

## مخاطرات سیل و خشک‌سالی در مناطق خشک و نیمه‌خشک تحت شرایط تغییر اقلیم: شمال استان فارس

مصطفی نادری<sup>\*۱</sup>

### چکیده

محدوده‌ی مورد مطالعه در شمال استان فارس قرار دارد و عمدتاً دارای اقلیم خشک تا نیمه‌خشک (طبقه‌بندی دومارتن) است. در این مطالعه، داده‌های روزانه ۲۲ مدل گردش عمومی برای ۶ ایستگاه هواشناسی توسط مدل آماری LARS-WG برای دوره‌ی ۲۰۲۶-۲۰۸۵ ریزمقیاس شده‌اند. نتایج نشان می‌دهند که دمای متوسط سالیانه ۱/۸، ۲/۴ و ۳/۴ درجه نسبت به دوره‌ی مشاهداتی ۱۹۷۸-۲۰۰۵ تحت سه سناریوی RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 افزایش و بارش سالیانه ۱۴/۶، ۲۲ و ۲۱ درصد کاهش خواهد یافت. بر اساس نتایج، شدت بارش‌های با دوره‌ی بازگشت ۲ سال در منطقه افزایش خواهد یافت. شدت بارش‌های با دوره‌ی بازگشت ۵ سال بدون تغییر می‌ماند؛ ولی شدت بارش‌های با دوره‌ی بازگشت ۱۰ و ۲۰ سال کاهش خواهد یافت. بنابراین، افزایش شدت بارش‌های با دوره‌ی بازگشت ۲ سال موجب افزایش رخداد سیلاب و فرسایش در شمال استان فارس خواهد شد. همچنین، نتایج حاصل از بررسی دوره‌های ترسالی و خشک‌سالی، حاکی از آن است که در آینده‌ی نزدیک (۲۰۲۶-۲۰۵۵) تعداد سال‌های ترسالی و معمولی افزایش ولی تعداد سال‌های خشک‌سالی کاهش خواهد داشت، اما در آینده دورتر (۲۰۵۶-۲۰۸۵) شرایط متفاوت خواهد بود؛ به‌طوری که دوره‌های ترسالی و معمولی تقریباً بدون تغییر خواهند بود؛ ولی تعداد سال‌های خشک‌سالی افزایش می‌یابد و شدت آنها بیشتر خواهد شد.

**واژه‌های کلیدی:** تغییر اقلیم، شدت بارش، خشک‌سالی، شمال استان فارس.

ارجاع: نادری م. ۱۳۹۹. مخاطرات سیل و خشک‌سالی در مناطق خشک و نیمه‌خشک تحت شرایط تغییر اقلیم: شمال استان فارس. مجله پژوهش آب ایران. ۱۴: ۳۶-۸۵-۹۷.

۱- استادیار هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان.

\* نویسنده مسئول: [naderi64@gmail.com](mailto:naderi64@gmail.com)

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۱/۲۵

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۹/۰۵

## مقدمه

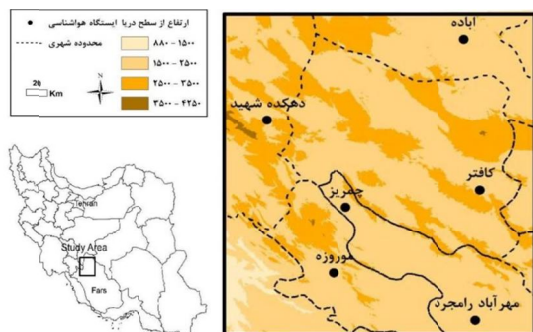
امروزه، پدیده‌ی تغییر اقلیم کاملاً مشهود است؛ به‌طوری‌که ذوب گسترده‌ی یخ‌ها، کاهش پوشش برف، افزایش دمای هوا و تغییر در تعداد و طول دوره‌های خشک‌سالی، سیلاب و الگوهای بارش از شواهد تغییر اقلیم هستند (آی‌پی‌سی‌سی، ۲۰۱۴؛ هوبر و نوتی، ۲۰۱۱؛ احسانی و همکاران، ۲۰۱۷). افزایش نشر گازهای گلخانه‌ای به‌ویژه گاز CO<sub>2</sub> به داخل جو در ۵۰ سال آتی موجب افزایش دمای میانگین هوای کره زمین خواهد شد که البته این افزایش دما در نقاط مختلف کره زمین متفاوت است. این تفاوت افزایش دما به عنوان مثال موجب تغییر در سیستم‌های سیلکون‌زایی (مانند مدیترانه)، چرخش آب اقیانوس‌ها (مانند ال نینو، لاینیا، گلف استریم)، حرکت توده‌های هوا و الگو و زمان بارش در مناطق مختلف خواهد شد (آی‌پی‌سی‌سی، ۲۰۱۴). سازمان IPCC سناریوهای جدیدی را تحت عنوان Representative Concentration Pathways (RCPs) معرفی کرد که در این سناریوها فرضیات مختلفی برای رشد جمعیت، رشد اقتصادی، تغییر تکنولوژی و رویکرد استفاده از سوخت‌های فسیلی و غیرفسیلی برای تأمین انرژی در نظر گرفته شده است. نتایج این فرضیه‌ها، منتج به سه سناریوی حدی تحت عنوان RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5؛ شده است که در این سناریوها به‌ترتیب مقدار تابش خورشیدی در سال ۲۱۰۰ برابر ۲/۶، ۴/۵ و ۸/۵ وات بر مترمربع بیشتر از مقدار آن نسبت به دوران انقلاب صنعتی خواهد بود (آی‌پی‌سی‌سی، ۲۰۱۴). تحت این سه سناریو دمای متوسط کره زمین در دوره‌ی ۲۱۰۰-۲۰۸۱ حدود ۱/۸، ۳/۷ و ۳/۷ درجه نسبت به دوره‌ی ۲۰۰۵-۱۹۸۶ گرم‌تر خواهد شد (آی‌پی‌سی‌سی، ۲۰۱۴). امروزه، مدل‌های گردش عمومی (GCM) برای بررسی و پیش‌بینی پارامترهای اقلیمی، مانند بارش و دما در سناریوهای مختلف سازمان IPCC استفاده می‌شوند. اگرچه استفاده از این مدل‌ها برای مطالعات منطقه‌ای و بزرگ‌تر بسیار مناسب است؛ اما نتایج آنها به دلیل ابعاد بزرگ سلول آنها برای استفاده در مطالعات محلی قابل اعتماد نیست. بدین منظور، باید بارش و دمای پیش‌بینی شده توسط این مدل‌ها به سطح هر ایستگاه هواشناسی محدوده‌ی مطالعاتی ریزمقیاس شود (ویلی و همکاران، ۲۰۰۴).

خصوصیات اقلیمی یک منطقه از جمله متوسط سالیانه‌ی بارش و دما، شدت بارش‌ها و طول دوره‌های ترسالی و خشک‌سالی از مهم‌ترین فاکتورهای اقلیمی هستند که بر روی منابع آب تاثیر می‌گذارند (کبیری و همکاران، ۲۰۱۵؛ وادا و همکاران، ۲۰۱۰؛ علی و همکاران، ۲۰۱۲؛ آگوئلا و موریلو، ۲۰۰۹؛ لی و همکاران، ۲۰۰۶) بنابراین، بررسی آنها تحت شرایط تغییر اقلیم می‌تواند تا حد بسیار زیاد مؤثری به مدیریت پایدار منابع آب کمک کند. به عنوان مثال، بارش در کرمانشاه بر اساس نتایج مدل HadCM3 در طی دوره‌ی ۲۰۸۰-۲۰۹۹ به‌طور متوسط حدود ۳/۵ درصد کاهش خواهد یافت (رجبی و شبانلو، ۲۰۱۲). مطالعه‌ی تغییر اقلیم توسط مدل HadCM3 نشان می‌دهد که متوسط بارش قزوین حدود ۶۶ میلی‌متر طی دوره‌ی زمانی ۲۰۵۰-۲۰۲۱ افزایش خواهد یافت (روشن و قانقرمه، ۱۳۹۳) و یا بر اساس نتایج مدل‌های CCSIRO، CGCM، ECHO-G، HADCM3، ECHAM سالیانه‌ی بارش در شهرکرد بین ۱۰۰ تا ۵۰۰ میلی‌متر در آینده افزایش خواهد یافت (فخری و همکاران، ۲۰۱۲). پیش‌بینی تغییرات اقلیمی شهرستان بیرجند با استفاده از مدل‌های BCM2، CSMK3، FGOALS، GFCM و GIAOM نشان داد که در طولانی‌مدت دمای حداقل و حداکثر در بیرجند از ۱ تا ۵ درجه سانتیگراد افزایش و بارش نیز بین ۳ تا ۳۷ درصد افزایش خواهد داشت (طحان و همکاران، ۱۳۹۴). صلاحی و همکاران (۱۳۹۳) با استفاده از نتایج ریزمقیاس شده‌ی مدل‌های BCM2 و HadCM3 در استان اصفهان دریافتند که دمای کمینه و بیشینه در دوره‌ی ۲۰۶۰-۲۰۱۱ روندی افزایشی ولی بارش روندی کاهشی را خواهد داشت. یعقوب‌زاده و همکاران (۱۳۹۵) با استفاده از نتایج مدل‌های HadCM3، ECHAM5OM و CGCM3T47 دریافتند که میزان تبخیر و تعرق گندم در دشت نیشابور برای دوره‌ی ۲۰۳۹-۲۰۲۰ حدود ۱۲ درصد افزایش خواهد یافت. بررسی اثر تغییر اقلیم توسط مدل HadCM3 بر روند نمایه‌های حدی بارش در ایران نشان داد که رویدادهای حداکثر بارش یک و پنج روزه افزایش، تعداد روزهای خشک متوالی در مناطق شمال شرق، مرکزی و جنوبی افزایش و تعداد روزهای متوالی تر در مناطق غرب و جنوب غرب افزایش خواهد داشت (بابایی فینی و همکاران، ۱۳۹۳). بررسی تغییرات رواناب سطحی در حوزه بازفت در شمال غرب

مختلف و طول دوره‌های ترسالی و خشک‌سالی در محدوده‌ی شمال استان فارس بررسی شود. نتایج این تحقیق می‌تواند برای برنامه‌ریزی مدیریت سیلاب و منابع آب در آینده به‌طور مؤثری به‌کار گرفته شود.

### منطقه‌ی مورد مطالعه

منطقه‌ی مورد مطالعه در شمال استان فارس قرار دارد و بر اساس طبقه‌بندی دومارتن دارای اقلیم خشک و نیمه‌خشک است (شکل ۱). در محدوده‌ی مورد مطالعه، ۶ ایستگاه هواشناسی شامل آباد، کافت، موروزه، چمریز، دهکده‌ی شهید و مهرآباد رامجرد وجود دارد که اطلاعات آنها برای مطالعه‌ی تغییر اقلیم در منطقه‌ی مورد استفاده قرار گرفته‌اند (جدول ۱). ارتفاع در منطقه بین ۸۸۰ متر تا ۴۲۵۰ متر تغییر می‌کند؛ در حالی‌که توپوگرافی غالب در منطقه دارای ارتفاع بین ۱۵۰۰ تا ۲۵۰۰ متر است. متوسط بارش سالیانه بین ۱۴۰ میلی‌متر در ایستگاه آباد تا ۶۷۷ میلی‌متر در ایستگاه موروزه تغییر می‌کند. منشأ حدود ۷۴ درصد بارش‌های محدوده‌ی مورد مطالعه از منطقه مدیترانه است که از سمت شمال غرب وارد محدوده می‌شوند (علیجانی و هارمن، ۱۹۸۵) و ۲۳ درصد آن از سمت دریای سرخ (منطقه سودان) است که از سمت جنوب غرب وارد می‌شوند (روشنی و همکاران، ۲۰۱۳). حدود ۳ درصد باقیمانده‌ی آن مربوط به بارش‌های موسمی ناشی از اقیانوس هند است که از سمت جنوب شرق وارد محدوده می‌شوند (بیگلو و همکاران، ۲۰۰۹).



شکل ۱- منطقه‌ی مورد مطالعه و محل ایستگاه‌های هواشناسی

استان چهارمحال و بختیاری با استفاده از مدل HadCM3 نشان داد که در دو دوره‌ی ۲۰۲۰-۲۰۵۰ و ۲۰۲۰-۲۱۰۰ با وجود افزایش دما و کاهش بارش، رواناب افزایش خواهد یافت که می‌تواند به‌دلیل تغییر رژیم بارش در آینده باشد (الماسی و همکاران، ۱۳۹۵). نیک‌بخت شهبازی (۱۳۹۶) با استفاده از خروجی ریزمقیاس شده‌ی ۱۰ مدل گردش عمومی در حوضه‌ی سد کارون ۳ نشان داد که میزان بارش در فصل بهار افزایش ولی در پاییز و تابستان کاهش خواهد یافت. خورانی و جمالی (۱۳۹۵) با استفاده از نتایج ریزمقیاس شده‌ی مدل HadCM3 در دو ایستگاه بندرعباس و شهرکرد دریافتند که در هر دو ایستگاه شدت و تعداد سال‌های خشک در دوره‌ی ۲۰۱۱-۲۰۴۰ افزایش خواهد یافت. مطالعه تغییرات بلندمدت دما و بارش مشاهده‌شده توسط ایستگاه‌های هواشناسی در جنوب ایران نشان می‌دهد که بارش روندی منفی ولی دما روندی افزایشی داشته است (طبری و طلایی، ۲۰۱۱a,b؛ کوثری و اسدی، ۲۰۱۱؛ طبری و همکاران، ۲۰۱۱). مطالعه‌ی تغییر اقلیم بر اساس مدل CGCM در جنوب مرکزی ایران نشان داد که مقدار بارش در این ناحیه طی ۸۰ سال آینده تا ۲۶ درصد کاهش خواهد یافت و طول دوره‌های خشک‌سالی نیز افزایش خواهد یافت که این امر می‌تواند اثرات مخربی بر وضعیت منابع آب داشته باشد (نادری و رئیس، ۲۰۱۶). همچنین، مطالعه‌ی شاخص‌های خشک‌سالی هواشناسی و هیدرولوژی بر اساس داده‌های مشاهداتی ایستگاه‌های هواشناسی و هیدرومتری برای یک دوره‌ی ۴۰ ساله (۱۳۹۰-۱۳۵۰) در حوضه‌ی سد درودزن نشان داد که هر دو شاخص خشک‌سالی در طی این دوره روندی افزایشی داشته است (سهیلی و همکاران، ۱۳۹۶).

شمال استان فارس عمدتاً دارای اقلیم خشک تا نیمه‌خشک (طبقه‌بندی دومارتن) است و سدهای بسیار مهمی از جمله سد درودزن و ملاصدرا و دریاچه‌های مهمی از قبیل کافت، ارژن و پریشان در این منطقه قرار دارند. همچنین، منابع آب زیرزمینی به‌دلیل اضافه برداشت‌های پیوسته و رخداد خشک‌سالی‌های شدید به‌ویژه در سال‌های اخیر کاهش یافته‌اند. با توجه به مطالعات پیشین در محدوده‌ی جنوب ایران و همچنین حساسیت منابع آب موجود در این محدوده به تغییر اقلیم، در این مطالعه سعی شده است تا اثر تغییر اقلیم بر روی مقدار بارش و دما، شدت بارش‌های با دوره برگشت‌های

جدول ۱- مشخصات ایستگاه‌های هواشناسی مورد استفاده

ایستگاه	ارتفاع از سطح دریا (متر)	متوسط دمای سالانه (°C)	متوسط بارش سالانه (میلی‌متر)	اقلیم (شاخص دومارتن)
آباد	۲۰۳۰	۱۴/۳	۱۴۰	خشک
چمریز	۱۸۱۰	۱۴/۷	۴۹۷	نیمه‌خشک - مدیترانه‌ای
دهکده شهید	۲۲۵۶	فاقد داده	۵۰۷	--
کافت	۲۳۴۲	۱۱/۹	۵۰۸	مدیترانه‌ای
مهرآباد رامجرد	۱۶۰۶	۱۵/۴	۳۸۴	نیمه‌خشک
موروزه	۱۹۴۶	فاقد داده	۶۷۷	--

### مواد و روش‌ها

در این مطالعه از داده‌های بارش و دمای روزانه ۲۲ مدل گردش عمومی (GCM) مربوط به پروژه CMIP5 طی دوره‌ی ۲۰۲۶-۲۰۸۵ استفاده شده است. خروجی این مدل‌ها از طریق سایت <https://esgf-data.dkrz.de/search/cmip5-dkrz/> قابل دریافت است. همچنین، از مدل آماری LARS-WG برای ریزمقیاس‌کردن نتایج GCM استفاده شده است. بارش روزانه در هر ۶ ایستگاه طی دوره‌ی ۱۹۷۸-۲۰۰۵ اندازه‌گیری شده است؛ ولی دمای مینیمم و ماکزیمم روزانه تنها در ایستگاه سینوپتیک آباد اندازه‌گیری شده است؛ بنابراین، بارش در هر ۶ ایستگاه و دما برای ایستگاه آباد ریزمقیاس شده است. داده‌های بارش و دمای روزانه این ۶ ایستگاه از سازمان آب منطقه ای فارس (به‌جز ایستگاه سینوپتیک آباد) و سازمان هواشناسی استان فارس (ایستگاه سینوپتیک آباد) تهیه شده است. داده‌های مشاهداتی بارش، دمای حداقل و حداکثر روزانه در ایستگاه‌ها برای دوره‌ی ۲۸ ساله از ۱۹۷۸ تا ۲۰۰۵ به مدل LARS-WG داده شد و مدل بر این اساس برای هر ایستگاه کالیبره شد. برای هر ایستگاه مدل LARS-WG با استفاده از داده‌های روزانه‌ی بارش، دمای حداقل و حداکثر تولیدشده برای ۲۸ سال صحت‌سنجی شد. برای صحت‌سنجی، توزیع‌های آماری ماهانه بارش و دما و توزیع‌های آماری فصلی روزهای تر و خشک بین داده‌های تولیدشده و مشاهداتی هر ایستگاه از طریق آزمون آماری کلموگراف-اسمیرنوف در سطح اطمینان ۹۹ درصد بررسی و مقایسه شد. همچنین، مقادیر میانگین ماهانه مربوط به بارش، دمای حداقل و حداکثر تولیدشده در هر ایستگاه توسط آزمون آماری  $t$  در سطح اطمینان ۹۹ درصد با مقادیر مشاهداتی مقایسه شد (سمنوف و بارو،

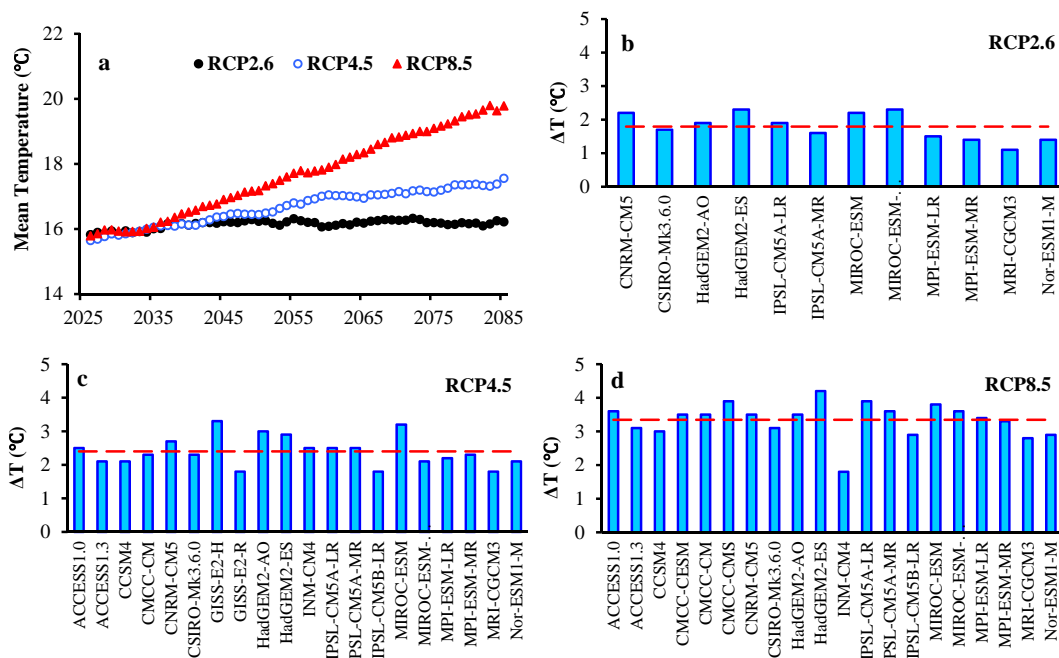
۲۰۰۲). تمامی آزمون‌ها در این سطح اطمینان و در هر شش ایستگاه اقلیمی پذیرفته شد. برای ریزمقیاس‌کردن خروجی یک مدل GCM برای هر ایستگاه، فاکتور تغییرات باید محاسبه می‌شود. فاکتور تغییرات برای هر ایستگاه با توجه به سلول GCM مورد نظر محاسبه می‌شود (سمنوف و بارو، ۲۰۰۲). فاکتورهای تغییرات از روی داده‌های GCM برای هر ماه و هر سناریوی معین محاسبه شدند. فاکتور تغییر برای مقدار بارش، طول روزهای تر و خشک و انحراف از معیار میانگین دما به‌صورت نسبت مقادیر دوره‌ی آتی به مقادیر دوره‌ی مشاهداتی محاسبه می‌شوند. فاکتورهای تغییر برای حداقل و حداکثر دما برابر با اختلاف بین مقادیر آتی و مشاهداتی هستند (سمنوف و بارو، ۲۰۰۲). در این مطالعه، فاکتور تغییرات به‌صورت تدریجی (transient change factors) و برای هر سال بین ۲۰۲۶ تا ۲۰۸۵ محاسبه شدند. بدین ترتیب، فاکتور تغییرات برای پنجره‌های زمانی در آینده محاسبه‌شده و برای هر دوره فاکتور تغییرات به‌دست آمده برای سال مرکز دوره در نظر گرفته شده است. سپس، هر پنجره به‌صورت بازه‌ی یک‌ساله به جلو حرکت داده شد و بدین ترتیب برای هر سال واقع‌شده در دوره‌ی ۲۰۲۶-۲۰۸۵ فاکتورهای تغییرات آن سال به‌دست آمده است. در این مطالعه، دوره‌های زمانی ۵ ساله برای محاسبه فاکتورهای تغییر مورد استفاده قرار گرفت. بنابراین داده‌های روزانه بارش و دمای ۲۲ مدل برای ۶ ایستگاه اقلیمی در محدوده‌ی مورد مطالعه و برای دوره‌ی زمانی شامل سال‌های ۲۰۲۶ تا ۲۰۸۵ تحت سه سناریوی RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 ریزمقیاس شدند.

## نتایج و بحث

می‌دهد که متوسط دمای سالیانه در دوره ۲۰۲۶-۲۰۸۵ بین ۱/۱ تا ۲/۳ درجه نسبت به دوره مشاهداتی در سناریوی RCP2.6 تغییر خواهد کرد. همچنین، بازه تغییرات دما بین ۱/۸ تا ۳/۳ درجه در سناریوی RCP4.5 و بین ۱/۸ تا ۴/۲ درجه در سناریوی RCP8.5 خواهد بود. بر اساس میانگین نتایج ریزمقیاس‌شده‌ی ۲۲ مدل، متوسط سالیانه در ایستگاه آباد از ۱۴/۳ درجه در دوره‌ی مشاهداتی به ۱۶/۱، ۱۶/۷ و ۱۷/۷ درجه تحت سه سناریوی RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 خواهد رسید.

نتایج دمای ریزمقیاس‌شده در ایستگاه آباد بر اساس میانگین نتایج مدل‌های مختلف در شکل ۲ ارائه شده است.

گرمایش کره زمین در آینده موجب خواهد شد تا دما از حدود ۱۵/۷ درجه در ابتدای قرن ۲۱ به حدود ۱۶/۲، ۱۷/۶ و ۱۹/۸ درجه در انتهای قرن ۲۱ تحت سه سناریوی RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 برسد. مقایسه‌ی نتایج ریزمقیاس‌شده‌ی مدل‌های مختلف در ایستگاه آباد نشان



شکل ۲- دمای سالیانه ریزمقیاس شده توسط مدل ۲۲ گردش عمومی (a) و تغییرات پیش‌بینی شده متوسط دما ( $\Delta T$ ) نسبت به دوره‌ی مشاهداتی (b-d)، خط چین قرمز متوسط ۲۲ مدل را ارائه می‌دهد

۱۴/۷ درصد تحت سناریوی RCP2.6، ۲۲/۱، ۲۸/۳، ۱۶، ۱۶/۹، ۲۵ و ۲۴/۲ درصد تحت سناریوی RCP4.5 و ۲۱/۸، ۲۳/۷، ۱۸، ۱۷/۹، ۲۲/۴ و ۳۱/۳ درصد تحت سناریوی RCP8.5 کاهش خواهد یافت. متوسط بارش سالیانه در ۶ ایستگاه در دوره‌ی مشاهداتی ۱۹۷۸-۲۰۰۵ برابر ۴۵۲ میلی‌متر است که به ۳۸۶، ۳۵۳ و ۳۵۷ میلی‌متر تحت سناریوهای RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 کاهش خواهد یافت که معادل با ۱۴/۶، ۲۲ و ۲۱ درصد کاهش است. مطالعات تغییر اقلیم بر روی منطقه مدیترانه نشان داد که فعالیت سیکلون‌زایی دریای مدیترانه در آینده در اثر گرم شدن کره زمین کاهش خواهد یافت که

نتایج ریزمقیاس‌شده‌ی بارش توسط مدل‌های مختلف در ۶ ایستگاه در شکل ۳ ارائه شده است. در هر ایستگاه درصد تغییرات بارش در دوره‌ی ۲۰۲۶-۲۰۸۵ با دوره‌ی مشاهداتی ۱۹۷۸-۲۰۰۵ مقایسه شده است. نتایج ریزمقیاس‌شده‌ی مدل‌های مختلف برای یک ایستگاه و سناریوی مشخص بسیار متفاوت است. برخی از مدل‌ها افزایش بارش را پیش‌بینی کرده‌اند، اما اکثر مدل‌ها کاهش بارش را پیش‌بینی کرده‌اند. بر اساس میانگین نتایج ریزمقیاس‌شده ۲۲ مدل گردش عمومی، متوسط سالیانه بارش در ایستگاه‌های آباد، چمریز، دهکده شهید، کافت، مهرآباد رامجرد و موروزه ۲۰/۷، ۱۸/۲، ۷/۴، ۸/۹، ۱۷/۸ و

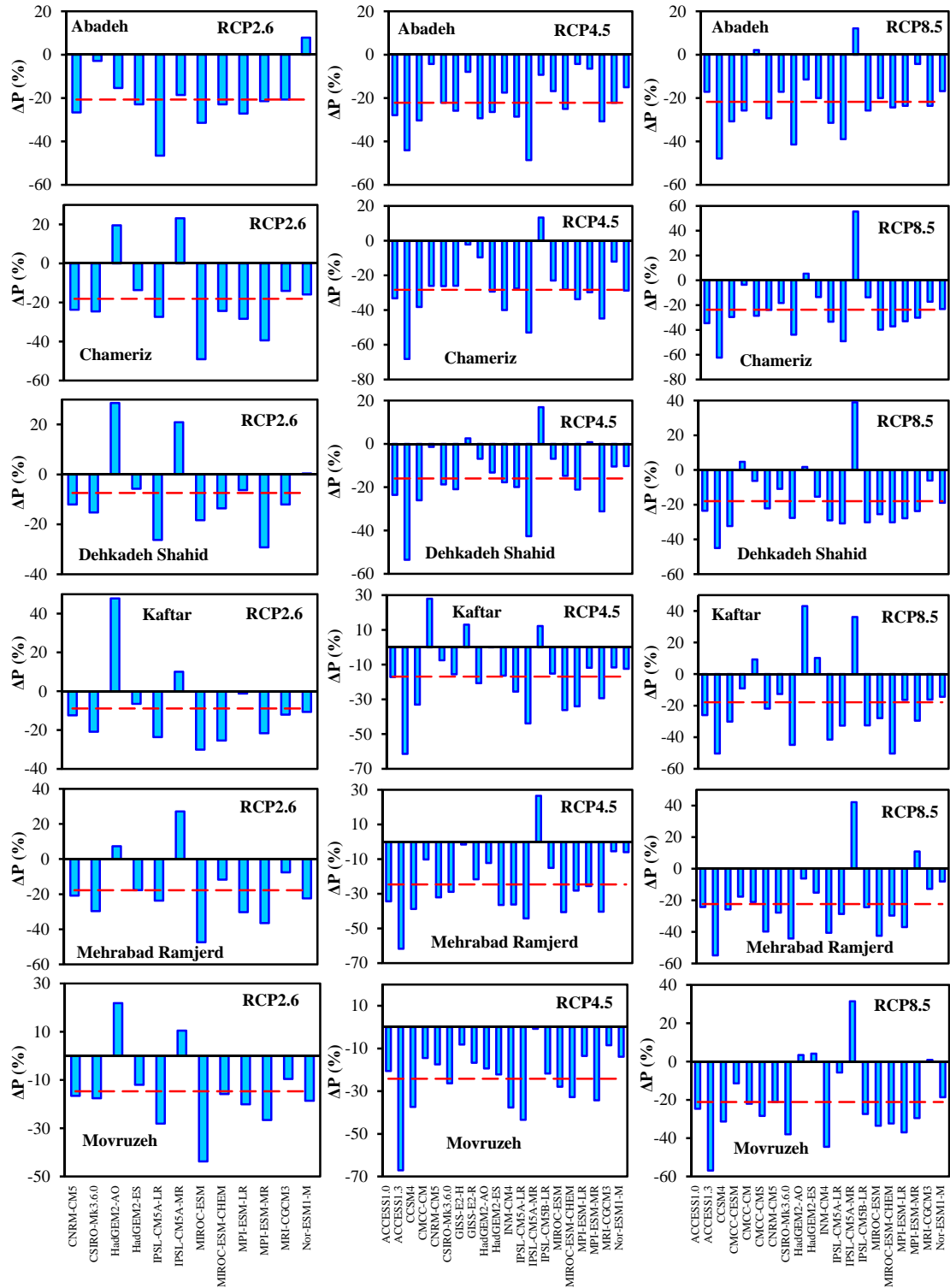
۲). دوره‌ی ۶۰ سال آینده به دو دوره ۳۰ ساله (۲۰۵۵-۲۰۲۶ و ۲۰۲۶-۲۰۵۶) تقسیم شده است تا بتوان مقایسه‌ی بهتری با دوره‌ی ۲۸ ساله مشاهداتی انجام داد. نتایج نشان می‌دهد که شدت بارش‌های با دوره بازگشت ۲ سال از ۵۳ میلی‌متر در دوره مشاهداتی به حدود ۶۴ میلی‌متر تحت سه سناریو و در هر دو دوره خواهد رسید (شکل ۴). شدت بارش‌های با دوره‌ی بازگشت ۵ سال که برابر ۷۲ میلی‌متر است، در آینده تغییری نخواهد کرد (تغییرات بین ۶۹ تا ۷۶ میلی‌متر در دوره‌ها و سناریوهای مختلف)؛ اما شدت بارش‌های ۱۰ و ۲۰ ساله کاهش خواهد یافت. شدت بارش‌های ۱۰ ساله از ۸۵ میلی‌متر به ۸۳، ۷۴ و ۷۷ میلی‌متر در دوره ۲۰۵۵-۲۰۲۶ و به ۷۵، ۷۷ و ۸۴ میلی‌متر در دوره ۲۰۸۵-۲۰۵۶ تحت سه سناریوی RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 خواهد رسید. شدت بارش‌های ۲۰ ساله نیز از ۹۹ میلی‌متر به ۹۰، ۷۹ و ۸۹ میلی‌متر در دوره‌ی ۲۰۵۵-۲۰۲۶ و به ۷۸، ۸۳ و ۹۲ میلی‌متر در دوره‌ی ۲۰۸۵-۲۰۵۶ تحت سه سناریوی RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 خواهد رسید.

برای مطالعه‌ی طول دوره‌های ترسالی و خشک‌سالی در دوره‌ی مشاهداتی و همچنین تحت سه سناریوی تغییر اقلیم از روش شاخص بارش استاندارد (standardized precipitation index) یا همان SPI استفاده شده است. این شاخص از پرکاربردترین و مناسب‌ترین شاخص‌ها در مطالعات خشک‌سالی است و در مطالعات زیادی در نقاط مختلف دنیا از آن استفاده شده است (رزیمی و همکاران، ۲۰۱۳؛ جوانمرد و همکاران، ۲۰۱۷؛ بوناکورسو و همکاران، ۲۰۰۳؛ ساکرس و وانجلیس، ۲۰۰۴).

شاخص SPI با استفاده از داده‌های ماهیانه بارش که برای یک دوره‌ی طولانی‌مدت حدوداً ۳۰ ساله یا بیشتر موجود باشند، قابل محاسبه و معتبر است. در ابتدا، مقادیر بارش به توزیع احتمالاتی گاما خورند می‌شوند؛ سپس، توسط یک تابع تبدیل هم-احتمال به توزیع معمولی تبدیل می‌شوند که دارای میانگین صفر و انحراف از معیار واحد است (ساکرس و وانجلیس، ۲۰۰۴). مقادیر SPI بیشتر از یک نشان‌دهنده‌ی شرایط ترسالی، کمتر از منفی یک شرایط خشک‌سالی و بین این دو مقدار شرایط معمولی را نشان می‌دهد. جدول ۳ طبقه‌بندی و نام‌گذاری دوره‌ها را به روش SPI نشان می‌دهد.

این پدیده خود منجر به کاهش بارش‌های مدیترانه‌ای خواهد شد. اما از طرف دیگر سهم بارش‌های با منشأ دریای سرخ (سودانی) و خلیج فارس افزایش خواهد یافت (البریح و همکاران، ۲۰۰۶؛ ماریوتی و همکاران، ۲۰۰۸؛ گئورجی و لیونلو، ۲۰۰۸؛ اوانز، ۲۰۰۹). با توجه به اینکه منشأ بارش‌های محدوده‌ی مورد مطالعه عمدتاً (حدود ۷۴ درصد) از منطقه مدیترانه است (علیجانی و هارمن، ۱۹۸۵) و بارش‌های مدیترانه‌ای در آینده کاهش خواهند یافت (ماریوتی و همکاران، ۲۰۰۸؛ گئورجی و لیونلو، ۲۰۰۸) بنابراین، کاهش بارش در محدوده‌ی مورد مطالعه با سایر مطالعات منطقه‌ای نیز همخوانی دارد.

برای مطالعه‌ی تغییرات شدت بارش‌ها با دوره برگشت‌های مختلف، ابتدا در هر ایستگاه سری‌های ماکزیمم سالانه برای دوره مشاهداتی و دوره‌های آینده (تحت سه سناریو) استخراج شد. سری‌های ماکزیمم سالانه برای آینده در هر ایستگاه بر اساس میانگین نتایج ریزمقیاس‌شده‌ی ۲۲ مدل گردش عمومی تهیه شده است. در سری ماکزیمم سالانه، ماکزیمم مقدار بارش روزانه که در آن سال رخ داده است، به عنوان نماینده‌ی آن سال در نظر گرفته می‌شود و بدین ترتیب، یک نمونه‌ی آماری به نام سری‌های ماکزیمم سالانه به‌دست می‌آید (چاو و همکاران، ۱۹۸۸). از معیارهای کولوموروف-اسمیرنوف و Chi-squared در سطح اطمینان ۹۵ درصد برای یافتن بهترین توزیع آماری خورندشده به سری‌های ماکزیمم سالانه استفاده شد. نتایج درجه خورندشده‌ی برای توزیع‌های آماری نمایی ۱ و ۲ پارامتری (Exponential 1P, 2P)، گامای ۲ و ۳ پارامتری (Gamma 2P, 3P)، جنرال گامای ۳ و ۴ پارامتری (General Gamma 3P, 4P)، لاگ گامای ۱ پارامتری (Log-Gamma 1P)، مقدار حدی کلی (General Extreme Value)، معمولی (Normal)، لاگ معمولی ۲ و ۳ پارامتری (Log-Normal 2P, 3P)، پیرسون ۲ و ۳ پارامتری (Pearson 2P, 3P) و لاگ پیرسون ۳ پارامتری (Log-Pearson 3P) نشان داد که توزیع آماری General Extreme Value بهترین توزیع خورندشده به داده‌های سری‌های ماکزیمم سالانه است. پس از خورندکردن سری‌های ماکزیمم سالانه به این توزیع آماری و به‌دست‌آوردن ضرایب معادله برای هر ایستگاه، مقدار بارش با دوره بازگشت‌های ۲، ۵، ۱۰ و ۲۰ سال در هر ایستگاه برای دوره‌ی مشاهداتی و سه سناریو محاسبه شد (جدول



شکل ۳- مقایسه‌ی متوسط سالیانه بارش ری‌مقایس شده ( $\Delta P$ ) در ۶ ایستگاه توسط ۲۲ مدل گردش عمومی تحت سه سناریو. خط چین قرمز درصد تغییرات بارش سالیانه را بر اساس میانگین مدل‌ها ارائه می‌دهد.

بارش را می‌تواند به خوبی نشان دهد (ساکرس و وانجلیس، ۲۰۰۴). نتایج محاسبات نشان می‌دهد که در دوره‌ی مشاهداتی ۲۸ ساله (۱۹۷۸-۲۰۰۵) محدوده‌ی مورد مطالعه (میانگین ۶ ایستگاه) دارای ۴ سال ترسالی، ۱۹ سال نرمال و ۴ سال خشکسالی بوده است (شکل ۵).

دوره‌های ترسالی، خشکسالی و معمولی به روش شاخص SPI با مقیاس زمانی ۱۲ ماهه در هر ۶ ایستگاه هواشناسی محاسبه شدند (جدول ۴). منابع آب زیرزمینی نسبت به تغییرات سالیانه بارش در درازمدت حساس هستند و شاخص SPI با مقیاس زمانی ۲ ماهه تغییرات سالیانه

جدول ۲- مقدار بارش (میلی‌متر) برای دوره بازگشت‌های ۲، ۵، ۱۰ و ۲۰ سال در هر ایستگاه برای دوره‌ی مشاهداتی و سه سناریو

ایستگاه	دوره مشاهداتی (۱۹۷۸-۲۰۰۵)				RCP2.6 (۲۰۲۶-۲۰۵۵)			
	سال ۲	سال ۵	سال ۱۰	سال ۲۰	سال ۲	سال ۵	سال ۱۰	سال ۲۰
آباده	۲۶	۴۳	۵۷	۷۲	۲۸	۳۵	۴۰	۴۵
چمریز	۵۸	۷۵	۸۸	۱۰۱	۷۴	۸۵	۹۲	۱۰۰
دهکده شهید	۵۸	۸۶	۱۰۸	۱۳۳	۶۳	۷۲	۷۹	۸۷
کافترا	۶۳	۸۳	۹۶	۱۰۸	۸۷	۹۹	۱۰۷	۱۱۴
مهرآباد رامجرد	۴۲	۵۸	۷۰	۸۲	۵۳	۶۱	۶۶	۷۰
موروزه	۶۹	۸۴	۹۲	۹۸	۹۲	۱۰۶	۱۱۴	۱۲۲
میانگین	۵۳	۷۲	۸۵	۹۹	۶۶	۷۶	۸۳	۹۰

ایستگاه	RCP4.5 (۲۰۲۶-۲۰۵۵)				RCP8.5 (۲۰۲۶-۲۰۵۵)			
	سال ۲	سال ۵	سال ۱۰	سال ۲۰	سال ۲	سال ۵	سال ۱۰	سال ۲۰
آباده	۲۷	۳۴	۴۰	۴۸	۲۹	۳۴	۳۷	۳۹
چمریز	۶۶	۷۳	۷۸	۸۳	۶۹	۷۸	۸۵	۹۳
دهکده شهید	۶۱	۶۷	۷۱	۷۴	۶۳	۶۸	۷۲	۷۵
کافترا	۸۶	۹۴	۹۸	۱۰۱	۸۳	۹۳	۱۰۱	۱۰۹
مهرآباد رامجرد	۴۸	۵۵	۵۹	۶۳	۵۰	۶۲	۷۵	۹۵
موروزه	۸۱	۹۱	۹۷	۱۰۲	۹۰	۱۰۲	۱۱۲	۱۲۳
میانگین	۶۲	۶۹	۷۴	۷۹	۶۴	۷۳	۸۰	۸۹

ایستگاه	دوره مشاهداتی (۱۹۷۸-۲۰۰۵)				RCP2.6 (۲۰۵۶-۲۰۸۵)			
	سال ۲	سال ۵	سال ۱۰	سال ۲۰	سال ۲	سال ۵	سال ۱۰	سال ۲۰
آباده	۲۶	۴۳	۵۷	۷۲	۲۷	۳۴	۳۸	۴۱
چمریز	۵۸	۷۵	۸۸	۱۰۱	۷۳	۸۱	۸۵	۸۷
دهکده شهید	۵۸	۸۶	۱۰۸	۱۳۳	۶۳	۶۸	۷۰	۷۲
کافترا	۶۳	۸۳	۹۶	۱۰۸	۸۶	۹۳	۹۷	۱۰۰
مهرآباد رامجرد	۴۲	۵۸	۷۰	۸۲	۴۶	۵۴	۵۹	۶۳
موروزه	۶۹	۸۴	۹۲	۹۸	۹۲	۱۰۰	۱۰۳	۱۰۵
میانگین	۵۳	۷۲	۸۵	۹۹	۶۵	۷۲	۷۵	۷۸

ایستگاه	RCP4.5 (۲۰۵۶-۲۰۸۵)				RCP8.5 (۲۰۵۶-۲۰۸۵)			
	سال ۲	سال ۵	سال ۱۰	سال ۲۰	سال ۲	سال ۵	سال ۱۰	سال ۲۰
آباده	۲۹	۳۴	۳۸	۴۱	۳۰	۳۹	۴۶	۵۵
چمریز	۶۶	۷۲	۷۵	۷۹	۷۰	۸۲	۸۹	۹۵
دهکده شهید	۶۳	۷۱	۷۶	۸۰	۶۴	۷۴	۸۱	۸۸
کافترا	۸۰	۹۴	۱۰۶	۱۲۲	۸۷	۹۵	۱۰۰	۱۰۴
مهرآباد رامجرد	۴۶	۵۴	۶۱	۷۰	۴۷	۵۸	۶۶	۷۷
موروزه	۸۸	۹۸	۱۰۳	۱۰۸	۹۶	۱۰۹	۱۱۹	۱۳۰
میانگین	۶۲	۷۱	۷۷	۸۳	۶۶	۷۶	۸۴	۹۲



(طبقه‌بندی دومارتن) است، مورد بررسی قرار گرفت. برای مطالعه‌ی تغییر اقلیم از داده‌های روزانه‌ی بارش و دمای ۲۲ مدل گردش عمومی مربوط به پروژه CMIP5 تحت سه سناریوی RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 برای دوره‌ی زمانی ۲۰۲۶-۲۰۸۵ استفاده شد. نتایج هر مدل گردش عمومی برای ۶ ایستگاه هواشناسی توسط مدل آماری LARS-WG و به روش فاکتور تغییرات تدریجی ریزمقیاس شدند. نتایج نشان داد که دمای متوسط سالیانه حدود ۱/۸، ۲/۴ و ۳/۴ درجه نسبت به دوره مشاهداتی ۱۹۷۸-۲۰۰۵ تحت سه سناریوی RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 افزایش و بارش سالیانه حدود ۱۴/۶، ۲۲ و ۲۱ درصد کاهش خواهد یافت. همچنین، نتایج نشان داد که شدت بارش‌های با دوره بازگشت ۲ سال در منطقه افزایش خواهد یافت. شدت بارش‌های با دوره بازگشت ۵ سال بدون تغییر ولی شدت بارش‌های با دوره بازگشت ۱۰ و ۲۰ سال کاهش خواهد یافت. بنابراین، افزایش شدت بارش‌ها (دوره بازگشت ۲ سال) موجب افزایش رخداد سیلاب و فرسایش در شمال استان فارس خواهد شد. همچنین، نتایج حاصل از بررسی دوره‌های ترسالی و خشک‌سالی حاکی از آن بود که در آینده‌ی نزدیک (۲۰۲۶-۲۰۵۵) تعداد سال‌های ترسالی و معمولی افزایش ولی تعداد سال‌های خشک‌سالی کاهش خواهد داشت؛ اما در آینده‌ی دورتر (۲۰۵۶-۲۰۸۵) شرایط متفاوت خواهد بود؛ به‌طوری‌که دوره‌های ترسالی و معمولی تقریباً بدون تغییر می‌مانند؛ ولی تعداد سال‌های خشک‌سالی افزایش و شدت آن بیشتر خواهد شد.

### سپاس‌گزاری

نویسنده از حمایت مالی دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان و همچنین از سازمان‌های هواشناسی و آب منطقه‌ای استان فارس برای فراهم‌کردن اطلاعات هواشناسی کمال تشکر را دارد.

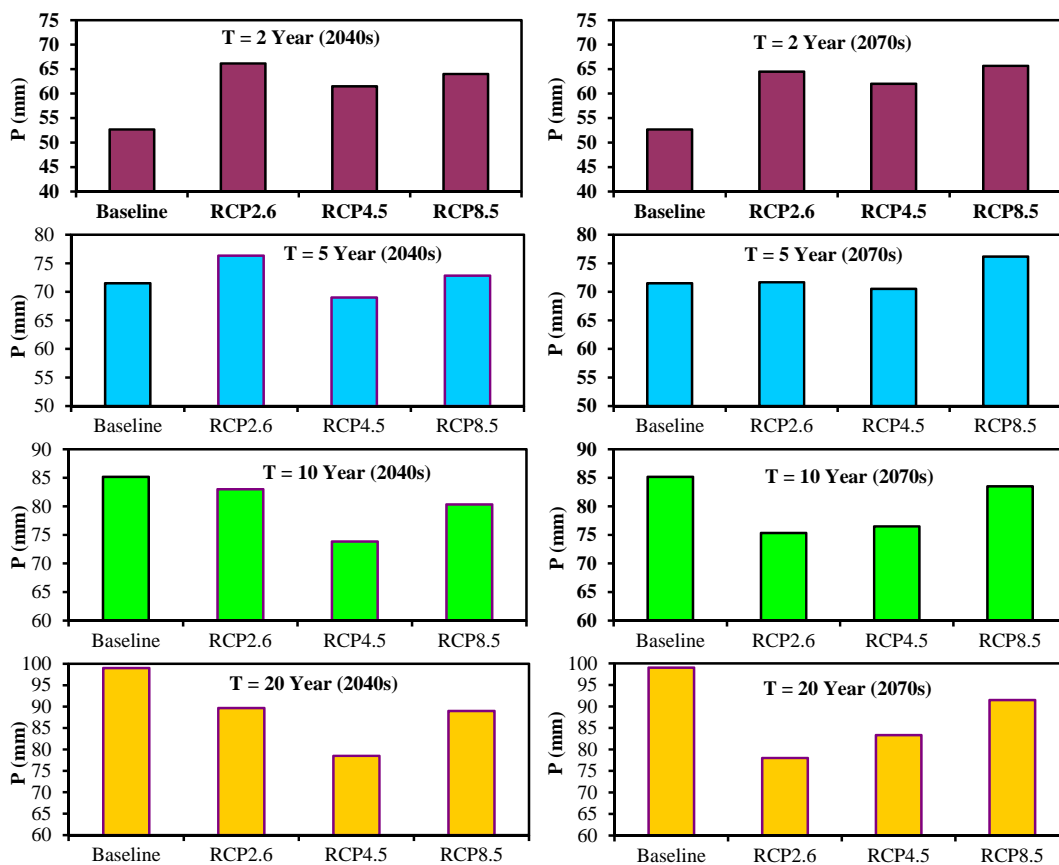
تعداد سال‌های ترسالی در دوره ۲۰۴۰ (۲۰۵۵-۲۰۲۶) به ۶ سال در دو سناریوی RCP2.6 و RCP4.5 افزایش ولی به ۳ سال در سناریوی RCP8.5 کاهش خواهد یافت. تعداد سال‌های معمولی برابر ۲۱، ۲۰ و ۲۵ سال تحت سه سناریوی RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 خواهد بود. تعداد سال‌های خشک نیز تحت این سه سناریو برابر ۳، ۴ و ۲ سال خواهند بود. به طور کلی، در دوره‌ی ۲۰۴۰ (۲۰۵۵-۲۰۲۶) تحت هر سه سناریو تعداد سال‌های ترسالی و معمولی افزایش ناچیزی خواهند داشت و تعداد سال‌های خشک‌سالی کاهش خواهد یافت. نتایج برای دوره‌ی دوم آنالیز یعنی ۲۰۷۰ (۲۰۸۵-۲۰۵۶) به شرح زیر است. تعداد سال‌های ترسالی در سناریوی RCP2.6 برابر ۵ سال و در دو سناریوی دیگر ۴ سال است. تعداد سال‌های معمولی نیز ۱۸، ۲۲ و ۲۱ سال در سه سناریو خواهد بود. تعداد سال‌های خشک‌سالی نیز ۷، ۴ و ۶ سال خواهند بود. بنابراین، نتایج نشان می‌دهند که در این دوره، تعداد سال‌های ترسالی تغییری نخواهند کرد؛ سال‌های معمولی کمی افزایش خواهند داشت؛ اما تعداد سال‌های خشک‌سالی به‌ویژه در سناریوهای RCP2.6 و RCP8.5 افزایش قابل ملاحظه‌ای خواهد داشت.

جدول ۳- طبقه‌بندی شاخص SPI

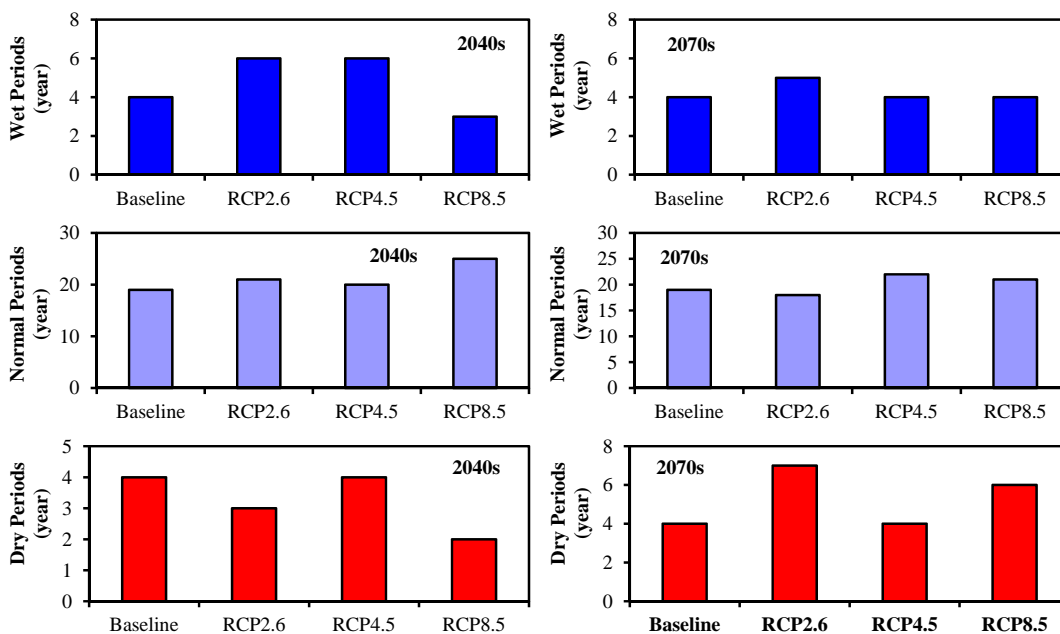
SPI	گروه اقلیمی
$\geq 2$	بسیار تر
۱/۵ - ۱/۹۹	خیلی تر
۱ - ۱/۴۹	نسبتاً تر
-۰/۹۹ - ۰/۹۹	معمولی
-۱ - ۱/۴۹	نسبتاً خشک
-۱/۵ - ۱/۹۹	خیلی خشک
$\leq -2$	بسیار خشک

### نتیجه‌گیری

در این مطالعه، اثر تغییر اقلیم بر روی متوسط بارش و دمای سالیانه، تغییرات شدت بارش‌ها با فراوانی مختلف و تغییرات طول دوره‌های ترسالی و خشک‌سالی در شمال استان فارس که دارای اقلیم خشک تا نیمه‌خشک



شکل ۴- شدت بارش (P) با دوره بازگشت‌های مختلف (T) در محدوده‌ی مورد مطالعه برای دوره‌ی مشاهداتی و سه سناریو (دو دوره)



شکل ۵- مقایسه تعداد سال‌های ترسالی، خشک‌سالی و نرمال در شرایط کنونی و آینده در محدوده‌ی مورد مطالعه

جدول ۴- تعداد دوره‌های بسیار تر یا EW (extremely wet)، خیلی تر یا VW (very wet)، نسبتاً تر یا MW (moderately wet)، نرمال یا N (normal)، نسبتاً خشک یا MD (moderately dry)، خیلی خشک یا SD (severely dry) و بسیار خشک یا ED (extremely dry) در ۶

## ایستگاه هواشناسی

ایستگاه	دوره مشاهداتی (۱۹۷۸-۲۰۰۵)							RCP2.6 (۲۰۲۶-۲۰۵۵)						
	EW	VW	MW	N	MD	SD	ED	EW	VW	MW	N	MD	SD	ED
آباده	۲	۱	۳	۱۷	۳	۲	۰	۱	۱	۴	۲۱	۰	۲	۱
چمریز	۲	۰	۳	۱۹	۰	۲	۲	۱	۰	۵	۲۲	۱	۱	۰
دهکده شهید	۲	۱	۰	۲۱	۲	۱	۱	۱	۲	۲	۲۲	۱	۲	۰
کافترا	۲	۰	۲	۲۱	۲	۰	۱	۰	۲	۲	۲۱	۴	۱	۰
مهرآباد رامجرد	۲	۰	۲	۱۹	۳	۰	۲	۰	۴	۴	۲۰	۱	۱	۰
موروزه	۲	۰	۴	۱۸	۲	۰	۲	۰	۴	۲	۲۲	۲	۰	۰
میانگین	۲	۰	۲	۱۹	۲	۱	۱	۱	۲	۳	۲۱	۲	۱	۰

ایستگاه	RCP4.5 (۲۰۲۶-۲۰۵۵)							RCP8.5 (۲۰۲۶-۲۰۵۵)						
	EW	VW	MW	N	MD	SD	ED	EW	VW	MW	N	MD	SD	ED
آباده	۳	۰	۳	۱۷	۳	۴	۰	۰	۳	۰	۲۲	۴	۱	۰
چمریز	۳	۱	۱	۲۳	۱	۰	۱	۰	۲	۳	۲۳	۲	۰	۰
دهکده شهید	۱	۳	۱	۲۱	۲	۲	۰	۰	۰	۳	۲۵	۱	۱	۰
کافترا	۲	۱	۲	۲۲	۳	۰	۰	۱	۰	۰	۲۶	۳	۰	۰
مهرآباد رامجرد	۱	۲	۴	۱۹	۲	۱	۱	۱	۰	۱	۲۸	۰	۰	۰
موروزه	۳	۲	۱	۱۸	۳	۱	۲	۱	۰	۱	۲۷	۱	۰	۰
میانگین	۲	۲	۲	۲۰	۲	۱	۱	۱	۱	۱	۲۵	۲	۰	۰

ایستگاه	دوره مشاهداتی (۱۹۷۸-۲۰۰۵)							RCP2.6 (۲۰۵۶-۲۰۸۵)						
	EW	VW	MW	N	MD	SD	ED	EW	VW	MW	N	MD	SD	ED
آباده	۲	۱	۳	۱۷	۳	۲	۰	۰	۱	۵	۲۰	۲	۱	۱
چمریز	۲	۰	۳	۱۹	۰	۲	۲	۰	۱	۳	۱۸	۵	۱	۲
دهکده شهید	۲	۱	۰	۲۱	۲	۱	۱	۰	۱	۲	۲۱	۳	۳	۰
کافترا	۲	۰	۲	۲۱	۲	۰	۱	۰	۱	۶	۱۹	۱	۱	۲
مهرآباد رامجرد	۲	۰	۲	۱۹	۳	۰	۲	۰	۰	۴	۱۶	۶	۳	۱
موروزه	۲	۰	۴	۱۸	۲	۰	۲	۱	۰	۲	۱۶	۷	۳	۱
میانگین	۲	۰	۲	۱۹	۲	۱	۱	۰	۱	۴	۱۸	۴	۲	۱

ایستگاه	RCP4.5 (۲۰۵۶-۲۰۸۵)							RCP8.5 (۲۰۵۶-۲۰۸۵)						
	EW	VW	MW	N	MD	SD	ED	EW	VW	MW	N	MD	SD	ED
آباده	۱	۰	۲	۲۴	۳	۰	۰	۳	۰	۲	۲۱	۳	۱	۰
چمریز	۰	۱	۲	۲۱	۵	۱	۰	۱	۲	۲	۱۸	۵	۱	۱
دهکده شهید	۰	۲	۴	۱۸	۵	۰	۱	۳	۰	۱	۱۷	۷	۲	۰
کافترا	۳	۰	۰	۲۱	۲	۴	۰	۰	۱	۰	۲۷	۲	۰	۰
مهرآباد رامجرد	۱	۰	۴	۲۲	۲	۱	۰	۱	۰	۲	۲۰	۳	۴	۰
موروزه	۰	۰	۱	۲۶	۳	۰	۰	۲	۰	۰	۲۴	۲	۲	۰
میانگین	۱	۱	۲	۲۲	۳	۱	۰	۲	۱	۱	۲۱	۴	۲	۰

## منابع

۲. بابایی فیینی ا.، قاسمی ا. و فتاحی ا. ۱۳۹۳. بررسی

اثر تغییر اقلیم بر روند نمایه‌های حدی بارش ایران

زمین. نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی. ۳:

۱۰۳-۸۵.

۳. خورانی ا. و جمالی ز. ۱۳۹۵. اثر تغییر اقلیم بر

۱. الماسی پ. سلطانی س. گودرزی م. و مدرس ر.

۱۳۹۵. بررسی اثرات تغییر اقلیم بر رواناب سطحی

در حوضه آبخیز بازفت. علوم آب و خاک. ۷۸: ۳۲-

۵۹.

- Hydrology and Earth System Sciences. 16: 4581-4601.
12. Alijani B. and Harman J. R. 1985. Synoptic Climatology of Precipitation in Iran. *Annals of the Association of American Geographers*. 75(3): 404-416.
  13. Beyglou M. Khoshakhlagh F. and Ovji R. 2009. The seasonal location and frequency of cyclone tracks of wet periods in middle-western Iran. *Physical Geography Research Quarterly*. 68: 71-84.
  14. Bonaccorso B. Bordi I. Cancelliere A. Rossi G. and Sutera A. 2003. Spatial variability of drought: an analysis of the SPI in Sicily, *Water Resources Management*. 17: 273-296.
  15. Chow V. T. Maidment D. R. and Mays L. 1988. *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New York. 572 p.
  16. Ehsani N. Vörösmarty C. J. Fekete B. M. and Stakhiv E. Z. 2017. Reservoir operations under climate change: Storage capacity options to mitigate risk. *Journal of Hydrology*. 555: 435-446.
  17. Evans J. P. 2009. 21st century climate change in the Middle East. *Climatic Change*. 92: 417-432.
  18. Fakhri M. Farzaneh M. R. Eslamian S. and Khordadi M. J. 2012. Confidence interval assessment to estimate dry and wet spells under climate change in Shahrekord station, Iran. *Journal of Hydrologic Engineering*. 18: 911-918.
  19. Giorgi F. and Lionello P. 2008. Climate change projections for the Mediterranean region, *Global and Planetary Change*. 63: 90-104.
  20. Huber M. and Knutti R. 2011. Anthropogenic and natural warming inferred from changes in Earth's energy balance, *Nature Geoscience*. 5: 31-36.
  21. Intergovernmental Panel on Climate Change. 2014. In: Pachauri R.K. and Meyer L. (ed) *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (AR5)*. Geneva, Switzerland. 1-151
  22. Javanmard S. Emamhadi M. BodaghJamali J. and Didehvarasl A. 2017. Spatial-temporal analysis of drought in Iran using SPI during a long - term period, *Earth Sciences*. 6(2): 15-29.
  23. Kabiri R. Bai V. R. and Chan A. 2015. Assessment of hydrologic impacts of climate change on the runoff trend in Klang Watershed, Malaysia. *Environmental Earth Sciences* 73: 27-37.
  24. Kousari M. R. and Asadi Zarch M. A. 2011. Minimum, maximum, and mean annual temperatures, relative humidity, and شدت و مدت خشک‌سالی در ایستگاه‌های خشک و نیمه‌خشک (بندرعباس و شهرکرد) تحت مدل HadCM3. *جغرافیا و برنامه‌ریزی*. ۵۷: ۱۱۵-۱۳۱.
  ۴. روشن غ. و قانقرمه ع. ۱۳۹۳. احتمال تأثیر تغییر اقلیم بر نوسانات منحنی شدت و فراوانی بارش موثر در ایستگاه‌های شمال غرب ایران. *جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*. ۲: ۶۱-۸۴.
  ۵. سهیلی ا. ملکی‌نژاد ح. و اختصاصی م. ۱۳۹۶. تحلیل روند خشک‌سالی‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی در مناطق نیمه‌خشک ایران (مطالعه موردی: حوزه آبخیز سد درودزن). *مدیریت بیابان*. ۹: ۳۱-۴۵.
  ۶. صلاحی ب. فاطمی‌نیا ف. و حسینی م. ۱۳۹۳. ارزیابی تغییرات اقلیمی آینده استان اصفهان با استفاده از مدل‌های BCM2 و HadCM3 در محیط ریزگردان LARW-WG. *مطالعات جغرافیایی مناطق خشک*. ۱۶: ۵۵-۷۱.
  ۷. طحان م. عابدینی ا. کوزه‌گران س. و خندان‌رو م. ۱۳۹۴. ارزیابی تغییر اقلیم استان خراسان جنوبی با استفاده از مدل‌های پیش‌بینی اقلیمی مطالعه موردی: شهرستان بیرجند. *پنجمین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم، تهران، سازمان هواشناسی*. ۱-۱۷.
  ۸. نیک‌بخت شهبازی ع. ۱۳۹۶. ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر بارندگی و دما در حوضه آبریز سد کارون ۳. *محیط‌زیست و مهندسی آب*. ۲: ۱۳۳-۱۴۳.
  ۹. یعقوب‌زاده م. احمدی م. برومندنسب س. و حقایقی مقدم س. ا. ۱۳۹۵. اثر تغییر اقلیم بر روند تغییرات تبخیر-عرق در طی دوره رشد گیاهان مزارع آبی و دیم با استفاده از مدل‌های AOGCM. *نشریه پژوهش آب در کشاورزی*. ۳۰(۴): ۵۱۱-۵۲۳.
  10. Aguilera H. and Murillo J.M. 2009. The effect of possible climate change on natural groundwater recharge based on a simple model: a study of four karstic aquifers in SE Spain. *Environmental Geology*. 57: 963-974.
  11. Ali R. McFarlane D. Varma S. Dawes W. Emelyanova I. and Hodgson G. 2012. Potential climate change impacts on the water balance of regional unconfined aquifer systems in south-western Australia.

37. Wada Y. Van Beek L. Van Kempen C. Reckman J. W. T. M. Vasak S. and Bierkens M. F. P. 2010. Global depletion of groundwater resources, *Geophysical Research Letters*. 37(20): 1-5.
25. Lee C. H. Chen W. P. and Lee R. H. 2006. Estimation of groundwater recharge using water balance coupled with base-flow-record estimation and stable-base-flow analysis, *Environmental Geology*. 51: 73-82.
26. Mariotti A. Zeng N. Yoon J. H. Artale V. Navarra A. Alpert P. and Li L. Z. X. 2008. Mediterranean water cycle changes: transition to drier 21st century conditions in observations and CMIP3 simulations, *Environmental Research Letters*. 3(4): 1-8.
27. Naderi M. and Raeisi E. 2016. Climate change in a region with altitude differences and with precipitation from various sources, South-Central Iran. *Theoretical and Applied Climatology*. 124: 529-540.
28. Rajabi A. and Shabanlou S. 2012. Climate index changes in future by using SDSM in Kermanshah, Iran. *Journal of Environmental Research and Development*. 7(1): 37-44.
29. Raziei T. Bordi I. and Pereira L. S. 2013. Regional drought modes in Iran using the SPI: the effect of time scale and spatial resolution. *Water Resources Management*. 27: 1661-1674.
30. Roshani A. Parak F. Hejazizade Z. and Ghaemi H. 2013. Studying the moisture flux over south and southwest of Iran: a case study from December 10 to 13, 1995 rain storm. *Earth Science Research*. 2(2): 34-39.
31. Semenov M. A. and Barrow E. M. 2002. LARS-WG: a stochastic weather generator for use in climate impact studies. User manual. 1-28.
32. Tabari H. and Hosseinzadeh Talae P. 2011a. Temporal variability of precipitation over Iran: 1966-2005. *Journal of Hydrology*. 396(3): 313-320.
33. Tabari H. and Hosseinzadeh Talae P. 2011b. Analysis of trends in temperature data in arid and semi-arid regions of Iran, *Global and Planetary Change*. 79(1): 1-10.
34. Tabari H. Somee B. S. and Zadeh M. R. 2011. Testing for long-term trends in climatic variables in Iran. *Atmospheric Research*. 100(1): 132-140.
35. Tsakiris G. and Vangelis H. 2004. Towards a drought watch system based on spatial SPI, *Water Resources Management*. 18: 1-12.
36. Ulbrich U. and Coauthors. 2006. The Mediterranean climate changes under global warming. In: Lionello P. Malanotte-Rizzoli P. and Boscolo R. (eds) *Mediterranean climate variability*. Elsevier, Amsterdam. 398-415.

