

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۶/۲۶

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۲/۰۲

## برآورد سطح ایستایی منابع آب زیرزمینی دشت بیضاء استان فارس

غلامعلی مظفری

دانشیار آب و هواشناسی، دانشگاه یزد، یزد، ایران

حسین بهزادی کریمی\*

دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشگاه یزد، یزد، ایران

### چکیده:

فصول، روش کوکریجینگ دارای مقدار RMSe کمتری بوده و دقت پیش بینی را تا حد بسیار زیادی بالا برده است. در سال آبی ۸۳-۸۲ برای فصل بهار، مدل کا-بسل با مقدار خطای ۶/۰۹، برای تابستان و پاییز، مدل کروی درجه پنج به ترتیب با میزان خطای ۷/۱۳ و ۷/۱۹ و برای فصل زمستان، مدل نمایی با میزان خطای ۴/۱۷ از بیشترین دقت و کمترین خطا نسبت به سایر روشهای میان یابی برخوردار می‌باشند. در سال آبی ۹۱-۹۲ برای فصول بهار، تابستان، پاییز و زمستان به ترتیب مدل‌های نمایی، ثابت، ثابت و نمایی با مقادیر خطای ۱۰/۲۱، ۱۰/۸۷، ۱۰/۸۷ و ۹/۹۸ به عنوان مناسبترین مدل جهت تخمین سطح ایستایی آب انتخاب شدند. نتایج مربوط به نقشه‌ی تغییرات تراز سطح آب نشان داد که در همه‌ی فصول، سطح آب زیرزمینی در ورودی شمالی دشت بیشتر است و به تدریج به سمت مرکز و جنوب دشت، کاهش می‌یابد. بیشترین کاهش سطح ایستایی در پاییز سال آبی ۹۱-۹۲ به مقدار ۱۴/۳ متر و کمترین میزان افت سطح آب در زمستان سال آبی ۸۳-۸۲ به مقدار ۵ متر مشاهده می‌شود. نقشه‌های هم‌افت آب زیرزمینی دشت نشان می‌دهد که در همه فصول سال، خروجی مناطق شمالی و جنوبی از بیشترین مقدار افت و ورودی نواحی مرکزی از کمترین مقدار افت برخوردار می‌باشند.

طی سالهای اخیر در ایران و به ویژه مناطق خشک و نیمه‌خشک به دلیل عوامل طبیعی و انسانی، افت سطح سفره‌های آب زیرزمینی مشاهده شده است. هدف از این مطالعه، بررسی تغییرات مکانی و زمانی تراز سطح آب زیرزمینی به کمک بهترین روش تخمین‌گر میان یابی (روش‌های قطعی معکوس فاصله‌ی وزنی و تابع شعاع محور و روش‌های زمین آماری کوکریجینگ و کوکریجینگ) می‌باشد. ابتدا داده‌های سطح ایستایی مربوط به ۳۹ حلقه چاه شاهد واقع در آبخوان دشت بیضاء استان فارس طی فصول بهار، تابستان، پاییز و زمستان سال‌های آبی ۱۳۸۳-۱۳۸۲ تا ۱۳۹۲-۱۳۹۱ جمع‌آوری گردید. بعد از کنترل کیفیت و اطمینان از نرمال بودن داده‌ها، به منظور تشریح پیوستگی مکانی داده‌ها و انتخاب مدل مناسب جهت برازش به نیم تغییرنمای تجربی از ضریب تعیین ( $R^2$ ) بیشتر و استحکام ساختار فضایی قوی‌تر استفاده شد. نتایج حاصل از روش‌های قطعی و زمین آماری برای برآورد سطح ایستایی آب براساس تکنیک اعتبارسنجی متقابل با معیار آماری ریشه دوم میانگین مربعات خطا (RMSe) کمتر مورد ارزیابی قرار گرفت. در نهایت نقشه‌های پهنه بندی مکانی سطح ایستایی و نیز نقشه‌های هم‌افت سفره‌ی آب زیرزمینی منطقه در محیط نرم افزاری ArcGIS 10.3 ترسیم شد. نتایج نشان داد که برای همه

**کلمات کلیدی:** تغییرات مکانی و زمانی، روش‌های زمین آماری،

سطح آب زیرزمینی، دشت بیضاء استان فارس

## مقدمه

روش‌های میان‌یابی که می‌توان برای تخمین متغیرهای مکانی از قبیل سطح ایستایی بکار برد روش‌های زمین آماری است. روش‌های زمین‌آمار، روش‌های مناسب و شناخته شده‌ای جهت شناخت تغییرات مکان و پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی در نقاط فاقد آمار به شمار می‌روند (دلبری و همکاران، ۱۳۸۹: ۳۶۰). در زمین‌آمار برخلاف آمار کلاسیک که قادر به در نظر گرفتن توزیع مکانی سطح آب زیرزمینی نیست، موقعیت چاه‌های مشاهده‌ای نیز در فرآیند تخمین لحاظ می‌گردد؛ بنابراین فرآیند تخمین زمین آماری شامل دو مرحله‌ی اصلی است. ابتدا همبستگی مکانی بین داده‌های متغیر مورد نظر مانند سطح ایستایی آب زیرزمینی، توسط نیم تغییرنا مدل می‌شود؛ سپس مدل ساختار مکانی در سیستم معادلات انواع روش‌های زمین آماری کریجینگ یا کوکریجینگ مورد استفاده قرار گرفته و ویژگی‌های منحصر به فرد آن مورد مطالعه قرار می‌گیرد. در داخل و خارج از کشور، مطالعات مختلفی در خصوص کاربرد روش‌های درون‌یابی برای مطالعه‌ی کمیت آبهای زیرزمینی انجام گرفته است؛ لاتینپولس<sup>۲</sup> (۲۰۰۶: ۹۹۱) از روش کریجینگ همراه با تحلیل آماری داده‌های سطح آب زیرزمینی برای بهینه کردن شبکه‌ی پایش آب زیرزمینی استفاده کرد. سان و همکاران<sup>۳</sup> (۲۰۰۹: ۱۱۶۳) روش‌های میان‌یابی غیر زمین آماری وزن‌دهی معکوس و تابع پایه‌ی شعاعی را با روش‌های زمین آماری OK، کریجینگ ساده (SK) و UK، برای تخمین مقادیر عمق آب زیرزمینی در شمال غربی چین مورد مقایسه قرار دادند. براساس نتایج حاصله، روش SK بهترین روش میان‌یابی عمق آب زیرزمینی شناخته شد. بوچانان و تریانتفیلوس<sup>۴</sup> (۲۰۱۰: ۸۰) در مطالعه‌ی روش‌های OK و IDW با روش رگرسیون چند متغیره که در آن متغیرهای محیطی و ژئوفیزیکی به عنوان متغیرهای کمکی در نظر گرفته شده بودند را برای پهنه‌بندی عمق آب

آب زیرزمینی منبع اصلی تأمین نیازهای کشاورزی، شرب و صنعت بویژه در مناطق خشک و نیمه خشک محسوب می‌شود (کومار و رمادوی<sup>۱</sup>، ۲۰۰۶: ۸۱). کشور ما به علت واقع شدن در کمربند بیابانی دارای میزان بارش کمتر از یک سوم بارندگی متوسط کل جهان است و در دهه‌های اخیر عمدتاً به علت افزایش مصرف آب و برداشت بیش از حد مجاز از منابع آب (خصوصاً منابع آب زیرزمینی) و بالاخره عدم استفاده‌ی بهینه از آب موجود، پدیده‌ی کمبود آب را در کشور نمایان کرده است. عدم برخورداری از بارندگی کافی با توزیع زمانی و مکانی نامناسب، به دلیل موقعیت جغرافیایی و اقلیمی و غلبه‌ی خشکی نگران‌کننده، کمبود آب را به عنوان یک واقعیت انکارناپذیر و هراس آور به کشور تحمیل نموده است. در قسمت اعظم کشور، به ویژه در نواحی که آبهای سطحی یا وجود ندارد و یا دائمی نیست یا به مقدار کم وجود دارد، آب مورد نیاز شهرها، روستاها، صنایع و دامداریها از منابع آب زیرزمینی تأمین می‌شود (کردوانی، ۱۳۷۴: ۱۸). در حال حاضر در کشور به دلیل برداشت بیش از حد مجاز آب از سفره‌های آب زیرزمینی، بسیاری از قنات‌ها خشک و یا درحال نابودی است. منابع آب زیرزمینی به دلیل برداشتهای بی‌رویه 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 (هاشمی‌نژاد و کریمی، ۱۳۸۵). پس لازم است در رفتار و برنامه‌های خود تجدید نظر نموده و با برنامه‌های مدون و مطالعات اصولی به ارائه‌ی راه حل علمی و عملی برای مدیریت منابع آب در دسترس اقدام کرد. برای مدیریت بهینه‌ی آبهای زیرزمینی ضرورت داد که اطلاعات کافی از مجموعه‌ی ویژگی‌های کمی و کیفی آبخوان مورد مطالعه جمع‌آوری شود؛ از جمله

2- Latinopoulos

3- Sun

4- Buchanan &amp; Triantafyllis

1- Kumar &amp; Remadevi

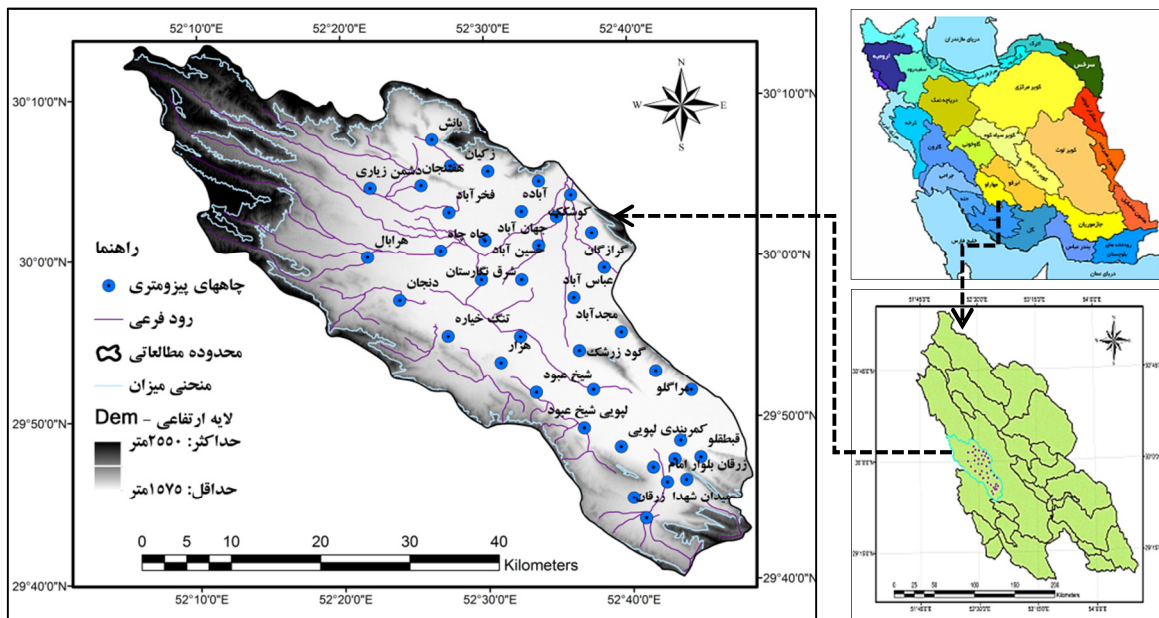
هدف از این تحقیق برآورد تغییرات مکانی و زمانی سطح ایستایی و افت آبهای زیرزمینی منطقه‌ی مورد مطالعه طی فصول مختلف سال در یک دوره‌ی آماری ۱۰ ساله با استفاده از روش‌های مختلف میان‌یابی اعم از روش‌های قطعی و زمین آماری در محیط نرم افزاری GIS10.3 می‌باشد. انتخاب مناسبترین روش و مدل جهت تخمین سطح ایستایی آب زیرزمینی براساس تکنیک اعتبارسنجی متقابل و با معیار آماری کمترین میزان ریشه‌ی دوم میانگین مربعات خطا (RMSE) صورت پذیرفت.

### محدوده‌ی مورد مطالعه

دشت بیضاء استان فارس با مساحت ۱۷۳۸ کیلومتر مربع در غرب حوضه‌ی آبریز بختگان-مه‌ارلو قرار دارد و بین عرض‌های ۲۹ درجه و ۴۰ دقیقه شمالی تا ۳۰ درجه و ۱۳ دقیقه شمالی و طول‌های ۵۲ درجه و ۰۵ دقیقه شرقی تا ۵۲ درجه و ۴۸ دقیقه شرقی واقع شده است. ۹۵۴ کیلومتر مربع محدوده‌ی مورد مطالعه را دشت و ۷۸۴ کیلومتر مربع آن را ارتفاعات تشکیل می‌دهند. بلندترین نقطه‌ی منطقه حدود ۲۵۵۰ متر، کمترین ارتفاع منطقه حدود ۱۵۷۵ متر و ارتفاع متوسط دشت ۱۶۰۰ متر از سطح دریا می‌باشد. میانگین حداقل دما ۷/۳، میانگین حداکثر دما ۲۴/۶ و میانگین متوسط سالانه‌ی دما ۱۶ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. میانگین بارندگی سالانه‌ی دشت در دوره‌ی ۲۰ ساله ۳۴۱/۸ میلیمتر برآورد گردیده است. از نظر زمین‌شناسی این منطقه در ناحیه‌ی زاگرس چین‌خورده‌ی ملایم قرار گرفته و شامل سازندهای زمین‌شناسی اواخر دوران دوم (کرتاسه) تا رسوبات دوران چهارم و عهد حاضر می‌باشد. روند چین‌خوردگی ارتفاعات منطقه از روند عمومی چین‌خوردگی زاگرس (شمال غربی- جنوب شرقی) تبعیت می‌کند. در شکل ۱ موقعیت دشت بیضاء و پراکنش چاههای نمونه برداری مشاهده می‌شود.

زیرزمینی مورد مقایسه قرار دادند. ب<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۱۲: ۴۸) با استفاده از روش کریجینگ معمولی به طراحی شبکه پایش آب‌های زیرزمینی در ایالت فلوریدای آمریکا پرداختند. نتایج نشان داد برای کاهش خطای تخمین باید تعداد ۵۸ حلقه چاه به تعداد ۴۴ حلقه چاه مشاهده‌ای در منطقه اضافه شود. محمدی و همکاران (۱۳۹۱: ۶۰) با استفاده از روش‌های زمین آماری اقدام به بررسی تغییرات زمانی و مکانی سطح آب زیرزمینی دشت کرمان طی دوره‌ی آماری ۱۰ ساله نمودند. نتایج آنان نشان داد که مدل گوسی به عنوان بهترین مدل برازش شده به ساختار فضایی داده‌ها و روش عکس فاصله به توان ۵ در ابتدای دوره و عکس فاصله به توان ۴ در انتهای دوره، بهترین روش میانبایی سطح آب می‌باشد. کالیراد و همکاران (۱۳۹۲: ۵۷) از روش‌های کریجینگ ساده و معمولی و کوکریجینگ ساده و معمولی و روش عکس فاصله با توانهای ۱ تا ۵ برای پهنه‌بندی مکانی پارامترهای کمی آبهای زیرزمینی دشت الشتر استفاده کردند و نتایج نشان داد که روش کوکریجینگ معمولی برای پهنه‌بندی سطح آب زیرزمینی منطقه دارای دقت بالاتری نسبت به سایر روشها است. پیری و بامری (۱۳۹۳: ۲۹) به بررسی روند تغییرات کمی سطح ایستایی منابع آب زیرزمینی دشت سیرجان با استفاده از زمین آمار و سیستم اطلاعات جغرافیایی پرداختند و نتیجه گرفتند که روش چند جمله‌ای محلی و کریجینگ معمولی با داشتن کمترین خطا، بهترین روش میانبایی می‌باشند. دلبری و همکاران (۱۳۹۴: ۳۰۵) به بررسی تغییرات مکانی زمانی و پهنه‌بندی سطح آب زیرزمینی آبخوان کوهپایه-سگزی در استان اصفهان با استفاده از روش‌های زمین آماری اقدام نمودند. نتایج ارزیابی متقابل تخمین سطح آب زیرزمینی حاکی از دقت بیشتر روش کریجینگ نسبت به روش وزن دهی عکس فاصله داشت.

<sup>1</sup>Bhat



شکل (۱): موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه و پراکنش چاههای نمونه برداری واقع در آبخوان دشت بیضاء

## مواد و روش شناسی

تعیین  $R^2$  بیشتر و استحکام ساختار فضایی قوی تر استفاده شد. با کمک تکنیک اعتبارسنجی متقابل<sup>۳</sup> و براساس معیار آماری ریشه‌ی دوم میانگین مربعات خطا<sup>۴</sup> (RMSe) کمتر که میزان دقت را نشان می‌دهد، مناسبترین روش میان‌یابی سطح آب زیرزمینی از میان روش‌های قطعی یعنی معکوس فاصله‌ی وزنی (IDW) با توان بهینه و شبکه‌ی توابع پایه‌ی شعاعی (RBF) با ۵ مدل مختلف و از روش‌های زمین آمار کریجینگ ساده (S-K) و کوکریجینگ ساده (S-COK) هر کدام با ۱۱ مدل تعیین و انتخاب شد. پس از انجام این مراحل و براساس بهترین مدل انتخابی، نقشه‌های توزیع مکانی سطح ایستایی و افت آبهای زیرزمینی منطقه در محیط نرم‌افزار ArcGIS10.3 ترسیم و تفسیر گردید. در روش کوکریجینگ از متغیر کمکی ارتفاع مطلق نقطه‌ی نشانه‌ی هر چاه (H) استفاده شد.

در این پژوهش، از داده‌های سطح ایستایی مربوط به ۳۹ حلقه چاه شاهد واقع در دشت بیضاء در فصول بهار، تابستان، پاییز و زمستان طی سال‌های آبی ۸۳-۸۲ تا ۹۲-۹۱ که به وسیله‌ی سازمان آب منطقه‌ای فارس تهیه شده بود، استفاده گردید.

نرمال بودن توزیع داده‌ها با آزمون کولموگروف-اسمیرنوف<sup>۱</sup> از بسته‌ی نرم افزاری SPSS.20 بررسی شد.

برای اطمینان از فرض ایستایی، بررسی و حذف روند داده‌ها صورت پذیرفت. نرم افزار ArcGIS دارای قابلیت نمایش روند داده‌ها در دو صفحه‌ی X-Z و Y-Z بوده که از این قابلیت جهت تشخیص روند در دو جهت شمالی- جنوبی و شرقی- غربی استفاده گردید.

به منظور تشریح پیوستگی مکانی داده‌ها، اقدام به ترسیم نیم تغییرنمای مقادیر سطح ایستایی هر یک از فصول به طور جداگانه در محیط نرم افزاری ArcGIS10.3 گردید. برای انتخاب مدل مناسب برای برازش بر روی نیم تغییر نمای تجربی از ضریب

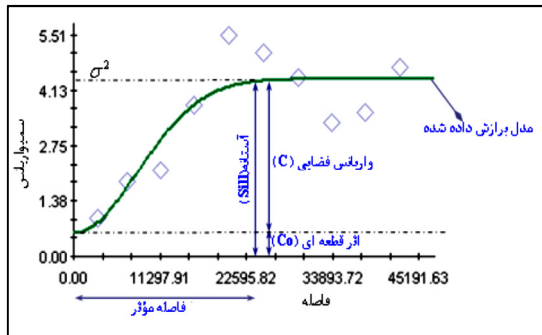
2- Coefficient of Determination

3- CrossValidation

4- Root Mean Square

1 Kolmogorov-Smirnov

## نیم تغییرنما



شکل (۲): نمونه‌ای از یک نیم تغییرنما و مشخصه‌های آن

به منظور تشریح پیوستگی مکانی پارامترهای کمی آبهای زیرزمینی منطقه، اقدام به ترسیم نیم تغییرنمای<sup>۱</sup> داده‌های سطح ایستایی هریک از فصول در سال‌های ابتدایی (۸۳-۸۲) و انتهای (۹۲-۹۱) در محیط نرم افزاری ArcGIS گردید. در زمین آمار، برای بررسی ساختار تغییرپذیری متغیر مورد مطالعه نسبت به فاصله (مکانی یا زمانی) لازم است تابع نیم تغییرنمای مناسب برقرار شود. نیم تغییرنما یا واریوگرام، واریانس وابسته به فاصله است که با نماد  $\gamma$  نشان داده می‌شود. اگر جمعاً تعداد  $n(h)$  زوج نمونه،  $Z(x)$  متغیر مشاهده شده و  $Z(x+h)$  متغیر مشاهده شده که با فاصله  $h$  از  $Z(x)$  واقع شده‌اند در دست باشد؛ نیم تغییرنمای تجربی  $\gamma(h)$ ، مطابق رابطه‌ی زیر است. [رابطه‌ی ۱]

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

هر نیم تغییرنما دارای سه مشخصه‌ی اصلی است: اثر قطعه‌ای<sup>۲</sup>، آستانه<sup>۳</sup> و شعاع تأثیر<sup>۴</sup>. مقدار نیم تغییرنما به ازای  $h = 0$ ، اثر قطعه‌ای نامیده می‌شود که معمولاً ناشی از خطاهای نمونه برداری، اندازه‌گیری و تجزیه و تحلیل داده‌ها و یا به دلیل تغییرات کوچک مقیاس (تغییراتی که در فواصلی کمتر از کوچکترین فاصله‌ی نمونه برداری شده رخ می‌دهد) می‌باشد. با افزایش  $h$  مقدار نیم تغییرنما تا فاصله‌ی معینی که دامنه یا شعاع تأثیر می‌نامند، افزایش می‌یابد و پس از آن به حد ثابتی می‌رسد که به آن آستانه گفته می‌شود. در شکل (۲)، نیم تغییرنما (واریوگرام) و پارامترهای مربوط به آن مشخص شده است.

## روش‌های میان‌یابی

روش معکوس فاصله وزنی<sup>۵</sup> (IDW) بر این اصل استوار است که در یک سطح میان‌یابی اثر یک پارامتر بر نقاط اطراف آن نقطه یکسان نیست و نقاط نزدیک، بیشتر و نقاط دور، کمتر تحت تأثیر قرار می‌گیرند و هر چه فاصله از مبدأ افزایش می‌یابد، اثر کمتر خواهد شد. رابطه‌ی (۲)، معادله برآورد در روش معکوس فاصله وزنی را نشان می‌دهد. [رابطه‌ی ۲]

$$Z(x_j) = \frac{\sum_{i=1}^n x_i \frac{1}{d_i^\alpha} Z(x_i)}{\sum_{i=1}^n x_i \frac{1}{d_i^\alpha}}$$

که در آن  $d_i$ : فاصله‌ی بین نقطه‌ی تخمین تا هر یک از نمونه‌های واقع در همسایگی آن،  $Z(x_i)$ : مقدار تخمین خاصیت مورد نظر در نقطه‌ی  $x_i$ ، مقدار مشاهده شده‌ی خاصیت مورد نظر در نقطه‌ی  $x_i$  و  $\alpha$  توان عکس فاصله می‌باشد.

روش تابع پایه‌ی شعاعی<sup>۶</sup> (RBF) یک تابع عمومی را به کار می‌گیرد که وابسته به فاصله‌ی بین نقاط درون یابی شده و نمونه برداری شده است. تعریف ریاضی این روش در معادله‌ی ۳ آمده است. [رابطه‌ی ۳]

$$Z(x) = \sum_{i=1}^m a_i f_i(x) + \sum_{j=1}^n b_j \Psi(d_j)$$

4-Inverse Distance Weighted  
5-Radial Basis Functions

5-Variogram  
1- Nugget Effect  
2- Sill  
3- Range of Influence

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

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 مشاهده شده‌ی متغیر کمکی  $Z_w$  در موقعیت  $u_i$  و  $N$ : تعداد مشاهدات در اطراف نقطه‌ی مورد تخمین می‌باشد.

در این مطالعه، برای تبدیل داده‌های نقطه‌ای به نقشه‌ی سطح و تولید نقشه‌های تغییرات مکانی هر یک از پارامترهای کیفی آبهای زیرزمینی دشت بیضاء-زرقان، از روش‌های قطعی مانند معکوس فاصله‌ی وزنی (IDW) با توان بهینه و شبکه توابع پایه شعاعی (RBF) با ۵ مدل مختلف و از روش‌های زمین آماری کریجینگ ساده (SK) و کوکریجینگ ساده (SCOK) هر کدام با ۱۱ مدل در نرم‌افزار ArcGIS10.3 استفاده گردید.

### معیار ارزیابی و صحت سنجی روش‌ها

در این مطالعه به منظور انتخاب مدل مناسب برای برازش بر روی نیم تغییر نمای تجربی از ضریب تعیین ( $R^2$ ) و استحکام ساختار فضایی استفاده شد.  $R^2$  نسبت یا درصدی از تغییر کل در متغیر وابسته  $Y$  را که توسط متغیر  $X$  توضیح داده می‌شود، به دست می‌دهد. مقدار ضریب تعیین با نزدیک شدن به ۱، نشان دهنده‌ی دقت بالای تخمین می‌باشد. مقدار  $R^2$  از معادله‌ی ۶ به دست می‌آید. [رابطه‌ی ۶]

$$R^2 = r_{xy} \times 100$$

که در آن  $r_{xy}$ : ضریب همبستگی بین دو متغیر  $X$  و  $Y$  است. همچنین از نسبت اثر قطعه‌ای به آستانه‌ی تأثیر ( $Co / C+Co$ ) به عنوان شاخصی از چگونگی قدرت ساختار مکانی در متغیرها استفاده می‌شود. وقتی این نسبت کمتر از ۰/۲۵ باشد؛ متغیر مورد نظر دارای ساختار مکانی قوی می‌باشد. بین ۰/۷۵ تا ۰/۲۵ ساختار مکانی متوسط بوده و هنگامی که بزرگتر از ۰/۷۵ باشد؛ ساختار

در این معادله  $\Psi(d_{ij})$ : تابع پایه شعاعی،  $b_j$ : فاصله‌ی بین نقاط نمونه برداری شده و پیش بینی شده‌ی نقطه‌ی  $X$  را نشان می‌دهد.  $f_i(x)$ : روند تابع و عضو اساسی برای چند جمله‌ای‌هایی با درجه‌ی کمتر از  $m$  است. روش تابع شعاعی، بر حسب نوع تابع دارای ۵ نوع اسپیلاین کاملاً منظم<sup>۱</sup>، اسپیلاین کششی<sup>۲</sup>، اسپیلاین چند ربعی<sup>۳</sup>، اسپیلاین چند ربعی معکوس<sup>۴</sup> و اسپیلاین صفحه‌ای نازک<sup>۵</sup> است.

روش کریجینگ<sup>۶</sup> (K)، یک روش برآورد زمین آماری است که بر پایه‌ی میانگین متحرک وزن دار استوار است؛ می‌توان گفت این روش بهترین برآورد کننده‌ی خطی نااریب می‌باشد. در این روش با استفاده از نقاط معلوم و نیم تغییر نما، مقادیر مجهول برآورد می‌گردند. معادله‌ی کلی کریجینگ برای برآورد مقادیر یک متغیر به صورت زیر است: [رابطه‌ی ۴]

$$Z(S_0) = \sum_{i=0}^N \lambda_i Z(S_i)$$

که در این فرمول ضریب  $\lambda_i$  مجموعه‌ای از وزن‌هاست، که به نحوی انتخاب می‌شوند تا  $Z(S_0)$  برآورد نااریب با حداقل خطا از  $Z(S_i)$  باشد.

تخمین گر کوکریجینگ<sup>۷</sup> (COK) همان کریجینگ توسعه یافته است که در آن متغیرهای ثانویه نیز لحاظ شده‌اند. با بهره‌گیری از مقادیر متغیر ثانویه یا کمکی و با در اختیار داشتن اطلاعات مربوط به همبستگی دو جانبه بین متغیرها می‌توان تخمین مناسب و دقیق تری متغیر اصلی به دست آورد. تخمین گر کوکریجینگ مطابق معادله‌ی زیر محاسبه می‌شود: [رابطه‌ی ۵]

6- Completely Regularized Spline

7- Spline With Tension

1- Multi Quadratic

2- Inverse Multi Quadratic

3- Thin Plate Spline

4-Kriging

5-COKriging

مکانی ضعیف می‌باشد (شای<sup>۱</sup>، ۲۰۰۷: ۱). همبستگی قوی مکانی به این معنی است که در دامنه‌ی تأثیر می‌توان متغیر مورد نظر را تخمین زد.

معیارهای متعددی نیز برای ارزیابی کارایی روش‌های میان‌یابی وجود دارد؛ که کاربردی‌ترین آنها عبارت‌اند از: میانگین قدرمطلق خطا (MAE)، میانگین انحراف خطا (MBE) و ریشه‌ی دوم میانگین مربعات خطا (RMSe). در این تحقیق با کمک تکنیک اعتبار سنجی متقابل و براساس ریشه‌ی دوم میانگین مربعات خطا (RMSe)، مناسب‌ترین روش برای ترسیم پهنه‌های مورد نظر انتخاب گردید. نحوه‌ی محاسبه‌ی آن به صورت زیر است: [رابطه‌ی ۷]

$$RMSe = \sqrt{\left[ \sum_{i=1}^n (\widehat{Z}(x_i) - Z(x_i))^2 / n \right]}$$

که در آن؛  $\widehat{Z}(x_i)$ : مقدار برآورد شده در نقطه‌ی  $x_i$  و  $Z(x_i)$ : مقدار اندازه‌گیری شده در نقطه‌ی  $x_i$  و  $n$  تعداد داده‌ها می‌باشد.

### یافته‌های تحقیق

در اغلب آزمون‌های پارامتری مفروضات مقدماتی بسیاری وجود دارد که تا این مفروضات تأمین نشوند؛ نتایج بدست آمده از آزمون، نامعتبر خواهد بود. در میان این مفروضات مهمترین و شایعترین فرض، فرض نرمال بودن داده‌هاست. نتایج حاصل از نرمال بودن داده‌ها با استفاده از آزمون کولموگروف-اسمیرنوف در جدول ۱ نشان داده شده است. با توجه به اینکه سطح معنی‌داری داده‌ها بیش از ۵ درصد می‌باشد، می‌توان از نرمال بودن داده‌ها اطمینان حاصل نمود.

جدول (۱): مقادیر سطح معنی‌داری (sig) حاصل از آزمون کولموگروف-

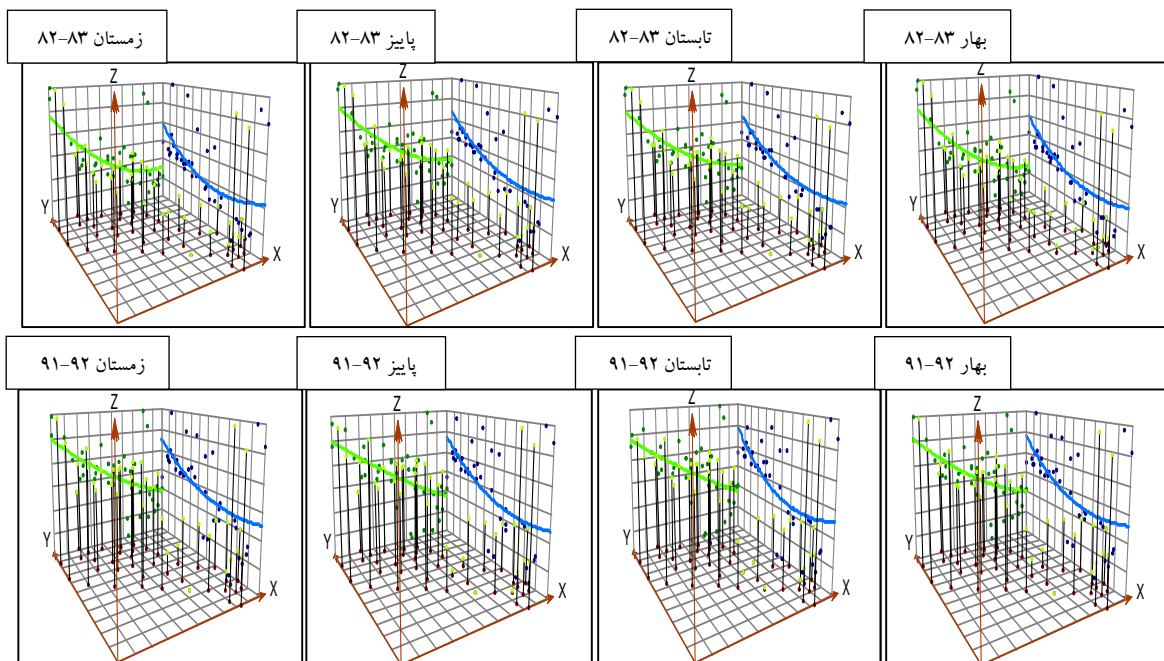
اسمیرنوف برای بررسی نرمال بودن داده‌ها		
سال	فصل	مقدار sig
۸۲-۸۳	بهار	۰/۷۱۸
	تابستان	۰/۷۴۴
	پاییز	۰/۷۴۸
۹۱-۹۲	زمستان	۰/۴۳۲
	بهار	۰/۶۶۲
	تابستان	۰/۳۲۹
	پاییز	۰/۵۱۷
	زمستان	۰/۸۲۳

جدول (۲) خلاصه‌ی آماری داده‌های سطح ایستایی در دشت بیضاء را نشان می‌دهد. مقایسه‌ی میانگین سطح ایستایی آب زیرزمینی طی فصول بهار، تابستان، پاییز و زمستان سال‌های آبی ۱۳۸۲-۱۳۸۳ تا ۱۳۹۱-۱۳۹۲ نشان داد که سطح آب زیرزمینی روند کاهشی داشته است. در سال آبی ۱۳۸۲-۱۳۸۳ حداکثر سطح ایستایی آب در فصل زمستان و حداقل آن در پاییز و در سال آبی ۱۳۹۱-۱۳۹۲ حداکثر سطح ایستایی آب در فصل بهار و حداقل آن در فصل پاییز مشاهده می‌شود. در سال آبی ۹۱-۹۲ و در همه‌ی فصول مقدار انحراف از معیار داده‌های سطح ایستایی بیشتر از مقادیر انحراف از میانگین سال آبی ۸۲-۸۳ می‌باشد. این موضوع بیانگر آن است که در انتهای دوره‌ی مورد مطالعه (سال آبی ۹۱-۹۲) مقدار سطح ایستایی آب زیرزمینی نسبت به میانگین بلند مدت دارای انحراف بیشتری بوده که این انحراف به سمت مقادیر کمتر از نرمال میل می‌کند. همچنین ضریب چولگی و نیز نزدیکی میانگین به میانه‌ی داده‌ها نشان می‌دهد که داده‌های سطح ایستایی از توزیع نرمال تبعیت می‌کنند.

جدول (۲): خلاصه آماری داده‌های سطح ایستایی آب زیرزمینی دشت بیضاء در هر یک از فصول سالهای آبی ۸۳-۸۲ تا ۹۲-۹۱

سال آبی	فصل	حداقل	حداکثر	میانگین	انحراف معیار	میانه	چولگی	کشیدگی
۸۲-۸۳	بهار	۱۵۷۲/۵	۱۶۴۵/۱	۱۶۰۰/۶	۱۷/۷۳	۱۶۰۰/۹	۰/۷۰	۳/۲۰
	تابستان	۱۵۶۵/۶	۱۶۴۰/۳	۱۵۹۸/۹	۱۷/۷۹	۱۶۰۰/۲	۰/۴۲	۲/۹۱
	پاییز	۱۵۶۲/۲	۱۶۳۹/۶	۱۵۹۸/۳	۱۷/۹۷	۱۵۹۹/۹	۰/۴۱	۲/۹۸
	زمستان	۱۵۷۳/۳	۱۶۴۷/۴	۱۶۰۱/۹	۱۷/۸۱	۱۶۰۱/۴	۰/۹۰	۳/۴۴
۹۱-۹۲	بهار	۱۵۵۴	۱۶۳۴/۲	۱۵۹۵/۴	۱۹/۲	۱۵۹۸	-۰/۱۳	۲/۶۰
	تابستان	۱۵۵۶/۶	۱۶۳۰/۳	۱۵۹۳/۶	۱۸/۸۶	۱۵۹۷/۶	-۰/۳۸	۲/۵۰
	پاییز	۱۵۵۶/۶	۱۶۲۷/۲	۱۵۹۲/۶	۱۸/۷۸	۱۵۹۶/۲	-۰/۲۷	۲/۳۹
	زمستان	۱۵۵۴/۱	۱۶۳۳/۵	۱۵۹۴/۵	۱۹/۱۵	۱۵۹۶/۵	-۰/۰۰۰۹	۲/۵۸

در شکل (۳) روند تغییرات مکانی داده‌های سطح ایستایی آب زیرزمینی طی فصول مختلف در سال‌های آبی ۱۳۸۳-۱۳۸۲ و ۱۳۹۲-۱۳۹۱ در منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. در این شکل محور X تغییرات در جهت شرقی-غربی، محور Y تغییرات در جهت شمالی-جنوبی و محور Z نشان دهنده مقادیر سطح ایستایی در نمونه‌های برداشت شده است. بررسی



شکل (۳): روند تغییرات مکانی داده‌های سطح ایستایی آب زیرزمینی دشت بیضاء در هر یک از فصول سالهای آبی ۸۳-۸۲ تا ۹۲-۹۱



پس از بررسی و حذف روند داده‌ها، مؤلفه‌های نیم تغییرنمای مدل‌های مختلف مبتنی بر روش‌های زمین آماری کریجینگ ساده و نیز کوکریجینگ ساده با استفاده از نرم افزار ArcGIS10.3 بدست آمد. در جدول ۳ مشخصات مدل نیم تغییرنمای مناسب برازش شده سطح ایستایی آب زیرزمینی دشت بیضاء در هر یک از فصول سالهای آبی ۸۲-۸۳ تا ۹۱-۹۲ نشان داده شده است. به منظور انتخاب مدل مناسب برای برازش بر روی واریوگرام تجربی از ضریب تعیین ( $R^2$ ) بیشتر و استحکام ساختار فضایی قوی‌تر استفاده شد. در حالت ایده آل، مقدار ضریب تعیین نزدیک به یک محاسبه می‌شود. همانگونه که مشاهده می‌شود؛ برای تمامی داده‌های تراز سطح آب، مقدار  $R^2$  در روش زمین آماری کوکریجینگ نسبت به روش کریجینگ بیشتر می‌باشد. بنابراین مدل‌های تخمینی در روش کوکریجینگ، از دقت بیشتر و خطای کمتری برخوردار است. بیشترین میزان ضریب تعیین با مقدار ۰/۹۲۶ مربوط به زمستان سال آبی ۸۲-۸۳ و کمترین مقدار ضریب تعیین در فصل پاییز سال ۹۱-۹۲ و به مقدار ۰/۴۸۲ مشاهده می‌شود. مقدار اثر قطعه‌ای در بین داده‌های سطح ایستایی در فصول مختلف و طی سالهای آبی ۸۲-۸۳ و ۹۱-۹۲ از مقدار ۰/۰۰۰ تا ۰/۲۳ نوسان دارد. درصد اثر قطعه‌ای به آستانه مربوط به

مقادیر سطح ایستایی در تابستان ۸۲-۸۳ با روش کوکریجینگ و مدل کرووی درجه پنج بیشترین (۰/۴۰/۴) و برای داده‌های سطح ایستایی فصول تابستان و زمستان ۸۲-۸۳ به ترتیب در روش کریجینگ با مدل کا-بسل و روش کوکریجینگ با مدل نمای و نیز زمستان ۹۱-۹۲ با روش کریجینگ با مدل کا-بسل کمترین (۰/۰) بود که به ترتیب نشان دهنده‌ی همبستگی مکانی متوسط و قوی بین داده‌های اندازه‌گیری شده می‌باشد. بنابراین کلاس وابستگی مکانی مقادیر سطح ایستایی از متوسط تا قوی متغیر بود و از ۱۶ مدل مناسب برازش شده‌ی زمین آماری، ۴ مورد وابستگی مکانی متوسط و ۱۲ مورد وابستگی مکانی قوی را نشان دادند. مقدار آستانه نیم تغییرنما که بیان‌کننده‌ی کل تغییرپذیری است در محدوده ۰/۵۶۹ برای داده‌های سطح آب در تابستان ۸۲-۸۳ در روش کوکریجینگ با مدل کرووی درجه پنج تا میزان ۰/۹۷۴ برای مقادیر سطح ایستایی در زمستان ۸۲-۸۳ در روش کوکریجینگ با مدل نمای متغیر است. مقدار شعاع تأثیر در محدوده‌ی ۷۶۱۲ متر برای داده‌های مربوط به بهار و تابستان سال آبی ۸۲-۸۳ در روش کریجینگ با مدل کا-بسل تا ۲۶۰۵۶ متر برای مقادیر سطح آب مربوط به پاییز ۹۱-۹۲ در روش کریجینگ با مدل نمای متغیر است.

جدول (۳): مشخصات مدل نیم تغییرنمای مناسب برازش شده سطح ایستایی آب زیرزمینی در هر یک از فصول سالهای آماری

سال	روش	مدل	اثر	آستانه	شعاع	درصد اثر	کلاس	ضریب
فصل	درون یابی	تخمینی	قطعه‌ای	تأثیر	تأثیر	قطعه‌ای/آستانه	وابستگی	تعیین
			Co	C+Co	(متر)	Co/ C+Co	مکانی	( $R^2$ )
بهار	کریجینگ	کا-بسل	۰/۰۲۷	۰/۷۰۳	۷۶۱۲	۳/۸۴	قوی	۰/۵۵۵
۸۲-۸۳	کوکریجینگ	کا-بسل	۰/۲۰	۰/۶۷۷	۲۳۰۵۷	۲۹/۵	متوسط	۰/۸۹۴
تابستان	کریجینگ	کا-بسل	۰	۰/۶۸۶	۷۶۱۲	۰	قوی	۰/۵۵۲
۸۲-۸۳	کوکریجینگ	کرووی درجه پنج	۰/۲۳	۰/۵۶۹	۲۲۴۲۹	۴۰/۴	متوسط	۰/۸۴۷
پاییز	کریجینگ	گوسی	۰/۰۴۱	۰/۷۵۸	۷۹۸۳	۰/۵۴	قوی	۰/۵۶۹
۸۲-۸۳	کوکریجینگ	کرووی درجه پنج	۰/۲۰	۰/۵۹۹	۲۱۵۴۹	۳۳/۳	متوسط	۰/۸۵۱
زمستان	کریجینگ	نمایی	۰/۱۷	۰/۸۵۰	۲۵۳۹۴	۲۰	قوی	۰/۵۹۹

۰/۹۲۶	قوی	۰	۱۸۶۸۲	۰/۹۷۴	۰	نمایی	کوکرچینگ	۸۲-۸۳
۰/۵۳۵	قوی	۱۶/۵	۲۵۲۳۱	۰/۸۴۴	۰/۱۴	نمایی	کریچینگ	بهار
۰/۷۱۲	قوی	۱۰/۸	۲۱۲۶۹	۰/۸۵۷	۰/۰۹۳	نمایی	کوکرچینگ	۹۱-۹۲
۰/۵۲۳	قوی	۲۰/۹	۲۵۸۸۹	۰/۸۵۸	۰/۱۸	نمایی	کریچینگ	تابستان
۰/۶۶۲	قوی	۱۶/۷	۲۳۵۳۷	۰/۸۳۶	۰/۱۴	ثابت	کوکرچینگ	۹۱-۹۲
۰/۴۸۲	متوسط	۲۶/۶	۲۶۰۵۶	۰/۷۸۹	۰/۲۱	نمایی	کریچینگ	پاییز
۰/۶۵۷	قوی	۲۳/۴	۲۴۰۵۳	۰/۷۶۶	۰/۱۸	ثابت	کوکرچینگ	۹۱-۹۲
۰/۵۲۲	قوی	۰	۷۹۸۳	۰/۷۷۱	۰	کا-بسل	کریچینگ	زمستان
۰/۷۲۱	قوی	۲۰/۱	۱۹۷۶۰	۰/۷۴۵	۰/۱۵	نمایی	کوکرچینگ	۹۱-۹۲

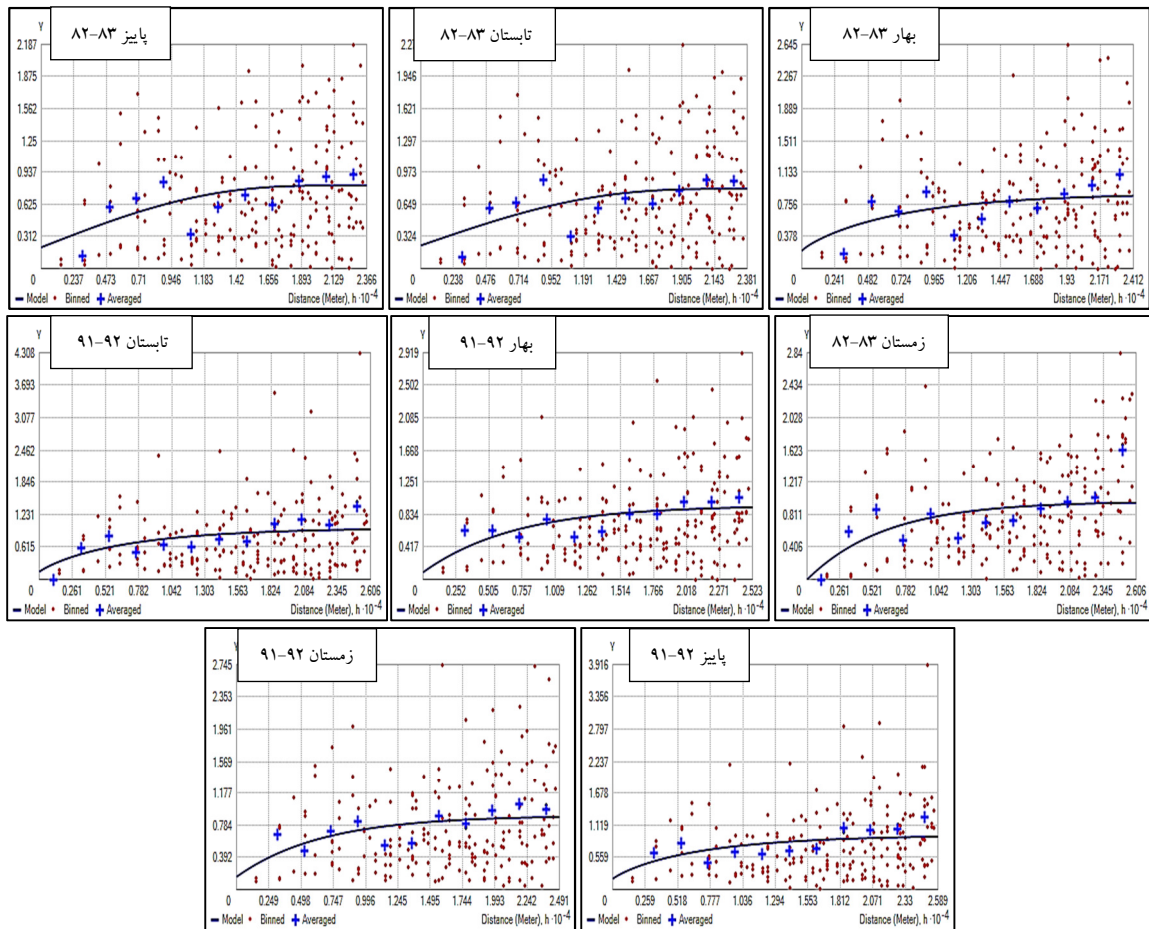
در روش کوکرچینگ برای برآورد مقادیر سطح ایستایی آب در ماههای مورد نظر از متغیر کمکی ارتفاع مطلق نقطه‌ی نشانه (H) هر چاه استفاده شد. جدول (۴) ضرایب همبستگی داده‌های سطح ایستایی آبهای زیرزمینی هر ماه را با مقدار مطلق نقطه‌ی نشانه نشان می‌دهد. بیشترین ضریب همبستگی مربوط به مقادیر سطح ایستایی آب در زمستان ۸۲-۸۳ به مقدار ۰/۹۵ و کمترین همبستگی معنی دار مربوط به داده‌های سطح آب در تابستان ۹۱-۹۲ و به مقدار ۰/۷۵ می‌باشد.

جدول (۴): ضرایب همبستگی بین داده‌های سطح ایستایی با مقدار مطلق نقطه نشانه (H)

ردیف	فصل / سال	ضریب همبستگی	ردیف	فصل / سال	ضریب همبستگی
۱	بهار ۸۲-۸۳	۰/۹۳	۵	بهار ۹۱-۹۲	۰/۸۱
۲	تابستان ۸۲-۸۳	۰/۹۰	۶	تابستان ۹۱-۹۲	۰/۷۵
۳	پاییز ۸۲-۸۳	۰/۹۰	۷	پاییز ۹۱-۹۲	۰/۷۷
۴	زمستان ۸۲-۸۳	۰/۹۵	۸	زمستان ۹۱-۹۲	۰/۹۰

شکل (۴) واریوگرام‌های متقابل داده‌های سطح ایستایی آب زیرزمینی دشت بیضاء را نشان می‌دهد.

هر واریوگرام ساختار فضایی داده‌ها را نمایش می‌دهد.



شکل (۴): واریوگرام‌های متقابل مربوط داده‌های سطح ایستایی منابع آب زیرزمینی دشت بیضاء در هر یک از فصول سالهای آماری

برای تعیین مناسبترین روش میان‌یابی از میان روش‌های قطعی یعنی معکوس فاصله‌ی وزنی و تابع شعاع محور و روشهای زمین آماری کریجینگ ساده و کوکریجینگ ساده، از تکنیک اعتبارسنجی متقابل با معیار آماری ریشه‌ی دوم میانگین مربعات خطا (RMSe) استفاده شد. جدول (۵) نتایج ارزیابی روش‌های مورد بررسی با معیار آماری فوق را نشان می‌دهد. همچنین میانگین مقادیر واقعی و تخمینی سطح ایستایی آب در فصول مختلف سالهای آبی ۸۲-۸۳ و ۹۱-۹۲ نشان می‌دهد؛ در مدل‌هایی که مقدار RMSe کمتر است؛ متوسط مقادیر واقعی و پیش‌بینی سطح ایستایی به هم نزدیکتر بوده و اختلاف مقادیر محاسباتی کمتر می‌باشد.

جدول (۵): نتایج ارزیابی روش‌های مورد بررسی با استفاده از معیار آماری RMSe

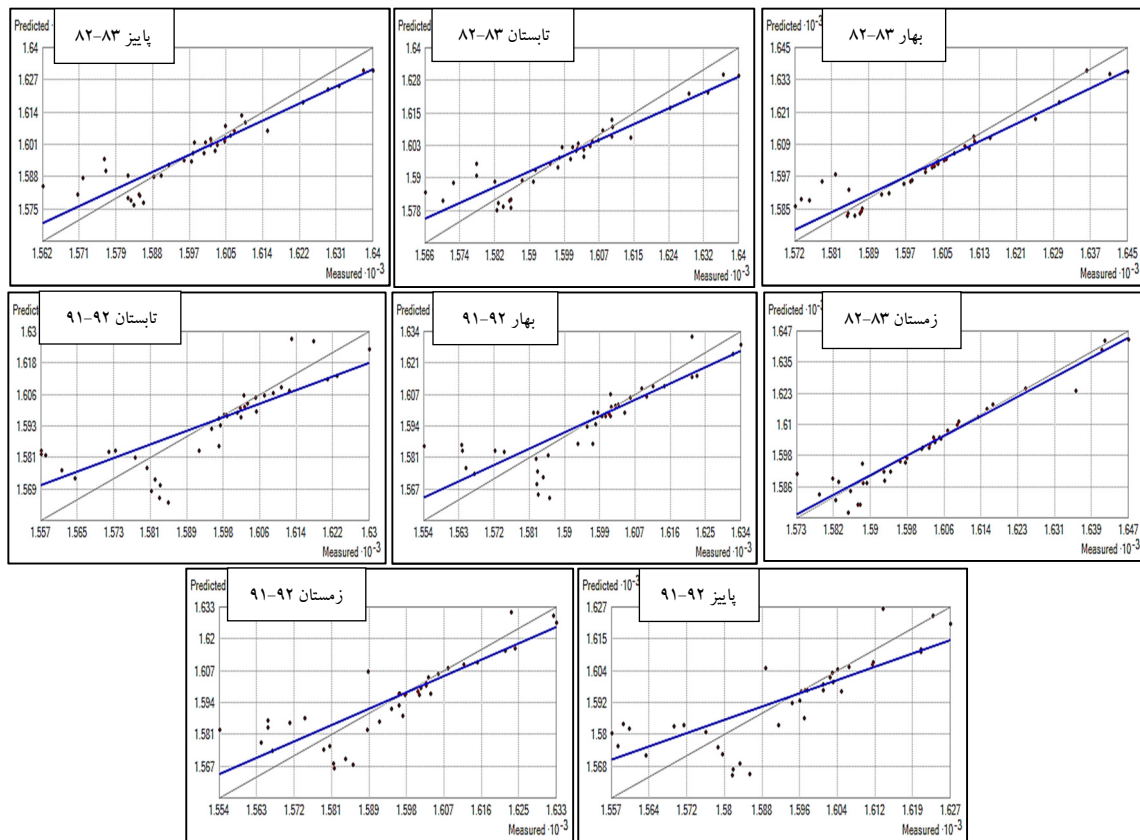
میانگین مقادیر تخمینی	میانگین مقادیر واقعی	RMSe	بهترین روش میان‌یابی		فصل / سال
			مدل نیم تغییرنگار	روش تخمین	
۱۵۹۹/۲۵	۱۶۰۰/۵۵	۹/۰۸	بهینه با توان ۵/۶۴	معکوس فاصله وزنی	بهار
۱۶۰۰/۲۰	۱۶۰۰/۵۵	۸/۲۰	چندربعی	تابع شعاع محور	۸۲-۸۳
۱۵۹۸/۱۷	۱۶۰۰/۵۵	۱۲/۷۵	کابسل	کریجینگ ساده	
۱۶۰۰/۵۹	۱۶۰۰/۵۵	۶/۰۹	کابسل	کوکریجینگ ساده	

۱۵۹۷/۷۳	۱۵۹۸/۹۲	۹/۳۵	۵/۴۰	بهینه با توان	معکوس فاصله وزنی	تابستان
۱۵۹۸/۵۹	۱۵۹۸/۹۲	۸/۹۸		چندربعی	تابع شعاع محور	۸۲-۸۳
۱۵۹۶/۴۶	۱۵۹۸/۹۲	۱۱/۹۹		کا-بسل	کریجینگ معمولی	
۱۵۹۸/۶۲	۱۵۹۸/۹۲	۷/۱۳		کروی درجه پنج	کو کریجینگ ساده	
۱۵۹۷/۱۲	۱۵۹۸/۲۹	۹/۴۹	۵/۴۰	بهینه با توان	معکوس فاصله وزنی	پاییز
۱۵۹۷/۹۸	۱۵۹۸/۲۹	۹/۲۷		چندربعی	تابع شعاع محور	۸۲-۸۳
۱۵۹۶/۳۳	۱۵۹۸/۲۹	۱۱/۹۲		گوسی	کریجینگ معمولی	
۱۵۹۸/۶۴	۱۵۹۸/۲۹	۷/۱۹		کروی درجه پنج	کو کریجینگ ساده	
۱۶۰۰/۸۷	۱۶۰۱/۹۲	۸/۹۳	۵/۹۷	بهینه با توان	معکوس فاصله وزنی	زمستان
۱۶۰۱/۶۲	۱۶۰۱/۹۲	۸/۴۱		چندربعی	تابع شعاع محور	۸۲-۸۳
۱۶۰۰/۶۹	۱۶۰۱/۹۲	۱۱/۷۸		نمایی	کریجینگ ساده	
۱۶۰۱/۴۵	۱۶۰۱/۹۲	۴/۷۸		نمایی	کو کریجینگ ساده	
۱۵۹۴/۶۶	۱۵۹۵/۳۹	۱۱/۳۵	۵/۲۰	بهینه با توان	معکوس فاصله وزنی	بهار
۱۵۹۴/۸۳	۱۵۹۵/۳۹	۱۲/۰۰		نواری کاملا منظم	تابع شعاع محور	۹۱-۹۲
۱۵۹۴/۴۴	۱۵۹۵/۳۹	۱۳/۱۷		نمایی	کریجینگ معمولی	
۱۵۹۵/۳۲	۱۵۹۵/۳۹	۱۰/۲۱		نمایی	کو کریجینگ ساده	
۱۵۹۳/۲۷	۱۵۹۳/۵۸	۱۱/۰۴	۵/۳۴	بهینه با توان	معکوس فاصله وزنی	تابستان
۱۵۹۳/۰۲	۱۵۹۳/۵۸	۱۱/۷۵		چندربعی معکوس	تابع شعاع محور	۹۱-۹۲
۱۵۹۲/۷۸	۱۵۹۳/۵۸	۱۳/۰۵		نمایی	کریجینگ معمولی	
۱۵۹۳/۶۸	۱۵۹۳/۵۸	۱۰/۸۷		ثابت	کو کریجینگ ساده	
۱۵۹۲/۰۴	۱۵۹۲/۵۸	۱۱/۵۳	۵/۰۹	بهینه با توان	معکوس فاصله وزنی	پاییز
۱۵۹۲/۰۰	۱۵۹۲/۵۸	۱۲/۲۵		چندربعی معکوس	تابع شعاع محور	۹۱-۹۲
۱۵۹۱/۷۹	۱۵۹۲/۵۸	۱۳/۵۰		نمایی	کریجینگ معمولی	
۱۵۹۲/۷۲	۱۵۹۲/۵۸	۱۰/۸۷		ثابت	کو کریجینگ ساده	
۱۵۹۳/۸۰	۱۵۹۴/۵۳	۱۱/۴۰	۵/۵۰	بهینه با توان	معکوس فاصله وزنی	زمستان
۱۵۹۳/۸۸	۱۵۹۴/۵۳	۱۲/۳۰		چندربعی معکوس	تابع شعاع محور	۹۱-۹۲
۱۵۹۳/۰۸	۱۵۹۴/۵۳	۱۳/۵۶		کا-بسل	کریجینگ معمولی	
۱۵۹۴/۷۲	۱۵۹۴/۵۳	۹/۹۸		نمایی	کو کریجینگ ساده	

نتایج نشان داد که روش زمین آماری کوکریجینگ دارای دقت بیشتری نسبت به دیگر روش‌های به کار رفته در این مطالعه می‌باشد؛ بگونه‌ای که برای همه فصول سالهای آبی ۸۲-۸۳ و ۹۲-۹۱ روش کوکریجینگ دارای مقدار  $RMSe$  کمتری بوده و دقت پیش بینی را تا حد بسیار زیادی بالا برده است. در سال آبی

- 1- K-bessel  
2- Pentaspherical  
3- Exponential

کمترین خطا نسبت به سایر روش‌های میان یابی برخوردار می‌باشند. همچنین در سال آبی ۹۱-۹۲ برای فصول بهار، تابستان، پاییز و زمستان به ترتیب مدل‌های نمایی، ثابت، ثابت و نمایی با مقادیر خطای ۱۰/۲۱، ۱۰/۸۷، ۱۰/۸۷ و ۹/۹۸ از بیشترین دقت و در نتیجه بهترین مدل برازش شده برخوردار می‌باشند. همچنین با استفاده از نمودار پراکنش نقاط و تشخیص بهترین خط قابل برازش می‌توان دقت مدل را مورد ارزیابی قرار داد (شکل ۵). نمودار پراکنش نقاط (مقادیر سطح ایستایی چاههای پیزومتری) و بهترین خط قابل برازش برای داده‌های سطح ایستایی فصول مختلف سال‌های آبی ۱۳۸۲-۱۳۸۳ تا ۱۳۹۱-۱۳۹۲ در روش کوکریجینگ ساده در شکل (۵) نشان داده شده است.

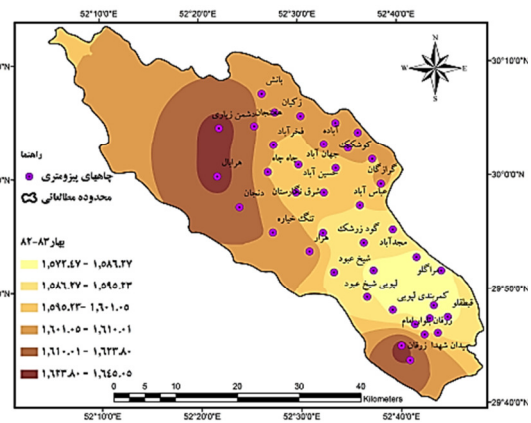
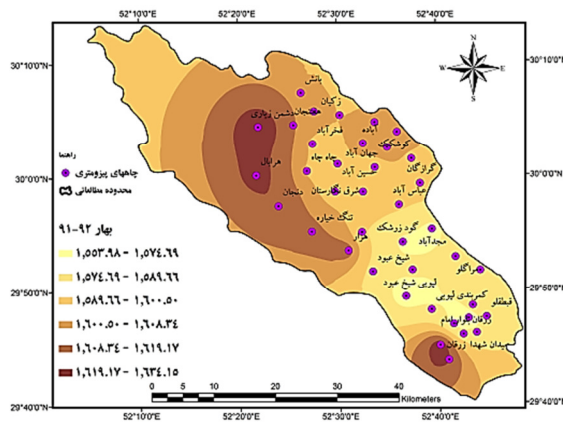


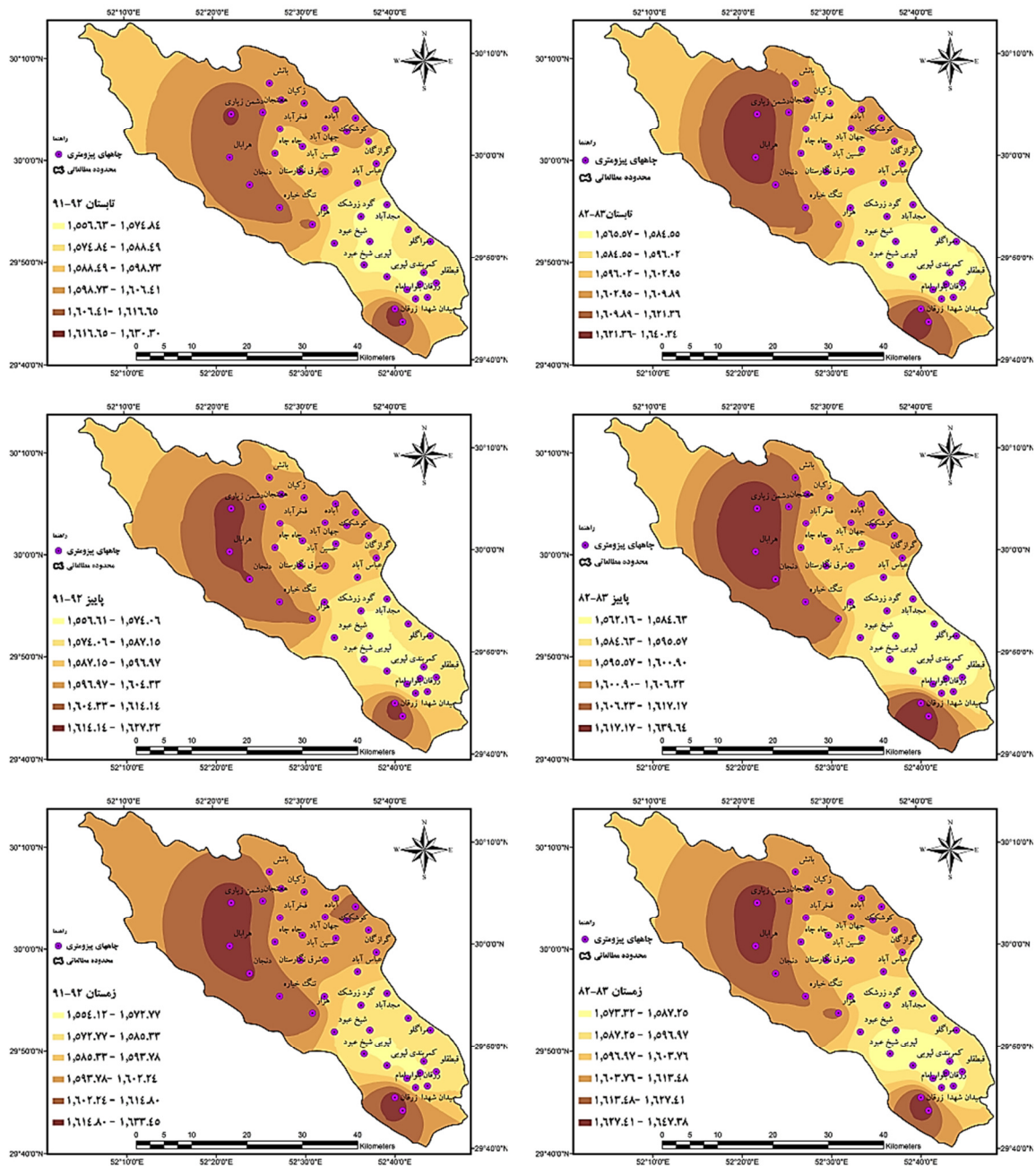
شکل (۵): نمودار پراکنش نقاط و خط قابل برازش برای داده‌های سطح ایستایی منابع آب زیرزمینی در هر یک از فصول سال‌های آماری

نتایج مربوط به نقشه تغییرات سطح ایستایی آب زیرزمینی طی فصول سال‌های آماری مورد مطالعه با روش کوکریجینگ در شکل (۶) نشان داده شده است. در همه فصول سال‌های آبی ۸۳-۸۲ و ۹۱-۹۲، سطح آب زیرزمینی در ورودی شمالی دشت بیشتر است و به تدریج به سمت مرکز و جنوب دشت، تراز سطح آب زیرزمینی کاهش می‌یابد. فقط در ناحیه کوچکی از نواحی جنوبی

است. در واقع بیشترین کاهش سطح ایستایی آب در سال آبی ۹۱-۹۲ و در فصل پاییز به مقدار ۱۴/۳ متر رخ داده است. این در حالیست که کمترین میزان افت سطح آب در فصل زمستان سال آبی ۸۳-۸۲ و به مقدار ۵ متر مشاهده می‌شود. در میان چاه‌های نمونه‌برداری، چاه‌های پیزومتری واقع در منطقه هرابال و دشمن زیاری در تابستان سال آبی ۹۱-۹۲ به ترتیب با مقدار ۴۳ و ۳۹/۴ متر دارای بیشترین کاهش سطح آب زیرزمینی در محدوده دشت بیضاء بوده‌اند. می‌توان گفت که سفره‌های آب زیرزمینی ناحیه‌ی هرابال و دشمن زیاری واقع در شمال دشت بیضاء که از بالاترین مقدار سطح ایستایی آب برخوردار می‌باشند از بیشترین کاهش سطح آب نیز رنج می‌برند. یعنی این مناطق دارای شرایط نامناسبتری از لحاظ افت سطح آب نسبت به مناطق همجوار خود می‌باشند. چاه‌های پیزومتری واقع در ناحیه‌ی قبطقلو و شرق نگارستان در زمستان سال آبی ۸۳-۸۲ با مقدار تقریبی ۱ متر دارای کمترین میزان افت سطح آب بوده‌اند.

(پالایشگاه و اردوگاه آموزش پرورش) سطح آب نسبت به مناطق همجوار خود بالاتر است. بیشترین تراز سطح آب در دامنه‌ی مؤثر چاه‌های دشمن زیاری و هرابال مشاهده می‌شود که به تدریج به سمت شمال، جنوب، غرب و شرق دشت، سطح آب زیرزمینی کاهش می‌یابد. مقایسه‌ی نقشه‌های پهنه بندی ابتدای دوره (سال آبی ۸۳-۸۲) و انتهای دوره آماری (سال آبی ۹۱-۹۲) در همه‌ی فصول نشان می‌دهد که روند کاهش سطح تراز آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه قابل توجه است. اگر میانگین مطلق نقطه نشانه تراز آب زیرزمینی دشت را به عنوان نقطه شروع بدانیم و مقادیر سطح آب را با توجه به آن مورد سنجش قرار دهیم به این نتیجه می‌رسیم که متوسط سطح ایستایی آب از مقدار ۱۶۰۶/۹ متر، در سال آبی ۸۳-۸۲ به ترتیب در فصول بهار، تابستان، پاییز و زمستان به مقدار ۱۶۰۱/۹، ۱۵۹۸/۲، ۱۵۹۸/۹، ۱۶۰۰/۵ متر رسیده است. همچنین متوسط سطح ایستایی آب در سال آبی ۹۱-۹۲ در فصل بهار به ۱۵۹۵/۳ متر، در فصل تابستان به ۱۵۹۳/۵ متر، در فصل پاییز به ۱۵۹۲/۵ متر و در فصل زمستان به ۱۵۹۴/۴ متر رسیده



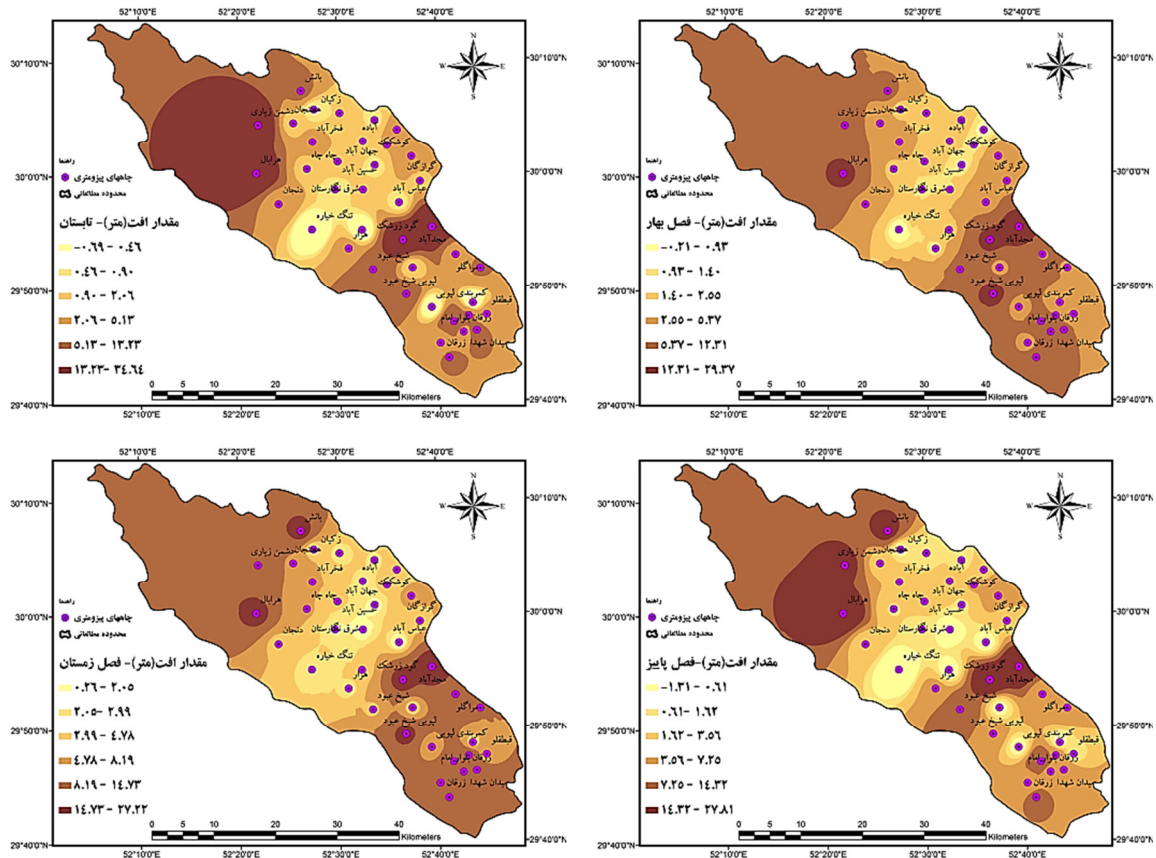


شکل (۶): نقشه‌ی پهنه بندی سطح ایستایی آب زیرزمینی دشت بیضاء در هر یک از فصول سالهای آبی ۸۲-۸۳ تا ۹۱-۹۲

با تفاضل نقشه‌های سطح ایستایی آب در فصول مختلف سال‌های آبی ۹۱-۹۲ و ۸۲-۸۳ نقشه‌های هم افت سفره آب زیرزمینی تهیه شد (شکل ۷). همانطور که مشاهده می‌شود در همه‌ی فصول سال، خروجی مناطق شمالی و جنوبی دشت از بیشترین مقدار افت و ورودی نواحی مرکزی از کمترین مقدار افت برخوردار می‌باشند. در فصل تابستان حداکثر مقدار افت آب در دامنه‌ی مؤثر چاه‌های دامنه‌ی مؤثر چاه تنگ خیاره حداکثر به میزان ۰/۲۱ متر می‌باشیم. حداکثر ۲۹ و ۲۰ متر است. در این فصل شاهد بالا آمدگی آب در چاه‌های پیژومتری مجدآباد و گودزرشک به ترتیب معادل در فصل بهار بیشترین میزان افت آب زیرزمینی در دامنه‌ی مؤثر



مجدآباد، گودرزشک، هرابال و دشمن زیاری به ترتیب به میزان حداکثر ۳۴، ۲۵، ۲۳ و ۲۲ متر است. در این فصل بالاآمدگی آب در دامنه‌ی مؤثر چاه کنار اتوبان مروشدت و تنگ خیاره، حداکثر به مقدار ۰/۶۹ و ۰/۳۷ متر مشاهده می‌شود. در فصل پاییز بیشترین افت آب زیرزمینی منطقه ی مورد مطالعه در محدوده‌ی مؤثر چاه‌های مجدآباد، هرابال و گودرزشک به ترتیب معادل حداکثر ۲۷، ۲۴ و ۲۳ متر است. در این فصل، شاهد بیشترین مقدار



شکل (۷): نقشه‌ی هم‌افت آب زیرزمینی دشت بیضاء در فصول بهار، تابستان، پاییز و زمستان

## نتیجه

ایجاد می‌کند؛ به گونه‌ای که برای همه فصول سالهای آبی ۸۳-۸۲ و ۹۱-۹۲ روش کوکریجینگ دارای مقدار RMSE کمتر بوده و دقت پیش بینی را تا حد بسیار زیادی بالا برده است. در سال آبی ۸۳-۸۲ برای فصل بهار مدل کا-اسل، برای تابستان و پاییز مدل کروی درجه پنج، و برای فصل زمستان مدل نمایی از بیشترین دقت و کمترین خطا نسبت به سایر روش‌های میان یابی برخوردار

نتایج حاصل از تحقیق نشان داد که از میان روش‌های قطعی یعنی معکوس فاصله‌ی وزنی و تابع شعاع محور و روش‌های زمین آماری کوریجینگ ساده و کوکریجینگ ساده، روش زمین آماری کوکریجینگ، سطوح تخمین داده‌های سطح ایستایی آب زیرزمینی را با دقت بالاتری نسبت به سایر روش‌های درون یابی



می‌باشند. همچنین در سال آبی ۹۱-۹۲ برای فصول بهار، تابستان، پاییز و زمستان به ترتیب مدل‌های نمایی، ثابت، ثابت و نمایی به عنوان مناسب‌ترین مدل جهت تخمین سطح ایستایی آب انتخاب شدند. نتایج مربوط به نقشه‌ی تغییرات سطح ایستایی آب زیرزمینی طی فصول سالهای آماری مورد مطالعه که با روش کوکریجینگ ساده تهیه شد نشان داد که در همه‌ی فصول سال‌های آبی ۸۳-۸۲ و ۹۱-۹۲، سطح آب زیرزمینی در ورودی شمالی دشت بیشتر است و به تدریج به سمت مرکز و جنوب دشت، سطح ایستایی آب زیرزمینی کاهش می‌یابد. بیشترین تراز سطح آب در دامنه‌ی موثر چاه‌های دشمن زیاری و هرابال مشاهده می‌شود که به سمت شمال، جنوب، غرب و شرق دشت، سطح آب زیرزمینی کاهش می‌یابد. بیشترین کاهش سطح ایستایی آب در سال آبی ۹۱-۹۲ و در فصل پاییز به مقدار ۱۴/۳ متر رخ داده است. اما کمترین میزان افت سطح آب در فصل زمستان سال آبی ۸۳-۸۲ و به مقدار ۵ متر مشاهده می‌شود. نقشه‌های هم‌افت آب زیرزمینی دشت بیضاء نشان می‌دهد که در همه‌ی فصول سال، خروجی مناطق شمالی و جنوبی دشت از بیشترین مقدار افت و ورودی نواحی مرکزی از کمترین مقدار افت برخوردار می‌باشند. با توجه به موارد ذکر شده باید گفت که افت تراز آب زیرزمینی دشت بیضاء با روند رو به رشدی ادامه دارد. کاهش بارندگی در سالهای اخیر و وقوع خشکسالی‌های پی در پی و به ویژه روند رو به رشد حفر چاه‌های بهره‌برداری و به دنبال آن افزایش برداشت و تخلیه از سفره‌های آب زیرزمینی موجب افت مستمر سطح آب زیرزمینی در دوره‌ی آماری مورد بررسی شده است. نتایج این تحقیق با مطالعات محمدی و همکاران (۱۳۹۱) در دشت کرمان، نیکبخت و دلبری (۱۳۹۲) در دشت زاهدان، پیری و بامری (۱۳۹۳) در دشت سیرجان، آذره و همکاران (۱۳۹۳) در دشت گرمسار و دلبری و همکاران (۱۳۹۴) در منطقه‌ی کوهپایه-سگزی استان اصفهان مطابقت دارد. بنابراین به منظور متعادل نمودن مخازن سفره‌های آب زیرزمینی دشت

### منابع

- آذره، علی؛ رفیعی، الهام؛ نظری سامانی، علی اکبر؛ مسعودی، ریحانه و خسروی، حسن (۱۳۹۳). بررسی تغییرات سطح آب زیرزمینی در دشت گرمسار. نشریه‌ی مدیریت بیابان، شماره‌ی ۳، صص ۲۰-۱۱.
- اسماعیل نژاد، مرتضی (۱۳۹۲). پردازش داده‌های اقلیمی. تهران: انتشارات فکر بکر.
- پیری، حلیمه و بامری، ابوالفضل (۱۳۹۳). بررسی روند تغییرات کمی سطح ایستایی منابع آب زیرزمینی با استفاده از زمین آمار و سیستم اطلاعات جغرافیایی (مطالعه‌ی موردی: دشت سیرجان). نشریه‌ی سنجش از دور و سامانه اطلاعات جغرافیایی در منابع طبیعی، سال پنجم (شماره ۱)، صص ۴۴-۲۹.
- دلبری، معصومه؛ بوستانیان، محمد و افراسیاب، پیمان (۱۳۹۴). بررسی تغییرات مکانی-زمانی و پهنه‌بندی سطح آب زیرزمینی آبخوان کوهپایه-سگزی (استان اصفهان) با استفاده از روش‌های زمین آماری. نشریه‌ی علمی پژوهشی فضای جغرافیایی، سال پانزدهم (شماره ۵۲)، صص ۳۲۳-۳۰۵.
- عساکره، حسین (۱۳۹۰). مبانی اقلیم‌شناسی آماری. زنجان: دانشگاه زنجان.
- طباطبائی، حسن و غزالی، محبوبه (۱۳۹۰). ارزیابی دقت روش‌های میان‌یابی در تخمین سطح ایستایی آب زیرزمینی (مطالعه‌ی موردی: آبخوان‌های فارس-جوتقان و سفید دشت). مجله‌ی علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، (شماره ۵۷)، صص ۲۲-۱۱.

- depth and salinity of groundwater under irrigated ustifluents in the Middle Black Sea Region of Turkey. *Environ Monit Assess.* 158:279-294.
18. Gburek, W.J. and G.J. Folmar, 1999. Patterns of Contaminant Transport in a Layered Fractured Aquifer. *Journal of Contaminant Hydrology* 37:87-109.
19. Ghomshion, M. 2010. Spatial prediction of groundwater resources quality and quantity in Semnan/Sorkheh Plain using geostatistical techniques. MSc Thesis, Semnan University. 127 pp. (In Persian)
20. Jang C.S., Chen, S.K. and Ku Y.M. 2013. Applying indicator-based geostatistical approaches to determine potential zones of groundwater recharge based on borehole data. *Catena*,101: 178-187.
21. Kumar, V., & Remadevi,s.(2006). Kriging of Groundwater Levels – A case study. *Journal of Spatial Hydrology*6 (1).14-21.
22. Mohamadi, S. 2007. Investigation of groundwater resources quality and quantity in Kerman plain using geostatistical methods. M.Sc. Thesis, Tehran University. 132 pp. (In Persian)
23. Moukana, J.A. and K. Koike. 2008. Geostatistical model for correlating declining groundwater levels with changes in land cover detected from analyses of satellite images. *J. Comp. and Geosci.* 34: 1527-1540.
24. Sun, Y., Kang, Sh., 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 and Software*, 24: 1163-1170.
25. Taghizadeh Mehrjardi, R., Zareian Jahromi, M., Mahmodi,Sh., & Heideri,A.)2008(. Spacial Distirbution of Ground water quality with Geostatistics (case study: Yazd-Ardakan plain). *World Applied science Journal*.4 (1).9-17.
26. Theodossiou, N., Latinopoulos, P., (2006), "Evaluation and optimization of groundwater observation network using the kriging methodology, *Environmental Modelling and Software*, 21: 991-1000.
27. Zaiming Z, Guanghui Z, Mingjiang Y and Jinzhe W, 2012. Spatial variability of the shallow
۷. علیزاده، امین (۱۳۸۹). اصول هیدرولوژی کاربردی. مشهد: انتشارات دانشگاه امام رضا(ع).
۸. کالیراد، زهرا؛ ملکیان، آرش و معتمد وزیری، بهارک (۱۳۹۲). تعیین الگوی توزیع منابع آب زیرزمینی (مطالعه‌ی موردی: حوزه آبخیز الشتر استان لرستان). پژوهشنامه‌ی مدیریت حوزه‌ی آبخیز، سال چهارم (شماره ۷)، صص ۶۹-۵۷.
۹. کردوانی، پرویز (۱۳۷۴). ژئوهیدرولوژی. تهران: انتشارات دانشگاه تهران.
۱۰. محمدی، صدیقه؛ سلاجقه، علی؛ مهدوی، محمد و باقری، رضا (۱۳۹۱). بررسی تغییرات مکانی و زمانی سطح آب زیرزمینی دشت کرمان با استفاده از روشهای زمین آماری مناسب. فصلنامه‌ی تحقیقات مرتع و بیابان ایران، جلد ۱۹ (شماره ۱)، صص ۷۱-۶۰.
۱۱. مهدوی، مسعود و طاهر خانی، مهدی (۱۳۹۱). کاربرد آمار در جغرافیا، تهران: نشر قومس.
۱۲. نیکبخت، صادق و دلبری، معصومه (۱۳۹۲). برآورد سطح ایستایی آب‌های زیرزمینی با استفاده از روش‌های زمین آماری. نشریه آب و توسعه‌ی پایدار، سال اول (شماره ۱)، صص ۵۶-۴۹.
13. Ahmadi M. and BaghbanzadeDezfouli A. 2012. A Geo-statistical Approach to the change procedure study of Under-Groundwater Table in a GIS framework, Case Study: Razan-Ghahavand plain, Hamadan province, Iran. *Journal of Academic and Applied Studies*, 2(11):56-69.
14. Bhat S., Motz L., Pathka C. and Kuebler L. 2012. Designing Groundwater Level Monitoring Network Using Geostatistical A Case Study and Central Florida U.S.A. *World Environmental and Water Resources Congress*. P. 48-58.
15. Buchanan S., Triantafilis, J., (2009), "Mapping water table depth using geophysical and environmental variables", *Ground Water*, 47 (1): 80-96.
16. Delbari M., Bahraini Motlagh M., Kiani M. and Amiri M. 2013. Investigating spatio-temporal variability of groundwater quality parameters using geostatistics and GIS. *International Research Journal of Applied and Basic Sciences*, 4 (12):3623-3632.
17. Demir,Y., Sahin,S., Güler, M., Cemek, B., Günal,H., & Arslan,H.(2009). Spatial variability of

unconfined and confined groundwater heads in quasi-3D groundwater flow modeling in Kofu basin", Annual Journal of Hydraulic Engineering, 47: 289-294.

groundwater level and its chemistry characteristics in the low plain around the Bohai Sea, North China. Environmental Monitoring and Assessment 184(6): 3697-3710.

28. Zhang, X., Takeuchi, K., Ishidaira, H., (2003), "Geostatistical applications to the estimation of