

Estimation of groundwater levels using geostatistical methods

Case study: Zahedan plain

S. Nikbakht¹, M. Delbari^{2*}

1,2- MSc Student & Assistant Prof., Dept. of Water Engineering, Faculty of Water and Soil, University of Zabol, Iran.

* (Corresponding author Email: mas_delbari@yahoo.com)

Received: 9-11-2013

Accepted: 16-12-2013

برآورد سطح ایستابی آب‌های زیرزمینی با استفاده از روش‌های زمین آماری

مطالعه موردی: دشت زاهدان

صادق نیکبخت^۱ و معصومه دلبری^{۲*}

۱ و ۲- به ترتیب دانشجوی کارشناسی ارشد و استادیار گروه مهندسی منابع آب، دانشکده آب و خاک، دانشگاه زابل.

* (نویسنده مسئول، E-Mail: mas_delbari@yahoo.com)

تاریخ دریافت: ۹۲/۸/۱۸

تاریخ پذیرش: ۹۲/۹/۲۵

Abstract

Due to the importance of groundwater resources as useable and depleting water resources, the study and appropriate management of groundwater exploitation are very important. A proper management of groundwater resource needs knowledge of the spatial variability of water table levels over the study area. To obtain such information, appropriate interpolation and mapping of water table levels based on a limited number of observations is needed. Recently, geostatistical interpolators are being used as they have acceptable accuracy. In this study the performance of ordinary kriging (OK), inverse distance weighting (IDW), radial basis function (RBF) and global polynomial interpolation (GPI) for estimating groundwater level are compared. Water table data are related to a number of 31 observation levels across Zahedan plain recorded in 2011. Cross validation technique is used to compare the results with the evaluation criteria, root mean square error (RMSE) and mean bias error (MBE). Based on the results, OK with a Gaussian model of semivariogram having the lowest amounts of RMSE (7.9 m) and MBE (-0.97 m) is the most accurate approach for estimating groundwater level over the study area. The generated water table map indicates that groundwater level in south and southwest of the study area is higher than its value in northern and northeastern parts.

Keywords: Water table, Interpolation, Kriging, Inverse Distance Weighting (IDW), Radial Basis Function (RBF), Global Polynomial Interpolation (GPI).

چکیده

با توجه به جایگاه آب‌های زیرزمینی به عنوان یکی از منابع آبی قابل استفاده و همچنین رو به کاهش، مطالعه و مدیریت مناسب بهره‌برداری از آن دارای اهمیت ویژه‌ای است. از طرفی مدیریت صحیح منابع آب مستلزم داشتن اطلاع از تغییرات مکانی سطح آب زیرزمینی در سطح حوضه مورد مطالعه می‌باشد. برای دستیابی به اطلاعات مورد نظر، میان‌یابی و پهنه‌بندی صحیح سطح ایستابی براساس تعداد مشخصی داده معلوم لازم است. در سال‌های اخیر استفاده از روش‌های میان‌یابی زمین آماری به دلیل دقت قابل قبولی که دارند رو به گسترش است. در مطالعه حاضر، دقت روش زمین آماری کریجینگ معمولی (OK)، وزن‌دهی عکس فاصله (IDW)، توابع پایه شعاعی (RBF) و چند جمله‌ای جهانی (GPI) برای تخمین سطح ایستابی مورد ارزیابی قرار گرفته است. داده‌های سطح ایستابی مربوط به تعداد ۳۱ حلقه چاه واقع در دشت زاهدان که در سال ۱۳۹۰ برداشت شده‌اند، می‌باشد. برای ارزیابی روش‌ها از تکنیک اعتبارسنجی متقابل (cross-validation) با معیارهای آماری ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) و میانگین انحراف خطا (MBE) استفاده شده است. براساس نتایج حاصل روش کریجینگ معمولی با مدل نیم‌تغییرغای گوسی با $RMSE=7.9m$ و $MBE=-0.97m$ به عنوان مناسب‌ترین روش جهت تخمین سطح ایستابی انتخاب شد. نقشه پهنه‌بندی سطح ایستابی در سطح منطقه حاکی از این است که مناطق جنوب و جنوب غرب نسبت به مناطق شمال و شمال شرق دارای سطح ایستابی بالاتری است.

واژه‌های کلیدی: سطح ایستابی، میان‌یابی، کریجینگ، وزن‌دهی عکس فاصله (IDW)، توابع پایه شعاعی (RBF)، چند جمله‌ای جهانی (GPI).

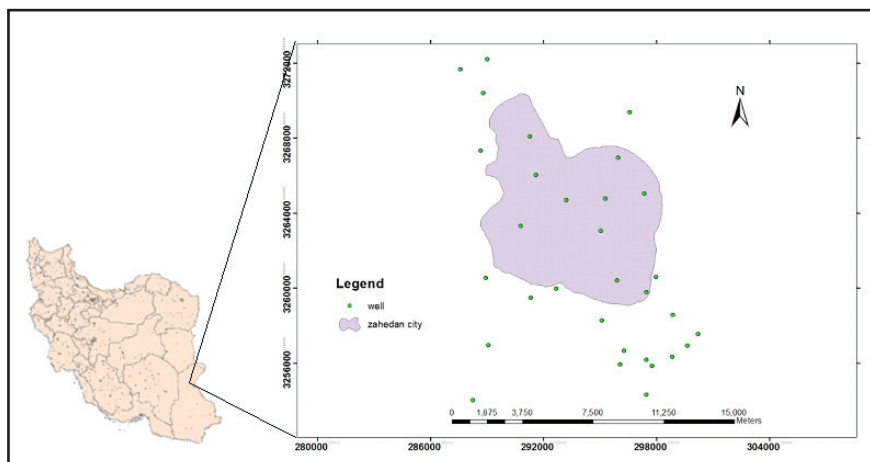
روش‌های زمین آماری بر روش‌های مبتنی بر آمار کلاسیک بود. McKenna (۲۰۰۲) در ایالت کلرادو آمریکا برای بالا بردن دقت در تخمین و شبیه‌سازی داده‌های مؤثر بر جریان آب زیرزمینی از روش‌های زمین آماری استفاده کرد. نتایج این آزمایش حاکی از این است که با استفاده از روش‌های زمین آماری مانند کریجینگ ساده و کریجینگ معمولی علاوه بر بالا رفتن دقت در تخمین داده‌ها می‌توان از تعداد کمتر نمونه برداری نیز استفاده کرد. Desbarats و همکاران (۲۰۰۲) اطلاعات به دست آمده از DEM را برای برآورد تراز سطح آب در آبخوان با استفاده از کریجینگ با روند خارجی به کار برده‌اند. Kulin و همکاران (۲۰۰۵) نقشه‌های هم‌تراز سطح آب زیرزمینی دشت چین را با استفاده از کریجینگ معمولی تهیه کردند. Moukanaa و Koike (۲۰۰۸) با استفاده از کریجینگ معمولی و آنالیز عکس‌های ماهواره‌ای به بررسی افت سطح آب زیرزمینی دشت Kumamoto ژاپن پرداختند. Yang و همکاران (۲۰۰۸) از روش کریجینگ معمولی برای طراحی شبکه پایش تراز آب زیرزمینی استفاده نمودند. Sun و همکاران (۲۰۰۹) روش‌های کریجینگ، توابع پایه شعاعی^۴ (RBF) و IDW را جهت درون‌یابی عمق آب زیرزمینی در منطقه Minqinoasis چین مورد ارزیابی قرار دادند و در نهایت به این نتیجه رسیدند که روش کریجینگ ساده برای این منطقه مناسب‌تر است. Ahmadi و BaghbanZadeh Dezfouli (۲۰۱۲) با استفاده از روش‌های IDW، Kriging و RBF به برآورد سطح آب‌های زیرزمینی در دشت رزن - قهاوند استان همدان پرداختند و در نهایت روش کریجینگ معمولی را به‌عنوان بهترین روش برای برآورد سطح آب زیرزمینی انتخاب کردند. Bhat و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از روش کریجینگ معمولی به طراحی شبکه پایش آب‌های زیرزمینی در ایالت فلوریدای آمریکا پرداختند. نتایج نشان داد برای کاهش خطای تخمین باید تعداد ۵۸ حلقه چاه به تعداد ۴۴ حلقه چاه مشاهده‌ای در منطقه اضافه شود. در حال حاضر آب مصرفی شهر زاهدان از دو محل چاه‌نیمه‌های زابل و چاه‌های شور سطح شهر تأمین می‌شود. با توجه به کمبود آب و خشکسالی‌های اخیر، سالانه به میزان قابل توجهی از سطح آب‌های زیرزمینی در این منطقه کاسته می‌شود. هدف از این تحقیق بررسی تغییرات مکانی و پهنه‌بندی سطح ایستابی آب‌های زیرزمینی در دشت زاهدان است. برای این منظور از روش‌های میان‌یابی کریجینگ معمولی، عکس فاصله وزن دار، چند جمله‌ای جهانی و توابع پایه شعاعی در تخمین سطح ایستابی استفاده شده است. در نهایت روش‌های مذکور با یکدیگر مقایسه و بهترین روش در تخمین سطح ایستابی آب‌های زیرزمینی دشت زاهدان انتخاب شد.

آب‌های زیرزمینی یکی از مهمترین منابع آبی در ایران هستند و بخش مهمی از آب مورد نیاز کشاورزی و مصارف شهری از منابع آب زیرزمینی تأمین می‌شود. برای مدیریت بهینه آب‌های زیرزمینی ضرورت دارد که اطلاعات کافی از مجموعه ویژگی‌های کمی و کیفی آبخوان مورد مطالعه جمع‌آوری شود. از جمله روش‌های میان‌یابی که می‌توان برای تخمین متغیرهای مکانی از قبیل سطح ایستابی بکار برد روش‌های زمین آماری است. تخمین زمین آماری فرایندی است که طی آن می‌توان مقدار یک کمیت در نقاطی با مختصات معلوم را با استفاده از مقدار همان کمیت در نقاط دیگری با مختصات معلوم به دست آورد (Isaaks و Srivastava، ۱۹۸۹). در روش‌های میان‌یابی مبتنی بر آمار کلاسیک مانند روش وزن‌دهی عکس فاصله، با توجه به در نظر نگرفتن پراکنش مکانی داده‌ها، دستیابی به دقت مطلوب همیشه امکان‌پذیر نیست. این در حالی است که روش‌های زمین آماری ضمن در نظر گرفتن موقعیت مکانی و نحوه پراکنش نقاط، اغلب دقت قابل قبولی را ارائه می‌دهد (دلبری و همکاران، ۱۳۸۹). در سال‌های گذشته تحقیقات مختلفی در ارتباط با بررسی تغییرات مکانی و تخمین سطح آب‌های زیرزمینی توسط محققین صورت گرفته است (طباطبایی و غزالی، ۱۳۹۰؛ Sun و همکاران، ۲۰۰۹؛ Jang و همکاران، ۲۰۱۳). سالاری جزی و همکاران (۱۳۸۸) روش‌های کریجینگ و کوکریجینگ را برای محاسبه تراز سطح آب زیرزمینی در سطح دشت میان‌آب به کار بردند. نتایج حاصل بیانگر این بود که هر دو روش، تراز سطح آب زیرزمینی را در حالت نقطه‌ای بیشتر از مقدار واقعی برآورد می‌کند و روش کوکریجینگ با متغیر کمی تراز سطح زمین، دارای دقت بالاتری نسبت به روش کریجینگ است. نجفی توبورآباد (۱۳۸۹) در تحقیقی دقت دو روش وزن‌دهی عکس فاصله^۱ (IDW) و کریجینگ معمولی^۲ (OK) را برای درون‌یابی داده‌های سطح ایستابی حاشیه دریاچه ارومیه مورد بررسی قرار داد. نتایج حاصل نشان داد دقت روش OK نسبت به IDW بالاتر است. محمدی و همکاران (۱۳۹۱) به بررسی تغییرات مکانی - زمانی سطح آب زیرزمینی دشت کرمان با استفاده از روش‌های کریجینگ، لوگ کریجینگ، کوکریجینگ و وزن‌دهی عکس فاصله پرداختند. مدل گوسی به‌عنوان بهترین مدل برازش شده به نیم‌تغییرغای داده‌های سطح آب انتخاب شد. Marino و Benjemma (۱۹۹۰) نتایج حاصل از تخمین سطح ایستابی به روش زمین آمار را که برای بهینه کردن شبکه پایش^۳ در کشور مراکش انجام شده بود، ارائه کردند. این نتایج حاکی از برتری

ناحیه مورد مطالعه

شهرستان زاهدان با مساحت ۳۶۵۸۱ کیلومتر مربع در شمال استان سیستان و بلوچستان واقع شده است و از نظر جغرافیایی در ۶۰ درجه و ۵۲ دقیقه شرقی و ۲۹ درجه و ۲۹ دقیقه شمالی قرار دارد. ارتفاع آن از سطح دریا ۱۳۸۵ متر و دارای آب و هوایی بیابانی گرم و خشک است. میانگین بارش سالانه در آن ۷۲

میلی متر است (محمدزاده و همکاران، ۱۳۹۱). شهر زاهدان در دشتی صاف و هموار با شیبی ملایم در حدود ۰/۳ تا ۰/۵ درصد قرار گرفته و کوه‌های نسبتاً مرتفعی آن را احاطه نموده است. شیب عمومی دشت از سمت جنوب به شمال و شیب جانبی آن از غرب به شرق است. مساحت حوضه آبخیز دشت زاهدان بیش از ۱۲۰ هزار هکتار است (بی‌نام، ۱۳۸۷). موقعیت دشت زاهدان و چاه‌های مشاهده‌ای استفاده شده در این تحقیق در شکل (۱) نشان داده شده است.



شکل ۱- موقعیت دشت زاهدان و چاه‌های مشاهده‌ای استفاده شده در این تحقیق

به فاصله h از یکدیگر قرار دارند، $z(x)$ مقدار متغیر در نقطه‌ای به مختصات x ، $z(x+h)$ مقدار متغیر در نقطه‌ای به مختصات $(x+h)$ است. به مقدار نیم تغییر h از $h=0$ ، اثر قطعه‌ای (C_0) گفته می‌شود. با افزایش h ، مقدار نیم تغییر تا فاصله معینی اضافه می‌شود و پس از آن به حد ثابتی می‌رسد که به آن حد آستانه (C_0+C) می‌گویند. به فاصله بین نمونه‌ها که از آن به بعد مقادیر متغیر در نقاط مجاور تأثیر چندانی بر یکدیگر ندارند، دامنه یا شعاع تأثیر (A_0) گفته می‌شود (Srivastava و Isaaks، ۱۹۸۹). قبل از کاربرد نیم تغییر h ، لازم است مناسب‌ترین مدل تئوری بر آن برازش داده شود.

کریجینگ معمولی (OK)

روش کریجینگ معمولی از مهم‌ترین و مرسوم‌ترین روش‌های تخمین زمین آماری می‌باشد. این روش متکی بر منطق میانگین متحرک وزن دار و بهترین تخمین گر خطی نا اریب می‌باشد که علاوه بر مقادیر تخمین، میزان خطای تخمین در هر نقطه را نیز مشخص می‌کند (Goovaerts، ۱۹۹۷). از این خاصیت می‌توان در طراحی شبکه نمونه برداری و به منظور تعیین محل نقاط اضافی

روش‌های میان‌یابی مورد استفاده

در این مطالعه برای بررسی تغییرات مکانی سطح ایستابی، نیم‌تغییرغای تجربی^۵ مورد استفاده قرار گرفت. سپس با استفاده از روش‌های کریجینگ، توابع پایه شعاعی (RBF)، وزن‌دهی عکس فاصله (IDW) و چند جمله‌ای جهانی (GPI)^۶، به میان‌یابی سطح آب زیرزمینی پرداخته شد. برای بررسی تغییرات مکانی از نرم‌افزار ArcGIS 10.1^۷ استفاده گردید.

نیم‌تغییرغا

نیم‌تغییرغا متداول‌ترین ابزاری است که همبستگی مکانی را در زمین آمار بررسی می‌کند. نیم‌تغییرغا میزان عدم تشابه را بین مقادیر یک ویژگی هنگامی که فاصله بین نمونه‌ها افزایش می‌یابد، نشان می‌دهد. در عمل برای محاسبه نیم‌تغییرغای تجربی از رابطه زیر استفاده می‌شود (Srivastava و Isaaks، ۱۹۸۹):

$$\gamma^*(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(x+h) - z(x)]^2 \quad (1)$$

که در آن $\gamma^*(h)$ نیم‌تغییرغای تجربی، $N(h)$ تعداد جفت نقاطی که

دیگر در جهت کاهش خطای تخمین‌ها استفاده نمود (Kitanidis, ۱۹۹۳). فرمول مورد استفاده برای تخمین در روش کریجنگ معمولی مطابق زیر است:

$$z^*(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i z(x_i) \quad (2)$$

که در آن $z^*(x_0)$ مقدار تخمین زده شده متغیر z در نقطه‌ای به مختصات x_0 ، $z(x_i)$ مقدار مشاهده شده متغیر z در نقطه‌ای به مختصات x_i ، λ_i وزن نسبت داده شده به متغیر z در نقطه x_i و n تعداد مشاهدات می‌باشد (Delbari و همکاران، ۲۰۱۳).

وزن دهی عکس فاصله (IDW)

در این روش نیز همچون روش کریجنگ، مقدار یک متغیر در نقطه‌ای که نمونه برداری نشده باشد، از روی نقاط مجاورش، با استفاده از رابطه (۲) تخمین زده می‌شود. در این روش وزن‌ها با توجه به فاصله هر نقطه معلوم نسبت به نقطه مجهول و بدون توجه به موقعیت و چگونگی پراکندگی نقاط حول نقطه تخمین، تعیین می‌شوند. بدین ترتیب که به نقاط نزدیک‌تر وزن بیشتر و به نقاط دورتر وزن کمتری اختصاص داده می‌شود. در واقع نقاط با فاصله کم‌تر، اثر بیشتری در تخمین می‌گذارند (جهانی و دلبری، ۱۳۸۸). در این روش مقدار وزن λ_i از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\lambda = \frac{D_i^{-\pi}}{\sum_{i=1}^n D_i^{-\pi}} \quad (3)$$

که در آن $D_i^{-\pi}$ فاصله نقطه i ام تا نقطه تخمین زده شده، π توان وزن دهی فاصله و n تعداد مشاهدات می‌باشد. در این تحقیق از توان ۱ تا ۳ برای تخمین استفاده شد.

توابع پایه شعاعی (RBF)

در این روش فاکتور وزنی معادله تخمین براساس تابع پیرایش^{۱۲} محاسبه می‌شود. مقادیر برآوردی نقاط مجهول ممکن است از دامنه حداکثر و حداقل مقادیر مشاهده شده تجاوز نکند؛ در نتیجه برای تخمین متغیری با تغییرات ملایم و تراکم قابل قبول توصیه

می‌شود (شمسایی و همکاران، ۱۳۸۶). این روش می‌تواند روی داده‌هایی که به طور نامنظم در یک منطقه پخش شده‌اند اعمال شده و یک درون‌یابی چند متغیره هموار روی داده‌ها انجام دهد. این روش تاکنون توسط محققین به منظور درون‌یابی پارامترهای مختلف مورد استفاده قرار گرفته است و تجربیات نشان می‌دهد که می‌تواند نتایج خوبی را ایجاد کند (بی‌نام، ۱۳۹۰).

چند جمله‌ای جامع (GPI)

این روش یک سطح هموار را به داده‌های نقطه‌ای اعمال می‌کند. در این روش امکان جستجو و محاسبه نقاط مجهول با استفاده از نقاط موجود در همسایگی آن‌ها وجود ندارد (نحی و همکاران، ۱۳۹۱). تغییرات سطح در چند جمله‌ای جامع تدریجی استوار اثرات تغییرات ناگهانی در داده‌ها کم است. در این روش فقط یک چند جمله‌ای بر تمامی داده‌ها برازش داده می‌شود (Johnston و همکاران، ۲۰۰۱).

روش و معیارهای ارزیابی

برای بررسی دقت روش‌های میان‌یابی استفاده شده در تخمین تراز سطح ایستایی از تکنیک اعتبارسنجی متقابل^{۱۳} استفاده شد (Srivastava و Isaaks، ۱۹۸۹). جهت مقایسه روش‌ها، از ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE)^{۱۴} و میانگین انحراف خطا (MBE)^{۱۵} استفاده شد به این صورت که بهترین مدل برازش داده شده مدلی است که دارای کمترین میزان RMSE و دارای MBE نزدیک به صفر باشد:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (z^*(x_i) - z(x_i))^2}{n}} \quad (4)$$

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^n (z^*(x_i) - z(x_i))}{n} \quad (5)$$

$z^*(x_i)$ و $z(x_i)$ مقدار تخمین زده شده و واقعی متغیر z در نقطه x_i هستند.

آماري داده‌ها پرداخته شد. جدول (۱) خلاصه آماری داده‌های سطح ایستایی را در دشت زاهدان نشان می‌دهد. ضریب چولگی ارایه شده در جدول (۱) و نیز نزدیکی میانگین به میانه داده‌ها نشان می‌دهد که داده‌های سطح ایستایی از توزیع نرمال تبعیت می‌کنند.

نتایج و بحث

تحلیل آماری

به منظور بررسی توزیع فراوانی داده‌های سطح ایستایی، به تحلیل

جدول ۱ - خلاصه آماری داده‌های سطح ایستابی (متر)

سال	میانگین	انحراف معیار	چولگی	کشی‌دگی	چارک اول	میان	چارک سوم
۱۳۹۰	۱۳۹۸/۵۷	۲۷/۸۱	-۰/۳۸	۲/۱۶	۱۳۸۳/۱	۱۴۰۰/۲	۱۴۱۰/۷

تحلیل زمین آماری

برای بررسی تغییرات مکانی سطح ایستابی آب‌های زیرزمینی نیم‌تغییرغای تجربی مورد نظر در چهار جهت صفر، ۴۵، ۹۰ و ۱۳۵ درجه با زاویه انحراف ۲۲/۵ درجه محاسبه گردید. نتایج حاصل، ناهمسانگردی قابل ملاحظه‌ای را نشان نداد. بنابراین نیم‌تغییر غای تجربی همسانگرد (همه جهت) ترسیم و بهترین مدل تئوری به نقاط تجربی برازش داده شد. در نیم‌تغییر غای اثر قطعه‌ای کم، دامنه تأثیر بزرگ و مقدار بالای اثر تناسبی $(C_0+C)/C_0$ نشان‌گر همبستگی مکانی قوی این متغیر در سطح منطقه می‌باشد. برای دست‌یابی به یک میان‌یابی صحیح مهم‌ترین گام برازش مدلی مناسب بر نیم‌تغییر غای است. مناسب‌ترین مدل با توجه به رفتار نیم‌تغییر غای در نزدیکی مبدا مختصات، مجموع مربعات باقی‌مانده (RSS)، ضریب همبستگی (r^2) و اثر تناسبی تعیین می‌گردد (دلبری و همکاران، ۱۳۸۹). مشخصات بهترین مدل نیم‌تغییرغای سطح آب در جدول (۲) ارائه شده است. جدول (۳) نتایج حاصل از ارزیابی روش‌های مختلف درون‌یابی را نشان می‌دهد. با توجه به نتایج ارائه شده، روش کریجینگ با مدل برازش داده شده گوسی با دارا بودن کمترین میزان RMSE، بهترین برآورد را در منطقه داشته است. پس از آن به ترتیب روش‌های GPI، RBF و IDW توان ۳ دارای کمترین میزان RMSE هستند. نتایج نشان داد که روش‌های زمین‌آمار نسبت به آمار کلاسیک، نتایج بهتری را ارائه می‌دهد و مدل گوسی برای توصیف ساختار مکانی آب‌های

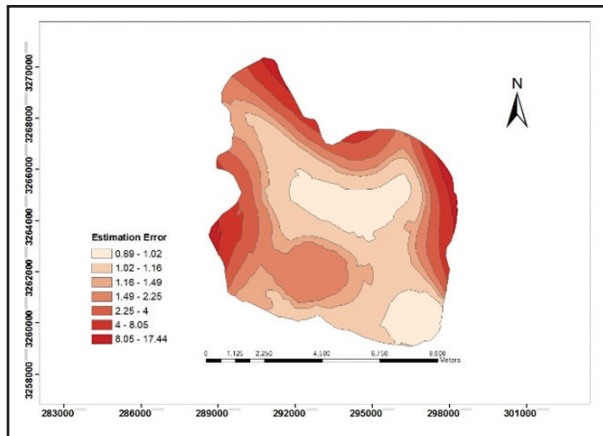
زیرزمینی در این منطقه بهترین می‌باشد و می‌توان از آن در تخمین سطح ایستابی استفاده کرد. روش مناسب برای میان‌یابی و برآورد یک متغیر، به ماهیت متغیر و عوامل منطقه‌ای تأثیر گذار بر آن نیز بستگی دارد و نمی‌توان روش منتخب در یک منطقه را به سایر مناطق تعمیم داد. نقشه پهله بندی سطح آب زیرزمینی به روش OK در شکل (۲) نشان داده شده است. شکل (۲) مؤید آن است که سطح ایستابی آب زیرزمینی به سمت شمال و شمال شرقی روند کاهشی دارد. این امر می‌تواند به این دلیل باشد که با پیشروی به سمت شمال و شمال شرقی دشت بر تراز ارتفاعی سطح زمین افزوده شده و به دنبال آن عمق سطح آب زیرزمینی اضافه می‌شود. روش کریجینگ بر خلاف روش‌های وزن‌دهی عکس فاصله، توابع پایه شعاعی و چند جمله‌ای جهانی قادر به محاسبه میزان خطای تخمین عمق آب زیرزمینی نیز می‌باشد (شکل ۳). این نقشه نشان می‌دهد که در فواصل نزدیک به چاه‌ها میزان خطای تخمین بین ۰/۶ تا ۱ متر می‌باشد که نشان از تخمین مناسب عمق آب زیرزمینی در این منطقه است. خطای تخمین در فواصل دورتر از چاه‌ها بیشتر از فواصل نزدیک به چاه‌ها است و در نقاط بدون آمار مانند حاشیه‌های مرز منطقه حداکثر است. این نقشه‌ها می‌تواند کمک مؤثری به مهندسان مشاور و بهره‌برداران از منابع آب زیرزمینی در تعیین محل مناسب حفر چاه‌های اضافی برای کاهش نامعینی سطح میان‌یابی شده بکند (Davis و Olea، ۱۹۹۹).

جدول ۲- ویژگی‌های مدل نیم‌تغییرغای سطح ایستابی

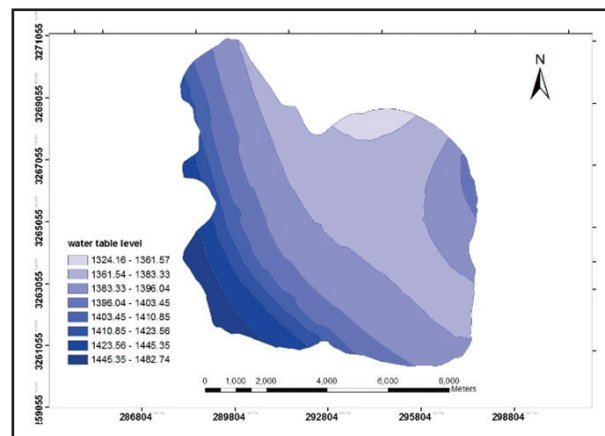
مدل	اثر قطعه‌ای (C_0)	دامنه تأثیر (A_0)	حد آستانه (C_0+C)	اثر تناسبی	ضریب	مجموع مربعات
	(متر مربع)	(متر)	(متر مربع)	$((C_0+C)/C_0)$	همبستگی (r^2)	باقی‌مانده (RSS)
گوسی	۱/۹۸	۱۴۴۳۰/۸۶	۱۴۴۳/۵۶۷	۰/۹۹۹	۰/۸۲	۰/۰۲۳۱

جدول ۳- نتایج ارزیابی روش‌های درون‌یابی جهت تخمین سطح ایستابی

معیار ارزیابی (متر)	OK	GPI	RBF	IDW1	IDW2	IDW3
RMSE	۷/۹۰	۱۰/۹۹	۱۱/۸۰	۱۹/۰۴	۱۶/۳۲	۱۴/۳۶
MBE	-۰/۹۷	-۰/۱۶	-۱/۱۰	-۳/۰۹	-۲/۱۰	-۱/۸۶



شکل ۳- نقشه خطای تخمین سطح ایستابی (متر) به روش کریجینگ



شکل ۲- نقشه پهنه بندی سطح ایستابی (متر) به روش کریجینگ

از تکنیک اعتبارسنجی متقابل بهترین روش میان یابی روش کریجینگ معمولی با RMSE برابر با $7/90$ متر و بدترین روش IDW1 با RMSE برابر با $19/04$ متر می باشد. نتایج به دست آمده از بررسی نقشه های پهنه بندی مکانی سطح آب زیرزمینی نشان دهنده این است که در بخش های جنوب و جنوب غرب سطح آب زیرزمینی بالا می باشد و با پیشروی به سمت شمال و شمال شرقی به تدریج سطح آب زیرزمینی کاهش می یابد.

نتیجه گیری

در این تحقیق تغییرات مکانی سطح آب زیرزمینی در دشت زاهدان مورد مطالعه قرار گرفت. جمع بندی نتایج به دست آمده از تحلیل نیم تغییرغا در این تحقیق نشان داد که مدل گوسی برای توصیف ساختار مکانی داده های سطح آب زیرزمینی در این دشت بهترین می باشد. نتایج نشان داد که روش های زمین آماری نسبت به آمار کلاسیک، نتایج بهتری را ارائه می دهد. براساس نتایج حاصل

پی نوشت

- 8- ESRI: Environmental Systems Research Institute Inc 2004
- 9- Nugget effect
- 10- Sill
- 11- Range of influence
- 12- Smoothing
- 13- Cross validation
- 14- Root mean square error
- 15- Mean bias error

- 1- Inverse distance weighting
- 2- Ordinary kriging
- 3- Monitoring network
- 4- Radial basis functions
- 5- Experimental semivariogram
- 6- Global polynomial interpolation
- 7- Gamma Design Software 2006

منابع

دلبری، م.، افراسیاب، پ. و میرعمادی، س. ر. ۱۳۸۹. تجزیه و تحلیل تغییرات مکانی - زمانی شوری و عمق آب زیرزمینی (مطالعه موردی: استان مازندران). نشریه آبیاری و زهکشی ایران، ۴(۳): ۳۷۴-۳۵۹.

سالاری جزی، م.، زارعی، ح. و تقیان، م. ۱۳۸۸. کاربرد ارزیابی روش های کریجینگ و کوکریجینگ در محاسبه تراز سطح آب در سطح دشت میان آب (سال آبی ۸۶-۱۳۸۵). دومین همایش ملی اثرات خشکسالی و راهکارهای مدیریت آن، ۲۵ و ۲۶ اردیبهشت ۱۳۸۸، اصفهان.

بی نام. ۱۳۹۰. راهنمای روش های توزیع مکانی عوامل اقلیمی با استفاده از داده های نقطه ای. وزارت نیرو. صفحات ۹۱ تا ۹۷.

بی نام. ۱۳۸۷. مطالعات مرحله اول جمع آوری آبهای سطحی شهر زاهدان، مهندسین مشاور آبن.

جهانی، س و دلبری، م. ۱۳۸۸. ارزیابی و برآورد بیشترین بارش ۲۴ ساعته در استان گلستان. مجله مهندسی آب، ۲۲-۱۳.

- Delbari M., Bahraini Motlagh M., Kiani M. and Amiri M. 2013. Investigating spatio-temporal variability of groundwater quality parameters using geostatistics and GIS. *International Research Journal of Applied and Basic Sciences*, 4 (12):3623-3632.
- Desbarats A.J., Logan C.E., Hinton M.J. and Sharpe D.R. 2002. On the kriging of water table elevations using collateral information from a digital elevation model. *Journal of Hydrology*, 255:25-38.
- ESRI (Environmental Systems Research Institute Inc). 2004. ArcGIS 9. Getting Started with ArcGIS. ESRI, Redlands
- Goovaerts P. 1997. *Geostatistics for Natura Resources Evaluation*. New York: Oxford University Press.
- GS+ (Gamma Design Software). 2006. *Geostatistics for the Environmental Sciences. GS+ User's Guide. Version 7*. Plainwell, MI, USA.
- Isaaks E.H. and Srivastava R.M. 1989. *An introduction to Applied Geostatistics*. Oxford University Press. New York. P.561.
- Jang C.S., Chen, S.K. and Ku Y.M. 2013. Applying indicator-based geostatistical approaches to determine potential zones of groundwater recharge based on borehole data. *Catena*, 101: 178-187.
- Johnston K., VerHoef J.M., Krivoruchko K. and Lucas N. 2001. *Using Arc-GIS. Geostatistical analyst*. ESRI, 300 p. California, E.U.A.
- Kelin H., Huang Y., Li H., Li B., Chen D. and Robert E.W. 2005. Spatial variability of shallow ground water level, electrical conductivity and nitrate concentration, and risk assessment of nitrate contamination in North China Plain. *Environment International*, 31:893-903.
- Kitanidis P.K. 1993. "Geostatistics", chapter 20 in *Handbook of Hydrology*, Maidment D.R. (ed.), McGraw Hill Book co.
- McKenna S.A. 2002. Simulating geological uncertainty with imprecise data for groundwater flow and advective transport modeling. pp. 1-15. Department of Geology and Geological Engineering, Colorado School of Mines Golden, Colorado, U.S.A.
- شمسای، ا.، ثقفیان، ب. و دهقانی، و. ۱۳۸۶. ارزیابی روش‌های زمین‌آمار در برآورد توزیع مکانی بارندگی توفان‌های بزرگ حوضه آبریز سد دز. *ششمین کنفرانس هیدرولیک ایران*، ۱۳ لغایت ۱۵ شهریور ۱۳۸۶ دانشگاه شهرکرد.
- طباطبایی، س.ح. و غزالی، م. ۱۳۹۰. ارزیابی دقت روش‌های میان‌یابی در تخمین سطح ایستابی آب زیرزمینی (مطالعه موردی: آبخوان فارسان - جونقان و سفیددشت). *مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی*، علوم آب و خاک، ۲۲-۱۱.
- محمدزاده م.، اسماعیلی ع.، جوبه، ص. و کرد، ح. ۱۳۹۱. تمهیدات پدافند غیر عامل در شهر زاهدان. *همایش ملی شهرهای مرزی و امنیت؛ چالش‌ها و رهیافت‌ها*. ۳۰ و ۳۱ فروردین ۱۳۹۱. دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- محمدی، ص.، سلاجقه، ع.، مهدوی، م. و باقری، ر. ۱۳۹۱. بررسی تغییرات مکانی و زمانی سطح آب زیرزمینی دشت کرمان با استفاده از روش زمین‌آمار مناسب. *فصلنامه علمی-پژوهشی تحقیقات مرتع و بیابان ایران*، ۱۹(۱): ۶۰-۷۱.
- نجفی توبوراآباد، س. ۱۳۸۹. ارزیابی روش‌های درون‌یابی جهت تعیین تراز سطح آب زیرزمینی حوضه‌های آبریز حاشیه دریاچه ارومیه. *دومین کنفرانس سراسری مدیریت جامع منابع آب*، ۹ و ۱۰ بهمن ۱۳۸۹، کرمان.
- نجفی، م. و محمودی، د. ۱۳۹۱. بهینه‌یابی روش‌های درون‌یابی داده‌های هیدروشیمی در محیط Arc-GIS و مقایسه آن با درون‌یابی با نرم افزار Surfer. *شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران*، ۱۴ لغایت ۱۶ شهریور ۱۳۹۱، شیراز.
- Ahmadi M. and BaghbanzadeDezfuli A. 2012. A Geo-statistical Approach to the change procedure study of Under-Groundwater Table in a GIS framework, Case Study: Razan-Ghahavand plain, Hamadan province, Iran. *Journal of Academic and Applied Studies*, 2(11):56-69.
- Ben-Jemaa F., Marino M.A. 1990. Optimization of a groundwater well monitoring network. *International Conference on Optimizing the Resources for Water Management*, Forth worth, Texas, April 17-21, pp. 610-15.
- Bhat S., Motz L., Pathka C. and Kuebler L. 2012. Designing Groundwater Level Monitoring Network Using Geostatistical A Case Study and Central Florida U.S.A. *World Environmental and Water Resources Congress*. P. 48-58.

- Yang F.G., Cao S.Y., Liu X.N. and Yang K.J. 2008. Design of groundwater level monitoring network with ordinary kriging. *Journal of Hydrodynamics*, 20(3):339-346.
- Zhang R., Shouse P.J., Yates S.R. and Kravchenko A. 1997. Application of geostatistics in soil science. *Trends in soil science*, 2:95-104.
- Moukanaj.A. and Koike K. 2008. Geostatistical model for correlation declining groundwater with changes in land cover detected from analyses of satellite images. *Computers and Geosciences*, 34:1527-1540.
- Olea R.A. and Davis J.C. 1999. Optimizing the High Plains Aquifer Water-level Observation Network. K.G.S. Open File Report 1999-15.
- Sun Y., Kang Sh., Li F. and Zhang L. 2009. Comparison of interpolation methods for depth to groundwater and its temporal and spatial variations in the Minqin oasis of northwest China. *Elsevier Science Publishers*, 24:1163-1170.