

## تغییرات مکانی، تخمین زمین آماری و پهنه‌بندی هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع در یک خاک آهکی سنگریزه‌دار

محمد امیدی فرد و سید علی اکبر موسوی

به ترتیب دانش‌آموخته کارشناسی ارشد و دانشیار بخش علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز

### چکیده

در ۵۰ نقطه با فواصل نسبتاً منظم ۴ تا ۱۶ متر از خاک آهکی سنگریزه‌ای کوی‌اساتید از منطقه باجگاه استان فارس، هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع ( $K_{fs}$ ) با روش تک‌حلقه اندازه‌گیری شد. نیم‌تغییرنمای تجربی محاسبه و مدلسازی شد. پارامترهای بهترین مدل برازش داده شده به نیم‌تغییرنما تعیین و در مرحله تخمین از آنها استفاده شد. برای تخمین از روش‌های کریجینگ معمولی و وزن‌دهی عکس‌فاصله استفاده شد و با ارزیابی متقابل روش مناسب شناسایی و با استفاده از نتایج آن پهنه‌بندی انجام شد. مدل کروی همسانگرد با سقف ۰/۱۶، اثر قطعه‌ای ۰/۰۵ و شعاع تاثیر ۱۳۷ متر بهترین مدل برازش یافته به نیم‌تغییرنمای  $K_{fs}$  بود. ۶۹ درصد تغییرات  $K_{fs}$  تصادفی و ۳۱ درصد دارای ساختار مکانی بودند. روش وزن‌دهی عکس‌فاصله با توان یک با مقادیر ضریب تبیین، میانگین خطای باقیمانده، میانگین مربعات خطا، ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده و میانگین هندسی نسبت خطای به ترتیب برابر با ۰/۴۸، ۰/۰۰، ۰/۰۸، ۰/۱۵، و ۰/۹۹ از دقت بیشتری برای تخمین برخوردار بود.

کلمات کلیدی: کریجینگ معمولی، وزن دهی عکس فاصله، تک حلقه، نیم تغییرنما

### مقدمه

هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع یکی از ویژگی‌های اساسی خاک است که در فرایند حرکت آب، مواد شیمیایی و آلاینده‌ها در خاک در حین آبیاری و پس از آبیاری نقش مهمی ایفا می‌کند. این ویژگی در مدل‌سازی جریان آب در خاک، در روابط آب و خاک و مدل‌سازی انتقال املاح و آلاینده‌ها در خاک بسیار مهم است. ویژگی‌های هیدرولیکی خاک من جمله هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع خاک، در طول زمان و در نقاط مختلف خاک دارای تغییرات زمانی و مکانی می‌باشند. استفاده از این ویژگی در موارد مختلف مستلزم اطلاع از تغییرات این ویژگی در نقاط مختلف خاک با استفاده از روش‌های اندازه‌گیری و یا تخمین می‌باشد. با توجه به اینکه اندازه‌گیری ویژگی‌های هیدرولیکی خاک من جمله هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع خاک بسیار وقت‌گیر و پرهزینه هستند و نیاز به ادوات و وسایل ویژه و تکنسین ماهر دارند و همچنین با توجه به تغییرات مکانی این ویژگی‌ها برای دسترسی به مقادیر قابل قبول از این کمیت‌ها نیاز به اندازه‌گیری این ویژگی‌ها در تعداد نقاط زیادی از خاک می‌باشد. لذا امروزه توجه زیادی به برآورد این ویژگی‌ها با استفاده از سایر ویژگی‌های زودیافت خاک (اشتقاق توابع انتقالی) و یا استفاده از روش‌های زمین‌آماري و کاربرد کمیت اندازه‌گیری شده در نقاط محدود و تخمین ویژگی مورد نظر در نقاط اندازه‌گیری نشده معطوف شده است (موسوی و سپاسخواه، ۲۰۱۲). استفاده از روش‌های زمین‌آماري برای تخمین این ویژگی‌ها، مستلزم بررسی و مدل‌سازی تغییرات مکانی این ویژگی‌ها در منطقه مورد مطالعه می‌باشد (مرادی و همکاران، ۲۰۱۶). رگرس و همکاران (۱۹۹۱) نشان دادند تنها در برخی قسمت‌های منطقه مورد مطالعه همبستگی مکانی بین داده‌های هدایت آبی اشباع وجود داشته و در بیشتر بخش‌ها وابستگی مکانی وجود نداشته و یا بسیار ضعیف بوده است. در پژوهش دیگری مالانت و همکاران (۱۹۹۷) تغییرات مکانی هدایت آبی اشباع را در طول یک مسیر خطی بررسی و گزارش کردند حداکثر دامنه تغییرنمای محاسبه شده ۱۴ متر می‌باشد و تنها ۵۰ درصد از تغییرات هدایت آبی اشباع دارای ساختار مکانی بوده است. همچنین طی پژوهش انجام شده توسط ارساهین (۲۰۰۳) تغییرات مکانی هدایت آبی اشباع در منطقه‌ای با

شبکه‌های منظم ۲۵×۲۵ متری مورد بررسی قرار گرفت. در این پژوهش دامنه تغییر نما و نسبت تغییرپذیری ساختاردار به تغییرپذیری بدون ساختار به دست آمده برای هدایت آبی اشباع به ترتیب ۱۶۵ متر و ۰/۴۴ گزارش شده است. در پژوهش انجام شده توسط قربانی دشتکی و همکاران (۱۳۸۹) دامنه تغییر نما و نسبت تغییرپذیری ساختاردار به تغییرپذیری بدون ساختار برای هدایت آبی اشباع در بدترین حالت به ترتیب برابر ۳۷۲۰ متر و ۵۶ درصد بود. مرادی و همکاران (۲۰۱۶) نیز تغییرپذیری زیاد هدایت هیدرولیکی اشباع در خاک‌های مزارع نیشکر به ویژه در بخش‌های سطحی خاک را گزارش کردند. فتحی و همکاران (۱۳۷۸) تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع را در سطح ۵/۴ هکتار در خاک های اصفهان بررسی کردند. آنان گزارش کردند که در ۷۵ نمونه خاک، ضریب تغییرات هدایت هیدرولیکی اشباع بسیار زیاد (۶۷٪) بود و این عدم کفایت آمار کلاسیک را در بررسی تغییرات مکانی این ویژگی مشخص می‌کند. سویراج و همکاران (۲۰۰۴) دامنه تاثیر ۲۵ متر را برای هدایت هیدرولیکی اشباع خاک گزارش کردند. با توجه به اینکه تحقیقات اندکی در مورد تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع و به ویژه در خاک‌های آهکی سنگریزه‌ای انجام شده است. لذا هدف از انجام این پژوهش بررسی تغییرات مکانی، تخمین زمین‌آماری و پهنه‌بندی هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع در یک خاک آهکی سنگریزه‌ای بود.

### مواد و روش‌ها

تحقیق حاضر در خاک سری کوی اساتید واقع در ایستگاه تحقیقاتی دانشکده کشاورزی دانشگاه شیراز واقع در منطقه باجگاه در ارتفاع ۱۸۱۰ متر بالای سطح دریای آزاد و در محدوده‌ی ۵۲ درجه و ۳۲ دقیقه شرقی و ۲۹ درجه و ۳۶ دقیقه شمالی انجام شد. ویژگی‌های خاک‌های مورد آزمایش براساس گزارش مطالعات خاک شناسی نیمه تفصیلی اراضی باجگاه (ابطحی و همکاران، ۱۳۷۰) خاک مورد نظر جزء خاک‌های رسوبی آبرفتی و واریزه‌ای و در طبقه‌بندی آمریکایی جزء Xerorthents می‌باشد. این خاک، خاکی نمیه عمیق و بدون تکامل پروفیلی به رنگ قهوه ای متمایل به زرد با بافت شنی و رسی سنگریزه دار (Gravelly loam) که سنگریزه‌ها و قلوه‌سنگ‌ها به مقدار زیاد در سطح خاک (۲۵-۷۵٪) و تمام پروفیل مشاهده می‌شوند. مساحت آن ۱۷۶۲ هکتار و ۴۸/۰۴٪ از کل اراضی باجگاه را تشکیل می‌دهد.

در خاک مورد مطالعه ۵۰ نقطه با فواصل ۱۶، ۸ و ۴ متر واقع بر الگوی نمونه برداری نسبتاً منظم انتخاب شد. هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع خاک در هر یک از نقاط مورد نظر با روش‌های تک حلقه (رینولدز و الریک، ۱۹۹۰) اندازه‌گیری شد و پس از بررسی نرمال بودن داده‌ها برای بررسی تغییرات مکانی داده‌ها، نیم‌تغییر نمای هر یک از ویژگی‌های مورد مطالعه با استفاده از نرم‌افزار GS+ 5.1 محاسبه شد (معادله ۱) و مدل‌های مختلف شامل مدل‌های کروی، گوسی، نمائی و خطی (معادلات ۲ تا ۴) به آنها برازش داده شد.

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

که در آن  $\gamma(h)$  مقدار نیم‌تغییرنما در فاصله  $h$ ،  $N(h)$  جفت نمونه به کار رفته در محاسبه  $\gamma(h)$  به ازای هر فاصله‌ای مانند  $h$  است.  $Z(X_i)$  و  $Z(X_i+h)$  به ترتیب مقادیر متغیر در موقعیت‌های نمونه‌برداری  $X_i$  و  $X_i+h$  است.

$$\begin{cases} \gamma(h) = C_0 + C \left( \frac{3}{2} \left( \frac{h}{a} \right) - \frac{1}{2} \left( \frac{h}{a} \right)^3 \right) & h < a \\ \gamma(h) = C_0 + C & h > a \end{cases} \quad \text{مدل کروی} \quad (2)$$

که در آن  $\gamma(h)$  مقدار نیم‌تغییرنما در فاصله‌ی  $h$ ،  $C_0$  اثر قطعه‌ای،  $a$  دامنه تاثیر و  $C+C_0$  حد آستانه می‌باشد.

$$\gamma(h) = C_0 + C \left( 1 - e^{-\frac{h}{a}} \right) \quad \text{مدل نمایی} \quad (3)$$

که در آن  $\gamma(h)$  مقدار نیم تغییرنما در فاصله  $h$ ،  $C_0$  اثر قطعه‌ای،  $a$  دامنه تاثیر و  $C+C_0$  حد آستانه می‌باشد.

$$\gamma(h) = C_0 + C \left( 1 - e^{-\left(\frac{h}{a}\right)^2} \right) \quad \text{مدل گوسی} \quad (4)$$

که در آن  $\gamma(h)$  مقدار نیم تغییرنما در فاصله  $h$ ،  $C_0 + C$  حد آستانه می‌باشد. سپس بهترین مدل با در نظر گرفتن معیارهای  $R^2$  و  $RSS$  انتخاب شد و با استفاده از ضرایب بهترین مدل برازش داده شده به نیم تغییرنما و با استفاده از روش کریجینگ معمولی (معادله ۵) و روش وزن دهی عکس فاصله (معادله ۶) مقدار هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع خاک مورد مطالعه در نقاط نمونه برداری نشده تخمین زده شد.

$$\begin{cases} Z^*(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot Z(X_i) \\ \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \end{cases} \quad (5)$$

که در آن  $Z^*(x_0)$  مقدار تخمین متغیر  $Z$  در موقعیت نمونه برداری نشده  $x_0$ ، مقدار اندازه گیری شده  $Z(X_i)$  متغیر  $Z$  در موقعیت نمونه برداری  $X_i$ ،  $\lambda_i$  وزن اختصاص یافته به مقدار اندازه گیری شده متغیر  $Z$  در موقعیت  $X_i$  تعداد کل نمونه‌ها می‌باشد.

$$Z^*(x_0) = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{Z(X_i)}{d_i^m}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^m}} \quad (6)$$

که در این روابط  $Z_{x_i}$ ،  $\bar{Z}$  و  $n$  به ترتیب مقدار اندازه گیری شده در موقعیت  $x_i$ ، مقدار تخمین زده شده در موقعیت  $x_i$ ، میانگین تمام مقادیر اندازه گیری شده و تعداد نمونه‌ها می‌باشد.

به منظور انتخاب روش مناسب درون یابی از روش ارزیابی متقابل استفاده شد. در این روش در هر مرحله یک نقطه مشاهده‌ای حذف شده و با استفاده از سایر نقاط مشاهده‌ای، آن نقطه برآورد شد. این کار برای تمام نقاط مشاهده‌ای تکرار شد به گونه‌ای که در انتها به تعداد نقاط مشاهده‌ای، برآورد وجود داشت و در پایان با داشتن مقادیر واقعی و برآورد شده خطا و انحراف روش تخمین استفاده شده تعیین شد. این کار با محاسبه شاخص‌های آماری کنترل اعتبار نظیر، ضریب تبیین، میانگین خطای باقیمانده، میانگین مربعات خطا، ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده و میانگین هندسی نسبت خطا انجام شد (موسوی و سپاسخواه، ۱۳۹۰). پس از تخمین و انتخاب روش مناسب تخمین، پهنه بندی خاک مورد نظر از لحاظ هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع با استفاده از نتایج روش مناسب تخمین و با استفاده از نرم افزار GS+ انجام شد.

## نتایج و بحث

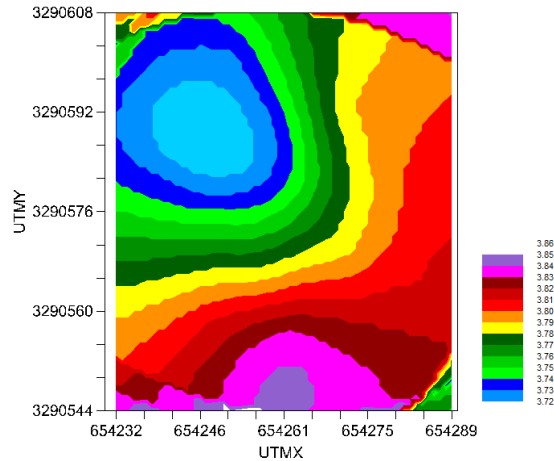
جدول ۱ ضرایب بهترین مدل برازش داده شده به نیم تغییرنمای هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع اندازه گیری شده در ۵۰ نقطه از خاک سری کوی اساتید را نشان می‌دهد. نتایج نشان می‌دهد که بهترین مدل برازش یافته به نیم تغییرنمای هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع مدل کروی همسانگرد با سقف ۰/۱۶، اثر قطعه‌ای ۰/۰۵ و شعاع تاثیر ۱۳۷ متر است.

قربانی دشتکی و همکاران (۱۳۸۹) نیز بهترین مدل برازش داده شده به نیم‌تغییرنمای هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع اندازه‌گیری شده در خاک مرتع منطقه نثار تنگ بن از توابع شهرکرد را کروی گزارش کردند. مرادی و همکاران (۲۰۱۲) نیز بهترین مدل برازش داده شده به نیم‌تغییرنمای هدایت هیدرولیکی اشباع خاک را کروی گزارش کردند. نتایج این تحقیق با نتایج محققان ذکر شده هم‌خوانی دارد. نتایج همچنین نشان داد نسبت اثر قطعه‌ای به سقف نیم‌تغییرنما حدود  $0/69$  است که نشان می‌دهد از کل تغییرات هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع حدود ۶۹ درصد تصادفی و بدون ساختار و حدود ۳۱ درصد از تغییرات دارای ساختار مکانی می‌باشند. نتایج گفته شده نشان می‌دهد از نظر میزان وابستگی مکانی و بر اساس معیار ارائه شده توسط کامباردلا و همکاران (۱۹۹۴) که بیان می‌کنند چنانچه نسبت اثر قطعه‌ای به سقف یک ویژگی کمتر از ۲۵ درصد، بین ۲۵ تا ۷۵ و بیشتر از ۷۵ درصد باشد آن ویژگی به ترتیب در محدوده کلاس وابستگی مکانی قوی، متوسط و ضعیف قرار می‌گیرد هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع در کلاس وابستگی مکانی متوسط واقع می‌شود. مقدار نسبتاً زیاد اثر قطعه‌ای برای نیم‌تغییرنمای هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع در منطقه مورد مطالعه نشان‌دهنده واریانس تصادفی نسبتاً زیاد در فواصل کوتاه است که می‌تواند ناشی از خطاهای نمونه‌برداری، اندازه‌گیری و وجود تغییرات کوتاه دامنه ویژگی مورد مطالعه در فواصل کوچکتر از کوتاهترین فاصله نمونه‌برداری باشد. شعاع تاثیر نیم‌تغییرنما نیز نشان می‌دهد هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع می‌تواند تا فاصله حدود ۱۳۷ متر بر مقدار این ویژگی در نقاط اطراف موثر باشد. دلبری و همکاران (۱۳۸۳) نیز همبستگی مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک را در منطقه مورد مطالعه (دشت سیستان) نسبتاً کم گزارش کردند به طوری که نسبت اثر قطعه‌ای به سقف نیم‌تغییرنمای تجربی مدل کروی برازش داده شده به این ویژگی خاک ۸۳ درصد بود که با یافته‌های این تحقیق هم‌خوانی دارد. با افزایش دامنه تاثیر فواصل نمونه‌برداری افزایش یافته و در نتیجه تعداد نمونه‌های لازم و هزینه نمونه‌برداری کاهش می‌یابد.

حسینی چگینی و همکاران (۱۹۹۳) با مطالعه تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی خاک‌های جنوب غرب ایران و موسوی و سپاسخواه (۲۰۱۲) نیز با بررسی هدایت هیدرولیکی غیر اشباع در مکش‌های مختلف بیان کردند که در مناطق گفته شده مورد مطالعه، ضریب آبگذری خاک دارای همبستگی مکانی متوسط با نسبت اثر قطعه‌ای به سقف حدود ۶۰ درصد می‌باشد که با نتایج این تحقیق هم‌خوانی دارد. مرادی و همکاران (۲۰۱۲) همبستگی مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک را نسبتاً کم گزارش کردند به طوری که نسبت اثر قطعه‌ای به سقف نیم‌تغییرنمای تجربی مدل کروی برازش داده شده به این ویژگی خاک را ۸۱ درصد گزارش کردند که با نتایج حاصل از این تحقیق هم‌خوانی دارد.

نتایج نشان داد از بین دو روش کریجینگ معمولی و روش وزن دهی عکس فاصله، روش وزن‌دهی عکس فاصله با توان یک با مقادیر ضریب تبیین، میانگین خطای باقیمانده، میانگین مربعات خطا، ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده و میانگین هندسی نسبت خطای به ترتیب برابر با  $0/48$ ،  $0/00$ ،  $0/08$ ،  $0/15$  و  $0/99$  در مقایسه با روش کریجینگ معمولی از دقت بیشتری برای تخمین هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع در خاک مورد مطالعه برخوردار بود و بنابراین پهنه‌بندی و تهیه نقشه با استفاده از نتایج این روش انجام شد (شکل ۱). مرادی و همکاران (۲۰۱۲) در تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع خاک با استفاده از روش‌های زمین آماری کریجینگ و وزن‌دهی عکس فاصله دریافتند که روش کریجینگ معمولی در تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع خاک نسبت به روش وزن‌دهی عکس فاصله کارایی بهتری دارد که با نتایج این تحقیق هم‌خوانی ندارد. سپاسخواه و همکاران (۱۳۹۱) با تحلیل‌های زمین‌آماري بیان کردند که به شرط وجود ساختار مکانی کریجینگ از توانایی کافی برای پیش‌بینی ضریب جذبی معادله فیلپ برخوردار است.

مطابق شکل ۱ هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع خاک دارای بیشترین تغییرپذیری در مرکز منطقه مورد مطالعه است. احتمالاً تفاوت در میزان ماده آلی، پوشش گیاهی و شیب از علل تغییرپذیری هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع خاک در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. کمترین و بیشترین مقدار تخمین هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع خاک به ترتیب در شمال غرب و جنوب منطقه مشاهده می‌شود.



شکل ۱- نقشه هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع ( $10^6, m s^{-1}$ ) تخمین زده شده با استفاده از نتایج روش مناسب تخمین (وزن دهی عکس فاصله) در خاک مورد مطالعه

### منابع

فتحی، م.، حاج عباسی، م. ع. و خادمی، ح. ۱۳۷۸. پراکنش مکانی برخی ویژگی های فیزیکی خاک در مقیاس مزرعه در خاک های جنوب اصفهان. چکیده مقالات ششمین کنگره علوم خاک ایران. دانشگاه فردوسی مشهد، صفحه ۶۰۵-۶۰۷.  
 قربانی دشتکی، ش.، همایی، م. و مهدیان، م. ح. ۱۳۸۹. تاثیر تغییر کاربری اراضی بر تغییرات مکانی پارامترهای نفوذ آب به خاک. نشریه آبیاری و زهکشی ایران، شماره ۲، جلد ۴، صفحات ۲۰۶ تا ۲۲۱.  
 ابطحی، ع.، کریمیان، ن. و صلحی، م. ۱۳۷۰. گزارش مطالعات خاک شناسی نیمه تفضیلی اراضی باجگاه - استان فارس، ۷۳ صفحه.

دلبری، م.، خیاط خلقی، م.، و مهدیان، م. ح. ۱۳۸۳. ارزیابی روشهای 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 ۱ تا ۱۲.  
 موسوی، ع. ا. و سپاسخواه، ع. ر. ۱۳۹۰. بررسی زمین آماری تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع خاک در مکش های مختلف. مجموعه مقالات دوازدهمین کنگره علوم خاک ایران، تبریز.

- Cambardella, C.A., Moorman, T.B., Parkin, T.B., Karlen, D.L., Turco, R.F. and Konopka, A.E. 1994. Field scale variability of soil properties in central Iowa soils. *Soil Science Society of America Journal*, 58:1501-1511.
- Ersahin, S. 2003. Comparing ordinary kriging and cokriging to estimate infiltration rate. *Soil Science Society of America Journal*, 67: 1848-1855.
- Hosseini, E., Gallichand, J. and Caren, J. 1993. Comparison of several interpolators for smoothing hydraulic conductivity data in south west Iran. *Transactions of the American Society of Association Executives*. 36(6): 1687-1693.
- Mallants, D., Mohanty, B.P., Vervoort, A. and Feyen, J. 1997. Spatial analysis of saturated hydraulic conductivity in a soil with macropores. *Soil Technology*, 10:115-131.
- Moosavi, A.A. and Sepaskhah, A.R. 2012. Spatial variability of physico-chemical properties and hydraulic characteristics of a gravelly calcareous soil. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 58:631-656.
- Moradi, F., Moosavi, A.A. and Khalili Moghaddam, B. 2016. Spatial variability of water retention parameters and saturated hydraulic conductivity in a calcareous Inceptisols (Khuzestan province of Iran) under sugarcane cropping. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 62: 1686- 1699.
- Moradi, M., Ghonchehpour, D., Magidi, A. and Mahmoudi Nejad, V. 2012. Geostatistic Approaches for Investigating of Soil Hydraulic Conductivity in Shahrekord Plain, Iran. *American Journal of Mathematics and Statistics*, 2(6): 164-168.
- Reynolds, W.D. and Elrick, D.E. 1990. Poned infiltration from a single ring: I. Analysis of steady flow. *Soil Science Society of America Journal*, 54: 1233- 1241.
- Rogers, J.S., Selim, H.M., Carter, C.E. and Fouss, J.L. 1991. Variability of auger hole hydraulic conductivity values for a commerce silt loam. *Transition of the ASAE*, 34(3): 876-881.



- Sepaskhah, A.R., Ahmadi, S.H. and NikbakhtShahbazi, A.R. 2005. Geostatistical analysis of sorptivity for a soil under tilled and no-tilled conditions. *Soil and Tillage Research*, 83: 237-245.
- Sobieraj, J.A., Elsenbeer, H. and Cameron, G. 2004. Scale dependency in spatial patterns of saturated hydraulic conductivity. *Catena*, 55: 49-77.

**Spatial variability, geostatistical estimation, and near saturated hydraulic conductivity zoning in a gravelly calcareous soil**

M. Omidifard and A. A. Moosavi

M.Sc. Graduate Student and Associate Prof., Department of Soil Science, College of Agriculture, Shiraz University

**Abstract**

Near saturated hydraulic conductivity ( $K_{fs}$ ) of Kooye-Asatid gravelly calcareous soil from Bajgah, Fars Province were measured with Single Ring method at 50 experimental point located on a relatively regular grid of 4 to 16 m distance intervals. Experimental semivariogram was calculated and modeled. The parameters of the best fitted model to semivariogram were determined for using in estimation procedure. Estimations were conducted using Ordinary Kriging and Inverse Distance Weighting methods. The suitable estimating method was chosen based on cross validation procedure and zoning was conducted using the results of the suitable method. Spherical model of 0.16 sill, 0.05 nugget effect and the range parameter of 137 m was the most suitable model for  $K_{fs}$  semivariogram. 69% of variations were as random variations and 31% were spatially structured variations. Inverse Distance Weighting of power 1 with determination coefficient, mean residual error, mean square error, root mean square error and geometric mean error ratio of 0.48, 0.00, 0.08, 0.15 and 0.99, respectively was the most precise method for estimating.

**Keywords:** Ordinary Kriging, Inverse Distance Weighting, Single Ring, semivariogram