سومین کارگاه فنی زهکشی
۲۳ مهر ماه ۱۳۸۳

کاربرد زمین آمار در زهکشی

محمد حسین مهدیان[۱]

چکیده

متغیرهای زهکشی و دقت تعیین آنها، نقش مهمی‌را در مطالعات و طراحی‌های زهکشی دارا می‌باشند. بسیاری از این متغیرها باید در مزرعه و از طریق عملیات میدانی تعیین شوند. این عملیات وقت گیر بوده و هزینه نسبتاً زیادی را به مالکین اراضی تحمیل می‌کند. بنابراین اگر به طریقی بتوان با تعداد محدودی اندازه گیری میدانی، نسبت به افزایش تعداد داده‌ها اقدام نمود، هم در وقت و هم در هزینه‌ها، صرفه جویی قابل توجهی صورت خواهد گرفت. به نظر می‌رسد که تکنیک زمین آمار[۲] بتواند در این زمینه موثر باشد. روشهای زمین آماری مختلفی وجود دارد که بسته به نوع متغیر، روش مناسب زمین آماری مشخص می‌گردد. تکنیک Cross Validation شیوه مناسبی برای انتخاب روش مناسب زمین آماری می‌باشد که به کمک آن می‌توان با استفاده از تعداد معدودی نقطه، و با کاربرد مدل مناسب زمین آماری، تعداد داده‌ها را افزایش داد. در مواردی بسته به نوع متغیر و دقت اندازه گیری آن در عملیات میدانی، امکان دارد که استفاده از این روشها برای برآورد متغیر مورد نظر منطقی به نظر نرسد. در این مقاله، به عنوان مطالعه موردی دو روش کریگینگ و روش میانگین متحرک وزنی برای برآورد هدایت هیدرولیکی در دشت نکا مورد بررسی و ارزیابی قرار گرفته است که بررسی‌های موجود نشان می‌دهد که روش میانگین متحرک وزنی نسبت به روش کریگینگ پاز دقت بیشتری برخوردار بوده و در نتیجه از آن برای تهیه نقشه هدایت هیدرولیکی در این پروژه استفاده شده است.

کلمات کلیدی: زمین آمار، زهکشی، کریگینگ، میانگین متحرک وزنی، نکا، هدایت هیدرولیکی.

۱- عضو هیئت علمی پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری کشور

2- Geostatistics

۱- مقدمه

متغیرهای زهکشی نقش مهمی را در مطالعات و طراحی‌های زهکشی ایفا می‌کنند. معمولاً بسیاری از این متغیرها باید در مزرعه و از طریق عملیات میدانی تعیین شوند. این عملیات ضمن اینکه وقت گیر بوده، هزینه نسبتاً زیادی را طلب می‌کند. بنابراین اگر به طریقی بتوان با تعداد محدودی اندازه گیری‌های میدانی،نسبت به افزایش تعداد داده‌ها اقدام نمود، هم در وقت و هم در رمان صرفه جویی قابل توجهی صورت می‌گیرد. به نظر می‌رسد که تکنیک زمین آمار[1] بتواند در این زمینه موثر باشد. روشهای زمین آماری مختلفی وجود دارد. در مجموع می‌توان گفت که روش مناسب زمین آماری در برآورد یک متغیر، به نوع متغیر و عوامل منطقه‌ای تأثیرگذار بر آن بستگی دارد و نمی‌توان روش منتخب در یک منطقه را به سایر مناطق تعمیم داد.

بررسی‌هایی در زمینه کاربرد روش‌های زمین آماری در مطالعات زهکشی صورت گرفته است. حسینی و همکاران (۱۹۹۳) روش‌های کریگینگ معمولی، کریگینگ عمومی، میانگین متحرک وزنی با درجه‌های ۱ الی ۴ و روش مثلثی را برای برآورد هدایت هیدرولیکی خاک استفاده کردند. نتیجهٔ تحقیقات این محققین نشان می‌دهد که روش‌های کریگینگ معمولی با خطایی معادل ۱/۳۷ متر در روز و کریگینگ عمومی‌با خطایی معادل۱/۳۸۳ متر در روز و میانگین متحرک وزنی با توان۲ با خطایی معادل ۱/۳۹۲ متر در روز، مناسب ترین روش‌ها برای برآورد هدایت هیدرولیکی تشخیص داده شده است. در تحقیق دیگری حسینی و همکاران (۱۹۹۴) روش‌های کریگینگ معمولی، TPSS، نزدیک‌ترین همسایگی، میانگین‌متحرک و عکس‌فاصله را برای برآورد شوری خاک در استان خوزستان را مورد بررسی و ارزیابی دقرار دادند. در تحقیق فوق، انحراف حاصل از روش‌ها زیاد، و ناشی از بزرگی نسبت اثر قطعه‌ای به آستانه بود و در نهایت روش TPSS با توان ۲ و روش کریگینگ معمولی بهترین روش‌ها تشخیص داده شد.

برخی از خصوصیات خاک سطحی شامل هدایت الکتریکی، درصد رطوبت اشباع، نسبت جذب سدیم و درصد آهک را محمدی و چیت ساز (۱۳۸۱) با استفاده از تخمینگرهای زمین آماری و با کمک گرفتن از اطلاعات رقومی‌سنجنده TM به عنوان متغیر ثانویه برآورد نموده است. در این تحقیق کارآیی روشهای مختلف برآورد آماری شامل نتایج حاصل از تخمین کوکریگینگ، کریگینگ و رگرسیون خطی با هم مورد مقایسه قرار گرفته و به این نتیجه رسیده لست که تخمینگرهای زمین آماری نسبت به روابط همبستگی خطی از برتری نسبی برخوردار بوده و روش کریگینک به عنوان روش برتر برآورد داده‌های مکانی در خصوص خاک معرفی شده است.

در تحقیق نظری‌زاده و همکاران (۱۳۸۲)، ساختار مکانی و تعداد نمونه‌های خاک مورد نیاز برای میزان فسفر و اسپورمیکوریزای آربوسکولار، به روش زمین آماری، مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. نتایج

نشان می‌دهد که تغییرات این دو عامل در کشتهای آبی دارای ساختار مکانی و در اراضی دیم از این ویژگی برخوردار نمی‌باشد .

امینی و همکاران (۱۳۸۲) با ارزیابی آلودگی خاکهای منطقه اصفهان با استفاده از روش تلفیقی منطق فازی و تخمینگر مکانی، به این نتیجه رسیده است که این روش ترکیبی امکان ارزیابی آلودگی چندین عنصر را در یک زمان فراهم می‌نماید و نیم تغییرهای محاسبه شده نیز عمدتاً از مدل‌های کروی و نمایی تبعیت نموده است. وی در نهایت نقشه پهنه‌بندی آلودگی منطقه را تهیه نموده است.

زانگ[1] و همکاران (۱۹۹۷) در رابطه با کاربرد زمین آمار در علوم خاک تحقیقاتی انجام دادند و زمین آمار را به عنوان یک ابزار مفید در حل مسائل مربوط به علوم خاک معرفی کردند. بررسی و ارزیابی چند روش میانیابی برای برآورد pH خاک سطحی توسط لزلت[2] و همکاران (۱۹۸۷) به انجام رسیده است. نتایج بدست آمده توسط این محققین نشان می‌دهد که روش میانگین متحرک وزنی نسبت به روش‌های دیگر در برآورد اسیدیته خاک از دقت بیشتری برخوردار است. گالیشان[3] و همکاران (۱۹۹۲)، روش کریگینگ را برای برآورد هدایت هیدرولیکی در زهکشی زیرزمینی ۳۵۰۰۰ هکتار از اراضی دلتای نیل استفاده کردند. بررسی آنها نشانگرساختار مکانی خوب هدایت هیدرولیکی در خاکهای آبرفتی آن منطقه است.

مصطفی[4] و همکاران (۱۹۹۸) به تحلیل شوری و هدایت هیدرولیکی خاکها با استفاده از روشهای زمین آماری پرداختند. آنها با مقایسه مقادیر اندازه گیری شده این پارامترها و مقادیر برآورد شده آنها با استفاده از روش کریگینگ و تهیه نقشه‌های هم مقدار پارامترهای ذکر شده به این نتیجه رسیدند که روش کریگینگ، نقشه‌های منطقی تری را برای مطالعات پروژه‌های زهکشی فراهم می‌کند. در سال ۱۹۹۹، وانگ[5] و همکاران از روشهای زمین آماری برای بررسی تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی در خاکهای شور ساحلی استفاده کردند. در مجموع جمع بندی آنها نشان می‌دهد که روش مناسب زمین آماری در برآورد یک متغیر، به نوع متغیر و عوامل منطقه‌ای تأثیرگذار بر آن بستگی دارد و نمی‌توان روش منتخب در یک منطقه را به سایر مناطق تعمیم داد. هدف این مقاله، معرفی اجمالی زمین آمار بوده که در پایان یک مطالعه موردی در رابطه با کاربرد آن برای مطالعات ضزیب آبگذری در دشت نکا در استان مازندران ارائه شده است.

۲- روشهای زمین آماری

در بررسی‌های آمار کلاسیک، نمونه‌های به دست‌آمده از جامعه، عمدتاً به صورت تصادفی درنظر گرفته می‌شوند و مقدار اندازه‌گیری شدهٔ یک کمیت معین در یک نمونهٔ خاص، هیچگونه اطلاعاتی دربارهٔ مقدار

1- Zhang
2- Laslett
3- Gallichand
4- Moustafa
5- Wang

همان کمیت در نمونهٔ دیگر و به فاصلهٔ معلوم نخواهد داشت. در صورتیکه در مین آمار می‌توان مقادیر یک کمیت در جامعه نمونه‌ها و فاصله نمونه‌ها و جهت قرار گرفتن آنها نسبت به هم ارتباط برقرار کرد. همچنین در آمار کلاسیک، فرض می‌شود که تغییرپذیری یک متغیر تصادفی است، درصورتی‌که در زمین‌آمار، بخشی از آن تصادفی و بخش دیگر آن دارای ساختار و تابع فاصله و جهت می‌باشد. هر متغیری که در فضای سه بعدی توزیع شده باشد و دارای وابستگی مکانی باشد، متغیر ناحیه ای نامیده شده و می‌تواند در مطالعات زمین آماری مورد بحث و بررسی قرار گیرد. به عنوان مثال مقادیر ضریب آبگذری در یک شبکه ۱×۱ کیلومتری، متغیر ناحیه‌ای است. مقدار متغیر ناحیه‌ای $Z(x)$ در هر نقطه را می‌توان به دو مؤلفهٔ قطعی و تصادفی تجزیه کرد، بنابراین می‌توان نوشت:

$$Z(x) = m(x) + L(x) \qquad (۱)$$

که در آن: $Z(x)$: متغیر ناحیه‌ای در نقطه‌ای به مختصات (x)، $m(x)$: مؤلفهٔ قطعی متغیر ناحیه‌ای و $L(x)$: مؤلفهٔ تصادفی متغیر ناحیه‌ای می‌باشد. در صورتیکه متغیر ناحیه ای دارای ساختار مکانی مناسبی باشد، تحلیل‌های بسیاری را بر روی آن می‌توان بعمل آورد که از جمله آنها می‌توان به برآورد متغیر مورد نظر در نقاط فاقد آمار، طراحی نمونه برداری و توزیع وارینس خطا اشاره نمود. تخمین زمین آماری شامل دو مرحله می‌باشد: در مرحله اول شناخت و مدلساری ساختار فضایی متغیر است که به وسیله آنالیز نیم تغییر نما قابل بررسی می‌باشد. و مرحله دوم تخمین است که روش کریگینگ به مرحله اول وابسته است. لازم به ذکر است شرط استفاده از روشهای زمین آماری، ایستا بودن متغیر می‌باشد که از طریق نیم تغییر نما قابل تشخیص است. ضمناً توزیع داده‌ها نیز باید به توزیع نرمال نزدیک باشد.

۲-۱- نیم تغییرنما[1]

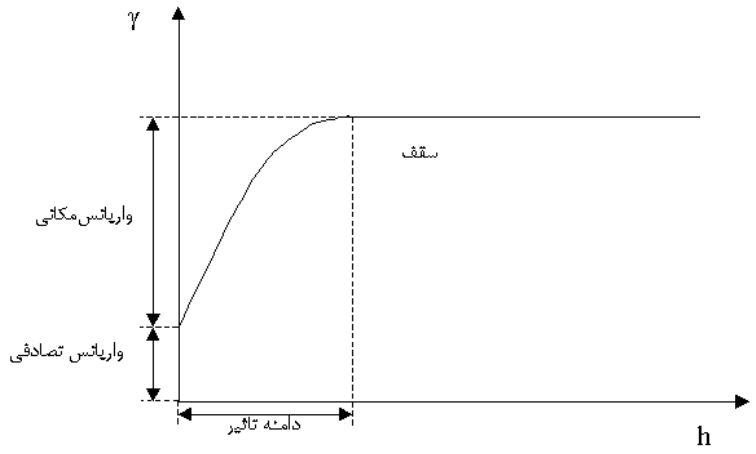
نیم تغییرنما اساسی‌ترین ابزار در زمین‌آمار است که برای تشریح ارتباط مکانی یک متغیر به کار می‌رود. نیم تغییرنما، کمیتی برداری است که درجهٔ همبستگی مکانی و شباهت بین نقاط اندازه‌گیری شده را بر حسب مربع تفاضل مقدار دو نقطه و با توجه به جهت و فاصلهٔ آنها نشان می‌دهد. معمولاً نیم تغییرنما را با علامت $\gamma(h)$ نشان می‌دهند:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} \left[Z(x_i + h) - Z(x_i)\right]^2 \qquad (۲)$$

که در آن: $N(h)$: تعداد جفت نمونه‌های به کار رفته در محاسبه که در فاصلهٔ h از یکدیگر قرار دارند، $Z(x_i)$: مقدار مشاهده شدهٔ متغیر مورد نظر، و $Z(x_i+h)$: مقدار مشاهده شدهٔ متغیر مورد نظرکه به

1- Semivariogram

فاصلهٔ h از $Z(x_i)$ قرار دارد، می‌باشد. شکل (۱) نمونه ای تیپیک از یک نیم تعییر نما را نشان می‌دهد. نیم تغییر نما با سه پارامتر زیر تعریف می‌گردد.



شکل (۱): نمونه‌ای از یک نیم تغییرنما.

۲-۱- ۱- اثر قطعه‌ای[1]

از نظر تئوری مقدار نیم تغییرنما باید با کاهش h، کم شود و در $h=0$ به حداقل مقدار خود یعنی صفر، تنزل کند. در بسیاری از موارد، وقتی h به سمت صفر میل می‌کند، مقدار نیم تغییرنما صفر نمی‌شود. این مقدار که در واقع عرض از مبدا منحنی نیم تغییرنما است، اثر قطعه‌ای نام دارد و با C_0 نشان داده می‌شود و بسیاری از متخصصین علم آمار، آن را مؤلفهٔ بی‌نظمی‌می‌خوانند. این امر بدان معنی است که اگر دو نمونه از یک محل یکسان برداشت شوند، مقدار یکسانی نخواهند داشت. دلایل مختلفی در ایجاد اثر قطعه‌ای نقش دارند که ازجملهٔ آنها می‌توان به ۱- وجود مؤلفه‌های تصادفی در توزیع متغیر که در واقع به تصادفی بودن فرآیندها برمی‌گردد و ۲- وجود خطای نمونه‌برداری، آماده‌سازی و آنالیز و خطای انسانی، اشاره نمود.

۲-۱-۲- آستانه[2]

با افزایش مقدارh، مقدار نیم تغییرنما افزایش می‌یابد و به سمت حد ثابتی میل می‌کند. در بسیاری از نیم تغییرنماها، پس از رسیدن به این حد ثابت، با افزایش فاصله، تغییری در مقدار نیم تغییرنما ایجاد نمی‌شود. این مقدار نسبتاً ثابت که تغییرات آن تصادفی است، آستانه نام دارد و مجموع اثر قطعه‌ای (C_0) و بخش ساختاردار نیم تغییرنما (C) می‌باشد و معادل با واریانس کلی متغیر مورد مطالعه است. بعضی از نیم تغییرنماها در محدودهٔ فواصل مورد نظر، تمایلی به‌نزدیک شدن به حد ثابت از خود نشان نمی‌دهند و با

1- Nugget Effect
2- Sill

افزایش فاصله، مقدار نیم تغییرنما همواره افزایش می‌یابد. وجود چنین نیم تغییرنمایی می‌تواند بر وجود روند در محدودهٔ مورد مطالعه دلالت کند. در این گونه موارد ابتدا باید روند تشخیص داده شده و از داده‌ها حذف گردد و سپس به برآورد آن متغیر پرداخته شود.

برای بررسی وضعیت ساختار مکانی، معیار $\frac{C_0}{C}$ تعریف می‌شود. این نسبت، بزرگی مؤلفهٔ بی‌ساختار به مؤلفهٔ ساختاردار را نشان می‌دهد. اگر این نسبت بزرگتر از $\frac{۱}{۲}$ باشد، نقش مؤلفهٔ ساختاردار، کمتر از مؤلفهٔ بی‌ساختار است و ساختار مکانی ضعیف بوده و کاربرد زمین‌آمار مفید واقع نمی‌شود.

۲-۱-۳- دامنهٔ تأثیر[1]

دامنهٔ تأثیر، فاصله‌ای مکانی بین نمونه‌ه است که در ماوراء آن، متغیر ناحیه‌ای در نقاط مجاور هم، تأثیر چندانی بر یکدیگر ندارند و با افزایش فاصله، نیم تغییرنما تغییر چندانی نمی‌کند و به حالت افقی درمی‌آید. بدیهی‌است که هرچه دامنهٔ تأثیر بزرگتر باشد، ساختار مکانی گسترده‌تر است، و محدوده‌ای که می‌توان از داده‌های آن برای تخمین مقادیر مجهول استفاده کرد، افزایش می‌یابد. دامنهٔ تأثیر در تحلیل ناهمسانگردی‌های ساختاری و طراحی فاصلهٔ بهینهٔ شبکهٔ نمونه‌برداری کاربرد زیادی دارد.

۲-۲- ناهمسانگردی[2]

تغییر دامنه و یا آستانهٔ نیم تغییرنما با تغییر جهت، ناهمسانگردی نام دارد. از این ویژگی نیم تغییرنما می‌توان به عنوان ابزاری مفید در تشخیص ناهمگنی‌هایی که موجب بروز ناهمسانگردی می‌شوند، استفاده کرد. برای رسیدن به این منظور، کافی‌است نیم تغییرنما را در جهات مختلف رسم، و سپس با یکدیگر مقایسه نمود. بطورکلی دو نوع ناهمسانگردی وجود دارد: ۱- ناهمسانگردی هندسی[3] و ۲- ناهمسانگردی منطقه‌ای[4]. اگر نیم تغییرنمای رسم شده در جهات مختلف، دارای آستانهٔ یکسان و دامنهٔ تأثیر متفاوت باشد، برای آن متغیر مکانی در محیط مورد نظر ناهمسانگردی هندسی وجود دارد. هرگاه کل تغییرپذیری یا آستانهٔ نیم تغییرنما در جهات مختلف متفاوت، ولی دامنهٔ تأثیر یکسان باشد، ناهمسانگردی از نوع ناحیه‌ای است.

۲-۳- مدلسازی نیم تغییر نما

قبل از کاربرد نیم تغییر نما، لازم است مناسبترین مدل تئوری بر آن برازش داده شود. فرآیند برازش مدل تئوری مناسب، بر یک نیم تغییرنمای تجربی از اهمیت زیادی برخوردار است. انتخاب نوع مدل بستگی به

1- Range of Influence
2- Anisotropic
3- Geometric Anisotropic
4- Zonal Anisotropic

فرضیات تئوری و عملی دارد. بطور کلی مدل‌های تئوری قابل برازش بر نیم تغییر نما دو دسته هستند: ۱- گروه فاقد آستانه و ۲- گروه حاوی آستانه.

۲-۳-۱- گروه فاقد آستانه

در این گروه، با افزایش h، مقدار نیم تغییرنما افزایش یافته و به حد ثابتی نمی‌رسد. از انواع مدل‌های قابل برازش به این گونه نیم تغییرنماها، می‌توان مدل‌های زیر را نام برد:

مدل خطی[1]:

$$\gamma(h) = ph + C_0 \qquad (۳)$$

که در آن: p : شیب خط و C_0 : اثر قطعه‌ای است.

مدل دویسین[2]:

$$\gamma(h) = \alpha Ln(h) + B \qquad (۴)$$

که در آن α مقداری ثابت، موسوم به پراکندگی مطلق است. از آنجا که این مدل لگاریتمی‌است، برای مقادیر $h<1$ کاربرد ندارد.

مدل سهمی[3]:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2}\alpha^2 h^2 + C_0 \qquad (۵)$$

که در آن α^2 مقدار ثابتی دارد و منحنی به شکل یک سهمی‌درجه دو می‌باشد.

۲-۳-۲- گروه حاوی آستانه

دراین گروه با افزایش فاصلهٔ h، ابتدا مقدار نیم تغییرنما افزایش می‌یابد، سپس به مقداری ثابت می‌رسد. از انواع مدل‌های قابل برازش به این گونه نیم تغییرنماها، می‌توان مدل‌های زیر را نام برد:

مدل کروی[4]

این مدل در نزدیکی مبدأ رفتاری خطی دارد که نشان‌دهندهٔ پیوستگی خوب مدل است. سپس به‌تدریج از شیب منحنی کم می‌شود و در فاصلهٔ دامنهٔ تأثیر به حد آستانه می‌رسد و در این حد باقی می‌ماند. معادلهٔ این مدل به شرح زیراست:

1- Linear Model
2- Dewijsian Model
3- Parabolic Model
4- Spherical Model

$$\gamma(h) = C_0 + C\left[\frac{3h}{2a} - \frac{h^3}{2a^3}\right] \quad a<h \qquad (۶)$$

$$\gamma(h) = C_0 + C \qquad a>h$$

که در آن: C_0+C: آستانه، a :دامنهٔ تأثیر و C_0 : اثر قطعه‌ای می‌باشد.

ب)مدل نمایی[1]

این مدل نیز مانند مدل کروی در نزدکی مبدأ رفتاری خطی دارد ولی آهنگ صعود آن آرام‌تر از مدل کروی است و عملاً به حد آستانه نمی‌رسد. معادلهٔ این مدل به صورت زیر است:

$$\gamma(h) = C_0 + C_1\left[1 - \exp(\frac{-h}{a})\right] \qquad (۷)$$

ج)مدل گوسی[2]

منحنی مربوط به این مدل در حوالی مبدأ رفتاری سهمی‌گون دارد و شیب منحنی در این قسمت صفر است. مدل گوسی معرف درجهٔ پیوستگی بالای متغیر ناحیه‌ای با معادلهٔ زیر می‌باشد:

$$\gamma(h) = C_0 + C\left[1 - \exp(-\frac{h^2}{a^2})\right] \qquad (۸)$$

مدل ساختارهای تو درتو[3]

این مدل ترکیبی از چند مدل نیم تغییرنما است. معادلهٔ این تغییرنما را می‌توان به‌صورت زیر نوشت:

$$\gamma(h) = \gamma_1(h) + \gamma_2(h) + ... + \gamma_n(h) \qquad (۹)$$

۲-۴- روش‌های میانیابی

روش‌های مختلفی برای برآورد متغیرهایی که تغییرات مکانی دارند، وجود دارد. تفاوت عمدهٔ این روش‌ها مربوط به نحوه محاسبهٔ فاکتور وزنی است که به نقاط مشاهده شدهٔ اطراف نقطهٔ مورد تخمین داده می‌شود. در این مقاله سه روش که کاربرد زیادی در مطالعات آب و خاک دارند، معرفی شده است.

۲-۴-۱- روش میانگین متحرک وزنی

روش میانگین متحرک وزنی(WMA)[4] روشی ساده برای تخمین یا میانیابی داده است. در این روش، برای برآورد متغیر در یک نقطه فاقد آمار، به داده‌های معلوم اطراف، وزن‌های مختلفی که متناسب با عکس

1- Exponential Model
2- Gaussian Model
3- Nested Structure
4- Weighted Moving Average

فاصلهٔ آنها تا محل نقطه مجهول است، داده می‌شود. معادلهٔ زیر چگونگی برآورد متغیر مجهول را نشان می‌دهد:

$$Z^* = \frac{\sum_{i=1}^{n} \frac{Z_i}{d_i^a}}{\sum_{i=1}^{n} \frac{1}{d_i^a}} \qquad (۱۰)$$

که در آن: Z^* : مقدار برآورد شده، Z_i : مقدار متغیر مشاهده شده در اطراف نقطهٔ موردنظر، d_i : فاصلهٔ بین نقطهٔ مشاهده شده تا نقطهٔ مورد تخمین، a : عددصحیحی که معمولاً بین ۱ تا ۵ تغییر می‌کند و n : تعداد نقاط مشاهده شده می‌باشد. در این روش، به نقاط نزدیک‌تر، وزن بیشتری داده می‌شود. در واقع هرچه مقدار مشاهده شده به نقطهٔ مورد تخمین نزدیک‌تر باشد، نقش بیشتری در برآورد ایفا می‌کند. همچنین توان a در دقت برآورد مؤثر است، بدین ترتیب که توان‌های بزرگتر وزن بیشتری به نقاط نزدیکتر اختصاص می‌دهد و توان‌های کوچکتر وزن‌ها را بطور یکنواخت‌تری بین نقاط مجاور تقسیم می‌کنند.

۲-۴-۲- روش کریگینگ[1]

روش کریگینگ نیز همانند روش میانگین متحرک وزنی، برای برآورد نقطهٔ ناشناخته، به هریک از نمونه‌های اندازه‌گیری شده وزنی را نسبت می‌دهد. این تخمینگر به افتخار یکی از پیشگامان آمار، کریگینگ نام‌گذاری شده است. کریگینگ یک تخمینگر خطی به شکل زیر است:

$$Z^* = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i . Z(x_i) \qquad (۱۱)$$

که در آن: Z^* : مقدار متغیر مکانی برآورد شده، $Z(x_i)$: مقدارمتغیرمکانی مشاهده شده در نقطهٔ x_i و λ_i: وزن آماری که به نمونهٔ x_i نسبت داده می‌شود و بیانگر اهمیت نقطهٔ i ام در برآورد است. روش کریگینگ بر اساس میانگین متحرک وزنی بوده و می‌توان آن را بهترین تخمینگر خطی نااریب با کمترین مقدار واریانس خواند (۶). از جمله ویژگی کریگینگ در آن است که در عین نااریب بودن، واریانس تخمین نیز حداقل می‌باشد. این امر نشان می‌دهد که از اطلاعات موجود به بهترین نحو استفاده شده است. بنابراین کریگینگ همراه هر تخمین، مقدار خطای آن را نیز می‌دهد. شکل معادله کریگینگ معمولی بصورت زیر است:

$$K.\lambda i = b \qquad (۱۲)$$

که در آن:K = ماتریس کوواریانس بین داده‌ها، b = بردار کوواریانس بین نقاط مشاهده ای و برآورد شده، λi = بردار وزنی نقاط موردنظر.

با وارونه کردن ماتریس K، رابطه (۲-۳) به شکل رابطه زیر درمی‌آید:

1- Kriging

$$\lambda i = [K]^{-1}.[b] \qquad (۱۳)$$

کریگینگ دو ویژگی یک تخمینگر خوب را دارا می‌باشد.کریگینگ مانند همهٔ تخمینگرها دارای خطاست، ولی یکی از خواص مهم کریگینگ آن است که جایی را که خطا بالاست و برای کاهش خطا نیاز است که از داده‌های بیشتری استفاده شود، مشخص می‌کند و می‌توان کاهش واریانس تخمین را به ازاء یک نمونهٔ اضافی قبل از نمونه‌گیری تعیین‌کرد. مشخصهٔ دیگر کریگینگ آن است که واریانس تخمین آن تابع مشخصات نیم تغییرنما می‌باشد و ارتباطی با مقدار واقعی داده‌ها ندارد، بنابراین فاصلهٔ نمونه‌ها تا نقطهٔ تخمین و نحوهٔ پراکندگی نقاط نمونه‌برداری بر نیم تغییرنما و درنتیجه بر روی خطای تخمین تأثیر می‌گذارد.

واریانس تخمین نشانگر واریانس خطایی بین مقادیر حقیقی و مقادیر تخمینی می‌باشد. مقدار این واریانس، با استفاده از مقادیر متوسط تغییر نما، که خود از طریق توابع کمکی موجود و قابل محاسبه هستند. و بدون استفاده از مقادیر مشاهده ای محاسبه می‌شود. واریانس تخمین علاوه بر کاربر در محاسبه سطح اعتماد در حل بسیاری از مسایل دیگر نظیر طراحی شبکه بهینه، نمونه برداری، قضاوت در باره تاثیر شیوه‌های مختلف نمونه برداری و عیره کاربرد دارد.

کریگینگ موجب پیرایش[1] تغییرات می‌شود. یعنی توزیع نمونه‌ها نسبت به مقادیر واقعی، تغییرات کمتری دارد. زیرا کریگینگ به نمونه‌های آماری به‌گونه‌ای وزن می‌دهد که واریانس تخمین مبتنی بر آن حداقل باشد. این به معنی آن است که عرض منحنی فراوانی برآورد شدهٔ حاصل از کریگینگ در حوالی میانگین، بیشتر از عرض منحنی فراوانی نمونه‌های واقعی است، ولی در کناره‌های منحنی توزیع فراوانی وضعیت برعکس است. لذا واریانس حقیقی با آنچه که از کریگینگ به‌دست می‌آید، متفاوت می‌باشد.

از دیگر ویژگی‌های مهم کریگینگ می‌توان خاصیت جمع‌پذیری آن را ذکر کرد. این خاصیت موجب می‌شود که اگر در مجموعه‌ای از فضاهای کوچکتر کریگینگ صورت گیرد، میانگین مقادیر تخمین این فضاها، برابر با مقدار تخمینی فضای بزرگتری که حاوی تمامی‌فضاهای کوچکتر است باشد، مشروط بر این‌که در هر دو حالت از نقاط یکسانی استفاده شود.

همانطور که در آمار کلاسیک روشهای چند متغیره وچود دارد، در زمین آمار نیز می‌توان به روش کوکریگینگ و بر اساس همبستگی بین متغیرهای مختلف تخمین زد. معادله کوکریگینگ به شرح زیر می‌باشد:

$$Z^*(x_i) = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i Z(x_i) \lambda_k Y(x_k) \qquad (۱۴)$$

1- Smoothing

که در آن: $Z^*(x_i)$: مقدار تخمین زده شده برای x_i، $Y(x_k)$: متغیر مشاهده شده متغیر اصلی، λ_k :وزن مربوط به متغیر Y، λ_i :وزن مربوط به متغیر Z و $Z(x_i)$:مقدار مشاهده شده متغیر اصلی است. برای تخمین با این روش و برای محاسبه اوزان مربوطه نیاز به نیم تغییر نمای متقابل می‌باشد.

۲-۴-۳- روش TPSS[1]

بطور کلی اسپلاین‌ها، توابع غیرپارامتری با قابلیت ارتجاعی بالایی هستند. منظور از غیربارامتری بودن این است که این توابع متکی بر اطلاعات مربوط به توزیع و پارامترهای جامعه نمی‌باشند. اسپلاین‌های پیرایشی (SS)[2]، توابع پیچیده‌ای شامل قطعاتی از چندجمله‌هایی با درجات مختلف بین هر دو نقطه از فضا هستند که در محل اتصالات، نرم شده‌اند. در روش اسپلاین، دو پارامتر کشیدگی[3] و پیرایشی[4]، به شخص استفاده کننده این امکان را می‌دهد که بتواند با تغییر آنها، بهترین مدل را به نقاط برازش دهد. با افزایش پیرایش، سطح برازش داده شده، نرم‌تر می‌شود و نقاط واقعی در بالا و پایین این سطح قرار می‌گیرند. ولی با افزایش کشیدگی (کاهش پیرایش)، سطح برآورد شده به سمت داده‌های واقعی میل می‌کند. TPSS، نوعی اسپلاین به معنی یک صفحهٔ نازک انعطاف پذیر است. تحقیقات نشان‌داده است که TPSS نوع خاصی از روش کریگینگ عمومی‌می‌باشد (واتسون، ۱۹۸۴)، با این تفاوت که روش کریگینگ برای میانیابی نیاز به محاسبهٔ نیم تغییرنما دارد، درصورتی که روش TPSS نیاز به برآورد یک پارامتر پیرایشی دارد که بتواند بهترین توازن را بین داده‌های واقعی و نرم شدگی تابع اسپلاین برازش داده شده برقرار نماید. درجهٔ مشتق در TPSS برابر است با درجهٔ روند چند جمله‌ای در کریگینگ عمومی بعلاوهٔ یک. تابع کوواریانس در TPSS به‌صورت زیر بیان می‌شود:

$$\begin{cases} C(h) = h^k . \log(h) \\ C(0) = \xi \end{cases} \qquad (۱۴)$$

که در آن: C(h) تابع کوواریانس، h : فاصلهٔ بین نقاط، k : m-1، m : درجهٔ‌مشتق نسبی تابع در نقاط مشاهده شده و ξ: پارامتر نرم‌شدگی است.

۲-۵- نحوه انتخاب روش مناسب

بررسی‌های موجود نشان می‌دهد که نوع متغیر روش مناسب زمین آماری را مشخص می‌کند. لذا ضروری است که روشهای مختلف برای متغیر مورد نظر به نحوی مورد مقایسه و ارزیابی قرار گیرند و از بین آنها

1- Thin Plate Smoothing Splines
2- Smoothing Splines
3- Tension
4- Smoothing

روش مناسب توصیه گردد. در این رابطه، تکنیک Cross-Validation برای ارزیابی روشهای زمین آماری روشی مناسب می‌باشد. در این تکنیک، هر بار یک نقطه مشاهده‌ای حذف شده و با استفاده از نقاط مجاور و مدل مورد نظر، مقداری برای نقطه حذف شده برآورد می‌گردد، سپس مقدار واقعی به محل قبلی برگردانده شده و برای تمامی‌نقاط شبکه، این عمل تکرار می‌شود. در نهایت با توجه به مقادیر مشاهده شده و برآورد شده، انحراف (MBE[1]) و دقت (MAE[2]) روش میانیابی می‌تواند با استفاده از روابط زیر محاسبه گردد:

$$MBE = \sum_{i=1}^{n} (Z^*(x_i) - Z(x_i)) \Big/ n \qquad (۱۵)$$

$$MAE = \sum_{i=1}^{n} \left|Z^*(x_i) - Z(x_i)\right| \Big/ n \qquad (۱۶)$$

که درآنها: $Z^*(x_i)$: مقدار برآورد شده در نقطه x_i، $Z(x_i)$: مقدارمشاهده شده در نقطه x_I و n: تعداد نقاط است. MAE معرف خطا است که هرچه به صفر نزدیکتر باشد، دقت روش مورد نظر مناسب تر است. مقدار MBE نشانگر میانگین انحراف است که می‌تواند مثبت و یا منفی باشد، به عبارت دیگر مشخص می‌کند که مدل متغیر مورد نظر را کم و یا زیاد برآورد می‌کند. از نظرتئوری هرگاه این دو مقدار برابر صفرشوند، نمایانگر این مطلب است که دقت روش صد در صد بوده و مقدار تخمین زده شده یک کمیت دقیقا برابر مقدار واقعی آن، می‌باشد.

۳- مطالعه موردی

جهت تبین بیشتر موضوع، کاربرد دو روش زمین آماری در برآورد هدایت هیدرولیکی دشت نکا در استان مازندران مورد بررسی قرار گرفته است.

۳-۱- روش کار :

روش کار در مطالعه موردی به شرح زیر بوده است:

۱- استخراج مقادیر هدایت هیدرولیکی اندازه گیری شده در فرمت مناسب
۲- حذف نقاط پرت
۳- بررسی نرمان بودن داده
۴- در صورت نرمال نبودن استفاده از تغییر متغیر مناسب برای نرمال نمودن آنها
۵- ارزیابی دو روش کریگینگ و میانگین متحرک وزنی با استفاده از تکنیک Cross Validation
۶- انتخاب روش مناسب میانیابی

1-Mean Bias Error
2- Mean Absolute Error

۷- تهیه نقشه هدایت هیدرولیکی خاکها با استفاده از روش انتخاب شده.

۳-۲- نتایج و بحث

در مجموع در مرحله اول مطالعات، ۲۵۷ ضریب آبگذری به روش چاهک اندازه گیری شده است. موقعیت جغرافیایی نقاط اندازه گیری شده در شکل (۲) ارائه شده است. جدول (۱) نتایج آماری هدایت هیدرولیکی در این دشت را نشان می‌دهد. پس از حذف ۹ داده پرت، تعداد داده‌هایی که در این بررسی مورد استفاده قرار گرفته است، ۲۴۸ مورد بوده است. بررسی نتایج جدول فوق و شکل (۳) نشان می‌دهد که داده‌های هدایت هیدرولیکی در این دشت از توزیع نرمال پیروی نمی‌کنند. لذا با گرفتن لگاریتم از داده‌ها، توزیع آنها نرمال شده که نتایج ان در جدول (۱) و شکل (۴) مشهود می‌باشد.

به منظور بررسی وضعیت همسانگردی هدایت هیدرولیکی، نیم تغییر نما در چهار جهت ۰، ۴۵، ۹۰ و ۱۳۵ درجه ترسیم گردید که نتیجه آن در شکل ۵ ارائه شده است. بر اساس شکل فوق به نظر می‌رسد که تغییرات هدایت هیدرولیکی در جهات مختلف همگن بوده و تغییراتی فاحشی را در یک جهت مشخص نمی‌توان مشاهده نمود. بر این اساس نیم تغییر نما برای همه نقاط و بدون در نظر گرفتن جهت خاصی ترسیم گردید. به عبارت دیگر فرض همسانگردی داده‌ها در این بررسی صادق است. شکل (۶) نیم تغییر نمای تجربی و مدل بسط داده شده بر آن را نشان می‌دهد. بر اساس شکل فوق، مدل بسط داده شده بر نیم تغییر نمای تجربی، گوسی بوده که دارای اثر قطعه ای ۱,۳۰، آستانه ۱,۷۵ و شعاع تاثیر ۴۰۰۰ متر تعیین شده است. خطای اندازه گیری در حدود ۷۴ در صد (نسبت اثر قطعه ای به آستانه) محاسبه شده است که مبین این است که داده‌های هدایت هیدرولیکی در دشت نکا از ساختار مکانی خوبی برخوردار نیستند. در عین حال، روش کریگینگ برای برآورد هدایت هیدرولیکی مورد بررسی و ارزیابی قرار گرفت. در این رابطه، روش کریگینگ با استفاده از نیم تغییر نمای شکل (۶) و با استفاده از تکنیک Cross Validation مورد بررسی قرار گرفت که نتیجه آن در شکل (۷) نشان داده شده است.

با استفاده از همین داده، روش میانگین متحرک وزنی مورد بررسی و ارزیابی قرار گرفت که نتیجه آن در شکل (۸) ارائه شده است. ذکر این نکته ضروری است که روش میانگین متحرک وزنی برای توانهای ۱، ۲، ۲، ۴، و ۵ مورد ارزیابی قرار گرفته که در مجموع روش فوق با توان ۲ از دقت برآورد بیشتری برخوردار بود. اشکال (۷) و (۸) و پارامترهای معادله‌های رگرسیونی درج شده در پایین آنها نشان می‌دهد که روش میانگین متحرک وزنی در مقایسه با روش کریگینک هدایت هیدرولیکی را با دقت کمی‌بیشتری برآورد می‌کند. اما در عین حال تفاوت دقت آنها قابل توجه نمی‌باشد. در این تحقیق برای تهیه نقشه هدایت هیدرولیکی از روش میانگین متحرک وزنی استفاده شده است که نتایج آن در شکل (۹) ارائه شده است.

جدول (۱) خصوصیات آماری مقادیر هدایت هیدرولیکی اندازه گیری شده در دشت نکا

پارامتر	کلیه داده‌های اندازه گیری شده	پس از حذف داده‌های پرت	لگاریتم داده پس از حذف داده‌های پرت
متوسط	۸,۱۷۲	۶,۷۹	۱,۲۳۷
انحراف معیار	۱۰,۹۴۵	۷,۶۰	۱,۳۲۴
واریانس	۱۱۹,۷۹۲	۵۷,۸۱	۱,۷۵۴
حداقل	۰,۰۶۲	۰,۰۶	۲,۸۱-
حداکثر	۶۹,۱۴۰	۳۷,۱	۳,۶۱
تعداد	۲۵۷	۲۴۸	۲۴۸
Skewness	۲,۷۵	۲,۰۳	۰,۴۸-
Kurtosis	۸,۷۸	۴,۵۷	۰,۴۸-

منابع

۱- امینی، م. م، افیونی. ح، خادمی‌و ن، فتحیان‌پور. ۱۳۸۲. ارزیابی آلودگی خاکهای منطقه اصفهان با استفاده از تلفیق فازی وتخمین مکانی. مجموعه مقالات هشتمین کنگره علوم خاک ایران. جلد دوم. صفحه ۵۶۹-۵۷۱.

۲- محمدی ج و و چیت ساز. ۱۳۸۱ . مقایسه تخمینگرهای ژئواستاتیکی و رگرسیون خطی جهت برآورد برخی از خصوصیات خاک سطحی به کمک داده‌های رقومیTM. مجله علوم خاک و آب. جلد ۱۶. شماره ۲. صفحه ۹۵-۱۰۲.

۳- نظری‌زاده، ف. ع. صفری‌سنجانی و ع. مجبوبی. ۱۳۸۲. بررسی ساختار مکانی و تعداد نمونه موردنیاز در اندازه‌گیری فسفر و اسپورمیکوریزای آربوسکولار در دو کشت آبی و دیم خاکهای همدان. مجموعه مقالات هشتمین کنگره علوم خاک ایران. جلد اول. صفحه ۹۵-۹۷.

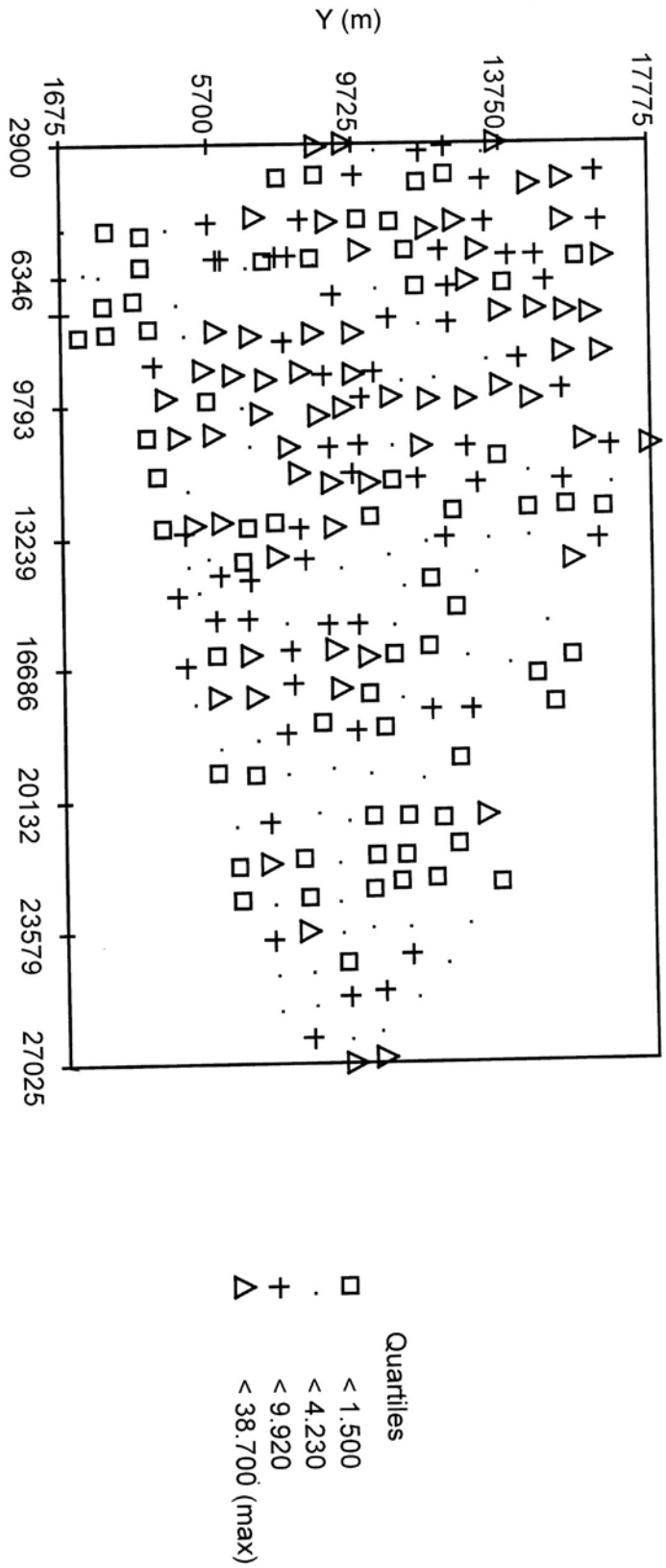
4- Hosseini, E., J. Gallichand and J. Caron. 1993. Comparison of several interpolators for smoothing hydraulic conductivity data in South West Iran. Transactions of the ASAE 36(6): 1687-1693.

5- Hosseini, E., J. Gallichand and D. Marcotte. 1994. Theoretical and experimental performance of spatial Interpolation methods for soil salinity analysis. Transactions of the ASAE 37(6): 1799-1807.

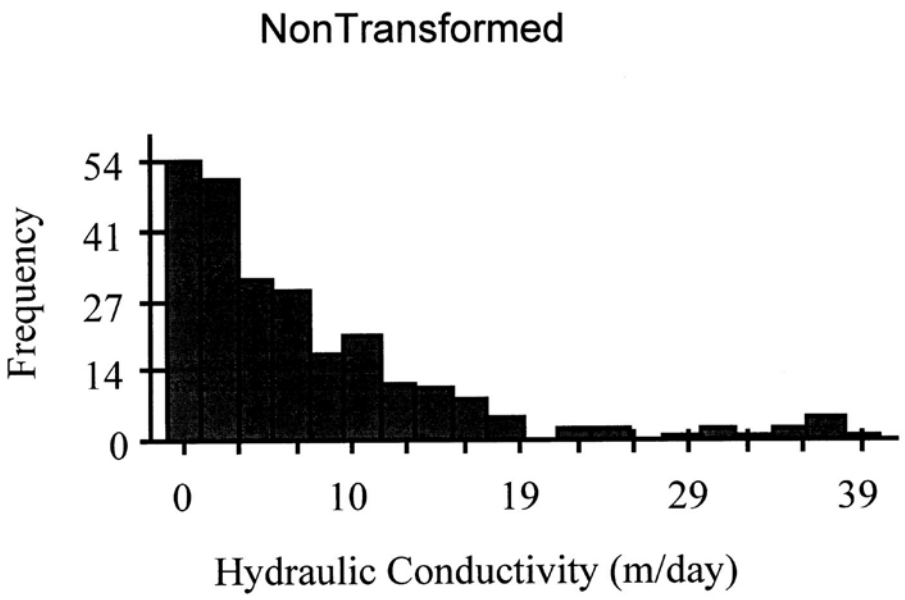
6- Laslett, G.M., Mcbrathey, P.J. Pahl and M.F. Hutchinson. 1987. Comparison of several spatial prediction Methods for Soil pH. Soil Science. 38:325-341.

7- Moustafa, M.M. and A. Yomota. 1998. Spatial modeling of soil properties fir subsurface drainage projects. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 124(4): 218-228.

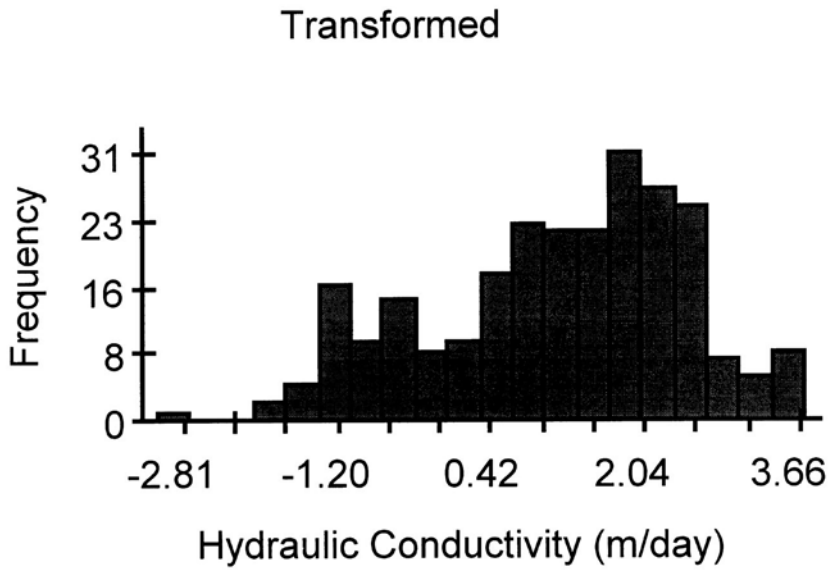
8- Wang, J.H., Y.W. Wu and Q.L. Fu. 1999. Study on spatial variability in conductivity of the coastal saline soils. Journal of Zhejiang Agricultural University. 25(2): 139-142.
9- Wasten, G.S. 1984. Smoothing and interpolation by Kriging and the Splines. Mathematical Geology. 24(4): 381-391.
10- Zhang, R., P.J. Shouse, S. R. Yates and A. Kravchenko. 1997. Application of geostatistics in soil science. Trends in soil science. 2: 95-104.



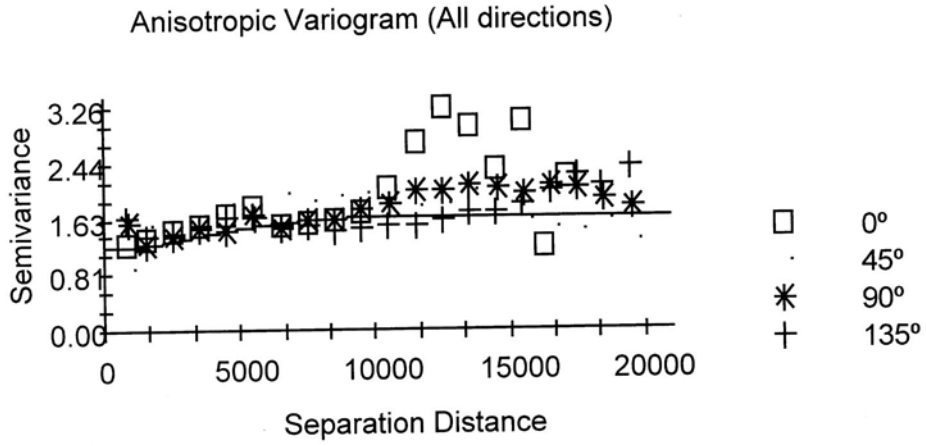
شکل (۲) موقعیت جغرافیایی محلهای اندازه گیری ضریب آبگذری



شکل (۳) منحنی فراوانی هدایت هیدرولیکی خاکها در دشت نکا

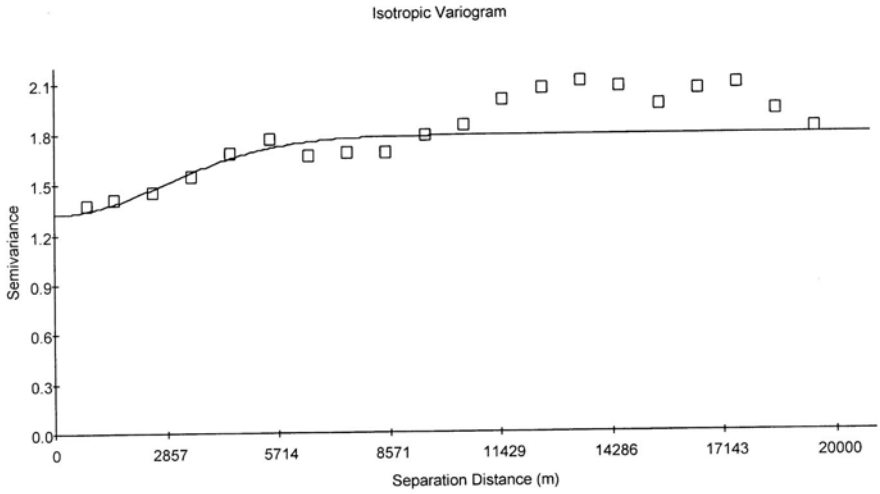


شکل (۴) منحنی فراوانی لگاریتم هدایت هیدرولیکی در دشت نکا.



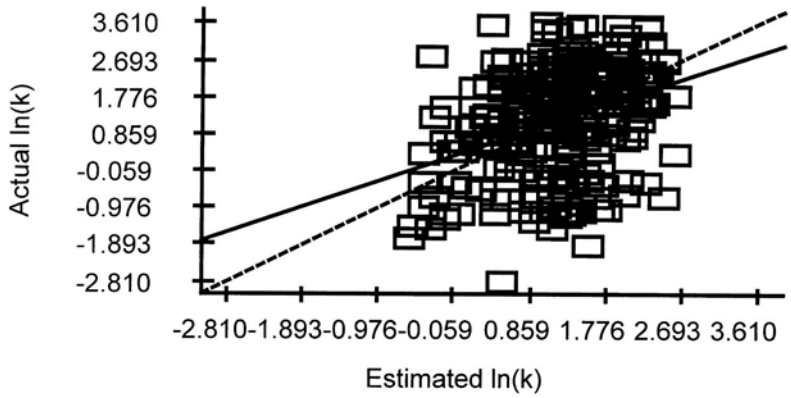
Gaussian model (Co = 1.2000; Co + C = 1.6500; A1 = 5000;
A2 = 5000; r2 = 0.357; RSS = 14.3)

شکل (۵) نیم تغییر نمای هدایت هیدرولیکی در چهار جهت مختلف



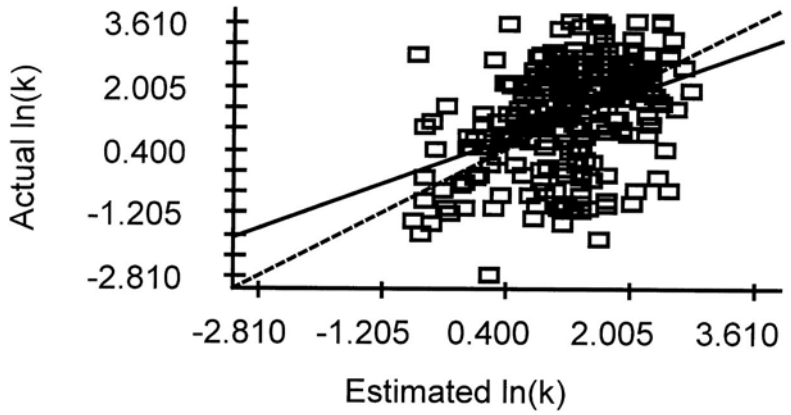
Gaussian model (Co = 1.3000; Co + C = 1.7500; Ao = 4000.00; r2 = 0.680;
RSS = 0.560)

شکل (۶) نیم تغییر نمای تجربی و مدل هدایت هیدرولیکی در دشت نکا.



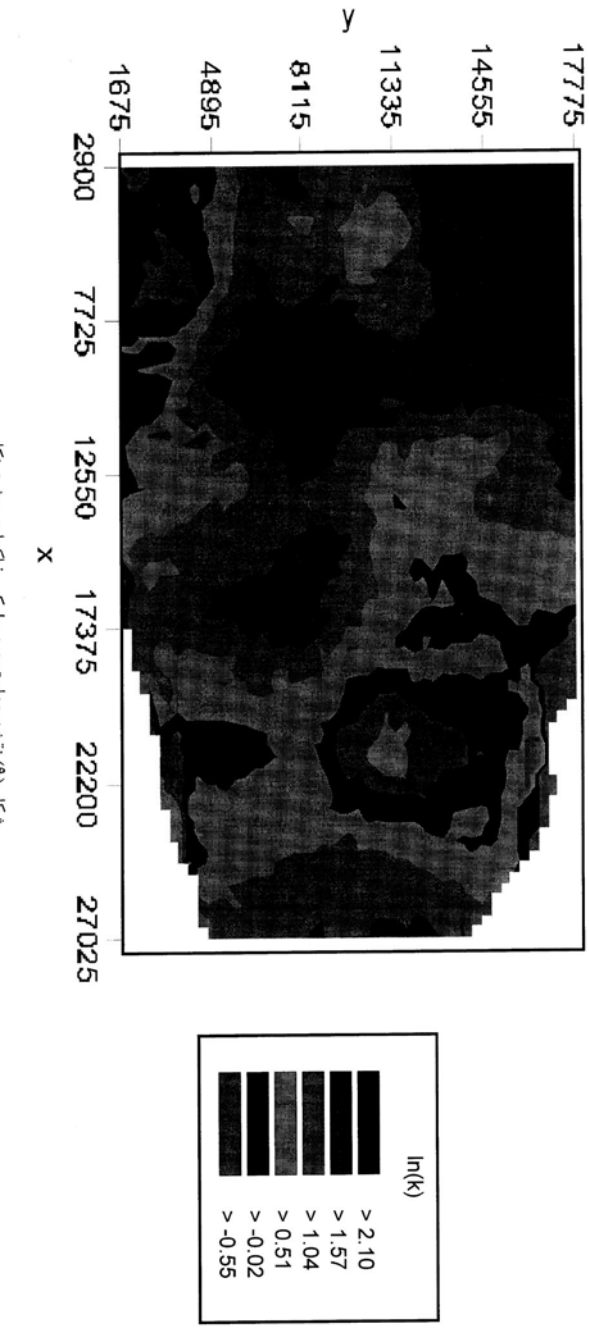
Regression coefficient = 0.694 (SE = 0.112 , r2 =0.136,
y intercept = 0.384, SE

شکل (۷) نتایج ارزیابی روش کریگینگ برای برآورد هدایت هیدرولیکی در دشت نکا



Regression coefficient = 0.701 (SE = 0.101 , r2 =0.162,
y intercept = 0.384, SE

شکل (۸) نتایج ارزیابی روش میانگین متحرک وزنی برای برآورد هدایت هیدرولیکی خاکها در دشت نکا.



شکل (۹) نقشه هدایت هیدرولیکی خاکها در دشت نکا.