

## برآورد تغییرات زمانی و مکانی سطح ایستابی آبخوان دشت بیستون استان کرمانشاه با روش‌های زمین‌آماری

مینا نیکزاد<sup>۱</sup>، حمید رضا مرادی<sup>۲</sup>، خلیل جلیلی<sup>۳</sup>

مقاله برگرفته از پایان‌نامه کارشناسی ارشد

### چکیده

امروزه استفاده از روش‌های زمین‌آماری به سبب لحاظ ارتباط مکانی در موضوعات مختلف اکولوژیکی مورد توجه ویژه قرار گرفته است. در همین راستا، تحقیق حاضر با هدف بررسی تغییرات زمانی و مکانی سطح آب زیرزمینی دشت بیستون واقع در استان کرمانشاه طی دوره زمانی ۱۳۷۰-۱۳۹۴ و به‌طور ویژه با استفاده از روش‌های تخمین‌گر درون‌یابی انجام شد. بدین‌منظور، ابتدا داده‌های سطح آب زیرزمینی دشت مطالعاتی شامل ۲۱ حلقه چاه مشاهده‌ای، جمع‌آوری و بانک اطلاعاتی آن‌ها در محیط نرم افزار Excel تهیه شد. سپس روش‌های مختلف درون‌یابی شامل کریجینگ معمولی (OK)، وزن‌دهی عکس فاصله (IDW) با توان‌های یک تا پنج و کوکریجینگ (COK) با متغیر کمکی برای تخمین سطح ایستابی مورد استفاده قرار گرفتند. در ادامه، برای ارزیابی دقت روش‌های مزبور در تخمین تراز سطح ایستابی از روش اعتبارسنجی متقابل با معیارهای آماری ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) و میانگین انحراف خطا (MBE) استفاده شد. سپس نقشه‌های پهنه‌بندی مکانی در ابتدا و انتهای دوره مورد مطالعه تهیه و نهایتاً نقشه هم‌افت سطح آب زیرزمینی در محیط نرم‌افزاری Arc GIS 10.4.1 ترسیم شد. نتایج نشان داد که واریوگرام مدل گوسی بهترین مدل برازش شده به ساختار فضایی داده‌ها و روش کریجینگ به‌عنوان مناسب‌ترین روش برای تخمین سطح ایستابی در منطقه به‌دست آمد. نتایج تحقیق نیز حکایت از افت سطح آب زیرزمینی در بیشتر نقاط دشت داشت. به‌طوری که حداکثر این افت معادل ۲۲ متر در قسمت جنوب غربی دشت (دامنه موثر چاه‌های ۹ و ۱۷) و حداقل افت معادل پنج متر در قسمت مرکزی دشت طی دوره ۲۵ ساله مطالعاتی برآورد شد. دور بودن از جریان رودخانه، رشد روز افزون صنایع پر مصرف آب از دلایل اصلی کاهش سطح آب زیرزمینی است.

واژه‌های کلیدی: دشت بیستون، سطح آب زیرزمینی، روش کریجینگ، مدل کروی، واریوگرام، پهنه‌بندی.

<sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد علوم و مهندسی آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی و علوم دریایی، دانشگاه تربیت مدرس، نور، ۰۹۰۱۳۵۶۸۰۸۹، minanikzad@ymail.com

<sup>۲</sup> دانشیار گروه علوم و مهندسی آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی و علوم دریایی، دانشگاه تربیت مدرس، نور، [hmrmodadi@modares.ac.ir](mailto:hmrmodadi@modares.ac.ir) (مسئول مکاتبه)

<sup>۳</sup> استادیار پژوهشی گروه هیدرولیک و منابع آب، جهاد دانشگاهی استان کرمانشاه، [jalili@acecr.ac.ir](mailto:jalili@acecr.ac.ir)

## مقدمه

در سال‌های اخیر منابع آب‌های زیرزمینی به دلیل برداشت‌های بی‌رویه به شدت رو به کاهش است. افزایش فعالیت‌های انسانی از یک سو و کاهش حجم آب‌های زیرزمینی از سوی دیگر، موجب کاهش کمیت و کیفیت منابع آب‌های زیرزمینی و تخریب اراضی شده است (هاشمی‌نژاد و کریمی، ۱۳۸۵). از آنجا که آمار کلاسیک قادر به در نظر گرفتن توزیع مکانی عامل‌های کمیت و کیفیت آب‌های زیرزمینی نیست، بنابراین از زمین‌آمار<sup>۱</sup> به‌عنوان روشی برای این هدف استفاده می‌شود (محمدی و همکاران، ۱۳۹۱). امروزه با استفاده از سامانه اطلاعات جغرافیایی و ابزارهای درون‌یابی زمین‌آمار، تحلیل و ارزیابی تغییرات مکانی کمیت و کیفیت منابع آب‌های سطحی و زیرزمینی آسان‌تر و کارآمدتر شده است (Ta'any et al., 2009; Khashei and Sabazi., 2015; Nikroo et al., 2010; Tiwari et al., 2016). روش‌های درون‌یابی کمک می‌کنند تا در مکان‌های با مختصات معلوم اما فاقد آمار و اطلاعات، به کمک سایر مناطق با مختصات معلوم و دارای آمار مورد نیاز، اطلاعات آن‌ها نیز پیش‌بینی شود (Isak and srivasava, 1989; Chai et al., 2011; Losser et al., 2014). از روش‌های درون‌یابی به‌طور گسترده‌ای برای تحلیل‌های مکانی بارش، تبخیر، تعرق، دما و سطح آب زیرزمینی استفاده شده است (Mardikis et al., 2005). توسعه روش‌های مختلف زمین‌آمار موجب شده است تا برخی از مطالعات مربوط به سطح آب زیرزمینی، در رابطه با مقایسه انواع روش‌های مختلف زمین‌آمار و حتی ارزیابی شبکه چاه‌های مشاهده‌ای که مربوط به نقاط نمونه‌برداری فاکتورهای کمی آب زیرزمینی هستند انجام شود (صفری، ۱۳۸۱؛ میثاقی و محمدی، ۱۳۸۱؛ مشعل و همکاران، ۱۳۸۶). طبق پیشینه پژوهشی تحقیق برای به‌دست آوردن بهترین روش درون‌یابی غالباً از روش اعتبارسنجی متقابل استفاده می‌شود (Yang et al., 2011).

در سال‌های اخیر پژوهش‌های متعددی در ارتباط با بررسی تغییرات مکانی و تخمین سطح ایستابی توسط محققین صورت گرفته است. Vijay and Remadevi (2006)، در تخمین سطح آب زیرزمینی منطقه راجستان، هند نشان دادند که در دوره آماری ۱۹۸۵ تا ۱۹۹۰ روش کریجینگ نسبت به روش فاصله معکوس، دقت بالاتری دارد. Xiao et al (2016)، برای درون‌یابی سطح آب زیرزمینی از هفت روش مختلف وزن‌دهی فاصله معکوس، چند جمله‌ای جهانی، چند جمله‌ای محلی، روش توابع پایه شعاعی (اسپلاین با کشش)، کریجینگ معمولی، کریجینگ ساده، کریجینگ جهانی استفاده کردند. برای اعتبارسنجی متقابل و ارزیابی صحت روش‌های مختلف از میانگین مربعات خطا (RMSE) و ضریب همبستگی ( $R^2$ ) استفاده شد. نتایج نشان داد که از میان روش‌های مختلف، روش کریجینگ ساده دقت بالاتری دارد. Rajaee et al (2016)، در مطالعه خود به‌منظور پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی در اطراف شهر مشهد از روش کریجینگ استفاده کردند و مدل گوسی را به‌عنوان بهترین مدل واریوگرام انتخاب کردند. Al-omran et al (2017)، در مطالعه خود در منطقه الهرج عربستان با استفاده از نرم‌افزارهای Arc GIS و GS+، پس از نرمال‌سازی داده‌ها از روش کریجینگ و مدل گوسی برای بررسی کیفیت و میزان شوری آب‌های زیرزمینی استفاده کردند. مشعل و همکاران (۱۳۸۶)، در تحقیق خود با استفاده از داده‌های رقومی سطح آب اندازه‌گیری شده در دشت اراک در ۴۶ نقطه و برای سه سال مختلف (مرطوب، متوسط و خشک) در بررسی زمین‌آمار، مدل واریوگرام گوسی را به‌عنوان مدل بهینه معرفی کردند. پیری و بامری (۱۳۹۳)، به بررسی روند تغییرات کمی سطح ایستابی منابع آب زیرزمینی دشت سیرجان با استفاده از روش‌های زمین‌آمار و سامانه اطلاعات جغرافیایی پرداختند و نتیجه گرفتند که روش چند جمله‌ای محلی و کوکریجینگ معمولی با داشتن کمترین خطا، بهترین روش درون‌یابی بود. دلبری و همکاران (۱۳۹۴)، با استفاده از روش‌های زمین‌آمار به بررسی تغییرات

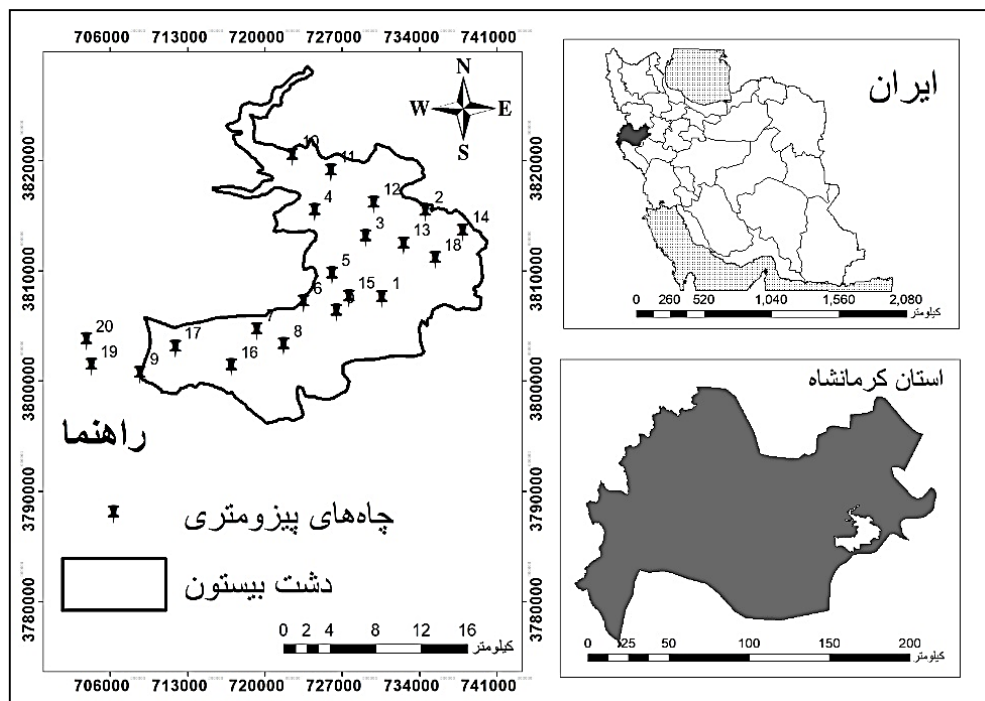
بررسی تغییرات مکانی سطح ایستابی و افت آب‌های زیرزمینی دشت بیستون در دوره آماری ۲۵ ساله (۱۳۷۰-۱۳۹۴) ارائه دهد.

### مواد و روش‌ها

#### موقعیت منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه آبخوان دشت بیستون واقع در استان کرمانشاه، در  $۱۶^{\circ} ۴۷'$  تا  $۳۶^{\circ} ۴۷'$  طول شرقی و  $۱۷^{\circ} ۳۴'$  تا  $۳۴^{\circ} ۳۴'$  عرض شمالی قرار دارد (شکل ۱). وسعت منطقه مورد مطالعه ۳۹۱/۳۹۹ کیلومتر مربع است. این دشت به لحاظ هیدرولوژیکی بخشی از حوضه رودخانه قره‌سو می‌باشد و رودخانه گاماسیاب که شاخه اصلی و اولیه رودخانه کرخه است، از میانه این دشت عبور می‌کند. بر اساس آمار اخذ شده از اداره کل هواشناسی استان کرمانشاه، آب و هوای منطقه معتدل و کوهستانی است و بارندگی متوسط سالانه حدود ۴۰۰ میلی‌متر می‌باشد. دمای متوسط در سردترین ماه سال ۲- درجه و در گرم‌ترین ماه سال ۴۱ درجه است (رحمتی و همکاران، ۱۳۹۴).

مکانی-زمانی و پهنه‌بندی سطح آب زیرزمینی آبخوان کوهپایه-سگری در استان اصفهان پرداختند. نتایج ارزیابی تخمین سطح آب زیرزمینی حاکی از دقت بیشتر روش کریجینگ نسبت به روش وزن‌دهی عکس فاصله بود. در این راستا، Kresic (۱۹۹۷) در تحقیق خود روش میان‌یابی کریجینگ را به‌عنوان یک روش قابل اعتماد و گسترده برای درون‌یابی و تهیه منحنی‌های تراز آب‌های زیرزمینی به‌سبب لحاظ واریانس مکانی، موقعیت و توزیع نمونه‌ها معرفی نمود. با توجه به مطالعات بالا می‌توان جمع‌بندی نمود که برآورد یک متغیر در یک منطقه، به نوع روش و عوامل منطقه‌ای بستگی داشته و نمی‌توان روش منتخب در یک منطقه را به سایر مناطق تعمیم داد. بنابراین در تحقیق حاضر تغییرات مکانی و زمانی تراز آب زیرزمینی دشت بیستون مورد بررسی قرار گرفت تا به‌توان برای اتخاذ و ارائه راه‌کارهای مدیریتی منطقه بهتر تصمیم‌گیری نمود. از طرفی آگاهی از مدل واریوگرامی دقیق به کمک بهترین روش تخمین‌گر زمین‌آماري و انتخاب مدل واریوگرامی مناسب به ساختار فضایی داده‌های سطح آب زیرزمینی به همراه عامل‌های مربوط به مدل می‌تواند برآورد صحیحی در



شکل (۱): موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

## روش تحقیق

که در آن  
 $\gamma(h)$ : مقدار واریوگرام برای جفت نقاطی که به فاصله  $h$  از هم قرار دارند.  
 $n(h)$ : تعداد جفت نمونه‌های به کار رفته به ازاء یک فاصله  $h$  از هم قرار دارند.  
 $z(x)$ : متغیر مشاهده شده در نقطه  $x$ .  
 $z(x+h)$ : مقدار مشاهده شده متغیری که به فاصله  $h$  از  $x$  قرار دارد.

واریوگرام دارای سه مشخصه اصلی است که شامل آستانه  $(C_0 + C)$ ؛ شعاع تاثیر  $(R)$  و اثر قطعه‌ای  $(C_0)$  است (حسینی پاک، ۱۳۷۷). به مقدار نیم‌تغییرنما به ازای  $h=0$  اثر قطعه‌ای  $(C_0)$  گفته می‌شود. با افزایش  $h$ ، مقدار نیم‌تغییرنما 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 تاثیر  $(A_0)$  گفته می‌شود (Isack and Srivastava, 1989). برای دست‌یابی به یک درون‌یابی صحیح، مهم‌ترین گام برازش مدلی مناسب بر نیم‌تغییرنما است. به همین منظور از مدل‌های نمایی، گوسی، کروی و خطی برای برازش سمیواریوگرام استفاده شد. در نیم‌تغییرنما اثر قطعه‌ای کم، دامنه تأثیر بزرگ و مقدار بالای اثر تناسبی  $(C/(C_0 + C))$  نشانگر همبستگی مکانی قوی این متغیر در سطح منطقه می‌باشد. همچنین مناسب‌ترین مدل با توجه به رفتار نیم‌تغییرنما در نزدیکی مبداء مختصات، مجموع مربعات باقی‌مانده  $(RSS)$  و ضریب همبستگی  $(R^2)$  تعیین می‌شود (دلبری و همکاران، ۱۳۸۹).

## کریجینگ معمولی (OK)

برای انجام تحقیق حاضر، داده‌های تراز سطح آب زیرزمینی مربوط به ۲۱ حلقه چاه مشاهده‌ای واقع در دشت بیستون در دوره آماری ۱۳۷۰ تا ۱۳۹۴ از آب منطقه‌ای استان کرمانشاه جمع‌آوری شد. پس از انتخاب پایه زمانی مشترک و کنترل کیفیت و صحت آمار، با استفاده از آزمون کلموگروف-اسمیرنوف آزمون نرمالیت در محیط نرم‌افزار SPSS.22 انجام شد. به دلیل چولگی مثبت داده‌های غیرنرمال با استفاده از روش‌های لگاریتم‌گیری نسبت به نرمال کردن داده‌ها اقدام شد (مهدوی، ۱۳۷۸).

## روش‌های درون‌یابی مورد استفاده

برای بررسی تغییرات مکانی سطح ایستابی، نیم‌تغییرنمای تجربی مورد استفاده قرار گرفت. سپس با استفاده از روش‌های کریجینگ معمولی<sup>۱</sup>، وزن‌دهی عکس فاصله<sup>۲</sup> با توان‌های یک تا ۵ و کوکریجینگ<sup>۳</sup> با استفاده از متغیر کمکی به درون‌یابی سطح آب زیرزمینی در ابتدا و انتهای دوره آماری پرداخته شد. برای بررسی تغییرات مکانی از نرم‌افزار GS+5.1 و برای تهیه نقشه پهنه‌بندی از نرم‌افزار Arc GIS10.4.1 استفاده شد.

## نیم‌تغییرنما

نیم‌تغییرنما متداول‌ترین ابزاری است که همبستگی مکانی را در زمین‌آمار بررسی می‌کند. نیم‌تغییرنما میزان عدم تشابه را بین مقادیر یک ویژگی هنگامی که فاصله بین نمونه‌ها افزایش می‌یابد، نشان می‌دهد. برای محاسبه‌ی نیم‌تغییرنمای تجربی از رابطه (۱) استفاده شد (Isack and Srivastava, 1989).

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

<sup>۱</sup> Experimental semivariogram

<sup>۲</sup> Ordinary Kriging (OK)

<sup>۳</sup> Inverse Distance Weighted (IDW)

<sup>۴</sup> CO-Kriging (CK)

<sup>۵</sup> Sill

<sup>۶</sup> Nugget effect

<sup>۷</sup> Range of influence

در این تحقیق از توان یک تا پنج برای تخمین استفاده شد.

### کوکرینجینگ

تخمین گر کوکرینجینگ همان کورینجینگ توسعه یافته است که در آن متغیرهای ثانویه نیز لحاظ شده است. با بهره‌گیری از مقادیر متغیر ثانویه یا کمکی و با در اختیار داشتن اطلاعات مربوط به همبستگی دوجانبه بین متغیرها، می‌توان تخمین مناسب و دقیق‌تری از متغیر اصلی به دست آورد. این تخمین گر طبق رابطه (۴) محاسبه شد (حسنی پاک، ۱۳۷۷).

$$Z_v^*(u_0) \sum_{i=1}^N [a_i Z_v(u_i) + \beta_i Z_w(u_i)] \quad (4)$$

که در آن:

$Z_v^*(u_0)$ : مقدار تخمین زده شده‌ی متغیر اصلی  $Z_v$  در موقعیت  $u_0$  است.

$a_i$ : وزن نسبت داده شده به مقدار مشاهده‌ای متغیر اصلی  $Z_v$  در موقعیت  $u_i$  است.

$\beta_i$ : وزن نسبت داده شده به مقدار مشاهده‌ای متغیر کمکی  $Z_w$  در موقعیت  $u_i$

$N$ : تعداد مشاهدات در اطراف نقطه‌ی مورد تخمین می‌باشد. در روش کوکرینجینگ از متغیر کمکی ارتفاع معادل هرچاه به‌عنوان متغیر ثانویه استفاده شد.

### روش و معیارهای ارزیابی

برای بررسی دقت روش‌های درون‌یابی استفاده شده در تخمین تراز سطح ایستایی از روش اعتبارسنجی متقابل<sup>۱</sup> استفاده شد (Isack and Srivastava, 1989). در فرآیند انجام این روش هر بار یک نقطه مشاهده‌ای به‌طور موقت حذف شده و برای آن از روی نقاط مجاور، مقداری برآورد شد. سپس مقدار حذف شده به‌جای خود برگردانده شد و برای بقیه نقاط شبکه، به‌صورت مجزا این برآورد صورت

روش کورینجینگ معمولی از مهم‌ترین و مرسوم‌ترین روش‌های تخمین زمین‌آماری می‌باشد. این روش متکی بر منطق میانگین متحرک وزن‌دار و بهترین تخمین گر خطی ناریب می‌باشد که علاوه بر مقادیر تخمین، میزان خطای تخمین در هر نقطه را نیز مشخص می‌کند (Goovarest, 1997). فرمول مورد استفاده برای تخمین در روش کورینجینگ معمولی مطابق رابطه (۲) 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 نقطه  $x_i$  و  $n$  تعداد مشاهدات می‌باشد (Delbari et al., 2013)

### وزن‌دهی عکس فاصله (IDW)

در این روش نیز همچون روش کورینجینگ، مقدار یک متغیر در نقطه‌ای که نمونه‌برداری نشده باشد، از روی نقاط مجاورش، با استفاده از رابطه (۳) 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 نقاط دورتر وزن کمتری اختصاص داده می‌شود. در واقع نقاط با فاصله کم‌تر، اثر بیشتری در تخمین می‌گذارند (جهانی و دلبری، ۱۳۸۸).

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

که در آن:

$D_i^{-\pi}$ : فاصله نقطه  $\lambda$  تا نقطه تخمین زده شده

$\pi$ : توان وزن‌دهی فاصله

$n$ : تعداد مشاهدات می‌باشد.

<sup>۱</sup> CrossValidation

۲۲/۵ درجه محاسبه شد. نتایج، ناهمسانگردی قابل ملاحظه‌ای را نشان نداد. بنابراین نیم‌تغییرنمای تجربی همسانگرد ترسیم و بهترین مدل تئوری به نقاط تجربی برازش داده شد. مشخصات بهترین مدل نیم‌تغییرنمای سطح آب زیرزمینی در جدول (۱) نشان داده شده است.

گرفت. با داشتن این مقادیر با توجه به مقادیر مشاهده‌ای و برآورد شده، میانگین مربعات خطا (RMSE)<sup>۱</sup> و میانگین انحراف معیار خطا (MBE)<sup>۲</sup> در هر روش بر اساس رابطه‌های (۵) و (۶) محاسبه شد.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (z^*(x_i) - z(x_i))^2}{n}} \quad (5)$$

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^n (z^*(x_i) - z(x_i))}{n} \quad (6)$$

که در آن:

$z^*(x_i)$  و  $z(x_i)$ : به ترتیب مقدار تخمینیه واقعی

متغیر Z در نقطه  $x_i$  هستند.

پس از انتخاب بهترین روش درون‌یابی، نقشه‌های پهنه‌بندی مکانی در ابتدا و انتهای دوره آماری مورد مطالعه در محیط نرم‌افزاری GS+ ترسیم شد. به دلیل این‌که نقشه‌های پهنه‌بندی مکانی حاصل از این نرم‌افزار زمین‌آماري قابل تجزیه و تحلیل، انجام عملیات محاسباتی و نیز قدرت هم‌پوشانی نقشه‌ها نمی‌باشد. بنابراین لازم بود این نقشه‌ها در نرم‌افزاری که قدرت تجزیه و تحلیل و نیز عمل هم‌پوشانی نقشه‌ها وجود داشته باشد، تهیه گردد. بدین‌منظور با استفاده از بهترین روش درون‌یابی و مدل واریوگرامی مناسب و عامل‌های تعیین شده در نرم‌افزار GS+، نقشه پهنه‌بندی مکانی عامل سطح آب زیرزمینی در محیط نرم‌افزار Arc GIS 10.4.1 ترسیم و در نهایت نقشه هم‌افت آب زیرزمینی دشت نیز تهیه شد.

## نتایج و بحث

پس از آنالیز تجربی داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار SPSS.22 اقدام به برازش واریوگرام مناسب و تعیین عامل‌های آن شد.

برای بررسی تغییرات مکانی سطح ایستابی آب‌های زیرزمینی، نیم‌تغییرنمای تجربی در چهار جهت صفر، ۴۵، ۹۰ و ۱۳۵ درجه با زاویه انحراف

<sup>۲</sup>- Root mean square error

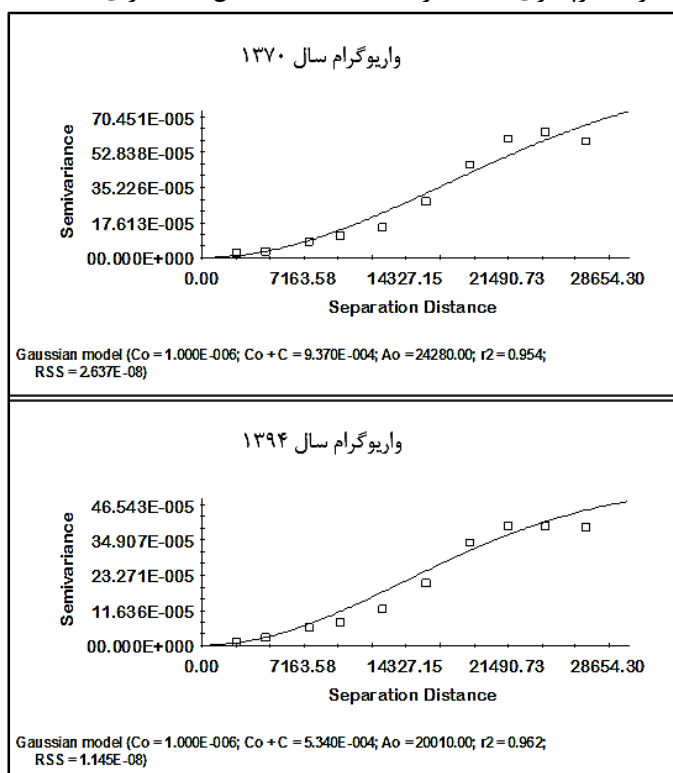
<sup>۳</sup>- Mean Bias Error

جدول (۱): مشخصات واریوگرام مناسب برازش شده سطح آب در هر یک از سال‌های آماری

سال	مدل واریوگرام	اثر قطعه‌ای (C <sub>0</sub> ) مترمربع	آستانه (C <sub>0</sub> + C) مترمربع	دامنه تاثیر (A <sub>0</sub> ) متر	اثر تناسبی (C/(C <sub>0</sub> +C)) (درصد)	ضریب همبستگی (R <sup>2</sup> ) (درصد)	مجموع مربعات باقیمانده (RSS)
۱۳۷۰	گوسی	۱/۰۰۰E-۰۰۶	۹/۳۷۰E-۰۰۴	۲۴۲۸۰	۰/۹۹۹	۰/۹۵	۲/۶۳۷E-۰۰۸
۱۳۹۴	گوسی	۱/۰۰۰E-۰۰۶	۵/۳۴۰E-۰۰۴	۲۰۰۱۰	۰/۹۹۸	۰/۹۶	۱/۱۴۵E-۰۰۹

نیم‌تغییرنما می‌باشد. مقادیر بالای نسبت اثر قطعه‌ای به آستانه یا واریانس کل ( $C/(C_0+C)$ ) و نزدیک بودن آن به عدد یک نشان دهنده ساختار مکانی قوی برای سطح آب زیرزمینی در سال‌های مورد بررسی می‌باشد (حبشی و همکاران، ۱۳۸۶). در نتیجه هر گونه درون‌یابی دارای همبستگی بالا و نقشه پهنه‌بندی حاصل شده دارای قابلیت اعتماد بیشتری خواهد بود.

نتایج برازش مدل‌ها به واریوگرام نشان داد مدل گوسی برای توصیف ساختار مکانی آب‌های زیرزمینی در این منطقه بهترین می‌باشد و می‌توان از آن در تخمین سطح ایستابی استفاده کرد. همان‌طور که در شکل (۲) مشاهده می‌شود، نیم‌تغییرنما دارای اثر قطعه‌ای (C<sub>0</sub>) ناچیز است که نشان دهنده پیوستگی سطح آب زیرزمینی و نیز تغییرپذیری اندک در مبدا



شکل (۲): نیم‌تغییرنمای تجربی (مربع تو خالی) و بهترین مدل برازش شده مربوط به سطح آب زیرزمینی آبخوان دشت بیستون در دوره مورد مطالعه

را تخمین زد کمتر شده است. همچنین مجموع مربعات باقی‌مانده (RSS) کم و ضریب همبستگی (R<sup>2</sup>) بالا نشان از مناسب بودن مدل ذکر شده است (دلبری

همچنین نتایج نشان دهنده روند نزولی دامنه تاثیر (A<sub>0</sub>) ارتفاع سطح ایستابی می‌باشد. به عبارتی به علت افت ارتفاع پیژومتری، فاصله‌ای که بتوان متغیر مجهول

مقدار می‌باشد (Goovaerst, 1997). و روش وزن‌دهی عکس فاصله با توان یک نامناسب‌ترین تخمین را در برآورد سطح ایستابی داشته است. با افزایش توان وزن‌دهی به دلیل افزایش شعاع تحت تاثیر، صحت درون‌یابی افزایش یافته است. بررسی‌ها نشان داد روش وزن‌دهی عکس فاصله با توان پنج نیز نتایج قابل قبولی را ارائه می‌کند.

نتایج مربوط به نقشه تغییرات سطح آب زیرزمینی با استفاده از روش کریجینگ معمولی در سال‌های ۱۳۷۰ و ۱۳۹۴ در شکل (۳) نشان داده شده است.

و همکاران، ۱۳۸۹). این یافته‌ها با نتایج مشعل و همکاران (۱۳۸۶)، محمدی و همکاران (۱۳۹۱)، همسویی دارد.

نتایج حاصل از کاربرد روش اعتبارسنجی حذفی و مقادیر RMSE و MBE برای ارزیابی روش‌های مختلف درون‌یابی در جدول (۲) ارائه شده است. با توجه به نتایج ارائه شده روش کریجینگ با مدل برازش داده شده گوسی با کم‌ترین میزان RMSE، بهترین برآورد را در منطقه داشته است. این نتایج می‌تواند به دلیل ویژگی منحصر به فرد روش کریجینگ باشد که در عین ناریب بودن، واریانس تخمین نیز در کم‌ترین

جدول (۲): مقادیر RMSE و MBE هر یک از روش‌های درون‌یابی سطح آب زیرزمینی در دوره آماری

سال ۱۳۹۴		سال ۱۳۷۰		روش درون‌یابی				
MBE	RMSE	میانگین تخمینی	میانگین نمونه‌های مشاهده‌ای	MBE	RMSE	میانگین تخمینی	میانگین نمونه‌های مشاهده‌ای	روش
۰/۰۲	۵/۴۶	۱۲۹۳/۳۷	۱۲۹۳/۳۵	۰/۴۰	۴/۷	۱۲۹۹/۱۵	۱۲۹۸/۷۶	Kriging
-۳/۶۸	۱۱/۹۹	۱۲۸۹/۶۷	۱۲۹۳/۳۵	-۴/۴۲	۱۳/۸۷	۱۲۹۴/۳۳	۱۲۹۸/۷۶	Idw-1
-۱/۸۸	۸/۳	۱۲۹۱/۴۷	۱۲۹۳/۳۵	-۲/۴۴	۹	۱۲۹۶/۳۲	۱۲۹۸/۷۶	Idw-2
-۱/۱۳	۶/۷۹	۱۲۹۲/۲۲	۱۲۹۳/۳۵	-۱/۶۹	۷/۰۲	۱۲۹۷/۰۷	۱۲۹۸/۷۵	Idw-3
-۰/۸۳	۶/۱	۱۲۹۲/۵۳	۱۲۹۳/۳۵	-۱/۴۱	۶/۱۸	۱۲۹۷/۳۵	۱۲۹۸/۷۶	Idw-4
-۰/۶۷	۵/۷۵	۱۲۹۲/۶۸	۱۲۹۳/۳۵	-۱/۲۵	۵/۹۷	۱۲۹۷/۵۱	۱۲۹۸/۷۶	Idw-5
-۰/۲	۷/۰۱	۱۲۹۳/۱۵	۱۲۹۳/۳۵	-۰/۴۱	۶/۵۷	۱۲۹۸/۳۵	۱۲۹۸/۷۶	Cokriging

اعمال داشت، زیرا کف کنی و افزایش برداشت توسط چاه‌های مرکزی دشت، به شدت به ضرر چاه‌های حاشیه‌ی دشت است و موجب خشک شدن آن‌ها می‌شود (عباس‌علی و همکاران، ۱۳۹۵).

از تفاضل دو نقشه تغییرات سطح آب زیرزمینی در سال‌های ۱۳۷۰ و ۱۳۹۴، نقشه تغییرات کمی افت سطح آب زیرزمینی در دوره مورد مطالعه به شرح ارائه شده در شکل (۴) به دست آمد.

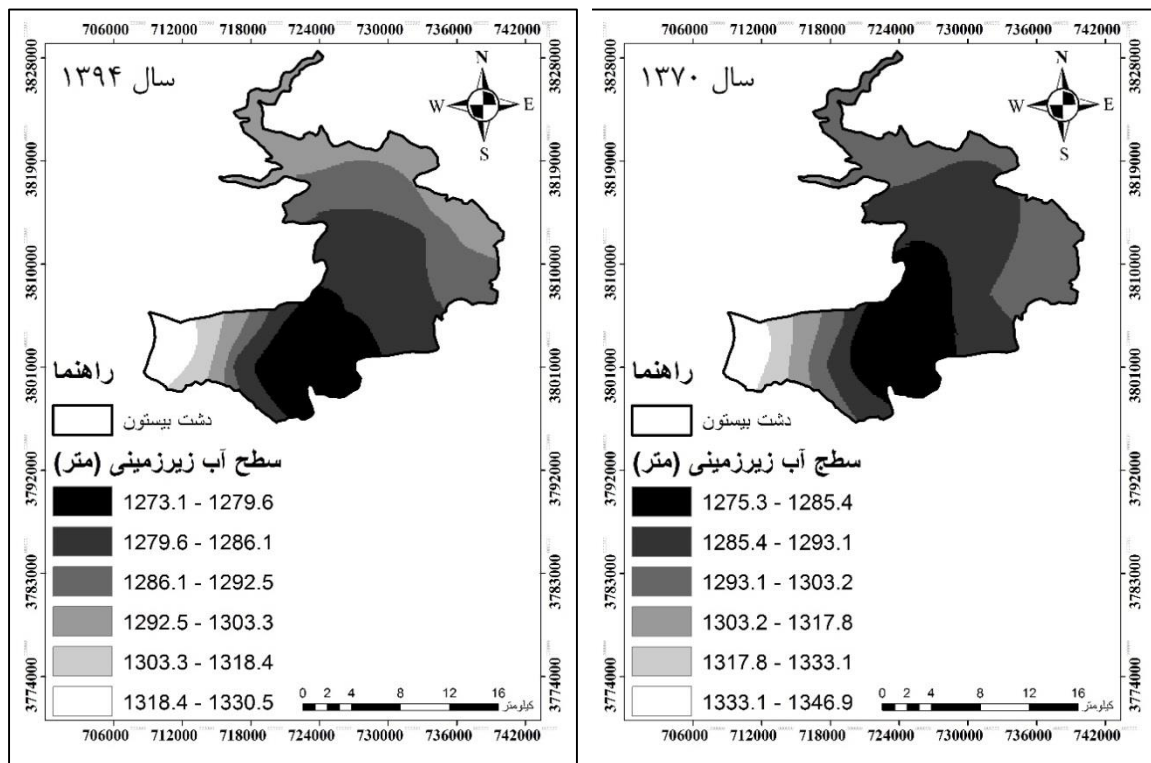
نتایج حاصل از بررسی نقشه‌های هم افت آب زیرزمینی حاکی از آن است که در قسمت شرقی و شمال شرقی دشت بیستون دارای افزایش سطح ایستابی (صفر تا ۲/۵۶ متر) است. به این ترتیب، بخش

نتایج حاصل بررسی نقشه‌های پهنه‌بندی مکانی سطح آب زیرزمینی با استفاده از مدل گوسی و روش کریجینگ معمولی نشان داد به‌طور کلی از نظر مکانی، جهت جریان آب زیرزمینی از سمت غرب و جنوب غرب و همچنین از سمت شرق و شمال شرق به سمت جنوب و نقطه خروجی دشت می‌باشد. دلیل اصلی این امر بالا بودن ارتفاع مناطق مذکور در مقایسه با بخش خروجی جریان و در نتیجه تبعیت از توپوگرافی منطقه و گرادیان شیب می‌باشد. از سویی دیگر جهت حرکت آب زیرزمینی نیز نشان می‌دهد آب از نواحی اطراف آبخوان به مرکز آبخوان در حرکت است از این رو لازم است بر روند برداشت آب زیرزمینی مدیریت قاطع

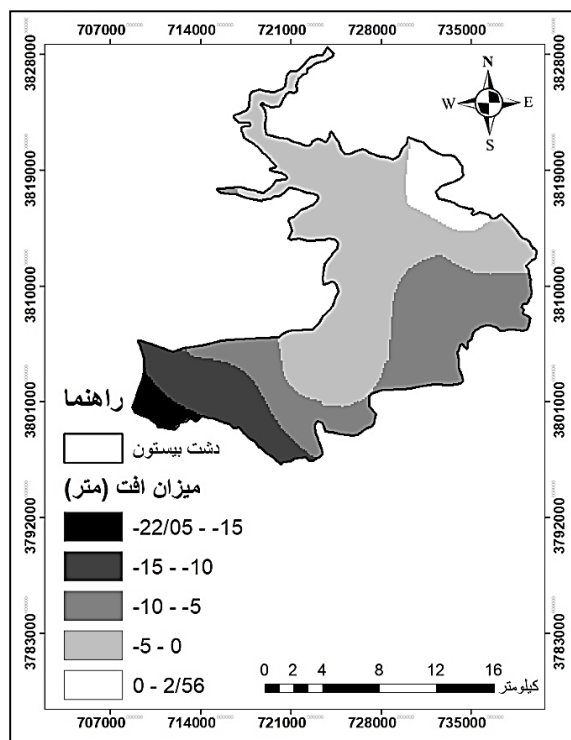


به‌علت دور بودن از جریان رودخانه، وجود و رشد روز افزون صنایع پر مصرف آب از جمله نیروگاه حرارتی بیستون، شهرک‌های صنعتی و دیگر صنایع موجود در این منطقه باشد. علاوه بر این، در میانه دشت نیز با وجود عبور رودخانه بزرگ گاماسیاب افت آب زیرزمینی مشاهده شد. به این ترتیب، میزان افت سطح آب زیرزمینی در مناطق مختلف، متفاوت بوده است.

شرقی دشت به‌علت ورود رودخانه به منطقه، سطح آب چاه‌های پیژومتری دارای بالا آمدگی است. در حالی که در قسمت مرکزی، جنوب و جنوب غربی دشت افت سطح زیرزمینی شدت یافته است، بیشترین میزان افت سطح آب زیرزمینی به‌مقدار ۲۲ متر در محدوده چاه‌های شماره ۹ و ۱۷ در جنوب غربی دشت مشاهده شد. کاهش سطح آب زیرزمینی در این منطقه می‌تواند



شکل (۳): پهنه‌بندی مکانی سطح آب زیرزمینی (متر) آبخوان دشت بیستون در سال‌های ۱۳۷۰ و ۱۳۹۴



شکل (۴): نقشه تغییرات کمی افت سطح آب زیرزمینی آبخوان دشت بیستون طی دوره مورد مطالعه

روش کریجینگ معمولی را روشی مناسب معرفی کردند.

نتایج به دست آمده از بررسی نقشه‌های پهنه‌بندی مکانی و زمانی سطح آب زیرزمینی نشان دهنده این است که جهت جریان آب زیرزمینی از سمت غرب و جنوب غرب و همچنین از سمت شرق و شمال شرق به سمت جنوب و نقطه خروجی دشت می‌باشد. همچنین نتایج نشان دهنده افت سطح ایستابی در اکثر قسمت‌های منطقه مورد مطالعه است. شدت این افت در مناطق مختلف با توجه به میزان تغذیه توسط آب رودخانه و تخلیه آبخوان توسط انواع بهره‌برداران، متفاوت می‌باشد. بیشترین میزان افت سطح آب زیرزمینی به مقدار ۲۲ متر در جنوب غربی دشت مشاهده شد. این نتایج نمایان‌گر آن است که تخلیه مخازن آب زیرزمینی منطقه بدون توجه به حجم آب تجدیدپذیر می‌باشد. جلیلی و همکاران (۱۳۹۳)، در تحلیل وضعیت افت سطح ایستابی آبخوان دشت اسلام‌آباد، برداشت بی‌رویه و مدیریت نامناسب و

## نتیجه‌گیری

در این تحقیق تغییرات مکانی و زمانی سطح آب زیرزمینی دشت بیستون واقع در استان کرمانشاه مورد مطالعه قرار گرفت. جمع‌بندی نتایج به دست آمده از تحلیل نیم‌تغییرنما در ابتدا و انتهای دوره آماری مورد مطالعه (۱۳۷۰-۱۳۹۴) نشان داد مدل گوسی به‌عنوان مناسب‌ترین مدل واریوگرامی از بیشترین دقت برای تخمین داده‌های سطح ایستابی آب زیرزمینی برخوردار می‌باشد. این یافته‌ها با نتایج محمدی و همکاران (۱۳۹۱) و پیری و بامری (۱۳۹۳) هم‌خوانی دارد. نتایج حاصل از ارزیابی روش‌های مختلف درون‌یابی نشان داد از میان روش‌های معکوس فاصله‌ی وزنی، کریجینگ معمولی و کوکریجینگ، روش زمین‌آماری کریجینگ معمولی، سطوح تخمین داده‌های سطح ایستابی را با دقت بالاتری نسبت به سایر روش‌های درون‌یابی نشان می‌دهد و روش وزن‌دهی عکس فاصله (توان یک) نامناسب‌ترین تخمین را در برآورد سطح ایستابی داشته است. نیکبخت و دلبری (۱۳۹۳) برای برآورد سطح ایستابی آب‌های زیرزمینی دشت زاهدان،

مورد مطالعه را با معضلاتی همچون فرونشست سطح زمین، تخلیه هر چه بیشتر آب‌های زیرزمینی و در نتیجه افت بالاتر سطح ایستابی و به تبع آن کاهش کیفیت منابع آب زیرزمینی مواجه نماید.

نظارت ناکافی در دهه گذشته را سبب افت سطح آب زیرزمینی دانستند.  
بنابراین، مطابق نتایج حاصل از این تحقیق اگر روند فعلی ادامه یابد، در آینده نزدیک می‌تواند دشت

## منابع

- پیری، ح.، ا. بامری. ۱۳۹۳. بررسی روند تغییرات کمی سطح ایستابی منابع آب زیرزمینی با استفاده از زمین‌آمار و سیستم اطلاعات جغرافیایی (مطالعه موردی: دشت سیرجان). نشریه‌ی سنجش از دور و سامانه اطلاعات جغرافیایی در منابع طبیعی، سال پنجم، شماره ۱، ص ۲۹-۴۴.
- جلیلی، خ.، ح. مرادی و ا. بزرگ‌حداد. ۱۳۹۳. تحلیل وضعیت افت سطح ایستابی آبخوان دشت اسلام‌آباد غرب با توجه به چگونگی تخصیص منابع آب زیرزمینی، دهمین همایش ملی علوم و مهندسی آبخیزداری (آبخیزداری سازگار)، دانشگاه بیرجند، ایران.
- جهانی، س.، م. دلبری. ۱۳۸۸. ارزیابی و برآورد بیشترین بارش ۲۴ ساعته در استان گلستان. مجله مهندسی آب، سال دوم، شماره ۴، ص ۱۳-۲۲.
- 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، سال چهاردهم، شماره ۱، ص ۱۸-۲۸.
- حسینی پاک، ع. ا. ۱۳۷۷. زمین‌آمار (ژئواستاتیسیتیک)، انتشارات دانشگاه تهران، چاپ اول، صفحه ۳۱۴.
- دلبری، م.، پ. افراسیاب و س.ر. میرعمادی. ۱۳۸۹. تجزیه و تحلیل مکانی-زمانی شوری و عمق آب زیرزمینی (مطالعه موردی: استان مازندران). نشریه آبیاری و زهکشی ایران، سال چهارم، شماره ۳، ص ۳۷۴-۳۵۹.
- دلبری، م.، م. بوستانیان، و پ افراسیاب. ۱۳۹۴. بررسی تغییرات مکانی-زمانی و پهنه‌بندی سطح آب زیرزمینی آبخوان کوهپایه-سگزی (استان اصفهان) با استفاده از روش‌های زمین‌آمار. فصلنامه علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی، سال پانزدهم، شماره ۵۲، ص ۳۰۵-۳۴.
- رحمتی، م.، ح. مرادی، ح. کریمی و خ. جلیلی. ۱۳۹۴. بررسی اثر توسعه یافتگی کارست بر رفتار هیدروژئولوژیکی چشمه‌های کارستی استان کرمانشاه. مجله اکوهیدرولوژی، سال دوم، شماره ۲، ۱۶۳-۱۷۳.
- صفری، م. ۱۳۸۱. تعیین شبکه بهینه اندازه‌گیری سطح آب زیرزمینی با کمک روش‌های زمین‌آمار. مطالعه موردی: دشت چمچمال. پایان‌نامه کارشناسی ارشد در رشته آبیاری و زهکشی دانشگاه تربیت مدرس.
- عباس‌علی، آ.، ا. حلبیان و م. بهارلو. ۱۳۹۵. اثر نوسانات اقلیمی و برداشت آب بر تغییرات تراز آب زیرزمینی دشت دامنه. مجله مخاطرات محیط طبیعی، سال پنجم، شماره ۷، ۴۷-۶۷.
- محمدی، ص.، ع. سلاجقه، م. مهدوی و ر. باقری. ۱۳۹۱. بررسی تغییرات مکانی و زمانی سطح آب زیرزمینی دشت کرمان با استفاده از روش زمین‌آمار مناسب (طی یک دوره آماری ۱۰ ساله، ۱۳۷۵-۱۳۸۵). فصلنامه‌ی تحقیقات مرتع و بیابان ایران، سال نوزدهم، شماره ۱، ص ۶۰-۷۱.
- مشعل، م.، ا. درویشی و ح. قلیچ‌ثابت. ۱۳۸۶. ارزیابی شبکه چاه‌های مشاهده‌ای سطح آب زیرزمینی با استفاده از روش‌های زمین‌آمار در دشت اراک. سومین کنفرانس سراسری آبخیزداری و مدیریت منابع آب و خاک کرمان، ص ۸۸۴-۸۸۸.

مهدوی، م. ۱۳۷۸. هیدرولوژی کاربردی. جلد دوم، چاپ دوم، انتشارات دانشگاه تهران، ۴۰۱ صفحه.

میثاقی، ف.، ک. محمدی. ۱۳۸۱. برآورد سطح آب زیرزمینی با استفاده از روش‌های متداول درون‌یابی و مقایسه آن با تکنیک زمین‌آمار. چکیده مقالات بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۵۸۸ تا ۵۹۰.

نیکبخت، ص.، م. دلبری، ۱۳۹۳. برآورد سطح ایستابی آب‌های زیرزمینی با استفاده از روش‌های زمین‌آمار (مطالعه موردی: دشت زاهدان). مجله آب و توسعه پایدار سال اول، شماره یکم، ۴۹-۵۶.

هاشمی‌نژاد، ه.، ا. کریمی. ۱۳۸۵. بررسی افت کیفیت آب‌های زیرزمینی در واحدهای هیدرولوژیکی نجف آباد و اصفهان-برخوار در طی سال‌های ۸۶-۷۳. اولین همایش منطقه‌ای بهره‌برداری بهینه از منابع آب حرزهای کارون و زاینده رود.

Al-Omran, A. M., A.A. Aly, M. I. Al-Wabel, M. S. Al-Shayaa, A. S. Sallam and M. E. Nadeem. 2017. Geostatistical methods in evaluating spatial variability of groundwater quality in Al-Kharj Region, Saudi Arabia. *Journal of Applied Water Science*, 7(7):4013-4023.

Chai, H., W.Cheng, C. Zhou, X. Chen, X. Ma and S. Zhao. 2011. Analysis and comparison of spatial interpolation methods for temperature data in Xinjiang Uygur Autonomous Region, China. *Nat Sci*, 3(12): 999-1010.

Dash, J., A. Sarangi, and D. Singh. 2010. Spatial variability of groundwater depth and quality parameters in the national capital territory of Delhi. *Environmental Management*, 45(3): 640-650.

Delbari, M., M.B. Motlagh, M. Kiani and M. Amiri. 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.

Goovaerts, P. 2000. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology*, 228(2000): 113-129.

Issak, E.H., R.M. Srivastava. 1989. An introduction to applied geostatistics. Oxford University Press, 561 pp.

Khashei-Siuki, A., M. Sarbazi. 2015. Evaluation of ANFIS, ANN, and geostatistical models to spatial distribution of groundwater quality (case study: Mashhad plain in Iran). *Arab J Geosci*, 8(2): 903-912.

Kresic, N. 1997. Hydrogeology and groundwater modeling. Lewis Publishers. 35 pp.

Lossner, T., L. Li, R.A. Piltner. 2014. Spatiotemporal interpolation method using radial basis functions for geospatiotemporal big data. In: *IEEE fifth international conference on computing for geospatial research and application (COM. Geo)*, 17-24.

Machiwal, D., M.K. Jha. 2015. Identifying sources of groundwater contamination in a hard-rock aquifer system using multivariate statistical analyses and GIS-based geostatistical modeling techniques. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 4(1):80-110.

Mardikis, M.G., D.P. Kalivas and V.J. Kollias. 2005. Comparison of interpolation methods for the prediction of reference evapotranspiration-an application in Greece, *Water Resour Management*, 19(3):251-278.

Nikroo, L., M. Kompani-Zare, A.R. Sepaskhah and S.R. Fallah Shamsi. 2010. Groundwater depth and elevation interpolation by kriging methods in Mohr Basin of Fars province in Iran. *Environ Monit Assess*, 166(1-4):387-407.

Rajaei, T., V. Nourani and F. Pouraslan. 2016. Groundwater Level Forecasting Using Wavelet and Kriging. *Journal of Hydraulic Structures*, 2(2): 1-21.

Ta'any, R.A., A.B. Tahboub and G.A. Saffarini. 2009. Geostatistical analysis of spatiotemporal variability of groundwater level fluctuations in Amman-Zarqa basin, Jordan: a case study. *Environ Geol*, 57(3): 525-535.

- Tiwari, A.K., P.K. Singh and M.K. Mahato. 2016. Environmental geochemistry and a quality assessment of mine water of the West Bokaro coalfield, India. *Mine Water Environ*, 35(4): 525-535.
- Vijay, K., H. Remadevi. 2006. Kriging of Groundwater Levels (a case study). *Journal of Spatial Hydrology*, 1:81-92.
- Xiao, Y., X. Gu, S. Yin, J. Shao, Y. Cui, Q. Zhang, and Y. Niu. 2016. Geostatistical interpolation model selection based on ArcGIS and spatio-temporal variability analysis of groundwater level in piedmont plains, northwest China. *SpringerPlus*, 5(1): 425.
- Yang, G.G., J. Zhang, Y.Z. Yang and Z. You. 2011. Comparison of interpolation methods for typical meteorological factors based on GIS-a case study in JiTai basin, China. In: *Proceedings of the 19th international conference on geoinformatics*, 1-5.

## Estimation of Temporal and Spatial variations of the Level of the Aquifers in Bisotun Plain of Kermanshah Province with Geostatistical Methods

Mina Nikzad<sup>1</sup>, Hamid Reza Moradi<sup>2</sup>, Khalil Jalili<sup>3</sup>

### Abstract

The use of geospatial methods has been considered due to the spatial relationship in various ecological issues. In order to, the present research was done with the aim of investigating the spatial variations of groundwater level in Bistoun plain located in Kermanshah province during the period of 1991-2015 and especially using interpolation estimation methods. In order to, data of groundwater level of the plain including 21 observation wells, collection and database were prepared in Excel software. Then, Different interpolation methods such as Ordinary Kriging, Inverse Distance Weighing with power of 1 to 5 and co Kriging are used to estimate the groundwater level. To evaluate the methods, we are performed the cross validation technique using Root Mean Square Error (RMSE) and Mean Bias Error (MBE). Then, we are prepared spatial zoning maps at the beginning and end of the study period, and finally we were drawn a map of groundwater level isodrop in ArcGIS 10.4.1 software Results of our analysis showed that the Gaussian semivariogram provides the best explanation for the spatial structure of the data. In addition, Kriging is shown as the most suitable method for estimating the groundwater level. The results obtained indicate a decline in groundwater levels in most of the plain. So that the maximum of this decrease is 22 meters in the southwest of the plain (the effective range of wells 9 and 17) and the minimum decrease is 5 meters in the central part of the plain at the 25 years' period. The main reasons for reducing groundwater levels is being away from the flow of the river and the increasing growth of water-consuming industries in the region.

**Keywords:** Bisotun Plain, Groundwater Level, Kriging Method, Spherical model, Variogram Zoning.

---

<sup>1</sup>M.Sc. Student Watershed Management Engineering, Faculty of Natural Resources and Marine Science, Tarbiat Modares University.

<sup>2</sup>Associated Professor, Department Watershed Management Engineering, Faculty of Natural Resource and Marine Science, Tarbiat Modares University.

<sup>3</sup>Research Assistant Professor, Academic Center for Education, culture and Research (ACECR) of Kermanshah province.