نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال بیست و یکم، شماره ۶۴، بهار ۱۴۰۱

توصیفی از تغییرات میانگین دهه‌ای بارش طی ماه‌های فصل گرم در ناحیه خزری

دریافت مقاله: ۹۷/۱۲/۲۶ پذیرش نهایی: ۹۸/۷/۱۹
صفحات: ۴۲۲-۴۰۵

حسین عساکره: استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.
Email: asakereh1@yahoo.com
نسرین ورناصری قندعلی: دانشجوی دکتری تغییرات آب و هوایی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران[1]
Email: nasrinvarnaseri@yahoo.com

چکیده

تغییر مشخصه‌های بارش از جمله جلوه‌های قابل توجه پدیده‌ی تغییر اقلیم است. تغییر میزان بارش به‌ویژه در فصل گرم سال بر بسیاری از پدیده‌های اقلیمی، محیطی و همچنین بر بسیاری از فعالیت‌های بشر اثر دارد. در این پژوهش سعی گردید تا تغییرات دهه‌ای میانگین بارش ماهانه فصل گرم ناحیه خزری مورد ارزیابی قرار گیرد. برای دستیابی به این هدف از داده‌های روزانه‌ی بارش فصل گرم، ۳۸۵ ایستگاه همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و ایستگاه‌های باران‌سنجی وزارت نیرو طی بازه زمانی ۲۰۱۶-۱۹۶۶ (۵۱ سال) با تفکیک مکانی ۳ × ۳ کیلومتر استفاده شده است. نتایج بیانگر این است که، بیشینه‌ی شیو مکانی میانگین بارش و به تبع آن هسته پربارش از جنوب‌غربی دریای خزر به سمت ارتفاعات البرز و شرق ناحیه میل یافته است، این نشانگر جابه‌جایی هسته‌های پربارش‌ها به‌سمت این مناطق می‌باشد. علاوه براین وسعت مکانی بارش‌های کم‌مقدار رو به فزونی است. بر مبنای پژوهش‌های پیشین می‌توان این تغییرات را به تغییرات سامانه-های مؤثر بر بارش ناحیه خزری (جابه‌جایی شمال سوی تاوه قطبی و پرفشار جنب حاره و نیز مسیر چرخندهای مدیترنه‌ای) نسبت داد. همچنین با در نظر گرفتن سیر افزایشی دما در فصل تابستان و کاهش تباین دمایی دامنه‌ها و سواحل، کاهش گستره زیر تأثیر فرایندهای همرفتی، بارش تابستانه نیز کاهش یافته است.

کلید واژگان: بارش، تغییرات اقلیمی، روند بارش، بارش فصل گرم، ناحیه خزری

---

۱. **نویسنده مسئول**: زنجان، دانشگاه زنجان، دانشکده ادبیات و علون انسانی، گروه جغرافیا

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.42.5]
[DOI: 10.52547/jgs.22.64.422]

مقدمه

اقلیم دستگاه بسیار بزرگی است که خود از اندرکنش میان چندین دستگاه دیگر (هواسپهر، آب سپهر، یخ سپهر، سنگ سپهر و زیست سپهر) پدید می‌آید. اگر در یکی از این دستگاه‌ها تغییری پدید آید دیگر دستگاه‌ها به‌سرعت یا به آرامی خود را با آن هماهنگ می‌سازند (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۱). بارش یکی از متغیرترین عناصر اقلیمی است که همواره از تغییرات این آبَر دستگاه تأثیر پذیرفته، بر آن نیز تأثیر می‌گذارد و مقدار آن در زمان و مکان پیوسته تغییر می‌کند (غیور و همکاران، ۱۳۹۲: ۲).

بر اساس گزارش هیأت بین الدولی تغییر اقلیم (IPCC)[1]، پیش‌بینی شده‌است که دمای کره زمین در دهه ۲۱۰۰ بین ۱/۱ تا ۶/۴ درجه سلسیوس گرم‌تر از دهه ۱۹۰۰ و توأم با تغییراتی در شدّت و میزان بارش‌ها خواهد بود (دارن[2] و همکاران، ۲۰۰۹: ۴۱-۱). افزایش دمای جهانی و تغییرات ناشی از آن می‌تواند روند بارش را در نقاط مختلف کره زمین دچار دگرگونی کند. همچنین مطالعات نشان می‌دهد که افزایش دمای محیطی منجر به افزایش میزان تبخیر می‌گردد و این موجب کاهش جریان آب‌های جاری و افزایش در شدّت و فراوانی خشکسالی‌ها خواهد شد (رایند[3] و همکاران، ۱۹۹۹: ۹۹۸۳-۱۰۰۰۴). به‌طوری‌که در فاصله سال‌های ۱۹۰۰ تا ۱۹۹۴ بارش در عرض‌های بالای نیمکره شمالی، به‌ویژه در فصل سرد، افزایش (IPCC، ۱۹۹۶: ۲۴۵)، ولی در نواحی حاره و جنب حاره از آفریقا تا اندونزی از دهه ۱۹۶۰ به بعد کاهش یافته است (کلارک[4]، ۲۰۰۰: ۲۷-۳۸). با فرض خطی بودن روند بارش، میزان کاهش بارش سالانه کره زمین در دوره ۱۹۰۰ تا ۱۹۸۸حدود ۲۴ میلی‌متر در دهه برآورد شده‌است (دای[5] و همکاران، ۱۹۹۷: ۲۹۶۲-۲۹۴۳). تغییرپذیری مکانی و زمانی بارش تغییرات اقتصادی فراوانی دارد و همین تغییرپذیری در مقیاس‌های مختلف دلیل اصلی سیلاب‌ها و خشکسالی‌ها به‌شمار می‌آید (محمدی و همکاران، ۱۳۹۰: ۱). کاهش یا افزایش میزان بارندگی از طریق تأثیر بر رواناب، سیلاب، دمای هوا، رطوبت هوا و همچنین بر بسیاری از فعالیت‌های بشر مانند کشاورزی، نوع مسکن و... فعالیت‌های اقتصادی را متأثر می‌سازد (گندمکار و خادم‌الحسینی، ۱۳۸۸: ۶۶). به‌دلیل اهمیت تغییرپذیری بارش و پیامدهای آن، این پدیده به‌ویژه طی سال‌های اخیر مورد توجه بسیاری از پژوهشگران بوده‌است (ناستوس و زرفورس[6]، ۲۰۰۹: ۲ و جیانتینگ[7] و همکاران، ۲۰۱۰: ۲۴۸). ژوجنگ[8] و همکاران (۲۰۱۳) تغییرات زمانی و مکانی درجه حرارت و بارش را در حوضه هگزی در طول دوره آماری ۲۰۱۱-۱۹۵۵ مورد مطالعه قرار دادند. نتایج نشان داد که، تغییرات ناگهانی در بارش این منطقه مشاهده نشد، اما تغییرات ناگهانی در بارش فصلی، سال ۱۹۶۸ مشاهده شد. لیگنگ[9] و همکاران (۲۰۱۵: ۵۱۴-۵۲۶) به مطالعه روند و تغییرات بارش در مناطق خشک آسیای مرکزی در طی دوره آماری ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۰ پرداختند. نتایج نشان داد که میانگین طول خشکسالی شدید در کل منطقه ۵ سال بود و میانگین

1- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)
2- Darren
3- Rind
4- Clarke
5- Dai
6- Nastos and Zerefos
7- Jianting
8- Xiujing
9- Ligang

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.42.5]
[DOI: 10.52547/jgs.22.64.422]

کسری آب سالیانه ۳۴/۶ میلی‌متر است. بارش سالانه در ۱۷/۴ درصد از کل ایستگاه‌های هواشناسی به میزان قابل توجهی در طول دوره آماری مورد مطالعه افزایش یافت. نونز و لورنسو[1] (۲۰۱۵: ۷۸۴-۸۰۰) تغییرات بارش در پرتغال را از سال ۱۹۶۰ تا ۲۰۱۱ مورد مطالعه قرار دادند. نتایج نشان داد که بارش سالانه در تمام ایستگاه‌ها کاهش یافته و این روند از نظر آماری معنی‌دار بوده است. در توزیع فضایی و تغییرات بارش سالانه، عرض جغرافیایی مهّم‌ترین متغیر می‌باشد. فانگ[2] و همکاران (۲۰۱۶: ۶۹-۵۹) به برآورد بارش در کوه‌های کیلیان بر اساس مجموعه داده‌های شبکه‌بندی شده از سال ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۲ با استفاده از تکنیک تحلیل مؤلفه اصلی پرداختند. نتایج نشان داد که، بارش در تابستان، پاییز و زمستان روند رو به رشد را نشان می‌دهد، اما در فصل بهار، روند آن کاهش می‌یابد. موسوی (۱۳۸۶: ۱۹-۷) به بررسی تغییرپذیری بارش و و روند شاخص بی‌نظمی آن در سواحل جنوب دریای خزر پرداخت. نتایج نشان داد که علی‌رغم این‌که بیش‌ترین ناهنجاری‌های منفی بارش در فصل زمستان و بهار به ترتیب در محدوده جنوب‌شرقی و جنوب‌غربی متمرکز شده است، تنها بخش میانی منطقه با افزایش در بارش‌های پاییزی رو به رو می‌باشد. در خصوص تغییرات بارندگی در نیمه گرم سال تنها می‌توان به روند کاهشی آن در سراسر منطقه اشاره کرد. مفاخری و همکاران (۱۳۹۶: ۲۰۵-۱۹۱) به شناسایی و ناحیه‌بندی تغییرات زمانی و یکنواختی بارش در ایران پرداختند. در این تحقیق برای تحقق اهداف از روش تحلیل خوشه‌ای برای ناحیه‌بندی اقلیمی و به منظور بررسی پراکندگی مکانی و زمانی بارش از آماره ضریب تغییرات و یکنواختی (H) در سه بازه زمانی (ده سال اول، دوم و سوم) سالانه و فصلی برای شناخت جزئیات تغییرات بارش استفاده شد.

بارش به‌عنوان مهّم‌ترین عنصر اقلیمی و پدیده جوی در سواحل جنوبی دریای خزر 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 ناوه‌های امواج غربی بر روی منطقه و نیز پرفشارهای حرارتی و دینامیک و همچنین استقرار رشته‌کوه‌های مرتفع و توپوگرافی پیچیده بروز چنین پیچیدگی را در الگوی بارش در پی داشته است (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۷: ۳). بنابراین، مطالعه و شناخت بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر، در زمینه‌های پیش‌بینی و تخمین منابع آب، مدیریت منابع آب و مطالعات بنیادی در برنامه‌های توسعه برای کشوری که دچار کمبود آب و نامناسب بودن توزیع مکانی و زمانی بارش است، ضروری به نظر می‌رسد (علیجانی و همکاران، ۱۳۸۶: ۴۰-۳۹). این ضرورت به‌ویژه برای فصل گرم سال که نیاز آبی بالاتر است، دو چندان خواهد بود. در این راستا، مطالعه و شناخت تغییرات زمانی میانگین بارندگی فصل گرم ناحیه خزری، در زمینه برآورد، پیش‌بینی، مدیریت و برنامه‌ریزی منابع آب و برنامه‌ریزی‌های منطقه‌ای و آمایش سرزمین و تأثیر آن بر شرایط محیطی و اقتصادی – اجتماعی و هم‌چنین کاهش آسیب‌پذیری در مواجه با تغییرات میانگین بارش و افزایش توان سازگاری با تغییرات رخ داده، امری اجتناب‌ناپذیر است. بنابراین، پژوهش حاضر درصدد است که تغییرات زمانی بارش‌های فصل گرم ناحیه خزری را طی دوره آماری ۱۹۶۶ تا ۲۰۱۶ مورد بررسی قرار دهد.

---

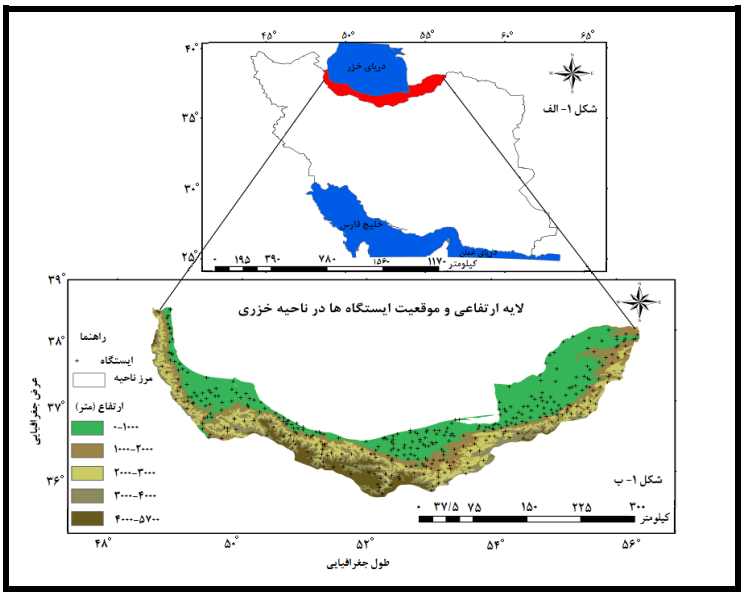
[1] Nunes and Lourenco
[2] Fang

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.42.5]
[DOI: 10.52547/jgs.22.64.422]

روش تحقیق

معرفی محدوده مورد مطالعه

جهت بررسی تغییرات زمانی میانگین بارش فصل گرم ناحیه خزری، از داده‌های روزانه بارش ۳۸۵ ایستگاه (ایستگاه‌های همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و باران‌سنجی وزارت نیرو) استان‌های گلستان، مازندران و گیلان برای بازه زمانی ۲۰۱۶-۱۹۶۶ (۵۱ سال) استفاده شده است شکل(۱).



شکل(۱). موقعیت جغرافیایی ناحیه خزری و ایستگاه‌های مورد استفاده در پژوهش حاضر

داده و روش کار

سپس برای دست‌یابی به اهداف این پژوهش در ابتدا به بررسی و وارسی داده‌ها پرداخته شد. بدین صورت که با استفاده از آزمون الکساندرسون (۱۹۸۶: ۶۶۱) همگنی طول دوره آماری ایستگاه‌های مورد نظر تأیید گردید. به منظور تبدیل داده‌های نقطه‌ای به مقادیر پهنه‌ای، با استفاده از نرم‌افزار سورفر میان‌یابی مشاهدات بارش به روش گریجینگ[1]، با تفکیک مکانی ۳×۳ کیلومتر از بازه زمانی ۱۹۶۶/۱/۱ تا ۲۰۱۶/۱۲/۳۱ صورت گرفت. حاصل فرایند میانیابی داده‌های بارش روزانه، ماتریسی با ابعاد ۶۴۷۹×۱۸۶۲۸ (سطرها روزهای بارشی و ستون‌ها یاخته‌ها) می‌باشد. در نهایت، جهت واکاوی آماری تغییرات زمانی میانگین بارش فصل گرم، میانگین بارش ماهانه این فصل و درصد مساحت تحت پوشش هر طبقه بارشی برای پنج دهه اخیر در معرض توجه قرار گرفت.

1- Kriging

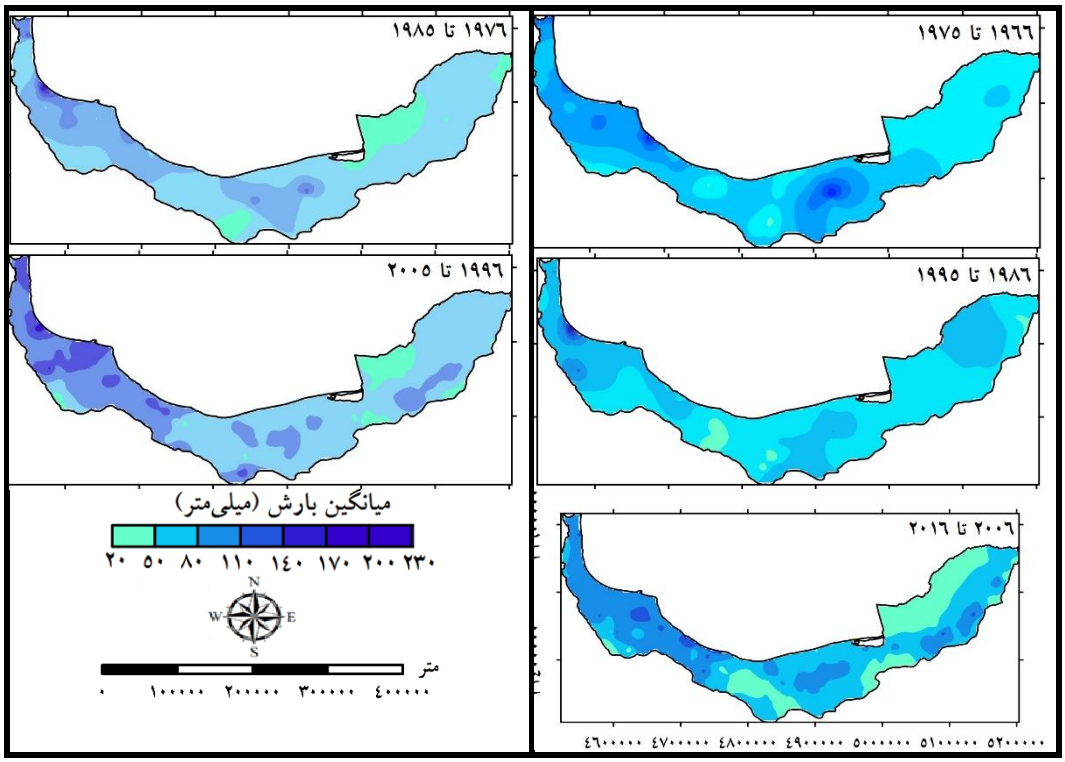
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.42.5]
[DOI: 10.52547/jgs.22.64.422]

نتایج

یافته‌های این پژوهش در ۳۰ نقشه میانگین ماهانه برای ماه‌های فصل بهار و تابستان (مارس تا اوت) بوده است. این نقشه‌ها در اشکال(۲ تا ۷) ارائه شده‌اند. بر روی این نقشه‌ها برای هر ماه درصد مساحت پهنه زیر پوشش طبقات مختلف بارشی تفکیک شد. جداول(۱ تا ۷) حاصل این محاسبات است. در این بخش نقشه‌های هر ماه و نیز جدول‌های مربوط بررسی خواهد شد:

فصل بهار

مارس: با توجه به شکل ۲ در ماه مارس بیشینه میانگین بارش و شیو مکانی در سه دهه اول در جنوب‌غربی و بخشی از جنوب دریای خزر دیده می‌شود. امّا به‌سمت دو دهه اخیر بخش‌های شرقی نیز این ویژگی را کسب کرده‌اند. کمینه میانگین بارش نیز در جنوب دریای خزر و بخش‌هایی از شرق ناحیه مشاهده می‌گردد.



شکل(۲). میانگین بارش ماه مارس در پنج دهه اخیر (۲۰۱۶-۱۹۶۶)

جدول(۱) نشان می‌دهد که میانگین بارش ماه مارس به‌طور چشمگیری کاهش یافته‌است؛ به‌طوری‌که از ۹۳/۹ میلی‌متر در دهه نخست به ۶۹/۳ میلی‌متر در دهه اخیر می‌رسد. این امر حاکی از تضعیف سامانه‌های باران‌زا طی این ماه می‌باشد. در این ماه به‌سمت دهه‌های اخیر، از پهنه‌های پربارش به نفع افزایش میانگین بارش پهنه‌های کم‌بارش کاسته می‌گردد؛ به‌گونه‌ای که در دهه نخست طبقه بارشی پایین (۲۰ تا ۵۰ میلی‌تر) ۰/۲ درصد و در دهه اخیر ۲۳/۹ درصد پهنه را شامل می‌شود. در حالی‌که پهنه زیر پوشش طبقه بارشی بالا (۲۳۰-۲۰۰ میلی‌متر)

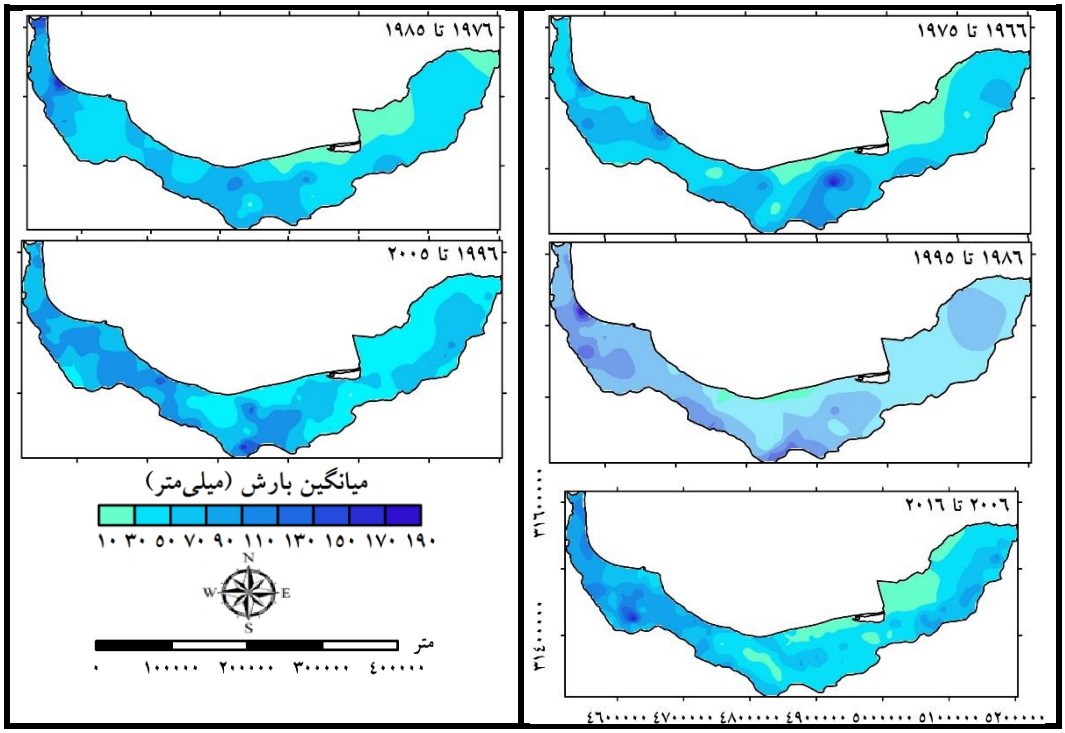
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.42.5]
[DOI: 10.52547/jgs.22.64.422]

در دهه‌های نخست بخش بسیار اندکی از پهنه را در برمی‌گیرد ولی در دهه‌های اخیر در هیچ بخشی از ناحیه مورد مطالعه رخ نداده‌است. این امر گویای روند کاهشی پهنه‌های توأم با بارش پرمقدار است.

جدول(۱). درصد مساحت تحت پوشش میانگین بارش ماه مارس در ناحیه خزری طی دهه‌های مختلف

پارامتر	۱۹۶۶-۱۹۷۵	۱۹۷۶-۱۹۸۵	۱۹۸۶-۱۹۹۵	۱۹۹۶-۲۰۰۵	۲۰۰۶-۲۰۱۶
میانگین بارش (میلی‌متر)	۹۳/۹	۷۰/۱	۷۷/۳	۷۶/۶	۶۹/۳
طبقه بارشی ۵۰-۲۰	۰/۲	۱۱/۵	۳	۷	۲۳/۹
طبقه بارشی ۸۰-۵۰	۳۶/۱	۵۸/۱	۵۷	۵۵	۴۱/۱
طبقه بارشی ۱۱۰-۸۰	۳۶/۳	۲۵/۵	۳۷	۲۹/۵	۳۲/۸
طبقه بارشی ۱۴۰-۱۱۰	۲۲/۵	۴/۱	۲/۳	۸/۳	۲/۱
طبقه بارشی ۱۷۰-۱۴۰	۳/۸	۰/۵	۰/۴	۰/۲	۰/۱
طبقه بارشی ۲۰۰-۱۷۰	۰/۹	۰/۲	۰/۲	۰	۰
طبقه بارشی ۲۳۰-۲۰۰	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰	۰

آوریل: با توجه به شکل(۳) بیشینه میانگین بارش در ماه آوریل در تمام دهه‌ها به استثنای دهه چهارم و پنجم در جنوب‌غربی و جنوب دریای خزر (ارتفاعات البرز) می‌باشد. امّا در دهه چهارم بیشینه میانگین بارش در بخش کوچکی از جنوب دریای خزر مشاهده می‌شود. در دهه پنجم مرکز بیشینه میانگین بارش از جنوب‌غربی دریای خزر به‌سمت ارتفاعات البرز غربی و از جنوب دریای خزر به‌سمت شرق ناحیه انتقال می‌یابد و این امر بیانگر تمایل سامانه‌های باران‌زا به این نواحی میل دارند.



شکل(۳). میانگین بارش ماه آوریل در پنج دهه اخیر (۲۰۱۶-۱۹۶۶)

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.42.5]
[DOI: 10.52547/jgs.22.64.422]

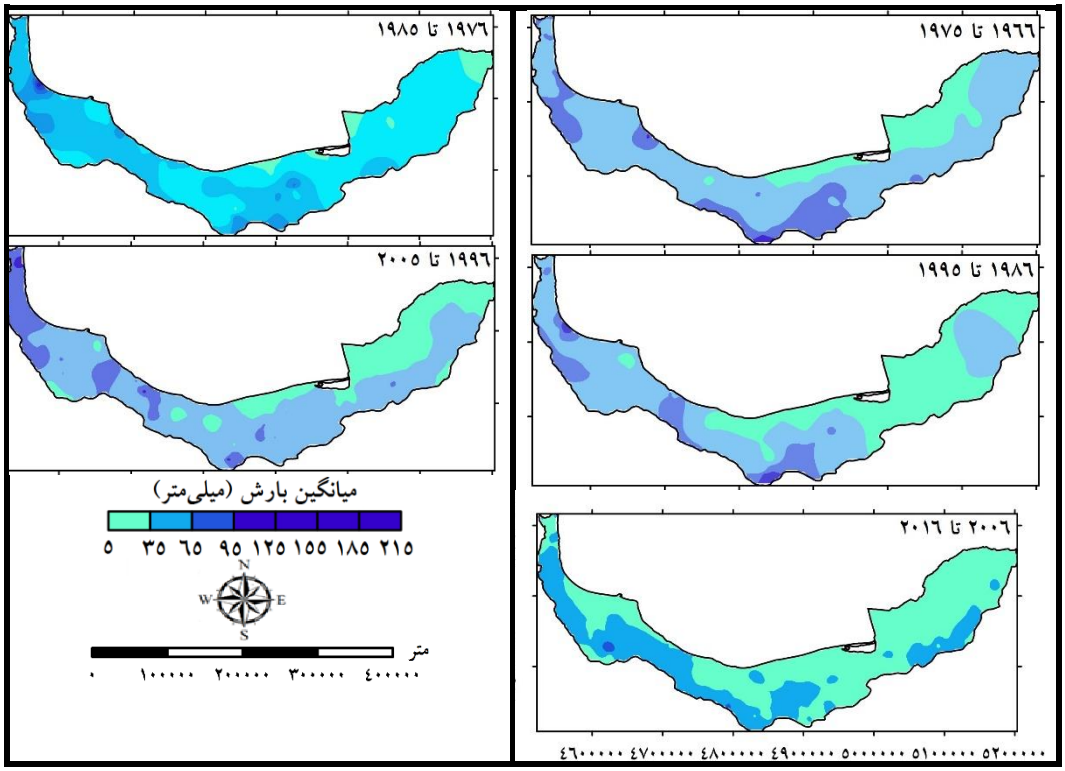
بر اساس جدول(۲)، میانگین بارش ماه آوریل طی دهه‌های گذشته با رفتار کاهشی توأم بوده است و بیشینه آن در دهه نخست (۱۹۶۶ تا ۱۹۷۵) برابر ۶۶/۱ میلی‌متر و کمینه آن در دهه ۱۹۸۵-۱۹۷۶ برابر ۴۵/۳ میلی‌متر می‌باشد. کاهش مساحت تحت پوشش بارش‌های بیشینه و نیز کاهش نواحی تحت پوشش طبقه بارشی بالا نسبت به نواحی با طبقات بارشی پایین از ویژگی‌های زمانی بارش این ماه می‌باشد. پهنه تحت پوشش طبقه بارشی پایین (۳۰-۱۰ میلی‌متر) به‌طور چشم‌گیری افزایش داشته‌است؛ به‌طوری‌که در دهه نخست در هیچ نقطه‌ای از پهنه رخ نداده است، امّا در دهه اخیر ۱۴/۸ درصد از ناحیه را پوشش می‌دهد. طبقه بارشی ۱۹۰-۱۷۰ میلی‌متر نیز تنها در دهه اخیر در ۰/۱ درصد از ناحیه خزری رخ داده‌است. طی پنج دهه اخیر طبقه بارشی ۳۰ تا ۵۰ میلی‌متر و ۵۰ تا ۷۰ میلی‌متر طبقه غالب بارشی می‌باشد. این دو طبقه بارشی نیز رفتاری تناوبی را نشان می‌دهند.

جدول(۲). درصد مساحت تحت پوشش میانگین بارش ماه آوریل در ناحیه خزری طی دهه‌های مختلف

پارامتر	۱۹۷۵-۱۹۶۶	۱۹۸۵-۱۹۷۶	۱۹۹۵-۱۹۸۶	۲۰۰۵-۱۹۹۶	۲۰۱۶-۲۰۰۶
میانگین بارش (میلی‌متر)	۶۶/۱	۴۵/۳	۵۴/۴	۵۷/۶	۵۲/۸
طبقه بارشی ۳۰-۱۰	۰	۱۳/۱	۲/۳	۰/۱	۱۴/۸
طبقه بارشی ۵۰-۳۰	۱۳/۶	۵۳/۲	۴۱/۱	۳۶/۱	۳۷/۲
طبقه بارشی ۷۰-۵۰	۵۰	۳۰	۴۱/۸	۴۱	۲۴/۶
طبقه بارشی ۹۰-۷۰	۲۹/۵	۲/۷	۱۲/۷	۲۱/۸	۱۸/۱
طبقه بارشی ۱۱۰-۹۰	۵/۶	۰/۶	۱/۸	۰/۹	۴/۴
طبقه بارشی ۱۳۰-۱۱۰	۰/۹	۰/۳	۰/۲	۰/۱	۰/۵
طبقه بارشی ۱۵۰-۱۳۰	۰/۳	۰/۱	۰/۱	۰	۰/۲
طبقه بارشی ۱۷۰-۱۵۰	۰/۱	۰	۰	۰	۰/۱
طبقه بارشی ۱۹۰-۱۷۰	۰	۰	۰	۰	۰/۱

می: بر اساس شکل(۴)، در ماه می بیشینه میانگین بارش در تمام دهه‌ها به استثنای دهه پنجم در جنوب‌غربی دریای خزر و سپس در بخش‌های از ارتفاعات البرز دیده می‌شود، امّا در دهه پنجم این مرکز بیشینه در بخش کوچکی از ارتفاعات البرز غربی رخ داده است. کمینه میانگین بارش دراین ماه در ساحل شرقی و بخش‌هایی از شرق ناحیه خزری می‌باشد.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.42.5]
[DOI: 10.52547/jgs.22.64.422]



شکل(۴). میانگین بارش ماه می در پنج دهه اخیر (۲۰۱۶-۱۹۶۶)

بر اساس ردیف اول جدول(۳)، میانگین بارش در ماه می دارای روند کاهشی است به‌طوری‌که از ۴۹/۷ میلی‌متر در دهه نخست (۱۹۷۵-۱۹۶۶) به ۳۰/۱ میلی‌متر در دهه اخیر (۲۰۱۶-۲۰۰۶) می‌رسد. طبقه بارشی ۳۵ تا ۶۵ میلی‌متر طبقه غالب بارشی ناحیه خزری در ماه می است. بیشینه گستره توأم با این طبقه در دهه نخست (۶۷/۳ درصد) و کمینه آن در دهه اخیر (۳۵/۲ درصد) بوده‌است. همانگونه که مشخص است بارش‌های کم‌مقدار با گذر زمان مساحت بیش‌تری از پهنه را پوشش می‌دهند. طبقه بارشی کم‌مقدار (۵ تا ۳۵ میلی‌متر) در دهه نخست ۱۶/۸ درصد و در دهه اخیر ۶۴/۳ درصد از پهنه را در بر می‌گیرد.

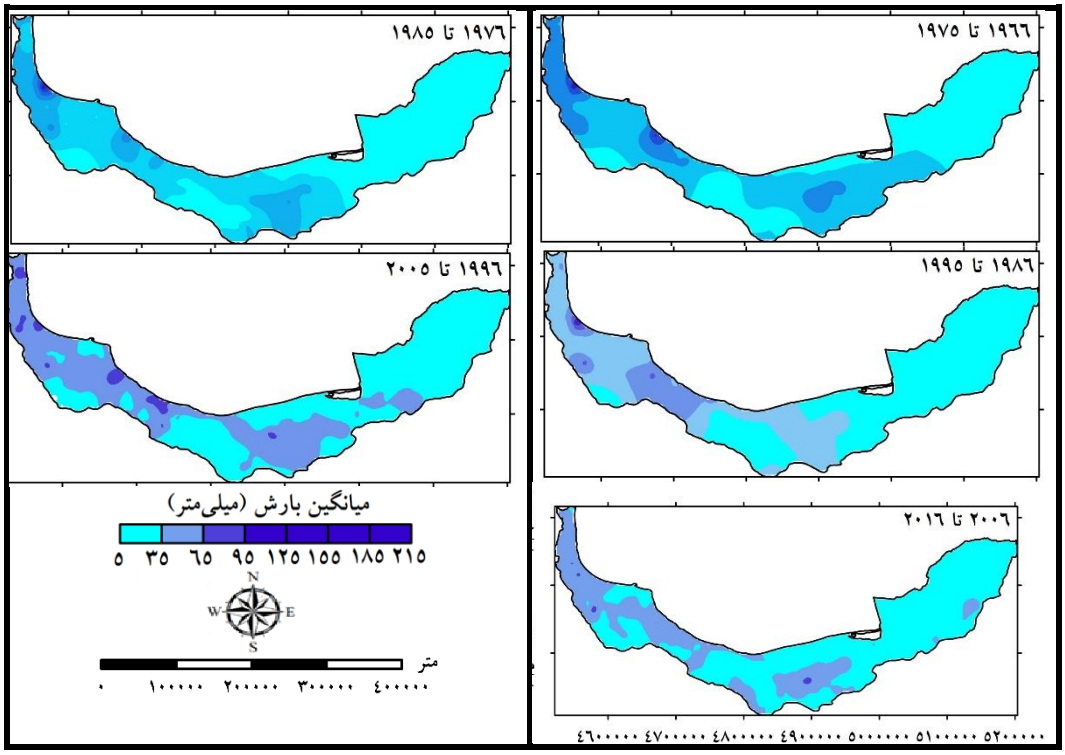
جدول(۳). درصد مساحت تحت پوششِ میانگین بارش ماه می در ناحیه خزری طی دهه‌های مختلف

پارامتر	۱۹۶۶-۱۹۷۵	۱۹۷۶-۱۹۸۵	۱۹۸۶-۱۹۹۵	۱۹۹۶-۲۰۰۵	۲۰۰۶-۲۰۱۶
میانگین بارش (میلی‌متر)	۴۹/۷	۶۱/۷	۴۴/۲	۴۶/۳	۳۰/۱
طبقه بارشی ۳۵-۵	۱۶/۸	۵/۷	۳۹	۲۶/۷	۶۴/۴
طبقه بارشی ۶۵-۳۵	۶۷/۳	۵۲/۵	۴۹/۶	۶۰	۳۵/۲
طبقه بارشی ۹۵-۶۵	۱۵/۴	۳۵/۵	۱۰/۵	۱۳	۰/۴
طبقه بارشی ۱۲۵-۹۵	۰/۵	۵/۷	۰/۹	۰/۳	۰
طبقه بارشی ۱۵۵-۱۲۵	۰	۰/۴	۰	۰	۰
طبقه بارشی ۱۸۵-۱۵۵	۰	۰/۱	۰	۰	۰
طبقه بارشی ۲۱۵-۱۸۵	۰	۰/۱	۰	۰	۰

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.42.5]
[DOI: 10.52547/jgs.22.64.422]

فصل تابستان

ژوئن: شکل(۵) توزیع مکانی میانگین بارش ناحیه خزری را در ماه ژوئن طی پنج دهه متوالی نشان می‌دهد. در چهار دهه از پنج دهه مورد بررسی، بیشینه میانگین بارش در جنوب‌غربی دریای خزر و در دهه اخیر (۲۰۱۶-۲۰۰۶) در بخش کوچکی از ارتفاعات البرز غربی می‌باشد. کمینه میانگین بارش نیز در بخش‌های شرقی ناحیه دیده می‌شود.



شکل(۵). میانگین بارش ماه ژوئن در پنج دهه اخیر (۲۰۱۶-۱۹۶۶)

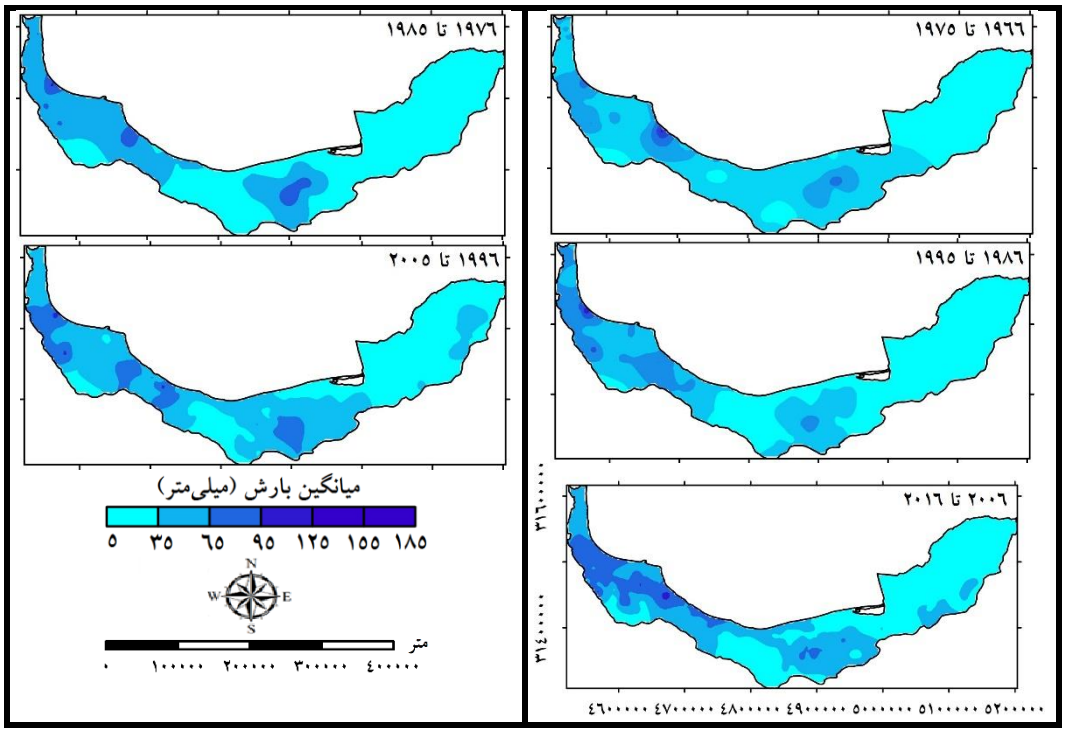
بر اساس جدول(۴)، میانگین بارش ماه ژوئن از حدود ۳۸/۵ میلی‌متر در دهه اول به حدود ۲۹/۴ میلی‌متر در دهه آخر رسیده است. به‌وضوح دیده می‌شود که با پیشروی به‌سمت دهه‌های انتهایی بر گستره تحت پوشش طبقه بارشی پایین افزوده و از گستره طبقه بارشی بالا، کاسته می‌شود. این ویژگی در بخش‌های ساحلی به‌ویژه جنوب‌غربی دریای خزر مشهود می‌باشد. در دهه اول وسعت مکانی طبقه بارشی پایین (۵ تا ۳۵ میلی‌متر) برابر ۴۶/۱ درصد و در دهه پنجم برابر ۶۸/۳ درصد (طبقه غالب بارشی) می‌باشد. در حالی‌که طبقه بارشی بالا (۲۱۵-۱۸۵ میلی‌متر) تنها در دهه ۱۹۸۵-۱۹۷۶ بخش بسیار اندکی از ناحیه مورد مطالعه را شامل می‌شود.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.42.5]
[DOI: 10.52547/jgs.22.64.422]

جدول(۴). درصد مساحت تحت پوششِ میانگین بارش ماه ژوئن در ناحیه خزری طی دهه‌های مختلف

پارامتر	۱۹۶۶-۱۹۷۵	۱۹۷۶-۱۹۸۵	۱۹۸۶-۱۹۹۵	۱۹۹۶-۲۰۰۵	۲۰۰۶-۲۰۱۶
میانگین بارش (میلی‌متر)	۳۸/۵	۳۸/۲	۳۵/۸	۳۱/۸	۲۹/۴
طبقه بارشی ۳۵-۵	۴۶/۱	۵۰/۹	۵۷/۹	۵۹	۶۸/۳
طبقه بارشی ۶۵-۳۵	۳۹/۶	۳۲/۴	۳۱/۷	۳۸/۵	۳۱/۳
طبقه بارشی ۹۵-۶۵	۱۳/۳	۱۵/۱	۹/۸	۲/۵	۰/۴
طبقه بارشی ۱۲۵-۹۵	۰/۹	۱/۱	۰/۵	۰	۰
طبقه بارشی ۱۵۵-۱۲۵	۰/۱	۰/۳	۰/۱	۰	۰
طبقه بارشی ۱۸۵-۱۵۵	۰	۰/۱	۰	۰	۰
طبقه بارشی ۲۱۵-۱۸۵	۰	۰/۱	۰	۰	۰

جولای: شکل(۶)، میانگین بارش ماه جولای را طی پنج دهه مورد بررسی نشان می‌دهد. براساس شکل(۶) بیشینه میانگین بارش دربخش‌هایی از ساحل غربی دیده می‌شود. کمینه میانگین بارش نیز در بخش‌های شرقی ناحیه می‌باشد.



شکل(۶). میانگین بارش ماه جولای در پنج دهه اخیر (۲۰۱۶-۱۹۶۶)

با توجه به جدول(۵)، به‌نظر می‌رسد میانگین بارش در دهه‌های اخیر در مقایسه با دهه نخست (۱۹۶۶ تا ۱۹۷۵) رو به کاهش است. به‌گونه‌ای که میزان آن در دهه نخست برابر ۳۹/۷ میلی‌متر و در دهه اخیر (۲۰۰۶ تا ۲۰۱۶) برابر ۳۳/۸ میلی‌متر می‌باشد. با پیشروی به‌سمت دهه‌های انتهایی از گستره تحت پوشش بارش‌های بیشینه

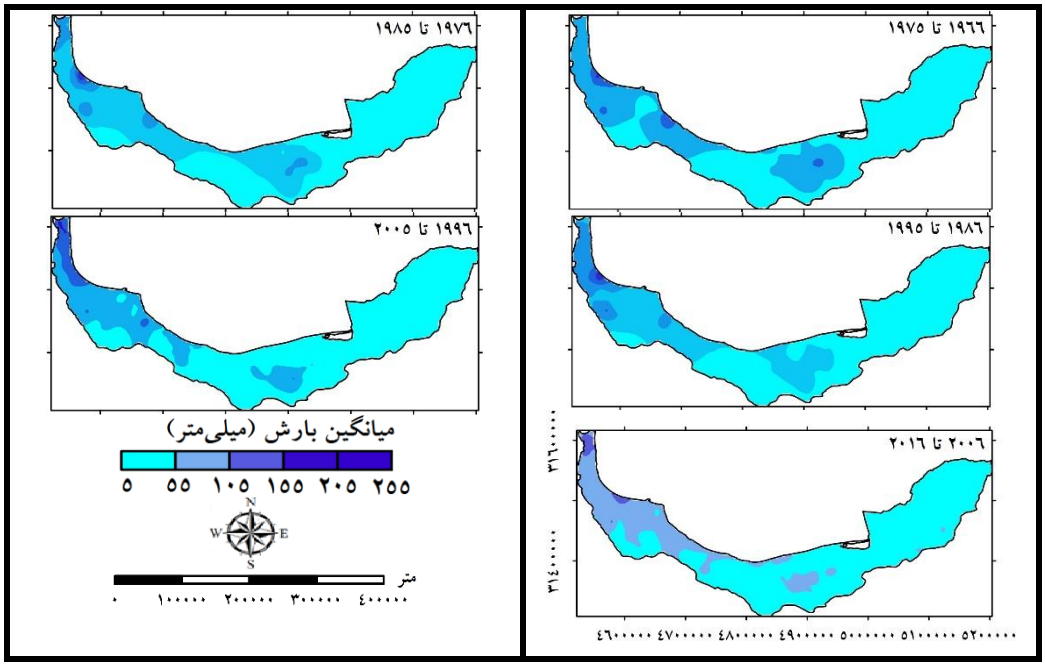
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.42.5]
[DOI: 10.52547/jgs.22.64.422]

کاسته و بارش‌های کمینه افزوده می‌گردد. به‌طوری‌که گستره توأم با طبقه بارشی ۵ تا ۳۵ میلی‌متر در دهه اول (۱۹۶۶ تا ۱۹۷۵) ۴۲/۵ درصد و در دهه اخیر (۲۰۰۶ تا ۲۰۱۶) برابر ۶۰ درصد می‌باشد و طبقه بارشی ۱۵۵ تا ۱۸۵ میلی‌متر در دهه اول ۰/۰۱ درصد و در دهه آخر در هیچ نقطه‌ای از پهنه رخ نداده است. در این ماه میانگین بارش ۵ تا ۳۵ میلی‌متر وسعت بیش‌تری از ناحیه را در بر می‌گیرد. این طبقه معمول بارشی دارای رفتار تناوبی (افزایش- کاهش- کاهش- افزایش) می‌باشد. در سایر طبقات بارشی نیز این رفتار تناوبی کمابیش مشاهده می‌شود.

جدول(۵). درصد مساحت تحت پوششِ میانگین بارش ماه جولای در ناحیه خزری طی دهه‌های مختلف

پارامتر	۱۹۶۶-۱۹۷۵	۱۹۷۶-۱۹۸۵	۱۹۸۶-۱۹۹۵	۱۹۹۶-۲۰۰۵	۲۰۰۶-۲۰۱۶
میانگین بارش (میلی‌متر)	۳۹/۷	۲۶/۲	۳۲/۶	۳۶/۵	۳۳/۸
طبقه بارشی ۳۵-۵	۴۲/۵	۶۹	۶۱/۰۴	۵۴/۴	۶۰
طبقه بارشی ۶۵-۳۵	۴۵/۹	۲۸/۵	۳۱/۱۱	۳۸/۷	۳۱
طبقه بارشی ۹۵-۶۵	۱۰/۲	۲/۵	۷/۳۳	۶/۸	۸/۹
طبقه بارشی ۱۲۵-۹۵	۱	۰	۰/۴۰	۰/۱	۰/۱
طبقه بارشی ۱۵۵-۱۲۵	۰/۳	۰	۰/۰۴	۰	۰
طبقه بارشی ۱۸۵-۱۵۵	۰/۱	۰	۰	۰	۰

اوت: با توجه به شکل(۷)، بیشینه میانگین بارش در ماه اوت در جنوب‌غربی دریای خزر و کمینه آن نیز در شرق ناحیه و جنوب دریای خزر می‌باشد.



شکل(۷). میانگین بارش ماه اوت در پنج دهه اخیر (۲۰۱۶-۱۹۶۶)

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.42.5]
[DOI: 10.52547/jgs.22.64.422]

با توجه به جدول(۶)، میانگین بارش در ماه اوت دارای روند کاهشی است. بیشینه آن در دهه ۱۹۸۶ تا ۱۹۹۵ برابر ۵۳/۱ میلی‌متر و کمینه آن در دهه ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۶ برابر ۳۸/۲ میلی‌متر می‌باشد. توزیع مکانی میانگین بارش کاهش نواحی توأم با طبقات بارشی بالا و افزایش میانگین بارش در نواحی کم‌بارش می‌باشد. با پیشروی به‌سمت دهه‌های اخیر این ویژگی در نواحی ساحلی آشکارتر است. طبقه بارشی پایین (۵ تا ۵۵ میلی‌متر) در دهه نخست ۶۵/۷ درصد و در دهه اخیر ۷۷/۸ درصد از پهنه را پوشش می‌دهد. این طبقه بارشی، اقلیم بارشی غالب ناحیه می‌باشد. این طبقه بارشی و سایر طبقات دارای رفتار تناوبی است. طبقه بارشی بالا (۲۵۵-۲۵۰ میلی‌متر) تنها در بخش کوچکی از ناحیه خزری دیده می‌شود و در دو دهه اخیر در هیچ‌جایی از ناحیه موجود نمی‌باشد.

جدول(۶). درصد مساحت تحت پوشش میانگین بارش ماه اوت در ناحیه خزری طی دهه‌های مختلف

پارامتر	۱۹۶۶-۱۹۷۵	۱۹۷۶-۱۹۸۵	۱۹۸۶-۱۹۹۵	۱۹۹۶-۲۰۰۵	۲۰۰۶-۲۰۱۶
میانگین بارش (میلی‌متر)	۴۴/۸	۵۰/۱	۵۳/۱	۴۱	۳۸/۲
طبقه بارشی ۵۵-۵	۶۵/۷	۶۰/۶	۶۳	۷۷/۳	۷۷/۸
طبقه بارشی ۱۰۵-۵۵	۳۲	۳۳/۶	۲۷/۶	۱۹/۳	۲۰/۹
طبقه بارشی ۱۵۵-۱۰۵	۲/۲	۵/۳	۸/۴	۳/۳	۱/۳
طبقه بارشی ۲۰۵-۱۵۵	۰/۱	۰/۳	۰/۸	۰/۱	۰
طبقه بارشی ۲۵۵-۲۰۵	۰	۰/۲	۰/۲	۰	۰

بحث

سیر نزولی میانگین بارش و همچنین کاهش پهنه‌های پرباران را می‌توان ناشی از تغییرات سامانه‌های مؤثر بر بارش ناحیه خزری نسبت داد. تغییرات سامانه‌های بزرگ مقیاس در پژوهش‌های متعددی تأیید شده است. برای مثال کاشکی (۱۳۹۶: ۱۸۱) با واکاوی روند تاوه قطبی در نیمکره شمالی طی دوره ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۷ نشان داد که سطح تاوه قطبی کاهش به‌ویژه در نیمه گرم سال بیش‌تر از نیمه سرد سال کاهش یافته است. جابه‌جایی این سامانه نسبت به موقعیت نرمال آن، نه تنها تغییراتی در انتقال مرکز پرفشار جنب حاره ایجاد می‌کند، بلکه تغییرات اقلیمی عرض‌های میانه و در نهایت تغییرات اقلیمی کره زمین را باعث می‌شود. همچنین حجازی‌زاده (۱۳۷۶: ۲۰) نشان داد که جابه‌جایی شمال‌سوی شاخص تاوه قطبی، سبب انتقال پرفشار جنب حاره به عرض‌های بالاتر است. برخی از دانشمندان تغییرات تاوه قطبی را مربوط به دمای اقیانوس (لویتس و همکاران، ۲۰۰۰: ۲۲۲۵)، فشار جو در سطح دریا و دمای سطح هوا (مینوب، ۱۹۹۹: ۸۵۶) و یا نوسان جنوبی و نوسان شمالگان (تامپسون و همکاران، ۲۰۰۱: ۱۰۲۱) می‌دانند. گسترش قطب‌سوی کمربند حاره‌ای که پیامدی از تغییر اقلیم به‌شمار می‌رود، جابه‌جایی مکانی قطب‌سوی رودبادهای جنب حاره‌ای را در پی خواهد داشت و در نتیجه کمربندهای خشک جنب حاره‌ای گسترش خواهند یافت (هوی و فوی، ۲۰۰۷: ۵۲۳۶-۵۲۲۹). پژوهش‌های اخیر، شواهدی از گسترش کمربند حاره‌ای به‌سمت قطب را ارائه می‌کنند. همچنین نتایج حاکی از این است که کمربند حاره‌ای از سال ۱۹۷۹ به بعد، حدود ۱ تا ۲ درجه به‌سمت شمال جابه‌جا شده‌است (سیدل و همکاران، ۲۰۰۸: ۲۱-۲۴). لو و همکاران (۲۰۰۹: ۱۹-۱) گسترش قطب‌سوی کمربند حاره‌ای را در اثر تغییر اقلیم ناشی از فعالیت‌های انسانی، به‌ویژه تغییر گازهای گلخانه‌ای و خالی شدن لایه پوش‌سپهر از ازن می‌دانند. بر پایه ارزیابی هیأت

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.42.5]
[DOI: 10.52547/jgs.22.64.422]

بین الدول تغییر اقلیم (۲۰۰۷)، افزایش گازهای گلخانه‌ای و فعالیت‌های دیگر بشر، سبب گرمایش وردسپهر، کاهش دمای پوش‌سپهر، افزایش ارتفاع لایه وردایست، کاهش فعالیت الگوهای گردش جوی منطقه حاره، جابه-جایی قطب‌سوی اغتشاشات جوی عرض‌های میانه، افزایش بارش‌های حاره‌ای و... خواهد شد. ریچلر (۲۰۰۹: ۱۴۹) نشان داد که گسترش مرز کمربند حاره‌ای، سبب تغییر موقعیت مدل هدلی، روبادها، مسیر توفان‌ها و جریان‌های اقیانوسی خواهد شد. پیامد آن تغییر الگوهای دما و بارش است. وی بر این باور است مناطق جنب حاره بیش‌ترین حساسیت را به این تغییر نشان می‌دهند. مناطق مدیترانه (و نواحی متاثر از سامانه‌های با منشاء مدیترانه) از نواحی هستند که از این تغییرات به‌شدّت متأثر می‌شوند.

کمربند پرفشار جنب حاره جزء سامانه‌های کم بسامد است و جابه‌جایی آن بسیار کند صورت می‌گیرد. بنابراین، انتظار می‌رود که بین بازه نوسان سالانه این کمربند (پایین‌ترین و بالاترین عرض جغرافیایی آن) و فراوانی چرخندهای مدیترانه و در نتیجه آب و هوای منطقه مدیترانه و اطراف آن ارتباط وجود داشته‌باشد (محمدنژاد و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۱۷). با عنایت به آن‌چه که گفته شد می‌توان استنباط کرد که تغییرات سامانه‌های حاره - جنب حاره تغییر سامانه‌های همدید نظیر چرخندها و به‌ویژه چرخندهای مدیترانه‌ای را در پی خواهد داشت. برای مثال در این زمینه سیمونس و گیبسون (۲۰۰۰: ۶۲) و ترگیو (۲۰۰۵: ۱۴۳-۱۲۷) بر این باورند که شمار چرخندها از آزور به‌سمت اروپای مرکزی و مدیترانه کاهش داشته‌اند. زوپلاکی و همکاران (۲۰۰۴: ۶۳-۷۸) نیز نشان دادند که حدود ۳۰٪ از تغییرات بارش سالانه در منطقه مدیترانه مربوط به تغییرات الگوی ارتفاع ژئوپتانسیلی سطوح فوقانی و فشار سطح دریا است. این ویژگی را می‌توان به‌ویژه برای تغییرات فصل بهار مورد توجه قرار داد.

تغییرات میانگین دهه‌ای بارش فصل تابستان را می‌توان به تغییر سازوکارهای بارش این فصل نسبت داد. طبق نظر خوشحال دستجردی (۱۳۷۶: ۴۶۸، ۱۱۵) بارش‌های فصل گرم ناحیه خزری متأثر از عوامل محلی، از قبیل صعود کوهساری[1] هوای مرطوب از دامنه‌های شمالی رشته‌کوه البرز است که به تباین گرمایی دامنه - ساحل مرتبط است، نسبت داد. بنابراین افزایش دما در ناحیه خزری طی دهه‌های اخیر (نساجی‌زواره و همکاران، ۱۳۹۵: ۷۳۹؛ عطارد و همکاران، ۱۳۹۶: ۱۷۱ و کریمی و همکاران، ۱۳۹۷: ۷۹) موجب کاهش تباین حرارتی ساحل - کوهپایه شده است؛ در نتیجه سازوکار غالب بارش تابستانه تغییر یافته و به تبع آن مقدار بارش فصل تابستان کاهش یافته است. از آن‌جا که تأثیر نسیم دریا- خشکی در وقوع بارش فصل تابستان نیز از ساز و کارهای بارش این فصل است، تغییرات دما به‌نوبه خود اثرات بسیاری بر آن خواهد داشت؛ زیرا کاهش اختلاف دمای بین خشکی و دریا نسیم‌های دریایی از قدرت کم‌تری برخوردارند (انگلهارت و داگلاس، ۲۰۰۴: ۴۲۵۳-۴۲۴۳). روند کاهش اختلاف دمای خشکی - دریا در ناحیه خزری به سمت ماه‌های فصل تابستان طی دوره آماری ۲۰۰۶-۲۰۰۰ به‌وسیله عزیزی و همکاران (۱۳۸۹: ۲۷) بررسی و تأیید شده است. به‌نظر می‌رسد تغییرات شدّت باد شمالی از طریق تغییر در برهمکنش فیزیکی بین دریا و هوا میزان شار گرمای محسوس را بر روی دریای خزر و در نهایت میزان بارش را تغییر می‌دهد (مفیدی و همکاران، ۱۳۹۲: ۱۰).

---

[1]- Orographic

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.42.5]
[DOI: 10.52547/jgs.22.64.422]

در روزهای پایانی ماه انتهایی تابستان (ماه اوت) علاوه بر تغییرات نسیم دریا، به‌تدریج سامانه‌هایی از قبیل پرفشار دریای سیاه، پرفشار سیبری و چرخندهای مدیترانه وارد ناحیه می‌گردد و تغییرات این سامانه‌ها منجر به تغییر بارش در این بخش می‌گردد. بنابراین می‌توان استنباط نمود که، مسیر جابه‌جایی و فراوانی وقوع چرخندها و واچرخندها در کاهش بارندگی این ماه مؤثرند. تغییرات فشار تراز دریا در منطقه دریای سیاه به‌منزله یک شاخص مناسب برای تبیین تغییرات زمانی-مکانی بارش در سواحل جنوبی دریای خزر می‌باشد. به‌نظر می‌رسد در طول دوره‌های مرطوب، کاهش میزان فعالیت واچرخندها در کریدور شمالی دریای سیاه با افزایش محسوس فعالیت چرخندها در این منطقه همراه می‌شود. در عین‌حال افزایش میزان فعالیت واچرخندها در منطقه خاورمیانه و افزایش فعالیت پرفشار سیبری بر جانب شرقی دریای خزر از عوامل و نشانه‌های تکوین دوره‌های خشک محسوب می‌شود (مفیدی و همکاران، ۱۳۹۳: ۱۴۰). پژوهش محققان از جمله ماهراس و همکاران (۲۰۰۱: ۱۳۰-۱۰۹) و کالنی و همکاران (۱۹۹۶: ۴۷۱-۴۳۷) نشان‌دهنده کاهش شمار سیکلون‌ها در مدیترانه غربی می‌باشد. همان‌گونه که در بالا نیز اشاره شد، اقلیم منطقه مدیترانه متأثر از جابه‌جایی کمربند پرفشار و همچنین جریان‌های سطوح فوقانی (جاکوبیت، ۱۹۸۷: ۴۵۳-۴۷۶) است، محتمل است که این دو سامانه بر کاهش شمار سیکلون‌های مدیترانه‌ای توأم با بارش ناحیه خزری مؤثر می‌باشد.

نتیجه‌گیری

تحلیل تغییرات زمانی میانگین بارندگی فصل گرم ناحیه خزری، به‌دلیل اثرات و پیامدهای طبیعی، اقتصادی-اجتماعی از اهمیت شایان توجهی برخوردار است. بدین منظور، در این پژوهش تلاش شد که تغییرات زمانی بارش‌های فصل گرمِ ناحیه خزری طی دوره آماری ۱۹۶۶ تا ۲۰۱۶ مورد بررسی قرار گیرد. در نهایت، میانگین بارش ماه‌های این فصل و درصد مساحت زیر پوشش هر طبقه بارشی برای پنج دهه اخیر مورد ارزیابی قرار گرفت. یافته‌های پژوهش حاضر نشان داد که شیو مکانی میانگین بارش و نیز هسته‌های بیشینه بارش از جنوب‌غربی دریای خزر به‌سمت ارتفاعات البرز و شرق ناحیه میل یافته است. سیر نزولی میانگین بارش و همچنین کاهش پهنه‌های پربارش را می‌توان ناشی از تغییرات سامانه‌های مؤثر بر بارش ناحیه خزری نسبت داد. بدین دلیل وسعت مکانی بارش‌های کم‌مقدار رو به فزونی است. با در نظر گرفتن سیر افزایشی دما در فصل تابستان (الکساندر و همکاران، ۲۰۰۶: ۲۲-۱ برای کره زمین؛ خسروی و همکاران، ۱۳۸۲: ۴۶۳ برای مشهد؛ عزیزی و همکاران، ۱۳۸۴: ۲۷-۴۵ برای ایران؛ نساجی‌زواره و همکاران، ۱۳۹۵: ۷۳۹-۷۵۲ و کریمی و همکاران، ۱۳۹۷: ۷۹ برای ناحیه خزری) و کاهش تباین دمایی دامنه‌ها و سواحل، کاهش گستره زیر تأثیر فرایندهای همرفتی پدیده‌ای دور از انتظار نیست. نتایج یافته‌های برخی از پژوهشگران در سایر نقاط کشور، نظیر یافته‌های نگارش و همکاران (۱۳۹۱: ۲۳۹) برای سقز، با پژوهش حاضر منطبق می‌باشد.

تغییرات زمانی- مکانی بارش و کاهش میانگین بارش این بخش از کشور منجر به وارد شدن صدمه به محصولات کشاورزی و کاهش عملکرد، کاهش سریع جریان‌های سطحی و افت مخازن زیرزمینی، تغییر در اکوسیستم‌های آبی نظیر رودخانه‌ها و تالاب‌ها می‌شود. بدین جهت، مطالعه این جنبه از پیامد بارش‌های ناحیه خزری حائز اهمیت است. از آن‌جا که بارش‌های این ناحیه متأثر از سامانه‌های همدید متنوعی است بنابراین، پیشنهاد می‌شود که به شناخت و مطالعه تغییرات زمانی- مکانی این سامانه‌ها نیز پرداخته شود.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.42.5]
[DOI: 10.52547/jgs.22.64.422]

منابع

حجازی‌زاده، زهرا. (۱۳۷۶). **بررسی سینوپتیکی نرمال پرفشار جنب حاره**، مجله رشد آموزش جغرافیا، **۴۵**: ۲۵-۲۰.

خسروی، محمود؛ جاودانی خلیفه، ناصر؛ محمد نیا قرائی، سهراب. (۱۳۸۲). **بررسی انطباق سری‌های زمانی دمای مشهد با تغییرات و نوسانات دمای کره زمین**، سومین کنفرانس منطقه‌ای و اولین کنفرانس ملّی تغییر اقلیم، اصفهان.

خوشحال دستجردی، جواد. (۱۳۷۶). **تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر**، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.

عزیزی، قاسم؛ کریمی احمد آباد، مصطفی؛ سبک‌خیز، زهرا. (۱۳۸۴). **روند دمایی چند دهه اخیر ایران و افزایش CO2 جو**، نشریه علوم جغرافیایی، **۵**: ۴۵-۲۷.

عزیزی، قاسم؛ معصوم‌پور سماکوش، جعفر؛ خوش‌اخلاق، فرامرز؛ رنجبر، عباس؛ زوار رضا، پیمان. (۱۳۸۹). **شبیه‌سازی عددی نسیم دریا در سواحل جنوبی دریای خزر بر مبنای مشخصه‌های اقلیمی**، نشریه پژوهش‌های اقلیم-شناسی، **۱**: ۳۸-۲۱.

عطارد، پدرام؛ خیرخواه، فهیمه؛ خلیقی سیگارودی، شهرام؛ صادقی، سیّد محمد معین؛ دولتشاهی، آوازه؛ بایرام‌زاده، ویلما. (۱۳۹۶). **تحلیل روند تغییرات درازمدت پارامترهای اقلیمی و تبخیرتعرق در ناحیه خزری**، مجله جنگل ایران، انجمن جنگلبانی ایران، **(۹) ۲**: ۱۸۵-۱۷۱.

علیجانی، بهلول؛ محمدی، حسین؛ بیگدلی، آتوسا. (۱۳۸۶). **نقش الگوهای فشار در بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر**، فصلنامه جغرافیایی سرزمین، علمی – پژوهشی، **(۴) ۱۶**: ۵۲-۳۷.

غیور، حسنعلی؛ مسعودیان، سید ابوالفضل؛ آزادی، مجید؛ نوری، حمید. (۱۳۹۲). **تحلیل زمانی و مکانی رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر**، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، **(۲۵) ۱۰۰**: ۳۰-۱.

کاشکی، عبدالرضا. (۱۳۹۶). **واکاوی روند تاوه قطبی در نیمکره شمالی تحت شرایط تغییر اقلیم**، جغرافیا و مخاطرات محیطی، **۲۳**: ۱۹۷-۱۸۱.

کریمی، مصطفی؛ ستوده، فاطمه؛ رفعتی، سمیه. (۱۳۹۷). **تحلیل روند تغییرات و پیش‌بینی پارامترهای حدی دمای سواحل جنوبی دریای خزر**، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، **(۱۸) ۴۸**: ۹۳-۷۹.

گندمکار، امیر؛ خادم‌الحسینی، احمد. (۱۳۸۸). **بررسی روند تغییرات بارش در زابل**، نشریه آمایش محیط، **(۲) ۶**: ۷۶-۶۵.

محمدنژاد، علیرضا؛ احمدی گیوی، فرهنگ؛ ایران‌نژاد، پرویز. (۱۳۸۸). **اثر بازه‌های نوسان سالانه کمربند پرفشار جنب حاره و پرفشار سیبری بر چرخندزایی مدیترانه و بارش ایران**، مجله فیزیک زمین و فضا، **(۳۵) ۴**: ۱۳۰-۱۱۵.

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

مسعودیان، سید ابوالفضل. (۱۳۹۰). **آب و هوای ایران**، مشهد: انتشارات شریعه توس.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-29]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.42.5]

[DOI: 10.52547/jgs.22.64.422]

مفاخری، امید؛ سلیقه، محمد؛ علیجانی، بهلول و اکبری، مهری. (۱۳۹۶). **شناسایی و ناحیه‌بندی تغییرات زمانی و یکنواختی بارش در ایران**، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، **(۴۹) ۲**: ۱۹۱-۲۰۵.

مفیدی، عباس؛ زرّین، آذر؛ کارخانه، میثم. (۱۳۸۷). **تعیین الگوی همدیدی بارش‌های شدید زمستانه و مقایسه آن با الگوی بارش‌های شدید پائیزه در سواحل جنوبی دریای خزر**، اولین کنفرانس بین المللی تغییرات زیست محیطی منطقه خزری، دانشگاه مازندران، بابلسر.

مفیدی، عباس؛ زرّین، آذر؛ کارخانه، میثم. (۱۳۹۳). **بررسی الگوی گردش جوّ در طول دوره‌های خشک و مرطوب در سواحل جنوبی دریای خزر**، مجله ژئوفیزیک ایران، **(۸) ۱**: ۱۷۶-۱۴۰.

مفیدی، عباس؛ کارخانه، میثم؛ زرّین، آذر. (۱۳۹۲). **شبیه‌سازی نقش دریای خزر در وقوع بارش‌های منطقه‌ای با استفاده از مدل اقلیمی مقیاس منطقه‌ای RegCM4 پیوند خورده با مدل دریاچه**، نخستین کنفرانس ملّی آب و هواشناسی ایران، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان.

موسوی، سید شفیع. (۱۳۸۶). **بررسی تغییرپذیری بارش و و روند شاخص بی‌نظمی آن در سواحل جنوب دریای خزر**. مجله علمی – ترویجی سازمان هواشناسی کشور (نیوار). **(۶۴-۶۵)**: ۷-۱۹.

نساجی‌زواره، مجتبی؛ خورشیددوست، محمد؛ رسولی، علی اکبر؛ سلاجقه، علی. (۱۳۹۵). **آنالیز روند تغییرات دما و بارش با استفاده از سری‌های زمانی همگن (مطالعه موردی ناحیه خزر)**، مرتع و آبخیزداری، مجله منابع طبیعی ایران، **(۶۹) ۳**: ۷۵۲-۷۳۹.

نگارش، حسین؛ ساری‌صراف، بهروز؛ دارایی، محمد. (۱۳۹۱)، **بررسی آماری تغییرات بارش سقز**، نشریه علمی-پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی (دانشکده جغرافیا)، **(۱۶) ۴۲**: ۲۵۹-۲۳۹.

Alexander, L,V, Zhang, X, Peterson, T, C, Caesar, J, Gleason, B, Klein Tank, A, M, G, Haylock, M, Collins, D, Trewin, B, Rahimzadeh, F, Tagipour, A, Rupa Kumar, K, Revadekar, J, Griffiths, G, Vincent, L, Stephenson, D, B, Burn, J, Aguila, E, Brunet, M, Taylor, M, New , M, Zhai, P, Rusticucci, M, Vazquez-Aguirre, J,L. 2006. **Global Observed Changes in Daily Climate Extremes of Temperature and Precipitation**, Journal of Geophysical Research, **111**: 1-22.

Alexandersson, H. 1986. **A Homogeneity Test Applied to precipitation data**, Journal of Climatology. **6**: 661- 675.

Clarke T, S, etpal .2000. **Regional climate change: Trend, analysis of temperature and precipitation series at selected Canadian sites**, Canadian journal of agricultural economics, **48(1):** 27-38.

Dai, A, I,Y,Fung, A,D,Del Genio. 1997. **Surface observed global land precipitation variations during 1900-88**, J clim, **10(11)**: 2943-2962.

Darren L, ficklin, Yazhouluo, Eikeluedeling, Minghua zhang. 2009. **climate changes sensitivity Assessment of a Highly Agricultural watershed using SWAT**, Journal of Hydrology, 1- 41.

Englehart P, J, Douglas A,V. 2004**. Defining Intraseasonal Rainfall Variability within the North American Monsoon**, Journal of Climate, **19(17)**:4243-4253.

Fang, Q, Mingjun, Zh, Shengjie, W, Yangmin, L, Zhengguo, R and Xiaofan, Z. 2013. **Estimation of areal precipitation in the Qilian Mountains based on a gridded dataset since 1961**. Journal of Geographical Sciences. **26(1)**: 59-69.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.42.5]
[DOI: 10.52547/jgs.22.64.422]

Ferrari, E. caloiero, T and coscarelli, R. 2013. **Influence of the North atalantic oscillation on winter rainfall in Calabria (southern in Italy)**. Theoretical and applied climatology. **114**: 479-494.

Hu, Y, Q, Fu. 2007. **Observed Poleward Expansion of the Hadley Circulation Since 1979**, Atmospheric Chemistry and Physics, **7**: 5229–5236.

IPCC. 1996. **Climate change 1995**, The science of climate change, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.IPCC (2007). Climate Change 2007, The Physical Science Basis of Climate Change.

Jacobeit, J. 1987. **Variations of trough position and precipitation patterns in the Mediterranean area**, J Climate. **7**: 453-476.

Jianting CHU, XIA Jun, XU Chongyu, LI Lu, WANG Zhonggen. 2010. **Spatial and temporal variability of daily precipitation in Haihe River basin, 1958–2007**, Springer-Verlag, J Geogr Sci, **20(2)**: 248-260.

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski C, Wang J, Leetmaa A, Reynolds R, Jenne R, Joseph D. 1996. **The NCEP/NCAR 40-year re-analysis project**, Bull Amer Meteor Soc. **77**: 437-471.

Levitus, S, Antonov, J. I, Boyer, T. P, Stephens, C. 2000. **Warming of the world ocean. Science**, **287**: 2225– 2229.

Ligang, XU, Hongfei, ZH, Li, D, Haijiao, Y, WANG H. 2015**. Precipitation trends and variability from 1950 to 2000 in arid lands of Central Asia**. J Arid Land. **7(4)**: 514–526.

Lu, J, C, Deser, T, Reichler. 2009 .**Cause of the widening of the tropical belt since 1958**. Geophys Research, Letters, **36, L03803**:pp 1-19.

Maheras P, Flocas H, Patrikas I, Anagnostopoulou C. 2001. **A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution**. Int J Climatol, **21**: 109–130.

Minobe, S. 1999. **Resonance in bidecadal and pent decadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climatic regime shifts**, Geophysics Res Letter, **26**: 855–858.

Nastos. P,T, Zerefos, C,S. 2009. **Spatial and Temporal Variability of Consecutive Dry and Wet Days in Greece**, Atmospheric Research -01976, 1-13.

Nunes, A. N, Lourenco, L. 2015. **Precipitation variability in Portugal from 1960 to 2011**. Journal of Geographical Sciences. **25(7)**: 784-800.

Raicich, F, Pinardi, N, Navarra, A. 2003. **Teleconections between Indian Monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean**, Int J Climatol, **23**: 173 – 186.

Rind,D, Goldberg,R, Hansen, J, Rosen zweig,C, Ruedy,R. 1999. **Potential Evapotranspiration and the Likelihood of future Drought**. Journal of Geophysical Research, **95**: 9983-10004.

Seidel, D, J, Fu, Q, Randel, W, J, Reichler, T, J. 2008. **Widening of the Tropical Belt in a Changing Climate**, Nature Geosci, **1(1)**: 21–24.

Simmons AJ, Gibson JK. 2000. **The ERA-40 Project Plan, ERA-40 Project Report Series n.1. ECMW**F, Reading. 62.

Thompson, D, W, J, J, M, Wallace. 2001. **Annular modes in the extra tropical circulation**. part II, Trends, J Climatology, **13**: 1018–1036.

Trigo, I, F, Davies, T, D, Bigg, G, R. 2000. **Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones**, Geophys Res Lett, **27**: 2913-2916.

Xiujing, M, Shifeng, ZH, Yongyong, ZH and Cuicui, W. 2013. **Temporal and spatial changes of temperature and precipitation in Hexi Corridor during 1955–2011**. Journal of Geographical Sciences. **23(4)**: 653-667.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-29]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.42.5]
[DOI: 10.52547/jgs.22.64.422]

Xoplaki, E, Gonzalez-Rouco, J, F, Luterbacher, J, Wanner, H. 2004. **Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trend**, Climate Dynamics, **23**: 63-78.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-04-29]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.42.5]

[DOI: 10.52547/jgs.22.64.422]