نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال بیست و یکم، شماره ۶۰، بهار ۱۴۰۰

بررسی و تحلیل آشفتگی، نوسانات و جهش نواحی بارشی ایران

دریافت مقاله: ۹۶/۱۱/۲۵ **پذیرش نهایی**: ۹۷/۱۰/۲۱

صفحات: ۱۴۹-۱۲۷

مهدی دوستکامیان: دانشجوی دکتری تغییر اقلیم دانشگاه زنجان، زنجان، ایران[1]
Email: s.mehdi67@gmail.com
حسین عساکره: استاد اقلیم شناسی دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.
Email: asakereh1@yahoo.com
محمد دارند: دانشیار و عضو هیئت علمی، دانشکده منابع طبیعی، گروه آب و هواشناسی دانشگاه کردستان، سنندج، ایران.
Email: darand_mohammad@yahoo.com

چکیده

هدف از این مطالعه بررسی و تحلیل آشفتگی، نوسانات و جهش نواحی بارشی ایران می باشد. برای این منظور داده‌های محیطی در طی بازه زمانی ۱۳۴۰ تا ۱۳۹۳ در دو بخش جمع‌آوری‌شده‌اند. در بخش اول داده‌ها حاصل میان یابی مشاهدات بارش روزانه ۱۴۳۴ ایستگاه همدیدی و اقلیمی از ابتدای سال ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۳ از پایگاه داده‌های اسفزاری استفاده شده است. در بخش دوم داده‌ها حاصل میان یابی مشاهدات بارش روزانه ۶۷۳ ایستگاه همدیدی و اقلیمی از ابتدای سال ۱۳۸۳ تا ۱۳۹۲ می باشد. بعد از تشکیل پایگاه داده‌ای به منظور شناسایی نواحی بارشی ایران از تحلیل خوشه ای بر روی داده های میانگین و ضریب تغییرات بارش سالانه و ماهانه استفاده شده است. برای اعتبار سنجی نواحی بارشی ایران از تحلیل سیلهوته استفاده شده است. در ادامه به منظور بررسی آشفتگی‌ها، جهش و نوسانات نواحی بارشی ایران پرداخته شده است. نتایج حاصل از تحلیل خوشه ای بیانگر این بوده است که نواحی بارشی ایران به شش طبقه قابل تقسیم بندی می باشند. در این بین نواحی خزری(ناحیه چهار) از بیشترین مقدار بارش و کمترین ضریب تغییرات برخوردار است. توزیع رژیم بارش در هر شش نواحی نشان می‌دهد که رژیم بارش ایران بیشتر در فصل زمستان و بهار و بعضا پاییز می باشد. بررسی و تحلیل آشفتگی بارش بیانگر این بوده است که بارش به جز در ناحیه چهار (ناحیه خزری) در سایر نواحی دیگر توزیع رخداد بارش همراه با آشفتگی بوده است. با وجود اینکه بیشترین آشفتگی ها در ناحیه زاگرسی رخ داده است اما بیشترین توالی آشفتگی ها مربوط به ناحیه بارشی پنجم می باشد. کمترین توالی آشفتگی‌ها در ناحیه مرکزی و شرقی کشور رخ داده است. نتایج حاصل از تحلیل جهش و نوسانات بیانگر این است که آشفتگی های بارش به جز در سالهای ابتدایی نواحی بارشی دو و پنج در سایر نواحی دیگر بارش فاقد جهش معنی دار بوده است این در حالی می باشد که نوسانات کوتاه مدت ۳ تا ۵ ساله بر بارش هر شش نواحی حاکم بوده است.

کلیدواژگان: نواحی بارشی، نظم‌پذیری(TN)، نمایه الکساندرسون(SNHT)، تحلیل سیلهوته(SI)، تجزیه مولفه‌های اصلی.

---

۱. نویسنده مسئول: زنجان، دانشگاه زنجان، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا ۰۹۱۲۰۶۴۰۹۵۴

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]

مقدمه

بارش یکی از مهم ترین و متغیرترین عناصر اقلیمی است که در بعد زمان و مکان به شدت تغییر می کند. تغییر زمانی و مکانی بارش پیامدهای زیست محیطی و اقتصادی فراوانی را به دنبال دارد. این عنصر که تقریبا تمام حیات در کره زمین و نیز امور کشاورزی، دامپروری، شیلات، ساختمان سازی و صنعت گردشگری (توریسم) را تحت تاثیر قرار می‌دهد(علیجانی، ۱۳۸۱: ۴۴-۴۵) تقریبا تمامی ابعاد حیات کره‌ی زمین را تحت تاثیر خود قرار می‌دهد (عزیزی،۱۳۷۹: ۱۱۵-۱۲۳) به طوری که دامنه مقیاس زمانی تغییر زمانی و مکانی الگوهای بارش، از لحظه ها و دقیقه‌ها در هسته طوفان تا دهه ها و طولانی تر از آن را دربرمی گیرد(گارسیا[1] و همکاران، ۲۰۰۲: ۷۱- ۹۵، توسیچ و انکاسویچ،[2]۲۰۰۵: ۶۷-۷۷، سهیلا و جمین،[3]۲۰۰۹: ۱۷-۲۵). همین تغییر پذیری در مقیاس‌های مختلف دلیل اصلی رخداد بعضی از مخاطرات از جمله سیلاب ها و خشکسالی ها به شمار می آید(رودریگرز[4] و همکاران،۱۹۹۸: ۲۹۹-۳۱۶، اوچولا و کرکایدس،[5]۲۰۰۳: ۳۲۷-۳۴۲، جیانتینگ[6] و همکاران، ۲۰۰۹: ۲۴۸-۲۶۰؛ ناستوس و زرفوس،[7]۲۰۰۹: ۱-۱۳). از نظر مکانی نیز به ویژه در کشورهای خشک و عرض های میانه در فاصله کمتر از یک کیلومتر میزان و ویژگی های بارشی به شدت متغیر است. در ایران به دلیل قرار گرفتن در یک منطقه خشک و نیمه خشک جهان، آب و به تبع آن بارش های جوی به عنوان منبع اصلی و عمده تامین آب کشور از اهمیت ویژه ای برخوردار است. به دلیل شرایط جغرافیایی، توپوگرافی و اقلیمی منطقه، تغییرات مکانی و زمانی بارش در ایران بسیار زیاد است و در بسیاری از مناطق ایران، بارش سالیانه خیلی کمتر از تبخیر و تعرق بالقوه می‌باشد(محمدی، ۱۳۸۹: ۱-۱۸).

قرار گرفتن کشور ایران درمنطقه ی خشک و نیمه‌خشک جهان، سبب شده است که بارش‌های جوی به‌عنوان منبع اصلی و عمده تأمین آب کشور از اهمیت ویژه‌ای برخوردار شود.هم چنین شرایط جغرافیایی، توپوگرافیکی و اقلیمی منطقه، سبب تغییرات مکانی و زمانی بارش در ایران شده است و در بسیاریی از نقاط آن، بارش سالیانه خیلی کمتر از تبخیر و تعرق بالقوه می‌باشد (محمدی و همکاران، ۱۳۹۰: ۱-۱۸). کشور ایران سرزمینی بسیار متنوع است. این گوناگونی در تمام ویژگی‌های جغرافیایی آن از مسائل انسانی گرفته تا خصوصیات طبیعی به چشم می‌خورد. شاید بتوان گفت که بهترین جلوه گاه این همه تنوع و گوناگونی، آب و هوای کشور می‌باشد. هیچ‌کدام از ویژگی‌های جغرافیایی به اندازه پراکندگی مکانی و زمانی عناصر آب و هوایی، تنوع نشان نمی‌دهند. از این رو هیچ‌کدام از عناصر آب و هوایی تصویر همگنی ندارند. این ناهماهنگی و نا یکنواختی عناصر آب و هوایی به طور حتم ناشی از یک عامل نیست. مسلماً در طول سال عوامل متعددی بر اقلیم ایران حاکم هستند. از جمله این عوامل الگوهای بزرگ مقیاس جوی یا اقیانوسی می‌باشند. این الگوها در سطح زمین و در

1 -Garcia
2 - Tosic and Unkasevic
3 - Suhaila Jamaludin and Jemain Abdul Aziz
4 - Rodriguez
5 - Ochola and Kerkides
6 -Jianting
7 - Nastos and Zerefos

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]

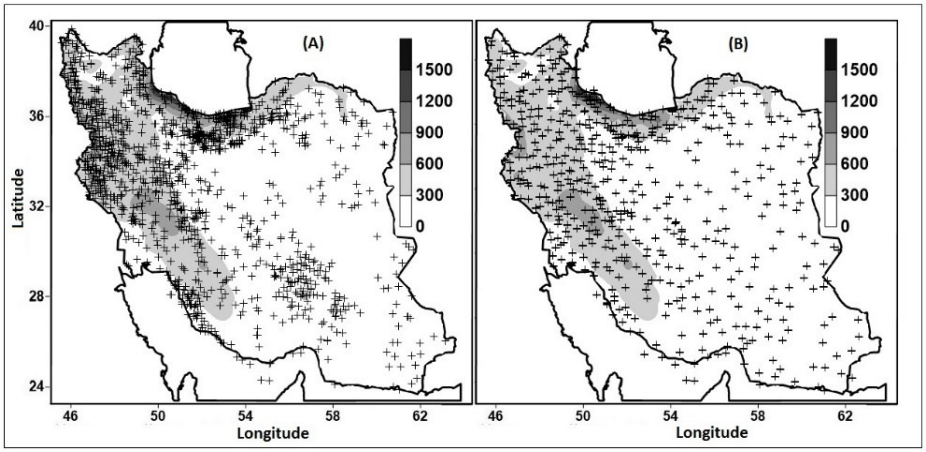
ترازهای مختلف جو شکل می‌گیرند که حاصل روابط پیچیده وکنش متقابل بین اقیانوس، خشکی، کوهستان، شرایط لایه پایین جو می‌باشند(عساکره ۱۳۸۶: ۱۲۳).

بارش‌های سالانه اندک، نوسانات شدید رگباری و کوتاه بودن مدت بارش‌ها از خصوصیات بارز رژیم‌های بارندگی ایران محسوب می‌شود. ایران به علت موقعیت خاص جغرافیایی، از آب‌وهوای متنوعی برخوردار است. نواحی کوهستانی غرب کشور تحت تأثیر دستگاه‌های قوی باران‌زای مدیترانه‌ای قرار دارند و نواحی ساحلی خلیج‌فارس و جنوب شرقی کشور تحت تأثیر نفوذ اثرات تضعیف شده بادهای موسمی می‌باشند؛ بنابراین در چنین شرایطی ایران از نوسانات اقلیمی شدید برخوردار می‌شود(عربی، ۱۳۸۴- ۱- ۱۶). بارش به‌عنوان یک متغیر تصادفی جزو آن دسته از عناصر اقلیمی است که تغییرات چشمگیری با زمان و مکان دارد؛ به‌گونه‌ای که می‌توان آن را در زمره تغییرپذیرترین عناصر جوی به‌حساب آورد. این تغییرات زمانی در مکان‌های خشک و نیمه‌خشک از شدت بیش‌تری برخوردار است(رسولی و همکاران، ۱۳۹۲: ۳). بارش‌های ایران در طی زمان و در مکان‌های مختلف تحت تأثیر الگوها، سامانه‌ها و خصوصیات اقلیمی متفاوت قرار دارد؛ که منجر به تفاوت قابل ملاحظه بارش سالانه ایران به لحاظ زمانی و مکانی شده است(فرج زاده و بابایی فینی، ۱۳۸۱: ۵۱). به‌گونه‌ای که برعکس سواحل خزر، زاگرس و البرز که بارش بسیار بالایی دارند، مناطق مرکزی میزان بارش بسیار کم‌تر دارند(عسگری و رحیم زاده، ۱۳۸۵: ۶۷). بااین‌حال میزان بسیار کم بارش علاوه بر توزیع ناهمگن مکانی، دارای نوسانات شدید زمانی نیز هست. بنابراین این توزیع ناهمگن زمانی و مکانی در ایران متأثر از توزیع سامانه‌های گردش جهانی است که کمترین تغییر در الگوی آن، ناهنجاری‌های شدید آب و هوایی را به دنبال می‌آورد. بدین ترتیب شناخت و بررسی شرایط اقلیمی و تغییرات و نوسانات و آشفتگی های آن بسیار مهم است.

روش تحقیق

کشور ایران بین عرض‌های ۲۵درجه و ۳دقیقه شمالی الی ۳۹درجه و ۴۷دقیقه شمالی و طول ۴۴درجه و ۵دقیقه شرقی الی ۶۳درجه و ۱۸دقیقه شرقی واقع‌شده است که به لحاظ عرض جغرافیایی و نفوذ مرکز پرفشار جنب حاره، علاوه بر مقدار کم بارش دریافتی در طول سال، رژیم بارندگی آن از نوسان شدیدی برخوردار است. هدف از این مطالعه بررسی و تحلیل آشفتگی ها، جهش و نوسانات نواحی بارشی ایران می باشد. برای این منظور داده‌های بارشی ایران در دو بخش تهیه شده است. بخش اول: داده‌های میانیابی شده‌ی پایگاه داده-ای اسفزاری می‌باشد که توسط مسعودیان با تفکیک مکانی ۱۵× ۱۵ کیلومتر برای دوره‌ی ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۲/۲۹ برای ۱۴۳۷ ایستگاه به ماتریسی به ابعاد ۷۱۸۷×۱۵۹۹۲ تولیدشده است. بنابراین داده‌های این پایگاه در قالب سامانه تصویر لامبرت مخروطی تولیدشده و با آرایش s (زمان در سطر و مکان در ستون‌ها) مرتب‌شده است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]



شکل (۱). توزیع و پراکنش ایستگاه در بخش اول (A).توزیع و پراکنش ایستگاه در بخش دوم (B).

بخش دوم: این بخش از داده‌ها با استفاده از همان روش و همان تکنیک (در قالب سیستم تصویر لامبرت مخروطی) از تاریخ ۱۳۸۳/۱۲/۲۹ تا ۱۳۹۲/۱۰/۱۰ به کمک ۶۷۳ ایستگاه به پایگاه داده‌ای اول اضافه‌شده است که درمجموع ماتریسی به ابعاد ۷۱۸۷×۱۹۲۷۹ ایجاد گردیده است و به‌عنوان پایگاه داده‌ی نهایی در نظر گرفته شد. توزیع پراکنش ایستگاه های مورد مطالعه در هر دو بخش در شکل(۱) ارایه شده است.

بعد از تشکیل پایگاه داده ای در این مطالعه ابتدا به منظور شناسایی نواحی بارش ایران، میانگین و ضریب تغییرات بارش سالانه و ماهانه برای هر ۷۱۸۷ یاخته ایران محاسبه شده است که در مجموع ۲۶ متغیر را شامل شده است. سپس با اجرای تحلیل خوشه ای بر روی ماتریسی به ابعاد ۲۶×۷۱۸۷ دارنمای حاصل از آن ترسیم شد و با استفاده از آزمون اختلاف میانگین و تحلیل پراش درون گروهی و برون گروهی محل برش دارنمای شناسایی شده است. در ادامه به منظور اعتبارسنجی نواحی بارشی ایران از تحلیل سیلهوته استفاده شده است. روش اعتبار سنجی سیلهوته بر اساس میانگین فاصله هریک از نمونه‌های یک خوشه با تمام نمونه‌های موجود در همان خوشه و میانگین فاصله کل نمونه موجود در خوشه‌های دیگر با یک خوشه مشخص تعریف می‌شود. بر اساس این دیدگاه برای هر خوشه میزان پراکندگی و همبستگی داده‌ها تعیین می‌شود که مقادیر بیشینه این شاخص برای تعیین تعداد بهینه خوشه بکار می‌رود (بولشکاو[1] ۲۰۰۳: ۸۳۳-۸۲۵):

رابطه(۱):

$$S(i) = \frac{(b(i) - a(i))}{max\{b(i), a(i)\}}$$

در رابطه (۱) $a(i)$ نماینگر تشابه نداشتن یک نمونه با نمونه‌های دیگر در یک خوشه و $b(i)$ نماینگر تشابه نداشتن یک نمونه نسبت به همه نمونه‌ای موجود در خوشه‌ای دیگر (نزدیک‌ترین خوشه‌ها) می‌باشد. مقدار شاخص‌های اعتبار سنجی سیلهوته بین۱ و ۱- متغیر است درصورتی‌که این شاخص برابر ۱ باشد بیانگر این است که خوشه‌بندی به‌درستی صورت گرفته است. اگر مقدار شاخص نزدیک صفر باشد این بدین معناست که

1 - Bolshakova

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]

نمونه را می‌توان به یک خوشه نزدیک‌تر نسبت داد و نحوه قرارگیری نمونه از دو خوشه به یک اندازه دور است. درصورتی‌که این شاخص برابر ۱- بدست آمد این بدین معناست که خوشه بندی به‌درستی انجام نشده است.

بعد از شناسایی نواحی بارشی ایران، به کمک تحلیل مولفه های اصلی (فرشاد فر۱۳۹۰: ۳۵۸-۴۵۰) یاخته ای را که بیشترین پراش و در عین حال هم بیشترین ضریب همبستگی را با سایر یاخته های دیگر داشت جهت بررسی آشفتگی (نظم پذیری) های بارش، به عنوان نمایندهٔ آن ناحیه انتخاب گردید. به منظور بررسی و تحلیل آشفتگی های بارش از آزمون لاپلاس استفاده شده است. این ازمون زمانی قابل استفاده می‌باشد که ما بخواهیم نظم پذیری یا آشفتگی رفتار حاکم بر داده ها را مورد بررسی قرار دهیم (پینگ و استفنس[1] ۲۰۰۰: ۴۱۷-۴۲۴). به عبارتی دیگر آیا روند حاکم بر داده ها از نظم خاصی پیروی می‌کند یا فاقد نظم می‌باشد در چنین مواقعی این آزمون کارایی خوبی خواهد داشت. اگر $t_1, t_2, t_3 \dots t_n$ زمان بروز یک رخداد اقلیمی باشند هر کدام از این داده ها یک آماره ترتیبی اند که اگر از نظم خاصی پیروی می‌کنند می‌بایست توزیع آنها در یک بازه یکنواختی رخ داده باشند. آماره این آزمون از رابطه زیر به دست می‌آید:

رابطه (۲):

$$U = \frac{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n} x_i - \frac{T_n}{2}}{T_n\sqrt{\frac{1}{12(n-1)}}} = \frac{\frac{\sum_{i=1}^{n} x_i}{n} - \frac{T_n}{2}}{T_n\sqrt{\frac{1}{12n}}}$$

در رابطه(۲) فرمول T_n بازه زمانی مورد نظر می‌باشد که x_i مجموع زمان رخداد پیشامد مورد نظر همچنین n تعداد پیشامدها می‌باشد. فرض آزمون:

رخداد بارش فاقد نظم و دارای آشفتگی می‌باشند(H_0).

رخداد بارش دارای نظم و فاقد آشتفتگی می‌باشند(H_1).

وقوع و رخداد آشتفگی های بارش در دراز مدت می تواند منجر به وقوع جهش یا نوساناتی در بارش شوند برای همین منظور به بررسی و جهش و نوسانات بارش در نواحی بارش ایران به کمک آزمون الکساندرسون و تحلیل طیفی پرداخته شده است. روش الکساندرسون، میانگین k سال اول با میانگین $\mathrm{n}-\mathrm{k}$ سال بعدی مقایسه می شود تا آماره $T(K)$ به دست آید (الکساندرسون، ۱۹۹۵):

رابطه(۳):

$$T(K) = K \times \bar{Z}_1^2 + (n-K) \times \bar{Z}_2^2$$

در رابطه(۳) $\bar{Z}_1^2$ و $\bar{Z}_2^2$ را می توان از طریق رابطه (۴) محاسبه کرد:

رابطه(۴):

$$\bar{Z}_1^2 = \frac{1}{K}\sum_{i=1}^{k}(Y_i - \bar{Y})/S$$

1 - Puig & Stephens

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]

$$\bar{Z}_2^2 = \frac{1}{n-K}\sum_{i=k+1}^{n}(Y_i - \bar{Y})/S$$

در رابطه (۴) Y_i مقادیر سری سالانه (از ۱ تا n) $\bar{Y}$ میانگین سری S انحراف معیار می‌باشد. آماره آزمون جهت رد فرض صفر به صورت رابطه (۷)تعریف می شود:

رابطه (۵):

$$T_o = max\big(T(K)\big) = max(\bar{Z}_1^2 + (n-K)\bar{Z}_2^2 \qquad 1 \le k \le n-1$$

در رابطه(۵) اگر T_o بزرگتر از یک سطح بحرانی مشخص باشد می گوییم فرض صفر در سطح معنی داری مورد نظر رد شده است. آستانه بحرانی آماره الکساندرسون برای دوره ۵۰ ساله بارش ایران بر اساس جدول الکساندرسون ۸/۶۵ می‌باشد. بنابراین اگر آماره محاسبه شده از این آماره بزرگتر باشد جهش رخ داده است.

روش تحلیل همسازها، روشی بسیار کارا و مفید برای توصیف شاخص های نهان و الگوهای بارش سالانه (لیوادا و همکاران[1]، ۲۰۰۸: ۴۷)، تحلیل گستره جغرافیایی رژیم های بارش و نمایش مرز آنها (کرکایلا[2] و همکاران، ۱۹۸۹: ۱۴۶۵)، شناسایی فصول بارش و تحلیل تغییرات مکانی آن به شمار می‌آید. از اهداف تحلیل همسازها، تعیین پارامترهای مشخص‌کننده پراش بسامدهاست. هر همساز گویای یک رفتار تناوبی در یک سری زمانی است. ازاین‌رو هر طول‌موج متوالی در سری زمانی تناوبی با یک همساز نشان داده می‌شود. به طور کلی برای استخراج چرخه‌ها توسط تحلیل طیف مراحل زیر انجام می‌شود (عساکره ۱۳۸۸: ۳۳-۵۰):

تبدیل سری زمانی به بسامد: برای این منظور بایستی ابتدا دو پارامتر را حساب کرد (چتفیلد ترجمه نیرومند و بزرگ نیا، ۱۳۸۱):

رابطه (۶):

$$a_i = \frac{2}{n}\sum_{t=1}^{n} x_t \cos\left(\frac{2\pi q}{n}t\right) \qquad b_i = \frac{2}{n}\sum_{t=1}^{n} x_t \sin\left(\frac{2\pi q}{n}t\right)$$

$$q = 1,2,\ldots.n$$

در رابطه‌ی (۶)، q تعداد هارمونیک ها (هم سازها) می‌باشد که برای سری های زوج به تعداد $q = \frac{n}{2}$ و برای سری های زمانی فرد $q = \frac{(n-1)}{2}$ هم ساز خواهیم داشت. با استفاده از رابطه زیر پراش هر یک از بسامدها (موج‌ها) حساب می‌شود:

رابطه (۷):

$$I(f_i) = \frac{n}{2}(a_i^2 + b_i^2)$$

۱- Kirkyla

2- Livada

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]

[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]

برای آزمون معنی‌داری ابتدا باید سه مرحله را به انجام رساند: الف) محاسبه میانگین طیف ($\overline{S}$)، ب) محاسبه خودهمبستگی مرتبه اول برای مشاهدات ج) محاسبه طیف برای یک سری تصادفی با مشخصات ($\overline{S}$) و (r_1) سری موجود با استفاده از رابطه‌ی (۸):

رابطه (۸):

$$I(f_i) = \bar{s}\left[\frac{1 - r_1^2}{1 + r_1^2 - 2r_1\, cos(\frac{\pi \times i}{q})}\right] \qquad i = 1, 2, \ldots, q$$

برای آزمون ابتدا یک فاصله اطمینان (عموماً ۹۵ درصد) مشخص می‌کنیم هر کدام از طیف‌ها (فرکانس‌ها) سری زمانی خارج از فاصله اطمینان باشند آن چرخه‌ها معنی‌دار خواهند بود. بدین منظور از آزمون خی دو استفاده می‌شود. درجه آزادی آزمون از رابطه زیر به‌دست می‌آید. با استفاده از مقادیر جدول x^2 سطح معنی‌داری با استفاده از رابطه (۹) محاسبه می‌شود:

رابطه (۹):

$$df = \frac{2n - \frac{q}{2}}{q}$$

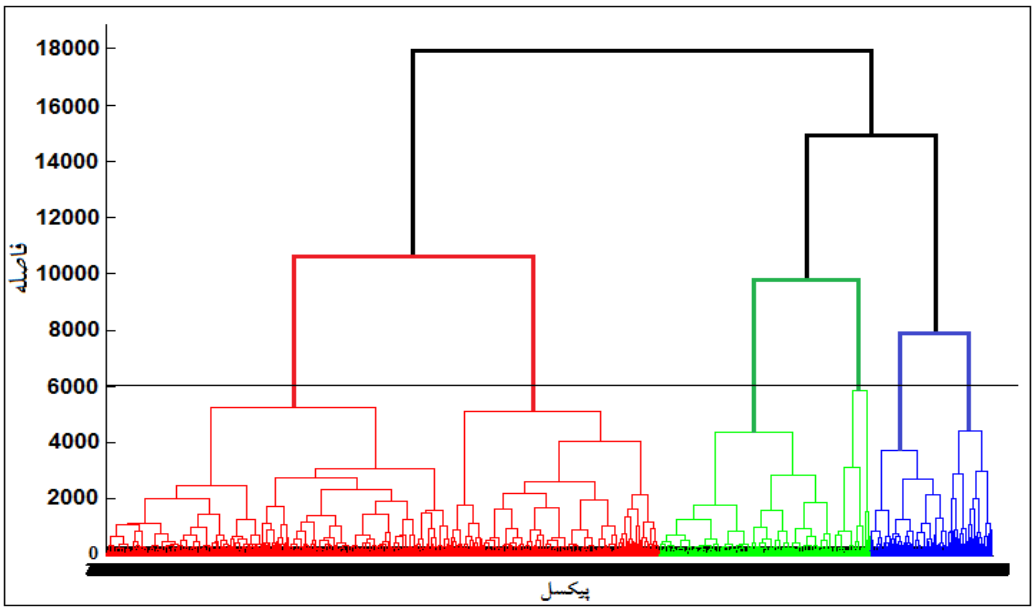
$$sig\hat{I}(f) = \frac{x^2}{df} \times \hat{I}(f)$$

برای چرخه‌هایی که در آن‌ها مقدار پراش $I(f) > \hat{I}(f)$ باشد آن چرخه‌ها معنی‌دار هستند.

نتایج

همانطور که یاد شد به‌منظور ناحیه بندی بارش های فراگیر ایران از تحلیل خوشه‌ای استفاده شد. در این مرحله با استفاده از تحلیل خوشه‌ای سلسله مراتبی و به کمک روش وارد یکی تحلیل خوشه‌ای بر روی ماتریس به ابعاد ۲۶×۷۱۸۷ بر روی بارش ایران انجام گرفت. دارنمای حاصل از تحلیل خوشه‌ای در شکل(۲) آورده شده است. در این شکل خط مشکی رنگ ضخیم تعداد ناحیه یا گروه‌ها را مشخص می‌کند. به منظور اعتبار سنجی نواحی بارشی ایران از تحلیل سیلهوته بهره گرفته شده است که نتایج آن در شکل(۳) ارائه شده است. در این اشکال نقاط دایره ای رنگ آبی نماینده هر ناحیه هستند که به روش تجزیه مولفه ها به دست آمده است شکل(۲). نتایج حاصل از تحلیل سیلهوته بیانگر این بوده است که نواحی بارشی ایران به درستی شناسایی شده‌اند به طوری که در هر شش ناحیه مقدار خطای حاصل از ناحیه‌بندی کوچکتر از ۴ درصد است. به عبارتی دیگر در اعتبار سنجی نواحی بارشی در بیش از ۹۵ درصد موارد یاخته‌ها به درستی در گروههای همگن قرار گرفته‌اند.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]



شکل(۲). دارنمای حاصل تحلیل خوشه ای بروی داده های بارش و ضریب تغییرات

در جدول(۱) برخی از مشخصات توصیفی نواحی بارشی ایران آورده شده است. ناحیه بارشی یک تقریبا ۳ درصد از مساحت ایران را تشکیل می دهد این ناحیه بخش های از جنوب غرب و کرانه های شمالی ساحلی خلیج فارس را شامل می شود شکل(۲). میانگین بارش در این ناحیه ۲۰۳/۰۴ میلیمتر می باشد و دارای ضریب تغییرات ۳۸/۳۸ درصد می باشد جدول(۱). در این ناحیه نمایه های مرکزی(میانگین، میانه و مد) اختلاف زیادی با هم دارند این وضعیت احتمالا بیانگر افت خیز روزانه شدید بارش در این ناحیه می باشد به طوری که پراش نزدیک ۶۰۳۷/۱۸ تاییدی بر این وضعیت می باشد از طرفی دیگر اختلاف دامنه چارکی بالا و کشیدگی ۲/۸۷ تاییدی دیگر بر این ادعا می باشد جدول(۱). حداکثر میانگین بارش در این ناحیه ۳۸۶/۰۹ میلیمتر و حداقل میانگین سالانه بارش در این ناحیه ۴۸/۹۲ میلیمتر می باشد. بنابراین با توجه به ویژگی های یادشده این ناحیه را می توان به عنوان ناحیه ای با بارش کم و ضریب تغییرات بالا نامید جدول(۱). این منطقه از کشور به دلیل عرض جغرافیایی پایین، نزدیکی به دریا و ارتفاع پایین در اکثر ماه ها دارای آب و هوای گرم می باشد این وضعیت از یک سو در سطح زمین به دلیل وجود شرایط وضعیت کم فشار با منشأ کم فشارهای حرارتی گنگ و شبه جزیره ی عربستان و پر ارتفاع مستقل غرب آسیا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و از طرف دیگر به دلیل انتقال هوای گرم، از عرض های پایین و هم از مناطق خشک داخل ایران به سوی منطقه ی مورد مطالعه می باشد (قویدل رحیمی و همکاران ۱۳۹۴: ۲۶۹). ناحیه دوم براساس تحلیل خوشه ای ۱۰/۹۵ درصد و براساس تحلیل سیلهوته ۸/۵ درصد از مساحت ایران را در بر می گیرد بیشتر به صورت نواری امتداد کوه های زاگرس و بخش های از غرب ایران را در بر می گیرد شکل(۳). میانگین بارش در این ناحیه از کشور به ۵۸۴/۱۶ میلیمتر می رسد جدول(۱). همانند ناحیه یک در ناحیه زاگرسی بارش از ضریب تغییرات مکانی بالای برخوردار می باشد به طوری که ضریب تغییرات بارش در این ناحیه به ۲۷/۵۶ درصد رسیده است. از طرفی

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]

اختلاف دامنه چارکی بسیار زیاد نشان می دهد که تغییرات مکانی بارش در این ناحیه بسیار زیاد می باشد جدول(۱).

جدول(۱). مشخصات توصیفی خوشه های بارشی ایران

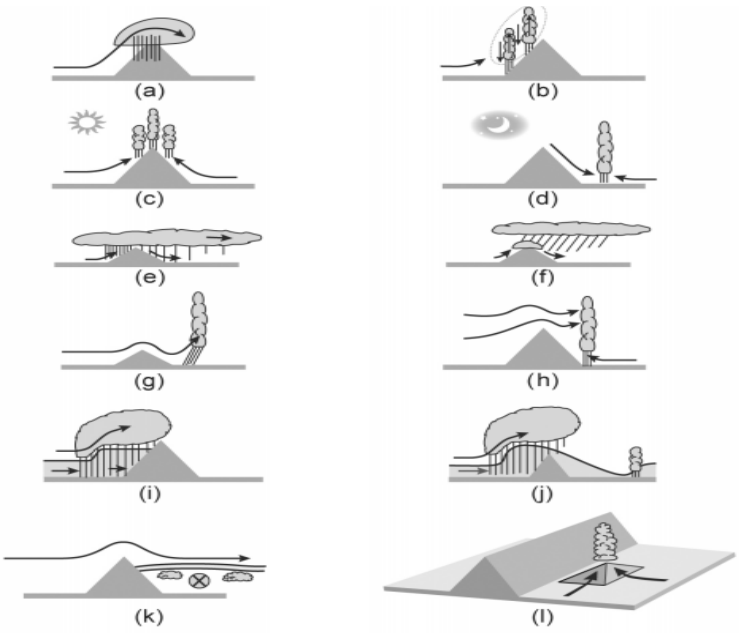
		ناحیه یک	ناحیه دو	ناحیه سه	ناحیه چهار	ناحیه پنج	ناحیه شش
		ناحیه با بارش کم و ضریب تغییرات بالا	ناحیه با بارش زیاد و ضریب تغییرات متوسط	ناحیه با بارش متوسط زیاد و ضریب تغییرات متوسط	ناحیه با بارش بسیار زیاد و ضریب تغییرات بسیار کم	ناحیه با بارش کم و ضریب تغییرات بسیار بالا	ناحیه با بارش بسیار کم و ضریب تغییرات بالا
میانگین		۲۰۳/۱	۵۸۴/۲	۳۳۱/۷	۷۴۵/۹	۱۹۶/۹	۱۳۳/۲۳
میانه		۱۹۵/۳	۵۸۵	۳۲۵/۶	۷۴۴/۸	۱۸۲/۸	۱۰۱/۴
مد		۴۸/۳	۱۶۴/۹	۱۰۴/۳	۵۲۴/۱	۳۲/۴	۳۳/۵
پراش		۶۰۷۳/۱	۲۵۹۲۳/۸	۸۴۴۵/۳	۱۲۸۳۵/۶	۱۲۹۸۷/۴	۱۶۶۹/۳
ضریب تغییرات		۳۸/۳	۲۷/۵	۲۷/۷	۱۵/۲	۵۷/۸	۳۸/۱
چولگی		/۳	-/۳	/۸	/۱۵	۸/۶	/۹۱
کشیدگی		۲/۹	۲/۸	۵/۶	۲/۶	۳/۱	۴/۲
کمینه		۹۰/۱	۲۳۷/۶	۱۱۶/۱	۴۱۵/۵	۶۰/۱۴	۶/۸
بیشینه		۴۶۹/۱	۸۸۶/۷	۵۰۵/۸	۶۶۴/۷	۵۰۳/۴	۳۲۶/۵
درصد پهنه	CA	۳/۱	۱۰/۹	۱۹/۴	۱۲/۷	۲۱/۹۳	۳۵/۳
	SI	۲/۷	۸/۵	۱۸/۲	۱۳/۸	۱۹/۹۸	۳۶/۵

در این ناحیه از کشور سازوکارهای ارتفاعات زاگرس نقش مهمی در توزیع مکانی بارش ایفا کرده است. با این وجود سازوکار وقوع بارش در مناطق کوهستانی متفاوت می باشد به طوری که سازوکار بارش در مناطق کوهستانی از شکل(۲) پیروی می کنند (هوز[۱]، ۲۰۱۲: ۴۷-۴). به نظر می رسد با توجه به ارتفاع زیاد دامنه های روبه باد کوه های زاگرس سازوکار مشاهده شده در شکل ۲ نقش قابل توجهی در افزایش بارش در مناطق رشته کوهای داخلی زاگرس (ناحیه دو یا ناحیه زاگرسی) داشته است. با توجه به شکل($i-2$) شاید بتوان افزایش مقادیر بارش در مناطق داخلی رشته کوهای زاگرس را به بارش های همرفتی ناشی از شکل گیری امواج گرانی نسبت داد. این علیرغم اینکه از جابجای اندکی برخوردارند اما در صورت شکل گیری حرکات قائمی شدیدی را در محیط کوهستانی در پی خواهند داشت. با این شرایط منبع اصلی تامین منابع رطوبتی این ناحیه از کشور در تراز پایینی جو دریای عرب و عمان می باشد به طوری که مطالعات شده نشان می دهد که دریای عرب و عمان در دوره مطالعه، بیشترین واگرایی شار رطوبت را بویژه در ترازهای پایینی داشته است این در حالی می باشد که نقش دریای سرخ در ترازهای میانی بارزتر شده است (فرج زاده و همکاران ۱۳۸۸: ۲۱۷-۱۹۳). همان طوری که اشاره شده است این ناحیه با توجه به اینکه دومین ناحیه پربارشی ایران می باشد اما مشاهده می شود که از ضریب تغییرات مکانی بالای برخوردار بوده است جدول(۱). بنابراین می توان گفت که در این ناحیه وجود رشته کوه‌های متعدد و موازی در منطقه زاگرس و غرب می تواند سبب شکل گیری یک سری امواج گرانی متوالی بر روی کوه های در امتداد جریانات هوا گردد (امیرامجدی و همکاران ۱۳۹۲) این

[۱] - Houze

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]

امواج در گذر از منطقه کوهستانی سبب شکل گیری مناطق صعود و نزول متوالی در مسیر جابجایی خود بر روی کوهستان می گردد و در صورت وجود رطوبت سبب توزیع متفاوت بارش در این ناحیه از کشور می گردد که مجموع چنین مکانیسمی که ماهیت مناطق کوهستانی را شکل می دهند از علل تغییرات بالای توزیع بارش در چنین مکان های می باشد(هوز[1] ۲۰۱۴: ۴).



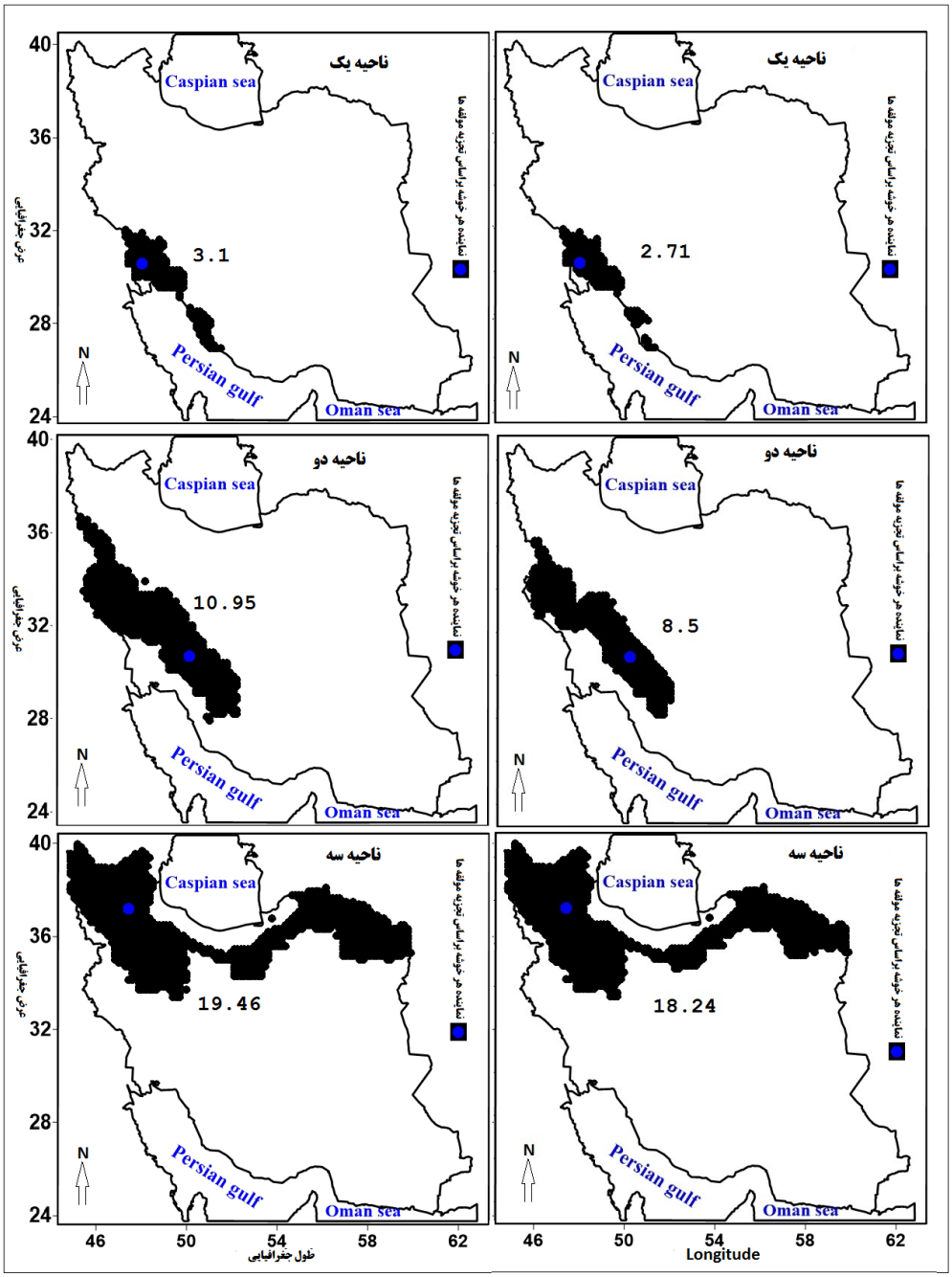
شکل(۲). سازوکار وقوع بارش در مناطق کوهستانی (Houze 2012:4)

در این ناحیه بیشترین مقدار بارش مربوط ماه های ژانویه، فوریه، مارس و دسامبر می باشد به طوری که بیشترین مقدار میانگین ماهانه بارش با ۹۴/۲ میلیمتر برای ماه ژانویه می باشد جدول(۲) ناحیه سوم به صورت نواری از شمال غرب تا شمال شرق کشیده شده است ۱۹/۴۷ درصد از مساحت ایران را در بر گرفته است. میانگین بارش در این پهنه از کشور به ۳۳۱/۷۲ میلیمتر رسیده است جدول(۱). این خوشه بخش های از شمال غرب کشور، دامنه‌های جنوبی البرز، قسمت‌های از شمال شرق کشور و شمال شرقی ارتفاعات زاگرس را تشکیل می‌دهد. در این ناحیه بیشترین رخداد بارش ها بر خلاف ناحیه دوم (ناحیه زاگرسی) که در ژانویه، فوریه و مارس بوده است در این ناحیه در ماه های مارس آوریل و می رخ داده است به عبارتی دیگر فصل بارشی این ناحیه فصل بهار می باشد. در واقع می توان گفت که بارشهای بهاره این ناحیه در فصل بهار در ارتباط با عبور چرخند یا سامانه کم‌فشار دینامیکی مهاجر و منطقه همگرایی و گردش چرخندی ناشی از آن است که عامل اصلی تزریق رطوبت به داخل این چرخندها، واچرخند مستقر بر روی دریای عرب می‌باشد همچنین سامانه بندالی از نوع زوجی در تراز میانی وردسپهر با توقف حرکت سامانه‌های گردشی در تراز میانی

1 - Houze

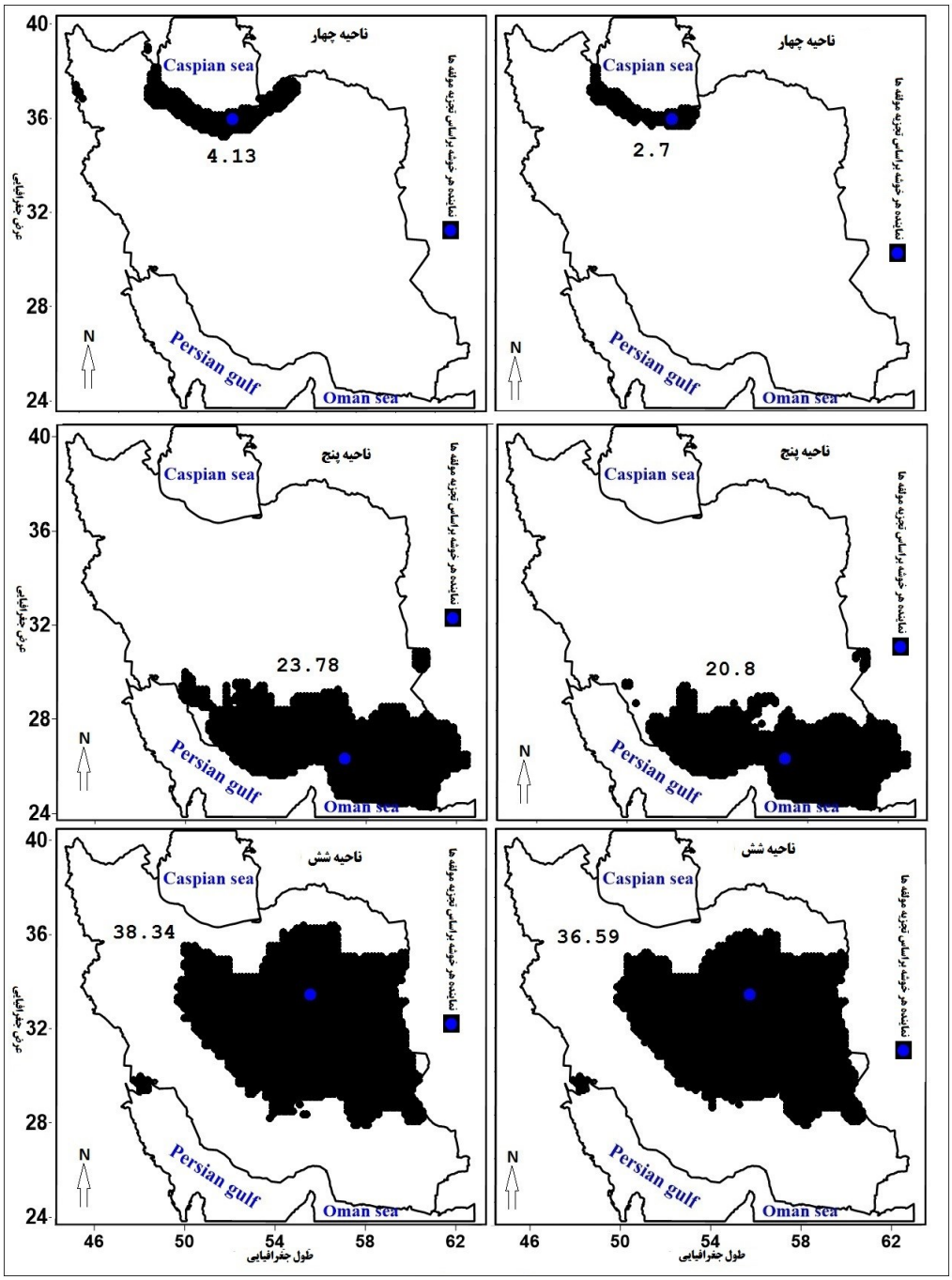
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]

و زیرین جو منجر به وقوع بارش در این ناحیه شده است(خورشید دوست و همکاران ۱۳۹۵: ۵۳-۸۲). در این ناحیه میانگین رخداد بارش در فصل تابستان تقریبا ۲۰ میلیمتر می باشد جدول(۲).



شکل(۳). نواحی بارشی ایران براساس میانگین و ضریب تغییرات سالانه و ماهانه (نقاط آبی رنگ نماینده هر خوشه می باشد که براساس تجزیه مولفه ها مشخص گردیده است)

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]



ادامه شکل (۳). نواحی بارشی ایران براساس میانگین و ضریب تغییرات سالانه و ماهانه

بنابراین در این ناحیه بر خلاف ناحیه اول و دوم رخداد بارش ها تقریبا در همه ماه پراکنده شده اند به طوری که همین تنوع مکانی بارش در نواحی مختلف بیانگر توزیع مکانی شدید بارش در این ناحیه شده است. از

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]

طرفی دیگر با توجه به اختلاف نمایه های مرکزی (میانگین، میانه و مد) تاییدی دیگر بر افت خیزهای روزانه بارش و ضریب تغییرات مکانی بالای بارش در این ناحیه از کشور می باشد جدول(۱). ناحیه چهارم با وجود اینکه کمترین مساحت را با ۴/۱۳ درصد به خود اختصاص داده است اما در بین سایر نواحی دیگر از بیشترین مقدار بارشی برخوردار می باشد به طوری که میانگین بارش در این نواحی به ۷۴۵/۹۵ میلیمتر رسیده است جدول(۱). در این ناحیه بر خلاف سایر نواحی دیگر نمایه های مرکزی اختلاف کمتری با هم دارند که این بیانگر این است که در این ناحیه افت خیز بارش در این ناحیه کمتر می باشد به طوری که ضریب تغییرات ۱۵/۴ درصد تاییدی بر این وضعیت می باشد. در سواحل جنوبی دریای خزر بارش به عنوان مهمترین عنصر اقلیمی و پدیده جوی از توزیع زمانی و مکانی پیچیده ای برخوردار می باشد. موقعیت جغرافیایی منحصر بفرد این منطقه به ویژه قرار گیری آن بر جانب جنوبی دریای خزر، استقرار رشته کوه های مرتفع و توپوگرافی پیچیده همراه با جابجایی مداوم پشتها و ناوه های امواج غربی بر روی منطقه بروز چنین پیچیدگی را در ساختار بارش منطقه ای در این ناحیه در پی داشته است. حداکثر میانگین بارش در این ناحیه (ناحیه چهار) ۹۸۶/۴۱ میلیمتر و کمترین مقدار میانگین بارش ۵۲۴/۱۸ میلیمتر می باشد جدول(۱). توزیع ماهانه میانگین بارش در این ناحیه (ناحیه چهار) بیانگر این است که بیشترین رخداد بارش در این ناحیه در فصل پاییز رخ داده است. آب و هوای دریای خزر متأثر از موقعیت جغرافیایی دریا، سامانه های جوی عبوری از روی آن و ارتفاعات سواحل دریا است. در ناحیه چهارم یا ناحیه خزری سه نوع سیستم فشار جو در ریزش بارش سواحل جنوبی دریای خزر موثرند که عبارتند از فرابار سیبری، سیستم های کم فشار و آنتی سیکلون های مهاجر. در میان این سه عامل، بارش های با منشا فرا بار سیبری دارای فراوانی وقوع بیشتری اند. (مرادی ۱۳۸۵: ۷۷-۸۸). ناحیه پنجم که براساس تحلیل خوشه ای تقریبا ۲۳/۹۳ و براساس تحلیل سیلهوته ۱۹/۹۸ درصد از کستره ایران را در بر می گیرد بیشتر نواحی ساحلی خلیج فارس و دریای عمان (جنوب و جنوب شرق) را شامل می شود شکل(۳). میانگین بارش در این ناحیه ۱۹۶/۹۷ میلیمتر می باشد جدول(۱). ضریب تغییرات بارش در این نواحی بسیار بالا می باشد به طوری که ضریب تغییرات مکانی بارش در این ناحیه به ۵۸ درصد رسیده است. حداکثر میزان بارش در این ناحیه ۵۰۳/۴ میلیمتر و حداقل میانگین بارش در این ناحیه ۶۰/۱۴ میلیمتر می باشد. این بخش از کشور به ویژه در اکثر ماه های تحت سیطره زبانه پر ارتفاع جنب حاره می باشد و این وضعیت به ویزه در فصل تابستان به خاطر شرایط گلخانه ای جو منجر به پدیده شرجی شده است. بنابراین در این نواحی بارش های بیشتر فصلی می باشد به طوری که بیشتر رخداد های بارش در این نواحی در ماه های ژانویه، فوریه، مارس و دسامبر رخ می دهد. به طوری که از مجموع بارش ۱۹۶/۹۷ میلیمتر تقریبا ۱۴۵/۳ میلیمتر در این چهار ماه رخ می دهد جدول(۲). بنابراین در این بخش از کشور به خاطر فعالیت پرفشار جنب حارهای در این نواحی در اکثر ماه های فاقد بارش قابل توجهی هستند. با این وجود در این ناحیه به ویژه در بخش های سواحل دریای عمان بارش های تابستانه ناشی فعالیت کمفشار موسمی (گنگ) می باشد. این وضعیت ناشی از گسترش شرق سوی مرکز پرفشار جنب حاره ای ایران در ترازهای میانی وردسپهر و افزایش گردش واچرخندی برجانب شمالی شبه قاره هند و پاکستان، جابجایی غرب سوی کم فشارهای موسمی و ورود آن‌ها به منطقه دریای عرب امکان پذیر گردیده است(علیجانی ۲۰۱۱: ۲۰۵-۲۲۷). ناحیه ششم که در بین سایر

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]

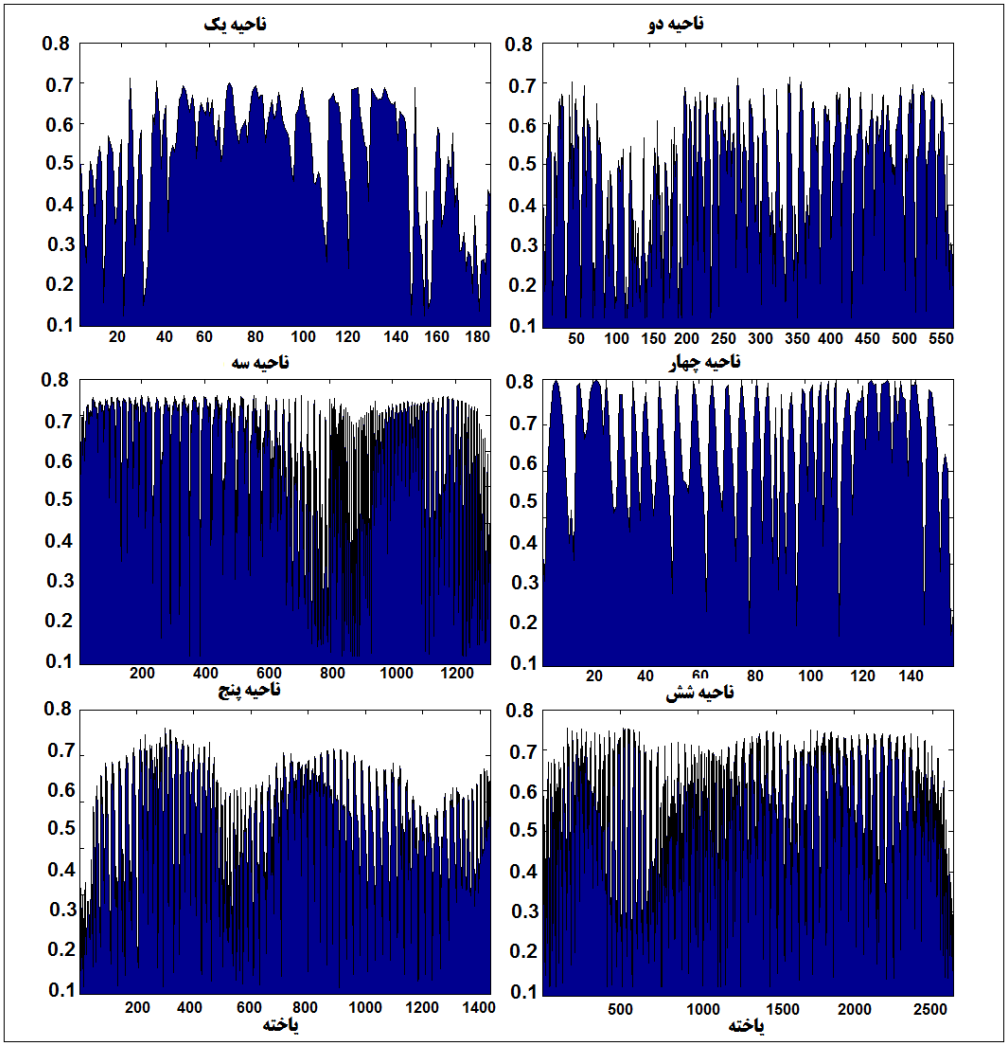
نواحی دیگر بیشترین گستره را (تقریبا ۳۸/۳۶ درصد) به خود اختصاص داده است بیشتر شرق و نواحی مرکزی ایران را در بر گرفته است. میانگین بارش در این ناحیه ۱۳۳/۲۳ میلیمتر می باشد. ضریب تغییرات بارش در این نواحی تقریبا بالا می باشد به طوری که دامنه تغییرات بارش در این نواحی به ۲۱۳/۱۷ میلیمتر رسیده است. حداکثر مقدار بارش در این ناحیه به ۳۲۶/۵۷ میلیمتر و حداقل مقدار بارش ۶۰/۸۵ میلیمتر می باشد جدول(۱). از طرفی مقدار کشیدگی بالای ۲ در این ناحیه همانند سایر نواحی دیگر بیانگر نایکنواخت بودن توزیع بارش می باشد کما اینکه دامنه چارکی بالای ۱۰۰ میلیمتر در این ناحیه تاییدی دیگر بر این وضعیت می باشد. همانند ناحیه پنج غالب بارش های این ناحیه در ما های ژانویه، فوریه، مارس، آوریل و دسامبر رخ می دهد به طوری که از مجموع ۱۳۳/۲۳ میلیمتر تقریبا بالای ۱۱۰ میلیمتر آن در این چند ماه رخ می دهند جدول(۲). بیشتر مناطق بیابانی ایران از جمله بیابان عظیم لوت در این ناحیه قرار دارد که در واقع در قسمت های شرقی زاگرس واقع شده است. به عبارتی دیگر همین ارتفاعات زاگرس مانع از رسیدن توده های بارش زا به این منطقه شده است به طوری که در ناحیه ۲ توضیحات مربوط به مکانیسم بارش های زاگرس گویای همین است. ویژگی اصلی سرزمین های این کویر، گرمای طاقت فرسای تابستانی بادهای قدرتمند پیوسته، شن های روان، خاک نمکی و آب تقریبا نایاب است؛ در نتیجه سکونت در آن نا ممکن است. حتی جاده ها نیز از میانه کویر عبور نکرده اند و در لبه های شمالی و جنوبی، مسیرهای راه آهن و جاده های اتومبیل رو، ساخته شده است. با این حال در حاشیه غربی این کویر که در کوه پایه های زاگرس قرار دارند شرایط اقلیمی بسیار ملایم تر است. بخش عمده ای از بارش های ۱۰۰ تا ۱۵۰ میلی متری سالانه در این ناحیه به سرعت در حوضه های زیرزمینی ناپدید می شوند که برای آب یاری مزارع و باغ ها از اعماق زمین بیرون کشیده می شوند(کردوانی ۱۳۸۸: ۱۴۶). در شکل(۴) ضریب سیلهوته برای هر شش ناحیه آمده است.

جدول(۲). میانگین ماهانه بارش در نواحی شش گانه ایران

ناحیه	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	ژوئیه	آگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
یک	۶۱/۲	۳۶/۶	۳۲/۲	۱۸/۲	۴/۸	/۱	/۱	/۲	/۵	۶/۱	۳۳/۳	۵۹
دو	۹۴/۲	۷۸/۴	۸۳/۹	۶۰/۶	۲۲/۷	۱/۱	/۹	/۷	۱/۵	۱۹/۵	۶۱/۲	۸۶/۹
سه	۳۲/۶	۳۳	۴۵/۴	۴۹/۳	۳۶/۶	۱۰/۷	۵/۳	۴/۴	۶/۷	۲۰/۸	۲۹/۱	۳۰/۳
چهار	۶۳/۷	۶۱/۲	۷۲/۷	۵۹/۹	۴۷/۳	۳۰	۲۵/۶	۳۶/۵	۶۱/۲	۸۴/۸	۸۱/۱	۷۲/۳
پنج	۴۵/۱	۳۵/۶	۳۱/۸	۱۲/۸	۳/۵	۳/۶	۵/۹	۵/۳	۱/۸	۲/۸	۹/۸	۳۲/۸
شش	۲۳/۹	۲۲/۷	۲۵/۶	۱۹/۳	۸/۳	۱/۴	/۸	/۶	/۶	۳/۳	۹/۱	۱۸/۱

مقدار شاخص‌های اعتبار سنجی سیلهوته بین۱ و ۱- متغیر است درصورتی‌که این شاخص برابر ۱ باشد نمایانگر این است که خوشه‌بندی به‌درستی صورت گرفته است. اگر مقدار شاخص نزدیک صفر باشد این بدین معناست که نمونه را می‌توان به یک خوشه نزدیک‌تر نسبت داد و نحوه قرارگیری نمونه از دو خوشه به یک اندازه دور است. همان طوری که مشاهده می شود این ضریب در هر شش نواحی مقادیر مثبت و بالای را داشتند که این بیانگر صحت خوشه بندی ناشی از تحلیل خوشه ای می باشد.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]



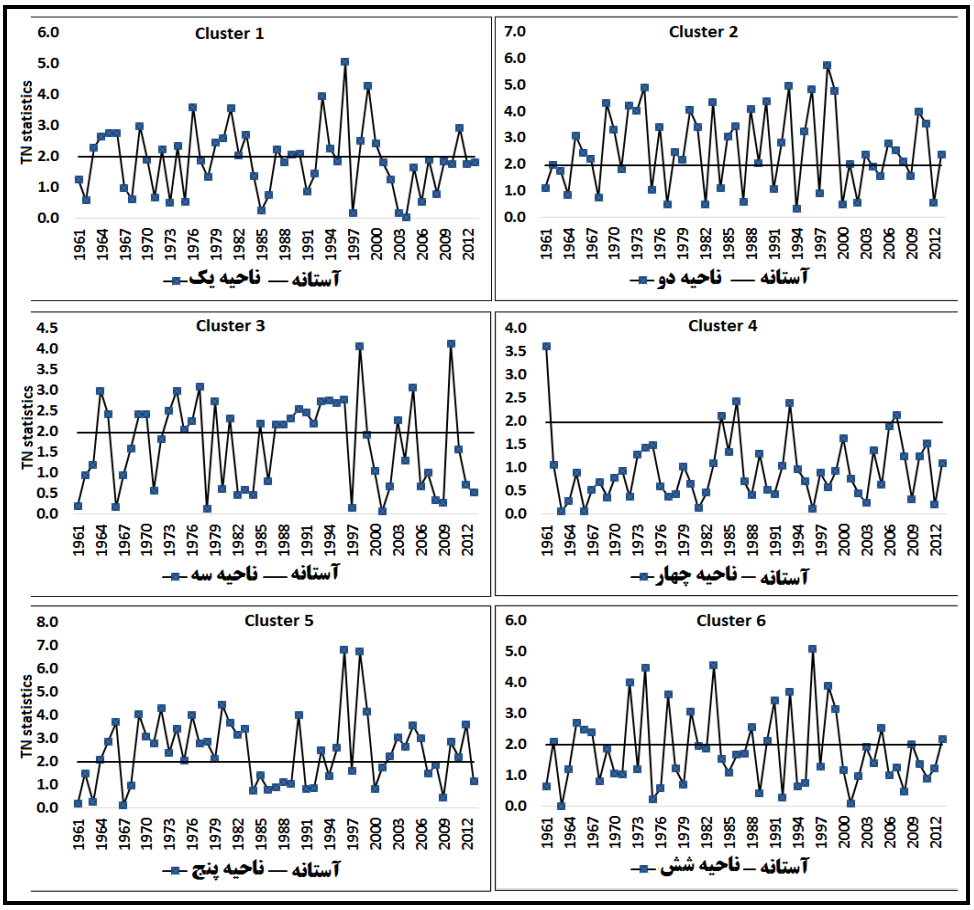
شکل(۴). ضریب سیلهوته برای نواحی مختلف بارشی ایران

بررسی و تحلیل آشفتگی بارش در نواحی بارشی

بعد از شناسایی طبقات بارشی ایران به کمک تحلیل خوشه ای و تحلیل سیلهوته به کمک تجزیه مولفه ها در هر ناحیه نماینده هر ناحیه شناسایی شد. سپس به کمک آزمون کاکس آشتفتگی های سالانه بارش در هر ناحیه مورد تجزیه تحلیل قرار گرفت که نتایج آن در شکل(۵) ارایه شده است. وضعیت آشفتگی بارش در ناحیه دوم خیلی شدیدتر از ناحیه اول می باشد به طوری که در این ناحیه در اغلب سالها (۳۴ سال از سال۵۵) بارش فاقد نظم پذیری بوده است یا به عبارتی دیگر افت خیز آشفتگی بارش در این ناحیه شدیدتر می باشد. در این ناحیه آشفتگی های با توالی دو ساله در این ناحیه ۱۷ بار اتفاق افتاده است این در حالی می باشد که توالی سه ساله ۶ و چهار ساله یک بار رخ داده است. در مجموع با توجه به آماره ۱۹/۸۵ در این ناحیه، بارش از آشفتگی برخوردار بوده است جدول(۳). وضعیت آشفتگی بارش در ناحیه سوم تقریبا وضعیتی مشابه با ناحیه اول دارد با

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]

این تفاوت که توالی سالهای همراه با آشفتگی در این ناحیه بسیار زیاد تر می باشد. برای مثال در این ناحیه بارش از سال ۱۹۸۸ تا ۱۹۹۷ به طور متوالی از آشفتگی برخوردار بوده است که یک توالی ده ساله را تشکیل داده است.



شکل(۵). آشتفگی بارش طی سالهای مختلف در نواحی شش گانه

همچنین یافته‌ها نشان می‌دهد که توالی آشفتگی های ۵ ساله ۷ بار، طی دوره آماری ۵۵ ساله رخنمود داشته است. از طرفی دیگر توالی های هشت و نه ساله به ترتیب ۳ و ۲ بار طی ۵۵ سال رخ داده است جدول(۴). وضعیت آشفتگی بارش در ناحیه‌ی چهارم یا همان ناحیه‌ی خزری شرایط متفاوت تری را نسبت به سایر نواحی تجربه کرده است. به طوری که در این ناحیه بارش فقط در ۵ سال از ۵۵ سال از آشفتگی برخوردار بوده است که این سالها شامل ۱۹۶۱، ۱۹۸۵، ۱۹۸۷، ۱۹۹۴ و ۲۰۰۴ می باشند شکل(۳). در مجموع در این ناحیه با توجه به اماره ۰/۸۹ می توان گفت که بارش در این ناحیه فاقد اشفتگی می باشد همچنین وضعیت ضریب تغییرات اندک بارش در این ناحیه می تواند تاییدی بر یافته‌های یاد شده باشد. در ناحیه پنج شدیدترین آشفتگی ها رخ داده است و از طرفی دیگر این آشفتگی ها بیشتر به صورت چندین سال متوالی اتفاق افتاده

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]

است همین وضعیت سبب شده است تا توالی آشفتگی های ده ساله در این ناحیه به ۶ بار طی ۵۵ سال رخ دهد. از طرفی دیگر توالی سالهای آشفتگی دو ساله به ۲۴ بار رسیده است.

در ناحیه ششم با وجود اینکه بارش در ۱۹ سال از ۵۵ سال نامنظم بوده است اما این نامنظم بر عکس نواحی پنج که به صورت توالی تکرار شده بود در این نواحی آشفتگی های بارش به صورت پراکنده در طول دوره اماری پراکنده شده است به همین خاطر مشاهده می شود که تعداد سالهای همراه با آشفتگی دو ساله فقط ۴ بار طی ۵۵ سال رخ داده است که این وضعیت نسبت به سایر نواحی پنج خیلی کم می باشد به عبارتی دیگر تقریبا و ضعیتی مشابه با ناحیه اول را تجربه کرده است با این تفاوت که در ناحیه ششم توالی چهار و پنج ساله مشاهده نشده است. وجود آشفتگی های بارش می تواند منجر به رخداد جهش و نوسان در سری زمانی بارش شود.

جدول(۳). آماره TN برای نواحی بارشی ایران

ناحیه	ناحیه یک	ناحیه دو	ناحیه سه	ناحیه چهار	ناحیه پنج	ناحیه شش
TN	۸/۵۷	۱۹/۸۵	۱۳/۳۷	/۸۹	۱۶/۳۰	۱۸/۰۶

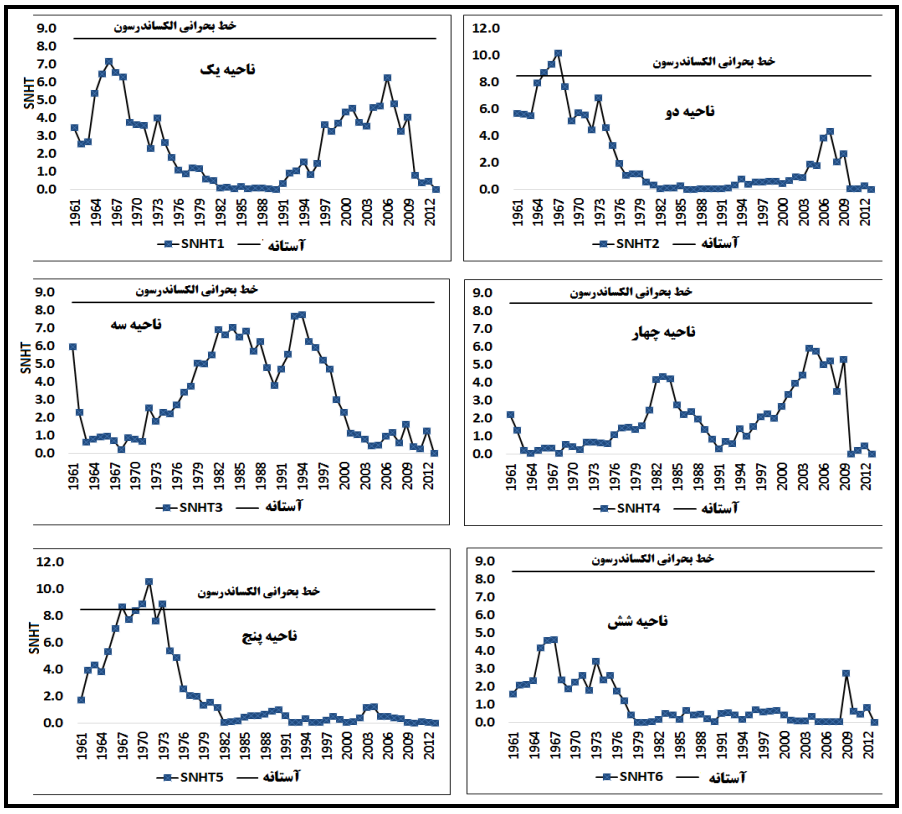
جدول(۴). توالی آشتفگی بارش طی سالهای مختلف

تداوم	ناحیه یک	ناحیه دو	ناحیه سه	ناحیه چهار	ناحیه پنج	ناحیه شش
تداوم یک ساله	۲۳	۳۴	۲۶	۵	۳۲	۱۹
تداوم دو ساله	۱۱	۱۷	۱۵	-	۲۴	۴
تداوم سه ساله	۶	۶	۱۱	-	۱۸	۱
تداوم چهار ساله	۳	۱	۹	-	۱۴	-
تداوم پنج ساله	۱	-	۷	-	۱۲	-
تداوم شش ساله	-	-	۵	-	۱۰	-
تداوم هفت ساله	-	-	۴	-	۹	-
تداوم هشت ساله	-	-	۳	-	۸	-
تداوم نه ساله	-	-	۲	-	۷	-
تداوم ده ساله	-	-	۱	-	۶	-

از این رو در ادامه به منظور بررسی و تحلیل جهش و نوسان میانگین بارش نواحی شش گانه ایران از آزمون الکساندرسون بهره گرفته شده است که نتایج آن در اشکال(۶) و (۷) ارایه شده است. براساس شکل(۶) بارش به جز در نواحی دو و پنج در سایر نواحی دیگر بارش فاقد جهش بوده است. در ناحیه دو سالهای ابتدای یعنی ۱۹۶۴ تا ۱۹۶۷ بارش جهش پیدا کرده است. ناحیه پنج تقریبا وضعیتی مشابه با با ناحیه دو را تجربه کرده است با این تفاوت که بارش در سالهای ۱۹۶۷ تا ۱۹۷۳ جهش پیدا کرده است. در مجموع می توان گفت با وجود اینکه بارش در اکثر نواحی ایران از آشفتگی برخوردار بوده است اما این آشفتگی ها سبب جهش میانگین نشده است. در ادامه به منظور بررسی و تحلیل چرخه های نواحی بارشی از تحلیل طیفی بهره گرفته شده است که نتایج آن‌ها در جدول(۵) ارایه شده است. براساس این جدول در هر ششش ناحیه بارشی ایران چرخه های

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]

کوتاه مدت بر بارش حاکم می باشد. این در حالی می باشد که دوستکامیان و همکاران در تحلیل چرخه های نواحی شدید بارشی ایران چرخه های کوتاه مدت را شناسایی کرده اند (دوستکامیان و میرموسوی ۱۳۹۴: ۱۴۶-۱۳۱). با این وجود در ناحیه اول بیشتر چرخه های ۵ ساله با احتمال رخداد بین ۱۸/ الی ۲/ حاکم می باشد. در ناحیه دوم علاوه بر اینکه نوسان ۵ ساله وجود داشت دو نوسان ۲/۹۴ و ۶ ساله با پراش ۱۹۸۸۸۵/۶ و ۳۰۴۳۶۴/۱ وجود دارد.



شکل(۶).آماره الکساندرسون برای نواحی شش گانه ایران

در ناحیه چهار، پنج و شش همان طوری که از جدول ۵ هم مشخص می باشد بیشتر چرخه های کوتاه مدت ۳ تا ۵ ساله حاکم می باشد. از طرفی دیگر عساکره و همکاران در بررسی و تحلیل چرخه های آب قابل بارش در ایران نشان دادند که چرخه‌های کوتاه‌مدت ۳ تا ۵ ساله بیشترین حاکمیت را بر آب قابل بارش کشور داشتند(عساکره ۲۰۱۵: ۹۵۶۹-۹۵۷۶). بیشتر دانشمندان چرخه‌ها ۲ و ۳ ساله را با ال نینو – نوسانات جنوبی و گردش عمومی جو و جریانات مداری مرتبط می‌دانند. برای مثال عساکره و همکاران چرخه‌های ۵-۲ ساله را به رخداد ال نینو مربوط دانستند(عساکره و همکاران ۱۳۹۳: ۴۳۵-۴۴۴). همچنین کانه و تکسیرا[۱] (۱۹۹۱:

[۱] - kane and teixeira

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]

۸۹-۹۴) چرخه های ۳- ۲ ساله در بارش ماساچوست و همچنین هامارتان (۲۰۰۸: ۱۵۵-۱۶۳) چرخه های ۳- ۲ ساله در بارش چین را به تغییرات دو سالانه (QBO) نسبت داده اند. در همین راستا کالایسی (۲۰۰۴: ۷۱۹-۷۲۵) چرخه های ۶- ۲ ساله را در بارش ترکیه را به رخداد ال - نینو مربوط دانستند.

در مجموع می توان گفت که بارش ایران در برخی نقاط تحت تأثیر عوامل متعدی قرار دارند و الگوهای متنوعی را نشان می دهند در حالی که در بخشهایی الگوهای معدودی موثر هستند. می توان گفت که علاوه بر سیستم های کلان مقیاس جوی عوامل محلی و همسایگان نیز در وقوع الگوهای بارش دراین منطقه دخالت دارند. عواملی از قبیل مجاورت با آبهای خلیج فارس و دریای عمان، قرارگیری در سایه ناهمواری‌های زاگرس نیز می تواند باعث تنوع زیاد در الگوهای بارشی شود (علیجانی و همکاران ۱۳۹۵: ۲۱۷-۲۳۶).

جدول(۵). مشخصات چرخه های نواحی شش گانه بارشی ایران

شماره همساز معنی دار	چرخه	احتمال ٪	احتمال	پراش	ناحیه
۹	۵/۵	۱۸	/۱۸	۷۵۰۱۹/۵	ناحیه یک
۱۰	۵	۲۰	/۲	۵/۶۱۸۱۰	
۸	۶/۲۵	۱۶	/۱۶	۳۳۳۹۶۳/۳	ناحیه دو
۹	۵/۵	۱۸	/۱۸	۱۹۸۸۸۵/۶	
۱۷	۲/۹	۳۴	/۳۴	۳۰۴۳۶۴/۱	
۱۵	۳/۳	۳	/۳	۸۹۳۵۸/۳	ناحیه سه
۱۶	۳/۱	۳۲	/۳۲	۱۳۲۱۹۸	
۱۰	۵	۲۰	/۲	۱۳۷۲۴۴/۵	ناحیه چهار
۱۱	۴/۵	۲۲	/۲۲	۲۴۵۶۸۸/۹	
۱۲	۴/۱	۲۴	/۲۴	۱۸۶۵۸۶	
۱۶	۳/۱	۳۲	/۳۲	۱۲۱۸۴۸/۷	
۱۱	۴/۵	۲۲	/۲۲	۲۸۰۳۱۶/۲	ناحیه پنج
۱۵	۳/۳	۳۰	/۳	۱۲۸۴۹۷/۵	
۱۱	۴/۵	۲۲	/۲۲	۳۱۴۶۰/۴	ناحیه شش
۱۳	۳/۸	۲۶	/۲۶	۱۹۹۵۰/۳	

نتیجه گیری

در این مطالعه به بررسی و تحلیل آشفتگیها، جهش و نوسانات نواحی بارشی ایران پرداخته شد. در ابتدا به کمک تحلیل خوشه ای نواحی بارشی ایران شناسایی شد. سپس به منظور اعتبار سنجی نواحی بارشی شناسایی شده از تحلیل خوشه ای و تحلیل سیلهوته استفاده شد. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که نواحی بارش ایران در شش ناحیه قابل تقسیم بندی می باشد. در این تقسیم بندی ناحیه خزری به عنوان پربارش ترین ناحیه بارشی ایران می باشد که هماهنگ با یافته‌های (مسعودیان ۱۳۸۸:۷۳-۹۱، عربی ۱۳۸۷: ۱۵-۱، دوستکامیان و میرموسوی ۱۳۹۴: ۱۳۱-۱۴۶، Domroes et al 1998: 151-159) است. از طرفی دیگر نتایج نشان داد که عوامل محلی به ویژه ارتفاعات نقش به سزایی در ناحیه‌بندی بارش دارد و تأییدی بر یافته-های نصیری و قائمی (۱۳۷۸: ۱۷۹) و حیدری و علیجانی (۱۳۷۸) است. ناحیه کم بارش ایران که بیشترین

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]

مساحت را به خود اختصاص داده است بیشتر نواحی مرکزی و بخش های از شرق کشور را شامل می شد. توزیع رژیم بارش در نواحی ششگانه ایران بیانگر این است که در ناحیه زاگرسی (ناحیه یک) رژیم بارش بیشتر درفصل زمستان، در ناحیه دو در فصل زمستان و بهار، در ناحیه سه رژیم بارش تقریبا در همه ماه ها پراکنه شده است ولی با این وجود سهم فصل تابستان از بقیه فصول کمتر می باشد. در ناحیه چهار یعنی ناحیه خزری رژیم بارش تقریبا در همه ماه ها پراکنده شده است به طوری که بارش به طور تقریباً منظمی در همهٔ ماه‌های سال توزیع شده است (رضیئی ۱۳۹۶: ۶۷۳-۶۹۵). این در حالی می باشد که رژیم بارش در ناحیه پنج در فصل زمستان و گاها تابستان پراکنده شده است. کرانه‌های دریای عمان و بخش بزرگی از جنوب شرق ایران هم در آن‌ها بارش‌های موسمی تابستانه قابل توجه است. در ناحیه شش تقریبا وضعیتی مشابه با ناحیه یک و دو را دارد. در ادامه به بررسی و تحلیل آشفتگی های بارش در هر شش ناحیه بارشی ایران پرداخته شده است. برای این منظور ابتدا به کمک تجزیه مولفه های اصلی نماینده بارشی در هر نواحی شناسایی شده است. نتایج حاصل از تحلیل آشفتگی های بارش در نواحی شش گانه بارش بیانگر این بوده است که بیشترین آشفتگی های بارش در ناحیه دو یعنی نواحی بارشی زاگرس رخ داده است. این بیانگر این است که ناهمواری های زاگرس به شدت بر تغییر پذیری عناصر اقلیمی در این منطقه تاثیر گذاشته است(عساکره و دوستکامیان ۱۳۹۶: ۱۴۹-۱۶۲) تا جای که شدید ترین تغییرات بارش ایران در این نواحی رخ داده است. این در حالی است که بیشتر توالی آشفتگی بارش در ناحیه پنج یعنی بخش های از کرانه های ساحلی خلیج فارس و دریای عمان رخ داده است به طوری که طی دوره آماری ۵۵ سال توالی آشفتگی دوساله ۲۴ بار تکرار شده است. در بین نواحی شش گانه ناحیه ۴ یعنی ناحیه خزری کمترین آشفتگی بارش را داشته است که این وضعیت را می توان به نقش منابع رطوبتی عظیم دریای خزر نسبت داد(کارخانه و همکاران ۱۳۹۵: ۱۵۳-۱۶۸). در این ناحیه تعداد سالهای همراه با آشفتگی بارش به کمتر از ۵ سال رسیده است. در ناحیه شش نسبت به سایر نواحی دیگر آشفتگی های بارش به صورت پراکنده طی طول دوره آماری رخ داده است به طوری که حداکثر توالی آشفتگی های دوساله به کمتر از ۴ بار رسیده است. در ادامه به منظور بررسی و تحلیل جهش میانگین بارشی در نواحی شش گانه بارش از نمایه الکساندرسون بهره گرفته شد و نتایج نشان داد که آشفتگی های بارش به جز در سالهای ابتدای ناحیه دو و پنج در سایر نواحی دیگر میانگین بارش سالانه فاقد جهش معنی داری بوده است همچنین نتایج حاصل از تحلیل نوسانات بارش در هر شش نواحی بیانگر این بوده است که چرخه های غالب بر بارش را بیشتر چرخه های کوتاه مدت ۳ تا ۵ ساله تشکیل می دهند.

منابع

حیدری، حسن؛ علیجانی، بهلول (۱۳۷۸). **طبقه بندی اقلیمی ایران با استفاده از تکنیکهای آماری چند متغیره**، پژوهشهای جغرافیایی، (۳۷)، ۵۷-۷۴

خسروی، محمود، حمید نظری پور (۱۳۸۹) **کاربرد تحلیل خوشه‌ای در شناسایی ویژگی های روزهای بارش(ایستگاه خاش)**، فضایی جغرافیایی، (۲۱)، ۹۰ – ۶۵.

خورشید دوست، علی محمد ؛ مفیدی، عباس ؛ علی اکبر رسولی؛ آزرم، کامل (۱۳۹۵)، **تحلیل همدید سازوکار**

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]

وقوع بارش های سنگین بهاره شمال غرب ایران، مجله مخاطرات محیط طبیعی، (۸)، ۸۲-۵۳
دوستکامیان، مهدی و حقیقی، اسماعیل و بوربوری، رضا (۱۳۹۶)، **واکاوی و شناسایی تغییرات مکانی پهنه های گرم و سرد دمایی ایران طی دوره‌های مختلف در نیم‌قرن اخیر**، مجله جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره ۲۲، صص ۱-۲۰.
دوستکامیان، مهدی و میرموسوی، حسین (۱۳۹۴)، **بررسی و تحلیل خوشه‌های آستانه بارش‌های شدید ایران**، مجله جغرافیا و توسعه، (۴۱)، صص ۱۳۱-۱۴۶
رسولی، علی اکبر و همکاران(۱۳۹۲)، **بررسی تغییرات زمانی و مکانی بارش‌های نیسان و پیش‌بینی آن در استان آذربایجان شرقی**، مجله نشریه علمی – پژوهشی جغرافیا و برنامه ریزی، (۳)،۱۹۱-۱۷۱
رضیئی، طیب (۱۳۹۶)، **شناسایی رژیم‌های بارشی ایران با استفاده از روش‌های چند متغیره**، مجله فیزیک زمین و فضا، (۳)، ۶۷۳-۶۹۵
عربی، زهرا (۱۳۸۵)، **تحلیل سینوپتیکی بارندگی دوره‌ی ۲۱ تا ۲۶ تیرماه ۱۳۷۸ در ایران**، پژوهش‌های جغرافیایی، (۱۵)
عزیزی، قاسم، نیری، معصومه، رستمی جلیلیان، شیما، ۱۳۸۸، **تحلیل سینوپتیک بارش های سنگین غرب کشور (مطالعه موردی: بارش دوره ۷- ۱۴ مارس ۲۰۰۵ ، ۱۶- ۲۴ اسفند ۱۳۸۵)**، فصلنلمه محیطی جغرافیای طبیعی، (۴)، ۱-۱۷.
عساکره، حسین (۱۳۸۸)، **تحلیل طیفی سری های زمانی دمای سالانه تبریز**، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۳، ۵۰-۳۳.
عساکره، حسین و دوستکامیان، مهدی (۱۳۹۶)، **بررسی الگوی نواحی هم شیب تغییرات میانگین دمای سالانه ایران**، مجله جغرافیا و توسعه، (۴۷)، ۱۴۹-۱۶۲
عساکره، حسین و دوستکامیان، مهدی و قائمی، هوشنگ، **تحلیل تحلیل تغییرات ناهنجاری‌ها و چرخه‌های آب قابل بارش جوّ ایران**، مجله پژوهش های جغرافیایی طبیعی دانشگاه تهران، شماره ۴، صص ۴۳۵-۴۴۴.
عسگری، احمد و رحیم زاده، فاطمه(۱۳۸۵)؛ **مطالعه تغییر پذیری بارش دهه‌های اخیر ایران**، پژوهش‌های جغرافیایی، (۵۸)، ۸۰-۶۷
علیجانی، بهلول و مفیدی، عباس و جعفرپور، زین العابدین و علی اکبری بیدختی، عباسعلی (۲۰۱۱)، **الگوهای گردش جو بارش های تابستانه جنوب شرق ایران در ماه ژوئیه ۱۹۹۴**، فیزیک زمین و فضا، (۳) ، ۲۰۵-۲۲۷
علیجانی، بهلول (۱۳۸۰)، **تیپ های هوا و اثرات ان بر اقلیم ایران**، کاوش نامه، (۲)، ۲۱-۴۹
علیجانی، بهلول، (۱۳۸۱)، **بررسی سینوپتیک الگوهای سطح ۵۰۰ هکتو پاسکال در خاورمیانه**، نیوار،(۱)، ۴۴- ۴۵، ص ۱.
علیجانی، بهلول؛ بیات، علی؛ دوستکامیان، مهدی؛ بلیانی، یدالله (۱۳۹۵)، **تحلیل طیفی بارش سالانه ایران**، نشریه جغرافیا و برنامه ریزی، (۵۷)، ۲۱۷-۲۳۶
فرجزاده‌اصل، منوچهر و احمدآباد، مصطفی کریمی و قائمی، هوشنگ و مباشری، محمدرضا (۱۳۸۸)، **چگونگی انتقال رطوبت در بارش زمستانه غرب ایران (مطالعه موردی بارش ۳-۷ ژانویه ۱۹۹۶)**، مجله برنامه آمایش و

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]

فضا، (۱) ۱، ۱۹۳-۲۱۷

فرجزاده، منوچهر، بابائی فینی، ام‌السلمه(۱۳۸۱)، **الگوهای تغییرات مکانی و زمانی بارش در ایران**، زمستان ۱۳۸۱، (۴): ۵۱-۷۰

فرشاد فر، عزت الله (۱۳۹۰)، **روش های پیشرفته اماری چند متغیره**، انتشارات دانشگاه رازی کرمانشاه

قویدل رحیمی، یوسف و ظرافتی، هادی و فرج زاده، منوچهر (۱۳۹۴)، **کاربرد مدل RegCM4 در تحلیل ساختار سینوپتیک موج گرمای جولای ۲۰۰۰ استان خوزستان**، برنامه ریزی و آمایش فضا، (۳): ۲۶۹-۲۸۶

کارخانه، میثم و مفیدی، عباس و ذرین، آذر (۱۳۹۵)، **شبیه‌سازی نقش دریای خزر بر وقوع بارش‌های منطقه‌ای در سواحل جنوبی دریای خزر**، فصلنامه جغرافیا و آمایش شهری و منطقه ای، (۱۸): ۱۵۳-۱۶۸

کردوانی، پرویز (۱۳۸۸)، **کویر (نمکزار) بزرگ مرکزی ایران و مناطق همجوار آن (مسائل، توانمندی ها و راههای بهره برداری)**، انتشارات دانشگاه تهران

محمدی، حسین؛ عزیزی، قاسم؛ تقوی، فرحناز؛ یوسفی، یدالله، ۱۳۹۰، **تغییر پذیری زمانی و مکانی بیشینه بارش ماهانه در بخش های جنوبی دریای خزر**، پژوهش های جغرافیای طبیعی، (۷۵): ۱- ۱۸.

مرادی، حمیدرضه (۱۳۸۵)، **نقش دریای خزر در شرایط بارشی سواحل شمال کشور**، مجله علوم و فنون دریایی ایران، (۲): ۷۷-۸۸

مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۸)، **نواحی بارشی ایران**، مجله جغرافیا و توسعه، (۱۳): ۷۳-۹۱

میر امجدی, مژگان؛ علیرضا محب الحجه و محمد میرزائی، ۱۳۹۲، **بررسی تاثیر رشته کوه های زاگرس در سازماندهی تولید و انتشار امواج گرانی- لختی**، پانزدهمین کنفرانس دینامیک شاره ها (سیالات)، بندرعباس، انجمن فیزیک ایران، دانشگاه هرمزگان،

نصیری، بهروز، قائمی، هوشنگ (۱۳۷۸). **تحلیل الگوی سینوپتیکی و دینامیکی بارشهای کرخه و دز**، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. (۱): ۵۵-۵۴.

نظری پور، حمید و دوستکامیان، مهدی و اسدی، آرزو و بیات، علی(۱۳۹۳)، **ناحیه بندی اقلیمی جنوب و جنوب غرب ایران با رویکرد برنامه ریزی منطقه ای**، برنامه ریزی منطقه ای، (۴)، ۱۱۹-۱۲۳

Asakereh, H., Doostkamian, M., & Sadrafshary, S. (2015). **Anomalies and cycles of perceptible water over Iran in recent decades**. Arabian Journal of Geosciences, 8(11), 9569-9576.

Azad, S., Vignesh, T. S., & Narasimha, R. (2010). **Periodicities in Indian monsoon rainfall over spectrally homogeneous regions**. International Journal of Climatology, 30(15), 2289-2298.

Bolshakova, N., & Azuaje, F. (2003). **Cluster validation techniques for genome expression data**. Signal processing, 83(4), 825-833.

Domroes, M., Kaviani, M., & Schaefer, D. (1998). **An analysis of regional and intra-annual precipitation variability over Iran using multivariate statistical methods**. Theoretical and Applied Climatology, 61(3), 151-159.

Garcia J.A Serrano A and cruz Gallego M de la., 2002, **A spectral analysis of Iberian Peninsula monthly rainfall**, Theoretical and Applied Climatology; 71-95

Hartmann, H., Becker, S., & King, L. (2008). **Quasi-periodicities in Chinese precipitation time series**. Theoretical and Applied Climatology, 92(3), 155-163.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]

Jianting CHU, XIA jun, XU Chongyu, LI Lu and WANG Zhonggen , (2010), **Spatial and temporal variability of daily Precipitation in Haihe River basin**, 1958-2007, Springer- Verlag, Geoger. Sci, 2(2): 248- 260.

Kalayci, S., Karabörk, M. Ç., & Kahya, E. (2004). **Analysis of El Nino signals on Turkish stream flow and precipitation patterns using spectral analysis**. Fresenius Environmental Bulletin, 13(8), 719-725.

Kane, R. P., & Teixeira, N. R. (1991). **Power spectrum analysis of the annual rainfall series for Massachusetts (NE, USA)**. Climatic change, 18(1), 89-94.

Kirkyla, K. I., & Hameed, S. (1989). **Harmonic analysis of the seasonal cycle in precipitation over the United States: A comparison between observations and a general circulation model**. Journal of climate, 2(12), 1463-1475.

Lam, J. C., Wan, K. K., Wong, S. L., & Lam, T. N. (2010). **Long-term trends of heat stress and energy use implications in subtropical climates**. Applied Energy, 87(2), 608-612.

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.

Nastos, P. T., & Zerefos, C. S. (2009). **Spatial and temporal variability of consecutive dry and wet days in Greece**. Atmospheric Research, 94(4), 616-628.

Ochola w.o. and Kerkides p., 2003, **A Markov Chain Simulation Model for Predicting Critical Wet and Dry Spells in Kenya: Analyzing Rainfall Events in Kano Plains**, Imig and Drain. 52:327- 342

Puig, P., & Stephens, M. A. (2000). **Tests of fit for the Laplace distribution, with applications**. Techno metrics, 42(4), 417-424.

Rodriguez-Puebla, C., Encinas, A. H., Nieto, S., & Garmendia, J. (1998). **Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula.** International Journal of Climatology, 18(3), 299-316.

Suhaila, J., & Jemain, A. A. (2009). **Investigating the impacts of adjoining wet days on the distribution of daily rainfall amounts in Peninsular Malaysia**. Journal of hydrology, 368(1), 17-25.

Tošić, I., & Unkašević, M. (2005). **Analysis of precipitation series for Belgrade**. Theoretical and Applied Climatology, 80(1), 67-77.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-30]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.60.4.0]
[DOI: 10.52547/jgs.21.60.127]