نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)
جلد ۲۸، شماره ۲، خرداد – تیر ۱۳۹۳، ص. ۳۶۴-۳۵۳

Journal of Water and Soil
Vol. 28, No. 2, May.-Jun. 2014, p. 353-364

مقایسه‌ی زمین‌آماری و مرسوم در تعیین تغییرات برخی از ویژگی‌های خاک سطحی (مطالعه‌ی موردی: جیرفت، استان کرمان)

محمد کلکلی[۱]- علیرضا کریمی[۲*]- غلامحسین حق نیا[۳]- عیسی اسفندیارپور[۴]

تاریخ دریافت:۱۳۹۲/۴/۱۳
تاریخ پذیرش:۱۳۹۳/۱/۲۶

چکیده

نقشه‌های خاک، منابع رایج اطلاعات خاک برای ارزیابی اراضی و برنامه‌های آمایش سرزمین می‌باشند. هدف از این مطالعه، ارزیابی قابلیت روش زمین‌آماری و مرسوم در تهیه‌ی نقشه‌ی برخی ویژگی‌های فیزیکی (سیلت، شن و رس) و شیمیایی (کربنات کلسیم معادل و اسیدیته) خاک بود. برای این منظور، بر اساس تفسیر عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای و بازدیدهای صحرایی، ۵ واحد ژئوپدولوژیک در منطقه‌ای به وسعت تقریبی ۱۲ کیلومتر مربع در جنوب جیرفت شناسایی شد. تعداد ۱۰۰ نمونه‌ی خاک سطحی (صفر تا ۲۰ سانتی‌متر) در قالب یک الگوی نمونه‌برداری شبکه‌ای منظم، به فواصل ۵۰۰×۲۵۰ متر برداشت گردید. نتایج مقایسه‌ی میانگین ویژگی‌های خاک بین واحدهای ژئوپدولوژیک نشان داد که این واحدها، حداقل از نظر یک یا چند ویژگی با یکدیگر تفاوت دارند. تفاوت ویژگی‌ها بین واحدهای مختلف به‌دلیل تفاوت در فرآیندهای ژئومرفیک در واحدها است. نقشه‌های موضوعی (پیوسته) تهیه‌شده از ویژگی‌ها به روش کریجینگ معمولی نیز تغییرات را به‌صورت پیوسته و هماهنگ با تغییرات فرآیندهای ژئومرفیک نشان داد؛ ولی تغییرات بین واحدها که در طبیعت به‌سادگی و به‌ویژه در مرز واحدها قابل تشخیص است و در مساحت‌های بزرگ برای مدیریت مناسب هستند، توسط روش زمین‌آمار آشکار نشد. با توجه به نتایج این مطالعه می‌توان پیشنهاد کرد که به‌منظور بررسی تغییرپذیری ویژگی‌های خاک در مساحت‌های بزرگ (نقشه‌های کوچک‌مقیاس) و برای تسریع در کار و کاهش هزینه‌ها از روش‌های مرسوم و در مساحت‌های کوچک (نقشه‌های بزرگ‌مقیاس) از روش‌های زمین‌آماری استفاده کرد.

واژه‌های کلیدی: نقشه‌برداری خاک، تغییرپذیری مکانی، روش نقشه‌برداری سنتی خاک، کریجینگ

مقدمه

نقشه‌های خاک، منابع رایج اطلاعات خاک برای ارزیابی اراضی (Land evaluation) و برنامه‌های آمایش سرزمین (Land use planning) هستند و تهیه‌ی آنها، همواره از مهم‌ترین بخش‌های مطالعات خاک محسوب می‌شود. دوکوچایف، به‌عنوان پیشرو در مطالعات خاک‌شناسی، با هدف اخذ مالیات بر اساس استعداد و قابلیت اراضی، اقدام به تهیه‌ی نقشه‌ی خاک نمود (۱۷). به‌دلیل این‌که خاک، یک سامانه‌ی پیچیده می‌باشد و عوامل مؤثر بر تغییر و تحولات آن به‌خوبی قابل شناسایی نیستند، تهیه‌ی نقشه‌هایی از خاک که بتوانند به‌خوبی پراکنش و تغییرات خاک را نشان دهند، یکی از دغدغه‌های اصلی خاک‌شناسان بوده و هست (۹). بدین منظور، روش‌های گوناگونی برای تهیه‌ی نقشه‌های خاک توسعه یافته‌اند و در دو دسته‌ی کلی "روش‌های مرسوم یا سنتی" (Traditional or conventional soil mapping) و "روش‌های نوین" (Modern soil mapping) طبقه‌بندی می‌شوند (۴). تفاوت اصلی این دو شیوه، دیدگاه متفاوت آن‌ها نسبت به تغییرپذیری ویژگی‌های خاک است. در روش‌های سنتی، خاک به‌عنوان یک موجودیت ناپیوسته مد نظر قرار می‌گیرد و اصل بر تعمیم نتایج نقاط مطالعاتی به کل واحد نقشه است؛ ولی در روش‌های نوین، خاک به‌عنوان یک موجودیت پیوسته در نظر گرفته می‌شود که این روش‌ها سعی دارند این تغییرات را تا حد ممکن نشان دهند. همین تفاوت دیدگاه، سبب تفاوت در روش‌های تعیین و نشان دادن تغییرپذیری خاک شده است (۳۸).

در روش‌های سنتی، هدف، جدا کردن محدوده‌هایی است که خاک یا ویژگی‌های آن در این محدوده‌ها تا حد امکان یکسان باشد.

۱، ۲ و ۳ – دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، دانشیار و استاد گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد
(*- نویسنده مسئول: (Email: Karimi-a@um.ac.ir
۴- دانشیار گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ولی‌عصر رفسنجان

Archive of SID
www.SID.ir

عوامل خاک‌سازی و تغییرات آنها که در مدل ینی شرح داده شده‌اند، عامل اصلی تغییرات خاک هستند (۲۴). بر اساس تغییرات عوامل خاک‌سازی، می‌توان محدوده‌های همگن از نظر تاریخچه‌ی تشکیل را به‌عنوان واحدهای نمونه‌برداری در نظر گرفت. جدا کردن واحدهای همگن در روش‌های مرسوم نیز بر این اساس انجام می‌شود. مهم‌ترین محدودیت نقشه‌برداری سنتی خاک، تعمیم نتایج حاصل از خاکرخ‌های شاهد به کل واحد نقشه، بدون در نظر گرفتن تغییرپذیری مکانی (و یا زمانی) خاک می‌باشد (۳۳). یکی از شیوه‌های سنتی نقشه‌برداری خاک، روش سیستماتیک ژئوپدولوژی (Geopedological approach) است که به‌طور معمول، اراضی را به‌صورت سلسله‌مراتبی در چهار سطح طبقاتی، شامل سیمای اراضی (Landscape)، پستی و بلندی (Relief)، سنگ‌شناسی (Lithology) و شکل اراضی (Landform) جدا می‌کند (۳۹). هرچه از سطح اول (سیمای اراضی) به سمت سطح چهارم (شکل اراضی) نزدیک شویم، عوامل تغییرپذیری همگن‌تر می‌شوند و انتظار داریم که خاک و ویژگی‌های آن در هر واحد، تغییرپذیری کمتری داشته باشند. اسفندیارپور بروجنی و همکاران (۱) با مطالعه‌ی خاک‌های اطراف بروجن نشان دادند که قابلیت تعمیم‌پذیری نتایج روش ژئوپدولوژی برای واحدهای ژئومرفیک مشابه در یک نقشه‌ی خاک با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، تنها تا سطح زیرگروه می‌باشد و برای سطوح پایین‌تر رده‌بندی خاک آمریکایی (فامیل و سری) از کارایی لازم برخوردار نمی‌باشد. آنها استفاده از فازهای شکل اراضی و نیز تعیین فاز فامیل و یا فاز سری برای هر یک از فازهای شکل اراضی را به‌عنوان یک راهکار در راستای افزایش صحت و دقت نتایج روش ژئوپدولوژی پیشنهاد نمود.

زمین‌آمار (Geostatistics)، یکی از روش‌های نوین رایج است که بر اساس اصل پیوستگی، تغییرپذیری مکانی و زمانی ویژگی‌های علوم محیطی را مطالعه می‌کند و همبستگی نمونه‌ها را به‌صورت یک تابع ریاضی به نام "واریوگرام" (Variogram) ارایه می‌کند (۱۲). هرچند تغییرپذیری متغیرهای خاک در طیف وسیعی از مقیاس‌های مکانی (و یا زمانی) مانند میکروسکوپی، مزوسکوپی و ماکروسکوپی بروز می‌کند (۲۷)، لیکن امروزه اعتماد به تکنیک زمین‌آمار تا حدی زیاد شده است که در مواردی، از فواصل نمونه‌برداری چندین کیلومتر نیز برای تهیه‌ی نقشه‌های کریجینگ (Kriging) استفاده شده است (۲۸ و ۳۷). این در حالی است که بسیاری از ویژگی‌های خاک، دارای تغییرپذیری زیادی در فواصل کوتاه می‌باشند و اگر برای افزایش دقت، فواصل نمونه‌برداری خیلی اندک در نظر گرفته شوند، انجام مطالعات خاک از نظر هزینه و زمان اجرا، توجیه اقتصادی نخواهد داشت (۳۸).

روش‌های سنتی بر اساس تغییرات عوامل خاک‌سازی قابل مشاهده (مانند مواد مادری و شیب) اقدام به جدا کردن واحدهای همگن می‌نمایند؛ در حالی‌که در روش‌های نوین (مانند زمین‌آمار) کمتر به این عوامل بیرونی توجه می‌شود. حال این پرسش مطرح است که دقت این روش‌ها برای نشان دادن اطلاعات خاک چگونه است و بر چه اساسی باید یکی از این روش‌ها را انتخاب کرد؟ به دیگر سخن، آیا نشان دادن تغییرات خاک به‌صورت پیوسته، همیشه لازم است؟ برای پاسخ به پرسش‌های مطرح‌شده، منطقه‌ای در جنوب جیرفت انتخاب شد و کارایی روش ژئوپدولوژی به‌عنوان یکی از شیوه‌های مرسوم و روش زمین‌آمار به‌عنوان یکی از شیوه‌های نوین برای نشان دادن تغییرات ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی سطحی خاک بررسی شد.

مواد و روش‌ها

معرفی منطقه‌ی مطالعاتی

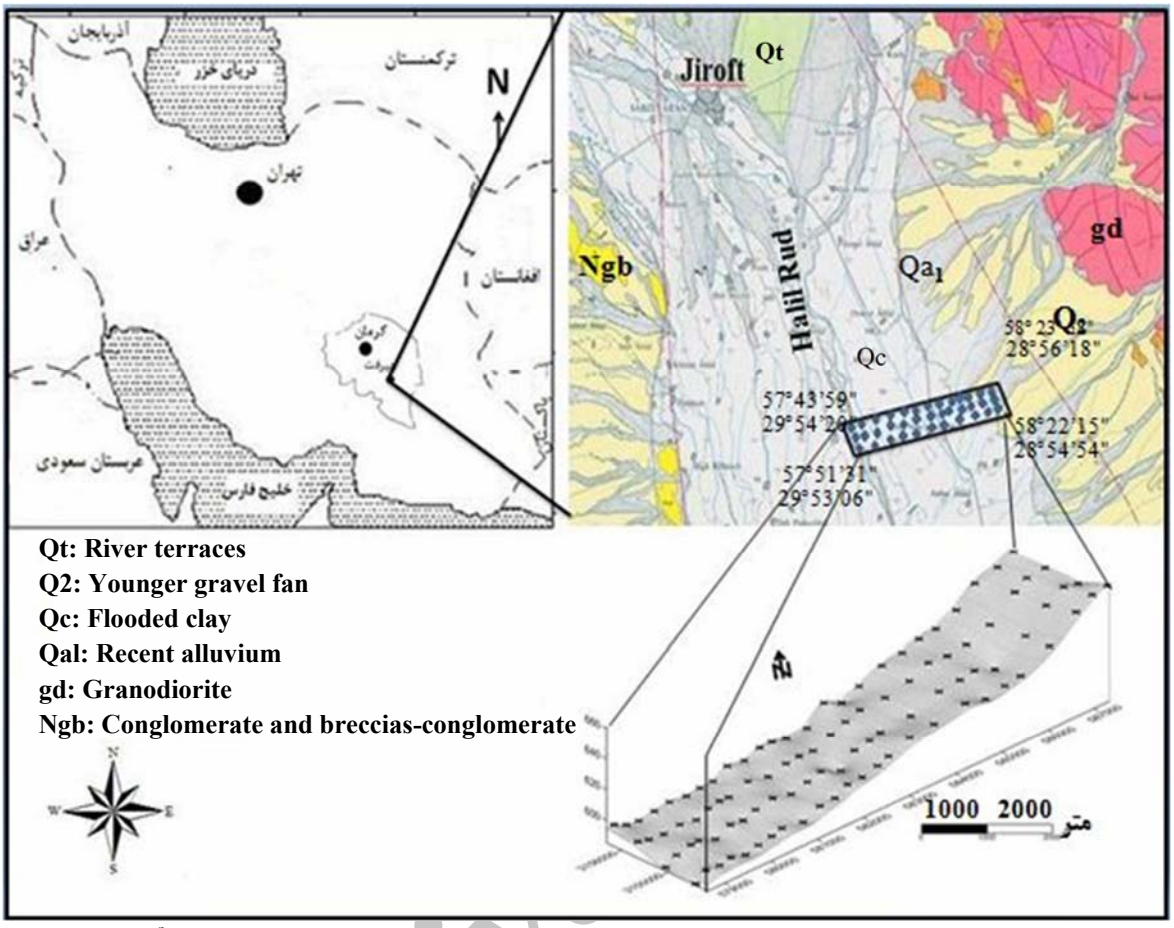
منطقه‌ی مورد مطالعه، در ۲۰ کیلومتری جنوب شهر جیرفت، استان کرمان، به مساحت تقریبی ۱۲ کیلومترمربع واقع شده است. این منطقه در حد فاصل طول‌های جغرافیایی ″۳۱ ′۴۵ °۵۷ و ″۳۵ ′۳۷ °۵۸ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ″۲۳ ′۵۲ °۳۱ و ″۳۹ ′۵۴ °۳۱ شمالی قرار گرفته است (شکل ۱) و دارای میانگین بارش سالانه‌ی ۱۶۸/۴ میلی‌متر و میانگین دمای سالانه‌ی ۲۵ درجه‌ی سلسیوس در یک دوره‌ی آماری ۲۰ ساله (از ۱۳۶۸ تا ۱۳۸۸) می‌باشد. رژیم رطوبتی خاک‌های منطقه، تیپیک اریدیک (Typic Aridic) و رژیم حرارتی آن‌ها، هایپرترمیک (Hyperthermic) می‌باشد (۲). فیزیوگرافی منطقه شامل مخروط‌افکنه، دشت دامنه‌ای و دشت سیلابی رودخانه‌ای می‌باشد. قسمت انتهایی مخروط‌افکنه از توالی رسوبات آبرفتی و بادرفتی تشکیل شده است. کاربری غالب منطقه شامل کشت مرکبات و نخیلات و کشت گلخانه‌ای صیفی‌جات می‌باشد. رودخانه‌ی هلیل‌رود به‌عنوان پُرآب‌ترین رودخانه در این منطقه جریان دارد.

جداسازی ژئوفرم‌های (Geoforms) منطقه‌ی مطالعاتی

با تفسیر استریوسکوپی عکس‌های هوایی منطقه (مقیاس ۱:۲۰۰۰۰) و استفاده از نقشه‌های توپوگرافی (مقیاس ۱:۲۰۰۰۰) و زمین‌شناسی (مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) آن، نقشه‌ی تفسیری اولیه (نقشه‌ی ژئوفرم) منطقه‌ی مطالعاتی براساس دیدگاه ژئومرفیک و با توجه به سطوح طبقاتی روش ژئوپدولوژی (۳۹) تهیه شد. سپس، مرز واحدهای موجود در نقشه‌ی تفسیری اولیه در طی عملیات صحرایی کنترل و تصحیح شد. در ادامه، نقشه‌ی ژئوفرم تصحیح‌شده، اسکن و وارد محیط نرم‌افزار ArcGIS 9.2 شد و با استفاده از نقاط مرجع برداشت‌شده در صحرا و کمک گرفتن از تصاویر ماهواره‌ای منطقه، زمین‌مرجع (Georeference) گردید.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۱- نقشه‌ی موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه به همراه نقاط نمونه‌برداری و نقشه‌ی زمین‌شناسی آن

روش نمونه‌برداری

نمونه‌برداری خاک‌های منطقه در قالب یک الگوی شبکه‌ای از انتهای مخروط‌افکنه آغاز شد و با فواصل ۲۵۰ × ۵۰۰ متر تا حاشیه‌ی شرقی هلیل‌رود ادامه یافت. انتخاب فاصله‌ی ۲۵۰ متر در راستای طولی منطقه با توجه به تجربه‌ی کارشناس و بازدید صحرایی انجام شد. تغییرات ویژگی‌های خاک از مخروط‌افکنه به سمت هلیل‌رود، به‌دلیل تفاوت در فرایندهای ژئومورفیک طبیعی است. در مجموع، تعداد ۱۰۰ نمونه‌ی خاک سطحی (صفر تا ۲۰ سانتی‌متر) برداشت گردید و برای آزمایش‌های فیزیکی و شیمیایی به آزمایشگاه منتقل شد.

مطالعات آزمایشگاهی

نمونه‌ها پس از هواخشک شدن، کوبیده شد و برای آزمایش‌های فیزیکی و شیمیایی، بخش عبور یافته از الک ۲ میلی‌متر، مورد استفاده قرار گرفت. بافت خاک به روش پیپت (۲۰) و کربنات کلسیم معادل با استفاده از روش تیتراسیون برگشتی (۳۱) pH خاک در نسبت آب به خاک ۲:۱ پس از گذشت ۲۴ ساعت و با استفاده از دستگاه pH متر اندازه‌گیری شد، و قابلیت هدایت الکتریکی در عصاره‌ی اشباع با استفاده از دستگاه هدایت سنج اندازه‌گیری شد.

بررسی کارایی روش سنتی

اعتبار یک نقشه‌ی خاک را می‌توان از طریق میزان دقت به‌کار گرفته‌شده در توصیف خاک برای واحدهای مختلف موجود در نقشه، مورد ارزیابی قرار داد. همبستگی درون واحدی (Intraclass correlation) به‌عنوان شاخصی از مؤثر و کارآمد بودن تفکیک واحدها در پژوهش حاضر، مورد استفاده قرار گرفت. برای این منظور، از آنالیز تجزیه‌ی واریانس یک‌طرفه و مقایسه‌ی میانگین‌ها به روش دانکن استفاده شد (۳۴).

برای هر ویژگی خاک، واریانس کل (σ^2_T)، از دو بخش واریانس درون واحدها (σ^2_ω) و واریانس بین واحدها (σ^2_β) تشکیل می‌شود (معادله‌ی ۱) و بنابراین، شاخص همبستگی درون واحدی یا کارایی طبقه‌بندی (γ_i) با استفاده از معادله‌ی ۲ محاسبه شد (۳۵):

Archive

www.SID.ir

$$\sigma^2_T = \sigma^2_\omega + \sigma^2_\beta \quad (۱)$$

$$\gamma_i = \sigma^2_\beta / (\sigma^2_\omega + \sigma^2_\beta) \quad (۲)$$

مقدار γ_i بین صفر و یک تغییرپذیر می‌باشد. عدد یک، بیانگر آن است که واحدهای نقشه، کاملاً متفاوت می‌باشند. این در حالی است که عدد صفر، نشانگر عدم وجود تفاوت معنی‌دار بین واحدها است و در واقع، حاکی از آن است که جداسازی واحدها کار بیهوده‌ای می‌باشد.

تجزیه و تحلیل زمین‌آماری ویژگی‌های خاک

به‌طور کلی، مطالعات زمین‌آماری شامل دو مرحله‌ی واریوگرافی (Variography) و تخمین (Estimation) می‌باشند. به‌منظور بررسی وضعیت همسان‌گردی (Isotropy) ویژگی‌های مورد نظر، واریوگرام‌های رویه‌ای (Variograms surface) تمامی متغیرهای مورد مطالعه در محیط نرم‌افزاری وریووین (Variowin) تهیه شدند (۳۰). سپس برای ارزیابی ساختار مکانی خصوصیات خاک، از تابع واریوگرام، به‌عنوان مهم‌ترین مدل توصیف‌کننده‌ی رفتار مکانی متغیرهای ناحیه‌ای (Regionalized variables) استفاده شد. معادله‌ی ۳ طریقه‌ی محاسبه‌ی واریوگرام تجربی را نشان می‌دهد:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} \left[Z(x_i) - Z(x_i + h)\right]^2 \quad (۳)$$

که در این معادله، پارامترهای h، N(h)، $Z(x_i)$، $Z(x_i+h)$ و $\gamma(h)$ به‌ترتیب بیانگر فاصله‌ی بین جفت نقاط نمونه‌برداری، تعداد جفت‌نمونه‌های جداشده توسط فاصله‌ی h، مقدار متغیر مورد نظر در نقطه‌ی (x_i)، مقدار متغیر مزبور در نقطه‌ی (x_i+h) و مقدار واریوگرام تجربی برای فاصله‌ی جداکننده‌ی h می‌باشند.

پس از محاسبه‌ی واریوگرام‌های تجربی برای تمامی فواصل مورد نظر، مدل‌های نظری مناسب (مانند مدل‌های کُروی و نمایی) بر آن‌ها برازش داده شد. در مرحله‌ی بعد، با استفاده از تخمینگر کریجینگ معمولی، نقشه‌ی موضوعی هر یک از متغیرهای مورد مطالعه در محیط نرم‌افزاری ArcGIS 9.2 به‌دست آمد.

برای آگاهی از این‌که آیا مدل واریوگرامی مورد استفاده در تخمین کریجینگ، به‌درستی تغییرات فاصله‌های مقادیر اندازه‌گیری شده‌ی نمونه‌ها را لحاظ می‌کند، مقادیر تخمینی با مقادیر واقعی مقایسه می‌شوند (۱۳) تا خطای تخمین کریجینگ محاسبه شود. هرچه مقدار این خطا به عدد صفر نزدیک‌تر باشد، صحت تخمین کریجینگ بالاتر خواهد بود. معادله‌های ۴ و ۵ به‌ترتیب میانگین خطای تخمین (ME) و مجذور میانگین مربعات خطای تخمین (RMSE) را نشان می‌دهند (۲۶):

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \left[Z^*(x_i) - Z(x_i)\right] \quad (۴)$$

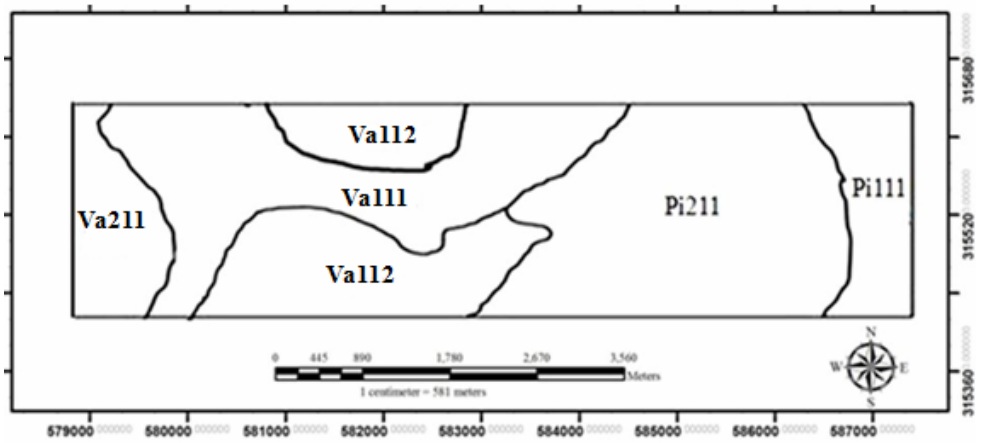
$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N} [Z^*(x_i) - Z(x_i)]^2}{N}} \quad (۵)$$

در این معادله‌ها، $Z^*(x_i)$ و $Z(x_i)$ به‌ترتیب، بیانگر مقادیر تخمینی و واقعی مشاهدات می‌باشند و N تعداد کل مشاهدات است.

نتایج و بحث

کارایی نقشه‌ی ژئوپدولوژی در نشان دادن تغییرات خاک

نقشه‌ی واحدهای ژئوپدولوژیک منطقه‌ی مورد مطالعه در شکل ۲ نشان داده شده است. نقشه‌ی تهیه‌شده دارای ۵ واحد ژئوفرم می‌باشد که ویژگی‌های واحدهای آن در جدول ۱ آورده شده‌اند. ملاحظه می‌شود که خاک‌های این منطقه، تکامل زیادی ندارند و بیشترین تکامل آنها، تشکیل افق کمبیک است (جدول ۱).



شکل ۲- نقشه‌ی واحدهای ژئوپدولوژیک تفکیک‌شده در منطقه‌ی مطالعاتی (مختصات UTM)

Archive of SID

www.SID.ir

جدول ۱- ویژگی‌های واحدهای ژئوپدولوژیک موجود در منطقه‌ی مورد مطالعه

سیمای اراضی	پستی و بلندی	لیتولوژی	شکل اراضی	تعداد نمونه	مساحت (ha)	خاک غالب
دامنه Pi	مخروط‌افکنه Pi1	رسوبات آبرفتی- بادرفتی Pi11	انتهای مخروط‌افکنه Pi111	۱۱	۹۰	Typic Torrifluvents
	دشت دامنه‌ای Pi2	رسوبات آبرفتی- بادرفتی Pi21	شیب برگشتی Pi211	۲۶	۱۳۸	Typic Torripssaments
دره Va	دشت آبرفتی Va1	رسوبات آبرفتی- بادرفتی Va11	پای شیب کشت شده (تن تیره) Va111	۲۲	۳۰۰	Calcic Haplocambids
			پای شیب بایر (تن روشن) Va112	۳۲	۴۲۰	Typic Haplocambids
	دشت سیلابی Va2	رسوبات آبرفتی رودخانه‌ای Va21	ترکیبی از پشته و بخش مسطح Va211	۹	۲۵۲	Gypsic Haplocambids

نتایج ویژگی‌های اندازه‌گیری‌شده در جدول ۲ نشان داده شده‌اند. با وجود کوچک بودن منطقه (۱۲۰۰ هکتار)، به‌دلیل تفاوت در فرآیندهای ژئومرفیک، تغییرات ویژگی‌های خاک در کل منطقه زیاد است. در کل منطقه، سیلت و شن غالب هستند و مقدار آنها به‌ترتیب به بیش از ۷۰ و ۹۰ درصد هم می‌رسد، ولی بیشترین مقدار رس حدود ۳۶ درصد است. چگونگی توزیع اندازه‌ی ذرات خاک با توجه به منشأ رسوبات منطقه که از ارتفاعات مجاور و رودخانه‌ی هلیل‌رود تأمین می‌شوند و همچنین فعالیت‌های بادرفتی موجود در منطقه، قابل درک است. میانگین مقدار کربنات کلسیم معادل خاک ۷/۸ درصد است که برای یک منطقه خشک، مقدار کمی است. غالب بودن سنگ‌های آذرین در منطقه که در نوار آذرین سنندج-سیرجان قرار دارد (۷) می‌تواند توجیه‌کننده‌ی این موضوع باشد. دامنه‌ی تغییرات زیاد EC و pH نیز نشان از فرایندهای متفاوت ژئومرفیک و پدولوژیک در منطقه دارد.

مقایسه‌ی میانگین ویژگی‌های واحدها (شکل ۳) نشان می‌دهد که این واحدها حداقل از نظر یکی از ویژگی‌های خاک با یکدیگر متفاوت هستند. تغییرات اندازه‌ی ذرات شن، سیلت و رس با تغییرات واحدهای نقشه هماهنگ است. مقدار شن در واحد Pi111 بیشترین مقدار است که با توجه به نوع شکل اراضی که یک مخروط‌افکنه است، مقدار شن زیاد در این واحد دور از انتظار نیست. با فاصله گرفتن از واحد مخروط‌افکنه و حرکت به سمت واحدهای دشت دامنه‌ای و دره (Pi211، Va112 و Va111)، مقدار شن کاهش پیدا می‌کند. در واحد Va211 که دشت سیلابی است و رسوبات آن منشأ رودخانه‌ای دارند، مجدداً مقدار شن افزایش می‌یابد. روند تغییرات رس و سیلت در واحدها، مشابه با یکدیگر و متفاوت با شن است (شکل‌های ۳-الف تا ج). با دقت در سایر ویژگی‌ها نیز تغییرات هماهنگ ویژگی‌ها با واحدهای ژئومرفیک قابل تشخیص است.

در این منطقه، نقش تغییر کاربری اراضی بر تغییر ویژگی‌های خاک به‌عنوان یک عامل انسانی قابل تشخیص است. به‌عنوان نمونه، واحدهای Va111 و Va112 بخشی از سیمای اراضی دره هستند که تفاوت کاربری آنها باعث ایجاد تن متفاوت شده است و در مرحله‌ی تفسیر از یکدیگر تفکیک شده‌اند. در واقع، انجام عملیات آبیاری در واحد Va111، مقدار شوری خاک سطحی کمتر و تن تیره‌تری را برای آن به ارمغان آورده است.

جدول ۲ – خلاصه‌ی آماری متغیرهای مطالعاتی

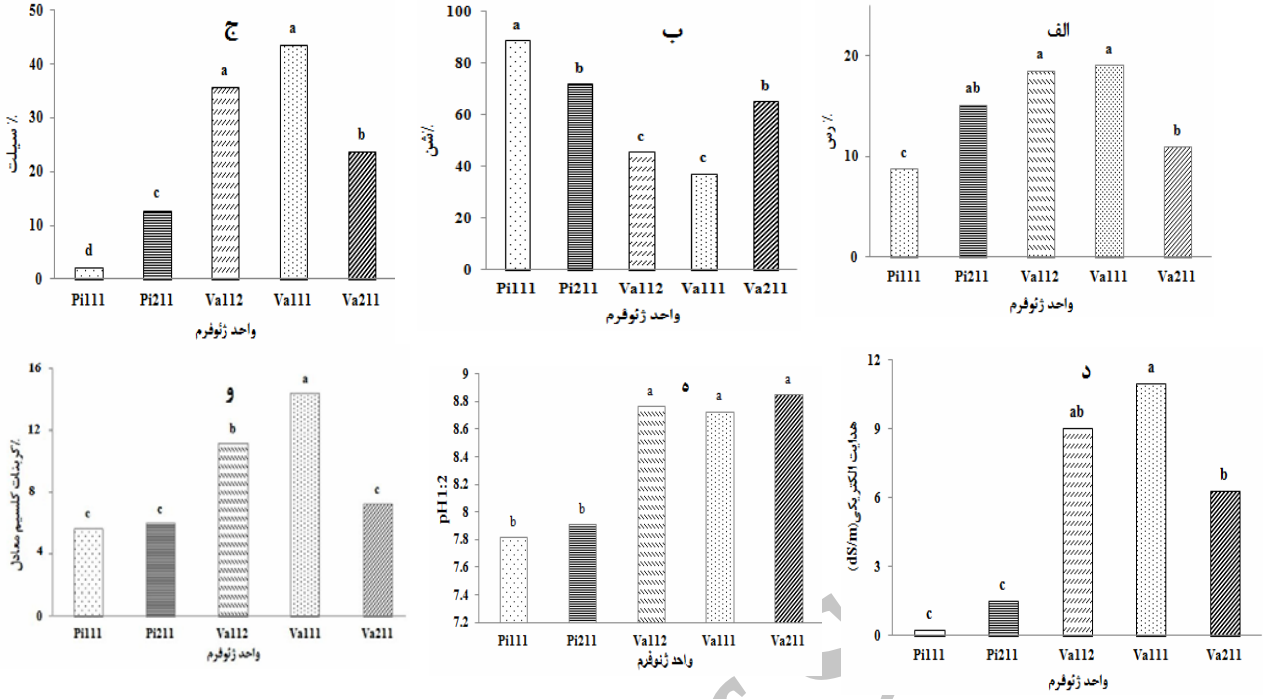
ویژگی	کمینه	بیشینه	میانگین	میانه	انحراف معیار	کشیدگی	چولگی	ضریب تغییرات (٪)	[1]p-value	[2]γ_i
رس (٪)	۱/۳۰	۳۶/۴	۱۶/۲	۱۶/۳	۷/۲	-۰/۰۹۷	۰/۱۹۶	۴۴/۱	۰/۷۵۳	۰/۰۷۵
شن (٪)	۷/۹	۹۳	۵۸/۲	۵۸/۲	۲۴/۳	-۱/۰۹۵	-۰/۲۰۶	۴۱/۷	۰/۲۳۰	۰/۲۲۵
سیلت (٪)	۰/۵	۷۲/۷	۲۵/۷	۲۵/۵	۱۹/۶	-۰/۷۶۸	۰/۴۴	۷۶/۳	۰/۲۱۵	۰/۲۴۱
EC (dS/m)	۰/۱۷	۲۷/۱	۶/۴	۳/۳	۷/۳	۰/۱۳۸	۱/۱۱	۱۱۳	۰/۰۰۱*	۰/۱۱۱
pH 2:1	۷/۵	۱۰/۹	۸/۵	۸/۴	۰/۷	۰/۳۸۸	۰/۹۱۴	۸/۳	۰/۰۷۸	۰/۳۷۸
کربنات کلسیم معادل (درصد)	۲/۴	۱۳/۵	۷/۸	۷/۵	۲/۱	۰/۴۵	۰/۷۹	۲۹/۴	۰/۰۹۷	۰/۲۷۵

۱ – اعداد مربوطه، بیان‌گر نتیجه‌ی حاصل از آزمون کولموگروف – اسمیرنوف می‌باشند که علامت * نشان‌دهنده‌ی معنی‌دار بودن آن‌ها در سطح اطمینان ۹۵ درصد است.

۲ – شاخص همبستگی درون واحدی یا کارایی طبقه‌بندی

Archive of SID

www.SID.ir



شکل۳- مقایسه‌ی میانگین ویژگی‌های خاک در واحدهای ژئوپدولوژی (حروف کوچک روی میله‌ها نشان‌دهنده‌ی گروه‌بندی دانکن در سطح احتمال ۹۵ درصد می‌باشد)

همانطور که در شکل ۳- الف مشاهده می‌شود، مقدار رس از واحد Pi111 به سمت Va211 ابتدا افزایش یافته و سپس کاهش می‌یابد که این روند کاهشی، مشابه با روند تغییرات EC در شکل ۳- د است. این نکته می‌تواند بیانگر وجود رابطه‌ی مستقیم بین مقادیر EC و درصد رس باشد که نشان می‌دهد هرچه بافت خاک ریزتر شده، صعود مویینه‌ی آب و تبخیر از سطح خاک افزایش یافته و باعث شور شدن خاک شده است (۵). تغییرات مشابه رس و کربنات کلسیم معادل (شکل ۳- الف و ۳- و) نیز می‌تواند نشان‌دهنده‌ی حضور کربنات کلسیم در بخش ریز خاک باشد (۳).

مقادیر γ_i (جدول ۲) نیز تفاوت واحدها را برای ویژگی‌های گوناگون نشان می‌دهند. در بین ذرات خاک، بیشترین مقدار γ_i مربوط به سیلت با مقدار ۰/۲۴۱ و پس از آن، شن با مقدار ۰/۲۲۵ و کمترین آن، مربوط به رس با مقدار ۰/۰۷۵ است. نزدیک بودن این پارامتر به عدد یک، نشان‌دهنده‌ی کارایی بالاتر نقشه‌ی تهیه‌شده در جدا کردن واحدها و به‌عبارت دیگر، نشان دادن تغییرات خاک است. هرچه در یک نقشه، واحدهای بیشتری با یکدیگر تفاوت داشته باشند و این تفاوت‌ها بیشتر شوند، مقدار γ_i بیشتر خواهد بود (۳۲ و ۳۴). در منطقه‌ی مورد مطالعه، تفاوت واحدهای نقشه از نظر مقدار سیلت (به استثنای واحدهای Va111 و Va112) معنی‌دارتر است (شکل ۳-ج)؛ در حالی که واحدها از نظر درصد رس، تفاوت کمتری دارند (شکل ۳- الف). به‌همین دلیل، γ_i رس کمتر از سیلت است. ممکن است این تصور ایجاد شود که بهترین حالت جدا شدن واحدها این است که اختلاف بین واحدها از نظر همه‌ی ویژگی‌ها برقرار باشد، ولی همان‌گونه که در شکل ۳ مشاهده می‌شود در منطقه‌ی مطالعاتی، برخی از واحدها از نظر برخی ویژگی‌ها تفاوتی ندارند و همچنین γ_i کم برخی از ویژگی‌ها نشان می‌دهد که این ویژگی‌ها برای جدا کردن واحدها مناسب نیستند. بنابراین، اگر واحدها حتی از نظر یک ویژگی تأثیرگذار (مانند pH) متفاوت باشند (شکل‌های ۳- ه و ۳- و) کافی است که نقشه‌بردار ملزم به جدا کردن واحدها باشد. از سوی دیگر، هدف نیز تعیین‌کننده است. هدف اصلی از جدا کردن واحدها، برای مدیریت است و انتخاب ویژگی‌ها باید بر اساس تأثیر آنها بر مدیریت یا نوع کاربری باشد.

به‌طور کلی، اطلاعات حاصل از شکل ۲، مقایسه‌ی واحدهای ژئوپدولوژی و چگونگی تغییرات ویژگی‌های خاک نشان می‌دهند واحدهایی که بر اساس ویژگی‌های ظاهری و فرآیندهای ژئومرفیک جدا شده‌اند، از نظر ویژگی‌های خاک نیز متفاوت هستند. بنابراین، حداقل می‌توان از نقشه‌ی واحدهای ژئوپدولوژیک به‌عنوان نقشه‌ی اولیه‌ی خاک یا واحدهای نمونه‌برداری استفاده نمود.

تغییرات مکانی ویژگی‌های خاک

هرچند تبعیت از توزیع نرمال، شرط لازم برای مطالعات زمین‌آماری نیست، لیکن اگر در پردازش داده‌های زمین‌آماری، نرمال

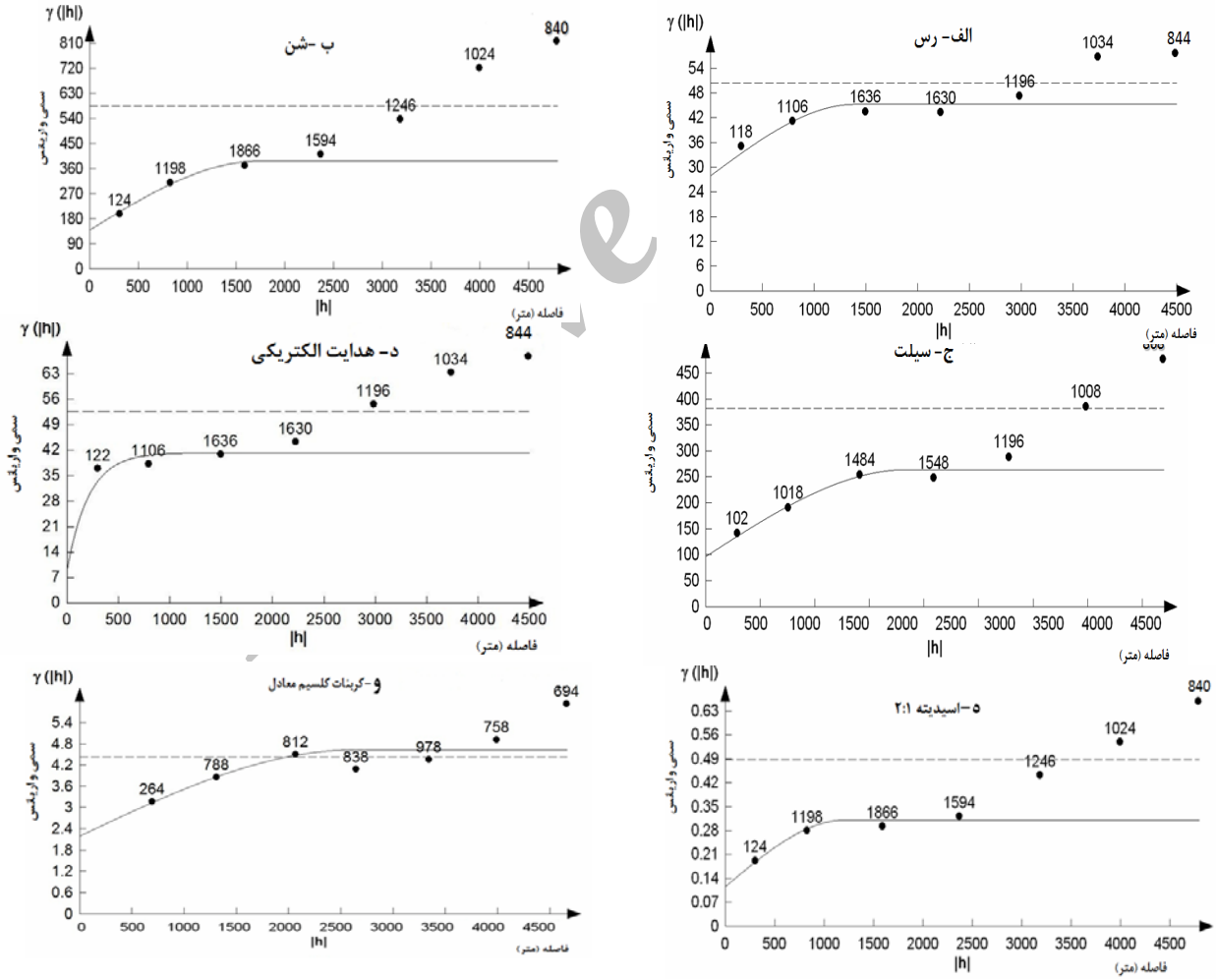
Archive of SID

www.SID.ir

بودن داده‌ها مورد تأیید واقع شود، آنگاه می‌توان سایر تجزیه و تحلیل‌های بعدی را با درجه‌ی اعتماد بالاتر انجام داد (۱۳). بررسی نتایج آزمون کولموگروف- اسمیرنوف نشان داد که تابع توزیع تمامی ویژگی‌ها به غیر از قابلیت هدایت التریکی، نرمال بودند (جدول ۲) که البته استفاده از تبدیل لگاریتمی، موجب نرمال‌شدن توزیع این متغیر شد. در هر حال، واریوگرام‌های رویه‌ای ترسیم‌شده برای ویژگی‌های مطالعاتی (شکل واریوگرام‌های رویه‌ای به‌دلیل افزایش حجم مقاله نشان داده نشده‌اند)، نشان‌گر یکسان بودن پیوستگی مقادیر این متغیرها در جهت‌های جغرافیایی مختلف بودند و در نتیجه، تغییرات مکانی ویژگی‌های خاک، همسان‌گَرد در نظر گرفته شد. بنابراین در شرایط همسان‌گردی، واریوگرام همه‌جهته (Omni-directional variogram) مد نظر قرار گرفت و وابستگی مکانی هر ویژگی خاک، با استفاده از تجزیه و تحلیل‌های سمی‌واریانس مدل‌سازی گردید (شکل ۴ و جدول ۳).

برای تمامی ویژگی‌های مطالعاتی، وجود نوعی روند بلنددامنه (Trend) در فواصل تقریبی بیش از ۲۵۰۰ متری قابل مشاهده است (شکل ۴). دلیل احتمالی این موضوع را می‌توان به تغییر در فیزیوگرافی منطقه یا به‌عبارت بهتر، تغییر در ژئوفرم‌های منطقه نسبت داد (شکل ۲).

توجه به مقادیر واریانس قطعه‌ای، حد آستانه و دامنه‌ی واریوگرام‌ها حاکی از وجود تفاوت در وابستگی‌های مکانی ویژگی‌های خاک بود. با این وجود، مدل‌های کُروی و نمایی بر واریوگرام تمامی متغیرها برازش داده شدند که دامنه‌ی این مدل‌ها برای ویژگی‌های مختلف از ۱۰۸۰ تا ۱۶۷۰ متر متغیر بود (جدول ۳ و شکل ۴). تحقیقات پژوهشگران دیگر نیز برازش مدل‌های کروی و نمایی را برای بسیاری از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک تأیید می‌کند (۶، ۸ و ۱۱). بر خلاف وجود تفاوت در دامنه‌ی هم‌بستگی مکانی متغیرهای مطالعه‌شده، استفاده از فاصله‌ی نمونه‌برداری کم و بیش مساوی با ۱۴۰۰ متر، برای مطالعه‌ی اغلب ویژگی‌ها در منطقه‌ی مطالعاتی، منطقی به‌نظر می‌رسد. این موضوع می‌تواند یک معیار مناسب برای کاهش تعداد نمونه‌ها به‌منظور مطالعات پی‌گیرانه و مستمر (Monitoring) ویژگی‌های مزبور در آینده به حساب آید.



شکل ٤- واریوگرام‌های برازش داده شده به هر کدام از متغیرهای مطالعاتی

www.SID.ir

جدول ۳- مدل‌های واریوگرامی، خصیصه‌های درون‌یابی و آماره‌های اعتبارسنجی ویژگی‌های خاکی مطالعه‌شده در منطقه

متغیر	مدل	اثر قطعه‌ای	حد آستانه	دامنه‌ی تأثیر (متر)	نسبت همبستگی	کلاس همبستگی	ME	RMSE
رس	کروی	۲۷/۶	۴۵	۱۳۵۵	۳۸/۰۱	متوسط	۰/۰۱۵	۰/۰۶۴
شن	کروی	۱۴۴/۷	۳۸۸/۵	۱۶۲۰	۲۷/۱۳	متوسط	۰/۰۹۷	۰/۱۶۲
سیلت	کروی	۹۸/۷	۲۷۵	۱۶۷۰	۲۶/۴۱	متوسط	۰/۰۶۷	۰/۱۰۱
$pH_{2:1}$	کروی	۰/۱۱۷	۰/۱۹	۱۲۰۰	۳۸/۱۱	متوسط	۰/۰۰۱	۰/۰۹۲
$CaCO_3$	کروی	۲/۲۰	۴/۶۳	۱۵۶۷	۳۲/۶۴	متوسط	۰/۰۳۰	۰/۱۸۳
EC	نمایی	۱۰/۶۳	۳۸/۷	۱۱۲۵	۲۱/۵۵	قوی	۰/۰۳۳	۰/۱۰۱

نسبت همبستگی مکانی (نسبت واریانس قطعه‌ای به حد آستانه)، به‌عنوان معیاری در تعیین قدرت ساختار مکانی ویژگی‌های مطالعاتی، بین ۲۱/۵۵ تا ۳۸/۱۱ متغیر بود (جدول ۳). بر اساس طبقه‌بندی کمبردلا و همکاران (۱۸) و لوپز و همکاران (۲۸)، کلاس همبستگی مکانی برای تمامی ویژگی‌ها بجزء قابلیت هدایت الکتریکی، متوسط می‌باشد و قابلیت هدایت الکتریکی در کلاس همبستگی مکانی قوی قرار گرفت.

آماره‌های اعتبارسنجی ارایه‌شده در جدول ۳ نشان می‌دهند که استفاده از کریجینگ معمولی برای تخمین ویژگی‌های خاک، تا چه حد صحیح و مناسب بوده است. آماره‌ی میانگین خطای تخمین (ME) بین ۰/۰۰۱ تا ۰/۰۹۷ متغیر می‌باشد که در کل، مقادیر پایینی را دارا می‌باشد و بیانگر دقت بالای تخمین است. اما این پارامتر برای کنترل اعتبار کریجینگ، ضعیف است؛ چرا که وابسته به واحد متغیرها می‌باشد (۲۵). در صورتی که مدل واریوگرام به‌درستی انتخاب شده باشد می‌توان از مجذور مربعات خطای تخمین (RMSE) استفاده کرد (۱۲). به‌طور کلی، RMSE محاسبه‌شده برای تمامی متغیرها نیز مقادیر پایینی را دارا می‌باشد (جدول ۳) و نشان‌دهنده‌ی دقت بالای تخمینگر کریجینگ در پهنه‌بندی ویژگی‌های مورد مطالعه می‌باشد.

نقشه‌های کریجینگ ویژگی‌های خاک در شکل ۵ نشان داده شده‌اند. شکل ۵-الف نقشه‌ی کریجینگ رس را نشان می‌دهد که تغییرات رس در منطقه از شرق به غرب افزایش می‌یابد و در میانه به حداکثر مقدار خود می‌رسد. شکل ۵-ب نشان می‌دهد که تغییرات شن، همانگ با تغییرات لندفرم است. تغییرات اسیدیته عکس شن می‌باشد و در دشت سیلابی بیشتر است (شکل ۵-ه). کربنات کلسیم مشابه با تغییرات رس تغییر می‌کند و بیشترین مقدار آنها در واحد Va112 است که می‌تواند بیانگر این مطلب باشد که کربنات کلسیم عمدتا در بخش رس است (شکل ۵-و). شکل ۵- د نشان می‌دهد که تغییرات قابلیت هدایت الکتریکی به‌دلیل آبیاری و تناوب کشاورزی در واحدهای تحت کشاورزی، بیشتر است.

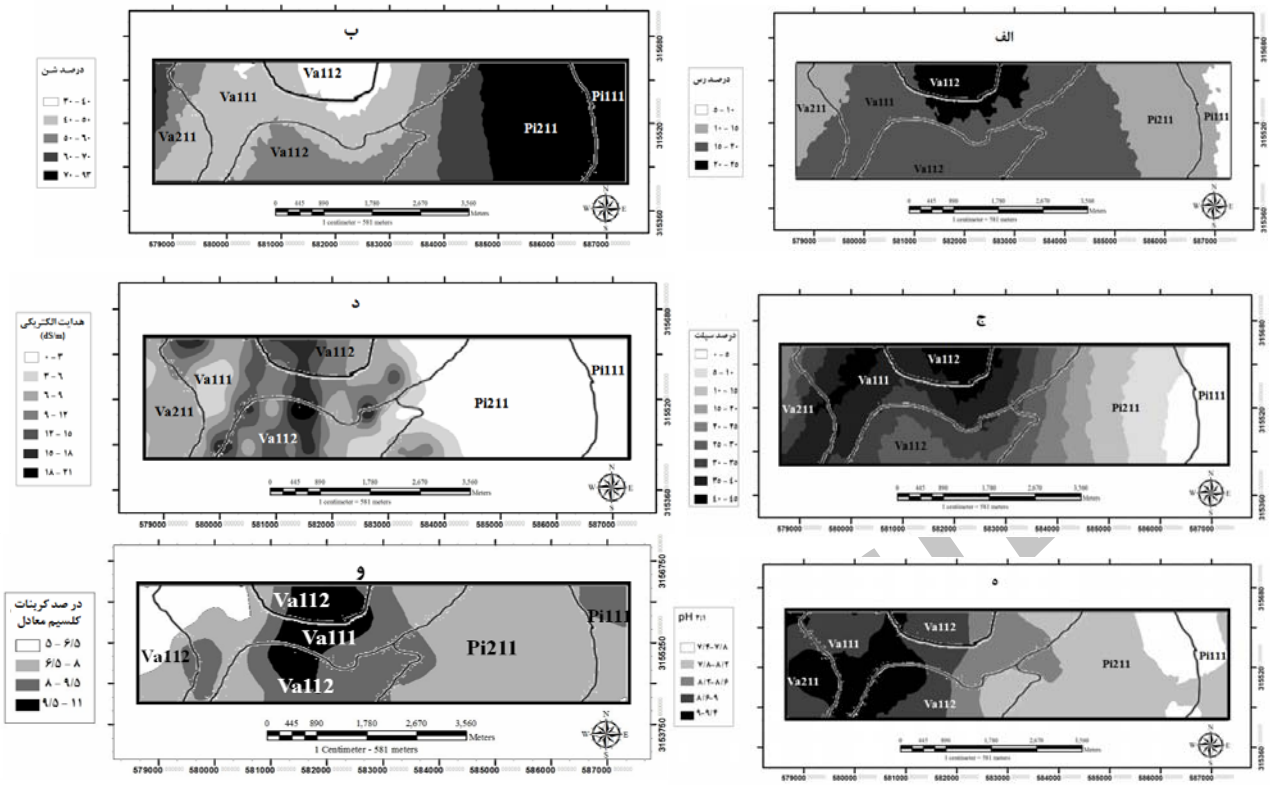
مقایسه‌ی روش‌های نقشه‌برداری زمین‌آماری و مرسوم

در شکل ۵ مرز واحدهای ژئوپدولوژی بر روی نقشه‌های کریجینگ قرار گرفته است. مقایسه‌ی این نقشه‌ها نشان می‌دهد که تکنیک زمین‌آمار اگرچه با دقت مناسب تغییرات ویژگی‌های خاک را به‌صورت پیوسته نشان می‌دهد ولی قادر نیست مرزهای طبیعی اشکال اراضی را که ویژگی‌های خاک در محل آنها به‌صورت ناگهانی تغییر می‌کنند به خوبی نشان دهد. به‌علاوه، بایستی توجه داشت که مرز اشکال اراضی، به‌طور معمول، نشانگر مرز تغییرات مدیریتی است. به‌عنوان مثال، مخروط‌افکنه‌ها به‌دلیل دارا بودن مقدار زیاد ذرات درشت (سنگ و سنگریزه) برای کشاورزی مناسب نیستند و در نتیجه، عملیات کشاورزی از انتهای مخروط‌افکنه‌ها شروع می‌شود. همانگونه که در شکل ۳-ب مشاهده می‌شود نتایج تجزیه واریانس انجام‌شده، وجود تفاوت معنی‌دار بین درصد شن موجود در واحدهای Pi111 و Pi211 را نشان می‌دهد؛ ولی در شکل ۵-ب، زمین‌آمار نتوانسته با وجود تفاوت بین این واحدها، تفاوت‌ها را در مرز آنها نشان دهد. در هر حال، متخصصین پدومتری و زمین‌آمار، بیشتر تمرکز خود را به مرحله‌ی تخمین معطوف می‌نمایند؛ زیرا اگر مقیاس، موقعیت و تعداد نمونه‌ها به‌درستی انتخاب نگردد، با وجود استفاده از روش‌های آزمایشگاهی صحیح برای اندازه‌گیری ویژگی‌ها و دقت کامل در اجرای روش‌های درون‌یابی، باز هم نمی‌توان به برآورد و تفسیر صحیح از نتایج پرداخت (۲۲). در مقابل، روش ژئوپدولوژی مرز اشکال اراضی را به خوبی نشان می‌دهد (شکل‌های ۲ و ۵)، ولی قادر نیست که تغییرات درون واحدها را به‌صورت پیوسته نشان دهد. حال این پرسش مطرح است که از بین این دو روش، کدام‌یک را باید انتخاب نمود؟

فاصله‌ی تغییرپذیری یک ویژگی و هزینه، دو عامل تعیین‌کننده در کیفیت نقشه‌های تولیدشده با روش‌های زمین‌آماری می‌باشند. به‌عنوان مثال، اگر هدف، تهیه‌ی نقشه‌ی پیوسته‌ی تغییرات بارش یا دما باشد، به‌دلیل تغییرات این ویژگی‌ها در فواصل طولانی، استفاده از داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی با فواصل ده‌ها کیلومتر می‌تواند قابل قبول باشد (۸ و ۱۰)؛ ولی باید توجه داشت که ویژگی‌های خاک در فواصل کوتاه تغییر می‌کنند (۲۱). در مطالعه‌ی حاضر، بیشتر ویژگی‌های خاک در فواصل کمتر از ۱۵۰۰ متر تغییر می‌کنند (جدول ۳).

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۵- نقشه‌های کریجینگ ترسیم‌شده برای متغیرهای مورد مطالعه

بنابراین، نمونه‌برداری در فواصل طولانی که گاه بیش از چند کیلومتر است (۲۷ و ۳۷)، با ذات تغییرپذیری ویژگی‌های خاک همخوانی ندارد و اگر بخواهیم تغییرات پیوسته با دقت خوب داشته باشیم، فاصله‌ی نمونه‌ها باید تا حد امکان کوتاه باشد که رسیدن به چنین چیزی در مساحت‌های زیاد، با افزایش هزینه همراه خواهد بود (۱۶). بنابراین، استفاده از روش‌های زمین‌آماری چه زمانی باید انجام شود؟

مطالعات زیادی به بررسی تغییرات مکانی شوری در اراضی بیابانی با استفاده از تکنیک زمین‌آمار پرداخته‌اند (۱۴ و ۱۵). با توجه به این‌که می‌دانیم شوری در این مناطق، بسیار زیاد است و زیاد شدن شوری از یک حد معین، برای کشت و کار مناسب نیست و از سوی دیگر، معمولاً در این مناطق، شوری به تبعیت از توپوگرافی تغییر می‌کند (۵)؛ بنابراین شاید با نمونه‌برداری خاک به روش ترانسکت یا نمونه‌برداری در واحدهای اراضی، همان نتایج، لیکن با هزینه‌ی کمتر حاصل شوند. وو و همکاران (۳۶) با مطالعه‌ی تغییرپذیری مکانی عناصر سنگین در منطقه‌ای از چین نشان دادند که واحدهای نقشه‌ی خاک برای نشان دادن تغییرات این عناصر مناسب هستند. ایشان همچنین اظهار داشتند که در مطالعات زمین‌آماری عناصر سنگین، اگر واحدهای نقشه‌ی خاک در نظر گرفته شوند دقت نقشه افزایش می‌یابد. در مطالعه‌ی حاضر، برخی از واحدهای ژئوپدولوژی، تنها از نظر یک ویژگی، تفاوت معنی‌دار دارند. بنابراین، در این واحدها ممکن است که ویژگی‌های بیرونی (مانند شیب) در رابطه با استفاده از اراضی مهم باشند. در نتیجه، دلیلی ندارد که در مساحت‌های بزرگ از روش‌های زمین‌آماری برای نشان دادن تغییرات خاک استفاده کرد، بلکه با در نظر گرفتن تغییرات اشکال اراضی، می‌توان با تعداد نمونه‌ی کمتر، به تغییرات ویژگی‌های خاک پی برد (۱۹). علاوه بر این، مدل‌سازی متغیرهای محیطی در چارچوب توابع تصادفی، مستلزم توجه به فرضیات ایستایی (Stationary assumptions) است (۳۶) که برقراری این فرضیات در مساحت‌های بزرگ، به دلایل مفهومی، مشکل می‌نماید.

از سوی دیگر، شاید بتوان گفت که دقت پایین نقشه‌های ویژگی‌های خاک بر اساس تفکیک زمین‌نما (Landscape analysis)، تعداد کم نمونه نیست؛ بلکه عدم اشراف افراد به تغییر و تحول زمین‌نما است (۲۳) و استفاده از تعداد زیاد نمونه و استفاده از روش‌های زمین‌آماری، روش جایگزین مناسبی به‌ویژه در مساحت‌های بزرگ نیست. بنابراین می‌توان گفت که تعداد نمونه‌های خاک به‌دست آمده از هر واحد و نوع روش‌های درون‌یابی برای تبدیل داده‌های نقطه‌ای به نقشه‌ی پیوسته از عوامل مهم در پهنه‌بندی صحیح هستند

Archive of SID

www.SID.ir

(۲۹). زمانی که مرز واحدها مشخص نباشد، استفاده از یک روش نمونه‌برداری شبکه‌ای می‌تواند نقشه‌های صحیح‌تری از تغییرات ویژگی‌های خاک را به ارمغان آورد. برخلاف افزایش دقت نقشه‌های به‌دست آمده، همگام با افزایش تعداد نمونه‌ها، تجزیه‌های آزمایشگاهی نیز بیشتر شده و در نتیجه باعث افزایش هزینه و زمان انجام مطالعه می‌شود. در مقابل، زمانی که مرز واحدها مشخص شوند، نقشه‌بردار می‌تواند با استفاده از تخصص و تجربه‌ی خود و با توجه به وسعت واحدهای تفکیک‌شده، از هر واحد تعداد نمونه‌ی کمتری بردارد و اقدام به تهیه‌ی نقشه به روش سنتی نماید. در هر حال، اگر هدف از مطالعه، رسیدن به یک سطح دقت معین برای کارهایی نظیر کشاورزی دقیق (Precision agriculture) باشد، بهتر است از روش‌های نوین همراه با روش‌های سنتی استفاده شود. بنابراین، می‌توان پیشنهاد کرد که در مساحت‌های بزرگ، از روش‌های معمول و در مساحت‌های کوچک و در یک شکل اراضی معین، از روش‌های زمین‌آماری استفاده نمود.

نتیجه‌گیری

خاک بخشی از اشکال اراضی است و خاک‌ها در اشکال اراضی گوناگون، به‌دلیل تفاوت در فرآیندهای ژئومرفیک، ویژگی‌های متفاوتی دارند. این تفکر، پایه و اساس روش‌های سنتی نقشه‌برداری خاک است. در مطالعه‌ی حاضر، نتایج مقایسه‌ی برخی ویژگی‌های فیزیکی (شن، سیلت و رس) و شیمیایی (اسیدیته، قابلیت هدایت الکتریکی و کربنات کلسیم معادل) نشان داد که واحدهای ژئوپدولوژی که بر اساس تفاوت در شکل ظاهری و فرآیندهای ژئومرفیک جدا شده‌اند از نظر ویژگی‌های گفته‌شده نیز متفاوت هستند. بنابراین، حداقل می‌توان از نقشه‌ی ژئوپدولوژی به‌عنوان نقشه‌ی اولیه‌ی خاک یا واحدهای نمونه‌برداری استفاده کرد. نقشه‌های ویژگی‌های خاک تهیه‌شده به‌روش زمین‌آمار، اگر چه تغییرات را به‌صورت پیوسته نشان می‌دهند ولی نمی‌توانند تغییرات را در مرز اشکال اراضی به‌خوبی نشان دهند.

امروزه از دو روش سنتی و نوین (زمین‌آماری) برای تهیه‌ی نقشه‌های خاک استفاده می‌شود که اقبال به سمت روش‌های زمین‌آماری بیش‌تر از شیوه‌ی سنتی است؛ تا حدی که بسیاری از پژوهشگران، استفاده از تکنیک زمین‌آمار را حتی با فواصل زیاد نمونه‌برداری یا مساحت‌های زیاد، به روش سنتی ترجیح می‌دهند (۳۷). بر اساس نتایج مطالعه‌ی حاضر، روش‌های سنتی که بر پایه‌ی تفکیک زمین‌نما به واحدهای نسبتاً همگن استوار هستند، برای نشان دادن تغییرات خاک، به‌ویژه در مساحت‌های بزرگ، مناسب می‌باشند. از سوی دیگر، نشان دادن تغییرات پیوسته‌ی خاک که نیاز به تعداد زیادی نمونه دارد در مساحت‌های کوچک‌تر مناسب است. در هر حال، بدون جانبداری از هر کدام از این روش‌ها، باید یکی از آنها را بر اساس هدف، هزینه و مساحت انتخاب کرد.

منابع

۱- اسفندیارپور بروجنی ع.، صالحی م.ح.، تومانیان ن. و محمدی ج. ۱۳۸۸. ارزیابی نقشه‌برداری خاک به روش ژئوپدولوژی با استفاده از شاخص‌های تفرق و شباهت (مطالعه‌ی موردی: منطقه‌ی بروجن، استان چهارمحال و بختیاری). نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، ۲۳: ۱۱۴-۱۰۰.

۲- اسفندیارپور بروجنی ع.، فرپور م.ح. و کمالی ا. ۱۳۹۰. بررسی کارایی دو سامانه‌ی طبقه‌بندی آمریکایی و جهانی در ارتباط با طبقه‌بندی خاک‌های شور استان کرمان. نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، ۲۵: ۱۱۷۱- ۱۱۵۸.

۳- اولیایی ح. ۱۳۹۱. مطالعه‌ی ژنتیکی و مورفولوژیکی خاک‌های یک کاتنا در منطقه‌ی یاسوج (مطالعه‌ی موردی : منطقه‌ی دشت روم). نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، ۲۶: ۴۳۹-۴۲۷.

۴- باقری م. ۱۳۹۱. قشه برداری رقومی خاک با استفاده از تکنیک های محاسبات نرم. پایان‌نامه دکتری علوم خاک، دانشکده کشاورزی دانشگاه شهرکرد.

۵- برزگر ع. ۱۳۷۹. خاک‌های شور و سدیمی : شناخت و بهره‌وری. انتشارات دانشگاه شهید چمران، ۲۷۳ صفحه.

۶- بقایی ا.، خادمی ح. و محمدی ج. ۱۳۸۶. تجزیه و تحلیل زمین‌آماری تغییرات مکانی سرب و نیکل قابل جذب در اطراف دو قطب صنعتی اصفهان. علوم و فنون کشاورزی، علوم آب و خاک، ۱۴: ۲۰- ۱۱.

۷- درویش‌زاده ا. ۱۳۸۱. زمین‌شناسی ایران. ویرایش دوم، انتشارات امیرکبیر، تهران، ۶۰۰ صفحه.

۸- رحیمی بندرآبادی س. و مهدیان م.ح. ۱۳۸۳. بررسی روش‌های توزیع مکانی بارندگی در حوزه‌ی دریای خزر. نشریه پژوهش و سازندگی، جهاد کشاورزی، ۶۸: ۷۵-۵۹.

۹- صالحی م.ح. و خادمی ح. ۱۳۸۷. مبانی نقشه‌برداری خاک. انتشارات جهاد دانشگاهی واحد صنعتی اصفهان، ۲۲۰ صفحه.

۱۰- صفری م. ۱۳۸۱. تعیین شبکه‌ی بهینه‌ی پایش آب‌های زیرزمینی با استفاده از روش زمین‌آمار. پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد آبیاری و زهشکی،

Archive of SID

www.SID.ir

دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده‌ی کشاورزی.
۱۱- محمدزمانی س. ۱۳۸۴. بررسی تغییرات مکانی تولید گندم و خصوصیات خاک در بخشی از اراضی زراعی سرخنکلاته، استان گلستان. پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد خاکشناسی، دانشگاه علوم و منابع طبیعی گرگان.
۱۲- محمدی ج. ۱۳۸۰. مروری بر مبانی ژئواستاتیستیک و کاربرد آن در خاکشناسی. نشریه پژوهش‌های خاک (علوم خاک وآب)، ۱۵: ۱۲۱-۹۹.
۱۳- محمدی ج. ۱۳۸۵. پدومتری (آمار مکانی). جلد دوم، انتشارات پلک، ۲۴۰ صفحه.
14- Amini Fasakhodi A. and Bagheri Bodaghabadi M. 2006. Determining the importance of salinity in different layers of soil for landscape management application; using the AHP technique and "group fuzzy preference programming" model". 18th International Soil Meeting, Harran University, Sanliurfa, Turkey.
15- Alavipanah S.K. 1998. Study of soil salinity in desert based up field observation, remote sensing and GIS (case study: Ardakan area, Iran). Proceedings of the Easel/ Unosco symposium of the operational remote sensing for sustainable development. The Netherlands, 11-14 May, pp. 419-426.
16- Borges R. and Mallarino A.P. 1997. Field-scale variability of phosphorus and potassium uptake by no-tillage corn and soybean. Soil Science Society of America Journal, 61:46-853.
17- Buol S.W., Southard R.J. Graham R.C. and McDaniel P.A. 2003. Soil Genesis and Classification. Iowa State University Press, 494 p.
18- Cambardella C.A., Moorman B., Novak J.M., 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.
19- Daels L. and Antrop M. 1977. The Extraction of image interpretation in manual of remote sensing documents. Pedology, 27:123-190.
20- Day P.R. 1965. Particle fractionation and particle size analysis. p. 545-567.In C. A. Black et al. (ed.) Method of soil analysis, Part I. Agronomy, 9: 545-567.
21- Einax J.W. and Soldt U. 1999. Geostatistics and Multivariate Statistical Methods for the Assessment of Polluted Soils-Merits and Limitations. Chemometrica and Natural Resources University, 252 p.
22- Goovaerts P. 1997. Geostatistic for Natural Resources evaluation. Oxford University Press, New York. 470- 490.
23- Hudson B.D. 1992. The soil survey as paradigm based science. Soil Science Society of America Journal, 56: 836-41.
24- Jenny H. 1941. Factors of Soil Formation: A System of Quantitative Pedology. McGraw Hill, New York.
25- Jin J. and Jiang C. 2002. Spatial variability of soil nutrients and site specific nutrient management in the P.R. China. Computers and Electronics in Agriculture, 36:165-172.
26- Journel A.G. and Huijbregets C.J. 1978. Mining Geostatistics. Academic Press Inc. 559 p.
27- Liu D., Wang Z., Zhang B., Song K., Li X., Li J., Li F. and Duan H. 2006. Spatial distribution of soil organic carbon and analysis of related factors in croplands of the black soil region, Northeast China. Agriculture, Ecosystems and Environment, 113:73-81.
28- Lopez-Granados F., Jurado-Exposito M., Atenciano S., Garoa A., Sanchez M. and Garcia L. 2002. Spatial variability of agricultural soil parameters in Southern Spain. Plant and Soil, 246: 97-105.
29- Mueller T.G., Pierce F.J., Schabenberger O. and Warncke D.D. 2001. Map quality for site-specific management. Soil Science Society of America Journal, 65: 1547-1558.
30- Pannatier Y. 1996. Variowin, version: 1.2. Institute of Mineralogy, University of Lausanne, Switzerland.
31- Richards L.A. 1954. Diagnosis and Improvement of Saline Alkali Soils. U.S.D.A. Handbook, No. 60. Washington, D.C., U.S.A.
32- Salehi M.H., Eghbal M.K. and Khademi H. 2003. Comparison of soil variability in a detailed and reconnaissance soil map in central Iran. Geoderma, 111: 45-56.
33- Utest A., Lopez T. and Diaz L. 2002. A comparison of soil maps, kriging and a combined method for spatially predicting bulk density and field capacity of Ferralsols in the Havana-Matanzas Plain. Geoderma, 96: 199-213.
34- Webster R. and Oliver M.A. 1990. Statistical Methods in Soil and Land Resource Survey. Oxford University Press, Oxford.
35- Webster R. and Oliver M.A. 2000. Geostatistics for Environmental Sciences. Wiley press, New york. ISBN: 0-41-96553-7, 271 p.
36- Wu C., Wu J., Luo Y., Zhang H. and Teng Y. 2008. Statistical and geostatistical characterization of heavy metal concentrations in a contaminated area taking into account soil map units. Geoderma, 144: 171-179.
37- Zhang X.C. and McGrath D. 2004. Geostatistical and GIS analyses on soil organic carbon concentrations in grassland of southeastern Ireland from two different periods. Geoderma, 119: 261-275.
38- Zhu A.X., Hudson B., Burt J.E. and Lubich K. 2001. Soil mapping using GIS, expert knowledge and fuzzy logic. Soil Science Society of America Journal, 65:1463-1472.
39- Zink J.A. 1989. Physiography and Soils. Lecture notes for soil students. Soil Science Division, Soil Survey Courses Subject Matter: K6 ITC, Enschede, Netherlands.

Archive of SID

www.SID.ir

Journal of Water and Soil
Vol. 28, No. 2, May.-Jun. 2014, p. 353-364

نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)
جلد ۲۸، شماره ۲، خرداد – تیر ۱۳۹۳، ص. ۳۶۴-۳۵۳

Comparison of Geostatistical and Conventional Mapping Methods in Determining the Variation of Selected Soil Properties (Case study: Jiroft, Kerman Province)

M. Kalkali[1] – A. Karimi[2]*– Gh. Haghnia[3] – I. Esfandiarpour[4]

Received:04-07-2013
Accepted:15-04-2014

Abstract

Soil maps are the common sources of soil information for land evaluation and land use planning. The objective of this study was to evaluate the capability of conventional and geostatistical methods for mapping selected physical (sand, silt and clay) and chemical (carbonate calcium equivalent and pH) soil properties. Based on interpretation of aerial photographs, satellite images and field observations, five geopedologic map units were identified in an area of about 12 km^2 in southern Jiroft. 100 surface soil samples (0-20 cm) were taken from a regular grid of 500 × 250 m. The results indicated that geopedological map units were significantly different in at least one soil property. Differences of characteristics between units are resulting differences in geomorphic processes. Continuous soil maps prepared by the ordinary kriging also revealed continuous variations of characteristics in accordance with the changes in geomorphic processes. However, variations between units obviously recognizable in the boundary of units were not revealed by the geostatistical method. Based on results of this study, the conventional method is proposed for large areas (small scale maps) and geostatisticals method for small areas (large scale maps) are proposed for soil mapping.

Keywords: Soil mapping, Spatial variability, Traditional soil mapping, Kriging

Archive of SID

1, 2, 3- Former M.Sc. Student, Associate Professors and Professor, Department of Soil Science, Faculty of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad, Respectively
(*- Corresponding Author Email: Karimi-a@um.ac.ir)
4- Associate Professor, Department of Soil Science, College of Agriculture, Vli-e-Asr University of Rafsanjan

www.SID.ir