

## ارزیابی مدل‌های جبری و زمین‌آماری در تخمین توزیع مکانی سطح ایستابی دشت اردبیل

فریبا اسفندیاری درآباد\* - دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه محقق اردبیلی  
مهدی عالی جهان - دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشگاه محقق اردبیلی  
مسعود رحیمی - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تبریز

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۰۲/۰۸      تأیید نهایی: ۱۳۹۲/۰۴/۱۰

### چکیده

پژوهش حاضر به منظور مقایسه مدل‌های جبری و زمین‌آماری در پهنه بندی عمق آب‌های زیرزمینی دشت اردبیل در یک بازه زمانی ۲۸ ساله (۱۳۶۲ تا ۱۳۹۰)، با استفاده از داده‌های ۲۲ حلقه چاه پیزومتری در سطح دشت اردبیل به انجام رسیده است. مدل‌های مقایسه شده مدل IDW و مجموعه روش‌های توابع شعاعی (RBF)، به عنوان نماینده روش‌های جبری و مدل کریجینگ به عنوان نماینده روش‌های زمین‌آماری می‌باشند. از اعتبارسنجی متقاطع، شاخص‌های خطای، میانگین انحراف خطا (MBE)، ریشه دوم میانگین مربع خطا (RMSE)، همبستگی مقادیر برآوردی و مشاهده‌ای، واریانس تخمین جهت انتخاب روش مناسب و اعتبارسنجی مدل‌های مربوطه استفاده شده است. مدل انتخاب شده با نقشه کاربری اراضی منطقه، پراکندگی چاه‌های عمیق و نیمه عمیق، همچنین شبکه آبراهه‌های سطح دشت مورد مقایسه قرار گرفت تا از صحت و دقت برآورد صورت گرفته اطمینان حاصل گردد. نتایج نشان داد از بین مدل‌های مختلف مدل Completely Regularized spline که یکی از مدل‌های توابع شعاعی محسوب می‌شود نسبت به سایر روش‌ها از دقت بالاتری برخوردار بوده و با نقشه‌های کاربری اراضی منطقه، پراکندگی چاه‌های عمیق و نیمه عمیق و شبکه آبراهه‌های منطقه همخوانی بسیار بالایی دارد. بنابراین بهترین روش جهت پهنه بندی عمق آب‌های زیرزمینی دشت اردبیل محسوب می‌گردد.

واژگان کلیدی: مدل‌های جبری، مدل‌های زمین‌آماری، پهنه بندی، اعتبارسنجی متقاطع، دشت اردبیل

## مقدمه

آب زیرزمینی بعد از یخچال ها بزرگترین ذخیره آب شیرین زمین محسوب می شود (قمشون، ۱۳۸۹: ۱). آب های زیرزمینی نقشی اساسی در بخش های تولیدی نظیر کشاورزی و دامپروری ایران بازی می کند. به دلیل قرار گرفتن ایران در منطقه گرم و خشک، مقدار بارش دریافتی کشور بسیار محدود بوده و کفاف نیازهای بخش های صنعتی، کشاورزی و دامپروری را نمی کند به همین دلیل عمده نیازهای آبی کشور از آب های زیرزمینی تامین می گردد. دشت اردبیل نیز از این قاعده مستثناء نبوده و به دلیل حاصلخیز بودن و داشتن پتانسیل های بهینه جهت کشاورزی و دامپروری، عمده کاربری اراضی این دشت را فعالیت های کشاورزی تشکیل می دهد؛ که به دلیل عدم کفایت بارش منطقه جهت این فعالیت ها، اقدام به حفر چاه های عمیق و نیمه عمیق بسیار فراوان در سطح دشت شده که با برداشت های بی رویه (سالانه ۱۵ میلیون مترمکعب برداشت مازاد) منجر به افت شدید سطح آب های زیرزمینی در برخی از بخش های دشت گردیده است (افت سالانه سطح آب زیرزمینی دشت ۰/۳ متر و افت کل آن ۱۲ متر می باشد)؛ و به عنوان یکی از دشت های ممنوعه به لحاظ حفر چاه های عمیق و نیمه عمیق در کشور محسوب می گردد. از همین رو اطلاع دقیق از سطح آب های زیرزمینی در جای جای دشت پهناور اردبیل به دلیل لحاظ کردن اقدامات ممکنه در جهت جلوگیری از برداشت های بی رویه از آب های زیرزمینی در سطح دشت امری ضروری محسوب می شود. مدل زمین آمار یکی از روش های بسیار مناسب در جهت شناسایی کردن این عامل می باشد که در نقاط مختلف دنیا کاملاً شناخته شده و همواره در تعمیم دادن داده های نقطه ای به سطح در جهت برآورد مقادیر مجهول مورد استفاده قرار می گیرد.

مطالعات وسیعی در رابطه با زمین آمار و تخمین سطح آب های زیرزمینی و ویژگی های مختلف آن ها در سطح جهانی صورت گرفته است که از آن جمله می توان به ارزیابی و بهینه سازی شبکه های مشاهده ای آب های زیرزمینی با استفاده از روش کریجینگ اشاره کرد که توسط تتودوزیو<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۶)، به انجام رسیده است. مطالعه دیگری تحت عنوان کریجینگ و سطح آب های زیرزمینی - مطالعه موردی، که توسط کومار<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۰۶)، به انجام رسیده است؛ آن ها روش کریجینگ را در پهنه بندی سطح آب های زیرزمینی مورد ارزیابی قرار داده اند. سان<sup>۳</sup> و همکاران (۲۰۰۹)، در پژوهشی تحت عنوان مقایسه روش های درون یابی برای عمق آب های زیرزمینی و تغییرات زمانی و مکانی آن در واحه مینکین در شمال غرب چین، از روش زمین آمار جهت میان یابی سطح آب های زیرزمینی استفاده کرده اند. در پژوهشی دیگر که توسط هوا<sup>۴</sup> (۲۰۰۹)، با عنوان تحلیل زمین آمار تغییرات زمانی و مکانی عمق آب های زیرزمینی در رودخانه شوله به انجام رسیده، سطح آب های زیرزمینی توسط زمین آمار مورد تحلیل قرار گرفته است. کای<sup>۵</sup> و همکاران (۲۰۰۹)، در پژوهشی دیگر تحت عنوان تغییرات زمانی و مکانی سطح آب های زیرزمینی مدل سازی زمین آماری در شهر کونیا، ترکیه، به بررسی تغییرات زمانی و مکانی عمق آب های زیرزمینی توسط مدل های زمین آماری پرداخته اند. از جمله تحقیقات دیگر در این زمینه می توان به پژوهشی تحت عنوان مقایسه مدل های کریجینگ و کوکریجینگ جهت ارزیابی زمین آماری مخصوصاً ظرفیت سیستم های آبخوان در حوزه نوارک که توسط کارتر<sup>۶</sup> و همکاران (۲۰۱۱)، به انجام رسیده است اشاره کرد. چونگ<sup>۷</sup> و همکاران (۲۰۱۲)، در پژوهشی تحت عنوان درون یابی ارتفاع سفره آب زیرزمینی در مناطق مرتفع جدا، با استفاده از روش های مختلف میان یابی اقدام به پهنه بندی سطح سفره آب زیرزمینی کرده اند.

1.Theodossiou  
2.Kumar  
3.Sun  
4.Hua  
5.Cay  
6.Carter  
7.Chung

همچنین بات<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۱۲)، با پژوهشی تحت عنوان طراحی و پایش سطح شبکه آب‌های زیرزمینی با استفاده از زمین آمار: مطالعه موردی جنوب و مرکز فلوریدا، آمریکا، اقدام به پهنه بندی و میان یابی سطح آب‌های زیرزمینی با استفاده از مدل‌های مختلف زمین آماری کرده‌اند. در پژوهشی دیگر با عنوان مقایسه روش‌های تصادفی و قطعی برای پایش تغییرات فضایی سطح آب‌های زیرزمینی در حوضه‌های کم نظارت که واروچاکیس<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۱۳)، به انجام رسانده‌اند، روش‌های مختلف جبری و زمین آماری در جهت پهنه بندی سطح آب‌های زیرزمینی مورد ارزیابی قرار گرفته است.

در ایران نیز تحقیقات بی‌شماری در راستای استفاده از زمین آمار و تخمین و پهنه بندی ویژگی‌های کمی و کیفی آب‌های زیرزمینی صورت گرفته که از آن جمله می‌توان به، آنالیز زمین آمار در تغییرات زمانی و مکانی سطح آب‌های زیرزمینی توسط احمدی و همکاران (۱۳۸۶)، اشاره کرد. آن‌ها با استفاده از روش‌های کریجینگ معمولی و جهانی اقدام به پهنه بندی تغییرات زمانی و مکانی سطح آب‌های زیرزمینی کرده‌اند و به این نتیجه رسیده‌اند که مدل کریجینگ یک ابزار بهینه در این زمینه می‌باشد. دهقانی و همکاران (۱۳۸۸)، در پژوهشی دیگر تحت عنوان مقایسه سه روش شبکه عصبی مصنوعی، سیستم استنتاجی فازی - عصبی تطبیقی و زمین آمار در میان یابی سطح آب‌های زیرزمینی (مطالعه موردی دشت قزوین)، سه روش ذکر شده را در میان یابی سطح آب‌های زیرزمینی مورد مقایسه قرار داده‌اند و به این نتیجه رسیده‌اند که روش سیستم استنتاجی فازی - عصبی نسبت به دو روش ذکر شده دارای بهترین عملکرد بوده و روش زمین آمار نسبت به روش شبکه عصبی دقت بیشتری داشته است. در پژوهشی دیگر با عنوان تغییرات زمانی و مکانی سطح سفره آب زیرزمینی با استفاده از زمین آمار که توسط حسینعلی زاده و همکاران (۱۳۸۹)، به انجام رسیده روند تغییرات زمانی و مکانی سطح سفره آب زیرزمینی را با استفاده از زمین آمار مورد تجزیه و تحلیل قرار داده‌اند. آن‌ها تغییرات سطح آب‌های زیرزمینی را به صورت فصلی مورد مطالعه قرار داده و به این نتیجه رسیده‌اند که نوسان‌های سطح آب زیرزمینی تمامی فصل‌ها دارای روند و ناهمسان گردی می‌باشد همچنین برای فصول تابستان، بهار و پاییز مدل نمایی و برای فصل زمستان مدل کروی را مناسب دانسته‌اند.

از جمله پژوهش‌های دیگر در این زمینه می‌توان به درون‌یابی ارتفاع و عمق آب‌های زیرزمینی به وسیله روش‌های کریجینگ در حوزه مهر در استان فارس که توسط نیکرو و همکاران (۱۳۸۹)، به انجام رسیده اشاره کرد. آن‌ها با انجام این پژوهش به این نتیجه رسیده‌اند که در روش‌هایی که روند در داده‌ها حذف شده است پیش‌بینی ارتفاع آب‌های زیرزمینی و عمق آن در بخش مرکزی این منطقه با خطای کمتری همراه بوده است. همچنین در روش‌های بدون حذف روند عمق آب‌های زیرزمینی در نزدیکی چاه آب با خطای کمتری پیش‌بینی شده است. طباطبائی و همکاران (۱۳۹۰)، در پژوهشی دیگر با عنوان ارزیابی دقت روش‌های میان یابی در تخمین سطح ایستابی آب زیرزمینی (مطالعه موردی: آبخوان‌های فارس - جوققان و سفید دشت)، اقدام به درون‌یابی سطح ایستابی آب‌های زیرزمینی توسط ۸ روش مختلف میان یابی کرده‌اند و به این نتیجه رسیده‌اند که روش اصلاح‌شده‌ی شپارد مناسب‌ترین روش جهت میان یابی سطح ایستابی سفید دشت و روش توان فاصله بهترین روش برای دشت فارس - جوققان می‌باشد.

در پژوهشی دیگر با عنوان بررسی تغییرات مکانی و زمانی سطح آب زیرزمینی دشت کرمان با استفاده از روش زمین آمار مناسب (طی یک دوره آماری ۱۰ ساله، ۱۳۷۵ - ۱۳۸۵)، که توسط محمدی و همکاران (۱۳۹۱)، به انجام رسیده تغییرات زمانی و مکانی سطح آب زیرزمینی دشت کرمان را به وسیله روش‌های زمین آماری مورد تجزیه و تحلیل قرار داده‌اند. این پژوهش بر اساس روش‌های کریجینگ، کوکریجینگ، لوگ کریجینگ و روش عکس فاصله وزنی به انجام رسیده و این نتیجه حاصل شده است که وارویوگرام مدل گوسی به عنوان بهترین مدل برازش داده‌شده به ساختار فضایی داده‌ها و

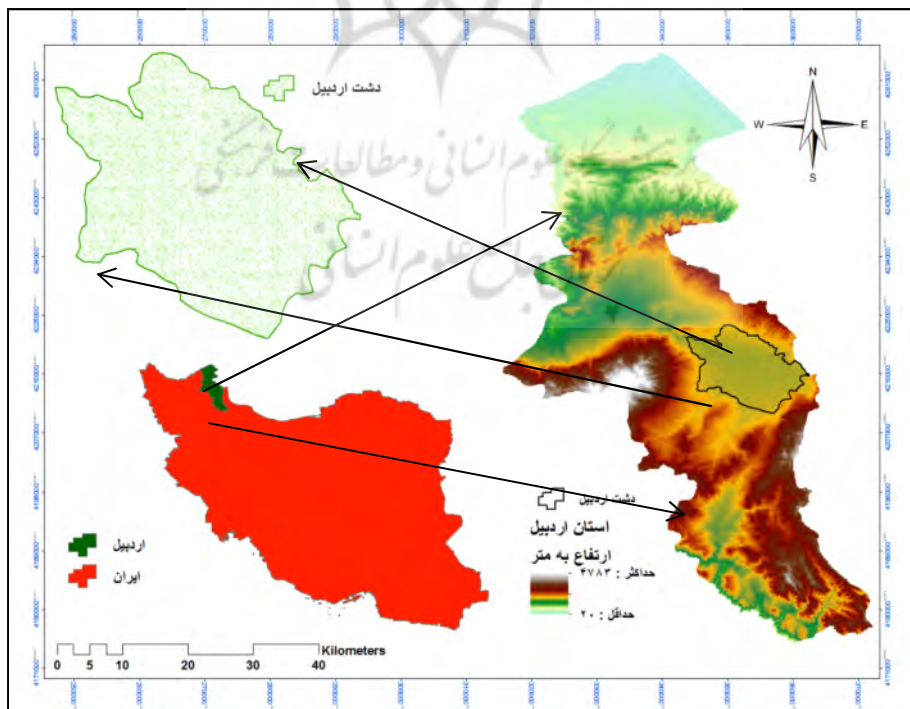
روش عکس فاصله وزنی به توان ۵ در ابتدای دوره و عکس فاصله وزنی به توان ۴ در انتهای دوره بهترین روش میان یابی عامل سطح آب می باشد.

در پژوهش حاضر از روش های جبری و زمین آماری جهت پهنه بندی سطح آب های زیرزمینی در دشت اردبیل استفاده شده است. به دلیل اهمیت حیاتی آب های زیرزمینی در سطح دشت و به دلیل برداشت های بی رویه در سال های گذشته که منجر به تغییرات شدید عمق آب های زیرزمینی در سطح دشت گردیده و عدم وجود پژوهشی در همین راستا، پژوهش حاضر در جهت شناسایی دقیق سطوح آب های زیرزمینی در دشت اردبیل به انجام رسیده است.

مواد و روش ها:

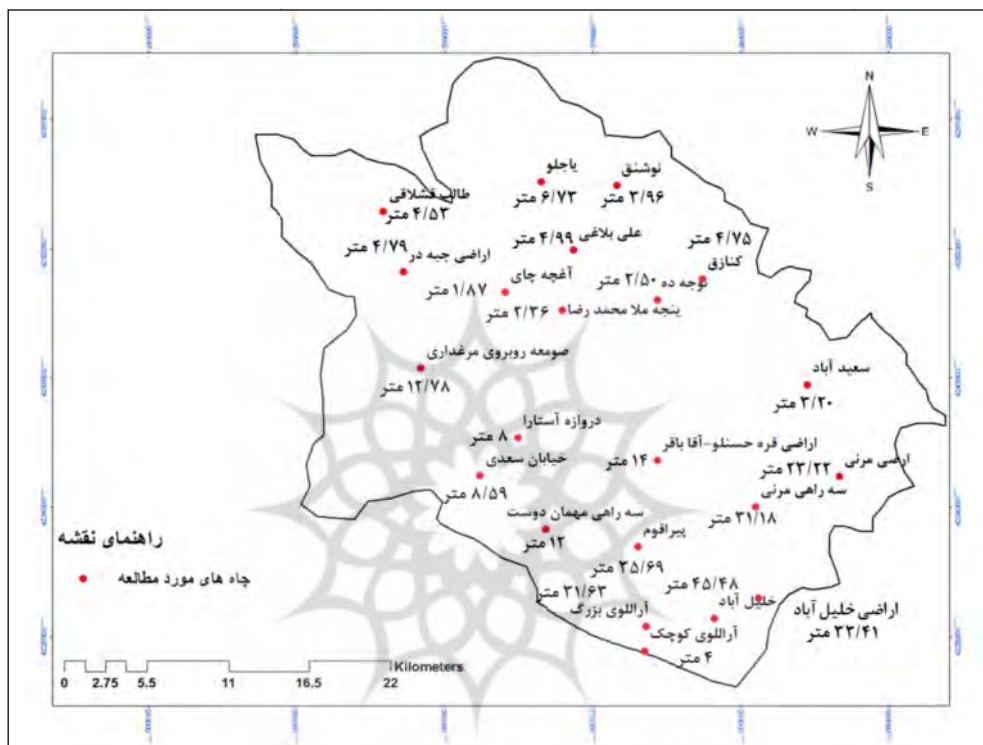
داده ها

دشت اردبیل یک دشت میان کوهی است که در شمال غرب ایران و در شرق فلات آذربایجان جای گرفته است. این دشت به وسعت ۹۹۰ کیلومترمربع در بین ارتفاعات بلند اطرافش محصور شده است. غرب آن به توده آتشفشانی سبلان (به ارتفاع ۴۸۱۱ متر)، شرق آن به رشته کوه تالش (باغرو داغ)، به ارتفاع ۳۳۰۰ متر، ادامه کوه های تالش که در اردبیل کوه های ازشق نامیده می شود، و جنوب آن به کوه های کم ارتفاع که در حقیقت ادامه ای ارتفاعات بزغوش به شمار می آیند محدود می گردد (شکل ۱). رود های متعددی در سطح دشت جریان دارند که مهمترین آن ها رودخانه قره سو است و از ارتفاعات باغرو داغ در شرق اردبیل سرچشمه گرفته با روند جنوب شرقی - شمال غربی دشت را زهکشی نموده، سرانجام از دشت خارج می شود. رودخانه بالخلی چای دیگر رودی است که با روند جنوب غربی - شمال شرقی شهر اردبیل به رودخانه قره سو می پیوندد و از دشت خارج می گردد (مددی، ۱۳۸۵: ۱۰۷). تعداد چاه های عمیق و نیمه عمیق حفر شده در سطح دشت اردبیل برابر با ۳۱۵۸ حلقه می باشد که سالانه ۱۶۴/۲۷ میلیون مترمکعب آب توسط این چاه ها برداشت می شود. دشت اردبیل به عنوان یکی از دشت های ممنوعه به لحاظ آب های زیرزمینی محسوب می شود که در سال های اخیر افت قابل ملاحظه ای در سطح آب ها زیرزمینی را تجربه کرده است.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

جهت انجام این پژوهش از داده‌های ۲۲ چاه پیژومتری در سطح دشت اردبیل استفاده شده است (شکل ۲). بازه زمانی استفاده شده در این پژوهش، یک بازه ۲۸ ساله از سال ۱۳۶۲ تا سال ۱۳۹۰ می‌باشد. جهت تکمیل داده‌های بازه زمانی مورد مطالعه بین چاه‌های انتخابی که دارای گپ در داده‌ها بودند از روش‌های بازسازی داده‌ها استفاده گردید. روش‌های بازسازی داده‌های استفاده شده، روش میان یابی بود که توسط نرم‌افزار Neural Power (نرم‌افزار شبکه عصبی)، صورت گرفت، همچنین برخی از داده‌های چاه‌ها که دارای گپ بودند نیز توسط روش همبستگی و بازسازی توسط داده‌های چاه‌های هم‌جوار نسبت به هم صورت گرفت تا بالاترین دقت در بازسازی داده‌ها لحاظ گردد.

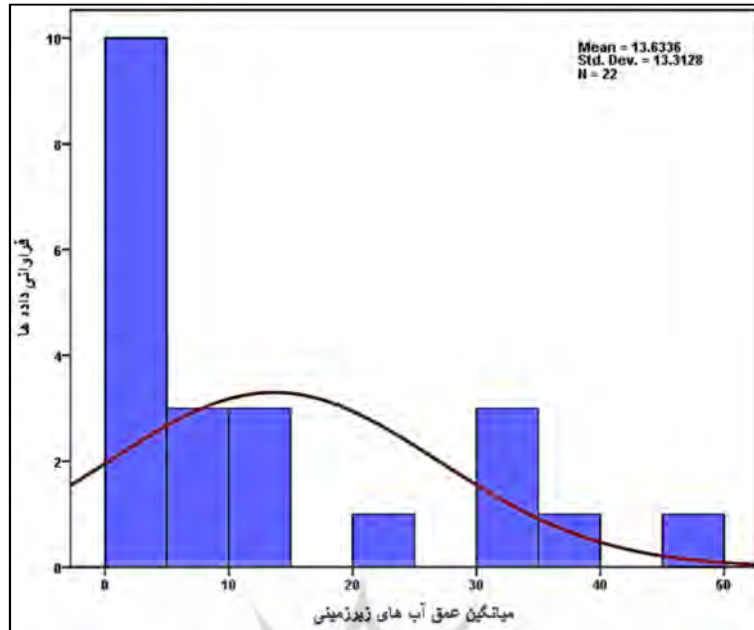


شکل ۲: نقشه پراکندگی موقعیت فضایی چاه‌های پیژومتری مورد مطالعه و میانگین عمق ۲۸ ساله آن‌ها در سطح دشت اردبیل بعد از بازسازی داده‌ها با انجام آزمون ران تست از همگن بودن داده‌ها اطمینان حاصل گردید و آماره‌های توصیفی داده‌ها شامل ضرایب پراکندگی و پارامترهای گرایش به مرکز داده‌ها و هیستوگرام فراوانی داده‌ها توسط نرم‌افزار SPSS استخراج شده و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت (جدول ۱ و شکل ۳).

میانگین داده‌های مورد مطالعه برابر با ۱۳/۶۳ متر می‌باشد که حداقل عمق چاه‌ها ۱/۸۷ (چاه آغچه چای) و حداکثر آن برابر با ۴۵/۴۸ (چاه خلیل آباد) متر بوده و لذا دامنه تغییرات عمق چاه‌ها که تفاوت بین حداقل و حداکثر عمق می‌باشد برابر با ۴۳/۶۰ متر است. انحراف از معیار داده‌ها ۱۳/۳۱ و چولگی داده‌ها ۱/۱۶ می‌باشد که نشان از چولگی مثبت داده‌ها دارد. ضریب تغییرات داده‌ها ۹۷/۶۵ درصد می‌باشد که حاکی از تغییرات بسیار زیاد عمق آب‌های زیرزمینی در سطح دشت اردبیل می‌باشد. هیستوگرام فراوانی داده‌ها نشان از فراوانی بیشتر مقادیر بین ۱ تا ۵ متر بوده و مشخص می‌کند که داده‌ها از توزیع نرمال برخوردار نمی‌باشد و لذا باید در هنگام استفاده از روش‌های آماری نظیر کریجینگ که نیاز به نرمال بودن توزیع داده‌ها دارد، داده‌ها به توزیع نرمال تبدیل شوند.

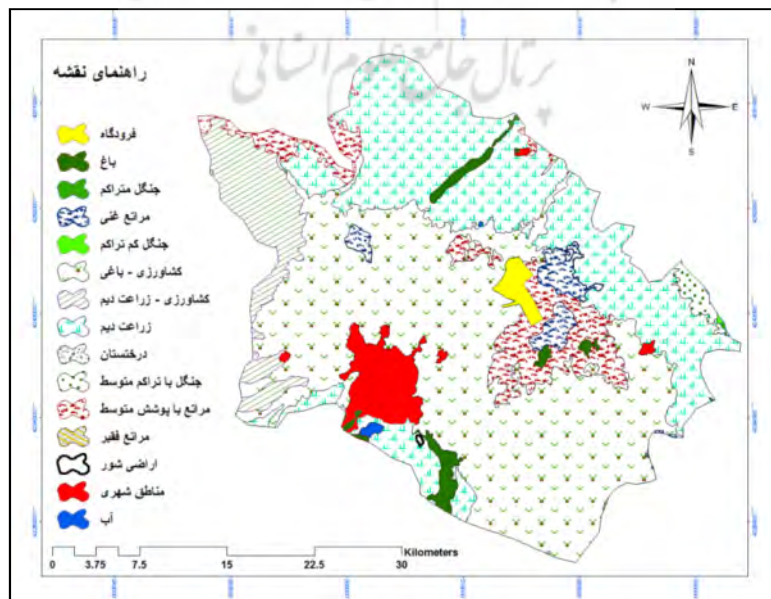
جدول ۱- آماره‌های توصیفی میانگین ۲۸ ساله داده‌های عمق چاه‌های پیژومتری مورد مطالعه در دشت اردبیل (به متر)

چولگی	دامنه تغییرات	واریانس	ضریب تغییرات	انحراف معیار	حداکثر	حداقل	میانگین
۱/۱۶	۴۳/۶۰	۱۷۷/۲۳	۹۷/۶۵	۱۳/۳۱	۴۵/۴۸	۱/۸۷	۱۳/۶۳



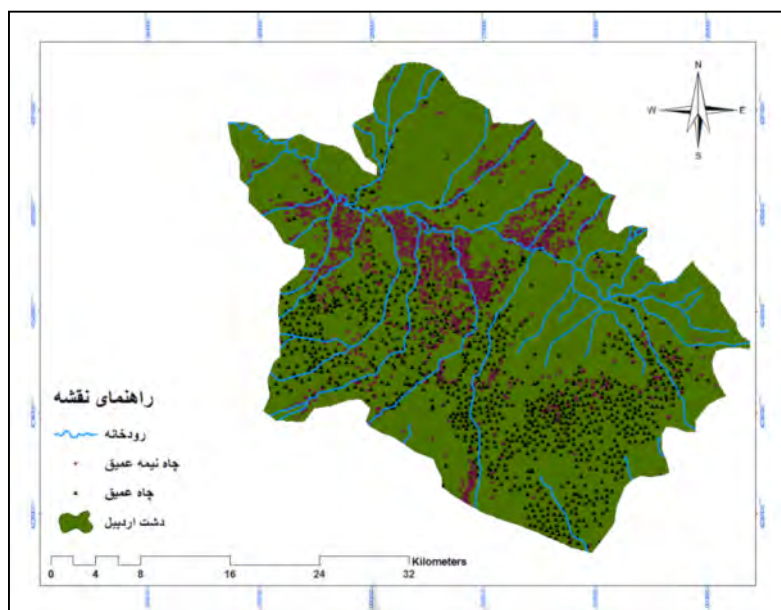
شکل ۳: هیستوگرام فراوانی میانگین ۲۸ ساله داده های عمق چاه های پیژومتری مورد مطالعه در دشت اردبیل از آنجایی که شبکه آبراهه های موجود در یک منطقه همچنین تعداد چاه های عمیق و نیمه عمیق موجود در آن همراه با نوع کاربری اراضی منطقه در تغذیه و تخلیه آب های زیرزمینی نقش اساسی را بازی می کنند در پایان باید پهنه بندی صورت گرفته با نقشه های شبکه آبراهه ها و چاه های عمیق و نیمه عمیق موجود در سطح دشت و نقشه کاربری اراضی آن مورد مقایسه قرار بگیرد تا از دقت پهنه بندی صورت گرفته اطمینان حاصل گردیده و علت بالا یا پایین بودن عمق آب های زیرزمینی در سطح دشت اردبیل مشخص گردد.

با توجه به نقشه کاربری اراضی دشت اردبیل (شکل ۴)، بیشترین سهم در کاربری را اراضی کشاورزی و باغی به خود اختصاص می دهند و دشت اردبیل یک دشت حاصلخیز کشاورزی محسوب می گردد که تراکم حلقه چاه های عمیق و نیمه عمیق در سطح دشت اردبیل (شکل ۵)، گواهی بر این ادعا می باشد چرا که تراکم حلقه چاه ها در سطح دشت به دلیل کشاورزی بودن منطقه فوق العاده زیاد بوده و می تواند به عنوان یک مخاطره جدی برای دشت محسوب گردد.



شکل ۴: نقشه کاربری اراضی منطقه مورد مطالعه





شکل ۵: نقشه شبکه آبراهه‌ها و حلقه چاه‌های عمیق و نیمه عمیق در منطقه مورد مطالعه

### روش پژوهش

روش‌های استفاده‌شده در این پژوهش مدل‌های جبری و زمین‌آماري بوده که توضیحات آن‌ها به شرح زیر می‌باشد:

روش‌های جبری میانه یابی

در روش جبری یک یا چند رویه به مجموعه نقاط مشاهده‌ای (Z) در مختصات معلوم برازش داده می‌شود. درونی آب‌های جبری می‌توانند، دقیق و یا تقریبی باشند به طوری که اگر مقادیر مشاهده‌ای به عنوان مقادیر دقیق (بدون خطا یا عدم قطعیت) در محل‌های نمونه‌گیری تلقی شود، استفاده از یک روش دقیق برای درون‌یابی توصیه می‌شود. ولی اگر مقداری عدم قطعیت برای متغیر در نظر گرفته شود ممکن است یک روش هموار انتخاب شود. لذا در این دسته توابع ریاضی مختلفی برای برازش سطوح درون‌یابی به نقاط معلوم می‌توانند استفاده شوند.

روش عکس فاصله وزنی<sup>۱</sup> IDW

به طور کلی، چیزهایی که به یکدیگر نزدیک‌ترند، تمایل دارند بیشتر از چیزهایی که از هم دورترند، به هم شبیه‌تر باشند. این یک قاعده بنیادی در علوم جغرافیایی است. بطوریکه می‌دانیم به طور پیوسته از موقعیتی که می‌خواهیم پیش‌بینی در آن انجام دهیم، هر چقدر دورتر می‌شویم، تأثیر نقاط کاهش می‌یابد. باید این نکته را مورد توجه قرارداد که لحاظ نمودن نقاطی که در فاصله دورتری از نقطه‌ای که می‌خواهیم پیش‌بینی را برای مقدار آن نقطه به دست آوریم، قرار گرفته‌اند، ممکن است عملاً زیانبار باشد، چرا که این امکان وجود دارد که این نقاط انتخابی در ناحیه‌ای واقع شده باشند که با نقطه پیش‌بینی شونده به طور چشمگیری متفاوت باشند. اگر مثلاً نمونه‌های برداشت‌شده، نسبتاً یکنواخت توزیع شده باشند و خصوصیات‌های سطحی در سرتاسر چشم‌انداز افقی تغییر نکنند، ما می‌توانیم مقادیر سطحی را از نقاط مجاور با دقت معقولی پیش‌بینی نماییم. برای محاسبه ارتباط فاصله‌ای، می‌توان به این نکته اشاره داشت که مقادیر نقاط نزدیک‌تر از نقاطی که دورترند، وزن بزرگ‌تری را به خود می‌گیرند (ترابی آزاد و همکاران، ۱۳۸۹، ۱۵). توان‌های بزرگ‌تر اثر نقاط دورتر از نقطه‌ی مورد تخمین را کاهش می‌دهند و توان‌های کوچک‌تر وزن‌ها را به طول یکنواختی بین نقاط همسایه توزیع می‌کنند (ثقفیان و همکاران، ۱۳۸۹، ۸۸). معادله عمومی به صورت زیر است:

$$\hat{Z}(s_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Z(s_i)$$

که در آن  $\hat{Z}(s_0)$ ، مقدار پیش‌بینی شونده برای موقعیت  $S_0$ ،  $N$ ، تعداد نقاط نمونه‌برداری شده،  $\lambda_i$ ، وزن اختصاص داده‌شده برای هر نقطه و  $Z(s_i)$  مقدار مشاهده‌شده در موقعیت  $S_i$  می‌باشد. معادله زیر نحوه تعیین وزن را نشان می‌دهد:

$$\lambda_i = \frac{d_{i0}^{-p}}{\sum_{i=1}^N d_{i0}^{-p}}, \quad \sum_{i=1}^N \lambda_i = 1$$

در رابطه فوق  $\lambda_i$  وزن نقطه نمونه  $S_i$ ،  $d_{i0}^{-p}$  فاصله بین موقعیت پیش‌بینی شونده  $S_0$ ، و هر موقعیت اندازه‌گیری شده  $S_i$  است (موحدی و سلطانیان، ۱۳۹۰: ۱۳۰).

روش RBF<sup>۱</sup> و تابع Completely Regularized spline

این روش به عنوان یکی از روش‌های توابع شعاعی محسوب می‌شود که به دلیل داشتن مقدار خطای کمتر و دقت بالا در این پژوهش از بین روش‌های مربوطه انتخاب گردیده است. توابع پایه‌ی شعاعی این توانایی را به ما می‌دهند که سطوحی را ایجاد نماییم که هم روندهای عام در آن‌ها در نظر گرفته شده‌اند و همچنین تغییرات محلی نیز در آن‌ها لحاظ شده باشند. این روش در نمونه‌هایی کمک‌کننده خواهد بود که رویه برازش شده بر حسب مقادیر نمونه‌برداری شده، به دقت سطح را نمایش نمی‌دهد (ترابی آزاد و همکاران، ۱۳۸۹: ۱۹). این روش می‌تواند روی داده‌های نویز داری که به طور نامنظم در یک منطقه پخش شده‌اند اعمال شده و یک درون‌یابی چند متغیره هموار روی داده‌ها انجام دهد. به عبارت دیگر روش RBF تابعی را می‌یابد که مشابه یک ورقه فلزی نازک است که به طور همواری خم شده است و مقید به گذشتن از تمامی داده‌ها می‌باشد. در این روش یک تابع  $f(x,y)$  را می‌یابد که این تابع نه تنها از تمامی داده‌های موجود می‌گذرد، بلکه مقدار یک تابع انحنا را که میزان هموار بودن تابع  $f(x,y)$  را می‌سنجد را نیز کمینه می‌کند. در روش RBF تابعی که میزان تابع انحنا برای آن مینیمم می‌شود به شکل عمومی زیر می‌باشد و تفاوت روش‌های RBF مختلف در نحوه تعریف تابع RBF (E) در رابطه زیر می‌باشد:

$$f(x,y) = \sum_{j=1}^n a_j E(\|x-x_j, y-y_j\|) + b_0 + b_1 x + b_2 y$$

به طوری که  $\| \cdot \|$  بیانگر طول بردار،  $x$  و  $y$  متغیرهای مکانی،  $(x_j, y_j)$  مختصات مکانی  $j$  امین نقطه مشاهده‌ای پارامتر  $j$  و  $E$  یک RBF می‌باشد.  $b_0, b_1, b_2$  ضرایبی هستند که باید تعیین شوند تا تابع  $f$  به طور صریح مشخص شود. البته ابتدا بایستی RBF (E) را نیز مشخص کنیم.

رابطه زیر نحوه محاسبه روش Completely Regularized spline را نشان می‌دهد:

$$T(x,y) = a_1 + a_2 x + a_3 y$$

$a_1$  ضریبی است که از طریق حل کردن معادله خطی سیستم به دست می‌آید همچنین:

$$R(r) = \frac{1}{2\pi} \left\{ \frac{r^2}{4} \left[ \ln\left(\frac{r}{2\tau}\right) + c - 1 \right] + \tau^2 \left[ k \cdot \left(\frac{r}{\tau}\right) + c + \ln\left(\frac{r}{2\pi}\right) \right] \right\}$$

که در آن  $r$  فاصله بین نقطه و نمونه،  $\tau^2$  پارامتر وزن،  $k$  ضریب اصلاح‌شده معادله بسل و  $c$  ضریب ثابتی است که برابر با ۰/۵۷۷۲۱۵ می‌باشد.

پس از انتخاب RBF  $b_0, b_1, b_2$  به صورت زیر محاسبه می‌گردند:



$$\bar{a} = \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ \vdots \\ a_n \end{bmatrix} = A^{-1}(\bar{z} - B\bar{b}) \quad \bar{b} = \begin{bmatrix} b_0 \\ b_1 \\ b_2 \end{bmatrix} = (B'A^{-1}B)^{-1}B'A^{-1}\bar{z}$$

که در روابط فوق:

$$A = \begin{bmatrix} E_{11} & E_{11} & \dots & E_{1n} \\ E_{21} & E_{22} & \dots & E_{2n} \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ E_{n1} & E_{n2} & \dots & E_{nn} \end{bmatrix} \quad B = \begin{bmatrix} 1 & x_1 & y_1 \\ 1 & x_2 & y_2 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & x_n & y_n \end{bmatrix} \quad \bar{z} = \begin{bmatrix} Z_1 \\ Z_2 \\ \vdots \\ Z_n \end{bmatrix}$$

که در ماتریس  $A$ ،  $E_{ij}$  به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$E_{ij} = E(x_i - x_j, y_i - y_j)$$

که  $E$  همان تابع RBF انتخاب شده می‌باشد.

در روابط فوق پارامتر  $\lambda$ ، ضریب همواری نامیده می‌شود. این ضریب به منظور ایجاد قابلیت همواری تابع درون یاب (f) به روابط RBF اضافه گردیده است (تقفیان و همکاران، ۱۳۸۹: ۸۹).

روش‌های زمین آماری میانه یابی

درون یاب‌های زمین آماری به دسته‌ای از روش‌ها گفته می‌شود که بر پایه ویژگی‌های آماری سری مکانی متغیر مورد نظر، نظیر میانگین و انحراف معیار استوار می‌باشد. در روش‌های آماری تخمین میانگین مکانی یک منطقه، به تعداد نمونه‌ها و احتمال دخالت هر نمونه وابسته است. لازم به ذکر است وزن داده‌های مشاهده‌ای در این نوع درون یاب‌ها بر اساس عبارات احتمالاتی ساده محاسبه می‌شوند. بنابراین می‌توان گفت روش‌های آماری تا حدودی بهترین تخمین را انجام می‌دهند و مقدار اعتبار تخمین را نیز محاسبه می‌کنند.

روش کریجینگ<sup>۱</sup>

کریجینگ از این حیث که در آن وزن‌های مقادیر اندازه‌گیری شده‌ی مجاور را برای استنتاج پیش‌بینی در هر موقعیتی به کار می‌برد، شبیه روش IDW است. اگر چه، وزن‌ها تنها مبتنی بر فاصله‌ی بین نقاط اندازه‌گیری شده و موقعیتی که قرار است پیش‌بینی صورت گیرد، نیست، بلکه مبتنی بر آرایش مکانی سرتاسری میان نقاط اندازه‌گیری شده نیز می‌باشد. برای استفاده از آرایش مکانی در وزن دهی‌ها، کمیت خود همبستگی مکانی باید تعیین شود (ترابی آزاد و همکاران، ۱۳۸۹: ۲۰). از بین تابع همبستگی، کوواریانس و نیم تغییر نما برای نشان دادن پیوستگی مکانی داده‌ها نیم تغییر نما بیش‌ترین کاربرد را به خود اختصاص می‌دهد. رابطه نیم تغییر نما به صورت زیر می‌باشد:

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

که در این رابطه  $\gamma(h)$ ، مقدار نیم تغییر نما برای جفت نقاطی است که به فاصله  $h$  از هم قرار دارند،  $n(h)$ ، تعداد زوج نقاطی است که به فاصله  $h$  از هم قرار دارند،  $z(x_i)$ ، مقدار مشاهده‌ای متغیر  $x$  در موقعیت  $i$  و  $z(x_i + h)$ ، مقدار مشاهده‌ای متغیر در فاصله‌ی  $h$  از  $x_i$  است (فاضلی و همکاران، ۱۳۸۹: ۲۵۳).

شرط استفاده از این تخمین گر این است که متغیر  $Z$  دارای توزیع نرمال باشد. کریجینگ بهترین تخمین گر خطی نا اریب است و عاری از خطای سیستماتیک می باشد، همچنین واریانس تخمین در آن نیز حداقل می باشد بنابراین:

$$E \left[ Z(x_i) - \sum_{i=1}^n \lambda_i Z^*(x_i) \right] = 0, \quad \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$$

که در رابطه فوق  $Z(x_i)$  مقدار مشاهده شده متغیر در نقطه  $i$ ام با مختصات معلوم،  $Z^*(x_i)$  مقدار تخمینی در همان نقطه  $i$ ام،  $\lambda_i$  وزن داده های مشاهده ای و  $E$ ، امید ریاضی است. بنابراین شرط نا اریبی کریجینگ بیانگر آن است که مجموع ضرایب وزنی تخمین باید مساوی واحد باشد. شرط دیگر در روش کریجینگ این است که واریانس تخمین باید حداقل باشد. اعمال این شرط به حل معادله ماتریسی زیر منتهی می شود:

$$AX = B \Rightarrow X = A^{-1}.B$$

که در این رابطه  $A$  ماتریس  $\gamma_{ij}$  (مقدار مدل نیم تغییرنا بین نمونه های  $i$  و  $j$ )،  $B$ ، ماتریس  $\gamma_{0i}$  (مقدار مدل نیم تغییرنا بین نقطه مجهول و نقاط نمونه  $i$ ) و  $X$ ، ماتریس ضرایب  $\lambda_i$  (مقدار نمونه  $i$ ام برای تخمین نقطه مجهول) می باشد (ثقفیان و همکاران، ۱۳۸۹: ۹۰).

معیارهای اعتبارسنجی روش های استفاده شده به شرح زیر می باشد:

معیارهای مختلفی برای اعتبارسنجی روش های درون یابی وجود دارد که یکی از مهمترین آن ها اعتبارسنجی تقاطعی می باشد که این پژوهش بر اساس این معیار انجام شده است. این روش به این صورت می باشد که برای هر یک از نقاط مشاهده ای به وسیله روش های درون یابی تخمینی انجام می شود و سپس مقدار تخمین زده شده با مقدار مشاهده ای مورد مقایسه قرار می گیرد مدلی که کمترین مقدار خطا را در تخمین داشته باشد به عنوان بهترین مدل شناخته می شود. روش های مختلفی برای مقایسه کردن مقادیر مشاهده ای و تخمین زده شده توسط مدل وجود دارد، از مهمترین آن ها که پژوهش حاضر به وسیله آن ها انجام شده می توان به:

۱-  $MAE$  یا میانگین قدر مطلق خطا که از طریق رابطه زیر محاسبه می شود:

$$MAE = \frac{1}{N_v} \sum_{i=1}^{N_v} [z(x_i) - \hat{z}(x_i)]$$

۲-  $MBE$  یا میانگین انحراف خطا که از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$MBE = \frac{1}{N_v} \sum_{i=1}^{N_v} [z(x_i) - \hat{z}(x_i)]$$

۳-  $RMSE$  یا ریشه دوم میانگین مربع خطا، که هر چقدر کمتر باشد نشانگر خطای کمتر مدل بوده که فرمول عمومی روش فوق به صورت زیر می باشد:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{N_v} (z(x_i) - \hat{z}(x_i))^2}$$

که در روابط فوق  $z(x_i)$  مقدار برآورد شده متغیر در  $x_i$ ،  $\hat{z}(x_i)$  مقدار مشاهده ای متغیر در  $x_i$ ،  $n$ ، تعداد نقاط با متغیر مشاهده ای می باشد (دی پیازا<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۱۱: ۴۰۲).

معیارهای  $MAE$  و  $MBE$  هر چقدر به صفر نزدیک تر باشد نشان دهنده دقت بیشتر روش می باشد.  $MAE$  همواره مثبت می باشد اما  $MBE$  که اختلاف بین میانگین مقادیر مشاهده ای و برآوردی را نشان می دهد می تواند مثبت و یا منفی

13. Mean Absolute Error(MAE)

14. Mean Bias Error(MBE)

15. Root Mean Square Error(RMSE)

16. Di piazza

باشد که اگر برآورد بیشتر صورت گرفته باشد مثبت و برعکس منفی خواهد شد. اگر هر دوی این معیارها برابر صفر باشند بیانگر این است که مدل انتخاب شده پارامتر مورد نظر را دقیق برآورد کرده است (ثقفیان و همکاران، ۱۳۸۹: ۴۰).

#### ۴- نمودار پراکندگی مقادیر مشاهده‌ای و برآوردی

در این نوع مقایسه نمودار مقادیر مشاهده‌ای در مقابل مقادیر برآوردی رسم می‌شود. هر چقدر پراکنش مقادیر به خط ۴۵ درجه نزدیک تر باشد، نشانگر برآورد دقیق تر روش می‌باشد. اگر مقادیر مشاهده‌ای کاملاً برابر مقادیر برآوردی باشد، نقاط دقیقاً روی خط ۴۵ درجه قرار می‌گیرند. پراکندگی نقاط در اطراف این خط نشان‌دهنده تفاوت بیشتر مقادیر برآوردی با مشاهده‌ای می‌باشد. برای کمی کردن این نمودار می‌توان ضریب همبستگی مقادیر مشاهده‌ای با برآوردی را باهم مقایسه کرد. لیکن این ضریب به تنهایی نمی‌تواند روش برتر را شناسایی نماید. از طرف دیگر اگر تجمع نقاط در زیر خط ۴۵ درجه باشد و محور  $X$  ها مقادیر مشاهده‌ای باشد نشان‌دهنده این است که روش مقادیر را دست پایین برآورد نموده است و بالعکس (ثقفیان و همکاران، ۱۳۸۹: ۴۰).

نتایج حاصل از بررسی روش‌های مختلف میانه یابی جهت پهنه بندی سطح ایستایی دشت اردبیل به شرح زیر می‌باشد:  
روش عکس فاصله وزنی IDW :

جهت کاهش دادن و به حداقل رساندن میزان خطای تخمینی توسط این روش باید مقدار توان فاصله و حداقل و حداکثر تعداد نقاط همسایگی بهینه‌سازی شوند. بهترین توان فاصله جهت پهنه بندی عمق آب‌های زیرزمینی دشت اردبیل ۱ انتخاب گردید که توسط اعتبارسنجی تقاطعی بهینه‌ترین توان فاصله شناخته شد. از حداقل ۲ و حداکثر ۱۵ نقاط همسایگی که بر اساس اعتبارسنجی تقاطعی دارای کمترین خطا بین سایر نقاط بودند و توسط بیضوی ۴ قاپی متقاطع تحت پوشش قرار داشتند جهت پهنه بندی استفاده گردید. مقدار خطای RMSE و ME این روش در برآورد عمق آب‌های زیرزمینی دشت اردبیل به ترتیب برابر با ۹/۲۸ و ۰/۲۴ می‌باشد (شکل ۸).

#### روش توابع شعاعی RBF ها

در روش توابع شعاعی از مدل‌های پنج‌گانه ی این روش که خانواده اسپیلاین ها را در بر می‌گیرد استفاده گردید و در نهایت مدلی که نسبت به سایر مدل‌ها دارای خطای برآوردی کمتری بود توسط اعتبارسنجی متقاطع انتخاب گردید (جدول ۲). تحلیل نتایج اعتبارسنجی تقاطعی نشان داد که مدل Completely Regularized spline در بین سایر روش‌ها دارای کمترین میزان خطای تخمین می‌باشد و لذا از این روش جهت پژوهش مورد نظر استفاده گردید. جهت انجام این مدل از مقدار ۰/۰۰۰۴۷۳۱۴۵ برای هموارسازی مدل که مهمترین پارامتر در روش توابع شعاعی جهت پهنه بندی و به حداقل رساندن خطای تخمین می‌باشد و از تعداد حداقل ۵ و حداکثر ۱۵ نقاط همسایگی با بیضوی چهار قاپی که نقاط همسایگی را تحت پوشش قرار می‌دادند برای پهنه بندی عمق آب‌های زیرزمینی دشت اردبیل استفاده گردید. مقدار خطای تخمینی RMSE و ME این روش به ترتیب برابر با ۷/۹۹ و ۰/۷۱ می‌باشد (شکل ۸).

جدول ۲- مقدار خطاهای RMSE و ME روش‌های مختلف RBF ها

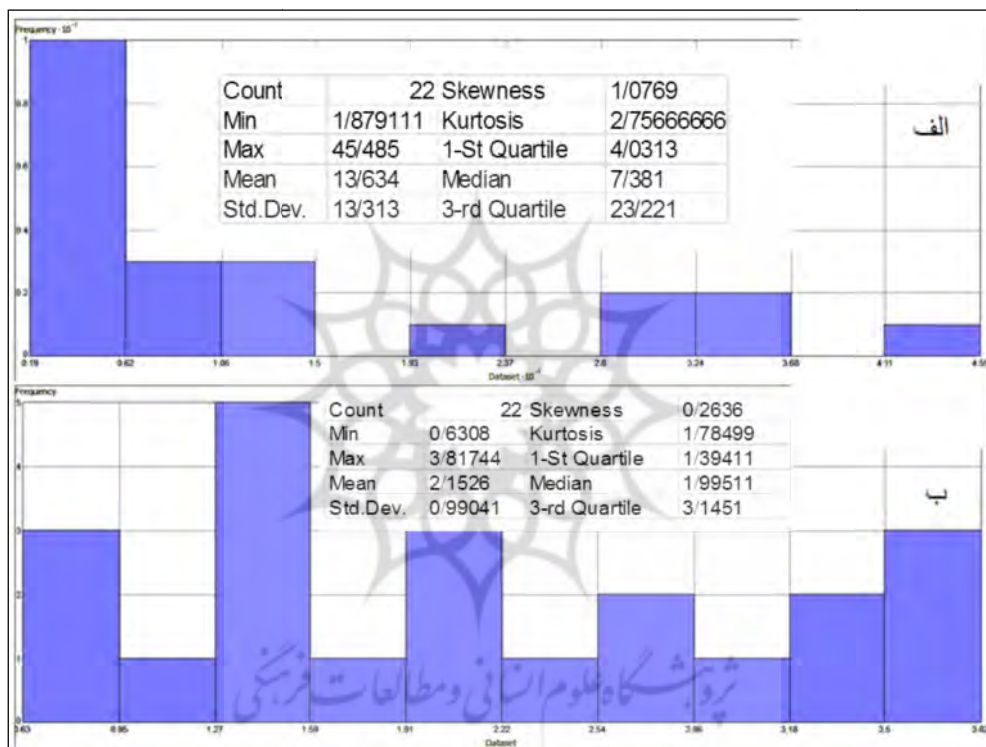
روش	RMSE	ME
Completely Regularized spline	۷/۹۹	۰/۷۱
Spline with tension	۸/۶۲	۰/۶۶
Multiquadric	۸/۲۱	۰/۷۷
Inverse Multiquadric	۸/۰۸	۰/۷۷
Thin plate Spline	۸/۶۴	۰/۷۱

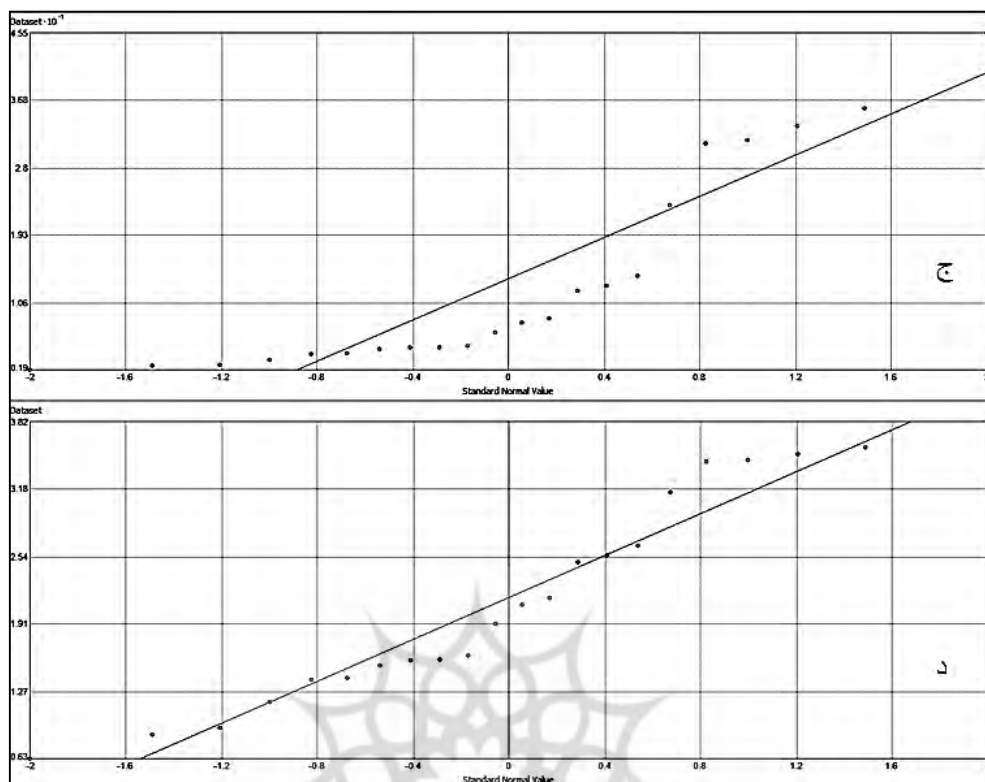
## روش کریجینگ

شرط لازم جهت استفاده از این روش نرمال بودن داده ها یا حداقل نزدیک بودن توزیع داده ها به نرمال می باشد. و لذا به دلیل نرمال نبودن داده های مورد استفاده از روش Log Normal جهت نزدیک ساختن توزیع داده ها به توزیع نرمال استفاده گردید (شکل ۶). تبدیل گر log normal در حقیقت نمونه ای از تبدیل گر Box-Cox زمانی که  $\lambda = a$  باشد، است. معادله این تبدیل گر به صورت زیر می باشد :

$$Y(s) = \ln(Z(s))$$

این تبدیل گر برای  $Z(s) > 0$  معتبر است که  $Z(s)$  داده های مشاهده ای و  $\ln$  لگاریتم طبیعی می باشد. شکل ۲ نمودار هیستوگرام و QQplot داده ها قبل و بعد از تبدیل داده ها به log normal را نشان می دهد.

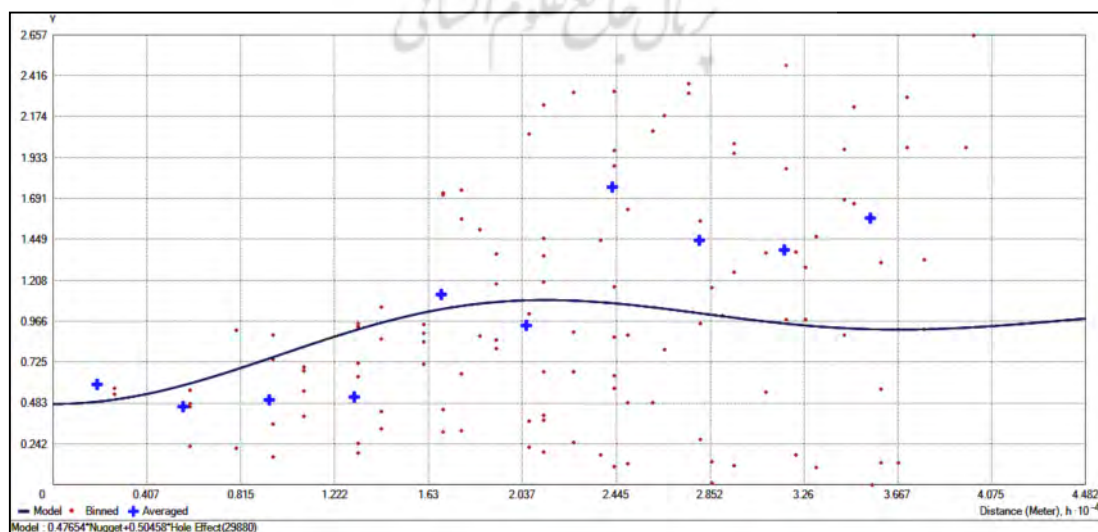




شکل ۶: الف و ب هیستوگرام فراوانی داده‌ها به ترتیب قبل و بعد از تبدیل به log normal، ج و د نمودار

log normal به تبدیل به QQplot نرمال به ترتیب قبل و بعد از تبدیل

یکی از پارامترهای مهم جهت پهنه بندی توسط روش کریجینگ نیم تغییر نما و بهینه‌ترین مدل تئوریک برآزش داده شده به آن می‌باشد، که از نیم تغییر نمای بدون جهت به عنوان نیم تغییر نمای راستاهای مختلف و از مدل تئوریک Hole Effect که بهترین برآزش را با نیم تغییر نما داشت و دارای کمترین میزان خطا بین سایر مدل‌ها بود توسط آنالیز اعتبارسنجی مقاطع استفاده گردید. شکل شماره ۷ نیم تغییر نمای محاسبه شده روش کریجینگ با مدل تئوریک برآزش داده شده به آن و جدول شماره ۳ میزان خطاهای مدل‌های تئوریک مختلف استفاده شده در روش کریجینگ را نشان می‌دهد.

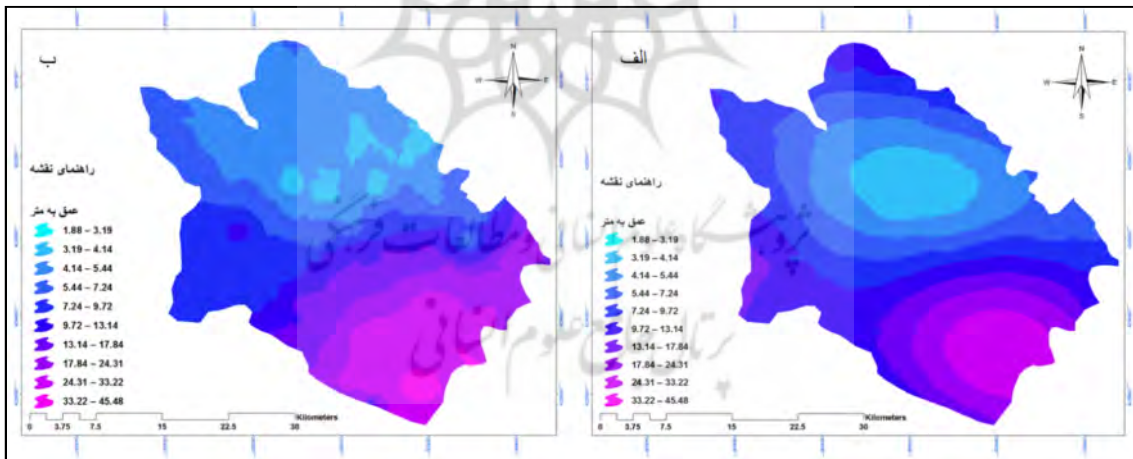


شکل ۷: منحنی نیم تغییرنمای محاسبه شده روش کریجینگ با مدل نظری برآزش داده شده به آن

جدول ۳- میزان خطاهای مدل های نظری مختلف در روش کریجینگ

مدل	MBE	RMSE	MSE <sup>۳</sup>	RMSS <sup>۲</sup>	ASE <sup>۱</sup>
Gaussian	۱/۰۶	۹/۳۷	۰/۱۵	۰/۴۸	۱۷/۶۶
Exponential	۱/۳۵	۹/۷۵	۰/۱۵	۰/۴۹	۱۹/۱۲
Pentaspherical	۰/۹۶	۹/۶۶	۰/۱۵	۰/۴۸	۱۸/۴۶
Tetraspherical	۰/۹۵	۹/۶۳	۰/۱۵	۰/۴۸	۱۸/۴۳
Spherical	۰/۹۰	۹/۶۲	۰/۱۵	۰/۴۸	۱۸/۲۴
Circular	۰/۷۴	۹/۶۸	۰/۱۴	۰/۴۹	۱۷/۷۸
Rational Quadratic	-۰/۰۰۲	۱۳/۰۰۶	-۰/۰۰۰۳	۰/۷۸	۱۶/۷۳
Hole Effect	۱/۵۳	۸/۷۱	۰/۱۵	۰/۵۱	۱۷/۲۰
K-Bessel	۱/۱۵	۹/۴۳	۰/۱۵	۰/۴۸	۱۷/۷۵
J-Bessel	-۰/۰۰۷	۱۳/۰۰۶	-۰/۰۰۰۴۴	۰/۷۸	۱۶/۷۱
Stable	۱/۰۶	۹/۳۷	۰/۱۵	۰/۴۸	۱۷/۶۶

مقدار گام مکانی ۳۷۳۵/۰۴۵۱۲ با تعداد ۱۲ گام که از اندازه گیری متوسط فاصله بین تمام نقاط همسایگی حاصل گردید جهت برازش به نیم تغییر نما استفاده شد. مقدار خطای RMSE و ME این روش در پهنه بندی عمق آب های زیرزمینی دشت اردبیل به ترتیب برابر با ۸/۷۱ و ۱/۵۳ می باشد (شکل ۸).

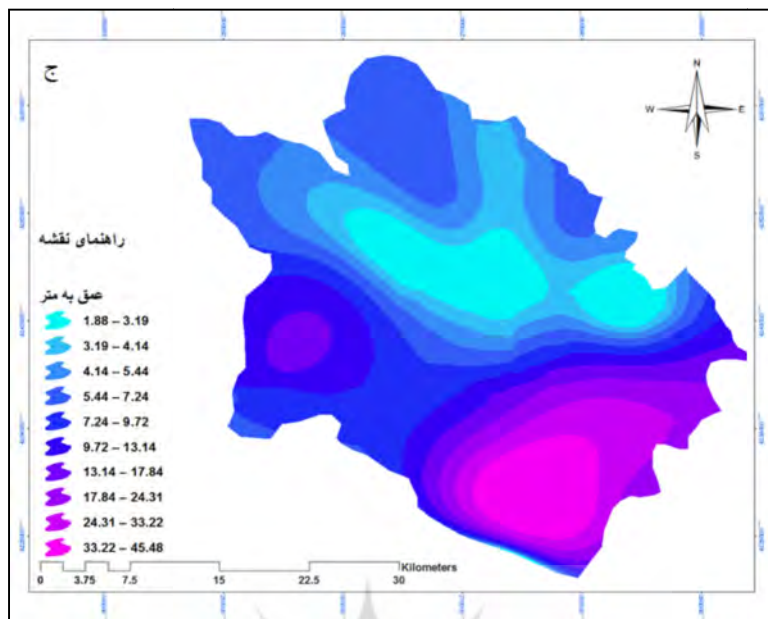


16. Average Standard Error

17. Root Mean Square Standardized

18. Mean Standardized

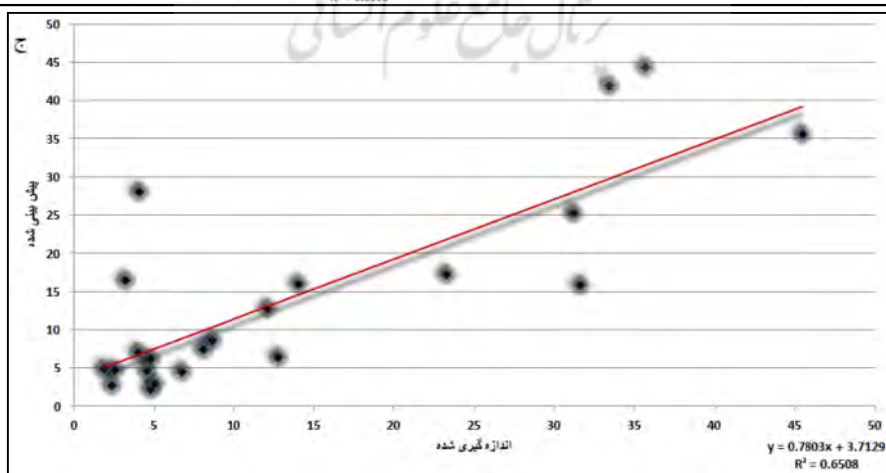
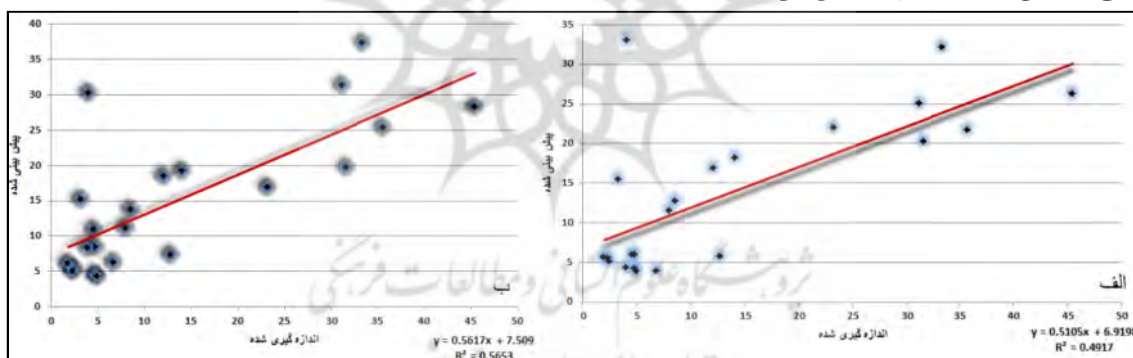




شکل ۸: نقشه برآورد ۲۸ ساله عمق آب‌های زیرزمینی دشت اردبیل به وسیله سه روش الف: کریجینگ، ب: IDW، ج:

Completely Regularized spline

شکل ۹ نمودار پراکندگی مقادیر برآوردی و مشاهده‌ای، همچنین ضرایب تعیین روش‌های استفاده‌شده جهت تخمین سطح ایستابی دشت اردبیل را نشان می‌دهد.



شکل ۹: نمودار پراکندگی مقادیر برآوردی و مشاهده‌ای سه روش الف IDW، ب: کریجینگ، ج: Completely

Regularized spline

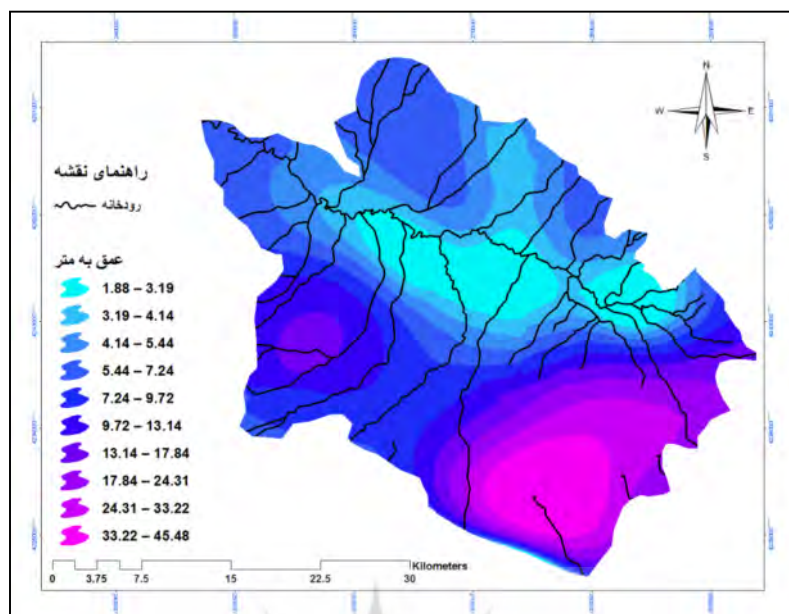
در جدول شماره ۴ مقادیر خطاها و همبستگی بین مقادیر برآوردی و مشاهده‌ای در هر یک از روش‌های استفاده‌شده جهت تخمین عمق آب‌های زیرزمینی دشت اردبیل نشان داده شده است.

جدول ۴: میزان خطاها و همبستگی بین مقادیر برآوردی و مشاهده‌ای هر یک از روش‌ها

روش	MBE	RMSE	
IDW	۰/۲۴	۹/۲۸	۰/۴۹
Completely Regularized spline	۰/۷۱	۷/۹۹	۰/۶۵
کریجینگ	۱/۵۳	۸/۷۱	۰/۵۶

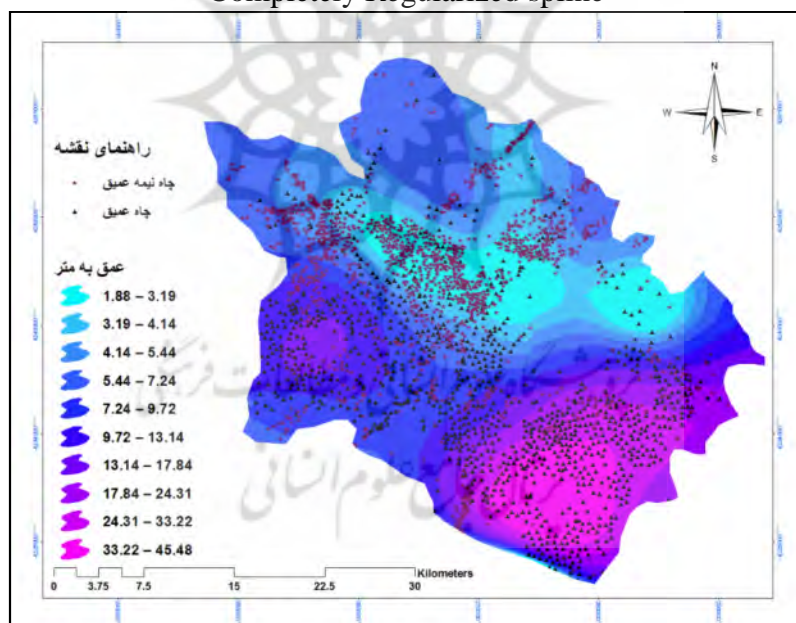
### نتیجه‌گیری

پژوهش حاضر به منظور مقایسه مدل های مختلف جبری و زمین آماری در پهنه بندی عمق آب‌های زیرزمینی در سطح دشت اردبیل صورت گرفته است. در پژوهش انجام شده از مدل های IDW و مجموعه روش‌های RBF ها به عنوان نماینده مدل های جبری و از کریجینگ به عنوان نماینده مدل های زمین آماری استفاده شده است. نتایج نشان می‌دهد از بین روش‌های استفاده‌شده، روش توابع شعاعی با مدل Completely Regularized spline توانست با مقدار خطای RMSE و MBE به ترتیب برابر با ۷/۹۹ و ۰/۷۱ بهترین پهنه بندی را انجام داده و بالاترین دقت را نسبت به سایر روش‌ها داشته باشد؛ که مقدار ضریب همبستگی بین مقادیر برآوردی و مشاهده‌ای این روش برابر با ۰/۶۵ بوده و نسبت به روش‌های استفاده‌شده دارای بیشترین مقدار همبستگی و بهترین عملکرد می‌باشد. پهنه بندی صورت گرفته نشان از پایین بودن عمق آب‌های زیرزمینی در بخش‌های جنوب شرقی و غربی دشت اردبیل داشته و بالاترین سطح آب‌های زیرزمینی هم در بخش‌های مرکزی، شمال غربی و شرقی دشت متمرکز است. مقایسه پهنه بندی انجام شده با نقشه شبکه آبراهه‌ها، چاه‌های عمیق و نیمه عمیق، نقشه کاربری اراضی و میانگین عمق ۲۸ ساله مشاهده‌ای چاه‌های مورد مطالعه دشت اردبیل نشان از دقت بالای پهنه بندی صورت گرفته دارد، چرا که بیشترین حلقه چاه‌های عمیق حفر شده در سطح دشت اردبیل در بخش‌های جنوب شرقی و غربی دشت بوده و کمترین تمرکز شبکه آبراهه‌ها در سطح دشت نیز منوط به این بخش‌ها است؛ همچنین عمده کاربری اراضی این مناطق نیز کشاورزی بوده که دلیل قاطعی بر افت سطح آب‌های زیرزمینی و پایین بودن عمق آن به دلیل برداشت‌های بی‌رویه از آب‌های زیرزمینی در بخش‌های ذکر شده می‌باشد. اما تمرکز بیشتر شبکه آبراهه‌ها در بخش مرکزی، شمال غربی و شرقی منطقه و کم بودن تعداد چاه‌های عمیق در این منطقه باعث تغذیه بهتر آب‌های زیرزمینی شده و از طرفی برداشت صورت گرفته نیز موازی با تغذیه آب‌های زیرزمینی بوده و لذا دلیل بالا بودن عمق آب‌های زیرزمینی در این بخش‌ها است که نتایج حاصل شده با میانگین عمق ۲۸ ساله مشاهده‌ای چاه‌های مورد مطالعه نیز کاملاً هم‌سو می‌باشد. شکل ۱۰ و ۱۱ به ترتیب نقشه شبکه آبراهه‌ها و چاه‌های عمیق نیمه عمیق دشت اردبیل با پهنه بندی صورت گرفته توسط روش Completely Regularized spline را نشان می‌دهد.



شکل ۱۰: نقشه شبکه آبراهه‌های منطقه مورد مطالعه و پهنه بندی عمق آب‌های زیرزمینی دشت اردبیل به وسیله روش

Completely Regularized spline



شکل ۱۱: نقشه چاه‌های عمیق و نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه و پهنه بندی عمق آب‌های زیرزمینی دشت اردبیل به

وسیله روش Completely Regularized spline

تحلیل‌ها حاکی از خطرناک بودن وضعیت آب‌های زیرزمینی در بخش‌های جنوب شرقی دشت اردبیل دارد؛ به دلیل تمرکز بی‌رویه چاه‌های عمیق و نیمه عمیق در این منطقه و برداشت بسیار زیاد نسبت به تغذیه آن باعث افت بسیار شدید سطح آب‌های زیرزمینی در این منطقه شده که می‌تواند تبعات بسیار بدی همچون خشک شدن سفره آب‌های زیرزمینی و نشست شدید زمین را در این مناطق به دنبال داشته باشد؛ که به عنوان یک فاجعه خطرناک برای دشت اردبیل محسوب می‌شود، به همین دلیل باید نسبت به کنترل حفر حلقه چاه‌ها و برداشت‌های بی‌رویه از آب‌های زیرزمینی اقدامات لازم صورت بگیرد تا در وضعیت سطح آب‌های زیرزمینی در این بخش‌ها بهبودی حاصل شده و سطح آب‌های زیرزمینی در این مناطق با تغذیه بهتر و برداشت متناسب با آن در عمق کمتری نسبت به سطح زمین توزیع شوند.

## منابع

- Azad Torabi, M. Siah sarani, A. Eftekhary, R., 2010, *A comprehensive training geostatistical analysis software Arc Gis, Geographical Organization of the Armed Forces, Tehran.*
- Bhat, S., Motz, L., Pathak, C., and Kuebler, L., 2012, *Designing a Groundwater-Level Monitoring Network Using Geostatistics: A Case Study for South and Central Florida, USA. World Environmental and Water Resources Congress 2012, pp 48-58.*
- Chung, J.-w. And Rogers, J. D., 2012, *Interpolations of Groundwater Table Elevation in Dissected Uplands. Ground Water, 50, pp 598-607.*
- Di Piazza, F. Lo Conti, L.V. Noto, F. Viola, G. La Loggia., 2011, *Comparative analysis of different techniques for spatial interpolation of rainfall data to create a serially complete monthly time series of precipitation for Sicily, Italy, International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation 13, pp 396-408.*
- Dehghani, A. Asgari, M. Mosaedi, A., 2009, *Compared three methods of artificial neural networks, fuzzy inference system - the neural adaptive and geostatistical interpolation groundwater level in the (case study Qazvin plain), Agricultural Sciences and Natural Resources, No. 71, pp. 531-517.*
- E.A. Varouchakis, D.T. Hristopulos., 2013, *Comparison of stochastic and deterministic methods for mapping groundwater level spatial variability in sparsely monitored basins, Environmental Monitoring and Assessment, Volume 185, Issue 1, pp 1-19.*
- 7.Fazeli , M. Sharfa, M. Sarmadian, F., 2010, *Interpolation and Zoning permanent wilting point and field capacity moisture content, Journal of Irrigation and Drainage, Issue 2, Volume 4, Fall 2010, pp. 251-262.*
- Faraj Zadeh , M., 2010, *Principles of Geographic Information System, selected publications, Tehran.*
- Gail P. Carter, Robert J. Miskewitz, Sastry Isukapalli, Yuri Mun, Vikram Vyas, Sungwon Yoon, Panos Georgeopoulos, Christopher G. Uchrin., 2011, *Comparison of kriging and cokriging for the geostatistical estimation of specific capacity in the Newark Basin (NJ) aquifer system, Journal of Environmental Science and Health, Part A: Toxic/Hazardous Substances and Environmental Engineering, Volume 46, Issue 4, pp 371-377.*
- 10 .Ghamshiu, M., 2010 , *Evaluation of groundwater quantity and quality Mnabh Semnan plain land use statistics, master's thesis, Semnan University, College of the Desert, 151 pages.*
- 11.HoseinAli Zadeh , M. Jaghubi, A., 2010, *Temporal and spatial variation of groundwater table level using the statistics of Watershed Science and Engineering , fourth year , No. 10 , pp. 67-63.*
- 12. (<http://arww.ir>).
- 13. Leila Nikroo, Mazda Kompani-zara, Ali Reza sepaskhah, Seyed Rashid Fallah shamsi., 2010, *Groundwater depth and elevation interpolation by kriging methods in Mohr Basin of Fars province in Iran, Environmental Monitoring and Assessment, Volume 166, Issue 1-4, pp 387-407.*
- 14 .Movahedi, S. Soltanian, M., 2011, *GIS and Climatology, Volume I, Publications inquiry, Isfahan.*
- 15. Mohammadi, S. Salajeqe, A. Mahdavy, M. Bagheri, R., 2012, *Spatial and temporal variation using geostatistics for Kerman plain water (over a 10 year period, from 1996 to 2006), Range and Desert Research of Iran, Volume 19, Issue 1, Pages 71-60.*
- 16. Madadi, A., 2006, *Development of the North West Plains cumulative Ardabil, geographic area, number 16, pages 124-107.*

- 17. Nicolaos Theodossiou, Pericles Latinopoulos., 2006, *Evaluation and optimisation of groundwater observation networks using the Kriging methodology*, *Environmental Modelling & Software* 21, pp 991-1000.
- 18. Seyed Hamid Ahmadi, Abbas sedghamiz., 2007, *Geostatistical Analysis of Spatial and Temporal Variations of Groundwater Level*, *Environmental Monitoring and Assessment*, Volume 129, Issue 1-3, pp 277-294.
- 19. Saghafian, B. Danesh kar arasteh, P. Rahimi Bandarabadi, S. Fattahi, E. Mohammadzadeh, M., 2010, *Draft Guide climatic factors using methods of spatial distribution data point*, Ministry of Energy and Water Affairs Office Bfa engineering and technical standards for water and Bfa, Bulletin No. 368 - A,.
- 20. Tayfun cay, Mevlut uyan., 2009, *Spatial and Temporal Groundwater Level Variation Geostatistical Modeling in the City of Konya, Turkey*, *Water Environment Research*, Vol. 81, No. 12., pp 2460-2470.
- 21. Tabatabaei, S.H. Ghazali, M., 2011, *Evaluated the accuracy of interpolation methods in estimating groundwater table level (Case Study: Farsan aquifer - Jynqan and White Plains)*, *Science and Technology of Agriculture and Natural Resources, Soil and Water Science*, Year 15, No. 57, pp. 22 -11.
- 22. vijay kumar and Remadevi., 2006, *kriging of groundwater levels – A case study*, *Journal of Spatial Hydrology* Vol.6, No.1, pp 81-94.
- 23. Yue Sun, Shaozhong Kang, Fusheng Li, Lu Zhang., 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, pp 1163–1170.
- 24. Zhang, Hua., 2009, *Geostatistical Analysis of Spatial and Temporal Variations of Groundwater Depth in Shule River*, *Information Engineering*, 2009. ICIE '09. WASE International Conference on, pp 453 – 457.