

پهنه بندی شوری خاک و ارزیابی ریسک شوری در منطقه میانکنگی (سیستان) با استفاده از روش‌های زمین آماری

مهدی کایدانی^{۱*}، معصومه دلبری^۲

* نویسنده مسئول، کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی. m_kayedani@yahoo.com

۲- استادیار گروه مهندسی آب، دانشگاه زابل.

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۱۰/۲۰

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۱۱/۱۷

چکیده

شوری خاک یکی از خصوصیات بسیار مهم خاک است که تأثیر زیادی بر بسیاری از فرآیندها از جمله رشد گیاهان می‌گذارد. هدف از این مطالعه برآورد و پهنه بندی شوری خاک و ارزیابی ریسک شوری در منطقه میانکنگی واقع در دشت سیستان می‌باشد. نمونه‌های خاک شامل ۱۲۲ نمونه که به صورت نامنظم پراکنده بودند، برای ارزیابی شوری خاک تهیه شدند. در این پژوهش از دو روش زمین آماری کریجینگ معمولی (Ordinary Kriging) و کریجینگ شاخص (Indicator Kriging) برای تهیه نقشه‌های شوری خاک در منطقه مورد مطالعه استفاده گردید. به منظور ارزیابی خطر شوری خاک در منطقه، روش کریجینگ شاخص به کار گرفته شد. برای مقایسه روش‌ها از تکنیک ارزیابی متقابل (Cross-validation) و معیارهای ارزیابی مجذور میانگین مربعات خطا (RMSE) و میانگین انحراف خطا (MBE) استفاده شد. نتایج نشان داد که هر دو روش زمین آماری از دقت مشابهی در تخمین شوری خاک برخوردارند. به منظور محاسبه احتمال شوری، حد آستانه، دو، چهار و هشت دسی زمینس بر متر انتخاب شد. با در نظر گرفتن حد آستانه دو دسی زمینس بر متر دیده شد که تقریباً کل منطقه با احتمال ۰/۵ تا ۱، دارای شوری مساوی و یا بیشتر از حد آستانه مزبور است. به طور کلی نتایج حاکی از حد متوسط شوری در منطقه مورد مطالعه است. در نهایت نتایج این مطالعه نشان داد که روش کریجینگ شاخص بر خلاف روش کریجینگ معمولی قادر است علاوه بر نقشه تخمین، نقشه‌های احتمالاتی شوری خاک را با توجه به حد آستانه مورد نظر تولید کند. این نقشه‌ها در فرآیندهای تصمیم‌گیری مثلاً تعیین اراضی با قابلیت کشاورزی بسیار مفید می‌باشند.

کلید واژه‌ها: شوری خاک، میان‌یابی، نقشه ریسک، کریجینگ معمولی، کریجینگ شاخص، میانکنگی.

مقدمه

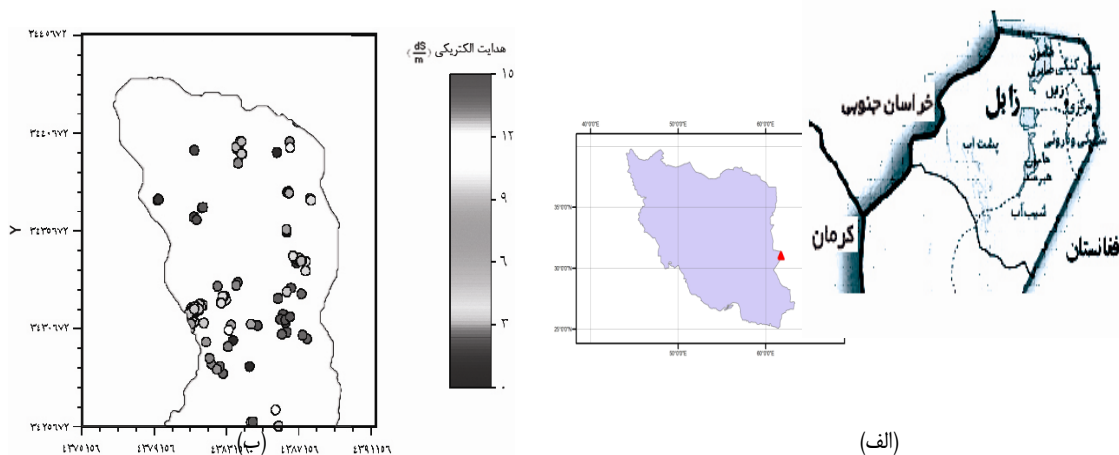
شاخه‌ای از علم آمار کاربردی بنام زمین‌آمار^۱ قادر به ارائه مجموعه وسیعی از تخمین‌گرهای زمین آماری به منظور برآورد خصوصیت مورد نظر در مکانی که نمونه برداری نشده، با استفاده از اطلاعات حاصله از نقاط نمونه برداری شده می‌باشد.

نخستین تجربه‌ها جهت به کارگیری روش‌های زمین آماری در علوم خاک، با تجزیه و تحلیل pH و میزان شن خاک با استفاده از تابع نیم‌تغییر نما^۲ توسط کمپیل^۳ (۱۱) آغاز گردید. بعد از آن مطالعات تکمیلی توسط وبستر^۴ (۲۰)، بورگس و وبستر^۵ (۹ و ۸) و مک برتنی و همکاران^۶ (۱۸) انجام شد. در طی دو دهه اخیر نیز مطالعات مختلفی در مورد بررسی مکانی شوری خاک و میان‌یابی آن با استفاده از روش‌های زمین آماری صورت گرفته است. در مجموعه مقالات منتشر

شوری خاک به عنوان یک عامل محدود کننده به طور مستقیم روی رشد گیاهان تأثیر می‌گذارد. به همین دلیل در علوم کشاورزی و منابع طبیعی همواره مورد توجه قرار گرفته و پژوهش‌های فراوانی را به خود اختصاص داده است که در این بین، تهیه نقشه‌های شوری خاک اهمیت و جایگاه ویژه‌ای دارد. در علوم خاک نیز عامل شوری، به طور مستقیم در بیشتر سیستم‌های طبقه بندی و ارزیابی اراضی وارد شده است. بنابراین برآورد شوری و تعیین روند تغییرات آن می‌تواند کمک شایانی به فرآیند تصمیم‌گیری و مدیریت اراضی بنماید (۱).

یکی از خصوصیات مشترک عوامل محیطی، تغییرات پیوسته مکانی آن‌ها می‌باشد. بنابراین جهت توصیف کمی الگوهای پراکنش چنین متغیرهای محیطی، علاوه بر مقدار تعیین شده خصوصیت مورد نظر بایستی موقعیت جغرافیایی مشاهدات نیز به طور همزمان در نظر گرفته شود (۷). معهدا چنین تغییرات متغیرهای محیطی از نقطه‌ای به نقطه دیگر، به گونه‌ای است که مطالعه آن‌ها به وسیله شیوه‌های معمول تجزیه و تحلیل آماری به سادگی امکان پذیر نمی‌باشد زیرا در بسیاری از روش‌های متداول آمار کلاسیک، موقعیت مکانی نمونه‌های برداشت شده در نظر گرفته نمی‌شود.

- 1- Geostatistic
- 2- Variogram
- 3- Campbell
- 4- Webster
- 5- Burgess and Webster
- 6- Mc Bratney et al



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه (الف) و چگونگی پراکنش نقاط نمونه‌برداری (ب) در منطقه مورد مطالعه

است. با این وجود روش TPSS و کریجینگ معمولی دقیق‌ترین روش‌ها بودند در حالی که روش نزدیک‌ترین همسایه کمترین دقت را دارا بود (۱۵). دلبری و افراسیاب در مطالعه تغییرات مکانی شوری خاک در مناطق شیب‌آب و پشت‌آب پایین دشت سیستان از سه روش زمین‌آماری کریجینگ معمولی، کوکریجینگ و لوگ نرمال کریجینگ در برآورد هدایت الکتریکی عصاره اشباع خاک استفاده نمودند. نتایج به دست آمده توسط آن‌ها نشان داد که مقدار خطای اندازه‌گیری مدل نیم‌تغییرنمای تجربی در هر سه روش زیاد می‌باشد. با این وجود مقایسه بین روش‌ها نشان داد که روش لوگ نرمال کریجینگ از دقت بالاتری برخوردار است (۶).

هدف از این تحقیق، بررسی تغییرات مکانی شوری خاک در منطقه میانکنگی، پهنه‌بندی شوری خاک با استفاده از روش‌های کریجینگ معمولی و کریجینگ شاخص و تهیه نقشه‌های ریسک شوری با استفاده از روش کریجینگ شاخص می‌باشد.

مواد و روش‌ها

موقعیت منطقه مطالعاتی

این تحقیق در منطقه میانکنگی - شهرکی نارویی در دشت سیستان واقع در شمال استان سیستان و بلوچستان صورت گرفته است. محدوده مورد مطالعه بین ۶۱ درجه و ۳۰ دقیقه تا ۶۱ درجه و ۵۰ دقیقه طول شرقی و ۳۰ درجه و ۴۸ دقیقه تا ۳۱ درجه و ۱۵ دقیقه عرض شمالی قرار گرفته و مساحتی معادل ۵۱۰ کیلومتر مربع را شامل می‌شود. منطقه مطالعاتی مذکور از شمال و شرق به کشور افغانستان، از غرب و شمال غربی به رودخانه نیاتک و محدوده بندان، علی‌آباد و زابل و از جنوب و جنوب غربی به شیب‌آب بالا محدود می‌گردد (شکل ۱). اراضی محدوده دارای شیب بسیار جزئی بوده و فاقد پستی و بلندی قابل ملاحظه‌ای است. تنها منبع آب سطحی موجود در این منطقه، رودخانه هیرمند و رودخانه‌های منشعب از آن است که از کوه‌های هندوکش در افغانستان سرچشمه گرفته و حوزه آبریز وسیعی را شامل می‌شود. از نقطه نظر کلی، سیمای هیدرولوژی منطقه بستگی

شده توسط این محققین، جهت تهیه نقشه خصوصیات مختلف خاک از روش کریجینگ استفاده شده است. گالیچاند و همکاران^۱ بر روی تغییرات مکانی شوری خاک و سدیمی بودن خاک در جنوب آلبرتا مطالعه کردند. آن‌ها از روش‌های میانگین متحرک^۲ و میانگین متحرک وزنی^۳ و روش یونیورسال کریجینگ و کریجینگ دوبعدی و سه‌بعدی برای میان‌یابی هدایت الکتریکی و نسبت سدیم قابل جذب استفاده کردند. نتایج آن‌ها نشان دهنده این است که روش کریجینگ معمولی سه‌بعدی برای هدایت الکتریکی عصاره اشباع و روش کوکریجینگ برای نسبت سدیم قابل جذب مناسب‌ترین روش‌ها می‌باشند. تریانتافیلیس و همکاران^۴ با مقایسه روش‌های زمین‌آماری برای برآورد شوری، دریافتند که روش کریجینگ رگرسیونی برآورد بهتری را نسبت به روش‌های کریجینگ معمولی، کریجینگ سه‌بعدی و کوکریجینگ به دست می‌دهد (۱۹).

نظریه زمین‌آمار در ایران، اولین بار توسط حاج رسولیها و همکاران به منظور تجزیه و تحلیل تغییرات مکانی شوری در خاکشناسی استفاده گردید (۱۴). به این صورت که مقایسه‌ای بین روش‌های آمار کلاسیک و زمین‌آمار برای مطالعات شوری در مزارع نیشکر هفت‌تپه خوزستان انجام شد. بر اساس نتایج به دست آمده، وابستگی فضایی داده‌های شوری خاک که به طور طبیعی در برخی مزارع وجود دارد، امکان برآورد بهتری از مقدار شوری را با استفاده از روش‌های زمین‌آماری فراهم می‌کند.

حسینی و همکاران از روش‌های نزدیک‌ترین همسایه، کریجینگ، میانگین متحرک، عکس فاصله و TPSS^۵ برای رسم نقشه‌های هم‌شوری استفاده کردند. این تحقیق در ۱۶۰۰۰ هکتار از اراضی جنوب غربی ایران صورت گرفت. نتایج حاصله حاکی از آن است که دقت همه روش‌ها به خاطر نسبت بالای اثر قطعه‌ای به آستانه، پایین

- 1- Gallichand
- 2- MovingAverage
- 3- Weighted Moving Average
- 4- Teriantafilis et al.
- 5- Thin Plate Smoothing Splints

مهندسی مشاور رواناب پژوهان انجام گرفت (۲). سپس هدایت الکتریکی عصاره اشباع خاک نمونه‌های برداشت شده به منظور ارزیابی شوری خاک، اندازه‌گیری شد. مطابق شکل (۱) مقدار شوری در شمال غربی منطقه و بیشترین مقدار شوری در جنوب منطقه اندازه‌گیری شده است. خاک شور معمولاً به خاکی اطلاق می‌شود که دارای هدایت الکتریکی عصاره اشباع چهار میلی موس بر سانتی‌متر یا بیشتر باشد (۳). خاک‌ها را می‌توان از نظر مناسب بودن برای کشاورزی، بر اساس میزان شوری (هدایت الکتریکی عصاره اشباع) آن‌ها طبقه‌بندی نمود. جدول (۱) یکی از این طبقه‌بندی‌ها را که در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفته است نشان می‌دهد (۳).

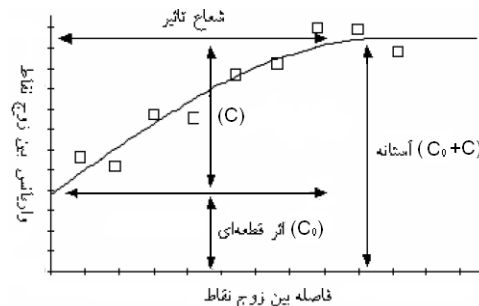
کامل به رفتار رودخانه هیرمند دارد. دشت سیستان دارای آب و هوای گرم بوده به طوری که در تابستان میزان حداکثر مطلق درجه حرارت به ۴۸ درجه سانتی‌گراد بالغ می‌گردد. میزان بارندگی منطقه اصولاً کم بوده به طوری که براساس تقویم هواشناسی شهر زابل، مجموع بارندگی سالانه در سال ۱۳۸۱ حدوداً ۴۶/۱ میلی‌متر گزارش شده است. در دوره زمانی ۳۰ ساله (۱۳۵۱-۱۳۸۱) مقدار بیشینه بارندگی ماهانه به میزان ۶۳/۴ میلی‌متر در مهرماه گزارش شده است. خاک این منطقه از نوع سنگین بوده و محصولات کشت شده، گندم و جو می‌باشد.

داده‌های هدایت الکتریکی خاک

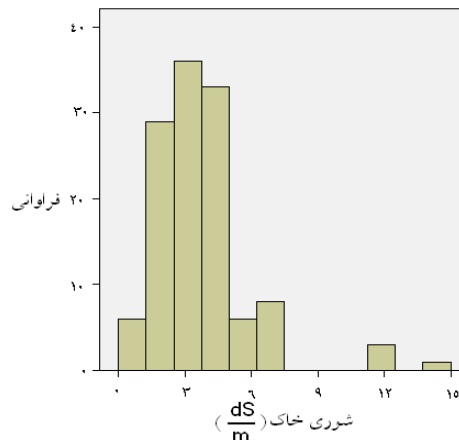
نمونه برداری از خاک در ۱۲۲ محل که به طور نامنظم در کل منطقه مورد مطالعه پراکنده شده اند (شکل ۱-ب) توسط شرکت

جدول ۱- سیستم طبقه بندی شوری و پاسخ محصولات زراعی به شوری خاک

کلاس	شوری (میلی موس بر سانتیمتر)	پاسخ محصول زراعی
غیر شور	۰ - ۲	اثر شوری غیر مهم
تا اندازه ای شور	۲ - ۴	عملکرد محصولات حساس کاهش می یابد
شوری متوسط	۴ - ۸	عملکرد بسیاری از محصولات کاهش می یابد
شوری زیاد	۸ - ۱۶	تعدادی از محصولات مقاوم می توانند عملکرد داشته باشند
شوری خیلی زیاد	بیشتر از ۱۶	تعدادی از محصولات خیلی مقاوم می توانند عملکرد داشته باشند



شکل ۲- اجزای مختلف نیم تغییرنا



شکل ۳- هیستوگرام داده‌های شوری خاک

آنالیز زمین آماری

نیم‌تغییرنما

در این مطالعه برای بررسی تغییرات مکانی شوری خاک از نیم‌تغییرنما استفاده شده است. نیم‌تغییرنما عدم تشابه بین داده‌ها را هر چه فواصل بین آن‌ها افزایش می‌یابد، بیشتر نشان می‌دهد. نیم‌تغییرنمای تجربی^۱ که با $\gamma^*(h)$ نشان داده می‌شود به صورت زیر محاسبه می‌گردد:

$$\gamma^*(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} \{Z(x_i) - Z(x_i + h)\}^2 \quad (۱)$$

که در آن، $N(h)$ تعداد کل جفت نقاط می‌باشد و $Z(x_i)$ و $Z(x_i + h)$ به ترتیب مقادیر مشاهده شده متغیر در نقاط x_i و $x_i + h$ می‌باشد (۴). از نظر تئوری، مقدار نیم‌تغییرنما به ازای $h=0$ بایستی به سمت صفر میل کند ولی در عمل عوامل مختلفی از جمله خطاهای نمونه برداری و آماده سازی داده‌ها و همچنین تغییرات کوچک مقیاس باعث بروز پرشی در مبدأ نیم‌تغییرنما می‌شود که به مقدار این پرش، اثر قطعه ای^۲ می‌گویند. با افزایش فواصل بین جفت نقاط، مقدار نیم‌تغییرنما نیز افزایش یافته و سپس به حد ثابتی می‌رسد که به آن حد آستانه^۳ گفته می‌شود و فاصله‌ای که در آن حد آستانه رخ می‌دهد شعاع تاثیر^۴ نامیده می‌شود. در خارج از این فاصله، مقادیر متغیر مستقل از یکدیگر می‌باشند. در شکل (۲) اجزای مختلف نیم‌تغییرنما نشان داده شده است.

همسانگردی^۵

چنانچه نیم‌تغییرنما در جهات مختلف دارای همبستگی مکانی و آستانه یکسانی باشد، آن‌گاه متغیر مورد مطالعه همسانگرد می‌باشد. در این وضعیت برای بررسی خصوصیات مکانی متغیر از یک نیم‌تغییرنما استفاده می‌شود.

معیار همبستگی مکانی

برای سنجش شدت و ضعف همبستگی مکانی، معیارهای مختلفی وجود دارد که یکی از آن‌ها نسبت بخش ساختاردار (C) به کل واریانس یا حد آستانه ($C_0 + C$) نیم‌تغییرنما است. با زیاد شدن مقدار C ، مقدار C_0 (بخش بدون ساختار نیم‌تغییرنما) کم می‌شود و این امر نشان دهنده همبستگی مکانی بالاتر متغیر مورد نظر می‌باشد که در بهترین حالت این نسبت می‌تواند برابر یک شود. به طور کلی اگر این نسبت بزرگتر از ۷۵ درصد باشد یعنی داده‌ها همبستگی مکانی خوبی دارند. زمانی که این نسبت بین ۲۵ تا ۷۵ درصد باشد یعنی داده‌ها همبستگی مکانی متوسط دارند و اگر نسبت $\frac{C}{C_0 + C}$ کمتر از

۲۵ درصد باشد این مفهوم را می‌رساند که داده‌ها دارای همبستگی مکانی ضعیفی می‌باشند (۱۰).

روش کریجینگ معمولی

روش کریجینگ معمولی از معروف‌ترین انواع کریجینگ است که در آن مقادیر متغیر در نقاط فاقد آمار براساس میانگین گیری متحرک وزنی خطی مقادیر متغیر در نقاط معلوم تخمین زده می‌شوند:

$$Z^*(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (۲)$$

که در آن، $Z^*(x_0)$ مقدار برآورد شده متغیر Z در نقطه نامعلوم x_0 ، $Z(x_i)$ مقدار متغیر Z در نقطه معلوم x_i و

λ_i مقدار وزن نسبت داده شده به متغیر Z در نقطه معلوم x_i و n تعداد کل مشاهدات می‌باشد.

برای نیل به یک تخمین نا اریب ($E[Z^*(x_0) - Z(x_0)] = 0$)، مقدار جمع جبری اوزان نسبت داده شده بایستی برابر با یک شود. همچنین روش کریجینگ بهترین تخمین را با به حداقل رساندن واریانس کریجینگ ارائه می‌دهد. بنابراین اوزان λ_i از طریق حل دستگاه معادلات خطی زیر محاسبه می‌شوند:

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_i, x_j) + \mu = \gamma(x_0, x_j), \quad j=1, \dots, n \quad (۳)$$

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$$

که در آن $\gamma(x_i, x_j)$ میانگین نیم‌تغییرنما بین تمام جفت نقاط معلوم، μ ضریب لاگرانژین برای به حداقل رساندن واریانس کریجینگ و $\gamma(x_0, x_j)$ میانگین نیم‌تغییرنما بین نقطه مجهول x_0 و نقطه معلوم j ام می‌باشد. بنابر آنچه گفته شد روش کریجینگ معمولی بهترین تخمین گر نارایب (BLUE)^۶ نیز خوانده می‌شود (۱۷).

روش کریجینگ شاخص

از ویژگی‌های روش کریجینگ معمولی این است که نقشه حاصله دارای واریانس کمتر نسبت به نقاط واقعی خواهد بود. این ویژگی بویژه زمانی که داده‌ها از توزیع فراوانی با چولگی مثبت یا منفی برخوردارند، باعث بوجود آمدن نتایج غیرواقعی می‌گردد. مخصوصاً زمانی که حفظ نقاط حداکثر یا حداقل در نقشه‌های تولید شده از اهمیت بیشتری برخوردار باشد.

روش کریجینگ شاخص یکی از انواع روش‌های کریجینگ است که مستقل از توزیع فراوانی داده‌ها می‌باشد. در این روش ابتدا مقدار متغیر در هر نقطه، $Z(x)$ ، به دو کد ۱ و ۰ بر طبق معادله زیر تقسیم می‌شود:

- 1 - Experimental Semivariogram
- 2- Nugget Effect
- 3- Sill
- 4- Range
- 5- Isotropy

1- Best linear unbiased estimator

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \{Z^*(x_i) - Z(x_i)\}^2} \quad (۶)$$

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^n (Z^*(x_i) - Z(x_i))}{n} \quad (۷)$$

که در روابط بالا $Z^*(x_i)$: مقدار برآورد شده متغیر در نقطه x_i ، $Z(x_i)$: مقدار مشاهده شده متغیر در نقطه x_i و n ، تعداد نقاط مشاهده‌ای می‌باشد.

نتایج و بحث

برای آنالیز آماری و بررسی نحوه توزیع داده‌های هدایت الکتریکی خاک از نرم افزار SPSS استفاده شده است. خلاصه آماری داده‌های شوری خاک در جدول (۲) آمده است. نتایج حاصل از این جدول و همچنین شکل منحنی فراوانی داده‌ها (شکل ۳)، بیانگر چولگی و کشیدگی زیاد و در نتیجه غیر نرمال بودن توزیع داده‌ها می‌باشد که این به خاطر وجود تعداد اندکی مقادیر بسیار بالای شوری خاک در بین داده‌های مورد نظر می‌باشد.

به منظور بررسی تغییر پذیری مکانی شوری خاک، نیم‌تغییرنمای تجربی با در نظر گرفتن متوسط فاصله ۲۰۰ متر ترسیم گردیده و بهترین مدل از نظر داشتن حداقل مجموع مربعات باقیمانده بر آن.

برازش شده است (شکل ۴). جدول (۳) مشخصات مدل برازش داده شده را نشان می‌دهد.

همان‌گونه که نیم‌تغییرنمای برازش داده شده (شکل ۴) نشان می‌دهد، توزیع داده‌های شوری در سطح منطقه دارای همبستگی مکانی نسبتاً بالا با اثر قطعه‌ای پایین می‌باشد (۱۶). برای بررسی تغییرات همبستگی مکانی شوری خاک در جهات مختلف، نیم‌تغییرنماهای تجربی در چهار جهت ۰، ۴۵، ۹۰ و ۱۳۵ درجه با درجه انحراف ۲۲/۵ محاسبه شدند که در شکل (۵) نشان داده شده است. مطابق شکل (۵)، داده‌های شوری خاک ناهمسانگردی^۷ قابل ملاحظه‌ای از خود نشان نمی‌دهند.

جهت کاربرد روش کریجینگ شاخص، تعداد پنج شاخص (۰/۱، ۰/۲۵، ۰/۵، ۰/۷۵ و ۰/۹) توزیع تجمعی مشاهدات انتخاب گردید و نیم‌تغییر نماهای مربوط به هر کدام به طور مجزا محاسبه گردید که در جدول (۴) ارائه شده است. این جدول مشخصات مدل‌های تئوری برازش شده به نیم‌تغییرنماهای شاخص را نشان می‌دهد. همچنین، همسانگردی هر کدام از نیم‌تغییرنماها در چهار جهت ۰، ۴۵، ۹۰ و ۱۳۵ درجه بررسی گردید که نتایج ناهمسانگردی قابل ملاحظه‌ای را نشان نداد. همان‌گونه که مشاهده می‌شود تمام نیم‌تغییرنماها از مدل کروی تبعیت می‌کنند به طوری که دامنه تأثیر نیم‌تغییرنماهای شاخص نسبت به نیم‌تغییرنمای اصلی، افزایش یافته است. این در

$$I(x, z_k) = \begin{cases} 1 & \text{if } Z(x) \leq z_k \\ 0 & \text{if } Z(x) > z_k \end{cases} \quad k = 1, \dots, k \quad (۴)$$

که در آن $I(x, z_k)$ متغیر شاخص، z_k آستانه بحرانی و k تعداد کل آستانه‌ها می‌باشد. سپس مقدار تابع توزیع تجمعی Z در نقطه مجهول x_0 بعنوان یک ترکیب خطی از n متغیر شاخص معلوم $[I(x_i, z_k)]$ در همسایگی آن نقطه برآورد می‌شود:

$$F(x_0, z_k | (n)) = \sum_{i=1}^n \lambda_{ik} I(x_i, z_k) \quad (۵)$$

که در رابطه بالا " (n) " به معنی مشروط به مشاهدات و λ_{ik} وزن نسبت داده شده به شاخص I در نقطه x_i بر اساس آستانه بحرانی z_k می‌باشد. در واقع در این روش، متغیرهای شاخص به جای متغیرهای پیوسته ابتدایی تخمین زده می‌شود. از آنجا که مقدار توزیع تجمعی برآورد شده در هر نقطه، به صورت ناپیوسته خواهد بود، میان‌یابی بین هر دو نقطه میانی تابع و برون‌یابی نقاط تابع بایستی صورت گیرد. حال با داشتن تابع توزیع تجمعی پیوسته در هر نقطه، مقدار میانگین^۱ این تابع و واریانس شرطی^۲ متناظر با آن و همچنین مقدار احتمال اینکه در هر نقطه، مقدار متغیر بیشتر از حد آستانه مورد نظر باشد، قابل محاسبه است.

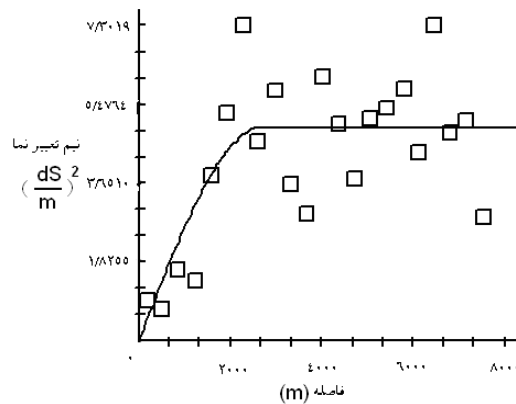
در این مطالعه برای انجام آنالیزهای زمین آماری از نرم افزار GSLIB^۳ (۱۲) استفاده شده است.

روش و معیارهای ارزیابی

در این تحقیق از روش اعتبار سنجی متقابل^۴ برای ارزیابی روش‌ها استفاده می‌شود. این روش بر این اساس است که هر بار یک مقدار مشاهده‌ای حذف شده و برای آن از روی نقاط مجاور، مقداری برآورد می‌گردد. سپس مقدار واقعی به محل قبلی برگردانده شده و برای تمامی نقاط شبکه این عمل تکرار می‌شود. در نهایت باتوجه به مقادیر مشاهده شده و برآورد شده، دقت هر روش با توجه به معیارهای آماری مختلف محاسبه می‌گردد (۵). در این تحقیق از دو معیار مجذور میانگین مربعات خطا^۵ و میانگین انحراف خطا^۶ برای سنجش روش‌ها استفاده می‌شود. مجذور میانگین مربعات خطا معرف دقت و میانگین انحراف خطا معرف انحراف هر روش می‌باشند:

- 2- E-type
- 3- Conditional variance
- 4- Geostatistical Software Library
- 5- Cross-validation
- 6- Root Mean Square Error
- 7- Mean Bias Error

1- Anisotropic



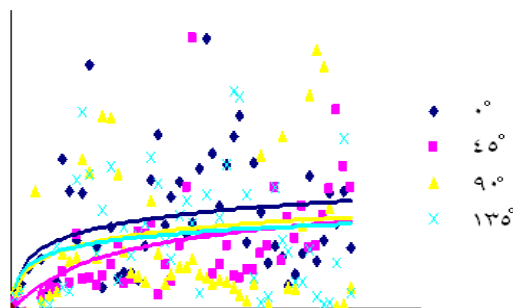
شکل ۴- نیم تغییرنمای تجربی داده‌های شوری خاک

جدول ۲- آنالیز آماری داده‌های شوری خاک

انحراف معیار $(\frac{dS}{m})$	واریانس $(\frac{dS}{m})^2$	کشیدگی	چولگی	مد $(\frac{dS}{m})$	میانگین $(\frac{dS}{m})$	حداکثر $(\frac{dS}{m})$	حداقل $(\frac{dS}{m})$	تعداد
۲/۲۲۴	۴/۹۴۷	۶/۹۶۹	۲/۱۰۳	۴/۵	۳/۷۰۴	۱۴/۵	۰/۰۱۰۹	۱۲۲

جدول ۳- مشخصات مدل برازش داده شده به نیم تغییرنمای تجربی

مدل $\frac{C}{C_0 + C}$	دامنه تأثیر (m)	حد آستانه $(\frac{dS}{m})^2$	اثر قطعه ای $(\frac{dS}{m})^2$	مدل
۰/۹۹۸	۲۷۱۰	۴/۹۵۲	۰/۰۱	کروی



شکل ۵- نیم تغییرنمای جهت‌های شوری خاک و مدل های برازش شده

زیمنس بر متر مشاهده می‌شود این در حالی است که در شکل (۶)-
 ب)، دامنه تغییرات شوری خاک کاهش یافته است. به عبارت دیگر،
 خاصیت هموار سازی کریجینگ شاخص بر خلاف انتظار بیشتر از
 کریجینگ معمولی است. به طور کلی در هر دو نقشه، کمترین مقدار
 شوری خاک در شمال غربی و شرق و بیشترین مقدار آن در جنوب و
 مناطقی از شمال شرقی منطقه مشاهده می‌شود.
 شکل (۷) نمودار پراکندگی بین مقادیر تخمین زده شده و
 مقادیر واقعی در هر دو روش کریجینگ معمولی و کریجینگ

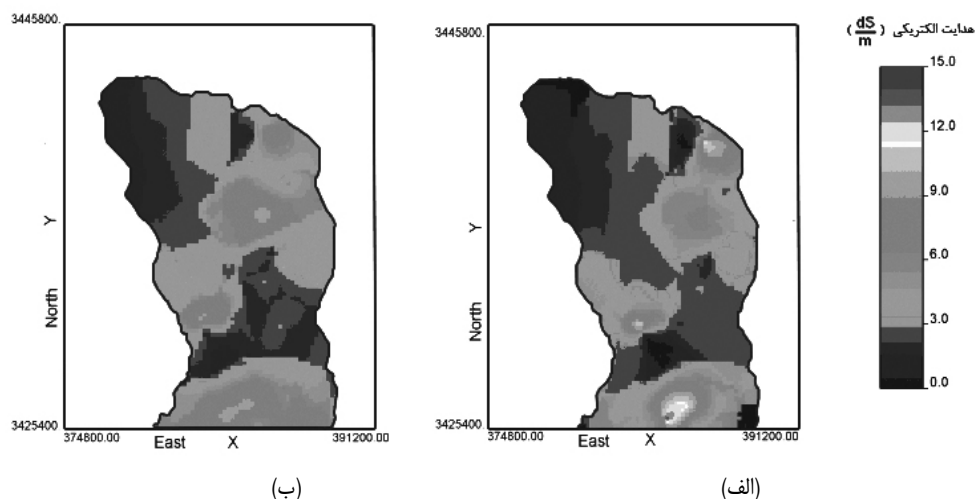
حالی است که نسبت $\frac{C}{C_0 + C}$ در بیشتر موارد نسبت به
 نیم‌تغییرنمای داده‌های پیوسته کاهش یافته است. نقشه‌های تخمین
 شوری خاک به روش کریجینگ معمولی و کریجینگ شاخص در
 شکل (۶) نشان داده شده است. همانطور که شکل (۶) نشان می‌دهد
 در نقشه به دست آمده توسط کریجینگ معمولی، اعداد از دامنه
 وسیعتری نسبت به روش کریجینگ شاخص برخوردار هستند. به
 عنوان مثال، در شکل (۶-الف) دامنه شوری خاک بین ۱۲ تا ۱۵ دسی

کریجینگ شاخص دارای انحراف معیار کمتری هستند. در نتیجه، بار دیگر این نتیجه حاصل می‌شود که به طور کلی روش کریجینگ شاخص باعث کاهش واریانس مقادیر برآورد شده شوری خاک به میزان بیشتری نسبت به روش کریجینگ معمولی می‌گردد. جدول (۵) نتایج حاصل از اعتبارسنجی متقابل را ارائه می‌دهد. بر این اساس روش کریجینگ شاخص با دارا بودن حداقل مقدار مجذور میانگین مربعات خطا از دقت بالاتری نسبت به روش کریجینگ معمولی در تخمین شوری خاک برخوردار است.

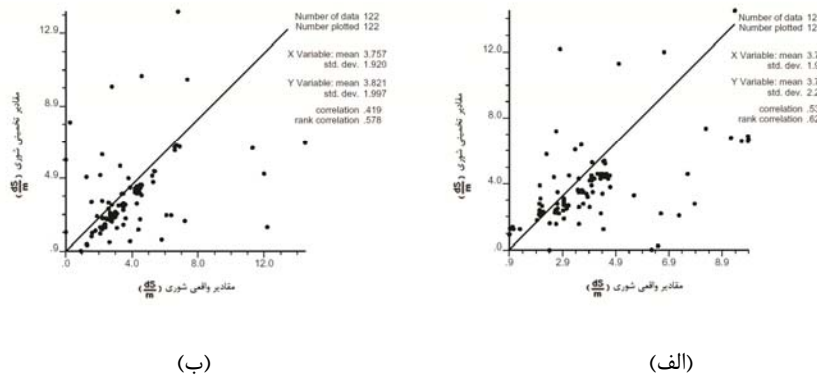
شاخص را نشان می‌دهد. هر چه مقادیر تخمین زده شده به مقادیر واقعی نزدیک‌تر باشند، تخمین دقیق‌تر خواهد بود. این مطلب را می‌توان با مقایسه ضرایب همبستگی بین مقادیر مشاهده شده و تخمین زده شده که در شکل (۷) ارائه شده است بررسی نمود. بر این اساس، روش کریجینگ معمولی که در آن ضریب همبستگی بیشتر است (۰/۵۳۹) نسبت به ۰/۴۱۹ (در روش کریجینگ شاخص) تخمین بهتری را انجام می‌دهد. از طرف دیگر، با مقایسه انحراف معیار مقادیر تخمین زده شده و مقادیر واقعی می‌توان به مقدار هموارسازی هر روش پی برد. بر این اساس دیده می‌شود که مقادیر برآورد شده توسط روش

جدول ۴- مشخصات مدل‌های برازش داده شده به نیم تغییرنماهای شاخص

شاخص	آستانه ($\frac{dS}{m}$)	مدل	اثر قطعه‌ای ($\frac{dS}{m}$) ²	حد آستانه ($\frac{dS}{m}$) ²	دامنه تأثیر (m)	$\frac{C}{C_0 + C}$
۰/۱	۱/۵۷	کروی	۰/۰۰۳۱	۰/۰۷۹۲	۴۱۱۰	۰/۹۶۱
۰/۲۵	۲/۴۰	کروی	۰/۰۰۰۱	۰/۲۵۴۲	۴۳۸۰	۱
۰/۵	۳/۴۰	کروی	۰/۰۵۸۰	۰/۲۸۴۰	۳۲۱۰	۰/۷۹۶
۰/۷۵	۴/۵۰	کروی	۰/۰۹۳۹	۰/۱۷۹۶	۲۳۴۲	۰/۴۷۷
۰/۹	۶/۱۰	کروی	۰/۰۰۰۱	۰/۰۹۱۲	۲۰۴۰	۰/۹۹۹



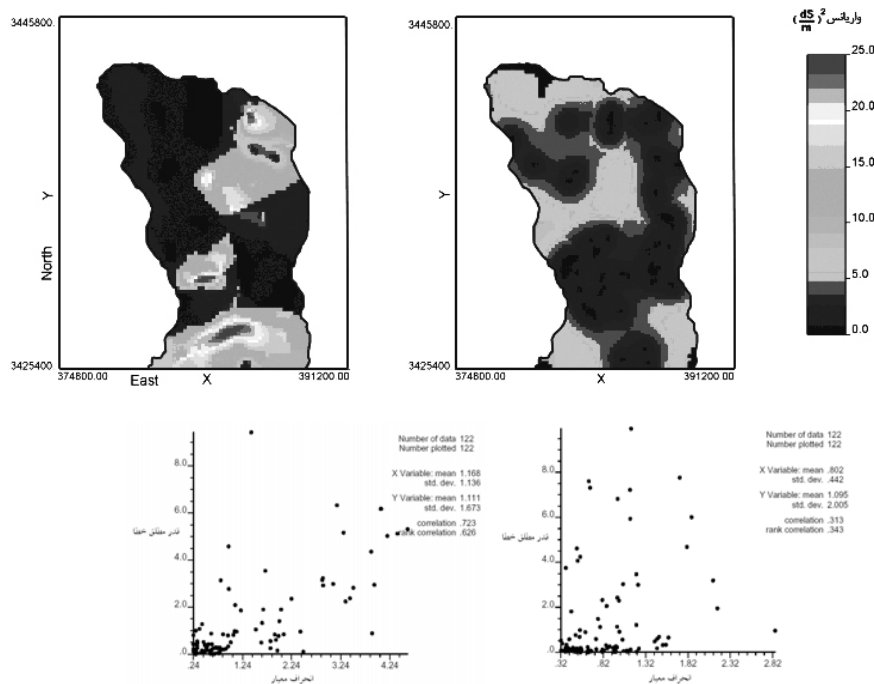
شکل ۶- نقشه تخمین شوری خاک توسط (الف) روش کریجینگ معمولی (ب) روش کریجینگ شاخص



شکل ۷- نقشه پراکندگی بین مقادیر تخمین زده شده و مقادیر واقعی (الف) روش کریجینگ معمولی (ب) روش کریجینگ شاخص

جدول ۵- نتایج اعتبارسنجی متقابل روش‌های به کار رفته

نوع روش	$\left(\frac{dS}{m}\right)$ MBE	$\left(\frac{dS}{m}\right)$ RMSE
کریجینگ معمولی	۰/۰۴۶۹	۲/۲۸
کریجینگ شاخص	۰/۰۵۲۲	۲/۰۱



شکل ۸- نقشه واریانس برای (الف) روش کریجینگ معمولی و (ب) کریجینگ شاخص. در شکل پایین، پراکندگی انحراف معیار در مقابل خطای پیش‌بینی مربوط به هر روش ارائه شده است.

می‌توان اعتماد نمود. همان‌طوری‌که در شکل (۸) نشان داده شده است به طور کلی مقدار واریانس در روش کریجینگ معمولی نسبت به کریجینگ شاخص کمتر می‌باشد. از مقایسه

در شکل (۸) نقشه واریانس تخمین برای هر دو روش کریجینگ معمولی و کریجینگ شاخص ارائه شده است. هرچه مقدار واریانس تخمین کمتر باشد به تخمین انجام شده بیشتر

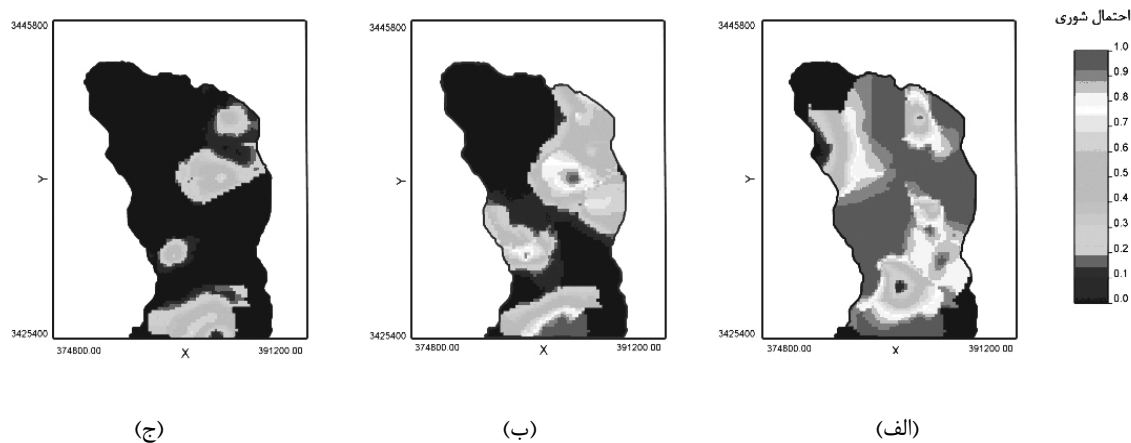
(۳). شکل (۹-ب) نقشه احتمال شوری خاک بر اساس حد شوری چهار دسی زیمنس بر متر را نشان می‌دهد. بر طبق این نقشه، بیشتر مناطق دارای احتمال شوری ۰ تا ۰/۶ هستند و مناطق کمی در جنوب و مرکز، به احتمال زیاد دارای شوری زیاد می‌باشند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که اکثر مناطق، غیر شور تشخیص داده می‌شوند. همچنین، با ترکیب نقشه‌های (الف) و (ب) این نکته به دست می‌آید که اکثر مناطق دارای شوری بین دو تا چهار دسی زیمنس بر متر هستند و با توجه به جدول (۱)، در این مناطق گیاهان خیلی حساس را نمی‌توان کشت کرد. شکل (۹-ج) برای حد شوری بیشتر از هشت دسی زیمنس بر متر به دست آمده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود مناطقی وجود دارد که با احتمال ۰ تا ۰/۶ دارای شوری بیشتر از هشت دسی زیمنس بر متر هستند. اگر به شکل (۹-ب) توجه شود مشاهده می‌شود که مناطقی که در شکل (ب) با احتمال زیاد شوری بیشتر از چهار دسی زیمنس بر متر می‌باشند در شکل (ج) با احتمال کم شوری بیشتر از هشت دسی زیمنس بر متر دارند که می‌توان این مناطق را در زمره مناطق با شوری بین چهار تا هشت تلقی نمود و با توجه به جدول (۱) تقریباً در این مناطق که جنوب و قسمت‌هایی از مرکز هستند نمی‌توان گیاهی کشت کرد.

نتیجه گیری

نتایج این تحقیق نشان داد که نیم‌تغییرنمای داده‌های شوری خاک و همچنین نیم‌تغییرنماهای متغیرهای شاخص عموماً از مدل کروی تبعیت می‌کنند. همچنین نتایج حاکی از آن است که روش‌های کریجینگ شاخص و کریجینگ معمولی دارای دقت مشابهی در تخمین شوری خاک می‌باشند. البته

شکل (۸-الف) و شکل (۸-ب) معلوم می‌شود که در روش کریجینگ معمولی مقدار واریانس در محل نقاط نمونه برداری کمتر و در باقی منطقه با افزایش فواصل نمونه‌گیری و همچنین در نقاط فاقد آمار واریانس بیشتر می‌شود. این نشانگر مستقل بودن واریانس تخمین کریجینگ از مقدار متغیر می‌باشد. این در حالی است که در روش کریجینگ شاخص، مقدار واریانس تابع مقدار متغیر نیز می‌باشد و بنابراین در مناطقی که مقدار متغیر تغییرات بیشتری از خود نشان می‌دهد (مثلاً جنوب منطقه (شکل ۶)) واریانس تخمین نیز بیشتر می‌شود. میزان دقت نقشه‌های واریانس تخمین به عنوان معیار برای سنجش خطای تخمین می‌تواند با ترسیم نمودار پراکندگی انحراف معیار در مقابل خطای پیش بینی ارزیابی شود (شکل ۸-پایین). مطابق این شکل، همبستگی بین انحراف معیار و خطای پیش بینی در روش کریجینگ شاخص بیشتر است که این امر نشان دهنده معتبر بودن واریانس تخمین روش کریجینگ شاخص بعنوان معیاری از دقت تخمین می‌باشد.

همان‌طوری که قبلاً گفته شد یکی از اهداف این تحقیق، تهیه نقشه‌های ریسک شوری نسبت به حدود آستانه‌های مورد نظر می‌باشد. بدین منظور، نقشه‌های احتمالاتی شوری خاک برای حدود بحرانی شوری دو، چهار و هشت دسی زیمنس بر متر با استفاده از روش کریجینگ شاخص به دست آمد که در شکل (۹) نشان داده شده است. اگر به شکل (۹-الف) توجه گردد معلوم خواهد شد که اکثر مناطق با احتمال ۰/۵ تا ۱ دارای شوری بیشتر از دو دسی زیمنس بر متر هستند و فقط در قسمت‌هایی از غرب و جنوب احتمال شوری بیشتر از دو دسی زیمنس بر متر، کم است که می‌توان در آن مناطق هر گیاهی را که با منطقه سازگار باشد بدون هیچ گونه نگرانی کشت کرد



شکل ۹- نقشه احتمال شوری در منطقه برای حدود بحرانی (الف) ۲، (ب) ۴ و (ج) ۸ دسی زیمنس بر متر

واریانس روش کریجینگ معمولی می‌باشد. بررسی نقشه‌های شوری خاک مؤید این مطلب است که اکثر نقاط منطقه دارای شوری کمتر از حد متوسط است و همان‌طور که از بررسی نقشه‌های ریسک شوری بر می‌آید منطقه میانکنگی - شهرکی نارویی از معدود مناطق دشت سیستان می‌باشد که مشکل شوری حاد ندارد و اکثر محصولات کشاورزی را می‌توان در آن کشت نمود.

خاصیت هموارسازی روش کریجینگ شاخص بر خلاف انتظار کمی بیشتر از روش کریجینگ معمولی می‌باشد که این ممکن است به دلیل تعداد اندک شاخص‌های در نظر گرفته شده باشد.

در مورد نقشه‌های واریانس تخمین، نتایج نشان داد که واریانس روش کریجینگ شاخص به دلیل وابستگی به مقدار شوری خاک معیار بهتری از دقت تخمین شوری خاک نسبت به

منابع

- ۱- باقری بداغ آبادی، م. ۱۳۸۴. پهنه بندی شوری خاک به منظور کاربری محیطی فضای سبز با استفاده از تکنیک AHP و اصول زمین آماری (در جزیره کیش). مجله پژوهشی علوم انسانی، جلد ۲۲، شماره ۱، صفحات ۱۱۶-۱۰۱.
- ۲- بی نام. ۱۳۸۴. گزارش مطالعات شناسایی و بهره برداری از منابع آب محدود سطحی و زیرسطحی دشت سیستان (میانکنگی و شهرکی نارویی). شرکت مهندسی مشاور رواناب پژوهان.
- ۳- پلاستر، ا. ۱۳۸۱. علوم و مدیریت خاک. جلد اول، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۳۴۰ صفحه.
- ۴- حسنی پاک، ع. ۱۳۸۰. زمین آمار (ژئواستاتستیک). انتشارات دانشگاه تهران، ۳۳۰ صفحه.
- ۵- دلبری، م. ۱۳۸۳. ارزیابی روش های زمین آمار در برآورد هدایت هیدرولیکی خاک در مناطق شیب آب و پشت آب پایین دشت سیستان مجله علوم کشاورزی ایران، جلد ۳۵، شماره ۱، صفحات ۱۲ - ۱.
- ۶- دلبری، م. و پ، افراسیاب. ۱۳۸۱. بررسی تغییرات مکانی شوری خاک در مناطق شیب‌آب و پشت‌آب پایین سیستان، مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، جلد ۱۵، شماره (۳-۴)، صفحات ۳۴-۴۰.
7. Bouma, J., Booltink, H. W. G. and P.A. Finke. 1996. Use of survey data for modeling solute transport in the Vaduz. *J. Environ. Quali.*, 25:519-526.
8. Burgess, T. M. and R. Webster. 1980. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. I. The semivariogram and punctual kriging. *Soil Sci.*, 31:333-341.
9. Burgess, T. M., and R. Webster. 1980. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. II. Block kriging. *Soil Sci.*, 31:333-341.
10. Cambardella, C. A., Moorman, T. B., Novak, J. M., Parkin, T. B., Karlen, D. L., Turco, R. F. and A. E. Konopka. 1994. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58:1501-1511.
11. Campbell, J. B. 1987. Spatial variation of sand content and pH within single contiguous of two soil mapping units. *Soil Soc. Am. J.*, 42:460-464.
12. Deutsch, C. V. and A. G. Journel. 1998. *GSLIB: Geostatistical Software Library and Users Guide: 2nd edition*, Oxford Univ. press, 369 p.
13. Gallichand, J., Bouckland, D., Marcotte, D. and M. J. Hendry. 1992. Spatial interpolation of soil salinity and solicity for a saline soil in southern Alberta. *Soil Sci. Can. J.*, 72:503-516.
14. Hajrasuliha, S., Baniabassi, N., Meohey, J. and D. R. Nielson. 1980. Spatial variability of soil sampling for salinity studies in Southwest Iran. *Irrig. Sci.*, 1:197-208.
15. Hosseini, E., Gallichand, J. and J. Caron. 1993. Comparison of several interpolators for smoothing hydraulic conductivity data in south West Iran. *ASEA.*, 36 (6):1678-1693.

16. Hosseini, E., Gallichand, J. and D. Marcote. 1994. Theoretical and experimental performance of spatial interpolation methods for soil salinity analysis. *ASAE.*, 37(6):1799-1807.
17. Journel, A. G., and C. J. Huijbregts. 1978. *Mining geostatistics*. Academic Press New York, 600 p.
18. Mc Bratney, A. B., Webster, R., Mc Laren, R. G. and R. B. Spiers. 1982. Regional variation of extractable copper and cobalt in the topsoil of south-east Scotland, *Agronomie*, 2: 969-982.
19. Triantafilis, J. I., Odeh, O. A. and A. B. Mc Bratney. 2001. Five geostatistical methods to predict soil salinity from electromagnetic induction data across irrigated cotton. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 65:869-878.
20. Webster, R. 1985. Quantitative spatial analysis of soil in the field. *Adv. In Soil Sci.*, 3:1-7.