

Applying the Empirical Orthogonal Function (EOF) in Analyzing Precipitation Data

M. Byzedi^{1*}

Abstract

Climate change in the past decade had serious impacts on food security and livelihoods in different parts of the world. EOF is one of the important methods for studying rainfall patterns in an area. The main objectives of the paper were to determine the best weight coefficients and frequency functions, determine homogeneous regions, model seasonal time series, and find the Severity-Area-Frequency (SAF), Duration-Area-Frequency (DAF), and Meteorological Drought Curves in three basins of Karun, Dez and Karkheh. In order to achieve the above objectives, 69 (Ministry of Energy's) weather stations were selected in the research basins. After qualitative control, test and reconstruction of data, frequency functions and four weight factors (EOF) were obtained. Then, with the homogenization of the rainfall zone, the 291 cells in the ArcGIS9.3 environments were examined by ordinary kriging interpolation method. The results of the interpolation for first to fourth weight functions (EOF) showed that the spherical semi covariogram with second degree of polynomial trend and unisotropy, the Gaussian no-trend with isotropy, the Gaussian with second degree of trend, and the spherical with second degree of trend and no-isotropy have the best distribution respectively. The homogenization of the region showed that the minimum average monthly precipitation in southern parts of Khuzestan Province and some eastern parts of Chahmahal-o-Bakhtiari Province was 14.5-24.3 mm and maximum average monthly precipitation in northern parts of Khuzestan Province and south of Lorestan Province was 65.3-80.4 mm. Using the ARMA Stochastic Modeling Method with the SAMS program for each cell for 4 time series of frequency functions (PC), 12,000 rainfall data were obtained and then analysis of droughts was conducted. The results showed that the Gamma and Log-Normal statistical distribution for the return periods of 5, 10, 50, 100 and 200 years were the best fit for the series of relative shortages and drought persistence, respectively.

Keywords: Stochastic, Interpolation, SAMS, Empirical Orthogonal Functions (EOF).

Received: January 24, 2018

Accepted: July 5, 2021

بکارگیری تکنیک توابع متعامد تجربی (EOF) در تحلیل داده‌های بارندگی

مطلب بایزدی^{۱*}

چکیده

تغییرات اقلیمی در دهه گذشته تأثیرات جدی بر امنیت غذایی و معیشت در مناطق مختلف جهان گذاشته است. EOF یکی از روش‌های مهم برای مطالعه الگوی‌های بارندگی در یک منطقه است. اهداف مهم مقاله شامل تعیین بهترین ضرایب وزنی و توابع فراوانی، تعیین مناطق همگن، مدل‌سازی سری‌های زمانی فصلی و یافتن منحنی‌های خشکسالی هواشناسی بزرگی-مساحت-فراوانی (SAF) و تداوم-مساحت-فراوانی (DAF) در حوضه‌های کارون، دز و کرخه می‌باشد. برای نیل به اهداف فوق، سری‌های زمانی بارندگی ۶۹ ایستگاه هواشناسی وزارت نیرو در حوضه‌های تحقیق انتخاب گردید پس از کنترل کیفی و آزمون و بازسازی داده‌ها توابع فراوانی و چهار ضریب وزنی (EOF) حاصل و در ادامه با همگن‌سازی منطقه تغییرات بارندگی با ایجاد ۲۹۱ سلول در محیط ArcGIS9.3 به روش میان‌یابی کریجینگ معمولی بررسی شد. با انجام درون‌یابی برای ضرایب وزنی (EOF) اول تا چهارم مشخص گردید مدل‌های نیم‌تغییرنمای کروی با درجه روند پلی‌نومیال دوم و عدم ایزوتروپی، گوسی بدون روند و دارای ایزوتروپی، گوسی با درجه روند دو و عدم ایزوتروپی و کروی با درجه روند دوم و عدم ایزوتروپی به ترتیب دارای بهترین برازش بودند. از همگن‌سازی منطقه مشاهده گردید که مناطق جنوبی خوزستان و بخش‌هایی از شرق چهار محال و بختیاری دارای حداقل میانگین بارش ماهانه (۱۴/۵-۲۴/۳mm) و مناطق شمال خوزستان و جنوب لرستان دارای حداکثر میانگین بارش ماهانه (۸۰/۴mm-۶۵/۳) می‌باشند. در ادامه با استفاده از روش مدل‌سازی استوکاستیک ARMA با برنامه SAMS برای هر سلول برای ۴ سری زمانی توابع فراوانی (PC) ۱۲۰۰۰ داده بارندگی تولید و سپس تحلیل خشکسالی‌ها انجام شد. نتایج نشان داد که توزیع‌های آماری Gamma و Log-Normal برای دوره بازگشت‌های ۵، ۱۰، ۵۰، ۱۰۰ و ۲۰۰ سال به ترتیب برای سری‌های حجم کمبود نسبی و تداوم خشکسالی دارای بهترین برازش هستند.

کلمات کلیدی: استوکاستیک، درون‌یابی، SAMS، توابع متعامد تجربی (EOF).

تاریخ دریافت مقاله: ۹۶/۱۱/۴

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۴۰۰/۴/۱۴

1- Assistant Professor, Department of Water Science and Engineering, Faculty of Engineering, Sanandaj Branch, Islamic Azad University, Sanandaj, Iran.
Email: m.byzedi@gmail.com

*- Corresponding author

Dor: [20.1001.1.17352347.1400.17.2.3.6](https://doi.org/10.1001.1.17352347.1400.17.2.3.6)

۱- استادیار گروه علوم و مهندسی آب، دانشکده فنی و مهندسی، واحد سنندج، دانشگاه آزاد اسلامی، سنندج، ایران.

*- نویسنده مسئول

بحث و مناظره (Discussion) در مورد این مقاله تا پایان پائیز ۱۴۰۰ امکانپذیر است.

۱- مقدمه

با توجه به اینکه ایران دارای آب و هوای گرم و خشک با بارشی کمتر از $\frac{1}{3}$ متوسط بارش دنیا می‌باشد و وقوع دوره‌های خشکی با تواتر زیاد اغلب استان‌های کشور را با مشکل کم‌آبی بزرگی مواجه نموده است؛ لذا استفاده پایدار از منابع آبی موجود و برنامه‌ریزی منسجم و دقیق جهت استفاده از این منبع حیاتی، امری الزامی است. مدیریت خشکسالی و اعمال محدودیت‌های استفاده از آب در یک منطقه تا حد بسیار زیادی به شدت خشکسالی بستگی دارد. بنابراین شرکت‌های مدیریت آب نظیر شرکت‌های آب و فاضلاب شهری و آب منطقه‌ای اغلب با این سؤال که "یک واقعه خشکسالی مشخص چه مقدار جدی یا بحرانی است؟" مواجه می‌باشند. این موضوع معمولاً با استفاده از شاخص‌های خشکسالی بررسی و پاسخ داده می‌شود.

امروزه با پیشرفت علم و تکنولوژی بشر قادر است با روش‌های نسبتاً دقیقی و از زوایای مختلف به شناخت پدیده خشکسالی پرداخته و از اثرات این پدیده بر کمیت و کیفیت زندگی ساکنان، محیط زیست و اقتصاد بکاهد. تحقیق عملیاتی روی این موضوع در دنیا در چند دهه اخیر شروع و در سال‌های اخیر روند رو به رشد داشته است. با توجه به شرایط کشور ضروری است در این راستا و بیش از پیش تحقیق و پژوهش روی موضوع خشکسالی صورت پذیرد و مخصوصاً با توجه به ماهیت منطقه‌ای بودن پدیده، آنالیزهای منطقه‌ای مفید به نظر می‌رسد.

در مکان‌ها و زمان‌های مختلف تعاریف و شاخص‌های متعددی برای خشکسالی بکار رفته است. که در مورد خشکسالی هواشناسی در اغلب آنها عامل بارندگی به چشم می‌خورد. شاخص پالمر به عنوان اولین شاخص جامع خشکسالی و بعد از آن شاخص SPI^۱ دارای بیشترین کاربرد بوده‌اند. در اکثر تحقیقات، تحلیل‌ها به صورت نقطه‌ای انجام شده اما با پیشرفت علوم، نرم‌افزارهای تحلیل مکانی (GIS) و روش‌های آنالیز مکانی (شامل زمین آمار، PCA^۲، EOF^۳، L-mommt، تحلیل عاملی و غیره) از سال ۱۹۸۰ به بعد کاربرد تحلیل‌های مکانی و منطقه‌ای خشکسالی روند رو به افزایش داشته است. توابع متعامد تجربی (EOF) برای تعیین الگوی منطقه‌ای و نواحی همگن، میانبایی کریجینگ برای منطقه‌ای نمودن پارامترها و مدل‌سازی استوکاستیک جهت تطویل سری‌های زمانی از جمله روش‌های بکار رفته در تحلیل خشکسالی هواشناسی می‌باشند.

(2003) Hisdal and Tallaksen فراوانی و شدت خشکسالی‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی را به صورت منطقه‌ای در دانمارک بررسی نمودند. داده‌های بارش ماهانه و جریان استفاده شد و با توابع

اورتوگوناال خطی (EOF) تبدیلات لازم صورت گرفت. منحنی‌های بزرگی- مساحت- فراوانی ارائه شد و درون‌یابی با استفاده از روش کریجینگ صورت گرفت. در پروژه ARID اثر الگوهای چرخش جوی بر خشکسالی‌های هیدرولوژیکی بررسی شد و نتایج حاکی از این بود که تغذیه‌های زمستانی بیشترین تأثیر را در شرایط خشکسالی در جنوب شرقی انگلستان دارند (Demuth and Stahl, 2002). در سال ۲۰۰۱ خشکسالی جریان رودخانه در شمال غرب اروپا بر اساس داده‌های جریان روزانه در ۲۷ ایستگاه بررسی شد و با ارائه شاخص آنومالی جدید، رابطه بین بارش و کمبود جریان رودخانه در شرایط خشکسالی بدست آمد و مشخص گردید که کمبود بارش سطوح خشکسالی هیدرولوژیکی را تعیین نمی‌نماید چون تغذیه رودخانه از منابع زیرزمینی دخالت دارد. همچنین اثر تغییر اقلیم و نفوذپذیری حوضه بر خشکسالی جریان رودخانه بررسی شد (Zaidman and Yang, 2001). Tallaksen and Hisdal (1997) روش EOF و L-moment را جهت همگن‌بندی مناطق از لحاظ خشکسالی جریان رودخانه معرفی کردند. آنها نتیجه گرفتند روش EOF جهت تعیین مناطق همگن از لحاظ خصوصیات آماری و روش L-moment جهت تعیین مناطق همگن از لحاظ توزیع فراوانی حجم کمبود و تداوم خشکسالی مناسب می‌باشند.

مطالب و مطالعات پیشین نشان می‌دهد که ضرورت بیشتری برای در نظر گرفتن شاخص‌های خشکسالی برای یافتن تداوم، بزرگی و فراوانی خشکسالی در حوزه‌های آبخیز جنوب غربی کشور، جهت مدیریت بهینه منابع آبی و دخالت آن در طرح‌های ذخیره، تأمین و انتقال آب مفید بوده و باعث کاهش ریسک و عدم قطعیت در رابطه با این طرح‌ها وجود دارد. مدیران و برنامه‌ریزان را قادر می‌سازد تا تمهیدات لازم را به موقع تدارک دیده و سناریوهای استراتژیک کوتاه مدت و طولانی مدت متناسب با ماهیت منطقه (از نظر خشکسالی) را در نظر بگیرند. بنابراین هدف از این مقاله، همگن‌سازی و مدل‌سازی بارش ایستگاه‌های بارانسنجی وزارت نیرو و هواشناسی موجود در منطقه با استفاده از توابع متعامد تجربی (EOF) و یافتن منحنی‌های خشکسالی بزرگی- مساحت- فراوانی^۴ (SAF) و تداوم-مساحت- فراوانی^۵ (DAF) می‌باشد.

۲- مواد و روش‌ها

۲-۱- منطقه تحقیق

منطقه تحقیق، غرب و جنوب غرب ایران شامل حوزه‌های آبریز دز، کارون و کرخه بوده و در محدوده جغرافیایی ۲۰' و ۳۰' تا ۵۴' و ۳۴° عرض شمالی و ۰۶' و ۴۶° تا ۳۰' و ۵۲° طول شرقی قرار گرفته و

طول دوره آماری و سایر بررسی‌ها جمعاً ۶۹ ایستگاه جهت تحلیل خشکسالی انتخاب شدند. از این تعداد ۹ ایستگاه مربوط به سازمان هواشناسی و ۶۰ ایستگاه مربوط به وزارت نیرو می‌باشد. نقشه پراکنندگی آنها در شکل ۱ نشان داده شده است. طول دوره آماری داده‌ها نیز از سال آبی ۴۶-۱۳۴۵ تا ۸۴-۱۳۸۳ در نظر گرفته شد.

۲-۳- کنترل کیفی داده‌های آماری

جهت بررسی کنترل کیفی داده‌ها و صحت و سقم آنها از آزمون‌های مختلف آماری شامل آزمون همگنی من-وینتی جهت بررسی همگنی داده‌ها، آزمونهای ران تست والدولفیتز جهت بررسی تصادفی بودن داده‌ها، آزمون من-کنندال جهت بررسی روند داده‌ها استفاده گردید. جهت بازسازی دوره‌های فاقد آمار از روش رگرسیون و جهت اصلاح داده‌های معیوب از روش جرم مضاعف استفاده شد. برای انجام این آزمون‌ها از نرم‌افزارهای Minitab، Mathlab2013، SPSS22 و MULTMK2.1 (Libiseller, 2002) استفاده گردید.

دارای مساحت ۱۱۶۲۰۰ کیلومتر مربع می‌باشد (شکل ۱). این منطقه شامل بخش‌هایی از استانهای خوزستان، فارس، کهگیلویه و بویر احمد، اصفهان، چهار محال و بختیاری، لرستان، همدان، کرمانشاه و کردستان می‌باشد. این منطقه دارای آب و هوای مدیترانه‌ای با زمستان‌های مرطوب و تابستان‌های خشک می‌باشد. بارندگی این منطقه از رطوبت دریای مدیترانه، خلیج فارس، دریای سرخ و اقیانوس آتلانتیک شمالی تأمین می‌گردد. دشتهای وسیع پایین دست آبهای سطحی ناشی از بارندگی و ذوب برف رشته کوه‌های زاگرس را دریافت نموده و دارای پتانسیل زیادی برای کشاورزی و دامپروری می‌باشند. ارتفاع از سطح دریا از صفر در مناطق پایین دست تا حدود ۴۰۰۰ متر در ارتفاعات و میزان بارندگی سالانه از ۱۵۰ تا ۹۰۰ میلی‌متر متغیر می‌باشد.

۲-۲- داده‌های مورد استفاده

تعداد ایستگاه‌های موجود بارندگی مربوط به سازمان هواشناسی و وزارت نیرو در منطقه تحقیق بالغ بر ۲۰۰ مورد بوده که با توجه به

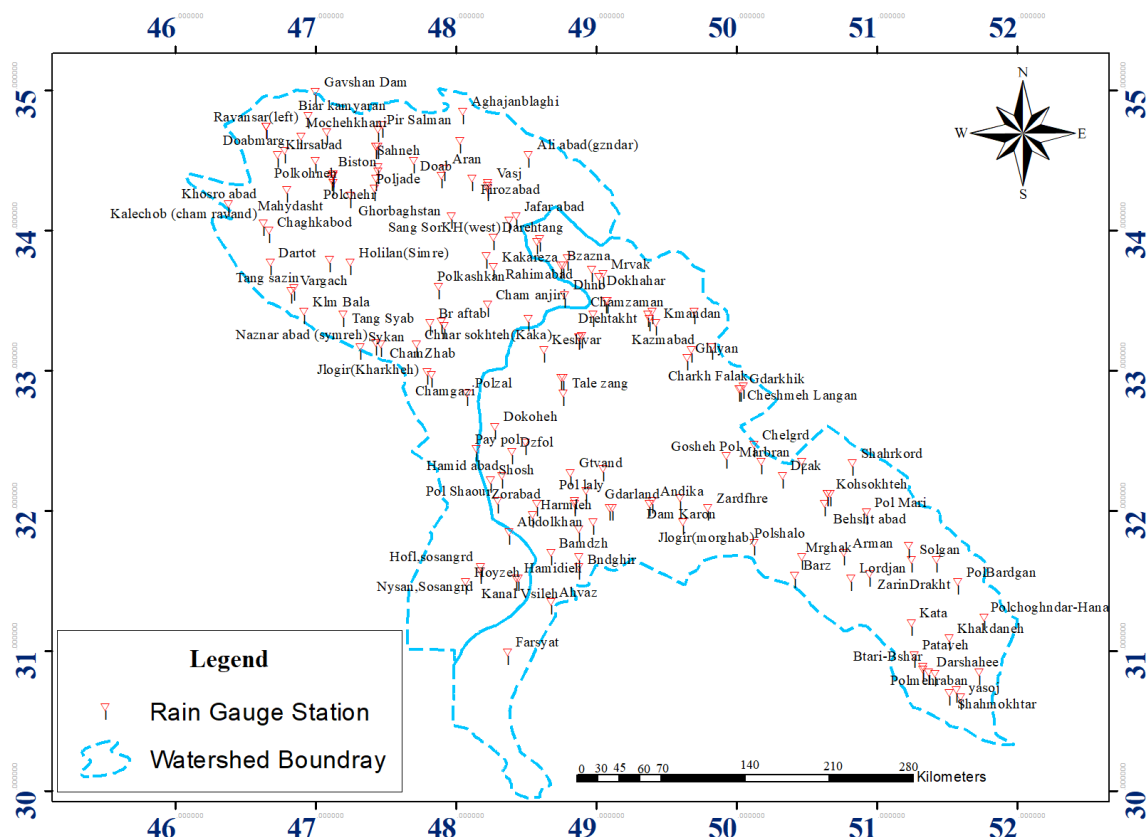


Fig. 1- The situation of rain gage stations in the study area

شکل ۱- موقعیت ایستگاه‌های باران سنجی در منطقه مورد مطالعه

$$\max(a^T \sum a) \quad \text{و} \quad a^T a = 1 \quad (7)$$

که برای حل آن بایستی مسأله بردار ویژه را حل نمود:

$$\sum a = \lambda a \quad (8)$$

با توجه به این که ماتریس کواریانس \sum قرینه و قطری است، k امین EOF برابر k امین بردار ویژه λ_k ماتریس کواریانس می‌باشد. مقدار ویژه λ_k مربوط به k امین EOF بوده که بخشی از واریانس را پوشش می‌دهد.

$$\frac{\lambda_k}{\sum_{k=1}^p \lambda_k} 100\% \quad (9)$$

و $c_k = X' a_k$ به عنوان k امین تابع فراوانی (PC) به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$c_k(t) = \sum_{s=1}^p x'(t,s) a_k(s) \quad (10)$$

عملاً برای محاسبه EOF از یک روش جبر خطی به نام تجزیه مقدار منفرد (svd) استفاده می‌گردد (Linz and Wang, 2003) که به شرح زیر می‌باشد:

با در نظر گرفتن ماتریس Y به بعد $p \times n$ داریم:

$$Y = LAR^T \quad (11)$$

که L ماتریس بردارهای منفرد چپ به بعد $p \times p$ ، R ماتریس بردارهای منفرد راست به بعد $n \times n$ و Λ ماتریس قطری با آرایه‌های غیر منفی به بعد $p \times n$ می‌باشد. آرایه‌های Λ مقادیر ماتریس‌های R و L واحد بوده و دارای ویژگی‌های زیر می‌باشد:

$$L^T L = L L^T = I_M \quad \text{و} \quad R^T R = R R^T = I_M \quad (12)$$

که $M = \min(n, p)$ و با توجه به مباحث قبلی $Y = X'$ در نظر گرفته می‌شود. بدین ترتیب ستون‌های ماتریس‌های L و R به ترتیب توابع فراوانی^۶ (PCs) یا $\beta_j(t)$ و ضرایب وزنی^۷ $h_j(u)$ (یا EOFs) را تشکیل می‌دهند (Hannachi, 2004). مفهوم فیزیکی ضرایب وزنی (EOFs) بدین صورت بوده که ضمن تعیین وزن هر کدام از ایستگاه‌ها، نواحی همگن را مشخص می‌نمایند یعنی با وجود نقشه مکانی EOFs براحتی می‌توان منطقه تحقیق را به چند منطقه همگن (از نظر پارامتر مورد بررسی) تفکیک نمود. توابع فراوانی (PCs) نیز ضمن کاهش n تا سری زمانی به تعداد مناطق همگن، ما را قادر خواهند نمود که به جای تحلیل n سری زمانی تعدادی را که منطقه می‌توان کاملاً تحلیل نمود استفاده کرد.

هدف اصلی این روش کاهش تعداد زیاد متغیرها در داده‌های اولیه به چند متغیر بدون اینکه بخش زیادی از تغییرات از بین برود، است. این روش کاربرد وسیعی را در علوم جوی و آب پیدا نموده است (Hannachi, 2004). با این روش تغییرات زمانی و مکانی قابل تفسیر بوده و بر همبستگی مکانی مبتنی می‌باشد. هواشناس‌ها این تکنیک را برای مطالعه الگوی تغییرات درجه حرارت، بارش و فشار به کار برده‌اند (Homstrom and Grimmer, 1963; Stidd, 1967). روش EOF در هیدرولوژی توسط (Gottschalk and Krasovskaia, 1979) برای درون‌یابی فاکتورهای بیلان آبی بکار گرفته شد. در روش EOF سری‌های زمانی که دارای همبستگی مکانی بوده، به دو دسته توابع متعامد و غیر وابسته تبدیل می‌گردند. در نتیجه یک دسته از داده‌های جدید تغییرات زمانی را توصیف نموده و دسته دیگر معرف تغییرات مکانی می‌باشد (Tallaksen and Van Lanen, 2004). اگر ماتریس زیر برای بیان سری‌های زمانی ماهانه متغیر X به طول n در ایستگاه‌ها به تعداد p در نظر گرفته شود:

$$X = \begin{bmatrix} X_{11} & X_{12} & \dots & X_{1p} \\ X_{21} & X_{22} & \dots & X_{2p} \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ X_{n1} & X_{n1} & \dots & X_{np} \end{bmatrix} \quad (1)$$

میانگین متغیر مورد نظر در ایستگاه (j) و ماتریس میانگین به صورت زیر خواهد بود:

$$\bar{x}_j = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n x_{kj} \quad (2)$$

$$\bar{X} = (\bar{x}_1, \dots, \bar{x}_p) \quad (3)$$

تفاوت سری‌های زمانی با میانگین در ایستگاه‌های مختلف (X') به صورت زیر می‌باشد:

$$X' = X - 1\bar{X} = \left(I - \frac{1}{n} 11^T \right) X \quad (4)$$

I ماتریس یکبه یک به ابعاد $(n \times n)$ و 1 ماتریس سطری به طول n بوده که تمام آرایه‌های آن 1 می‌باشند و T علامت مربوط به جابجا شدن سطر و ستون‌های ماتریس می‌باشد. برای به دست آوردن EOFها، ماتریس کواریانس (\sum) به صورت زیر در نظر گرفته می‌شود:

$$\sum = \frac{1}{n-1} X'^T X' \quad (5)$$

که در آن a : ایستگاه، و X'_a : تفاوت سری‌های زمانی از میانگین در هر ایستگاه هستند. ماتریس جهت $(a = (a_1, \dots, a_p)^T)$ را طوری در نظر می‌گیریم که دارای حداکثر تغییرات باشد:

$$\text{Var}(X'_a) = \frac{1}{n-1} \|X'_a\|^2 = \frac{1}{n-1} (X'_a)^T (X'_a) = a^T \sum a \quad (6)$$

لذا مسأله به یک موضوع بهینه‌سازی تبدیل می‌گردد.

۲-۵- روش میانبایی کریجینگ

فرضیه کریجینگ برای بار اول بر اساس کار تجربی کریج که برای تخمین رگه‌های طلا در آفریقای جنوبی انجام گرفت، ارائه شد. کریجینگ مجموعه‌ای از روش‌های رگرسیون خطی تعمیم داده شده در ابعاد بزرگ می‌باشد. کریجینگ را می‌توان بر اساس نوع برخورد با مسأله به دو نوع مکانی و زمانی تقسیم بندی نمود، هر چند مدل‌های زمانی بیشتر همراه با حل مسأله در مکان هم می‌باشد. روش کریجینگ در حالت کلی به صورت زیر است:

n اندازه‌گیری از متغیر Z در مختصات مکانی x_1, x_2, \dots, x_n انجام شده است مقدار متغیر Z و در نقطه $(\hat{Z}_0), x_0$ ، به شکل زیر تخمین زده می‌شود:

$$\hat{Z}_0 = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (13)$$

خطای محاسبات عبارت است از تفاوت بین مقدار واقعی و مقدار تخمین زده شده که به صورت زیر بدست می‌آید:

$$\varepsilon = \hat{Z}_0 - Z(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) - Z(x_0) \quad (14)$$

سیستم معادلات کریجینگ بر اساس خروجی (کریجینگ نقطه‌ای و بلوکی) یا بر حسب ساختار محاسباتی (کریجینگ ساده، معمولی و کریجینگ با یک روند) به انواع مختلفی تقسیم می‌شود. در روش کریجینگ در صورت وجود روند (کریجینگ تعمیم یافته)، متغیر مورد نظر به صورت زیر در نظر گرفته می‌شود:

$$Z(x) = m(x) + \varepsilon(x) \quad (15)$$

در رابطه فوق $m(x)$ میانگین قطعی متغیرها و تابعی از مختصات منطقه مورد بررسی در نظر گرفته می‌شود. $\varepsilon(x)$ مؤلفه تصادفی متغیر استوکستیک $Z(x)$ می‌باشد (Karamoz and Aaraqinezhad, 2008).

برای انتخاب بهترین مدل برازشی معیارهای خطا شامل میانگین (M)، ریشه دوم میانگین مربعات (RMS)، میانگین خطای استاندارد (AS)، میانگین استاندارد شده (MS) و ریشه دوم میانگین مربعات استاندارد شده ($RMSS$) محاسبه شده و استفاده شد. برای قضاوت در مورد مدل‌ها بایستی پارامترهای M و MS نزدیک صفر، RMS حتی‌الامکان کوچک، AS حتی‌الامکان کوچک و RMS نزدیک یک باشد.

۲-۶- مدل‌سازی استوکاستیک

مدل‌سازی استوکاستیک اخیراً کاربرد زیادی در علوم منابع آب و هواشناسی پیدا کرده است که توسط آن می‌توان داده‌های بیشتری را جهت تحلیل‌های گوناگون تولید نمود و یا به پیش بینی آینده مبادرت ورزید. اصولاً مدل‌سازی را می‌توان به صورت سالانه و یا فصلی انجام داد که در این تحقیق حالت فصلی انجام شده است.

۲-۷- مراحل تحلیل گام به گام خشکسالی هواشناسی

۱- $X(u_i, t)$ به عنوان سری زمانی ماهانه (بارندگی) در ایستگاه i از میان N ایستگاه در نظر گرفته شده که در آن u یک پارامتر دو بعدی جهت توصیف مکانی $u = (x, y)$ و t زمان بر اساس ماه می‌باشد. تعداد ایستگاه‌ها (N) برای برابر ۶۹ می‌باشد. سری زمانی (بارش) ماهانه هر ایستگاه از میانگین ماهانه به صورت زیر کسر می‌گردد:

$$X'(u_i, t) = X(u_i, t) - \bar{X}_i; i=1, 2, \dots, N \quad (16)$$

۲- بسط دادن سری زمانی $X'(u_i, t)$ با تکنیک EOF صورت می‌گیرد EOF توسعه روش تحلیل مؤلفه اساسی (PCA) بوده که توسط Tveit and Oblad (1986) و Creutin and Oblad (1986) برای بارش و توسط Tveit and Hisdal (1993) and Hisdal (1993) برای جریان رودخانه به کار رفته است. کاربرد این روش برای حجم بالای داده‌ها آسان بوده و منجر به کاهش تعداد سری‌های زمانی شده و در نتیجه تحلیل و نتیجه‌گیری را آسان می‌نماید. در روش EOF، سری‌های زمانی که دارای وابستگی مکانی می‌باشند به صورت خطی به دو دسته توابع متعامد و مستقل تبدیل می‌گردند. در نتیجه یک دسته از سری‌ها به نام $\beta_j(t)$ معرف تغییرات زمانی بوده و اصطلاحاً توابع فراوانی گفته می‌شود، دسته دیگر به نام $h_j(u)$ ، تغییرات مکانی را توصیف نموده و به آن ضرایب وزنی گفته می‌شود. تبدیل خطی سری زمانی به صورت زیر بیان می‌گردد:

$$\hat{X}(u, t) = \sum_{j=1}^N h_j(u) \beta_j(t) \quad (17)$$

لذا سری زمانی $X'(u_i, t)$ در ایستگاه i به صورت زیر تبدیل می‌شود:

$$\hat{X}(u, t) = \sum_{j=1}^M h_j(u) \beta_j(t) \quad (18)$$

که در آن M تعداد توابع فراوانی مورد نظر می‌باشد. اگر $M=N$ باشد یک توصیف کامل از داده‌های اولیه صورت می‌پذیرد. چند تا از توابع فراوانی $\beta_j(t)$ بیشتر تغییرات سری‌های زمانی بارش و جریان را پوشش می‌دهند. توابع فراوانی بر اساس اینکه چند در صد از واریانس را دربر می‌گیرند رتبه‌بندی می‌شوند پس M به مراتب کوچکتر از N در نظر گرفته می‌شود. $\beta_j(t)$ تغییرات زمانی بارش و جریان را در اطراف میانگین توصیف نموده و $h_j(u)$ بیانگر تغییرات مکانی بارش

و جریان در منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

این پارامتر امکان مقایسه منطقه‌ای در سل‌های مختلفی و با حدود آستانه مختلف را فراهم می‌نماید همچنین به راحتی می‌توان موارد مشاهده شده و شبیه‌سازی شده با هم مقایسه نمود. کل کمبود نسبی برای K سل و در بازه زمانی به طول L ماه به صورت زیر به دست می‌آید:

$$D_R = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K \sum_{t=1}^L \frac{\hat{D}(u_i, t)}{\tau_{0u_i}} \quad (27)$$

متوسط مساحتی که در ۱ ماه گذشته تحت تأثیر خشکسالی بوده به صورت زیر به دست می‌آید:

$$\bar{A} = \frac{1}{L} \sum_{t=1}^L A_D(t) \quad (28)$$

- تداوم خشکسالی: تداوم خشکسالی به عنوان تعداد ماه‌های متوالی که یک سل در شرایط خشکسالی قرار داشته، تعریف می‌گردد.
- منحنی‌های بزرگی - مساحت - فراوانی (SAF) و تداوم - مساحت - فراوانی (DAF)

برای تمام رخدادهای خشکسالی، متوسط مساحتی که تحت تأثیر خشکسالی قرار گرفته به صورت درصد مساحت کل منطقه مطالعاتی محاسبه می‌گردد. به طور مثال کلاس طبقه‌بندی مساحت به صورت: ۱۰-۱۰٪ و ۲۰-۱۰٪ و غیره در نظر گرفته می‌شود. در هر کلاس مساحت دوره برگشت کمبود نسبی خشکسالی و تداوم از طریق برزاش بهترین منحنی توزیع فراوانی احتمالاتی بر سری‌های ماکزیمم سالانه (بزرگترین رخداد در هر سال) و سری‌های تداوم جزئی (کل رخدادها) به دست می‌آید. بدین ترتیب منحنی‌های دوره برگشت یک خشکسالی با یک حجم کمبود مشخص (شدت) و مساحت تحت پوشش و خشکسالی با تداوم مشخص و مساحت تحت پوشش استخراج می‌شود.

۳- نتایج و بحث

پس از عملیات اصلاح و بازسازی، داده‌های بارندگی ماهانه هر ایستگاه که دارای طول آماری ۳۹ سال بود به صورت یک سری زمانی به طول ۴۶۸ ماه در نظر گرفته شد. و یک ماتریس به ابعاد ۴۶۸*۴۶۸ تشکیل گردید که در آن ۶۹ تعداد ایستگاه‌ها می‌باشد. در مرحله بعد از طریق کد برنامه نرم‌افزار MATLAB و از روش تجزیه مقدار منفرد (svd) با m فایل 2003/06/01 1.3 EOF.m,v، محاسبات EOF انجام گردید که در نتیجه آن داده‌ها به دو دسته الف- توابع فراوانی $\beta_j(t)$ یا (PC) و ب- ضرایب وزنی $h_j(u)$ یا (EOF)، تبدیل گردیدند. در واقع توابع فراوانی معرف تغییرات زمانی داده‌ها در منطقه و ضرایب وزنی معرف تغییرات مکانی داده‌ها در منطقه می‌باشد. ابعاد و شکل ماتریس‌های حاصل به صورت زیر می‌باشد:

۳- مرحله بعدی تولید سری‌های زمانی جدید با طول Y سال برای هر کدام از سل‌های شبکه می‌باشد. تعداد M تابع فراوانی با مقادیر میانگین و ضرایب وزنی که از طریق میان‌یابی برای سل‌ها محاسبه شده‌اند، ترکیب گردیده و سری زمانی جدید با طول Y برای هر سل به صورت زیر به دست می‌آید:

$$\hat{X}(u_i, t) = \hat{X}(u_i) + \sum_{j=1}^M \hat{h}_j(u_i) \hat{\beta}_j(t) + \varepsilon \quad (19)$$

ε مقدار خطای تصادفی با توزیع نرمال، میانگین صفر و واریانس معادل بخشی از واریانس سری‌های زمانی بوده که توسط توابع فراوانی در نظر گرفته نشده است و جهت ثابت نگه داشتن واریانس سری‌های جدید به میزان واریانس داده‌های اولیه اضافه می‌گردد. جهت درون‌یابی میانگین و ضرایب وزنی از روش گریجینگ معمولی استفاده شده است. از مدل خطی اتورگرسیو با میانگین متحرک (ARMA) جهت مدل‌سازی سری زمانی استفاده گردیده است. در مدل $ARMA(p, q)$ ، p درجه اتورگرسیو و q درجه میانگین متحرک می‌باشد.

۴- محاسبه پارامترهای خشکسالی منطقه‌ای: در هر یک از سل‌های شبکه (u_i) یک حد آستانه $\tau_0(u_i)$ در نظر گرفته شده است. حجم کمبود در هر یک از سل‌ها $(\hat{D}(u_i, t))$ به وسیله رابطه زیر تعریف می‌گردد (Hisdal and Tallaksen, 2003):

$$\hat{X}(u_i, t) \leq \tau_0(u_i) \Rightarrow \hat{D}(u_i, t) = \tau_0(u_i) - \hat{X}(u_i, t) \quad (20)$$

$$\hat{X}(u_i, t) > \tau_0(u_i) \Rightarrow \hat{D}(u_i, t) = 0 \quad (21)$$

یکی از پارامترهای بسیار مهم خشکسالی منطقه‌ای، مساحت تحت پوشش خشکسالی در زمان‌های مختلف می‌باشد که به صورت زیر قابل محاسبه می‌باشد:

$$A_D(t) = \iint_A I_D(u_i, t) du_i \quad (22)$$

که در آن $I_D(u_i, t)$ به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\hat{X}(u_i, t) \leq \tau_0(u_i) \Rightarrow I_D(u_i, t) = 1 \quad (23)$$

$$\hat{X}(u_i, t) > \tau_0(u_i) \Rightarrow I_D(u_i, t) = 0 \quad (24)$$

کل حجم کمبود نیز به صورت زیر بیان می‌گردد:

$$\hat{D}_T(t) = \iint_A \hat{D}(u_i, t) du_i \quad (25)$$

حجم کمبود نسبی در هر سل با استاندارد نمودن آن به وسیله حد آستانه محاسبه می‌گردد که دارای واحد ماه می‌باشد:

$$D_R(u_i, t) = \frac{D(u_i, t)}{\tau_{0u_i}} \quad (26)$$

$$\begin{bmatrix} P_{1,1} & \dots & \dots & P_{1,69} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ P_{468,1} & \dots & \dots & P_{468,69} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \beta_{(1)1} & \dots & \dots & \beta_{(1)4} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \beta_{(468)1} & \dots & \dots & \beta_{(468)4} \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} h_{1(1)} & \dots & \dots & h_{1(69)} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ h_{4(1)} & \dots & \dots & h_{4(69)} \end{bmatrix}$$

همچنین ۴ سری زمانی توابع فراوانی ($\beta_j(t)$ یا PC) برای کل منطقه مطالعاتی بدست آمده است. بخشی از این سری‌ها از مهر ۷۹ تا شهریور ۸۴ به مدت ۶۰ ماه در شکل ۲ نشان داده شده است. دامنه تغییرات این سری‌ها به ترتیب از PC۱ به PC۴ کاهش یافته و این بدان معناست که سری زمانی PC۱ با پوشش دادن ۷۷/۳ درصد تغییرات، بیشترین نقش را در بعد زمان ایفا می‌نماید. به منظور بررسی همبستگی سری‌های زمانی PC و جهت تغییرات آنها با هم، سری‌های PC۱ و PC۲ در مقابل هم در شکل ۳ ترسیم گردیده‌اند.

با توجه به بررسی میزان پوشش واریانس که در شکل ۱ ارائه گردیده، ۴ سری اول توابع فراوانی و ضرایب وزنی جهت ادامه تحلیل‌ها انتخاب گردیدند. سری‌های اول تا چهارم به ترتیب ۷۷/۳، ۵/۶، ۲/۵ و ۱/۵ درصد و در مجموع ۸۶/۹ درصد از تغییرات را پوشش می‌دهند که این مقدار دارای دقت خوبی جهت مراحل بعدی می‌باشد. بدین ترتیب برای هر کدام از ایستگاه‌ها ۴ ضریب EOF بدست می‌آید.

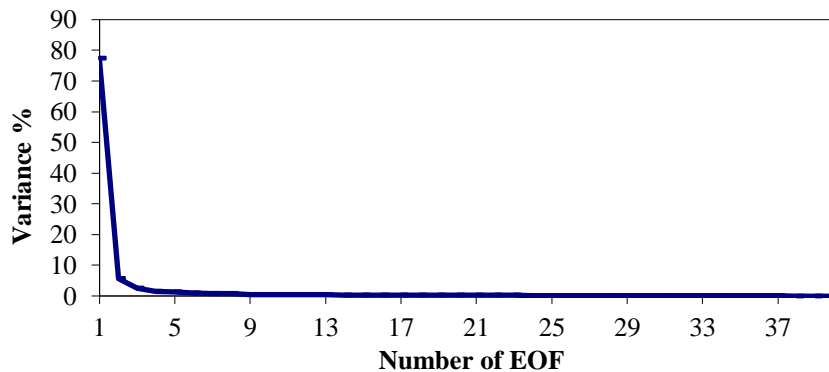


Fig. 2- Variance variation with EOF number (for the first 40 cases) in rainfall data in southwestern regions of the country

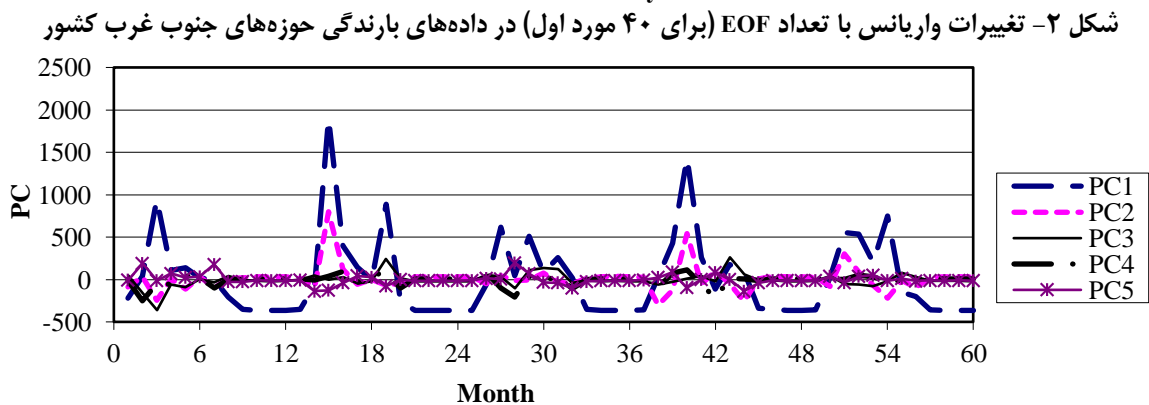


Fig. 3- Time series of frequency functions (PC) from October 2000 to September 2005 (60 months)

شکل ۳- سری زمانی بارندگی توابع فراوانی (PC) از مهر ۷۹ تا شهریور ۸۴ به مدت ۶۰ ماه

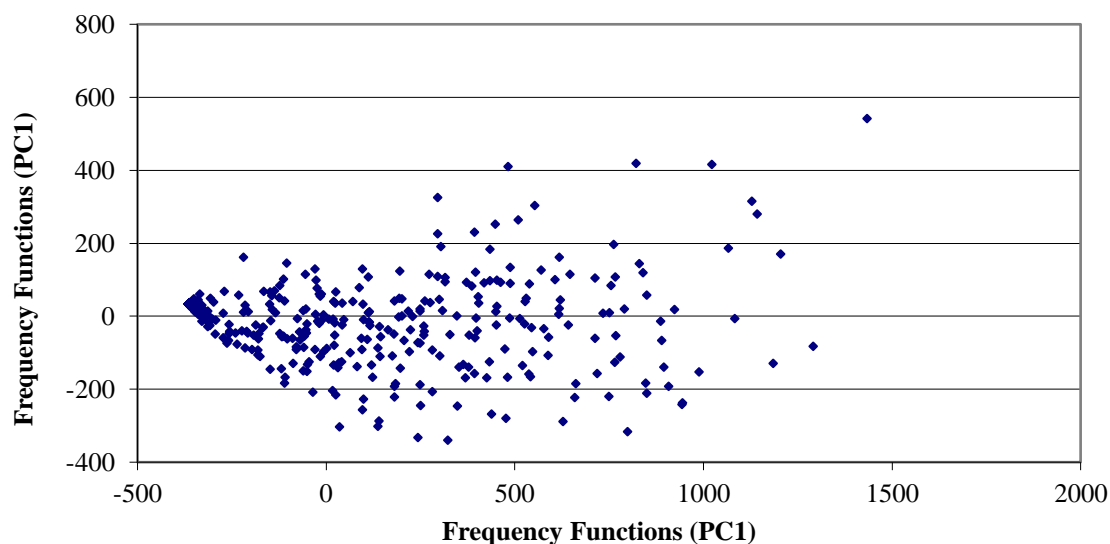


Fig. 4- Time series of frequency functions of PC1 versus PC2
 شکل ۴- سری زمانی توابع فراوانی PC1 و PC2

ارزیابی مدل گوس با درجه روند دوم پلی‌نومینال و در نظر گرفتن ایزوتروپی جهت برازش بر واریوگرام تجربی مقادیر متوسط بارش ماهانه انتخاب گردید. نتایج این بررسی‌ها در جدول ۱ منعکس گردیده است.

برای ضرایب وزنی (EOF) اول تا چهارم به ترتیب مدل‌های نیم‌تغییرنا کروی با درجه روند پلی‌نومینال دوم و عدم ایزوتروپی، گوسی بدون روند و دارای ایزوتروپی، گوسی با درجه روند دو و عدم ایزوتروپی و کروی با درجه روند دوم و عدم ایزوتروپی بهترین برازش را دارا بودند (شکل ۵). مشخصات مدل‌های مذکور همراه با پارامترهای خطا در مرحله ارزیابی در جدول ۲ درج گردیده است.

۳-۱- میان‌یابی میانگین بارش ماهانه و ضرایب وزنی (EOF)

به منظور انجام تحلیل منطقه‌ای خشکسالی، با استفاده از قابلیت نرم‌افزار ArcGIS9 و از روش زمین آمار کریجینگ جهت میان‌یابی میانگین بارش و ضرایب وزنی (EOF) اقدام گردید. ابتدا محل ایستگاه‌ها روی نقشه، مشخص و جدول حاوی مقادیر میانگین ماهانه بارش و ۴ ضریب اول EOF به آن اضافه گردید. در مرحله بعد با بررسی‌های جداگانه واریوگرافی، برای هر کدام از پارامترهای میانگین و ضرایب EOF، بهترین تابع شبه واریوگرام انتخاب گردید. برای انتخاب بهترین مدل واریوگرام تئوری داده‌ها به دو دسته ۵۰ درصدی تقسیم گردید. یک سری از داده‌ها جهت برازش مدل‌ها و سری دوم جهت اعتبارسنجی مدل مربوط به کار رفت. با توجه به معیارهای

Table 1- The comparison of different models of semivariogram for interpolation of average precipitation model) (typical Kriging

جدول ۱- مقایسه مدل‌های مختلف نیم‌تغییرنا برای درون‌یابی میانگین بارش (روش کریجینگ معمولی)

Model	Trend Deg.	Error Parameters`				
		M	RMS	AS	MS	RMSS
Gaussian	-	2.212	9.719	18.6	0.119	0.506
	1	1.429	8.758	17.19	0.0826	0.500
	2	0.013	12.61	14.07	0.036	0.819
	3	-5.91	17.15	13.58	0.4034	1.202
Spherical	-	2.477	9.772	18.45	0.138	0.507
	1	1.524	8.834	17.28	0.091	0.493
	2	0.302	12.61	13.89	0.058	0.823
	3	-5.891	17.11	13.55	-0.401	1.2
Exponential	-	2.793	9.668	18.75	0.154	0.49
	1	1.809	9.035	17.7	0.106	0.49
	2	-3.963	21.96	16.17	-0.213	1.242
	3	-5.901	17.36	13.78	-0.405	1.214

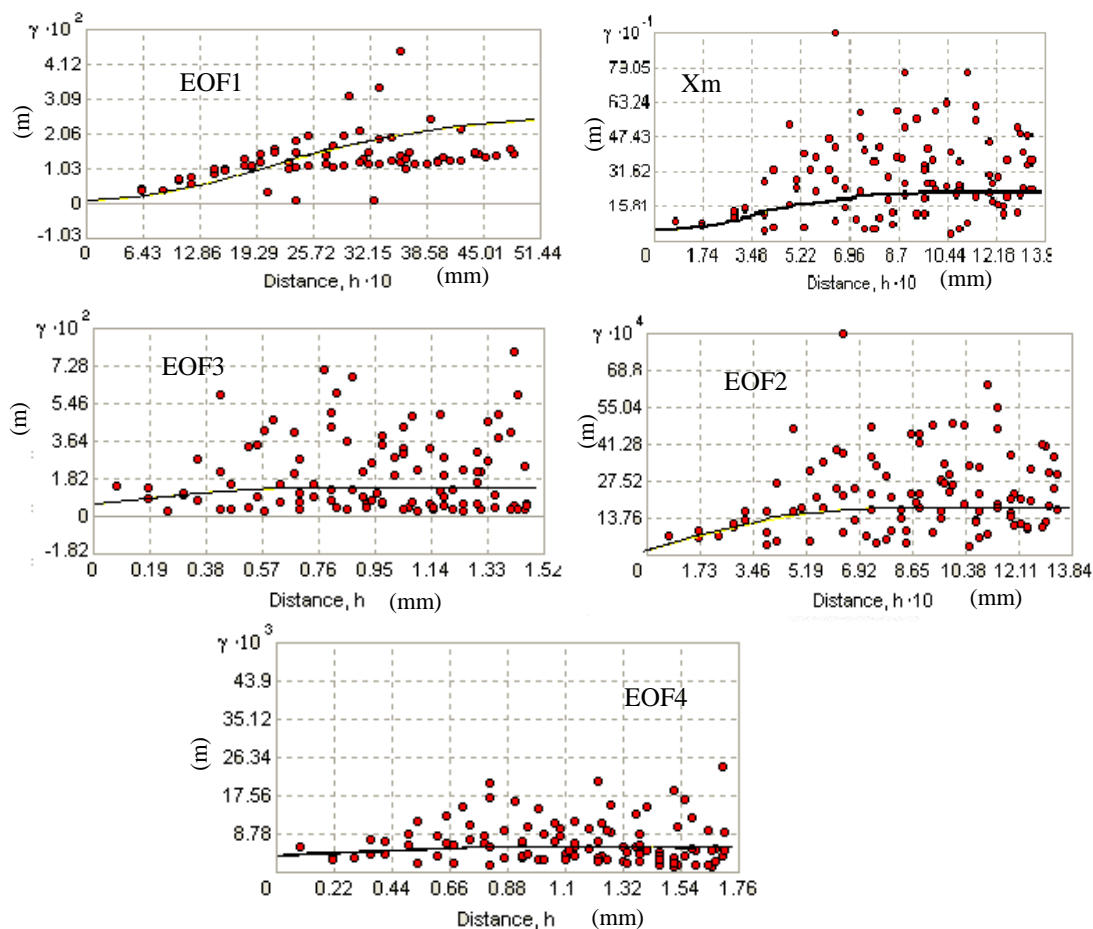


Fig. 5- Theoretical and empirical semivariogram of monthly average precipitation (X_m) and weight coefficient (EOF)

شکل ۵- نیم تغییرنمای تئوری و تجربی مربوط به میانگین بارش ماهانه (X_m) و ضرایب وزنی (EOF)

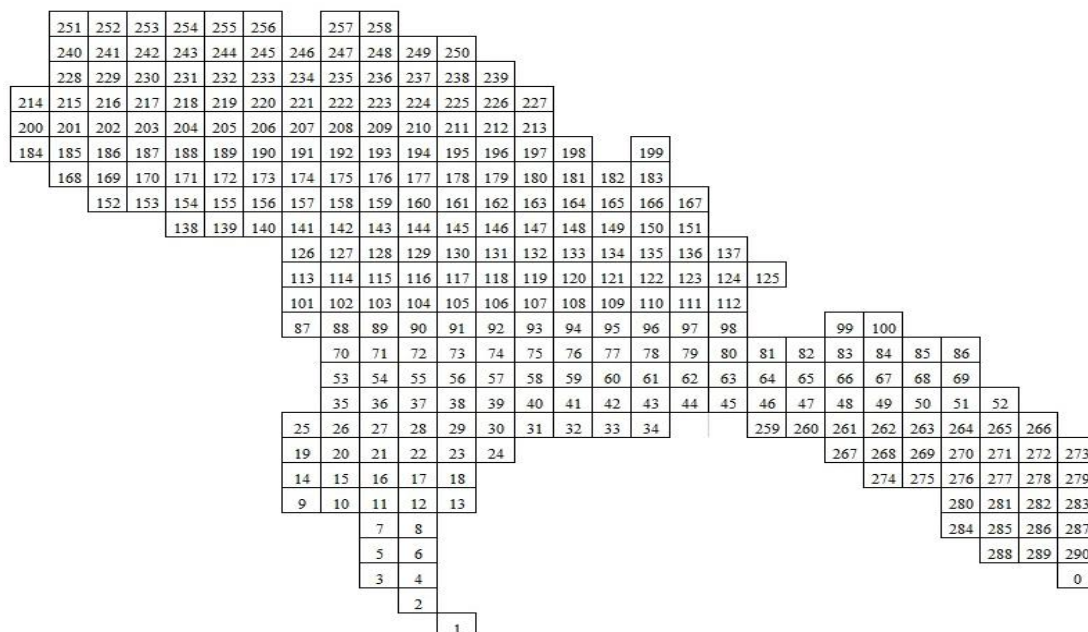


Fig. 6- Networking and coding of the study area

شکل ۶- شبکه‌بندی و کدبندی منطقه تحقیق

تحقیقات منابع آب ایران، سال هفدهم، شماره ۲، تابستان ۱۴۰۰

Volume 17, No. 2, Summer 2021 (IR-WRR)

Table 2- Characteristics (parameters) of the best Kriging models to interpolate average precipitation (Xm) and weight coefficient (EOF) and the evaluations results

جدول ۲- مشخصات (پارامترهای) بهترین مدل‌های کریجینگ جهت درون‌یابی میانگین بارش (Xm) و ضرائب وزنی (EOF) و

		نتایج ارزیابی آنها					
	Error	Variable	Xm	EOF1	EOF2	EOF3	EOF4
Model evaluation	M		0.013	0.0019	0.0048	-0.006	0.003
	RMS		12.61	0.035	0.037	0.069	0.1014
			14.07	0.046	0.051	0.093	0.139
	AS		0.036	0.0838	0.086	-0.082	0.0065
	MS		0.819	0.785	0.865	0.771	0.624
	RMSS						
	Type		Gaussian	Spherical	Gaussian	Gaussian	Spherical
			1.355	1.34	5.017	1.0529	1.474
			183.66	0.0015	0.024	0.0035	0.0078
	Range		39.504	0.00018	0.001	0.003	0.0057
Parameters			0.114	0.11365	0.423	0.145	0.124
	Sill		12	12	12	12	12
			2	2	-	2	2
	Nugget		*	*	-	*	*
	Lage Size						
	Num. Lags						
	Trend Deg.						
	Anisotropy						

* دارای روند است، Type؛ نوع مدل، Range؛ دامنه تأثیر، Sill؛ آستانه یا سقف، Nugget؛ اثر تصادفی

منطقه تحقیق است. بدین ترتیب هر کدام از ضرائب EOF در بخشی از منطقه دارای دامنه تأثیر بیشتری هستند، لذا با توجه به تغییرات EOF می‌توان منطقه تحقیق را به چهار ناحیه همگن شامل جنوب شرقی، جنوب، شمال و غرب تقسیم‌بندی نمود. بدین ترتیب با انجام عملیات میان‌یابی، برای هر کدام از ۲۹۱ سلول در منطقه یک مقدار میانگین بارش ماهانه (Xm) و ۴ ضریب وزنی (EOF) بدست آمده است. با مقایسه تغییرات مکانی میانگین بارش و EOFها مشاهده می‌شود تغییرات مکانی EOF1 تقریباً مانند میانگین بارش می‌باشد ولی تغییرات سایر ضرائب EOF مشابهتی با تغییرات میانگین بارش ندارد. همانطور که قبلاً نیز اشاره گردید ضریب EOF1 حدود ۷۷/۳ درصد تغییرات مکانی را توضیح می‌دهد و طبیعی است که تغییرات آن مشابه تغییرات مکانی میانگین بارش باشد.

۲-۳- مدل‌سازی استوکاستیک برای توابع فراوانی $\beta_j(t)$ یا (PC)

در این مرحله از مدل خطی اتورگرسیو با میانگین متحرک (ARMA) جهت مدل‌سازی سری زمانی استفاده گردید. با بررسی توابع خود همبستگی (ACF) برای سری‌های PC و مشاهده حالت تناوب در آنها مشخص گردید که مدل‌سازی فصلی^۹ مناسب می‌باشد.

در ادامه با توجه به اندازه سلول‌ها و مدل نیم‌تغییرنمای انتخاب شده، میان‌یابی میانگین بارش (Xm) و ضرائب EOF در محیط ArcGIS انجام گردید. شکل ۷ نقشه میان‌یابی برای میانگین بارندگی ماهانه را در کل دوره آماری نشان می‌دهد. در این نقشه مشاهده می‌شود که مناطق جنوبی خوزستان و بخش‌هایی از شرق چهارمحال و بختیاری دارای حداقل میانگین بارش ماهانه (۱۴/۵-۲۴/۳mm) و مناطق شمال خوزستان و جنوب لرستان دارای حداکثر میانگین بارش ماهانه (۶۵/۳-۸۰/۴mm) می‌باشند.

عملیات میان‌یابی برای ضرائب EOF نیز به همین منوال انجام گردید و نقشه مربوطه در شکل ۸ ارائه شده است. بیشترین مقدار EOF1 در بخش شرق و جنوب شرقی منطقه تحقیق شامل بخش‌هایی از استان‌های لرستان، خوزستان، چهارمحال و بختیاری، اصفهان و کهگیلویه و بویراحمد و کمترین مقدار آن مربوط به مناطق جنوبی خوزستان می‌باشد. شمال و شمال غرب منطقه عمدتاً دارای مقادیر متوسطی بوده‌اند. در حالی که بیشترین مقدار EOF2 مربوط به مناطق جنوبی و کمترین مقدار آن مربوط به مناطق شمال و شرق، بیشترین مقدار EOF3 مربوط به نیمه شمالی و مشرق و کمترین مقدار آن مربوط به نقاط مرکزی و بالاخره بیشترین مقدار EOF4 مربوط به نیمه غربی (از شمال تا جنوب) و کمترین مقدار آن مربوط به شرق

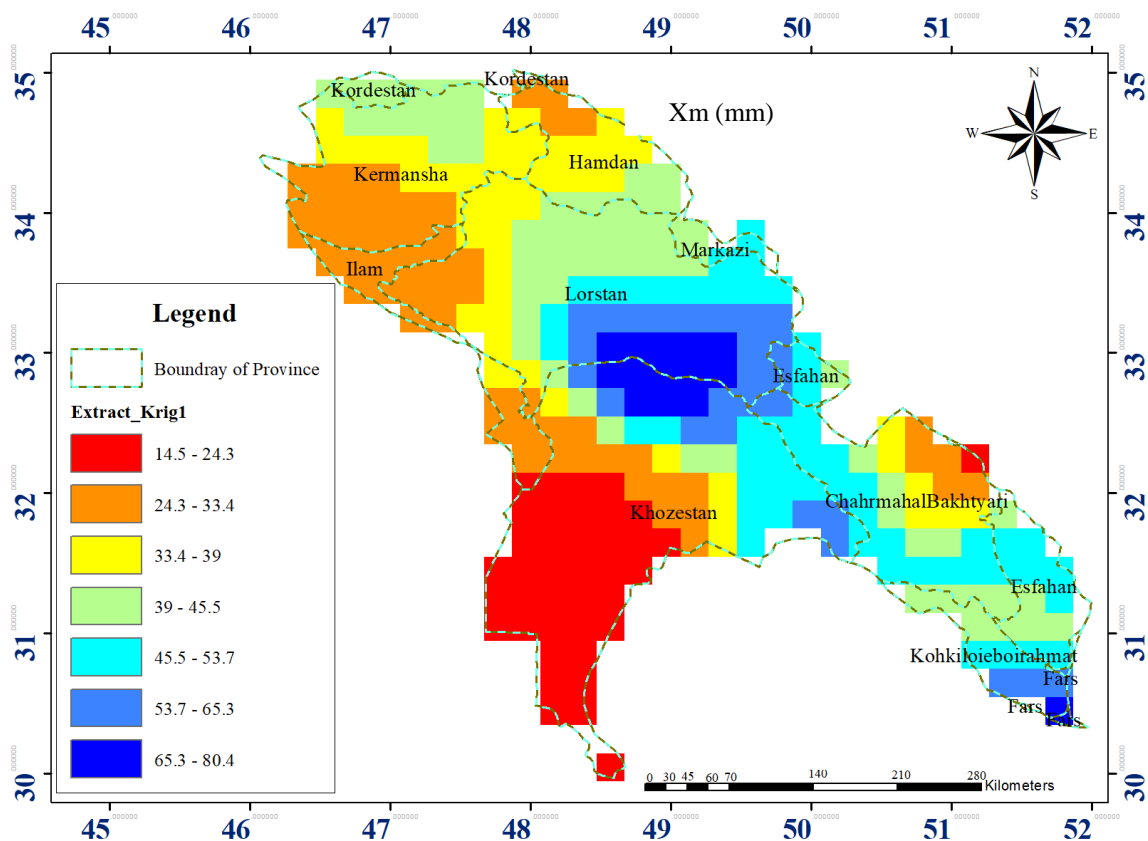


Fig. 7- Interpolation map of monthly average precipitation (X_m) in the study area using Kriging method
 شکل ۷- نقشه میانابایی میانگین بارش ماهانه (X_m) با استفاده از روش کریجینگ در منطقه تحقیق

باقیمانده، تست چولگی در سطح 0.05 انجام و همسته نگار آنها محاسبه گردید. مدل‌هایی که دارای مقادیر باقیمانده غیر نرمال بودند حذف شدند و مدلی که دارای کمترین مقدار AIC بود برای هر کدام از سری‌ها انتخاب گردیدند. واریانس خطاهای باقیمانده مدل‌ها و نتایج تست آکائیک جهت انتخاب بهترین مدل برای سری‌های PC در ماه‌های مختلف بدلیل رعایت فرمت مجله به صورت پیوست ارائه گردیده است (پیوست شماره ۱ جدول ۱). با انجام این تست و مقایسه نتایج برای سری‌های PC1، PC2، PC3 و PC4 به ترتیب مدل‌های $PARMA(0,1)$ ، $PARMA(1,1)$ ، $PARMA(1,1)$ و $PARMA(0,1)$ به عنوان بهترین مدل شناخته شدند. با توجه به اینکه مدل‌های انتخاب شده فصلی بوده لذا برای هر کدام از آنها تعداد $12 \times (p+q)$ پارامتر θ و ϕ بدست آمده است. این مقادیر در جدول ۴ نشان داده شده است.

بدین ترتیب مدل‌های مناسب برای تولید داده‌های توابع فراوانی (PC) مثلا برای PC1 و PC4 به صورت رابطه زیر می‌باشد:

لذا به جای مدل ARMA از مدل PARMA استفاده گردید. جهت نرمال نمودن داده‌ها تبدیل‌های باکس-کاکس^{۱۰}، نمایی و لگاریتمی انتخاب گردیدند. ضرایب و تبدیلات برای سری‌های PC در ماه‌های مختلف در جدول ۳ نشان داده شده است. بعد از تبدیل سری‌های PC ماهانه با توابع فوق‌الذکر با انجام تست چولگی، از نرمال بودن آنها اطمینان حاصل گردید. ضرایب خود همبستگی فصلی نیز جهت قضاوت اولیه برای انتخاب درجه مدل، برای هر کدام از سری‌ها محاسبه گردید.

در مرحله بعدی سری‌های نرمال شده PC، استاندارد گردیدند و جهت انتخاب نمودن درجه قطعی مدل استوکاستیک، درجات مختلف p و q برای مدل نمودن هر کدام از سری‌ها بررسی و بعد از محاسبه پارامترهای مدل از روش گشتاورها^{۱۱} و تخمین حداقل مربعات^{۱۲}، آزمون نیکویی برازش از طریق آماره پورت مانو در سطح 0.05 معنی‌داری بر روی سری‌های باقیمانده انجام و استقلال باقیمانده‌ها مورد آزمون قرار گرفت. در این مرحله تعدادی از مدل‌ها با برازش خوب برای هر کدام از سری‌ها انتخاب گردید. همچنین بر روی مقادیر

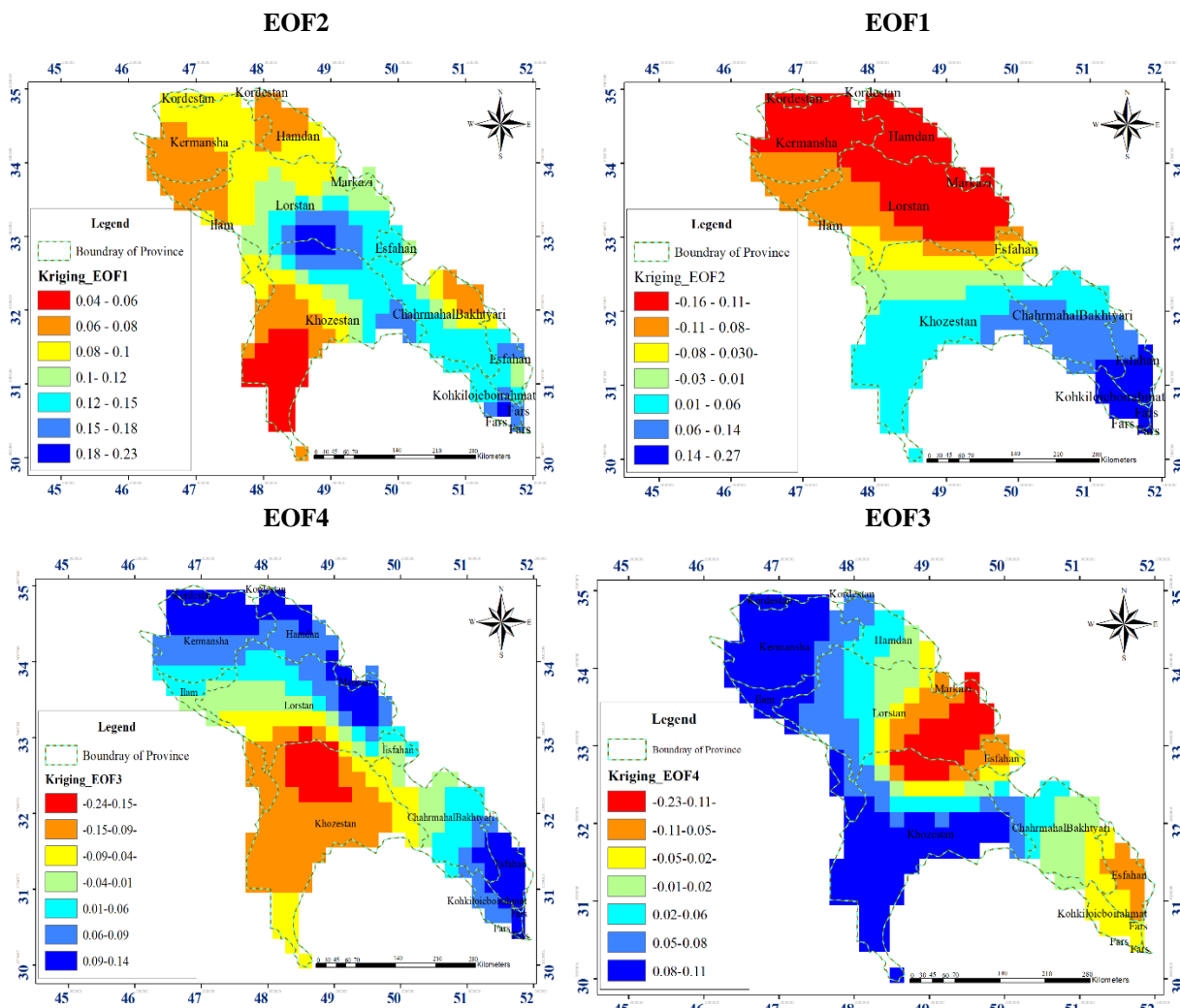


Fig. 8- The resulted map based on interpolation of weight coefficients (EOF) related to monthly precipitation using Kriging method in the study area

شکل ۸- نقشه حاصل از میان یابی ضرایب وزنی (EOF) مربوط به بارندگی ماهانه با استفاده از روش کریجینگ در منطقه تحقیق

Table 3- The coefficients and different converts needed for normalizing PC series in different months

جدول ۳- ضرایب و نوع تبدیلات برای نرمال سازی سری های PC در ماه های مختلف

Months	Transformer	Mehr	Aban	Azar	Dey	Bahman	Esfand	Farvardin	Ordibehesht	Khordad	Tir	Mordad	Sharivar
PC1	a	365	365	365	365	365	365	365	365	365	365	365	365
	b	0.01	0.35	0.42	0.43	0.39	0.63	0.27	0.37	-0.1	-0.76	-0.8	-2.8
PC2	a	340	340	340	340	340	340	340	340	10	10	10	340
	b	2.8	1	0.55	0.15	0.3	0.3	0.9	1.9	2	0.6	2.6	0.3
PC3	a	50	365	365	365	365	365	365	365	20	50	50	50
	b	0.23	0.55	1.8	0.4	1.9	0.8	0.3	-0.8	-0.1	-2.9	0.55	-0.2
PC4	a	300	300	300	250	250	250	300	130	100	1.55	20	10
	b	-0.2	1.18	0.85	1.55	1.27	1.15	1.57	1.94	-1.04	0	2.47	1.77

B-C=BOX_COX $Y=[(X+a)^b - 1]/b$ P=POWER $Y=(X+a)^b$ LOG=Logarithm $Y=\ln(X+a)$

Table 4- θ and θ of suitable models for PC time series
جدول ۴- پارامترهای θ و θ مدل‌های مناسب برای سری‌های زمانی PC

Ser i	Model	Co ff.	Months											
			Mehr	A b a n	A z a r	D e y	Bahman	Esfand	Farvardin	Ordibehesht	Khordad	T i r	Mordad	Shahrivar
PC 1	PARMA (0,1)	θ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		θ	0.15544	-0.18251	-0.31410	0.31652	-0.35484	-0.23086	-0.02536	-0.04821	-0.53750	0.04963	-0.36092	-0.38539
PC 2	PARMA (1,1)	θ	-1.13035	-2.18592	-2.3647	0.45216	2.64746	0.47475	-0.32356	-0.55459	-0.54943	-0.34093	-2.36884	0.15055
		θ	-1.01659	-2.05164	-5.9270	0.58317	2.75604	0.47033	-0.78056	-0.34644	-0.97347	-0.28020	-2.73279	0.06420
PC 3	PARMA (1,1)	θ	1.46652	-0.72575	0.47983	0.43473	-0.25475	-75406	-1.03861	1.45185	-0.46824	0.02012	-5.23823	-0.37678
		θ	1.46448	-1.05738	0.11066	0.66813	-0.35311	-77066	-1.00014	1.54126	-0.15785	0.02933	-8.62797	-0.31838
PC 4	PARMA (0,1)	θ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		θ	-0.00031	-338.01431	-0.01049	6.79812	-0.00967	-0.21373	0.17904	0.78200	0.00000	43.03620	364.44556	0.00303

بدین ترتیب ۲۹۱ سری زمانی بارندگی ماهانه هر کدام به طول ۱۲۰۰۰ ماه برای کل منطقه تحقیق، تولید گردید.

برای سری‌های زمانی PC1 و PC4:

$$Z_{v,t} = -\theta_{i,t} \varepsilon_{v,t-1} + \varepsilon_{v,t} \quad (29)$$

در روابط فوق $\varepsilon_{v,t}$ و $\varepsilon_{v,t-1}$ متغیر تصادفی مستقل و دارای توزیع نرمال می‌باشند. به عنوان مثال روابط تولید داده برای ماه دوم هر کدام از سری‌ها به صورت زیر می‌باشد:

$$Z_{v,2} = 0.18251 \varepsilon_{v,t-1} + \varepsilon_{v,t} \quad (30)$$

برای سری‌های زمانی PC4:

$$Z_{v,2} = 338.01431 \varepsilon_{v,t-1} + \varepsilon_{v,t} \quad (31)$$

علاوه بر انجام آزمون‌های آماری روی سری‌های باقیمانده مدل‌ها، به منظور اطمینان بیشتر از دقت مدل‌های انتخاب شده پارامترهای آماری سری‌های تولید شده با سری‌های اولیه مورد مقایسه قرار گرفتند. این پارامترها شامل ضریب خود همبستگی فصلی، ماکزیمم، مینیمم، واریانس، انحراف معیار و ضریب چولگی می‌باشد. مقایسه ضریب خودهمبستگی بصورت گرافیکی برای سری‌ها انجام شد و نتایج نشان داد که پارامترهای مدل رضایت بخش می‌باشند. بدین ترتیب از طریق روابط و ضرایب فوق و با استفاده از نرم‌افزار SAMS به تولید داده‌های درازمدت با طول آماری ۱۱۰۰ سال اقدام گردید. بنا به توصیه Salas et al. (1988) و جهت حذف اثر سالهای فاقد داده‌های مشاهده‌ای بخش اولیه داده‌ها به طول ۱۰۰ سال حذف گردید و برای ۱۰۰۰ سال عملیات عکس استانداردسازی و نرمال سازی با همان توابع تبدیل انتخاب شده در مرحله اول مدل سازی، انجام گردید و در نتیجه ۴ سری زمانی ماهانه، هر کدام به طول ۱۲۰۰۰ ماه، برای ۴ تابع فراوانی (PC) تولید گردید.

۳-۳- تولید داده‌های بارندگی برای شبکه سلولی

با توجه به اینکه در مراحل قبلی برای هر کدام از ۲۹۱ سلول منطقه، یک عدد میانگین بارش ماهانه و ۴ مورد ضریب وزنی (EOF) از طریق میانبایی بدست آمد، و همچنین ۴ سری زمانی توابع فراوانی (PC) ماهانه به طول ۱۲۰۰۰ ماه برای کل منطقه تولید گردید، سری زمانی بارش ماهانه به طول ۱۲۰۰۰ ماه برای هر کدام از سلول‌ها بدست آمد.

۳-۴- استخراج پارامترهای خشکسالی

در این مرحله با در نظر گرفتن مقادیر حد آستانه در هر سل، پارامترهای خشکسالی شامل بزرگی، تداوم، مساحت تحت پوشش هر رخداد، کل حجم کمبود خشکی هر رخداد، حجم کمبود نسبی در هر سل، کل کمبود نسبی هر رخداد در روی مساحت تحت پوشش آن و متوسط مساحتی که در طول تداوم یک رخداد تحت تأثیر خشکسالی بوده، از طریق روابط ۲۲ تا ۲۸ مذکور استخراج گردیدند. این محاسبات با نوشتن کد برنامه‌نویسی نرم‌افزار MATLAB انجام شد.

در طول ۱۰۰۰ سال داده تولید شده حدود ۱۵۷۳ مورد خشکسالی وجود داشته که بطور متوسط در هر سال ۱/۵۷ رخداد وجود داشته و این به معنای برگشت‌پذیر بودن این پدیده در منطقه می‌باشد. جهت بررسی وضعیت خشکسالی، توزیع فراوانی شدت و تداوم خشکسالی انجام گردید. برای بررسی توزیع فراوانی شدت خشکسالی از کل حجم کمبود نسبی (رابطه ۲۷) که دارای واحد ماه می‌باشد استفاده گردید (شکل ۹). همانطور که مشاهده می‌شود خشکسالی‌های کوچک با شدت نسبی ۰/۵ و ۱ ماه دارای فراوانی نسبتاً بالایی و در حدود ۰/۱۶۵ و ۰/۱۶۹ بوده‌اند و رخدادها با شدت متوسط ۴/۵ - ۱/۵ ماه تقریباً دارای فراوانی نسبی پایین (کمتر از ۰/۰۲۵) می‌باشند. با افزایش شدت خشکسالی نسبی از ۵ ماه به بالا مجدداً فراوانی نسبی بیشتر شده و در شدت خشکسالی ۵/۵ ماه به حداکثر مقدار خود (۰/۱۸۴) رسیده است و بعد از آن مجدداً سیر نزولی به خود گرفته و تا جایی که از شدت نسبی ۸ ماه به بعد، فراوانی نسبی تقریباً ناچیز و کمتر از ۰/۰۱ می‌باشد. می‌توان این موضوع را بدین گونه بیان نمود که خشکسالی‌ها به چهار دسته ضعیف با شدت ۱-۰/۵، متوسط با شدت ۴/۵-۱/۵، شدید با شدت ۷-۵ و خیلی شدید با شدت بیشتر از ۷/۵ ماه قابل تقسیم بوده که از نظر فراوانی و احتمال وقوع، خشکسالی‌های ضعیف و شدید دارای سهم بالایی بوده و ماهیت خشکسالی در این منطقه بیشتر با این دو طیف رخ می‌دهد. خشکسالی‌های ضعیف معمولاً مربوط به ماه‌های با بارش

به منظور بررسی وسعت تأثیر خشکسالی‌ها، تعداد سل‌هایی که در هر رخداد تحت تأثیر قرار گرفته استخراج و درصد مربوطه محاسبه گردید. سپس با در نظر گرفتن کلاس‌های طبقه‌بندی ۱۰-۰، ۲۰-۱۰، ... و ۱۰۰-۹۰ درصد، فراوانی نسبی رخدادها در هر طبقه محاسبه گردید (شکل ۱۱). فراوانی نسبی خشکسالی‌ها با پوشش ۱۰ درصد نسبتاً بالا و حدود ۰/۱۷ بوده است. در حالی که فراوانی نسبی مربوط به طبقات ۲۰، ۳۰، ۴۰، ۵۰ و ۶۰ درصد سطح تأثیر، کم و اغلب پایین‌تر از ۰/۰۶ بوده است ولی فراوانی نسبی از کلاس ۷۰ درصد به بالا افزایش یافته به طوری که بالاترین مقدار آن مربوط به کلاس ۸۰ و معادل ۰/۲ بوده است. به طور کلی حدود ۰/۷۱ فراوانی نسبی مربوط به طبقات ۱۰۰-۷۰ بوده و مبین این موضوع است که بیشتر خشکسالی‌ها در منطقه دارای سطح تأثیر بیشتر از ۷۰ درصد بوده و این خود دلیلی بر منطقه‌ای بودن این رخداد می‌باشد.

صفر بوده که در تحلیل از آنها استفاده گردیده و تقریباً در تمام سال‌های دوره تحلیل به وقوع می‌پیوندند و خشکسالی شدید مربوط به مواردی علاوه به ماه‌های صفر می‌باشد.

فراوانی نسبی تداوم خشکسالی‌ها نیز در شکل ۱۰ ارائه گردیده است. بیشترین فراوانی نسبی مربوط به رخدادهای یک ماهه می‌باشد (حدود ۰/۲۹) یعنی رخدادهای با تداوم یک ماه شایع‌ترین موارد خشکسالی منطقه می‌باشند. از تداوم ۲-۵ ماه فراوانی نسبی معمولاً پایین و کمتر از ۰/۰۶ بوده است. از تداوم ۶-۹ ماه مجدداً فراوانی نسبی بیشتر بوده و مجموعاً ۰/۴۵ فراوانی نسبی مربوط به این طیف می‌باشد. از تداوم ۱۰ ماه به بالا تا ۲۱ ماه نیز فراوانی نسبی ناچیز و در مجموع برابر ۰/۰۶۴ بوده است. به طور کلی می‌توان گفت بیشتر رخدادها دارای تداوم ۶-۹ ماه می‌باشند.

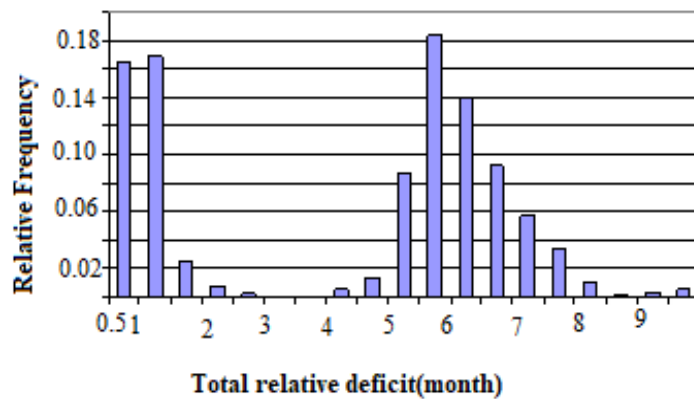


Fig. 9- Relative frequency of drought intensity in the research area based on the results of precipitation modeling

شکل ۹- فراوانی نسبی شدت خشکسالی در منطقه تحقیق بر اساس نتایج مدل‌سازی بارش

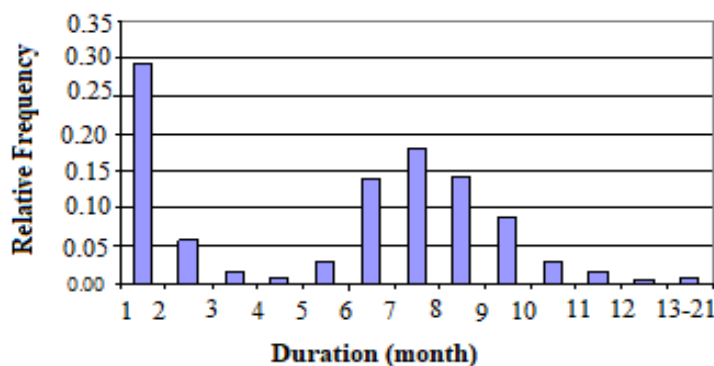


Fig. 10- Relative frequency of drought persistence in the research area based on the results of precipitation modeling

شکل ۱۰- فراوانی نسبی تداوم خشکسالی در منطقه تحقیق بر اساس نتایج مدل‌سازی بارش

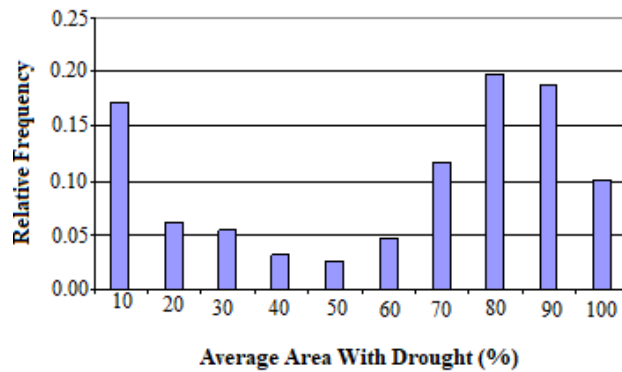


Fig. 11- Relative frequency of drought affected area in the research area based on the results of precipitation modeling

شکل ۱۱- فراوانی نسبی مساحت تحت تأثیر خشکسالی در منطقه تحقیق بر اساس نتایج مدل سازی بارش

گرفته و در سطح تأثیر ۶۵ درصد به حداکثر مقدار خود رسیده‌اند و از این نقطه به بعد مجدداً بطور ملایم‌تری روند نزولی پیدا نموده‌اند. در هر دو شکل با افزایش دوره برگشت منحنی‌ها به بالا شیفت پیدا نموده‌اند. در این شکل‌ها خشکسالی‌های تاریخی نیز با علائمی نشان داده شده‌اند، که از این طریق می‌توان در مورد شدت، تداوم و دوره برگشت آنها قضاوت نمود. بخشی از خشکسالی‌های تاریخی در محدوده سطح تأثیر کمتر از ۴۵ درصد واقع گردیده‌اند و اغلب دارای دوره بازگشت کمتر از ۱۰ سال بوده‌اند که از جمله آنها می‌توان به خشکسالی سال ۱۳۴۵ اشاره نمود که دارای دوره برگشت ۱۰ سال، کمبود نسبی ۱/۲۵ ماه و سطح تأثیر ۳۷ درصد بوده است.

همین مورد بر اساس منحنی تداوم- مساحت- فراوانی (DAF) دارای دوره برگشت کمتر از ۵ سال می‌باشد. دو مورد خشکسالی سال‌های ۱۳۶۲ و ۱۳۷۲ استثنایی بوده و به ترتیب دارای سطح تأثیر ۶۵ و ۴۰ درصد، کمبود نسبی ۱۱/۸ و ۷/۱ ماه و تداوم ۱۹ و ۱۳ بوده و دوره برگشت آنها بیش از ۲۰۰ سال می‌باشد. از موارد دیگر می‌توان به سال‌های ۸۲-۱۳۷۹ اشاره نمود. در این سالها به طور متوالی خشکسالی وجود داشته به طوری که سطح تأثیر بین ۶۰ تا ۸۰ درصد، دوره بازگشت کمتر از ۵ سال، شدت نسبی بین ۶ تا ۸ ماه (نسبتاً شدید) و تداوم آنها بین ۶ تا ۱۰ ماه بوده است. نکته حائز اهمیت در مورد این سال‌ها عبارتست از اثر تجمعی رخدادها که خسارتهای شدید اقتصادی اجتماعی به بار آوردند و باعث ایجاد بحران در مملکت گردیدند؛ لذا از لحاظ طبقه‌بندی در این سال‌ها رخدادها زیاد شدید نبوده، بلکه توالی رخدادها و تأثیر هیدرولوژیکی آنها که باعث افت شدید آب رودخانه‌ها و سفره‌های آب زیرزمینی گردید حائز اهمیت می‌باشد لذا این نکته در مباحث مدیریت خشکسالی بایستی مدنظر قرار گیرد.

۳-۵- استخراج منحنی‌های بزرگی- مساحت- فراوانی (SAF) و تداوم- مساحت- فراوانی (DAF)

پس از طبقه‌بندی خشکسالی‌ها از لحاظ مساحت منطقه تأثیر آنها به صورت کلاس‌های ۱۰٪، ۲۰٪ و ۱۰٪ و غیره در هر کلاس، دوره برگشت کمبود نسبی خشکسالی و تداوم از طریق برزاش بهترین منحنی توزیع فراوانی احتمالاتی بر سری‌های حجم کمبود نسبی و تداوم به دست آمد. توزیع‌های تست شده شامل توزیع حد نهایی، لجستیک و لوگ لجستیک، توزیع حدی (EV)، نمایی، گاما نرمال لوگ نرمال، رایلی، رایسین، ویبول پویسن ناکاگامی و گوسی معکوس بودند که برای انجام محاسبات از بسته Distribution Fitting Tool از زیر مجموعه نرم‌افزار MATLAB استفاده گردید. همچنین برای تخمین پارامترها از روش حداکثر درست‌نمایی استفاده شد. توزیع‌های مناسب شامل توزیع حد نهایی، لجستیک و لوگ لجستیک بودند. در ادامه احتمال مربوط به دوره بازگشت‌های ۵، ۱۰، ۵۰، ۱۰۰ و ۲۰۰ سال محاسبه، و از روی توزیع‌های احتمالاتی برزاش شده مقدار حجم کمبود نسبی و تداوم در سطوح تأثیر مختلف استخراج، و بدین ترتیب منحنی‌های بزرگی- مساحت- فراوانی (SAF) و تداوم- مساحت- فراوانی (DAF) برای منطقه تحقیق ترسیم گردید. این منحنی‌ها در اشکال ۱۲ و ۱۳ نشان داده شده‌اند. لذا دوره برگشت یک خشکسالی با یک حجم کمبود نسبی (یا تداوم) مشخص و مساحت تأثیر آن از روی اشکال فوق قابل استخراج است. همانطور که ملاحظه می‌گردد خشکسالی‌هایی که دارای سطح تأثیر کمتر از ۴۵ درصد بوده در هر دو حالت برای تمام دوره‌های بازگشت دارای شدت نسبی و تداوم کمتر از ۴ ماه می‌باشند و این بدین معناست خشکسالی‌های خفیف و یا با تداوم کم معمولاً دارای سطح تأثیر کمتر از ۴۵ درصد می‌باشند. از سطح تأثیر ۴۵ درصد به بعد منحنی‌ها با شیب نسبتاً تندی روند صعودی به خود

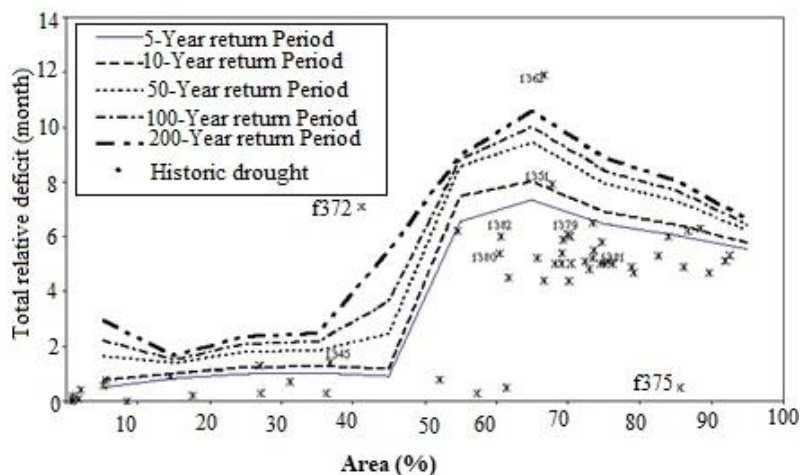


Fig. 12- Severity-Area-Frequency (SAF) meteorological drought curves in the research area
 شکل ۱۲- منحنی‌های بزرگی- مساحت- فراوانی (SAF) خشکسالی هواشناسی در منطقه تحقیق

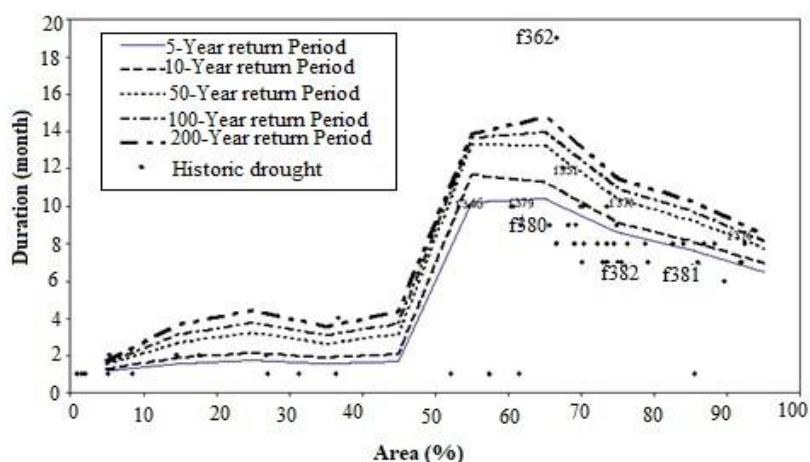


Fig. 13- Duration-Area-Frequency (DAF) meteorological drought curves in the research area
 شکل ۱۳- منحنی‌های تداوم- مساحت- فراوانی (DAF) خشکسالی هواشناسی در منطقه تحقیق

ساده می‌باشند. از طریق مدل‌های مذکور ۴ سری زمانی ماهانه PC به طول ۱۰۰۰ سال تولید و سپس با توجه به ضرایب مکانی (EOF) و سری‌های زمانی PC، سری زمانی بارش ماهانه برای هر کدام از ۲۹۱ سل منطقه تحقیق به طول ۱۰۰۰ سال تولید گردید.

تحلیل خشکسالی با در نظر گرفتن حد آستانه ۸۰ درصد برای هر کدام از سل‌ها انجام و پارامترهای خشکسالی شامل بزرگی، تداوم، مساحت تحت پوشش، کل حجم کمبود، حجم کمبود نسبی و غیره محاسبه گردید. بر اساس نتایج مشخص گردید به طور متوسط ۱/۵۷ واقعه خشکسالی در سال به وقوع می‌پیوندد این در حالی است که تحقیقات خود به ترتیب اعلام نمودند که به طور متوسط دوره بازگشت خشکسالی‌ها در ایران ۲/۵ و ۲ سال می‌باشد.

۴- نتیجه‌گیری و پیشنهادها

در این پژوهش با یک روش مدل‌سازی که ترکیبی از توابع متعامد تجربی (EOF)، مدل‌سازی استوکاستیک و روش میان‌یابی کربجینگ است بارش ماهانه در حوزه‌های آبریز کرخه، کارون و دز مدل‌سازی گردید که در نتیجه آن ۴ منطقه همگن که شامل نواحی جنوب شرقی، جنوب، شمال و غرب منطقه تحقیق بود با ضرایب مکانی (EOF) مشخص و بهترین مدل‌های استوکاستیک فصلی شامل $PARMA(0,1)$ ، $PARMA(1,1)$ ، $PARMA(1,1)$ و $PARMA(0,1)$ به ترتیب برای ۴ سری زمانی منطقه‌ای PC که در مجموع ۸۶/۹ درصد تغییرات را پوشش می‌دادند تعیین گردیدند. Hisdal and Tallksen (2003) نیز در مدل‌سازی بارش در دانمارک به این نتیجه رسیدند که مدل‌های فصلی ARMA بهتر از مدل‌های

بر اساس شاخص حجم کمبود نسبی کل، خشکسالی در منطقه تحقیق به ۴ دسته ضعیف (با شدت ۱-۰/۵)، متوسط (با شدت ۴/۵-۱/۵)، شدید (با شدت ۷-۵) و خیلی شدید (با شدت بیشتر از ۷/۵) طبقه‌بندی شد و نتایج نشان داد در این منطقه بیشتر خشکسالی‌ها در دو طیف ضعیف و شدید رخ می‌دهند و تداوم خشکسالی‌ها نیز عمدتاً بین ۶ تا ۹ ماه می‌باشد. بررسی‌های منطقه‌ای نشان داد در بیش از ۷۱ درصد موارد سطح تأثیر خشکسالی‌ها بیش از ۷۰ درصد می‌باشد و این خود دلیلی بر منطقه‌ای بودن این پدیده می‌باشد.

جهت استخراج منحنی‌های بزرگی- مساحت- فراوانی (SAF) و تداوم- مساحت- فراوانی (DAF) پس از طبقه‌بندی خشکسالی‌ها از لحاظ مساحت منطقه تأثیر آنها به صورت کلاس‌های ۱۰٪-۰ و ۲۰-۱۰٪ و غیره در هر کلاس، دوره برگشت کمبود نسبی خشکسالی و تداوم از طریق برازش بهترین منحنی توزیع فراوانی احتمالاتی بر سری‌های حجم کمبود نسبی و تداوم به دست آمد. توزیع‌های بهتر شامل توزیع حد نهایی، لجستیک و لوگ لجستیک بودند.

Krassovskaia and Gottschalk (1995) روش مشابه تحقیق جاری را برای تحلیل منطقه‌ای خشکسالی هواشناسی هند برای ۴ فصل جداگانه بکار گرفتند. همچنین، Hisdal and Tallaksen (2003) به صورت مشابه خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی را در دانمارک تحلیل نمودند و نتایج آنها نشان داد که خشکسالی هیدرولوژیکی دارای پوشش همگنی و فراوانی کمتری نسبت به خشکسالی هواشناسی بوده و در دوره‌های طولانی با تأخیر به وقوع می‌پیوندد.

بر اساس منحنی‌های SAF و DAF در موارد خشکسالی با حجم کمبود نسبی و تداوم کمتر از ۴ ماه، سطح تأثیر کمتر از ۴۵ درصد می‌باشد. همچنین برای مواردی که دارای حداکثر حجم کمبود و تداوم بوده‌اند سطح تأثیر ۶۵ درصد می‌باشد. در مورد سال‌های ۸۲-۱۳۷۹ که خشکسالی به طور متوالی وجود داشته، سطح تأثیر بین ۶۰ تا ۸۰ درصد، دوره بازگشت کمتر از ۵ سال، شدت نسبی بین ۶ تا ۸ ماه (نسبتاً شدید) و تداوم آنها بین ۶ تا ۱۰ ماه بوده است و لحاظ طبقه‌بندی در این سال‌ها رخدادها زیاد شدید نبوده بلکه اثر تجمعی آنها منجر به بروز خسارت‌های شدید گردیده است. در ادامه پیشنهادهایی ارائه می‌گردد:

- با توجه به مفید بودن داده‌های رطوبت خاک در تحلیل انواع خشکسالی از یک طرف و فقدان یا کمبود آن از طرف دیگر، پیشنهاد می‌گردد دستگاه‌های متولی نسبت به استقرار ادوات در ایستگاه‌ها و اندازه‌گیری مستمر آن اقدام نمایند.

- با توجه به برگشت‌پذیر بودن پدیده خشکسالی در کشور مدیریت و پایش آن از نیازهای مبرم می‌باشد.

- یکی از ابزارهایی که اخیراً در پی بردن به پدیده‌های تاریخی هیدرولوژی از قبیل خشکسالی و سیل مورد توجه قرار گرفته، داده‌های مربوط به حلقه درختان^{۱۳} می‌باشد؛ لذا پیشنهاد می‌گردد به تهیه و جمع‌آوری این گونه داده‌ها اقدام گردد.

- پیشنهاد می‌شود بحث بررسی خشکسالی در شرح خدمات مطالعات پروژه‌های آبی از قبیل سد، نیروگاه، شبکه‌های آبیاری و زهکشی و مدیریت منابع آبهای سطحی و زیرزمینی مورد توجه قرار گیرد.

- پیشنهاد می‌گردد در توزیع بودجه‌های عمرانی علاوه بر پارامترهایی از قبیل جمعیت و مساحت میزان آسیب‌پذیری به بلایای طبیعی از قبیل خشکسالی و سیل نیز مدنظر قرار گیرد.

- همچنین، پیشنهاد می‌شود علاوه بر مباحث پیش‌بینی، پایش و مدیریت خشکسالی روی گزینه سازگاری با این پدیده نیز بررسی‌های لازم انجام شود.

پی‌نوشت‌ها

- 1- Standardized Precipitation Index
- 2- Principal Component Analysis
- 3- Empirical Orthogonal Function
- 4- Severity- Area- Frequency
- 5- Duration-Area-Frequency
- 6- Singular Value Decomposition
- 7- Amplitude Function
- 8- Weight Coefficient
- 9- Seasonal
- 10- Box-Cox
- 11- Moments
- 12- Approximate Least Squares
- 13- Tree Ring

۵- مراجع

- Demuth S, Stahl K (2002) Climate variability and drought. *Wasser & Boden* 54(10): 36-40
- Farajnezhazadeh asl M (1988) Drought analysis and forecasting in Iran. Ph.D. Thesis, Tarbiat Modarres University (In Persian)
- Gottschalk L, Tallaksen LM, Perzyna G (1997) Derivation of low flow distribution functions using recession curves. *Journal Hydrology* 194(1-4):239-262
- Grimmer M (1963) The space-filtering of monthly surface anomaly data in terms of pattern using empirical orthogonal functions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 89(381):395-408

- Obled Ch, Creutin JD (1986) Some developments in the use empirical orthogonal functions for mapping meteorological fields. *Journal of Applied Meteorology* 15(9):1189-1204
- Sabtrafar H (2009) Study and analysis of the effects of drought on the quantity and quality of water resources in the country and provide practical solutions to deal with it. *Second Water Resources Management Conference (In Persian)*
- Stidd CK (1967) The use of eigenvectors for climate estimates. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 6(2):255-264
- Tallaksen LM, Hisdal H (1997) Regional analysis of extreme streamflow drought duration and deficit volume. *IAHS Publication* 246:141-150
- Tallaksen LM, Van Lanen HJ (2004) Hydrological drought: Processes and estimation methods for streamflow and groundwater. *Hydrology and Quantitative Water Management, WIMEK*
- Zaidman MD, Rrce HG, Yang AK (2001) Spatio-temporal development of stream flow droughts in north-west europe. *Hydrology and Earth System Science* 5(4):733-751
- Hannachi A (2004) A primer for EOF analysis of climate data. department of meteorology. University of Reading Reading RG6 6BB, U.K.
- Hisdal H, Tallaksen LM (2003) Estimation of regional, meteorological and hydrological drought characteristics: A case study for Denmark. *Journal of Hydrology* 281:230-247
- Hisdal H, Tveito OE (1993) Extension of runoff series using empirical orthogonal functions. *Hydrology* 38(1):33-49
- Holmström I, Stokes J (1978) Statistical forecasting of sea level change in the Baltic. *SMHI Rapport, Nr RMK9, Norrköping, Sweden*
- Karamoz M, Aaraqinezhad Sh (2008) *Advanced Hydrology*. Amir Kabir University of Technology Publication, 464p (In Persian)
- Krassovskaia I, Gottschalk L (1995) Analysis of regional drought characteristics with empirical orthogonal functions. In: Kundezewicz, Z.W. (ED). *New University Concepts in Hydrology and Water Resource*. International Hydrology Series, Cambridge University Press, Cambridge, 163-197
- Libiseller C (2002) Performance of partial Mann-Kendall tests in the presence of covariate. *Environ metrics* 13(1):71-84