

## پراکنش مکانی پارامترهای نفوذ آب به خاک در مقیاس ناحیه‌ای

علیداد کریمی<sup>1\*</sup>، مهدی همایی<sup>2</sup>، محمد بای‌بوردی<sup>2</sup>،

محمد محمودیان شوشتری<sup>3</sup> و ناصر دوات‌گر<sup>4</sup>

تاریخ دریافت: 90/1/17 تاریخ پذیرش: 90/7/16

1- دانشجوی دکتری، دانشگاه تربیت مدرس و استادیار پژوهشی مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی فارس

2- استاد، گروه خاکشناسی، دانشگاه تربیت مدرس

3- استاد، گروه مهندسی عمران، دانشگاه شهید چمران اهواز

4- استادیار پژوهشی، موسسه تحقیقات برنج کشور، رشت

\* مسئول مکاتبه: E-mail: [alidada\\_karami@yahoo.com](mailto:alidada_karami@yahoo.com)

### چکیده

پراکنش مکانی پارامترهای نفوذ آب به خاک در پهنه‌ای به وسعت 4000 هکتار از اراضی دشت کوار واقع در شرق شیراز بررسی شد. بدین منظور، نفوذ آب به خاک با استوانه‌های دوگانه در 161 ایستگاه با شبکه‌بندی منظم 500×500 متر اندازه‌گیری گردید. جرم ویژه ظاهری (BD)، مقدار رطوبت اولیه خاک، درصد شن، سیلت و رس خاک، مقدار کربن آلی، درصد اشباع خاک، EC و pH خاک نیز اندازه‌گیری شدند. میان‌یابی پارامترهای نفوذ، با روش‌های کریجینگ، وزن دادن عکس فاصله و کوکریجینگ، با مدل‌های خطی، نمایی، گوسی و کروی انجام گردید. اعتبارسنجی متقاطع با استفاده از آماره‌های میانگین اربب خطاها، میانگین مطلق خطاها، مربع میانگین خطاها و ریشه میانگین مربعات خطاها، انجام و بهترین درون‌یاب انتخاب شد. با بهترین روش درون‌یاب، نقشه پراکنش مکانی پارامترها تهیه گردید. برآورد ضریب  $a$  مدل کستیاکوف به روش کوکریجینگ (مدل کروی) و با استفاده از فاکتور کمکی جرم ویژه ظاهری، با  $R^2=0/99$ ، اثر قطعه‌ای 0/002- و دامنه موثر 3002 متر بر روش کریجینگ ارجحیت داشت. توان  $b$  مدل کستیاکوف با  $R^2=0/97$ ، اثر قطعه‌ای 0/005 و دامنه موثر 14410 متر از روش کریجینگ با مدل نمایی حاصل شد. برای برآورد ضریب  $S$  مدل فیلیپ، روش کوکریجینگ با مدل کروی و با فاکتور کمکی جرم ویژه ظاهری با  $R^2=0/99$  و دامنه موثر 2973 متر بر روش کریجینگ ارجحیت نشان داد. برآورد ضریب انتقالی مدل فیلیپ به روش کوکریجینگ و مدل گوسی با  $R^2=0/996$ ، اثر قطعه‌ای 0/0003 و دامنه موثر 3862 متر دقت مناسبی داشت. استفاده از رطوبت اولیه خاک، BD، درصد اندازه ذرات، درصد اشباع و کربن آلی خاک به عنوان فاکتورهای کمکی تقریباً نتایج قابل قبول برای برآورد پارامترهای نفوذ ارائه دادند.

واژه‌های کلیدی: توزیع مکانی، زمین آمار، کریجینگ، کوکریجینگ، نفوذ آب به خاک.

## Spatial Distribution of Infiltration Parameters at Regional Scale

A Karami<sup>1\*</sup>, M Homae<sup>2</sup>, M Bybourdi<sup>2</sup>, M Mahmoodian Shushtari<sup>3</sup>  
and N Davatgar<sup>4</sup>

Received: 06 April 2011 Accepted: 08 October 2011

<sup>1</sup>PhD Student, Tarbiat Modares Univ. and Res. Assist. of Agric. and Nat. Resour. Res. Center, Fars Prov., Iran

<sup>2</sup>Prof., Soil Sci. Dept., Univ. of Tarbiat Modares, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Prof., Civil Eng. Dept., Univ. of Shahid Chamran, Ahvaz, Iran

<sup>4</sup>Assist. Prof., Rice Res. Institute, Rasht, Iran

\*Corresponding author: Email: [Alidad\\_karami@yahoo.com](mailto:Alidad_karami@yahoo.com)

### Abstract

Spatial variability of infiltration parameters were investigated in about 4000 ha of Kavar plain, east of Shiraz, Iran. For this purpose, infiltration was measured on a systematic squared grid pattern with 500 by 500 m in 161 sites using double ring infiltrometer. Soil bulk density (BD), initial soil water content, soil texture, organic carbon content (OC), saturation percentage (SP), pH, and EC were also measured. The interpolation of infiltration parameters in non-sampled areas were predicted using kriging, inverse distance weighted, and co-kriging methods. The experimental semi-variograms were fitted to linear, exponential, gaussian, and spherical models. Cross validation method using statistical parameters of *MBE*, *MAE*, *MSE*, and *RMSE* was used to choose the most accurate interpolation method. The spatial distribution map of parameters was obtained using the best interpolation method. Estimating the coefficient of *a* in Kostiakov model using co-kriging method (spherical model) and co-factor of BD with  $R^2=0.99$ , nugget effect of -0.002, and range of 3380 m was superior to kriging method. The power *b* of Kostiakov was estimated by exponential mode and kriging method with  $R^2=0.97$ , nugget effect of 0.005 and range of 14410 m. To estimate sorptivity parameter (*S*) of Philip model, the co-kriging method with spherical model and co-factor of BD with  $R^2=0.99$  and range of 2973 m was preferred to kriging method. Likewise, estimation of transmissivity parameter of Philip model using co-kriging method (Gaussian model) with  $R^2=0.996$ , nugget effect of 0.0003, and range of 3862 m showed high accuracy. Using soil moisture content, BD, texture, SP, and organic carbon as co-factors of co-kriging method, resulted in relatively better estimation of infiltration model parameters.

**Keywords:** Co-kriging, Geostatistics, Infiltration, Kriging, Spatial distribution

### مقدمه

کاهش تلفات آب است. شدت نفوذ به علت تغییرات مکانی خواص فیزیکی خاک موثر بر آن، می‌تواند از مقادیر خیلی کم تا خیلی زیاد تغییر کند (جنسن و

نفوذپذیری یک ویژگی کلیدی در کنترل عملکرد گیاهان زراعی، انتقال آب و املاح در نیم‌رخ خاک، طراحی سیستم‌های آبیاری، افزایش راندمان مصرف و

سپاسخواه و همکاران (2005) با تحلیل زمین-آماری به این نتیجه رسیدند که به شرط وجود ساختار مکانی کریجینگ از توانایی کافی برای پیش‌بینی ضریب جذبی مدل فیلیپ برخوردار است. اراشین (2003) در مقایسه کریجینگ ساده و کوکریجینگ برای تخمین شدت نفوذ در مناطقی با داده‌های محدود نشان داد که روش کوکریجینگ بر کریجینگ ساده برتری داشته و در این بین جرم ویژه ظاهری خاک زیرین، مهمترین متغیر کمکی برای پیش‌بینی شدت نفوذ بوده است. اوپان و کای (2010) از روش‌های زمین‌آماری به عنوان یک ابزار مناسب تصمیم‌گیری در فرآیندهای هیدرولوژی، کمی‌سازی تغییرات مکانی و پهنه‌بندی غلظت نترات در آب زیرزمینی استفاده کردند. رامان و همکاران (2005) با تلفیق مدل‌های هیدرولوژی و GIS محدوده‌های با شدت نفوذ یکسان را در یک حوزه آبخیز تعیین نمودند. این پژوهش با هدف: 1) کمی‌سازی تغییرات مکانی نفوذ آب به خاک، 2) ارزیابی همبستگی مکانی پارامترهای نفوذ و خواص فیزیکی و شیمیایی خاک و 3) مقایسه روش‌های زمین‌آماری، وزن‌دادن عکس فاصله، کریجینگ و کوکریجینگ در درون‌یابی مکانی پارامترهای مدل‌های نفوذ انجام شد.

#### مواد و روش‌ها

##### منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه شامل 4000 هکتار از اراضی دشت کوار واقع در شرق شیراز بود که در فاصله  $52^{\circ}37'$  تا  $52^{\circ}41'$  طول شرقی و  $23^{\circ}16'$  تا  $23^{\circ}20'$  عرض شمالی قرار دارد. در این پژوهش ابتدا نقشه 1:50,000 دشت کوار با درج در محیط ArcGIS رقوم‌سازی و به فواصل  $500 \times 500$  متر شبکه‌بندی گردید. با استفاده از این نقشه و دستگاه GPS با نصب استوانه دوگانه با بار ثابت در گره‌های شبکه، نفوذ آب به خاک در 161 نقطه اندازه‌گیری شد. در صورت وجود همبستگی بالا بین ویژگی‌های زودیاخت خاک و پارامترهای نفوذ، می‌توان از این ویژگی‌ها به عنوان متغیر کمکی به منظور تخمین بهتر پارامترهای نفوذ در

همکاران (1987). به این علت چندین مدل برای تعیین شدت نفوذ پیشنهاد شده است. از رایج‌ترین این مدل‌ها، می‌توان به مدل تجربی کستیاکوف (1932) و مدل فیزیکی فیلیپ (1957) اشاره کرد. از سوی دیگر تخمین شدت نفوذ و پارامترهای مدل در مقیاس ناحیه‌ای با صحت قابل قبول و با حداقل اندازه‌گیری صحرائی بسیار مهم است.

تغییرات مکانی شدت نفوذ را می‌توان با روش‌های زمین‌آمار مانند نیم‌تغییرنما کمی نمود. افزون بر آن، در صورت وجود همبستگی بالا بین ویژگی‌های زودیاخت خاک و پارامترهای نفوذ، می‌توان از این ویژگی‌ها به عنوان متغیر کمکی به منظور تخمین بهتر پارامترهای نفوذ در مکان‌های نمونه‌برداری نشده بهره برد. گوپتا و همکاران (1994) نشان دادند که متغیرهای بافت، ساختمان خاک و برخی از خواص شیمیایی مانند کربن آلی می‌توانند بر فرآیند شدت نفوذ و پارامترهای مرتبط با آن اثر چشمگیری داشته باشند. شرما و همکاران (1980) تغییرات مکانی شدت نفوذ را در یک حوزه آبخیز کمی نمودند. ویرا و همکاران (1981) با ارزیابی تغییرات مکانی شدت نفوذ، چگونگی استفاده از توابع خودهمبستگی در تعیین حداقل تعداد نمونه لازم برای مطالعات شدت نفوذ را نشان دادند. عالمی و همکاران (1988) با تلفیق روش‌های زمین‌آماری کریجینگ و کوکریجینگ برای ارزیابی خواص آب خاک نشان دادند که استفاده از کوکریجینگ، برای تخمین هدایت هیدرولیکی واریانس تخمین کمتری نسبت به روش کریجینگ داشت.

واکلین و همکاران (1983) گزارش کردند که تلفیق اندازه‌گیری‌های صحرائی نفوذسنج فشاری گلف با زمین‌آمار، روشی کارآمد برای تعیین تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع در یک خاک لومی است. مالانت و همکاران (1997) با استفاده از تغییرنمای دو جانبه<sup>1</sup>، ارتباط تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع با منافذ بزرگ را نشان دادند.

<sup>1</sup>Cross-semivariogram

فیزیکی دارند مدل دوپارامتری فیلیپ به علت سادگی محاسبات و این که در آن، زمان ( $t$ ) می‌تواند تابع صریحی از نفوذ باشد مورد توجه بوده است (اسوارتزنرابر و یانگز 1974). برای برآزش مدل‌های نفوذ بر داده‌های تجربی از نرم‌افزارهای SPSS, Excel و Sigmaplot استفاده شد.

آماره‌های توصیفی کمینه، بیشینه، میانگین، میانه، چولگی، کشیدگی، انحراف معیار، ضریب تغییرات و ضریب همبستگی خطی ( $r$ ) بین متغیرها با استفاده از نرم‌افزار SPSS مشخص شدند.

#### روش‌های درون‌یابی مکانی

روش‌های رایج برای تخمین متغیرها در نواحی نمونه‌برداری نشده و پهنه‌بندی شامل کریجینگ و وزن دادن عکس فاصله بودند. کریجینگ بر منطق میانگین متحرک وزنی استوار و می‌توان گفت که بهترین تخمینگر ناریب است. یکی از حسن‌های اصلی کریجینگ این است که خطای تخمین و دامنه اطمینان آن تخمین نیز محاسبه می‌شود (تئودوسسیو و لاتیپولاس 2006). وزن دادن عکس فاصله از روش‌های موجود در محدوده آمار خطی است که کاربرد زیادی در محاسبات مسائل متنوع در علوم مربوط به منابع آب و خاک دارد. در این پژوهش علاوه بر این دو روش، از کوکریجینگ نیز استفاده شد. کوکریجینگ یک روش زمین‌آماري چند متغیره است. کاربرد این روش وقتی است که داده کافی برای متغیر اصلی به علت سخت یا پرهزینه بودن اندازه‌گیری متغیر وجود ندارد. در صورتی که بین متغیر اصلی و متغیر دیگری (متغیر همراه که به آسانی و با تعداد نمونه بیشتری اندازه‌گیری شده است) همبستگی داشته باشند، می‌توان از کوکریجینگ برای تخمین متغیر اصلی استفاده کرد.

#### کریجینگ نقطه‌ای<sup>1</sup> (PK)

بر پایه نتایج آمار توصیفی متغیرهای اندازه‌گیری شده‌ای که توزیع فراوانی نرمال داشتند با تبدیل داده

مکان‌های نمونه‌برداری نشده بهره برد. در محل هر گره از شبکه، علاوه بر نمونه دست‌خورده خاک، مرکب از 7 نمونه فرعی، نمونه دست‌خورده از عمق‌های 0-10، 10-20 و 20-30 سانتی‌متری با استفاده از استوانه‌های فلزی با حجم 206 سانتی‌متر مکعب تهیه گردید. جرم ویژه ظاهری و رطوبت وزنی اولیه خاک و درصد رطوبت اشباع در نمونه خاک دست‌خورده و مقادیر اندازه ذرات خاک، SP%، EC، pH و کربن آلی در نمونه خاک دست‌خورده اندازه‌گیری شدند. شرح کامل چگونگی اندازه‌گیری این خواص بر پایه دستورالعمل موسسه تحقیقات خاک و آب (علی‌احیایی و بهبهانی‌زاده 1372) انجام گردید.

#### مدل‌های مورد استفاده نفوذ آب به خاک

در این پژوهش از مدل نفوذ آب به خاک کستیاکوف (1932) و فیلیپ (اسپوزیتو 1998) استفاده شد. در مدل کستیاکوف برای نفوذ تجمعی از رابطه زیر استفاده می‌شود (کستیاکوف 1932):

$$I_{(t)} = at^b \quad [1]$$

که در آن  $I_{(t)}$  نفوذ تجمعی (L) و  $t$  زمان (T) است.  $a$  و  $b$  پارامترهای مدل کستیاکوف هستند.

با مشتق گرفتن از معادله 1، می‌توان شدت نفوذ را محاسبه کرد:

$$i_{(t)} = abt^{b-1} \quad [2]$$

مدل فیلیپ دارای پایه نظری بوده و نفوذ تجمعی و شدت نفوذ در آن به ترتیب با معادلات 3 و 4 قابل بیان است (اسپوزیتو 1998):

$$I_{(t)} = St^{1/2} + At \quad [3]$$

$$i_{(t)} = \frac{St^{-1/2}}{2} + A \quad [4]$$

که در آنها  $A$  عامل انتقال یا نفوذپذیری نهایی ( $LT^{-1}$ ) است که به خواص خاک، رطوبت اولیه و رطوبت اشباع خاک بستگی دارد. پارامتر  $S$  نیز ضریب توانایی جذب آب توسط خاک ( $LT^{-1/2}$ ) است. این ضریب توانایی محیط متخلخل خاک را در جذب و رهاسازی آب نشان می‌دهد. در بین مدل‌های نفوذ آب به خاک که پایه

<sup>1</sup> Point kriging (PK)

وزن دادن عکس فاصله<sup>1</sup> (IDW)

پایه روش IDW، وزن‌دهی بر پایه عکس فاصله تا نقطه تخمین است. به عبارت دیگر، وزن‌دهی بیشتر به نزدیکترین نمونه‌ها و اختصاص وزن کمتر به نمونه‌هایی است که در فاصله بیشتر قرار گرفته‌اند. در این روش مقدار متغیر در نقاط نمونه‌برداری نشده از رابطه زیر مشخص شد (محمدی 1385).

$$Z = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{Z_i}{d_i^m}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^m}} \quad [8]$$

که در آن  $Z$  مقدار برآورد متغیر در نقطه نمونه برداری نشده،  $d_i$  فاصله نقطه نمونه برداری شده تا نقطه تخمین،  $N$  تعداد کل نمونه‌ها و  $m$  پارامتر توان فاصله است که تغییرات آن سبب قابلیت انعطاف روش IDW می‌شود. در این پژوهش از چهار پارامترهای توان (4 و 3 و 2 و 1) استفاده شد و نتیجه آن با روش‌های کریجینگ و کوکریجینگ مقایسه شدند.

کوکریجینگ<sup>2</sup> (CK)

در کوکریجینگ از تابع نیم‌تغییرنمای دوجانبه تجربی  $[g_{ij}(h)]$  برای توصیف همبستگی مکانی استفاده می‌شود (مکبرتنی و وبستر 1983).

$$g_{ij}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z_i(x_{k+h}) - Z_i(x_k)] [Z_j(x_{k+h}) - Z_j(x_k)] \quad [9]$$

که در آن  $N(h)$  تعداد جفت نمونه به کار رفته در محاسبه،  $Z_i$  و  $Z_j$  به ترتیب مقدار متغیرهای اصلی و همراه در موقعیت‌های مکانی  $x_k$  و  $x_{k+h}$  هستند. پس از محاسبه نیم‌تغییرنمای دوجانبه، مدل‌های نیم‌تغییرنما بر آن برازش داده شد. از مولفه‌های نیم‌تغییرنما برای برآورد مقدار متغیر اصلی در نقاط نمونه‌برداری نشده استفاده می‌شود (محمدی 1385):

$$\hat{Z}_u(x_0) = \sum_{v=1}^V \sum_{i=1}^n I_{iv} Z(x_{iv}) \quad [10]$$

نرمال شدند و سپس الگوی تغییرات مکانی و درجه پیوستگی مکانی متغیرها با استفاده از نیم‌تغییرنما ارزیابی گردید. در ابتدا نیم‌تغییرنمای تجربی  $[\gamma(h)]$  محاسبه شد (جورنیل و هوئیبرگز 1978):

$$g(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(X_i) - Z(X_i + h)]^2 \quad [5]$$

که در آن  $\gamma(h)$  مقدار نیم‌واریانس 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. پس از به دست آوردن نیم‌تغییرنمای تجربی مناسب‌ترین مدل‌های تئوری نیم‌تغییرنما مانند کروی، گوسی، نمایی و خطی و اثر قطعه‌ای برازش داده شد (لاخانکر و همکاران 2010). ارزیابی بهترین مدل برازش داده شده بر نیم‌تغییرنما با استفاده از ضریب تبیین و مجموع مربعات باقیمانده (RSS) انجام شد. در روش درون‌یابی کریجینگ از مولفه‌های تابع همبستگی نیم‌تغییرنما، برای تعیین وزن متغیرها ( $I_i$ ) در پیش‌بینی مقدار متغیر  $Z$  در نقطه نمونه‌برداری نشده بر پایه داده‌های موجود در موقعیت‌های معلوم نقطه نمونه‌برداری نشده  $x_0$  استفاده می‌شود:

$$Z_{(x_0)} = \sum_{i=1}^n I_i \cdot Z_{(x_i)} \quad [6]$$

$$\sum_{i=1}^n I_i = 1 \quad [7]$$

که در آن  $Z_{(x_0)}$  مقدار تخمین متغیر  $Z$  در نقطه نمونه برداری نشده  $x_0$ ،  $Z_{(x_i)}$  مقدار مشاهداتی متغیر  $Z$  در نقطه‌های نمونه برداری  $x_i$  و  $I_i$ : وزن تعلق گرفته به هر مشاهده در نقطه  $x_i$  است.

برازش مدل‌های نیم‌تغییرنما با استفاده از نرم‌افزار GS+5.1 انجام گردید. پس از برازش مدل، آن سری از داده‌هایی که نرمال نبودند و با تبدیل لگاریتمی نرمال شده بودند به داده‌های واقعی تبدیل شدند و میان‌یابی با داده‌های واقعی انجام گردید. پهنه‌بندی متغیرها با استفاده از کریجینگ نقطه‌ای در نرم‌افزار ArcGIS 9.1 انجام گردید.

<sup>1</sup> Inverse distance weighting (IDW)

<sup>2</sup> Co-kriging (CK)

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z_{(x_i)}^* - Z_{(x_i)})^2} \quad [14]$$

در این روابط:  $Z_{(x_i)}^*$  مقدار برآورد شده متغیر،  $Z_{(x_i)}$  مقدار اندازه‌گیری شده متغیر و  $n$  تعداد نمونه‌ها است.

آماره  $MBE$  میزان اریبی را نشان می‌دهد و در شرایط ایده‌آل باید مساوی صفر باشد. مقادیر مثبت یا منفی نشان دهنده بیش‌برآوردی<sup>6</sup> و یا کم‌برآوردی<sup>7</sup> نسبت به مقدار واقعی است. آماره‌های  $MAE$ ،  $MSE$  و  $RMSE$  معیاری از صحت برآورد هستند. هر روشی که از کوچکترین مقدار این آماره‌ها برخوردار باشد از توانایی بیشتری در صحت برآوردها برخوردار است.

## نتایج و بحث

### آمار توصیفی

آمار توصیفی متغیرهای مطالعه شده در جدول 1 نشان داده شده‌اند. نتایج نشان داد که دامنه اندازه ذرات خاک گستردگی وسیعی داشتند. دلیل این گستردگی وجود تغییرات زیاد به دلیل وسعت زیاد منطقه مورد مطالعه و وجود فیزیوگرافی‌های مختلف (مخروطافکنه، دشت دامنه‌ای و دشت رسوبی) بود. بافت‌های خاک در منطقه مورد مطالعه رسی، رسی سیلتی، لوم رسی، لوم رسی سیلتی، لومی و لوم رسی شنی بود. متغیرهای رس، شن و کربن آلی دارای چولگی و کشیدگی معنی‌دار بودند. رس و کربن آلی با استفاده از تبدیل لگاریتمی و شن با استفاده از ریشه دوم متغیر به توزیع فراوانی نرمال تبدیل شدند.

بر پایه ضریب تغییرات (CV) متغیر سیلت دارای کمترین تغییرات و رطوبت وزنی اولیه دارای بیشترین تغییرات بودند. در مقایسه با خواص پایه، پارامترهای مدل‌های نفوذ غیریکنواخت‌تر بودند. داهیا و همکاران (1984) نشان دادند که متغیرهای با ضریب تغییرات بالا، بیشتر تحت اثر عملیات مدیریتی قرار می‌گیرند. پارامتر انتقالی معادله فیلیپ (A)، در بین پارامترهای

که در آن  $U$  متغیر اصلی،  $V$  متغیر همراه و  $I_{iv}$  وزن تعلق گرفته به هر مشاهده برای متغیر همراه،  $Z_{(x_{iv})}$  مقدار متغیر همراه اندازه‌گیری شده در موقعیت  $x_i$  و  $\hat{Z}_{u(x_i)}$  مقدار متغیر اصلی برآورد شده در موقعیت نمونه‌برداری نشده  $x_0$  است.

در این پژوهش تعداد نمونه‌ها برای همه متغیرهای اصلی و همراه یکسان بود. در این شرایط مهم‌ترین علت برای به کارگیری روش کوکریجینگ می‌تواند تلاش در جهت دخالت دادن ارتباط مکانی بین متغیرهای اصلی و همراه باشد (محمدی 1378).

### ارزیابی اعتبار روش‌های درونیابی

برای اعتبارسنجی روش‌های درونیابی و صحت برآوردها از روش اعتبارسنجی جک‌نایف<sup>1</sup> استفاده شد. در این روش یک نقطه موقتاً حذف شده و با اعمال درونیابی مورد نظر برای نقطه فوق مقداری برآورد می‌گردد، سپس مقدار حذف شده به جای خود برگردانده شده و برای دیگر نقاط به صورت مجزا این برآورد انجام می‌شود (محمدی 1385). برای ارزیابی اعتبار برآوردها و درونیاب‌ها از ضریب همبستگی و ضریب تبیین برای نکویی برازش و بیان همراستایی استفاده شد. برای بیان خطای مطلق و ارزیابی برآوردها و انتخاب روش مناسب درونیابی از آماره‌های میانگین اریب خطاها ( $MBE$ )<sup>2</sup>، میانگین مطلق خطاها ( $MAE$ )<sup>3</sup>، میانگین مربعات خطاها ( $MSE$ )<sup>4</sup> و ریشه میانگین مربعات خطاها ( $RMSE$ )<sup>5</sup> به شرح زیر استفاده گردید:

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z_{(x_i)}^* - Z_{(x_i)}) \quad [11]$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |Z_{(x_i)}^* - Z_{(x_i)}| \quad [12]$$

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [Z_{(x_i)}^* - Z_{(x_i)}]^2 \quad [13]$$

<sup>1</sup> Jack-nife

<sup>2</sup> Mean bias error

<sup>3</sup> Mean absolute error

<sup>4</sup> Mean square error

<sup>5</sup> Root mean squared error

<sup>6</sup> Over estimate

<sup>7</sup> Under estimate

جدول 1- آمار توصیفی برخی از خواص فیزیکی و پارامترهای مدل‌های نفوذ آب در خاک.

متغیر	واحد	کمینه	بیشینه	میانگین	واریانس	چولگی	کشیدگی	CV (%)
جرم ویژه ظاهری	$\text{gcm}^{-3}$	1/04	1/59	1/32	0/01	0/03	-0/27	8
رس	%	17/2	62/2	34/06	79/4	0/48*	-1/15*	25/5
شن	%	1/8	52/2	20/3	120/8	0/75*	-0/43*	54/1
سیلت	%	27	64/8	45/7	31/3	-0/19	0/62	12/3
رطوبت وزنی اولیه	$\text{gg}^{-1}$	0/01	0/33	0/14	0/007	0/17	-1/24*	57/1
کربن آلی	%	0/42	3/16	0/95	0/1	3/31**	18/18**	33/7
رطوبت اشباع	%	29/7	64/4	46/8	45/3	-0/31	-0/27	14/5
ضریب a-کستیاکوف	-	0/28	2/63	0/896	0/245	1/5*	2/12*	55/2
ضریب b-کستیاکوف	-	0/45	0/79	0/62	0/006	-0/02	-0/81	12/1
S-فیلیپ	$\text{LT}^{-1/2}$	0/3	2/75	0/92	0/261	1/54*	2/29*	55/5
A-فیلیپ	$\text{LT}^{-1}$	0/002	0/43	0/074	0/005	1/93*	9/19*	91/9

داشت. همبستگی این پارامتر با کربن آلی نیز هر چند معنی‌دار، اما ضعیف بود.

پارامتر انتقالی  $A$  در مدل فیلیپ به عنوان شدت نفوذ پایه با جرم ویژه ظاهری، رطوبت اولیه خاک و درصد شن همبستگی معنی‌دار در سطح احتمال 1 درصد، ولی متوسط نشان داد. همبستگی خطی پارامتر  $A$  با پارامتر  $b$  در مدل کستیاکوف معنی‌دار و به نسبت قوی بود ( $r=0/74$ ). متقیان و محمدی (2009) نیز همبستگی شدت نفوذ با رس، شن و جرم ویژه ظاهری را در سطح احتمال 5 درصد معنی‌دار ولی ضعیف گزارش کرده‌اند.

#### آمار مکانی

مولفه‌های بهترین مدل برازش شده بر نیم‌تغییرنما برای پارامترهای  $a$  و  $b$  و نیم‌تغییرنمای دو جانبی این پارامترها با ویژگی‌های جرم ویژه ظاهری (BD) و کربن آلی (OC) در جدول 3 نشان داده شده است. علیرغم آن که پارامتر  $a$  دارای بیشترین همبستگی معنی‌دار با رطوبت وزنی اولیه ( $\theta_{mi}$ ) بود، اما بهترین برازش مدل بر نیم‌تغییرنمای دو جانبی  $a$  و BD بدست

نفوذ بیشترین تغییرات را داشت. رطوبت وزنی اولیه خاک نیز که از عوامل موثر بر  $A$  است، غیریکنواختی زیادی داشت.

پارامتر  $a$  کستیاکوف و پارامتر  $S$  فیلیپ دارای همبستگی معنی‌دار با جرم ویژه ظاهری و رطوبت وزنی اولیه بودند (جدول 2). از سوی دیگر پارامتر  $a$  و  $S$  در سطح یک درصد همبستگی معنی‌دار ( $r=0/99$ ) و قوی داشتند. با توجه به این نتایج به نظر می‌رسد که پارامتر  $a$  در مدل تجربی کستیاکوف معادل پارامتر فیزیکی  $S$  در مدل فیلیپ، و شاخصی از توانایی خاک در جذب و نگهداری آب می‌باشد. همبستگی بین  $S$  با مقدار رطوبت اولیه خاک و با درصد رس خاک منفی بود. اگر دقت شود با افزایش رطوبت اولیه خاک، توانایی خاک برای جذب آب کاهش می‌یابد. با افزایش مقدار رس نیز توانایی خاک در نگهداری آب افزایش می‌یابد. از آنجایی که عمده منطقه مورد مطالعه اراضی زراعی و رطوبت در خاک وجود داشت بنابراین همبستگی بین  $S$  با  $\theta_{mi}$  و درصد رس منفی گردید. توزیع مکانی مقدار رطوبت اولیه خاک نیز مشابه با مقدار رس در ناحیه مطالعه شده بود (شکل 3-ذ). پارامتر  $b$  مدل کستیاکوف تنها با کربن آلی خاک در سطح 5 درصد همبستگی معنی‌دار

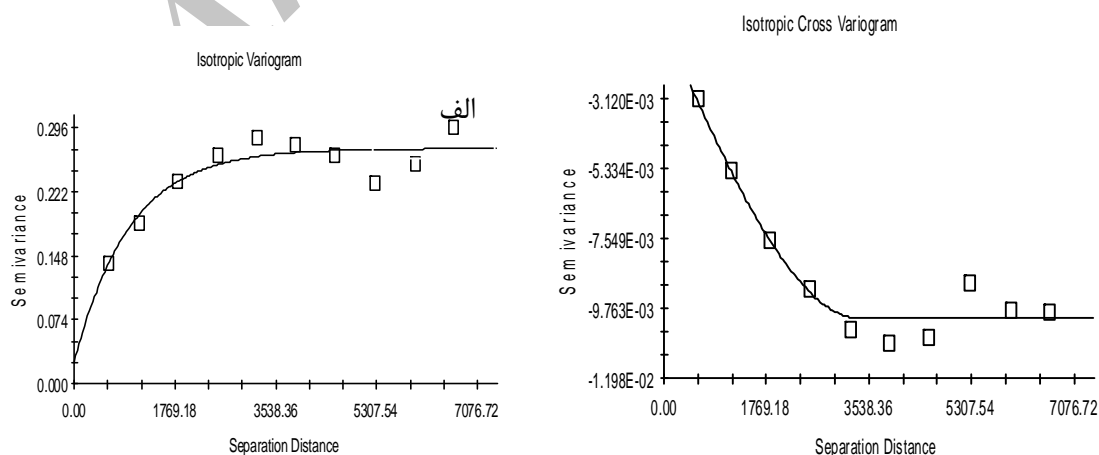
جدول 2- ضریب همبستگی خطی (r) بین برخی خواص فیزیکی خاک و پارامترهای مدل‌های نفوذ کستیاکوف و فیلیپ.

A	S	b	a	BD	SP	$\theta_{mi}$	C	Si	Sa	OC	متغیر++
										1	OC
									1	-0/07	Sa
								1	-0/62**	0/07	Si
							1	0/13	-0/86**	0/04	C
						1	0/72**	0/26**	-0/70**	-0/06	$\theta_{mi}$
					1	0/79**	0/77**	0/45**	-0/84**	0/14	SP
				1	0/17*	0/39**	0/28**	-0/21**	-0/11	-0/13	BD
			1	-0/41**	-0/35**	-0/43**	-0/31**	-0/08	-0/29**	0/02	a
		1	-0/14	-0/05	-0/01	-0/02	0/01	-0/06	-0/02	0/17*	b
	1	-0/14	0/99**	-0/41**	-0/36**	-0/51**	-0/31**	-0/07	0/28**	-0/01	S
1	0/38**	0/74**	0/37**	-0/29**	-0/19*	-0/22**	-0/17*	-0/08	0/18*	0/14	A

\*\* و \* به ترتیب معنی دار در سطح احتمال یک و پنج درصد.

آمد (نتیجه برازش مدل بر  $a$  و  $\theta_{mi}$  نشان داده شده است). برازش مدل کروی بر نیم‌تغییرنمای دوجانبه  $a$  و BD در مقایسه با مدل نمایی در نیم‌تغییرنمای منفرد  $a$  از  $R^2$  بیشتر و RSS کمتر برخوردار بود. اراشین (2003) نشان داد که بین شدت نفوذ و جرم ویژه ظاهری رابطه مکانی مشخص وجود داشته است. پارامتر  $a$  دارای اثر قطعه‌ای (0/094) و RSS

بیشتر اما نیم‌تغییرنمای دوجانبه  $a$  و جرم ویژه ظاهری اثر قطعه‌ای (0/002-) و RSS ( $1/01 \times 10^{-7}$ ) کمتری را ایجاد نمود. بر خلاف تابع نیم-تغییرنمای منفرد  $a$  که مثبت بود، تابع نیم‌تغییرنمای دوجانبه  $a$  و BD منفی شد (شکل 1). که ناشی از همبستگی منفی بین این دو متغیر است (جدول 2).



شکل 1- نیم‌تغییرنمای منفرد برای ضریب  $a$  در مدل کستیاکوف (الف) و نیم‌تغییرنمای دوجانبه متغیر اصلی  $a$  و متغیر همراه جرم ویژه ظاهری (ب).



مولفه‌های بهترین مدل برازش یافته بر پارامترهای مدل فیلیپ (ضریب‌های جذبی،  $S$  و انتقالی،  $A$ ) در جدول 4 نشان داده شده‌اند. نیم‌تغییرنمای منفرد پارامتر  $S$  با مدل نمایی از ساختار مکانی قوی برخوردار بود. سپاسخواه و همکاران (2005) نشان دادند که پارامتر  $S$  از مدل نیم‌تغییرنمای کروی در فاصله کوتاه برخوردار است. در مقایسه با نیم‌تغییرنمای منفرد پارامتر  $S$ ، تغییرنمای دوجانبه پارامتر  $S$  و  $BD$  خاک از مدل کروی با  $R^2$  بیشتر و  $RSS$  کمتر برخوردار بود. واریانس قطعه‌ای تغییرنمای دوجانبه  $S$  و  $BD$  بسیار کوچک و ساختار مکانی آن قوی بود. تغییرنمای دوجانبه این دو متغیر همانند همبستگی خطی آن‌ها منفی بود (شکل 2) که نشان دهنده معکوس بودن توزیع مکانی پارامتر توانایی جذب آب ( $S$ ) با جرم ویژه ظاهری خاک است. این نتایج نشان دهنده این است که خاک‌هایی با جرم ویژه ظاهری بیشتر از توانایی کمتری در جذب آب برخوردارند و برعکس.

پارامتر ضریب انتقال  $A$  در مدل فیلیپ شاخصی از توانایی خاک در انتقال آب است. راولز (1992) نشان داد که مقدار پارامتر  $A$  در زمان‌های طولانی‌مدت از فرایند نفوذ می‌تواند معادل هدایت هیدرولیکی اشباع باشد. در بین خواص فیزیکی خاک اندازه‌گیری شده،

پارامتر  $b$  در مدل کستیاکوف بیشترین ضریب تبیین و کمترین مجموع مربعات خطا را با مدل نمایی نشان داد. بهترین برازش مدل نیم‌تغییرنمای دوجانبه این پارامتر با کربن آلی با مدل کروی به دست آمد. نیم-تغییرنمای دوجانبه پارامتر  $b$  و  $OC$  با مدل کروی اثر قطعه‌ای کمتر و دامنه موثر بیشتر از تغییرنمای منفرد پارامتر  $b$  داشت (جدول 3).

نسبت واریانس قطعه‌ای به آستانه  $(\frac{C_0}{C_0 + C})$  شاخصی از قدرت ساختار متغیرهای مکانی است. کمباردلا و همکاران (1994) نشان دادند که اگر این نسبت کمتر از 0/25 باشد، متغیر از ساختار مکانی قوی و اگر نسبت بین 0/25 تا 0/75 قرار گیرد ساختار مکانی آن متوسط و اگر این نسبت بیش از 0/75 باشد، ساختار مکانی آن ضعیف خواهد بود. پارامتر مدل کستیاکوف و اثر متقابل آن با  $BD$  از ساختار مکانی قوی برخوردار بودند (جدول 3). کمباردلا و همکاران (1994) بیان داشتند که ساختار مکانی قوی در یک متغیر می‌تواند ناشی از اثر عامل‌های ذاتی خاک باشد. ساختار مکانی برای پارامتر  $b$  مدل کستیاکوف متوسط بود. اما اثر متقابل آن با کربن آلی منجر به بهبود قدرت ساختار مکانی گردید.

جدول 3- مولفه‌های بهترین مدل برازش شده نیم‌تغییرنمای منفرد و نیم‌تغییرنمای دوجانبه

پارامترهای نفوذ  $a$  و  $b$  مدل کستیاکوف

RSS	$R^2$	$A_0(m)$	$\frac{C_0}{C_0 + C}$	$C_0 + C$	$C_0$	مدل	متغیر
$4/28 \times 10^{-5}$	0/99	3232	0/328	0/279	0/094	کروی	$a$
$6/54 \times 10^{-8}$	0/98	14410	0/05	0/01	0/005	نمایی	BD
$1/01 \times 10^{-7}$	0/99	3002	0/062	-0/029	-0/002	کروی	$a.BD$
$6/5 \times 10^{-8}$	0/97	14410	0/5	0/01	0/005	نمایی	$b$
$1/21 \times 10^{-4}$	0/91	15180	0/23	0/26	0/07	گوسی	OC
$1/47 \times 10^{-6}$	0/85	17380	0/29	0/007	0/002	کروی	$b.OC$

$C_0$ : واریانس قطعه‌ای،  $C_0 + C$ : آستانه،  $\frac{C_0}{C_0 + C}$ : نسبت همبستگی مکانی،  $A_0$ : دامنه موثر (متر)،

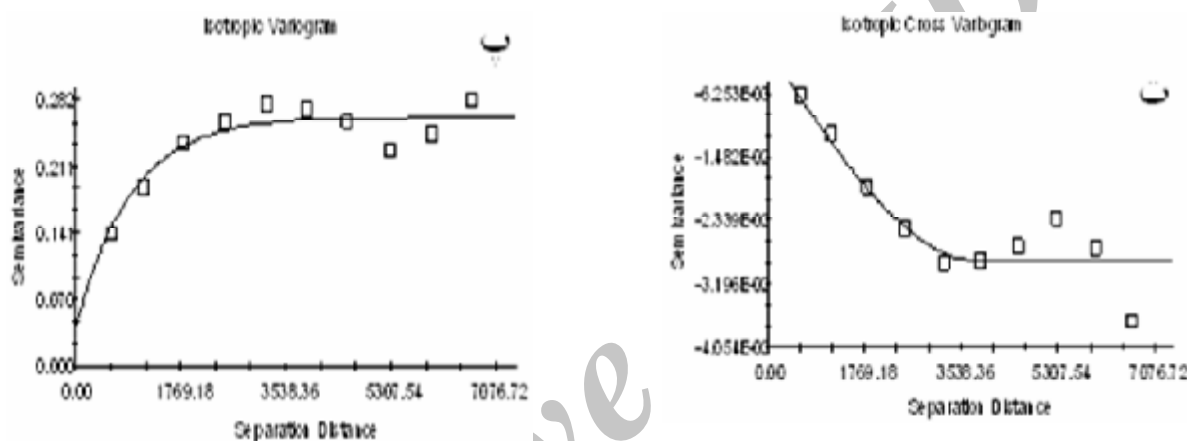
$R^2$ : ضریب تبیین و  $RSS$ : مجموع مربعات خطا.

نفوذ نهایی برابر هدایت هیدرولیکی اشباع نباشد. میسرنا و همکاران (2003) و حقیقی و همکاران (2010) نیز به نتایج مشابهی دست یافتند.

بهترین برازش بر تغییرنمای دوجانبه تجربی پارامتر  $A$  و درصد رس با مدل گوسی بدست آمد (جدول 4)، هر چند همبستگی خطی بین  $A$  و درصد رس قوی نبود (جدول 2). این احتمال وجود دارد که شکل-های دیگری از همبستگی به غیر از همبستگی خطی وجود داشته باشد.

پارامتر  $A$  دارای بیشترین همبستگی خطی با جرم ویژه ظاهری است (جدول 2). رینولدز و زیچاک (1996) نشان دادند که هدایت هیدرولیکی اشباع متأثر از جرم ویژه ظاهری خاک است اما تغییرنمای دوجانبه  $A$  و  $BD$  در مقایسه با اثر متقابل  $A$  و دیگر متغیرهای خاک قوی نبود.

بهترین مدل برازش یافته بر تغییرنمای دوجانبه  $A$  و  $BD$ ، با مدل نمایی از  $R^2=0/71$  اما از  $RSS$  قوی برخوردار بود. به نظر می‌رسد که در این مطالعه شدت



شکل 2- نیم تغییرنمای منفرد پارامتر  $S$  مدل فیلیپ (ب) و نیم تغییرنمای دوجانبه پارامتر  $S$  و متغیر همراه جرم ویژه ظاهری (ت).

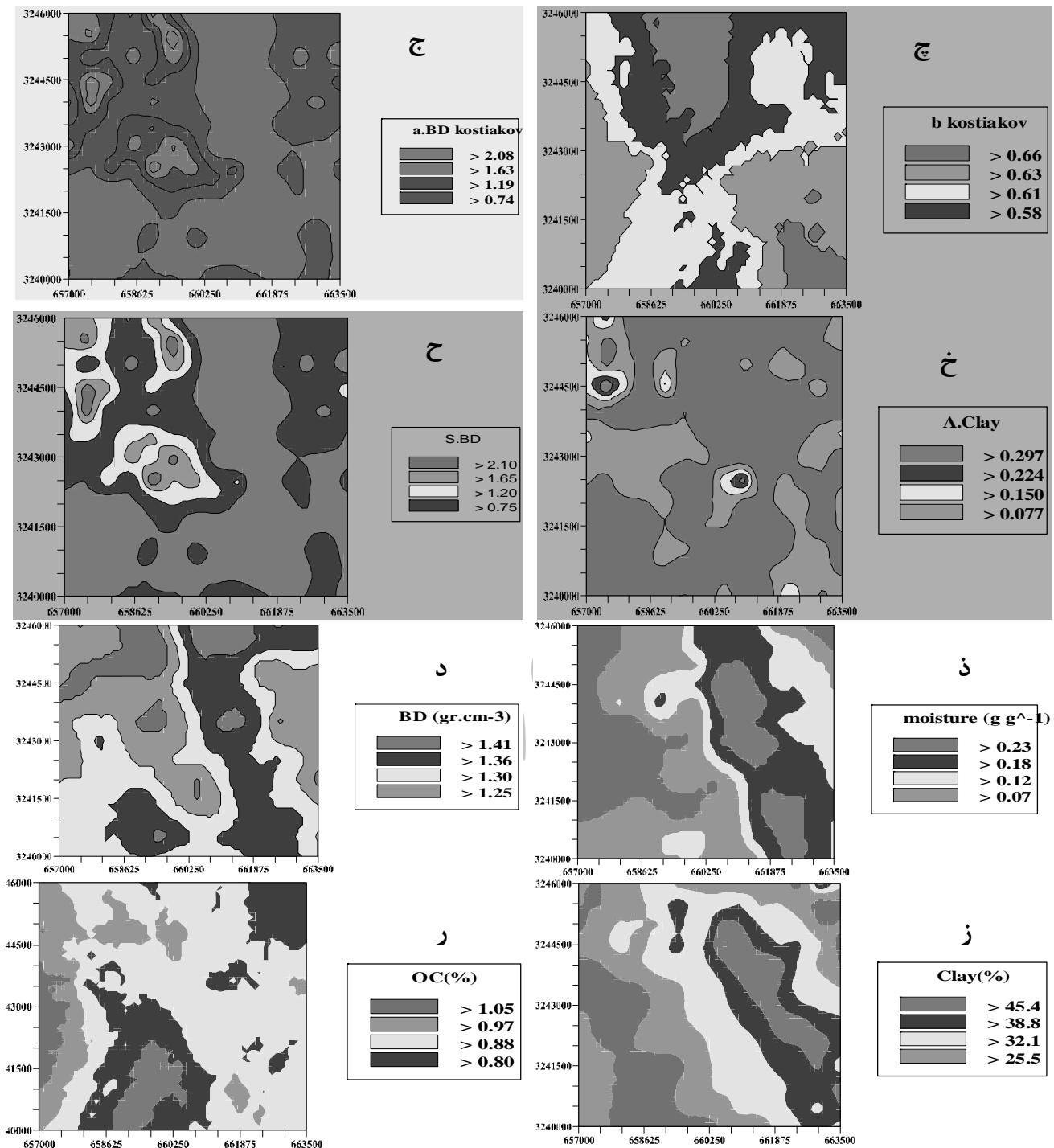
جدول 4- مولفه‌های بهترین مدل برازش شده نیم تغییرنمای منفرد و دوجانبه پارامترهای  $A$  و  $S$

مدل فیلیپ						مدل	متغیر
RSS	$R^2$	$A_0(m)$	$C_0$	$C_0 + C$	$C_0$		
$6/4 \times 10^{-5}$	0/99	3165	0/32	0/28	0/09	کروی	$S$
$1/56 \times 10^{-7}$	0/999	2973	0/06	-0/03	-0/002	کروی	$S.BD$
$1/9 \times 10^{-7}$	0/99	7110	0/48	0/023	0/011	نمایی	$A$
$6/1 \times 10^{-8}$	0/996	3862	0/02	-0/015	-0/0003	گوسی	$A.Clay$

توزیع مکانی مقدار رطوبت اولیه خاک مشابه با مقدار رس در ناحیه مطالعه شده بود (شکل 3-ز). توزیع مکانی پارامترهای  $a$  در مدل کستیاکوف (شکل 3-ج) مشابه با  $S$  در مدل فیلیپ (شکل 3-ح) و هر دو این دو پارامتر مشابه با جرم ویژه ظاهری بودند. پارامترهای  $a$  و  $S$  در رابطه با توانایی خاک در جذب آب هستند و

پهنه‌بندی

توزیع مکانی پارامترهای مدل‌های کستیاکوف و فیلیپ و برخی از خواص فیزیکی در شکل 3 نشان داده شده‌اند. مقدار رس خاک از نیمه غربی به سوی نیمه شرقی افزایش نشان میدهد (شکل 3-ز). با افزایش مقدار رس توانایی خاک در نگهداری آب افزایش می‌یابد.



شکل 3- نقشه پراکنش دوجانبه و منفرد پارامترهای نفوذ و ویژگی‌های خاک، پارامتر *a* مدل کستیاکوف و جرم ویژه ظاهری (ج)، پارامتر *b* مدل کستیاکوف (چ)، پارامتر *S* مدل فیلیپ و جرم ویژه ظاهری (ح)، پارامتر *A* مدل فیلیپ با فاکتور همراه درصد رس (خ)، جرم ویژه ظاهری (د)، رطوبت اولیه خاک (ذ)، درصد کربن آلی (ر)، درصد رس (ز).

الگوی توزیع تصادفی نداشته‌اند. اما برعکس ضریب *b* مدل کستیاکوف در منطقه از الگوی تصادفی و تقریباً موزاییکی برخوردار بود. به طور مشهود دیده می‌شود

بیشترین مقدار آن در شمال غرب منطقه منطبق با کاهش جرم ویژه ظاهری بود. این نکته بیانگر آن است که در منطقه مطالعه شده پارامترهای مرتبط با جذب آب

برآوردها به مقادیر اندازه‌گیری شده است. روش کوکریجینگ بر پایه این آماره‌ها از دقت بیشتری در مقایسه با IDW و PK برخوردار بود. کوکریجینگ بر پایه آماره RMSE همچنین از صحت بیشتری در برآوردها برخوردار بود.

بر پایه آماره‌های ارزیابی، کارایی روش کوکریجینگ در مقایسه با روش‌های وزن دادن عکس فاصله و کریجینگ نقطه‌ای در برآورد پارامترهای فیلپ کمتر بود (جدول 6). هر چند همبستگی مکانی بین متغیرهای اصلی  $A$  و  $S$  با متغیرهای همراه به ترتیب درصد رس و  $BD$  با وضوح زیاد مشخص شده است (جدول 4). در شرایط مشابه با این مطالعه، اما برای ارزیابی شوری، محمدی (1378) با مقایسه روش‌های کریجینگ معمولی و کوکریجینگ نشان داد که مقادیر تخمین زده شده توسط کریجینگ معمولی بدون در نظر گرفتن وجود چنین روابط تابعی استوار و نامتناقض و صحیح‌تر از کوکریجینگ بوده است.

که عمده منطقه مورد مطالعه سطوح پایین مقادیر پارامترهای نفوذ را نشان می‌دهند.

#### اعتبارسنجی روش‌های میان‌یابی

ارزیابی اعتبار روش‌های وزن دادن عکس فاصله، کریجینگ نقطه‌ای و کوکریجینگ برای پارامترهای مدل کستیاکوف در جدول 5 و برای پارامترهای مدل فیلپ در جدول 6 نشان داده شده‌اند. آماره MBE معیاری از وجود اریب است. میسرا و همکاران (2010) اعلام داشتند که برآوردهای بهینه دارای MBE نزدیک به صفر است. برآورد روش کوکریجینگ برای پارامترهای  $a$  و  $b$  در مدل کستیاکوف در مقایسه با روش‌های وزن دادن عکس فاصله و کریجینگ نقطه‌ای با توجه به آماره MBE تقریباً بدون اریب است. روش کوکریجینگ در مقایسه با روش‌های کریجینگ نقطه‌ای و وزن دادن عکس فاصله تقریباً از مقادیر کمتر آماره‌های MBE و MSE برخوردار است که نشان دهنده نزدیکی بیشتر

جدول 5- نتایج ارزیابی روش‌های مختلف میان‌یابی پارامترهای مدل کستیاکوف.

پارامتر $b$		پارامتر $a$			آماره
PK	IDW	CK(a.BD)	PK	IDW	
-0/001	-0/001	-0/01	-0/05	-0/08	MBE
0/06	0/06	0/3	0/27	0/28	MAE
0/01	0/005	0/18	0/17	0/18	MSE
0/07	0/07	0/43	0/41	0/42	RMSE

IDW: وزن دادن عکس فاصله، PK: کریجینگ نقطه‌ای و CK: کوکریجینگ.

جدول 6- نتایج ارزیابی روش‌های مختلف میان‌یابی پارامترهای مدل فیلپ.

پارامتر $A$			پارامتر $S$			آماره
CK(A.OC)	BK	IDW	CK(S. $\theta_{mi}$ )	BK	IDW	
0/169	0/169	0/168	-1/13	-1/12	-1/13	MBE
0/174	0/173	0/173	1/13	1/12	1/13	MAE
0/037	0/034	0/033	0/146	1/43	1/44	MSE
0/192	0/183	0/182	1/21	1/19	1/20	RMSE

**خلاصه و نتیجه‌گیری**

بیشترین اثر را به عنوان متغیر همراه در برآورد پارامترهای نفوذ در روش کوکریجینگ داشتند. با توجه به آنکه اندازه‌گیری شدت نفوذ در مقیاس ناحیه‌ای زمان-بر و پرهزینه است، استفاده از روش کوکریجینگ برای درون‌یابی و پهنه‌بندی مشخصه‌های نفوذ با حداقل اندازه‌گیری و صحت مطلوب می‌تواند بسیار موثر باشد.

**تشکر و قدردانی**

از سازمان آب منطقه‌ای فارس به خاطر تامین بخشی از هزینه‌های این پژوهش صمیمانه سپاسگزاری می‌شود.

تخمین پارامترهای نفوذ آب به خاک در مقیاس‌های مختلف مکانی برای کاربردهای مختلف زیست‌محیطی و مدیریت بهینه آب ضروری است. نتایج نشان داد که پارامترهای مدل‌های کستیاکوف و فیلیپ در ناحیه مطالعه شده دارای همبستگی مکانی هستند. مقایسه روش‌های درون‌یابی نشان داد که روش کوکریجینگ در مقایسه با دیگر روش‌های درون‌یابی (وزن دادن عکس فاصله و کریجینگ) کارایی بیشتری در برآورد مشخصه‌های نفوذ (توانایی جذب و انتقال) دارد. متغیرهای جرم ویژده ظاهری و درصد رس،

**منابع مورد استفاده**

- محمدی ج، 1378. مطالعه تغییرات مکانی شوری خاک در منطقه رامهرمز (خوزستان) با استفاده از نظریه ژئواستاتستیک، 2، کوکریجینگ. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، جلد 3، شماره 2، صفحه‌های 1 تا 8.
- محمدی ج، 1385. پدومتری (آمار مکانی)، انتشارات پلک.
- علی احيایي م و بهبهانی‌زاده ع، 1372. شرح روش‌های تجزیه شیمیایی خاک (چاپ اول). انتشارات موسسه تحقیقات خاک و آب. نشریه شماره 893.
- Alemi MH, Shahriari MR and Nielson DR, 1988. Kriging and co-kriging of soil water properties. *Soil Tech* 1: 117-132.
- Cambardella CA, Moorman TB, Novak JM, Parkin TB, Karlen DL, Yurco RF and Koropaka AE, 1994. Field scale variability of soil properties in central Iowa soils. *Soil Sci Soc Am J* 58: 1501-1511.
- Dahiya IS, Richter J and Malik RS, 1984. Soil spatial variability: A review. *Int Trop Agr* 77: 1-102.
- Ersahin S, 2003. Comparing ordinary kriging and cokriging to estimate infiltration rate. *Soil Sci Soc Am J* 67: 1848-1855.
- Gupta RK, Rudra RP, Dickinson WT and Elrick DE, 1994. Modelling spatial pattern of three infiltration parameter. *Can Agric Eng* 36:9-13
- Haghighi F, Gorji M, Shorafa M, Sarmadian F and Mohammadi MH, 2010. Evaluation of some infiltration models and hydraulic parameters. *Span J Agric Res* 8(1): 210-217.

- Jensen ME, Swarner LR and Phelan JT, 1987. Improving irrigation efficiencies. Pp. 1120–1142 In: Hagan RM, Haise HR, Edminster TW (eds.). Irrigation of Agricultural Lands. Agron Monogr 11, ASA and SSSA. Madison, WI.
- Journel AG and Huijbregts CJ, 1978. Mining Geostatistics, Academic Press. London.
- Kostiakov AN, 1932. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity of studying it from a dynamic point of view for the purposes of amelioration. Pp.17–21. Transactions of the Sixth Congress of International Soc Soil Sci. Moscow, Russia.
- Lakhankar T, Jones AS, Combs CL, Sengupta M, Vonder Haar TH and Khanbilvardi R, 2010. Analysis of large scale spatial variability of soil moisture using a geostatistical method. Sensors 10: 913-932.
- McBratney AB and Webster R, 1983. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties: V. Co-regionalization and multiple sampling strategies J Soil Sci 34: 137-162.
- Mallants D, Mohanty BP, Vervoort A and Feyan J, 1997. Spatial analysis of saturated hydraulic conductivity in a soil with macropores. Soil Tech 10: 115-131.
- Mishra SK, Tyagi JV and Singh VP, 2003. Comparison of infiltration models. Hydrol Process 17: 2629-2652.
- Mishra U, Lal R, Liu D and Van Meirvenne M, 2010. Predicting the spatial variation of the soil organic carbon pool at a regional scale. Soil Sci Soc Am J 74(3): 906-914.
- Motaghian HR and Mohammadi J, 2009. Predictive infiltration rate mapping with improved soil and terrain predictors. J Applied Sci 9(8): 1562-1567.
- Philip JR, 1957. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equation. Soil Sci 84: 257-264.
- Rawls WJ, 1992. Infiltration and soil water movement Pp. 210-217. In: Madmen DR (ed.) Handbook of Hydrology. McGraw-Hill Inc USA.
- Reynolds WD and Zebchuk WD, 1996. Hydraulic conductivity in a clay soil: Two measurement techniques and spatial characterization. Soil Sci Soc Am J 60: 1679–1685.
- Rumman N, Lin G and Li J, 2005. Investigation of GIS-based surface hydrological modelling for identifying infiltration zones in an urban watershed. Environ Informatics Archives 3: 315-322.
- Sepaskhah AR, Ahmadi SH and Nikbakht Shahbazi AR, 2005. Geostatistical analysis of sorptivity for a soil under tilled and no-tilled conditions. Soil Till Res 83: 237–245.
- Harma ML, Gander GA and Hunt CG, 1980. Spatial variability of infiltration in a watershed. J Hydrol 45: 101–122.
- Sposito G, 1998. Scale Dependence and Scale Invariance in Hydrology. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

- Swartzendruber D and Youngs EG, 1974. A comparison of physically-based infiltration equations. *Soil Sci* 117: 165–167.
- Theodossiou N and Latinopoulos P, 2006. Evaluation and optimization of groundwater observation networks using the kriging methodology. *Environmental Modelling and Software* 21: 991–1000.
- Uyan M and Cay T, 2010. Geostatistical methods for mapping groundwater nitrate concentrations. Pp. 1-7 3rd International Conference on Cartography and GIS, 15-20 June, Nessebar, Bulgaria.
- Vieira SR, Nielsen DR and Biggar JW, 1981. Spatial variability of field-measured infiltration rate. *Soil Sci Soc Am J* 45: 1040–1048.
- Vauclin M, Vieira SR, Vachaud G and Nielsen DR, 1983. The use of cokriging with limited field observations. *Soil Sci Soc Am J* 47: 175–184.

Archive of SID