

## Precipitation Climatology of the Caspian Region

H. Asakereh<sup>1</sup> and N. Varnaseri Ghandali<sup>2\*</sup>

### Abstract

In current research, attempts were made to analyze the hidden aspects of precipitation in the Caspian region. To this end, the daily data of 385 stations, under Meteorological Organization and the Ministry of Energy's supervision was used for the period of 1966-2016 (51 years). These stations were used in order to create maps with a spatial resolution of  $3 \times 3$  km. Sinusoidal behaviors of monthly Precipitation in each pixel of the map were investigated. Accordingly, first to sixth harmonics were extracted. Finally, to identify the spatial patterns of precipitation based on the contribution of different periodic and its zoning, the cluster analysis method was used based on the Euclidean distance and the "Ward" method of linkage. The results showed that large-scale systems and local factors such as the Alborz Mountains and the Caspian Sea have led to different patterns of atmospheric precipitation. The largest share of precipitation from large scale systems was seen in the southwest of the Caspian Sea and the eastern region and the highest share of local precipitation was met encountered in the Alborz highlands. This suggests that precipitation is concentrated in the coastal and southwest parts of the Caspian Sea and east of the region, and is less concentrated in the Alborz highlands. The results of cluster analysis indicated that in the Caspian region three classes of distinct precipitation diffraction can be identified. The geographical dispersion of these classes shows that the difference between these classes is affected by latitude and distance from the Caspian Sea.

**Keywords:** Precipitation Climatology, Large-Scale Systems, Local Factors, Rise and Fall, Caspian Region.

Received: October 9, 2020

Accepted: December 16, 2020

## اقلیم‌شناسی بارش ناحیه خزری

حسین عساکره<sup>۱</sup> و نسربین ورناسری قندعلی<sup>۲\*</sup>

### چکیده

در این پژوهش تلاش شد تا جنبه‌های پنهان بارش در ناحیه خزری مورد بررسی و واکاوی قرار گیرد. بدین منظور از داده‌های روزانه ۳۸۵ ایستگاه همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و ایستگاه‌های باران‌سنجی وزارت نیرو طی بازه زمانی ۱۹۶۶-۲۰۱۶ (۵۱ سال) استفاده شد. نقشه‌های بارش روزانه با تفکیک مکانی  $3 \times 3$  کیلومتر ایجاد شد. برای هر پیکسل ایجاد شده در نقشه افت و خیز سینوسی بارش ۱۲ ماه سال براساس روش همسازها بررسی گردید. بارش‌های ۱، ۲، ۳، ۴، ۵ و ۶ تناوبی در هر سال استخراج گردید. به منظور شناسایی الگوهای مکانی بارش براساس سهم تناوب‌های مختلف و نیز پهنه‌بندی آن از شگرد تحلیل خوشه‌ای براساس فاصله اقلیدسی و روش ادغام "وارد" استفاده شد. نتایج نشان داد که، در نواحی‌ای که بارش‌های یک تناوبی وجود داشته، سیستم‌های بزرگ مقیاس و در نواحی با بارش‌های دو تناوبی، سیستم‌های بزرگ مقیاس و عوامل محلی و در نواحی با بارش‌های سه، چهار، پنج و شش تناوبی، عوامل محلی هم‌چون رشته‌کوه‌های البرز، دریای خزر و جلگه‌ای بودن ناحیه منجر به نزولات جوئی شده است. بیش‌ترین سهم بارش‌های حاصل از سامانه‌های بزرگ مقیاس در جنوب‌غربی دریای خزر و شرق ناحیه و بیش‌ترین سهم بارش‌های محلی در ارتفاعات البرز مشاهده شد. این خود بیانگر این است که، در بخش‌های ساحلی و جنوب‌غرب دریای خزر و شرق ناحیه، بارش متمرکز و در ارتفاعات البرز نامتمرکزتر بوده است. نتایج حاصل از تحلیل خوشه‌ای نشان داد که، در ناحیه خزری سه طبقه پراش بارش متمایز را می‌توان شناسایی نمود. پراکندگی جغرافیایی این طبقات نشانگر این بود که تفاوت این طبقات متأثر از عرض جغرافیایی و فاصله از دریای خزر است.

**کلمات کلیدی:** اقلیم‌شناسی بارش، سیستم‌های بزرگ مقیاس، عوامل محلی، افت و خیز، ناحیه خزری.

تاریخ دریافت مقاله: ۹۹/۷/۱۸

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۹/۹/۲۶

1- Professor of Climatology, University of Zanjan, Zanjan, Iran. Email: asakereh1@yahoo.com

2- Ph.D. Student in Climate Changes, University of Zanjan, Zanjan, Iran. Email: nasrinvarnaseri@yahoo.com

\*- Corresponding Author

۱- استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.

۲- دانشجوی دکتری تغییرات آب و هوایی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.

\*- نویسنده مسئول

بحث و مناظره (Discussion) در مورد این مقاله تا پایان زمستان ۱۳۹۹ امکانپذیر است.

اقلیم هر محل، رفتار جو آن محل در امتداد زمان است، یکی از شرایط جوئی که اقلیم هر محل را شکل می‌دهد و خود نیز تحت تأثیر اقلیم آن مکان است، عنصر بارش می‌باشد. بدین ترتیب مطالعه رفتار زمانی بارش در یک بازه زمانی طولانی در هر مکان مفروض را می‌توان «اقلیم‌شناسی بارش» آن منطقه نامید (Asakereh and Razmi, 2011). اقلیم‌شناسی بارش در واقع تحت تأثیر تغییرات و ناهنجاری‌های بارش در زمان و مکان قرار می‌گیرد و شامل اقلیم یکنواخت تا فصلی و در نهایت حاد است (Ansari Basir, 2007). یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های قابل بررسی در اقلیم‌شناسی بارش هر منطقه، مطالعه و شناخت رفتار تناوبی بارش می‌باشد (Tarawneh and Kadioglu, 2003)، زیرا بارش هر منطقه بازتابی از تأثیر عوامل کنترل‌کننده ناحیه‌ای و محلی است. رفتارهای تناوبی بارش در هر ناحیه، به شکل آشکار و نهان شکل می‌گیرد. پژوهش‌های بین‌المللی، ملی و محلی پرشماری برای بررسی اقلیم‌شناسی بارش انجام شده است. برای مثال Kadioglu et al. (1999) به بررسی اقلیم‌شناسی بارش ترکیه با استفاده از روش تحلیل همسازها<sup>۱</sup> پرداختند و دریافتند که تنها دو همساز اول و دوم برای بیان بیش‌تر از ۹۰ درصد تغییرپذیری اقلیم بارشی در ترکیه کافی است. (Funk et al. 2015) با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و الگوسازی بر پایه رگرسیون پنجره متحرک و بهره‌مندی از روش میان‌یابی «وزن‌دهی معکوس فاصله (IDW)<sup>۲</sup>» اقلیم‌شناسی بارش جهان را مورد بررسی قرار دادند. (Asakereh et al. 2015) با استفاده از روش تحلیل همسازها به اقلیم‌شناسی بارش ایران پرداختند. نتایج مطالعه ایشان نشان داد که سهم پراش همساز اول در بارش سالانه ایران از شمال به جنوب افزایش می‌یابد و در همساز دوم این رابطه معکوس می‌شود؛ به طوری که در آستانه‌های آذربایجان غربی و شرقی و نواحی ساحلی خزر همساز دوم بیش‌تر از جنوب کشور است.

یکی از مهم‌ترین روش‌هایی که برای آشکارسازی رفتارهای دوره‌ای عناصر اقلیمی (از جمله بارش) استفاده می‌شود، بررسی همسازهای بارش است (Daneshmand and Mahmoudi, 2017). تحلیل همسازها برای نشان دادن نوسانات و یا تغییرات در یک سری زمانی به صورت مجموعه‌ای از توابع سینوسی و کسینوسی است (Wilks, 2006). چنانچه یک افت و خیز در بارش قابل مشاهده باشد، نشانگر این است که بارش در یک ماه یا فصل رخ می‌دهد. اگر این اتفاق رخ دهد، رژیم بارش را رژیم متمرکز گویند. اگر به جای یک افت و خیز در سری زمانی ماهانه بارش دو یا چند افت و خیز در بارش دیده شود، بارش با انقطاع در چند ماه یا چند فصل رخ می‌دهد. در این صورت

بارش غیرمتمرکز خواهد بود (Asakereh and Razmi, 2011). روش تحلیل همسازها، روشی بسیار کارآ و مفید برای توصیف شاخص‌های نهان و الگوهای بارش سالانه (Livada and Assimakopoulos, 2008)، تحلیل گستره جغرافیایی رژیم‌های بارش و نمایش مرز آن‌ها (Kirkyala and Hameed, 1989)، شناسایی فصول بارش و تحلیل تغییرات مکانی آن به‌شمار می‌آید. بنابراین شناخت رفتار نوسانی بارش از ضروریات برنامه‌ریزی محیطی (آگاهی از رفتار آشکار و نهان)، این متغیر کلیدی می‌باشد (Saligheh et al., 2016). بارش در سواحل جنوبی دریای خزر به‌عنوان مهم‌ترین عنصر اقلیمی و پدیده جوئی از توزیع زمانی و مکانی پیچیده‌ای برخوردار است. موقعیت جغرافیایی منحصر به‌فرد این منطقه به‌ویژه قرارگیری آن بر جانب جنوبی دریای خزر، جابه‌جایی مداوم پشته‌ها و ناهوهای امواج غربی بر روی منطقه و استقرار رشته‌کوه‌های مرتفع و توپوگرافی پیچیده بروز چنین پیچیدگی را در الگوی بارش در پی داشته است (Mofidi et al., 2008). مطالعات پرشماری برای شناخت سازوکار جوی بارش ناحیه خزری انجام شده است. در این پژوهش‌ها عمدتاً نقش واداشت جو در تکوین بارش این ناحیه در معرض توجه بوده است. برای مثال (Jahanbakhsh and Karami 1999) شرایط همید و تأثیرگذار پرفشار سیبری توأم با بارش سواحل جنوبی دریای خزر را در معرض بررسی قرار دادند. نتایج بررسی‌های ایشان نشان داد که در زمان استقرار زبانه سیستم‌های پرفشار هرچه هوای انتقال یافته از عرض‌های بالاتر سردتر بوده و اختلاف دمای سطح آب از شمال به جنوب زیادتر و هم‌چنین شیو گرمایی ایجاد شده بین دریا و خشکی بیش‌تر باشد، جبهه نسیم دریا قوی‌تر شده و در نتیجه باران‌های شدیدتری فرو خواهد ریخت. (Alijani et al. 2007) نقش الگوهای فشار در بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر را در دوره آماری ۱۹۸۶-۲۰۰۳ مورد بررسی قرار دادند. نتایج مطالعه ایشان نشان داد که، بیش‌تر بارش‌ها در توالی‌های دو و سه روزه رخ می‌دهند. استنباط ایشان بر این بود که تداوم مزبور گواهی بر پویایی بودن عوامل توأم با این بارش است. سامانه‌های همید توأم با این بارش‌ها عمدتاً پرفشارهای پویایی غربی هستند که غالباً در ماه اکتبر وارد منطقه می‌شوند. (Khorshiddoust and Shirzad 2014) با استفاده از تحلیل خوشه‌ای و تابع تشخیص (تحلیل ممیزی) به بررسی و تحلیل بارش‌های ناحیه شمال ایران در طی دوره آماری ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۷ پرداختند. نتایج حاصل از تحلیل خوشه‌ای نشان داد که بر حسب مقدار و زمان بارش در منطقه مورد مطالعه می‌توان ۴ خوشه عمده بارشی ترسیم کرد. هم‌چنین نتایج تابع تشخیص نشان داد که، حدود ۸۲/۳ درصد از خوشه‌بندی‌های انجام شده در تحلیل خوشه‌ای به درستی صورت گرفته و حدود ۱۷/۷ درصد آن به اشتباه خوشه‌بندی شده است. (Saligheh et al. 2016) رابطه شاخص‌های NCPI<sup>۳</sup> و CACO<sup>۴</sup> با

برای دستیابی به اهداف این پژوهش در ابتدا به بررسی و واریس داده‌ها پرداخته شد. با استفاده از آزمون Alexandersson (1986) همگنی طول دوره آماری ایستگاه‌ها تأیید گردید. به منظور تبدیل داده‌های نقطه‌ای به مقادیر پهنه‌ای، با استفاده از نرم‌افزار Surfer میان‌یابی مشاهدات بارش به روش کریجینگ<sup>۵</sup>، با تفکیک مکانی ۳×۳ کیلومتر از بازه زمانی ۱۹۶۶/۱/۱ تا ۲۰۱۶/۱۲/۳۱ صورت گرفت. در ابتدا تعداد دوازده روش میان‌یابی (شامل روش‌های Spline, Minimum Curvature, Natural Neighbor, Nearest Neighbor, IDW,...) آزمون شد. انتخاب روش میان‌یابی کریجینگ به دلیل کمینه شدن خطای میان‌یابی در قیاس با روش‌های دیگر است (برای بحثی مشابه به (2008) Asakereh مراجعه کنید). حاصل فرایند میان‌یابی داده‌های بارش روزانه، ماتریسی با ابعاد ۱۸۶۲۸×۶۴۷۹ (سطرها روزهای بارشی و ستون‌ها یاخته‌هایی شامل مکان در محدوده مورد بررسی) می‌باشد.

بارش حاصل برهم‌کنش و غلبه هریک از فراسنج‌های متعدد و پرشماری است. این فراسنج‌ها را می‌توان در گروه‌های متعددی نظیر فراوانی فعالیت‌های جبهه‌های هوا، فراوانی توزیع و نوع سامانه‌های فشار، تأثیر پهنه‌های آبی و ارتفاعات و ناپایداری گرمایی محلی و غیره رده‌بندی نمود. سازوکار این پدیده‌ها تابع الگوهای زمانی- مکانی خاصی است. از این رو نمود و بروز آن‌ها به صورت تناوب زمانی و مکانی بارش ظاهر می‌شود. الگوی تناوبی زمانی موجب تقسیم سال به بخش‌های پر باران و کم باران می‌گردد (Razmi, 2010). از این رو در نواحی اقلیمی مختلف، واکنش‌های بارشی متنوعی قابل ردیابی است. در نواحی اقلیمی مشابه با اقلیم ایران رفتار بارش به صورت یک موج سینوسی است. نمونه‌ای از این موج در شکل ۲ (میانگین بارش ماهانه ایستگاه بابلسر برای دوره آماری ۲۰۱۶-۱۹۶۶) ارائه شده است.

بارش‌های فراگیر پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر را مورد بررسی قرار دادند. نتایج حاکی از آن بود که، در همه الگوها یک پرفشار بر بالای خزر یا زبانه‌ی پرفشار بر روی خزر کشیده شده است. این مرکز (یا زبانه) موجب تکوین جریانات شمالی سرد می‌شود که در برخورد با دریای نسبتاً گرم به سمت جنوب رطوبت جذب کرده و ناپایدار می‌شود. عوامل دینامیکی در ترازهای بالایی جو موجبات تشدید این ناپایداری را مهیا می‌سازد و در نتیجه بارش فراگیر را ایجاد می‌کند.

به دلیل اهمیت بالای کشاورزی در اقتصاد ناحیه خزری، لزوم شناخت تغییرات و رفتار بارش ارزش فراوانی دارد (Mohammadi et al., 2011). با این وجود مطالعات محدود و معدودی در زمینه تناوب بارش ناحیه خزری انجام شده است. از جمله این پژوهش‌ها می‌توان به پژوهش Ramzanipour et al. (2010) برای حوضه ناورود (غرب گیلان)؛ (Mohammadi et al. (2011) برای ناحیه خزری؛ (2015) Dadashi Roudbari برای حوضه آبریز هراز اشاره کرد. بنابراین، شناخت تناوب درون سالانه بارش در این بخش از کشور ضروری به نظر می‌رسد. بدین منظور رفتارهای چرخه‌ای میانگین بارش ماهانه ناحیه خزری طی دوره آماری مورد مطالعه در معرض توجه قرار گرفت.

## ۲- داده و روش‌ها

به منظور انجام این پژوهش، از داده‌های روزانه بارش ۳۸۵ ایستگاه (ایستگاه‌های همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و باران‌سنجی وزارت نیرو) در استان‌های گلستان، مازندران و گیلان برای بازه زمانی ۲۰۱۶-۱۹۶۶ (۵۱ سال) استفاده شده است (شکل ۱).

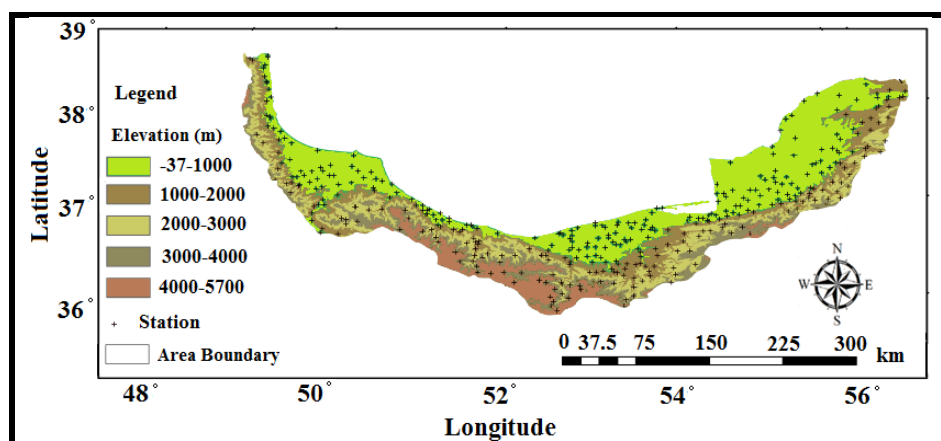


Fig. 1- Elevation features of understudy area and the stations used in current study

شکل ۱- مشخصات ارتفاعی و موقعیت ایستگاه‌های مورد استفاده در پژوهش حاضر

به منظور استخراج و بررسی چرخه‌های شش‌گانه بارش (۱۲، ۶، ۴، ۳، ۲/۴ و ۲ ماهه) و در نهایت تعیین سهم هریک در بارش‌های ناحیه خزری از روش تحلیل همسازها استفاده شد. تعداد همسازها (مؤلفه‌های نوسانی) حداکثر نصف طول داده‌ها است؛ چرا که رفتار نوسانی حداقل از دو مؤلفه (سینوسی و کسینوسی) تشکیل شده است. در واقع، هر همساز گویای یک روند رو به بالا و یک روند رو به پایین در یک سری زمانی است. بنابراین، هر طول موج متوالی در سری زمانی تناوبی با یک همساز نشان داده می‌شود. تحلیل همسازها، روشی معقول برای بیان آهنگ فصلی عناصر اقلیمی نظیر بارش ماهانه و روشی عام برای استخراج چرخه‌های یک سری زمانی است که بر پایه بنیادهای ریاضی بنا نهاده شده است. در این رویه، رفتار تناوبی یک سری زمانی به وسیله توابع مثلثاتی و با مؤلفه‌های سینوسی توصیف می‌شود. این روش برای بررسی رفتار تناوبی بارش در یونان (Livada et al., 2006; Nastos and Zerefos, 2010)؛ تحلیل رژیم بارش شمال شرق ایالات متحده آمریکا (Scott and Shulman, 1979) و اروپا (Karagiannidis et al., 2008)؛ تغییرات دما در قطب جنوب (Justino et al., 2010)؛ تغییرات بارش در پامیر (Pohl et al., 2015) و حوضه دریاچه تانا در اتیوپی (Fetene et al., 2018)؛ اقلیم‌شناسی بارش عربستان سعودی (Tarawneh, 2016) تغییرات زمانی- مکانی بارش ناحیه خزری (Mohammadi et al., 2011) مورد استفاده قرار گرفت.

از توانایی تحلیل همسازها، تعیین سهم پراش (واریانس) هریک از چرخه‌ها است. توضیح این که هر همساز گویای یک رفتار تناوبی در یک سری زمانی است. بنابراین، هر طول موج متوالی در سری زمانی تناوبی با یک همساز نشان داده می‌شود (Ghayur and Asakereh, 2005). به عبارت دیگر، همساز اول گویای چرخه دوازده ماهه (سالانه)، همساز دوم بیانگر چرخه دوگانه (شش ماهه) و در نهایت همساز ششم نماینده چرخه‌های شش‌گانه (دو ماهه) است.

این موج کاهش بارندگی در یک فصل و افزایش آن در فصل دیگر را نشان می‌دهد. می‌توان استنباط کرد که این رفتار بارشی حاصل تناوب در فعالیت سامانه‌های بزرگ مقیاس (همدید) می‌باشد. بنابراین چرخه سالانه بارش را می‌توان حاصل پیش‌روی- پس‌روی سامانه‌های همدید دانست. شایان توجه است که درون این موج سینوسی، موج‌های دیگری نیز وجود دارد که تناوب کاملاً هندسی بارش سالانه را مختل می‌سازد، به طوری که گاه در فصل خشک تناوب خشکی- بارش و در فصل مرطوب نیز تناوبی مشابه رخ می‌دهد. بدین معنی که در هریک از فصول افت و خیز بارش محتمل است. بنابراین درون موج بزرگ موج‌های (کوچکی قابل تشخیص است که می‌توان آن را به شرایط متداخل با الگوهای بزرگ مقیاس نسبت داد. این الگو می‌تواند حاصل شرایط منطقه‌ای و محلی باشد. از آنجا که هر موج حداقل به یک اوج (فراز) و یک حوض (فروود) نیاز دارد، برای طول هر سری زمانی حداکثر معادل نصف آن سری زمانی افت و خیز محتمل است. به بیان دیگر برای یک سری زمانی ۱۲ ماهه حداکثر ۶ تناوب درون سالانه قابل انتظار است.

در پژوهش حاضر تلاش بر این است که انواع تناوب‌های بارشی ناحیه خزری که به اشکال امواج بلند (سالانه) تا بسیار کوتاه (دو ماهه) رخ می‌دهند، استخراج گردد. موجی که دارای یک افت و خیز می‌باشد، به‌علاوه این که متأثر از سیستم‌های بزرگ مقیاس است به‌عنوان بارش‌های یک تناوبی در نظر گرفته شد. این نوع بارش‌ها دارای دوره تناوب دوازده ماهه است. موجی که دارای دو افت و خیز است، به‌عنوان بارش توأم با تناوب شش ماهه، موجی که دارای سه افت و خیز می‌باشد، به‌عنوان بارش با دوره تناوب چهار ماهه در نظر گرفته شد. به‌طور مشابه بارش‌های با تناوب ۳ و ۲/۴ ماهه، به ترتیب با چهار و پنج چرخه در نظر گرفته شده‌اند. در نهایت بارش‌های توأم با چرخه‌های ۲ ماهه دارای شش افت و خیز هستند.

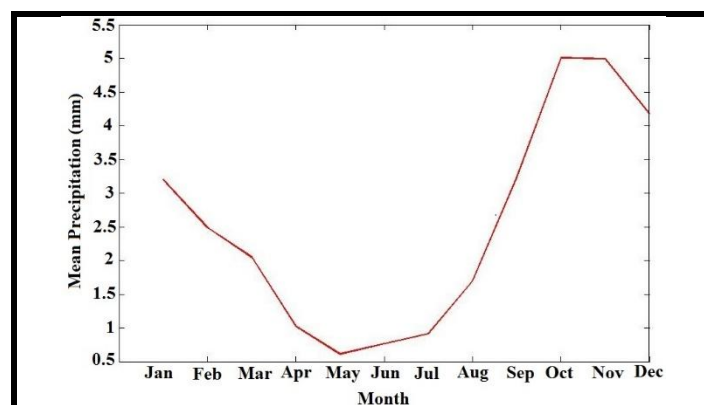


Fig. 2- Mean monthly precipitation of Babolsar Station during the understudy period

شکل ۲- میانگین بارش ماهانه ایستگاه بابلسر طی دوره مورد مطالعه

برای به کارگیری همسازها در تبیین رفتار چرخه‌ای بارش می‌بایست سری‌های زمانی به بسامد تبدیل شوند. بدین منظور در ابتدا  $a_i$  و  $b_i$  که به ضرایب فوریه موسومند، به صورت زیر حاصل می‌شوند (Tarawneh and Kadioglu, 2003):

$$a_i = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^{N-1} X_t \cos\left(\frac{2\pi}{12} it\right), i=1, 2, \dots, \frac{N}{2} \quad (1)$$

$$b_i = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^{N-1} X_t \sin\left(\frac{2\pi}{12} it\right), i=1, 2, \dots, \frac{N}{2} \quad (2)$$

$x_t$  متوسط بارش ماه  $m$ ،  $N$  شمار مشاهدات (در این جا ۱۲) است. مقدار پراش در هر همساز به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$v_i = \left(\frac{A_i^2}{2}\right) \quad (3)$$

سهام پراش هر همساز به پراش کل از رابطه زیر محاسبه می‌گردد (Tarawneh and Kadioglu, 2003):

$$v_i \% = \frac{V_i^2}{\sum_{i=1}^q V_i^2} \times 100 \quad (4)$$

برای به کارگیری روش تحلیل همسازها در ابتدا داده‌های بارش روزانه برای هریک از پیکسل‌های نقشه‌های تهیه شده، به بارش ماهانه تبدیل شد. سپس محاسبات مربوط به هریک از فرمول‌های ۱ تا ۴ برای هر پیکسل انجام شد. در نهایت خروجی حاصل از محاسبات مربوط به فرمول ۴ برای هریک از چرخه‌های بارشی بر پهنه مورد بررسی محاسبه شد. بدین ترتیب چرخه‌هایی که پراش بزرگ‌تری نشان دادند، سهم بیش‌تری از تولید بارندگی را بر عهده داشته‌اند. بدین ترتیب برای هر چرخه یک نقشه و مجموعاً شش نقشه تهیه و تفسیر شد.

در نهایت، جهت طبقه‌بندی چرخه‌های بارش سهم پراش هر یک از همسازهای ناحیه خزری براساس فاصله اقلیدسی و شگرد وارد<sup>۶</sup> در معرض تحلیل خوشه‌ای قرار گرفت. طبقات مختلف بارش (۳ الی ۸ طبقه) مورد بررسی قرار گرفت و در نهایت با مقایسه طبقات بارشی با نقشه‌های همسازها، و نیز با روش آزمون و خطا خوشه‌بندی سه طبقه‌ای توأم با کمینه تفاوت درون‌گروهی و بیشینه تفاوت برون‌گروهی برای ناحیه خزری انتخاب گردید.

در روش تحلیل خوشه‌ای جایگاه ویژه‌ای به هر مشاهده در یک فضای چند بعدی اختصاص داده می‌شود که ابعاد را تعداد صفات اندازه‌گیری شده تعیین می‌کنند. به منظور سنجش فاصله بین مشاهدات از روش‌های ریاضی استفاده می‌شود به این ترتیب تحلیل خوشه‌ای را مناسب‌ترین روش جهت تشخیص شباهت‌های بین افراد یک مجموعه می‌دانند. در این پژوهش جهت تشخیص فاصله‌ی بین افراد از روش اقلیدسی<sup>۷</sup> به صورت زیر بهره‌گرفته شد (Farshadfar, 2010):

$$e_{jk} = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_{ij} - x_{ik})^2} \quad (5)$$

در این رابطه  $e_{jk}$  ضریب فاصله اقلیدسی،  $X_{ij}$  مقدار صفت  $i$ ام بر روی فرد  $j$ ام و  $X_{ik}$  مقدار صفت  $i$ ام روی فرد  $k$ ام است. برای ادغام افراد در گروه‌ها نیز از روش ادغام (وارد) استفاده شده است. فاصله اقلیدسی و روش وارد از مقبولیت بالایی در نزد اقلیم‌شناسان برخوردارند. اقلیم‌شناسان برای شناسایی مناطق همگن اقلیمی در مقیاس‌های مکانی متفاوت، از تحلیل خوشه‌ای بهره‌ی بسیار برده‌اند. در این زمینه می‌توان به پژوهش‌های Jackson et al. (1998) اشاره کرد. ایشان با مقایسه نتایج روش‌های مختلف تحلیل خوشه‌ای، ایستگاه‌های باران‌سنجی منطقه حاره را طبقه‌بندی کردند. (Lana et al. (2007) با روش تحلیل خوشه‌ای بر روی مؤلفه‌های اصلی، هشت الگوی گردش اصلی به وجود آورنده بارش‌های سنگین جزایر بالریک را به دست آوردند. (Lyra et al. (2014) به منظور بررسی تغییرات زمانی- مکانی بارش ماهانه در ایالت آلوگواس، شمال شرقی برزیل؛ Oliveira Júnior et al. (2017) برای شناسایی مناطق همگن بارش در ایالت تکانتینس برزیل؛ (Masoodian (2005) برای شناسایی رژیم‌های بارش ایران؛ (Jahanbakhsh et al. (2015) جهت بررسی توزیع زمانی و مکانی بارش شهرستان تبریز از روش تحلیل خوشه‌ای استفاده کردند.

### ۳- یافته‌ها

#### ۳-۱- مشخصات عمومی بارش ماهانه

به منظور توصیف مکانی- زمانی مشخصات عمومی بارش ناحیه خزری، میانگین و ضریب تغییرات ماه به ماه بارش ماهانه برای هر یاخته محاسبه و در شکل ۳ ارائه گردید. تفاوت‌ها و تباین‌های فصلی بارش در این ناحیه به شرح زیر است:

**فصل زمستان:** میانگین مکانی بارش ناحیه خزری در سه ماه فصل زمستان بین ۱۰ تا ۲۲۰ میلی‌متر در نوسان است. با توجه به شکل ۳ می‌توان دریافت که بیشینه میانگین بارش فصل زمستان در جنوب غربی دریای خزر و در بندر انزلی رخ می‌دهد و از مقدار آن به طرف شرق کاسته می‌شود. پس زمینه شکل ۳ نشان می‌دهد که کمینه ضریب تغییرات ماه به ماه بارش نیز در این مناطق اتفاق می‌افتد. این امر گویای توزیع بارش در طول ماه‌های سال است. زیرا ضریب تغییرات ماه به ماه کم نشانگر تباین کم بین ماه‌ها است. در این فصل کمینه مقدار بارش در قسمت‌های شرقی ناحیه خزری و ارتفاعات البرز رخ می‌دهد. بیشینه ضریب تغییرات نیز در بخش کوچکی از ارتفاعات البرز (جنوب دریای خزر) مشاهده می‌شود و این خود گویای تمرکز زمانی بارش در طول سال است. در واقع بارش‌های کم و اتفاقی در این مناطق منجر به بروز ضریب تغییرات بالا شده است. این تباین‌های مکانی را می‌توان به طول مسیر سامانه‌های باران‌زایی دانست که

(Alijani, 2008) به آن اشاره کرده است. توضیح این که در فصل زمستان علاوه بر ورود بادهای غربی و چرخندهای مدیترانه، بادهای شرقی و شمال شرقی نیز پس از عبور مسیری طولانی از روی دریای خزر، در انزلی می‌بارند. اما این شرایط به طرف شرق دریای خزر کمتر می‌شود (Alijani, 2008). همچنین (Masoodian, 2011) نشان داد که بارش فصل زمستان در خط ساحل خزری به‌ویژه در قسمت جنوب غربی دریا بیش تر است و با دور شدن از ساحل، بارش کاهش می‌یابد. در این بخش از کشور، با افزایش ارتفاع تا حد معین از مقدار بارش کاسته می‌شود. نکته شایان توجه این که از ماه دسامبر به سمت ماه فوریه در بخش‌های شرقی ناحیه و ارتفاعات البرز میانگین بارش افزایش و ضریب تغییرات کاهش می‌یابد.

**فصل بهار:** میانگین مکانی بارش ناحیه خزری در فصل بهار نسبت به فصل زمستان کاهش قابل توجهی یافته است. به استثنای بخش‌های شرقی، فصل بهار خشک‌ترین فصل ناحیه خزری است. برخی بر این باورند که در فصل بهار دریا به سردترین دمای سالانه دست می‌یابد، همچنین بادهای سیبری به جهت تفاوت کم دمایی با آب دریا شرایط مناسب برای صعود همرفت وزشی را مهیا نمی‌کنند. از طرف دیگر، سردی آب دریا سبب شده است که وزش گاه و بیگاه نسیم دریا نیز بخار آب کمتری را به خشکی‌های ساحلی حمل کند (Alijani, 2008). با این وجود بیش‌ترین میانگین شمار روزهای بارانی در ماه مارس به‌وقوع می‌پیوندد. در فصل بهار نیز بیش‌ترین ضریب تغییرات در ارتفاعات البرز و کم‌ترین آن در نواحی ساحلی است. این وضعیت حاکی از توزیع بارش در طول سال در بخش‌های ساحلی و تمرکز زمانی بارش در ارتفاعات البرز می‌باشد.

**فصل تابستان:** با توجه به شکل ۳ ماه ژوئن و ژوئیه کم‌بارش‌ترین ماه‌ها برای بخش‌های شرقی ناحیه خزری محسوب می‌شود. همچنین در این بخش از ناحیه خزری و ارتفاعات البرز بیش‌ترین میانگین بارش رخ می‌دهد. میانگین مکانی بارش ناحیه خزری در هر سه ماه فصل تابستان از غرب به شرق کاسته می‌شود. در این فصل کمینه میانگین بارش در شرق ناحیه و بیشینه آن در غرب ناحیه رخ داده است. در این فصل از سال پرفشار جنب حاره در این بخش از کشور مداوم و شدید نیست؛ در نتیجه گاهی مواقع بادهای غربی رطوبت دریای مدیترانه را به منطقه می‌آورند و نیز سازوکار صعود همرفتی سبب ریزش‌های تابستانه می‌شوند. رطوبت دریای خزر از طریق نسیم دریا تأمین می‌شود و بر اثر گرمایش جلگه ساحلی و ناپایداری حاصل از بادهای غربی ترازهای بالای جو بارندگی ایجاد می‌شود (Alijani, 2008). در هر

سه ماه فصل تابستان بیشینه بارش و کمینه ضریب تغییرات در جنوب غربی دریای خزر می‌باشد. در واقع بعد از ناحیه جنوب و جنوب غربی دریای خزر، در هر سه ماه یک هسته بیشینه بارش به ترتیب با مقدار بارش ۶۵، ۶۵ و ۸۰ میلی‌متر در جنوب دریای خزر (بخش‌هایی از ارتفاعات البرز) دیده می‌شود. بیش‌ترین تغییرات بارش در فصل تابستان نیز در همین بخش از ناحیه خزری رخ می‌دهد. در واقع صعود کوهساری هوای مرطوب دریای خزر از دامنه‌های شمالی رشته کوه البرز سبب وقوع بارش این بخش گردیده است (Khoshhal, 1997). کمینه میانگین بارش نیز در بخش‌هایی از شرق ناحیه و ارتفاعات البرز دیده می‌شود. به عبارت دیگر، بارندگی فصل تابستان به نسبت دوری از دریا کم می‌شود؛ زیرا عامل غالب تأمین رطوبت در این فصل نسیم دریا است و آن هم به نقاط دورتر نمی‌رسد و یا رطوبت کمتری منتقل می‌کند (Alijani, 2008). آن چه باید بدان توجه داشت بارش ماه ژوئیه است که نسبت به ماه‌های دیگر سال کم‌بارش‌ترین ماه ناحیه خزری محسوب می‌شود. میانگین بارش در این ماه در نقاط مختلف بین ۵ تا ۹۵ میلی‌متر در نوسان می‌باشد. در فصل تابستان با پیشروی به سمت ماه اوت بارش ناحیه مورد مطالعه متمرکزتر می‌گردد.

**فصل پاییز:** فصل پاییز، فصل افزایش بارش بعد از یک فصل کم‌بارش است. نکته درخور توجه این است که با پیشروی به سمت فصل پاییز، به‌علت حاکمیت تدریجی پرفشار سیبری (Jahanbakhsh and Karami, 1999) و شکل‌گیری پرفشار دریای سیاه و در نتیجه گذر جریان‌ات مربوط به آن‌ها از روی خزر و نهایتاً تکوین فرایند همرفت وزشی، میانگین بارش ناحیه خزری نیز افزایش می‌یابد. در این فصل بیش‌ترین میانگین بارش در جنوب غربی دریای خزر (بندر انزلی) ثبت شده است. میزان بارش به تدریج از این مرکز بیشینه به سمت شرق و شمال کاهش پیدا می‌کند. گذر بادهای سرد یاد شده از روی دریای نسبتاً گرم و در مسیر طولانی تا رسیدن به انزلی ناپایدار و مرطوب شده و ایجاد بارندگی می‌کنند (Alijani, 2008). کمینه میانگین بارش نیز در هر سه ماه فصل پاییز در قسمت‌های شرقی ناحیه خزری و بعد از آن در ارتفاعات البرز ثبت شده است. در واقع پربارش‌ترین ماه در بخش جنوب غربی دریای خزر ماه اکتبر و در بخش شرقی ناحیه و ارتفاعات البرز ماه مارس است. ضریب تغییرات بارش نیز نشان می‌دهد که در فصل تابستان نیز همانند سایر فصل‌ها بیشینه تغییرات بارش در ارتفاعات البرز و کمینه آن در خط ساحلی است. به سمت ماه نوامبر تغییرات بارش کاهش می‌یابد و بر وسعت مکانی آن نیز افزوده می‌گردد.

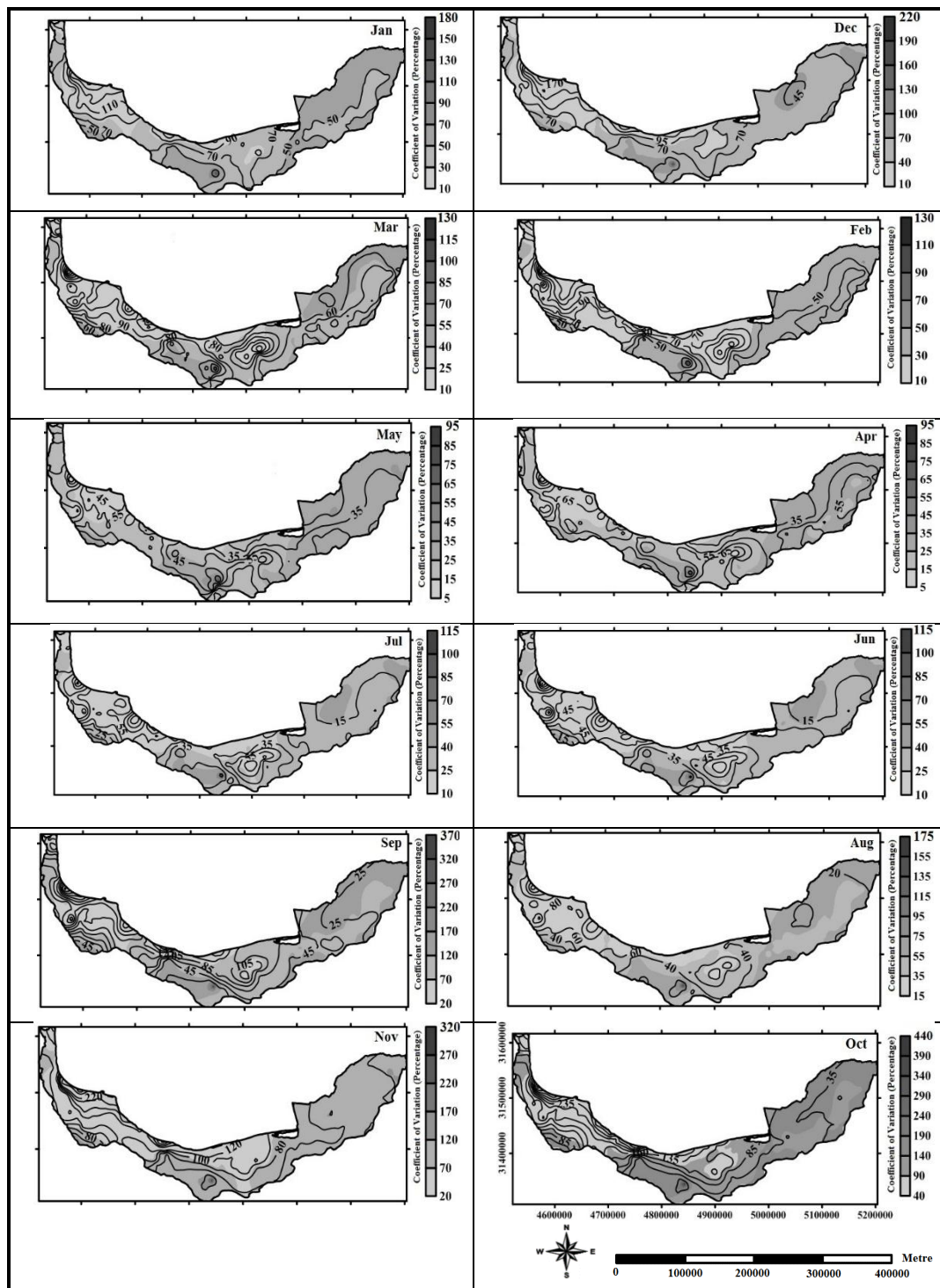


Fig. 3- Mean monthly precipitation of the Iranian coast of the Caspian Sea and its coefficient of variation during the understudy period

شکل ۳- میانگین بارش ماهانه ناحیه خزری و ضریب تغییرات آن طی دوره آماری مورد مطالعه

به طور کلی می‌توان گفت که، در بخش‌های جنوب‌غربی دریای خزر بیشینه بارش در فصل پاییز رخ می‌دهد. (Mofidi; Alijani (2008)؛ et al. (2014) و Saligheh et al. (2016) بر این باورند که علاوه بر ورود بادهای غربی و چرخندهای مدیترانه، بادهای شرقی و شمال‌شرقی نیز پس از عبور مسیری طولانی از روی دریای خزر، در این ناحیه (و به‌ویژه انزلی) سازوکارهای بارش را مهیا می‌سازند. بارش‌های جنوب شرق دریای خزر تا حدودی از رژیم بارش‌های داخلی فلات ایران (رژیم قاره‌ای) تبعیت می‌کند، هم‌چنین در ارتفاعات البرز بیشینه اصلی بارش در فصل زمستان و بیشینه فرعی در فصل پاییز و کمینه بارش در فصل تابستان می‌باشد، که از ویژگی‌های رژیم‌های بارندگی مدیترانه‌ای است (Moradi, 2004).

**۳-۲- چرخه‌های بارش**

سه‌م چرخه‌های بارش در تولید بارش سالانه در شکل‌های ۴ تا ۱۰ ارائه شده است. هم‌چنین درصد مساحت تحت پوشش هر یک از چرخه‌های مذکور طی دوره مورد مطالعه در جدول ۱ نشان داده شده است. چرخه‌های بارشی بر بارش براساس این شکل‌ها و نیز با توجه به جدول ۱، در زیر بحث و بررسی شد.

در جدول ۱ برای هر چرخه بارش (یک، دو تا شش تناوبی) دو ستون ارائه شده است. ستون اول ردیف اول برای مثال برای بارش یک تناوبی، به نواحی اشاره دارد که در آن بارش یک تناوبی ۲۰ تا ۳۰ درصد بارش‌های سالانه را تأمین می‌کند. در این‌جا می‌توان دید که حدود ۶۳/۰ درصد از مساحت ناحیه خزر از این ویژگی برخوردارند. هم‌چنین در ۱۲/۸۵ درصد از این ناحیه ۳۰ تا ۴۰ درصد از بارش سالانه خود را از بارش تک تناوبی دریافت می‌دارند.

**۳-۳- بارش‌های توأم با یک تناوب**

شکل ۴ توزیع مکانی سهم پراش تغییرات ماه به ماه بارش‌های توأم

با دوره تناوب دوازده ماهه (چرخه سالانه) را برای دوره آماری مورد مطالعه در ناحیه خزر نشان می‌دهد. همان‌گونه که گفته شد، این نوع چرخه متأثر از رفتار فصلی بارش حاصل از سامانه‌های همدید است. اعداد و مقادیر بزرگ بر روی نقشه نشان‌دهنده این است که عمده بارش این مناطق از سامانه‌های بزرگ مقیاس تأمین می‌شوند. نواحی که سهم بیش‌تری از بارش‌های خود را از سامانه‌های همدید دریافت می‌کنند در خط ساحلی- جلگه‌ای دریای خزر به‌ویژه جنوب‌غربی، جنوب دریای خزر و بخشی از شرق ناحیه (استان گلستان)؛ یعنی در ارتفاعات کم‌تر از ۱۰۰۰ متر است. با پیشروی به سمت شرق ناحیه، آن‌جا که فاصله ارتفاعات از دریا زیاد می‌شود (شکل ۲)، سهم بارش‌های حاصل از سامانه‌های همدید با دور شدن از خط ساحلی بیش‌تر می‌شود. این ویژگی بر این واقعیت دلالت دارد که در شرق ناحیه (استان گلستان) به دلیل کاهش تباین توپوگرافیک، یکدستی بارش‌ها بیش‌تر و نیز شمار منابع تأمین کننده ناپایداری و ریزش جوئی محدودتر است. از این رو سامانه‌های همدید (به‌عنوان منبع واحد) نسبت به سامانه‌های ناحیه‌ای و محلی (به‌عنوان منابع چندگانه) نقش بارزتری در تأمین آب حاصل از بارش دارند. احتمالاً رخداد پرسیامد بارش‌های شدید در بخش‌های شرقی ناحیه حاصل این ویژگی بارشی است. برای مثال، بسیاری پژوهش‌ها (Alijani et al., 2008; Lashkari et al., 2014; Halabian et al., 2016; al., 2007) گسترش سامانه‌های همدید نظیر پرفشار دریای سیاه و کم‌فشار مدیترانه‌ای را از عوامل مؤثر بر بارش‌های شدید این بخش از ناحیه خزر است. نظریه‌های اولیه عمدتاً بر نقش پرفشار سیبری به منزله عامل اصلی؛ وقوع بارش‌های دوره سرد تأکید داشته‌اند (Ghashghaei, 1996; Khalili, 1973). در عین حال، برخی محققان نقش جبهه‌های سرد چرخندهای برون‌حاره را در وقوع بارش‌های سواحل جنوبی خزر تشریح کرده‌اند (Mofidi, 2000; Moradi, 2004). گسترش پرفشار سیبری و گسترش جنوب‌سوی کم‌فشار ایسلند از سامانه‌های اثرگذار بر بارش بخش‌های غربی و جنوب‌غربی ناحیه خزر است (Masoodian, 2011; Ghashghaei, 1996).

**Table 1- Percentage of the covered area of Different Classes of Variations in each harmonics of precipitation in the Iranian coast of the Caspian Sea in the understudy period**

**جدول ۱- درصد مساحت طبقات مختلف پراش هریک از تناوب‌های بارشی ناحیه خزر طی دوره مورد مطالعه**

Precipitations First Harmonic		Precipitations Second Harmonic		Precipitations Third Harmonic		Precipitations Fourth Harmonic		Precipitations Fifth Harmonic		Precipitations Sixth Harmonic	
Ratio of Variance	Percentage of area coverage	Ratio of Variance	Percentage of area coverage	Ratio of Variance	Percentage of area coverage	Ratio of Variance	Percentage of area coverage	Ratio of Variance	Percentage of area coverage	Ratio of Variance	Percentage of area coverage
20-30%	0/63	5-15%	3/67	0-5%	6/57	0-5%	37/21	0-5%	46/67	0-5%	55/79
30-40%	12/85	15-25%	55/96	5-10%	26/02	5-10%	51/01	5-10%	44/96	5-10%	41/88
40-50%	40/62	25-35%	35/83	10-15%	59/40	10-15%	11/39	10-15%	8/33	10-15%	2/28
50-60%	40/93	35-45%	4/52	15-20%	7/99	15-20%	0/38	15-20%	0/03	15-20%	0/03
60-70%	4/95										



تناوبی ۶۰-۵۰ درصد میانگین بارش بین ۲۳/۶ تا ۷۸/۸ میلی‌متر است. شکل ۵ ب، بیانگر این نکته است که بیش‌ترین متوسط ماهانه بارش (بین ۵۲ تا ۱۴۰/۹ میلی‌متر) مربوط به پهنه با سهم پراش بارش تک تناوبی ۴۰-۳۰ درصد (۱۲/۸۵ درصد از ناحیه خزری) می‌باشد.

کم‌ترین سهم بارش‌های حاصل از سامانه‌های همید را بخش‌های جنوبی ناحیه (کوهپایه‌ها) و ارتفاعات البرز دریافت می‌دارند. همان‌گونه که در بالا اشاره شد، به‌نظر می‌رسد با افزایش فاصله دریا-کوهستان سهم بارش‌های حاصل از سامانه‌های همید، گستره بزرگ‌تری را به داخل خشکی پوشش می‌دهند. بدیهی است که نواحی که بخش جلگه‌ای کم‌عرض‌تری داشته‌اند، از بارش‌های همید سهم کم‌تری دریافت می‌داشته‌اند. هم‌چنین شیو تغییرات سهم پراش چرخه‌های دوازده ماهه در این بخش‌ها بیش‌تر از نواحی دیگر است. براساس شکل ۵ به‌نظر می‌رسد متوسط ماهانه بارش در مناطق با میزان سهم پراش بارش تک تناوبی ۳۰-۲۰ درصد، بین ۵۰/۴ تا ۹۱ میلی‌متر می‌باشد.

### ۳-۴- بارش‌های توأم با دو تناوب

شکل ۶، درصد تغییرات ماه به ماه توضیح داده شده با بارش‌های توأم با دو تناوب در سال و جدول ۱ درصد مساحت تحت تأثیر پراش این بارش‌ها را نشان می‌دهد.

درصد پوشش هر طبقه از مقادیر سهم پراش بارش تک تناوبی چرخه‌های دوازده ماهه (بارش‌های همید) برای دوره مورد بررسی در جدول ۱ ارائه شده‌است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود میزان سهم پراش بارش تک تناوبی ۶۰-۵۰ درصد گستره بزرگ‌تری (۴۰/۹۳ درصد) از ناحیه را دربر می‌گیرد. سهم ۳۰-۲۰ و ۷۰-۶۰ درصد پهنه‌های کم‌تری (مجموعاً ۵/۵۸ درصد) از ناحیه خزری را پوشش می‌دهد. کمی بیش از ۴۰٪ از ناحیه خزری بیش از نیمی از بارش خود را از تناوب سالانه و سامانه‌های همید توأم با آن به‌دست می‌آورند. حدود ۴۰٪ دیگر تنها ۴۰-۵۰ درصد از بارش سالانه خود را از این سامانه‌ها دریافت می‌دارند. نزدیک به ۱۳ درصد از گستره مورد مطالعه تنها ۳۰-۴۰ بارش سالانه را از سامانه‌های همید به‌دست می‌آورند. در حدود ۵ درصد از گستره سواحل خزری بین ۷۰-۶۰ درصد از بارش سالانه را از سامانه‌های بزرگ مقیاس حاصل می‌کنند.

شکل ۵ میانگین بارش ماهانه را برای طبقات مختلف پراش بارش‌های یک تناوبی نشان می‌دهد. با مقایسه این شکل و نقشه‌های ارائه شده در شکل ۳ می‌توان دریافت که در نواحی‌ای که سهم بارش‌های همید بیش‌تری داشته‌اند و میزان پراش حاصل از بارش‌های یک تناوبی بالاتر بوده است، عمدتاً بارش در یک فصل (پاییز) رخ داده است. به‌گونه‌ای که متوسط ماهانه بارش در بخش‌های کوچکی از جنوب‌غربی و جنوب دریای خزر (۴/۹۵ درصد از پهنه با میزان سهم پراش بارش تک تناوبی ۷۰-۶۰ درصد) بین ۲۶/۵ تا ۱۲۱/۸ میلی‌متر می‌باشد. در بخش‌های شرقی ناحیه با میزان سهم پراش بارش تک

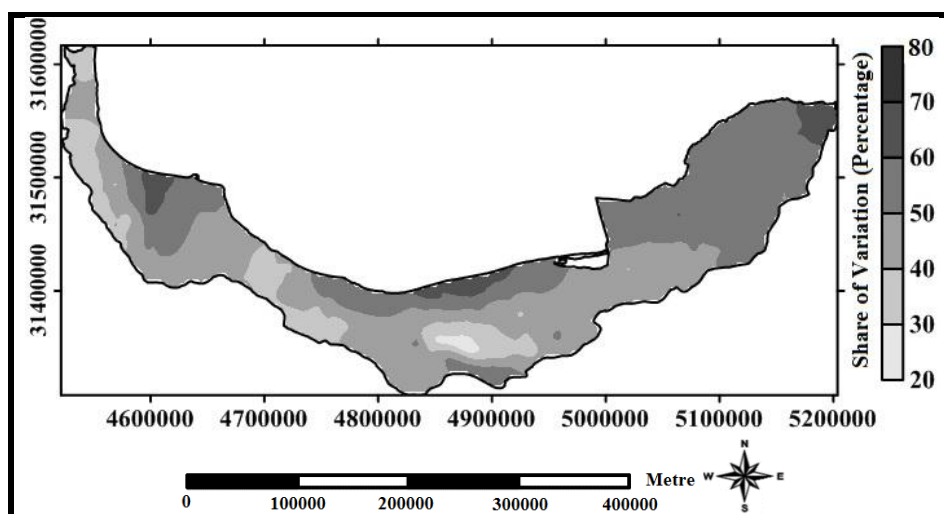


Fig. 4- Spatial distribution of variance percentage of the first harmonic of precipitations during the understudy period over the Iranian Coast of the Caspian Sea

شکل ۴- توزیع مکانی درصد پراش بارش‌های یک تناوبی طی دوره آماری مورد مطالعه در ناحیه خزری

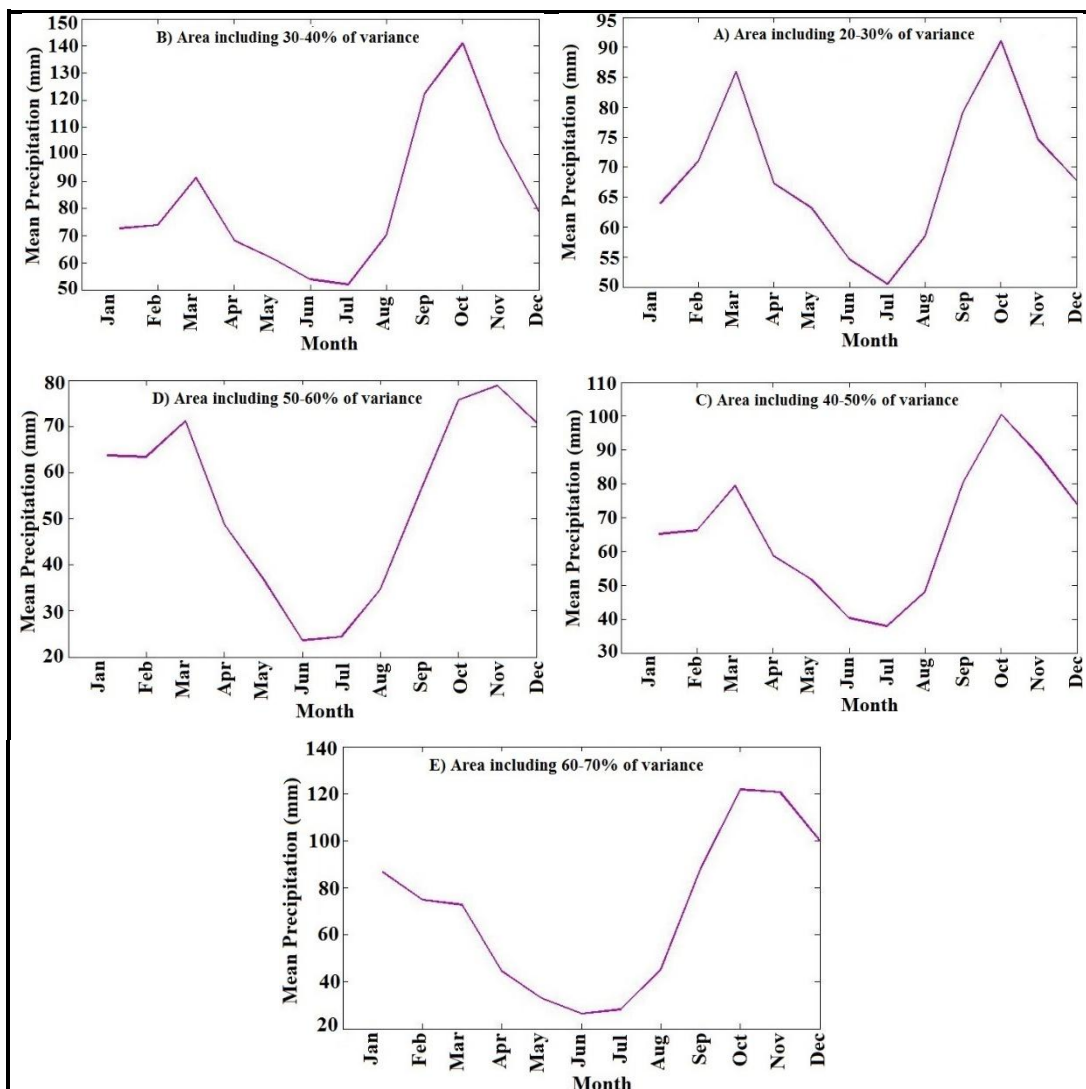


Fig. 5- Mean precipitation in different classes of variance of the first harmonic of precipitations

شکل ۵- میانگین بارش در طبقات مختلف پراش بارش های یک تناوبی

می باشد. شکل ۷ مشابه شکل ۵ میانگین بارش ماهانه را برای طبقات مختلف پراش بارش های دو تناوبی نشان می دهد. این شکل مؤید رخداد بارش دو تناوبی در این نواحی است، به ویژه نواحی که با سهم بزرگ تر پراش در بارش دو تناوبی برخوردارند، قابل مشاهده است. تغییرات مکانی بارش در این نواحی بسیار زیاد است. برای مثال متوسط ماهانه بارش پهنه های توأم با سهم پراش بارش دو تناوبی ۳۵-۴۵ درصد بارش بین ۴۱/۵ تا ۱۲۰/۴ میلی متر می باشد. کم ترین میزان پراش بارش دو تناوبی در خط ساحلی دریای خزر و بخش هایی از شرق ناحیه (منطبق بر نواحی است که سهم بارش های همدید بیش تر است) می باشد (شکل ۷- الف و ۷- ب). این خود نشانگر توزیع بارش این مناطق در یک فصل از سال است. به طوری که، متوسط ماهانه بارش دو تناوبی در مناطق با میزان پراش ۱۵-۵ درصد بین ۱۸/۱ تا ۶۰

بیش ترین میزان پراش این نوع بارش ها عموماً در بخش های کوهستانی نیمه غربی ناحیه خزری (بخش هایی از ارتفاعات البرز و تالش) و نیز در پهنه های محدود از ناحیه کوهستانی شرقی مشاهده می شود. در این نواحی علاوه بر بارش های حاصل از سامانه های همدید، سازوکار بارشی متفاوتی نیز حاکم است. موقعیت این نواحی گویای تأثیر فرایندهای اروگرافیک بر بارش این نقاط می باشد. (Khosshal dastjerdi (1997 این ویژگی را به صعود کوهساری هوای مرطوب دریای خزر از دامنه های شمالی رشته کوه البرز نسبت می دهد. (Mofidi et al. (2007 بر این باورند که در این نقاط وقوع همرفت به صورت محلی سازو کار اصلی بارش می باشد. در واقع می توان گفت که این نقاط، علاوه بر بارش های زمستانه، از بارش های پاییزه نیز برخوردار است و نشانگر توزیع بارش در فصول مختلف سال

سیستم‌های بزرگ مقیاس دریافت می‌کنند، سهم بیشتری از بارش‌های دو تناوبی را به خود اختصاص می‌دهند.

### ۳-۵- بارش‌های سه تناوبی

چرخه‌های سه‌گانه بارش در مقایسه با بارش‌های همرفتی و همدید در ناحیه خزری بسیار کم (در حدود نیمی از پهنه تنها بین ۱۵-۲۰ درصد از تغییرات بارش سالانه را توجیه می‌کند) و بیشینه سهم آنها از تغییرات بارش سالانه ۲۰ درصد، در گستره‌ای به وسعت حدود ۸ درصد از پهنه

میلی‌متر و در مناطق با میزان پراش ۲۵-۱۵ درصد بین ۲۶/۶ تا ۸۰/۵ میلی‌متر می‌باشد.

براساس جدول ۱ می‌توان دریافت که، بخش زیادی از تغییرات بارش سالانه به‌وسیله بارش‌های همدید و همرفتی قابل توجیه است. به‌طوری‌که بارش‌های همدید در برخی نواحی تا ۷۰ درصد و بارش‌های همرفتی در برخی نواحی دیگر تا ۴۵ درصد پراش را توضیح می‌دهند. سهم پراش در بارش دو تناوبی با ۱۵-۲۵ درصد حدود ۵۵/۹۶ درصد از گستره ناحیه خزری را پوشش می‌دهد. (Moradi (2004) بارش‌های همدید این بخش را به نقش جبهه‌های سرد چرخندهای برون‌حاره نسبت می‌دهد. به‌نظر می‌رسد بخش‌هایی که سهم کم‌تری از بارش

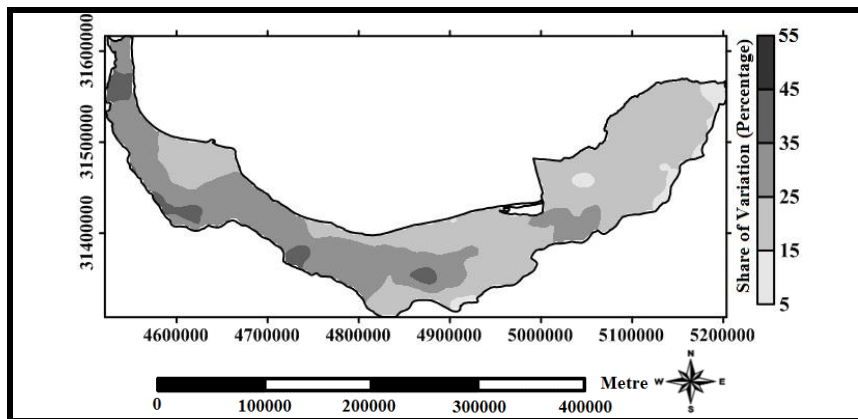


Fig. 6- Spatial distribution of variance percentage of the second harmonic of precipitations during the understudy period over the Iranian Coast of the Caspian Sea

شکل ۶- توزیع مکانی درصد پراش بارش‌های دو تناوبی طی دوره آماری مورد مطالعه در ناحیه خزری

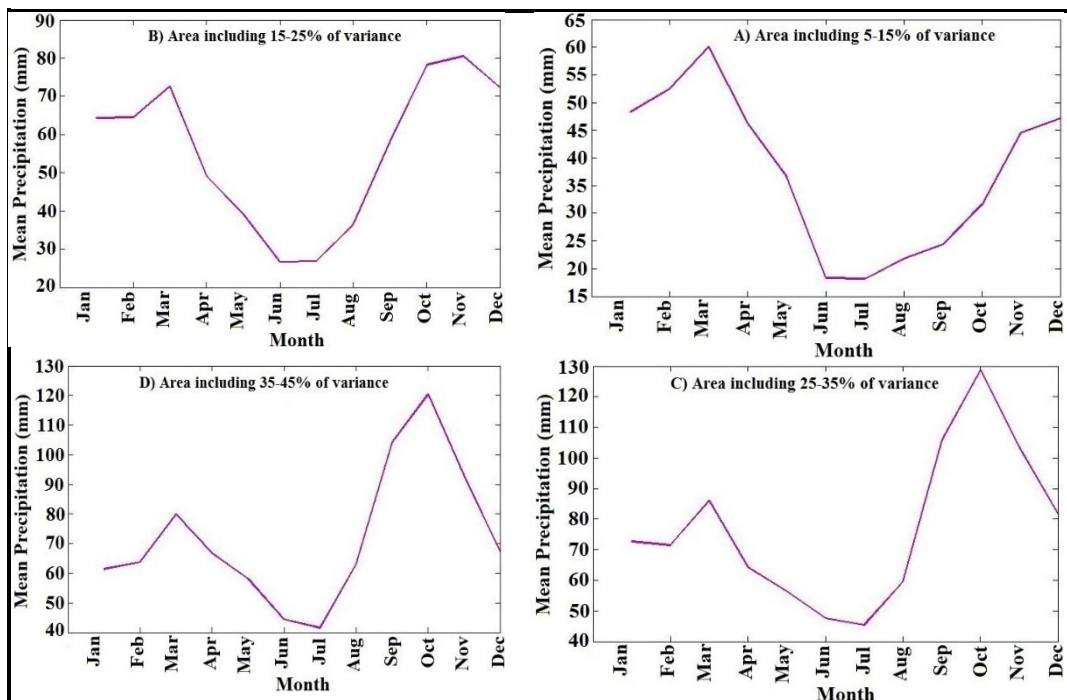


Fig. 7- Mean precipitation in different classes of variance of the second harmonic of precipitations

شکل ۷- میانگین بارش در طبقات مختلف پراش بارش‌های دو تناوبی

نظیر فاصله زیاد بین دریا و کوهستان و جلگه‌ای بودن بخش‌های شرقی ناحیه مورد مطالعه منجر به کاهش سهم این بارش‌ها نسبت به نواحی دیگر است. علاوه بر این ستیخ البرز در بخش‌های شرقی، میانی و غربی کمینه بارش‌های سه تناوبی را دریافت می‌دارند. از این رو کم‌ترین سهم بارش‌های جبهه‌ای در کل دوره مورد مطالعه در بخش‌های جنوبی ناحیه (بخشی از ارتفاعات البرز) می‌باشد و بین ۵-۰ درصد از تغییرات بارش سالانه به وسیله این تناوب توجیه می‌شود. متوسط ماهانه بارش این پهنه بین ۳۱/۲ میلی‌متر (مربوط به ماه ژوئیه) تا ۷۳/۵ میلی‌متر (مربوط به ماه مارس) می‌باشد.

### ۳-۶- بارش‌های توأم با چهار تناوب

شکل ۱۰ تغییرات ماه به ماه توضیح داده شده توسط بارش‌های توأم با چهار تناوب (چرخه‌های سه ماهه) را ارائه می‌دهد. تغییرات مکانی چرخه‌های سه‌ماهه بارش ۰ تا ۲۰ درصد تغییرات ماه به ماه بارش ناحیه خزری را تبیین می‌کند. میزان این پراش با پیشروی به سمت بخش‌های جنوبی ناحیه به‌ویژه ارتفاعات البرز افزایش می‌یابد، اما بخوبی می‌توان دید که برخی نواحی ساحلی نیز این نوع بارش‌ها را تجربه می‌کنند. گستردگی طولی دریای خزر و اختلاف فشار بین مناطق شمالی و جنوبی دریا، وزش بادهای شمالی در سطح دریای خزر، عامل فیزیکی مهمی بر وقوع بارش‌ها در سواحل جنوبی خزر می‌باشد (Nazemosadat and Ghasemi, 2005). جدول ۱ نشان می‌دهد که بیشینه گستره (۵۱/۰۱ درصد مساحت) ناحیه مورد مطالعه با پراش ۲۰-۱۵ درصد (متوسط ماهانه بارش بین ۴۰/۴ تا ۷۱/۴ میلی‌متر) و کم‌ترین پهنه (۰/۳۸ درصد مساحت) گستره ناحیه خزری

به‌صورت پراکنده در بخش‌هایی از شرق و غرب ناحیه، دیده می‌شود. توزیع مکانی این بارش‌ها تقریباً دارای نظم خاصی است. به‌گونه‌ای که با دور شدن از خط ساحلی از سهم این بارش کاسته می‌گردد. به بیان دیگر، بین عرض جغرافیایی و درصد پراش نواحی با بارش‌های سه تناوبی همبستگی مستقیم وجود دارد. نتایج پژوهش محققان در محل احتمالی رخداد جبهه‌های محلی است. نتایج پژوهش محققان در ناحیه شرقی خزر این استنباط را تأیید می‌کند. برای مثال Mohammadi et al. (2011) بر این باورند که در بخش‌های شرقی ناحیه خزری سهم بارش‌های جبهه‌ای و حتی بارش‌های ناشی از عوارض سطح زمین بیش‌تر از سایر الگوهای بارشی است. بنابراین، در نواحی مورد بحث چرخه‌های چهار ماهه بارش حاصل بارش‌های جبهه‌ای است که از تنوع عوامل فیزیکی محلی سرچشمه می‌گیرد. به‌عبارتی می‌توان گفت که، تأثیر عواملی نظیر رطوبت حاصل از دریا و ارتفاعات البرز و عوامل محلی مانند کوهستان، دریا و مرداب در آن نقش بیش‌تری داشتند (Baran Dost, 2013). وقوع بارش سه تناوبی گویای توزیع زمانی افزون‌تر بارش است. بنابراین در نواحی توأم با این پدیده یکنواختی توزیع رخداد بارش نیز بیش‌تر است و تمرکز حاصل از غلبه بارش‌های همدید کم‌تر می‌شود. بدین دلیل در این مناطق بارش‌های فصلی (بهاره و تابستانه) و محلی افزایش می‌یابد. شکل ۹ نیز نشان می‌دهد که، در این مناطق سهم پراش ۲۰-۱۵ درصد با میانگین بارش ماهانه ۳۶ میلی‌متر (مربوط به ماه ژوئیه) تا ۱۰۶/۲ میلی‌متر (مربوط به ماه اکتبر) مشخص می‌شود. هم‌چنین سهم پراش ۱۵-۱۰ درصد بخش وسیعی (۵۹/۴ درصد) از ناحیه خزری را پوشش می‌دهد، به‌گونه‌ای که، میانگین بارش این پهنه بین ۳۶/۲ میلی‌متر (مربوط به ماه ژوئیه) تا ۱۱۰/۹ میلی‌متر (ماه اکتبر) می‌باشد. عواملی

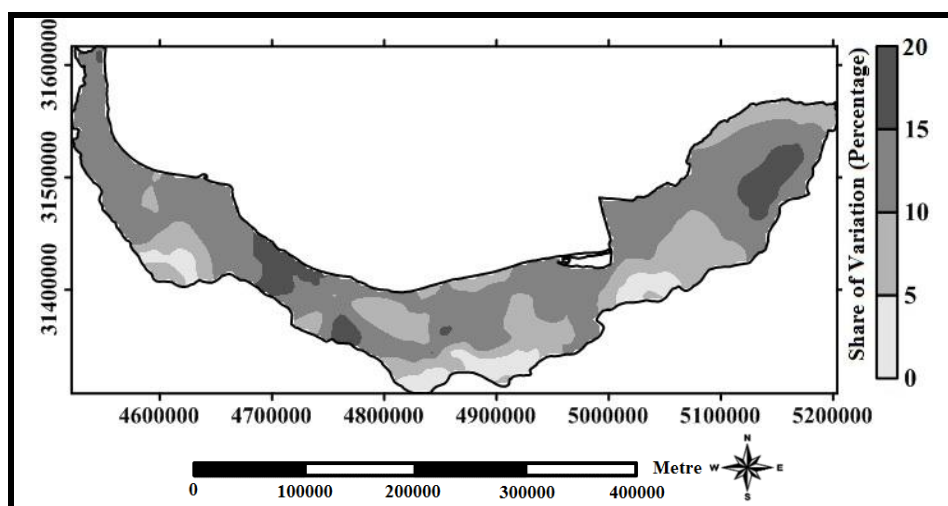


Fig. 8- Spatial distribution of variance percentage of the third harmonic of precipitations during the understudy period over the Iranian Coast of the Caspian Sea

شکل ۸- توزیع مکانی درصد پراش بارش‌های سه تناوبی طی دوره آماری مورد مطالعه در ناحیه خزری

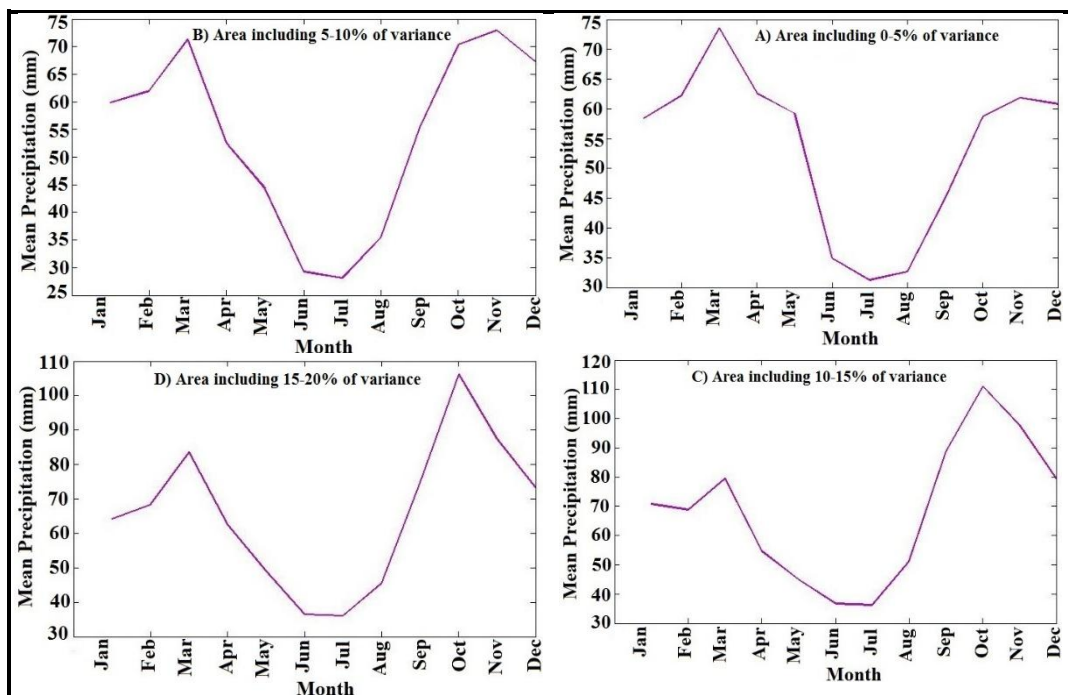


Fig. 9- Mean precipitation in different classes of variance of the third harmonic of precipitations

شکل ۹- میانگین بارش در طبقات مختلف پراش بارش‌های سه تناوبی

تناوبی منطبق با بخش‌هایی از نواحی ساحلی و شرق ناحیه می‌باشند. در بخش‌های شرقی ناحیه، دوری از دریای خزر، جلگه‌ای بودن و در نهایت کاهش سهم فرایند اروگرافیک از عوامل کاهش تناوب چهارگانه بارش است. در بخش‌های ساحلی نیز این وضعیت حاصل بزرگی سهم سامانه‌های بزرگ مقیاس در رخداد بارش است.

با پراش ۵-۱۰ درصد (میانگین ماهانه بارش بین ۳۷/۵ تا ۱۱۰/۵ میلی‌متر)، از بارش‌های چهار تناوبی برخوردارند. طبق شکل ۱۰ به‌نظر می‌رسد که میزان پراش این نوع بارش‌ها در نواحی مرتفع کوهستانی به بالاترین مقدار می‌رسد؛ یعنی: با دور شدن از خط ساحلی میزان پراش آن افزایش می‌یابد. از این رو می‌توان بارش‌های مزبور را «بارش‌های ساحلی - کوهستانی» نامید. کمیته پراش بارش‌های چهار

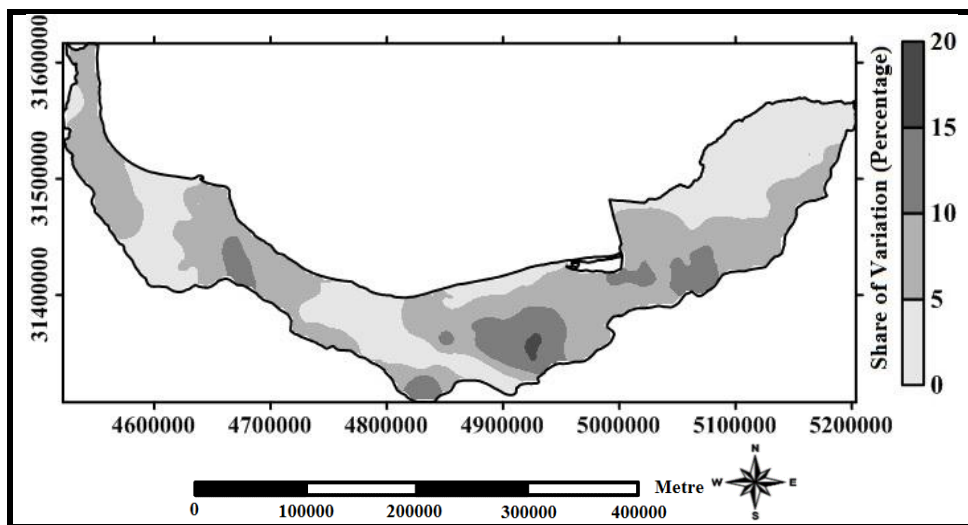


Fig. 10- Spatial distribution of variance percentage of the fourth harmonic of precipitations during the understudy period over the Iranian Coast of the Caspian Sea

شکل ۱۰- توزیع مکانی درصد پراش بارش‌های چهار تناوبی طی دوره آماری مورد مطالعه در ناحیه خزری

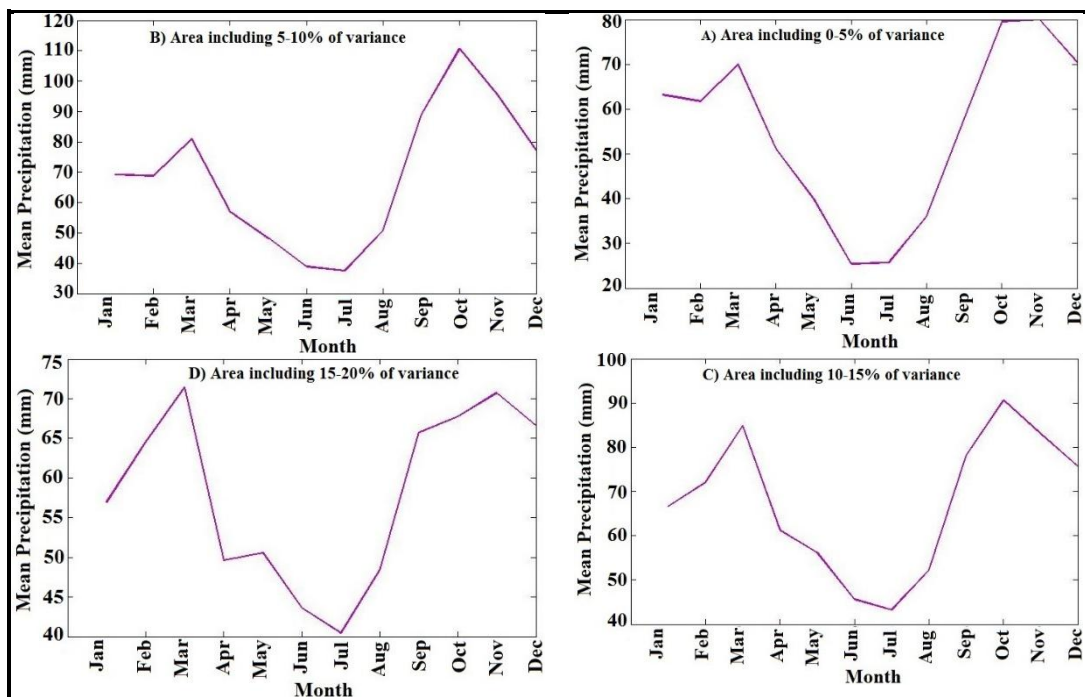


Fig. 11- Mean precipitation in different classes of variance of the fourth harmonic of precipitations

### شکل ۱۱- میانگین بارش در طبقات مختلف پراش بارش‌های چهار تناوبی

#### ۳-۷- بارش‌های توأم با پنج تناوب

شکل ۱۲، سهم تغییرات ماه به ماه توضیح داده شده به وسیله بارش‌های توأم با پنج تناوب را نشان می‌دهد. در نواحی مشخص شده بر روی نقشه، پنج دوره ۲/۴ ماهه افت و خیز بارش محتمل است. چنان‌که در جدول ۵ می‌توان دید، عموماً سهم این نوع بارش‌ها در تکوین تغییرات ماه به ماه بارش‌های سالانه خزری بسیار محدود (۰ تا ۲۰ درصد) است. میزان پراش ۵-۰ درصد، بخش بیشتری از پهنه (۴۶/۶۷ درصد) و مقدار پراش ۱۵-۲۰ درصد بخش اندکی (۰/۰۳ درصد) از ناحیه خزری را پوشش می‌دهد. عموماً این نوع بارش‌ها در البرز مرتفع (البرز میانی) و نیز بخش عمده‌ای از استان گلستان قابل مشاهده است. به نظر می‌رسد در ناحیه البرز میانی ویژگی‌های توپوگرافی در تکوین تناوبی این نوع بارش‌ها مؤثر باشند. برخی پژوهشگران رخداد بارش در این بخش از منطقه خزری را ناشی از صعود کوهساری هوای مرطوب دریای خزر از دامنه‌های شمالی رشته‌کوه البرز بیان کرده‌اند. این یافته مجدداً در تحقیقات متعددی (Khoshhal dastjerdi, 1997; Alijani, 1995; Khalili, 1973) مورد تأیید قرار گرفته است. شکل‌گیری جبهه‌ای موسوم به جبهه نسیم دریا در حد فاصل دریا و خشکی (Khoshhal dastjerdi, 1997) سازوکار دیگری است که برای وقوع بارش‌های بخش شرقی (استان گلستان) بیان شده است. شکل ۱۳ توزیع زمانی متوسط ماهانه بارش در نواحی توأم با پنج تناوب ماهانه بارشی را نشان می‌دهد. این شکل

بیانگر توزیع نسبتاً یکنواخت بارش در این نواحی است. میزان پراش ۱۵-۲۰ درصد بخش اندکی (۰/۰۳ درصد مساحت) از ناحیه را در بر گرفته است. به گونه‌ای که، کمترین میانگین ماهانه بارش این پهنه مربوط به ماه سپتامبر (۱۳/۱ میلی‌متر) و بیش‌ترین مقدار آن مربوط به ماه می (۶۶/۸ میلی‌متر) می‌باشد. هم‌چنین، متوسط بارش ماهانه پهنه‌های با میزان پراش ۱۵-۱۰ درصد، بین ۳۲/۷ تا ۷۱/۱ میلی‌متر در حال تغییر است. کمینه سهم این بارش‌ها در خط ساحلی و بخش‌هایی از شرق ناحیه مشاهده می‌شود. هم‌چنین شکل ۴ نشانگر این نکته است که، در این نقاط بارش حاصل سامانه‌های کلان مقیاس غالب‌تر از سازوکارهای دیگر می‌باشد. متوسط ماهانه بارش این نواحی (میزان پراش ۵-۰ درصد) بین ۳۸/۱ (مربوط به ماه ژوئیه) تا ۱۲۴/۶ میلی‌متر (مربوط به ماه اکتبر) می‌باشد.

#### ۳-۸- بارش‌های توأم با شش تناوب

بارش‌های توأم با شش تناوب عمدتاً بر مرتفع‌ترین بخش‌های ناحیه خزری منطبق است. در این بخش، تناوب پراسامد بارش از امتداد فصل بارش در بازه زمانی بیش‌تری نسبت به بقیه نواحی حکایت دارد. با این وجود بیشینه سهم تغییرات این نوع بارش‌ها در بخش کوچکی از جنوب دریای خزر (ارتفاعات البرز) تنها ۰/۰۳ درصد از مساحت ناحیه خزری را دربر می‌گیرد (جدول ۱). طبق شکل ۱۵ متوسط ماهانه بارش این پهنه (با میزان پراش ۱۵-۲۰ درصد) بین ۴۲/۴ میلی‌متر (مربوط به ماه

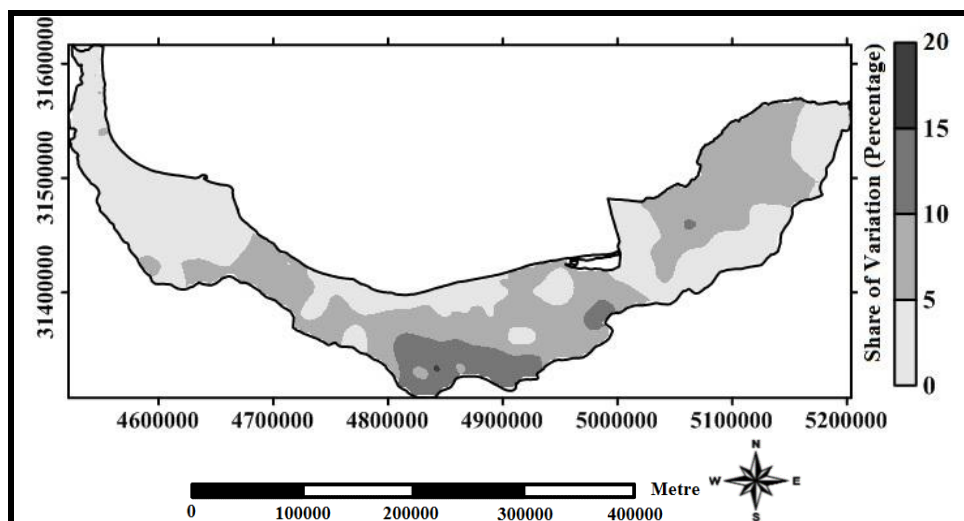


Fig. 12- Spatial distribution of variance percentage of the fifth harmonic of precipitations during the understudy period over the Iranian Coast of the Caspian Sea

شکل ۱۲- توزیع مکانی درصد پراش بارش‌های پنج تناوبی طی دوره آماری مورد مطالعه در ناحیه خزری

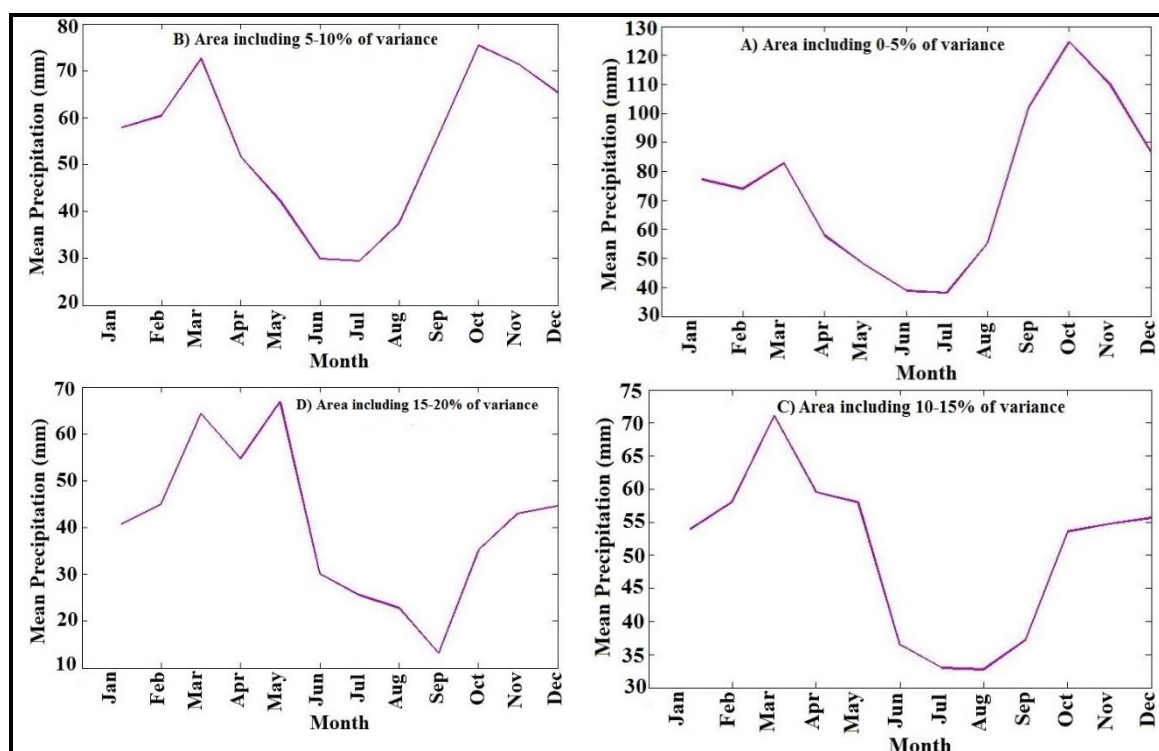


Fig. 13- Mean precipitation in different classes of variance of the fifth harmonic of precipitations

شکل ۱۳- میانگین بارش در طبقات مختلف پراش بارش‌های پنج تناوبی

ژوئن) تا ۶۵/۹ میلی‌متر (مربوط به ماه مارس) است. شکل ۱۴، نقش این تناوب‌ها در تغییر ماه به ماه بارش سالانه را نشان می‌دهد. در بیش از نیمی از مساحت ناحیه خزری (۵۵/۷۹ درصد از پهنه مورد بررسی) سهم ناچیزی (حداکثر ۵ درصد) از این بارش‌ها در تکوین بارش‌های سالانه سهمیم هستند، میانگین بارش ماهانه این پهنه بین ۳۵/۶ (ماه ژوئیه) تا ۱۱۵/۲ میلی‌متر (ماه اکتبر) است و در بخش قابل توجهی از گستره این ناحیه (۴۱/۸۸ درصد از پهنه مورد مطالعه) بین پنج تا ده درصد از تغییرات بارش خود را مدیون تناوب‌های شش‌گانه هستند. متوسط بارش ماهانه، پهنه‌های با این میزان تغییرات بین ۳۱/۲ میلی‌متر (ماه ژوئیه) تا ۷۴/۳ میلی‌متر (ماه اکتبر) می‌باشد. توزیع مکانی

تحقیقات منابع آب ایران، سال شانزدهم، شماره ۳، پائیز ۱۳۹۹  
Volume 16, No. 3, Fall 2020 (IR-WRR)

۳-۹- پهنه‌بندی سهم پراش بارش با تناوب‌های مختلف به‌منظور تصویر و تصور الگوهای مکانی بارش براساس سهم تناوب‌های مختلف و نیز طبقه‌بندی این پهنه‌ها از شگرد تحلیل خوشه‌ای براساس فاصله اقلیدسی و روش ادغام «وارد» استفاده شد. دارنمای حاصل از محاسبات در شکل ۱۷ آمده است.

این نوع بارش‌ها نشان می‌دهد که، کمینه مشارکت این بارش‌ها در شکل‌گیری بارش سالانه در خط ساحلی و بخش‌هایی از شرق ناحیه خزری رخ می‌دهد. از این رو بارش‌های مزبور را می‌توان «بارش‌های کوهستانی» نامید.

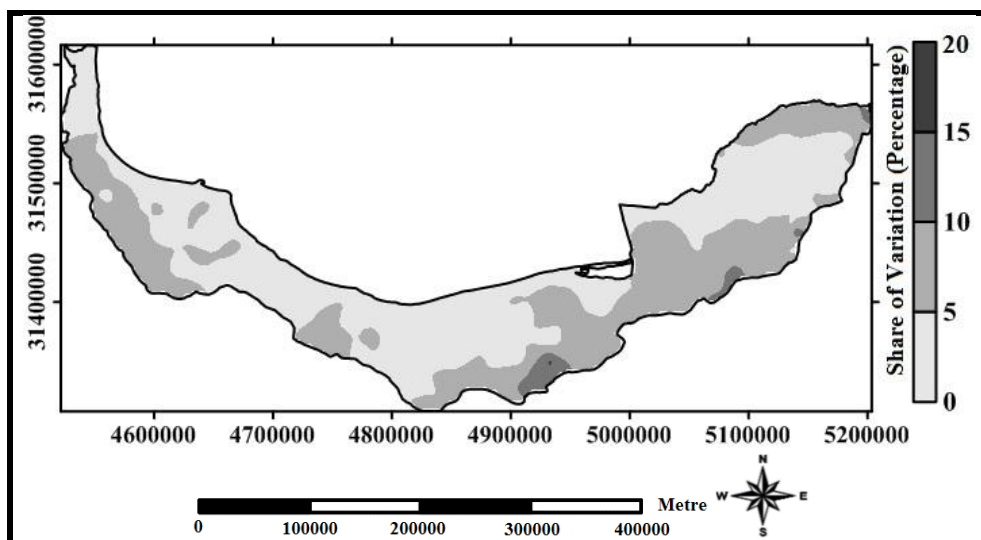


Fig. 15- Spatial distribution of variance percentage of the sixth harmonic of precipitations during the understudy period over the Iranian Coast of the Caspian Sea

شکل ۱۵- توزیع مکانی درصد پراش بارش‌های شش تناوبی طی دوره آماری مورد مطالعه در ناحیه خزری

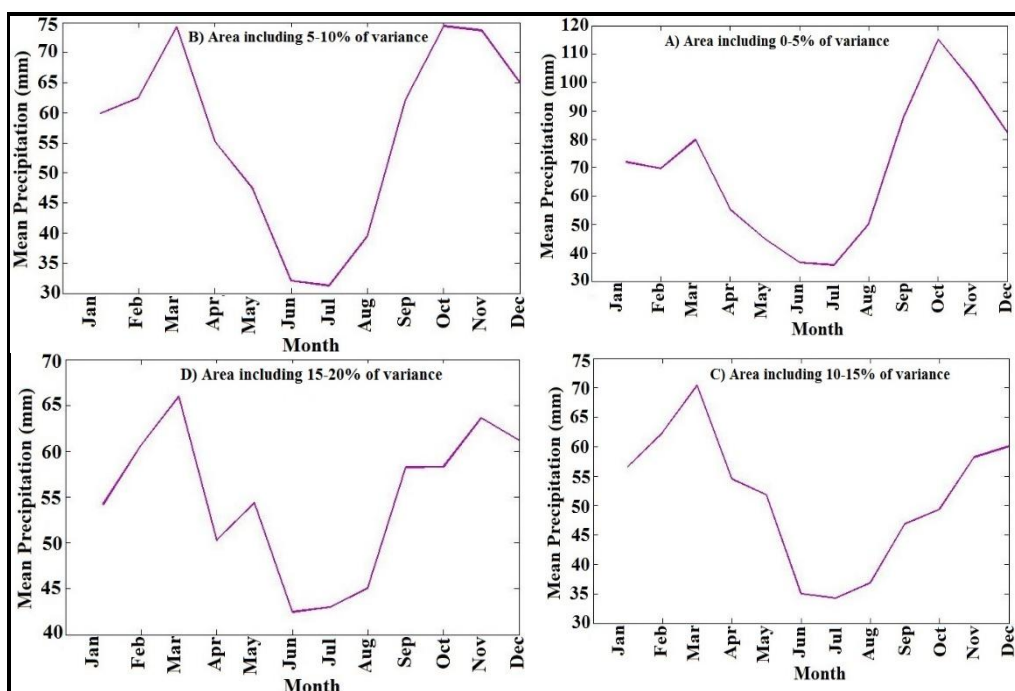


Fig. 16- Mean precipitation in different classes of variance of the sixth harmonic of precipitations

شکل ۱۶- میانگین بارش در طبقات مختلف پراش بارش‌های شش تناوبی



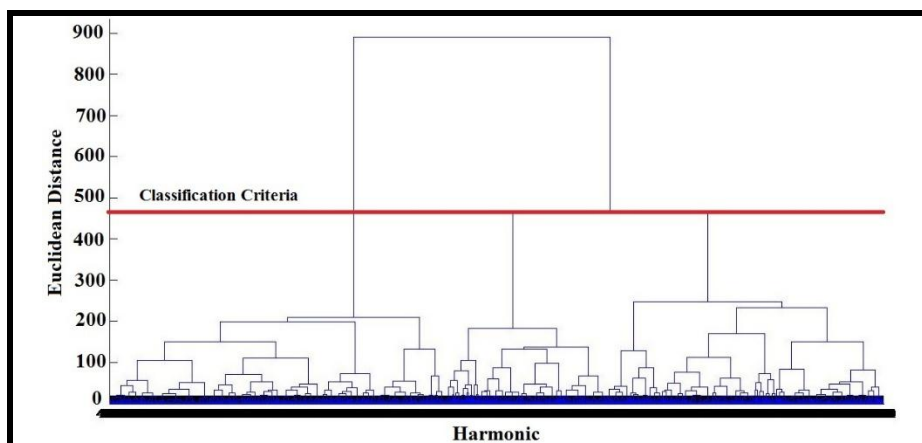


Fig. 17- The Dendrogram of different harmonics of precipitation in the Iranian Coast of the Caspian Sea  
 شکل ۱۷- دارنمای سهم پراش بارش توأم با تناوب‌های مختلف در ناحیه خزری

محل برش دارنما، شمار طبقات را نشان می‌دهد. این محل براساس روش آزمون و خطا به دست آمده است. بدین ترتیب سه ناحیه به لحاظ تناوب بارشی تشخیص داده شد. این سه ناحیه به لحاظ سهم پراش تناوب‌های بارشی قابل تمایز هستند. مشخصات این نواحی به شرح جدول ۲ است.

(ماه ژانویه و فوریه) و بیشینه آن ۹۶/۵ میلی‌متر (ماه اکتبر) می‌باشد. رژیم بارش بهاره- تابستانه گستره کم‌تری (۲۰/۸۲ درصد) از ناحیه خزری را پوشش می‌دهد. این رژیم بارشی در بخش‌های جنوبی دریای خزر (ارتفاعات البرز) دیده می‌شود. براساس جدول ۲ می‌توان گفت که، کمینه میانگین ماهانه بارش در دو فصل بهار و تابستان ۳۳/۷ میلی‌متر (ماه ژوئیه) و بیشینه آن در ماه مارس (۷۷/۲ میلی‌متر) می‌باشد.

#### ۴- نتیجه‌گیری

اقلیم‌شناسی بارش را می‌توان رفتار غالب بارش در هر مکان تعریف نمود. یکی از روش‌های تحلیل اقلیم‌شناسی بارش، شناخت رفتار چرخه‌های آن است. بنابراین، در این پژوهش سعی گردید، جنبه‌های پنهان بارش در ناحیه خزری با استفاده از شگرد تحلیل همسازها بررسی و آشکار گردد. بدین جهت از داده‌های روزانه ۳۸۵ ایستگاه همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و ایستگاه‌های باران‌سنجی وزارت نیرو طی بازه زمانی ۲۰۱۶-۱۹۶۶ (۵۱ سال) استفاده شده است.

پراکنندگی جغرافیایی طبقات بارشی نشان می‌دهد که تفاوت این طبقات متأثر از عرض جغرافیایی و فاصله از دریای خزر است. نتایج نشان می‌دهد که در ناحیه خزری سه رژیم بارش قابل شناسایی است. رژیم بارش پاییزی که در خط ساحلی و بخش‌هایی از شرق ناحیه مشاهده می‌شود، این رژیم بارشی ۴۳/۲۳ درصد از ناحیه مورد مطالعه را دربر می‌گیرد. جدول ۲ نشان می‌دهد میانگین ماهانه بارش در سه ماه فصل پاییز به ترتیب برابر ۷۵/۹، ۹۶/۵ و ۸۸/۱ میلی‌متر می‌باشد. رژیم بارش زمستانه- پاییزه که عموماً در بخش‌های کوهستانی نیمه غربی ناحیه خزری (بخش‌هایی از ارتفاعات البرز و تالش) و نیز در پهنه‌ای محدود از کوهستانی شرقی (۳۵/۹۴ درصد از ناحیه خزری) حاکم می‌باشد. کمینه میانگین ماهانه بارش در دو فصل زمستان و پاییز ۶۶/۵ میلی‌متر

پراکنندگی جغرافیایی طبقات بارشی نشان می‌دهد که تفاوت این طبقات متأثر از عرض جغرافیایی و فاصله از دریای خزر است. نتایج نشان می‌دهد که در ناحیه خزری سه رژیم بارش قابل شناسایی است. رژیم بارش پاییزی که در خط ساحلی و بخش‌هایی از شرق ناحیه مشاهده می‌شود، این رژیم بارشی ۴۳/۲۳ درصد از ناحیه مورد مطالعه را دربر می‌گیرد. جدول ۲ نشان می‌دهد میانگین ماهانه بارش در سه ماه فصل پاییز به ترتیب برابر ۷۵/۹، ۹۶/۵ و ۸۸/۱ میلی‌متر می‌باشد. رژیم بارش زمستانه- پاییزه که عموماً در بخش‌های کوهستانی نیمه غربی ناحیه خزری (بخش‌هایی از ارتفاعات البرز و تالش) و نیز در پهنه‌ای محدود از کوهستانی شرقی (۳۵/۹۴ درصد از ناحیه خزری) حاکم می‌باشد. کمینه میانگین ماهانه بارش در دو فصل زمستان و پاییز ۶۶/۵ میلی‌متر

Table 2- Mean monthly precipitation and percentage of area covered by various precipitation regimes in the Iranian Coast of the Caspian Sea

جدول ۲- میانگین بارش ماهانه و درصد مساحت تحت پوشش رژیم‌های مختلف بارش ناحیه خزری

	DEC	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AGU	SEP	OCT	NOV
Mean Monthly Precipitation (MM)	74/5	66/5	66/5	77/2	55/2	46/1	34/6	33/7	45/2	75/9	96/5	88/1
The Area Covered by each Class of Precipitation (Percent)	Autumn Precipitation Regime		43/23		Winter-Autumn Precipitation Regime		35/94		Spring-Summer Precipitation Regime		20/83	

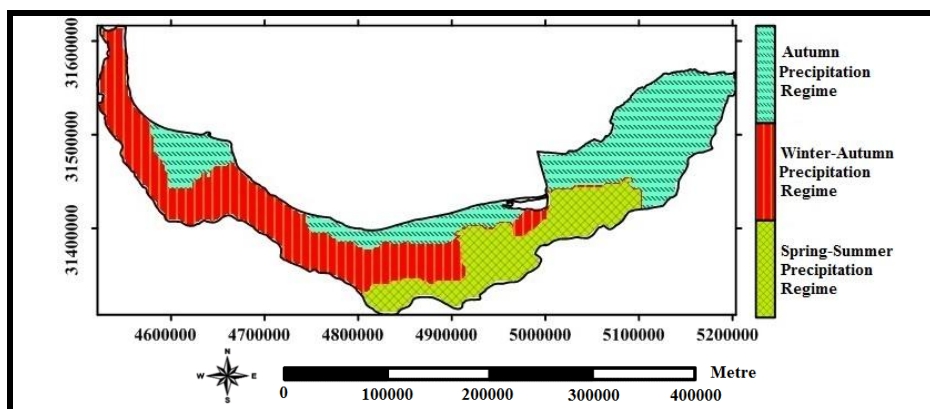


Fig. 18- Spatial distribution of precipitation regimes in the Iranian coast of the Caspian Sea based on harmonics features

### شکل ۱۸- رژیم‌های بارش ناحیه خزری براساس سهم پراش تناوب‌های مختلف بارشی

نتایج حاصل از پژوهش حاضر نشان می‌دهد که، سیستم‌های همدید و محلی مختلفی در توزیع زمانی- مکانی بارش و ایجاد طبقات مختلف بارش ناحیه خزری، مؤثر می‌باشد. در واقع می‌توان گفت که، موقعیت جغرافیایی منحصر به فرد این منطقه به‌ویژه قرارگیری آن بر جانب جنوبی دریای خزر، استقرار رشته‌کوه‌های مرتفع و توپوگرافی پیچیده همراه با جابه‌جایی مداوم پشته‌ها و ناهای امواج غربی بر روی منطقه، بروز چنین پیچیدگی را در ساختار بارش منطقه‌ای در پی داشته است (Janbaz Ghobadi et al., 2011). هم‌چنین، گسترش پرفشار سیبری از یک سو و گسترش جنوب‌سوی کم‌فشار ایسلند از سامانه‌های اثرگذار در بخش‌های غربی ناحیه خزری است (Masoodian, 2011; Ghashghaei, 1996). هم‌چنین گسترش پرفشار دریای سیاه و کم‌فشار مدیترانه‌ای (Alijani et al., 2008; Halabian et al., 2016) عوامل مؤثر بر بارش بخش‌های شرقی ناحیه است. بنابراین شناخت رفتار تناوبی بارش ناحیه خزری از ضروریات اصلی این پژوهش می‌باشد، بدین جهت پیشنهاد می‌شود که به شناخت منشأ و سازوکار هر یک از بارش‌های ناحیه خزری پرداخته شود.

#### پی‌نوشت‌ها

1. Harmonic
2. Inverse Distance Weighting
3. North Sea Caspian Pattern Index
4. Central African-Caspian Oscillation
5. Kriging
6. Ward
7. Euclidean Distance

در این پژوهش تلاش گردید که انواع تناوب‌های بارشی ناحیه خزری (اشکال امواج بلند (سالانه) تا بسیار کوتاه (دو ماهه)) استخراج گردد. موجی که دارای یک افت و خیز می‌باشد به‌عنوان بارش‌های با یک تناوب در نظر گرفته شد. این نوع بارش‌ها دارای دوره تناوب دوازده ماه است. موجی که دارای دو افت و خیز است، به‌عنوان بارش توأم با تناوب شش ماه، موجی که دارای سه افت و خیز می‌باشد، به‌عنوان بارش با دوره تناوب چهار ماهه در نظر گرفته شد. به‌طور مشابه بارش‌های با تناوب ۳ و ۲/۴ ماه، به‌ترتیب با چهار و پنج چرخه در نظر گرفته شده‌اند. در نهایت بارش‌های توأم با چرخه‌های ۲ ماهه دارای شش افت و خیز هستند.

نتایج حاصل از پژوهش حاضر نشان داد که، در نواحی که بارش‌های یک تناوبی وجود داشته، سیستم‌های بزرگ مقیاس و در نواحی که بارش‌های همرفتی، سیستم‌های بزرگ مقیاس و عوامل محلی و در نواحی که بارش‌های دیگر رخ می‌دهند، عوامل محلی هم‌چون رشته‌کوه‌های البرز، دریای خزر و جلگه‌ای بودن ناحیه بر نزولات جوئی موثرند. بیش‌ترین سهم بارش‌های حاصل از سامانه‌های همدید در جنوب‌غربی دریای خزر و شرق ناحیه و بیش‌ترین سهم بارش‌های محلی در ارتفاعات البرز دیده می‌شود. این خود بیانگر این است که، در بخش‌های ساحلی و جنوب‌غرب دریای خزر و شرق ناحیه، بارش متمرکز و در ارتفاعات البرز نامتمرکزتر می‌باشد. نتایج حاصل از تحلیل خوشه‌ای نشان می‌دهد که، در ناحیه خزری سه طبقه پراش همساز متمایز را می‌توان شناسایی نمود. پراکندگی جغرافیایی این طبقات نشان می‌دهد که تفاوت این طبقات متأثر از عرض جغرافیایی و فاصله از دریای خزر می‌باشد.

- Farshadfar E (2010) Multivariate statistical principles and methods. Sadegh Publication, Kermanshah (In Persian)
- Fetene Z A, Weldegerima T M, Zeleke T T, Nigussie M (2018) Harmonic analysis of precipitation time series in Lake Tana Basin, Ethiopia. *Advances in Meteorology* pp 1-9
- Funk C, Verdin A, Michaelsen J, Peterson P, Pedreros D, Husak G (2015) A global satellite assisted precipitation climatology. *Earth System Science Data* 7(2):275-287
- Ghashghaei Gh (1996) Investigation of the effect of Siberian high pressure on the autumn precipitation of the southern coast of the Caspian Sea. M.Sc. Thesis of Natural Geography, Tarbiat Moallem University (In Persian)
- Ghayur H A, Asakereh h (2005) Application Fourier models to estimate and predict climate elements "A case study: Monthly mean temperature of Mashhad city modeling". *Geographical Researches Quarterly Journal* 20(2):73-99 (In Persian)
- Halabian A, Dehghanpour A, Ashori Ghaleroodkhany Z (2016) Synoptic analysis of extreme and widespread precipitations in Caspian Eastern Coasts. *Geography and Environmental Hazards* 5(19):37-57 (In Persian)
- Jahanbakhsh S, Karami F (1999) Synoptic analysis of the effect of Siberian high pressure on the precipitation of the Southern coast of the Caspian Sea. *Geographical Researches Quarterly Journal* 14(54,55):107-131 (In Persian)
- Jahanbakhsh asl S, Abtahi V, Ghorbani M A, Tadaeoni M, Valai, A (2015) Temporal and spatial distribution of rainfall in Tabriz County using hierarchical cluster analysis. *Journal of Geographic Space* 15(50):59-81 (In Persian)
- Jackson I J, Weinand H (1995) Classification of tropical rainfall stations: a comparison of clustering techniques. *International Journal of Climatology* 15(9):985-994
- Janbaz Ghobadi G R, Mofidi A, Zarrin A (2011) Recognizing the synoptic patterns of wintertime heavy precipitation in the Southern Coast of the Caspian Sea. *Geography and Environmental Planning* 22(3):23-40 (In Persian)
- Justino F, Setzer A, Bracegirdle T J, Mendes D, Grimm A, Dechiche G, Schaefer C E G R (2010) Harmonic analysis of climatological temperature over Antarctica: Present day and greenhouse warming perspectives. *International Journal of Climatology* 31(4):514-530
- Kadioglu M, Ozturk N, Erdun H, Sen Z (1999) On the precipitation climatology of Turkey by harmonic
- Alexandersson H (1986) A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology* 6(6):661-675
- Alijani B (1995) The role of Alborz mountains in altitudinal distribution of precipitation. *Geographical Researches Quarterly Journal* 38(3):37-52 (In Persian)
- Alijani B, Mohammadi H, Bigdeli A (2008) The role of pressure patterns on the precipitation of the South Coast of Caspian Sea. *Territory Geographical* 4(16):37-52 (In Persian)
- Alijani B (2008) Iran climate. Payame Noor University Press, Tehran Eighth edition (In Persian)
- Ansari Basir A (2007) Evaluation of seasonal precipitation regime in Iran using harmonic method M.Sc. Thesis In Agro Meteorology, University of Shiraz (In Persian)
- Asakereh H (2008) Kriging application in climatic element interpolation, A case study: Iran Precipitation in 1996.12.26, *Geography and Development Iranian Journal* 6(12):25-42 (In Persian)
- Asakereh H, Razmi R (2011) Precipitation climatology of the North West of Iran. *Geography and Development Iranian Journal* 9(25):137-158 (In Persian)
- Asakereh H, Razmi R (2011) Changing the Northwest rainfall regime of Iran. *Journal of Climate Research* 2(7,8):99-114 (In Persian)
- Asakereh H, Movahedi S, Sabziparvar A, Masoodiyan A, Matyanaji Z (2015) climatology of Iran precipitation by using harmonic analysis method. *Geographical Researches Quarterly Journal* 29(4):15-26 (In Persian)
- Baran Dost Kh (2013) Seasonal changes of heat and moisture fluxes from the Caspian sea surface and its effect on synoptic systems with heavy rainfalls in southern shores of the sea during 2005-2010. M.Sc. Thesis in Meteorology, Islamic Azad University, Science and Research Branch (In Persian)
- Dadashi Roudbari A, Fallah Ghalheri G, Karami M, Baaghide M (2015) Analysis of precipitation variations of Haraz Watershed using by statistical methods and spectrum analysis technique. *Hydrogeomorphology* 2(7):59-86 (In Persian)
- Daneshmand H, Mahmoudi P (2017) A spectral analysis of Iran's droughts. *Iranian Journal of Geophysics* 10(4):28-47 (In Persian)

- Masoodian S A (2011) Climate of Iran. Sharia Toos Press, Mashhad, 127-143 (In Persian)
- Mofidi A (2000) Investigation of the Black Sea's Role in Iranian precipitation. M.Sc. Thesis Natural Geography (climatology orientation) Islamic Azad University, Tehran Branch (In Persian)
- Mofidi A, Zarrin A, Janbaz Ghobadi A (2007) Determining the synoptic pattern of autumn heavy and extreme precipitations on the southern coast of the Caspian Sea. *Journal of the Earth and Space* 33(3):131-154 (In Persian)
- Mofidi A, Zarrin A, Kharkhaneh M (2008) Determination of the pattern of severe winter precipitation and its comparison with the pattern of heavy precipitation in the southern coast of the Caspian Sea. The 1st International Conference on the Caspian Region Environmental Changes, Mazandaran University, Babolsar (In Persian)
- Mofidi A, Zarrin A, Kharkhaneh M (2014) The investigation of atmospheric circulation patterns during wet and dry spells over the southern coast of the Caspian Sea. *Iranian Journal of Geophysics* 8(1):140-176 (In Persian)
- Mohammadi H, Azizi G, Taghavi F, Yousefi Y (2011) Temporal and spatial variability of maximum monthly precipitation over southern parts of the Caspian Sea. *Physical Geography Research Quarterly* 43(75):1-18 (In Persian)
- Moradi H R (2004) The role of the Caspian Sea in the conditions of the northern coast of the country. *Journal of Marine Science and Technology* 2-3:77-87 (In Persian)
- Nazemosadat S M J, Ghasemi AR (2005) The influence of the Caspian Sea SSTs on winter and spring precipitation over Northern and Southwestern Parts of Iran. *Journal of Crop Production and Processing* 8(4):1-15 (In Persian)
- Nastos P T, Zerefos C S (2010) Cyclic modes of the intra-annual variability of precipitation in Greece. *Advances in Geosciences* 25:45-50
- Oliveira-Júnior J F, Góis G, Coll D R (2017) Cluster analysis identified rainfall homogeneous regions in Tocantins state, Brazil. *Bioscience Journal* 33(2):333-340
- Pohl E, Gloaguen R, Seiler R (2015) Remote sensing-based assessment of the variability of winter and summer precipitation in the Pamirs and their effects on hydrology and hazards using harmonic time series analysis. *Remote Sensing* 7(8):9727-9752
- Ramzanipour M, Roshani M, Sotodeh F (2010) Analysis on changes, trend and cycles of precipitation and discharge in the west of Guilan Province (Case analysis). *International Journal of Climatology* 19(15):1717-1728
- Karagiannidis A, Bloutsos A, Mahers P, Sachsamanoğlu Ch (2008) Some statistical characteristics of precipitation in Europe. *Theoretical and Applied Climatology* 91(1):193-204
- Khalili A (1973) Precipitation patterns of Central Elburz. *Theoretical and Applied Climatology* 21(2):215-232 (In Persian)
- Khoshhal Dastjerdi J (1997) Analyze and provide synoptic climatology model for more than 100 mm precipitations on the southern coast of the Caspian Sea. Ph.D. Thesis in Climatology, Tarbiat Modares University (In Persian)
- Khorshiddoust A M, Shirzad A A (2014) The study of precipitation in north of Iran using cluster and discriminative function analyses. *Journal of Geography and Planning* 18(49):101-118 (In Persian)
- Kirkyla K I, Hameed S (1989) Harmonic analysis of the seasonal cycle in precipitation over the united state: A comparison between observations and a general circulation model. *Journal of Climate* 2(12):1463-1475
- Kurdjuzi M, Rahmanna M R, Bagheri S (2014) Investigating the occurrence of flood in Golestan province. 16th Iranian Geophysical Conference, 236-243 (In Persian)
- Lashkari H, Asgharpour M, Motakan A A (2007) Synoptic analysis of the causes of flood precipitation in Golestan Province. *Quarterly journal of Human Sciences* 12(2):181-211 (In Persian)
- Lana A, Campins J, Genovés A, Jans A (2007) Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands. *Advances in Geosciences* 12:27-32
- Livada I, Assimakopoulos D N (2005) Individual seasonality index of rainfall regimes in Greece. *Climate Research* 28(2):155-161
- Livada I, Charalambous G, Assimakopoulos M N (2008) Spatial and temporal study of precipitation characteristics over Greece. *Theoretical and Applied Climatology* 93(1):45-55
- Lyra G B, Oliveira-J unior J F, Zeri M (2014) Cluster analysis applied to the spatial and temporal variability of monthly rainfall in Alagoas State, Northeast of Brazil. *International Journal of Climatology* 34(13):3546-3558
- Masoodian S A (2005) Identification of Iranian precipitation regimes by cluster analysis. *Geographical Research* 37(52):47-59 (In Persian)

- Southern Coast of Caspian Sea. Scientific Journals Management System 16(43):217-238 (In Persian)
- Tarawneh Q, Kadioglu M (2003) An analysis of precipitation Climatology in Jordan. Theoretical and Applied Climatology 74(1):123-136
- Tarawneh Q (2016) Harmonic analysis of precipitation climatology in Saudi Arabia. Theoretical and Applied Climatology 124(1-2):205-217
- Wilks D (2006) Statistical methods in the atmospheric sciences. Academic Press is an Imprint of Elsevier 100
- study: Nawrood Basin). Journal of Studies of Human Settlements Planning 5(13):60-79 (In Persian)
- Razmi R (2010) Precipitation regime change in Azerbaijan of Iran. M.Sc. Thesis Physical Geography (Climatology), University of Zanjan (In Persian)
- Scott C M, Shulman M D (1979) An areal and temporal analysis of precipitation in the Northeastern United States. Journal of Applied Meteorology 18(5):627-633
- Saligheh M, Nasserzadeh M H, Chehreara Ziabari T (2016) Study of the relation between NCPI and CACO indices with autumn precipitation of