(فیزیک خاک و رابطه آب خاک و گیاه)

مقایسه روش‌های درون‌یابی برای پیش‌بینی مشخصه‌های مدل‌های نفوذ آب به خاک در مقیاس ناحیه‌ای

علیداد کرمی[1]، مهدی همایی[2]، محمد بای‌بوردی[2] - محمد محمودیان شوشتری[3]- ناصر دواتگر

[1]- دانشجوی دکتری دانشگاه تربیت مدرس و هیئت علمی مرکز تحقیقات کشاورزی فارس، [2]- استاد دانشگاه تربیت مدرس، [3]- استاد دانشگاه شهید چمران اهواز، و استادیار موسسه تحقیقات برنج کشور. Alidad_Karami@yahoo.com

چکیده

برای ارزیابی کمّی توزیع مکانی پارامترهای مدل‌های نفوذ آب به خاک، در 161 ایستگاه و در 4000 هکتار از اراضی دشت کوار واقع در شرق شیراز، در فواصل 500×500 متر، نفوذ و خواص فیزیکوشیمیایی خاک اندازه‌گیری شد. میان¬یابی پارامترهای نفوذ، با روش¬های کریجینگ، وزن دادن عکس فاصله و کوکریجینگ، با مدل¬های خطی، نمایی، گوسی و کروی انجام گردید. با اعتبارسنجی متقاطع و آماره‌های مختلف بهترین روش درون¬یاب انتخاب و نقشهٔ پراکنش مکانی پارامترها تهیه گردید. برای برآورد ضریب a مدل کستیاکوف، روش کوکریجینگ با مدل کروی و فاکتور کمکی BD، برای ضریب b، روش کریجینگ با مدل نمایی، برای برآورد ضریب S مدل فیلیپ، روش کوکریجینگ با مدل کروی و با فاکتور کمکی میانگین رطوبت اولیهٔ خاک و برای برآورد ضریب انتقالی مدل فیلیپ روش کریجینگ و مدل نمایی بهترین‌ها بودند.

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

مقدمه

زمین‌آمار از ابزارهای آماری برای آنالیز تغییرپذیری مکانی و میان‌یابی، مبتنی بر تئوری متغیرهای ناحیه‌ای است (یویان و کی، 2010). نیم‌تغییرنما نقش اساسی در آنالیزهای زمین‌آماری داشته و کریجینگ بهترین تخمین‌گر خطی ناریب برای میان‌یابی مکانی است (گوندوگدو و گونی، 2007). در زمین‌آمار با آنالیز نیم‌تغییرنما مدل‌سازی ساختار مکانی بررسی شده و متغیّر مورد نظر تخمین زده می‌شود.

مزوکو و همکاران (2005) نشان دادند که خواص خاک شامل BD، شاخص تراکم خاک، رنگ خاک سطحی، کربن آلی، ساختمان، ضریب جذب آب به خاک، و مقدار آب سطحی در مزارع تولیدی، تغییرپذیری معنی‌دار داشته است. روش‌های زمین‌آماری جهت تعیین ساختار مکانی خواص خاک، عدم قطعیت و تغییرپذیری مکانی آنها بکار برده شده و برای مدیریت بهینهٔ اکوسیسم ضروری شناخته شده است (گرانوالد و همکاران، 2007).

در مقایسهٔ کریجینگ ساده و کوکریجینگ برای تخمین شدت نفوذ در مناطقی با داده‌های محدود روش کوکریجینگ بر کریجینگ ساده برتری داشته و جرم ویژه ظاهری خاک زیرین مهمترین متغیّر کمکی بوده است (اِراشین، 2003). برتری زمین آمار در این است که از همبستگی مکانی اندازه‌گیری‌های کمّی استفاده می‌کند که عموماً با تغییرنما به شرح ذیل استفاده می‌شود (دیوداتو و سیسارلی، 2005).

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

که $\gamma(h)$ مقدار نیم‌تغییرنما در فاصلهٔ h برای تعداد $N(h)$ جفت نمونهٔ به کار رفته در محاسبه به ازای هر فاصله‌ای مانند h است. $Z(X_i)$ و $Z(X_i+h)$ به ترتیب مقادیر متغیّر در موقعیت X_i و X_i+h است.

کریجینگ روشی مناسب برای میان‌یابی است که بر منطق میانگین متحرک وزنی استوار است که به ازای هر تخمین می‌توان خطای آن و دامنهٔ اطمینان آن تخمین را نیز محاسبه نمود (تئودوسسیو و لاتینوپولوس، 2006). معادلهٔ 2 فرم کلی روش کریجینگ که مقادیر برآوردی برای نقاط ترکیبی خطی از مقادیر نمونه‌های مجاور است:

$$Z^*(x_p) = \sum_{i=1}^{n} l_i Z(x_i) \quad [2]$$

که در آن $Z^*(x_p)$ ویژگی مورد تخمین، $Z(x_i)$ ویژگی نمونهٔ iام و l_i وزن یا اهمیت کمیت وابسته به نمونهٔ iام و nتعداد نمونه‌ها است. به طوری که نااریب است، یعنی امید ریاضی آن برابر میانگین واقعی نمونه‌ها، و میانگین مربع خطا دارای کمترین مقدار ممکن است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه شامل 4000 هکتار از اراضی دشت کوار واقع در شرق شیراز بود که حدوداً در فاصله ´37 °52 تا ´41 °52 طول شرقی و ´16 °23 تا ´20 °23 عرض شمالی قرار دارد. نقشهٔ 1:50000 دشت کوار در محیط ArcGIS رقومی‌سازی و به فواصل 500×500 متر شبکه‌بندی گردید. با نقشهٔ مربوطه و GPS گره‌های شبکه شناسایی و با استوانه‌های دوگانه با بار ثابت، نفوذ آب به خاک و نیز BD، رطوبت خاک، درصد اندازهٔ ذرات، ماده آلی، EC و pH و درصد اشباع خاک اندازه‌گیری گردید. با محاسبهٔ نیم‌تغییرنما در گام‌های مختلف، نیم‌تغییرنمای تجربی ترسیم و مدل-های مناسب با حداقل مجذور خطا به نقاط نیم‌تغییرنما برازش داده شد. پارامترهای دامنهٔ موثر، سقف و اثر قطعه‌ای برای آنالیزهای کریجینگ و میان‌یابی محاسبه شدند. منحنی‌های تغییرنمای با استفاده از مدل‌هایی خطی، کروی، نمایی، و گوسی با اثر قطعه‌ای خالص ایجاد شدند (لاخانکار و همکاران، 2010). در انتخاب روش مناسب میان‌یابی از روش اعتبارسنجی متقاطع و آماره‌های *MBE*، *MAE*، *MSE* و *RMSE* استفاده گردید. مقادیر میان‌یابی شده با مقادیر واقعی مقایسه گردید و حداقل مربعات خطای مدل برای برآورد انتخاب گردید (لئوانگتونگ و همکاران، 2004).

نتایج و بحث

در عمق‌ها و نقاط مختلف، جرم ویژهٔ ظاهری از 1/03 تا 1/72 و درصد وزنی رطوبت از 1/1 تا 33/8 تغییرات داشت. رس از 17/2 تا 62/2، سیلت از 27 تا 64/8 و شن از 1/8 تا 52/2 درصد متغیّر بود. بافت‌های خاک در منطقهٔ مورد مطالعه رسی، رسی سیلتی، لوم رسی، لوم رسی سیلتی، لومی و لوم رسی شنی بود. درصد اشباع خاک از 33/54 تا 55/92 تغییرات داشت. مادهٔ آلی نیز با میانگین 0/95 درصد از 0/42 تا 3/16 درصد تغییرات داشت.

برای ضریب a مدل کستیاکوف و ضریب جذبی مدل فیلیپ تبدیل لوگ نرمال، و برای ضریب انتقالی مدل فیلیپ تبدیل ریشهٔ دوم استفاده و توزیع داده‌ها نرمال شدند. بر پایهٔ ضریب تغییرات (CV) سیلت دارای کمترین تغییرات و رطوبت وزنی اولیه دارای بیشترین تغییرات بودند. ولی پارامترهای مدل¬های نفوذ از غیریکنواختی بیشتری برخوردار بودند. داهیا و همکاران (1984) نشان دادند که متغیّرهای با ضریب تغییرات بالا، بیشتر تحت اثر عملیات مدیریتی قرار می¬گیرند. پارامتر انتقالی معادلهٔ فیلیپ (A) در بین پارامترهای نفوذ و رطوبت وزنی اولیه بیشترین تغییرات را داشتند.

ضریب همبستگی خطی (r) نشان داد که پارامتر a در مدل کستیاکوف و پارامتر S در مدل فیلیپ همبستگی معنی¬دار با جرم ویژهٔ ظاهری و رطوبت وزنی اولیه دارند. پارامتر a و S نیز همبستگی معنی¬دار بسیار قوی (r=0/99) با یکدیگر داشتند. به نظر می¬رسد که پارامتر a در مدل تجربی کستیاکوف معادل پارامتر فیزیکی S در مدل فیلیپ می¬باشد. همبستگی پارامتر b مدل کستیاکوف با کربن آلی نیز هر چند معنی¬دار، امّا ضعیف بود.

پارامتر انتقالی A در مدل فیلیپ به عنوان شدّت نفوذ پایه با جرم ویژهٔ ظاهری، رطوبت اولیهٔ خاک و درصد شن همبستگی معنی¬دار در سطح احتمال 1 درصد، ولی متوسط نشان داد. همبستگی خطّی پارامتر A با پارامتر b در مدل کستیاکوف معنی¬دار و به نسبت قوی بود (r=0/74). متّقیان و محمدی (2009) نیز همبستگی شدت نفوذ با رس، شن و جرم ویژهٔ ظاهری را در سطح احتمال 5 درصد معنی¬دار ولی ضعیف مشاهده کرده¬اند.

علیرغم آنکه پارامتر a دارای بیشترین همبستگی معنی‌دار با رطوبت وزنی اولیه (θ_{mi}) داشت، اما بهترین برازش مدل با نیم‌تغییرنمای دو جانبهٔ a و BD بدست آمد. برازش مدل کروی بر نیم‌تغییرنمای دوجانبهٔ a و BD در مقایسه با مدل نمایی در نیم‌تغییرنمای منفرد a، از R^2 بیشتر و RSS کمتر برخوردار بود. اِراشین (2003) نشان داده که بین شدت نفوذ و جرم ویژهٔ ظاهری رابطهٔ مکانی مشخص وجود داشته است. پارامتر a دارای وابستگی مکانی در فاصلهٔ 970 متر بود امّا نیم‌تغییرنمای دو جانبهٔ a و جرم ویژهٔ ظاهری در فاصلهٔ بیشتری (3380 متر) دارای وابستگی مکانی بود (جدول 1). بر خلاف تابع نیم‌تغییرنمای منفرد a که مثبت بود، تابع نیم‌تغییرنمای دوجانبهٔ a و BD منفی بود.

جدول 1- مولفه‌های مدل و نیم‌تغییرنمای منفرد و دوجانبهٔ پارامترهای نفوذ a و b مدل کستیاکوف، S و A مدل فیلیپ

متغیّر	مدل	واریانس قطعه‌ای	آستانه	نسبت همبستگی مکانی	دامنهٔ موثر (متر)	ضریب تبیین	مجموع مربعات خطا
a	نمایی	0/024	0/272	0/09	970	0/85	$3/2\times10^{-3}$
BD	خطی	0/009	0/01	0/9	6650	0/02	$1/5\times10^{-5}$
a.BD	کروی	-0/001	-0/01	0/1	3380	0/96	$2/57\times10^{-6}$
b	نمایی	0/002	0/004	0/5	16240	0/97	$3/99\times10^{-6}$
OC	کروی	0/057	0/116	0/49	15350	0/80	$2/81\times10^{-4}$
b.OC	کروی	0/002	0/007	0/29	17610	0/85	$1/42\times10^{-6}$
S	نمایی	0/039	0/265	0/15	930	0/85	$2/67\times10^{-3}$
$S.\theta_{mi}$	کروی	0/000	-0/029	0/00	3820	0/86	$1/06\times10^{-4}$
A	نمایی	0/012	0/25	0/05	15960	0/88	$2/1\times10^{-6}$
A.BD	کروی	-0/001	-0/003	0/33	1560	0/08	$7/91\times10^{-6}$
A.OC	کروی	0/0003	0/018	0/017	16460	0/90	$1/04\times10^{-5}$

پارامتر b در مدل کستیاکوف بیشترین ضریب تبیین و کمترین مجموع مربعات خطا را با مدل نمایی نشان داد. بهترین برازش مدل نیم‌تغییرنمای دوجانبهٔ این پارامتر با کربن آلی، با مدل کروی بدست آمد. بر پایه آماره‌های R^2 و RSS، نیم‌تغییرنمای دوجانبهٔ پارامتر b و OC با مدل کروی از صحّت بیشتری نسبت به تغییرنمای منفرد پارامتر b برخوردار بود. پارامتر a مدل کستیاکوف و اثر متقابل آن با BD از ساختار مکانی قوی برخوردار بودند (جدول 1). کمباردلّا و همکاران (1994) بیان داشتند که ساختار مکانی قوی می‌تواند ناشی از اثر عامل‌های ذاتی خاک باشد. ساختار مکانی پارامتر b مدل کستیاکوف متوسط، ولی اثر متقابل آن با کربن آلی منجر به بهبود ساختار مکانی گردید.

نیم‌تغییرنمای منفرد پارامتر S با مدل نمایی از ساختار مکانی قوی برخوردار بود (جدول 1). سپاسخواه و همکاران (2005) نشان دادند که بهترین مدل در فاصله کوتاه برای پارامتر S مدل کروی است. در مقایسه با نیم‌تغییرنمای منفرد پارامتر S، تغییرنمای دوجانبهٔ پارامتر S و θ_{mi} خاک از مدل کروی با R^2 بیشتر و RSS کمتر برخوردار بود. واریانس قطعه‌ای تغییرنمای دوجانبهٔ S و θ_{mi} بسیار کوچک و ساختار مکانی آن قوی بود. تغییرنمای دوجانبهٔ این دو متغیّر همانند همبستگی خطی آن‌ها منفی بود، که نشان دهندهٔ معکوس بودن توزیع مکانی پارامتر توانایی جذب آب (S) با رطوبت اولیهٔ خاک است. خاک‌های با رطوبت اولیهٔ بیشتر از توانایی کمتری در جذب آب برخوردارند و برعکس.

ضریب انتقال A در مدل فیلیپ شاخصی از توانایی خاک در انتقال آب است. بهترین مدل برازش یافته بر تغییرنمای دوجانبهٔ A و BD، با مدل کروی از R^2 ضعیف امّا از RSS قوی برخوردار بود.

بهترین برازش مدل کروی بر تغییرنمای دوجانبهٔ تجربی، با A و کربن آلی بدست آمد (جدول 1)، هر چند همبستگی خطی بین A و کربن آلی ضعیف و غیرمعنی‌دار بود. این احتمال وجود دارد که شکل‌های دیگری از همبستگی به غیر از همبستگی خطی وجود داشته باشد.

میشرا 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 بلوکی با توجه به آمارهٔ MBE تقریبا بدون اریب بود. روش کوکریجینگ در مقایسه با روش‌های کریجینگ بلوکی و وزن دادن عکس فاصله از مقادیر کمتر آماره‌های MBE و MSE برخوردار بود. کوکریجینگ بر پایهٔ آمارهٔ $RMSE$ نیز از صحّت بیشتری در برآوردها برخوردار بود. ولی، کارآیی روش کوکریجینگ در مقایسه با روش‌های وزن دادن عکس فاصله و کریجینگ بلوکی در برآورد پارامترهای فیلیپ کمتر بود. هر چند همبستگی مکانی بین متغیّرهای اصلی A و S با متغیّرهای همراه به ترتیب OC و θ_{mi} با وضوح زیاد مشخص شده است (جدول 1). توزیع مکانی پارامترهای a در مدل کستیاکوف مشابه با S در مدل فیلیپ و هر دو این پارامترها مشابه با جرم ویژه ظاهری بودند.

منابع

Cambardella CA, Moorman TB, Novak JM, Parkin TB, Karlen DL, Yurco RF and Koropaka AE, 1994. Field scale variability of soil properties in centeral Iowa soils. SSSAJ 58: 1501-1511.

Dahiya IS, Richter J and Malik RS, 1984. Soil spatial variability: A review. Intern Trop Agr 77: 1-102.

Diodato N and Ceccarelli M, 2005. Interpolation processes using multivariate geostatistics for mapping of climatological precipitation mean in the Sannio Mountains (southern Italy), Earth Surface Process, Landforms 30: 259–268.

Ersahin S, 2003. Comparing ordinary kriging and cokriging to estimate infiltration rate. SSSAJ 67: 1848–1855.

Grunwald S, Reddy KR, Prenger JP and Fisher MM, 2007. Modeling of the spatial variability of biogeochemical soil properties in a freshwater ecosystem. Ecol model 2 0 1: 521–535.

Gundogdu K S and Guney I, 2007. Spatial analyses of groundwater levels using universal kriging, J Earth Syst Sci 116(1): 49-55.

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.

Leuangthong O, McLennan JA and Deutsch CV, 2004. Minimum acceptance criteria for geostatistical realizations, Nat Resour Res 13: 131–141.

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. SSSAJ 74(3): 906-914.

Motaghian HR and Mohammadi J, 2009. Predictive infiltration rate mapping with improved soil and terrain predictors. J Appl Sci 9(8): 1562-1567.

Mzuku M, Khosla R, Reich R, Inman D, Smith F and MacDonald L, 2005. Spatial Variability of Measured Soil Properties across Site-Specific Management Zones. SSSAJ 69:1572–1579.

Sepaskhah AR, Ahmadi SH and Nikbakht Shahbazi AR, 2005. Geostatistical analysis of sorptivity for a soil under tilled and no-tilled conditions. Soil Tillage Res. 83: 237–245.

Theodossiou N and Latinopoulos P, 2006. Evaluation and optimization of groundwater observation networks using the kriging methodology. Environ Model Softw 21: 991–1000.

Uyan M and Cay T, 2010. Geostatistical methods for mapping groundwater nitrate concentrations. 3rd International conference on cartography and GIS, 15-20 June, Nessebar, Bulgaria.