

بررسی پراکندگی جغرافیایی بارش در ایران به روش تحلیل عاملی دوران یافته

دکتر سید ابوالفضل مسعودیان
استادیار جغرافیا دانشگاه اصفهان

چکیده

تحلیل عاملی دوران یافته ابزار سودمندی برای شناسایی پهنه‌های پربارش و تفکیک آن‌ها از قلمروهای کم‌بارش است. با این حال تاکنون در ایران در پژوهش‌های اقلیمی اقبال چندان زیادی از بکارگیری این روش‌های آماری و روش‌های مشابه آن انجام نیذیرفته است. در این بررسی که به روش تحلیل عاملی دوران یافته انجام گرفت آشکار گردید که در ایران سه قلمرو پربارش وجود دارد. در هر یک از این سه قلمرو مکانیسم‌های مختلف بارشی فعال هستند. مهمترین قلمرو پربارش ایران کرانه‌های خزر است که سیستم‌های باران‌زا در آن طی تابستان و پاییز فعالند. دومین قلمرو پربارش ایران رشته‌کوه زاگرس است که فعالیت سیستم‌های باران‌زای آن در زمستان است. سرانجام سومین قلمرو پربارش آذربایجان و شمال خراسان است که در بهار بارش بیشتری دریافت می‌کند.

واژگان کلیدی: تحلیل عاملی دوران یافته، پراکندگی بارش، پهنه‌بندی بارش

مقدمه

دستگاه‌های فشارنقش تعیین‌کننده‌ای در توزیع جغرافیایی بارش دارند (Ritter, 2000) پهنه‌هایی که همه یا بخشی از سال زیر پرفشارهای جنب‌حاره^۱ قرار می‌گیرند کم‌بارش‌ترین نقاط جهان هستند. از سوی دیگر محل استقرار کمربند همگرایی حاره^۲ به شرطی که محدودیت رطوبت وجود نداشته باشد بارش فراوانی دریافت می‌کند. از این گذشته پیوند هواسپهر و جریان‌های اقیانوسی نقش شایان

1 STHP
2 ITCZ

توجهی در توزیع جغرافیایی بارش در نوارهای ساحلی قاره‌ها بازی می‌کنند. رودبادهای تراز میانی و بالایی وردسپهر^۱ نیز هم در پیدایش دستگاه‌های باران‌زا نقش دارند و هم مسیر حرکت این دستگاه‌ها را تعیین می‌کنند. بنابراین الگوی پراکندگی جغرافیایی بارش در مقیاس سیاره‌ای تابعی از الگوی دستگاه‌های فشار، محل استقرار کمربند همگرایی حاره، جریان‌های اقیانوسی و آرایش رودبادهای وردسپهر (رودباد شرقی، رودباد جنب حاره، رودباد قطبی) است که اندازه‌گیری و سنجش آن‌ها آسان نیست.

پراکندگی جغرافیایی بارش در جهان

در نیمکره شمالی به پیروی از استقرار پرفشار آزور، سیبری و هاوایی سه لکه کم‌بارش گسترش یافته است. لکه کم‌بارشی که از میانه اقیانوس اطلس شمالی آغاز می‌شود و صحرای آفریقا و شبه‌جزیره عربستان را می‌پیماید و از مرزهای شرقی ایران هم فراتر می‌رود به سبب حاکمیت پرفشار آزور پدید آمده است. فرونشینی هوا در این پرفشار گرم دینامیکی مانع صعود هوا و تشکیل ابر و بارش می‌شود. کمربند تقریباً یکپارچه‌ای که در پیرامون استوا گسترش یافته است نماینده اثر کمربند همگرایی در صعود هوا و تشکیل ابر و بارش است (نقشه ۱-۱) پهنه پربارش سواحل شرقی آسیا و سواحل شرقی آمریکای شمالی از یک سو نتیجه جریان آب گرم و از سوی دیگر حاصل استقرار فرودهای بلند رودبادهاست. شرق آسیا و شرق آمریکای شمالی به سبب اختلاف دمای آب‌ها و خشکی‌ها بویژه در فصل زمستان محل ترجیحی استقرار فرودهای بلند است. به موجب کارکرد عوامل دینامیکی، هوا در نیمه شرقی این فرودها به بالا کشیده می‌شود. از این گذشته اندوخته گرمایی آب اقیانوس‌ها در زمستان و تزریق گرما و رطوبت از اقیانوس به جو نیز سبب صعود هوای گرم و مرطوب شده و بارش‌های قابل توجهی را پدید می‌آورد (نقشه ۱-۱ و ۱-۵). در نیمکره جنوبی لکه کم‌بارش اقیانوس اطلس جنوبی و لکه کوچکتری که بر روی استرالیا دیده می‌شود نیز به سبب یکی از مؤلفه‌های مهم گردش عمومی جو یعنی پرفشارهای جنب حاره پدید آمده و نقش عوامل دینامیکی در ایجاد آن‌ها برجسته است. با این حال به ویژه در مورد لکه کم‌بارش آرام جنوبی نقش جریان‌های سرد اقیانوسی در تقویت پرفشار جنب حاره و کمبود بارش نیز زیاد است. حاکمیت همین شرایط است که موجب شده کرانه‌های غربی آمریکای جنوبی از کم‌بارش‌ترین نقاط جهان باشد.

1 Troposphere

در فصل بهار نیمکره شمالی که زمستان را پشت سر گذاشته از جوی پایدارتر برخوردار است و بارش اندکی دریافت می‌کند. در این فصل کمربند پربارش، منطبق بر استواری حرارتی سراسر سیاره را می‌پیماید (نقشه ۲-۱) به نظر می‌رسد در بهاران بخش‌های شمالی و غربی ایران از رطوبت دریای سیاه تغذیه می‌شود. در فصل تابستان با انتقال خورشید به نیمکره شمالی، از یک سو کمربند همگرایی حاره به عرضهای شمالی‌تر مهاجرت می‌کند و در نتیجه کمربند پربارش به بخش‌های شمالی‌تر کشیده می‌شود و از سوی دیگر بادهای بسامان خارج شده از پرفشار غرب استرالیا با گذار از استوا تحت تأثیر نیروی کوریولیس تغییر جهت داده و بارش‌های موسمی را پدید می‌آورند (نقشه ۳-۱). گاهی قلمرو موسمی‌ها از جنوب شرق بخش‌هایی از ایران را نیز فرا می‌گیرد (مسعودیان، ۱۳۸۱). در پاییز پرفشار سبیری و آזור کمربند بزرگ کم‌بارش پیوسته‌ای را پدید می‌آورند. با این حال منابع رطوبتی خزر، سیاه و مدیترانه ریزش‌هایی را در کرانه‌های خزر و شمال غرب ایران ایجاد می‌کند (نقشه ۴-۱). در زمستان که خورشید به نیمکره جنوبی منتقل شده همه دستگاه‌های همدید^۱ و به پیرو آن کمربندهای بارش را با خود به عرض‌های جنوبی‌تر می‌کشاند و رطوبت امکان می‌یابد که بسوی ایران روان شده و بارش‌های زمستانی را همراه بیاورد (نقشه ۵-۱). بنابر این در مقیاس سیاره‌ای پراکندگی جغرافیایی بارش عمدتاً از چگونگی استقرار دستگاه‌های فشار و دستگاه‌های همدید وابسته به آنها (کمربند همگرایی حاره، رودبادهای، جبهه قطبی) پیروی می‌کند. به همین سبب رژیم بارش نیمکره شمالی و جنوبی عکس یکدیگر است. در نیمکره شمالی مارس با حدود ۱/۹ میلیمتر بارش در روز کم‌بارش‌ترین ماه سال است. از مارس تا اوت بارش افزایش می‌یابد و به حدود ۳/۴ میلیمتر در روز می‌رسد (نمودار ۱). پس به نظر می‌رسد زمان پاسخ بارش به تغییرات میل خورشید حدود یک ماه است. در نیمکره جنوبی فوریه با حدود ۳/۴ میلیمتر بارش در روز پربارش‌ترین ماه و اوت و سپتامبر با حدود ۲ میلیمتر در روز کم‌بارش‌ترین ماه‌های سال هستند (نمودار ۱).

داده‌ها و روش‌شناسی

برای بررسی پهنه‌های اقلیم بارش ایران مقادیر میانگین بارش دریافتی ماهانه ۱۲۰ ایستگاه بررسی شده است. چون هدف از این بررسی دستیابی به پهنه‌هایی بوده که دارای بارش دریافتی همسانی هستند نخست نقشه‌های همبارش رقومی برای هر یک از

ماههای سال محاسبه شد. سپس از این برآوردها برای تشکیل ماتریس بارش ماهانه ایران $P8I44*12$ استفاده شد. می توان چنین پنداشت که مقادیر بارش دریافتی هر نقطه از ایران زمین در طی ۱۲ ماه سال محصول عملکرد چند دستگاه بارانزای معین است که زمان و مکان فعالیت آنها تعیین کننده زمان و مکان ریزشهای آسمانی در ایران است. این فرض به زبان آماری معادل آن است که بگوییم بردار 12 بعدی بارش ماهانه مشاهده شده در هر محل وابسته خطی m متغیر تصادفی غیرقابل مشاهده است که عامل (F) پیدایش بارشها هستند. از دیدگاه ساختار گرایانه در واقع دستگاههای بارانزا زیرساخت اقلیم بارشی هر محل هستند که به دلیل پیچیدگی و تنوع سازمانی و عنصری، سنجش و اندازه گیری آنها آسان نیست. مقصود از تنوع عنصری تعدد مؤلفه های سازنده یک سیستم بارانزا است (مانند آب قابل بارش، سرعت صعود، دمای پتانسیل، اثر ناهمواری و...) و تنوع سازمانی بیانگر تعدد اندرکنشهایی است که با زمان پاسخهای متفاوت میان عناصر سازنده دستگاه بارانزا برقرار است. از سوی دیگر، بارش دریافتی هر محل همچون روستا است که تجلی و نمود کارکرد همه آن عناصر پیچیده است.

از این دیدگاه اعمال تحلیل عاملی بر روی ماتریس بارش ماهانه ایران به شناسایی قلمروهایی می انجامد که کم و بیش از دستگاههای بارانزای همانندی بهره می برند. از این گذشته چون در تحلیل عاملی عوامل بر حسب بزرگی پراش تبیین شده مرتب شده اند انتظار می رود مهمترین دستگاه بارانزای کشور بیشترین وزن را روی عامل اول ایجاد کند. بنابراین قلمرو مکانی حاکمیت دستگاههای بارانزا و درجه اهمیت آنها یکجا روشن می شود. سودمندی دیگر این تحلیل آن است که چون محاسبات در مقیاس ماهانه انجام می گیرد الگوی زمانی عملکرد دستگاههای بارش در هر یک از پهنه های اقلیم بارش نیز روشن می شود. بنابراین یک تحلیل عاملی منجر به شناسایی چند مد تجربی^۱ می شود.

هر مد تجربی از دو بخش تشکیل می شود: یکی الگوی مکانی و دیگری الگوی زمانی که اولی با مقادیر ویژه و دومی با بردارهای ویژه^۲ ماتریس همپراش (همبستگی) بیان می شوند. این توابع در قلمرو زمان و مکان متعامدند و چون به گونه ای تعریف می شوند که در توصیف پراش کل^۲ مجموعه داده ها توانمند باشند معمولاً از توانایی کافی برای توصیف بخش بزرگی از تغییراتی که در زیر دامنه های زمانی و مکانی وجود

1 Empirical Modes

2 Total Variance

دارند برخوردار نیستند. بنابراین مدل‌های تجربی در نمایش ویژگی‌های درونی زیردامنه‌ها و به تبع آن فرآیندهای فیزیکی پدیدآورنده آن‌ها چندان توانا نیستند. با این حال با دوران عوامل می‌توان پراش داده‌ها را گروه‌بندی کرد و بر این مشکل چیره شد (Mestas-Nunes 2000:1512). راه‌های گوناگونی برای دوران داده‌ها وجود دارد (Rixhman, 1986:312). در اقلیم‌شناسی عموماً از روش دوران متعامد مهپراش^۱ استفاده می‌شود. این روش از آن جهت مهپراش نامیده می‌شود که محورها در راستای بیشترین مقدار پراش داده‌ها گسترش می‌یابند.

به ر کلی دوران یک تبدیل خطی است. در این تبدیل محورهای مختصات تازه‌ای چنان میان داده‌ها عبور داده می‌شود که تصویر متغیرها بر روی این محورها ساختارهای زمانی و مکانی مدها را ساده‌تر می‌کند. تاکنون عموماً از دوران برای ساده کردن ساختار الگوهای مکانی استفاده شده است. در این روش آن دسته از قلمروهای مکانی که از الگوی زمانی یکسانی برخوردارند از قلمروهای همسایه جدا می‌شوند. به بیان دیگر دوران آشکارکننده قلمرو حاکمیت سیستم‌های باران‌زاست. به همین دلیل در این بررسی از روش تحلیل عاملی دوران یافته^۲ بهره‌گیری شده است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که محورهای دوران یافته «نسبت به تحلیل عاملی بدون دوران» کارایی بیشتری در آشکارسازی الگوهای مکانی دارند (Cheng et al, 1995:112) به همین جهت محققان برای شناسایی الگوهای مکانی متغیرهای اقلیمی، تحلیل عامل دوران یافته را به کار گرفته‌اند (Horel, 1981; Branston and Livezey and Enfield, 1999).
 Kawamura, 1994, Mestas-nunes, 1987. از جمله پژوهشگرانی هستند که از این روش بهره برده‌اند. (علیجانی، ۱۳۸۱: ۹۵) نیز با استفاده از داده‌های دما و بارش ایران یک تحلیل عاملی را برای ناحیه‌بندی اقلیمی ایران بکار گرفته است.

پهنه‌های اقلیم بارش ایران

یک تحلیل عاملی به روش درست‌نمایی بیشینه^۳ بر روی مقادیر بارش ماهانه ایران نشان می‌دهد که نزدیک ۹۳ درصد پراش بارش با سه عامل تبیین می‌شود. (جدول ۱) به بیان دیگر سه ساز و کار اصلی در شکل‌گیری بارش ایران نقش دارند. قلمرو عامل اول سواحل جنوبی خزر است و کانون آن پیرامون انزلی جا گرفته است (نقشه ۱-۲) ویژگی این قلمرو در آن است که از ژوئن تا اکتبر یعنی از اواخر بهار تا اوایل پاییز بارش

1 Varimax

2 Rotated Factor Analysis

3 Maximum Likelihood

در این قلمرو فراوان است. اوج این بارش در ماه اوت است که بیشترین وزن را بر روی عامل اول به خود اختصاص داده است (نمودار ۱-۲).

بارش این قلمرو از اواسط پاییز تا اواسط بهار نسبتاً کم است (جدول ۱) این عامل نزدیک ۳۷ درصد پراش بارش ماهانه ایران را تبیین می‌کند و می‌توان آنرا قلمرو خزری نامید. عامل دوم نیز همسنگ عامل اول است و نزدیک ۳۶ درصد پراش بارش ماهانه ایران را تبیین می‌کند. قلمرو این عامل کمربند کوهستانی زاگرس است که به صورت شمال غرب - جنوب شرق گسترش یافته است. به همین دلیل آنرا قلمرو زاگرسی می‌نامیم (نمودار ۲-۲). در این قلمرو دستگاه‌های باران‌زا از اواسط پاییز تا اوایل بهار فعال هستند (نقشه ۲-۲). چنان‌که از قلمرو گسترش این پهنه اقلیم بارشی برمی‌آید گذشته از فعالیت دستگاه‌های باران‌زا ارتفاع نیز در شکل‌گیری آن اهمیت دارد. بطوریکه کانون آن چکاده‌های^۱ زاگرس است. هر چند قلمرو خزری و زاگرسی سهم یکسانی از پراش بارش ایران را تبیین می‌کنند و در نتیجه ارزش بارش تقریباً برابری دارند اما قلمرو زاگرس به دلیل برتری گستره (نقشه ۱-۲ و ۴-۲ را مقایسه کنید) قلمرو پرآب کشور است. حداکثر گسترش قلمرو خزری ۲۵ درصد و گسترش قلمرو زاگرسی ۳۵ درصد مساحت ایران است. عامل سوم نزدیک ۲۰ درصد پراش بارش ماهانه ایران را تبیین می‌کند و قلمرو گسترش آن شمال غرب و شمال شرق کشور است (نقشه ۳-۲). در این قلمرو دستگاه‌های باران‌زا در بهار فعالند و در میانه بهار فعالیت آن‌ها به بالاترین اندازه می‌رسد (نمودار ۳-۲). حداکثر ۳۵ درصد وسعت ایران در حاکمیت این عامل بارشی است. کانون این قلمرو پیرامون بانه است و به همین جهت این قلمرو را آذری - کردی می‌نامیم. دیگر بخش‌های ایران از بارش ناچیزی برخوردارند و سهم بزرگی در پیدایش بارش ندارند.

نتیجه‌گیری

تحلیل عاملی دوران‌یافته ابزار سودمندی برای شناسایی قلمروهای بارش ایران است. در اینجا نشان دادیم که بارش ایران از سه مکانیسم اصلی تأمین می‌شود هر چند مکانیسم‌های دیگری نیز در مقیاس محلی می‌توانند فعال باشند. این سه مکانیسم به ترتیب درجه اهمیت در سواحل جنوبی خزر (قلمرو خزری)، بلندی‌های زاگرس (قلمرو زاگرسی) و شمال غرب و شمال شرق کشور (قلمرو آذری - کردی) فعال هستند. در قلمرو خزری از اواخر بهار تا اوایل پاییز بارش فراوان است. در قلمرو زاگرسی

1 Summit

دستگاه‌های باران‌زا از اواسط پاییز تا اوایل بهار فعال هستند. در سومین قلمرو بارشی دستگاه‌های باران‌زا در بهار فعالند و در میانه بهار فعالیت آن‌ها به اوج می‌رسد.

جدول ۱: آماره‌های تحلیل عاملی بارش ماهانه ایران

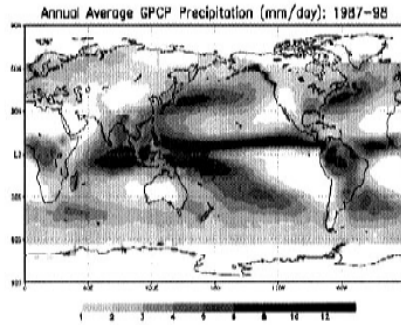
الف - درجه اهمیت عوامل

عامل ۶	عامل ۵	عامل ۴	عامل ۳	عامل ۲	عامل ۱	
۰ و ۰۱۰	۰ و ۰۱۰	۰ و ۰۱۷	۰ و ۱۹۷	۰ و ۳۶۲	۰ و ۳۶۷	نسبت پراش
۰ و ۹۶۴	۰ و ۹۵۳	۰ و ۹۴۳	۰ و ۹۲۶	۰ و ۷۲۹	۰ و ۳۶۷	نسبتت جمعی پراش

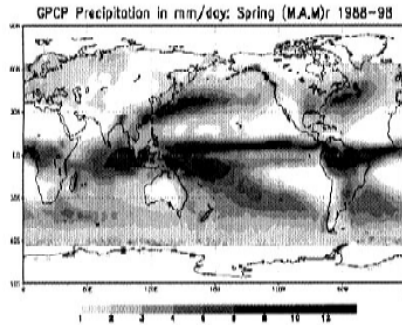
ب) ماتریس محموله‌های عاملی

عامل ۶	عامل ۵	عامل ۴	عامل ۳	عامل ۲	عامل ۱	ماه
۰ و ۰۴۹۱۵	۰ و ۰۳۳۱۰	۰ و ۰۲۱۱۴	۰ و ۰۸۸۱۸	۰ و ۹۵۷۷۲	۰ و ۱۵۷۷۷	ژانویه
۰ و ۰۵۲۰	۰ و ۰۶۶۳	-۰ و ۰۶۸۸	۰ و ۱۲۹۸۱	۰ و ۹۶۰۹۱	۰ و ۰۸۹۳۷	فوریه
-۰ و ۰۱۵۵	-۰ و ۱۵۱۰	۰ و ۰۵۵۱۲	۰ و ۴۳۷۱۲	۰ و ۸۵۲۸۹	۰ و ۰۶۹۱۹	مارس
۰۳۴۸۵۰	-۰ و ۱۳۰۰	۰ و ۰۷۹۵۷	۰ و ۸۴۱۱۶	۰ و ۴۷۹۰۹	۰ و ۰۳۷۴۸	آوریل
۰ و ۰۰۰۹۱	۰ و ۰۸۵۷۱	-۰ و ۰۱۲۵	۰ و ۹۲۰۶۳	۰ و ۱۲۴۲۵	۰ و ۳۳۷۴۶	می
۰ و ۰۸۸۶	۰ و ۲۳۲۳۱	-۰ و ۰۲۳۳	۰ و ۵۰۰۹۹	-۰ و ۰۲۶۹	۰ و ۷۷۷۴۹	ژوئن
-۰ و ۲۳۵۴	۰ و ۰۴۰۲۰	-۰ و ۱۲۹۸	-۰ و ۰۰۷۴	۰ و ۱۱۷۵۱	۰ و ۸۸۲۰۲	ژوئیه
۰ و ۱۲۶۷	-۰ و ۰۱۹۶	۰ و ۰۴۷۵۰	۰ و ۱۰۹۱۹	۰ و ۱۵۲۱۵	۹۷۲۱۰۰	اوت
۰ و ۱۸۷۳۹	۰ و ۰۶۱۳	۰ و ۰۷۵۲۲	۰ و ۱۱۲۶۶	۰ و ۱۵۲۸۱	۰ و ۹۵۸۷۳	سپتامبر
۰ و ۱۲۳۲۲	-۰ و ۰۳۹۵	۰ و ۱۶۸۷۰	۰ و ۳۱۶۹۹	۰ و ۲۸۲۹۸	۰ و ۸۷۲۵۲	اکتبر
۰ و ۰۴۸۹۵	-۰ و ۰۱۲۰	۰ و ۳۶۴۱۴	۰ و ۴۵۷۵۴	۰ و ۶۶۸۶۹	۰ و ۴۵۶۴۹	نوامبر
۰ و ۰۲۴۷۸	۰ و ۱۰۸۸۴	۰ و ۰۶۲۹۱	۰ و ۶۸۱۳	۰ و ۹۷۳۶۷	۰ و ۱۷۵۹۸	دسامبر

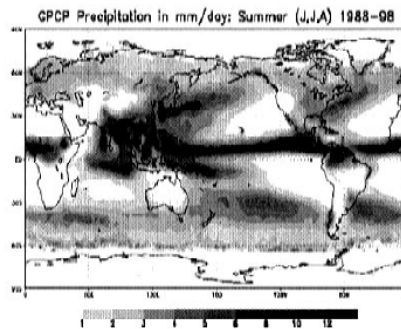
نقشه ۱-۱) میانگین بارش سالانه جهان



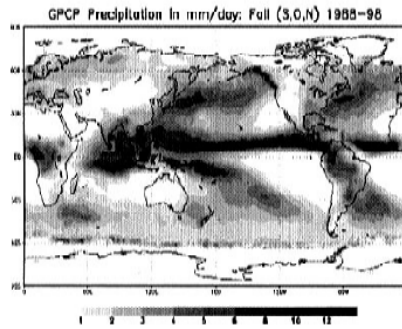
نقشه ۱-۲) میانگین بارش بهاره جهان



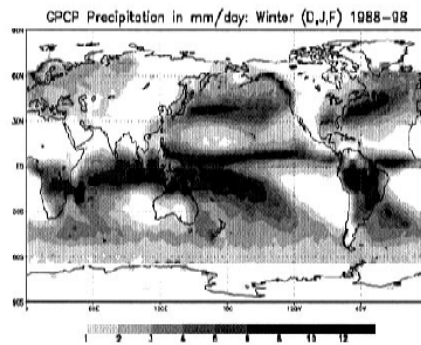
نقشه ۱-۳) میانگین بارش تابستانه جهان



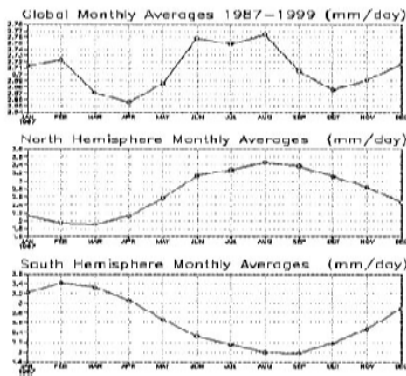
نقشه ۱-۴) میانگین بارش پاییزه جهان



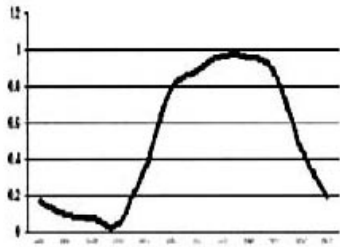
نقشه ۱-۵) میانگین بارش زمستانه جهان



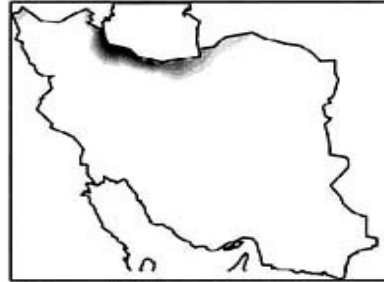
نمودار ۱) میانگین بارش ماهانه جهان



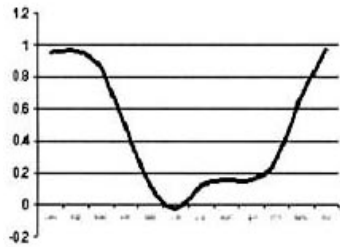
نمودار ۲-۱) الگوی بارش خزری



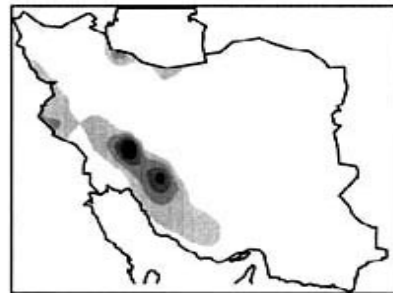
نقشه ۲-۱) قلمرو الگوی بارش خزری



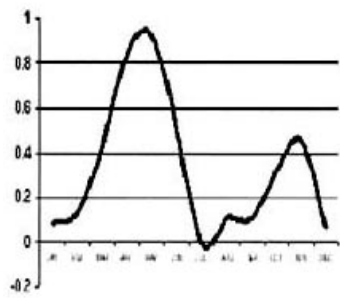
نمودار ۲-۲) الگوی بارش زاگرسی



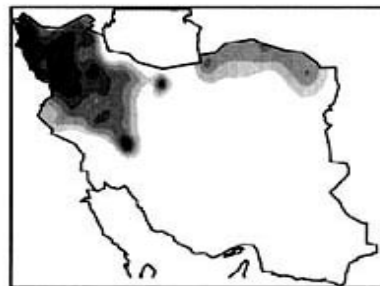
نقشه ۲-۲) قلمرو الگوی بارش زاگرسی



نمودار ۲-۳) الگوی بارش آذری-کردی



نقشه ۲-۳) قلمرو الگوی بارش آذری-کردی



منابع و مأخذ

- ۱- علیجانی، بهلول: اقلیم‌شناسی سینوپتیک، انتشارات سمت، ۱۳۸۱.
- ۲- مسعودیان، ابوالفضل: نواحی اقلیمی ایران، منتشر نشده، ۱۳۸۱.
- 3-Branston, A.G. and R.E. Linvezey, *Classification, Seasonality and Persistence of Low- frequency Atmospheric Circulation patterns*, *Mon. Wea. Rev.*, 110005, 1987.
- 4-Cheng, X., Nitsche, G. Wallace, J. M., *Robustness of Low- Frequency Circulation patterns Derived from EOF and Rotated EOF Analysis*, *J. Climate*, 8, 1995.
- 5-Enfield, D.B., A. M. Mestas- Nunez, D. A. Mayer, andl. Cid Serrano, *How Ubiquitous is the Depole Relationship in Tropical Atlantic Sea Surface Temperatures*, *J. Geophys. Res.*, 104 (C4), 1999.
- 6-Horel, J.D., *A Rotated principal Component Analysis of the Interannual variability of the Northern Hemisphere 500 mb Height field*, *Monthly weather Review*, 109, 1981.
- 7-Kawamura, R., *A rotated EOF Analysis of Globa Sea Surface Temperatyre variability with interannual and Interdecadal Scales*, *J. Physical Oceanography*, 24, 1994.
- 8-Mestas- Nunez, A. M., Enfield D.B., *Rotated Global Modes of Non- Enso sea surface Temperature Variability*, *J. Climate*, 12, 1999.
- 9-Mestas- Nunez, A.M., *Orthogonality Properties of Rotated Emperical Modes*, *Int. J. Climatol.*, 20, 2000.
- 10-Richman, M. B., *Rotation of Principal Components*, *J. Climatol.*, 6, 1986.
- 11-Ritter, M., <http://www.ywso,edy/geo/faculty/ritter/geog101>, 2000.