

## کارایی روش‌های زمین‌آماری در پهنه‌بندی اقلیمی حوضه آبریز دریاچه ارومیه

مهیار مهدی‌زاده\*، محمدحسین مهدیان\*\* و سهراب حجام\*\*\*

\*کارشناس ارشد هواشناسی کشاورزی

\*\*مرکز تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری صندوق پستی ۱۱۳۶-۱۳۴۴۵

\*\*\*مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۶۴۶۶-۱۴۱۵۵

(دریافت مقاله: ۱۴۳۱۸، پذیرش مقاله: ۱۴۱۲۹)

### چکیده

هدف از مطالعه حاضر بررسی کارایی روش‌های زمین‌آماری (geostatistics) در پهنه‌بندی اقلیمی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه است. از بین روش‌های مربوط به طبقه‌بندی اقلیمی، روش ساده سلینینوف (Selininov) انتخاب شده است که پارامترهای اصلی آن میانگین جمع بارش سالانه، میانگین جمع سالانه واحدهای حرارتی فعال (active heat units) از نظر رشد گیاهی با آستانه ده درجه (درجه-روز) و شاخص هیدروترمیک است. بدین‌منظور ابتدا پارامترهای ماهانه بارندگی و دمای هوا به تفکیک ۱۶۵ ایستگاه برای یک دوره آماری ۳۰ ساله با استفاده از اطلاعات شبکه جامع ایستگاه‌های هواشناسی ایران تهیه شد، سپس به‌منظور انتخاب روش مناسب برای معرفی تغییرات منطقه‌ای بارندگی و واحدهای حرارتی فعال، کارایی روش‌های زمین‌آماري مورد بررسی قرار گرفت. در این تحقیق از روش‌های کریجینگ (kriging)، میانگین متحرک وزنی (weighted moving average) با توان‌های ۱ تا ۵ و همسایگی ۳ الی ۳۰ و نوعی از روش اسپلاین TPSS (thin plate smoothing spline) با توان‌های ۲ تا ۵، با متغیر کمکی ارتفاع و بدون آن استفاده شده و برای ارزیابی، روش اعتبارسنجی حذفی (cross validation) به‌کار رفته است. نتایج این بررسی نشان داد که برای بارندگی، روش TPSS با توان ۲ و بدون متغیر کمکی ارتفاع و برای مجموع سالانه گرمای فعال همین روش با توان ۲ و متغیر کمکی ارتفاع مناسب‌تر است. مقایسه خطای حاصل از روش‌های زمین‌آماري مورد استفاده در این تحقیق با روش گرادبان، برتری روش زمین‌آماري بر روش کلاسیک را نشان می‌دهد. با استفاده از سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) (geographic information system) نقشه‌های توزیع مکانی بارندگی سالانه و مجموع سالانه گرمای فعال ترسیم شده است و از روی هم گذاشتن آنها پهنه‌بندی اقلیمی حوضه مطالعاتی ارومیه در دستگاه طبقه‌بندی سلینینوف به‌دست آمده است. بدین‌ترتیب اقلیم غالب حوضه آبریز دریاچه ارومیه، نیمه‌خشک میانه و مرطوب تعیین شد.

واژه‌های کلیدی: اعتبارسنجی حذفی، اقلیم، بارندگی سالانه، تغییرات مکانی، زمین‌آمار، سلینینوف

### ۱ مقدمه

روش‌های زمین‌آماري، با در نظر گرفتن همبستگی و ساختار مکانی داده‌ها و قابلیت استفاده از روابط بین متغیرها، دارای دقت برآورد بیشتری باشند. مرور تحقیقات پیشین نیز نشان می‌دهد که روش‌های زمین‌آماري برای بررسی توزیع مکانی بارندگی و دما مورد استفاده قرار گرفته‌اند و در بیشتر موارد دارای دقت مناسبی بوده‌اند. هوسی و همکاران (۱۹۹۲) برای برآورد بارندگی متوسط سالانه در منطقه‌ای کوهستانی واقع در جنوب نوادا و جنوب شرقی کالیفرنیا، از روش‌های عکس فاصله،

روش‌های آمار کلاسیک معمولاً در عرضه اطلاعات کلی از مشخصات پدیده‌ها مفیدند، لیکن اغلب قادر به تشریح کامل روابط مکانی آنها نیستند. در مقابل، روش‌های زمین‌آماري برای متغیرهای دارای ساختار مکانی، از جمله متغیرهای هیدرولوژیکی، کارایی بهتری دارند. از دیدگاه زمین‌آمار، هر نمونه تا فاصله معینی با نمونه‌های اطراف خود در ارتباط است و در واقع بر طبق فرضیه‌های زمین‌آماري، احتمال میزان تشابه بین مقادیر مربوط به نمونه‌های نزدیک‌تر بیشتر است. بنابراین انتظار می‌رود که

روش‌های عکس فاصله و میانگین ایستگاه‌ها با مدل نمایی، اظهار داشتند که در منطقه مورد مطالعه، مدل نمایی مزیتی بر روش‌های ساده استفاده شده ندارد. هارگروو (۲۰۰۱) با کمک مدل رقومی ارتفاع در سوئیس و روش‌های مختلف اسپلین، تخمین دقیقی از میانه و متوسط بارندگی را به دست آورد، اما اظهار داشت که این روش‌ها دقت مناسبی در برآورد مقادیر انتهایی بارندگی ندارند. پرودهوم و رید (۱۹۹۹) برای یافتن یک روش ساده برای رسم نقشه متوسط حداکثر بارش روزانه در طول سال در نواحی کوهستانی اسکاتلند، روش‌های کریجینگ معمولی و کریجینگ تصحیح شده (modified kriging) را انتخاب کردند، و با مقایسه نتایج، روش کریجینگ را برای رسم نقشه نهایی برگزیدند. مقایسه روش‌های TPSS و عکس مجذور فاصله برای درون‌یابی مکانی دما و بارندگی ماهانه و سالانه در غرب و شرق کانادا، تحقیقی بود که توسط پرایس و همکاران (۲۰۰۰) صورت گرفت. این تحقیق نشان داد که در مجموع با روش TPSS در اغلب ماه‌ها نتیجه مناسب‌تری حاصل می‌شود، اما آنها به این نتیجه رسیدند که روش عکس مجذور فاصله از نظر کاربرد ساده‌تر است. گوارتز (۲۰۰۰) روش‌های مختلف کریجینگ را برای تعیین تغییرات مکانی بارندگی در پرتغال بررسی کرد و نتایج کار را با روش‌های رگرسیون خطی با در نظر گرفتن ارتفاع، و روش‌های یک متغیره تیسن و عکس فاصله مقایسه کرد و به این نتیجه رسید که روش‌های کریجینگ دقت بیشتری دارند. کستون و هاجنسون (۲۰۰۱) برای پایش تغییرات و نوسانات اقلیمی و مدل‌سازی توزیع مکانی متغیرهای اقلیمی در مقیاس قاره‌ای و منطقه‌ای، در قاره اقیانوسیه مطالعاتی را عملی ساختند. آنها با استفاده از روش TPSS برای بررسی داده‌های دما و فشار ماهانه به این نتیجه رسیدند که حرکت شگرفی در اقلیم قاره اقیانوسیه در دوره مورد بحث دیده می‌شود. جفری و

کریجینگ، همستگی خطی، همستگی خطی لگاریتمی، متوسط همسایگی و کوکریجینگ استفاده کردند و به علت همبستگی بارندگی و ارتفاع در منطقه مورد مطالعه، روش کوکریجینگ (cokriging) را مناسب‌ترین روش تشخیص دادند. فیلیس و همکاران (۱۹۹۲) برای برآورد بارندگی سالانه در حوضه ویلمت در غرب ایالت اورگن از روش‌های کریجینگ، کریجینگ رونددار (detrended kriging) و کوکریجینگ استفاده کردند و به این نتیجه رسیدند که در منطقه مورد مطالعه، روش‌های کریجینگ رونددار و کوکریجینگ، در برابر روش کریجینگ معمولی مناسب‌تر هستند. بال و لاک (۱۹۹۸) برای برآورد شدت بارندگی، در حومه غربی شهر سیدنی، روش‌های تیسن (Thiessen)، عکس فاصله (inverse distance)، توابع اسپلین و چند جمله‌ای را با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی بررسی کردند و روش اسپلین را دقیق‌ترین روش معرفی کردند. دیرکس و همکاران (۱۹۹۸) برای برآورد متوسط بارندگی در جزیره نورفولک استرالیا، چهار روش کریجینگ، عکس فاصله، تیسن و میانگین ایستگاه‌ها را مورد مقایسه قرار دادند. بر اساس نتایج این محققین، روش عکس فاصله و کریجینگ به ترتیب مناسب‌ترین و ضعیف‌ترین روش بودند. برای مقایسه روش‌های مختلف کریجینگ، نزدیک‌ترین همسایگی، عکس مجذور فاصله و روش گرادیان همراه با عکس مجذور فاصله (gradient plus inverse distance squared (GIDS)، نالدر و وین (۱۹۹۸) توزیع مکانی بارندگی و دمای ماهانه در جنگل‌های شمال کانادا را مورد بررسی قرار دادند. نتایج این تحقیق نشان داد که روش عکس مجذور فاصله، از سایر روش‌ها مناسب‌تر است. پونیاوردنا و کولاسیری (۱۹۹۹) مطالعاتی را در زمینه برآورد بارندگی در نواحی خشک سریلانکا صورت دادند و مدل پیوستگی مکانی بارندگی در این مطالعه را از نوع نمایی به دست آوردند. آنها با بررسی و مقایسه

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

در این رابطه،  $N(h)$  تعداد جفت نمونه‌های به کار رفته در محاسبه که در فاصله  $h$  از یکدیگر قرار دارند،  $Z(x_i)$  مقدار مشاهده شده متغیر مورد نظر،  $Z(x_i + h)$  مقدار مشاهده شده آن متغیر که به فاصله  $h$  از  $Z(x_i)$  قرار دارد، و  $\gamma(h)$  نیم‌تغییرنا است.

در بسیاری از موارد، وقتی  $h$  به سمت صفر میل می‌کند، مقدار نیم‌تغییرنا صفر نمی‌شود. این مقدار که در واقع عرض از مبدأ منحنی نیم‌تغییرنا است، اثر قطعه‌ای نام دارد. دامنه تأثیر، فاصله مکانی یا زمانی بین نمونه‌ها است که پس از آن متغیر ناحیه‌ای در نقاط مجاور هم، تأثیر چندانی بر یکدیگر ندارند. این مقدار نسبتاً ثابت که تغییرات آن تصادفی است، آستانه نام دارد و مقدار آن برابر مجموع اثر قطعه‌ای  $C_0$  و بخش ساختاردار نیم‌تغییرنا  $C$  است و معادل با واریانس کلی متغیر مورد بررسی است. روش‌های متفاوتی برای برآورد متغیرهایی که تغییرات زمانی و مکانی دارند، وجود دارد. تفاوت عمده این روش‌ها، محاسبه فاکتور وزنی است که به نقاط مشاهده شده اطراف نقطه مورد برآورد داده می‌شود.

## ۲-۱ روش میانگین متحرک وزنی

روش میانگین متحرک وزنی (WMA) روشی ساده برای میان‌یابی داده‌ها است. در این روش برای برآورد یک داده، به داده‌های معلوم اطراف، وزن‌های متفاوتی که متناسب با عکس فاصله آنها تا داده مجهول است، داده می‌شود. معادله زیر چگونگی برآورد متغیر مجهول را نشان می‌دهد:

$$Z^* = \frac{\sum_{i=1}^n Z_i / d_i^a}{\sum_{i=1}^n 1/d_i^a} \quad (3)$$

در این رابطه،  $Z^*$  مقدار برآورد شده،  $Z_i$  مقدار متغیر

همکاران (۲۰۰۱) در استرالیا، با ایجاد یک شبکه منظم ۰/۰۵ درجه‌ای از روش TPSS برای میان‌یابی متغیرهای اقلیمی روزانه، و از روش کریجینگ معمولی برای میان‌یابی بارندگی ماهانه و روزانه استفاده کردند.

با جمع‌بندی مطالب فوق می‌توان گفت که روش مناسب برای میان‌یابی و 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. از این رو در این پژوهش، کارایی سه روش TPSS، میانگین متحرک وزنی، و کریجینگ برای منطقه‌ای کردن بارندگی سالانه و واحدهای حرارتی فعال بررسی شده است، و در نهایت قابلیت این روش‌ها در پهنه‌بندی اقلیمی حوضه آبریز دریاچه ارومیه ارزیابی شده است.

## ۲ روش‌های میان‌یابی

متغیری که در فضای سه‌بعدی توزیع شده باشد، متغیری ناحیه‌ای است. در واقع متغیر ناحیه‌ای، متغیری تصادفی است و تفاضل مقدار تصادفی در دو نقطه متفاوت، به فاصله آن دو نقطه بستگی دارد. مقدار متغیر ناحیه‌ای  $Z(x)$  در هر نقطه را می‌توان به دو مؤلفه قطعی و تصادفی تجزیه کرد، بنابراین می‌توان نوشت:

$$Z(x) = m(x) + L(x) \quad (1)$$

که در این رابطه،  $Z(x)$  متغیر ناحیه‌ای در نقطه‌ای به مختصات  $x$ ،  $m(x)$  مؤلفه قطعی متغیر ناحیه‌ای و  $L(x)$  مؤلفه تصادفی آن است.

نیم‌تغییرنا اساسی‌ترین ابزار در زمین‌آمار است که برای تشریح ارتباط مکانی یک متغیر به کار می‌رود. نیم‌تغییرنا، کمیتی برداری است که درجه همبستگی مکانی و شباهت بین نقاط اندازه‌گیری شده را برحسب مربع تفاضل مقدار دو نقطه و با توجه به جهت و فاصله آنها نشان می‌دهد:

میان‌یابی، نیاز به محاسبه نیم‌تغییرنما دارد، در صورتی که روش TPSS نیاز به برآورد یک پارامتر هموار کننده دارد که بتواند بهترین توازن را بین داده‌های واقعی و تابع اسپلاین هموار شده، برقرار کند. تابع کوواریانس در TPSS به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\begin{cases} C(h) = h^k \log(h) \\ C(0) = \xi \end{cases} \quad (5)$$

که در این رابطه،  $C(h)$  تابع کوواریانس،  $h$  فاصله بین نقاط،  $k = m - 1$ ،  $m$  درجه مشتق نسبی تابع در نقاط مشاهده شده و  $\xi$  پارامتر هموار کننده است.

### ۳ طبقه‌بندی اقلیمی سلیمانوف

برای تعیین اقلیم منطقه مطالعاتی از روش طبقه‌بندی سلیمانوف استفاده شده است. این طبقه‌بندی برای مناطقی که عرض جغرافیایی وسیعی را در بر می‌گیرند مناسب است. مزیت دیگر این طبقه‌بندی آن است که اکثر داده‌های مورد استفاده در آن به سهولت در دسترس است و مابقی نیز قابل درون‌یابی‌اند. برای کسب اطلاعات تکمیلی در خصوص طبقه‌بندی اقلیمی سلیمانوف در ایران از جمله می‌توان به مرجع (برادران راد، ۱۳۷۸) مراجعه کرد. رابطه کلی ضریب سلیمانوف به صورت زیر است:

$$HTC = 10P / \sum T \quad (6)$$

در این رابطه،  $P$  مجموع بارش برحسب میلی‌متر در دوره‌ای معین،  $\sum T$  مجموع مقادیر میانگین‌های روزانه دما که بالاتر از آستانه حرارتی مورد نظر قرار دارند برحسب درجه سلسیوس و  $HTC$  شاخص هیدروترمیک سلیمانوف است.

در این بررسی، از روش سلیمانوف به صورت کلاسیک استفاده شده است. بدین ترتیب که دوره زمانی کل سال، و آستانه حرارتی ۱۰ درجه سلسیوس در نظر گرفته شده است. بنابراین باید مجموع سالانه گرمای فعال،

مشاهده شده در اطراف نقطه مورد نظر،  $d_i$  فاصله بین نقطه مشاهده شده تا نقطه مورد تخمین،  $a$  عدد صحیحی که معمولاً بین ۱ تا ۵ تغییر می‌کند، و  $n$  تعداد نقاط مشاهده شده است.

در این روش به نقاط نزدیک‌تر وزن بیشتری داده می‌شود. در واقع هرچه مقدار مشاهده شده به نقطه 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 می‌دهند و توان‌های کوچک‌تر، وزن‌ها را به طور یکنواخت‌تری بین نقاط مجاور تقسیم می‌کنند.

### ۲-۲ روش کریجینگ

روش کریجینگ نیز همانند روش میانگین متحرک وزنی برای برآورد نقطه ناشناخته به هر یک از نمونه‌های اندازه‌گیری شده وزنی را نسبت می‌دهد. کریجینگ یک برآوردگر خطی به شکل زیر است:

$$Z^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (4)$$

$Z^*$  مقدار متغیر مکانی برآورد شده،  $Z(x_i)$  مقدار متغیر مکانی مشاهده شده در نقطه  $x_i$ ،  $\lambda_i$  وزن آماری که به نمونه  $x_i$  نسبت داده می‌شود و بیانگر اهمیت نقطه  $i$ ام در برآورد است.

### ۳-۲ روش TPSS

اسپلاین‌های هموار (smoothing splines, SS)، توابع پیچیده‌ای شامل قطعاتی از چند جمله‌هایی با درجات مختلف بین هر دو نقطه از مکان‌اند که در محل تقاطع هموار شده‌اند. TPSS نوعی اسپلاین به مفهوم یک صفحه نازک انعطاف‌پذیر و نوع خاصی از روش کریجینگ عمومی است، با این تفاوت که روش کریجینگ برای

۲۴/۳ آن را دشت‌ها و کوهپایه‌ها و ۱۱/۱ درصد بقیه را دریاچه ارومیه تشکیل می‌دهد. کلیه رودخانه‌های واقع در حوضه، به سمت دریاچه ارومیه جریان دارند. شکل ۱ موقعیت این حوضه را در سطح کشور نشان می‌دهد. بخش مهمی از محدوده مطالعاتی در نوار ۱۲۸۰ الی ۲۰۰۰ متری از سطح دریا، به صورت دشتی گسترده و محیط بر دریاچه ارومیه قرار گرفته است. این منطقه در تابستان و زمستان تحت تأثیر توده‌های هوایی مختلفی قرار می‌گیرد که تنوع این توده‌ها در رژیم دمایی و بارش منطقه محسوس است. میانگین سالانه بارندگی همه ایستگاه‌های حوضه مطالعاتی ۳۷۱/۶ میلی‌متر است و از ۳۰۰ تا ۷۰۰ میلی‌متر متغیر است و رژیم غالب آن مدیترانه‌ای با بارش اندک تابستانه است. منشأ عمده بارندگی‌های حوضه ارومیه جریان‌های هوایی مرطوبی است که به منطقه نفوذ می‌کند. در فصل بهار و آغاز پاییز، شرایط ایجاد بارندگی‌های همرفتی نیز فراهم می‌شود (خلیلی، ۱۳۷۷).

#### ۲-۴ منابع آماری

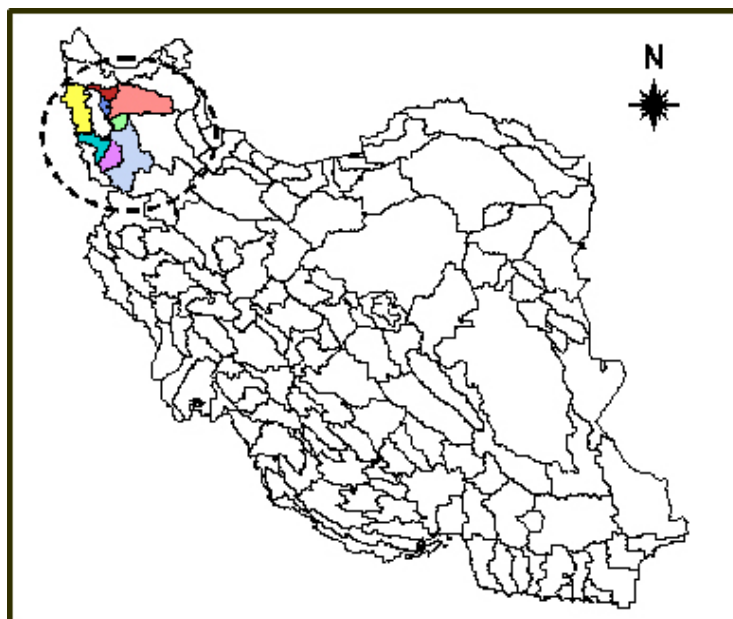
شبکه جامع ایستگاه‌های هواشناسی ایران در حوضه آبریز دریاچه ارومیه شامل ۲۷۸ ایستگاه است. مطالعات ساختاری شبکه، با توجه به طول مدت، کیفیت و قابلیت گسترش و بازسازی آمار و معیارهای گزینش طرح‌های جامع کشور، نهایتاً منجر به انتخاب ۱۶۵ ایستگاه شده، که ۷۱ درصد از ایستگاه‌های شبکه متعلق به وزارت نیرو و بقیه تابع سازمان هواشناسی کشورند. داده‌های آماری ریزش‌های جوی در دوره یادشده (سال‌های آبی ۱۳۴۳ تا ۱۳۷۳ استخراج خلیلی، ۱۳۷۷)، بر اساس مقایسه با ایستگاه‌های مرجع مورد کنترل کیفی قرار گرفته و سپس اقدام به بازسازی ارقام مشکوک و تکمیل خلأهای اطلاعاتی آنها شده است. شکل ۲ موقعیت و پراکنش ایستگاه‌های باران‌سنجی را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. پیروی داده‌ها از توزیع نرمال یکی از شرایط

یا به عبارت دیگر مجموع درجه حرارت‌های روزانه بالاتر از ۱۰ درجه سلسیوس در طول سال برای هر ایستگاه مشخص شود. به علت مشکلاتی که در زمینه تهیه آمار میانگین روزانه دما، از قبیل کمبود آمار و حجم زیاد داده‌ها وجود دارد، غالباً از داده‌های میانگین درجه حرارت ماهانه برای برآورد میانگین درجه حرارت روزانه استفاده می‌شود، بدین ترتیب که میانگین دمای هر ماه به روز پانزدهم آن ماه اختصاص داده می‌شود و با فرض خطی بودن تغییرات دما بین نیمه هر دو ماه متوالی، معادله تغییرات دما و در نتیجه میانگین دمای روزانه در بازه زمانی مورد نظر محاسبه می‌شود. این روش در طرح جامع آب کشور آزمون شده و نتایج آن رضایت‌بخش بوده است (خلیلی، ۱۳۷۷). در مطالعه حاضر نیز با استفاده از برنامه‌ای رایانه‌ای، ضریب معادلات یادشده محاسبه، و سپس دمای روزانه و مجموع درجه روزهایی که بزرگ‌تر از آستانه حرارتی  $t$  هستند در هر ایستگاه به دست آمده است. سپس با به کارگیری روش‌های زمین‌آماري و با استفاده از سامانه اطلاعات جغرافیایی و تهیه نقشه خطا، نقشه‌های بارندگی و جمع سالانه واحدهای حرارتی فعال رسم شده، و از روی هم گذاشتن دو نقشه اخیر، پهنه‌بندی اقلیمی حوضه آبریز ارومیه در دستگاه طبقه‌بندی اقلیمی سلیمانوف به صورت گرفته است.

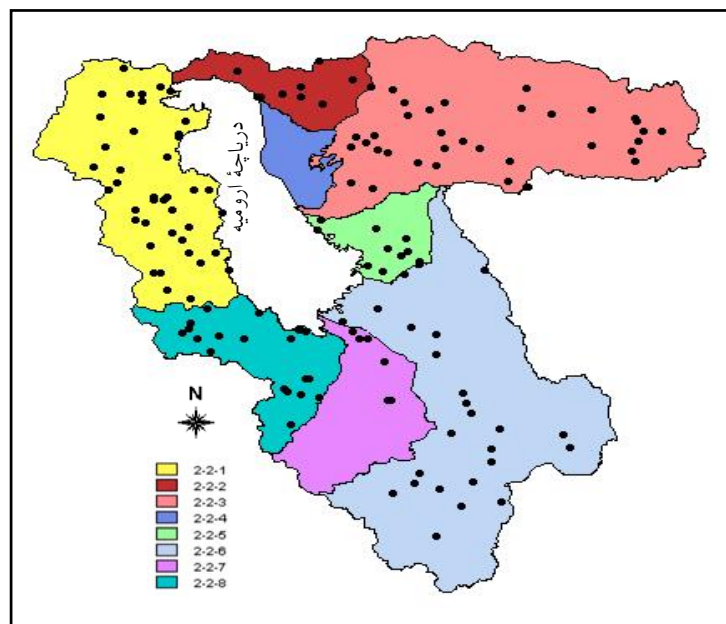
#### ۴ مواد و روش‌ها

##### ۱-۴ منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز دریاچه ارومیه بین مختصات جغرافیایی  $۳۸^{\circ}$ ،  $۰۷'$  تا  $۴۴^{\circ}$ ،  $۵۳'$ ،  $۴۷^{\circ}$  طول شرقی و  $۳۵^{\circ}$ ،  $۴۰'$  تا  $۳۸^{\circ}$ ،  $۰۷'$  عرض شمالی، در شمال غرب ایران قرار گرفته است و با بخش شمالی کوه‌های زاگرس و دامنه جنوبی کوه سبلان و نیز دامنه‌های شمالی، غربی و جنوبی کوه سهند احاطه شده است. مساحت این حوضه ۸۷۶،۵۱ کیلومتر مربع است که حدود ۶۴/۶ درصد آن را مناطق کوهستانی و



شکل ۱. موقعیت حوضه آبریز ارومیه در سطح کشور.



شکل ۲. توزیع ایستگاه‌های باران‌سنجی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه و زیرحوضه‌های آن.

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [Z(x_i) - Z^*(x_i)] \quad (۸)$$

در این روابط،  $Z^*(x_i)$  مقدار برآوردشده متغیر  $x_i$ ،  $Z(x_i)$  مقدار مشاهده‌شده متغیر  $x_i$ ،  $n$  تعداد داده‌ها، MAE میانگین خطای مطلق و MBE میانگین خطای انحراف است. روش مناسب و قابل توصیه روشی است که کمترین MBE و MAE را داشته باشد. هرچه MAE کوچک‌تر باشد، نشانگر این مطلب است که مقادیر محاسبه شده با مدل به مقادیر حقیقی نزدیک‌تر، و در نتیجه مدل خطای کم‌تری دارد؛ و هرچه MBE به صفر نزدیک‌تر باشد، مؤید این مطلب است که متوسط مقادیر مشاهده شده و برآورد شده، اختلاف کمتری دارند، و در نتیجه مدل، فضای مورد مطالعه را با انحراف کم‌تری برآورد می‌کند.

روش‌های یادشده بر بارندگی سالانه و مجموع درجات حرارت فعال اعمال شده است که در اینجا برای رعایت اختصار، فقط نتایج تفصیلی مربوط به بارندگی ارائه می‌شود، و در مورد مجموع درجات حرارت فعال به ارائه نقشه نهایی بسنده شده است.

## ۵ نتایج و بحث

در بخش‌های زیر نتیجه هرکدام از روش‌های پیش‌گفته زمین‌آماری بر بارندگی سالانه تشریح شده است.

### ۱-۵ روش WMA

مقایسه خطا و انحراف روش WMA به ازای تعداد نقاط همسایگی ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۱۵، ۱۸، ۲۴، ۲۷ و ۳۰ که در شکل ۳ ارائه شده است، نشان می‌دهد که تعداد ۶ ایستگاه همسایگی برای برآورد بارندگی مناسب است. بنابراین می‌توان گفت که پراکندگی ایستگاه‌های باران‌سنجی به گونه‌ای است که بیشترین رابطه مکانی در فاصله‌ای از ایستگاه‌ها که به‌طور متوسط دربرگیرنده شش ایستگاه را می‌شود برقرار است و با افزایش این شعاع از رابطه مکانی

اصلی استفاده از روش کریجینگ است. آندسته از داده‌هایی که از توزیع نرمال پیروی نمی‌کرده‌اند با تعدیلات مناسب به توزیع نرمال تبدیل شده‌اند و از راه سنجه کلموگروف-اسمیرنوف (Kolmogorov-Smirnov) نرمال بودن داده‌های‌شان آزمون شده است.

### ۳-۴ روش و معیارهای ارزیابی

در این تحقیق، از بین روش‌های متفاوتی که برای میان‌یابی مکانی و زمانی متغیرهای مختلف به کار می‌روند، روش‌های ارائه شده در جدول ۱ مورد استفاده قرار گرفته‌اند. از آنجا که معمولاً بارندگی تابعی از ارتفاع است، رابطه همبستگی بین بارندگی و ارتفاع مورد بررسی قرار گرفت. نتایج به‌دست آمده نشان داد که داده‌های بارندگی سالانه، با ارتفاع از همبستگی مطلوب که شرط استفاده از متغیر کمکی در روش کوکریجینگ است (یتس، ۱۹۸۶) برخوردار نیستند ( $r=0/24$ ). به همین دلیل از روش کوکریجینگ در این تحقیق استفاده نشده است.

برای ارزیابی دقت روش‌های به‌کار رفته، از روش اعتبارسنجی حذفی استفاده شده است. در این روش، یک نقطه را به‌طور موقت حذف می‌کنند و با استفاده از سایر نقاط و روش میان‌یابی موردنظر، مقدار حدودی نقطه یادشده به‌دست می‌آورند. سپس مقدار عددی آن نقطه به محل خود برگردانده می‌شود و این عمل برای نقطه بعدی تکرار می‌شود. بدین ترتیب برای کلیه نقاط برآورد صورت می‌گیرد که در نتیجه می‌توان دقت برآورد را محاسبه کرد. برای ارزیابی روش‌های به‌کار رفته در این تحقیق، مقدار میانگین خطای مطلق (mean absolute error, MAE) و میانگین خطای بایاس (mean bias error, MBE) مدل‌ها با استفاده از روابط (۷) و (۸) محاسبه شده است.

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |Z(x_i) - Z^*(x_i)| \quad (۷)$$

است. با توجه به شکل ۵، مدل برازش شده به این منحنی از نوع کروی است که درصد خطای اندازه‌گیری آن  $(C_0/Sill)$  کمتر از ۰/۵ محاسبه شده، و نشان می‌دهد که بارندگی سالانه در حوضه دریاچه ارومیه از ساختار مکانی خوبی برخوردار است.

### ۳-۵ روش TPSS

نتایج ارزیابی روش TPSS با متغیر کمکی ارتفاع و بدون آن، به ازای توان‌های ۲ الی ۵، در جدول ۴ ارائه شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود برای هر دو حالت، توان ۲ کمترین خطا و انحراف را ایجاد می‌کند. با کاربرد متغیر کمکی، به مقدار خطا در حدود ۰/۶۴ درصد اضافه، و از مقدار انحراف به اندازه ۰/۵۵ درصد کاسته شده است. این نتیجه نشان می‌دهد که همبستگی افقی بارندگی در منطقه، بیش از همبستگی با ارتفاع است. اعمال رابطه بارندگی با ارتفاع، میانگین بهره‌آوردی بارش منطقه‌ای را به

بارندگی کاسته می‌شود. همچنین ارزیابی خطا و انحراف حاصل از توان‌های ۱ الی ۵ که نتیجه آن در شکل ۴ رسم شده است، حاکی از آن است که توان ۱ نتیجه بهتری را در برآورد بارندگی سالانه با روش WMA ایجاد می‌کند. این نتیجه مبین آن است که همبستگی بارندگی ایستگاه‌ها متناسب با عکس فاصله‌ای که با هم دارند کاهش می‌یابد. مقدار خطا و انحراف روش WMA، به ازای توان و همسایگی منتخب، در جدول ۲ ارائه شده است.

### ۲-۵ روش کریجینگ

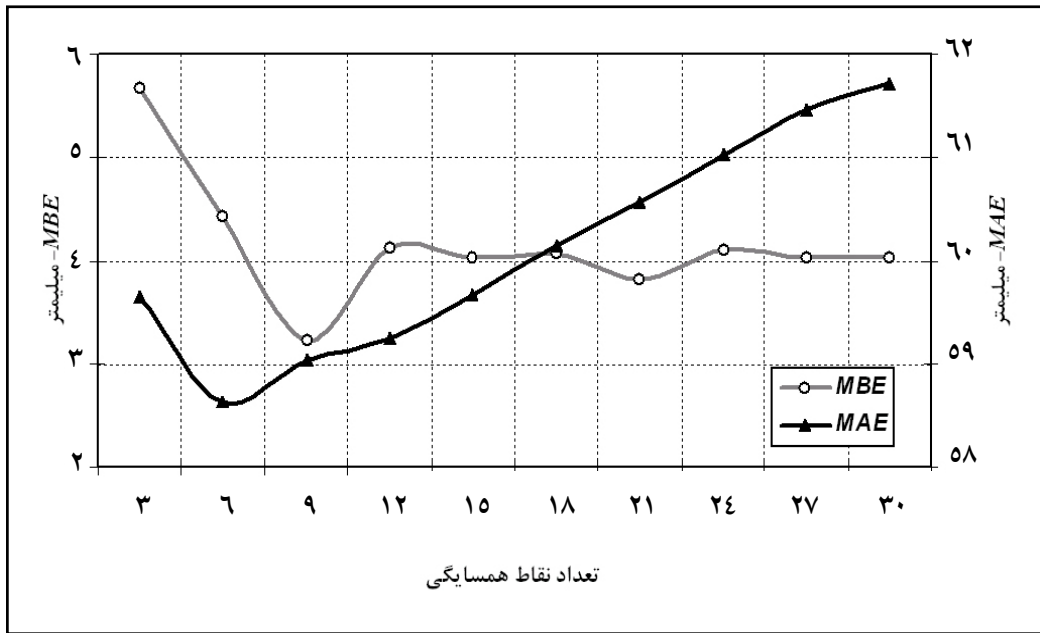
بارندگی سالانه در منطقه مطالعاتی از توزیع نرمال پیروی نمی‌کند، اما آزمون کلموگروف-اسمیرنف نشان می‌دهد که با لگاریتم‌گیری، مقادیر بر توزیع نرمال قابل برازش خواهد بود. خطا و انحراف اعمال روش کریجینگ بر مقادیر نرمال شده با استفاده از روش اعتبارسنجی حذفی محاسبه شده است، که نتیجه آن در جدول ۳ ارائه شده

جدول ۱. روش‌های میان‌یابی مورد استفاده در این پژوهش.

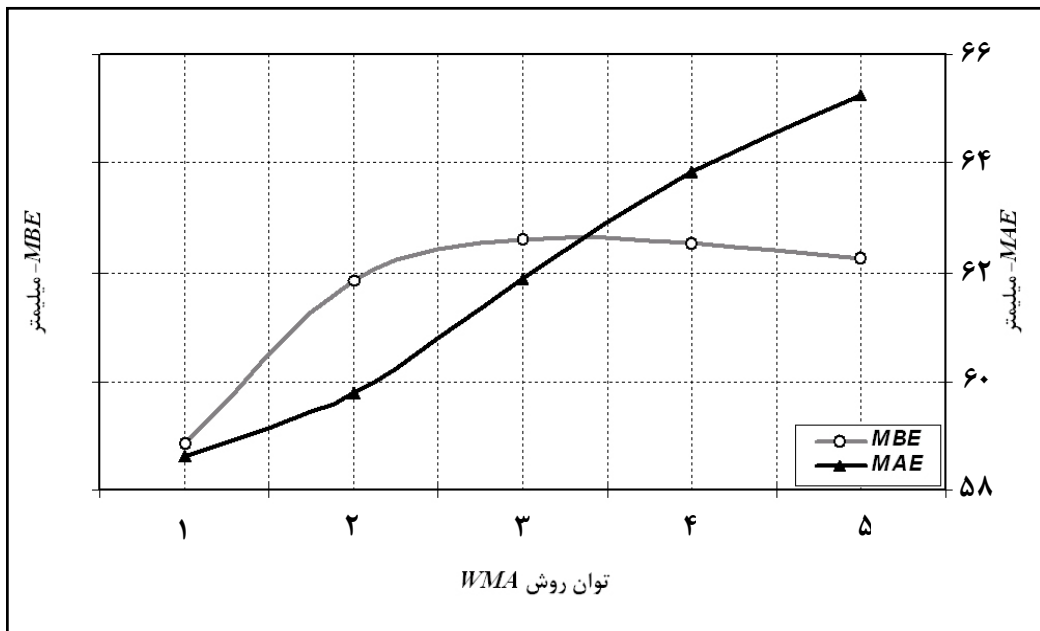
علامت اختصاری	روش
WMA	Weighted Moving Average
WMA-۱	$a^* = 1$
WMA-۲	$a^* = 2$
WMA-۳	$a^* = 3$
WMA-۴	$a^* = 4$
WMA-۵	$a^* = 5$
OK	Ordinary Kriging
TPSS	Thin Plate Smoothing Splines
بدون متغیر کمکی	
TPSS-۲	$a^* = 2$
TPSS-۳	$a^* = 3$
TPSS-۴	$a^* = 4$
TPSS-۵	$a^* = 5$
با متغیر کمکی	
TPSS-Co۲	$a^* = 2$
TPSS-Co۳	$a^* = 3$
TPSS-Co۴	$a^* = 4$
TPSS-Co۵	$a^* = 5$

\* = توان روش میان‌یابی

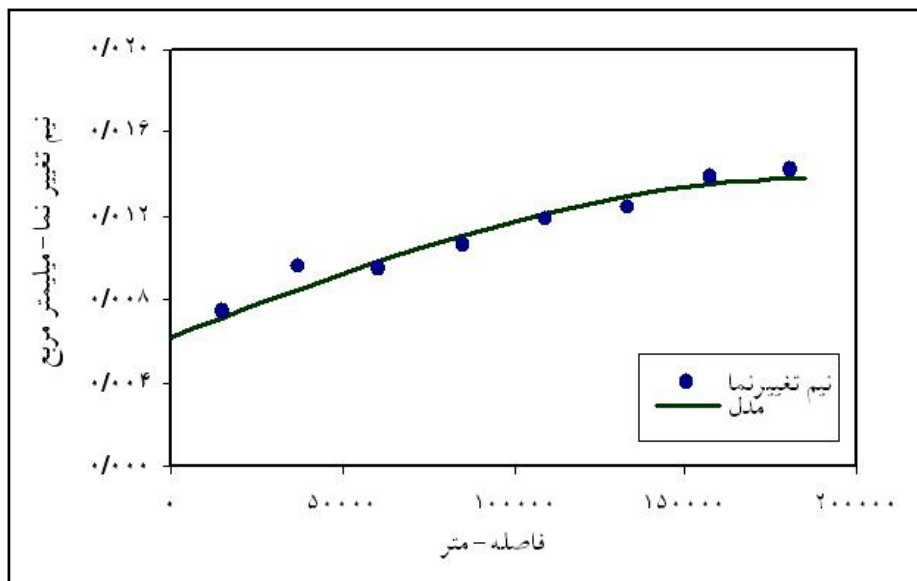




شکل ۳. تأثیر تعداد نقاط همسایگی در روش WMA، برای متوسط بارندگی سالانه، در حوضه آبریز دریاچه ارومیه.



شکل ۴. رابطه توان با خطا و انحراف در روش WMA برای بارندگی متوسط سالانه در حوضه آبریز دریاچه ارومیه.



شکل ۵. نیم تغییرنمای بارندگی سالانه در حوضه آبریز دریاچه ارومیه.

جدول ۲. ارزیابی روش WMA برای برآورد بارندگی سالانه در حوضه آبریز دریاچه ارومیه.

متغیر	تعداد ایستگاه	توان	MBE (mm)	MAE (mm)	MBE (%)	MAE (%)
بارندگی سالانه	۶	۱	۴/۴	۵۸/۶	۱/۲	۱۵/۸

جدول ۳. ارزیابی روش کریجینگ معمولی برای برآورد بارندگی سالانه حوضه آبریز دریاچه ارومیه.

روش	مدل	MAE (%)	MBE (%)	MAE (mm)	MBE (mm)	Co/Sill (%)	Range (Km <sup>2</sup> )	Sill (mm <sup>2</sup> )	Co (mm <sup>2</sup> )
OK	کروی	۱۵/۲۳	۲/۵۴	۵۶/۶	۹/۴۴	۴۴/۹	۱۸۵	۰/۰۱۳۸	۰/۰۰۶۲

جدول ۴. ارزیابی روش TPSS برای برآورد بارندگی سالانه حوضه آبریز دریاچه ارومیه.

توان	بدون متغیر کمکی				با متغیر کمکی			
	MBE	MAE	MBE	MAE	MBE	MAE	MBE	MAE
	(mm)	(mm)	(%)	(%)	(mm)	(mm)	(%)	(%)
۲	۵/۳	۴۳/۴	۱/۴	۱۱/۷	۳/۳	۴۵/۸	۰/۹	۱۲/۳
۳	۸/۰	۴۶/۶	۲/۲	۱۲/۵	۵/۸	۴۹/۷	۱/۶	۱۳/۴
۴	۱۰/۹	۵۱/۶	۲/۹	۱۳/۹	۶/۸	۵۱/۹	۱/۸	۱۴/۰
۵	۱۶/۵	۶۰/۷	۴/۵	۱۶/۳	۷/۲	۵۵/۳	۲/۰	۱۴/۹۸

هیدروترمیک به دست آمده است. سپس نقشه یادشده، با استفاده از تعاریف حدود طبقه‌های اقلیمی روش سلیمانوف، طبقه‌بندی شده است. شکل ۸ پهنه‌بندی اقلیمی حوضه آبریز دریاچه ارومیه با روش سلیمانوف را نشان می‌دهد. مطابق با روش سلیمانوف، اقلیم غالب این حوضه شامل اقلیم‌های نیمه‌خشک میانه و مرطوب است که به ترتیب در حدود ۲۴/۹ و ۲۴/۷ درصد مساحت حوضه را در برمی‌گیرد. همچنین اقلیم‌های نیمه‌مرطوب، نیمه‌خشک ضعیف و نیمه‌خشک شدید به ترتیب ۲۲/۵، ۲۰/۵، ۷/۴ درصد مساحت حوضه را در برمی‌گیرد.

برای مقایسه خطا و انحراف روش‌های میان‌یابی مورد مطالعه با خطا و انحراف روش گرادیان، معادله همبستگی بارندگی سالانه و مجموع سالانه گرمای فعال با ارتفاع محاسبه شده و سپس با کمک روابط حاصل، مقادیر محاسبه شده متغیرهای مذکور به دست آمده است. با مقایسه خطا و انحراف روش گرادیان که در جدول ۵ ارائه شده است، ملاحظه می‌شود که روش‌های زمین‌آماري به کار رفته در این تحقیق نسبت به روش گرادیان، برای برآورد متغیرهای مجموع سالانه گرمای فعال و میانگین بارندگی سالانه در منطقه مطالعاتی، از دقت بیشتری برخوردارند.

#### منابع

برادران راد، ر.، ۱۳۷۸، پهنه‌بندی اقلیمی با استفاده از GIS، مطالعه موردی شمال غرب ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، رشته هواشناسی کشاورزی، دانشکده کشاورزی دانشگاه تهران.

خلیلی، ع.، ۱۳۷۷، طرح جامع آب کشور، گزارش حوضه آبریز دریاچه ارومیه، وزارت نیرو، بخش هواشناسی و اقلیم‌شناسی، شرکت مهندسين مشاور جاماب.

Ball J. E., and Luk, K. C., 1998, Modeling spatial variability of rainfall over a catchment: J. Hydrol. Eng., ASCE, 3(2), 122-130.

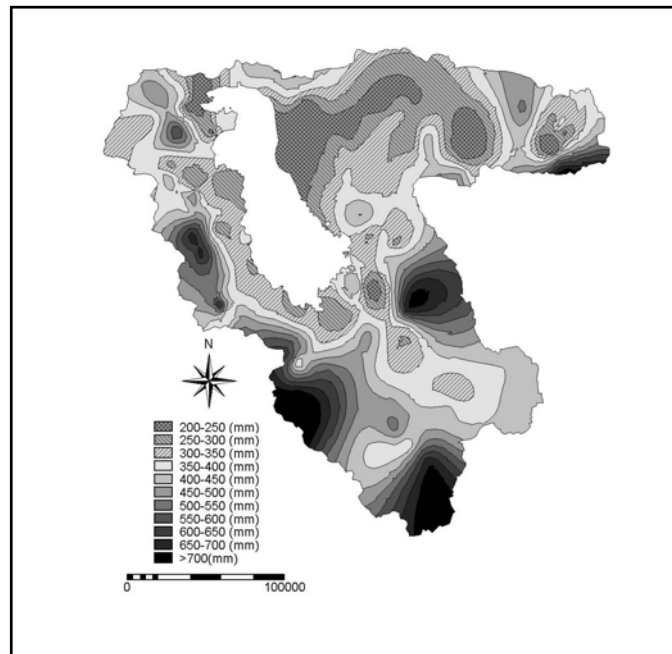
میانگین حقیقی نزدیک می‌کند ولی چون میانگین خطای مطلق را افزایش می‌دهد، بهرآورد مناسبی از بارش نقطه‌ای ایستگاه‌ها به دست نمی‌دهد. بنابراین روش TPSS با توان ۲ و خطا و انحرافی به ترتیب در حدود ۱۱/۷ و ۱/۴ درصد، می‌تواند روشی مناسب برای برآورد بارندگی سالانه در این حوضه باشد.

#### ۶ نتیجه‌گیری

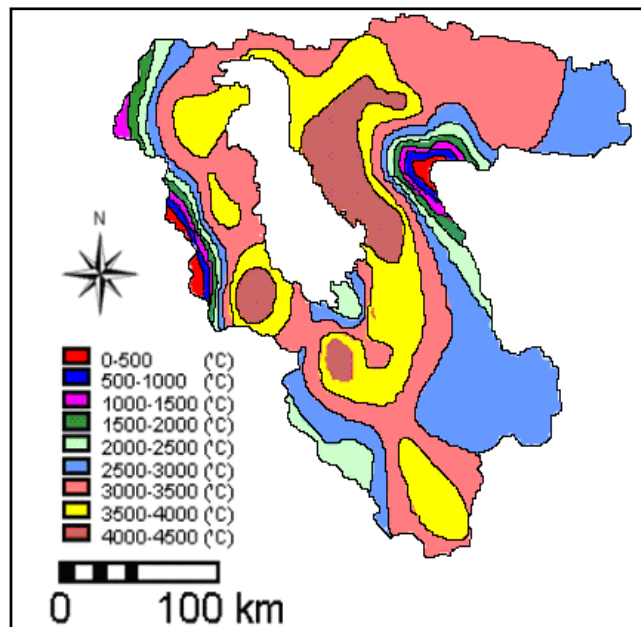
نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که در مجموع، روش مناسب برای برآورد بارندگی سالانه، روش TPSS بدون متغیر کمکی و توان ۲ است. این روش با خطا و انحرافی به ترتیب در حدود ۴۳/۴ و ۵/۳ میلی‌متر، که در مقایسه با میانگین بارندگی سالانه به ترتیب ۲/۱ و ۱۲/۵ درصد است، به روش‌های WMA و کریجینگ برتری دارد. همچنین شعاع تاثیر حاصل از روش کریجینگ در حوضه مطالعاتی، ۱۸۲ کیلومتر است.

شکل ۶، توزیع مکانی بارندگی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه را که با استفاده از روش میان‌یابی TPSS و سامانه اطلاعات جغرافیایی ترسیم شده است نشان می‌دهد. همان‌گونه که در نقشه یادشده ملاحظه می‌شود، بیشترین بارش به مناطق کوهستانی شامل کوه سهند و مناطق کوهستانی جنوبی حوضه اختصاص دارد. به‌منظور رسم نقشه اقلیمی منطقه، مجموع سالانه گرمای فعال ( $\sum T$ ) با آستانه ۱۰ درجه سلسیوس، برای کلیه ایستگاه‌های دماسنجی محاسبه شده است. روش TPSS با توان ۲، حداقل خطا و انحراف به ترتیب در حدود ۲۱۸/۶ و ۱۳/۱ درجه روز را دارد (اطلاعات تفصیلی داده نشده است).

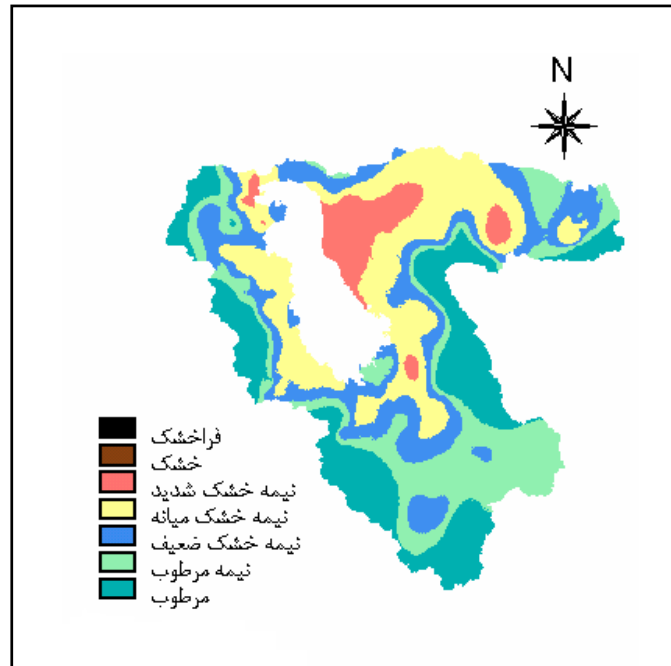
شکل ۷ توزیع منطقه‌ای مجموع سالانه گرمای فعال با آستانه ۱۰ درجه سلسیوس را با در نظر گرفتن لایه خطا در حوضه آبریز دریاچه ارومیه نشان می‌دهد. با استفاده از نقشه‌های بارش سالانه و مجموع سالانه گرمای فعال، و اعمال آن در رابطه  $(10P/\sum T)$  نقشه ضریب



شکل ۶. توزیع مکانی بارندگی سالانه در حوضه آبریز دریاچه ارومیه.



شکل ۷. توزیع مکانی مجموع سالانه گرمای فعال با آستانه ۱۰ درجه سلسیوس در حوضه آبریز دریاچه ارومیه.



شکل ۸ طبقه‌بندی اقلیمی حوضه آبریز دریاچه ارومیه با روش سلیانیوف.

جدول ۵. خطا و انحراف روش گرادبان برای بارندگی سالانه در حوضه آبریز دریاچه ارومیه.

متغیر	معادله همبستگی	R	MBE (mm)	MAE (mm)
بارندگی سالانه	$P = 0.1026h + 214/3$	۰/۲۴	-۰/۱	۷۴/۰

Jeffrey, S. J., Carter, J. O., Moodie, K. B., and Beswick, A. R., 2001, Using spatial interpolation to construct a comprehensive archive of Australian climate data.

Kesteven, J., and Hutchinson, M. F., 2001, Spatial modeling of climate variables on a continental scale. Center for resource and environmental studies Institute of advanced studies. Australian National University.

Nalder, J. A., and Wein, R.W., 1998, Spatial interpolation of climate normals: Test of a new method. Canadian Boreal Forest. Agr. Forest. **94(4)**, 211-225.

Phillip, D. L., Dolph, J., and Marks, D., 1992, A comparison of geostatistical procedure for spatial analysis of precipitation in mountainous terrain. Agr. Forest. Meteorol., **(58)**, 119-141.

Price, D. T., McKenny, D. W., Nedler, I. A.,

Dirks, K. N., Hay, I. E., Stow, C. D., and Harris, D., 1998, High-resolution studies of rainfall on Norfolk Island. Part II: Interpolation of Data: J. Hydrol. Amsterdam., **208(3-4)**, 187-193.

Goovaerts, P., 2000, Geostatistical approach for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall: J. Hydrol. Amsterdam., **228(1-2)**, 113-129.

Hargrove, W. W., 2001, Interpolation of rainfall in Switzerland using a regularized spline with tension. Geographic information and Spatial Technologies Group, book Ridge National Laboratory.

Hevesi, J. A., Istok, J. D., and Flint, A. L., 1992, Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistic. Part I: Structural Analysis. J. Appl. Meteorol., **31**, 661-676.

- Punyawordena, B. U. R., and Kulasiri, G., 1999, Spatial interpolation of rainfall in the dry zone of SriLanka. J. National Sci. council of SriLanka., **26(3)**, 247-262.
- Yates, S. R., 1986, Disjunctive kriging and cokriging. Water Resour. Res., **22(10)**, 1371-1376.
- Hutchinso, M. F., and Kesteven, J. L., 2000, A comparison of two statistical methods for spatial interpolation. Canadian monthly mean climate data. Agr. Forest., **101(2-3)**, 81-94.
- Prudhomme, C., and Reed, D. W., 1999, Mapping extreme rainfall in mountainous region using geostatistical techniques. Int. J. Climatol., **19(2)**, 1337-1356.