثیر چندانی در نتایج مدل ندارند، با کاهش تعداد اجراهای مدل حجم و زمان محاسبات نیز کاسته می‌شود. در این پژوهش پس از تشکیل و کالیبره کردن مدل آب زیرزمینی آبخوان دشت قم در حالت ماندگار، روش مونت کارلو با فضای تهی برای بررسی عدم قطعیت پارامتر هدایت هیدرولیکی به کار گرفته شد. برای به کارگیری این روش، برآورد هدایت هیدرولیکی باید از شیوهٔ پهنه به پهنه به شیوهٔ سلول به سلول تغییر کند که این کار با کالیبره کردن مدل با نقاط پایلوت و روش SVD-Assist[4] انجام شد. هدف از این پژوهش یافتن پهنه‌هایی از هدایت هیدرولیکی است که در صورت استفاده از آن‌ها مدل همچنان با دقتی مشابه با مدل اصلی کالیبره می‌شود. به این ترتیب می‌توان با بررسی تغییرات احتمالی هدایت هیدرولیکی میزان عدم قطعیت این پارامتر را در قسمت‌های مختلف آبخوان بررسی کرد.

مواد و روش‌ها

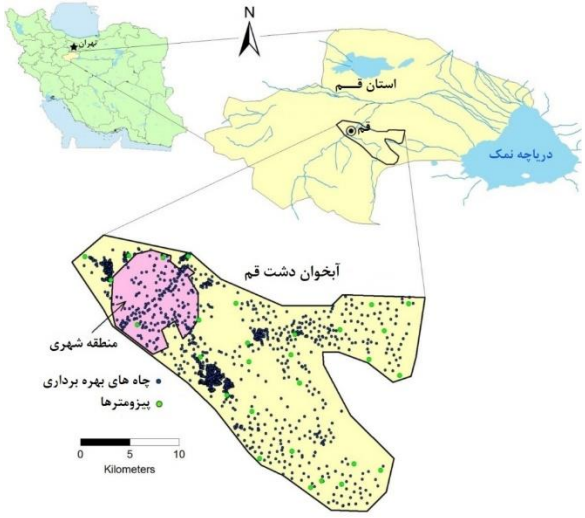
منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه آبخوان دشت قم است که با وسعت ۴۵۸ کیلومتر مربع در استان قم واقع شده است. آبخوان دشت قم به عنوان بخش کوچکی از حوضه آبخیز کویر مرکزی ایران بین عرض‌های جغرافیایی ۳۴ درجه و ۲۶ دقیقه تا ۳۴ درجه و ۴۲ دقیقه شمالی و طول های جغرافیایی ۵۰ درجه و ۴۶ دقیقه تا ۵۱ درجه و ۱۰ دقیقه شرقی واقع شده است (شکل ۱). این منطقه دارای آب و هوای گرم و خشک است، به طوری که زمستان ها نسبتا سرد و تابستان ها بسیار گرم است. میانگین بارندگی سالانه استان قم در یک دوره ده ساله ۱۳۵ میلی متر در سال بوده است (اداره کل هواشناسی استان قم، ۱۴۰۱). آبخوان دشت قم از نظر هیدروژئولوژیکی یک آبخوان آبرفتی آزاد یک لایه است که در شمال غرب و غرب توسط کوهپایه ها و دشت های رودخانه ای و در جنوب شرق و شرق با شنزارها و دشت های آبرفتی احاطه شده است. در آخرین قسمت‌های شرقی، آبخوان به دریاچه نمک می‌رسد که پست‌ترین نقطه منطقه مورد مطالعه است. یکی از ویژگی های این منطقه وجود نداشتن رودخانه دائمی است و جریان آب های سطحی فصلی نیز معمولا بسیار کم است که تقریباً به طور کامل در اراضی بالادست برای آبیاری مزارع یا تغذیه سفره های زیرزمینی استفاده می‌شود (Ebrahimi and Rajaee, 2017).

در آبخوان دشت قم ۱۵۸۲ حلقه چاه عمیق و نیمه عمیق وجود

1- Sequential uncertainty fitting
2- Particle swarm optimization
3- Parameter estimation
4- Singular Value Decomposition

دارد که برای تامین نیازهای کشاورزی، صنعت و شرب، آبخوان را با دبی های مختلف تخلیه می‌کنند. این چاه‌ها از حدود ۵۰ سال پیش به این سو حفر شده‌اند و پیش از آن قنات‌ها و جریان فصلی رودخانه قمرود آب مورد نیاز منطقه را تامین می‌کرده‌اند. در حال حاضر بیشتر قنات‌های منطقه خشک شده‌اند و جریان سطحی رودخانه قمرود نیز بسیار ناچیز است (Jomehpour, 2009). بر اساس داده‌های ثبت شده از پیزومترهای موجود در منطقه، افت شدید تراز آب زیرزمینی در چند دهه اخیر مشهود است (رجایی و ابراهیمی، ۱۳۹۴) که به نظر می‌رسد ناشی از پمپاژ بیش از حد از چاه های بهره برداری و همچنین کاهش دبی رودخانه‌های فصلی باشد. با توجه به اینکه میزان بارندگی در منطقه مورد مطالعه کم است، جریان های فصلی و جریان آب‌های زیرزمینی از اراضی بالادست نقش مهمی در تغذیه آبخوان دشت قم دارند.



شکل ۱- منطقه مورد مطالعه

مدل عددی MODFLOW

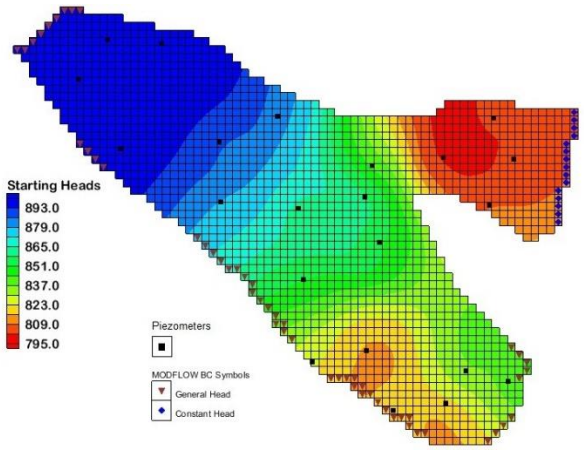
برنامه MODFLOW اولین بار در سال ۱۹۸۹ توسط سازمان زمین شناسی ایالات متحده (USGS) منتشر شد و در سال های بعد توسعه یافت. نسخهٔ اولیهٔ این برنامه توسط مک دونالد و هاربا نوشته شده است که به صورت یک کد منبع باز موجود است (McDonald and Harbaugh, 1988). برنامه MODFLOW از روش تفاضل محدود برای حل معادلات جریان آب زیرزمینی استفاده می‌کند و می‌تواند انواع مختلف آبخوان مانند آبخوان آزاد و تحت فشار را در شرایط ماندگار و غیرماندگار شبیه سازی کند. معادلهٔ دیفرانسیل جزئی سه بعدی برای جریان آب زیرزمینی در قالب معادله لاپلاس به صورت زیر بیان می‌شود (Todd and Mays, 2005):

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_{zz}\frac{\partial h}{\partial z}\right)+W=S_s\frac{\partial h}{\partial t} \quad (۱)$$

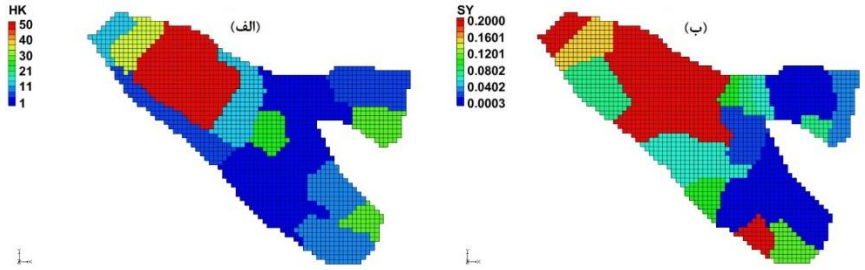
که در آن K_{xx}، K_{yy} و K_{zz} به ترتیب هدایت هیدرولیکی در جهات x، y و z هستند، h نشان دهنده بار هیدرولیکی (به عبارت دیگر تراز آب زیرزمینی) و W عبارت تغذیه یا تخلیه است. در سمت راست معادلهٔ (۱)، S_s نشان دهنده ضریب آبدهی (یا ذخیره) ویژه و t زمان است. لازم به ذکر است که یافتن جواب تحلیلی برای معادلهٔ (۱) در سیستم‌های پیچیده امکان‌پذیر نیست و بنابراین باید از روش‌های عددی برای حل این معادله استفاده کرد.

چندین نرم‌افزار برای مدل عددی MODFLOW توسعه داده شده است که از معروف‌ترین آن‌ها می‌توان به نرم افزارهای Visual MODFLOW، PMWIN و GMS اشاره کرد. در این تحقیق از نرم افزار GMS استفاده شده است. نرم‌افزار GMS ماژول‌های مختلفی دارد که می‌تواند فرمت‌های گوناگون داده‌های ورودی را بخواند. سپس برنامه MODFLOW برای اجرا فراخوانی می‌شود. در نهایت، خروجی‌های مدل یعنی بار (ارتفاع) هیدرولیکی و جریان آب زیرزمینی محاسبه‌شده و در قالبی کاربرپسند نشان داده می‌شوند.

اولین گام در مدل‌سازی با GMS ایجاد یک مدل مفهومی مناسب است. یک مدل مفهومی شامل شکل، نوع، ویژگی‌های هیدروژئولوژیکی، شرایط مرزی و غیره آبخوان است و برای درک رفتار مدل ضروری است. پس از این باید یک شبکه‌بندی برای روش تفاضل محدود ایجاد شود و سپس مدل MODFLOW اجرا و کالیبره شود. در مرحله کالیبره کردن، پارامترهای ورودی اصلاح شده و تغییر می‌کنند تا خطای مدل تا حد امکان کاهش یابد.



شکل ۲- شرایط مرزی، موقعیت پیزومترها، شبکه‌بندی و تراز آب اولیه مدل



شکل ۳- پهنه بندی اولیه پارامترهای هیدرودینامیکی (الف) HK افقی و (ب) S_y

شرایط مرزی آبخوان

آبخوان دشت قم یک آبخوان آزاد یک لایه است. مرزهای آبخوان در شکل ۲ نشان داده شده اند. مرزهای ورودی در شمال غرب، غرب و جنوب شرقی قرار دارند که با توجه به ییلان آب و خطوط هم پتانسیل، این مرزها به عنوان مرز با بار هیدرولیکی معین[1] در نظر گرفته شدند. تنها مرز خروجی آبخوان در شرق قرار دارد که به عنوان مرز با بار هیدرولیکی ویژه[2] در نظر گرفته شد. بقیه مرزها ارتباط ناچیزی با محیط پیرامون دارند و به عنوان مرزهای ناتراوا در نظر گرفته شدند.

پارامترهای هیدرودینامیکی آبخوان

مقادیر اولیه هدایت هیدرولیکی افقی (HK[3]) و آبدهی ویژهٔ (S_y) آبخوان قبلا توسط شرکت آب منطقه‌ای قم برآورد شده و در دسترس بود. (شرکت سهامی آب منطقه‌ای قم، ۱۳۹۲). در قسمت‌های غربی آبخوان، خاک نسبتاً شنی است، در حالی که در قسمت های شرقی، خاک رسی می‌شود. بنابراین از غرب به شرق مقدار S_y کاهش می‌یابد. این مقادیر اولیه به شکل چند ضلعی به مدل داده شد (شکل ۳(الف) و ۳(ب)). شایان ذکر است مقدار HK در حالت مدل ماندگار و مقدار S_y در حالت مدل غیرماندگار کالیبره می‌شوند.

تغذیه و تخلیه آبخوان

منابع تغذیهٔ آبخوان دشت قم، ورودی آب از مرزهای با بار هیدرولیکی معین در شمال و غرب آبخوان، نفوذ آب باران و نشت آب آبیاری و فاضلاب بوده، در حالی که تخلیهٔ آبخوان از طریق پمپاژ آب از چاه‌های بهره‌برداری صورت می‌گیرد. مقادیر و سری‌های زمانی تغذیه و تخلیه برای ورود به مدل به وسیلهٔ داده‌های دریافتی از شرکت آب منطقه‌ای قم تهیه شدند. پلان آبخوان بر اساس نقشهٔ کاربری اراضی به تعدادی چندضلعی تقسیم شد و برای هر چندضلعی، میانگین تغذیهٔ روزانه به مدل داده شد. برای وارد کردن میزان تخلیه، بر اساس ساختار نرم افزار GMS میانگین دبی ماهانهٔ چاه‌های بهره‌برداری محاسبه شده و به مدل وارد شد.

شبکه‌بندی آبخوان

پس از ساخت مدل مفهومی، شبکه‌بندی سطح آبخوان باید به گونه‌ای ایجاد شود که متناسب با مدل مفهومی باشد. از این

1- General head boundary
2- Constant head boundary
3- Horizontal K

شبکه‌بندی در روش تفاضل محدود استفاده می‌شود و بنابراین، تعداد سلول‌ها بر دقت و زمان اجرای مدل تأثیر می‌گذارد. شبکه‌بندی ایجاد شده در این تحقیق شامل ۵۶ ردیف و ۷۲ ستون است که بر اساس شکل آبخوان تعداد ۱۸۴۰ سلول مربعی فعال ۵۰۰*۵۰۰ متر را تشکیل می‌دهند (شکل ۲).

مدل‌سازی در حالت‌های ماندگار و غیرماندگار

در فرآیند مدل‌سازی آب زیرزمینی با نرم‌افزار GMS، حالت ماندگار برای اصلاح و کالیبره کردن مقادیر اولیه پارامترهای ورودی انجام می‌شود. در این مطالعه از تراز آب زیرزمینی میانگین سال آبی ۱۳۸۷-۱۳۸۶برای شبیه سازی حالت ماندگار استفاده شد که به عنوان بار هیدرولیکی اولیه در شکل ۲ نشان داده شده‌اند. علاوه بر داده‌های تراز آب زیرزمینی، میزان تغذیه و تخلیهٔ سال آبی ۱۳۸۷-۱۳۸۶ برای مدل حالت ماندگار تعریف شدند. در حالت غیرماندگار سری زمانی پارامترهای اشاره شده برای مدل تعریف می‌شوند. شایان ذکر است در این مقاله نتایج مدل‌سازی حالت غیرماندگار آورده نشده است.

کالیبره کردن مدل

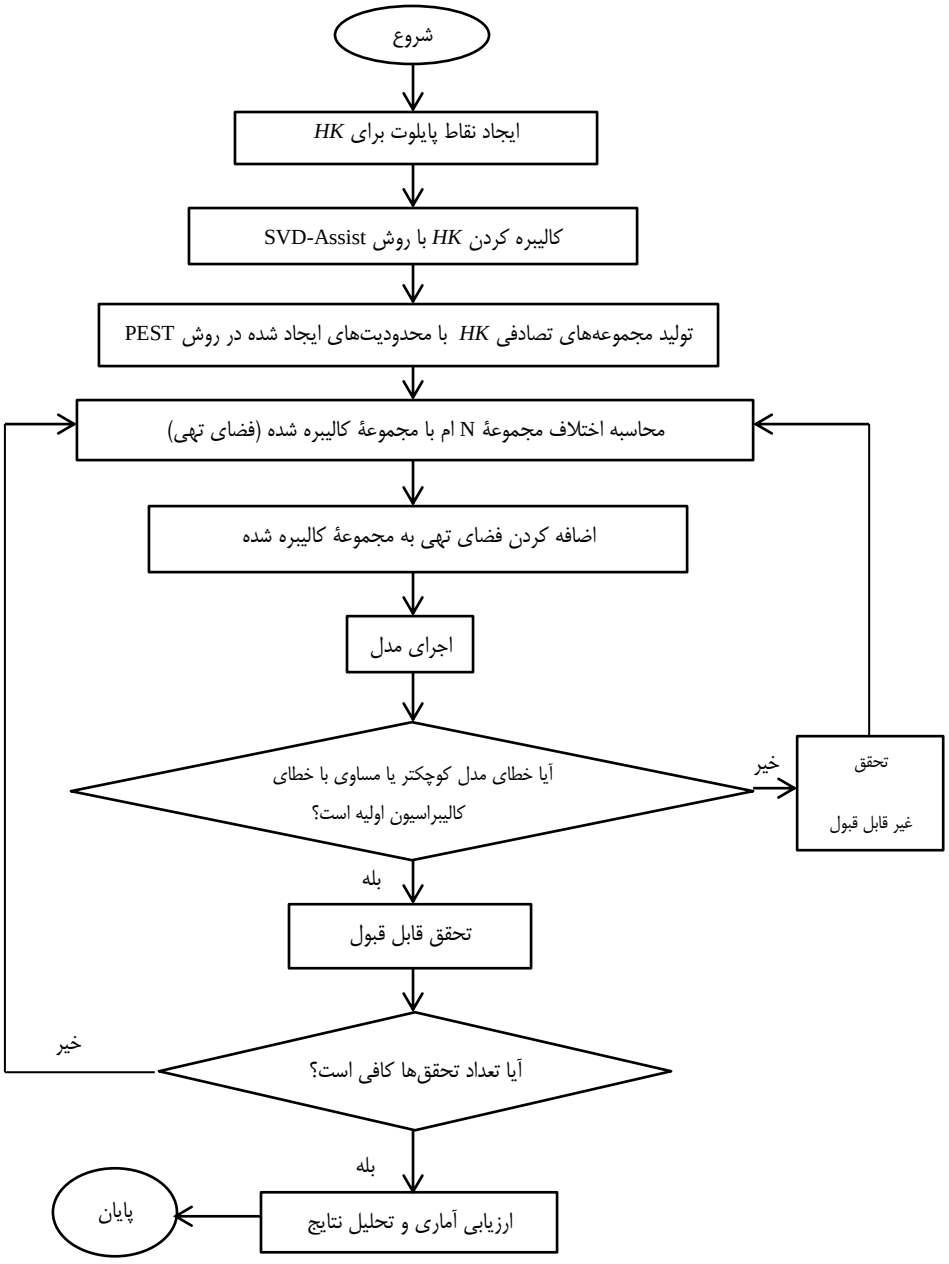
مرحله مهم بعدی کالیبره کردن مدل است. در این مرحله هدایت هیدرولیکی از پارامترهای مهمی است که باید اصلاح و کالیبره شود. علاوه بر این، بسیاری از ورودی‌های دیگر مدل مانند تغذیه و تخلیه را می‌توان به عنوان مقادیر نامشخص در نظر گرفت و کالیبره کرد. در این پژوهش و در حالت مدل‌سازی ماندگار، مقادیر هدایت هیدرولیکی، تغذیه و تخلیه دوباره برآورد شده و اصطلاحاً کالیبره شدند. ترازهای آب زیرزمینی ثبت شده از ۲۲ پیزومتر موجود در منطقه (شکل ۲) به عنوان داده‌های مشاهده شده برای مقایسه با نمونه‌های محاسبه شده توسط مدل استفاده شدند. فرآیند کالیبره کردن تا وقتی ادامه می‌یابد که تفاوت بین تراز آب زیرزمینی محاسبه شده و مشاهده شده به میزان قابل قبولی کاهش یابد. روش‌های مختلفی برای کالیبره کردن مدل MODFLOW وجود دارد. اولین و ساده‌ترین راه روش آزمون و خطا است که می‌توان از آن برای تنظیم دستی پارامترهای ورودی استفاده کرد. روش‌های دیگری نیز توسعه یافته‌اند که از تکنیک‌های ریاضی برای به حداقل رساندن خطای کالیبراسیون استفاده می‌کنند. روش تخمین پارامتر خودکار یا همان PEST که اولین بار توسط دوهرتی و همکاران توسعه یافت، یک روش شناخته شده است که به طور گسترده‌ای برای کالیبره کردن مدل MODFLOW استفاده می‌شود (Doherty et al., 1994). در بیشتر موارد، کالیبراسیون با روش PEST بسیار سریع انجام می‌شود. این روش در واقع یک مدل معکوس است که به طور خودکار پارامترهای مورد نظر را تخمین می‌زند. این مدل معکوس با استفاده از همان قواعد و روابط موجود مدل‌سازی، پارامترهای ورودی تعریف شده توسط کاربر را به گونه‌ای تنظیم می‌کند که تفاوت بین مقادیر شبیه‌سازی شده و مشاهده شده به حداقل برسد. در پژوهش حاضر ابتدا از روش آزمون و خطا با تغییر و اصلاح مقادیر هدایت هیدرولیکی، تغذیه و تخلیه برای کاهش هرچه بیشتر خطا استفاده شد. سپس از روش PEST برای کالیبراسیون خودکار پارامتر هدایت هیدرولیکی استفاده شد.

روش مونت کارلو با فضای تهی

روش مونت کارلو در واقع تکنیکی است که از طریق نمونه‌سازی آماری در بازه‌های مورد انتظار، پاسخ‌هایی را برای مسائل فراهم می‌کند که با بررسی این پاسخ‌ها و میزان درستی آن‌ها می‌توان به میزان قطعی بودن یا نبودن بودن نمونه‌ها پرداخت. مزیت اصلی این روش آن است که به راحتی قابل درک است و به فرضیات دشوار نیاز ندارد. مفهوم به کار بردن روش مونت کارلو در مدل‌سازی این است که یک مدل با بازه‌ای از پارامترها به تعداد دفعات زیادی اجرا شده و نتایج شبیه‌سازی شده و مشاهده شده با هم مقایسه شوند تا نحوه رفتار مدل در رابطه با عدم قطعیت پارامترها توصیف شود (Hamraz et al., 2015). به عبارت دیگر به کار بردن این روش در یک مدل به معنای توصیف کردن چگونگی انتشار عدم قطعیت‌های موجود در ورودی‌های مدل به عدم قطعیت خروجی‌های مدل است. این کار با تعیین ورودی‌ها به عنوان توزیع‌های احتمال (توابع توزیع احتمال پیشین) و به دست آوردن توزیع احتمال خروجی‌ها (توابع توزیع احتمال پسین) انجام می‌شود. مشخص است که اگر ورودی‌های توصیف کننده یک سامانه، غیرقطعی باشند، آن‌گاه پاسخ سامانه نیز الزاماً غیرقطعی است. به عبارت دیگر نتیجه هر گونه تحلیل مبتنی بر ورودی‌هایی که یک توزیع احتمال هستند، خود یک توزیع احتمال است. نتیجه شبیه‌سازی مونت کارلو یک احتمال است که به صورت کمی یا کیفی بیان می‌شود (Kroese et al., 2014). برای به کار بردن روش مونت کارلو، مدل به تعداد دفعات زیادی (به اندازه تعداد نمونه‌های تابع توزیع پیشین) اجرا می‌شود. به هر بار اجرای مدل یک تحقق[1] گفته می‌شود. برای هر تحقق، تمام پارامترهای غیرقطعی ورودی و خروجی نمونه‌برداری می‌شوند و در عین حال میزان خطای مدل محاسبه می‌شود. بنابراین تعداد زیادی نتیجه مستقل و جداگانه تولید می‌شود. در مرحله بعد آن دسته از تحقق‌هایی انتخاب می‌شوند که خطای مدل در آن‌ها از حد مشخصی کمتر است. پارامترهای مربوط به این دسته از تحقق‌ها خود یک توزیع احتمال هستند که با استفاده از آن می‌توان به توصیف عدم قطعیت مدل پرداخت. دقت شبیه‌سازی مونت کارلو تابعی از تعداد تحقق‌های مدل است و بازه اطمینان نتایج را می‌توان از روی تعداد تحقق‌ها به دست آورد.

1- Realization

روش مونت کارلو به صورت طبیعی روشی وقت‌گیر با حجم محاسبات بسیار زیاد است. روش مونت کارلو با فضای تهی از پارامترهای مجزا یا ترکیبی از پارامترها بهره می‌برد که هنگام کالیبره کردن مدل تأثیری بر خروجی مدل ندارند. بنابراین، این ترکیب پارامترها را می‌توان به هر مجموعه از پارامترهایی که مدل را کالیبره می‌کنند اضافه کرد و مجموعه دیگری از پارامترها را تولید کرد که آن‌ها نیز مدل را کالیبره می‌کنند. در این فرآیند ابتدا اختلاف بین هر مجموعه پارامتر و پارامتر کالیبره شده محاسبه می‌شود. سپس این اختلاف در فضای تهی کالیبراسیون قرار داده می‌شود و مجدداً به مجموعه پارامترهای کالیبراسیون اضافه می‌شود. اگر مدل خطی بود، و اگر اختلاف فاحشی بین نتایج فضای تهی و فضای راه حل وجود نداشت، هر مجموعه پارامتر جدیدی که به این روش به دست می آید، مدل را با تابع هدف یکسان با آنچه که با استفاده از مجموعه پارامترهای کالیبراسیون به دست می‌آمد، کالیبره می‌کند.

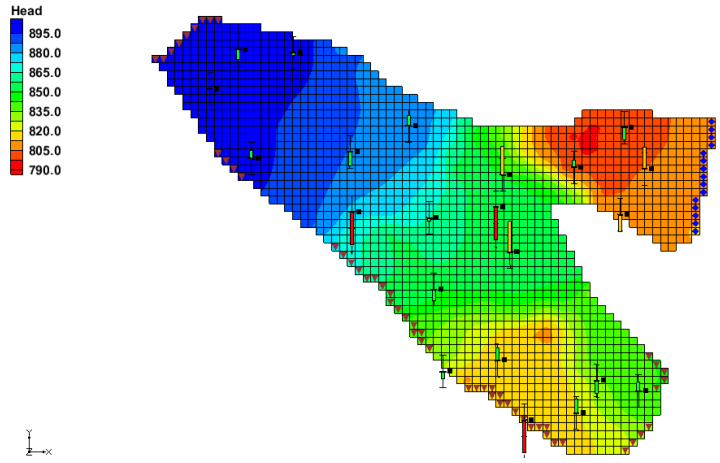


شکل ٤- فلوچارت مراحل اجرای روش مونت کارلو با فضای تهی

با این حال، همهٔ مجموعه پارامترهای تصادفی اصلاح شده با این روش منجر به مدل‌های کاملاً کالیبره شده نمی‌شوند، و بنابراین به منظور رعایت محدودیت‌های کالیبراسیون نیاز به تنظیم دارند. چنین تنظیمی از طریق تغییراتی که در فضای کالیبراسیون اولیه ایجاد می‌شود صورت می گیرد تا فضای تهی دست نخورده باقی بماند (GMS 10.1 Tutorial (a)). برای اجرای روش مونت کارلو با فضای تهی در نرم‌افزار GMS، مدل باید باروش SVD-Assist کالیبره شده باشد. روش SVD-Assist از نقاط پایلوتی که توسط کاربر تعریف می‌شود استفاده می‌کند و پارامتر مورد نظر را به صورت سلول به سلول برآورد می‌کند. شکل ۴ فلوچارت مراحل اجرای روش مونت کارلو با فضای تهی استفاده شده در این پژوهش را نشان می‌دهد.

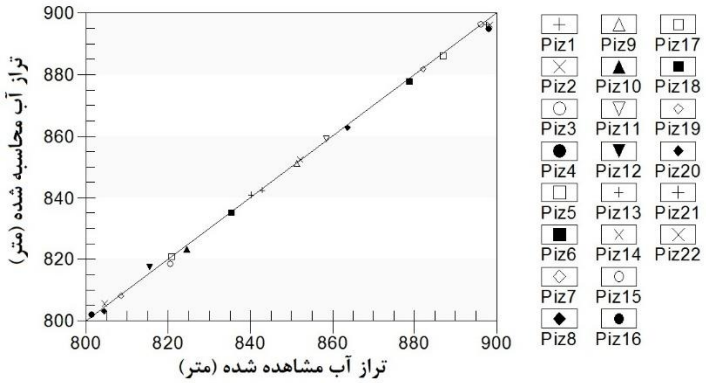
نتایج و بحث

پس از ساخت مدل مفهومی آبخوان قم، مدل MODFLOW در حالت ماندگار اجرا و کالیبره شد. در این حالت ابتدا مقادیر تغذیه، تخلیه و هدایت هیدرولیکی به روش سعی و خطا کالیبره شدند و سپس هدایت هیدرولیکی به روش PEST نیز کالیبره شد. برای این که که مقادیر کالیبره شده با داده‌های اندازه‌گیری شدهٔ میدان سازگار باشند، در روش PEST محدوده‌های قابل‌قبول برای هدایت هیدرولیکی انتخاب شدند. شکل ۵ بهترین نتیجه‌های به دست آمده برای پیزومترها را پس از کالیبره کردن مدل نشان می‌دهد. در مدل کالیبره شده میانگین خطای مدل (RMSE) برابر ۲/۹۵ متر و مجموع خطای تمام پیزومترها برابر ۱۹۱/۲۵ متر به دست آمد. با توجه به نتایج به دست آمده می‌توان گفت که این مدل نسبتا خوب کالیبره شده است. بیشتر ترازهای محاسبه شده در چاه‌های مشاهده‌ای در محدوده قابل قبولی هستند (رنگ سبز با خطای کمتر از یک متر). تعدادی از چاه‌های مشاهده‌ای دارای ترازهای خارج از محدوده قابل قبول (رنگ زرد با خطای از یک تا دو متر) هستند و سه چاه مشاهده‌ای دارای خطای قابل توجهی (رنگ قرمز با خطای بیشتر از دو متر) هستند (شکل ۵).



شکل ۵- مدل کالیبره شدهٔ MODFLOW برای آبخوان دشت قم

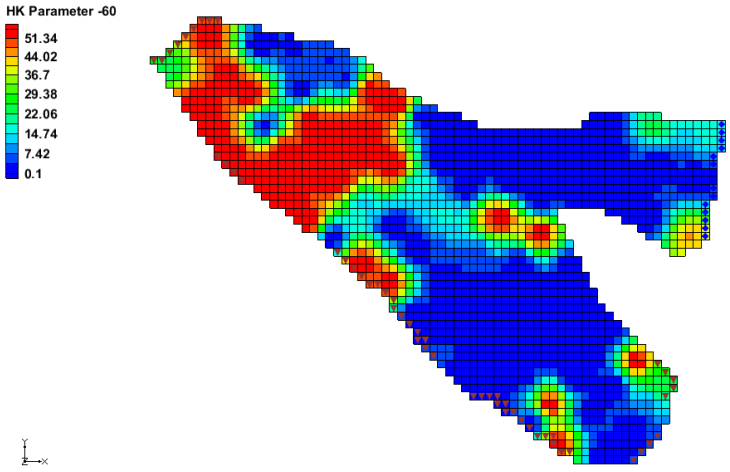
شکل ۶ نمودار مقایسه تراز آب مشاهده شده در مقابل تراز آب محاسبه شده توسط مدل را در محل پیزومترها نشان می‌دهد. با توجه به عدم قطعیت‌های ذاتی مدل‌های آب زیرزمینی، معمولاً همین که نقاط از خط نیم‌ساز محورهای افقی و عمودی نمودار شکل ۶ پیروی کنند، کفایت می‌کند. تلاش برای کالیبره کردن بیشتر مدل و کاهش خطا ممکن است اصلا میسر نباشد و یا این که باعث کالیبره شدن اشتباه مدل شود. همچنین ممکن است یک یا دو پیزومتر از مجموعه پیزومترها، خطای فاحشی نسبت به دیگر پیزومترها داشته باشند. در این صورت اگر از درست بودن ترازهای ثبت شده توسط آن پیزومتر خاص اطمینانی وجود نداشته باشد، بهترین راه حذف کردن آن است. حتی در صورت درست بودن داده‌ها، احتمال دارد شرایط هیدروژئولوژیکی قسمت کوچکی از آبخوان به دلایلی (مثلا وجود زه آب‌های کشاورزی یا شرایط خاص ژئوفیزیکی) با کل آبخوان متفاوت باشد و بنابراین استفاده از پیزومترهای موجود در آن قسمت، خطای زیادی را نشان دهد. در این پژوهش پیزومتر شمارهٔ ۱۰ چنین شرایطی داشت و در حالی دیگر پیزومترها با خطاهای معمولی کالیبره می‌شدند، این پیزومتر خطاهای فاحشی را در مدل نشان می‌داد. بنابراین پیزومتر شمارهٔ ۱۰ در کالیبره کردن اولیه از روند مدل‌سازی حذف شد.



شکل ٦- مقایسه تراز آب مشاهده شده و محاسبه شده پیزومترها در حالت ماندگار

شکل ۷ تخمین نهایی هدایت هیدرولیکی (*HK*) را نشان می‌دهد که با استفاده از روش PEST و با کمک روش SVD-Assist برای نقاط پایلوت آبخوان به دست آمده است. نقاط پایلوت مجموعه نقاطی پراکنده در سراسر آبخوان هستند که توسط کاربر تعریف شده و می‌توان از آن‌ها برای درون‌یابی مقدار یک پارامتر در پهنهٔ آبخوان (به جای استفاده از چندضلعی یا پلیگون) استفاده کرد. با اجرای روش SVD-Assist تنها پارامترهایی که بخشی از فرآیند جاری تخمین پارامتر هستند تجزیه و تحلیل می‌شوند و پارامترهایی را که به حل مشکل کمک نمی‌کنند حذف می‌شوند و در نتیجه حجم محاسبات کم می‌شود ((GMS 10.1 Tutorial (b)). مزیت دیگر استفاده از این روش این است که پارامتر مورد نظر به صورت سلول به سلول به دست می‌آید و دیگر، محدودیت اختصاص یک مقدار مشابه به هر یک از چندضلعی‌ها وجود ندارد. البته همان گونه که قبلا نیز اشاره شد، باید دقت کرد که بازه‌های تعریف شده برای پارامتر با اندازه‌گیری‌های میدانی سازگار باشد.

همان گونه که در شکل ۷ دیده می‌شود، مقادیر کالیبره شدهٔ *HK* با پهنه‌بندی اولیهٔ *HK* در شکل ۳(الف) متفاوت هستند. پهنه‌بندی اولیه مقدارهایی را به این پارامتر به صورت چندضلعی اختصاص می‌دهد که این کار با درون‌یابی و البته نظر مهندسی از مقدارهای اندازه‌گیری شده موجود، جنس مصالح آبخوان و غیره صورت می‌گیرد. در مرحلهٔ کالیبره کردن، پهنه‌بندی اولیه در بازه‌های مجاز تغییر می‌کند تا ترازهای آب محاسبه شده و مشاهده شده تا حد امکان به یکدیگر نزدیک شوند. هر چند اطمینانی از درستی مقدارهای *HK* بعد از کالیبره کردن نیز وجود ندارد ولی به هر حال می‌توان از آن به عنوان تخمینی از پارامتر برای اجرای مدل استفاده کرد.



شکل ۷- هدایت هیدرولیکی مدل کالیبره شده توسط روش SVD-Assist

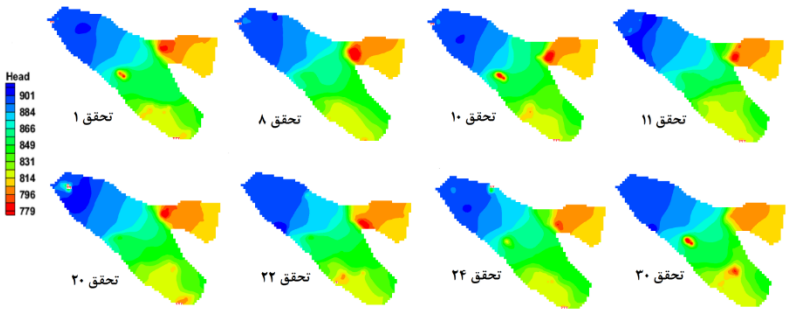
اکنون زمان آن است که عدم قطعیت مرتبط با هدایت هیدرولیکی یا همان *HK*، با روش مونت کارلو با فضای تهی بررسی شود. با توجه به این که مجموع کل خطاهای مدل کالیبره شده حدود ۱۹۱ متر بود، در این حالت مقدار خطای کل مدل برابر ۲۰۰ متر یا

کمتر در نظر گرفته می‌شود. این مقدار یعنی هر یک تحقق‌های روش مونت کارلو در صورتی که که خطای کل مدل ۲۰۰ متر یا کمتر باشد قابل قبول است. پس از اجرای روش مونت کارلو با فضای تهی پهنه‌های مختلفی از هدایت هیدرولیکی ایجاد می‌شود که مدل را با میزان خطاهای مختلف کالیبره می‌کنند. در این پژوهش، تعداد سی تحقق اجرا شد که پس از اتمام، در هشت مورد از آن‌ها خطا قابل قبول یعنی کمتر از ۲۰۰ متر بود (جدول ۱). در بیست و دو تحقق دیگر خطا غیرقابل قبول بود و بنابراین کنار گذاشته شدند.

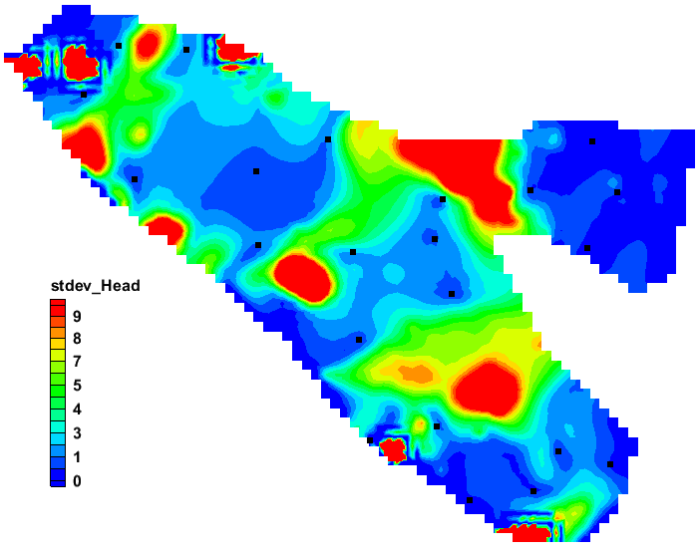
همان طور که در جدول ۱ مشاهده می‌شود، خطای مدل برای هر یک از این هشت تحقق کمتر از ۲۰۰ است. یعنی هر یک از این تحقق‌ها یا مدل‌های جدید تقریباً به همان سطح خطای مدل اصلی کالیبره شده‌اند. شکل ۸ تراز آب محاسبه شده توسط این تحقق‌ها و شکل ۹ انحراف معیار آن‌ها را نشان می‌دهند. با توجه به شکل‌های ۸ و ۹ مشاهده می‌شود که تراز آب محاسبه شده با هر تحقق تغییر می‌کند ولی مجموع خطای کل در محدوده قابل قبول باقی می‌ماند. در شکل ۹ مشاهده می‌شود که در نزدیکی پیزومترها که نقاط ثابت تراز در نظر گرفته می‌شوند انحراف معیار ناچیزی در ترازهای محاسبه شده وجود دارد؛ در حالی که در سایر نقاطی که مقادیر مشاهده‌شده وجود ندارند انحراف معیارهای بالای ۹ متر نیز دیده می‌شوند.

جدول ۱- تحقق‌های با خطای قابل قبول در روش مونت کارلو با فضای تهی.

شماره تحقق	خطای RMSE (متر)	خطای کل (متر)
۱	۲/۶۵	۱۵۴/۵۵
۸	۲/۹۶	۱۹۲/۳۶
۱۰	۲/۵۵	۱۴۲/۶۹
۱۱	۲/۷۹	۱۷۱/۱۴
۲۰	۲/۷۷	۱۶۸/۷۴
۲۲	۲/۲۵	۱۱۱/۶۸
۲۴	۲/۹۸	۱۹۵/۶۲
۳۰	۲/۷۰	۱۶۰/۰۷

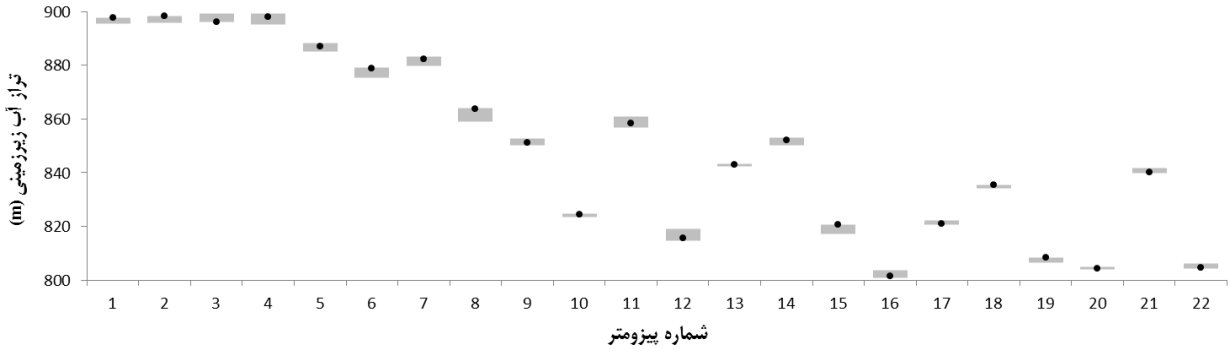


شکل ۸- ترازهای محاسبه شده از هشت تحقق قابل قبول روش مونت کارلو با فضای تهی



شکل ۹- انحراف معیار ترازهای محاسبه شده از تحقق‌های قابل قبول (نقاط تیره مکان پیزومترها هستند)

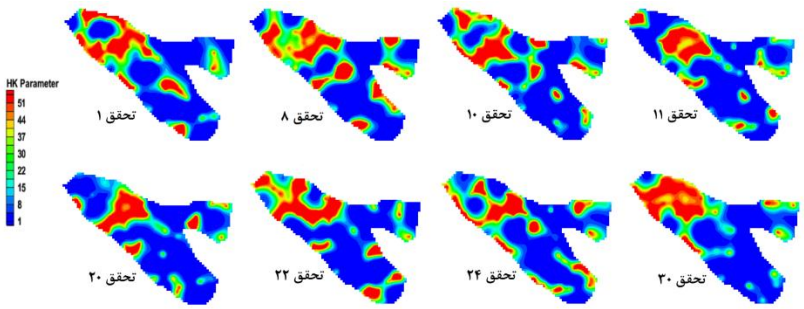
در شکل ۱۰ بازه‌های کمینه و بیشینه تراز آب زیرزمینی در هشت تحقق انجام شده به همراه مقدارهای مشاهده شده در محل پیزومترها ارائه شده است. ملاحظه می‌شود که در بیشتر پیزومترها بازه عدم قطعیت تراز آب زیرزمینی مقداری قابل قبول (در حدود خطای RMSE کل مدل) بوده و در تعداد کمی از آن‌ها مقدار این بازه بیشتر از ۳ متر است (بیشینه مقدار این بازه برابر ۵/۱۲ متر مربوط به پیزومتر شماره ۸ است). برنامه MODFLOW نقاط اندازه‌گیری شده را به عنوان نقاطی که تغییرات زیاد در آن‌ها مجاز نیست در نظر می‌گیرد و به همین دلیل در این نقاط عدم قطعیت کمتر از بقیه قسمت‌های آبخوان است، اگرچه در مدل ماندگار با ثابت گرفتن تراز آب زیرزمینی برای یک سال، عملاً و به صورت ناخواسته مقداری عدم قطعیت وارد مدل می‌شود که این عدم قطعیت ناشی از ساده‌سازی پدیده برای مدل‌سازی است. این ساده‌سازی احتمالا در محل‌هایی که در طول یک سال نوسان آب زیرزمینی بیشتری دارند، باعث عدم قطعیت بیشتری می‌شود.



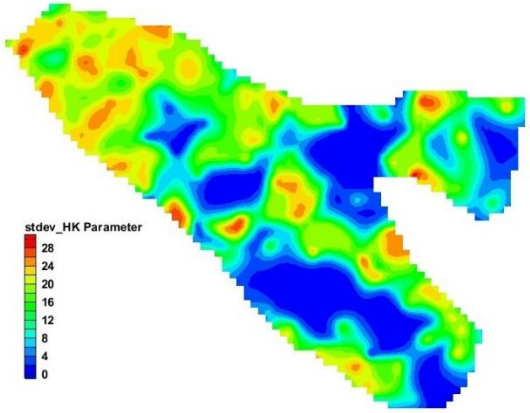
شکل ۱۰- بازه‌های کمینه و بیشینه تراز آب زیرزمینی در هشت تحقق انجام شده به همراه مقدارهای مشاهده شده در محل پیزومترها

شکل ۱۱ مقایسهٔ پهنه‌های مختلف *HK* را در هشت تحقق موجود نشان می‌دهد که با وجود توزیع‌های متفاوت همچنان مدل را کالیبره می‌کنند و در شکل ۱۲ انحراف معیار این پهنه‌ها ارائه شده است. همان طور که در شکل ۱۲ می‌توان مشاهده کرد، حداکثر مقدار انحراف معیار تحقق‌های انجام شده برای *HK* حدود ۲۸ متر در روز است. این بدان معناست که مناطق یا سلول‌هایی در این مدل وجود دارند که مقدار *HK* می‌تواند به طور قابل‌توجهی متفاوت باشد و با این حال مدل اجرا شده همچنان با مقادیر تراز اندازه‌گیری شده در میدان مطابقت کند و کالیبره باقی بماند.

با توجه به شکل ۱۲ می‌توان گفت در قسمت‌هایی از آبخوان که انحراف معیار پارامتر *HK* زیاد است (قسمت‌های قرمز و نارنجی رنگ)، این پارامتر عدم قطعیت بیشتری دارد. زیرا در این قسمت‌ها مقدار *HK* در بازهٔ بزرگتری تغییر کرده است. در مقابل قسمت‌هایی هم وجود دارند که انحراف معیاری کمتر از ۱ دارند (قسمت‌های آبی رنگ در مرکز، جنوب و شرق آبخوان). در این قسمت‌ها با توجه به بازهٔ کوچکی که *HK* در آن تغییر کرده است، عدم قطعیت این پارامتر کمتر بوده و با سطح اطمینان بیشتری می‌توان درباره مقدار آن اظهار نظر کرد.

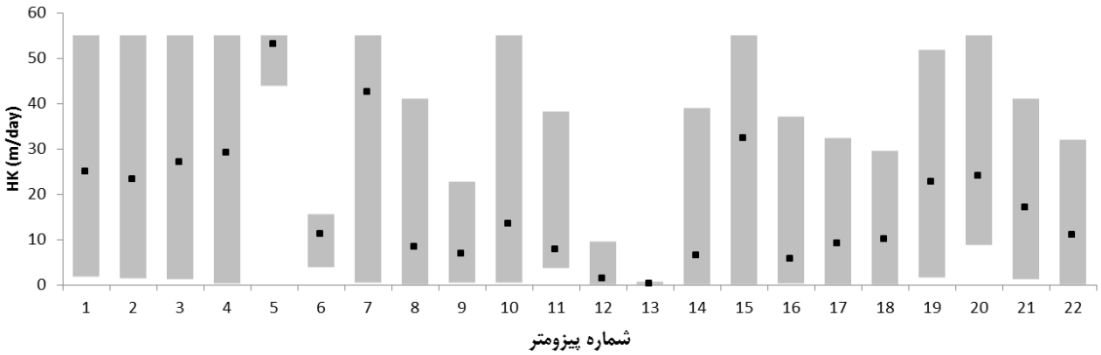


شکل ۱۱- پهنه‌های *HK* به دست آمده از روش مونت کارلو با فضای تهی که مدل را کالیبره می‌کنند



شکل ۱۲- انحراف معیار تحقق‌های مختلف *HK*

در شکل ۱۳ بازه‌های کمینه و بیشینهٔ مقدار *HK* در هشت تحقق انجام شده به همراه مقدار میانگین آن‌ها در محل پیزومترها ارائه شده است. به وضوح مشخص است که این بازه‌ها نسبت به بازه‌های مربوط به تراز آب زیرزمینی نشان داده شده در شکل ۱۰ بزرگتر هستند که این موضوع به دلیل عدم قطعیت بیشتر *HK* نسبت به تراز آب زیرزمینی است. حتی در محل پیزومترها که مقدار تراز آب زیرزمینی مقداری مشخص است، همچنان میزان عدم قطعیت *HK* بالا است و تفاوت محسوسی با دیگر نقاط که فاقد پیزومتر هستند، وجود ندارد. تنها در پیزومترهای شمارهٔ ۵، ۶، ۱۲ و به ویژه در پیزومتر شمارهٔ ۱۳ بازه عدم قطعیت *HK* کوچک است. این پیزومترها دقیقاً در محل‌هایی واقع شده‌اند که میزان انحراف معیار *HK* کوچک است (محل‌های آبی رنگ در شکل ۱۲) و با توجه به این که برای سایر پیزومترها چنین شرایطی در مدل به وجود نیامده است، نمی‌توان کوچک بودن بازهٔ عدم قطعیت در پیزومترهای اشاره شده را به مشخص بودن تراز آب زیرزمینی در آن‌ها مربوط دانست؛ بلکه احتمالا عوامل دیگری از جمله مدل مفهومی ساخته شده و شکل آبخوان در این خصوص تاثیرگذار بوده‌اند. بنابراین شاید بتوان نتیجه گرفت که افزایش تعداد پیزومترها کمکی به کاهش عدم قطعیت پارامتر *HK* نمی‌کند و در نتیجه اندازه گیری‌های بیشتر این پارامتر در نقاط مختلف آبخوان مورد نیاز است.



شکل ۱۳- بازه‌های کمینه و بیشینه HK در هشت تحقق انجام‌شده به همراه مقدارهای میانگین در محل پیزومترها

نتیجه‌گیری

این پژوهش برای بررسی عدم قطعیت پارامتر هدایت هیدرولیکی در مدل‌سازی آبخوان دشت قم انجام شد. با توجه به عدم قطعیت ذاتی هدایت هیدرولیکی بهتر است در مدل‌سازی به جای اتکا کردن به نتایج یک مدل کالیبره شده، به احتمال قطعی نبودن نتایج نیز پرداخته شود. در این پژوهش با استفاده از روش مونت کارلو با فضای تهی، هشت پهنهٔ مختلف دیگر از هدایت هیدرولیکی (علاوه بر پهنه اصلی) تولید شد که همگی مدل را با دقتی تقریباً برابر با مدل اصلی کالیبره می‌کردند. بررسی این پهنه‌ها نشان داد که در مدل‌سازی صورت گرفته، در بعضی از قسمت‌های آبخوان هدایت هیدرولیکی را می‌توان تا ۲۸ متر در روز تغییر داد در حالی که مدل همچنان با دقتی مشابه کالیبره شود. به عبارت دیگر عدم قطعیت پارامتر هدایت هیدرولیکی در این قسمت‌ها زیاد است. در قسمت‌های دیگری از

آبخوان انحراف از معیار هدایت هیدرولیکی زیر ۱ متر در روز بود و این یعنی مقدار آن در مدل زیاد قابل تغییر نیست و بنابراین عدم قطعیت این پارامتر در این قسمت‌ها کمتر است. در محل پیزومترها میزان عدم قطعیت هدایت هیدرولیکی تفاوت محسوسی با دیگر نقاط که فاقد پیزومتر بودند، نداشت. بنابراین احتمالا افزایش تعداد پیزومترها کمکی به کاهش عدم قطعیت پارامتر هدایت هیدرولیکی نمی‌کند و برای کاهش عدم قطعیت مدل اندازه گیری‌های بیشتر این پارامتر در نقاط مختلف آبخوان مورد نیاز است. از نتایج به دست آمده در این مطالعه می‌توان برای بررسی صحت و درک بهتر توزیع مکانی هدایت هیدرولیکی استفاده کرد. با استفاده از پهنه‌های به دست آمدهٔ هدایت هیدرولیکی همچنین می‌توان سناریوهای مختلفی برای آبخوان در نظر گرفت و از نتایج آن در شرایط گوناگون برای مدیریت بهتر آبخوان بهره برد. در پژوهش‌های آینده می‌توان تاثیر افزایش یا کاهش نقاط اندازه گیری شده شامل نقاط پیزومتری و نقاط معلوم هدایت هیدرولیکی را در میزان عدم قطعیت برآورد شده توسط روش مونت کارلو با فضای تهی، بررسی کرد. استفاده از روش‌های به کار رفته در این پژوهش در دیگر آبخوان‌ها با شرایط متفاوت، به تکمیل و به روز شدن نتایج این پژوهش کمک می‌کند. همچنین عدم قطعیت پارامترهای دیگر همانند ضریب ذخیره، تغذیه و تخلیه آبخوان را نیز می‌توان با روش‌های استفاده شده در این پژوهش بررسی و تحلیل کرد.

منابع

اداره کل هواشناسی استان قم، ۱۴۰۱. نمایه اقلیم استان قم. برگرفته از وب سایت <http:// http://www.ghommet.ir>.

رجایی، ط. و ابراهیمی، ه. ۱۳۹۴. کاربرد مدل شبکه عصبی- موجک برای پیش بینی ویژگی‌های غیرایستا و غیر خطی سری زمانی تراز آب زیرزمینی. پژوهش‌های حفاظت آب و خاک. ۲۲ (۵): ۱۱۵-۹۹.

شرکت سهامی آب منطقه‌ای قم، ۱۳۹۲. مطالعات نیمه تفصیلی منابع آب زیرزمینی محدوده مطالعاتی قم-کهک.

عابدینی، م.، ضیایی، ع.، ن.، شفیعی، م.، قهرمان، ب.، انصاری، ح. و مشکینی، ج. ۱۳۹۵. تحلیل عدم قطعیت در مدل سازی آب زیرزمینی با استفاده از روش GLUE (مطالعه موردی: دشت بجنورد). نشریه آبیاری و زهکشی ایران. ۶ (۱۰): ۷۶۹-۷۵۵.

کاهه، م.، جوادی، س. و روزبهانی، ع. ۱۳۹۷. تحلیل عدم‌قطعیت پارامتر هدایت هیدرولیکی در مدل MODFLOW توسط روش مونت‌کارلو و RPEM (مطالعه موردی: دشت علی آباد قم). تحقیقات منابع آب ایران. ۱۴ (۲): ۳۵-۲۳.

معصومی، ف.، نجارقابل، س. و صفرزاده، ا. ۱۴۰۰. کالیبراسیون خودکار مدل شبیه سازی آبهای زیرزمینی(Modflow) با الگوریتم غیرقطعی Sufi-II. نشریه مهندسی عمران امیرکبیر. ۵۳ (۴): ۱۶-۱۶.

نوروزی خطیری، خ.، نیک سخن، م. و سارنگ، ا. ۱۳۹۸. تحلیل عدم قطعیت مدل شبیه سازی-بهینه سازی آبخوان با استفاده از الگوریتم مونت کارلو (زنجیرهٔ مارکوف). اکوهیدرولوژی. ۶ (۱): ۱۵۱-۱۳۷.

همراز، ب.، اکبرپور، ا. و پوررضا بیلندی، م. ۱۳۹۴. تحلیل عدم قطعیت پارامتری مدل MODFLOW توسط روش GLUE (مطالعه موردی: دشت بیرجند). نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک. ۲۲ (۶): ۷۹-۶۱.

Abbaszadeh Shahri, A., Shan, C. and Larsson, S. 2022. A Novel Approach to Uncertainty Quantification in Groundwater Table Modeling by Automated Predictive Deep Learning. Natural Resources Research. 31: 1351–1373. https://doi.org/10.1007/s11053-022-10051-w

Cui, T., Sreekanth, J., Pickett, T., Rassam, D., Gilfedder, M. and Barrett, D. 2021. Impact of model parameterization on predictive uncertainty of regional groundwater models in the context of environmental impact assessment. Environmental Impact Assessment Review. 90: 106620. https://doi.org/10.1016/j.eiar.2021.106620

Diersch, H.J. 2005. FEFLOW: finite element subsurface flow and transport simulation system - user's manual. WASY GmbH, Berlin.

Doherty, J., Brebber, L. and Whyte, P. 1994. PEST: model independent parameter estimation. Watermark Numerical Computing, Australia.

Ebrahimi, H. and Rajaee, T. 2017. Simulation of groundwater level variations using wavelet combined with neural network, linear regression and support vector machine. Global and Planetary Change. 148: 181–191. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.11.014

Gibrilla, A., Anornu, G. and Adomako, D. 2018. Trend analysis and ARIMA modelling of recent groundwater levels in the White Volta River basin of Ghana. Groundwater for Sustainable Development. 6: 150–163. https://doi.org/10.1016/j.gsd.2017.12.006

GMS 10.1 Tutorial (a). MODFLOW – Stochastic Modeling, PEST Null Space Monte Carlo I. Retrieved from <https://www.aquaveo.com>.

GMS 10.1 Tutorial (b). MODFLOW – Advanced PEST. Retrieved from <https://www.aquaveo.com>.

Hamraz, B.S., Akbarpour, A., Pourreza Bilondi, M. and

flow model. USGS TWRI 586.

Mogaji, K.A., Lim, H.S. and Abdullah, K. 2015. Modeling of groundwater recharge using a multiple linear regression (MLR) recharge model developed from geophysical parameters: a case of groundwater resources management. Environmental Earth Sciences. 73: 1217–1230. https://doi.org/10.1007/s12665-014-3476-2

Rajaee, T. and Boroumand, A. 2015. Forecasting of chlorophyll-a concentrations in South San Francisco Bay using five different models. Applied Ocean Research. 53: 208–217. https://doi.org/ 10.1016/j.apor.2015.09.001

Rajaee, T., Ebrahimi, H. and Nourani, V. 2019. A review of the artificial intelligence methods in groundwater level modeling. Journal of Hydrology. 572: 336–351. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.12.037

Singh, A. 2014. Groundwater resources management through the applications of simulation modeling: A review. Science of the Total Environment. 499: 414–423. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.05.048

Todd, D.K. and Mays, L.W. 2005. Groundwater Hydrology, 3rd edition. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, NJ, USA.

Yeh, H.D. and Chang, Y.C. 2013. Recent advances in modeling of well hydraulics. Advances in Water Resources. 51: 27–51. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.03.006

Yin, J., Tsai, F., and Kao, S. 2021. Accounting for uncertainty in complex alluvial aquifer modeling by Bayesian multi-model approach. Journal of Hydrology. 601: 126682. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126682

Zhou, Y. and Li, W. 2011. A review of regional groundwater flow modeling. Geoscience Frontiers. 2 (2): 205–214. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.03.003

Sadeghi Tabas, S. 2015. On the assessment of ground water parameter uncertainty over an arid aquifer. Arabian Journal of Geosciences. 8 (12): 10759–10773. https://doi.org/10.1007/s12517-015-1935-z

Hemker, K. and Bakker, M. 2006. Analytical solutions for whirling groundwater flow in two dimensional heterogeneous anisotropic aquifers. Water Resources Research. 42 (12): 1–12. https://doi.org/10.1029/2006WR004901

Jomehpour, M. 2009. Qanat irrigation systems as important and ingenious agricultural heritage: case study of the qanats of Kashan, Iran. International Journal of Environmental Studies. 66 (3): 297–315. https://doi.org/10.1080/00207230902752629

Karimi, L., Motagh, M. and Entezam, I. 2019. Modeling groundwater level fluctuations in Tehran aquifer: Results from a 3D unconfined aquifer model. Groundwater for Sustainable Development. 8: 439–449. https://doi.org/10.1016/j.gsd.2019.01.003

Kroese, D.P., Brereton, T., Taimre, T. and Botev, Z.I. 2014. Why the Monte Carlo method is so important today. WIREs Computational Statistics. 6 (6): 386–392. https://doi.org/10.1002/wics.1314

Lykkegaard, M.B., Dodwell, T.J. and Moxey, D. 2021. Accelerating uncertainty quantification of groundwater flow modelling using a deep neural network proxy. Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering. 383: 113895. https://doi.org/10.1016/j.cma.2021.113895

Masoumi, F., Najjar-Ghabel, S., Safarzadeh, A. and Sadaghat, B. 2020 Automatic calibration of the groundwater simulation model with high parameter dimensionality using sequential uncertainty fitting approach. Water Supply. 20: 3487–3501. https://doi.org/10.2166/ws.2020.241

McDonald, M.G. and Harbaugh, A.W. 1988. A modular three-dimensional finite-difference ground-water

Iranian Journal of Irrigation and Drainage
No.4, Vol. 16, Oct.-Nov. 2022, p. 863-877

نشریه آبیاری و زهکشی ایران
شماره۴، جلد ۱۶، مهر - آبان ۱۴۰۱، ص. ۸۷۷-۸۶۳

Uncertainty Analysis of Hydraulic Conductivity Parameter in Groundwater Modeling Using null Space Monte Carlo Method

H. Ebrahimi*[1], T. Rajaee[2], V. Nourani[3]
Recived: Jun.30, 2022 Accepted: Aug.22, 2022

Abstract:

In groundwater modeling, to input the hydraulic conductivity parameter, the aquifer is usually divided into some zones and for each zone a value is considered for this parameter. However, the field measurements of this parameter are performed only in some places, and therefore its generalization to other areas is associated with uncertainty. The aim of this study was to investigate the uncertainty of the hydraulic conductivity parameter in modeling the aquifer of Qom plain. For this purpose, using the MODFLOW groundwater model, the model of this aquifer was constructed and calibrated in a steady state simulation with a value of RMSE = 2.95 m for computed groundwater levels. Then the model was run using Null Space Monte Carlo to identify areas of hydraulic conductivity that calibrate the model with the same error rate as the original model. The results showed that there are eight other different zones of hydraulic conductivity that if used, the model will still be calibrated with the same error rate. The highest standard deviation of the hydraulic conductivity parameter for these eight zones was about 28 meters per day in the central and northern areas of the aquifer and the lowest standard deviation was less than 1 meter per day that occurred in the southern and eastern areas of the aquifer. This means high uncertainty of the hydraulic conductivity parameter in the central and northern areas and less uncertainty in the southern and eastern areas. Given that no significant relationship was found between the amount of uncertainties of hydraulic conductivity and the location of piezometers, so it can be concluded that increasing the number of piezometers in the model does not help to reduce the uncertainties of the hydraulic conductivity parameter and therefore more measurements of this parameter in different parts of the aquifer is needed.

Keywords: Groundwater model, Hydraulic conductivity, MODFLOW, Monte Carlo method, Null Space, Uncertainty

1- PhD. Student in Civil Engineering, Department of Civil Engineering, University of Qom, Qom, Iran
2- Professor, Department of Civil Engineering, University of Qom, Qom, Iran
3- Professor, Department of Water Resources Engineering, Faculty of Civil Engineering, University of Tabriz, Tabriz, Iran
(* Corresponding Author Email: hadi_e1360@yahoo.com)