

بررسی اثر نوسانات سطح آبخوان لنجان‌ات بر دبی رودخانه زاینده‌رود

عبداله طاهری تیزرو^{۱*}، پورشاد اعتزازی^۲، صفر معروفی^۳ و روژین فصیحی^۴

۱- دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

۲- کارشناس‌ارشد مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

۳- استاد گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

۴- دانشجوی دکترا، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

نویسنده مسئول: ttizro@basu.ac.ir*

نوع مقاله: پژوهشی

پذیرش: ۱۴۰۰/۶/۱۴

دریافت: ۱۴۰۰/۳/۱

چکیده

شبیه‌سازی عددی جریان آب‌های زیرزمینی به دلیل تخمین پارامترهای هیدرولیکی و هیدرولوژیکی ابزاری مهم برای مدیریت منابع آب آبخوان‌ها می‌باشد. در این تحقیق نتایج حاصل از یک مدل ریاضی شبیه‌سازی جریان آب‌های زیرزمینی در آبخوان دشت لنجان‌ات واقع در استان اصفهان بررسی گردید. برای انجام این کار از کد عددی MODFLOW-2000 که در قالب نرم‌افزار مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی (GMS) قرار گرفته است، استفاده شد. پس از جمع‌آوری اطلاعات مورد نیاز (زمین‌شناسی، هیدرولوژیکی، هیدروژئولوژیکی و نقشه‌های توپوگرافی) ابتدا مدل سه‌بعدی هیدروژئولوژیکی دشت با استفاده از لاگ چاه‌های منطقه و اطلاعات ارتفاعی لایه سطحی دشت تهیه شد و سپس MODFLOW برای شبیه‌سازی جریان مورد استفاده قرار گرفت. پس از شبیه‌سازی اولیه جریان، مدل با استفاده از سعی و خطا و روش تخمین پارامتر و اطلاعات تراز آب چاه‌های منطقه برای حالت پایدار و ناپایدار واسنجی گردید. نتایج حاصل از واسنجی مدل در حالت پایدار برای سال ۱۳۷۴ مقادیر ریشه مربع میانگین خطا، میانگین خطای مطلق و میانگین خطا به ترتیب ۱۷/۴۱، ۱۵/۲۲ و ۰/۶- متر بدست آمد و واسنجی مدل در حالت جریان ناپایدار برای فواصل سال‌های ۱۳۷۴ تا ۱۳۹۱ با روش سعی و خطا برای رسیدن به بهترین نتیجه میان تراز مشاهده شده روزانه و تراز محاسبه شده انجام شد. مقادیر ریشه مربع میانگین خطا و میانگین خطا به ترتیب با مقادیری برابر با ۲۶/۲۹ و ۸/۴۳- متر نشان‌دهنده دقت نسبتاً خوب مدل می‌باشد. بعد از انجام واسنجی مقدار تغذیه ۰/۰۰۳۲۱ متر در روز بدست آمد که این مقدار ۱/۹۸ برابر مقدار تغذیه ورودی برای مدل می‌باشد. مقدار هدایت هیدرولیکی افقی لایه‌های ماسه، سلیت و ماسه، شن نیز به ترتیب ۲۸/۵۷ و ۴۰/۴ متر در روز بدست آمد. نتایج بررسی نوسانات دبی رودخانه و تراز آب چاه‌های منطقه نشان می‌دهد که تغییرات تراز آب‌های زیرزمینی بر دبی رودخانه زاینده‌رود تأثیرگذار می‌باشند. پیش‌بینی تراز سطح آب‌زیرزمینی در ۱۵ سال آینده نشان می‌دهد که سطح آب‌های زیرزمینی در منطقه بشدت کاهش می‌یابد.

واژه‌های کلیدی: جریان آب‌های زیرزمینی، MODFLOW، GMS، شرایط پایدار و ناپایدار، دبی رودخانه زاینده‌رود

پیشگفتار

استفاده فراوانی در سرتاسر جهان برای شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی (رجانی و همکاران، ۲۰۰۸؛ میتلستت و همکاران، ۲۰۱۱؛ السلا و همکاران، ۲۰۱۱)، مدیریت سطح آب زیرزمینی و استخراج آن (لیو و همکاران، ۲۰۱۰، لیو و همکاران، ۲۰۰۶) است. مدل MODFLOW شبیه‌ساز سه‌بعدی جریان آب زیرزمینی از طریق روش عددی تفاضلات محدود^۱ بوده و قادر است که جریان آب زیرزمینی را تحت شرایط پیچیده هیدرولیکی و با فرآیندهای گوناگون هیدرولوژیکی شبیه‌سازی نماید. خصوصیات نظیر انعطاف‌پذیری در ساختار شبیه‌سازی MODFLOW،

مدل‌سازی آب زیرزمینی در سال‌های اخیر به عنوان ابزاری قدرتمند در بحث‌های مدیریتی مطرح شده و در بهینه‌سازی مصرف و پیش‌بینی منابع آب زیرزمینی، به کمک مدیران و برنامه‌ریزان شتافته است (ژو و لی، ۲۰۱۱؛ جوسرت و همکاران، ۲۰۰۹؛ لاروک و همکاران، ۲۰۰۸). در سال‌های اخیر مدل‌های زیادی برای جریان در محیط‌های متخلخل، با موفقیت توسعه یافته‌اند (رجلی و همکاران، ۲۰۰۳). مدل عددی جریان آب زیرزمینی، MODFLOW، (مک‌دونالد و هارباگ، ۱۹۹۸) دارای

¹ three-dimensional finite difference groundwater flow model

بیات ورکشی و همکاران (۱۳۹۷) جریان آب زیرزمینی آبخوان دشت همدان بهار را به کمک مدل GMS، کد MODFLOW شبیه‌سازی نمودند حاصل پژوهش نشان داد که اختلاف سطح آب شبیه‌سازی شده و مشاهده شده در بازه قابل قبول است و انتقال جریان از مرز آبخوان به سمت خروجی و مرکز است. ضیائی و همکاران (۱۳۹۵) دشت بجنورد را به کمک نرم‌افزار GMS کد MODFLOW شبیه‌سازی نمودند نتایج این مدل‌سازی نشان می‌دهد با کامل نشدن شبکه فاضلاب شهری سطح آب زیرزمینی در چند سال آینده بالا آمده و بخش وسیعی از شهر مستغرق می‌شود. عشرتی (۱۳۹۴) دشت قاین را با استفاده از نرم‌افزار GMS کد MODFLOW شبیه‌سازی کرد نتایج حاصل از آنالیز حساسیت نشان داد که مدل نسبت به تغییرات پمپاژ از چاه‌ها از حساسیت بیش‌تری برخوردار است و کاهش برداشت به میزان ۱۵ و ۲۵ درصد موجب بالا آمدن سطح ایستابی به ترتیب به اندازه ۲/۵ و ۹/۴ متر خواهد شد.

هدف از مطالعه حاضر، بررسی اثرات نوسانات آب زیرزمینی دشت لنجانان بر دبی رودخانه زاینده‌رود به منظور شناخت عوامل تاثیرگذار بر کاهش دبی رودخانه و نوسانات آب زیرزمینی با استفاده از کد MODFLOW تحت نرم‌افزار GMS می‌باشد. در راستای حصول به این هدف، اهداف اختصاصی زیر مورد پژوهش قرار خواهد گرفت:

- ۱- ارزیابی وضع موجود آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه.
- ۲- استفاده از مدل MODFLOW در قالب نرم‌افزار GMS به منظور مدل‌سازی رفتار آب زیرزمینی منطقه.
- ۳- مشخص نمودن عوامل تاثیرگذار بر کاهش دبی رودخانه زاینده‌رود.

مواد و روش‌ها

حوضه تلفیق گاوخونی از نظر بررسی‌های آب زیرزمینی به ۲۱ محدوده مطالعاتی تقسیم شده که محدوده مطالعاتی لنجانان در ناحیه میانی حوضه آبریز و استان اصفهان واقع شده است. این محدوده مطالعاتی شامل یک دشت اصلی حاوی آبخوان آبرفتی بوده و تعدادی پهنه‌های آبرفتی کوچک نیز در حاشیه دره‌ها ایجاد شده که فاقد آبخوان

پوشش کامل فرآیندهای هیدروژئولوژیکی و دسترسی آسان برای عموم، سبب استفاده گسترده از آن در سرتاسر جهان شده است (ژو و لی، ۲۰۱۱). فریز و ویتراسیون (۱۹۶۸) نخستین کسانی بودند که از مدل‌های عددی برای شبیه‌سازی الگوهای منطقه‌ای جریان در شرایط ماندگار، در سیستم‌های لایه‌های آبدار چندلایه فرضی، استفاده نمودند. خدروی و پنده (۲۰۱۶) حوضه رودخانه ماهش در هند را به کمک نرم‌افزار GMS کد MODFLOW شبیه‌سازی نمودند و سطح آب زیرزمینی را برای ادوار آینده پیش‌بینی کردند. غدیر و همکاران (۲۰۱۶) با استفاده از MODFLOW دره آبرفتی اسماعیل خان در پاکستان را شبیه‌سازی کردند و مقدار تغذیه ورودی و خروجی آبخوان و سطح آب زیرزمینی و خروجی آبخوان را بررسی کردند و افت تدریجی را تا سال ۲۰۲۰ ارائه نمودند. کیو و همکاران (۲۰۱۵) به کمک نرم‌افزار GMS حوضه دره رودخانه جیلین^۲ در چین را شبیه‌سازی کردند طبق نتایج آنان مقدار برداشت از منطقه بیش از تغذیه می‌باشد. کاظمی و همکاران (۲۰۱۵) سطح ایستابی آبخوان دشت دامغان را با نرم‌افزار GMS و GEP مدل کردند نتایج آنان حاکی از آن بود که سطح ایستابی دشت دامغان با کاهش مواجه خواهد شد و فرونشست زمین تشدید می‌گردد بنابراین، نیازمند کاهش پمپاژ آب‌های زیرزمینی در مناطق پرخطر است. موهانتی و همکاران (۲۰۱۳) در مطالعه‌ای به ارزیابی عملکرد مدل MODFLOW و شبکه عصبی مصنوعی به منظور شبیه‌سازی سطوح آب زیرزمینی در سیستم آبخوان آبرفتی پرداختند. سطوح آب زیرزمینی شبیه‌سازی شده توسط MODFLOW و ANN با سطوح مشاهداتی مقایسه گردیدند. نتایج نشان داد که ANN پیش‌بینی بهتری از سطوح آب زیرزمینی برای دوره‌های زمانی کوتاه نسبت به مدل عددی تولید می‌کند. طاهری تیزرو و همکاران (۲۰۱۱) از مدل MODFLOW برای پیش‌بینی واکنش آبخوان حوضه بهار استان همدان به تغذیه مصنوعی انجام شده از طریق سازه تغذیه‌ای^۳ و ۱۳ چاه حفر شده، در دو حالت ماندگار^۳ و غیرماندگار^۴ و تحت دو سناریوی متفاوت، استفاده نمودند، نتایج این مطالعه نشان داد که احداث سازه‌های تغذیه مصنوعی در مدیریت آب زیرزمینی، در بخش‌هایی از دشت بهار مفید خواهد بود.

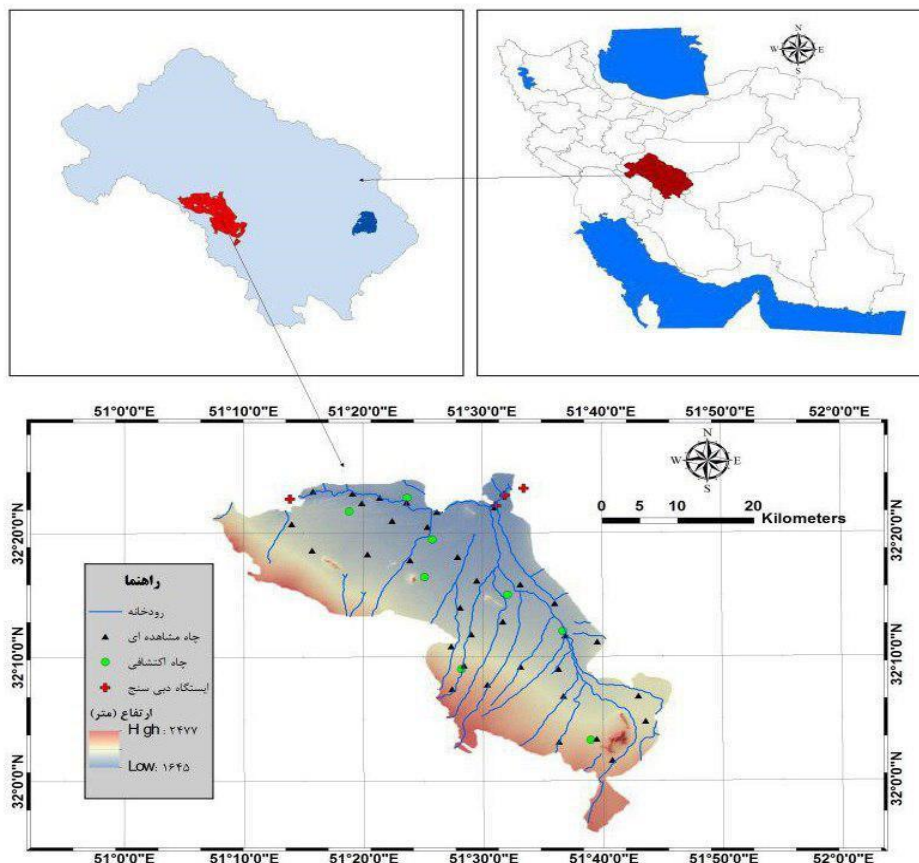
⁴ transient state

² Jilin

³ steady state

راندگی) و شمال خاوری آن، همراه با چندین گسل موازی ایجاد کرده است. سازندهای زمین‌شناسی زیر حوضه لنجان‌ات مربوط به دوره‌های پرمین تا عهد حاضر هستند (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۹۷۶) و مهم‌ترین رخنمون‌های آن شیل‌های ژوراسیک و به صورت گسترده سنگ‌آهک سستبر لایه کرتاسه پایین است. مشخصات ایستگاه‌های هیدرومتری مربوط به محدوده مطالعاتی لنجان‌ات در جدول ۱ نشان داده شده است. در این جدول علاوه بر ارائه مختصات جغرافیایی و سال تاسیس، تجهیزات نصب شده بر روی این ایستگاه‌ها نیز ارائه شده است. در تجهیزات نصب شده اشل عمومیت داشته و دستگاه سطح‌سنج مکانیکی (لیمینگراف) و پل اندازه‌گیری (تلفریک) در برخی از ایستگاه‌ها جهت افزایش دقت دیده می‌شود.

می‌باشند. وسعت کل محدوده مطالعاتی ۳۳۸۱ کیلومترمربع است که ۱۷۲۴/۴ کیلومترمربع آن را ارتفاعات و آبخوان ۱۶۵۶/۶ کیلومتر آن را دشت تشکیل می‌دهد و آبرفتی ۱۴۴۶/۳ کیلومترمربع از دشت را شامل می‌شود. بلندترین نقطه محدوده برابر ۳۰۸۵ متر از سطح دریا در ارتفاعات جنوب باختری و کمترین آن برابر ۱۶۴۰ متر از سطح دریا در شمال خاوری (حاشیه زاینده رود) قرار دارد. شکل ۱ نشان‌دهنده موقعیت این دشت در حوضه آبریز گاوخونی است. براساس ویژگی‌های ساختاری-رسوبی، منطقه لنجان‌ات در زون سندج-سیرجان واقع است (آقنابتی، ۱۳۸۴). دشت لنجان‌ات در محل محور تاقدیس مرکب فرسایش یافته‌ای با روند شمال باختر قرار دارد که مجاورت آن با زیرپهنه راندگی‌های زاگرس، دو گسل مهم هم روند (شمال باختر) در یال جنوب باختری (به صورت



شکل ۱. موقعیت دشت لنجان‌ات در حوضه آبریز گاوخونی

چاه اکتشافی با مجموع عمق ۵۳۵/۴ متر حفر شده که در ۵ حلقه آن‌ها آزمایش پمپاژ انجام گردیده است. در این مطالعه برای محاسبه تقریبی تغذیه به آب‌های زیرزمینی از اطلاعات روزانه تخییر ثبت شده در ۱۶

شبکه چاه‌های مشاهده‌ای که بر روی نقشه شکل ۱ نشان داده شده است به منظور اندازه‌گیری تغییرات سطح آب زیرزمینی با حفر ۴۲ حلقه چاه مشاهده‌ای ایجاد شده که تقریباً پوشش دهنده کل آبخوان می‌باشد. ضمناً ۷ حلقه

از روش بیلان آب ارائه شده توسط تورنت وایت و متر (۱۹۵۷) استفاده شد (جدول ۲). با توجه به این جدول مقدار تغذیه فقط در ماه‌های دی و بهمن اتفاق می‌افتد که میزان بارش بیشتر از تبخیر است. بنابراین بر اساس اعداد فزونی بارش نسبت به تبخیر در این دو ماه مقدار تغذیه به آب‌های زیرزمینی ۰/۰۰۱۶۲ میلی‌متر در روز بدست آمد که به عنوان ورودی به مدل وارد شد.

ایستگاه تبخیرسنجی و اطلاعات روزانه بارش ثبت شده در ایستگاه سینوپتیک زرینه شهر استفاده شد. برای سهولت انجام محاسبات از مقدار رواناب ناشی از بارش در سطح حوضه و تغییرات ذخیره رطوبتی خاک در منطقه صرف‌نظر شد. با توجه به اطلاعات موجود و محاسبات انجام شده میزان متوسط تبخیر روزانه در سطح منطقه ۴/۹۴ میلی‌متر در روز می‌باشد. برای محاسبه تغذیه به آب‌های زیرزمینی

جدول ۱. مشخصات ایستگاه‌های هیدرومتری مربوط به محدوده مطالعاتی لنجان

تجهیزات	مساحت حوضه (کیلومتر مربع)	تاریخ تاسیس	مشخصات جغرافیایی			ایستگاه	رودخانه
			ارتفاع (متر)	عرض	طول		
تلفریک	5664	1328	1750	32°22' - 46"	51°13' 46"	پل کله	زاینده رود
لیمینگراف	90	1372	2288	31°53' 23"	51°28' 14'	تنگ همگین	شور
اشل	8322	1359	1672	32°23' 32"	51°33' 49"	نکو آباد (النج)	زاینده رود
	6626	1328	1650	32°20' 20"	51°28' 20"	مزرعه زاینده رود	زاینده رود
	--	1381	1680	32°22' 24"	51°31' 11"	دیزچه	زاینده رود

جدول ۲. فرآیند محاسبه بیلان آب توسط روش تورنت وایت

پارامتر (میلی‌متر)	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	جمع
بارش	22.65	31.50	27.42	28.45	28.50	44.81	56.82	41.20	11.64	6.57	4.04	4.93	308.53
تبخیر پتانسیل	152.53	85.94	39.67	23.60	28.48	64.44	118.72	191.86	261.81	298.64	286.47	228.39	1780.55
بارش - تبخیر	-129.88	-54.44	-12.25	4.85	0.02	-19.64	-61.90	-150.66	-250.17	-292.07	-282.44	-223.46	-1472.04
تبخیر واقعی	22.65	31.50	27.42	23.60	28.48	44.81	56.82	41.20	11.64	6.57	4.04	4.93	303.66
کمبود بارش	129.88	54.44	12.25	4.85	0.02	19.64	61.90	150.66	250.17	292.07	282.44	223.46	1481.78
نسبت به تبخیر													
نسبت به تبخیر	0.00	0.00	0.00	4.85	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.87

که در این معادله k_{xx} , k_{yy} و k_{zz} به ترتیب هدایت هیدرولیکی در جهات x , y و z (LT^{-1}) و h تراز پیزومتریک (L) می‌باشد.

جریان آب‌های زیرزمینی در دشت توسط کد عددی MODFLOW-2000 شبیه‌سازی شد. MODFLOW به مدت ۲۰ سال توسط محققان در مسائل مربوط به آب‌های زیرزمینی مورد استفاده قرار گرفته است. در MODFLOW فرض می‌شود چگالی آب ثابت بوده و آب

در سه جهت X و Y و Z می‌تواند حرکت کند و شرایط

توسعه مدل عددی برای شبیه‌سازی جریان آب‌های زیرزمینی

مدل جریان در آب‌های زیرزمینی با چگالی ثابت و مواد متخلخل با شرایط متعادل توسط معادله دیفرانسیل جزئی (معادله زیر) نمایش داده می‌شود (مک‌دونالد و هارباگ، ۱۹۸۸).

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0$$

هیدروژئولوژیکی با ضخامت تقریبی ۴۰۰ متر بر روی سنگ بستر ایجاد شد. ابتدا اطلاعات لوگ چاه‌ها وارد GIS شد و لوگ هر چاه به طور جداگانه بر روی نقشه مشخص شد و لایه‌های با جنس مشابه توسط رسم مقطع میان آن‌ها به یکدیگر وصل شدند. شکل ۲ (الف و ب) لاگ چاه‌ها و مقاطع ترسیمی میان آن‌ها را نشان می‌دهد.

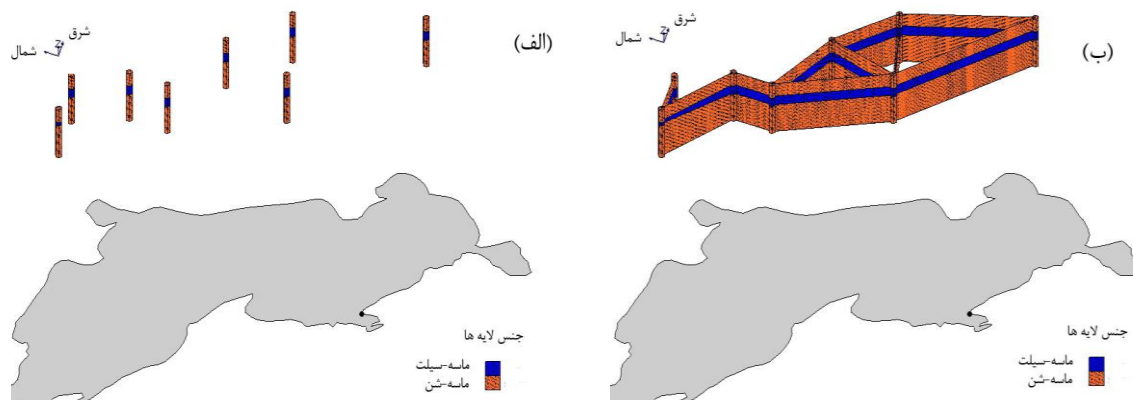
در مرحله بعد با استفاده از این اطلاعات مدل سه‌بعدی زمین‌شناسی دشت تهیه گردید (شکل ۳). هدف از ترسیم مدل زمین‌شناسی این است که پارامترهای هیدرولیکی نظیر هدایت هیدرولیکی، تخلخل و غیره به طور مستقیم در آن وارد شده و در مراحل شبیه‌سازی جریان توسط MODFLOW به شبکه جریان انتقال پیدا کند.

در نهایت مدل سه‌بعدی زمین‌شناسی به شبکه سه‌بعدی انتقال یافته و لایه سطحی آن توسط اطلاعات ارتفاعی منطقه و از طریق روش وزن‌دهی معکوس^۱ فاصله تصحیح شد (شکل ۴).

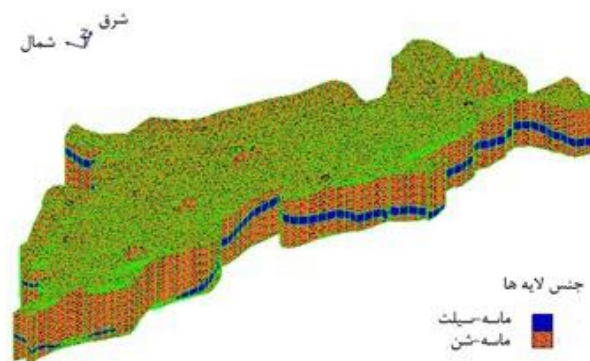
برای تمام سلول‌های مدل به صورت همگن در نظر گرفته می‌شود (مدهات بیهری، ۲۰۰۹).

مدل سه‌بعدی هیدروژئولوژیکی

برای ساخت مدل سه‌بعدی هیدروژئولوژیکی دشت از اطلاعات لوگ ۸ چاه موجود استفاده شد. (شکل ۳) بدلیل عدم انطباق اطلاعات چاه‌ها با یکدیگر، سعی در ساده‌سازی اطلاعات شد و لایه‌هایی که در اکثر چاه‌ها وجود داشتند به عنوان لایه‌های تشکیل‌دهنده دشت در نظر گرفته شدند. این لایه‌ها عبارتند از: ماسه و شن، ماسه و سیلت در اطلاعات لوگ چاه‌ها محل سنگ بستر مشخص نشده بود به همین دلیل برای تعیین محل سنگ بستر از مقطع عرضی زمین‌شناسی دشت استفاده شد. طبق این مقطع لایه‌های زیرین دشت از جنس آهک کریستالیزه می‌باشند که تقریباً در عمق ۴۰۰ متری قرار گرفته و دارای نفوذپذیری پایینی هستند به همین دلیل این لایه‌ها به عنوان سنگ بستر در نظر گرفته شدند و مدل

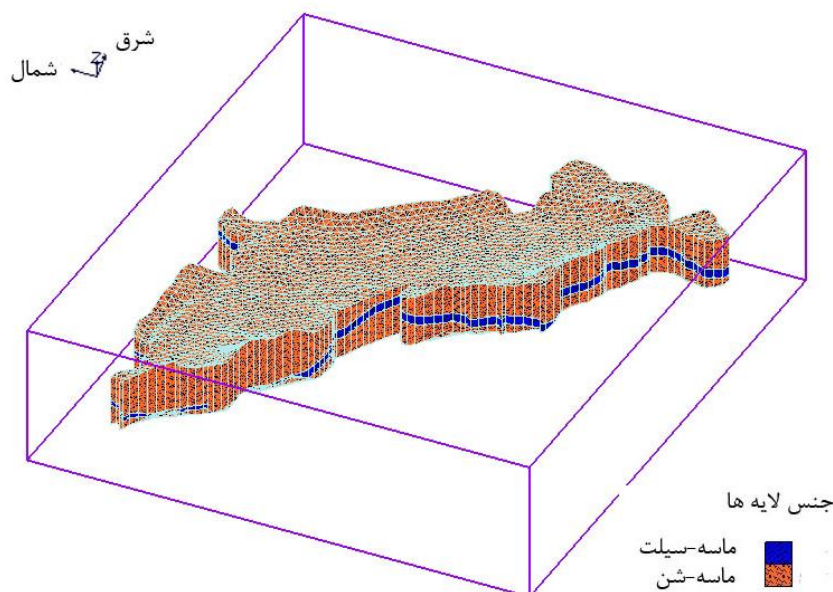


شکل ۲. الف) لاگ چاه‌ها و ب) مقاطع ترسیم شده میان لایه‌ها با جنس مشابه



شکل ۳. مدل سه‌بعدی زمین‌شناسی

^۱. Inverse Distance Weighted



شکل ۴. وارد شدن نقشه سه‌بعدی زمین‌شناسی به شبکه سه‌بعدی و تصحیح لایه سطحی توسط اطلاعات ارتفاعی

به صورت مرزهای بدون جریان^۲ در نظر گرفته شدند در حالی که محل ورود شاخه‌های از رودخانه زاینده‌رود به دشت، به صورت مرز با تراز ثابت^۳ در نظر گرفته شد. تراز اولیه آب‌های زیرزمینی برای اجرای اولیه مدل با استفاده از توپوگرافی منطقه تعریف شد زیرا طبق یافته‌های هابرت (۱۹۴۰) تراز آب از سطح زمین تبعیت می‌کند شکل ۵ نحوه تعریف شرایط مرزی را برای مدل نشان می‌دهد. همچنین شکل ۶ تراز اولیه آب‌های زیرزمینی را که توسط توپوگرافی منطقه به‌عنوان شرایط اولیه برای مدل تعریف شده است، نشان می‌دهد.

بعد از تعریف شرایط مرزی با استفاده از بسته LPF^۴ که در MODFLOW برای حل جریان و تراز آب‌های زیرزمینی قرار داده شده است جریان آب‌های زیرزمینی دشت در دو حالت پایدار و ناپایدار شبیه‌سازی شد. این بسته به صورت مجزا هر ساختار هیدرولوژیکی را شبیه‌سازی کرده و به محاسبه جریان در هر سلول می‌پردازد (فنگ رانگ یانگ و همکاران، ۲۰۰۹). مقادیر اولیه هدایت هیدرولیکی افقی طبق اعداد ارائه شده توسط تاد (۲۰۰۵) برای لایه‌های ماسه و سیلت، ماسه و شن به ترتیب ۱۸/۲۸ و ۴۳/۲ متر در روز در نظر گرفته شد.

مدل مفهومی

مدل مفهومی در این مطالعه جهت ورود اطلاعات به مدل هیدروژئولوژیکی در چند پوشش^۱ مجزا ساخته شد. پوشش اول مربوط به میزان تغذیه به آب‌های زیرزمینی می‌باشد که این مقدار از محاسبات انجام شده توسط بارش و تبخیر ثبت شده در منطقه همانطوری که پیشتر ذکر گردید، محاسبه شد. مقدار ورودی برابر ۰/۰۰۰۱۶۲ متر در روز در نظر گرفته شد و فرض شد این مقدار به طور یکنواخت در کل منطقه اتفاق می‌افتد.

پوشش دوم مربوط به تراز آب ۳۴ چاه مشاهده‌ای موجود در منطقه می‌باشد (شکل ۱) که لازم است اطلاعات تراز آب این چاه‌ها نیز برای استفاده از آن‌ها در واسنجی مدل و مقایسه تراز مشاهده‌ای و محاسبه‌ای وارد مدل مفهومی شود. پس از وارد شدن اطلاعات تراز آب چاه‌ها و حل مدل جریان، GMS به طور اتوماتیک میان تراز مشاهده شده و محاسبه شده مقایسه‌ای را انجام داده و نتایج حاصل از این مقایسه را به صورت گرافیکی نمایش می‌دهد. محدوده هر دو پوشش در لایه اول تعریف و سپس مدل مفهومی وارد مدل سه‌بعدی هیدروژئولوژیکی شد.

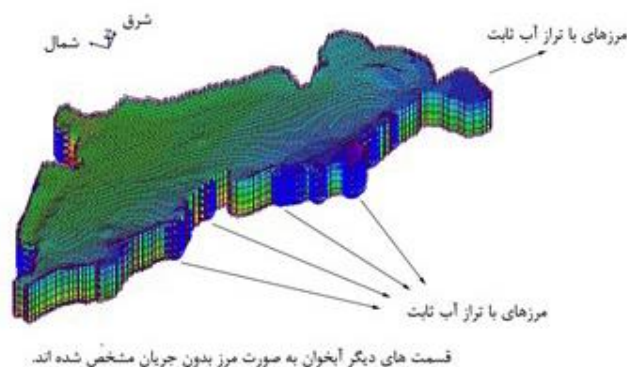
خصوصیات هیدرولوژیکی مجاور و درون محدوده مدل باید توسط شرایط مرزی نمایش داده شوند. خطوط مرزی دشت

^۳. Constant Head Boundary

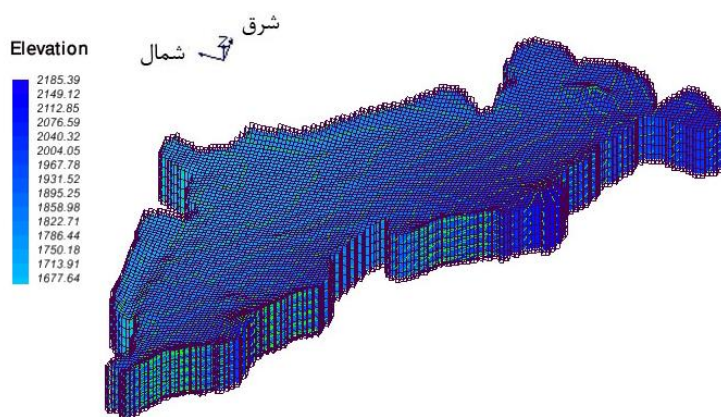
^۴. Layer Property Flow

^۱. Coverage

^۲. No Flow Boundary



شکل ۵. نحوه تعریف شرایط مرزی برای مدل



شکل ۶. توزیع اولیه تراز آب‌های زیرزمینی دشت برای ورود به مدل، تعریف شده توسط نقشه توپوگرافی منطقه

نتایج و بحث

عمل واسنجی برای مدل در حالت پایدار برای شروع دوره آماری یعنی فروردین سال ۱۳۷۴ انجام شد. این کار با فرض بارش ثابت، تخلیه و تراز ثابت آب‌های زیرزمینی انجام شد. در این مطالعه فرض شد که هدایت هیدرولیکی افقی و تغذیه از پارامترهای ناشناخته جریان بوده و روش PEST برای تخمین آن‌ها به کار گرفته شد. بعد از انجام واسنجی مقدار تغذیه 0.00321 متر در روز بدست آمد که این مقدار $1/98$ برابر مقدار تغذیه ورودی برای مدل می‌باشد. مقدار هدایت هیدرولیکی افقی لایه‌های ماسه، سلیت و ماسه، شن نیز به ترتیب $28/57$ و $40/4$ متر در روز بدست آمد. شکل ۸ نمودارهای رسم شده برای مقایسه میان تراز مشاهده‌ای و محاسبه‌ای را در فروردین ۱۳۷۴ نشان می‌دهد. در شکل ۷ شاخص واسنجی بیانگر چگونگی انجام عمل واسنجی می‌باشد. این شاخص دارای یک حد

پایین و بالا است که میزان حد مجاز برای تخمین بیش از حد^۱ و تخمین کم‌تر از حد^۲ را نشان می‌دهد که در اینجا ± 20 متر در نظر گرفته شده است. قسمت میانی این شاخص میزان خطای موجود بین محاسبه و مشاهده را نشان می‌دهد. خطای قرار گرفته در دامنه مجاز به رنگ سبز می‌باشد (فنگ رانگ یانگ و همکاران، ۲۰۰۹).

نحوه واسنجی با پارامترهای آماری ریشه مربع میانگین خطا^۳، میانگین خطای مطلق^۴ و میانگین خطا^۵ بررسی شد که این پارامترها به ترتیب $0.17/41$ ، $15/22$ و $-0/6$ متر بدست آمد. با توجه به مقدار میانگین خطا مدل تمایل به تخمین کمتر از حد تراز آب دارد. همچنین مقدار ضریب تعیین $R^2=0/97$ حاکی از توانایی مدل در تخمین خوب تراز آب در چاه‌های مورد نظر می‌باشد. جدول ۳ تراز محاسبه شده و مشاهده شده و همچنین مقدار خطای مربوط به تراز محاسبه شده در هر چاه مشاهده‌ای را به صورت جداگانه نشان می‌دهد.

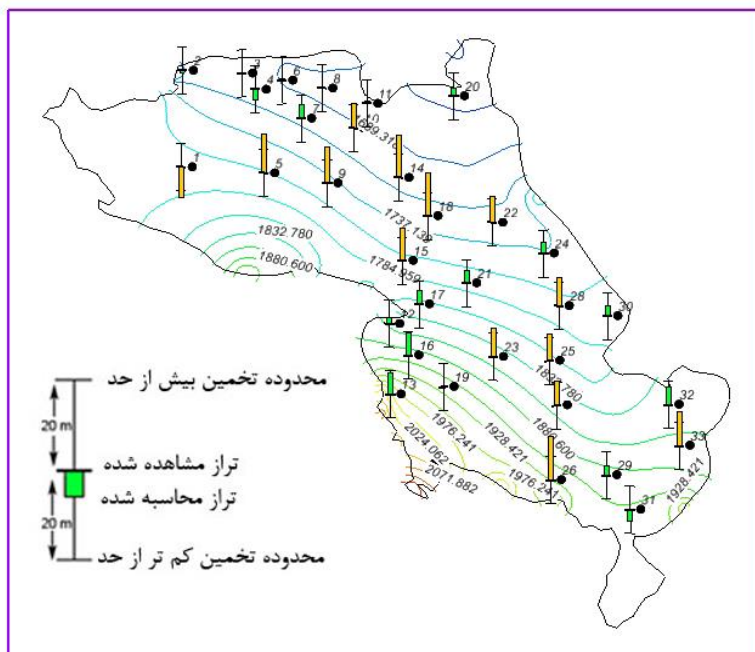
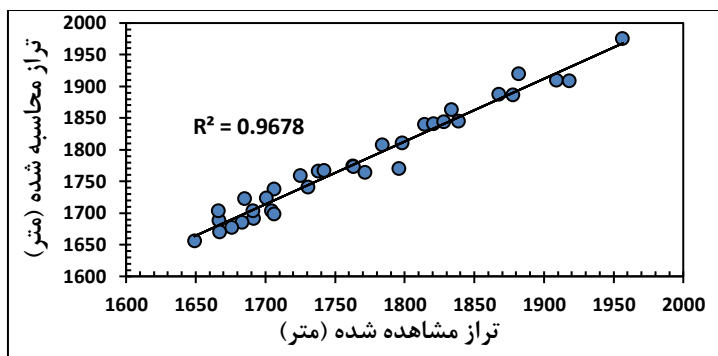
^۴. Mean Absolute Error(MAE)

^۵. Mean Error(ME)

^۱. Overestimate

^۲. Underestimate

^۳. Root Mean Square Error(RMSE)



شکل ۷. نمودارهای مقایسه میان تراز مشاهده شده و محاسبه شده

جدول ۳. مقایسه میان تراز مشاهده شده و محاسبه شده برای فروردین ماه سال ۱۳۷۴

سال ۱۳۷۴			شماره چاه	سال ۱۳۷۴			شماره چاه
خطا	تراز محاسبه شده	تراز مشاهده شده		خطا	تراز محاسبه شده	تراز مشاهده شده	
-37	1722	1685	18	26	1770	1796	1
0	1910	1909	19	2	1703	1705	2
-7	1656	1649	20	1	1691	1691	3
-11	1774	1763	21	9	1698	1706	4
-23	1723	1701	22	-34	1759	1725	5
-25	1839	1815	23	-2	1685	1683	6
-10	1740	1731	24	-12	1703	1691	7
-23	1807	1784	25	-1	1677	1676	8
-37	1919	1882	26	-31	1738	1706	9
-20	1841	1821	27	-21	1688	1667	10
-24	1767	1742	28	-3	1670	1667	11
-8	1886	1878	29	-6	1844	1839	12
-9	1773	1764	30	-18	1975	1957	13
10	1908	1918	31	-37	1703	1666	14
-15	1844	1828	32	-27	1766	1738	15
-29	1863	1834	33	-19	1887	1868	16
-37	1722	1685	34	-12	1810	1798	17

برای مشاهده شماره هر چاه به شکل ۸ مراجعه شود.

جدول ۴. مقادیر آب ورودی و خروجی به آبخوان در فروردین ماه سال ۱۳۷۴ (مترمکعب در روز)

ورودی	خروجی
تراز ثابت	تراز ثابت
20440947.97	-219634.44
تغذیه	تغذیه
644581.27	0
زهکشی	زهکشی
0	-20831411.72
کل ورودی	کل خروجی
21085529.24	-21051046.16
ورودی - خروجی	
34483.08	
درصد تفاضل ورودی و خروجی	
0.16	

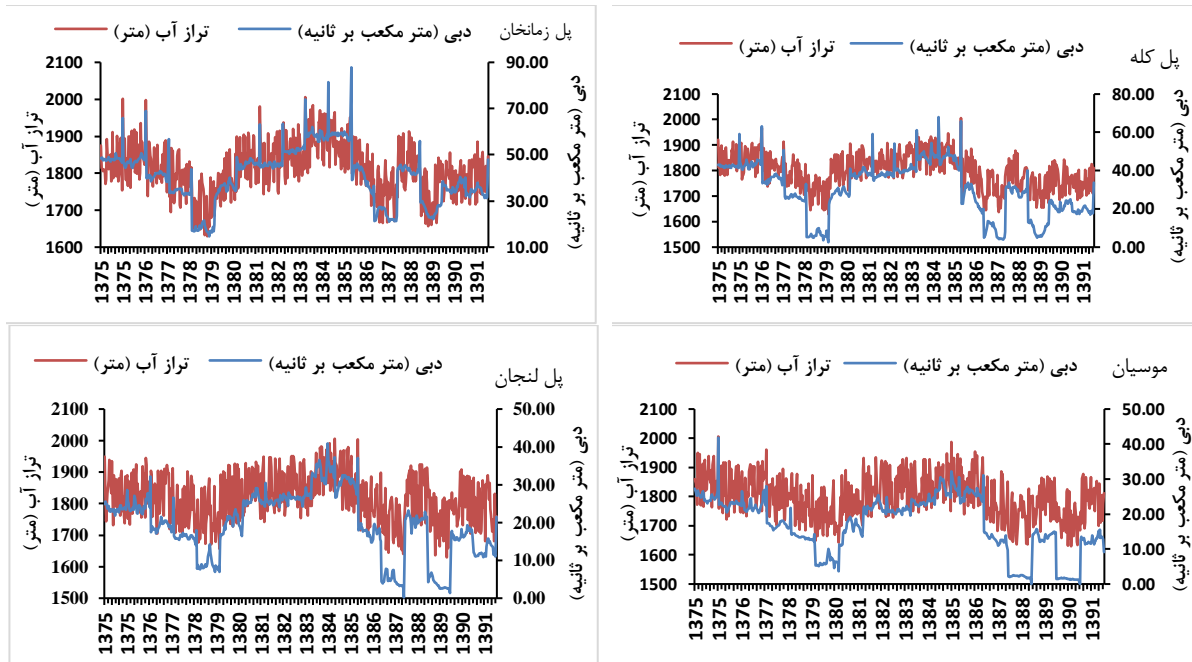
با مقادیری برابر با ۲۶/۲۹ و ۸/۴۳- بدست آمد که نشان دهنده دقت نسبتاً خوب مدل می‌باشد. شکل‌های ۸ و ۹ به ترتیب نمودار تغییرات تراز میانگین آب و نمودار پراکنش در بازه زمانی مذکور را در مقابل تغییرات دبی رودخانه که در چهار ایستگاه دبی‌سنجی اندازه‌گیری شده است نشان می‌دهد. نتایج بررسی نوسانات دبی رودخانه و تراز آب چاه‌های منطقه نشان می‌دهد که تغییرات تراز آب‌های زیرزمینی بر دبی رودخانه زاینده‌رود تأثیرگذار می‌باشند به طوری که همبستگی $R^2=0.33$ تا $R^2=0.58$ میان تراز آب‌های زیرزمینی و تغییرات دبی ثبت شده در ایستگاه‌های دبی‌سنجی به چشم می‌خورد که بیشتر همبستگی در ایستگاه پل کله و کمترین آن در ایستگاه پل لنجان مشاهده می‌شود.

شبیه‌سازی آبخوان برای پیش‌بینی تراز سطح آب‌زیرزمینی در ۱۵ سال آینده: بعد از واسنجی در بازه زمانی ۱۳۷۴ تا ۱۳۹۱ در شرایط ناپایدار، برای پیش‌بینی روند تراز آب در ۱۵ سال بعدی (سال ۱۳۹۱ تا ۱۴۰۶) مدل اجرا شد تا بتوان مناطقی را که در سال‌های آینده با بحران آب روبرو می‌شوند مشخص کرد. مدل با فرض نرخ کاهش آب‌های زیرزمینی و مقدار ثابت تغذیه اجرا شد. شکل ۱۰ تراز سطح آب‌های زیرزمینی برای سال‌های ۱۳۹۷ و ۱۴۰۶ را نشان می‌دهد. مطابق شکل بدست آمده می‌توان دید که سطح آب‌های زیرزمینی در منطقه با ادامه روند موجود در برداشت از آن‌ها بشدت کاهش می‌یابد که نقاط قرمز رنگ موجود در شکل مربوط به مناطقی است که کاملاً خشک شده و جریان آب‌های زیرزمینی در آن‌ها برقرار نمی‌باشد. با توجه به شکل قسمت‌های غربی منطقه زودتر خشک خواهند شد زیرا در این قسمت ضخامت آبخوان کمتر از نواحی جنوبی و شرقی می‌باشد.

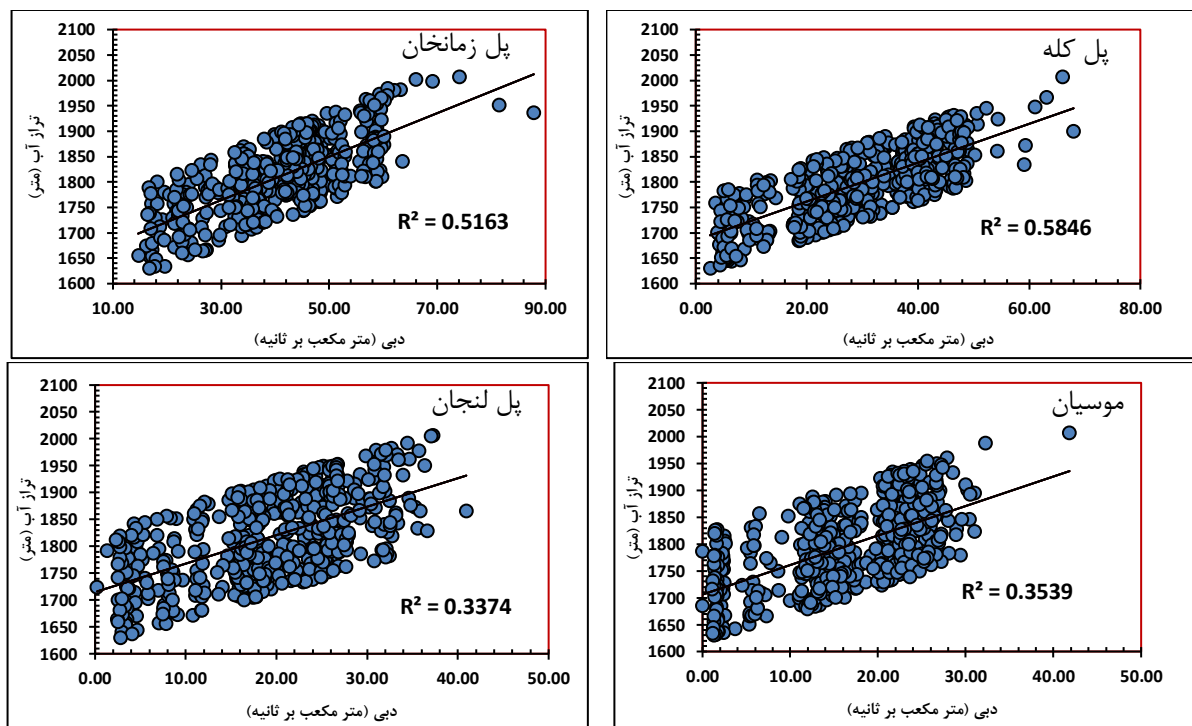
مطابق اعداد جدول ۴ و تفاضل جریان ورودی و خروجی به آبخوان (۳۴۴۸۳ مترمکعب در روز) می‌توان نتیجه گرفت که مقدار سالانه آب ذخیره شده در آبخوان به طور متوسط عددی برابر با ۲۱ میلیون متر مکعب می‌باشد. واسنجی در حالت جریان ناپایدار با روش سعی و خطا انجام شد. روش‌های رگرسیون مانند PEST که در حالت پایدار استفاده می‌شوند به دلیل داشتن روند پارامتری که در حالت ناپایدار بامعنی و با ثبات نمی‌باشند، در فرآیند واسنجی حالت ناپایدار استفاده نشدند. در حالت جریان ناپایدار اطلاعات کمی از حالت جریان پایدار بیشتر بوده و دارای توزیع مکانی متفاوتی می‌باشند. روش سعی و خطا برای حال ناپایدار نتایج خوبی را به همراه خواهد داشت. برای واسنجی جریان در حالت ناپایدار نیز مدلی با ساختار استفاده شده در واسنجی حالت پایدار به کار گرفته شد. با این تفاوت که دبی ماهانه برداشتی از ۱۱ چاه پمپاژ در فواصل سال‌های ۱۳۷۴-۱۳۹۱ برای محاسبه نوسان تراز آب‌های زیرزمینی در این فاصله زمانی وارد مدل شد. همچنین ضرایب ذخیره^۱ و آبدهی ویژه^۲ در کنار ضریب هدایت هیدرولیکی افقی به لایه‌های زمین‌شناسی تعریف شده برای مدل اضافه شد. واسنجی در حالت ناپایدار می‌تواند با مقادیر پارامترهای بدست آمده در حالت پایدار انجام شده و فقط ضریب ذخیره و آبدهی ویژه برای رسیدن به بهترین نتیجه میان تراز مشاهده‌ای و محاسبه شده در چاه‌های مورد نظر تعدیل شوند. جریان در حالت ناپایدار با اطلاعات ماهانه تراز آب در ۳۳ چاه مشاهده‌ای در فاصله زمانی ۱۳۷۴ تا ۱۳۹۱ واسنجی شد. در این مطالعه از ۱۱ دوره استرس در فاصله سال ۱۳۷۴ تا ۱۳۹۱ استفاده شد و طول هر دوره ۱۸۴ روز بود. واسنجی مدل ناپایدار با مقادیر ریشه مربع میانگین خطا و میانگین خطا به ترتیب

². Specific Yields

¹. Storage Coefficients



شکل ۸. نمودار سری زمانی تغییرات تراز آب در سطح منطقه مورد مطالعه در مقابل تغییرات دبی ثبت شده در چهار ایستگاه دبی‌سنجی



شکل ۹. نمودار پراکنش تغییرات تراز آب در سطح منطقه مورد مطالعه در مقابل تغییرات دبی ثبت شده در چهار ایستگاه دبی‌سنجی

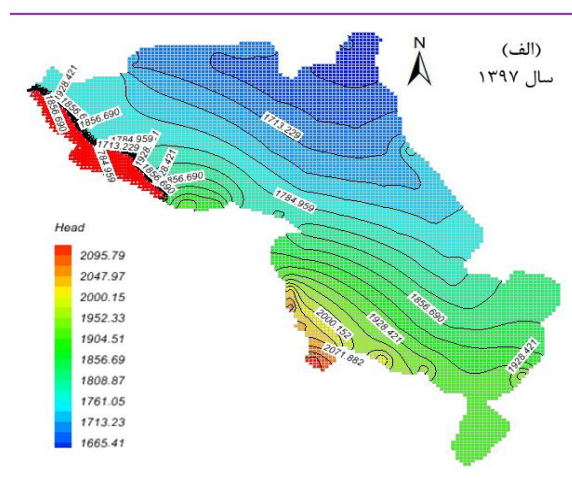
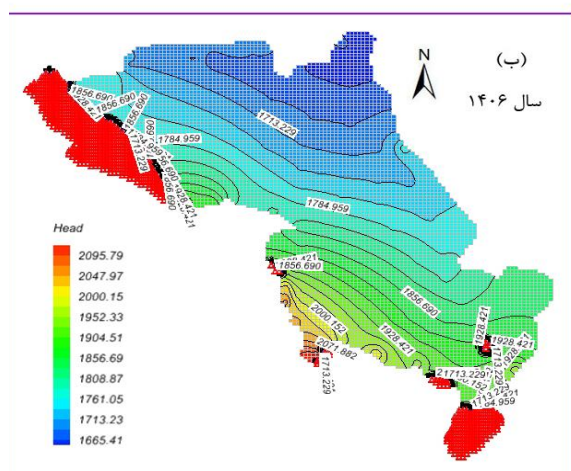
نتیجه‌گیری

تعریف شرایط مرزی و ویژگی‌های فیزیکی آبخوان کرد. پس از شبیه‌سازی اولیه جریان، مدل با استفاده از سعی و خطا و روش تخمین پارامتر و اطلاعات تراز آب چاه‌های منطقه برای حالت پایدار و ناپایدار واسنجی گردید. نتایج حاصل از واسنجی نشان می‌دهد که خطای میان تراز مشاهده شده و محاسبه شده در دامنه مطلوب می‌باشد

آبخوان غیر محصور دشت لنجان با استفاده از کد عددی MODFLOW برای شبیه‌سازی سه بعدی جریان آب‌های زیرزمینی در حالت شرایط پایدار و ناپایدار مورد ارزیابی قرار گرفت. برای ساخت مدل ریاضی پارامترهای مختلفی جمع‌آوری شدند. استفاده از مدل مفهومی کمک زیادی در

آبخوان به طور متوسط عددی برابر با ۲۱ میلیون متر مکعب می‌باشد. این در حالی است که طبق اعداد ارائه شده گزارشات، میزان تخلیه سالانه آب از این آبخوان توسط چاه‌ها و چشمه‌ها چیزی حدود ۳۵۷ میلیون متر مکعب می‌باشد که ۱۷ برابر ذخیره سالانه آب در آبخوان است. این امر نشان‌دهنده برداشت بسیار بی‌رویه از آبخوان و استفاده از ذخیره آب موجود در آن می‌باشد که با ادامه این روند آبخوان دشت به طور کامل نابود خواهد شد.

همچنین مقایسه میان نوسانات تراز آب‌های زیرزمینی و دبی اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های هیدرومتری نشان داد که تغییرات تراز آب‌های زیرزمینی بر دبی رودخانه زاینده‌رود اثر گذار می‌باشد. طبق محاسبه تراز آب برای مدل، جریان آب‌های زیرزمینی از جنوب شرقی به شمال غربی است که این جریان با شیب غالب منطقه مطابقت دارد. مطابق اعداد محاسبه شده در مدل و تفاضل جریان ورودی و خروجی به آبخوان (۳۴۴۸۳ متر مکعب در روز) می‌توان نتیجه گرفت که مقدار سالانه آب ذخیره شده در



شکل ۱۰. افت پیش‌بینی شده سطح آب‌های زیرزمینی بر اساس اجرای مدل برای سال‌های الف) ۱۳۹۷ و ب) ۱۴۰۶

construction on the hydrogeological environment of Tseng-Wen Reservoir Transbasin Diversion Project in Taiwan. *Engineering Geology*, 103: 39–58.

Freeze, R. A. and Witherspoon, P. A (1968) Theoretical analysis of regional groundwater flow: Quantitative interpretations". *Water Resources Research*, 4 (3): 581-590.

Hubbert, M. K (1940) The theory of ground water motion. *Journal of Geology*, 48(8): 785-944.

Jusseret, S., Tam, V. T. and Dassargues, A (2009) Groundwater flow modelling in the central zone of Hanoi, Vietnam. *Hydrogeology Journal*, 17: 915–934.

Kazemi, GH. A., Parhizkar, S. Ajdary, KH., and Emamgholizadeh, S (2015) Predicting water level drawdown and assessment of land subsidence in Damghan aquifer by combining GMS and GEP models. *Geopersia*, 5(1): 63-80.

Khadri, S. F. R., and Pande, C (2016) Ground water flow modeling for calibrating steady state using MODFLOW software: a case study of Mahesh River basin, India. *Modeling Earth Systems and Environment*, 2(1): 1-17.

Larroque, F., Treichel, W. and Dupuy, A (2008)

منابع

- Aghanabati, S. A (2004) *Geology of Iran. Publications of the Geological Survey of Iran*. 640.
- Al-Salamah, L. S., Ghazaw, Y. M. and Ghumman, A. R (2011) Groundwater modeling of Saq Aquifer Buraydah Al Qassim for better water management strategies. *Environmental Monitoring and Assessment*, 173 (1–4): 851–860.
- Bayatvarkeshi, M., Fasihi, R., and Zareabyaneh, H (2018) Numerical simulation of groundwater flow path in Hamedan-Bahar aquifer. *Iranian Journal of Health and Environment*, 11(1):49-62
- Ehteshami, M., and Sharifi, A (2008) *Presenting a finite element model for quantitative and qualitative study of Rey aquifer*. *Iranian Journal of Research (Formerly soil and water science)*, 22(2): 257-270.
- Eshrati, M (2015) Investigation of the effect of climate change on groundwater fluctuations in Ghaen plain aquifer using GMS mathematical model. Master Thesis, Gorgan University, Iran.
- Feng-Rong, Y. Cheng-Haw, L. Wen-Jui, K. and Hsin-Fu, Y (2009) The impact of tunneling

- and Drainage, 60: 393-403.
- Todd, D. K., and Larry, W (2005) *Groundwater Hydrology*. Third Edition. John Welly and Sons.
- Zhou, Y. and Li, W (2011) A review of regional groundwater flow modeling. *Geoscience Frontiers*, 2(2): 205-214.
- Ziaei, A. Mohammadi, A. and Meshkini, J (2016) *The effect of water transfer from Maneh basin on Bojnourd groundwater using GMS model*. *International Bulletin of Water Resources and Development*, 4(1): 205-217.
- Use of unit response functions for management of regional multilayered aquifers; application to the North Aquitaine Tertiary system (France)". *Hydrogeology Journal*, 16: 215-233.
- Liu, C. W., Chou, Y. L., Lin, S. T., Lin, G. J. and Jang, C. S (2010) Management of high groundwater level aquifer in the Taipei Basin". *Water Resources Management*, 24 (13): 3513-3525.
- Liu, C. W., Lin, C. N., Jang, C. S., Chen, C. P., Chang, J. F., Fan, C. C. and Lou, K. H (2006) Sustainable groundwater management in Kinmen Island. *Hydrological Processes*, 20: 4363-4372.
- McDonald, M. G. and Harbaugh, A. W (1988) A modular three-dimensional finite difference groundwater flow model". *US Geological Survey Open-file Report*, 83-875.
- Medhat, A. and Bihery, El (2009) Groundwater flow modeling of Quaternary aquifer Ras Sudr, Egypt". *Environmental Geology*, 58: 1095-1105.
- Mittelstet, A. R., Smolen, M. D., Fox, G. A. and Adams, D. C (2011) Comparison of aquifer sustainability under groundwater administrations in Oklahoma and Texas. *Journal of the American Water Resources Association*, 47 (2): 424-431.
- Mohanty, S., Jha, M. K., Kumar, A., and Panda, D. K (2013) Comparative evaluation of numerical model and artificial neural network for simulating groundwater flow in Kathajodi-Surua Inter-basin of Odisha, India. *Journal of Hydrology*, 495: 38-51.
- Qadir, A., Ahmad, Z., Khan, T., Zafar, M., Qadir, A., and Murata, M (2016) A spatio-temporal three-dimensional conceptualization and simulation of Dera Ismail Khan alluvial aquifer in visual MODFLOW: a case study from Pakistan. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(2): 1-9.
- Qiu, S., Liang, X., Xiao, C., Huang, H., Fang, Z., and Lv, F (2015) Numerical Simulation of Groundwater Flow in a River Valley Basin in Jilin Urban Area, China. *Water*, 7(10): 5768-5787.
- Regli, C., Rauber, M. and Huggenberger, P (2003) Analysis of aquifer heterogeneity within a well capture zone, comparison of model data with field experiments: a case study from the river Wiese, Switzerland. *Aquatic Sciences*, 65: 111-128.
- Rejani, R., Jha, M. K., Panda, S. N., and Mull, R (2008) Simulation modeling for efficient groundwater management in balasore coastal basin, India. *Water Resources Management*, 22 (1): 23-50.
- Taheri Tizro, A., Voudouris, K. S. and Akbari, K (2011) Simulation of a groundwater artificial recharge in a semi-arid region of Iran. *Irrigation*

Investigating the effect of water level fluctuations in Lenjanat aquifer on Zayandrood river discharge

A. Taheri Tizro^{1*}, P. Etezazy², S. Marofy³ and R. Fasihi⁴

1- Assoc. Prof., Dept., of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

2- M. Sc., of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

3- Prof., Dept., of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

4- Ph. D. student of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

* ttizro@basu.ac.ir

Received: 2021/5/22 Accepted: 2021/9/5

Abstract

Numerical simulation of groundwater flow is an important tool for managing aquifers due to the applicability in estimation of hydraulic and hydrological parameters. In this research, the results of a mathematical model simulating groundwater flow in the aquifer of Lenjanat plain located in Isfahan province were investigated. The numerical code MODFLOW-2000, which is in the form of groundwater modeling software (GMS), was used. After collecting the required information (geological, hydrological, hydrogeological and topographic maps), first a three-dimensional hydrogeological model of the plain was prepared using log wells and elevation information of the surface layer of the plain, and then MODFLOW for similar Flow construction was used. After the initial flow simulation, the model was calibrated using trial and error and parameter estimation method and water level information of wells in the region for stable and unstable state. The results of steady-state model calibration for 1995 Square root mean values of mean error, mean absolute error and mean error were 17.41, 15.22 and -0.6 m, respectively, and model calibration in unstable flow mode for year intervals. The years 1995 to 2012 were done by trial and error method to achieve the best result between the observed daily balance and the calculated balance. The square root values of mean error and mean error with values equal to 26.29 and 8.43 m, respectively, indicate the relatively good accuracy of the model. After calibration, the amount of feed was 0.300321 m per day, which is 1.98 times the amount of input feed for the model. The amount of horizontal hydraulic conductivity of sand, silt and sand, sand layers was 28.57 and 40.4 meters per day, respectively. The results of fluctuations in river discharge and water level of wells in the region show that changes in groundwater level affect the discharge of Zayandehrood River. Groundwater level forecasts for the next 15 years show that groundwater levels in the region are declining sharply.

Keywords: Groundwater Flow, MODFLOW, GMS, Steady and transient states, Zayandehrood River discharge