

ارزیابی و دقت‌سنجی روش‌های زمین‌آماري در برآورد سطح بهینه ایستابی آب‌های زیرزمینی، مطالعه موردی: شمال غرب دشت کرمانشاه

محمد رستمی فتح‌آبادی^۱

دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

چکیده

مدیریت صحیح منابع آب زیرزمینی مستلزم در دست داشتن مشخصات صحیح مربوط به ویژگی‌های سفره آب زیرزمینی، توزیع فضایی مشخصات آن و عمق پیوسته سطح ایستابی و نوسانات آن می‌باشد. هدف تحقیق حاضر ارزیابی و دقت‌سنجی روش‌های زمین‌آمار در برآورد یک سطح پیوسته ایستابی بهینه برای آب‌های زیرزمینی محدوده ای به مساحت ۹۹۹ کیلومتر مربع در شمال غرب دشت کرمانشاه می‌باشد. بدین منظور از آمار سطح ایستابی مربوط به ۵۰ حلقه چاه در محدوده مطالعاتی استفاده شد، در این راستا با استفاده از گزینش نیم تغییر نمای بهینه از بین ۴ نیم تغییر نمای نمایی، خطی، گوسین و کروی به تحلیل ساختار و همبستگی فضایی سطح ایستابی چاه‌ها اقدام گردید. از ۳ مدل درون‌یاب زمین‌آماري کریجینگ معمولی، ساده و عمومی به منظور برآورد سطح ایستابی محدوده مطالعاتی استفاده گردید. سپس با به کارگیری الگوریتم ارزیابی متقابل و از طریق شاخص‌های جذر مربع خطای میانگین، خطای سیستماتیک و غیر سیستماتیک مدل، خطای مطلق و بایاس میانگین، شاخص قابلیت پذیرش و ضریب تبیین، به ارزیابی و دقت‌سنجی مدل‌های درون‌یاب مذکور در برآورد سطح ایستابی منطقه مورد نظر اقدام گردید. نتایج نشان داد که مدل کریجینگ معمولی با نیم تغییر نمایمایی و در نظرگیری ۸ همسایه بهترین درونیاب در مدل‌سازی سطح ایستابی محدوده مطالعاتی می‌باشد. خروجی کار می‌تواند راهنمای برنامه ریزان در مکان‌یابی بهینه حفر شبکه چاه‌های کشاورزی باشد. برنامه ریزان می‌توانند از طریق به روز کردن داده‌های این مدل، از آن به عنوان یک مدل بهینه برای پایش نوسانات سطح ایستابی آب منطقه مورد مطالعه و برنامه ریزی در مورد میزان بهره برداری از سفره، استفاده کنند.

واژه‌های کلیدی: سطح ایستابی، آب‌های زیرزمینی، مدل‌های زمین‌آمار، نیم تغییر نما، کرمانشاه.

مقدمه

بی شک آب‌های زیرزمینی از مهم‌ترین و با ارزش‌ترین بخش‌های آب شیرین در دسترس بشر است. منابع سطحی معمولاً به صورت جریان‌های ناپایدار و غیردائمی می‌باشند که به دنبال بارش به اوج رسیده و به تدریج از دسترس خارج می‌شود و نگهداری آن مستلزم صرف هزینه‌های بسیار می‌باشد و همچنین در معرض انواع آلودگی‌ها قرار دارد. همه این موارد باعث می‌شود که آب‌های زیرزمینی به عنوان یکی از مطمئن‌ترین منابع آب شیرین همواره مورد توجه جوامع انسانی باشد. مدیریت صحیح منابع آب زیرزمینی مستلزم در دست داشتن مشخصات صحیح مربوط به ویژگی‌های سفره آب زیرزمینی^۱ توزیع فضایی مشخصات آن و عمق پیوسته سطح ایستابی و نوسانات آن می‌باشد (کومور و رادموی، ۲۰۰۶). آگاهی از عمق سطح ایستابی آب‌های زیرزمینی^۲ هر منطقه در پروژه‌ها و برنامه‌ریزی‌های مربوط به آبیاری و کشاورزی پایدار بسیار مهم و اجتناب ناپذیر است (سلهی^۳ و گانی^۴، ۲۰۰۷). شناسایی مناطق مناسب برای حفر چاه‌ها با حداقل هزینه یا به عبارت دیگر مکان‌یابی مناسب برای حفر چاه‌های کشاورزی و طرح‌های آبرسانی نیز نیازمند شناسایی دقیق توزیع زمانی، مکانی عمق سطح ایستابی سفره می‌باشد. از طرف دیگر ضرورت آگاهی پیوسته از عمق سطح ایستابی و نوسانات زمانی- مکانی آن در تمام برنامه‌ریزی‌های عمرانی، شهرسازی و پروژه‌های که همگی مبتنی بر پایداری زمین هستند، بسیار حیاتی است. بررسی سطح ایستابی آب زیرزمینی به عنوان یک متغیر زمانی - مکانی، امری بسیار مهم در برنامه‌ریزی‌های مربوط به منابع آب می‌باشد. این امر مستلزم برآورد دقیق سطح ایستابی به صورت پیوسته^۵ در هر منطقه و به دنبال آن پایش نوسانات زمانی و مکانی آن می‌باشد. تاکنون مدل‌های زیادی جهت پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی به کار برده شده است که از جمله آن‌ها می‌توان به مدل‌های سری زمانی تجربی و مدل‌های فیزیکی اشاره کرد. از مدل‌های سری زمانی تجربی، به طور گسترده‌ای برای مدل‌سازی سطح آب زیرزمینی استفاده کرده‌اند، ولی هنگامی که رفتار دینامیکی یک سیستم هیدرولوژیکی با گذشت زمان تغییر می‌کند، مدل‌های یاد شده برای پیش‌بینی پارامترهای منابع آب توانایی کافی نداشته و از کارایی مناسب برخوردار نیستند. از طرف دیگر مدل‌های فیزیکی نیز در عمل، به داده‌های زیادی برای شبیه‌سازی نوسانات و برآورد سطح آب زیرزمینی نیاز دارند و از آنجا که روابط بین متغیرهای موثر بر سطح آب زیرزمینی پیچیده و غیر خطی می‌باشند این مدل‌ها نیز در ارائه رابطه بین این متغیرها نمیتوانند به خوبی عمل کنند (محتشم و همکاران، ۱۳۸۹، ۷). روش‌های درونیابی به معنی تبدیل داده‌های نقطه‌ای به داده‌های سطحی می‌باشد به عبارت دیگر از طریق نقاط گسسته به برآورد یک سطح پیوسته می‌پردازد. این مدل‌ها در

^۱-Aquifer

^۲-Groundwater Table Level

^۳- Sulhi

^۴- Guney

دهه ۱۹۶۰ ابداع شدند و کاربرد آن‌ها در استخراج معادن و سپس در علوم دیگر گسترش یافت. در علوم و مهندسی آب نیز کاربردهای فراوانی از روش‌های میان‌یابی در برآورد چگونگی توزیع بارندگی و تخمین پارامترهای ژئوهیدرولوژی مانند مقدار رطوبت خاک، هدایت هیدرولیکی اشباع، اسیدیته و تعیین سطح ایستابی به چشم می‌خورد (طباطبایی و غزالی، ۱۶، ۱۳۹۰). به طور کلی الگوریتم‌های درون‌یابی بر اساس دو روش عمل می‌کنند، روش اول بر اساس تعیین سطح از نقاط نمونه گیری شده بر پایه شباهت‌ها (مانند روش وزن دهی عکس فاصله^۱) یا درجه هموارسازی (توابع پایه شعاعی^۲) استوار می‌باشد. روش دوم الگوریتم‌های زمین آماری^۳ هستند که کریجینگ^۴ نامیده می‌شوند و بر پایه ویژگی‌های آماری نقاط نمونه‌گیری شده استوار هستند. تکنیک‌های درون‌یابی زمین آماری کمیت همبستگی مکانی نقاط نمونه برداری شده را مد نظر قرارداده و تخمین را بر اساس موقعیت قرارگیری مکان نمونه‌های اندازه‌گیری نشده انجام می‌دهد (حبشی و همکاران، بی تا)، این مدل‌ها که مبتنی بر موقعیت فضایی و مقدار متغیر مورد نظر هستند یکی از کاراترین ابزارها در درون‌یابی یا برآورد مقدار متغیر در نقاط فاقد اطلاعات می‌باشد. ویژگی‌های زمین آمار که سبب استفاده گسترده آن شده است، استوار بودن بر تغییرات محلی و در نظر گرفتن وابستگی هر نقطه در ارتباط با نقاط همسایه است (لیم^۵ و همکاران، ۲۰۰۳، ۹۰؛ لیمو^۶ و همکاران، ۲۰۰۴، ۵۰۸) که این ویژگی‌ها آن را از آمار کلاسیک جدا کرده و باعث شده که مدل سازی‌های واقعی‌تری در رابطه با پدیده‌ها و پارامترهای محیطی ارائه دهد.

کارهای زیادی در مورد کاربرد مدل‌های زمین آماری در برآورد سطح ایستابی و به طور کلی تحلیل منابع آب زیرزمینی انجام گرفته است که می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

حاماد^۷ (۲۰۰۹) به تحلیل نوسانات سطح ایستابی ناحیه شمال غرب لیبی با استفاده از روش‌های زمین آماری اقدام کرد تحلیل وی شامل ۹۵ حلقه چاه بود. وی با استفاده از طریق گزینش روش زمین آماری بهینه به درون‌یابی و برآورد سطح ایستابی آب منطقه اقدام کرد و از طریق آن پتانسیل برداشت آب را در بخش‌های مختلف حوزه مطالعات خود برآورد کرد کار حاماد، مدل زمین آماری کریجینگ عادی را به عنوان روش بهینه پیشنهاد می‌کرد. کامبهمتو^۸ و همکاران (۲۰۱۱) به دقت‌سنجی و کارایی مدل زمین آماری کریجینگ عام در تعیین کنتورهای بهینه برآورد ارتفاع سطح ایستابی آب زیرزمینی در سفره زیر زمینی واقع در رسوبات آبرفتی جنوب شرق نیومکزیکو اقدام کردند. نیکولاس^۹ و پارکلس^{۱۰} (۲۰۰۵) با استفاده از تکنیک ارزیابی متقابل و از طریق مدل زمین آماری کریجینگ به ارایه یک شبکه تخمین

¹-Inverse Distance Weighted (IDW)

²-Radial Basis Functions(BRF)

³-Geostatistic

⁴-Kriging

⁵- Lim

⁶- Lu

^۷-hamad

⁸- Kambhammettu

⁹- Nicolaos

¹⁰- Pericles

برای حفر چاه‌های آب کشاورزی اقدام کردند آن‌ها با استفاده از این مدل به شبیه‌سازی سطح ایستابی به صورت دینامیک اقدام کردند. شبکه طراحی شده تحقیق ایشان قابلیت بازسازی آمار مفقود را نیز دارا بود. سالهی و گانی (۲۰۰۷) با استفاده از ارزیابی و دقت‌سنجی نیم تغییرنماهای گوسی، خطی، نمایی و انواع کره ای به گزینش بهترین نیم‌تغییرنمایی که بالاترین مشابهت را با داده‌های مشاهداتی داشته باشد اقدام کردند، آن‌ها در ناحیه مرمر در شمال غرب آناتولی ترکیه در یک منطقه کشاورزی تحت آبیاری از طریق این بررسی نشان دادند که مدل زمین آماری کریجینگ **rotational quadratic** دارای بهترین برازش با داده‌های مشاهداتی بود. کومار و رمدوی (۲۰۰۶) به تحلیل فضایی تغییرات سطح ایستابی آب ۶۰ حلقه چاه در ناحیه (IGNP) راجستان هند از طریق مدل‌های زمین آماری کریجینگ اقدام کردند. آن‌ها نشان دادند مدل کریجینگ با نیم تغییر نماهای گوسی برای توجیه و برآورد سطح ایستابی آب منطقه دارای بالاترین دقت بوده و بیشترین مشابهت را با داده‌های مشاهداتی دارد. در ایران نیز می‌توان به کارهای محتشم و همکاران (۱۳۸۹) اشاره کرد، آن‌ها با استفاده از شبکه‌های عصبی مصنوعی (ANN) به برآورد سطح ایستابی آب زیرزمینی در دشت بیرجند پرداختند نتایج تحقیق آن‌ها نشان می‌دهد که با استفاده از روش شبکه عصبی مصنوعی و تدقیق تخمین میزان آب برداشتی می‌توان سطح آب زیرزمینی را تا ۱۲ ماه بعد و با دقت بالاتر نسبت به روش‌هایی که از اطلاعات تبخیر از سطح گیاه مرجع به عنوان شاخص برداشت آب استفاده می‌کنند، تخمین زد. نادریان و انصاری (۱۳۹۰) با استفاده از شاخص استاندارد شده بارش به بررسی تاثیر شدت و مدت خشک‌سالی‌ها بر نوسانات سطح ایستابی آب زیرزمینی دشت نیشابور اقدام کردند. شکبیا و همکاران (۱۳۸۹) در کار مشابهی با استفاده از شاخص مذکور به بررسی تاثیر خشک‌سالی بر منابع آب زیرزمینی منطقه شرق استان کرمانشاه پرداختند. طباطبایی و غزالی (۱۳۹۰) نیز برای برآورد سطح ایستابی آب‌های زیرزمینی آبخوان‌های فارسان جوققان و سفیددشت از ۸ روش درون‌یابی استفاده کردند و از طریق شاخص‌های دقت سنجی **MAE** و **RMSE** به ارزیابی آن‌ها در برآورد سطح ایستابی پرداختند نتایج کار آن‌ها نشان داد روش اصلاح شده شپارد مناسب‌ترین روش برای برآورد سطح ایستابی آب زیرزمینی دشت سفید دشت و روش **IDW** برای دشت فارسان روش بهینه می‌باشد.

روش تحقیق

به منظور انجام این تحقیق ابتدا داده‌های مربوط به سطح ایستابی آب ۶۵ حلقه چاه واقع در منطقه مورد مطالعه از سازمان منابع آب ایران اخذ گردید، از میان ۶۵ حلقه چاه موجود، ۵۰ حلقه چاه که داده‌های کامل و بی نقص داشتند انتخاب گردید. و بعد از انجام آزمون همگنی داده‌ها و برآورد میانگین سطح ایستابی برای هر یک از چاه‌ها همبستگی فضایی سطح ایستابی آب چاه‌های مورد بررسی از طریق تحلیل ۴ نیم تغییرنمای خطی^۲ نمایی^۳، گوسین^۱ و کروی^۲ مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

-
- 1- Semi variogram
 - 2- Linear
 - 3- Exponential

نیم‌تغییرنماها به طور کلی از سه مولفه اصلی به نام‌های اثر قطعه‌ای^۳، شعاع تاثیر^۴ و حد آستانه^۵ تشکیل شده‌اند. مقدار نیم‌تغییرنما را به ازای $h=0$ اثر قطعه‌ای گویند که غالباً مربوط به آنالیز داده‌ها یا خطای نمونه برداری می‌باشد. با افزایش h مقدار نیم‌تغییرنما تا فاصله معینی افزایش یافته و نهایتاً تثبیت می‌گردد که این فاصله را شعاع تاثیر می‌گویند. و مقدار نیم‌تغییرنما را که ثابت شده است، حد آستانه گویند که معادل واریانس مکانی متغیر مورد بررسی می‌باشد (قهرودی، ۱۳۸۸، ۹۹). تغییرنما دارای انواع مختلفی است که در این تحقیق از تغییرنماهای نمایی، گوسین، کروی و خطی استفاده گردید (روابط ۱، ۲، ۳ و ۴).

$$\delta(h) = c_0 + c_1 \left[\frac{3}{2} \times \left(\frac{h}{a}\right) - \frac{1}{2} \times \left(\frac{h}{a}\right)^3 \right] \quad \text{مدل کروی (۱)}$$

$$\delta(h) = c_0 + c_1 \left[1 - \exp\left(-\frac{h}{a}\right) \right] \quad \text{مدل نمایی (۲)}$$

$$\delta(h) = c_0 + c_1 \left[1 - \exp\left(-\frac{h}{a}\right)^2 \right] \quad \text{مدل گوسی (۳)}$$

$$\delta = a + \beta(h^\theta) \quad 0 < \theta < 2 \quad \text{مدل خطی (۴)}$$

که در این روابط c حد آستانه، a دامنه تاثیر و h فاصله بین نمونه‌ها می‌باشد. گزینش نیم‌تغییرنمای بهینه‌ای که بالاترین همبستگی فضایی بین داده‌های سطح ایستابی آب چاه‌ها را نشان دهد از نسبت میان اثر قطعه‌ای و سقف واریوگرام بدست می‌آید

(رابطه ۵)

$$OV = c/(c_0 + c) \quad \text{نیم‌تغییرنمای بهینه (۵)}$$

در این رابطه C_0 اثر قطعه‌ای، (C_0+C) سقف واریوگرام و پارامتر C با کم کردن مقدار اثر قطعه‌ای از مقدار سقف واریوگرام حاصل می‌شود (صفرراد، ۱۳۸۸، ۵۶).

مرحله دوم مربوط به گزینش روش بهینه درونیابی می‌باشد که در این تحقیق ۳ مدل زمین آماری کریجینگ معمولی^۶، کریجینگ ساده^۷ و کریجینگ عمومی^۸ به منظور برآورد و درونیابی سطح ایستابی محدوده مطالعاتی استفاده گردید.

تخمینی که بر اساس روش‌های زمین آماری معروف به کریجینگ برآورد می‌شود بصورت نااریب بوده و کمترین واریانس خطا را دارد (مدنی، ۱۳۷۳، ۴۸۳). این روش بر منطق میانگین متحرک وزن‌دار استوار می‌باشد و از جمله مهم-

ترین ویژگی‌های آن است که به ازای هر تخمین، خطای مرتبط با آن را نیز محاسبه می‌کند. در تحقیق حاضر از ۳ روش زمین آماری کریجینگ استفاده شد که به اختصار معرفی می‌شوند:

1- Gaussian

2- Spherical

۳-Nugget

۴-range

۵-sill

۶Ordinary kriging (OK)

۷Simple kriging (SK)

۸Universal kriging (UK)

۲-۱- کریجینگ معمولی (OK)

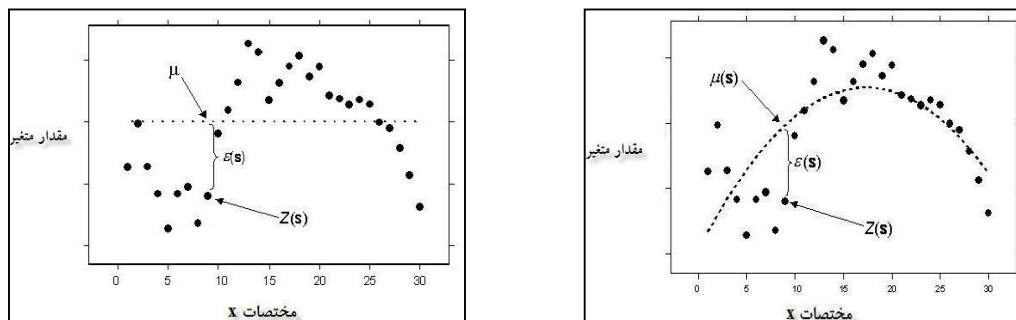
در این حالت مقدار میانگین مستقل از مختصات، ولی مقدار آن مجهول است. این روش بیشتر در محل‌های خط‌الراس و خط‌القعرو در مواردی که تغییرات در دو طرف یک مکان متفاوت است به کار می‌رود، به عبارت دیگر زمانی از این روش استفاده می‌شود که مقدار میانگین (m) ناشناخته باشد. رابطه ۶ مدل برآوردی کریجینگ را تبیین می‌کند:

$$Z(S)=m(s)+\epsilon(s) \quad (6)$$

$Z(s)$: متغیر برآورد شده است، S : موقعیت مکانی است (x,y) ، m : گرایش جبری و تصادفی (میانگین) و ϵ : خطای همبستگی است.

۲-۲- کریجینگ عام (UK)

در شکل ۲، (سمت راست) چگونگی برآورد متغیر توسط روش کریجینگ عام نشان داده شده است. در این شکل m_s مولفه قطعیت پذیر و تابع مختصات است در حالی که $\epsilon(s)$ یک متغیر تصادفی است که در صورت پیوستگی می‌تواند ساختار مکانی متغیر ناحیه‌ای باشد. در کریجینگ معمولی و ساده فرض بر این است که m_s مساوی صفر است. در حالی که در کریجینگ عام اینگونه نبوده و m_s تابع روند داده‌ها است که در این حالت روند باید از داده جدا شود. همچنین در شکل ۲ (سمت چپ)، چگونگی برآورد متغیر نسبت به میانگین در روش کریجینگ معمولی نشان داده شده است.



شکل ۲. برآورد متغیر با استفاده از کریجینگ عام (راست) و کریجینگ معمولی (چپ)

۲-۳- کریجینگ ساده (SK)

در این روش علاوه بر فرض مستقل بودن میانگین مختصات و عدم روند فرض دیگر این است که مقدار میانگین جامعه مشخص است.

۲-۴- گزینش روش بهینه

در نهایت از الگوریتم اعتبارسنجی جانبی^۱ که در آن از طریق حذف متوالی تک تک داده‌ها و برآورد مقدار متغیر در نقطه حذف شده، ارزش‌های معادل آن‌ها در هر مدل درونیابی تخمین زده می‌شود، استفاده شد. سپس برای سنجش

^۱Cross validation

میزان خطا و انحراف یا به عبارت دیگر ارزیابی و دقت‌سنجی مقادیر برآوردی هر مدل و تعیین مدل بهینه از شاخص‌های آماری، که مبنای همگی آن‌ها توسط ویلموت در سال ۱۹۸۴ گذاشته شد، استفاده گردید (ویلموت^۱، ۱۹۸۴، ۴۵۶):

این شاخص‌ها عبارتند از: خطای مطلق و بایاس میانگین، شاخص قابلیت پذیرش و خطای جذر مربع میانگین که به دو بخش خطای سیستماتیک و غیر سیستماتیک قابل تفکیک است.

شاخص‌های خطای مطلق میانگین^۲ و خطای بایاس میانگین^۳ به ترتیب برای محاسبه‌ی دقت و انحراف هر مدل درون یابی مورد سنجش قرار می‌گیرند که در روابط ۷ و ۸ نشان داده شده‌اند [Willmott et al. 1984].

(۷) خطای مطلق میانگین

$$MAE = N^{-1} \sum_{i=1}^n |(x_o - x_p)|$$

(۸) خطای بایاس میانگین

$$MBE = N^{-1} \sum_{i=1}^n (x_o - x_p)$$

MAE معرف خطا است که هر چه به صفر نزدیک‌تر باشد، دقت روش مورد نظر مناسب‌تر است، شاخص MAE معمولاً بر RMSE ترجیح داده می‌شود زیرا MAE نسبت به داده‌های پرت حساسیت کمتری دارد (اندرسون^۴، ۲۳۷، ۲۰۰۵). مقدار MBE بیانگر میانگین انحراف است که می‌تواند مثبت و یا منفی باشد این شاخص می‌تواند نشان دهد که مدل به کار گرفته شده، در تخمین متغییر مورد نظر، دچار خطای بیش برآورد^۵ شده است یا خطای کم برآورد^۶ (سبکبار و عزیز، ۱۳۸۵، ۱۱).

شاخص دیگری که در اینجا بر روی داده‌ها اعمال گردید شاخص قابلیت پذیرش^۷ (d) است که بین صفر و ۱ قرار دارد شاخص قابلیت پذیرش میزان هم‌سوئی^۸ مقادیر مشاهداتی و مقادیر برآوردی هر مدل درون‌یابی را نشان می‌دهد. مقادیر بالای این شاخص (نزدیک به ۱) بیانگر هم‌جهتی کامل مقدار مشاهداتی و برآوردی و مقادیر پایین آن (نزدیک صفر) بیانگر عدم هم‌سو بودن دو مقدار است. این شاخص از رابطه ۹ محاسبه می‌گردد (ویلموت و همکاران، ۱۹۸۴، ۴۴۵).

(۹) قابلیت پذیرش

$$d = 1 - n * RMSE^2 / PE$$

^۱ - Willmott

^۲-Mean Absolute Error(MAE)

^۳-Mean Bias Error(MBE)

^۴- Anderson

^۵- Overestimate

^۶-Underestimate

^۷-Acceptability index(d)

^۸-Agreement

$$PE = \sum_{i=1}^n (|x_p - \bar{x}_o| + |x_o - \bar{x}_o|)^2$$

مقادیر خطای جذر مربع میانگین^۱ نیز از رابطه ۱۰ محاسبه می‌گردد که مقدار اختلاف بین مقدار پیش‌بینی شده و مقادیر مشاهداتی را نشان می‌دهد (ویلموت و همکاران، ۱۹۸۴، ۴۵۶).

$$RMSE = N^{-1} \sum_{i=1}^n \{(x_o - x_p)^2\}^{1/2} \quad (۱۰) \text{ خطای جذر مربع میانگین}$$

در روابط ۷، ۸، ۹ و ۱۰، مقدار اندازه‌گیری شده، مقدار برآورد شده برای همان نقطه و n تعداد نقاط است. خطای میانگین مدل‌ها (RMSE) در برآورد سطح ایستابی را می‌توان به دو بخش خطای سیستماتیک (RMSEs) و خطای غیر سیستماتیک (RMSEu)، تجزیه کرد. این دو نوع خطا از طریق مدل برآوردگر کمترین مربعات ساده (OLS)^۲، داده‌ها را مدل‌سازی می‌کند. در این مدل‌سازی مقادیر مشاهداتی پارامتر (داده‌های مشاهداتی سطح ایستابی چاه‌ها) به عنوان متغیر مستقل در نظر گرفته شده و مقادیر برآوردی هر مدل به عنوان متغیر وابسته در نظر گرفته شده و یک تابع خطی کمترین مربعات برای برآورد مقادیر تخمینی هر مدل بر اساس مقادیر مشاهداتی به دست می‌آید. در نهایت تفاضل داده‌های برآورد شده از طریق تابع بدست آمده از مقادیر مشاهداتی خطای سیستماتیک برای هر مدل درون یابی محاسبه می‌گردد. حال آنکه خطای غیر سیستماتیک عبارت است از تفاضل داده‌های مدل‌سازی شده از مقادیر برآوردی هر مدل. به بیان دیگر خطای غیر سیستماتیک مدل، بیانگر خطاهایی است که از لحاظ ریاضی غیر قابل پیش‌بینی هستند، اما خطای سیستماتیک خطاهای قابل پیش‌بینی از لحاظ ریاضی می‌باشند (اندرسون، ۲۰۰۵، ۲۳۸). (روابط ۱۱ و ۱۲).

$$RMSEs = N^{-1} \sum_{i=1}^N [(\hat{P}_i - O_i)^2]^{1/2} \quad (۱۱) \text{ خطای سیستماتیک مدل}$$

$$RMSEu = N^{-1} \sum_{i=1}^N [(P_i - \hat{P}_i)^2]^{1/2} \quad (۱۲) \text{ خطای غیر سیستماتیک مدل}$$

که در این روابط $\hat{P} = a + bO_i$ و a و b ضرایب مربوط به تابع خطی (OLS) بین O و P است. از آنجا که این دو شاخص از تجزیه شاخص اصلی خطای جذر مربع میانگین یعنی (RMSE) بدست آمده‌اند، بنابراین رابطه زیر بین آن‌ها برقرار می‌باشد (رابطه ۱۳):

$$RMSE^2 = RMSE_s^2 + RMSE_u^2 \quad (۱۳)$$

موقعیت منطقه مورد مطالعه

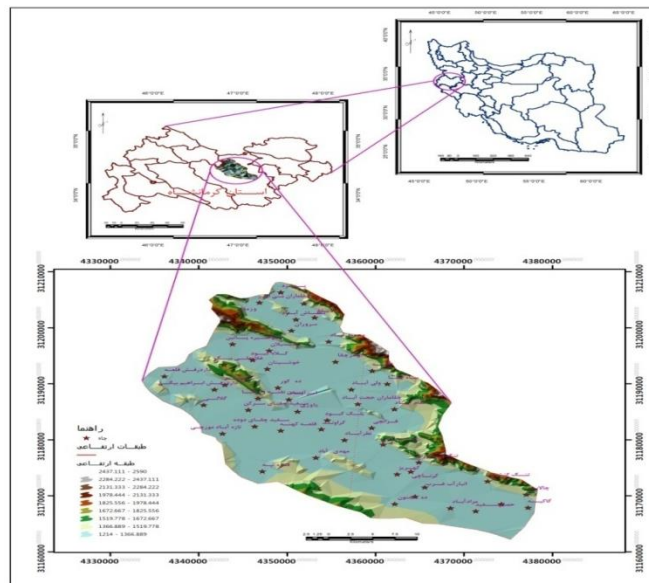
محدوده مورد مطالعه در قسمت شمال غرب شهرستان کرمانشاه واقع در زون ۳۸ سیستم تصویر UTM^۳ می‌باشد که حداقل ارتفاع محدوده مطالعاتی از سطح آب‌های آزاد ۱۲۴۱ متر، حداکثر ارتفاع ۲۵۹۰ متر است، مساحت آن ۹۹۹

^۱-Root Mean Square Error(RMSE)

^۲- Ordinary least square(OLS)

^۳Universal Transverse Mercator

کیلومتر مربع و محیط آن ۱۴۸ کیلومتر می‌باشد، همچنین امتداد محدوده در جهت شمال‌غرب-جنوب شرق بوده که حداکثر امتداد آن در جهت شمال‌غرب-جنوب شرق ۴۷/۷۹ کیلومتر و حداکثر امتداد آن در جهت شمال‌شرق-جنوب-غرب برابر ۲۰/۸۰ کیلومتر می‌باشد. میانگین بارش منطقه حدود ۲۵۲-۴۸۹ میلی‌متر بوده که به طور نرمال ۷۰ درصد بارش آن در فصل زمستان و بقیه بارش در سایر فصول توزیع شده است (سایت سازمان هواشناسی کرمانشاه، ۱۳۹۰). بنابراین عملاً کشاورزی منطقه مبتنی بر برداشت آب‌های زیرزمینی از طریق چاه‌های عمیق و نیمه‌عمیق است. موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه و پراکنش چاه‌های مطالعاتی در شکل ۱ نشان داده شده است:



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

بحث اصلی

از آنجا که نرمال بودن توزیع داده‌ها از پیش شرط‌های مهم استفاده از مدل‌های زمین آماری می‌باشد، لذا داده‌های مربوط به سطح ایستابی آب چاه‌های مورد مطالعه با استفاده از روش لگاریتم طبیعی (لگ نرمال) نرمال شدند (رابطه ۱۴) (حسنی پاک، ۱۳۸۶، ۲۴۴):

$$f(x) = \frac{1}{x\beta\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln x - \alpha}{\beta}\right)^2} \quad (x > 0) \quad (14)$$

و α و β به ترتیب میانگین و انحراف معیار داده‌های تبدیل یافته‌اند و از رابطه (۱۵) و (۱۶)

قابل محاسبه‌اند:

$$\alpha = \frac{\sum \log x_i}{n} \quad (15)$$

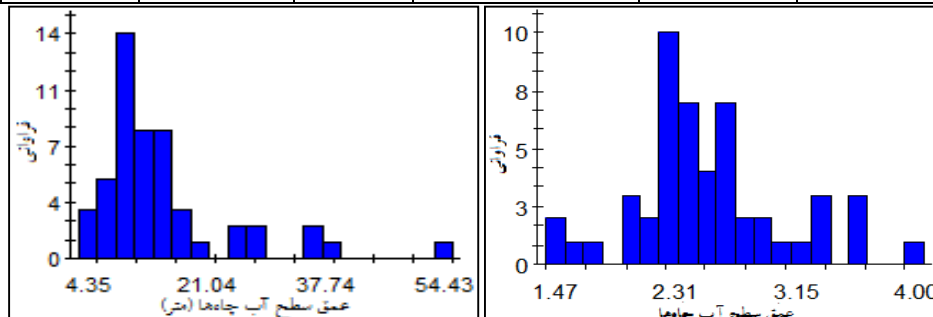
$$\beta = \frac{\sum \log x_i f_i}{n} \quad (16)$$

مشخصات آماری سطح ایستابی چاه‌های مورد مطالعه قبل و بعد از نرمال سازی در جدول ۱ و

شکل ۳ نشان داده شده است.

جدول ۱. مشخصات آماری سطح ایستابی چاه‌های مورد مطالعه قبل و بعد از نرمال سازی (لگ نرمال)

توزیع داده‌ها	میانگین	انحراف معیار	بیشینه	کیمینه	تعداد نقاط
نرمال نشده	۱۴/۹۰۹	۹/۶۶۳	۴/۳۵	۵۴/۳	۵۰
نرمال شده	۲/۵۴۸	۰/۵۳۶	۱/۴۷	۴	۵۰



شکل ۲. توزیع داده‌ها قبل (راست) و بعد (چپ) از نرمال سازی (لگ نرمالینگ)

یکی از پارامترها و پیش شرط‌های مهمی که قبل از ترسیم نیم‌تغییرنا باید محاسبه گرد اندازه گام^۱ می‌باشد، از آنجایی که پراکنش موقعیتی چاه‌ها از نظم خاصی پیروی نکرده و به صورت تصادفی می‌باشد لذا اندازه گام برابر با نصف بیشترین فاصله بین تمام نمونه‌ها برآورد گردید. بیشترین فاصله بین چاه‌ها ۷۱۶۹ متر بود که نصف این فاصله، یعنی ۳۵۸۴/۵ متر برابر اندازه گام قرار گرفت، تعداد گام^۲ نیز با توجه به امتداد طولی و عرضی محدوده مطالعاتی ۱۲ گام در نظر گرفته شد. برآزش نیم‌تغییرنمای بهینه در نرم افزار GS+ انجام گرفت که نتایج زیر به بدست آمد:

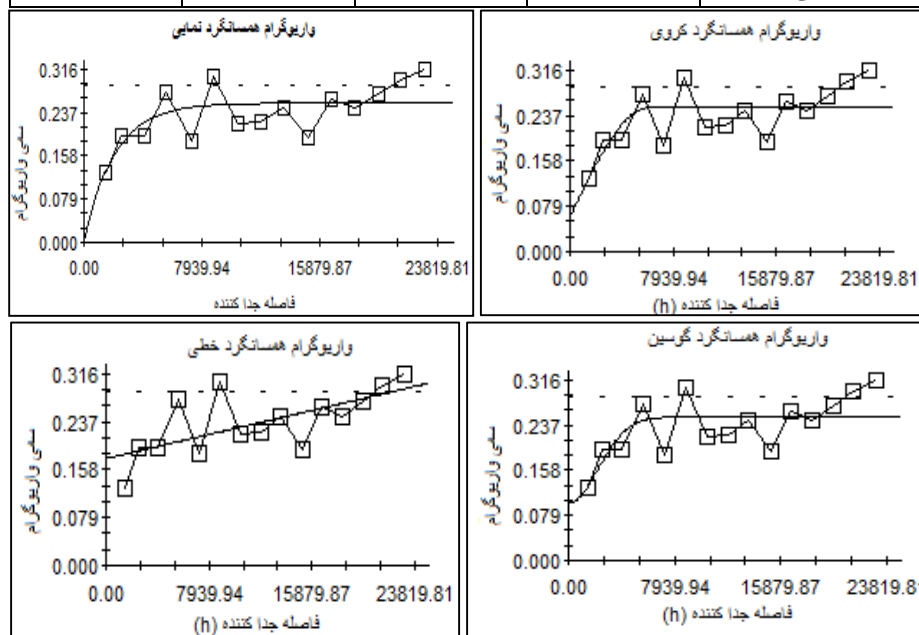
همان‌طور که گفته شد گزینش نیم‌تغییرنمای بهینه که بالاترین همبستگی فضایی بین داده‌های سطح ایستابی آب چاه‌ها را نشان دهد از نسبت میان اثر قطعه‌ای و سقف واریوگرام بدست می‌آید، بدین ترتیب که هر واریوگرامی که مقدار $C/(C_0+C)$ آن به ۱ نزدیکتر باشد، ساختار فضایی بین نمونه‌ها را بهتر مدل سازی می‌کند. نتایج نشان داد که نیم‌تغییرنمای نمایی، با مقدار $C/(C_0+C) = ۰/۹۹۹۶$ بهترین نیم‌تغییرنما برای نشان دادن ساختار فضایی و برآورد همبستگی فضایی سطح ایستابی آب چاه‌های منطقه مطالعاتی می‌باشد. این مقدار برای نیم‌تغییرنمای کروی، گوسین و خطی به ترتیب برابر، ۰/۷۵۷، ۰/۶۰ و ۰/۳۹۵ به دست آمد. مشخصات نیم‌تغییرنمای مورد در جدول ۲ و شکل ۴ نشان داده شده است. با توجه به اینکه در نیم‌تغییرنمای بدست آمده، روند تأثیر در تمام جهات برابر بود لذا ناهمسانگردی در محدوده مطالعاتی مشاهده نگردید.

^۱ Lag size

^۲ Lag number

جدول ۲. مشخصات نیم تغییر نما های برازش شده

نیم تغییر نما	C_0	C	(C_0+C)	$C/(C_0+C)$
کروی	۰/۰۶۱	۰/۱۹	۰/۲۵۱	۰/۷۵۷
نمایی	۰/۰۰۰۱	۰/۲۵۴۱	۰/۲۵۴۲	۰/۹۹۹۶
گوسین	۰/۱۰۰۶۰	۰/۱۵۰۶	۰/۲۵۱۲۰	۰/۶۰
خطی	۰/۱۷۶۴۲	۰/۱۱۴۷۴	۰/۲۹۱۱۶	۰/۳۹۴



شکل ۳. نیم تغییر نماهای تئوریکی برازش شده

بعد از انتخاب نیم تغییرنمای بهینه، با استفاده از مدل‌های زمین آماری کریجینگ به برآورد داده‌های سطح ایستابی آب چاه‌های مورد مطالعه اقدام گردید. برای برآورد سطح ایستابی از الگوریتم ارزیابی متقابل استفاده گردید. داده‌های مشاهداتی مربوط به سطح ایستابی چاه‌های مورد مطالعه به همراه مقادیر برآوردی مدل‌های درونیابی کریجینگ معمولی، کریجینگ ساده و کریجینگ عادی در جدول ۳ ارائه گردید، سپس مقادیر برآوردی سطح ایستابی توسط مدل‌ها، با استفاده از شاخص دقت‌سنجی معرفی شده در این تحقیق مورد بررسی قرار گرفت که نتایج این ارزیابی در جدول ۴ گزارش شده است. نتایج ارزیابی و دقت‌سنجی مدل‌های مذکور در برآورد سطح ایستابی آب چاه‌های مورد بررسی بیانگر آن بود که مدل کریجینگ معمولی از لحاظ شاخص جذر مربع خطای میانگین و خطای سیستماتیک مدل، دارای کمترین میزان خطا است، شاخص قابلیت پذیرش نشان داد که مقادیر برآوردی این مدل دارای بالاترین همسویی با مقادیر

مشاهداتی می‌باشد. همچنین داده‌های برآوردی این مدل دارای بالاترین ضریب تبیین (R^2) داده‌های مشاهداتی بود. اما مدل کریجینگ ساده از لحاظ شاخص خطای غیر سیستماتیک مدل و خطای مطلق میانگین دارای کمترین مقدار بود. شاخص انحراف سنجی خطای بایاس میانگین نیز در مدل کریجینگ عام دارای مقدار کمینه بود. بنابراین از ۷ شاخص اعمال شده برای ارزیابی مدل‌ها، ۵ شاخص (جذر مربع خطای میانگین، خطای سیستماتیک مدل، خطای مطلق میانگین و شاخص قابلیت پذیرش و ضریب تبیین) در مدل کریجینگ معمولی دارای مقدار کمینه می‌باشند که بیانگر توانایی بیشتر این مدل در برآورد و درونیابی سطح ایستابی آب چاه‌های مورد بررسی می‌باشد و سطح برآوردی توسط این مدل زمین آماری به عنوان دقیق‌ترین سطح ایستابی آب منطقه مورد مطالعه پیشنهاد می‌گردد. در نهایت نقشه درون-یابی سطح ایستابی آب منطقه با استفاده از مدل کریجینگ معمولی با واریوگرام نمایی و در نظرگیری ۸ همسایه مدل-سازی شد (شکل ۶).

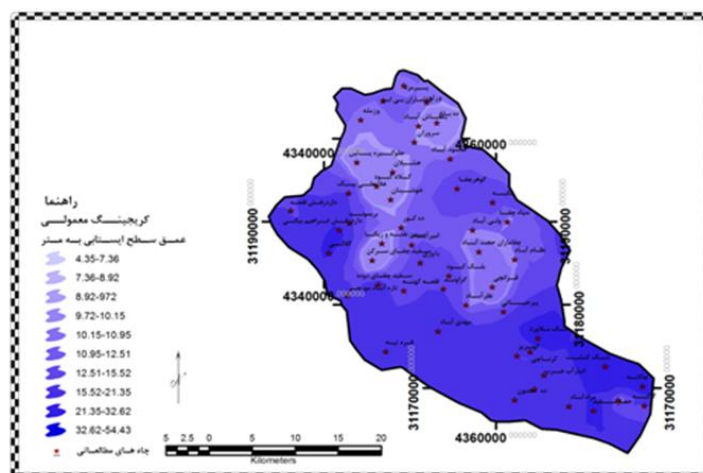
جدول ۳: سطح مشاهداتی و سطح برآوردی مدل‌های درون یابی

ردیف	اسم چاه	مشاهداتی سطح	رتبه	سطح برآوردی بر اساس مدل‌های زمین آماری کریجینگ			مشاهداتی سطح	اسم چاه	ردیف
				UK	SK	OK			
۱	امیرآباد	۱۲/۵۳	۱۱/۹۲	۱۲/۲۵	۱۱/۹۴	۱۲/۲۴	سفید چقایی دوده	۲۶	
۲	انبار آب غرب	۱۲/۳۷	۱۹/۹۲	۱۷/۶۳	۲۰/۱۵	۱۴/۵۷	سفید چقایی سرکن	۲۷	
۳	بریموند	۱۵/۹۲	۱۸/۴۹	۱۸/۹۵	۱۸/۶۱	۲۶/۲۸	سیاه بید بالا	۲۸	
۴	بکتاش آباد	۹/۷	۹/۷	۱۰/۱۵	۹/۵۸	۱۱/۲۷	سیاه چقا	۲۹	
۵	بلک کبود	۱۴/۹۴	۱۳/۲۳	۱۳/۷۱	۱۳/۱	۱۱/۰۶	غلامعلی بیگ	۳۰	
۶	بین نفته و ریکا	۷/۵۳	۹/۹۶	۱۰/۱۲	۱۰/۰۶	۳۱/۷۸	قره تپه	۳۱	
۷	پیرحیاتی	۱۳/۸۸	۱۴/۴۴	۱۲/۷۷	۱۴/۵۹	۱۴/۰۵	قرانچی	۳۲	
۸	پیرمزد	۱۰/۳۷	۱۰/۶۷	۱۳/۴۷	۱۱/۹	۱۶/۵۵	قلعه کهنه	۳۳	
۹	تازه آباد مورچی	۱۵/۳	۱۷/۳	۱۵/۲۵	۱۹/۱۸	۲۳/۶۵	کرناچی	۳۴	
۱۰	تکیه	۱۳/۹۵	۱۱/۵۳	۱۳/۳۱	۱۰/۹۴	۱۰/۷۸	کلاه کبود	۳۵	
۱۱	تنگ کنشت	۵۴/۴۳	۱۷/۳	۱۵/۷۳	۱۸/۳۱	۱۵/۴۴	کهریز	۳۶	
۱۲	تنگ ملورد	۳۷/۴۶	۱۴/۴۳	۱۳/۷	۱۳/۹۵	۳۱/۶۲	گاکیه	۳۷	
۱۳	جلوگیره پائین	۷/۱۲	۱۰/۹۹	۱۲/۲۴	۱۱/۴۳	۱۴/۹۳	گراوند	۳۸	
۱۴	چالابه	۳۶/۰۱	۱۵/۹	۱۴/۴	۱۶/۲۴	۱۸/۱۹	گلالی	۳۹	
۱۵	چاله چاله	۲۰/۶۲	۱۹/۸۵	۱۶/۶۴	۱۸/۶۷	۱۱/۱۳	گوهرچقا	۴۰	
۱۶	چقاماران بی ابر	۱۱/۳۹	۱۰/۲۴	۱۲/۵۹	۱۰/۸۳	۱۱/۳۸	محمود آباد	۴۱	
۱۷	چقاماران حجت آباد	۷/۸۳	۱۲/۰۱	۱۱/۸۴	۱۱/۷۶	۲۳/۰۳	مرادآباد	۴۲	

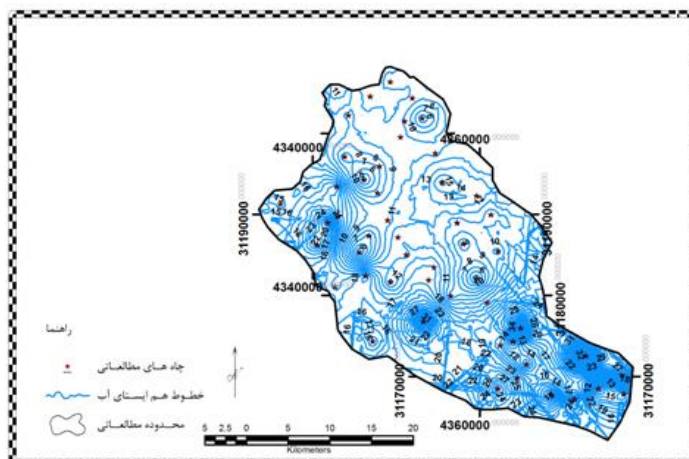
۱۵/۵۸	۱۴/۳۳	۱۵/۷۷	۳۴/۹۳	مهدی آباد	۴۳	۱۱/۵۹	۱۳/۱۹	۱۴/۳۴	۲۳/۹۸	حصار سفید	۱۸
۱۱/۸۴	۱۱/۹	۱۲/۱۲	۹/۴۷	نظام آباد	۴۴	۸/۷۵	۹/۵۹	۸/۷۴	۸/۴	خوشینان	۱۹
۱۵/۳۴	۱۴/۶۲	۱۵/۲۹	۱۰/۲۲	نظر آباد	۴۵	۱۷/۵۸	۱۷/۲	۱۶/۸۱	۲۶/۴	داردرفش ابراهیم بیگی	۲۰
۸/۶۷	۹/۴۶	۸/۷۶	۷/۹۹	هشیلان	۴۶	۲۶/۵۴	۱۵/۴۴	۱۶/۵۵	۱۴/۱۸	داردرفش قلعه	۲۱
۸/۷۱	۱۱/۱۹	۹/۶۴	۱۰/۷	ورله	۴۷	۱۱/۷۲	۱۲/۲۷	۱۱/۲۱	۵/۹۶	ده باغ	۲۲
۱۲/۰۱	۱۳/۱۹	۱۰/۶۸	۹/۳۹	وزمله	۴۸	۱۱/۳۷	۱۲/۱	۱۱/۴	۱۰/۱۹	ده کور	۲۳
۱۱/۸۹	۱۲/۵۵	۱۲/۲۲	۹/۷۶	ولی آباد	۴۹	۱۸/۴	۱۶/۶۵	۲۱/۶۴	۲۸/۴۱	ده مجنون	۲۴
۱۴/۰۱	۱۳/۹۳	۱۴/۳۲	۱۲/۳۹	یاوری	۵۰	۱۰/۲۷	۱۱/۴۱	۱۰/۳۶	۹/۹۷	سروران	۲۵

جدول ۴. ارزیابی و دقت سنجی مدل‌های زمین آماری به کار رفته در برآورد سطح ایستابی آب چاه‌های منطقه

شاخص های سنجش دقت روش های درون یابی		روش های استفاده شده در درون یابی			
شاخص	توضیحات شاخص	کریجینگ معمولی	کریجینگ ساده	کریجینگ عام	مدل بهینه
RMSE	مقدار کمتر = دقت بیشتر مدل درون یابی	۹/۳۱	۹/۳۸	۱۰/۱۹	کریجینگ معمولی
RMSE s	مقدار کمتر = خطای قابل برآورد کمتر	۸/۴۵	۸/۹۸	۸/۶۴	کریجینگ معمولی
RMSE u	مقدار کمتر = دقت بیشتر مدل درون یابی	۳/۹۲	۲/۷	۵/۳۹	کریجینگ ساده
d	مقدار بیشتر = همسویی بیشتر	۰/۴۱	۰/۳۱	۰/۳۸	کریجینگ معمولی
MAE	مقدار کمتر = دقت بیشتر مدل درون یابی	۶/۰۵	۶/۰۷	۶/۹	کریجینگ معمولی
MBE	مقدار کمتر انحراف کمتر مدل درون یابی	-۰/۴۹	-۰/۸۳	۰/۱۶	کریجینگ عام
R ²	مقدار بیشتر = دقت بیشتر مدل درون یابی	۰/۰۷۶	۰/۰۵۱	۰/۰۲۸	کریجینگ معمولی



شکل ۴: نقشه درون یابی سطح ایستابی محدوده مطالعاتی، ترسیم شده بر پایه ی مدل کریجینگ معمولی با نیم تغییرنمای نمایی



شکل ۵. کتور های هم ایستایی سطح آب زیر زمینی منطقه مورد مطالعه ، ترسیم شده بر پایه ی مدل کریجین گ معمولی با نیم تغییرنمای نمایی

نتیجه گیری

در این تحقیق به ارزیابی و دقت سنجی مدل های زمین آماری در بهینه سازی برآورد و درونیابی سطح ایستایی آب- های زیرزمینی منطقه شمال غرب کرمانشاه پرداخته شد. نتایج نشان داد که نیم تغییرنمای نمایی، توانایی بیشتری در تحلیل ساختار فضایی سطح ایستایی آب چاه های مورد بررسی دارد و نتایج حاصل از دقت سنجی مدل های درونیابی نیز روش زمین آماری کریجینگ معمولی را به عنوان روش بهینه پیشنهاد می داد. بنابراین مدل زمین آماری کریجینگ با نیم تغییرنمای نمایی و در نظر گیری ۸ همسایه به عنوان مدل بهینه پیشنهاد می گردد. از سطح ایستایی برآوردی که در این پژوهش به صورت بهینه مدل سازی شد، می توان برای مکان یابی بهینه حفر چاه های کشاورزی استفاده کرد و برنامه ریزان می توانند از طریق به روز کردن داده های این مدل، از آن به عنوان یک مدل بهینه برای پایش نوسانات سطح ایستایی آب منطقه مورد مطالعه و برنامه ریزی در مورد میزان بهره برداری از سفره، استفاده کنند.

منابع

۱. حسنی پاک، علی اصغر. (۱۳۸۶). زمین آمار، تهران، دانشگاه تهران، ۳۸۰ صفحه.
۲. صفرزاد، طاهر. ۱۳۸۸. مدل سازی و تحلیل فضایی بارش در مناطق کوهستانی مطالعه موردی زاگرس میانی، پایان نامه برای دریافت مدرک کارشناسی ارشد، سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی، دانشگاه تهران.
۳. فرجی سبکبار، حسن. عزیزی، قاسم. ۱۳۸۵. ارزیابی میزان دقت روش های درونیابی فضایی مطالعه موردی: الگوسازی بارندگی حوضه کارده مشهد، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۳۵، ص ۱ - ۱۵
۴. فهرودی تالی، منیژه. ۱۳۸۱. ارزیابی درونیابی به روش کریجینگ، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۴۳، ص ۹۵ - ۱۰۸.
۵. مدنی، حسن. (۱۳۷۳). مبانی زمین آمار، تهران، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، ۶۵۸ صفحه.
۶. نادریان فر، محمد. انصاری، حسن. ۱۳۹۰. ارزیابی اثرات شدت - مدت خشکسالی هادرمقیاس زمانیکو ناگونبر نوسانهای سطح آب زیرزمینی (مطالعه یموردی :دشتنیشابور)، مجله یمهندسیمنا آب، صص ۱-۱۶
۷. شکیب، علیرضا. میرباقری، بابک. خیری، افسانه. ۱۳۸۹. خشکسالیو تأثیر آن بر منابع آبریز زمیندر شرق استان کرمانشاه با استفاده از شاخص SPI، جغرافیا، شماره ۲۸، صص ۱۰۵-۱۲۵.
۸. محتشم، محسن. احمد دهقانی، امیر اکبر پور، ابوالفضل. مفتاحهلقی، مهدی. اعتباریهروز. ۱۳۸۹. پیش بینی سطح ایستایی با استفاده از شبکه های عصبی مصنوعی (مطالعه موردی: دشت بیرجند)، مجله آبیاری و زهکشی ایران، شماره ۱، صص ۱-۱۰.
۹. طباطبائی، حسن. غزالی، محبوبه. ۱۳۹۰. ارزیابی دقت روشهای میانیا بیدرتخمین سطح ایستایی آبریززمینی (مطالعه موردی : آبخوانهای فارسانجوقانوسفیددشت)، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آبخاک، شماره ۵۷، صص ۱۰-۲۲.
10. Lim, K.J. Choi, J. Kim, K. Sagong, M. and Engel, B.A. 2003. Development of sediment assessment tool for effective erosion control (SATEEC) in small scale watershed. Trans Korean Soc Agric Eng 45(5):85-96.
11. Lu, D. L. G. Valladares, G.S. and Batistella, M. 2004. Mapping soil erosion risk in Rondonia, Brazilian Amazonia: Using RUSLE, remotesensing and GIS. Land Degrad Dev 15:499-512 .
12. Willmott, C. J. 1984. On the evaluation of model performance in physical geography. In Spatial Statistics and Models, ed. G. L. Gaile, and C. J. Willmott, pp. 443-460.
13. <http://www.kermanshahmet.ir/>
14. - Sharolyn .Anderson , 2004, An Evaluation of Spatial Interpolation Methods on Air Temperature in Phoenix, AZ. G. Lorentz, and e. al, pp. 203-67. New York: Academic Press
15. Salah. hamad, 2009, Geostatistical analysis of groundwater levels in the south Al Jabal Al Akhdar area using GIS, GIS Ostrava 2009, no 1 pp. 25. - 28
16. B V N P. Kambhammettu, Praveenam .Allena and James. P King, 2011, Application and evaluation of universal kriging for optimal contouring of groundwater levels, J. Earth Syst. Sci. 120, No. 3, pp. 413-422

17. Nicolaos.Theodossiou, Pericles. Latinopoulos, 2005, Evaluation and optimisation of groundwater observation networks using the Kriging methodology, *Environmental Modelling & Software*, 21, pp. 9911000
18. Kemal. Sulhi, Gundogdu, and Ibrahim. Guney,2007, Spatial analyses of groundwater levels using universal kriging, *Earth Syst. Sci.* 116, No. 1, pp. 49–55

Precision Assessment and geostatistical methods for estimating the optimal level of groundwater table, Case Study: North West Kermanshah Plain

Abstract

Successful management of groundwater resources using numerical models requires knowledge of spatial distribution of hydraulic heads and its fluctuation, aquifer parameters and other input data. This paper's aim is application and evaluation of geostatistical model for optimal estimation of Groundwater Table Level in an area of 999 sq km in part of the north west of Kermanshah plain. To achieving this, we used the data of Water table elevations in the 50 monitoring wells in studding area. Firstly we analyses the spatial correlation of monitoring wells With the use of measured elevations of the water table, experimental semivariograms were constructed that characterizes the spatial variability of the measured groundwater levels. Linear, Spherical, Exponential and Gaussian semivariogram models were fitted to the experimental semivariogram. The finally selected models were used to estimate the groundwater levels and estimation variance (which express the best accuracy of the estimated groundwater levels). Then 3 geostatistical interpolation method (ordinary, sample and universal Kriging) applied to interpolate water table elevations from their measurements at random locations. The cross validation algorithm was used to estimation then 7 statistical indexes (RMSE, RMES_u, RMSE_s, MAE, MBE, d, R²) apply to evaluation and comparing 3 mentioned interpolation method. The results indicated that the ordinary kriging(OK) with exponential semivariogram and by including 8 neighbor were the best method for modeling and interpolating ground water table level in studding area.the out pout of this paper can be applied to optimization the locate of wells network. The water resource planner and decision maker in this field can apply this optimum interpolated water table to monitoring the spatiotemporal fluctuation of water table in this area by updating its data.

Key Words: Ground water table, Geostatistical interpolating method, Empirical and theoretical semivariogram, Kermanshah