

Investigating the spatial variability of groundwater table in barkhar plain, Esfahan

M. Malmir¹, M. Delbari^{2*}

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

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

Received: 22-11-2013

Accepted: 19-2-2015

بررسی تغییرات مکانی سطح سفره آب زیرزمینی دشت برخوار اصفهان

مهسا مالمیر^۱، معصومه دلبری^{۲*}

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

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

تاریخ دریافت: ۹۲/۹/۱

تاریخ پذیرش: ۹۳/۱/۳۰

Abstract

Groundwater is the main water resource for domestic and agricultural uses in Iran. So real-time mapping of groundwater depth can guide to have a proper exploitation of groundwater. This study was conducted to investigate the spatial variability of depth to groundwater in Barkhar plain in Esfahan using geostatistical methods. In this regard, the measurements of groundwater depth between July and November of 2007, 2009 and 2011 belonging to 36 observation wells were used. Data samples were first checked for any error or mistake then the spatial correlation of data was investigated. Groundwater depth values at un-sampled locations were estimated using the interpolation methods including Ordinary Kriging (OK) and Inverse Distance Weighting (IDW) with distance powers of 1, 2, 3 and 4. The performances of selected interpolators were evaluated using the cross-validation technique and Root Mean Square Error (RMSE) and Mean Bias Error (MBE) indices. The results showed that IDW2 for July and November 2009, IDW4 for July 2011 and OK for all other cases were the most accurate approaches as they had the lowest amounts of RMSE and were close to zero amounts of MBE and consequently had the best results in estimation of groundwater depth. The generated maps of groundwater depth showed that depth to groundwater was lower in the southeastern parts and higher in the rest of the study region.

Keywords: Groundwater, Geostatistical methods, Kriging, Inverse Distance Weighting, Esfahan Barkhar Plain.

چکیده

آب زیرزمینی منبع اصلی تأمین آب برای مصارف کشاورزی و شرب در کشور ایران می‌باشد. بنابراین تهیه نقشه‌های به‌هنگام عمق آب زیرزمینی می‌تواند گام مهمی در بهره‌برداری صحیح از منابع آب باشد. این مطالعه به منظور بررسی تغییرپذیری مکانی عمق آب زیرزمینی دشت برخوار استان اصفهان با استفاده از روش‌های زمین-آماری انجام گرفت. برای این منظور از اطلاعات عمق آب زیرزمینی مربوط به ماه‌های تیر و آبان سه سال ۱۳۸۶، ۱۳۸۸ و ۱۳۹۰ که از تعداد ۳۶ حلقه چاه مشاهده‌ای برداشت شده بود، استفاده شد. پس از کنترل کیفیت و صحت آمار، وجود یا عدم وجود همبستگی مکانی بین داده‌ها بررسی شده، سپس عمق آب زیرزمینی درون‌یابی شد. روش‌های درون‌یابی مورد استفاده شامل روش‌های زمین‌آماری کریجینگ معمولی و روش وزن‌دهی عکس فاصله با توان‌های ۱ تا ۴ بوده است. برای مقایسه روش‌ها از روش اعتبارسنجی متقابل و شاخص‌های جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) و میانگین انحراف خطا (MBE) استفاده گردید. نتایج نشان داد روش وزن‌دهی عکس فاصله با توان ۲ در تیر ماه و آبان ماه سال‌های ۱۳۸۸، روش وزن‌دهی عکس فاصله با توان ۴ برای تیر ماه سال ۱۳۹۰ و روش کریجینگ برای دیگر ماه‌ها و سال‌ها کمترین مقدار RMSE و نزدیک‌ترین مقدار به صفر MBE را داشته، در نتیجه بهترین برآورد عمق آب زیرزمینی را داشته‌اند. تحلیل نقشه‌های عمق آب حاکی از بالاتر بودن سطح آب در جنوب شرقی منطقه و افزایش عمق آب در دیگر نقاط است.

واژه‌های کلیدی: آب زیرزمینی، روش‌های زمین‌آماری، کریجینگ، وزن‌دهی عکس فاصله، دشت برخوار اصفهان.

از روش‌های زمین آماری برای تحلیل نتایجی که از تغییرات سطح آب در اثر تغییر اقلیم در جزیره کریس در یونان به وجود آمده بود، استفاده نمودند. دلبری و همکاران (۱۳۸۹) به تجزیه و تحلیل تغییرات مکانی- زمانی شوری و عمق آب زیرزمینی در استان مازندران با استفاده از روش‌های زمین آماری پرداختند. نتایج تحلیل آنان نشان داد که شوری و عمق آب زیرزمینی دارای همستگی مکانی بالایی در سطح منطقه می‌باشند و ساختار مکانی شوری از مدل نمایی و عمق آب به‌طور عمده از مدل کروی تبعیت می‌کند. شیخ محمدی و همکاران (۱۳۹۱) به بررسی تغییرات مکانی-زمانی سطح آب زیرزمینی دشت کرمان در یک دوره آماری ده ساله (۸۵-۱۳۷۵) با انتخاب بهترین روش تخمین‌گر زمین آماری پرداختند. نتایج نشان داد که نیم‌تغییرنمای مدل گوسی به‌عنوان بهترین مدل برازش شده به ساختار فضایی داده‌ها و روش عکس فاصله با توان ۵ در ابتدای دوره و عکس فاصله به توان ۴ در انتهای دوره بهترین روش میان‌یابی سطح آب می‌باشد. Nikroo و همکاران (۲۰۰۹) در حوضه مهر فارس انواع روش‌های کریجینگ را برای تحلیل تغییرات سطح آب زیرزمینی بررسی نمودند. Ahmadi و Sedghamiz (۲۰۰۷) با استفاده از روش‌های کریجینگ و کوکریجینگ به بررسی عمق آب زیرزمینی در دشت داراب فارس پرداختند. نتایج نشان‌دهنده برتری روش کوکریجینگ نسبت به سایر روش‌ها در اغلب نقاط بود. با توجه به توانایی غیرقابل انکار روش‌های زمین آماری در مطالعات آب و اهمیت بالای منابع آب زیرزمینی در حوضه برخوار اصفهان، در این تحقیق از روش کریجینگ (به‌دلیل موجود نبودن متغیر کمکی مناسب از روش کوکریجینگ صرف نظر گردید) برای تخمین و پهنه‌بندی سطح آب زیرزمینی در این منطقه استفاده شد.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه برخوار در اصفهان

آب‌های زیرزمینی فقط حدود ۴ درصد از مجموعه آب‌هایی را که فعالانه در چرخه آب‌شناختی دخالت دارند، تشکیل می‌دهد. با این وجود حدود ۵۰ درصد جمعیت دنیا از نظر آب شرب متکی به همین آب‌ها هستند. در جهان، منابع آب زیرزمینی بیش از ۳۱ درصد از کل ذخایر آب شیرین را بخود اختصاص داده است (کمالی و همکاران، ۱۳۸۸). کشور ایران به‌دلیل رشد جمعیت، توسعه بهداشت و گسترش بخش‌های کشاورزی و صنعت و مواردی از این دست پیوسته با افزایش تقاضای آب مواجه بوده و این امر موجب زیاد شدن شکاف میان عرضه و تقاضای این ماده ارزشمند شده است (محمدی قلعه‌نی و ابراهیمی، ۱۳۸۹). پایین افتادن سطح آب‌های زیرزمینی به معنای خشک شدن مناطق پایین‌دست (مناطق با ارتفاع کمتر که آب جاری در لایه‌های آبدار تحت اثر گرانش به سمت آن‌ها جریان می‌یابد) و از بین رفتن کارایی چاه‌ها، قنات‌ها و چشمه‌های آن است. استفاده و بهره‌برداری پایدار از منابع آب زیرزمینی لزوم مدیریت و برنامه‌ریزی صحیح منابع آب را مشخص می‌کند که این خود نیازمند داشتن اطلاعات کافی در مورد عمق سطح آب زیرزمینی در منطقه موردنظر است. داشتن یک شبکه پایش آب زیرزمینی با تراکم زیاد منوط به صرف هزینه و زمان زیادی است. لذا در سال‌های اخیر استفاده از روش‌های زمین آماری برای تخمین مقادیر مجهول با در دست داشتن تعداد محدودی نقاط مشاهده‌ای مورد توجه محققین قرار گرفته است (Oliver و Webster، ۲۰۱۴). روش‌های زمین آماری و به خصوص کریجینگ را برای پژوهش‌های زمین آماری به تفسیر بررسی نموده‌اند. Varouchakis و Hristopulos (۲۰۱۳)

مواد و روش‌ها

موقعیت منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در حوضه برخوار اصفهان و تقریباً در مرکز حوضه آبریز گاوخونی واقع است (شکل ۱). وسعت کل محدوده مطالعاتی حدود ۳۴۷۳ کیلومترمربع که وسعت مناطق پست و سطح دشت ۲۴۵۹ کیلومترمربع و بقیه یعنی ۱۰۱۴ کیلومتر مربع آن را ارتفاعات تشکیل می‌دهد. تعداد ۳۶ حلقه چاه در منطقه جهت اندازه‌گیری عمق آب حفر شده است و وجود سازندهای سخت و ارتفاعات، باعث شده است که در برخی قسمت‌های حوضه، چاهی حفر نشده باشد. بخشی از زاینده‌رود از حوضه برخوار اصفهان عبور می‌کند. مرتفع‌ترین نقطه محدوده حدود ۲۵۳۵ متر از سطح دریاهای آزاد ارتفاع دارد. پست‌ترین نقطه در دهانه خروجی شرقی و نزدیک قریه پروانه قرار داشته و نسبت به سطح دریاهای آزاد حدود ۱۵۴۰ متر ارتفاع دارد. نیاز کشاورزی از چاه‌های این منطقه تأمین می‌شود.

انتخاب دوره شاخص آماری

در برآورد پارامترهای مختلف هواشناسی هر چه دوره آماری بکار رفته طولانی تر باشد، در نتیجه اطلاعات حاصل از آن دقیق تر و مطمئن تر خواهد بود (بی نام، ۱۳۸۹). بعد از بررسی داده‌های موجود آب زیرزمینی، داده‌های سطح آب در ماه‌های اردیبهشت و آبان سال‌های ۱۳۸۶، ۱۳۸۸ و ۱۳۹۰ انتخاب گردید. دلیل انتخاب این دوره موجود بودن داده‌های کافی و دقیق تر در این ماه‌ها (که ماه‌های بحرانی تری محسوب می‌شوند) می‌باشد.

نیم‌تغییرنما^۱

نیم‌تغییرنما مهم‌ترین ابزار شناسایی ساختار مکانی و همبستگی فضایی بین داده‌ها در زمین آمار می‌باشد. نیم‌تغییرنمای تجربی^۲ عبارت است از متوسط مجذور اختلافات بین دو مشاهده در دو موقعیت مکانی که به فاصله h از یکدیگر قرار گرفته‌اند (Isaaks و Srivastava، ۱۹۸۹):

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

که در آن $\gamma^*(h)$ نیم‌تغییرنمای تجربی، $N(h)$ تعداد جفت نقاطی است که به فاصله h از یکدیگر قرار دارند و $Z_{(x_i)}$ و $Z_{(x_i+h)}$ مقادیر متغیر در دو نقطه به فاصله h از یکدیگر می‌باشد (دلبری و همکاران، ۱۳۸۹). نیم‌تغییرنما از سه پارامتر اثر قطعه‌ای^۳، شعاع تأثیر^۴ و حد آستانه^۵ تشکیل شده است (نحوی‌نیا و همکاران، ۱۳۸۸). مقدار نیم‌تغییرنما به ازای $h=0$ اثر قطعه‌ای نامیده می‌شود (بی نام، ۱۳۹۳)، که معمولاً ناشی از خطاهای نمونه‌برداری، اندازه‌گیری و تجزیه و تحلیل داده‌ها، و یا به دلیل تغییرات کوچک مقیاس (تغییراتی که در فواصلی کمتر از

کوچک‌ترین فاصله نمونه‌برداری شده رخ می‌دهد) می‌باشد (دلبری و همکاران، ۱۳۹۱). قبل از برآورد متغیر به کمک روش‌های زمین‌آماری نیاز به یک مدل نیم‌تغییرنما برای محاسبه مقادیر نیم‌تغییرنما به ازای هر فاصله نمونه‌گیری ممکن، می‌باشد. مهم‌ترین مدل‌ها عبارتند از کروی، نمایی، گوسی که مدل‌های کروی و نمایی به‌ترتیب مطابق روابط (۲) و (۳) تعریف می‌گردند (Srivastava و Isaaks، ۱۹۸۹):

$$\gamma_{(h)} = \begin{cases} C_0 + C \left[\frac{3h}{2a} - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right] & h \leq a \\ C_0 + C & h > a \end{cases} \quad (2)$$

$$\gamma_{(h)} = C_0 + C \left[1 - \exp\left(-\frac{h}{a}\right) \right] \quad (3)$$

در این روابط: a شعاع تأثیر، C_0 اثر قطعه‌ای یا عرض از مبدأ تابع نیم‌تغییرنما، C_0+C آستانه نیم‌تغییرنما یا مقداری است که در آن $\gamma_{(h)}$ ثابت می‌شود. آستانه نیم‌تغییرنما معادل واریانس کلی متغیر و در واقع مجموع اثر قطعه‌ای (بخش بدون ساختار)، و جزئی به نام C (بخش ساختاردار واریانس) می‌باشد (دلبری و همکاران، ۱۳۸۹). در مدل نمایی دامنه تأثیر عملاً نقطه‌ای است که در آن ۹۵ درصد آستانه نیم‌تغییرنما حاصل شده باشد که این نقطه در حدود سه برابر دامنه تأثیر می‌باشد (Srivastava و Isaaks، ۱۹۸۹). از طرفی نیم‌تغییرنما یک پارامتر برداری است و رفتار آن در جهات مختلف بایستی بررسی گردد. به تغییرات دامنه تأثیر و یا سقف نیم‌تغییرنما در جهات مختلف ناهمسان‌گردی گفته می‌شود. در صورت وجود ناهمسان‌گردی، میان‌یابی عمق آب زیرزمینی در جهات مختلف بایستی با توجه به خصوصیات نیم‌تغییرنمای همان جهت انجام پذیرد.

که در آن $Z^*_{(u_0)}$ مقدار متغیر در نقطه فاقد آمار، $n_{(u_0)}$ تعداد نقاط موجود در همسایگی نقطه فاقد آمار، $Z_{(u_i)}$ مقدار متغیر در نقطه u_i و λ_i وزنی است که به هر مقدار مشاهده شده در نقطه u_i نسبت داده می‌شود. تخمین‌گر کریجینگ معمولی یک برآوردکننده درون‌یابی دقیق است که برای به دست آوردن بهترین برآورد خطی نارایب (BLUE)^۶ استفاده می‌شود. این روش علاوه بر تخمین، واریانس تخمین را نیز ارائه می‌دهد (Srivastava و Isaaks، ۱۹۸۹):

$$\sigma_{OK}^2(u_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(u_0, u_i) + \mu \quad (5)$$

که در این رابطه $\gamma_{(u_0, u_i)}$ مقدار نیم‌تغییرنما بین موقعیت مورد تخمین u_0 و u_i امین نقطه نمونه‌برداری شده و μ ضریب لاگرانژین برای به حداقل رساندن واریانس کریجینگ می‌باشد. واریانس تخمین معیاری از عدم قطعیت تخمین است (دلبری و همکاران، ۱۳۸۹).

روش‌های درون‌یابی مکانی^۶

درون‌یابی مکانی به فرآیند تخمین مقادیر یک خصوصیت در نقاط فاقد آمار با داشتن تعدادی مقادیر معلوم اطلاق می‌شود که شامل روش‌های درون‌یابی آماری و زمین آماری است. در این تحقیق از روش‌های کریجینگ معمولی (OK)^۷ و وزن‌دهی عکس فاصله (IDW)^۸ برای برآورد عمق آب زیرزمینی در نقاط فاقد آمار استفاده شده است. تفاوت این روش‌ها در محاسبه فاکتور وزنی است که به نقاط مشاهده شده اطراف نقطه مورد برآورد نسبت داده می‌شود. فرمول اصلی تخمین در این روش‌ها به شرح زیر است (Isaaks و Srivastava، ۱۹۸۹):

$$Z^*_{(u_0)} = \sum_{i=1}^{n(u_0)} \lambda_i^* Z(u_i) \quad (4)$$

روش و معیارهای ارزیابی

برای انتخاب بهترین روش درون‌یابی عمق آب زیرزمینی، از روش اعتبارسنجی متقابل^{۱۰} (Srivastava و Isaaks، ۱۹۸۹) استفاده شد. معیارهای ارزیابی شامل جذر میانگین مربعات خطا (RMSE)^{۱۱} و میانگین انحراف خطا (MBE)^{۱۲} می‌باشند.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (z_{(u_i)}^* - z_{(u_i)})^2} \quad (7)$$

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (z_{(u_i)}^* - z_{(u_i)}) \quad (8)$$

که در این روابط $Z_{(u_i)}^*$ و $Z_{(u_i)}$ به ترتیب مقادیر تخمین زده شده و واقعی متغیر در نقطه u_i و n تعداد کل مشاهدات می‌باشد. بهترین روش، روشی است که دارای کمترین مقدار RMSE باشد. MBE در یک تخمین‌گر خوب باید نزدیک به صفر باشد (Sri-Isaaks و vastava، ۱۹۸۹).

در این تحقیق از نرم‌افزار GS+(5.1.1، Robertson، ۲۰۰۰) برای محاسبه نیم‌تغییرنا و میان‌یابی داده‌های عمق آب زیرزمینی با روش‌های کریجینگ و وزن‌دهی عکس فاصله استفاده گردید.

برخلاف روش کریجینگ، در روش IDW بدون توجه به نحوه پراکندگی نقاط حول نقطه مورد نظر و تنها با توجه به فاصله هر نقطه معلوم نسبت به نقطه مجهول، تخمین صورت می‌گیرد. به نقاط نزدیک‌تر وزن بیشتر و به نقاط دورتر وزن کمتری اختصاص داده می‌شود. در این روش برای محاسبه $Z_{(u_i)}^*$ از رابطه (۴) و برای تعیین وزن λ_i از رابطه (۶) استفاده می‌شود (دلبری و همکاران، ۱۳۸۳):

$$\lambda_i = \frac{D_i^{-\pi}}{\sum_{i=1}^n D_i^{-\pi}} \quad (6)$$

در این رابطه: D_i ، فاصله i امین نقطه مشاهده شده تا نقطه مورد تخمین، π توان وزن دهی فاصله و n ، تعداد نقاط مجاور است. در این مطالعه توان وزن‌دهی ۱، ۲، ۳ و ۴ در نظر گرفته شد. از آنجا که این روش نسبت به روش کریجینگ ساده‌تر و سریع‌تر بوده و در برخی مطالعات نتایج رضایت‌بخشی داشته است (محمدی و همکاران، ۱۳۹۱)، برای میان‌یابی عمق آب زیرزمینی در دشت برخوردار مورد استفاده قرار گرفته و نتایج آن با روش کریجینگ مقایسه خواهد شد.

نتایج و بحث

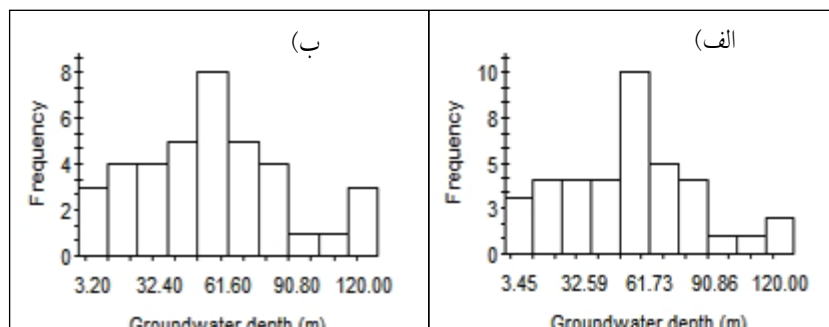
تحلیل آماری

نتایج تحلیل آزمون Wilk-Shapiro در نرم افزار آماری SPSS نشان داد عمق آب زیرزمینی در تمامی ماه‌های مورد نظر دارای

توزیع نرمال می‌باشد. مقادیر SIG محاسبه شده مربوط به آزمون Wilk-Shapiro در جدول (۱) و نمایی از توزیع فراوانی در دو ماه تیر و آبان سال ۱۳۸۶ در شکل (۲) آورده شده است. بالای ۵ درصد بودن مقادیر SIG نشان‌دهنده نرمال بودن توزیع داده‌ها است.

جدول ۱- مقادیر SIG محاسبه شده با نرم افزار آماری SPSS در خصوص آزمون نرمال بودن

| آبان ماه ۱۳۹۰ | تیر ماه ۱۳۹۰ | آبان ماه ۱۳۸۸ | تیر ماه ۱۳۸۸ | آبان ماه ۱۳۸۶ | تیر ماه ۱۳۸۶ |
|---------------|--------------|---------------|--------------|---------------|--------------|
| ۰/۳۹۸ | ۰/۴۸۹ | ۰/۲۲۳ | ۰/۳۰۲ | ۰/۶۷۳ | ۰/۶۷۱ |



شکل ۲- منحنی توزیع فراوانی عمق آب زیرزمینی (الف) تیرماه ۱۳۸۶ و (ب) آبان ماه ۱۳۸۶

در جداول (۲) و (۳) متوسط، حداقل، حداکثر، واریانس، انحراف معیار، ضریب تغییرات، چولگی و کشیدگی داده‌های عمق آب به ترتیب برای ماه تیر و آبان آورده شده است. با توجه به خلاصه آماری داده‌ها، متوسط عمق آب زیرزمینی طی تیرماه در سال ۱۳۹۰ نسبت به سال

۱۳۸۶ افزایش عمقی حدود ۰/۳۴ متر داشته است. بیشترین دامنه تغییرات در عمق آب در آبان ماه سال ۱۳۸۶ و کمترین میزان دامنه تغییرات در آبان ماه سال ۱۳۹۰ و ضریب تغییرات به طور متوسط ۰/۵۳ می‌باشد.

جدول ۲- تحلیل آماری داده‌های عمق آب زیرزمینی (متر) در تیر ماه

| سال | متوسط | حداقل | حداکثر | دامنه | واریانس | انحراف معیار | ضریب تغییرات | چولگی | کشیدگی |
|------|-------|-------|--------|--------|----------|--------------|--------------|-------|--------|
| ۱۳۸۶ | ۵۴ | ۳/۴۵ | ۱۲۰ | ۰/۵۵ | ۹۰۴/۳۴ | ۳۰/۰۷۲ | -۰/۵۵ | -۰/۳۸ | ۰/۷۵ |
| ۱۳۸۸ | ۵۶/۸۳ | ۴/۶۷ | ۱۲۰ | ۱۱۵/۳۳ | ۹۹۰/۵۷ | ۳۱/۴۷ | -۰/۵۴ | -۰/۲۳ | -۰/۵۶ |
| ۱۳۹۰ | ۵۳/۶۶ | ۳/۷۲ | ۱۰۵/۸ | ۱۰۲/۸ | ۷۷۴/۵۰۲۸ | ۲۷/۸۲۹۹ | -۰/۵۱ | -۰/۱۱ | -۰/۹۱ |

جدول ۳- تحلیل آماری داده‌های عمق آب زیرزمینی (متر) در آبان ماه

| سال | متوسط | حداقل | حداکثر | دامنه | واریانس | انحراف معیار | ضریب تغییرات | چولگی | کشیدگی |
|------|-------|-------|--------|--------|----------|--------------|--------------|-------|--------|
| ۱۳۸۶ | ۵۵/۹۱ | ۳/۲ | ۱۲۰ | ۱۱۶/۸ | ۱۰۲۱/۴۶ | ۳۱/۹۶ | -۰/۵۷ | -۰/۳ | -۰/۵۳ |
| ۱۳۸۸ | ۵۶/۵۰ | ۵/۸۵ | ۱۲۰ | ۱۱۴/۱۵ | ۹۰۳/۱۶۷۰ | ۳۰/۰۵۲۷ | -۰/۵۳ | -۰/۱۵ | -۰/۶۴ |
| ۱۳۹۰ | ۵۵/۵۶ | ۴/۳۷ | ۱۰۴/۳ | ۹۹/۹۳ | ۷۵۹/۱۴۰۲ | ۲۷/۵۵۲۵ | -۰/۴۹ | -۰/۲۳ | -۰/۸۱ |

تحلیل زمین آماری

با استفاده از نرم افزار زمین آماری (GS⁺(5.1.1) ابتدا نیم‌تغییرنمای تجربی در چهار جهت صفر، ۴۵، ۹۰ و ۱۳۵ با انحراف زاویه ۲۲/۵ درجه محاسبه گردید. از آنجا که نتایج ناهمسانگرمی قابل ملاحظه‌ای را نشان نداد از رفتار نیم‌تغییرنما در جهات مختلف صرف‌نظر شده و نیم‌تغییرنمای همسانگرد عمق آب زیرزمینی برای مراحل بعدی در نظر گرفته شد. به داده‌های نیم‌تغییرنمای تجربی، بهترین مدل نیم‌تغییرنما برازش داده شد و مناسب‌ترین مدل با توجه به رفتار نیم‌تغییرنما در نزدیکی مبدأ مختصات، مجموع مربعات باقیمانده (RSS)، ضریب همبستگی (R²) و تناسب ساختار مکانی (C₀/C_h) (جدول ۴) تعیین گردید.

تناسب ساختار مکانی در واقع بیان کننده نسبت بخش ساختاردار واریانس به کل واریانس داده‌ها می‌باشد که هر اندازه به یک نزدیک‌تر باشد، مطلوب‌تر است. بهترین مدل، مدلی است که علاوه بر داشتن حداکثر تطابق ظاهری با داده‌های نیم‌تغییرنمای تجربی، حداقل RSS، حداکثر R² و حداکثر (C₀/C_h) را داشته باشد (دلبری و همکاران، ۱۳۸۹).

نتایج نشان داد ساختار مکانی عمق آب زیرزمینی به‌طور عمده از مدل کرووی تبعیت می‌کند (شکل ۳) و تنها برای عمق آب زیرزمینی آبان ماه ۱۳۹۰ بهترین مدل نیم‌تغییرنما مدل نمای بوده است (شکل ۳).

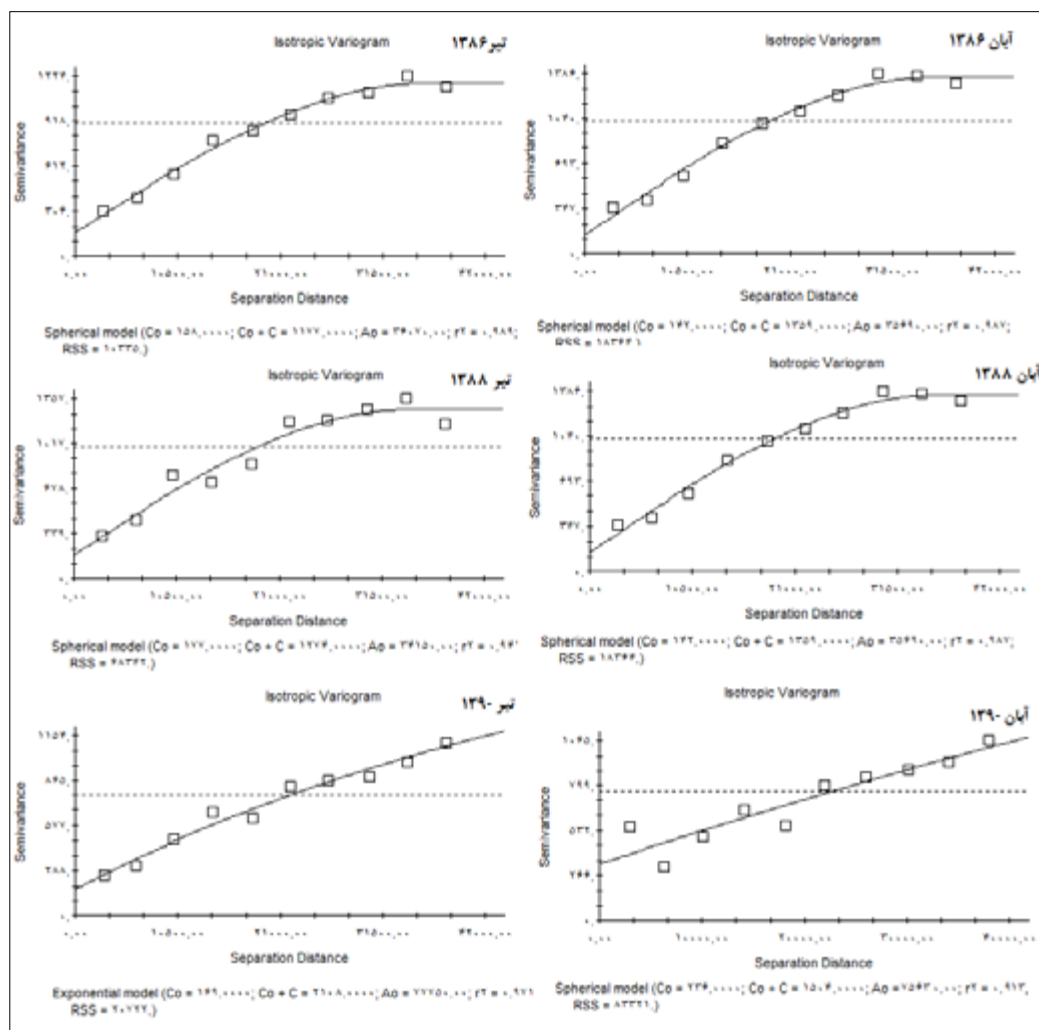
در این مورد سالاری جزئی و همکاران (۱۳۸۸) مدل نمایی را بهترین مدل بیان کردند و در جهات اصلی، تفاوت محسوسی میان ساختار نیم‌تغییرنماها ملاحظه نکردند.

همچنین نتایج دلبری و همکاران (۱۳۸۹) ناهمسانگردی قابل ملاحظه‌ای نشان نداد و هر دو مدل کرووی و نمایی را بهترین مدل برای عمق آب زیرزمینی اعلام کردند و نتایج عزیزاده و یعقوبی (۱۳۸۹) نشان داد که نوسان‌های سطح آب زیرزمینی تمامی فصل‌ها دارای روند و ناهمسانگردی بوده‌اند. افزون بر این، فصل‌های بهار، تابستان و پاییز مدل نمایی (دامنه‌ی تأثیر اصلی و فرعی به ترتیب برابر با ۲۰ و ۱۵ کیلومتر) و فصل‌های زمستان ۸۱، ۸۲ و ۸۵ مدل کرووی (دامنه‌ی تأثیر اصلی ۲۳ و ۲۸ کیلومتر و فرعی ۱۵ کیلومتر) را به خود اختصاص داده‌اند.

در جدول (۴)، مشخصات مدل‌های برازش داده شده به نیم‌تغییرنماهای عمق آب زیرزمینی در سال‌های ۱۳۸۶، ۱۳۸۸ و ۱۳۹۰ ارائه شده است. همانطوری که مشاهده می‌گردد شعاع تأثیر مدل برازش شده در طی دو سال ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸ تغییر محسوسی را نشان نمی‌دهد. اما در سال ۱۳۹۰ مقدار آن افزایش یافته است. مقدار آستانه نیم‌تغییرنما به مقدار واریانس داده‌ها نزدیک است. به‌طور کلی با توجه به مقادیر بالای (C₀/C_h) محاسبه شده در جدول (۴)، شدت همبستگی مکانی آب زیرزمینی در منطقه برخوردار اصفهان نسبتاً قوی می‌باشد.

جدول ۴- پارامترهای مربوط به نیم تغییر نمای عمق آب زیرزمینی

| RSS | r ² | شعاع تاثیر (کیلومتر) | C/C+C ₀ | آستانه C+C ₀ (مترمربع) | اثر قطعه‌ای C ₀ (مترمربع) | مدل | ماه | سال |
|------|----------------|-------------------------|--------------------|--------------------------------------|---|-------|------|------|
| ۱۱۷۷ | ۰/۸۶۶ | ۳۶/۰۷ | ۰/۹۸۹ | ۱۰۳۳۵ | ۱۵۸ | کروی | تیر | ۱۳۸۶ |
| ۱۳۵۹ | ۰/۸۹۶ | ۳۵/۶۹۰ | ۰/۹۸۷ | ۱۸۳۶۴ | ۱۴۲ | کروی | آبان | ۱۳۸۸ |
| ۱۲۷۴ | ۰/۸۶۱ | ۳۴/۱۵۰ | ۰/۹۴۱ | ۶۸۳۴۲ | ۱۷۷ | کروی | تیر | ۱۳۸۸ |
| ۱۲۰۱ | ۰/۸۵۱ | ۳۷/۱۹۰ | ۰/۹۷۷ | ۲۲۶۲۲ | ۱۷۹ | کروی | آبان | ۱۳۸۸ |
| ۲۱۰۸ | ۰/۹۲ | ۷۷/۷۵ | ۰/۹۷۱ | ۲۰۷۲۲ | ۱۶۹ | نمایی | تیر | ۱۳۹۰ |
| ۱۵۰۴ | ۰/۸۲۴ | ۷۵/۶۳ | ۰/۹۱۳ | ۸۳۳۲۱ | ۲۳۶ | کروی | آبان | ۱۳۹۰ |



شکل ۳- نیم تغییرنمای تجربی (مربع تو خالی) و مدل برازش داده شده (خط ممتد) عمق آب زیرزمینی برای تیر و آبان ماه سال‌های ۱۳۸۶ تا ۱۳۹۰

پهنه‌بندی عمق آب زیرزمینی

برای درون‌یابی عمق آب زیرزمینی از روش‌های آماری (عکس فاصله با توان ۱، ۲، ۳ و ۴) و زمین آماری (کریجینگ معمولی) استفاده گردید. مقادیر RMSE و MBE مربوط به هر روش با استفاده از فن‌آوری اعتبارسنجی متقابل محاسبه و در جدول (۵) ارائه شده است. نتایج نشان

داد روش وزن‌دهی عکس فاصله با توان دو در تیر و آبان سال‌های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸ روش وزن‌دهی عکس فاصله با توان چهار در تیر ماه سال ۱۳۹۰ و روش کریجینگ برای دیگر ماه‌ها کمترین مقدار RMSE و نزدیک‌ترین مقدار به صفر در MBE را دارند و در نتیجه بهترین برآورد عمق آب زیرزمینی را داشته‌اند (جدول ۵).

جدول ۵- نتایج حاصل از اعتبارسنجی متقابل برای تخمین عمق آب زیرزمینی

| متغیر | IDW 4 | | IDW 3 | | IDW 2 | | IDW 1 | | OK | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | RMSE | MBE | RMSE | MBE | RMSE | MBE | RMSE | MBE | RMSE | MBE |
| عمق آب تیر ۱۳۸۶ | ۰/۶۳ | ۲۱/۴۳ | ۰/۹۱ | ۲۱/۳۴ | ۱/۵۵ | ۲۱/۶۱ | -۲/۶۸ | ۲۲/۷۰ | -۰/۳۴ | ۲۱/۳۳ |
| عمق آب تیر ۱۳۸۸ | ۰/۸۵ | ۲۵/۵۷ | ۰/۹۰ | ۲۴/۶۵ | ۱/۳۳ | ۲۳/۹۸ | ۲/۳۱ | ۲۴/۱۸ | ۰/۳۸ | ۲۵/۵۵ |
| عمق آب تیر ۱۳۹۰ | ۰/۴۱ | ۱۹/۵۴ | ۰/۶۰ | ۱۹/۴۰ | ۱/۱۴ | ۱۹/۵۶ | ۲/۱۲ | ۲۰/۴۴ | -۰/۴۴ | ۱۹/۹۸ |
| عمق آب آبان ۱۳۸۶ | ۰/۶۵ | ۲۱/۴۳ | ۰/۸۵ | ۲۱/۱۳ | ۱/۴۱ | ۲۱/۳۳ | ۲/۵۸ | ۲۲/۷۰ | -۰/۳۰ | ۲۰/۰۷ |
| عمق آب آبان ۱۳۸۸ | -۲/۱۱ | ۲۴/۰۰ | -۲/۹۵ | ۲۳/۱۲ | -۳/۶۴ | ۲۲/۴۲ | -۳/۸۳ | ۲۲/۵۲ | ۱/۴۶ | ۲۶/۲۸ |
| عمق آب آبان ۱۳۹۰ | ۰/۸۵ | ۲۳/۰۲ | ۰/۹۷ | ۲۲/۳۴ | ۱/۳۹ | ۲۱/۵۷ | ۲/۲۶ | ۲۱/۴۰ | -۰/۴۵ | ۲۱/۰۳ |

در این رابطه نتایج محمدی و همکاران (۱۳۹۱) نشان داد که مدل گوسی نیم‌تغییرنما به‌عنوان بهترین مدل برازش شده به ساختار فضایی داده‌ها و روش عکس فاصله با توان ۵ در ابتدای دوره و عکس فاصله با توان ۴ در انتهای دوره بهترین روش میان‌یابی عامل سطح آب می‌باشد.

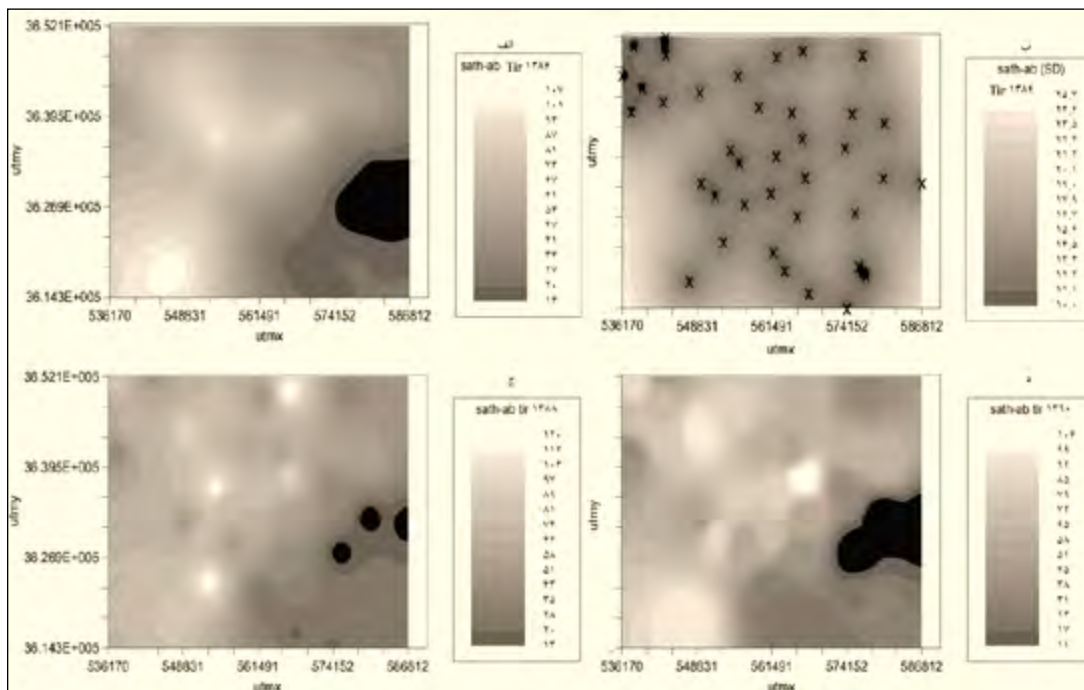
دلبری و همکاران (۱۳۸۹) با بررسی تغییرات مکانی عمق آب زیرزمینی نشان دادند عمق آب به‌طور عمده از مدل کروی تبعیت می‌کند و روش وزن‌دهی عکس فاصله با توان سه برای سال ۱۳۶۶، کریجینگ و کوکریجینگ برای سال ۱۳۷۶ و روش کریجینگ برای سال ۱۳۸۶ بهترین برآورد (حداقل RMSE) را ارائه دادند.

در شکل‌های (۴) و (۵) نقشه سطح آب زیرزمینی تهیه شده به روش‌های منتخب مذکور برای هر ماه، آورده شده است. با توجه به این نقشه‌ها می‌توان بالا بودن سطح آب در شرق منطقه را نسبت به دیگر نواحی مشاهده کرد. از طرفی نواحی میانی و جنوب غرب منطقه با افزایش عمق آب در چاه‌ها مواجه هستند. علت این نوسانات می‌تواند وجود ارتفاعات در غرب (افزایش عمق آب) و نزدیکی به منابع آب‌های سطحی از جمله زاینده رود (بالا بودن عمق آب در

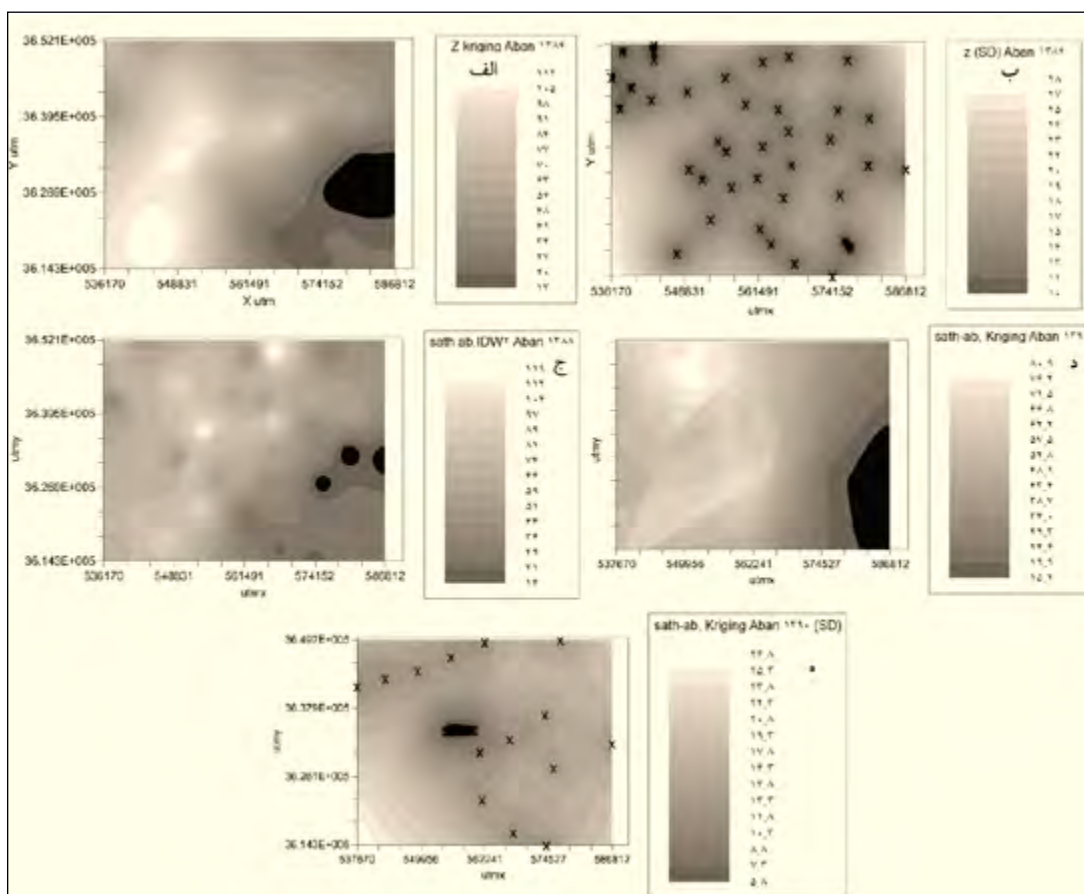
شرق منطقه، شکل ۱) دانست. البته با بررسی نتایج خاک‌شناسی منطقه می‌توان استنباط قوی‌تری برای نوسان سطح آب یافت. آبیاری با استفاده از منابع آب زیرزمینی در این منطقه، می‌تواند یکی از دلایل افت سطح آب در چاه‌های نواحی غربی و جنوب غربی منطقه باشد. مزیتی که روش کریجینگ نسبت به دیگر روش‌ها دارد، توانایی محاسبه میزان خطای تخمین عمق آب زیرزمینی است.

در شکل‌های (۴) و (۵) نقشه‌های مربوط به خطای تخمین آورده شده است. با توجه به این نقشه‌ها، در نقاطی که چاه‌ها قرار دارند و در نزدیکی آن‌ها، خطای تخمین عمق آب کمتر است یا به عبارتی تخمین عمق سطح آب زیرزمینی در این مناطق نسبتاً مناسب است. خطای تخمین در فواصل نزدیک به چاه‌ها حداقل مقدار و با دور شدن از آن‌ها، بیشتر و در حواشی منطقه حداکثر مقدار را دارد.

با تهیه نقشه عمق آب زیرزمینی در محدوده مطالعاتی دشت برخوار، می‌توان به بهره‌برداران، برنامه‌ریزان، محققان و مدیران بخش آب‌های زیرزمینی در اتخاذ تصمیم درست برای انجام اموری از قبیل حفر و حتی مسدود نمودن چاه‌ها و مشخص کردن محدوده ممنوعه از لحاظ استحصال آب کمک شایانی کرد.



شکل ۴- نقشه پهنه بندی عمق آب زیرزمینی: الف) به روش کریجینگ در تیر ماه ۱۳۸۶، ب) خطای تخمین کریجینگ در تیر ماه ۱۳۸۶، ج) به روش IDW2 در تیر ماه ۱۳۸۸، د) به روش IDW4 در تیر ماه ۱۳۹۰ (واحد محورهای عمودی و افقی به متر می باشد)



شکل ۵- نقشه پهنه بندی عمق آب زیرزمینی الف) به روش کریجینگ در آبان ماه ۱۳۸۶، ب) خطای تخمین در روش کریجینگ در آبان ماه ۱۳۸۶، ج) به روش IDW2 در آبان ماه ۱۳۸۸، د) به روش کریجینگ در آبان ماه ۱۳۹۰، ه) خطای تخمین در روش کریجینگ در آبان ماه ۱۳۹۰

- 1- Semivariogram
- 2- Experimentalsemivariogram
- 3- Nugget effect
- 4- Range of influence
- 5- Sill
- 6- Spatial interpolation methods
- 7- Ordinary kriging
- 8- Inverse distance weighting
- 9- Best linear unbiased estimator
- 10- Cross validation
- 11- Root mean square error
- 12- Mean bias error

در این تحقیق تغییرات مکانی سطح آب زیرزمینی در سه برهه زمانی مختلف با استفاده از تابع نیم‌تغییرنما بررسی گردید. درون‌یابی سطح آب زیرزمینی در سطح منطقه با استفاده از روش‌های کریجینگ و وزن‌دهی عکس فاصله انجام گرفت. نتایج نشان داد که عمق آب زیرزمینی از همبستگی مکانی قوی برخوردار است و ساختار فضایی آن عمدتاً از مدل کروی تبعیت می‌کند. مقایسه روش‌هایی درون‌یابی نیز نشان داد که روش وزن‌دهی عکس فاصله با توان دو در تیر و آب‌ان سال‌های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸، روش وزن‌دهی عکس فاصله با توان چهار در تیر ماه ۱۳۹۰ و روش کریجینگ برای دیگر ماه‌ها و سال‌های مورد بررسی بهترین برآورد عمق آب زیرزمینی را داشته‌اند. همچنین نقشه خطای تخمین ارائه شده توسط روش کریجینگ که معیاری از میزان عدم قطعیت تخمین ارائه می‌دهد می‌تواند کمک موثری به برنامه‌ریزان، محققان و مدیران بخش آب‌های زیرزمینی برای اتخاذ تصمیم‌های درست در جهت پیدا کردن محل‌های مناسب برای حفر چاه‌های اضافی در آینده بنماید.

منابع

تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی اصفهان و ستاد غیرمترقبه استانداری اصفهان.

شیخ محمدی، س.، اصغری، ا. و نوروزی، غ.ج. ۱۳۹۱. کاهش واریانس تخمین با استفاده از روش کریجینگ با روند بیرونی و داده‌های ضریب سولفیدی. چهارمین کنفرانس مهندسی معدن ایران. دانشگاه تهران. ۱۸-۱۹ مهر.

کمالی، م. ا.، عساری، م. و محمدی، ک. ۱۳۸۷. آنالیز مکانی کیفیت و آلودگی آب‌های زیرزمینی با استفاده از زمین‌آمار و GIS. دومین همایش و نمایشگاه تخصصی مهندسی محیط زیست، دانشگاه تهران.

محمدی قلعه‌نی، م. و ابراهیمی، ک. ۱۳۸۹. تعیین ساختار زمانی- مکانی تراز سطح آب زیرزمینی- مطالعه موردی آبخوان خوی. سومین همایش ملی مدیریت شبکه‌های آبیاری و زهکشی. دانشگاه شهید چمران اهواز.

نحوی نیا، م.ج.، اوسطی، خ.، حسنعلی‌زاده، م. و پارسی‌نژاد، م. ۱۳۸۸. مطالعه تغییرات مکانی SAR و CL آب زیرزمینی دشت گناباد با استفاده از نظریه ژئواستاتیسیتیک. اولین کنفرانس بین‌المللی مدیریت منابع آب. دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود.

Ahmadi S.H. and Sedghamiz A. 2007. Application and evaluation of kriging and cokriging methods on groundwater depth mapping. Environmental Monitoring and Assessment, 138:357-368.

بی‌نام. ۱۳۹۳. دستورالعمل رفتارسنجی کمی آب‌های زیرزمینی. وزارت نیرو. معاونت نظام راهبردی. نشریه ۶۶۵.
بی‌نام. ۱۳۸۹. گزارش تمديد ممنوعیت محدوده دشت برخوار اصفهان. شرکت آب منطقه‌ای استان اصفهان.

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

دلبری، م.، افراسیاب، پ. و سالاری، م. ۱۳۹۱. پهنه‌بندی فراسنج‌های کیفی (شوری و سدیمی) آب با استفاده از روش‌های زمین‌آمار (مطالعه‌ی موردی: دشت کرمان). مجله مهندسی منابع آب، ۶: ۱۱-۲۴.

دلبری م.، خیاط خلقی، م. و مهدیان، م.ح. ۱۳۸۳. ارزیابی روش‌های زمین‌آمار در برآورد هدایت هیدرولیکی خاک در مناطق شیب آب و پشت آب پایین دشت سیستان. مجله علوم کشاورزی ایران، ۳۵(۱): ۱-۱۲.

سالاری جزی، م.، زارعی، ح. و تقیان، م. ۱۳۸۸. کاربرد و ارزیابی روش‌های کریجینگ و کوکریجینگ در محاسبه تراز سطح آب زیرزمینی در سطح دشت میان‌آب (سال آبی ۱۳۸۶-۱۳۸۵). دومین همایش اثرات خشکسالی و راهکارهای مدیریت آن. مرکز

- Nikroo L., Kompani-Zare M., Sepaskhah A.R., and Fallah-Shams S.R. 2009. Groundwater depth and elevation interpolation by kriging methods in Mohr Basin of Fars province in Iran. *Environmental Monitoring and Assessment*, 166:387-407.
- Oliver M.A. and Webster R. 2014. A tutorial guide to geostatistics: Computing and modelling variograms and kriging. *CATENA*, 113:56-69.
- Robertson, G.P. 2000. *GS+: Geostatistics for the environment sciences. GS+ User's Guide Version 5*: Plainwell, Gamma design software, 200 p.
- Varouchakis E.A. and Hristopulos D.T. 2013. Improvement of groundwater level prediction in sparsely gauged basins using physical laws and local geographic features as auxiliary variables. *Advances in Water Resources*, 52: 4-34.