

تغییرات مکانی و تخمین زمین آماری برخی ضرایب هیدرولیکی در یک خاک آهکی

سید علی اکبر موسوی^{۱*} - محمد امیدی فرد^۲

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۰/۲۵

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۰/۱۴

چکیده

اندازه‌گیری ضرایب هیدرولیکی که در مدل‌سازی فرایندهای هیدرولوژیکی، طراحی سیستم‌های آبیاری-زهکشی، انتقال املاح و آلاینده‌های شیمیایی-زیستی در خاک نقش دارند وقت گیر و پرهزینه است و به دلیل تغییرات مکانی نیاز به تعداد زیادی اندازه‌گیری می‌باشد. امروزه تخمین این ویژگی‌ها با روش‌های زمین آماری (اندازه‌گیری‌های محدود) مورد توجه می‌باشد. این تحقیق با هدف بررسی تغییرات مکانی و تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s) و اشباع در شرایط مزرعه، نزدیک اشباع (K_{fs})، نمای معادله گاردنر ()، ضریب جذب آب خاک (S)، پخشیدگی هیدرولیکی (D) و جریان بالقوه ماتریکی (m) در یک خاک آهکی انجام شد. اندازه‌گیری ویژگی‌های مورد مطالعه در ۵۰ نقطه از خاک آهکی سری دانشکده (در ایستگاه تحقیقاتی دانشکده کشاورزی دانشگاه شیراز واقع در منطقه باجگاه در ۱۵ کیلومتری شمال شیراز) با روش‌های تک حلقه و قطره‌چکان انجام شد. پس از بررسی‌های آماری، همبستگی مکانی با محاسبه و مدلسازی نیم‌تغییرنا بررسی و روش مناسب تخمین شناسایی و بهینه‌بندی انجام شد. کلاس تغییرپذیری همه ویژگی‌ها کم تا متوسط و مدل کروی بهترین مدل برازش داده شده به نیم‌تغییرنا (به جز K_{fs} و D) بود. سقف نیم‌تغییرنا بین ۰/۰۰۳ تا ۰/۴۱۹ به ترتیب برای S و K_{fs} اثر قطعه‌ای بین ۰/۰۰۱۵ تا ۰/۱۰۸ به ترتیب برای S و m و شعاع تاثیر بین ۲۱۱ تا ۶/۴ متر به ترتیب برای K_s و D متغیر بود. به ترتیب ۲/۵ و ۵۰ درصد از تغییرات D و K_s ساختاردار و بقیه تصادفی بود. کلاس وابستگی مکانی ویژگی‌ها ضعیف تا متوسط بود و در تخمین‌ها روش وزن دهی نرمال عکس فاصله مناسب‌تر بود. دقیق‌ترین و کم‌دقت‌ترین تخمین‌ها به ترتیب مربوط به K_s و m بود. پیشنهاد می‌شود در مواردی که به نقشه ویژگی‌های هیدرولیکی و یا مقدار آن‌ها در نقاط زیاد نیاز باشد با روش‌های زمین آماری و اندازه‌گیری‌های محدود، ویژگی‌ها با دقت قابل قبول برآورد شده تا در وقت و هزینه‌ها صرفه‌جویی شود.

واژه‌های کلیدی: پخشیدگی هیدرولیکی، ضریب جذب آب خاک، هدایت هیدرولیکی اشباع، هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع

مقدمه

مکانی این ویژگی‌ها برای دسترسی به مقدار قابل قبول از این کمیت‌ها نیاز به اندازه‌گیری این ویژگی‌ها در تعداد نقاط زیادی از خاک می‌باشد لذا امروزه عمدتاً سعی بر این است که با استفاده از سایر ویژگی‌های زود یافت خاک این ویژگی‌ها برآورد شوند (اشتقاق توابع انتقالی) و یا اینکه با اندازه‌گیری این ویژگی‌ها در نقاط محدود و با استفاده از روش‌های زمین آماری و کاربرد کمیت اندازه‌گیری شده در نقاط محدود، مقدار این کمیت‌ها در نقاط اندازه‌گیری نشده تخمین زده شوند. بهره‌گیری از روش‌های زمین آماری برای تخمین این ویژگی‌ها، مستلزم بررسی و مدل‌سازی تغییرات مکانی این ویژگی‌ها در منطقه مورد مطالعه می‌باشد (۱۵ و ۱۶).

رگرس و همکاران (۲۰) با بررسی تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع در خاک‌های لوم سیلتی آبرفتی لوزیانا در ایالات متحده آمریکا 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

هدایت آبی اشباع و ضرایب هیدرولیکی خاک از ویژگی‌های اساسی خاک هستند که تعیین آن‌ها برای مدل‌سازی جریان آب در خاک در حالت اشباع و غیر اشباع بسیار مهم می‌باشد (۱۰). این ویژگی‌ها در روابط آب و خاک و مدل‌سازی انتقال املاح و آلاینده‌ها در خاک نیز نقش بسیار مهمی ایفا می‌کنند. ویژگی‌های هیدرولیکی خاک در طول زمان و در نقاط مختلف یک خاک دارای تغییرات زمانی و مکانی می‌باشند (۱۵ و ۱۶). استفاده از این ویژگی‌ها در کاربردهای مختلف مستلزم آگاهی یافتن از این ویژگی‌ها در نقاط مختلف خاک با اندازه‌گیری آن‌ها می‌باشد. از آنجا که اندازه‌گیری ویژگی‌های هیدرولیکی خاک بسیار وقت گیر و پرهزینه است و نیاز به ادوات و وسایل خاص و تکنسین ماهر دارد و همچنین با توجه به تغییرات

۱ و ۲- دانشیار و دانش‌آموخته کارشناسی ارشد بخش علوم و مهندسی خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز

*-نویسنده مسئول: (Email: aamousavi@shirazu.ac.ir)

ضریب تغییرات زیاد و وابستگی شدید به سایر ویژگی‌های خاک دارای ساختار مکانی ضعیف‌تر و دامنه تاثیر کمتری نسبت به ویژگی‌های شیمیایی بود. آنان همچنین گزارش کردند مدل دایره‌ای با حد آستانه ۱۶، اثر قطعه‌ای ۰/۰۴ و شعاع تاثیر ۳۰۰۰ متر بهترین مدل برازش داده شده به تغییرنمای هدایت هیدرولیکی اشباع در خاک‌های مورد مطالعه بود. موسوی و سپاسخواه (۱۶) نیز کلاس تغییرپذیری مکانی برخی ویژگی‌های هیدرولیکی شامل هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع، ضریب جذب آب خاک، طول ماکروسکوپی مویبندی و عدد جذب (نمای معادله گاردنر) اندازه گیری شده با استفاده از نفوذسنج مکشی در مکش‌های مختلف در یک خاک آهکی سنگریزه‌دار در منطقه باجگاه استان فارس را متوسط تا قوی گزارش کردند. آنان بیان کردند در اغلب موارد مدل نمایی مدل مناسب برازش داده شده به تغییرنمای ویژگی‌های هیدرولیکی مورد نظر بود. آنان همچنین شعاع تاثیر هدایت هیدرولیکی نزدیک اشباع، ضریب جذب آب خاک، عدد جذب و طول مویبندی ماکروسکوپی اندازه‌گیری شده در مکش‌های مورد مطالعه را به ترتیب ۱۱ تا ۱۱۰، ۱۴ تا ۱۰۷، ۵ تا ۳۳ و ۵ تا ۱۴۰ متر گزارش کردند.

به طور کلی امکان استفاده از روش‌های زمین آماری برای تخمین ویژگی‌های خاکی، نوع روش مناسب زمین آماری و همچنین دقت تخمین‌های حاصل از به‌کارگیری این روش‌ها بستگی به نوع ویژگی مورد مطالعه و الگوی تغییرپذیری آن در منطقه دارد به گونه‌ای که قربانی دشتکی و همکاران (۸) معتقدند بسته به نوع ویژگی و عوامل متعددی مانند ناهمگنی منطقه از نظر ویژگی مورد مطالعه، فاصله نمونه‌برداری و وجود یا عدم وجود روند، روش مناسب برای تخمین ویژگی‌های مختلف خاک می‌تواند متفاوت باشد. کراچنکو (۱۲) نیز خاطر نشان کرد صرف‌نظر از مقدار ضریب تغییرات، تخمین و پهنه‌بندی ویژگی‌های خاکی که دارای ساختار مکانی قوی بودند نسبت به ویژگی‌هایی که ساختار مکانی ضعیف داشتند با دقت بیشتری انجام شد و روش کریجینگ تنها برای مجموعه داده‌هایی که به اندازه کافی بزرگ بودند دقیق‌تر از روش وزن‌دهی عکس فاصله عمل نمود در حالی که برای داده‌هایی که فاقد تغییرنمای مناسب و منطقی بودند دقت کافی نداشت. وو و همکاران (۲۴) بیان کردند در میان روش‌های زمین آماری، کریجینگ یک روش درون‌یابی خطی است که بهترین تخمین‌های خطی ناریب را برای مقادیری که در فضا گسترده‌اند، فراهم می‌کند.

با توجه به این که تحقیقات اندکی در مورد مطالعه تغییرات مکانی ضرایب هدایت هیدرولیکی به ویژه در خاک‌های آهکی انجام شده و نتایج اندک تحقیقات انجام شده در این مورد نیز در خاک‌ها و مناطق مختلف با یکدیگر تفاوت‌های قابل ملاحظه دارند و عملاً امکان استفاده از نتایج حاصل از این تحقیقات در خاک‌های یک منطقه برای خاک‌های سایر مناطق وجود ندارد. علاوه بر این برای انجام صحیح و

بوده است. در پژوهش دیگری مالانت و همکاران (۱۴) 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 (۶) دامنه تغییرنما و نسبت تغییرپذیری ساختاردار به تغییرپذیری بدون ساختار به دست آمده برای سرعت نفوذ اندازه‌گیری شده روی شبکه‌های منظم ۲۵×۲۵ متری در یک منطقه ۸/۵ هکتاری واقع در خاک‌های آبرفتی شمال شرق شهر توکات در آنتالیای ترکیه را به ترتیب ۱۶۵ متر و ۰/۴۴ گزارش کرد. در حالی که قربانی دشتکی و همکاران (۹) گزارش کردند دامنه تغییرنما و نسبت تغییرپذیری ساختاردار به تغییرپذیری بدون ساختار برای هدایت آبی اشباع (اندازه‌گیری شده به روش تک حلقه) در منطقه تنگ نثار بن واقع در استان چهارمحال و بختیاری در بدترین حالت به ترتیب برابر ۳۷۲۰ متر و ۵۶ درصد می‌باشد. عالمی و همکاران (۱۱) تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع اندازه‌گیری شده در ۳۱۵ نقطه واقع بر شبکه منظم و در محدوده‌ای به مساحت ۷۸ کیلومتر مربع در آذربایجان را بررسی و دامنه همبستگی مکانی ۳ کیلومتر را برای این ویژگی خاک گزارش کردند. در حالی که سوبیراج و همکاران (۲۲) دامنه تاثیر ۰ تا ۱۱۵ متر را برای تغییرنمای هدایت هیدرولیکی اشباع اندازه‌گیری شده در نمونه‌های خاک دست نخورده مربوط به جنگل‌های رانکو گراند ایالت روندونیا در برزیل گزارش کردند. آنان همچنین بیان کردند مقدار و تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک تابعی از متغیرهای مستقل موثر بر آن در مقیاس‌های مکانی مختلف می‌باشد. زلکه و سی (۲۵) نیز به نتایج مشابهی دست یافتند.

فتحی و همکاران (۷) نیز تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع را در سطح ۵/۴ هکتار در خاک‌های آهکی اصفهان بررسی و گزارش کردند که در ۷۵ نمونه خاک، ضریب تغییرات هدایت هیدرولیکی اشباع بسیار زیاد (۶۷ درصد) است که حاکی از عدم کفایت آمار کلاسیک در بررسی تغییرات مکانی این ویژگی می‌باشد. متقیان و همکاران (۱۸) تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع اندازه‌گیری شده به روش بار افتان در ۱۱۱ نقطه واقع بر یک شبکه منظم با فواصل یک کیلومتر در خاک‌های آهکی حوزه آبخیز مرغملک از زیرحوزه‌های زاینده‌رود را بررسی و گزارش کردند کلاس وابستگی مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع متوسط بوده و مدل مناسب برازش داده شده به تغییرنمای هدایت هیدرولیکی اشباع، مدل نمایی با آستانه ۰/۴۸۵، اثر قطعه‌ای ۰/۳۰۵ و شعاع تاثیر ۳۸۵۰ متر بود. واحدی و همکاران (۲۳) تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع اندازه‌گیری شده با روش بار ثابت و برخی ویژگی‌های شیمیایی در ۳۱ نقطه از خاک‌های حاشیه رودخانه قزل اوزن شهرستان ماهشان استان زنجان را بررسی و گزارش کردند هدایت هیدرولیکی به دلیل

هیدرولیکی اشباع در شرایط مزرعه، نزدیک به اشباع (K_{fs}) و جریان ماتریکی بالقوه (m) با استفاده از معادلات ۱ تا ۳ (۱۹) محاسبه شد:

$$K_{fs} = \frac{\gamma}{a} \left(\frac{dQ_s}{dH} \right) \quad (1)$$

$$\phi_m = \frac{\gamma}{a} (I - \pi \cdot a^2 \cdot K_{fs}) \quad (2)$$

$$\gamma = 0.316 \left(\frac{d}{a} \right) + 0.184 \quad (3)$$

که در آن‌ها K_{fs} ، Q_s ، m و I به ترتیب هدایت هیدرولیکی اشباع در شرایط مزرعه، نزدیک به اشباع (L/T)، ضریب شکل نفوذ (بی‌بعد)، دبی نفوذ یافته به خاک در شرایط همگام (L^3/T)، جریان ماتریکی بالقوه (L^2/T) و عرض از مبدا نمودار Q_s در مقابل H (L^3/T) می‌باشد.

برای اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی اشباع و ضریب جذب آب خاک در هر یک از نقاط آزمایشی از روش قطره‌چکان (۲۱) استفاده شد. روش قطره چکان بر این اساس است که اگر مقدار دبی ثابتی از طریق قطره‌چکان به نقطه‌ای از خاک خشک و مسطح وارد شود خاک در آن قسمت اشباع شده و بخش اشباع شده شروع به پیشروی می‌کند و پس از مدت زمان کوتاهی به حد ثابتی می‌رسد که در این حالت می‌توان از معادلات دو بعدی جریان پایدار آب در خاک استفاده نمود. برای انجام این روش، ابتدا سطح زمین صاف و بقایای گیاهی جمع‌آوری و برای تعیین رطوبت اولیه از خاک مجاور محل، نمونه‌برداری شد. سپس شیر متصل به منبع آب بالای سطح خاک به گونه‌ای تنظیم شد تا آب با دبی مشخص و به صورت قطره قطره به خاک وارد شود. با گذشت زمان شعاع ناحیه اشباع وسط و ناحیه مرطوب اطراف اندازه‌گیری شد و تا ناچیز شدن تغییرات ادامه یافت. آزمایش با ۵ دبی متفاوت در مجاورت هر یک از نقاط انجام شد. در پایان، از ناحیه اشباع وسط برای تعیین رطوبت اشباع (نهایی) نمونه برداری و مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s) ضریب جذب آب خاک (S) پخشیدگی هیدرولیکی خاک (D) و نمای معادله گاردنر (γ) یا شاخص توزیع اندازه خلل و فرج خاک با استفاده از مدل گاردنر [$K_h = K_s e^{-h}$] محاسبه شد (۲۱).

پس از پیش پردازش آماری داده‌ها و محاسبه آماره‌های مرکزی (حداقل، حداکثر و میانگین)، آماره‌های پراکنش (ضریب تغییرات) و آماره‌های شکل توزیع (ضرایب چولگی و افراستگی) داده‌ها، نرمال بودن توزیع داده‌ها با آزمون کولموگروف-اسمیرنوف و با استفاده از نرم افزار SPSS بررسی و توزیع داده‌های غیرنرمال با تبدیل‌های مناسب به توزیع نرمال تبدیل شد.

دقیق طرح‌های مختلف آبیاری و زهکشی، طرح‌های حفاظت از منابع آب و خاک، طراحی سیستم‌های آبیاری و همچنین مدلسازی انتقال مواد از جمله املاح محلول (مانند کودها و نمک‌هایی که سبب شوری آب و خاک می‌شوند) و آلاینده‌های مختلف شیمیایی و زیستی در خاک به مقدار این کمیت‌ها در نقاط مختلف خاک در محدوده مورد مطالعه نیاز است. از طرفی با توجه به این که اندازه‌گیری این ویژگی‌ها در تعداد زیادی نقطه از خاک بسیار وقت‌گیر و پرهزینه است بنابراین این تحقیق با هدف بررسی تغییرات مکانی برخی ویژگی‌های هیدرولیکی خاک شامل هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع، هدایت هیدرولیکی اشباع، جریان بالقوه ماتریکی، نمای معادله گاردنر و ضریب پخشیدگی هیدرولیکی در یک خاک آهکی از منطقه باجگاه واقع در استان فارس انجام شد.

مواد و روش‌ها

تحقیق در خاک سری دانشکده (Fine, carbonatic, mesic) در ایستگاه تحقیقاتی دانشکده کشاورزی دانشگاه شیراز واقع در منطقه باجگاه (در ارتفاع ۱۸۷۲ متری از سطح دریای آزاد و در محدوده ۵۲ درجه و ۳۲ دقیقه شرقی و ۲۹ درجه و ۳۶ دقیقه شمالی) انجام شد. این خاک با مساحت ۷۴۵ هکتار جزء خاک‌های عمیق بارنگ قهوه‌ای متمایل به زرد تا قهوه‌ای متمایل به زرد روشن (قهوه‌ای آهکی) و بافت لومی تا رسی است که حدود یک پنجم از کل اراضی منطقه را تشکیل می‌دهد (۱۶).

در خاک مورد مطالعه ۵۰ نقطه با فواصل ۱۶، ۸ و ۴ متر واقع بر الگوی نمونه‌برداری نسبتاً منظم انتخاب و ویژگی‌های هیدرولیکی خاک (هدایت هیدرولیکی اشباع در شرایط مزرعه (نزدیک به اشباع)، جریان بالقوه ماتریکی، هدایت هیدرولیکی اشباع و نمای معادله گاردنر) در آن‌ها با روش‌های تک حلقه (۱۹) و قطره‌چکان (۲۱) اندازه‌گیری شد. آزمایش‌های مزرعه‌ای نفوذ به روش تک‌حلقه (۱۹) انجام شد. به این ترتیب که در هر نقطه پس از تمیز کردن سطح خاک، استوانه بیرونی استوانه‌های مضاعف با شعاع a (۶۰ سانتی‌متر) تا عمق d (۱۰ سانتی‌متر) در خاک فرو برده شد. سپس ارتفاع آبی برابر H (۵ سانتی‌متر) در استوانه ریخته و میزان نفوذ آب به خاک در زمان‌های مختلف تا رسیدن به حالت ماندگار اندازه‌گیری شد (در طول آزمایش سطح آب درون استوانه ثابت نگه‌داشته شد). سپس آزمایش به شرح گفته شده با سه H دیگر (۱۰، ۱۵ و ۲۰ سانتی‌متر) نیز تا رسیدن به حالت ماندگار انجام شد و برای هر H دبی نفوذ یافته به خاک (Q_s) در حالت ماندگار محاسبه شد. سپس نمودار مقادیر Q_s در مقابل H رسم و با توجه به شیب $\left(\frac{dQ_s}{dH} \right)$ و عرض از مبدا (I) بهترین خط رگرسیون برازش داده شده و با محاسبه ضریب شکل نفوذ (γ)، مقدار هدایت

جدول ۱- خلاصه آماری ویژگی های هیدرولیکی اندازه گیری شده در خاک مورد مطالعه
Table 1- Statistical properties of measured hydraulic attributes in the studied soil

ویژگی های هیدرولیکی* Hydraulic attributes*	حد ادنی Minimum	حد اعظم Maximum	میانگین Mean	ضریب تغییرات (%) Coefficient of variation (%)	کلاس تغییر پذیری** Variability class**	چولگی Skewness	پخگی Kurtosis
K_{16}	3.21	7.12	9.02	38.8	متوسط Medium	0.02	-0.90
K_6	30.0	98.0	55.4	23.3	کم Low	0.87	1.72
S	0.05	0.13	0.08	15.9	کم Low	0.12	1.32
D	0.01	0.02	0.02	11.6	کم Low	-0.16	0.005
α	8.98	22.8	17.1	17.7	کم Low	-0.81	0.89
MFP	4.66	0.09	2.11	37.5	متوسط Medium	-0.16	-0.66

نمای معادله گاردنر ($*10^4, m^2 s^{-1}$) ضریب پخشیدگی هیدرولیکی خاک ($*10^2, m s^{-0.5}$) ضریب جذب آب خاک ($*10^2, m s^{-1}$) ضریب جذب آب خاک ($*10^2, m s^{-1}$) هدایت هیدرولیکی اشباع ($*10^6, m s^{-1}$) هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع ($*10^6, m s^{-1}$) هدایت هیدرولیکی از هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع ($*10^6, m s^{-1}$) به ترتیب عبارتند از: MFP و $\alpha, D, S, K_6, K_{16}, *$

α and MFP are near saturated hydraulic conductivity ($*10^6, m s^{-1}$), saturated hydraulic conductivity ($*10^2, m s^{-1}$), sorptivity coefficient ($*10^2, m s^{-0.5}$), hydraulic diffusivity ($*10^4, m^2 s^{-1}$), $D, S, K_6, *$, $K_{16}, *$ and MFP are near saturated hydraulic conductivity ($*10^6, m s^{-1}$), the power of Gardner equation ($*10^{-2}, m^{-1}$), and matrix flux potential ($*10^6, m^2 s^{-1}$), respectively.

***. The coefficient of variation <25, 25-50, 50-75 and >75 corresponds to the low, medium, high and very high variability classes, respectively (Cambardella et al., 1994).

جدول ۲- ضرایب بهترین مدل برازش داده شده به نیم تغییر نامی ویژگی های هیدرولیکی در خاک مورد مطالعه
Table 2- Coefficients of the best fitted models to the semivariogram of hydraulic attributes of studied soil

ویژگی های هیدرولیکی* Hydraulic attributes*	مدل Model	نقطه اثر Nugget effect (C0)	سقف Sill (C+C0)	شماره تکرار (متر) Range (m)	نسبت C0/C+C0 C0/C+C0 ratio	کلاس وابستگی مکانی** Spatial dependency class**	R ²	RSS
K_{16}	Isotropic spherical	0.072	0.419	105	0.828	ضعیف Weak	0.96	0.0015
K_6	Isotropic exponential	0.045	0.091	211	0.501	متوسط Medium	0.92	0.0003
S	Isotropic spherical	0.0001	0.0003	101	0.502	متوسط Medium	0.78	0.0000
D	Isotropic exponential	0.008	0.219	6.41	0.965	ضعیف Weak	0.83	0.0006
α	Isotropic spherical	0.0006	0.002	127	0.612	متوسط Medium	0.97	0.0000
MFP	Isotropic spherical	0.108	0.263	105	0.589	متوسط Medium	0.84	0.0013

نمای معادله گاردنر ($*10^4, m^2 s^{-1}$) ضریب پخشیدگی هیدرولیکی خاک ($*10^2, m s^{-0.5}$) ضریب جذب آب خاک ($*10^2, m s^{-1}$) ضریب جذب آب خاک ($*10^2, m s^{-1}$) هدایت هیدرولیکی اشباع ($*10^6, m s^{-1}$) هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع ($*10^6, m s^{-1}$) هدایت هیدرولیکی از هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع ($*10^6, m s^{-1}$) به ترتیب عبارتند از: MFP و $\alpha, D, S, K_6, K_{16}, *$

*. $K_{16}, *$, $K_6, *$, S.D. α and MFP are near saturated hydraulic conductivity ($*10^6, m s^{-1}$), saturated hydraulic conductivity ($*10^2, m s^{-1}$), sorptivity coefficient ($*10^2, m s^{-0.5}$), hydraulic diffusivity ($*10^4, m^2 s^{-1}$), the power of Gardner equation ($*10^{-2}, m^{-1}$), and matrix flux potential ($*10^6, m^2 s^{-1}$), respectively. R² and RSS are determination coefficient and residual sum of square, respectively.

***. The nugget effect to sill ratio of <25, 25-75 and >75 % corresponds to the strong, medium and weak classes of spatial dependency, respectively (Cambardella et al., 1994).

جدول ۳- روش مناسب تخمین ویژگی های هیدرولیکی خاک و معیارهای ارزیابی دقت تخمین و رتبه اختصاص داده شده
Table 3- The suitable method for estimating soil hydraulic attributes along with their evaluation measures of estimation and their allocated order

ویژگی های هیدرولیکی** Hydraulic attributes**	روش تخمین مناسب Suitable estimation method	معیارهای ارزیابی دقت تخمین*						رتبه دقت تخمین† Order of estimation precision
		R ²	MRE	MSE	NRMSE	GMER		
K _s	وزن دهی ترمزغال عکس	0.75 (1)	0.009 (4)	0.282 (6)	0.255 (5)	0.966 (6)	5	
	فاصله با تو ان یک IDW-1							
K _s	وزن دهی ترمزغال عکس	0.54 (3)	0.005 (2)	0.051 (3)	-0.043 (1)	0.994 (2)	1	
	فاصله با تو ان یک IDW-1							
S	وزن دهی ترمزغال عکس	0.34 (6)	0.009 (5)	0.000 (1)	0.165 (3)	0.979 (4)	4	
	فاصله با تو ان یک IDW-1							
D	وزن دهی ترمزغال عکس	0.47 (5)	0.004 (1)	0.200 (4)	0.059 (2)	0.995 (1)	2	
	فاصله با تو ان یک IDW-1							
α	وزن دهی ترمزغال عکس	0.49 (4)	0.006 (3)	0.001 (2)	0.202 (4)	0.975 (5)	3	
	فاصله با تو ان یک IDW-1							
MFP	وزن دهی ترمزغال عکس	0.64 (2)	-0.032 (6)	0.209 (5)	0.318 (6)	0.980 (3)	6	
	فاصله با تو ان یک IDW-1							

نمای معادله گاردنر (*10⁻², m⁻¹) و جریان بالقوه ماتریکی (*10⁶, m² s⁻¹).
 ** . R_s . K_s . S . D . α and MFP are near saturated hydraulic conductivity (*10⁶, m s⁻¹), sorptivity coefficient (*10², m s^{-0.5}), hydraulic diffusivity (*10⁴, m² s⁻¹), the power of Gardner equation (*10⁻², m⁻¹), and matrix flux potential (*10⁶, m² s⁻¹), respectively. R² and RSS are determination coefficient and residual sum of square, respectively.
 †. رتبه نهایی تخمین که نشان دهنده دقت تخمین ویژگی های مورد مطالعه در مقایسه با یکدیگر است میانگین رتبه های حاصل از معیارهای ارزیابی مورد مطالعه (داخل پرانتز) می باشد.

نمای معادله گاردنر (*10⁻², m⁻¹) و جریان بالقوه ماتریکی (*10⁶, m² s⁻¹).
 ** . R_s . K_s . S . D . α and MFP are near saturated hydraulic conductivity (*10⁶, m s⁻¹), sorptivity coefficient (*10², m s^{-0.5}), hydraulic diffusivity (*10⁴, m² s⁻¹), the power of Gardner equation (*10⁻², m⁻¹), and matrix flux potential (*10⁶, m² s⁻¹), respectively. R² and RSS are determination coefficient and residual sum of square, respectively.
 †. رتبه نهایی تخمین که نشان دهنده دقت تخمین ویژگی های مورد مطالعه در مقایسه با یکدیگر است میانگین رتبه های حاصل از معیارهای ارزیابی مورد مطالعه (داخل پرانتز) می باشد.

†. The final estimation order that indicates the estimation precision of studied attributes is the mean value of applied evaluation measures (in parenthesis).

که در آن $Z^*(x_0)$ مقدار تخمین متغیر Z در موقعیت نمونه برداری نشده x_0 ، $Z(X_i)$ مقدار اندازه گیری شده متغیر Z در موقعیت X_i و وزن اختصاص یافته به مقدار Z در موقعیت X_i و n تعداد کل نمونه ها می باشد.

$$Z^*(x_0) = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{Z(x_i)}{d_i^m}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^m}} \quad i=1, 2, 3, \dots, n \quad ()$$

که در آن d_i فاصله نقطه اندازه گیری شده x_0 تا نقطه مورد تخمین و m توان وزن دهی می باشد (در این تحقیق توان های مختلف وزن دهی استفاده و نتایج تخمین حاصل ارزیابی شد).

به منظور انتخاب روش مناسب تخمین از روش ارزیابی جک نایف استفاده شد به این ترتیب که در هر مرحله یک نقطه مشاهده ای حذف و با استفاده از سایر نقاط مشاهده ای، کمیت مورد مطالعه در آن نقطه برآورد شد. سپس این نقطه به مجموعه نقاط برگردانده و عملیات گفته شده برای تمام نقاط مشاهده ای تکرار شد به گونه ای که در انتها به تعداد نقاط مشاهده ای، برآورد وجود داشت. در پایان با داشتن مقادیر واقعی و برآورد شده میزان خطا و انحراف روش تخمین استفاده شده با محاسبه شاخص های آماری کنترل اعتبار نظیر، ضریب تبیین (R^2) میانگین خطای باقیمانده (MRE)، میانگین مربعات خطا (MSE)، ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده (NRMSE) و میانگین هندسی نسبت خطا (GMER) تعیین و نقشه های هم مقدار با استفاده از نتایج روش مناسب تخمین ترسیم شد (۱۶).

نتایج و بحث

نتایج خلاصه آماری ویژگی های هیدرولیکی مورد مطالعه در جدول ۱ نشان می دهد بیشینه و کمینه ضریب تغییرات به ترتیب مربوط به هدایت هیدرولیکی اشباع در شرایط مزرعه، نزدیک به اشباع (K_{fs}) و ضریب پخشیدگی هیدرولیکی (D) خاک است. با توجه به اینکه K_{fs} در مقایسه با سایر ویژگی های هیدرولیکی به میزان بیشتری به رطوبت (مکش آب خاک) وابسته است و از آنجا که رطوبت (مکش آب خاک) از ویژگی های بسیار متغیر خاک است بنابراین بیشتر بودن ضریب تغییرات K_{fs} در مقایسه با سایر ویژگی ها قابل توجیه است. موهانتی و همکاران (۱۵) نیز گزارش کردند ضریب تغییرات در مقایسه با K_s و K_{fs} کمتر بود. در حالی که موسوی و سپاسخواه (۱۶) و هیو و همکاران (۱۱) گزارش کردند ضریب تغییرات هدایت هیدرولیکی غیر اشباع خاک با افزایش مکش (دور شدن از حالت اشباع) کاهش یافت و بیشترین ضریب تغییرات مربوط به K_s بود. آنان این موضوع را به دلیل تغییرات بیشتر (توزیع غیر یکنواخت تر) اندازه حفرات موثر در K_s معرفی کردند. نتایج نشان داد به طور کلی

پس از بررسی وجود یا عدم وجود روند در داده های اندازه گیری شده، به منظور تجزیه و تحلیل همبستگی مکانی بین ویژگی های مورد مطالعه در نقاط اندازه گیری شده، ابتدا با استفاده از نرم افزار 5.1 GS^+ نیم تغییرنمای مسطحاتی^۱ برای هر ویژگی تعیین و ناهمسانگردی موجود در پیوستگی مکانی داده های مربوطه بررسی شد. سپس نیم تغییرنمای آزمایشی (تجربی) هر ویژگی با استفاده از رابطه (۴) محاسبه شد (۴ و ۱۰) و مدل های مختلف نظری شامل مدل های کروی، نمایی و گوسی (معادلات ۵ تا ۷) به آن ها برازش داده شد و با در نظر گرفتن معیارهای بیشترین ضریب تبیین (R^2) و کمترین مجموع مربعات باقیمانده ها (RSS) بهترین مدل انتخاب و ضرایب آن (دامنه تاثیر، اثر قطعه ای و سقف) تعیین شد. دامنه تاثیر فاصله ای است که در آن نیم تغییرنما ثابت می شود و به سقف می رسد. اثر قطعه ای کمترین مقدار نیم تغییرنما (و نشان دهنده ناپیوستگی نیم تغییرنما در نزدیکی مبدا مختصات) و سقف (آستانه) حداکثر مقدار نیم تغییرنما می باشد.

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

که در آن $N(h)$ مقدار نیم تغییرنما در فاصله h ، $N(h)$ تعداد جفت نمونه به کار رفته در محاسبه $\gamma(h)$ به ازای فاصله h ، $Z(X_i)$ و $Z(X_i+h)$ به ترتیب مقادیر متغیر در موقعیت های نمونه برداری X_i و X_i+h است.

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

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

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

که در آن C_0 اثر قطعه ای، a دامنه تاثیر و $C+C_0$ حد آستانه نیم تغییرنما می باشد.

با استفاده از ضرایب بهترین مدل نیم تغییرنما و روش های کریجینگ معمولی (معادله ۸) و وزن دهی عکس فاصله (معادله ۹) مقدار هر یک از ویژگی های مورد مطالعه در نقاط نمونه برداری نشده تخمین زده شد (۱۰ و ۱۳).

$$Z^*(X) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(X_i) \quad i=1, 2, 3, \dots, n \quad ()$$

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

ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه در کلاس‌های تغییرپذیری کم (ضریب تغییرات کمتر از ۲۵ درصد) تا متوسط (ضریب تغییرات ۲۵ تا ۵۰ درصد) قرار گرفتند. موسوی و سپاسخواه (۱۶) نیز کلاس تغییرپذیری ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه خاک را متوسط تا زیاد گزارش کردند.

نتایج نشان داد در تمام ویژگی‌های مورد بررسی به جز K_s و D ، بهترین مدل نیم‌تغییرنا مدل کروی می‌باشد (جدول ۲). قربانی دشتکی و همکاران (۹) نیز بهترین مدل نیم‌تغییرنمای K_{fs} خاک مرتع منطقه نثار تنگ‌بن از توابع شهرکرد را کروی گزارش کردند که با نتایج این تحقیق هم‌خوانی دارد. در حالی که مرادی و همکاران (۱۷) بهترین مدل نیم‌تغییرنمای K_s را کروی گزارش کردند که با نتایج این تحقیق هم‌خوانی ندارد.

نتایج نشان داد دامنه تغییرات سقف نیم‌تغییرنا برای ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه از $0/0003$ متر مربع بر ثانیه تا $0/419$ مترمربع بر مجذور ثانیه به ترتیب برای S و K_{fs} متغیر بود. قربانی دشتکی و همکاران (۹) مقدار سقف نیم‌تغییرنا برای S در خاک‌های مرتعی منطقه نثار تنگ‌بن را $0/0617$ و $0/0710$ متر مربع بر ثانیه گزارش کردند. نتایج همچنین نشان داد کمترین اثر قطعه‌ای به مقدار $0/0015$ مربوط به S بود که نشان می‌دهد واریانس نسبی و حجم نمونه‌برداری برای آشکار کردن ساختارهای مکانی مناسب است در حالی که بیشترین اثر قطعه‌ای به مقدار $0/108$ مربوط به جریان بالقوه ماتریکی (m) است که نشان‌دهنده واریانس تصادفی قوی در فواصل کوتاه و ناشی از خطاهای نمونه‌برداری، اندازه‌گیری و یا وجود تغییرات کوتاه دامنه این ویژگی در فواصل کوچک‌تر از کوتاه‌ترین فاصله نمونه‌برداری می‌باشد. نتایج نشان داد بیشترین شعاع تاثیر در بین ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه به مقدار 211 متر مربوط به K_s بود که نشان می‌دهد K_s در یک نقطه می‌تواند تا فاصله 211 متر بر نقاط مجاور تاثیر داشته باشد. در حالی که کمترین شعاع تاثیر در بین ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه به مقدار $6/4$ متر مربوط به D بود. به عبارتی کمترین وابستگی مکانی مربوط به D خاک است که می‌تواند تا $6/4$ متر بر D نقاط مجاور تاثیر داشته باشد. با افزایش شعاع تاثیر فواصل نمونه‌برداری افزایش یافته و تعداد نمونه‌های لازم برای نمونه‌برداری و در نتیجه هزینه‌های نمونه‌برداری کاهش می‌یابد. سوپیراج و همکاران (۲۲) نیز شعاع تاثیر K_s اندازه‌گیری شده در نمونه‌های خاک دست نخورده مربوط به مقاطع عرضی مختلف خاک‌های جنگل‌های رانکو گراند ایالت روندونیا در برزیل را صفر تا 115 متر گزارش کردند که تاحدودی با نتایج این تحقیق هم‌خوانی دارد.

نتایج نشان داد بیشترین نسبت اثر قطعه‌ای به سقف نیم‌تغییرنا به مقدار $0/965$ مربوط به ضریب D خاک بود که نشان می‌دهد از کل تغییرات مربوط به ضریب D ، $96/5$ درصد آن تصادفی و بدون

ساختار مکانی بوده و تنها $3/5$ درصد از این تغییرات دارای ساختار مکانی می‌باشد بنابراین انتظار می‌رود روش کریجینگ که متکی به همبستگی مکانی یک متغیر در منطقه مورد مطالعه است روش مناسبی برای تخمین این ویژگی نباشد. در حالی که کمترین نسبت اثر قطعه‌ای به سقف نیم‌تغییرنا به مقدار $0/501$ مربوط به K_s خاک بود که نشان می‌دهد از کل تغییرات K_s خاک حدود 50 درصد دارای ساختار مکانی بوده و بقیه تصادفی و بدون ساختار مکانی می‌باشد. نتایج نشان داد کلاس وابستگی مکانی در همه ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه براساس الگوی کامباردا و همکاران (۳) ضعیف تا متوسط بود به طوری که K_{fs} و D در کلاس وابستگی مکانی ضعیف قرار گرفتند در حالی که سایر ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه در کلاس وابستگی مکانی متوسط قرار گرفتند و کلاس وابستگی مکانی قوی در هیچ یک از ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه مشاهده نشد (جدول ۲). وابستگی مکانی قوی ویژگی‌های خاک می‌تواند به خصوصیات ذاتی خاک (شکل‌گیری خاک) وابسته باشد در حالی که وابستگی مکانی ضعیف مشابه آنچه در مورد K_{fs} و D خاک مشاهده شد عمدتاً به عوامل خارجی (روش‌های مدیریت خاک) نسبت داده می‌شود. به عبارتی اعمال مدیریت‌های مختلف در منطقه می‌تواند به طور مستقیم منجر به تغییرپذیری بیشتر ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه و یا به طور غیرمستقیم منجر به تغییرپذیری بیشتر ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی موثر بر ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه و در نتیجه وابستگی مکانی ضعیف‌تر آن‌ها شود. دلبری و همکاران (۵) همبستگی مکانی K_s خاک را در منطقه مورد مطالعه (دشت سیستان) نسبتاً کم گزارش کردند به طوری که نسبت اثر قطعه‌ای به سقف نیم‌تغییرنمای تجربی مدل کروی برآزش داده شده را حدود 83 درصد گزارش کردند که با نتایج حاصل از این تحقیق هم‌خوانی دارد. مرادی و همکاران (۱۷) نیز همبستگی مکانی K_s خاک را نسبتاً کم و نسبت اثر قطعه‌ای به سقف نیم‌تغییرنمای تجربی مدل کروی برآزش داده شده را 81 درصد گزارش کردند که با نتایج این تحقیق هم‌خوانی دارد.

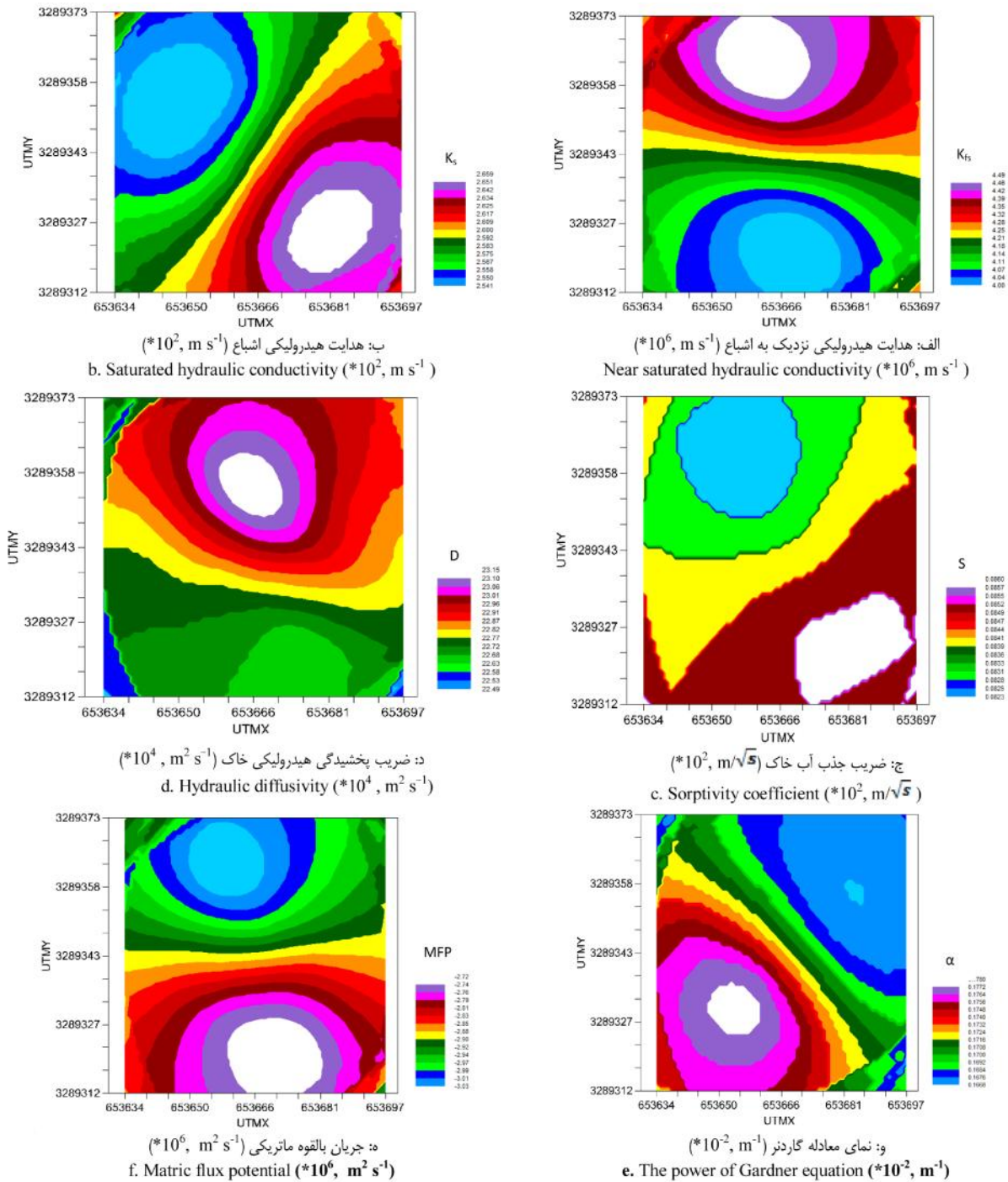
جدول ۳ روش مناسب برای تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه و معیارهای آماری محاسبه شده برای ارزیابی دقت تخمین‌ها را نشان می‌دهد. نتایج نشان داد در تخمین همه ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه روش وزن‌دهی نرمال عکس فاصله با توان یک نسبت به روش کریجینگ معمولی کارایی بهتری داشت که می‌تواند به دلیل ساختار مکانی نامناسب و همبستگی ضعیف مکانی آن‌ها در منطقه مورد مطالعه باشد. مرادی و همکاران (۱۷) در تخمین K_s خاک با استفاده از روش‌های کریجینگ و وزن‌دهی عکس فاصله گزارش کردند که در تخمین K_s روش کریجینگ معمولی در مقایسه با روش وزن‌دهی عکس فاصله کارایی بهتری دارد که با نتایج این تحقیق هم‌خوانی ندارد. که می‌تواند به دلیل تفاوت در ماهیت داده‌ها و

جدول ۳، دقیق‌ترین تخمین در بین ویژگی‌های مورد مطالعه مربوط به تخمین K_s خاک بود در حالی که تخمین m کم‌دقت‌ترین تخمین بود. با توجه به اینکه روش مناسب تخمین برای همه ویژگی‌های مورد مطالعه روش وزن‌دهی عکس فاصله است و عملاً تفاوت در نوع و دقت برازش مدل به نیم‌تغییرنا تأثیری در نتیجه تخمین نخواهد داشت. بنابراین تفاوت در دقت تخمین می‌تواند به دلیل ماهیت و توزیع آماری متفاوت داده‌های مربوط به ویژگی‌های مورد مطالعه و تغییرات بیشتر m در مقایسه با K_s اندازه‌گیری شده (جدول ۱) باشد. نقشه تغییرات مکانی ویژگی‌های هیدرولیکی برآورد شده با استفاده از نتایج روش مناسب تخمین معرفی شده در جدول ۳ در شکل ۱ نشان داده شده است. نتایج نشان داد K_{fs} و m دارای بیشترین تغییرپذیری در مرکز منطقه مورد مطالعه و در راستای شمال به جنوب بوده و بیشترین مقدار تخمین زده شده آن‌ها در شمال منطقه و کمترین مقدار در جنوب منطقه مورد مطالعه می‌باشد. بیشترین تغییرپذیری K_s خاک در مرکز و در راستای شمال غرب به جنوب شرق منطقه مورد مطالعه و بیشترین مقدار تخمین زده شده آن در جنوب شرقی و کمترین مقدار آن در شمال غربی منطقه می‌باشد. نمای معادله گاردنر () تخمین زده شده دارای بیشترین تغییرپذیری در مرکز منطقه مورد مطالعه و در راستای شمال شرق به جنوب غرب است و بیشترین مقدار این کمیت در جنوب غربی و کمترین مقدار آن در شمال، شمال شرق و شرق منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود. با توجه به وسعت نسبتاً محدود منطقه مورد مطالعه و همچنین این که مطالعه در محدوده مربوط به یک سری خاک (خاک سری دانشکده) انجام شده که عمده عوامل خاکساز و عوامل موثر بر تغییرپذیری ذاتی خاک تا حدود بسیار زیادی مشابه هستند بنابراین تغییرات ویژگی‌های مورد نظر در منطقه مورد مطالعه عمدتاً از نوع تغییرات غیر ذاتی و مرتبط با مدیریت خاک خواهند بود که خود می‌توانند متاثر از تغییرات سایر ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی موثر باشند.

ضریب جذب آب خاک در مقایسه با سایر ویژگی‌ها دارای تغییرپذیری نسبتاً کم بوده و بیشترین مقدار تخمین آن در جنوب شرقی منطقه مورد مطالعه و کمترین مقدار آن در شمال منطقه مشاهده می‌شود. ضریب پخشیدگی هیدرولیکی خاک دارای تغییرپذیری نسبتاً متوسط در مرکز منطقه و بیشترین مقدار تخمین در شمال منطقه و کمترین مقدار تخمین در جنوب غرب منطقه مورد مطالعه می‌باشد. به طور کلی نتایج نشان داد تغییرپذیری اغلب ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه در مرکز منطقه مورد مطالعه بیشتر از سایر قسمت‌ها می‌باشد که احتمالاً به دلیل تغییرات بیشتر ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی موثر بر این ویژگی‌های هیدرولیکی در مرکز منطقه مورد مطالعه بوده و به دلایلی که قبلاً گفته شد عمدتاً از نوع تغییرپذیری غیرذاتی و مرتبط با روش‌های مدیریتی می‌باشند.

همچنین تفاوت در مقیاس و عوامل موثر بر ویژگی‌های هیدرولیکی در خاک مورد مطالعه در این تحقیق با خاک مورد مطالعه در تحقیق ذکر شده باشد.

نتایج حاصل از رگرسیون خطی بین مقادیر برآورد شده و اندازه‌گیری شده نشان داد بیشترین ضریب تعیین مربوط به تخمین K_{fs} و کمترین ضریب تعیین مربوط به تخمین S خاک بود بنابراین براساس معیار ضریب تعیین، تخمین‌گر استفاده شده برای تخمین S خاک در مقایسه با تخمین سایر ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه دقت کمتری دارد. مقدار میانگین خطای باقیمانده مربوط به تخمین همه ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه به جز m مثبت بود که نشان دهنده بیش‌برآوردی در تخمین همه ویژگی‌های مورد مطالعه (به جز m) می‌باشد. نتایج نشان داد بیشترین مقدار بیش‌برآوردی مربوط به برآورد K_{fs} و S خاک است در حالی که کمترین مقدار بیش‌برآوردی مربوط به برآورد D خاک می‌باشد. بیشترین مقدار میانگین مربعات خطا مربوط به تخمین K_{fs} و کمترین مقدار مربوط به تخمین S خاک است که نشان دهنده دقیق‌تر بودن تخمین‌های S خاک در مقایسه با سایر ویژگی‌ها می‌باشد. البته همان‌گونه که نتایج به کارگیری ضریب تبیین و میانگین مربعات خطا نشان می‌دهد بایستی توجه نمود که استفاده از آماره‌های متفاوت برای ارزیابی و مقایسه نتایج تخمین ممکن است سبب تفاوت در نتایج شود زیرا هر یک از آماره‌های ارزیابی جنبه خاصی از عملکرد تخمین‌گر را بررسی می‌کنند. بنابراین از این نظر استفاده صرف از یک آماره ارزیابی ممکن است به تنهایی برای ارزیابی عملکرد روش‌های تخمین و مقایسه نتایج مناسب نباشد (۲). به همین دلیل پس از بررسی نتایج با استفاده از هر یک از آماره‌ها به تنهایی، نتایج تخمین با در نظر گرفتن توام همه آماره‌ها ارزیابی و مقایسه‌ها انجام شد. نتایج نشان داد بیشترین و کمترین مقدار ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده (که یک کمیت مثبت یا منفی است و مقادیر کم و زیاد آن به ترتیب نشان‌دهنده دقت زیاد و کم تخمین‌گر مورد نظر می‌باشد) به ترتیب مربوط به تخمین m و K_s خاک بود که نشان می‌دهد براساس این معیار، بیشترین مقدار بیش‌برآوردی مربوط به تخمین m و بیشترین مقدار کم برآوردی مربوط به تخمین K_s خاک می‌باشد. میانگین هندسی نسبت خطا نیز معیاری از خطای تخمین است که مقدار واحد آن برای یک ویژگی نشان دهنده برابری مقدار تخمین با مقدار اندازه‌گیری شده است و مقادیر کوچک‌تر و بزرگ‌تر از واحد آن به ترتیب نشان دهنده بیش تخمینی و کم تخمینی تخمین‌گر مورد نظر می‌باشد. براساس این معیار، تخمین D خاک در مقایسه با تخمین سایر ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه از دقت بیشتری برخوردار بود در حالی که تخمین K_{fs} خاک با بیشترین کم برآوردی همراه بود. به طور کلی نتایج نشان داد براساس میانگین رتبه‌های اختصاص داده شده برای تخمین هر ویژگی با استفاده از معیارهای آماری محاسبه شده در



شکل ۱- نقشه ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه تخمین زده شده با استفاده از روش مناسب تخمین پیشنهاد شده (جدول ۳)
 Figure 1- The map of estimated hydraulic attributes using the proposed suitable estimation method (Table 3)

نتیجه گیری کلی

ساختار مکانی ضعیف و نامناسب روش وزن دهی عکس فاصله در مقایسه با روش کریجینگ مناسب تر بوده و استفاده از آن می تواند به تخمین های دقیق تری منجر شود به علاوه اینکه دقیق ترین و کم-دقت ترین تخمین ها به ترتیب مربوط به هدایت هیدرولیکی اشباع و جریان بالقوه ماتریکی می باشند. بنابراین در مواردی که ساختار مکانی ویژگی مورد نظر ضعیف و نامناسب است بهتر است از روش کریجینگ یا سایر روش های مشابه که متکی به همبستگی و ساختار مکانی قوی هستند استفاده نشود و پیشنهاد می شود در این موارد از سایر روش های تخمین جایگزین که وابسته به وجود ساختار مکانی قوی و مناسب در داده ها نیستند (مانند روش های وزن دهی عکس فاصله) استفاده شود.

نتایج نشان داد کلاس وابستگی مکانی ویژگی های هیدرولیکی در منطقه مورد مطالعه ضعیف تا متوسط می باشد و همچنین بیشترین و کمترین شعاع تاثیر به مقدار ۲۱۱ و ۶/۴ متر به ترتیب مربوط به هدایت هیدرولیکی اشباع و پخشیدگی هیدرولیکی است که نشان می دهد ویژگی های هیدرولیکی هم پیوستگی مکانی ضعیف تا متوسطی داشته و هم در محدوده نسبتاً کمی از خود پیوستگی مکانی نشان می دهند. به طور کلی پیشنهاد می شود در مواردی که به نقشه ویژگی های هیدرولیکی و یا مقدار این ویژگی ها در نقاط زیاد نیاز باشد با استفاده از روش های زمین آماری و اندازه گیری های محدود، ویژگی ها با دقت قابل قبول برآورد و در وقت و هزینه ها صرفه جویی شود. البته همان گونه که نتایج نشان داد در منطقه مورد مطالعه به دلیل

منابع

- 1-Alemi M.H., Shahriari M.R., and Nielson D.R. 1998. Kriging and co-kriging of soil water properties. *Soil Technology*, 1:117-132.
- 2-Bellocchi, G., Fila G., and Donatelli M. 2002. An indicator of solar radiation model performance based on a fuzzy expert system. *Agronomy Journal*, 94: 1222-1233.
- 3-Cambardella C.A., Moorman T.B., 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 Science Society of America Journal*, 58:1501-1511.
- 4-Chaplot V., Darboux F., Bourennane H., Leguédou S., Silvera N., and Phachomphon K. 2006. Accuracy of interpolation techniques for the derivation of digital elevation models in relation to landform types and data density. *Geomorphology*, 77:126-141.
- 5-Delbari M., Khayat Kholghi M., and Mahdian M.H. 2005. Evaluation of geostatistical methods in prediction of soil hydraulic conductivity of Shibab and Poshtab region of Sistan plain. *Iranian Journal of Agricultural Science*, 35 (1): 1-12. (in Persian with English abstract)
- 6-Ersahin S. 2003. Comparing ordinary kriging and cokriging to estimate infiltration rate. *Soil Science Society of America Journal*, 67:1848-1855.
- 7-Fathi M., Hajabbasi M.A., and Khademi, H. 2000. Spatial distribution of some physical soil attributes of southern Esfahan in field scale. *The 6th Soil Science Congress, Ferdowsi University*, pp. 605- 607. (in Persian)
- 8-Ghorbani Dashtaki S., Homae M., and Mahdian M.H. 2009. Site dependence performance of infiltration models. *Water Resources Management*, 23:2777-2790.
- 9-Ghorbani Dashtaki, Sh., Homae M., and Mahdian, M. H. 2011. Influence of land use on spatial variability of infiltration parameters. *Iranian Journal of Irrigation and Drainage*, 4(2): 206- 221. (in Persian with English abstract)
- 10-Goovaerts P. 1999. Geostatistics in soil science: state-of-the-art and perspectives. *Geoderma*, 89:1-45.
- 11-Hu W., Shao M.A., Wang Q. J., Fan J., and Reichardt K. 2008. Spatial variability of soil hydraulic properties on a steep slope in the Loess Plateau of China. *Science of Agriculture (Piracicaba, Braz.)*, 65:268-276.
- 12-Kravchenko A. 2003. Influence of spatial structure on accuracy of interpolation methods. *Soil Science Society of America Journal*, 67(5):1564-1571.
- 13-Luo W., Taylor M., and Parker S. 2008. A comparison of spatial interpolation methods to estimate continuous wind speed surfaces using irregularly distributed data from England and Wales. *International Journal of Climatology*, 8(7):947-959.
- 14-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.
- 15-Mohanty B.P., Ankeny M.D., Horton R., and Kanwar R.S. 1994. Spatial variability of hydraulic conductivity measured by disc infiltrometer. *Water Resources Research*, 30:2489-2498.
- 16-Moosavi, A.A., and Sepaskhah A.R. 2012. Spatial variability of physicochemical properties and hydraulic characteristics of a gravelly calcareous soil. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 58:631-658.
- 17-Moradi M., Ghonchehpour D., Majidi A., and Mahmoudi Nejad V. 2012. Geostatistic approaches for investigating of soil hydraulic conductivity in Shahrekord Plain, Iran. *American Journal of Mathematics and Statistics*, 2:164-168.

- 18-Motaghian H.R., Karimi A., and Mohammadi J. 2007. Analysis of spatial variability of specific physical and hydraulic properties of soil on a catchment scale. *Journal of Water and Soil (Agricultural Sciences and Technologies)*, 22(2): 442- 436 (in Persian with English abstract).
- 19-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.
- 20-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. *Transaction of ASAE*. 34(3):876-881.
- 21-Shani U., Hanks R.J., Bresler E., and Oliveria C.A.S. 1986. Field methods of estimating hydraulic conductivity and matric potentia - water content relations. *Soil Science Society of America Journal*, 51:298-302.
- 22-Sobieraj J.A., Elsenbeer H., and Cameron G. 2004. Scale dependency in spatial patterns of saturated hydraulic conductivity. *Catena*, 55:49-77.
- 23-Vahedi S., Zare Abyaneh H., Taheri M., and Bahmani O. Studing spatial variability of some chemical and hydraulic soil properties of Ghazel Ozan river marginal lands using geostatistical methods. 2013. *Iranian Journal of Water Research*, 12: 141-150 (in Persian with English abstract).
- 24-Wu C., Wu J., Luo Y., Zhang H., and Teng Y. 2008. Statistical and geoestatistical characterization of heavy metal concentrations in a contaminated area taking into account soil map units. *Geoderma*, 144:171-179.
- 25-Zeleke T.B., and Si B.C. 2005. Scaling relationships between saturated hydraulic conductivity and soil physical properties. *Soil Science Society of America Journal*, 69:1691-1702.



Spatial Variability and Geostatistical Prediction of Some Soil Hydraulic Coefficients of a Calcareous Soil

A. A. Moosavi^{1*}-M. Omidifard²

Received: 01-15-2015

Accepted: 02-03-2016

Introduction: Saturated hydraulic conductivity and the other hydraulic properties of soils are essential vital soil attributes that play role in the modeling of hydrological phenomena, designing irrigation-drainage systems, transportation of salts and chemical and biological pollutants within the soil. Measurement of these hydraulic properties needs some special instruments, expert technician, and are time consuming and expensive and due to their high temporal and spatial variability, a large number of measurements are needed. Nowadays, prediction of these attributes using the readily available soil data using pedotransfer functions or using the limited measurement with applying the geostatistical approaches has been receiving high attention. The study aimed to determine the spatial variability and prediction of saturated (K_s) and near saturated (K_{fs}) hydraulic conductivity, the power of Gardner equation (n), sorptivity (S), hydraulic diffusivity (D) and matric flux potential (ψ_m) of a calcareous soil.

Material and Methods: The study was carried out on the soil series of Daneshkadeh located in the Bajgah Agricultural Experimental Station of Agricultural College, Shiraz University, Shiraz, Iran (1852 m above the mean sea level). This soil series with about 745 ha is a deep yellowish brown calcareous soil with textural classes of loam to clay. In the studied soil series 50 sampling locations with the sampling distances of 16, 8, and 4 m were selected on the relatively regular sampling design. The saturated hydraulic conductivity (K_s), near saturated hydraulic conductivity (K_{fs}), the power of Gardner equation (n), sorptivity (S), hydraulic diffusivity (D) and matric flux potential (ψ_m) of the aforementioned sampling locations was determined using the Single Ring and Droplet methods. After, initial statistical processing, including a normality test of data, trend and stationary analysis of data, the semivariograms of each studied hydraulic attributes were calculated in various directions and their surface semivariograms were also prepared to determine the isotropic or anisotropic behavior of each studied soil attributes. Since all of studied soil hydraulic attributes were isotropic variables, therefore, the omnidirectional semivariograms were calculated and different theoretical models were fitted to them. The best fitted semivariogram models were determined using the determination coefficient, R^2 , and the residual sum of the square, RSS. The parameters of the best fitted models to the experimental semivariograms were also determined. The prediction of study hydraulic attributes was carried out using the parameters of semivariogram models by applying the ordinary Kriging approach. Predictions were also carried out using the Inverse Distance Weighing approach. The results of predictions were compared to each other using the Jackknifing evaluation approach and the suitable prediction method was determined and zoning was performed using the results of introducing prediction method. All of the semivariogram calculations and modeling, prediction of zoning of study hydraulic attributes were performed using the GS+ 5.1 software packages.

Results and Discussion: Results indicated that all of the studied soil hydraulic attributes belonged to the weak to moderate spatial correlation classes and the spherical model was the best fitted model for their semivariograms (except for K_{fs} and D that their best semivariogram models were exponential). The sill of all semivariograms ranged between 0.0003 to 0.419 for the S and K_{fs} , respectively. The nugget effects and the Range parameter of all semivariograms were located between 0.00015 to 0.108 for the S and ψ_m , and 211 to 6.4 m for K_s and D , respectively. Results also indicated that 3.5 and 50% of total variation of D and K_s was spatially structured and the other was random, respectively. The spatial correlation classes of near saturated soil hydraulic conductivity and soil hydraulic diffusivity were weak, whereas, the spatial correlation classes of the other studied soil hydraulic attributes were moderate. Results revealed that the Inverse Distance Weighting method was the most suitable approach for the prediction of all studied soil hydraulic attributes in the present study. Comparison of the calculated statistical evaluation measures (i.e. Determination coefficient, R^2 , Mean residual error, MRE, mean square error, MSE, Normalized mean square error, NRMSE and geometric mean error ratio, GMER) and the final determined order of precision showed that the most and the least accurate predictions were obtained for

1 and 2-Associate Professor and Former M.Sc. Student, Department of Soil Science, College of Agriculture, Shiraz University

(*-Corresponding Author Email: aamousavi@shirazu.ac.ir)

K_s and m , respectively.

Conclusion: It is suggested in the cases that we need to map the hydraulic attributes or need their quantities in a large number; geostatistical prediction be performed using the limited measurements to reduce the needed time and costs.

Keywords: Hydraulic diffusivity, Near saturated hydraulic conductivity, Saturated hydraulic conductivity, Sorptivity