



ارزیابی عدم قطعیت مربوط به تخمین مرز تغییرات شوری خاک در دشت ارومیه با روش انتروپی حداکثر ارب

نیکو حمزه پور^۱، مصطفی کریمیان اقبال^۲،* نورایر تومانیان^۳، رضا سکوتی اسکویی^۴ و پاتریک بوگارت^۵

^۱استادیار گروه خاکشناسی، دانشگاه مراغه، ^۲دانشیار گروه خاکشناسی، دانشگاه تربیت مدرس، ^۳استادیار مرکز تحقیقات کشاورزی

و منابع طبیعی استان اصفهان، ^۴استادیار مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان آذربایجان غربی،

^۵استاد دانشکده محیط زیست، زراعت و بیومهندسی، دانشگاه لوین، بلژیک

تاریخ دریافت: ۹۳/۲/۶؛ تاریخ پذیرش: ۹۳/۸/۲۸

چکیده

سابقه و هدف: کاهش سطح آب دریاچه ارومیه و باقی ماند پهنه وسیعی از زمین های شور در سال های اخیر، باعث افزایش خطر شوری در اراضی کشاورزی مجاور دریاچه شده است. اهداف این پژوهش عبارت بودند از: ۱- بررسی تغییرات مکانی شوری خاک با استفاده از داده های نامطمئن و روش انتروپی حداکثر ارب؛ ۲- تخمین مرز بین اراضی شور و کشاورزی و نیز ۳- پیش بینی عدم قطعیت همراه با تخمین مرز بین اراضی در جنوب دشت ارومیه بود. **مواد و روش ها:** برای انجام این پژوهش نمونه برداری بر روی شبکه ای با فاصله نقاط ۵۰۰ متر صورت گرفت اما در مناطقی که تغییرات شوری خاک شدید بود، نمونه برداری با فواصل ۲۵۰ متر انجام شد. منطقه مطالعاتی مساحتی در حدود ۵۰۰۰ هکتار از اراضی حاشیه غربی دریاچه ارومیه در جنوب دشت ارومیه در استان آذربایجان غربی را در بر داشت. نمونه برداری یک بار در پاییز ۱۳۸۸ و بار دیگر در بهار ۱۳۸۹ انجام گرفت. هدایت الکتریکی نمونه ها در محلول ۱:۲/۵ خاک به آب یک بار در صحرا با هدایت سنج قابل حمل و بار دیگر در آزمایشگاه اندازه گیری شدند. داده های اندازه گیری شده در صحرا به عنوان داده نامطمئن و اندازه گیری های آزمایشگاهی به عنوان داده مطمئن در نظر گرفته شدند. دو سوم داده های پاییز ۱۳۸۸ برای مدل سازی و تخمین مکانی شوری خاک و مابقی برای اعتبارسنجی استفاده شدند. از پارامترهای آماری میانگین خطا و میانگین مربعات خطا برای مقایسه نتایج استفاده گردید. از واریانس خطای تخمین به دست آمده از معادلات روش انتروپی حداکثر ارب، برای محاسبه عدم قطعیت همراه با تخمین مرز شوری خاک در منطقه استفاده گردید.

یافته ها و نتیجه گیری: نتایج نشان داد که رابطه معنی داری بین اندازه گیری های صحرائی و آزمایشگاهی شوری خاک وجود دارد و در بین مدل های مورد مقایسه، مدل خطی توانست با کمترین میانگین خطای مطلق (۰/۳۸) و کمترین میانگین خطای ارب (۰/۷۲-) به ترتیب برابر ۰/۳۸ و ۰/۷۲- به عنوان بهترین مدل برازش انتخاب شود. سپس برای هر دور نمونه برداری به طور جداگانه، بهترین مدل کوواریوگرامی برازش شد و پارامترهای مدل به دست آمدند. نتایج اعتبارسنجی روش انتروپی حداکثر ارب نشان داد این روش تنها با استفاده از داده های نامطمئن از نوع احتمالی

* مسئول مکاتبه: notoomanian@yahoo.com

به ترتیب با میانگین خطا و میانگین مجموع مربعات خطای برابر ۰/۰۴۲ و ۰/۳۳ برای پاییز ۱۳۸۸ و ۰/۲- و ۰/۶۴ برای بهار ۱۳۸۹ از دقت قابل قبولی در تخمین مکانی شوری خاک برخوردار است. همچنین نتایج نشان داد مرز نسبتاً مشخصی بین اراضی شور و غیرشور وجود دارد و روش انتروپی حداکثر اریب از قدرت بالایی در تخمین عدم قطعیت همراه با پیش‌بینی مرز شوری خاک برخوردار است. پایش تغییرات ویژگی‌های خاک از جمله شوری آن اغلب به دلیل هزینه‌های بالا و زمان مورد نیاز برای جمع‌آوری داده‌های مطمئن با محدودیت مواجه است. روش انتروپی حداکثر اریب به دلیل توانایی در استفاده از داده‌های نامطمئن، حتی در نبود داده‌های مطمئن نیز از دقت خوبی در تخمین مکانی شوری خاک برخوردار است.

واژه‌های کلیدی: انتروپی حداکثر اریب، عدم قطعیت، داده نامطمئن، داده مطمئن، دشت ارومیه

مقدمه

امروزه به صورت رایج از روش‌های کریجینگ برای آنالیز مجموعه داده‌های مکانی استفاده می‌شود. اما، چارچوب تئوریک این روش امکان استفاده از داده‌های نامطمئن، بدون تبدیل آن‌ها با کدهای شاخص^۳ (۱۶، ۳) و یا لایه‌لایه کردن^۴ (۲۵) را نمی‌دهد. داده نامطمئن به داده‌هایی گفته می‌شود که چه در روش و چه در ابزار اندازه‌گیری همراه با خطا باشند (۳). راه دیگر، دخالت دادن داده‌های نامطمئن در فرایند تخمین، استفاده از متوسط بازه^۵ است، اما چنین تخمینی متناسب با ساختار مکانی و تغییرات داخل کلاس‌های خاک نیست. مطالعه دیگری برای استفاده هم‌زمان از داده‌های نامطمئن و اندازه‌گیری‌های دقیق، توسط هیولینک و بیرکنز (۱۹۹۲) انجام شده است. در این روش، تخمین‌ها با استفاده از میانگین وزن‌های^۶ داده شده به مقادیر مستخرج از نقشه خاک و تخمین صورت گرفته توسط روش کریجینگ، انجام شد. ولی این روش نیز فاقد پایه تئوری قوی بود (۱۸).

برای گسترش مفهوم تخمین مکانی، کریستاکوس (۱۹۹۰)، از طریق تلفیق انتروپی حداکثر^۷ و روش‌های

دریاچه ارومیه، واقع در شمال غرب کشور ایران، دومین دریاچه شور جهان با مساحت ۵۸۲۲ کیلومتر مربع است. این دریاچه در طول سالیان اخیر در حال خشک شدن بوده و اگر روند خشک شدن دریاچه به این شکل ادامه یابد، انتظار می‌رود در دهه‌های آینده پهنه وسیعی از اراضی شور در منطقه بر جای بماند. به‌عنوان اولین قدم در مدیریت بهتر خاک‌های تحت‌تأثیر شوری، لازم است شوری خاک پایش شود تا مشخص گردد در چه مناطقی مشکل شوری وجود دارد، به چه سمتی شوری در حال گسترش است و سرعت گسترش شوری چقدر است. آنچه مسلم است، برای انجام این کار، نیاز به نمونه‌برداری‌های زیاد در منطقه مورد مطالعه برای ارزیابی تغییرات مکانی شوری و همچنین نمونه‌برداری در زمان‌های مختلف برای پایش تغییرات زمانی شوری است (۱). یکی از مشکلات عدیده‌ای که در این زمینه وجود دارد، هزینه‌بر و زمان‌بر بودن فرایندهای نمونه‌برداری و آنالیزهای دقیق آزمایشگاهی است.

عقلانی‌ترین و مؤثرترین راه دستیابی به اطلاعات دقیقی در هر نقطه از منطقه مورد مطالعه، تلفیق داده‌های مطمئن^۱ و نامطمئن^۲ با یکدیگر است (۱۸).

- 3- Index codes
- 4- Stratification
- 5- Mean interval
- 6- Weighted mean
- 7- Maximum entropy

- 1- Hard
- 2- Soft

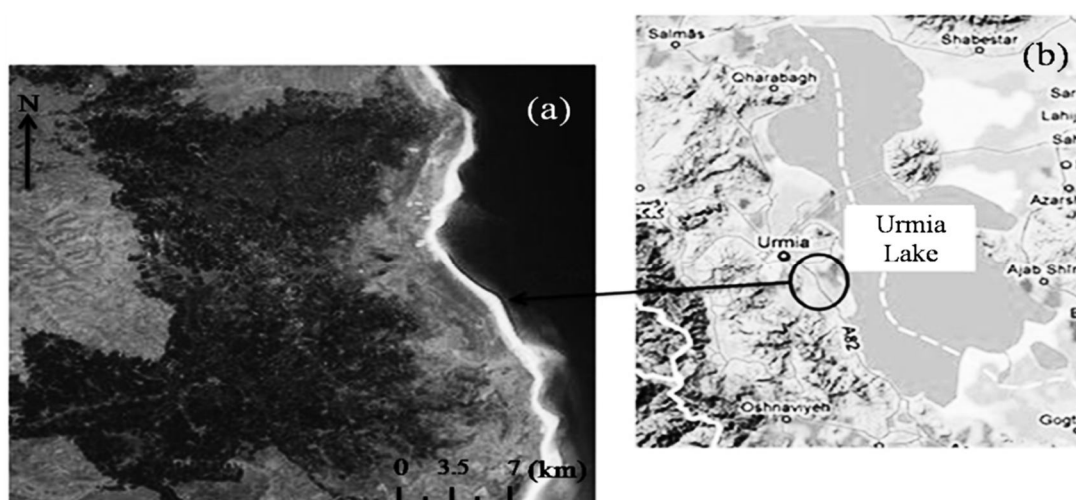
BME حتی در نبود داده‌های مطمئن و فقط با استفاده از داده‌های نامطمئن بیش از روش‌های کریجینگ است (۱۴، ۱۳). از آنجایی که تاکنون از روش انتروپی حداکثر اریب در کشور استفاده نشده است، هدف از انجام این پژوهش استفاده از داده‌های نامطمئن صحرائی به صورت توابع تراکم احتمالی (pdf) و روش انتروپی حداکثر اریب در تخمین مرز تغییرات شوری خاک در دشت ارومیه و پیش‌بینی عدم قطعیت همراه با تخمین مرز تغییرات شوری خاک است.

مواد و روش‌ها

موقعیت و وسعت منطقه مطالعاتی: مساحت استان آذربایجان غربی با احتساب دریاچه ارومیه ۴۳۶۶۰ کیلومتر مربع می‌باشد که برابر با ۲/۶۵ درصد مساحت کل کشور است. منطقه مورد مطالعه، حدود ۵۰۰۰ هکتار از اراضی واقع در جنوب دشت ارومیه، حاشیه غربی دریاچه ارومیه را دربر می‌گیرد (شکل ۱). مختصات جغرافیایی آن بین ۴۵ درجه و ۵ دقیقه تا ۴۵ درجه و ۲۰ دقیقه طول شرقی و ۳۷ درجه و ۱۵ دقیقه تا ۳۷ درجه و ۳۵ دقیقه عرض شمالی است. این منطقه دارای زمستان‌های سرد و تابستان‌های نسبتاً معتدل است. متوسط بارش در منطقه حدود ۳۵۰ میلی‌متر تخمین زده شده است که بخش عمده بارش از فصل پاییز تا اواسط بهار رخ می‌دهد. متوسط دمای سالانه بر حسب ارتفاع بین ۶/۵ تا ۱۳/۵ درجه سلسیوس متغیر است. متوسط تبخیر سالانه از سطح دریاچه بین ۹۰۰-۱۱۷۰ میلی‌متر تخمین زده شده است. بنابر مطالعات قبلی موجود در این منطقه، دامنه شوری خاک از ۰/۷ تا ۲۵ دسی‌زیمنس بر متر گزارش شده است (۲۴).

اریب^۱، فرمولی بسیار عمومی برای تخمین مکانی معرفی نمود. این روش از مزایای بی‌شماری نسبت به روش‌های مرسوم زمین آمار کلاسیک برخوردار بود. در این روش امکان استفاده هم‌زمان از طیف وسیعی از اطلاعات نامطمئن به صورت دامنه‌ها^۲، توابع احتمال تراکم‌ها^۳، مدل‌ها یا نمودارها وجود دارد. از طریق توابع احتمال تراکم‌های نهائی^۴، امکان تولید انواع مختلف نقشه از طریق محاسبه شاخص‌هایی که متناسب با هدف نهایی نقشه‌اند، فراهم می‌شود (۶). از جمله این شاخص‌ها، واریانس است. با استفاده از واریانس خطای تخمین، می‌توان مرزهایی را برای تأثیر خطای خروجی‌های مدل تعیین کرد. به عبارت دیگر می‌توان عدم اطمینان از مقدار واقعی یک متغیر را به صورت دامنه‌ای از مقادیر ممکن، نشان داد (۱۹). دی‌آر و همکاران (۲۰۰۱) اولین بار در علوم خاک از روش انتروپی حداکثر اریب^۵ در تخمین مکانی اجزای شن، سیلت و رس در منطقه‌ای در بلژیک استفاده کردند (۹، ۱۰، ۱۱، ۳، ۱۲). بوگارت (۲۰۰۲) از روش انتروپی حداکثر اریب برای تخمین مکانی متغیرهای ناپیوسته^۶ استفاده کرد (۲). بروس و همکاران (۲۰۰۷) از این روش برای تخمین گروه‌های خاک استفاده نمودند. آن‌ها از نقشه خاک موجود به عنوان داده نامطمئن استفاده کردند (۵). دوآیک و همکاران (۲۰۰۴ و ۲۰۰۵) از روش انتروپی حداکثر اریب در تخمین تغییرات زمانی- مکانی شوری خاک در منطقه‌ای در مجارستان استفاده کردند. آن‌ها در این پژوهش از دو دسته داده نامطمئن استفاده کردند و قابلیت اجرایی و دقت این روش را با روش‌های کریجینگ مقایسه نمودند. آن‌ها دریافتند دقت روش

- 1- Bayesian methods
- 2- Intervals
- 3- Probability density functions (pdfs)
- 4- Posterior pdfs
- 5- Bayesian Maximum Entropy (BME)
- 6- Categorical variables



شکل ۱- منطقه مطالعاتی در حاشیه غربی دریاچه ارومیه و در جنوب دشت ارومیه در استان آذربایجان غربی.

Figure 1. Study area in the Western shore of Urmieh Lake in West Azarbaijan province.

با روش معمول آزمایشگاهی اندازه‌گیری شد. براساس نتایج کار دوآیک و همکاران (۲۰۰۵)، نسبت ۱:۲/۵ خاک به آب بالاترین همبستگی را با اندازه‌گیری شوری خاک در عصاره اشباع دارد. از این رو در این مطالعه از این نسبت به جای اندازه‌گیری هدایت الکتریکی در عصاره اشباع، استفاده گردید (۱۴). در مرحله بعدی داده‌های مربوط به اندازه‌گیری‌های صحرائی با داده‌های آزمایشگاهی کالیبره شدند.

بعد از واسنجی و تبدیل اندازه‌گیری‌های صحرائی به آزمایشگاهی توسط معادلات رگرسیونی، مقادیر حاصل به دلیل این‌که تنها تخمین‌هایی از یک مدل احتمالی هستند و با مقداری عدم قطعیت همراه می‌باشند به‌عنوان داده‌های نامطمئن در تخمین با روش انتروپی حداکثر اریب استفاده گردیدند. یک‌سوم داده‌های موجود پاییز ۱۳۸۸، برای اعتبارسنجی مدل و مابقی برای مدل‌سازی و تخمین مکانی شوری خاک استفاده شدند. از پارامترهای آماری میانگین خطا^۲ (ME) و میانگین مربعات خطا^۳ (MSE) برای اعتبارسنجی مدل استفاده شد. بعد از اعتبارسنجی مدل

داده‌های مربوط به شوری خاک: برای انجام این پژوهش، نمونه‌برداری بر روی شبکه منظم با فواصل ۵۰۰ متر صورت گرفت اما در صورت مشاهده تغییرات شدید، نمونه‌برداری با فواصل کوتاه‌تر نیز انجام شد. نمونه‌ها از عمق ۲۰-۳۰ سانتی‌متری، یک بار پس از اتمام فصل خشک (مهرماه ۱۳۸۸) و بار دیگر پس از پایان فصل مرطوب (خردادماه ۱۳۸۹) برای درک بهتر تغییرات سالیانه شوری خاک، جمع‌آوری شدند.

در زمان نمونه‌برداری، شوری نمونه‌ها با EC متر قابل‌حمل مدل Cone200 تعیین شد. به این ترتیب که حدود ۱۰ گرم از نمونه الک نشده با ترازوی دوکفه‌ای وزن و در لوله سانترفیوژ ریخته شد. سپس ۲۵ میلی‌لیتر آب مقطر به آن اضافه شد و به مدت یک دقیقه با دست به‌طور کامل مخلوط گردید و سپس شوری نمونه توسط هدایت‌سنج قرائت گردید (۱۷). اندازه‌گیری‌های صحرائی به‌عنوان داده نامطمئن یا شوری ظاهری خاک^۱ در نظر گرفته شدند. پس از اتمام نمونه‌برداری، نمونه‌ها به آزمایشگاه منتقل شدند و شوری خاک نمونه‌ها در عصاره ۱:۲/۵ خاک به آب

2- Mean error

3- Mean square error

1- Apparent electrical conductivity

دانش اختصاصی و ویژه (K_S) اضافه شود، می‌باشد. محدودیت نرمال شدن به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$(Z_{map}) = 1 \Rightarrow E[g_0] = 1 \quad (2)$$

رابطه ۲ نشان می‌دهد که توابع احتمال تراکم اولیه معتبر است. به عبارت دیگر $\int f_G(z_{map}) dz_{map} = 1$ با استفاده از ضریب $\alpha\mu$ و اعمال محدودیت‌های مربوط به رده گشاور مورد استفاده، معادله حداکثر کردن انتروپی برای دانش عمومی (K_G) از حداکثر کردن انتروپی رابطه زیر به دست می‌آید:

$$L[f_G(z_{map})] = - \int f_G(z_{map}) \log f_G(z_{map}) dz_{map} - E[g_\alpha(g_\alpha(z_{map}))]$$

که در آن، N_c ، مجموع تعداد محدودیت‌ها است. با برابر صفر قرار دادن مشتقات جزئی معادله و حل دستگاه معادلات نسبت به $\alpha\mu$ ، حل حداکثر انتروپی برای تابع تجمعی احتمالی اولیه به دست می‌آید (۷):

$$(z_{map}) = \frac{1}{A} \exp(\sum_{\alpha=1}^{N_c} v_\alpha g_\alpha(z_{map})) \quad (4)$$

شرطی کردن اریب با دانش اختصاصی (K_S): پس از تعیین توابع احتمال تراکم اولیه توسط رابطه ۴، در مرحله بعدی باید توابع احتمال تراکم نهایی برای متغیر Z در نقطه تخمینی X به دست آید.

$$(z_0) = f_G(z_0 | z_{hard}, z_{soft}) \quad (5)$$

سمت راست رابطه بالا نشانگر تابع تجمعی احتمال نهایی شرطی براساس دانش عمومی و سمت چپ رابطه نشانگر تابع تجمعی احتمال شرطی شده

برای پاییز ۱۳۸۸، تخمین مکانی شوری خاک با استفاده از کل داده‌های نامطمئن برای بهار ۱۳۸۹ صورت گرفت.

پس از تولید نقشه تغییرات مکانی شوری خاک، شوری ۲ دسی‌زیمنس بر متر به عنوان مرز بین اراضی کشاورزی و شور در نظر گرفته شد و منطقه مطالعاتی به دو بخش تفکیک و مرز بین اراضی ترسیم گردید. از آنجایی که در این مطالعه از داده‌های نامطمئن احتمالی استفاده شده بود، از واریانس خطای تخمین به دست آمده از معادلات روش BME، برای محاسبه عدم قطعیت همراه با تخمین مرز شوری خاک در منطقه مطالعاتی استفاده و درجه تعلق هر نقطه از منطقه به هر کدام از کلاس اراضی تعیین گردید. برای انجام تمام مراحل این پژوهش از نرم افزار BMElib استفاده گردید. این نرم افزار براساس زبان برنامه نویسی MATLAB نوشته شده است.

تئوری و فرمول بندی

حداکثر کردن انتروپی: براساس قانون انتروپی، حداکثر کردن انتروپی یک سیستم منجر به حداکثر کردن اطلاعات مورد انتظار از آن سیستم می‌شود (۲۲). بنابراین اگر انتروپی به صورت رابطه ۱ تعریف شود، این عبارت باید تحت محدودیت‌هایی که در اطلاعات اولیه موجود است، حداکثر شود.

$$H(f_G(Z_{map})) = E[\text{Info}_G[Z_{map}]] = - \int f_G(z_{map}) \log f_G(z_{map}) dz_{map} \quad (1)$$

که در آن، $Z_{map} = Z_{hard}, Z_{soft}, Z_0$ که Z_{soft} و Z_{hard} به ترتیب مقادیر در نقاط داده‌های مطمئن، نامطمئن و مقدار نامعلوم در نقطه تخمین می‌باشند. $f_G(z_{map})$ نیز توابع احتمال تراکم چندمتغیره برای دانش عمومی (K_G)، قبل از این که هر گونه

$$= \int (x_k - \bar{x}_k)^2 f_k(x_k) dx_k \quad (7)$$

که در آن، χ_k ، یک مشاهده ممکن برای متغیر مدنظر، \bar{x}_k میانگین جامعه، $\hat{\sigma}_k^2$ واریانس جامعه و $f_k(\chi_k)$ تابع نهایی برای متغیر مورد نظر است که در این مطالعه شوری خاک می‌باشد. شکل رابطه بالا برای داده‌های نامطمئن از نوع احتمالی که در این مطالعه از آن‌ها استفاده شده بود، به صورت زیر در می‌آید:

(۲۳)

(۸)

$$\frac{\int (x_k - \bar{x}_k)^2 dx_k \phi \int (x_{map}, m_{map}, c_{map}) f_z(x_{soft}) dx_{soft}}{\int \phi(x_{data}, m_{data}, c_{hard, soft}) f_z(x_{soft}) dx_{soft}}$$

که در آن، χ_{data} ، مقدار متغیر، m_{data} ، میانگین و $C_{hs,hs}$ ، تابع کواریانس بین داده‌های مطمئن و نامطمئن است.

نتایج و بحث

بررسی ماهیت داده‌های شوری: خلاصه‌ای از نتایج آماری برای اندازه‌گیری‌های صحرائی و آزمایشگاهی در زمان‌های مورد مطالعه در خاک سطحی، در جدول ۱ نشان داده شده است. نتایج بررسی‌های مقدماتی تغییرات مکانی شوری خاک دشت ارومیه برای پاییز ۱۳۸۸ نشان داد که شوری خاک براساس اندازه‌گیری‌های صورت گرفته در نسبت ۱:۲/۵ خاک به آب، بین حداقل ۰/۲ دسی‌زیمنس بر متر و حداکثر ۴۷/۷ دسی‌زیمنس بر متر متغیر بود (جدول ۱).

حاصل از دانش اختصاصی (داده‌های برداشته شده) است (۸). با توجه به قانون احتمالات شرطی، می‌توان نوشت:

$$(z_0) = f_G(z_0 | z_{hard}, z_{soft}) = \frac{f_G(z_0, z_{hard}, z_{soft})}{f_G(z_{hard}, z_{soft})} \quad (6)$$

رابطه ۶ دربرگیرنده اطلاعات اختصاصی، از جمله داده‌های مطمئن و انواع داده‌های نامطمئن در منطقه مورد مطالعه است. روش محاسبه این توابع احتمال تراکم، بستگی به نوع داده‌های نامطمئن موجود دارد و این چیزی است که کریستاکوس به آن قانون پردازش دانش می‌گوید (۷). در میان انواع داده‌های نامطمئن، در این پژوهش فقط بر روی داده‌های نامطمئن از نوع احتمالی تمرکز شده است.

تخمین عدم قطعیت ناشی از استفاده از داده‌های نامطمئن: یکی از اهدافی که در این مطالعه دنبال می‌شد، تخمین مرز بین اراضی شور و کشاورزی در منطقه مطالعاتی بود. همان‌طور که در قسمت مواد و روش‌ها به آن اشاره شد، مقادیر اندازه‌گیری شده شوری خاک در صحرا از دقت کمی برخوردار است. بنابراین استفاده از چنین داده‌هایی در تخمین مرز بین اراضی شور و غیرشور، مقادیری خطا را در محاسبات وارد می‌کند و باعث می‌شود محل تخمینی مرز بین اراضی با عدم قطعیت همراه باشد. اندازه‌گیری عدم قطعیت همراه با مقادیر تخمینی در روش انتروپی حداکثر اریب با استفاده از واریانس خطای تخمین صورت می‌گیرد:

جدول ۱ - خلاصه آماری اندازه‌گیری‌های صحرایی و آزمایشگاهی شوری خاک در نسبت ۱:۲/۵ خاک به آب در نمونه‌های خاک سطحی.

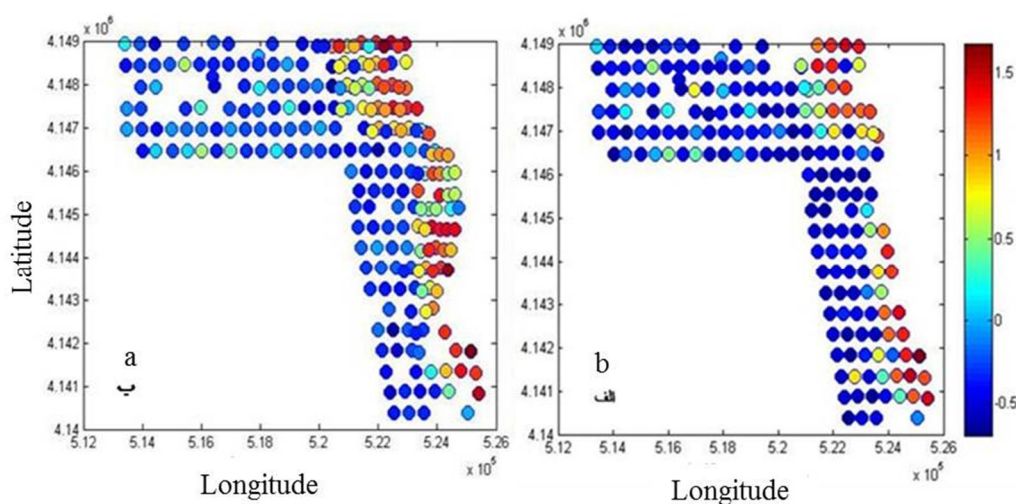
Table 1. Summary of statistical analysis for soil salinity measurements in 1:2.5 soil to water ratio of surface layer.

کورتوسیس kurtosis	چولگی skewness	مقدار حداکثر max (EC 1:2.5)	مقدار حداقل min (EC 1:2.5)	واریانس variance	انحراف معیار Standard deviation	میانگین mean (EC 1:2.5)	تعداد number	زمان نمونه‌برداری Sampling time
0.35	0.18	47.7	0.2	55.07	7.42	3.68	186	پائیز ۱۳۸۸ Autumn 2009
0.32	0.16	45	0.14	59.68	7.42	4.73	236	بهار ۱۳۸۹ Spring 2010
داده‌های مطمئن (اندازه‌گیری آزمایشگاهی) Hard data (laboratory measurements)								
0.35	0.18	36.9	0.13	44.08	6.64	3.18	186	پائیز ۱۳۸۸ Autumn 2009
0.32	0.16	55.5	0.1	71.81	8.47	4.86	236	بهار ۱۳۸۹ Spring 2010
داده‌های نامطمئن (اندازه‌گیری صحرایی) Soft data (field measurements)								

نقطه اضافی علاوه بر ۱۸۶ نقطه دور اول در منطقه برداشت شد. بخشی از این نمونه‌ها مربوط به قسمت‌های نمونه‌برداری نشده بود و بخش دیگر آن، از فاصله ۲۵۰ متری بین اراضی شور و غیرشور گرفته شد. هدف از چنین کاری پایش کامل مرز تغییرات شوری خاک در منطقه بود. با توجه به نتایج به دست آمده از دور دوم نمونه‌برداری، حداقل شوری خاک در بهار ۱۳۸۹، ۰/۱۵ و حداکثر آن ۴۵ دسی‌زیمنس بر متر بود (جدول ۱). نتایج دور دوم همچنین نشان داد علی‌رغم نمونه‌برداری با فواصل ۲۵۰ متر، تغییر جهشی در مقدار شوری خاک در فواصل کم‌تر از ۲۵۰ متر اتفاق افتاده است. این امر اثباتگر این واقعیت است که یک مرز مشخص و کم‌ضخامت بین اراضی شور و غیرشور وجود دارد. به عبارت دیگر دارای خاصیت جبهه‌ای (مرزواره‌ای) است.

بر خلاف ماهیت ذاتی شوری که متغیری پیوسته است و اغلب انتظار می‌رود که تغییرات آن در خاک تدریجی و پیوسته باشد، افزایش شوری خاک در منطقه مطالعاتی تدریجی نبود بلکه به‌طور ناگهانی در فاصله ۵۰۰ متر که حداقل فاصله بین دو نقطه متوالی نمونه‌برداری شده بود، از شوری کم‌تر از ۰/۵ دسی‌زیمنس به بالای ۵ دسی‌زیمنس بر متر افزایش یافت. چنین پدیده‌ای در کل منطقه مطالعاتی به موازات دریاچه مشاهده شد. این امر نشان می‌داد که عاملی به جز عوامل خاک‌ساز بر فرایند تجمع نمک در خاک تأثیرگذار بوده است.

با توجه به این‌که نمونه‌برداری دور اول یعنی پاییز ۱۳۸۸ نتوانسته بود به‌طور کامل وضعیت شوری در منطقه را پوشش بدهد و در بخش‌هایی از منطقه، نمونه‌برداری قبل از ورود به اراضی شور به اتمام رسیده بود (شکل ۲، الف)، در بهار ۱۳۸۹، حدود ۵۰



شکل ۲- موقعیت نقاط نمونه‌برداری براساس سیستم UTM و مقادیر شوری خاک در نمونه سطحی. (الف) مربوط به پاییز ۱۳۸۸ و (ب) بهار ۱۳۸۹. رنگ‌ها نشان‌دهنده شوری تغییرات شوری خاک سطحی می‌باشند.

Figure 2. Plots locations for salinity measurements; (a) autumn 2009; (b) spring 2010. The colors reflect the variation in top soil measured EC.

آمده از مطالعات صحرائی و آزمایشگاهی با مدل‌های مختلف با هم مقایسه شدند (جدول ۲).

کالیبراسیون داده‌های صحرائی و آزمایشگاهی و تعریف داده‌های نامطمئن احتمالی: به منظور تعیین قابلیت استفاده از داده‌های صحرائی، اطلاعات به دست

جدول ۲- مقایسه مدل‌های مختلف رگرسیونی در برازش بهترین مدل تخمین شوری خاک از روی داده‌های صحرائی برای سری اول داده‌ها.

Table 2. Comparing the regression models fitting on best prediction using first data series.

نمائی	لگاریتمی	خطی	توانی	مدل model	پارامتر آماری
polynomial	logarithmic	linear	exponential		
1.66	1.64	0.38	0.49	(MAE)	میانگین خطای مطلق
-1.32	0.62	-0.72	-0.141	(MBE)	میانگین خطای اریب
0.72	0.72	0.94	0.98		R ²

و مجموع مربعات خطایی برابر ۰/۰۴ و ۰/۳۳ برای پاییز ۱۳۸۸ و ۰/۲- و ۰/۶۴ برای بهار ۱۳۸۹ از دقت بالایی در تخمین مکانی شوری خاک برخوردار است (جدول ۳). این در حالی است که در این تخمین تنها از داده‌های نامطمئن از نوع احتمالی استفاده شده بود. این نتایج در انطباق با یافته‌های دوآیک و همکاران (۲۰۰۵) است که در پژوهش خود بر روی خاک‌های شور، با استفاده از داده‌های نامطمئن از نوع بازه‌ای در دو بازه زمانی، به ME و MSE به ترتیب ۰/۲۹ و ۰/۷۹ برای زمان اول و ۰/۰۷ و ۰/۳۵ برای زمان دوم رسیدند.

نتایج نشان داد رابطه معنی‌داری بین اندازه‌گیری‌های صحرائی و آزمایشگاهی وجود دارد و در بین مدل‌های مورد مقایسه، مدل خطی توانست با کم‌ترین میانگین خطای مطلق^۱ (۰/۳۸) و کم‌ترین میانگین خطای اریب^۲ (-۰/۷۲) به عنوان بهترین مدل برازش انتخاب شود (جدول ۳).

دوآیک و همکاران (۲۰۰۴) نیز در کالیبره کردن داده‌های حاصل از اندازه‌گیری‌های صحرائی شوری خاک با دستگاه EM38 به نتایج مشابهی رسیدند (شماره منبع). از معادله خط برازش شده برای تعیین EC_e تخمینی (داده‌های نامطمئن) در نقاطی که وارد مدل برازش نشده بودند، استفاده شد. از روی واریانس خطای محاسبه شده، توابع احتمال تراکم^۳ در هر نقطه تعریف شدند (شکل ۳).

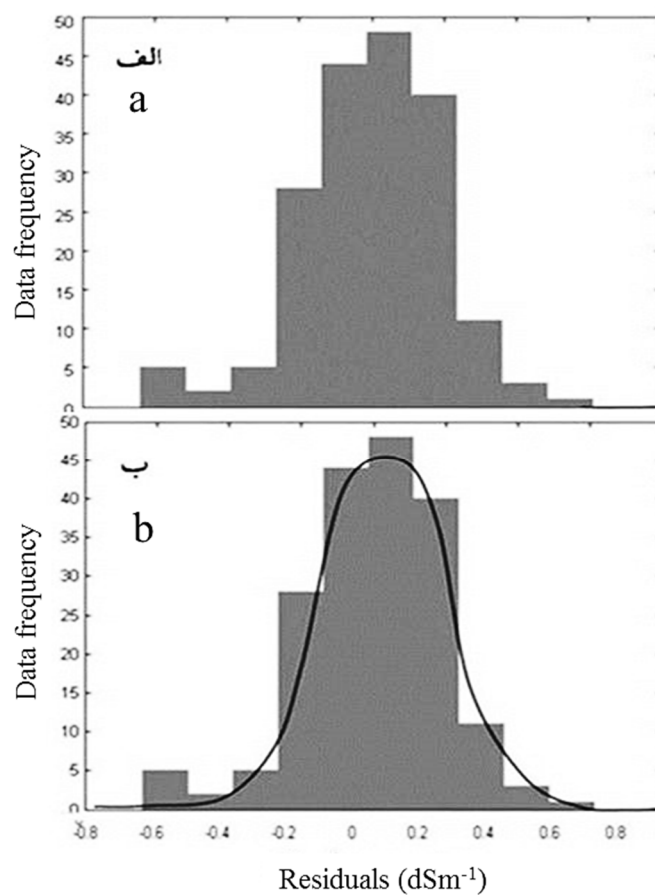
اعتبارسنجی مدل نیز با استفاده از یک سوم نقاط نمونه‌برداری شده که وارد مدل نشده بود، انجام شد. نتایج نشان داد که این روش به ترتیب با میانگین خطا

- 1- Mean absolute error
- 2- Mean bias error
- 3- pdf

جدول ۳- ارزیابی دقت BME با استفاده از داده‌های نامطمئن احتمالی.

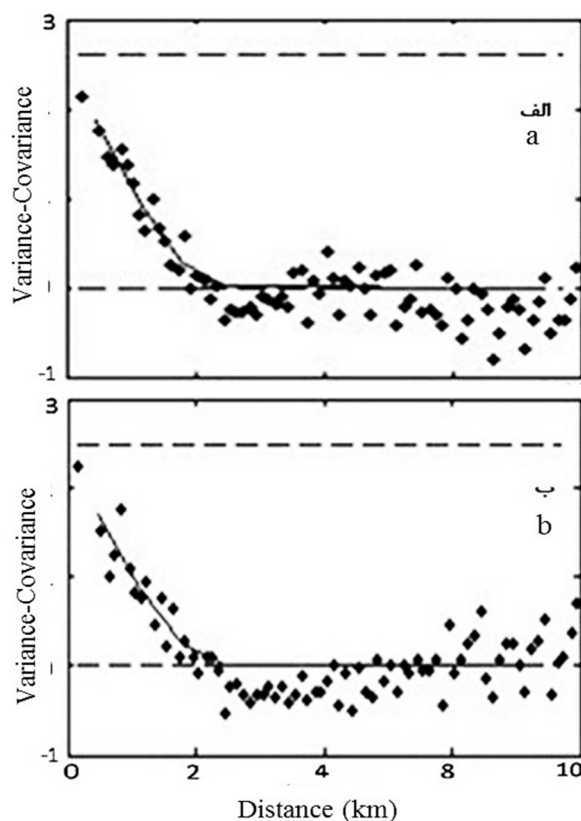
Table 3. Accuracy evaluation of BME using probabilistic soft data.

بهار ۱۳۸۹ Spring 2010	پاییز ۱۳۸۸ Autumn 2009	روش مقایسه Comparison criteria
-0.2	0.04	ME
0.64	0.33	MSE



شکل ۳- تفاضل داده‌های مطمئن و نامطمئن (الف) و تابع احتمال تراکم نهایی برازش شده برای تعریف داده‌های نامطمئن از نوع احتمالی (ب).

Figure 3. Subtraction of soft and hard data (a) and final probability density function fitted on soft data (b).

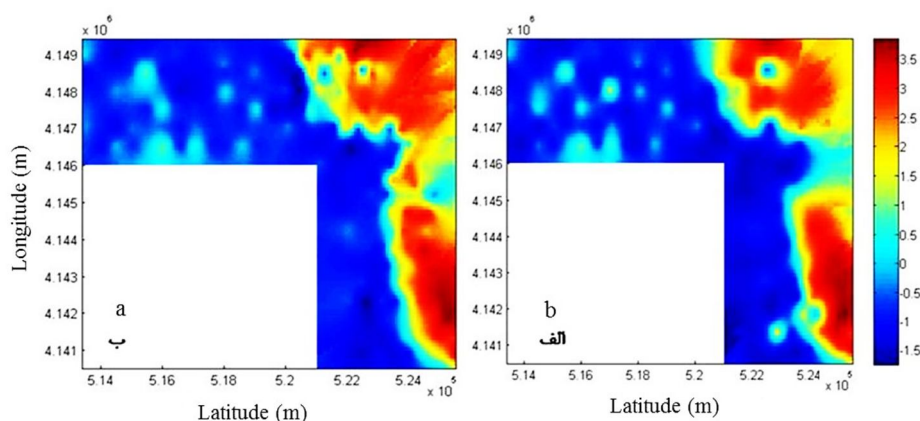


شکل ۴- مدل‌های کوواریوگرامی برازش شده برای مقادیر اندازه‌گیری شده در پاییز ۱۳۸۸ (الف) و بهار ۱۳۸۹ (ب).

Figure 4. Spatial covariance function for laboratory measured soil salinity during autumn 2009 and spring 2010.

شده است. در قدم بعدی، با تعریف شوری ۲ دسی‌زیمنس بر متر به‌عنوان حد تفکیک اراضی کشاورزی و اراضی شور، مرز بین اراضی رسم شد.

سپس تخمین مکانی با استفاده از رابطه ۶ بر روی یک شبکه ۱۰۰ متری به روش انتروپی حداکثر اریب صورت گرفت که نتایج آن در شکل ۵ نمایش داده

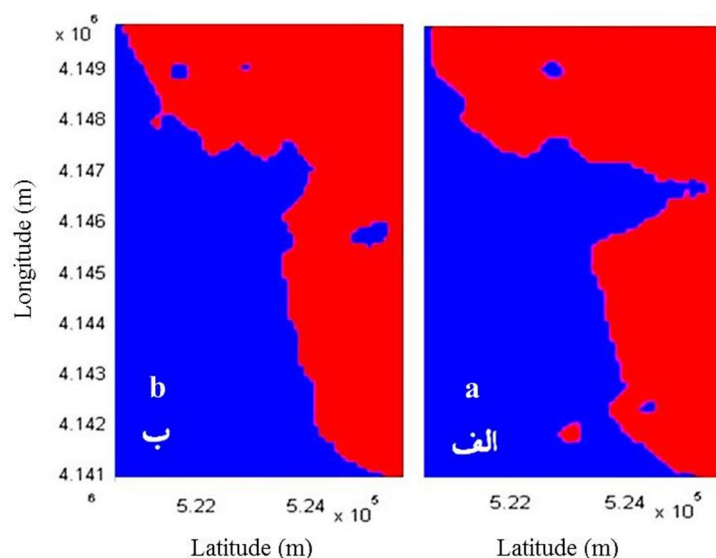


شکل ۵- تخمین شوری خاک با استفاده از داده‌های نامطمئن از نوع احتمالی و روش انتروپی حداکثر اریب مربوط به پاییز ۱۳۸۸ (الف) و بهار ۱۳۸۹ (ب).

Figure 5. Prediction of salinity using soft data of (a) spring 2010; and (b) autumn 2009 by BME method.

با دور شدن از دریاچه، شوری خاک کاهش می‌یابد، پس چرا این کاهش تدریجی نیست و ناگهان یک جهش بزرگ اتفاق افتاده است؟ به عبارت دیگر، با وجود آن‌که شوری خاک متغیری پیوسته است چه عاملی باعث قطع پیوستگی آن در بخشی از منطقه شده است و باعث کشیده شدن خطی نسبتاً مشخص بین اراضی شور و غیرشور شده است؟

همان‌طور که در شکل ۶ مشاهده می‌شود، منطقه مورد مطالعه از دو بخش با ماهیت متفاوت شوری تشکیل شده است، منطقه‌ای با شوری بسیار پایین (قسمت‌هایی که با رنگ آبی در شکل مشخص شده‌اند) که اراضی کشاورزی را شامل می‌شوند و اراضی با شوری بسیار بالا که در مجاورت دریاچه ارومیه واقع شده‌اند. اما سوال کلیدی این است که اگر



شکل ۶- تخمین محل مرز بین اراضی شور و غیرشور. (الف): پاییز ۱۳۸۸ و (ب): بهار ۱۳۸۹ (سمت راست).

Figure 6. Prediction of boundary location between saline and non-saline area; (a) autumn 2009; and (b) spring 2010.

وجود چنین منطقه شوری درست در مجاورت اراضی کشاورزی، خطری روزافزون است که با افزایش خشک‌سالی و برداشت بی‌رویه آب‌های شیرین و افزایش فشار آب‌های شور زیرسطحی، تهدیدی جدی برای اراضی کشاورزی و تولید پایدار به حساب می‌آید. نتایج همچنین نشان داد که محل وقوع این مرز بین دو فصل مختلف ثابت و پایدار نبوده و پیشروی در محل مرز در فصل بهار مشاهده می‌شود. دلیل این امر می‌تواند بارندگی‌های فصلی و بالا آمدن سطح آب‌های زیرزمینی و حرکت املاح به سطح خاک باشد.

پاسخ به وضعیت دریاچه ارومیه در گذشته بازمی‌گردد. مشاهدات صحرایی و حفر پروفیل‌های خاک نشان داد که چنین مرزی ناشی از رسوبات برجای مانده از بستر دریاچه ارومیه در دوره‌های پرآبی است (نتایج در این مقاله ارائه نشده‌اند). به عبارت دیگر، حداکثر مسافتی که دریاچه ارومیه در دوره‌ای توانسته گسترش بیابد و رسوبات خود را برجای بگذارد تعیین‌کننده مرز بین اراضی شور و غیرشور در منطقه است.

پرداختن به علل دقیق و شواهد وقوع چنین مرزی در منطقه، خارج از بحث این مقاله است و در مقاله‌ای جداگانه به آن پرداخته می‌شود. ولی آنچه مسلم است،

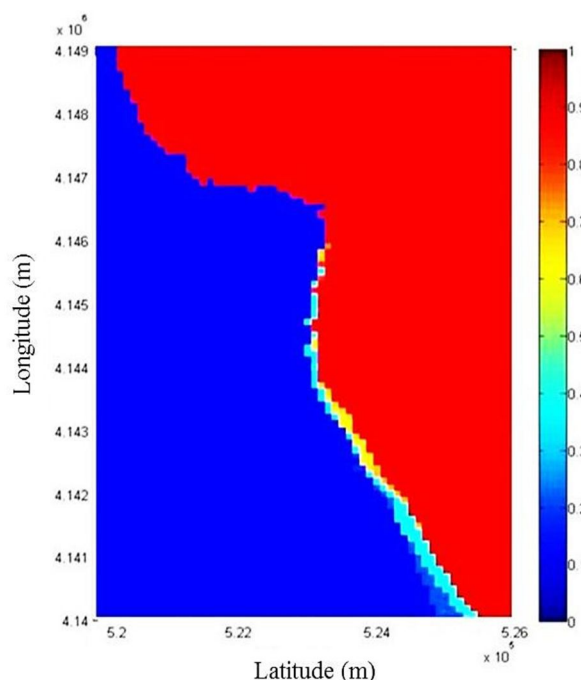
ورودی‌های مدل است (۱۵، ۱۶). به عبارت دیگر، عدم قطعیت از خروجی‌های مدل که محل مرز را در شکل ۶ تخمین زده است، ناشی از عدم اطمینان از دقت داده‌هایی است که در تخمین استفاده شده‌اند. اما از آنجایی که اندازه‌گیری‌های دقیق آزمایشگاهی برای برخی از نقاط مطالعاتی موجود بود، و مقدار خطای همراه با داده‌های ورودی مشخص بود، با وارد کردن این خطا در رابطه ۸، این عدم قطعیت از محل وقوع مرز تغییرات شوری خاک برای بهار ۱۳۸۹ محاسبه شد، که نتیجه آن در شکل ۷ آورده شده است. در هر نقطه تخمینی، صد احتمال ممکن از مقادیر شوری خاک برای هر نقطه، وارد مدل شده و خروجی‌ها محاسبه شدند و به این ترتیب به جای وجود یک خروجی برای هر نقطه ورودی، دامنه‌ای از اعداد محاسبه شد که محل وقوع مرز تغییرات شوری خاک را از یک خط، به یک پهنه تبدیل کرد و به این صورت عدم قطعیت از تخمین به تصویر کشیده شد. همان‌طور که در شکل ۶ پیداست، ضخامت مرز پیش‌بینی‌شده بین اراضی شور و غیرشور، در قسمت‌های بالای منطقه مطالعاتی کم‌تر و در قسمت‌های پایینی افزایش می‌یابد که این نشان می‌دهد مقادیر شوری صحرائی اندازه‌گیری‌شده در صحرا در مقایسه با اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی، در قسمت‌های بالایی از دقت و درجه اطمینان بالاتری نسبت به بخش‌های پایینی برخوردار هستند.

چنین نقشه‌هایی به کاربران این امکان را می‌دهد که در اعمال روش‌های مختلف برای کنترل گسترش شوری خاک به سمت اراضی کشاورزی، با آگاهی بیشتر از خطاهای ممکن در نقشه‌های مورد استفاده، دست به اقدامات مدیریتی بزنند و با صرف هزینه‌های کم‌تر، دستاوردهای قابل‌قبولی در زمینه مبارزه با اثرات خشکی دریاچه ارومیه داشته باشند.

پیش‌بینی عدم قطعیت ناشی از استفاده از داده‌های نامطمئن در تخمین مرز بین اراضی: در قدم بعدی تلاش شد عدم قطعیت ناشی از تخمین مرز تغییرات شوری کمی شود. کارهای متعددی در زمینه پیش‌بینی عدم قطعیت مربوط به تخمین مکانی و نیز زمانی- مکانی یک متغیر در علوم مرتبط با خاک صورت گرفته است (۱، ۲۰، ۲۱، ۴). یک راه تعیین عدم قطعیت، اندازه‌گیری واریانس تابع تراکم نهایی روش انتروپی حداکثر اریب است که نشانگر تفاوت بین مقدار تخمینی و واقعی می‌باشد و می‌توان آن را با روش جدید پهنه ضخیم^۱ به تصویر کشید.

عموماً تغییرات مکانی یک متغیر (که در اینجا در مورد شوری خاک بحث می‌شود) با نقشه‌های پلی‌گونی و یک نقشه مربوط به پیش‌بینی مقدار خطا در هر نقطه ارائه می‌شوند که در آن خطوط بین بازه‌های تعریف‌شده شوری، جایی قرار می‌گیرند که در آن محدوده، مقدار شوری، بین حد بالایی و پایینی تعریف شده برای هر کلاس شوری قرار گیرد (در این پژوهش شوری ۲ دسی‌زیمنس بر متر به‌عنوان مرز جداسازی اراضی شور و غیرشور در نظر گرفته شد). در تخمین عدم قطعیت با روش انتروپی حداکثر اریب، به جای وجود یک مرز مشخص و قطعی بین اراضی شور و غیرشور (شکل ۶) مرزی ضخیم با تغییرات پیوسته تعریف شد که ضخامت آن بستگی به درجه خطای همراه با تخمین در هر نقطه و یا به عبارت دیگر، عدم قطعیت همراه با تخمین دارد. هر چه این عدم قطعیت بیش‌تر باشد، ضخامت این مرز نیز بیش‌تر خواهد بود. با توجه به این‌که در این پژوهش در تخمین شوری خاک، از داده‌های نامطمئن از نوع احتمالی استفاده شد، بنابراین خطایی ناشی از استفاده از داده‌های نامطمئن در تخمین مرز شوری خاک وجود دارد که ناشی از عدم قطعیت در

1- Thick contours



شکل ۷- عدم قطعیت ناشی از تخمین مرز شوری خاک برای بهار ۱۳۸۹ (محور افقی و عمودی براساس مختصات UTM).

Figure 7. Uncertainty in prediction of boundary location between saline and non-saline area at spring 2010.

می‌باشد و باعث به وجود آمدن اراضی بسیار شور نزدیک به اراضی کشاورزی شده است. محل وقوع این مرز دست‌خوش تغییرات سالانه است و بالا آمدن سطح آب‌های زیرزمینی منجر به حرکت رو به بالای نمک در خاک و حرکت این مرز به سمت اراضی کشاورزی می‌شود. وجود چنین مرزی با ماهیت پویا، خطری جدی برای اراضی کشاورزی مجاور به حساب می‌آید. در این پژوهش عدم قطعیت ناشی از استفاده از داده‌های نامطمئن در پژوهش پیش‌بینی گردید و مرز تغییرات شدید شوری خاک و عدم اطمینان از خروجی‌های مدل به صورت شماتیک نمایش داده شد. از آن‌جا که یکی از مشکلات اساسی مطالعات خاک در کشور ما، کمبود اطلاعات مطمئن است، امید می‌رود با ورود این روش به جرگه روش‌های تخمین مکانی و استفاده روزافزون از آن، به مدیریت پایدار منابع خاک کمک کند.

نتیجه‌گیری کلی

این پژوهش برای بررسی تغییرات مکانی شوری خاک در اراضی حاشیه غربی دریاچه ارومیه با استفاده از داده‌های نامطمئن صحرایی و روش اتروپی حداکثر اریب (BME) صورت گرفت. نتایج نشان داد که با استفاده از روش BME می‌توان از اندازه‌گیری‌های صحرایی که نسبت به اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی هزینه و وقت کمتری نیاز دارند، در تخمین مکانی شوری استفاده کرد. نتایج همچنین نشان داد که یک مرز کاملاً مشخص بین اراضی شور و غیرشور در منطقه مورد مطالعه وجود دارد که منجر به قطع تغییرات پیوسته شوری خاک در بخشی از منطقه شده است. با توجه به اطلاعات حاصل از مطالعات خاکشناسی منطقه، این تغییر شدید احتمالاً ناشی از گستردگی دریاچه ارومیه در گذشته است. به عبارت دیگر، رسوباتی که در گذشته توسط دریاچه به جا گذاشته شده‌اند، عامل اصلی وجود این مرز در منطقه

منابع

1. Angulo, J.M., Gonzalez-Manteiga, W., Febrero-Bande, M., and Alonso, F.J. 1998. Semi-parametric statistical approaches for space-time process prediction. *Environ and Eco Stats.* 5: 297-316.
2. Bogaert, P. 2002. Spatial prediction of categorical variables: the Bayesian Maximum Entropy. *Stoch. Environ Res Risk Assess.* 16: 425-448.
3. Bogaert, P., and D'Or, D. 2002. Estimating soil properties from thematic soil maps: the Bayesian Maximum Entropy. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66: 1492-1500.
4. Bourennane, H., King, D., Couturier, B., Nicoullaud, B., Mary, B., and Richard, G. 2007. Uncertainty assessment of soil water content spatial patterns using geostatistical simulations: An empirical comparison of a simulation accounting for single attribute and a simulation accounting for secondary information. *Eco Modeling.* 205: 323-335.
5. Brus, D.J., Bogaert, P., and Heuvelink, G.B.M. 2007. Bayesian Maximum Entropy prediction of soil categories using a traditional soil map as soft information. *Euro J. Soil Sci.* doi:10.1111/j.1365-2389.2007.00981.x.
6. Christakos, G. 1990. A Bayesian / Maximum-Entropy view to the spatial estimation problem. *Math Geol.* 22: 7. 763-777.
7. Christakos, G. 2000. *Modern Spatiotemporal Geostatistics.* Oxford University Press, New York. 288p.
8. Christakos, G. 2002. On the assimilation of uncertain physical knowledge bases: Bayesian and non-Bayesian techniques. *Advances in Water Resources.* 25: 8-12. 1257-1274.
9. Christakos, G., Bogaert, P., and Serre, M.L. 2002. *Temporal GIS. Advanced Functions for Field-Based Applications.* Springer-Verlag, New York NY. 217p.
10. D'Or, D., and Bogaert, P. 2001. Fine scale soil texture estimation using soil maps and profile descriptions, P 453-462. In: P. Monestiez, D. Allard and R. Froidevaux (Eds.), *GeoEnv III: Geostatistics for Environmental Applications.* Kluwer Academic Publishers: Dordrecht, Netherlands.
11. D'Or, D., Bogaert, P., and Christakos, G. 2001. Application of the BME approach to soil texture mapping. *Stoch Environ Res Risk Assess.* 15: 87-100.
12. D'Or, D., and Bogaert, P. 2003. Continuous-valued map reconstruction with the Bayesian Maximum Entropy. *Geoderma.* 112: 169-178.
13. Douaik, A., Van Meirvenne, M., and Toth, T. 2004. Spatio-temporal kriging of soil salinity rescaled from bulk soil electrical conductivity, P 413-424. In: X. Sanchez Vila, J. Carrera and J. Gomez-Hernandez (Eds.), *GeoEnv IV: Geostatistics for Environmental Applications.* Kluwer Academic Publishers: Dordrecht, Netherlands.
14. Douaik, A., Van Meirvenne, M., and Toth, T. 2005. Soil salinity mapping using spation-temporal kriging and Bayesian Maximum Entropy with interval soft data. *Geoderma.* 128: 234-248.
15. Goovaerts, P. 2001. Geostatistical modelling of uncertainty in soil science. *Geoderma.* 103: 3-26.
16. Goovaerts, P., and Journel, A.G. 1995. Integrating soil map information in modeling the spatial variation of continuous soil properties. *Europ. J. Soil Sci.* 46: 3. 397-414.
17. Hamzehpour, N., Eghbal, M.K., Bogaert, B., Toomanian, N., and Oskoui, R.S. 2013. Spatial prediction of soil salinity using kriging with measurement errors and probabilistic soft data. *Arid Land Research and Management.* 27: 2. 128-139.
18. Heuvelink, G.B.M., and Bierkens, M.F.P. 1992. Combining soil maps with interpolations from point observations to predict quantitative soil properties. *Geoderma.* 55: 1-2. 1-15.
19. Heuvelink, G.B.M. 1998. *Error Propagation in Environmental Modeling with GIS,* Taylor and Francis: London. 217p.
20. Kyriakidis, P., and Journel, A.G. 1999. Geostatistical space-time models: a review. *Mathematical Geology.* 31: 651-684.

21. Savelieva, E., Demyanov, V., Kanevski, M., Serre, M., and Christakos, G. 2005. BME-based uncertainty assessment of Chernobyl fallout. *Geoderma*. 128: 312-324.
22. Shannon, C.E. 1948. A mathematical theory of communication. *Bell system Tech J.* 27: 379-423.
23. Serre, M.L., and Christakos, G. 1999. Modern geostatistics: computational BME in the light of uncertain physical knowledge-the Equus Beds study. *Stoch Environ Res Risk Assess.* 13: 1-26.
24. Sokuti, O., Mahdian, M.H., Mahmudi, Sh., and Ghahramani, A. 2007. Geostatistical methods efficiency in soil salinity prediction, case study of Urmieh plain. *J. Pajuhesh Sazandgi Agron. Hort.* 74: 91-98. (In Persian)
25. Stein, A., Hoogerwerf, M., and Bouma, J. 1988. Use of soil-map delineations to improve (Co)-kriging of point data on moisture Deficit. *Geoderma*. 43: 163-177.



Uncertainty assessment of the soil salinity boundary in Urmia plain using Bayesian Maximum Entropy Method

N. Hamzehpour¹, M. Karimian Eghbal², *N. Toomanian³,
R. Sokouti Oskouei⁴ and P. Bogaert⁵

¹Assistant Prof., Dept. of Soil Science, Maragheh University, ²Associate Prof., Dept. of Soil Science, Tarbiat Modares University, ³Assistant Prof., Isfahan Research Centre for Agriculture and Natural Resources, ⁴Assistant Prof., West Azerbaijan Research Centre for Agriculture and Natural Resources, ⁵Professor, Faculty of Bio-Engineering, Catholic University of Leuven, Belgium

Received: 04/26/2014; Accepted: 11/19/2014

Abstract

Background and Objectives: In recent years, decrease in depth of Urmia Lake and remain of vast saline areas has resulted in higher increase of salinity threat in agricultural lands around the Lake. The aims of this study were 1- Investigation of the spatial changes in soil salinity using the Bayesian Maximum Entropy method (BME); 2- prediction of the boundary between saline and agricultural lands; and 3- Assessment of the uncertainty involved with salinity boundary prediction in South Urmia Plane, North West of Iran.

Materials and Methods: The research was done on a grid of 500 m, but in areas with high salinity changes, samples were taken from each 250 m. the study area contained an area of approximately 5000 ha of lands in western shores of Urmia Lake, south of Urmia Plain in west Azerbaijan Province. Soil samples were gathered in autumn 2009 and repeated in spring 2010. Electrical conductivity of soil samples were measured twice, once in the field, using a portable EC meter in 1:2.5 soil to water ratio and again in the laboratory. Field measured soil salinity was considered as soft data and laboratory measurements as hard data. Two third of the samples for autumn were used for modeling and prediction and the rest were used for validation. ME and MSE criteria were used for comparison of the results. Prediction error variance resulted from BME equations, was used for assessing the uncertainty of the soil salinity boundary prediction.

Results and Conclusion: Results revealed that there was a significant relation between field and laboratory measurements of soil salinity and among compared models, linear method with least mean absolute error and least bias error of 0.37 and -0.72 respectively, was chosen as best fitted model. Then for each sampling campaign best covariance model was fitted and model parameters were calculated. Cross-validation results showed that BME method with ME and MSE equal to 0.42 and 0.33 for autumn 2009 and 0.2 and 0.64 for spring 2010 respectively, had a high accuracy in spatial prediction of soil salinity, considering that only probabilistic type soft data was used. A sharp boundary was detected between salty and non-salty lands in the area and the BME method had a high ability in predicting the uncertainty involved with boundary predictions. Monitoring soil property variation such as salinity is sometimes limited because it is costly and requires time to gather necessary hard data. BME method has shown potential for using soft data in cases that hard data are not readily available.

Keywords: Bayesian Maximum Entropy method, Uncertainty, Soft data, Hard data, Urmia Plain

* Corresponding Authors; Email: notoomanian@yahoo.com