نشریه آبیاری و زهکشی ایران
شماره2، جلد 11، خرداد - تیر 1396، ص. 201-192

Iranian Journal of Irrigation and Drainage
No. 2, Vol. 11, Jun.-Jul. 2017, p. 192-201

بررسی تغییرات مکانی و زمانی سطح ایستابی کم‌عمق با استفاده از روش‌های قطعی و زمین آمار (مطالعه موردی: اراضی دشت ناز ساری)

جمال عباس پلنگی[1]، محمدعلی غلامی سفیدکوهی[2*] و مریم عبدی مفتی کلائی[3]

تاریخ دریافت: 1395/4/12 تاریخ پذیرش: 1396/1/27

چکیده

تغییرات سطح آب ایستابی کم‌عمق از عوامل مهم و تاثیرگذار در مطالعه و مدیریت منابع آب زیرزمینی بویژه در مسائل کشاورزی و زهکشی می‌باشد. در عمل به دلیل کمبود تعداد نقاط برداشت و کمبود تعداد قرائت، در اثر مشکلات مالی و فنی، دسترسی به این اطلاعات محدود می‌باشد. بنابراین تخمین سطح آب در نقاط مشخص براساس اطلاعات نقاط همجوار از جایگاه ویژه‌ای در مطالعات منابع آب زیرسطحی برخوردار است. در این پژوهش دقت روش‌های قطعی و زمین آمار جهت تعیین مناسب‌ترین روش برای تعیین تغییرات مکانی و زمانی سطح ایستابی کم‌عمق در سطح 1700 هکتار از اراضی شرکت سهامی زراعی دشت ناز ساری در 81 چاهک مشاهداتی با شبکه منظم 500 در 500 متر، مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد، از بین روش‌های قطعی، روش وزن دهی‌عکس فاصله و توابع پایه شعاعی با جذر میانگین مربعات به مقدار 54 تا 55/9 سانتی‌متر، میانگین خطای مطلق 42/1 تا 45 درصد و ضریب همبستگی به میزان 21/0 و 0/27 ، برای داده‌های 15 فروردین و 21 دی از دقت بهتری نسبت به سایر روش‌ها برخوردار می‌باشد. روش کریجینگ با مدل نیم‌تغییرنمای گوسی نیز از دقت کمی بهتر از روش‌های قطعی می‌باشد. با توجه به تغییرات مکانی زیاد سطح ایستابی بدلیل مشکل موضعی زهکشی در این اراضی روش‌های قطعی و روش کریجینگ از دقت لازم برخوردار نمی‌باشند. برای قرائت سطح ایستابی در تاریخ 21 دی و 15 فروردین، روش کوکریجینگ (با متغیر کمکی سطح آب در نوبت قبلی) با جذر میانگین مربعات 7/26 و 34 سانتی‌متر و میانگین خطای مطلق 17 و 24 سانتی‌متر و ضریب همبستگی 83/0 و 0/75 از دقت بیش‌تری برخوردار می‌باشند. مدل نیم تغییرنما K-Bessel نیز از قوی‌ترین ساختار مکانی برخوردار است. در شرایطی که تغییرات سطح آب زیاد باشد، روش زمین‌آمار کوکریجینگ با کمک یک متغیر کمکی تاثیر قابل ملاحظه‌ای در افزایش دقت توزیع مکانی سطح ایستابی کم عمق دارد و منجر به کاهش 37 و 50 درصدی مقدار جذر میانگین مربعات و کاهش 44 و 59 درصدی میانگین خطای مطلق گردید.

واژه‌های کلیدی: درون‌یابی، کوکریجینگ، نیم تغییرنما

مقدمه

در مطالعات آب‌های زیرزمینی، سطح ایستابی عمیق‌تر از 3 متر اهمیت دارد در حالی‌که از دیدگاه کشاورزی و زهکشی، سطح ایستابی کم‌تر از 3 متر مورد توجه است. در طول فصل رشد، وجود سطح ایستابی کم‌عمق (5/0 تا 3 متر) در ناحیه توسعه ریشه گیاهان، در تامین بخشی از نیاز آبی آن‌ها مهم می‌باشد (Calzolari and Ungaro., 2012). در اقلیم‌های خشک و نیمه‌خشک، مشارکت آب زیرزمینی بر نیاز تبخیر و تعرق گیاه می‌تواند احتیاجات آبی گیاه را بدون ایجاد اثر منفی بر محصول، کاهش داده و حتی در برخی شرایط بطور کامل برطرف کند. در نتیجه مقدار آب جذب شده از خاک و همچنین دور و عمق آبیاری مورد نیاز آن کاهش می‌یابد (قمرنیا و فرمانی فرد، 1392).

اما در حالتی که سطح ایستابی، در عمق کمی قرار داشته باشد، اثر منفی بر روی گیاه خواهد داشت و حتی سبب تخریب اراضی نیز می‌شود (Nosetto et al., 2009؛ حمزه و همکارن، 1393). زمانی که سطح ایستابی خیلی کم‌عمق است، ماندابی و زهدار بودن خاک، رشد ریشه گیاهانی مانند گندم را محدود کرده و باعث کاهش غلظت و مقدار اکسیژن خاک می‌شود (قمرنیا و فرمانی فرد، 1392). بالا بودن سطح ایستابی کم‌عمق علاوه بر تاثیر بر رشد گیاهان، منجر به محدود

1-دانشجوی دوره دکتری آبیاری و زهکشی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری. مازندران
2-استادیار گروه مهندسی آب دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری
3- دانشجوی کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری. مازندران
(*-نویسنده مسئول: (Email:ma.gholami@sanru.ac.ir

شدن فعالیت ماشین آلات کشاورزی جهت برداشت محصولات، در انتهای فصل مرطوب نیز خواهد شد. بنابراین سطح ایستابی کم عمق مناطق بحرانی مورد نیاز به نصب سیستم زهکشی سطحی یا زیرزمینی را مشخص می‌نماید (Ritzema., 1994). بر اساس گزارش مانزیونه و همکاران (Manzione et al.,2010) سطح ایستابی کم-تر از 0/5 متر جز مناطق بحرانی برای گیاهان محسوب می‌شوند.

از طرفی وضعیت تغییرات مکانی و زمانی سطح ایستابی کم‌عمق هنوز به‌طور کامل شناخته شده نیست (Lyon et al., 2006). سطح ایستابی کم عمق، به‌ویژه در مناطق مرطوب از نظر زمانی و مکانی بسیار متغیر می‌باشد. این تغییرپذیری مشکلاتی را از نظر پیش‌بینی واکنش سطح ایستابی نسبت به بارندگی و تعیین مناطق اشباع در هنگام افزایش سطح آب، ایجاد می‌نماید (Lyon et al., 2006).

اطلاع از توزیع مکانی سطح آب زیرزمینی و به تبع آن پیش‌بینی سطح ایستابی کم‌عمق در بسیاری از مسائل مهندسی، مطالعات هیدرولوژیکی، هیدروژئولوژی، کشاورزی و به‌ویژه در مسائل زهکشی از اهمیت بالایی برخوردار است. امروزه استفاده از روش‌های درون‌یابی در بسیاری از مسائل علوم آب کاربرد دارد (زاهدی‌فر و همکاران، 1392). رواج استفاده از سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی به استفاده گسترده‌تر از این روش‌ها کمک کرده است، زیرا امکان استفاده از این روش‌ها در بسیاری از نرم افزارهای GIS نظیر ArcGIS وجود دارد و می‌توان با استفاده از این روش‌ها و با دقت مناسب نقشه‌ها را ترسیم کرد.

درون‌یابی روش برآورد ارزش پدیده‌ها در مکان‌های نمونه برداری نشده با استفاده از مقادیر معلوم در نقاط همسایه است. میزان صحت نتایج درون‌یابی به دقت مکانی، تعداد و توزیع نقاط معلوم و مدل مورد استفاده بستگی دارد. روش‌های درون‌یابی به دو دسته روش‌های قطعی[1] و زمین آمار[2] تقسیم می‌شوند. روش‌های قطعی بر نقاط اندازه-گیری شده متکی است و برای درون‌یابی از توابع ریاضی استفاده می-کند. این روش فرض می‌کند که تخمین پدیده مورد نظر قطعی انجام می‌شود و با خطا مواجه نیست. وزن‌دهی عکس فاصله[3]، چند جمله‌ای عام[4]، توابع پایه شعاعی[5] و چند جمله‌ای موضعی[6] از مهم‌ترین انواع درون‌یابی قطعی هستند (قهروردی تالی، 1389؛ زهتابیان و همکاران، 1389).

در زمین آمار می‌توان بین مقادیر یک کمیت در جامعه نمونه‌ها و فاصله و جهت قرار گرفتن نمونه‌ها نسبت به هم ارتباط برقرار کرد. در آمار کلاسیک فرض می‌شود که تغییرپذیری یک متغیر تصادفی است، در صورتی که در زمین آمار بخشی از آن تصادفی و بخش دیگر آن دارای ساختار و تابع فاصله و جهت می‌باشد. روش کریجینگ یک روش تخمین زمین آماری است که بر منطق میانگین متحرک وزن‌دار استوار می‌باشد. می‌توان گفت این روش، بهترین تخمین‌گر خطی نااریب است (حسنی پاک، 1386).

سالارجزی و همکاران (1388) روش‌های کریجینگ و کوکریجینگ را برای محاسبه تراز سطح آب زیرزمینی در سطح دشت میان‌آب به کار بردند. نتایج حاصل بیانگر این بود که هر دو روش، تراز سطح آب زیرزمینی را در حالت نقطه‌ای بیش‌تر از مقدار واقعی برآورد می‌کند. محمدی و همکاران (1391)، تغییرات مکانی و زمانی سطح آب زیرزمینی دشت کرمان را در یک دوره آماری ده ساله و با استفاده ازتکنیک‌های مختلف زمین آمار، بررسی کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که نیم‌تغییرنما مدل گوسی به عنوان بهترین مدل برازش شده به ساختار فضایی داده‌ها و روش عکس فاصله بهترین روش میان‌یابی عامل سطح آب می‌باشد. همچنین بررسی‌ها نشان داد که روش کوکریجینگ نیز نتایج قابل قبولی را ارایه می‌دهد.

تحقیقات طباطبایی و غزالی (1390) برای ارزیابی 12 روش درون‌یابی جهت تخمین سطح آب زیرزمینی در دشت‌های فارسان-جونقان و سفیددشت نیز نشان می‌دهد که توان‌دهی عکس فاصله و اصلاح شده شپارد به ترتیب بهترین روش‌ها می‌باشند. بررسی سان و همکاران بر روی تغییرات مکانی 48 چاهک نشان داده که روش کریجینگ ساده[7] نسبت به کریجینگ معمولی و عام و روش وزن‌دهی عکس فاصله و توابع پایه شعاعی روش بهینه میان‌یابی عمق آب زیرزمینی در این منطقه می‌باشد (Sun et al., 2009). نتایج بررسی پیری و بامری (1393) نشان داد که روش کریجینگ معمولی با نیم-تغییرنما گوسی در مقایسه با سایر روش‌های قطعی و زمین‌آمار، برای برآورد عمق سطح ایستابی آب زیرزمینی دشت سیرجان دقت بیش-تری دارد. بررسی اولیه توسط هوشنگی (1393) بر روی شبکه پایش آب زیرزمینی حاکی از آن است که این شبکه‌ها نمی‌توانند پاسخ‌گوی استفاده مستقیم آن‌ها در درون‌یابی باشند، بنابراین با استفاده‌ی مستقیم از داده‌های این شبکه‌ها در روش‌های درون‌یابی، خطای پهنه‌بندی زیاد می‌گردد. نتایج نشان می‌دهد که اجرا و بهره‌گیری صحیح از هر روش، نیازمند بهینه کردن پارامترهای آن می‌باشد که موجب همگرایی 20-8 درصدی نتایج روش‌های مختلف می‌گردد. لیون و همکاران، از کریجینگ نشانگر برای تعیین تغییرات مکانی و زمانی سطح ایستابی کم‌عمق استفاده نمودند (Lyon et al., 2006).

وروشاکیس و هریستوپلاس نشان دادند که در حوضه‌هایی که تعداد نمونه (نقاط اندازه‌گیری) آن‌ها کم است، روش کریجینگ

1 - Deterministic
2 - Geostatistics
3 - Inverse Distance Weighting (IDW)
4 - Global Polynomial (GP)
5 - Radial Basis Functions (RBF)
6 - Local Polynomial(LP)

7 - Simple kriging

معمولی در مقایسه با روش‌های قطعی نتایج دقیق‌تر و خطوط کنتور هموارتر برای تهیه نقشه تغییرات فضایی سطح آب زیرزمینی فراهم می‌کنند(Varouchakis and Hristopulos., 2013). وروشاکیس و همکاران نشان دادند که در این حوضه‌ها انواع روش‌های کریجینگ نتایج دقیق‌تری برای تعیین مناطق ریسک سطح آب زیرزمینی فراهم می‌کنند(Varouchakis et al., 2016).

سیو و همکاران نیز نشان دادند که روش کریجینگ ساده در محیط ArcGIS بهترین روش برای آنالیز مکانی و زمانی سطح آب زیرزمینی در شمال چین می‌باشد. علاوه بر این فعالیت‌های انسانی منجر به افزایش اثر قطعه‌ای و کاهش همبستگی مکانی داده‌ها شد(Xiao et al., 2016).

در سال‌های اخیر اراضی شرکت دشت ناز ساری دچار مشکلات افزایش سطح آب زیرزمینی کم عمق بصورت لکه‌ای شده‌اند به‌طوری‌که منجر به کاهش محصول شده است. از طرفی تاکنون پژوهش‌های معدودی در خصوص بررسی تغییرات مکانی سطح ایستابی کم‌عمق صورت گرفته است، بنابراین این پژوهش به منظور ارزیابی و تحلیل دقت روش‌های درون‌یابی زمین‌آمار و قطعی، جهت بررسی تغییرات مکانی سطح ایستابی کم‌عمق در اراضی کشاورزی دشت ناز ساری و انتخاب مناسب‌ترین روش برای پهنه‌بندی و بررسی تغییرات زمانی سطح آب زیرزمینی کم‌عمق در محدوده مورد پژوهش، انجام گردید.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

شرکت زراعی دشت ناز در 16 کیلومتری شمال‌شرقی شهرستان ساری واقع شده است. اراضی این شرکت با وسعت تقریبی 3100 هکتار با موقعیت جغرافیایی 53 درجه و 11 دقیقه طول شرقی و 36 درجه و 37 دقیقه عرض شمالی و ارتفاع 16 متر از سطح دریا قرار دارد. اراضی دشت ناز از لحاظ اقلیمی جز مناطق مرطوب به شمار می‌رود و متوسط بارندگی سالیانه در این منطقه در طول یک دوره 13 ساله 766 میلی‌متر می‌باشد. عمده محصولات این اراضی گندم، سویا، ذرت و برنج می‌باشد. در چند سال اخیر به دلایل متفاوت از جمله افزایش عملیات مکانیزاسیون و بافت خاک رسی، بخش‌های عمده‌ای از این اراضی به‌طور موضعی با مشکل بالا بودن سطح ایستابی و به دنبال آن با کاهش محصول مواجه شده است.

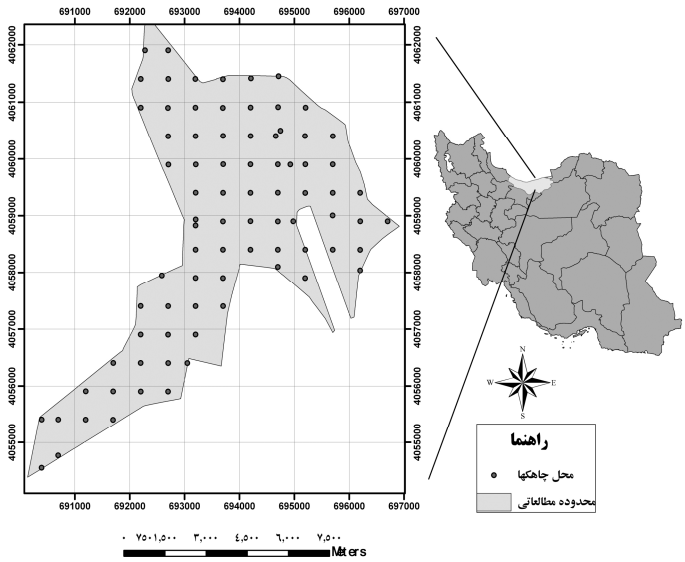
به منظور مطالعه وضعیت سطح آب زیرزمینی این اراضی، یک شبکه چاهک مشاهداتی به فواصل 500 در 500 متر و در عمق 3 متر حفر و استفاده گردید (شکل 1). آمار سطح آب زیرزمینی چاهک‌ها در 7 نوبت از 6 دی ماه 1388 تا 16 اردیبهشت 1389 قرائت گردید. از میان داده‌های اندازه‌گیری شده، اطلاعات مربوط به 81 حلقه چاهک مشاهداتی از نظر صحت و کفایت مناسب تشخیص داده شد و مورد تجزیه و تحلیل آماری قرار گرفت. در جدول 1 آماره‌های سطح ایستابی کم‌عمق در دوره اندازه‌گیری درج شده است.

برای بررسی نرمال بودن داده‌ها و تعیین ضریب همبستگی پیرسون از نرم افزار SPSS Statistics 17.0 و به‌منظور بررسی ویژگی‌های زمین آماری و درون‌یابی داده‌ها از محیط نرم افزار ESRI© ArcMap™ v10.2 استفاده شد.

آمار برداشت شده در تاریخ 21 دی 88 (نوبت دوم) و 15 فروردین 89 (نوبت ششم) به‌طور کامل در یک روز قرائت شده در حالی که مابقی طی دو تا سه روز طول برداشت شده‌اند و همین‌طور آمار برداشت شده در این زمان‌ها کامل بوده و نیاز به بازسازی نداشتند، بعنوان مبنا جهت تعیین دقت و انتخاب بهترین روش درون‌یابی انتخاب شدند.

جدول 1- نتایج تجزیه آماری سطح ایستابی کم‌عمق در دوره اندازه‌گیری

	پارامتر	حداکثر (cm)	حداقل (cm)	میانگین (cm)	میانه (cm)	مد (cm)	انحراف معیار (cm)	چولگی	کشیدگی	ضریب تغییرات
نوبت اول	6 دی 88	291	46	38/160	154	126	60/06	0/12	3/2	42/0
نوبت دوم	21 دی 88	289	28	46/146	135	135	51/63	0/29	4/2	43/0
نوبت سوم	4 بهمن 88	302	79	72/176	165	229	04/53	37/0	2/2	30/0
نوبت چهارم	20 بهمن 88	315	12	41/175	191	218	34/74	-50/0	4/2	42/0
نوبت پنجم	24 اسفند 88	302	28	59/169	180	101	58/70	-13/0	2	42/0
نوبت ششم	15 فروردین 89	289	40	47/153	145	110	54/62	0/30	12/2	41/0
نوبت هفتم	16 اردیبهشت 89	302	60	99/177	168	122	75/53	0/12	17/2	30/0



شکل 1- محدوده اراضی مورد مطالعه و موقعیت چاهک‌های مشاهداتی

برای تعیین بهترین تخمین در روش قطعی وزن‌دهی عکس فاصله، توان‌های 1 تا 5 مورد ارزیابی قرار گرفتند. در روش چند جمله‌ایی کلی، از چند جمله‌ای با مرتبه‌های[1] بین 1 تا 5 و در روش توابع پایه شعاعی، از تابع کرنل[2] مختلف و پارامتر کرنل[3] برابر 0/03 (بهینه) و در روش چند جمله‌ای محلی نیز از چند جمله‌ای با مرتبه‌های بین 1 تا 4 و تابع کرنل مختلف، ارزیابی شدند.

استفاده از زمین آمار مستلزم بررسی وجود ساختار فضایی میان داده‌ها است. این امر توسط تجزیه و تحلیل نیم‌تغییرنما بررسی می‌شود. همچنین با استفاده از نیم‌تغییرنما می‌توان شعاع همبستگی متغیرها و وجود یا عدم وجود روند در داده‌ها را بررسی کرد. سپس مدل‌های مختلف نظری به نیم تغییرنماهای محاسبه شده برازش داده و مدل مناسب انتخاب و پارامترهای آن شامل اثر قطعه‌ای[4] (C0)، دامنه تاثیر[5] (R) و سقف[6] (C) تعیین شد. اثر قطعه‌ای نشان دهنده مولفه تصادفی و بدون ساختار فضایی تغییرات یک متغیر می‌باشد در حالی‌که سقف کل تغییرات (تصادفی و غیر تصادفی) یک متغیر را نشان می‌دهد. دامنه تاثیر نیز نشان دهنده فاصله‌ای است که مقادیر متغیر مورد مطالعه در آن فاصله همبستگی فضایی دارند.

مدل‌های برازش داده به نیم تغییرنمای تجربی، از طریق اعتبار سنجی متقاطع، مورد ارزیابی قرار گرفتند (مهدیان، 1385). به این صورت که مدل‌های مختلف با پارامترهای متفاوت انتخاب و هر یک از مدل‌ها که پس از اجرا دارای کم‌ترین خطای برآورد بود به عنوان مدل نیم تغییرنما انتخاب می‌شود. برای ارزیابی کارایی روش‌های درون‌یابی با روش ارزیابی متقاطع از ضریب همبستگی[7] (R^2)، جذر میانگین مربعات[8] (RMSE) و میانگین خطای مطلق[9] (MAE) استفاده گردید. محاسبات مربوطه در نرم افزار Excel انجام شد.

نتایج و بحث

همان‌گونه که در جدول 1 درج گردید، برای قرائت 15 فروردین و 21 دی تغییرات سطح ایستابی به ترتیب 249 و 261 سانتی‌متر می‌باشد به‌طوری‌که، انحراف معیار متوسط 63 و ضریب تغییرات متوسط 42 درصد نیز مبین این واقعیت است. این دامنه تغییرات نسبتا بالا به دلیل ماهیت مشکل زهکشی در محدوده و بالا بودن سطح ایستابی بصورت لکه‌ای بوده و دست‌یابی به دقت بالا را مشکل می‌نماید. نتایج نهایی تعیین بهترین مدل‌های روش درون‌یابی قطعی در جدول 2 درج شده است.

در روش وزن‌دهی‌عکس فاصله توان 2/4 و در روش توابع پایه شعاعی نیز پارامتر کرنل برابر 0/03 بهترین نتیجه را حاصل نمود. در روش چند جمله‌ایی کلی نیز برای قرائت 15 فروردین و 21 دی به ترتیب چند جمله‌ای از مرتبه سه (مکعبی) و یک (خطی) و در روش چند جمله‌ای محلی نیز چند جمله‌ای از مرتبه یک و تابع کرنل نوع

1- Order of polynomial
2 -Kernel Function
3 - Kernel Parameter
4 - Nugget Effect
5 - Range of Influence
6 - Sill

7 - Correlation coefficient (R2)
8 - Root Mean Squared Error (RMSE)
9 - Mean Absolute Error (MAE)

نمایی از بهترین دقت برخوردار بودند.

جدول2- ارزیابی مقدار دقت روش‌های درون‌یابی قطعی سطح ایستابی کم‌عمق

روش درون‌یابی	RMSE(سانتی‌متر)		MAE(درصد)		R^2	
	15 فروردین	21 دی	15 فروردین	21 دی	15 فروردین	21 دی
وزن‌دهی عکس فاصله	7/55	2/55	45	6/42	21/0	24/0
چند جمله‌ایی کلی	8/62	2/63	52	3/51	02/0	02/0
توابع پایه شعاعی	9/55	54	7/44	1/42	21/0	27/0
چند جمله‌ای محلی	6/59	7/59	49	8/48	11/0	12/0

مطابق جدول2 از میان روش‌های قطعی، روش وزن‌دهی عکس فاصله با جذر میانگین مربعات به مقدار 7/55 و 2/55 سانتی‌متر برای ماه‌های 15 فروردین و 21 دی از دقت بهتری نسبت به سایر روش-های قطعی برخوردار است. مقادیر میانگین خطای مطلق 45 و 6/42 سانتی‌متر به ترتیب برای 15فروردین و 21 دی و ضریب همبستگی بسیار پایین به میزان 21/0 و 24/0، نشان دهنده دقت نامناسب این روش و در مجموع روش‌های قطعی می‌باشند. روش توابع پایه شعاعی نیز از دقت مشابه و اندکی کم‌تر از روش وزن‌دهی عکس فاصله برخوردار است. روش قطعی چند جمله‌ای کلی نیز با جذر میانگین مربعات به مقدار 63/8 و 63/2 سانتی‌متر، مقادیر میانگین خطای مطلق 52 و 51/3 سانتی‌متر و ضریب همبستگی بسیار پایین به میزان 0/02 و 0/02 به ترتیب برای ماه‌های 15 فروردین و 21 دی از کم-ترین دقت در بین روش‌های درون‌یابی قطعی برخوردار است.

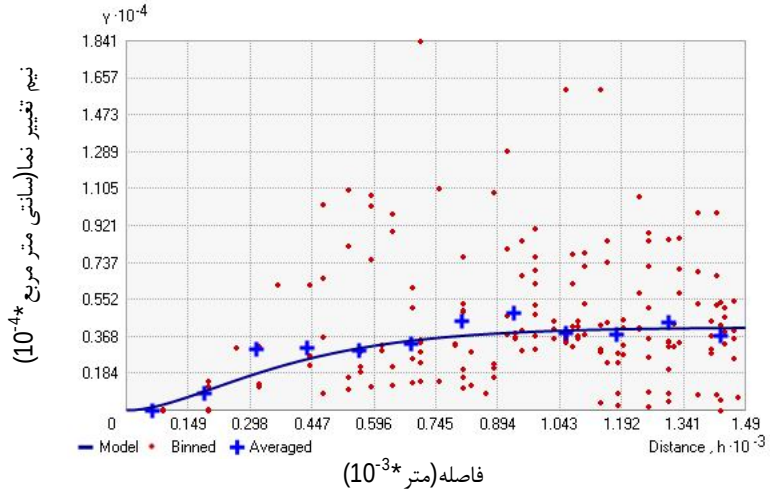
در بین روش‌های درون‌یابی قطعی برای تخمین سطح ایستابی کم عمق در اراضی دشت ناز ساری مقدار جذر میانگین مربعات بین 55/2 تا 59/7 سانتی‌متر، میانگین خطای مطلق بین 42/1 تا 49 سانتی‌متر و ضریب همبستگی نیز بین 0/02 تا 0/21 متغیر می‌باشد. بنابراین مقادیر تخمین‌زده شده در بین روش‌های قطعی از مقدار ضریب همبستگی خیلی پایین و غیرقابل قبول برخوردار می‌باشند.

شرط استفاده از زمین آمار نرمال بودن داده‌ها است (حسنی پاک، 1386). بدین منظور از آزمون کولموگروف- اسمیرنوف جهت بررسی نرمال بودن داده‌ها استفاده شد. با توجه به اینکه سطح معنی‌داری برای هر دو متغیر انتخابی بیش‌تر از 5 درصد می‌باشد، توزیع داده‌ها نرمال بوده و نیاز به تبدیل داده‌ها به توزیع نرمال نمی‌باشد. با توجه به اینکه در هر دو سری داده‌ها روند وجود داشت، روند موجود نیز در مرحله تهیه نقشه حذف شد.

به‌منظور تعیین بهترین روش زمین‌آمار عملیات واریوگرافی انجام شد برای این منظور روش‌های کریجینگ معمولی، ساده و عام و روش کوکریجینگ انتخاب شدند. از آن‌جا که ضریب همبستگی پیرسون بین متغیرهای مورد نظر و سطح ایستابی کم‌عمق در نوبت قبل از آن در سطح 0/01درصد معنی‌داری می‌باشد، بنابراین برای متغیر سطح آب در 15 فروردین از سطح آب در نوبت قبلی یعنی قرائت 24 اسفند (ضریب همبستگی پیرسون 0/788 و سطح معنی-داری صفر درصد) و برای متغیر سطح آب در 21 دی، قرائت در نوبت قبلی آن یعنی از قرائت در 6 دی (ضریب همبستگی پیرسون 0/963 و سطح معنی‌داری صفر درصد) به‌عنوان متغیر کمکی در روش کوکریجینگ استفاده شد.

برای بررسی تغییرات مکانی سطح ایستابی، نیم‌تغییرنمای تجربی مورد نظر در چهار جهت صفر، 45 ،90 و 135 درجه محاسبه گردید. نتایج حاصل، ناهمسان‌گردی قابل ملاحظه‌ای را نشان نداد. بنابراین نیم تغییرنمای تجربی همسان‌گرد ترسیم و بهترین مدل تئوری به نقاط تجربی برازش داده شد نتایج نهایی بهترین مدل نیم تغییرنمای تجربی روش زمین‌آمار در جدول 3 و مدل نیم تغییرنمای مربوط به داده‌های قرائت 21 دی در شکل 2 درج گردید.

مطابق جدول 3، نتایج تجزیه و تحلیل نیم تغییرنما نشان می‌دهد که در روش کریجینگ، مدل گوسی و در روش کوکریجینگ مدل K-Bessel، از بهترین ساختار فضایی برخوردار می‌باشند برای انتخاب بهترین مدل از نسبت اثر قطعه‌ای به آستانه استفاده شد. وقتی این نسبت کم‌تر از 25 درصد باشد ساختار مکانی قوی، بین 25 تا 75 درصد ساختار مکانی متوسط و بزرگ‌تر از 75/0 ساختار فضایی ضعیف می‌باشد (shi et al., 2006). مطابق جدول 3 در روش کریجینگ تابع گوسی با نسبت اثر قطعه‌ای 36 و 24 درصد از همبستگی مکانی قابل قبولی برخوردار است. با این وجود در روش کوکریجینگ و با استفاده از متغیر کمکی سطح آب در دوره قبلی مدل نیم‌تغیرنمای K-Bessel ، با نسبت اثر قطعه‌ای برابر 4 و 4/9 درصد، از قوی‌ترین ساختار مکانی برای هر دو متغییر برخوردار می‌باشد. میزان اثر قطعه‌ای برای سایر مدل‌های نیم تغییرنما نیز کم‌تر از 5 درصد بدست آمد. این موضوع در شکل 2 نیز مشخص می‌باشد. شعاع تاثیر هر دو متغیر سطح ایستابی 993 متر تعیین گردید. نتیجه ارزیابی دقت روش‌های زمین آمار در جدول 4 آمده است.



شکل 2- مدل نیم تغییرنما K-Bessel برای داده‌های سطح ایستابی کم‌عمق در تاریخ 21 دی

جدول3- ویژگی‌های مناسب‌ترین مدل نیم تغییرنمای سطح ایستابی کم‌عمق

روش میان-یابی	مدل		اثر قطعه‌ای (سانتی‌مترمربع)		سقف (سانتی‌مترمربع)		شعاع تاثیر (متر)		نسبت اثر قطعه‌ای (%)	
	15 فروردین	21 دی	15 فروردین	21 دی	15 فروردین	21 دی	15 فروردین	21 دی	15 فروردین	21 دی
کریجینگ ساده	Gaussian	Gaussian	1480	1002	4093	4130	1237	1112	36	24
کوکریجینگ*	K-Bessel	K-Bessel	165	204	4107	4134	993	993	4	4/9

* برای قرائت 15 فروردین از داده‌های 24 اسفند و برای قرائت 21 دی از داده‌های 6 دی به‌عنوان متغییر کمکی استفاده گردید.

در بین روش‌های زمین آمار، روش کریجینگ با میزان خطایی کمی بهتر و نزدیک به خطای روش‌های وزن‌دهی عکس فاصله و توابع پایه شعاعی بوده و از دقت کمی، بهتر برخوردار است. مهم‌ترین علت این امر تغییرات مکانی زیاد سطح آب در محدوده و تغییرات موضعی سطح ایستابی کم‌عمق می‌باشد، به‌طوری که با این تعداد نقاط نمونه برداری، روش کریجینگ نتوانست به‌طور قابل ملاحظه‌ای نسبت به روش‌های درون‌یابی قطعی این تغییرات را نشان دهد.

جدول4- نتایج ارزیابی دقت روش‌های زمین آمار جهت تخمین سطح ایستابی کم عمق

روش زمین آمار	RMSE (سانتی‌متر)		MAE (سانتی‌متر)		R^2	
	15 فروردین	21 دی	15 فروردین	21 دی	15 فروردین	21 دی
کریجینگ ساده	1/54	2/53	4/44	3/41	25/0	29/0
کوکریجینگ	34	7/26	25	17	0/75	83/0

برای قرائت‌های 21 دی و 15 فروردین، مقدار جذر میانگین مربعات 34 و 7/26 و میانگین خطای مطلق 25 و 17 سانتی‌متر و همچنین ضریب همبستگی 0/75 و 83/0 دقت بالایی را در برآورد توزیع مکانی سطح ایستابی کم‌عمق ارایه می‌دهد. استفاده از یک متغییر کمکی منجر به کاهش 37 و 50 درصدی مقدار جذر میانگین مربعات، وکاهش 44 و 59 درصدی میانگین خطای مطلق به‌ترتیب برای داده‌های 15 فروردین و 21 خرداد گردید. هوشنگی (1393) نیز بیان کرد که برای افزایش دقت سطح ایستابی، در عوض افزایش تراکم و تعداد داده‌ها در شبکه‌های پایش، استفاده از داده‌های کمکی با همبستگی بالا در روش‌های کوکریجینگ، فازی، عصبی و فازی-عصبی مقدار قابل‌توجهی به‌دقت سطح تخمینی کمک کرد و مقدار RMSEرا با توجه به میزان همبستگی داده‌های کمکی 51-10

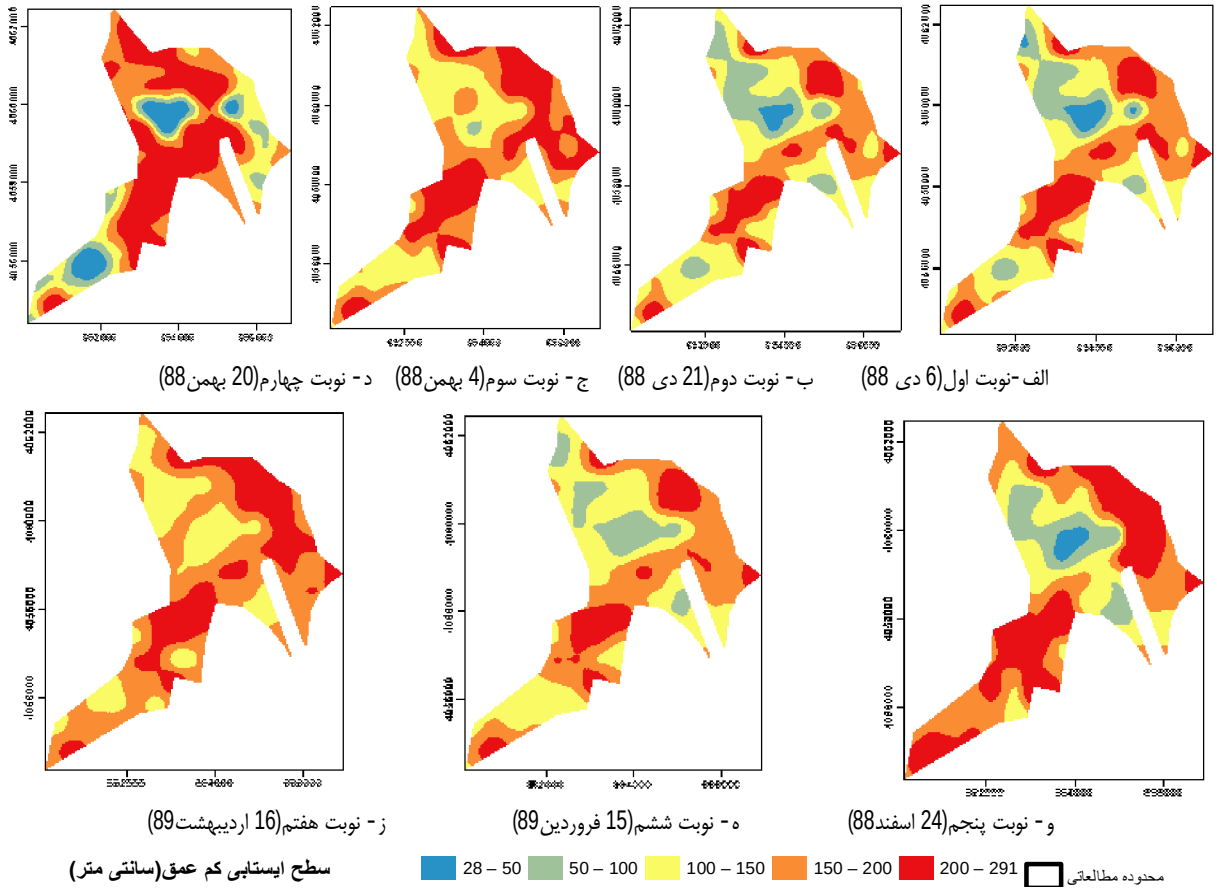
درصد بهبود می‌دهد. بنابراین مطابق نتایج قهروردی تالی و بابایی فینی (1389) چنان‌چه مشابه شرایط این پژوهش، تغییرات مکانی یک متغیر خیلی‌زیاد باشد، مدل‌های زمین آماری نسبت به روش‌های قطعی نتایج بهتری می‌دهند.

علاوه بر این نتایج این تحقیق نشان داد که میزان کاهش خطا ارتباط مستقیمی با مقدار ضریب همبستگی پیرسون دارد به‌طوریکه هرچه ضریب همبستگی بین متغیرها بیش‌تر باشد میزان دقت تغییرات مکانی نیز افزایش خواهد داشت.

محمدی و همکاران (1391) نیز در مطالعات خود گزارش کردند که برای بررسی تغییرات مکانی سطح ایستابی، روش کوکریجینگ و متغیر کمکی ارتفاع نقاط نتایج قابل قبولی را ارایه می‌دهد. سالارجزی و همکاران (1388)، احمدی و صدقامیز (Ahmadi and Sedghamiz., 2008) و مودیس و صیدری (Modis and Sideri., 2015) نیز گزارش کردند که روش کوکریجینگ نسبت به روش کریجینگ تخمین دقیق‌تری را برای پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی نتیجه می‌دهد.

به منظور بررسی تغییرات زمانی سطح ایستابی کم‌عمق نقشه‌های تغییرات مکانی برای هفت نوبت (در طول یک سال آماری) و بر اساس روش گوگریجینگ تهیه شد که در شکل 3 نشان داده شد. همان‌طور که ملاحظه می‌گردد، تغییرات زمانی سطح ایستابی از الگوی خاصی پیروی نمی‌کند. در قرائت‌های نوبت اول، دوم، چهارم و پنجم، در مناطق مرکزی محدوده سطح ایستابی کم‌عمق کم‌تر از 0/5 متر می‌باشد، که از نظر رشد گیاهان، این مناطق در شرایط بحرانی قرار دارند (Manzione et al, 2010). مطابق شکل 3، تغییرات زمانی سطح ایستابی کم‌عمق با فواصل حدود یک ماهه، زودهنگام است به‌طوریکه در قرائت ششم سطح آب بالاتر از 0/5 متر و در قرائت‌های سوم و هفتم نیز سطح آب در همه مناطق بالاتر از 1 متر می‌باشد. این تغییرات تحت تاثیر بارندگی بوده و با افزایش و کاهش بارندگی سطح آب نیز تغییر می‌کند.

بطور کلی بعد از مناطق مرکزی محدوده، مناطق شمال‌غرب تا مرکز، جنوب و بخشی از جنوب‌غربی، در شرایط نزدیک به بحرانی هستند و در اولویت دوم از نظر ایجاد مشکلات زهکشی و رشد گیاهان قرار دارند. سطح ایستابی در این مناطق عمق بالاتر از 0/5 متری می‌باشد. این نقشه برای تعیین دقیق مناطق زهدار، تعیین فواصل زهکش‌ها و مدیریت آب درخاک مفید خواهد بود.



شکل 3- نقشه تغییرات مکانی سطح ایستابی کم‌عمق در زمان‌های مختلف

نتیجه‌گیری

در این پژوهش روش‌های قطعی و زمین‌آمار برای تعیین تغییرات مکانی سطح ایستابی کم‌عمق در اراضی دشت ناز ساری مورد ارزیابی قرار گرفتند. نتایج نشان داد که در بین روش‌های قطعی، وزن‌دهی عکس فاصله و توابع پایه شعاعی نسبت به روش‌های چند جمله‌ای محلی و کلی از دقت بالاتری برخوردار بودند. در مجموع با توجه به تغییرات زیاد سطح ایستابی کم‌عمق در منطقه مورد پژوهش، استفاده از روش زمین آمار کوکریجینگ با متغیر کمکی سطح آب در یک دوره قبل، بهترین روش برای تعیین تغییرات سطح ایستابی کم عمق می‌باشد. روش کوکریجینگ نسبت به روش کریجینگ منجر به کاهش 37 و 50 درصدی مقدار جذر میانگین مربعات، و کاهش 44 و 59 درصدی میانگین خطای مطلق به‌ترتیب برای داده‌های 15 فروردین و 21 خرداد گردید. مدل نیم تغییرنمای K-Bessel بهترین ساختار فضایی را ایجاد نمود. بنابراین درصورتی که تغییرات مکانی سطح ایستابی کم‌عمق زیاد باشد، روش زمین‌آماری کوکریجینگ به‌همراه یک متغیر کمکی تاثیر قابل ملاحظه‌ای در افزایش دقت توزیع مکانی سطح ایستابی کم عمق خواهد داشت.

نقشه پهنه‌بندی نیز نشان داد که در بخش‌های مرکزی محدوده، سطح آب در شرایط بحرانی بوده و در قسمت‌های شمال غرب تا مرکز، جنوب و بخشی از جنوب‌غربی، در شرایط نزدیک به بحرانی می‌باشند.

منابع

پیری،ح و بامری،ا. 1393. بررسی روند تغییرات کمی سطح ایستابی منابع آب زیرزمینی با استفاده از زمین آمار و سیستم اطلاعات جغرافیایی (مطالعه موردی: دشت سیرجان)،مجله سنجش از دور و اطلاعات جغرافیایی در منابع طبیعی، 5، 1: 29-44.

حسنی‌پاک،ع.ا.1386. زمین آمار (ژئواستاتیستیک). انتشارات دانشگاه تهران.

حمزه،س.، ناصری،ع.، علوی‌پناه،س.ک و مجردی،ب. 1393. مدل‌سازی سطح آب زیرزمینی کم‌عمق با استفاده از تصاویر ابرطیفی هایپریون. مجله فن‌آوری اطلاعات مکانی، 2، 4: 99-119.

زاهدی فر،م.، موسوی،س.ع.ا و رجبی،م.1392. پهنه‌بندی ویژگی‌های شیمیایی کیفیت آب‌های زیرزمینی دشت فسا با استفاده از روش‌های زمین آماری. نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی) 27,4: 812-822.

زهتابیان،غ.، جان فزاع،ا.، محمد عسگری،ح و نعمت‌الهی،م.ج. 1389. مدل‌سازی توزیع مکانی برخی از خصوصیات شیمیایی آب‌های زیرزمینی (مطالعه موردی در حوزه آبخیز گرمسار). فصل‌نامه علمی– پژوهشی تحقیقات مرتع و بیابان ایران 17,1: 61-73.

سالارجزی،م.، زارعی،ح و تقفیان،م. 1388. کاربرد و ارزیابی روش‌های کریجینگ وکوکریجینگ در محاسبه تراز سطح آب در سطح دشت میان آب (سال آبی 1385-86). دومین همایش ملی اثرات خشک‌سالی و راه‌کارهای مدیریت آن،25 و 26 اردیبهشت1388، اصفهان.

طباطبایی،س.ج و غزالی،م. 1390. ارزیابی دقت روش‌های میان‌یابی در تخمین سطح ایستابی آب زیرزمینی (مطالعه موردی: آبخوان‌های فارسان - جونقان و سفید دشت). مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی (علوم آب و خاک). 15,57: 11-22.

قمرنیا،ه و فرمانی‌فرد،م.1392. ارزیابی تاثیر آبیاری تکمیلی بر نیاز آبی گندم در حضور سطح ایستابی کم عمق. فصل‌نامه علمی پژوهشی مهندسی آبیاری و آب، 4,14: 99-112.

قهروردی تالی،م و بابایی فینی،ا.ا. 1389. درآمدی بر سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی (رشته جغرافیا). انتشارات دانشگاه پیام نور.

محمدی،ص.، سلاجقه،ع.، مهدوی،م و باقری،ر. 1391. بررسی تغییرات مکانی و زمانی سطح آب زیرزمینی دشت کرمان با استفاده از روش زمین آماری مناسب (طی یک دوره آماری 10 ساله، 1375 – 1385). فصل‌نامه‌ی علمی– پژوهشی تحقیقات مرتع و بیابان ایران 19,1: 60-71.

مهدیان،م.ح. 1385. کاربرد زمین آمار در خاک‌شناسی. اولین همایش خاک، توسعه پایدار و محیط زیست. دانشگاه تهران.

هوشنگی،ن.1393. ارزیابی هشت روش رایج درون‌یابی برای تخمین سطح آب‌های زیرزمینی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، دانشکده نقشه برداری.

Ahmadi,S.H., Sedghamiz,A. 2008. Application and evaluation of kriging and cokriging methods on groundwater depth mapping, Environmental Monitoring Assessment, 138:357-368.

Calzolari,C and Ungaro,F. 2012. Predicting shallow water table depth at regional scale from rainfall and soil data. Journal of Hydrology. 414-415:374-387.

Lyon,S.W., Seibert,J., Lembo,A.J., Walter,M.T., Steenhuis,T.S. 2006. Geostatistical investigation into the temporal evolution of spatial structure in a shallow water table. Hydrology and Earth System Sciences, 10.113-125.

Modis,K., Sideri,D .2015. Spatiotemporal estimation of land subsidence and ground water level decline in

Geology. 52:1-10.

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. 24.10:1163-1170.

Varouchakis,E.A., Kolosionis,K and Karatzas,G.P. 2016. Spatial variability estimation and risk assessment of the aquifer level at sparsely gauged basins using geostatistical methodologies. Earth Science Informatics: 1-12.

Varouchakis,A and Hristopulos,D.T. 2013. Comparison of stochastic and deterministic methods for mapping groundwater level spatial variability in sparsely monitored basins. Environmental Monitoring and Assessment. 185.1:1-19.

Xiao,Y., Gu,X., Yin,S., Shao,J., Cui,Y., Zhang,Q and Niu,Y. 2016. Geostatistical interpolation model selection based on ArcGIS and spatio-temporal variability analysis of groundwater level in piedmont plains, northwest China. Springer Plus. 5.1: 1-15.

West Thessaly basin, Greece. Natural Hazards, 76. 2:939-954.

Manzione,R.L., Knotters.M., Heuvelink,G.B.M., Von Asmuth,J.R and Camara,G. 2010. Transfer function-noise modeling and spatial interpolation to evaluate the risk of extreme (shallow) water-table levels in the Brazilian Cerrados. Hydrogeology Journal, Volume, 18. 8: 1927-1937.

Nosetto,M.D., Jobbagy,E.G., Jackson,R.B and Sznaider,G.A. 2009. Reciprocal influence of crops and shallow ground water in sandy landscapes of the inland pampas. Field Crop Researches, 113: 138-148.

Ritzema,H.P. 1994. Drainage Principles and Applications. ILRI Publication 16. Second Edition (Completely Revised). International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen, The Netherlands.

Shi,J., Wang,H., Xu,J., Wu,J., Liu,X., Zhu,H., Yu,Ch. 2007. Spatial distribution of heavy metals in soils: a case study of changxing, china. Environmental

Iranian Journal of Irrigation and Drainage
No. 2, Vol. 11, Jun.-Jul. 2017, p. 192-201

نشریه آبیاری و زهکشی ایران
شماره2، جلد 11، خرداد - تیر 1396، ص. 201-192

Spatial and Temporal Variability Analysis of Shallow Water Table Using Deterministic and Geostatistical Methods (Case study: Dashte- Naz of Sari)

J.A. palangi[1] **, M.A. Gholami Sefidkohi**[2*] **and M. Abdi mofti kolai**[3]
Recived: Jul.02, 2016 Accepted: Apr.16, 2017

Abstract

Shallow groundwater table changes are important and effective factors in studying and ground water resources management especially in agriculture and drainage issues. Practically, because of lack of the number of observation points, reading and observation, because of time and financial problems, the information availability is limited. Thus, the application of interpolation methods and estimation water level in specific points base to information adjacent points studies have special position in the groundwater resources studies. In this study, deterministic and Geostatistical methods evaluated in order to determine the most appropriate method for Spatial and temporal variability analysis of shallow water table in 1700 hectare areas of agricultural land of Dashte_naz Sari company, in 81 observation well with 500*500 meters regulation grids. The results show that in deterministic methods, Inverse Distance Weighting and radial basis function have more accurate than other methods with a root mean square error of 54 cm to 55.9, and the mean absolute error of 42.1 to 45% and the correlation coefficient of 0.21 and 0.27 for data of 15 March and 21 December. Due to the high spatial variation of water level because of localized drainage problems in this area, deterministic methods and kriging haven't sufficient precision. For the data of 21 January and 15 April, cokriging method (with the co-variable of water level in the previous period) with 26.7 and 34 cm root mean square and mean absolute error of 17 and 24 percent and correlation coefficient 0.83 and 0.75, have more accuracy. K-Bessel Variogram model also had stronger spatial structure. In the case of high Spatial variability of shallow water table, cokriging geostatistics method with the help of a co-variable will be significant effect on increasing the precision of the spatial distribution of shallow water table and resulting 37% and 50% decrease of root mean square error and 44% and 59% decrease of the average absolute error.

Keywords: Interpolation, Cokriging, Semivariogram

1 - Ph.D. Candidate, of Irrigation & Drainage, Sari Agricultural Sciences and Natural Resources University
jamalpalangi@yahoo.com
2- Assistant Professor, Department of Water Engineering Sari Agricultural Sciences and Natural Resources University
3 -MSc of Irrigation & Drainage, Sari Agricultural Sciences and Natural Resources University
(*-Corresponding Author Email: ma.gholami@sanru.ac.ir)