



بررسی روند تغییرات کمی سطح ایستابی منابع آب زیرزمینی با استفاده از زمین آمار و سیستم اطلاعات جغرافیایی (مطالعه موردی: دشت سیرجان)

حلیمه پیری^{*}، ابوالفضل بامری^۱

۱. مربی دانشکده آب و خاک، دانشگاه زابل

مشخصات مقاله

پیشینه مقاله:

دریافت: ۲۶ اسفند ۱۳۹۱

پذیرش: ۴ آذر ۱۳۹۲

دسترسی اینترنتی: ۲۵ اردیبهشت ۱۳۹۳

واژه‌های کلیدی:

سطح آب زیرزمینی

میانابی

زمین آمار

دشت سیرجان

چکیده

هدف از این مطالعه بررسی تغییرات مکانی و زمانی سطح آب زیرزمینی دشت سیرجان با استفاده از روش‌های زمین آماری در دوره آماری ۱۳۷۵ تا ۱۳۸۵ است. داده‌های سطح ایستابی مربوط به ۳۰ حلقه چاه منطقه جمع‌آوری گردید. پس از کنترل کیفیت، صحت و بررسی نرمال بودن داده‌ها، سطح ایستابی با استفاده از روش‌های قطعی توان‌دهی عکس فاصله، روش چندجمله‌ای محلی، روش چندجمله‌ای جهانی با توان‌های ۱، ۲ و ۳، روش توابع پایه شعاعی (اسپلاین کاملاً منظم، اسپلاین با کشش، مولتی کوادریک، مولتی کوادریک معکوس، اسپلاین صفحه نازک) و روش‌های کریجینگ معمولی، کریجینگ ساده و کریجینگ گسسته میانابی گردید. انتخاب بهترین روش میانابی با استفاده از معیارهای میانگین خطا، مجذور میانگین مربعات خطا و ضریب تبیین انجام و نقشه‌های پهنه‌بندی مکانی در دوره مطالعه ترسیم شد. نتایج نشان داد که واریوگرام مدل گوسین با ضریب تبیین ۰/۷ به عنوان بهترین مدل برازش شده به ساختار فضایی داده‌ها و روش چندجمله‌ای محلی و روش کریجینگ معمولی به ترتیب با داشتن مجذور میانگین مربعات خطا ۴۳/۶ و ۲۳/۸۵، بهترین روش میانابی می‌باشند. نتایج همچنین نشان داد که روش کریجینگ معمولی با تغییرنا گوسی در مقایسه با سایر روش‌های بکار رفته، برای برآورد عمق سطح ایستابی آب زیرزمینی در هر دو دوره آماری دقت بیشتری دارد. پهنه‌بندی با روش کریجینگ معمولی نشان داد که سطح آب زیرزمینی در بیشتر نقاط دشت در دوره مطالعه افت داشته است. حداکثر این افت معادل ۴۰ متر و به طور متوسط ۱۵ متر می‌باشد. در نقاط غربی دشت سطح آب افزایش پیدا کرده که باعث تغییر جهت آب از سمت سفره آب شور غرب به سمت سفره آب شیرین و کاهش کیفیت سفره آب زیرزمینی دشت سیرجان شده است.

* پست الکترونیکی مسئول مکاتبات: h_piri2880@yahoo.com

مقدمه

با توجه به اینکه کشور ایران در ناحیه بیابانی و نیمه‌بیابانی واقع شده است و متوسط بارندگی سالیانه در کشور ۲۵۰ میلی‌متر می‌باشد، لذا در بسیاری از نقاط کشور مشکل تأمین آب جهت مصارف مختلف کشاورزی، شرب و صنعت از دیرباز وجود داشته است. از آنجا که منابع آب سطحی در بسیاری از مناطق کشور محدود می‌باشد، آب‌های زیرزمینی به عنوان مناسب‌ترین منبع در دسترس جهت تأمین آب مورد نیاز به حساب می‌آید. صداقت (۱۳) اظهار می‌دارد آب‌های زیرزمینی در بسیاری از کشورهای واقع در نواحی خشک و نیمه‌خشک بیش از ۸۰٪ منابع آبی مورد استفاده را شامل می‌شوند. در حال حاضر، در کشور به دلیل برداشت بیش از حد مجاز آب از سفره‌های زیرزمینی، منابع آب زیرزمینی به شدت رو به کاهش است. کاهش حجم آب‌های زیرزمینی از یک سو و فعالیت‌های انسان از سوی دیگر، موجب کاهش کیفیت منابع آب‌های زیرزمینی و تخریب اراضی با گذشت زمان می‌گردد. بطوری که بیش از ۲۵٪ از سفره‌های آب زیرزمینی کشور به دلیل برداشت بی‌رویه در شرایط بحرانی قرار دارند که تعداد آن‌ها در حال افزایش است (۱۷). در این راستا افت سطح آب در بیشتر دشت‌های ایران گزارش شده است که از آن جمله می‌توان به دشت‌های رفسنجان (۱۸)، زرنند ساوه (۱)، کاشان، آران بیدگل، گلپایگان، مهیار و مهورات (۲۰)، فریمان و تربت جام (۲۳)، کرمان، جیرفت و رفسنجان (۱۱) و فیروزآباد (۱۹) اشاره نمود. حسینعلی‌زاده و همکاران (۷) تغییرات زمانی و مکانی سطح سفره آب زیرزمینی با استفاده از زمین‌آمار را برای دشت‌های چهارگانه گناباد بررسی کردند. نتیجه این مطالعه نشان داد که نوسان‌های سطح آب زیرزمینی در تمام فصول سال دارای روند ناهمسانی است که فصل بهار، تابستان و پاییز از مدل نمایی و فصل زمستان از مدل کروی تبعیت می‌کرد. کلین (۳۳) با تکنیک کریجینگ معمولی نقشه‌های هم‌تراز سطح آب زیرزمینی را برای شمال دشت چین تهیه کرد. یافته‌های این تحقیق افت آب زیرزمینی را ۶ متر نسبت به سال ۱۹۹۰ نشان داد. ویجی و همکاران

(۳۸) نشان دادند که در تخمین سطح آب زیرزمینی روش کریجینگ بر روش فاصله معکوس برتری دارد. امیری و همکاران (۲) افت سطح آب زیرزمینی را در آبخوان دشت کوه‌دشت با استفاده از GIS بررسی کردند. نتایج مطالعه آن‌ها نشان داد، سطح آب آبخوان به طور طبیعی ۵ متر افت دارد که مناطق جنوبی، جنوب غربی و شمال شرقی بیشترین و بخش میانی کمترین افت را داشته است. کریمی و همکاران (۲۱) افت سطح آب زیرزمینی دشت مهران را با استفاده از GIS بررسی نمودند. نتایج مطالعه آن‌ها نشان داد سطح آب در دشت به طور متوسط ۶۵ سانتی‌متر افت داشته و با توجه به برداشت بی‌رویه همچنان این افت ادامه دارد. دسبارتس و همکاران (۳۳) اطلاعات به دست آمده از مدل رقومی ارتفاعی (DEM) را برای برآورد تراز سطح آب در آبخوان‌ها با استفاده از کریجینگ بکار بردند. تئودسیو و همکاران (۳۷) سطح آب زیرزمینی در حوضه آنتمونتا در شمال یونان را با استفاده از روش کریجینگ میان‌یابی نمودند و صحت مقادیر میان‌یابی شده را با روش ارزیابی متقابل تخمین زدند. یوسان و همکاران (۴۰) به مقایسه سه روش میان‌یابی وزن‌دهی عکس فاصله، توابع پایه شعاعی و کریجینگ برای پیش‌بینی تغییرات زمانی و مکانی عمق آب زیرزمینی در کویر مین‌کین در شمال چین پرداختند. مقایسه مقادیر مشاهده شده با مقادیر میان‌یابی شده نشان داد، که روش کریجینگ معمولی به عنوان روش بهینه جهت میان‌یابی عمق آب زیرزمینی است. سالاری جزی و همکاران (۹) روش‌های کریجینگ و کوکریجینگ را برای محاسبه تراز سطح آب زیرزمینی دشت میان‌آب بکار بردند. نتایج حاصل نشان داد، که هر دو روش تراز سطح آب زیرزمینی را در حالت نقطه‌ای بیشتر از اندازه واقعی برآورد می‌کند و روش کوکریجینگ دارای دقت بالاتری نسبت به کریجینگ می‌باشد، اما این تفاوت شاخص نمی‌باشد. بررسی‌های فوق نشان می‌دهد که روش مناسب برای میان‌یابی و برآورد یک متغیر، به نوع روش و عوامل منطقه‌ای مؤثر بر آن بستگی دارد و نمی‌توان روش منتخب در یک منطقه را به سایر مناطق تعمیم داد. استفاده از روش‌های نامناسب درون‌یابی و

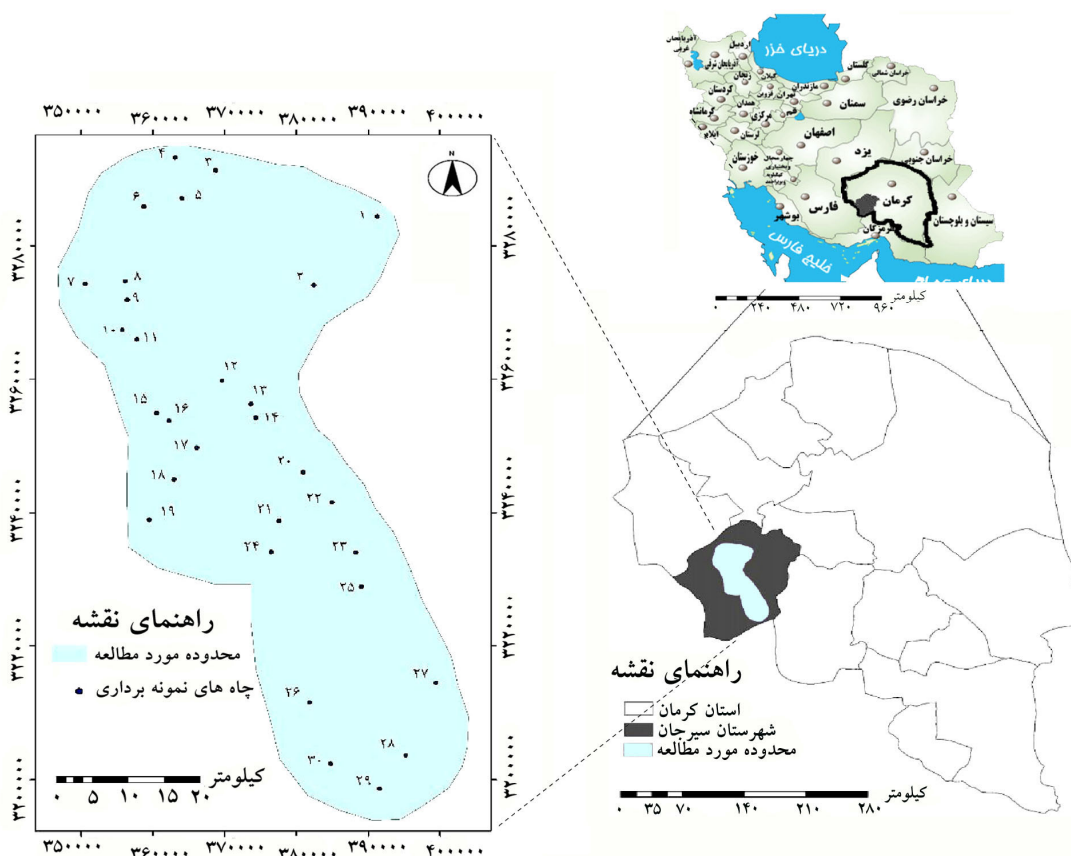
دوره آماری مطالعه با استفاده از مدل برتر انتخابی در این دشت می‌باشد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

دشت سیرجان با وسعت حدود ۸۰۲۷ کیلومتر مربع در جنوب شرقی ایران و در استان کرمان واقع شده است. دشت سیرجان از نظر موقعیت جغرافیایی بین طول جغرافیایی ۵۷° ۵۴' تا ۵۶° ۲۶' شرقی و عرض ۲۸° ۴۷' تا ۲۹° ۵۸' شمالی واقع شده است (شکل ۱).

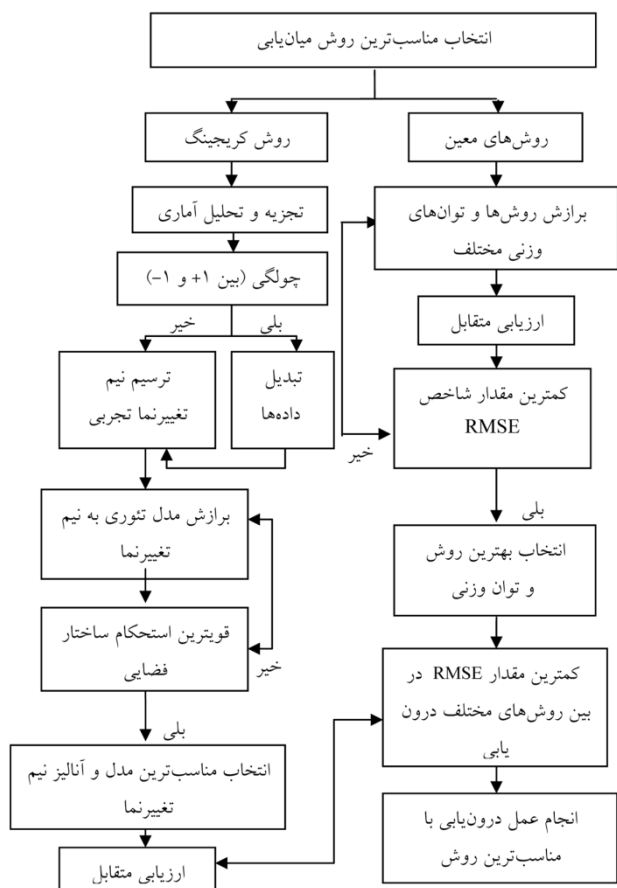
ناآگاهی از مدل واریوگرامی مناسب می‌تواند برآوردهای ناصحیحی در نقشه‌های پهنه‌بندی عامل‌های مورد بررسی به کمک روش‌های زمین‌آماری به دنبال داشته باشد، که این امر منجر به خسارت‌های جبران‌ناپذیری در مدیریت، سیاست‌گذاری و برنامه‌ریزی‌ها خواهد شد. هدف از این پژوهش، بررسی کارایی روش‌های مختلف میان‌یابی برای پهنه‌بندی سطح آب زیرزمینی دشت سیرجان در استان کرمان و در نهایت انتخاب مدلی پهنه برای توجیه مکانی تراز سطح آب زیرزمینی در این دشت و بررسی تغییرات سطح ایستابی در



شکل ۱. موقعیت دشت سیرجان و چاه‌های نمونه‌برداری

متوسط درجه حرارت سالیانه ۱۶/۱ درجه سانتی‌گراد و متوسط بارندگی سالیانه دشت بر اساس گرادیان بارندگی برابر ۱۵۶ میلی‌متر است (۲۹). منبع اصلی تأمین آب برای مصارف

حداکثر ارتفاع حوضه برابر ۳۸۱۳ متر در ارتفاعات شمال شرقی و حداقل آن برابر با ۱۶۵۰ متر در کویر غربی و متوسط ارتفاع دشت در محدوده مورد مطالعه برابر ۱۷۷۰ متر می‌باشد.



شکل ۲. مراحل انجام تحقیق

مدل تجربی نیم‌تغییرنا و برازش مدل تئوری

پس از بررسی آمار توصیفی، همبستگی مکانی و همسانگردی عمق سطح ایستابی در هر دو سال مورد بررسی قرار گرفت. تعیین همبستگی و تغییرات مکانی با استفاده از روش‌های زمین‌آمار، محاسبه و الگوسازی تغییرنا را طلب می‌کند. در نتیجه به منظور بررسی و مطالعه ساختار تغییرات مکانی عمق سطح ایستابی، تغییرنمای تجربی برای هر سال محاسبه و ترسیم گشت. برای تشخیص پدیده همسانگردی در تحقیق حاضر، از تغییرنمای سطحی استفاده شد. برای هر سال، ناهمسانگردی پارامتر عمق کنترل گردید. با وجود تقارن تغییرنمای سطحی، عمق سطح ایستابی در هر دو سال همسانگرد می‌باشد. این واقعیت نمایانگر آن است که تغییرپذیری این متغیر در جهات مختلف یکسان بوده است. این موضوع نشان می‌دهد که تغییرات به فاصله بین نمونه‌ها بستگی

کشاورزی، شرب و صنعت در دشت سیرجان آب زیرزمینی می‌باشد. از ویژگی‌های این دشت که بر کیفیت و کمیت آب زیرزمینی تأثیرگذار می‌باشد، کفه نمکی در مجاورت دشت و احداث سد مخزنی تنگوئی بر روی رودخانه تنگوئی می‌باشد. سد مخزنی تنگوئی بر روی رودخانه تنگوئی واقع در ۳۵ کیلومتری شمال شرقی شهر سیرجان به منظور مهار و تنظیم جریان‌های سطحی تنگوئی و با هدف تأمین آب شرب شهر سیرجان و نجف‌شهر در سال ۱۳۸۰ احداث شده است.

روش تحقیق

جهت انجام این تحقیق داده‌های تراز سطح آب زیرزمینی از تعداد ۳۰ حلقه چاه منطقه در دوره آماری ۱۳۷۵ تا ۱۳۸۵ از آب منطقه‌ای استان کرمان جمع‌آوری گردید. نرمال بودن توزیع داده‌ها با آمار توصیفی تست گردید. پس از برازش، مدل واریوگرام مناسب به ساختار فضایی داده‌ها و تعیین عامل‌های آن در ابتدا و انتهای دوره آماری، روش‌های مختلف زمین‌آمار؛ میان‌یابی قطعی توان‌دهی عکس فاصله (IDW; Inverse Distance Weighted)، روش چندجمله‌ای محلی (LPI; Local Polynomial Interpolation)، روش چندجمله‌ای جهانی (GPI; Global Polynomial Interpolation)، با توان‌های ۱، ۲ و ۳، روش توابع پایه شعاعی (RBF; Radial Basis Function)، کریجینگ معمولی (OK; Ordinary Kriging)، کریجینگ ساده (SK; Simple Kriging)، کریجینگ گسسته (DK; Distinctive Kriging) برازش داده شد. سپس با تعیین مقادیر مجذور میانگین مربعات خطا (RMSE) و متوسط خطا (ME) بهترین روش میان‌یابی تعیین (۱۰)، و نقشه‌های پهنه‌بندی مکانی در ابتدا و انتهای دوره آماری مورد مطالعه در محیط نرم‌افزار ArcGIS®9.3 ترسیم شد. در نهایت از تفاضل این دو نقشه، نقشه کمی افت سطح آب زیرزمینی دشت سیرجان به دست آمد. مراحل انجام مطالعه که در نهایت منجر به انتخاب بهترین روش درون‌یابی می‌شود در شکل ۲ آورده شده است.

ضبط می‌کند (۳۵ و ۳۴). این روش با توان‌های ۱ (رابطه ۲)، ۲ (رابطه ۳) و ۳ (رابطه ۴) تعیین گردید.

$$Z(x_i, y_i) = \beta_0 + \beta_1 x_i + \beta_2 y_i + \varepsilon(x_i, y_i) \quad [2]$$

$$Z(x_i, y_i) = \beta_0 + \beta_1 x_i + \beta_2 y_i + \beta_3 x_i^2 + \beta_2 y_i^2 + \varepsilon(x_i, y_i) \quad [3]$$

$$Z(x_i, y_i) = \beta_0 + \beta_1 x_i + \beta_2 y_i + \beta_3 x_i^2 + \beta_2 y_i^2 + \beta_4 x_i^3 + \beta_4 y_i^3 + \varepsilon(x_i, y_i) \quad [4]$$

روش چندجمله‌ای محلی (LPI) این روش حداقل مجذورات متناسب را بین گره‌های شناسایی شده در محدوده بیضوی شکل، به عنوان وزن گره تخصیص می‌دهد. در این روش ضرایب تخصیص داده شده، با به دست آوردن رابطه درجه اول، دوم و سوم بین مقادیر x ، y و Z و حداقل‌سازی اطلاعات محاسبه شده، از رابطه ۵ درونیابی صورت می‌گیرد (۲۷).

$$\sum_{i=1}^N W_i [F(x_i, y_i) - Z_i]^2 = \text{Minimize} \quad [5]$$

توابع پایه شعاعی (RBF) بر اساس پنج تابع مختلف درونیابی اطلاعات را انجام می‌دهد که هسته اصلی توابع، مجموعه مقادیر مجذورات $(h^2 + R^2)$ می‌باشد. مقادیر R و h به ترتیب فاکتور هموارکننده (Smoothing Factor) و ترسیم ناهمسانگرد مرتبط با فاصله نقطه تا گره (Anisotropically Rescaled Factor) می‌باشد (۳۰). درونیابی سطح ایستابی در این روش با ۵ مدل توابع پایه شعاعی اسپلاین منظم (Completely Regularized Spline)، اسپلاین کشش (Spline with Tension)، مولتی کوادریک (Multiquadric)، مولتی کوادریک معکوس (Inverse Multiquadric) و اسپلاین صفحه نازک (Thin Plate Spline) انجام گردید.

کریجینگ در این روش با وزن‌دهی به داده‌های اطراف نقطه مورد برآورد کمیت مجهول به دست می‌آید. اطلاعات موقعیت مکانی داده‌ها نیز در محاسبات وارد می‌گردد و سعی می‌شود تا

داشته و بنابراین بیانگر آن است که همسانگردی در داده‌ها در کل سطح منطقه مورد مطالعه، پایدار است. پس از به دست آوردن تغییرنماهای تجربی، مدل تئوری بر تغییرنما به کمک نرم‌افزار GS^+ برازش داده شد و تغییرنما مناسب از بین مدل‌های خطی، کروی، نمایی و گوسی برازش گردید. انتخاب مناسب‌ترین مدل تغییرنما، بر اساس حداقل مجموع مربعات (RSS) و حداکثر میزان R^2 صورت گرفت.

روش فاصله وزنی معکوس (IDW) یکی از روش‌های درونیابی است که درونیابی را به سادگی انجام می‌دهد. این روش با وزن‌دهی به داده‌های اطراف نقطه مورد برآورد، کمیت مجهول را به دست آورده و درونیابی را انجام می‌دهد. بنابراین هر نقطه اندازه‌گیری شده (مشاهده‌ای) دارای یک اثر محلی است و با افزایش فاصله، از تأثیر آن کاسته می‌شود. بدین ترتیب نقاط نزدیک‌تر دارای وزن بیشتری هستند. این روش با توان‌های ۱، ۲ و ۳ بررسی شد.

در این روش فاصله هر نقطه یا پیکسل با پیکسل مجاور سنجیده می‌شود و سپس بر حسب مقدار فاصله به آن سلول، ارزش یا ضریب وزن داده می‌شود و در نهایت ارزش سلول مرکزی ماتریس با جمع ارزش‌های نقاط همسایه و میانگین وزنی آن‌ها به دست می‌آید. الگوریتم این روش از رابطه ۱ محاسبه گردید.

$$X = \sum_{i=1}^n \left(\frac{Z_i}{D_i} \right) / \sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{D_i} \right) \quad [1]$$

که در این رابطه؛ X ارزش برآورد شده از روش میان‌یابی، Z_i ارزش نقاط موجود (نقاط همسایه)، D_i فاصله بین X و هر نقطه موجود می‌باشد (۲۴).

روش چندجمله‌ای جهانی (GPI) این روش یک تکنیک درونیابی فراگیر است که جزء روش‌های قطعی سریع بوده و بسیار مناسب سطوحی است که به آهستگی و تدریجی تغییر می‌کنند.

در این روش از طریق یک تابع ریاضی چندجمله‌ای، یک رویه هموار به داده‌های نقطه‌ای ورودی برازش داده می‌شود این رویه به تدریج تغییر می‌کند و الگوی تغییرات داده‌ها را

از طریق ترکیب خطی پلی‌نومیال هرمایت (Hermite Polynomials) صورت می‌گیرد.

$$Z(X_i) = \Phi\{Y(X_i)\} \quad [۸]$$

که در این رابطه؛ $Y(x_i)$ عبارت از $Z(x_i)$ تبدیل شده و φ ترکیب خطی پلی‌نومیال‌های هرمایت است که از رابطه ۹ تعیین می‌گردد.

$$\Phi\{Y(X_i)\} = \sum_{k=0}^{\infty} C_k H_k[Y(X)] \quad [۹]$$

در این رابطه؛ $H_k[Y(x)]$ عبارت از پلی‌نومیال هرمایت ردیف k است و C_k ضرایب هرمایت می‌باشند که از طریق انتگرال‌گیری تعیین می‌گردد. تخمینگر کریجینگ گسسته عبارت از ترکیب غیرخطی برآوردهای پلی‌نومیال‌های هرمایت داده‌های تبدیل شده است (رابطه ۱۰).

$$Z_{DK}(X) = \sum_{k=0}^K C_k H_k^*[Y(X)] \quad [۱۰]$$

که در این رابطه؛ $H_k^*[Y(X)] = \sum_{i=1}^N B_{ik} H_k[Y(X)]$ می‌باشد و b_{ik} عبارت از وزن‌های آماری کریجینگ گسسته است (۳۹).

تعیین مناسب‌ترین روش درونبایی

برای ارزیابی و تعیین بهترین مدل، صحت و دقت روش‌های مختلف میانبایی محاسبه گردید. برای بررسی خطای هر روش میانبایی و انتخاب بهترین روش در تعیین تراز سطح ایستابی از تکنیک اعتبارسنجی متقابل استفاده شد. در این روش برای هر یک از نقاط اندازه‌گیری شده که معمولاً تنها ابزار مقایسه است، از مقادیر برآوردی استفاده شد. سپس به مقایسه مقدار مشاهده‌ای و برآوردی پرداخته شد. بدین ترتیب که یک نقطه حذف و با استفاده از سایر نقاط و اعمال روش میانبایی مورد نظر برای این نقطه تخمین صورت گرفت. سپس این نقطه به محل خود برگردانده شد و نقطه بعدی حذف گردید. به همین ترتیب برای تمام نقاط برآورد صورت گرفت. سپس مقادیر مشاهده‌ای و برآوردشده، مورد مقایسه قرار گرفت

رابطه‌ای نیز بین آن‌ها تعریف گردد. معمولاً این ارتباط و همبستگی بین نمونه‌ها به صورت یک مدل ریاضی ارائه می‌شود تا از این طریق بتوان تغییرپذیری همبستگی مکانی را می‌توان با تغییرنما شبیه‌سازی نمود. این روش از انواع کریجینگ معمولی، کریجینگ تعمیم‌یافته و کریجینگ گسسته تشکیل شده است.

کریجینگ معمولی (OK) این روش تخمینگری است که مقادیر یک متغیر را در نقاط نمونه‌برداری نشده به صورت ترکیب خطی از مقادیر همان متغیر در نقاط اطراف آن در نظر می‌گیرد. برآورد مقدار Z در نقطه X_0 در این روش از رابطه ۶ تعیین گردید.

$$Z_{OK}^*(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad [۶]$$

که در این رابطه؛ $Z^*(x_0)$ و λ_i به ترتیب تخمین متغیر در نقطه X_0 و وزن‌های آماری اختصاص یافته به مقادیر Z در نقاط x_i و n تعداد نمونه به کار رفته در کریجینگ می‌باشد (۵).

کریجینگ ساده (SK) گاهی اوقات دسترسی به اطلاعاتی در مورد میانگین متغیر تصادفی از طریق تجارب و مطالعات قبلی امکان‌پذیر است، در چنین وضعیتی از اطلاعات حاضر می‌توان به منظور بهبود و ارتقای تخمین استفاده کرد. سیستم کریجینگ ساده، چهارچوب محاسباتی مورد نظر را فراهم می‌کند و به شکل ترکیب خطی وزن‌دار است که رابطه آن (۷) عبارت است از:

$$Z_{SK}^*(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) + \{1 - \sum_{i=1}^n \lambda_i\} \mu \quad [۷]$$

که در این رابطه؛ $Z^*(x_0)$ و λ_i به ترتیب تخمین متغیر در نقطه X_0 و وزن‌های آماری کریجینگ ساده اختصاص یافته به مقادیر Z در نقاط x_i ، μ میانگین داده‌های مشاهداتی و n تعداد نمونه به کار رفته در کریجینگ می‌باشد (۶ و ۲۵).

کریجینگ گسسته (DK) عبارت از تخمینگری غیرخطی می‌باشد که در شرایطی که توزیع داده‌ها پیچیده است و برازش آن‌ها توسط توزیع‌های معمول آماری (نرمال و یا لوگ نرمال) دشوار می‌باشد، به کار گرفته می‌شود. این عمل با تبدیل داده‌ها

هر مدل استفاده شد. در نهایت مدلی که دارای کمترین مقدار مجذور میانگین مربعات خطا بود به عنوان مناسبترین روش میانابایی جهت پهنه‌بندی عمق آب زیرزمینی مورد استفاده قرار گرفت.

نتایج

نتایج آمار توصیفی سطح آب زیرزمینی دشت سیرجان در سال‌های ۱۳۷۵ و ۱۳۸۵ در جدول ۱ آورده شده است. مقادیر بالای ضریب چولگی ارائه شده نشان می‌دهد، که سطح آب زیرزمینی در هر دو دوره زمانی از توزیع نرمال برخوردار نمی‌باشد و ضریب چولگی آن بین -۱ و +۱ قرار ندارد (۳).

بدین منظور جهت نرمال‌سازی داده‌ها از روش میانگین مربعات و روش لگاریتم‌گیری استفاده شد، اما فرم توزیع داده‌های تبدیل شده نیز، دارای انحراف از توزیع نرمال بود در نتیجه داده‌های اولیه و بدون هیچ تغییری جهت آنالیزهای زمین‌آماري مورد استفاده قرار گرفت. تغییرنمای سطح آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه در شکل ۳ نشان داده شده است.

و با استفاده از معیارهای مختلف ارزیابی نسبت به انتخاب بهترین روش اقدام گردید.

با ترسیم مقادیر این دو سری اعداد در مقابل هم و با برازش خط مستقیم بر آن‌ها و محاسبه ضریب تبیین (R^2) میزان دقت هر کدام از روش‌های اعمال شده تعیین گردید. همچنین جهت مقایسه مدل‌ها از مقادیر مجذور میانگین مربعات خطا ($RMSE$) رابطه ۱۱ و متوسط خطا (ME) رابطه ۱۲ استفاده شد.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Z - Z^*)^2} \quad [11]$$

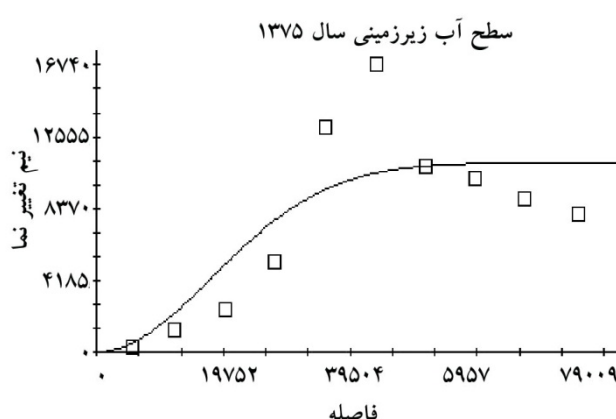
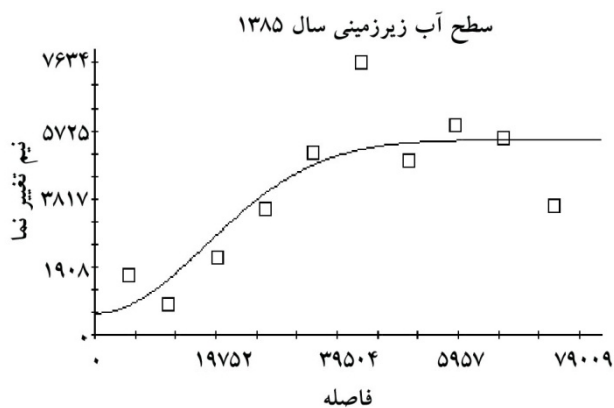
$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [Z^*(x_i) - Z(x_i)] \quad [12]$$

که در این رابطه‌ها؛ $Z^*(x_i)$ مقدار برآوردی در نقطه i ام و $Z(x_i)$ مقدار مشاهده‌ای برای نقطه‌ی i ام می‌باشد و n عبارت از تعداد داده‌های مورد استفاده است (۳).

پس از تجزیه و تحلیل تغییرنمای درونیابی داده‌ها در محیط نرم‌افزار ArcGIS[®] 9.3 با روش‌های کریجینگ و میانابایی قطعی انجام گرفت. برای تعیین مناسب‌ترین روش میانابایی، از خطای متوسط (ME)، مجذور میانگین مربعات خطا ($RMSE$) برای

جدول ۱. نتایج تجزیه آماری سطح پیژومتری آب زیرزمینی

سال	ماکزیمم تراز	مینیمم تراز	میانگین تراز	چولگی	کشیدگی	انحراف معیار
۱۳۷۵	۲۱۱۱/۴۷	۱۶۹۳/۸۴	۱۷۵۸/۶۸	۲/۰۸	۳/۹۹	۸۹/۳۸
۱۳۸۵	۱۹۵۲/۲	۱۶۸۷/۹	۱۷۴۶/۱	۲/۱۶	۳/۴۹	۶۴/۴۳



شکل ۳. واریوگرام مربوط به عمق آب زیرزمینی دشت سیرجان در دوره مطالعه

زیرزمینی در سال ۱۳۸۵ می‌باشد. این امر نشان‌دهنده وابستگی مکانی قوی تغییرات عمق آب زیرزمینی در سال‌های مختلف می‌باشد، که در نتیجه آن هرگونه درونیابی به دلیل وجود این همبستگی مکانی، دارای حساسیت بالا و نقشه پهنه‌بندی ارائه شده دارای قابلیت اعتماد بیشتری خواهد بود. از طرفی می‌توان گفت عمق آب زیرزمینی در هر سال دارای ساختار مکانی متفاوت با سال دیگر باشد. نتایج این تحقیق با یافته‌های محمدی و همکاران (۲۵) در خصوص همبستگی مکانی قوی تغییرات سطح ایستابی دشت کرمان همخوانی دارد.

نتایج برازش مدل‌ها به واریوگرام نشان داد که عمق سطح ایستابی در هر دو سال ۱۳۷۵ و ۱۳۸۵ از مدل گوسی پیروی می‌کند (جدول ۲). نسبت واریانس قطعه‌ای به آستانه یا واریانس کل $(C/(C_0+C))$ شاخصی از قدرت ساختار مکانی متغیرها می‌باشد. هر چقدر نسبت اثر قطعه‌ای به سقف از مقادیر بالاتری برخوردار باشد و به عدد ۱ نزدیک‌تر باشد، نشان‌دهنده ساختار و همبستگی مکانی قویتر برای پارامتر مورد بررسی می‌باشد (۴). بر این اساس نسبت اثر قطعه‌ای به سقف گویا ساختار مکانی بسیار قوی برای عمق آب زیرزمینی در سال ۱۳۷۵ (۰/۹۹) و همبستگی قوی (۰/۸۹) برای عمق آب

جدول ۲. بهترین مدل برازش داده شده به واریوگرام و عامل‌های مربوط به آن

سال	مدل	اثر قطعه‌ای (C_0)	آستانه (C_0+C)	شعاع تأثیر (A_0)	تناسب مکانی $C/(C_0+C)$	RSS	R^2
۱۳۷۵	گوسی	۱۰	۱۱۰۴۰	۲۵۵۰۰	۰/۹۹	۸/۱ E+۷	۰/۶۹
۱۳۸۵	گوسی	۶۰۰	۵۴۸۳	۲۵۷۰۰	۰/۸۹	۱/۱۷ E+۷	۰/۷

نازک با کمترین خطا و بیشترین همبستگی به عنوان بهترین مدل و مدل اسپلاین کاملاً منظم با کمترین همبستگی و بیشترین میزان خطا ضعیف‌ترین نتیجه را داشت. همچنین از بین مدل‌های باقیمانده مدل اسپلاین کششی در رتبه دوم، مولتی‌کوادریک رتبه سوم و مولتی‌کوادریک معکوس در رتبه چهارم قرار گرفتند.

از بین ۴ روش درونیابی قطعی، روش LPI نسبت به سه روش IDW، GPI و RBF نتایج بهتری را نشان داد. به طوری که نتایج ضعیف‌ترین مدل در این روش (LPI با توان ۱) نسبت به روش‌های دیگر بهتر بود (جدول ۳). در بین مدل‌های مختلف کریجینگ معمولی مدل تغییرنا گوسی با بالاترین ضریب همبستگی و کمترین مقدار خطا بهترین نتیجه را داشته است و مدل‌های دایره‌ای، کروی و نمایی در رتبه‌های بعدی قرار دارند (جدول ۴).

پس از تجزیه و تحلیل تغییرنا درونیابی داده‌ها در محیط نرم‌افزار ArcGIS[®] 9.3 با روش‌های زمین‌آمار انجام گرفت که نتایج در جدول ۳ و ۴ آورده شده است. مقادیر IDW ارائه شده در جدول ۳ نشان می‌دهد که با افزایش توان رابطه، میزان خطا (ME و RMSE) برای هر دو سال کاهش و ضریب همبستگی (R^2) افزایش می‌یابد.

به طوری که از بین توان‌های ۱، ۲ و ۳ توان ۳ دارای کمترین خطا و بیشترین همبستگی و توان‌های ۲ و ۱ به ترتیب در جایگاه‌های بعدی قرار دارند. نتایج روش GPI با توان‌های ۱، ۲ و ۳ نشان داد، که در این روش توان ۲ دارای کمترین خطا و بیشترین همبستگی می‌باشد. در روش LPI نیز مانند روش GPI توان ۲ دارای کمترین خطا و بیشترین همبستگی و توان ۱ ضعیف‌ترین نتیجه را نشان داد. درونیابی با روش RBF با پنج مدل مختلف نتایج نشان داد که مدل اسپلاین صفحه

جدول ۳. نتایج خطای میان‌یابی در روش‌های مختلف درون‌یابی قطعی برآورد تراز سطح آب زیرزمینی دشت سیرجان

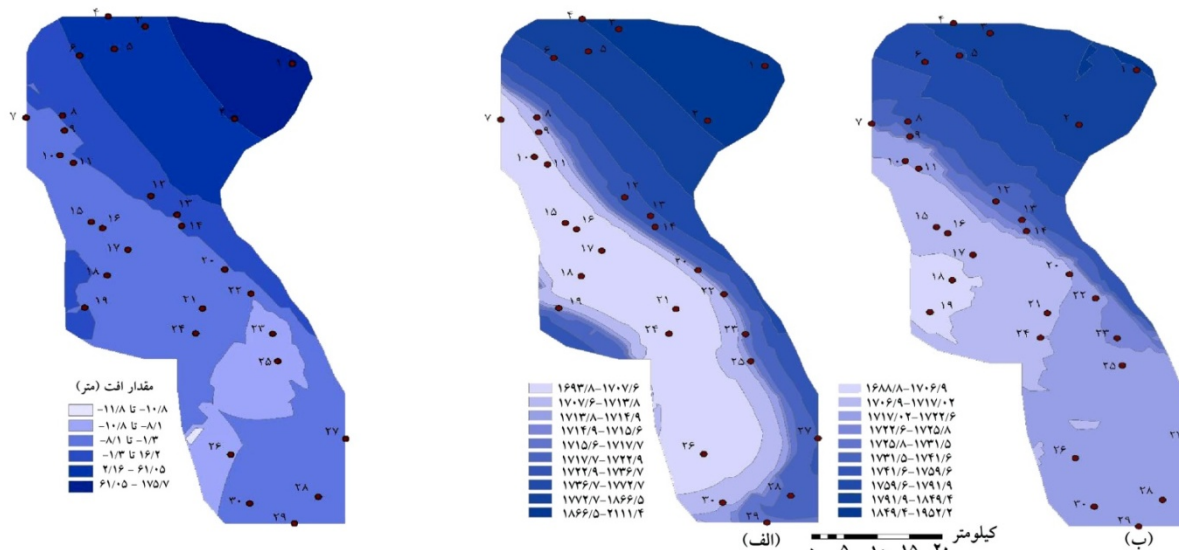
سال	روش	مدل	ME	RMSE	R ²
۱۳۷۵	IDW	توان ۱	-۱۱/۹۴	۵۱/۷۸	۰/۸۵
		توان ۲	-۱۰/۹	۴۶/۴۸	۰/۸۵
		توان ۳	-۱۰/۱۹	۴۳/۶	۰/۸۶
۱۳۷۵	توابع پایه شعاعی (RBF)	اسپلاین کاملاً منظم	-۲/۲۹	۲۸/۸۲	۰/۹۰
		اسپلاین کشش	-۲/۰۴	۱۶/۱۶	۰/۹۷
		مولتی‌کوادریک	-۲/۵۷	۲۳/۲۸	۰/۹۴
		مولتی‌کوادریک معکوس	-۲/۴۲	۲۷/۳	۰/۹۱
		اسپلاین صفحه نازک	-۰/۸۲	۱۰/۱۵	۰/۹۸
۱۳۷۵	چندجمله‌ای محلی (LPI)	توان ۱	۰/۸۷	۲۰/۵۲	۰/۹۵
		توان ۲	-۰/۵۹	۱۰/۸۷	۰/۹۸
		توان ۳	-۲/۶۳	۱۹/۳۸	۰/۹۶
۱۳۷۵	چندجمله‌ای جهانی (GPI)	توان ۱	-۱/۸۱	۵۱/۶	۰/۶۹
		توان ۲	-۰/۰۵	۱۲/۴۲	۰/۹۸
		توان ۳	-۲/۳۱	۱۷/۳۹	۰/۹۶
۱۳۷۵	IDW	توان ۱	-۸/۷	۵۰/۴	۰/۶۳
		توان ۲	-۸/۶	۴۳/۵	۰/۷۱
		توان ۳	-۷/۰۶	۳۹/۳۵	۰/۷۳
۱۳۸۵	توابع پایه شعاعی (RBF)	اسپلاین کاملاً منظم	-۳/۶۳	۱۸/۲۸	۰/۹۳
		اسپلاین کشش	-۱/۷۲	۱۲/۱۷	۰/۹۶
		مولتی‌کوادریک	-۲/۱	۱۳/۳۸	۰/۹۶
		مولتی‌کوادریک معکوس	-۳/۱۲	۱۶/۸۴	۰/۹۴
		اسپلاین صفحه نازک	-۱/۱۸	۱۱/۹۳	۰/۹۶
۱۳۸۵	چندجمله‌ای محلی (LPI)	توان ۱	۳/۲۱	۲۴/۴۹	۰/۸۹
		توان ۲	۱/۶۵	۱۰/۵۶	۰/۹۷
		توان ۳	۲/۴	۱۳	۰/۹۶
۱۳۸۵	چندجمله‌ای جهانی (GPI)	توان ۱	-۱/۶۴	۴۷/۶۳	۰/۴۸
		توان ۲	۰/۳۲	۱۵/۸۲	۰/۹۴
		توان ۳	۲/۵۹	۲۳/۶۶	۰/۸۹

جدول ۴. نتایج خطای میان‌یابی در روش‌های مختلف درون‌یابی زمین‌آماری برآورد تراز سطح آب زیرزمینی دشت سیرجان

سال	روش	مدل	ME	RMSE	R ²
۱۳۷۵	کریجینگ معمولی (OK)	دایره‌ای	-۳/۷۱	۳۰/۵۸	۰/۹
		کروی	-۳/۷۷	۳۰/۸	۰/۹
		نمایی	-۴/۲۴	۳۴/۳۷	۰/۸۸
		گوسی	-۳/۳۳	۲۳/۸۵	۰/۹۴
۱۳۷۵	کریجینگ ساده (SK)	دایره‌ای	-۳/۱۵	۵۹/۶۱	۰/۶۱
		کروی	-۳/۲۷	۵۹/۳۱	۰/۶۱
		نمایی	-۱/۸۸	۵۹/۳۱	۰/۶۲
		گوسی	-۳/۳۳	۵۹/۹	۰/۶
۱۳۸۵	کریجینگ گسسته (DK)	دایره‌ای	-۷/۹۵	۶۰/۴۳	۰/۶۲
		کروی	-۷/۹۶	۶۰/۵۴	۰/۶۲
		نمایی	-۶/۳۹	۶۱/۳۸	۰/۶۳
		گوسی	-۷/۹۸	۶۰/۵۹	۰/۶۲
۱۳۸۵	کریجینگ معمولی (OK)	دایره‌ای	-۴	۲۴/۵	۰/۹
		کروی	-۴/۰۱	۲۵/۲	۰/۹
		نمایی	-۴/۳	۲۹/۵۶	۰/۸۶
		گوسی	-۳/۹۵	۲۰/۵	۰/۹۱
۱۳۸۵	کریجینگ ساده (SK)	دایره‌ای	-۳/۸۹	۵۱/۷۹	۰/۵۵
		کروی	-۳/۹۸	۵۱/۸۱	۰/۵۴
		نمایی	-۳/۳۶	۵۳/۷	۰/۴۵
		گوسی	-۴/۲۶	۵۱/۹۳	۰/۵۴
۱۳۸۵	کریجینگ گسسته (DK)	دایره‌ای	-۴/۵	۵۲/۳۵	۰/۵۵
		کروی	-۴/۶	۵۲/۳۱	۰/۵۴
		نمایی	-۳/۹۹	۵۳/۹۵	۰/۴۵
		گوسی	-۴/۹۴	۵۲/۳۸	۰/۵۴

کریجینگ معمولی نسبت به سایر روش‌ها نتایج بهتری را در برآورد سطح آب زیرزمینی ارائه می‌دهد. همچنین روش کریجینگ گسسته و کریجینگ ساده نتایج مشابه به هم داشتند. نتایج مربوط به نقشه تغییرات سطح آب زیرزمینی سال ۱۳۷۵ و ۱۳۸۵ تهیه شده با روش کریجینگ معمولی در شکل ۴ نشان داده شده است. با تفاضل این دو نقشه، نقشه تغییرات کمی افت سطح ایستابی ترسیم گردید (شکل ۵).

در روش کریجینگ ساده مدل نمایی از سایر مدل‌ها نتایج بهتری را ارائه داده است و مدل گوسی بیشترین خطا و کمترین همبستگی را نسبت به سایر مدل‌های این روش داشته است. در روش کریجینگ گسسته نیز مدل نمایی با بالاترین ضریب همبستگی و کمترین میزان خطا به عنوان مدل مناسب انتخاب شد. نتایج این روش با نتایج کریجینگ ساده همسان می‌باشد. نتایج حاصل از روش‌های مختلف کریجینگ نشان داد، روش



شکل ۴. پهنه‌بندی مکانی سطح آب زیرزمینی دشت سیرجان (الف) ۱۳۷۵، (ب) ۱۳۸۵

شکل ۵. نقشه تغییرات کمی افت سطح آب زیرزمینی دشت سیرجان

IDW، GPI و RBF نتایج بهتری را ارائه کرده است. که با نتایج محمدی و همکاران (۲۵) مغایرت داشت. البته قابل ذکر است که نامبرده فقط روش IDW را با توان‌های مختلف ۱ تا ۵ در مورد تغییرات سطح آب زیرزمینی دشت کرمان مورد بررسی قرار داده است و نتیجه گرفت IDW با توان ۵ در ابتدا و با توان ۴ در انتهای دوره به عنوان بهترین روش می‌بایستی می‌باشد. طباطبایی و غزالی (۱۵) در تخمین سطح ایستابی دشت‌های فارسان- جونقان و سفیددشت، روش‌های تابع پایه شعاعی و کریجینگ را برای تخمین سطح ایستابی دشت سفیددشت و روش توان‌دهی عکس فاصله را برای دشت فارسان- جونقان مناسب تشخیص دادند. در نهایت، بررسی نتایج حاکی از آن بود که روش کریجینگ معمولی با تغییرنا گوسی و مقادیر R^2 برابر با ۰/۹ در مقایسه با سایر روش‌های به کار رفته از بالاترین دقت برای برآورد عمق سطح ایستابی آب زیرزمینی در هر دو دوره آماری برخوردار است. طباطبایی و همکاران (۱۶)، دسبارت و همکاران (۳۲)، تئودوسیو و لاتینوپولوس (۳۷)، یوسان و همکاران (۴۰) و دس و همکاران (۳۱) روش کریجینگ معمولی را به عنوان بهترین جهت میانبایی عمق آب زیرزمینی ذکر کرده‌اند.

بحث و نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از آنالیز واریوگرامی مربوط به سطح آب زیرزمینی در ابتدا و انتهای دوره آماری (۱۳۷۵-۱۳۸۵) نشان داد، مناسب‌ترین مدل واریوگرام برازش داده شده به ساختار فضایی داده‌ها مدل گوسی می‌باشد و نتایج این تحقیق با نتایج تحقیق صفری (۱۴) در دشت چمچال و مشعل و همکاران (۲۶) در دشت اراک همخوانی دارد. حسینعلی‌زاده و یعقوبی (۷) در بررسی تغییرات زمانی و مکانی سطح آب زیرزمینی دشت‌های چهارگانه گناباد برای فصل‌های بهار، تابستان و پاییز مدل نمایی و فصل زمستان مدل کروی را به عنوان مدل برتر تشخیص دادند. همچنین محمدی و همکاران (۲۵) در تحقیق خود در بررسی تغییرات زمانی و مکانی سطح آب زیرزمینی دشت کرمان به نتایج مشابهی دست یافتند و آنها نیز مدل گوسی را به عنوان بهترین مدل برازش داده شده به داده‌ها انتخاب نمودند. دلیل این مطابقت را می‌توان درجه پیوستگی بالای عامل سطح آب زیرزمینی دانست. نتایج به دست آمده از ارزیابی روش‌های مختلف درونیابی با استفاده از تکنیک اعتبارسنجی در مورد سطح آب زیرزمینی نشان داد، که از بین ۴ روش درونیابی قطعی، روش LPI نسبت به سه روش

نتایج به دست آمده از بررسی نقشه‌های پهنه‌بندی مکانی سطح آب زیرزمینی به روش کریجینگ معمولی نشان داد که در بخش شمال و شمال شرق سطح آب زیرزمینی بالا می‌باشد و به تدریج به سمت مرکز، غرب و جنوب دشت، سطح آب زیرزمینی کاهش می‌یابد. بیشترین تراز سطح آب در محدوده چاه‌های ۱، ۲، ۳، ۴ و ۵ می‌باشد که به تدریج به سمت جنوب و مرکز دشت کاهش سطح آب دیده می‌شود. مقایسه نقشه‌های پهنه‌بندی ابتدا (سال ۱۳۷۵) و انتهای دوره آماری (سال ۱۳۸۵) نشان می‌دهد که روند افت شدید سطح تراز آب زیرزمینی در سطح دشت قابل توجه است. به طوری که متوسط تراز سطح آب زیرزمینی دشت از ۱۷۴۷/۹ متر در سال ۱۳۷۵ به مقدار ۱۷۳۲/۵۷ متر در سال ۱۳۸۵ کاهش یافته است. به عبارت دیگر سطح آب زیرزمینی دشت سیرجان به طور متوسط در طی این ۱۰ سال ۱۵ متر افت داشته است. محمدی پور و همکاران (۲۵) در تحقیق خود درباره افت سطح آب زیرزمینی دشت کرمان حداکثر افت در این منطقه را در دوره آماری ده ساله ۴۰ متر و به طور متوسط مقدار آن را ۳/۹ متر در نواحی شمالی دشت، ۱۷/۲۸ متر در نواحی غربی و ۱۰/۵ متر در نواحی مرکزی دشت عنوان کردند. از طرفی پارامتر برداشت آب در این تحقیق از سفره، مورد بررسی قرار نگرفت که این امر می‌تواند تأثیر در پیش‌بینی سطح آب داشته باشد (۳۴). به طوری که لشکری‌پور و همکاران (۲۲) در بررسی افت سطح ایستابی و نشست زمین در دشت کاشمر نشان دادند، در ۳ دهه اخیر برداشت بی‌رویه از منابع آب زیرزمینی دشت کاشمر خصوصاً برای اهداف کشاورزی باعث افت بیش از ۱۹ متر در سطح آب زیرزمینی شده است. این امر باعث کسری مخزن به میزان ۸۱/۱ میلیون متر مکعب شده و هر ساله حدود ۱۶ میلیون متر مکعب به کسری حجم مخزن افزوده می‌شود.

بر اساس آماربرداری سال ۱۳۶۴، در کل این دشت بهره برداری از آب زیرزمینی از طریق ۷۳۸ حلقه چاه عمیق و نیمه‌عمیق با میزان تخلیه ۲۶۶/۲ میلیون متر مکعب و ۸۳ رشته قنات و ۷ چشمه با میزان تخلیه ۶۲/۴۸ میلیون متر مکعب و بر اساس آمار سال ۱۳۸۴ بهره‌برداری از آب زیرزمینی از طریق

۱۰۰۳ حلقه چاه عمیق و نیمه‌عمیق با میزان تخلیه ۳۸۲/۱ میلیون متر مکعب و ۵۱ رشته قنات و ۷ چشمه با میزان تخلیه ۴۲/۲۹ میلیون متر مکعب انجام می‌گیرد (۱۱).

به طور کلی افت تراز آب زیرزمینی در دشت سیرجان با روند رو به رشدی ادامه دارد. سهم عمده کاهش ذخایر آبی دشت به عوامل انسانی، اضافه برداشت و افت سطح آب زیرزمینی بستگی دارد که روند رو به رشد تعداد چاه‌های بهره‌برداری و به دنبال آن افزایش برداشت و تخلیه از سفره آب زیرزمینی سبب افت مستمر سطح آب زیرزمینی در دوره آماری مورد مطالعه شده است. البته خشکسالی‌های اخیر نیز باعث کاهش میزان تغذیه منابع آب زیرزمینی از منابع سطحی شده و از سوی دیگر باعث هجوم انسان به بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی شده است. نتایج این تحقیق با نتایج خلیل‌پور (۸) در دشت قم، لشکری‌پور (۲۲) در دشت کاشمر، ملایی و همکاران (۲۸) در دشت ورامین، صادقی (۱۲) در دشت اراک و محمدی و همکاران (۲۵) مطابقت دارد. دلیل این مطابقت را می‌توان به آسیب‌پذیر بودن اکوسیستم‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک به فعالیت‌های انسانی و سایر عوامل تنش‌زا از جمله خشکسالی ربط داد. در زمینه خشکسالی پوتاپ و موزنی (۳۶) اظهار می‌دارند، بررسی تکامل خشکسالی در طول پنج دهه اخیر نشان می‌دهد که فراوانی وقوع خشکسالی‌ها افزایش یافته است و دوره‌های خشک به واسطه افزایش میزان تبخیر و تعرق در طول تابستان تقویت می‌شوند و در دسترس بودن منابع آب را تحت تأثیر قرار می‌دهند.

بررسی نقشه هم‌افت آب زیرزمینی دشت نشان می‌دهد که در طول دوره آماری مورد بررسی بیشترین میزان افت سطح آب به مقدار ۶۳ متر در محدوده چاه‌های شماره ۱ و ۲ در شمال شرق دشت سیرجان می‌باشد. کاهش سطح آب زیرزمینی در این منطقه را علاوه بر عوامل انسانی و خشکسالی می‌توان به احداث سد تنگ‌ئویه در این منطقه نسبت داد. میرعباسی و رهنما (۲۹) در تحقیقی تأثیر احداث این سد را با استفاده از مدل Modflow بر آبخوان دشت سیرجان بررسی کردند و مقادیر تغذیه دشت را قبل و بعد از احداث سد

بود. بنابراین با حفاظت آب در کشاورزی از طریق بهبود روش‌های آبیاری همراه با انجام اقداماتی نظیر بیان مشکلات و افزایش سطح دانش بهره‌برداران، تهیه الگوی کشت بهینه، جلوگیری از برداشت‌های غیرمجاز و عدم صدور مجوزهای جدید، حفاظت از سفره‌ها و تغذیه مصنوعی آن‌ها، می‌توان میزان افت سطح آب‌های زیرزمینی و پیامدهای ناشی از آن را به حداقل رساند.

منابع مورد استفاده

1. ابراهیمی، ن.، ف. قدیمی عروس محله و م. وفاخواه. ۱۳۷۸. بررسی بحران منابع آب دشت زرنند ساوه. مجموعه مقالات اولین کنفرانس زمین‌شناسی مهندسی و محیط زیست ایران، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، جلد دوم. ۷۰۱-۷۰۷.
2. امیری، و.، م. نخعی، ف. موسایی و س. سوری. ۱۳۸۹. افت سطح آب زیرزمینی در آبخوان دشت کوهدشت با استفاده از GIS. مجموعه مقالات همایش ملی آب با رویکرد آب پاک، دانشگاه صنعت آب و برق، تهران. ۱۰۸۴ صفحه.
3. بامری، ا.، ف. خرمالی، ف. کیانی و ا. ا. دهقانی. ۱۳۹۱. تغییرات مکانی کربن آلی خاک در موقعیت‌های مختلف شیب در اراضی شیبدار لسی منطقه توشن استان گلستان. پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، ۱۹(۲): ۴۳-۶۲.
4. حبشی، ه.، س. م. حسینی، ج. محمدی و ر. رحمانی. ۱۳۸۶. کاربرد تکنیک زمین‌آمار در مطالعات خاک‌های مناطق جنگلی. فصلنامه علوم کشاورزی و منابع طبیعی، ۱۴(۱): ۱۸-۲۸.
5. حبیبی اربطانی، و.، ع. احمدی، و م. م. فتاحی. ۱۳۸۸. مدل‌سازی تغییرات مکانی برخی از ویژگی‌های شیمیایی آب‌های زیرزمینی به کمک روش‌های زمین‌آمار. مجله علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، ۳(۷): ۲۳-۳۴.
6. حسینی‌پاک، ع. ا. ۱۳۷۷. زمین‌آمار (ژئواستاتستیک). انتشارات دانشگاه تهران. ۳۰۶ صفحه.
7. حسینعلی‌زاده، م.، ع. یعقوبی. ۱۳۸۹. تغییرات زمانی و مکانی سطح سفره آب زیرزمینی با استفاده از زمین‌آمار. مجله علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، ۴(۱۰): ۶۳-۶۷.
8. خلیلی‌پور، ا. ۱۳۸۱. بررسی روند کمی و کیفی آب‌های زیرزمینی دشت قم و تأثیر آن بر بیابانزایی منطقه. پایان‌نامه

محاسبه کردند. نتایج تحقیق آن‌ها نشان داد، احداث این سد موجب کاهش تغذیه آبخوان دشت سیرجان شده است و با روند برداشت کنونی از آب‌های زیرزمینی منطقه ذخیره آب شیرین این آبخوان کم شده و اکثر آب زیرزمینی منطقه در اثر پیشروی سفره آب شور به سمت سفره آب شیرین با خطر شوری مواجه خواهد بود. در نواحی جنوب و غرب دشت، شاهد افزایش سطح آب زیرزمینی بوده‌ایم.

با تطابق نقشه هم‌افت سطح آب زیرزمینی دشت سیرجان می‌توان مشاهده کرد که جهت جریان آب زیرزمینی در مناطق مجاور کفه نمک (مناطق غربی دشت) معکوس شده است، که همین امر باعث هجوم و پیشروی سفره آب شور به سمت سفره آب شیرین و در نتیجه کاهش کیفیت آب زیرزمینی این منطقه گردیده است. همچنین نتایج مطالعه میرعباسی و رهنما (۲۹) نشان داد کیفیت آب‌های زیرزمینی دشت سیرجان در سال‌های اخیر کاهش یافته است و علت آن را حرکت آب از سمت کفه نمکی به سمت سفره آب شیرین بیان نمودند که با نتایج این تحقیق همخوانی دارد.

نتایج تحقیق نشان می‌دهد به دلیل برداشت بیش از اندازه از سفره آب زیرزمینی دشت سیرجان، سطح ایستابی در این دشت افت نموده است و شدت این افت در مناطق مختلف با توجه به میزان تغذیه و تخلیه آبخوان متفاوت است که احداث سد تنگویی نیز به دلیل کاهش تغذیه سفره بر میزان افت دامن زده است. در حال حاضر دشت سیرجان دارای بیلان منفی بوده و کیفیت آب زیرزمینی نیز به گونه‌ای است که در برخی مناطق برای شرب انسان، دام و حتی آبیاری زمین‌های کشاورزی نامناسب است. اضافه برداشت از منابع آبی طی سال‌های گذشته پیامدهای محیطی و اقتصادی نامطلوبی را به دنبال داشته است و چنانچه اقدامات جدی و عملی جهت کاهش برداشت‌های بی‌رویه و به تعادل رساندن سفره‌های آب زیرزمینی صورت نگیرد، علاوه بر تشدید این پیامدها، شاهد اختلال در روند فعالیت‌های کشاورزی و دامپروری، کاهش فرآورده‌های زراعی و دامی، تهدید امنیت زراعی و دامی، تهدید امنیت غذایی و عدم تأمین آب شرب کافی در منطقه خواهیم

- کارشناسی ارشد، دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران. ۱۳۰ صفحه.
۹. سالاری جزی، م.، ح. زارعی و م. تقیان. ۱۳۸۸. کاربرد و ارزیابی روش‌های کریجینگ و کوکریجینگ در محاسبه تراز سطح آب زیرزمینی در سطح دشت میان آب سال آبی. مجموعه مقالات دومین همایش ملی اثرات خشک‌سالی و راهکارهای مدیریت آن، اصفهان. ۵۸۰ صفحه.
۱۰. سرمیدان، ف. و ر. تقی‌زاده مهرجردی. ۱۳۸۸. مقایسه روش‌های درون‌یابی جهت تهیه نقشه خصوصیات کیفی خاک مطالعه موردی (مزرعه دانشکده کشاورزی). مجله تحقیقات آب و خاک ایران، (۲) ۴۰: ۱۵۷-۱۶۵.
۱۱. شاه‌دشت، ع. ر. و ا. عباس‌نژاد. ۱۳۸۹. مدیریت منابع آبی، چالش‌ها و راهکارها (مطالعه موردی: استان کرمان). مجموعه مقالات چهارمین کنگره بین‌المللی جغرافیدانان جهان اسلام، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ۱-۱۳.
۱۲. صادقی، س.، ک. سلیمانی، م. مهدوی و ف. قدیمی. ۱۳۸۶. بررسی روند شور شدن آب‌های زیرزمینی دشت اراک. مجموعه مقالات سومین کنفرانس سراسری آبخیزداری و مدیریت منابع آب و خاک، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۳۶۲-۳۶۵.
۱۳. صداقت، م. ۱۳۹۲. زمین و منابع آب. انتشارات دانشگاه پیام نور. ۳۰۰ صفحه.
۱۴. صفری، م. ۱۳۸۱. تعیین شبکه بهینه اندازه‌گیری سطح آب زیرزمینی با کمک روش‌های زمین‌آماری، مطالعه موردی: دشت چمچمال. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس. ۱۲۰ صفحه.
۱۵. طباطبایی، ح. و م. غزالی. ۱۳۹۰. ارزیابی دقت روش‌های میان‌یابی در تخمین سطح آب زیرزمینی (مطالعه موردی: آبخوان‌های فارسان- جونقان و سفیددشت). علوم آب و خاک (علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی)، ۱۵(۵۷): ۱۱-۲۲.
۱۶. طباطبایی، س. ح.، س. توسلی، س. اسلامیان و ق. احمدزاده. ۱۳۸۵. مطالعه میزان آلاینده‌های آب زیرزمینی شهر اصفهان و ارزیابی آن با تأکید بر جنبه آب شرب. مجله علمی کشاورزی، ۲۹(۲): ۷۹-۹۲.
۱۷. عباس‌پور، م. و ف. عنایی. ۱۳۸۰. بحران‌های زیست‌محیطی و برنامه‌ریزی توسعه پایدار در ایران. مجموعه مقالات اولین همایش ملی بحران‌های زیست‌محیطی ایران و راهکارهای بهبود آن. دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات خوزستان، ۲۰۲-۲۱۵.
۱۸. عباس‌زاد، ا. ۱۳۷۷. بررسی شرایط و مسائل محیط زیست دشت رفسنجان. مجموعه مقالات دومین همایش انجمن زمین‌شناسی. مشهد، ۳۰۳-۳۱۰.
۱۹. فتیحی، ف. و م. زیبایی. ۱۳۸۹. عوامل مؤثر در مدیریت بهره‌برداری از آب‌های زیرزمینی با استفاده از مدل برنامه‌ریزی چندهدفه: مطالعه موردی دشت فیروزآباد. علوم آب و خاک (علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی)، ۱۴(۵۳): ۱۵۵-۱۶۴.
۲۰. قیومی، ح.، م. ح. رامشت، ی. مرادی و س. شفق. ۱۳۸۴. بررسی فرآیند تأثیرگذار بر ویژگی‌های مورفولوژیک نشست زمین. مجموعه مقالات کنفرانس بین‌المللی مخاطرات زمین، بلایای طبیعی و راهکارهای مقابله با آن. دانشگاه تبریز، ۱۲۹۵-۱۲۹۹.
۲۱. کریمی، ح.، ف. نادری، ص. علیمردی و ح. لطفی‌زاده. ۱۳۸۸. بررسی سطح افت آب زیرزمینی در آبخوان دشت مهران در محیط GIS. مجموعه مقالات دومین کنفرانس سراسری آب. دانشگاه آزاد اسلامی واحد بهبهان، ۸۰۳-۸۰۹.
۲۲. لشکری‌پور، غ. ر.، ح. ر. رستمی بارانی، ا. کهندل و ح. ترشیزی. ۱۳۸۵. افت سطح آب زیرزمینی و نشست زمین در دشت کاشمر. مجموعه مقالات دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. دانشگاه تربیت معلم، ۲۴۲۸-۲۴۳۸.
۲۳. لشکری‌پور، غ. ر.، م. غفوری و م. دم‌شناس. ۱۳۸۷. تأثیر افت سطح آب زیرزمینی بر کیفیت آب‌های زیرزمینی در دشت فریمان تربت جام. مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۸۸۰-۸۸۶.
۲۴. محمدی، ج. ۱۳۸۵. پدومتری (آمار مکانی). جلد دوم، انتشارات پلک. ۲۴۰ صفحه.
۲۵. محمدی، ص.، ع. سلاجقه، م. مهدوی، و ر. باقری. ۱۳۹۱. بررسی تغییرات مکانی و زمانی سطح آب زیرزمینی دشت کرمان با استفاده از روش زمین‌آماری مناسب (طی یک دوره آماری ۱۰ ساله، ۱۳۷۵-۱۳۸۵). تحقیقات مرتع و بیابان ایران، ۱۹(۱): ۶۰-۷۱.
۲۶. مشعل، م.، ا. درویشی و ح. قلیچ‌ثابت. ۱۳۸۶. ارزیابی شبکه چاه‌های مشاهده‌ای سطح آب زیرزمینی با استفاده از روش‌های

- information from a digital elevation model. *Journal of Hydrology*, 255(1): 25-38.
33. Kulin H, Huang Y, Li H, Li B, Chen D, White RE. 2005. Spatial variability of shallow groundwater level, electrical conductivity and nitrate concentration, and risk assessment of nitrate contamination in North China Plain. *Environment International*, 31(6): 896-903.
34. Kurtulus B, Razack M. 2010. Modeling daily discharge responses of a large karstic aquifer using soft computing methods: Artificial neural network and neuro-fuzzy. *Journal of Hydrology*, 381(1): 101-111.
35. Luo W, Taylor M, Parker S. 2008. A comparison of spatial interpolation methods to estimate continuous wind speed surfaces using irregularly distributed data from England and Wales. *International Journal of Climatology*, 28(7): 947-959.
36. Potop V, Možný M. 2011. The application a new drought index-Standardized precipitation evapotranspiration index in the Czech Republic. *Mikroklima a mezoklima krajinných struktur a antropogenních prostředí*, 2(4): 1-12.
37. Theodossiou N, Latinopoulos P. 2006. Evaluation and optimisation of groundwater observation networks using the Kriging methodology. *Environmental Modelling & Software*, 21(7): 991-1000.
38. Vijay K, Remadevi H. 2006. Kriging of groundwater levels-a case study. *Journal of Spatial Hydrology*, 6(1): 81-92.
39. Yilmaz HM. 2007. The effect of interpolation methods in surface definition: an experimental study. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(9): 1346-1361.
40. Yue S, Kang S, Li F, Zhang L. 2009. Comparison of interpolation methods for depth to groundwater and its temporal and spatial variations in the Minqin oasis of northwest China. *Environmental Modelling & Software*, 24(10): 1163-1170.
- زمین آماری در دشت اراک. مجموعه مقالات سومین کنفرانس سراسری آبخیزداری و مدیریت منابع آب و خاک کرمان، ۸۸۸-۸۸۴
۲۷. معروفی، م. ص.، ا. ترنجیان و ح. زارع آبیانه. ۱۳۸۸. ارزیابی روش‌های زمین‌آمار جهت تخمین هدایت الکتریکی و pH زه‌آب‌های آبراهه‌های دشت همدان-بهار. مجله پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، ۱۶(۲): ۱۶۹-۱۸۷.
۲۸. ملایی، م.، م. حسین‌زاده و س. ح. فاطمی. ۱۳۸۶. بررسی وضعیت کمی آب‌های زیرزمینی دشت ورامین در دوره آماری ساله آبی. مجموعه مقالات همایش آب‌های زیرزمینی. دانشگاه آزاد اسلامی واحد بهبهان، ۱۱۰-۱۲۴.
۲۹. میرعباس نجف آبادی، ر. و م. ب. رهنما. ۱۳۸۶. شبیه‌سازی آبخوان دشت سیرجان با استفاده از مدل Modflow و بررسی اثرات احداث سد تنگ‌تویه بر آن. مجله پژوهش آب ایران، ۱(۱): ۹-۱.
30. Alsaaran NA. 2000. Optimal Interpolation and Isarithmic Mapping of Groundwater Salinity in Tebrak Area, Central Saudi Arabia. *Journal King Saudi University*, 12(2): 49-58.
31. Dash J, Sarangi A, Singh D. 2010. Spatial variability of groundwater depth and quality parameters in the national capital territory of Delhi. *Environmental Management*, 45(3): 640-650.
32. Desbarats A, Logan C, Hinton M, Sharpe D. 2002. On the kriging of water table elevations using collateral



Investigating the quantity variation trend of ground water table using geostatistics and GIS (Case study: Sirjan Plain)

H. Piri^{*}, A. Bameri¹

1. Lecturer. College of Water and Soil, University of Zabol

ARTICLE INFO

Article history:

Received 16 March 2013

Accepted 25 November 2013

Available online 15 May 2014

Keywords:

Ground water level

Interpolation

Geostatistical

Sirjan Plain

ABSTRACT

The purpose of this research was to determine the temporal and spatial variation of groundwater levels of Sirjan Plain using geostatistical methods in the statistical period (1997-2007). The water level data of 30 wells were collected. The quality, accuracy and normality of data were controlled and the water table was interpolated by different interpolation methods including inverse distance weighted (IDW), local polynomial interpolation (LPI), radial basis function (RBF) completely regularized spline, spline with tension, multiquadric, inverse multiquadric, thin plate spline, ordinary kriging (OK), simple kriging (SK), disjunctive kriging (DK). The best interpolation method was determined based on mean error (ME), root mean square error (RMSE) and coefficient of determination. The zoning map was also traced during investigation. The results showed that the Gaussian variogram model with 0.7 coefficient of determination was the best fitted model for the spatial data and local polynomial interpolation method and ordinary kriging method with root mean square error of 43.6 and 23.85 were the best method of interpolation respectively. The results also showed that the ordinary kriging with Gaussian variogram was statistically more accurate in comparison to other methods for estimating the depth of the groundwater table in the two periods. Zoning with ordinary kriging showed that groundwater level has dropped in most parts of the plains during the study period. The groundwater level drop ranged to 40 meters with an average of 15 meters. The water level has increased in the western parts of the plain which causing a shift of water from the western salty water aquifer into sweet water aquifer; and decreasing of Sirjan Plain Aquifer quality accordingly.

* Corresponding author e-mail address: h_piri2880@yahoo.com