

واکاوی اثر سیگنال‌های اقلیمی بر بارش دوره‌های خشک و تر (مطالعه موردی: بخشی از حوزه آبخیز خلیج فارس و دریای عمان)

زهرا گرکانی نژاد مشیزی^۱ و ام‌البین بذرافشان^{۲*}

۱. دانشجوی دکتری، گروه مهندسی منابع طبیعی، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران
۲. استادیار، گروه مهندسی منابع طبیعی، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

(دریافت: ۹۶/۲/۱۱، پذیرش نهایی: ۹۷/۲/۲۵)

چکیده

در این مقاله به بررسی تأثیر شاخص‌های اقلیمی بر میزان بارش دو دوره خشک و تر در حوزه آبخیز خلیج فارس و دریای عمان با استفاده از تجزیه و تحلیل عاملی پرداخته شده است. لذا داده‌های دو دوره یادشده در ۲۲ ایستگاه باران‌سنجی در حوزه آبخیز خلیج فارس و دریای عمان و ۱۳ سیگنال اقلیمی در طی دوره آماری ۲۰۱۴-۱۹۷۰ مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به نتایج تحلیل عاملی داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار PAST از بین ۴۰ سیگنال اقلیمی، مشخص شد در دوره خشک در حوزه آبخیز خلیج فارس و دریای عمان، سه مؤلفه اصلی در مجموع ۹۶/۶ درصد از واریانس داده‌های اولیه را تبیین می‌کنند که برای مؤلفه اول، دوم و سوم به ترتیب، ۸۳/۱، ۹/۱ و ۲/۶ درصد می‌باشند و در دوره تر، سه مؤلفه ۹۷/۸ درصد از واریانس داده‌های اولیه را تبیین می‌کنند که مؤلفه اول، دوم و سوم، به ترتیب ۹۱/۱، ۴/۳ و ۲/۴ درصد از واریانس داده‌های اولیه را تبیین می‌کنند. مشخص شد که مهم‌ترین عوامل مؤثر بر تغییرات بارش در دوره خشک بر روی اقیانوس اطلس و پس از آن قطب (با واریانس ۹۲/۲ درصد) واقع شده است و بخش کمی از تغییرپذیری بارش (با واریانس ۲/۶ درصد) در دوره خشک مربوط به نوسانات چند دهه‌ای اقیانوس اطلس شمالی است؛ به طوری که در این دوره بالاترین همبستگی بین شاخص NAO و AO (به ترتیب ۱۰۰ و ۹۵ درصد) با ایستگاه‌های مورد مطالعه وجود دارد. در دوره تر مهم‌ترین کانون تغییرات از سوی قطب شمال و تغییرات دمای اقیانوس آرام جنوبی (با واریانس ۹۵/۴ درصد) واقع شده و پدیده نوسانات جنوبی تنها تغییرات کمی (۲/۴ درصد از واریانس) را بر عهده دارد. به طوری که در دوره تر، ۸۵ و ۶۵ درصد ایستگاه‌ها به ترتیب بالاترین همبستگی معنی‌دار را با شاخص AO و Nino1+2 دارند.

واژه‌های کلیدی: سیگنال‌های اقلیمی، تحلیل مؤلفه‌های اصلی، خلیج فارس و دریای عمان.

۱. مقدمه

برخورد دارند (والدز پیندا و همکاران، ۲۰۱۵). در سطح جهان تحقیقات قابل‌توجهی درباره تأثیر سیگنال‌های اقلیمی بر تغییرات بارش با استفاده از روش‌ها و مدل‌های مختلف صورت گرفته است که می‌توان به تأثیر انسو بر بارش در آمریکای جنوبی (آسیتونو و گارود، ۱۹۹۵)، تأثیر ال‌نینو بر بارش اروپا (ون اولدنبرگ و همکاران، ۲۰۰۰)، تأثیر شاخص نوسانات شمالی بر بارش اسپانیا (دیاز و رودریگو، ۲۰۰۳)، تأثیر NAO بر بارش ترکیه (تورکس و ارلت، ۲۰۰۵)، تأثیر نوسانات دمایی سطح اقیانوس هند بر بارش ملبورن استرالیا (مکانیک و همکاران، ۲۰۱۳)، تأثیر شاخص‌های دور پیوندی بر بارش شیلی (والدز پیندا و همکاران، ۲۰۱۵) و تأثیرات نوسانات

شناسایی عوامل مؤثر بر نوسان‌های بارش در فصول خشک و مرطوب و پیش‌بینی مقدار یا روند کلی آن نقش بسزایی در برنامه‌ریزی و توسعه منابع آب دارد، به همین دلیل در نواحی مختلف جهان تحقیقات زیادی در این زمینه در حال انجام است (ناظم السادات و شیروانی، ۱۳۸۳). یکی از عوامل تأثیرگذار بر بارندگی مناطق مختلف سیگنال‌های اقلیمی است. بررسی نتایج تحقیقات انجام شده در سطح جهان نشان می‌دهد، مناطقی در جهان وجود دارد که ارتباط بارندگی آن مناطق با پدیده‌های اقلیمی مشخص شده است، این پدیده‌ها به صورت شاخص‌های عددی بیان می‌شوند و از قابلیت تحلیل زمانی و مکانی و تبیین ارتباط آنها با پدیده‌های مختلف اقلیمی

شیروانی، ۱۳۸۳ و ۱۳۸۴؛ رسولی و همکاران، ۱۳۹۰، بیابانکی و همکاران، ۲۰۱۵؛ همبستگی متعارف (تیان و همکاران، ۲۰۱۷؛ ناظم السادات و شیروانی، ۱۳۸۳؛ هاشمی دین، ۱۳۹۲)، تحلیل متعامد تجربی (فریزیر و همکاران، ۲۰۱۷) و تحلیل طیفی سری زمانی و موجک (تامادون و همکاران، ۲۰۱۷؛ کالیمیز و همکاران، ۲۰۱۷؛ جلیلی و همکاران، ۱۳۹۰) اشاره نمود. این روش‌ها به‌طور گسترده‌ای در پژوهش‌های اقلیمی به‌کار برده شده‌اند. ناظم‌السادات و شیروانی (۱۳۸۴) با استفاده از تحلیل رگرسیون و تحلیل مؤلفه‌های اصلی، دمای سطح آب خلیج فارس را پیش‌بینی نمودند. نتایج نشان داد، دمای سطح زمستان سال قبل، تأثیر زیادی در آن دارد. رسولی و همکاران (۱۳۹۰) با استفاده از تحلیل مؤلفه‌های اصلی، ارتباط بین بارش‌های فصلی ایران و دمای پهنه‌های آبی منطقه‌ای را مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان داد بخش قابل ملاحظه‌ای از بارش کشور به دمای میانگین پهنه‌های آبی وابسته است.

در سواحل جنوبی ایران که بیشتر دارای اقلیم خشک و فراخشک است، ضریب تغییرات بارندگی بسیار زیاد است. میزان بارندگی در غرب آن از ۳۱۲ میلی‌متر با ارتفاع ۹۵۸ متری تا ۸۹ میلی‌متر در بخش جنوب شرق حوضه با ارتفاع ۱۵ متری در نوسان است. از نظر پراکنش مکانی بسیار نامنظم است به‌طوری‌که در غرب حوضه اغلب بارش در فصول سرد سال و در شرق حوضه بارش در تابستان رخ می‌دهد (عساکره و دوست‌کامیان، ۱۳۹۳) و طول دوره خشک و تر در آنها متفاوت است. لذا تعیین عوامل اقلیمی مؤثر بر بارش آن گام مهمی در برنامه‌ریزی و مدیریت منابع آب به‌شمار می‌آید. تحقیق حاضر به بررسی تأثیر شاخص‌های اقلیمی تأثیرگذار بر بارش سواحل جنوبی کشور در حوزه آبخیز خلیج فارس و دریای عمان می‌پردازد و اثرات پیچیده شاخص‌های اقلیمی را با استفاده از تکنیک‌های آماری چندمتغیره و تجزیه و تحلیل آماری شناسایی می‌نماید.

دمایی سطح اقیانوس آرام جنوبی در شبه‌جزیره عربستان (عبید و همکاران، ۲۰۱۸) اشاره نمود. ون اولدنبرگ و همکاران (۲۰۰۰)، ضمن بررسی ارتباط از دور ال‌نینو و بارش بهاره اروپا به تأثیر ال‌نینو بر بارش‌های بهاری در اروپا از طریق رگرسیون پرداخته‌اند. آنها بیان می‌کنند که تأثیر ارتباط از دور ال‌نینو بر بارش‌های بهاره اروپا بسیار قوی‌تر از بارش‌های زمستانه اروپا است. مکانیک و همکاران (۲۰۱۳) در بررسی اثر شاخص‌های ENSO و IOD (Indian Ocean Dipole) بر بارش ملبورن و اربست در ایالت ویکتوریای استرالیا، به وجود رابطه همبستگی معنی‌دار تأخیری بین بارش با شاخص‌های فوق پی بردند. در ایران نیز تأثیر برخی شاخص‌های اقلیمی بر بارش توسط محققینی در نقاط مختلف ایران اثبات شده است. ناظم‌السادات و شیروانی (۱۳۸۳، ۱۳۸۴) و کوره‌پژان دزفولی (۱۳۸۲)، تأثیر شاخص انسو و شاخص چندمتغیره انسو بر بارش در جنوب و جنوب غرب ایران را تأیید نمودند. نیکزاد (۱۳۸۹) تأثیر شاخص نوسانات شمالی، شاخص نوسانات جنوبی و شاخص چندمتغیره انسو بر بارش استان خوزستان را با استفاده از شاخص SPI بررسی نمود. نتایج نشان داد، وقایع خشک‌سالی بیشتر با وضعیت نرمال شاخص‌ها همراه بوده است. تأثیر انسو بر بارش کل ایران (زارع ابیانه و بیات ورکشی، ۱۳۹۱؛ ایلدرومی و همکاران، ۱۳۹۶) و تأثیر شاخص‌های دورپیوندی بر بارش فلات مرکزی ایران (قاسمیه و همکاران، ۱۳۹۶) اشاره نمود. قاسمیه و همکاران (۱۳۹۶)، تأکید می‌نمایند که با دور شدن از جنوب کشور، اثرات دورپیوندی بر شاخص SPI، ضعیف‌تر می‌شود.

در تشخیص همبستگی و تبیین مؤثرترین عوامل اقلیمی بر بارش و یا دسته‌بندی عوامل، می‌توان به روش‌های همبستگی پارامتری و ناپارامتری (ال هروگس و همکاران، ۲۰۱۷)؛ روش همبستگی متقاطع (دگوئینی و همکاران، ۲۰۱۷؛ قاسمیه و همکاران، ۱۳۹۶)؛ روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی (کانن و همکاران، ۲۰۰۷؛ ناظم‌السادات و

۲. مواد و روش‌ها

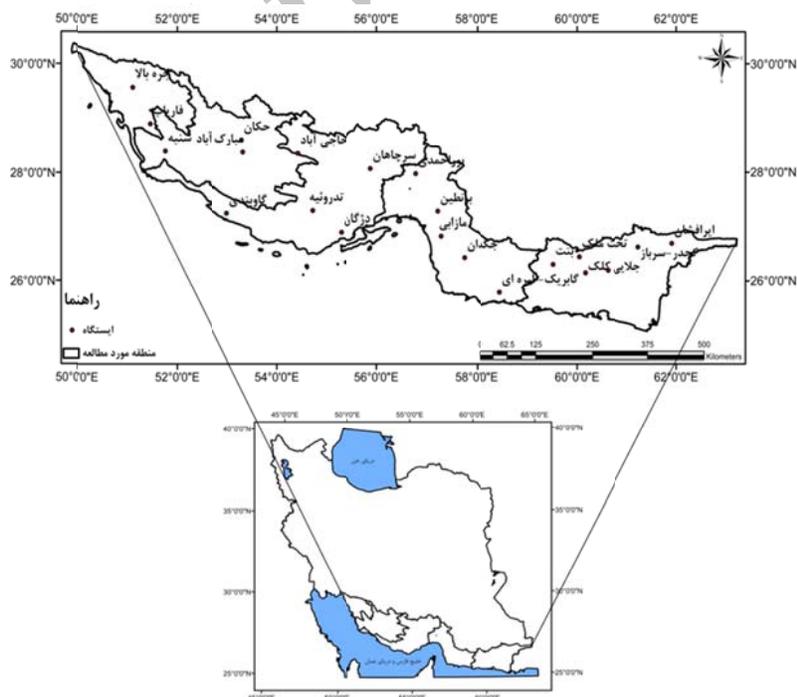
۲-۱. منطقه مورد مطالعه

حوزه آبخیز خلیج فارس و دریای عمان که قسمت‌های وسیعی از غرب، جنوب غرب و جنوب کشور را شامل می‌شود، دارای ۹ زیر حوزه درجه دو است. این حوزه با دارا بودن ۲۶۵ محدوده مطالعاتی بیشترین محدوده مطالعاتی را در بین حوزه آبخیزهای اصلی دارد. مساحت این حوزه بالغ بر ۳۷۷۶۶۸ کیلومتر مربع است (خضریان‌نژاد و همکاران، ۱۳۹۱). مهم‌ترین سیستم‌های تأمین‌کننده رطوبت و تأثیرگذار بر بارش منطقه را می‌توان سیستم‌های آبی نزدیک شامل خلیج فارس و دریای عمان و سیستم‌های آبی دور شامل اقیانوس هند، خلیج بنگال، دریای سرخ، دریای سیاه و مدیترانه عنوان نمود (رسولی و همکاران، ۱۳۹۰).

۲-۲. داده‌های مورد استفاده

در این پژوهش داده‌های دو فصل خشک و تر ۲۲ ایستگاه باران‌سنجی در حوزه آبخیز خلیج فارس و دریای عمان (جدول ۱ و شکل ۱) در سال‌های ۲۰۱۴-

۱۹۷۰ طی دو دوره خشک و تر مورد بررسی قرار گرفت. آمار ایستگاه‌های باران‌سنجی از شرکت آب منطقه‌ای هرمزگان جمع‌آوری شد. در شکل ۱ و جدول ۱ موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه ارائه شده است. قبل از تحلیل داده‌های باران در مرحله آماده‌سازی، آزمون نرمالیتی با آمون شاپیرو-ویلک (والد و ولفوویتز، ۱۹۵۱)، آزمون کفایت داده‌ها با استفاده از آزمون هارست (۱۹۵۱) و همگنی داده‌ها با استفاده از آزمون ران برای مقادیر میانگین (هلسل و هیرش، ۱۹۹۲) صورت پذیرفت. نحوه جداسازی دوره تر و خشک بر اساس منحنی آمبروترمیک (میربابایی و همکاران، ۲۰۱۳) صورت پذیرفت. بر این اساس، دوره خشک در بخش شرقی و مرکز خلیج فارس و دریای عمان، از ماه دسامبر تا فوریه (ماه آذر تا بهمن‌ماه) دوره تر و در ادامه دوره خشک از ماه مارس تا نوامبر (اسفندماه تا آبان‌ماه) دوره خشک مشخص شد. در بخش غربی خلیج فارس از ماه نوامبر تا فوریه (آبان تا بهمن‌ماه) دوره تر و مارس تا اکتبر (اسفند تا مهرماه) دوره خشک جدا گردید (جدول ۲).



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه و ایستگاه‌های باران‌سنجی مورد استفاده در حوزه آبخیز خلیج فارس و دریای عمان.

جدول ۱. مشخصات ایستگاه‌های مورد مطالعه در حوزه آبخیز خلیج فارس و دریای عمان.

موقعیت	نام زیرحوضه	ایستگاه	میانگین بارش در دوره خشک	میانگین بارش در دوره تر	ارتفاع از سطح دریا	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
غربی	حله	جره بالا	۱۲۵/۷	۱۸۴	۱۴۰	۵۱° ۰۷' ۱۲"	۲۹° ۳۴' ۱۲"
		فاریاب	۸۳/۳	۲۰۴	۶۴۰	۵۱° ۲۷' ۳۶"	۲۸° ۵۳' ۵۹"
	مند	شنبه	۹۹	۱۰۳	۲۴۰	۵۱° ۴۵' ۳۶"	۲۸° ۲۳' ۲۴"
		حکان	۱۱۰	۲۰۰	۹۵۸	۵۳° ۱۸' ۰۰"	۲۸° ۳۶' ۰۰"
		مبارک آباد	۹۹	۱۶۷	۷۰۰	۵۳° ۱۹' ۱۲"	۲۸° ۲۲' ۱۲"
مرکزی	کل مهران	گاوبندی	۸۰/۲	۱۲۰	۴۹۰	۵۳° ۰۰' ۰۰"	۲۷° ۱۴' ۲۴"
		تدروئیه	۵۲	۱۳۴	۵۰	۵۴° ۴۲' ۰۰"	۲۷° ۱۷' ۲۴"
		سرچاهان	۴۸	۱۳۷	۷۰۰	۵۵° ۵۲' ۴۸"	۲۸° ۳۶' ۰۰"
		دزگان	۳۵/۴	۱۱۳	۴۵	۵۵° ۱۶' ۱۲"	۲۶° ۵۴' ۰۰"
		حاجی آباد	۶۶	۱۶۳	۱۰۶۷	۵۴° ۲۴' ۳۶"	۲۸° ۲۱' ۰۰"
	بندرعباس - سدیح	مازایی	۶۴	۱۳۹	۶۰	۵۷° ۱۶' ۱۲"	۲۶° ۴۹' ۱۲"
		پوراحمدی	۴۹/۳	۱۵۸	۲۳۰	۵۶° ۴۶' ۱۲"	۲۷° ۵۸' ۱۲"
		برنظین	۶۳	۱۶۸	۱۳۰	۵۷° ۱۲' ۳۶"	۲۷° ۱۶' ۱۲"
		جگدان	۵۵	۱۹۸	۱۲۰	۵۷° ۴۴' ۲۴"	۲۶° ۲۵' ۴۸"
		گابریک لیره‌ای	۲۹/۷	۶۲	۱۵	۵۸° ۲۷' ۳۶"	۲۵° ۴۶' ۴۸"
شرقی	جنوب بلوچستان	قصرقند - چندوک	۱۵/۳	۱۵۰	۳۷۲	۶۰° ۳۶' ۳۶"	۲۶° ۱۱' ۲۴"
		کجدر سرباز	۱۷/۷	۱۱۲	۸۷۰	۶۱° ۱۳' ۴۸"	۲۶° ۳۷' ۱۲"
		تحت ملک	۱۹/۸	۱۵۶	۸۲۵	۶۰° ۰۲' ۲۴"	۲۶° ۲۶' ۲۴"
		ایرافشان	۸/۲	۱۰۰	۶۷۰	۶۱° ۵۴' ۳۶"	۲۶° ۴۱' ۲۴"
	بنت	بنت	۱۳/۷	۱۷۰	۵۷۰	۵۹° ۳۱' ۱۲"	۲۶° ۱۸' ۰۰"
		جلایی کلک	۱۶/۶	۱۴۰	۳۹۰	۶۰° ۰۹' ۳۶"	۲۶° ۰۹' ۰۰"
		اسفند	۹/۴	۱۱۹	۶۷۰	۵۹° ۰۳' ۳۶"	۲۶° ۵۲' ۴۸"

جدول ۲. دوره خشک و تر در حوزه آبخیز خلیج فارس و دریای عمان.

منطقه	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	ژوئیه	اوت	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
شرق و مرکزی	دوره خشک											
غربی	دوره تر											

۳-۲. شاخص‌های اقلیمی

به‌طور کلی شاخص‌های اقلیمی را به شش دسته تقسیم‌بندی می‌کنند (NOAA، ۲۰۱۸) که شامل الگوی پیوند از دور، الگوی اتمسفری (Atmosphere)، بارندگی (Precipitation)، انسو (ENSO)، دمای سطح اقیانوس آرام (SST Pacific) و دمای سطح اقیانوس اطلس (SST Atlantic) می‌باشد. مقادیر فوق به‌صورت استاندارد و نرمال شده موجود هستند که عناصر هر یک در جدول ۳ ارائه شده است (NOAA، ۲۰۱۸). این مقادیر از وب‌سایت نوا (www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/List/) تهیه گردید که در ادامه برخی از مهم‌ترین این عناصر شرح

داده می‌شود.

شاخص انسو در ارتباط با دو شاخص نوسانات جنوبی (SOI)، فشار سطح دریا (SLP: Sea Level Pressure) و دمای سطح دریا (SST: Sea Surface Temperature) در اقیانوس آرام استوایی است که مقدار منفی و مثبت آن بیانگر فازهای سرد و گرم انسو یا شرایط لانینا و ال‌نینو است (ریزی و همکاران، ۲۰۰۹). شاخص MEI ترکیبی از شش متغیر اصلی شامل فشار سطح دریا، مؤلفه‌های شمالی- جنوبی و شرقی- غربی بادهای سطحی، دمای سطح آب دریا، دمای سطحی هوا و مجموع مقدار ابرناکی در منطقه انسو می‌باشد که در ناحیه استوایی اقیانوس آرام

تغییرات اقلیمی است که مرکز تغییرات آن روی اقیانوس آرام و شمال آمریکا است و مقادیر (SST) و (SLP) در اقیانوس آرام شمالی (۲۰°N)، در شمال ایالات متحد آمریکا اندازه‌گیری می‌شود (مانتوا و هیر، ۲۰۰۲).

مشاهده شد. این شاخص به‌عنوان یکی از تأثیرگذارترین الگوهای پیوند از دور، اثرات غیرقابل انکاری بر روی نیمکره شمالی ایجاد می‌نماید (ولتر و تیملین، ۱۹۹۳). نوسان دهه‌ای اقیانوس آرام یا PDO الگوی نوسانی

جدول ۳. تقسیم‌بندی شاخص‌های اقلیمی (NOAA, ۲۰۱۸).

نام الگو	شاخص اقلیمی	توضیحات
پیوند از دور (Teleconnections)	NAO	نوسانات اطلس شمالی
	EPO	نوسانات آرام شرقی
	PDO	نوسانات دهه‌ای اقیانوس آرام
اتمسفر (Atmosphere)	WP	شاخص آرام غربی
	SOI	شاخص نوسانات جنوبی
انسو (ENSO)	QBO	نوسانات شبه دوسالانه
	MEI	شاخص انسوی چندمتغیره
	NINO 1,2	شاخص دمای سطحی شدید بخش شرقی اقیانوس آرام استوایی
	NINO 3	شاخص دمای سطحی بخش شرقی اقیانوس آرام استوایی
	NINO 3,4	شاخص دمای سطحی بخش مرکزی شرق اقیانوس آرام استوایی
	NINO 4	شاخص دمای سطحی بخش مرکزی اقیانوس آرام استوایی
	BEST	سری زمانی انسو دومتغیره
	NINO1,2	شاخص دمای سطحی بخش شرقی اقیانوس آرام استوایی
	NINO 3	شاخص دمای سطحی بخش شرقی اقیانوس آرام استوایی
	NINO 3,4	شاخص دمای سطحی بخش شرقی اقیانوس آرام استوایی
دمای سطح اقیانوس آرام (SST: Pacific)	NINO 4	شاخص دمای سطحی بخش مرکزی اقیانوس آرام استوایی
	TNI	شاخص تغییر یافته دمای اقیانوس آرام
	WHWP	استخر گرم نیمکره غربی
	PACWARM	استخر گرم آرام
	TNA	شاخص اطلس شمالی استوایی
	TSA	شاخص اطلس جنوبی حاره‌ای
	WHWP	استخر گرم نیمکره غربی
	AMO	نوسانات چند دهه‌ای اطلس
	CAR	شاخص دمای سطح کارائیب
	AMM	شاخص نصف‌النهاری اقیانوس اطلس
بارش (Precipitation)	Indian Monsoon	بارندگی در مناطق مرکزی هند
	SWMonsoon	میانگین بارندگی در سواحل آریزونا و نیومکزیکو
	Brazil	نوسانات بارندگی بخش شمال شرقی برزیل
	Sahel rainfall	بارش استاندارد شده ساحلی

۳. روش پژوهش

۳-۱. شاخص Z استاندارد شده باران در مقیاس فصلی

شاخص Z برای مقادیر بارش فصلی هر یک از ایستگاهها با استفاده از رابطه ۱ محاسبه شد. سپس شاخص Z در دو دوره تر و خشک با دو گام تأخیر نسبت به سیگنالهای اقلیمی ($Z_{(t-2)}$) برای تمامی ایستگاهها محاسبه شد.

$$Z_i = \frac{P_i - \bar{P}}{SD} \quad (1)$$

که Z_i مقدار پارامتر استاندارد شده در سال i ، P_i مقدار بارش در سال i و \bar{P} مقدار میانگین و انحراف معیار بارش در دوره آماری مورد بررسی هستند (مفیدی پور، ۱۳۹۱).

۳-۲. تجزیه و تحلیل عاملی

تحلیل عاملی روشی است که کاهش تعداد زیادی از متغیرهای وابسته به هم را به صورت تعداد کوچک تری از ابعاد پنهان امکان پذیر می سازد. در واقع نتیجه اصلی تحلیل عاملی این است که می توان از طریق برآورد ماتریس همبستگی و مقادیر ویژه بین متغیرهای نمونه گیری شده و با توجه به اشتراک بین آنها به تحلیل پدیده های پیچیده دست یافت. علاوه بر این از دلایلی که می توان برای اهمیت تجزیه و تحلیل عاملی ارائه داد این است که اولاً تجزیه و تحلیل عاملی ویژگی های وابسته به هم را که در رده بندی (تجزیه ی خوشه ای) مهم هستند، جدا می نماید. همچنین با استفاده از تجزیه ی عاملی، می توان بعد داده ها را کاهش داد تا از این طریق تعبیر مناسبی از برآورد اثرات متغیرها به دست آورد. لذا به منظور کاهش متغیرهای تأثیر گذار و مشخص نمودن مؤثرترین سیگنال های اقلیمی بر بارش در حوزه آبخیز خلیج فارس و دریای عمان، از روش تجزیه و تحلیل عاملی استفاده شد (ثقفیان و همکاران، ۱۳۸۸).

برای اطمینان از مناسب بودن داده ها برای تحلیل عاملی از ضریب KMO استفاده شد که مقدار آن همواره بین صفر و یک در نوسان است (در صورتی که مقدار $KMO < 0/5$

باشد، داده ها برای تحلیل عاملی مناسب نخواهد بود). سپس با توجه به مقدار ارزش ویژه (Eigen value) به دست آمده بر اساس روش مؤلفه های اصلی (PCA)، تمام عامل هایی که دارای ارزش ویژه بزرگ تر از یک باشند، به عنوان عامل های معنی دار انتخاب می شوند. در گام بعدی، برای نشان دادن اهمیت نسبی هر عامل از نسبت واریانس منظور شده برای هر عامل چرخش شده (چرخش واریماکس (Varimax)) استفاده شد. نهایتاً هر جا که متغیر، بیشترین مقدار مطلق بار عاملی را داشت و از نظر آماری نیز معنی دار بود، به عنوان متغیر تأثیر گذار انتخاب می گردد (مانلی، ۱۹۹۴؛ تجری و همکاران، ۱۳۹۴). این آماره از رابطه زیر محاسبه می شود.

$$KMO = \frac{\sum_{i=j} \sum r_{ij}^2}{\sum_{i=j} \sum r_{ij}^2 + \sum_{i=j} \sum a_{ij}^2} \quad (2)$$

در این تحقیق، با استفاده از روش تحلیل مؤلفه های اصلی تعداد متغیرهای سیگنال های اقلیمی از ۴۰ سیگنال در فصل تر به ۳ و در فصل خشک به ۴ سیگنال کاهش یافت که حدود ۹۰ درصد از واریانس بارش را تبیین می نماید. ارتباط بین عامل های اصلی و متغیرهای اولیه از طریق بارگوه ها که نشان دهنده ی میزان همبستگی بین متغیرهای اولیه و مؤلفه های اصلی هستند، مشخص می شود. برای تحلیل الگوهای اصلی بارش منطقه، توزیع مکانی بارگوه ها به تفکیک فصول تر و خشک رسم گردید. کانون های تغییر، مکان هایی هستند که بیشترین همبستگی را با عامل اصلی و بارش دارند.

ارتباط بین بارش های دوره تر و خشک با سیگنال های اقلیمی با استفاده از روش همبستگی رتبه ای کندال تائو-بی (رابطه ۳) در سطح ۹۵ درصد اطمینان بین مقادیر SPI و سیگنال های اقلیمی که قبلاً وزن عاملی آنها تعیین شده است، محاسبه شد.

$$r_s = \frac{n_c - n_d}{\sqrt{(T_0 - T_1)(T_0 - T_2)}} \quad (3)$$

که T_0 ، T_1 و T_2 به ترتیب از روابط زیر به دست می آیند:

منفی متعددی است. سال‌های ۱۹۹۸، ۲۰۰۱، ۲۰۰۸ و ۲۰۱۲ مقادیر فازهای منفی شاخص NAO بیش از حد نرمال است که در تمامی موارد، شاخص SPI دارای شرایط منفی اما تفاوت کمی با نرمال بوده است. از طرف دیگر در مورد شاخص AMO عموم فازهای رخ داده با SPI معکوس است. سال‌های با SPI کمتر از حد نرمال و AMO دارای شرایط بیشتر از حد نرمال است. این وقایع شامل سال‌های ۱۹۹۲، ۱۹۹۴، ۱۹۹۸ و طی سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۴ بوده است. در مورد شاخص AO نیز عموم وقایع هم جهت با SPI است با این تفاوت که برخی فازهای AO با شدت بالایی رخ داده است، مانند سال‌های ۱۹۹۸، ۲۰۰۴، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۲. بر اساس جدول ۴؛ همبستگی سیگنال‌های تأثیرگذار NAO بر مقدار SPI در دوره خشک ۰/۴۹۳ در سطح اعتماد ۹۵٪ است که این مقدار همبستگی برای AMO و AO به ترتیب ۰/۴۳۹- و ۰/۴۸۷ محاسبه شد.

در بررسی ارتباط سیگنال‌ها با بارش در دوره تر، شاخص AO با SPI از نظر فاز رخداد، هم فاز هستند که نشان‌دهنده‌ی ارتباط قوی و تقویت کننده AO بر آن است؛ اما طی برخی سال‌ها مانند سال ۱۹۹۷، ۱۹۹۹، ۲۰۰۶ و ۲۰۱۱ اختلاف قابل ملاحظه‌ای دیده می‌شود. در مورد SOI نیز طی دو دوره (۱۹۸۹ تا ۱۹۹۵ و ۲۰۱۱ تا ۲۰۱۴) اختلاف فاز قابل ملاحظه‌ای دیده می‌شود. در مورد شاخص Nino1+2 تا سال ۲۰۰۹ در فاز مثبت قرار دارد در حالی که طی این سال‌ها تغییرات SPI دارای نوسانات متعدد و گاه بالاتر از نرمال است. شاخص فوق از سال ۲۰۱۱ به بعد وارد فاز منفی می‌شود و روندی معکوس با تغییرات SPI را نشان می‌دهد. بر اساس جدول ۴؛ همبستگی مؤلفه‌های تأثیرگذار AO بر مقدار SPI در دوره تر ۰/۴۴۳ در سطح اعتماد ۹۵٪ است که این مقدار همبستگی برای SOI و Nino1+2 به ترتیب ۰/۴۸۹- و ۰/۴۰۲ محاسبه شد.

$$T_0 = \frac{n(n-1)}{2} \quad (4)$$

$$T_1 = \sum_k \frac{t_k(t_k-1)}{2} \quad (5)$$

$$T_2 = \sum_l \frac{u_l(u_l-1)}{2} \quad (6)$$

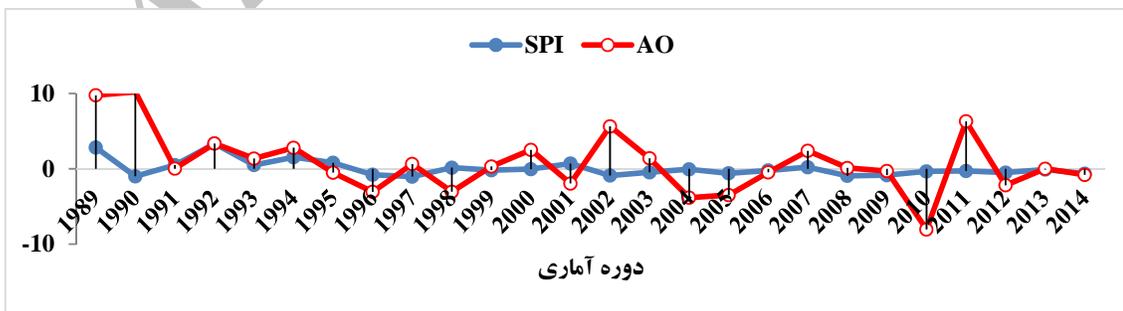
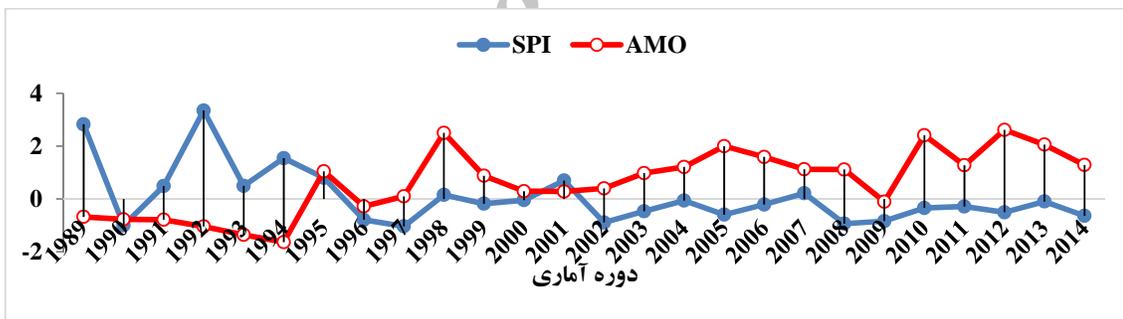
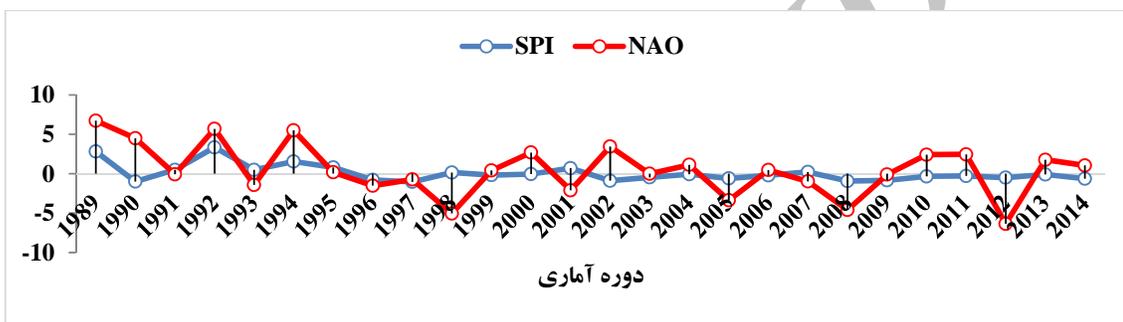
که t_k تعداد گره‌های مقادیر X در گروه kام، u_l تعداد گره‌های مقادیر Y در گروه lام، n تعداد مشاهدات، n_c تعداد جفت‌های همسان (موزون) و n_d تعداد جفت‌های ناموزون است. ذکر این نکته لازم است که وقتی سری داده‌های X و Y مرتب می‌شوند ممکن است اعداد یکسانی در سری وجود داشته باشند که در سری مرتب شده پشت سر هم قرار بگیرند. در نتیجه، به این اعداد یکسان متوالی نمی‌توان رتبه‌های مختلف داد و یک یا چند گره ایجاد می‌شود. تعداد این گره‌ها تشکیل گروه گره‌ها و هر گره شامل دو یا چند عدد یکسان متوالی است. منظور از جفت‌های همسان، تعداد حالتی است که رتبه اعداد در سری مرتب نشده (اولیه) X همسان با متغیر Y باشد؛ و جفت‌های ناهمسان، به زوج اعداد متغیر X و Y در سری مرتب نشده (اولیه) گفته می‌شود که رتبه‌های نابرابر دارند (نایت، ۱۹۹۶).

۴. نتایج و بحث

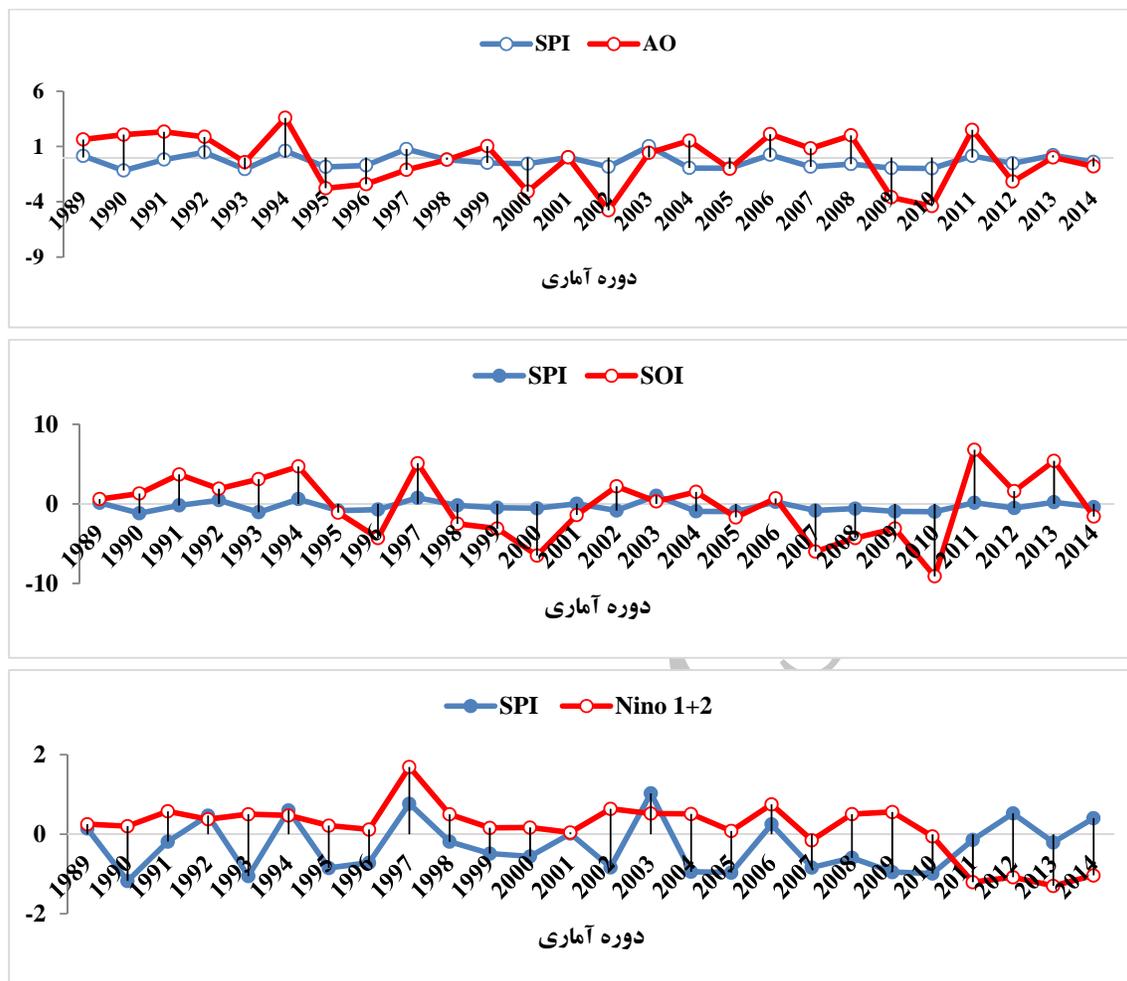
۴-۱. بررسی تغییرات سری زمانی مؤلفه‌های تأثیرگذار بر بارش در دوره خشک و تر
شکل ۲ و ۳ سری زمانی سیگنال‌های اقلیمی را در دوره‌های خشک و تر را نشان می‌دهد. در بررسی شاخص NAO در دوره خشک با شاخص SPI، نتایج نشان می‌دهد، عموم فازها مشابه است، اما نوسانات شاخص NAO بیشتر از حد نرمال است. در سال‌های ۱۹۸۹ تا ۱۹۹۵ شرایط دو شاخص بیش از حد نرمال بوده، اما از سال ۱۹۶۶ تا پایان دوره آماری مورد مطالعه عموم فازهای SPI منفی، اما طی این دوره NAO دارای فازهای مثبت و

جدول ۴. همبستگی بین سیگنال‌های اقلیمی با بارندگی در دوره خشک و تر.

شاخص SPI	سیگنال اقلیمی	دوره
۰/۴۴۳*	AO	تر
-۰/۴۸۹*	SOI	
۰/۴۰۲	Nino1+2	
۰/۴۸۷	AO	خشک
-۰/۴۳۹*	AMO	
۰/۴۹۳*	NAO	



شکل ۲. سری زمانی سیگنال‌های اقلیمی در دوره خشک با SPI در حوزه آبخیز خلیج فارس و دریای عمان.



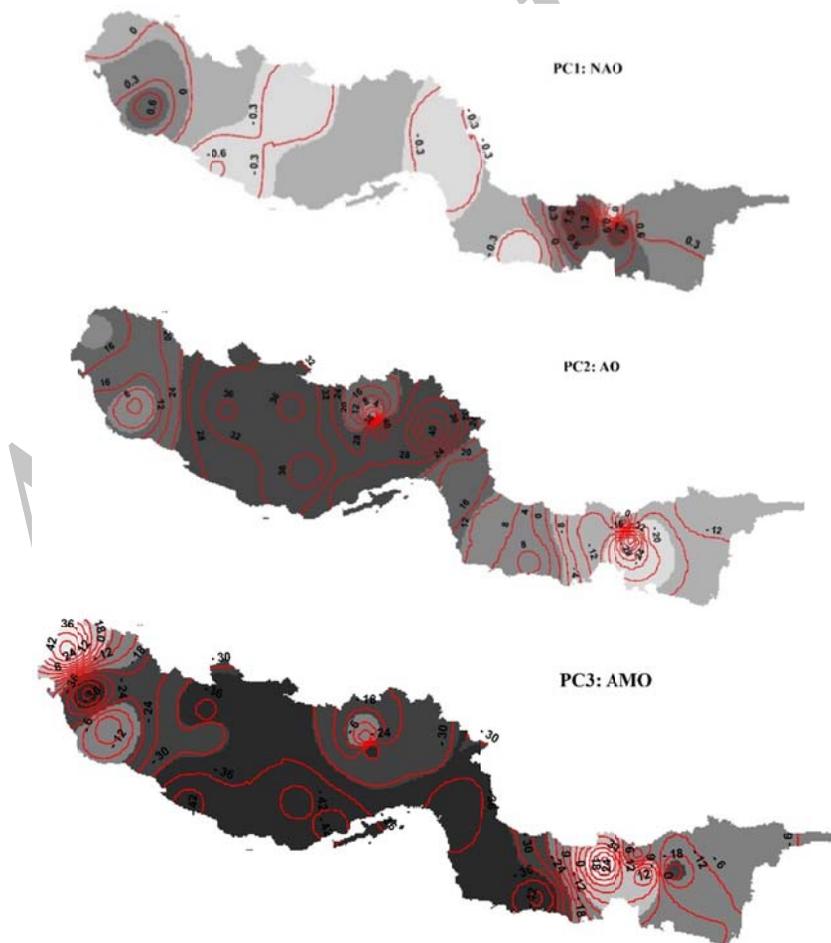
شکل ۳. سری زمانی سیگنال‌های اقلیمی در دوره تر با SPI در حوزه آبخیز خلیج فارس و دریای عمان.

متغیر بارش در آن مناطق وجود دارد، بارگویه منفی به مفهوم همبستگی معکوس با عامل بارش و بارگویه مثبت به مفهوم همبستگی مستقیم با عامل بارش است. بر اساس شکل ۴، سه سیگنال NAO، AO و AMO عوامل اصلی کنترل تغییرات بارش در دوره خشک می‌باشند. اولین عامل مؤثر بر تغییرات بارش در دوره خشک سال در حوزه‌های آبخیز جنوب کشور، نوسانات اقیانوس اطلس شمالی است که دارای سه کانون اصلی است در بخش شرقی و غربی دارای وزن عاملی مثبت (۰ تا ۱/۵) و در بخش مرکزی دارای وزن منفی (۰ تا -۰/۳) است. به این معنی که شاخص NAO در بخش‌های شرقی و غربی در دوره خشک سبب افزایش بارش و در بخش‌های مرکزی (استان هرمزگان و فارس و بخشی از بوشهر) سبب کاهش

۲-۴. تحلیل مؤلفه‌های اصلی بارش دوره تر و خشک در دوره خشک در حوزه آبخیز خلیج فارس و دریای عمان، سه مؤلفه اصلی در مجموع ۹۶/۶ درصد از واریانس داده‌های اولیه را تبیین می‌کنند که مؤلفه‌های اول، دوم و سوم به ترتیب، ۸۳/۱، ۹/۱ و ۲/۶ درصد از واریانس‌ها را تبیین می‌کنند. در دوره تر، سه مؤلفه ۹۷/۸ درصد از واریانس داده‌های اولیه را تبیین می‌نمایند که درصد تبیین دوره تر توسط مؤلفه‌های اول، دوم و سوم، به ترتیب ۹۱/۱، ۴/۳ و ۲/۴ درصد هستند. برای تحلیل الگوهای اصلی اثرگذار بر تغییرات بارش، توزیع مکانی بارگویه‌ها در دو فصل تر و خشک رسم شد و از این طریق کانون‌های اصلی تغییرات مشخص شد. کانون‌ها، تغییر مکان‌هایی هستند که در آنها بیشترین همبستگی بین عامل اصلی و

نقطه خلیج فارس در محدوده ایستگاه آبادان با مقدار بارگویه (۱۲ تا ۴۲) و محدوده ایستگاه قصرقند (۱۲ تا ۳۰) در سایر مناطق دارای وزن عاملی منفی است. بدین معنی که شاخص فوق در این مناطق در دوره خشک سبب افزایش بارش و در سایر مناطق سبب کاهش بارش می شود. در نهایت می توان بیان نمود، مقدار بارگویه ها در هر سه شاخص مورد بررسی در کانون های مشابه، الگوهای مشخصی را دنبال می کنند؛ یعنی در کانون بخش شرقی دریای عمان شاخص NAO سبب افزایش بارش و شاخص AO و AMO سبب کاهش بارش می شود و در بخش مرکزی NAO و AMO سبب کاهش بارش و شاخص AO سبب افزایش بارش و در کانون های غربی، هر سه شاخص سبب افزایش بارش در دوره خشک می گردد.

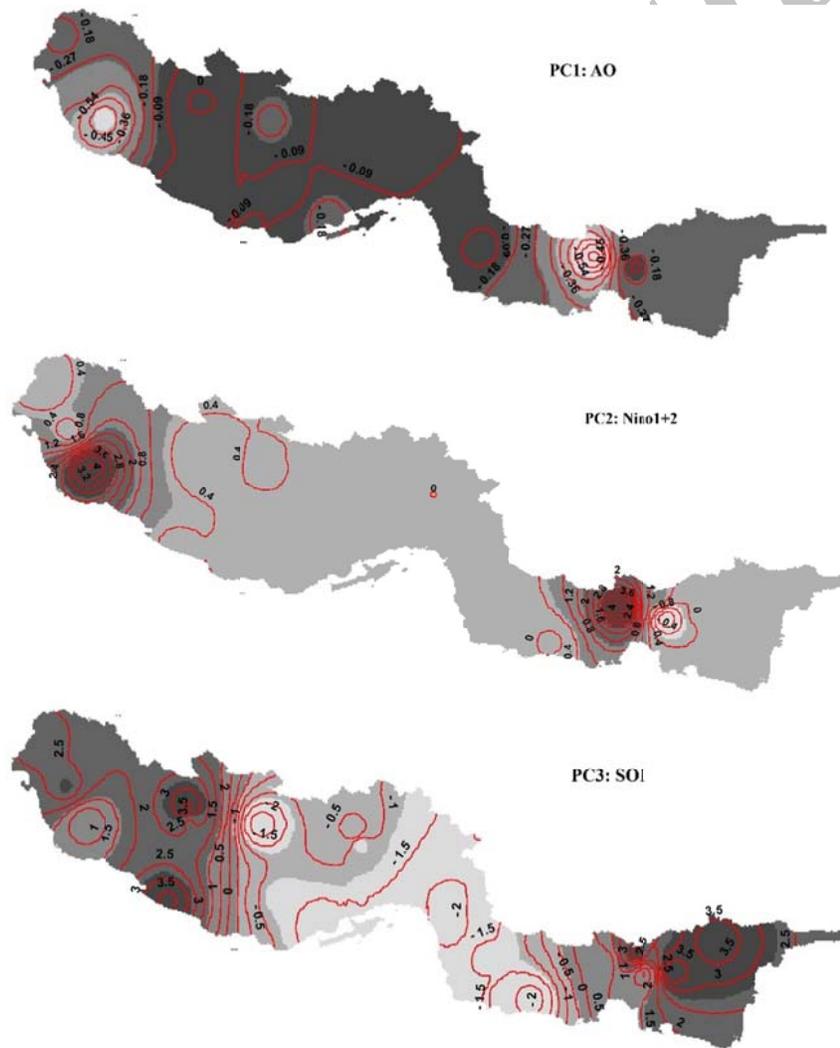
بارش می شود و قوی ترین تأثیر را در بخش های دریای عمان دارد. دومین عامل تغییرات بارش، شاخص نوسانات قطبی است که وزن عمالی آن از غرب به شرق کاهش و به سمت شرق اثرات آن معکوس می گردد. این شاخص دارای چهار کانون اصلی است که بالاترین مقدار بارگویه ها در بخش های مرکزی هرمزگان و غرب آن (مقدار بارگویه ۳۸ تا ۴۰) دیده می شود، حال آنکه این شاخص بر بارش بخش های زیادی از استان سیستان و بلوچستان مقدار بارگویه معکوس شده و از ۱۶- تا ۲۰- در نوسان است. بدین معنی که شاخص فوق در بخش های مرکزی و غربی تأثیر مثبت و در بخش های شرقی تأثیر منفی بر بارش دارد. سومین عامل بعدی نوسانات چند دهه ای اقیانوس اطلس است که دارای ۵ کانون اصلی اثرگذار بر بارش است. جز در غربی ترین و شرقی ترین



شکل ۴. الگوی بارگویه های سه مؤلفه اصلی بارش در دوره خشک (مقادیر آنومالی در ۱۰ ضرب شده اند).

تغییرات مؤلفه فوق در کانون اصلی اثرگذار ناشی از نوسانات AO در بخش شرقی $0/4-$ و در بخش غربی خلیج فارس $0/37-$ است. کمترین وزن شاخص AO در بخش مرکزی با میزان $0/1-$ است. این الگو بیشترین تأثیر را در کاهش بارش در دوره تر در مناطق یاد شده (شرق و غرب) دارد. دومین عامل مؤثر بر بارش دوره تر، نوسانات دمایی سطح اقیانوس آرام که کانون اصلی آن در شرق و غرب خلیج فارس و کمترین اثر را در بخش‌های مرکزی داشته است که دارای آنومالی مثبت و محدوده $1/6$ تا 4 است و در محدوده مرکزی بین 0 تا $0/4$ است.

شکل ۵، الگوی مربوط به بارگویه‌ها و کانون اصلی تغییر در دوره تر را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. در دوره تر سیگنال AO و Nino 1+2 و SOI (مؤلفه اصلی اول، دوم و سوم) مهم‌ترین عوامل اثرگذار بر تغییرات بارش هستند که در مجموع بالاترین درصد واریانس را تبیین نموده‌اند. مهم‌ترین عامل اثرگذار مؤلفه اول (نوسانات قطب شمال)، در دوره تر، در بخش‌های جنوبی حوزه آبخیز خلیج فارس و دریای عمان و بخش‌های غربی با دو کانون اصلی است و کمترین اثرات در بخش‌های مرکزی حوضه اتفاق افتاده است. متوسط



شکل ۵. الگوی بارگویه‌های سه مؤلفه اصلی بارش در دوره تر (مقادیر آنومالی در 10 ضرب شده‌اند).

مربوط به بخش‌های غربی خلیج فارس در آبادان و بخش‌هایی از جنوب استان بوشهر و استان فارس رخ داده است. از غرب به شرق میزان همبستگی در مؤلفه اول کاهش می‌یابد. در همبستگی مؤلفه اصلی دوم (سیگنال AO) با بارش در دوره خشک سال در حوزه آبخیز خلیج فارس و دریای عمان، ۹۵ درصد از ایستگاه‌ها دارای همبستگی منفی معنی‌دار هستند، بدین معنی که این الگو سبب کاهش بارش در حوزه‌های آبخیز خلیج فارس و دریای عمان می‌شود. در الگوی مؤلفه سوم (سیگنال AMO) از شرق به غرب این همبستگی معکوس شده و در نواحی شرقی در بخش‌هایی از جاسک، چابهار و میناب دارای همبستگی معکوس است و گاهی همبستگی‌ها بسیار پائین و بخش‌هایی از شرق هرمزگان نیز منفی است. در این دوره تعداد کل ایستگاه‌های با همبستگی معنی‌دار با مؤلفه سوم، ۱۸ ایستگاه است. تعداد کل ایستگاه‌های با همبستگی معنی‌دار مستقیم، ۶۰ درصد است.

اولین الگوی دوره تر (شکل ۷)، مبین شاخص AO است که با همبستگی بالا، مثبت و معنی‌دار در تمامی ایستگاه‌ها قرار دارد. در این الگو، بیش از ۸۶ درصد ایستگاه‌ها دارای همبستگی مثبت و معنی‌دار هستند. بالاترین معنی‌داری مربوط به میناب، رودان، جعین و بندرلنگه در استان هرمزگان در بخش‌های مرکزی خلیج فارس است. در الگوی دوم (سیگنال Nino1+2)، بالاترین همبستگی‌ها مربوط به بخش غربی خلیج فارس در استان خوزستان و فارس دیده می‌شود. بخش‌های مرکزی دارای همبستگی پائین و معکوس است. منطقه جاسک در استان هرمزگان نیز همبستگی مناسبی را با مؤلفه دوم نشان می‌دهد. در الگوی مؤلفه سوم (شاخص SOI)، تمام ایستگاه‌ها دارای همبستگی مثبت اما عموم ایستگاه‌ها دارای همبستگی پائین اما معنی‌دار هستند. بالاترین همبستگی در بخش غربی رخ داده است و بخش‌های شرقی دارای همبستگی پایینی است.

این الگو با آنومالی مثبت روی خلیج فارس و دریای عمان، سبب افزایش بارش در غرب و شرق می‌شود. سومین مؤلفه مؤثر، سیگنال نوسانات جنوبی است که با آنومالی مثبت (محدوده بارگویه ۱/۵ تا ۳/۵) در غرب و شرق خلیج فارس، بیشترین تأثیر را در افزایش بارش در این مناطق و کاهش بارش در بخش‌های مرکزی داشته است (محدوده بارگویه ۰/۵- تا ۲-). در جمع‌بندی الگوی بارگویه‌ها بر بارش در دوره تر، عموم الگوها در بخش‌های غربی و شرقی مشابه و متفاوت با بخش مرکزی در بخش‌هایی از استان هرمزگان است. وزن بارگویه‌ها در بخش‌های مرکزی به ترتیب در AO (۰ تا -۰/۱۸)، Nino1+2 (۰ تا ۰/۱) و SOI (-۰/۵ تا ۲-) که کمترین وزن بارگویه‌ها را دوره تر در ایستگاه‌ها به خود اختصاص می‌دهد، بدین مفهوم که هر الگویی که سبب افزایش بارش در دوره تر در بخش شرقی و غربی می‌شود، در بخش مرکزی سبب کاهش بارش می‌گردد و یا وزن کمتری نسبت به سایر مناطق دارد.

۳-۴. بررسی همبستگی بین سیگنال‌های اقلیمی و بارش

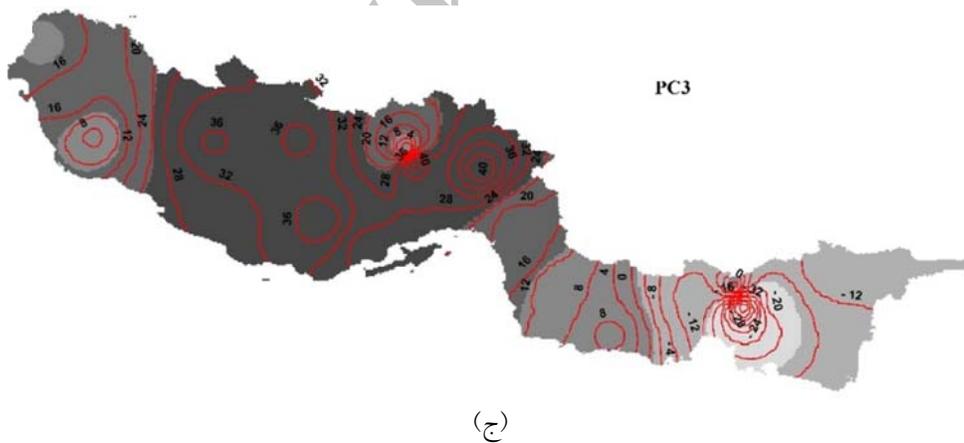
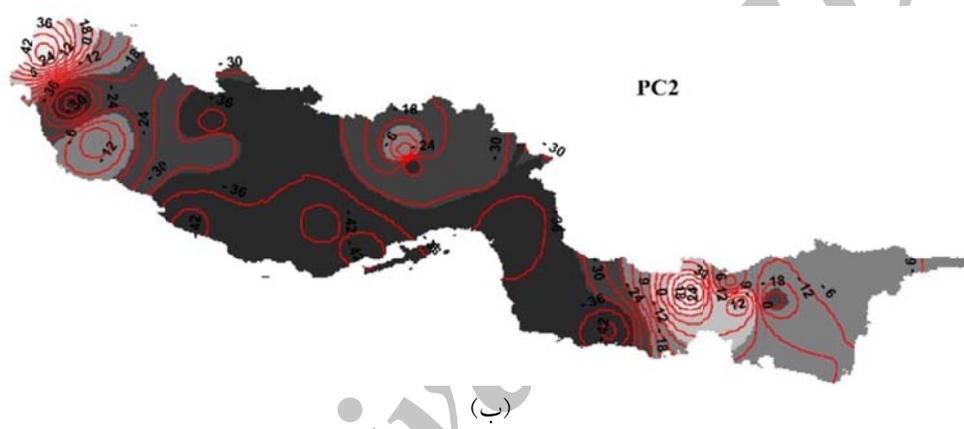
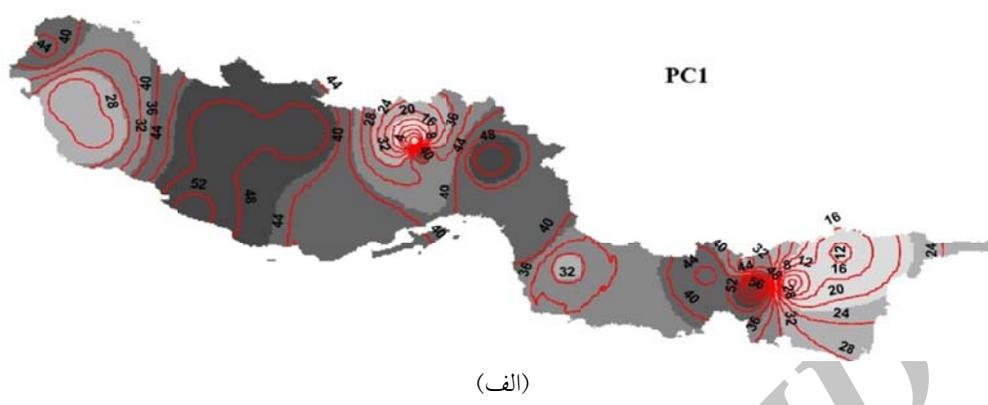
فصل تر و خشک

پس از طبقه‌بندی الگوهای دوره تر و خشک سیگنال‌های اقلیمی با بارش، همبستگی بین مقادیر SPI با سیگنال‌های اقلیمی محاسبه شد. همبستگی بین سیگنال‌های اقلیمی و میزان بارش دوره تر و خشک در محیط نرم‌افزارهای SPSS با استفاده از روش همبستگی رتبه‌ای کندال تائو-بی برآورد گردید.

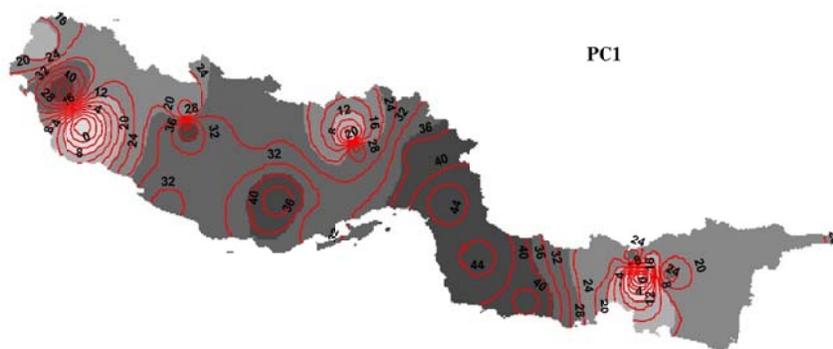
۴-۴. همبستگی سیگنال‌های اقلیمی با بارش در دوره

خشک

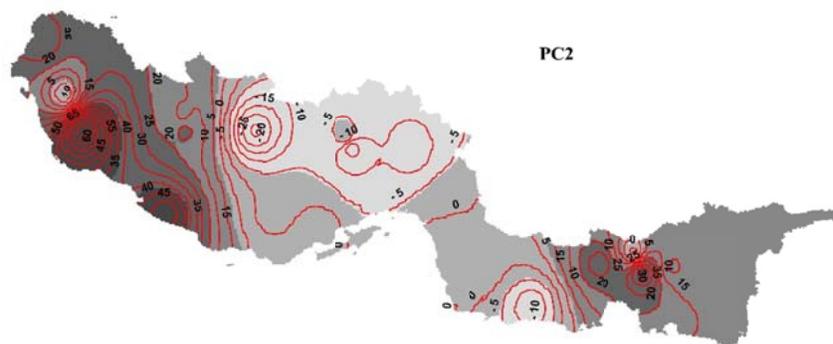
در دوره خشک بین بارش با سیگنال‌های اقلیمی NAO (شکل ۶) در نواحی غربی خلیج فارس در استان‌های خوزستان، فارس، بوشهر و هرمزگان دارای همبستگی بالا و معنی‌دار است. بالاترین درصد همبستگی معنی‌دار



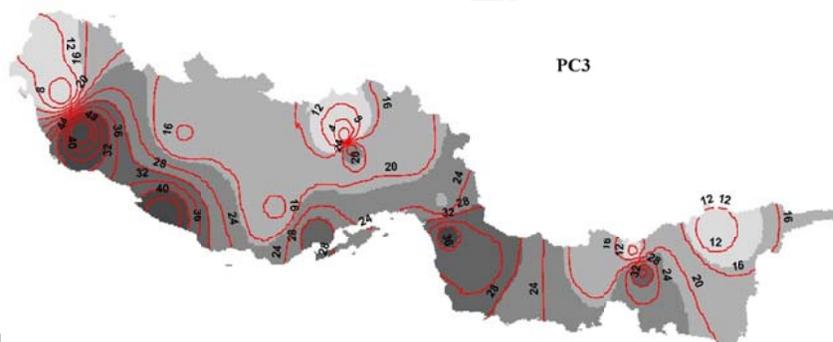
شکل ۶. همبستگی بین مؤلفه‌های اصلی سیگنال‌های اقلیمی با بارندگی دوره خشک به ترتیب الف (مؤلفه اول NAO)، ب (مؤلفه دوم AO) و ج (مؤلفه سوم AMO).



(الف)



(ب)



(ج)

شکل ۷. همبستگی بین مؤلفه‌های اصلی سیگنال‌های اقلیمی با بارندگی دوره تر به ترتیب الف (مؤلفه اول AO)، ب (مؤلفه دوم Nino1+2) و ج (مؤلفه سوم SOI).

۵. نتیجه‌گیری

مطالعه فوق با هدف بررسی تأثیر شاخص‌های اقلیمی بر میزان بارش در دو دوره خشک و تر در حوزه آبخیز خلیج فارس و دریای عمان با استفاده از تجزیه و تحلیل عاملی انجام شد. بر اساس نتایج به دست آمده مشخص شد که سه عامل اصلی در دوره تر و سه عامل در دوره خشک مسبب بارش‌ها در حوزه آبخیز خلیج فارس و دریای عمان هستند. بررسی مؤلفه‌های اصلی نشان می‌دهد، در دوره

خشک سال، مهم‌ترین عوامل تغییرات بارش شاخص‌های NAO، AO و AMO و در دوره تر سال شاخص‌های AO، Nino1+2 و SOI هستند. در دوره خشک سال، شاخص نوسانات اقیانوس اطلس و نوسانات قطب شمال بالاترین همبستگی مثبت را با ایستگاه‌های مورد مطالعه دارند به طوری که به ترتیب ۱۰۰٪ و ۹۵٪ ایستگاه‌ها دارای همبستگی معنی‌دار هستند و شاخص AMO کمترین تأثیر را در تغییرات بارش در

ایران، نشریه دانش آب‌و خاک، (۲) ۲۷، ۱۵۶-۱۴۳.

تجری، ع.، بابانژاد، م.، کاردل، ف. و سلیمانی، ک.، ۱۳۹۴، واکوی عوامل تأثیرگذار بر خشک‌سالی هیدرولوژیک (مطالعه موردی: حوضه‌های آبخیز استان لرستان). مجله آمایش جغرافیایی فضا، فصلنامه علمی- پژوهشی دانشگاه گلستان، (۱۶) ۵، ۱۵۱-۱۶۴.

تقیان، ب.، قرمزچشمه، ب.، سمیعی، م. و عاشقی، ر.، ۱۳۸۸، عوامل مؤثر بر رسوب‌دهی معلق حوضه‌های آبخیز جنوب غربی ایران. مجله مهندسی و مدیریت آبخیز، (۳) ۱، ۱۵۳-۱۴۰.

جلیلی، ش.، مرید، س.، بناکار، ا. و نامدار قنبری، ر.، ۱۳۹۰، ارزیابی تأثیر شاخص‌های اقلیمی NAO و SOI بر تغییرات تراز دریاچه ارومیه، کاربرد روش‌های آنالیز طیفی سری‌های زمانی، نشریه آب‌و خاک (علوم و صنایع کشاورزی) ۲۵، ۱۴۹-۱۴۰.

حجازی‌زاده، ز.، فتاحی، ا.، سلیقه، م. و ارسلانی، ف.، ۱۳۹۲، بررسی تأثیر سیگنال‌های اقلیمی بر بارش ناحیه مرکزی ایران با استفاده از شبکه عصبی مصنوعی. نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، (۱۳) ۲۹، ۸۵-۷۹.

خضریان‌نژاد، ن.، حجام، س.، میرزایی، ا. و مشکواتی، ا.ح.، ۱۳۹۱، پیش‌بینی رواناب حوضه آبریز تیره با استفاده از پیش‌بینی کمی بارش خروجی مدل WRF. نشریه پژوهش‌های اقلیمی، (۱۲) ۱۳۹۱، ۷۵-۶۳.

رسولی، ع.ا.، بابائیان، ا.، قائمی، ه. و زوار رضا، پ.، ۱۳۹۰، ارتباط بین بارش‌های فصلی ایران و دمای پهنه‌های آبی منطقه‌ای، نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، (۲) ۵۶، ۹۱-۶۹.

زارع‌ایبانه، ح. و بیات ورکشی، م.، ۱۳۹۱، مطالعات تأثیرپذیری تعداد روزهای بارانی از پدیده انسو در ایران، پژوهش‌های حفاظت آب‌و خاک (علوم کشاورزی و منابع طبیعی)، (۱) ۱۹، ۳۹-۲۱.

ساکره، ح. و دوستکامیان، م.، ۱۳۹۳، تغییرات زمانی و مکانی آب قابل بارش در جو ایران‌زمین، تحقیقات

دوره خشک سال داشته است. هرچند شاخص AMO نیز از مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار بر بارش است اما نقش NAO و AO به‌عنوان مهم‌ترین عوامل در تقویت بارش‌ها بوده و AMO در اولویت بعدی قرار می‌گیرد. بسیاری از محققین از جمله تجری و همکاران (۱۳۹۴)؛ فاتحی مرج و همکاران (۱۳۸۵)، کوره‌پزان دزفولی (۱۳۸۲)؛ حجازی‌زاده و همکاران (۱۳۹۲) تأثیر شاخص NAO و AO را بر بارش در ایران تأیید کرده‌اند. در دوره تر سال سه شاخص AO، Nino1+2 و SOI بیش از ۹۰ درصد واریانس‌ها را تبیین نمودند که دو شاخص AO و Nino1+2 بالاترین همبستگی مثبت را با ایستگاه‌های مورد مطالعه نشان داد و شاخص SOI دارای همبستگی معکوس بر بارش در دوره تر معرفی گردید. نتایج محققینی چون ناظم‌السادات و همکاران (۱۳۸۶) و قاسمیه و همکاران (۱۳۹۶)، عزیززاده و همکاران (۱۳۹۰) تأثیر مثبت شاخص‌های دمایی سطح اقیانوس آرام و تأثیر معکوس شاخص نوسانات جنوبی بر بارش ایران را گزارش نمودند. میانگین همبستگی معنی‌دار توسط دو شاخص NAO و AMO در فصل خشک سال ۹۷/۵ درصد و در فصل تر سال ۷۵ درصد توسط دو شاخص AO و Nino1+2 می‌باشد، بدین معنی که بخش قابل توجهی از بارش‌ها در سواحل جنوبی کشور توسط اقیانوس آرام جنوبی، اقیانوس اطلس شمالی و قطب شمال تبیین می‌شود.

نتایج این تحقیق از این نظر حائز اهمیت است که عمده مطالعات تاکنون در قالب چهار فصل و یا سالانه صورت گرفته و کمتر به بررسی وزن عاملی سیگنال‌های اقلیمی بر بارش در دوره خشک و تر پرداخته‌اند. لذا نتایج این تحقیق می‌تواند به‌عنوان یکی از تحقیقات کارگشا و راهبردی در پیش‌بینی بارش در سواحل جنوبی کشور مورد استفاده قرار گیرد.

مراجع

ایلدرومی، ع.، نوری، ح. و بیات‌ورکشی، م.، ۱۳۹۶، بررسی ارتباط بین پدیده انسو و وقوع خشک‌سالی در

- منابع آب ایران، ۱۰(۱)، ۷۲-۸۶.
- علیزاده، ا.، عرفانیان، م. و انصاری، ح.، ۱۳۹۰، بررسی الگوهای پیوند از دور مؤثر بر پارامترهای بارش و دما (مطالعه موردی: ایستگاه سینوپتیک مشهد). نشریه آبیاری و زهکشی ایران، ۲(۵)، ۱۸۵-۱۷۶.
- فاتحی مرج، ا.، برهانی داریان، ع. ر. و مهدیان، م. ح.، ۱۳۸۵، پیش‌بینی بارش فصلی با استفاده از پیوند از دور: مطالعه موردی حوزه آبریز دریاچه ارومیه. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، ۳(الف)، ۵۷-۴۵.
- قاسمیه، ه.، بذرافشان، ا. و بخشایش‌منش، ک.، ۱۳۹۶، پیش‌بینی بارش ماهانه با استفاده از الگوهای پیوند از دور و شبکه عصبی مصنوعی (مطالعه موردی: حوزه فلات مرکزی ایران). مجله فیزیک زمین و فضا، ۲(۴۳)، ۴۱۸-۴۰۵.
- کوره‌پزان دزفولی، ا.، ۱۳۸۲، تأثیر سیگنال‌های هواشناسی در پیش‌بینی تغییرات بارش، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه امیرکبیر، ۱۲۳ ص.
- مفیدی‌پور، ن.، ۱۳۹۱، بررسی رابطه خشک‌سالی هواشناسی و هیدرولوژیکی در حوضه آبخیز اترک.
- De Guenni, L. B., García, M., Muñoz, Á. G., Santos, J. L., Cedeño, A., Perugachi, C. and Castillo, J., 2017, Predicting monthly precipitation along coastal Ecuador: ENSO and transfer function models. Theoretical and Applied Climatology, 129, 3-4: 1059-1073.
- Diaz, D. and Rodrigo, S., 2003, Effects of the north Atlantic oscillation on the probability for climatic categories of local monthly rainfall in southern Spain, Int. J. Climatol., 23, 381-397.
- Frazier, A. G., Timm, O. E., Giambelluca, T. W. and Diaz, H. F., 2017, The influence of ENSO, PDO and PNA on secular rainfall variations in Hawai 'i. Climate Dynamics, 1-14.
- Helsel, D. R. and Hirsch, R. M., 1992, Statistical methods in water resources. Vol. 49, Elsevier, 340P.
- Hurst, H., 1951, The long-term storage capacity of reservoirs Transactions of American Society Civil Engineer, 116-195.
- پژوهشنامه مدیریت حوضه آبخیز، ۳(۵)، ۲۶-۱۶.
- ناظم‌السادات، م. ج. و شیروانی، ا.، ۱۳۸۳، کاربرد CCA به منظور ارزیابی و مقایسه توانایی SOI و Nino's SST در پیش‌بینی بارش زمستانه سواحل دریای خزر. علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، ۸(۱)، ۲۵-۱۱.
- ناظم‌السادات، م. ج.، انصاری بصیر، ا. و پیشوایی، م. ر.، ۱۳۸۶، ارزیابی سطح معنی‌داری برای پیش‌بینی دوران خشک‌سالی و ترسالی فصل پاییز و شش‌ماهه سرد ایران بر اساس وضعیت فازهای تابستانه ENSO. مجله تحقیقات منابع آب ایران، ۱، ۲۴-۱۲.
- ناظم‌السادات، م. ج. و شیروانی، ا.، ۱۳۸۴، پیش‌بینی دمای سطح آب خلیج فارس با استفاده از رگرسیون چندگانه و تحلیل مؤلفه اصلی، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، ۹(۳)، ۱۰-۱.
- نیکزاد، م.، ۱۳۸۹، آشکارسازی وابستگی‌های بین پارامترهای اقیانوسی- اتمسفری و اقلیمی به‌منظور پایش خشک‌سالی به‌وسیله روش داده کاوی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پردیس ابوریحان دانشگاه تهران.
- هاشمی‌دوین، م.، ۱۳۹۲، ارزیابی اثر نمایه چند متغیره انسو بر بارش زمستانه خراسان شمالی، نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی ۴(۱۳) و ۴(۱۴)، ۴۴-۳۱.
- Abid, M. A., Almazroui, M., Kucharski, F., O'Brien, E. and Yousef, A. E., 2018, ENSO relationship to summer rainfall variability and its potential predictability over Arabian Peninsula region. NPJ Climate and Atmospheric Science, 1(1), p.1.
- Aceituno, P. and Garreaud, R., 1995, Impacto de los fenmenos el Nio y la Nia en el régimen pluviométrico Andino. Revista Chilena de Ingeniera Hidraulica, 9, 12-20.
- Biabanaki, M., Eslamian, S. S., Abedi Koupai, J., Canon, J., Boni, G. and Gheysari, M., 2015, A Principal Components/Singular Spectrum Analysis Approach to ENSO and PDO Influences on Rainfall in West of Iran. ARTICLE in HYDROLOGY RESEARCH, April 2014.
- Cañón, J., González, J. and Valdés, J., 2007, Precipitation in the Colorado River basin and its low frequency associations with PDO and ENSO signals. Journal of Hydrology, 333, 252-264.

- Kalimeris, A., Ranieri, E., Founda, D. and Norrant, C., 2017, Variability modes of precipitation along a Central Mediterranean area and their relations with ENSO, NAO, and other climatic patterns. *Atmospheric Research*, 198, 56-80.
- Knight, W. E., 1996, A computer method for calculating Kendall's Tau with ungrouped data. *J. Am. Stat. Assoc.*, 61, 436-439.
- L'Heureux, M. L., Tippet, M. K., Kumar, A., Butler, A. H., Ciasto, L. M., Ding, Q., Harnos, K. J. and Johnson, N. C., 2017, Strong Relations Between ENSO and the Arctic Oscillation in the North American Multimodel Ensemble. *Geophysical Research Letters*, 44(22).
- Manly, B. F. J., 1994, *Multivariate Statistical Methods, A primer*. Second edition. Chapman and Hall. 215 Pages.
- Mantua, N. J. and Hare, S. R., 2002, The Pacific decadal oscillation. *Journal of oceanography*, 58(1), 35-44.
- Mekanik, F., Imteaz, M. Gato-Trinidad, S. and Elmahdi, A., 2013, Multiple regression and Artificial Neural Network for long-term rainfall forecasting using large scale climate modes. *Journal of Hydrology*, 503, 11-21.
- Mirbabaei, S. M., Shahrestani, M. S., Zolfaghari, A. and Abkenar, K. T., 2013, Relationship between soil water repellency and some of soil properties in northern Iran. *Catena*, 108, 26-34.
- NOAA, 2018, *Climate Diagnostic Center: Climate Indices*. Available from: <http://www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices>.
- Risbey, J. S., Pook, M. J. McIntosh, P. C. Wheeler, M. C. and Hendon, H. H., 2009, On the remote drivers of rainfall variability in Australia. *Monthly Weather Review*, 137(10), 3233-3253.
- Tamaddun, K. A., Kalra, A., Bernardez, M. and Ahmad, S., 2017, Multi-Scale Correlation between the western US Snow Water equivalent and ENSO/PDO using wavelet analyses. *Water Resources Management*, 31(9), 2745-2759.
- Tian, L., Leason, Z. and Quiring, S. M., 2017, Potential to improve precipitation forecasts in Texas through the incorporation of multiple teleconnections. *International Journal of Climatology*, 37(10), 3863-3872.
- Turkes, M. and Erlat, E., 2005, Climatological responses of winter precipitation in Turkey to variability of the North Atlantic Oscillation during the period 1930-2001. *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 33-46.
- Valdés-Pineda, R., Valdés, J. B., Diaz, H. F. and Pizarro-Tapia, R., 2015, Analysis of spatio-temporal changes in annual and seasonal precipitation variability in South America-Chile and related ocean-atmosphere circulation patterns. *International Journal of Climatology*, 36(8), 2979-3001.
- Van Oldenborgh, G., Burgers, G. and Klein Tank, A., 2000, On the El Nino teleconnection to spring precipitation in Europe. *Int. J. Climatol.*, 20, 565-574.
- Wald, A. and Wolfowitz, J., 1951, Characterization of the Minimal Complete Class of Decision Functions When the Number of Distributions and Decisions Is Finite. *Proceedings of the Second Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability*, 149-157, University of California Press.
- Wolter, K. and TIMLIN, M. S., 1993, Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index, *Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop*, (Norman, OK, NOAA/N MC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., Univ. of Oklahoma), 52-57.

Impact of climatic signals on the wet and dry season precipitation (case study: Persian Gulf and Oman Sea watersheds)

Gerkaninezhad Moshofi, Z.¹ and Bazrafshan, O.^{2*}

1. Ph.D. Student, Department of Natural Resources Engineering, Faculty of Agriculture and Natural Resource, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

2. Assistant Professor, Department of Natural Resources Engineering, Faculty of Agriculture and Natural Resource, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

(Received: 1 May 2017, Accepted: 15 May 2018)

Summary

Recently, the occurrences of extreme events such as droughts have been on the rise almost worldwide. Several researchers speculated the chance of an increase in meteorological extreme conditions in relation to local climate change. Rainfall is the final response to complex global atmospheric phenomena and long-term prediction of rainfall remains a challenge for years to come. An accurate long-term rainfall prediction is necessary for water resources management, food production and maintaining flood risks. Several large-scale climate phenomena affect the occurrence of rainfall around the world; of these large - scale climate modes El Niño Southern Oscillation (ENSO) and Multivariate ENSO Index (MEI) are well known. Many studies have tried to establish the relationship between these climate modes for daily, monthly and seasonal rainfall occurrence around the world but the majority of these studies have not considered the effect of lagged climate modes on future monthly rainfall predictions.

Interannual to multidecadal natural local climate variability is afflicted by the El Niño/Southern Oscillation (ENSO), Pacific Decadal Oscillation (PDO) and Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO). ENSO phenomenon on the tropical Pacific and also PDO are quite important because of their enormous impacts on hydro-meteorological disasters like droughts and floods. The El Niño-Southern Oscillation (ENSO) is strongly linked to the inter-annual to inter-seasonal modifications of Sea Surface Temperature (SST) over the Pacific Ocean equators. On the other hand, the Decadal Pacific Oscillation (PDO) is related to near decadal fluctuations of the Pacific SSTs in the northeastern parts of the ocean. The influence of these oscillations on the global climate is generally more obvious when the ENSO or PDO is in its extreme condition. For such circumstances, the SST deviance over a per-defined ocean waters are highly positive or negative (positive or negative period, respectively).

Identifying factors impacting the fluctuations in rainfall and forecasting seasonal trends over several months before any significant role in the planning and development of water resources, are among the significant factors impacting different areas of climate signals. Principal component analysis (PCA) was used in this study to explore the impact of climatic indices on the amount of wet and dry season's precipitation variability in the Persian Gulf and Oman Sea watershed. PCA is used to reduce the dimensionality of spatially distributed time series of precipitation and to interpret spatial patterns, from a statistical viewpoint, through the distribution of significant eigenvectors that explain an important portion of the series variability. PCA can summarize the prevailing variability in a number of dependent factors into fewer principal components.

Wet and dry season data were explored from 22 rain gauge stations in the Persian Gulf and Oman Sea watershed in which 40 climatic indices are analyzed in the period of 1970-2014. PCA analysis is performed using PAST software for the area with 40 synoptic stations. Result showed that there are three variables that determine more than 96.6% of variance consists of NAO, AO and AMO in the dry season, while AO, Nino1+2 and SOI determine more than 97.8% of variance in the wet season. These climate indices can be attributed to precipitation changes over the Persian Gulf and Oman Sea in the dry and wet season, respectively.

The study also shows correlation between SPI of 23 rainfall gauges of the Persian Gulf and Oman Sea watershed and climatic signals. These are significant in large number of weather stations. Numbers of stations with significant correlations are 100% and 95% with NAO and AO in the dry season, whereas 85% and 65% have significant correlations with AO and Nino1+2 in wet season. The linkage between climatic signals and precipitation presented in this paper can be used as one of the important components for wet and dry season precipitation prediction over Iran southern stations.

Keywords: climatic signals, principal component analysis, correlation, Persian Gulf and Oman Sea.

* Corresponding author:

O.bazrafshan@hormozgan.ac.ir