

جزوه تکمیلی درس آب و هوای ایران

مقاله اول: تحلیل تغییرات الگوی درون دهه ای دمای ایران طی نیم قرن اخیر
فصلنامه فضای جغرافیایی_ شماره ۵۳

مقاله دوم: تحلیل روند بارش سالانه ایران
مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی _ شماره ۳

مقاله سوم: آشکارسازی تغییرهای زمانی_ مکانی عناصر دما و بارش در ایران
مجله برنامه ریزی و آمایش فضا_ شماره ۴

مقاله چهارم: شناسایی کانون های کنترل کننده ی اقلیم ایران و الگوهای فشار
مجله جغرافیا و توسعه ی ناحیه ای _ شماره ۱۹

مقاله پنجم: نواحی اقلیمی ایران
مجله جغرافیا و توسعه _ پاییز و زمستان ۱۳۸۲

توجه: مباحث توصیفی و تحلیلی در مورد عناصر اقلیمی ایران مطالعه شود.
مباحث تکنیکی و روش، تنها برای مطالعه بیشتر دانشجویان است.

گروه علمی جغرافیا
گروه نویسندگان
۱۳۹۵



سال شانزدهم، شماره‌ی ۵۳
بهار ۱۳۹۵، صفحات ۲۰۸-۱۹۳

دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر
فصلنامه‌ی علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی

محمدحسین ناصرزاده^۱

مهدی دوستکامیان^۲

آذر بیرانوند^۳

تحلیل تغییرات الگوی درون دهه‌ای دمای ایران طی نیم قرن اخیر

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۶/۱۶

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۰/۰۵

چکیده

هدف از این مطالعه، بررسی و تحلیل تغییرات درون دهه‌ای دمای ایران می‌باشد. برای این منظور دمای ایران طی دوره ۱۳۹۰-۱۳۴۲ (پنج دهه) مورد بررسی قرار گرفته است. برای بررسی تغییرات درون دهه‌ای از روش‌های زمین‌آمار موران محلی بهره گرفته شده است. در انجام محاسبات از امکانات برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزار Surfer و نرم‌افزار Matlab و نیز برای انجام عملیات ترسیم از نرم‌افزار GIS بهره گرفته شد. ابتدا برای ایجاد نمای کلی از تغییرات درون دهه‌ای ایران آنومالی، گرانیگاه و توزیع مکانی میانگین برای هر دوره ترسیم گردیده است. نتایج نشان داد که عوامل محلی به‌ویژه ارتفاع و عرض جغرافیایی نقش بسزایی در ناهنجاری‌های دمای ایران داشته است به‌طوری که در هر پنج دوره شدیدترین ناهنجاری‌ها منطبق با نواحی کوهستانی و ارتفاعات بوده است این درحالی است که نواحی ساحلی کشور به دلیل عرض جغرافیایی پایین و ارتفاع کم‌تر دارای ناهنجاری‌های منفی بوده است. نتایج حاصل از تحلیل موران نشان داد که الگوی تغییرات درون دهه‌ای ایران طی دوره‌های مختلف تغییرات

E-mail: nasserzadeh2100@yahoo.com

۱- استادیار اقلیم‌شناسی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران.

۲- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی تغییرات آب و هوایی، دانشگاه زنجان.

۳- کارشناس ارشد آب و هواشناسی سینوپتیک، دانشگاه زنجان.

محسوسی داشته است اما در مجموع در هر پنج دوره نواحی ساحلی خلیج فارس دارای الگوی خوشه‌ای بالا (خود همبستگی فضایی مثبت) و رشته‌کوه زاگرس، شمال غرب کشور (بر فراز قتل سهند و سبلان)، بر فراز مرتفع‌ترین نقاط البرز (دماوند)، شمال شرق کشور در دامنه‌های شمال شرقی رشته‌کوه‌های خراسان و در مناطق مرتفع کرمان الگوی خوشه‌ای پایین یا خودهمبستگی فضایی منفی بوده است. مثبت و منفی بودن خود همبستگی در ارتباط با توزیع دما نشان از تمرکز بیشینه و کمینه این عنصر اقلیمی در منطقه دارد. با این وجود در تمام دوره‌ها این الگوی حاکم بر تغییرات درون دهه‌ای دما تقریباً یکسان بوده است.

کلید واژه‌ها: دما، خودهمبستگی فضایی، موران محلی، آنومالی، ایران.

مقدمه

اقلیم سیستم پیچیده‌ای است که عمدتاً به دلیل افزایش گازهای گلخانه‌ای در حال تغییر است. تغییر اقلیم به آرامی در حال گسترش به سراسر کره زمین می‌باشد و تأثیر آن بر منابع آب، کشاورزی و پارامترهای اقلیمی در مقیاس منطقه‌ای است (باباییان و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۳۶). عوامل مختلفی باعث برهم خوردن ایستائی سری زمانی متغیرهای اقلیمی یک منطقه شده که یافتن این عوامل می‌تواند کمک شایانی به بررسی وضعیت اقلیم منطقه در دوره‌های آتی کند. بخشی از این عوامل مربوط به اندرکنش بین اجزای سامانه اقلیم کره زمین مانند ^{1}AMO ، ^{2}PDO بوده که باعث ایجاد نوسانات درونی در سری زمانی متغیرهای اقلیمی منطقه می‌شود. از طرف دیگر پیش‌بینی‌ها برای قرن ۲۱ نیز افزایش دمای جهانی ناشی از افزایش گازهای گلخانه‌ای و هواویزه‌های جو را هشدار می‌دهد (عزیزی و همکاران، ۱۳۸۷). تغییرات اقلیمی یکی از ویژگی‌های طبیعی چرخه اتمسفری می‌باشد که بر اثر ناهنجاری‌ها و یا نوساناتی در روند پارامترهای هواشناسی، از جمله بارندگی و دما حاصل می‌شود. دما یکی از مهم‌ترین متغیرهای آب‌وهوایی است که تغییر آن منشأ بسیاری از تغییرات زیست‌محیطی است. اثرات تغییرات دما در زندگی انسان‌ها و حتی موجودات دیگر، انسان را با دغدغه‌ی دیگری در این دنیای واقعی مواجه کرده است که سبب‌ساز شکل‌گیری تحقیقات زیادی در این رابطه شده است. به‌طوری‌که مطالعات صورت گرفته در رابطه با این عنصر حاکی از عدم تغییر یکسان دمایی در همه‌ی نقاط جهان می‌باشد یعنی شدت و زمان افزایش دما در همه جا یکسان نیست (ثریا و همکاران، ۱۳۸۶)؛ به‌طوری‌که تغییرات ناگهانی آن به‌ویژه افت دما به مقادیر زیر صفر درجه باعث رخدادهای آب‌وهوایی مانند یخبندان و سرمازدگی می‌شود (رحیم‌زاده و عسگری، ۱۳۸۳: ۱۵۵). روند دما و

بارش در سراسر جهان یک‌سو نیست. تغییرات اقلیم الزاماً به معنی تغییر توأمان بارش و دما نمی‌باشد (کلارک، ۲۰۰۳: ۱۵۵). از طرفی اثبات وجود روند معناداری و یک سری زمانی بارندگی به‌تنهایی نمی‌تواند دلیل قاطعی به وقوع تغییر اقلیم در یک منطقه باشد بلکه فرض رخداد آن را تقویت می‌کند (سیرانو^۴ و همکاران، ۱۹۹۹: ۸۶).

در اقلیم‌شناسی جهانی مطالعات فراوانی در زمینه اقلیم و تغییرات آن در مناطق مختلف صورت گرفته است. بسیاری از مطالعات در حیطه‌ی بررسی و تحلیل رفتار بلندمدت بارش و دما و تغییرات آن‌ها در ارتباط با روند افزایش متوسط دمای جهانی و منطقه‌ای صورت گرفته است و روش‌های آماری پارامتریک و ناپارامتریک مورد استفاده قرار گرفته است (مارنگو و کامارگو^۵، ۲۰۰۸: ۹۰۳). برای مثال می‌توان به مطالعه لیتن‌مایر^۶ و همکاران (۱۹۹۴: ۶۰۷-۵۸۶) در ایالات متحده آمریکا، دومونکوس و تار^۷ (۲۰۰۳: ۱۴۷-۱). در مجارستان، سلیشی و زانکه^۸ (۲۰۰۴: ۹۸۳-۹۷۳) در اتیوپی، کومار^۹ و همکاران (۲۰۰۵: ۱۵۰-۱۲۳) در فیرنزه ایتالیا، کیانگ^{۱۰} و همکاران (۲۰۰۵: ۲۲۲-۲۱۷) در چین، دومروس و تتاوی^{۱۱} (۲۰۰۵: ۶۳-۵۱) در مصر، فریوان کودیوگل^{۱۲} (۲۰۰۸: ۲۰۸-۶۹) در اردن و تایانس^{۱۳} و همکاران (۲۰۰۹: ۵۰۲-۴۸۳) در ترکیه، روندهایی را در سری زمانی دما به اثبات رسانده‌اند. در همین رابطه یو و همکاران در بررسی روند دمای ماهانه، فصلی و سالانه‌ی ژاپن را در صد سال گذشته نشان دادند که دمای سالانه ۴۶ ایستگاه که روند آن‌ها با آزمون من-کندال ارزیابی شده در فاصله سال‌های ۱۹۰۰ تا ۱۹۹۶ بین ۰/۵۱ تا ۲/۷۷ درجه سلسیوس افزایش یافته است. در همین دوره دمای فصلی بین ۰/۴۷ تا ۳/۶۹ درجه سلسیوس افزایش داشته است که بیش‌ترین افزایش در فصل زمستان و بهار دیده شده است. همین ویژگی در دمای ماهانه هم دیده شده است اما مقدار افزایش دمای ماهانه در طی بررسی شده بین ۰/۱۷ تا ۴/۱۲ درجه سلسیوس بوده است (یو و همکاران، ۲۰۰۳: ۲۴). همچنین بررسی‌های صورت گرفته توسط ربتز و رینهارد^{۱۴} (۲۰۰۸) در رابطه با روند دمای ماهانه در سوئیس طی سه دهه آخر قرن بیستم نشان از افزایش روند میانگین به میزان ۰/۱۳۵ سانتی‌گراد در طی قرن بیستم و ۰/۷۵ سانتی‌گراد در سه دهه آخر بوده است؛ که این میزان روند بیش از دو برابر روند میانگین دمای نیمکره‌ی شمالی بالاتر است. مطالعه انجام شده در ایتالیا به‌وسیله تورتی و دسیاتو (۲۰۰۸) با استفاده از

4- Serrano

5- Marengo & Camargo

6- Lettenmaier

7- Domonkos, Tar

8- Seleshi, Zanke

9- Kumar

10- Qiang

11- Domroes, Tantawi

12- Feriwan, Kadioglu

13- Tayanc

14- Rebetez and Reinhard

اطلاعات هواشناسی ۴۹ ایستگاه برای سنجش تغییرات معنادار دمای میانگین حداقل و حداکثر طی سال‌های ۱۹۶۱ تا ۲۰۰۴ حاکی از روند منفی در طی سال‌های ۱۹۶۱ تا ۱۹۹۰ و روند مثبت طی سال‌های ۱۹۸۱ تا ۲۰۰۴ بوده است. همچنین یک افزایش غیر معنی‌دار به‌طور متناوب در میانگین دمای روزانه در کل دوره دیده شده است. از طرفی دمای حداقل در مقیاس‌های محلی و منطقه‌ای تغییرپذیری‌های چشمگیری داشته است.

در ایران نیز مطالعات زیادی در زمینه تغییرات دما صورت گرفته است. برای جلوگیری از حجم کار به‌عنوان نمونه به چند مورد اشاره شده است: مطالعه روند شاخص‌های حدی دما و بارش در تهران نشان داد که یک روند کاهشی در شاخص‌های حدی سرد و یک روند کاملاً افزایشی در روند دماهای حداقل و متوسط روزانه قابل مشاهده است (محمدی و تقوی، ۱۳۸۴: ۷۲-۵۱). در مطالعه‌ای داده‌های ماهانه ۱۶ متغیر اقلیمی در دو گروه متغیرهای دما و رطوبت طی دوره ۵۰ ساله مبتنی بر تحلیل آماری چند متغیره و مدل‌های پیش‌بینی باکس جنکینز به بررسی تغییر اقلیم پرداختند و به این نتیجه رسیدند که متغیرهای دمایی دارای روند تغییرات معنی‌دار ولی با جهت‌های متفاوت بودند در حالی که داده‌های رطوبت و بارش غالباً از روند تغییرات معنی‌داری برخوردار نیستند (عزیزی و همکاران، ۱۳۸۷). در مطالعه‌ای دیگر روند دمایی چند دهه اخیر ایران و افزایش CO₂ جو مورد بررسی قرار گرفت، در این مطالعه که بر روی ۱۲ ایستگاه انجام شد این نتیجه به‌دست آمد که در اکثر ایستگاه‌های مورد مطالعه روند افزایشی دما با شدت‌های مختلف مشاهده شد، همچنین با توجه به اینکه میزان CO₂ جو در این مدت روند افزایشی داشته است، روندهای مشاهده شده در ایستگاه‌های مذکور نیز از افزایش CO₂ متأثر گردیده است (عزیزی و همکاران، ۱۳۸۴). بررسی سری‌های زمانی دما، رطوبت نسبی، بارش و ابرناکی ۵ ایستگاه همدید شمال ایران انجام شد و نتایج آن نشان داد که در اکثر ایستگاه‌های مورد مطالعه، دمای حداقل، روند مثبت و دمای حداکثر روند منفی داشته‌اند (عزیزی و روشنی، ۱۳۸۷: ۲۸۱۳).

با توجه به آن‌چه که مطرح شده است تاکنون تغییرات درون دهه‌ای ایران کم‌تر مورد بررسی قرار گرفت از این رو در این مطالعه سعی شده است که با استفاده از روش‌های زمین‌آمار تغییرات درون دهه‌ای ایران مورد بررسی و تجزیه تحلیل قرار گرفت.

مواد و روش‌ها

به‌منظور بررسی تغییرات درون دهه‌ای دما، داده‌های حاصل میان‌یابی مشاهدات دمای روزانه در ۶۶۳ ایستگاه از

ابتدای سال ۱۳۴۰ تا دی ماه سال ۱۳۸۳ استفاده شد. داده‌های مزبور از پایگاه داده‌های اسفزاری^{۱۵} اخذ گردیده است. تفکیک مکانی داده‌ها ۱۵×۱۵ کیلومتر است که در سیستم تصویر لامبرت مخروطی هم شکل نگاشته شده‌اند. بدین ترتیب تعداد یاخته‌ها در سراسر ایران ۷۱۸۷ می‌باشد. به منظور افزایش تفکیک زمانی پایگاه داده مذکور مشاهدات روزانه دما از سال ۱۳۸۳ تا انتهای ۱۳۹۰ با استفاده از همان روش و همان تفکیک مکانی، میان‌یابی و به پایگاه داده‌های مذکور افزوده شده است. برای تجزیه تحلیل داده‌ها از امکانات برنامه‌نویسی در نرم‌افزار Matlab و به منظور ترسیم نقشه‌ها از نرم‌افزار GIS بهره گرفته شده است. به منظور این‌که اطلاعات دقیق‌تری نسبت به دمای ایران به دست بیاید ناهنجاری و مرکز میانگین (ثقل میانگین) مورد بررسی و تجزیه تحلیل قرار گرفت. در این رویه انحرافات دما برای هر دوره از حالت نرمال اقلیمی با استفاده از فن جبر نقشه صورت گرفت، بدین صورت که میانگین هر سال در دوره‌های مختلف نسبت به مقادیر میانگین سالانه همان دوره مقایسه و با تفاضل آن‌ها، ناهنجاری‌های مربوط محاسبه شد. مرکز میانگین در واقع همان مرکز ثقل توزیع فضایی است که به صورت زیر تعریف می‌گردد:

$$\bar{X}_c = \frac{\sum_{i=1}^n P_i X_i}{\sum_{i=1}^n P_i} \quad \text{رابطه (۱)}$$

$$\bar{Y}_c = \frac{\sum_{i=1}^n P_i Y_i}{\sum_{i=1}^n P_i} \quad \text{رابطه (۲)}$$

به منظور مشخص شدن توزیع فضایی الگو به صورت نقشه از موران تحلیل خوشه و ناخوشه^{۱۶} که به شاخص انسرين محلی موران (Anserine Local Moran I) معروف است استفاده شده است. این ابزار نشان می‌دهد که در کجا مقادیر زیاد و یا کم این پدیده‌ها در فضا به طور خوشه‌ای توزیع شده‌اند و همچنین کدام عوارض دارای مقادیری بسیار متفاوت از عوارض پیرامون خود هستند (عسگری، ۱۳۹۱: ۷۰). این ابزار به محاسبه مقدار موران محلی، امتیاز Z و P-Value و یک کد که نشانگر نوع خوشه برای هر عارضه است می‌پردازد. امتیاز Z و Value P- بیانگر معناداری مقدار شاخص محاسبه شده می‌باشند. آماره محلی موران I به صورت زیر به دست می‌آید (علیجانی و همکاران، ۱۳۹۲: ۸):

$$I = \frac{x_i - \bar{X}}{S_i^2} \sum_{j=1}^n \sum_{j \neq i} w_{i,j} (x_j - \bar{X}) \quad \text{رابطه (۳)}$$

۱۵- این پایگاه توسط مسعودیان در دانشگاه اصفهان تدوین گردیده است.

که در آن X_i خصیصه عارضه i و \bar{X} میانگین خصیصه مربوط و $w_{i,j}$ وزن فضایی بین عارضه i و j می‌باشد و:

$$S_i^2 = \frac{\sum_{j=1, j \neq i}^n w_{i,j}}{n-1} - \bar{X}^2 \quad \text{رابطه (۴)}$$

که در آن n برابر با تعداد کل عارضه‌هاست. امتیاز استاندارد Z_{ii} به صورت زیر محاسبه می‌شود (همان):

$$Z_{ii} = \frac{I_i - E[I_i]}{\sqrt{V[I_i]}} \quad \text{رابطه (۵)}$$

در اینجا خواهیم داشت:

$$E[I] = -\frac{\sum_{j=1, j \neq i}^n}{n-1} \quad V[I] = E[I_1^2] - E[I_1]^2 \quad \text{رابطه (۶)}$$

یافته‌ها و بحث

ویژگی‌های عمومی درون دهه‌ای دما

جدول (۱) مشخصات آماری دما را در پهنه‌ی ایران برای پنج دوره متوالی نشان می‌دهد در این جدول بیش‌ترین میانگین دما مربوط به دوره پنجم (۱۳۸۰-۱۳۹۰) با مقدار ۱۹/۰۳ می‌باشد. دامنه تغییرات میزان پراکندگی دما را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود دامنه تغییرات دوره پنجم به نسبت سایر دوره‌ها مقدار کم‌تری را نشان می‌دهد، در واقع میزان کم این عدد بیانگر تغییرات کم‌تر دما در دوره‌ی مذکور و به تبع یکنواختی بیش‌تر دما می‌باشد. اندازه پراش (واریانس) گویای چگونگی پراکندگی مشاهدات حول میانگین می‌باشد. میزان این شاخص پراکندگی در دوره پنجم بیشینه خود را داشته است. میزان چولگی برای هر پنج دوره مثبت می‌باشد بنابراین نوع توزیع دما چوله به راست است که بیانگر این است که فراوانی مقادیر کم‌تر از میانگین برای تمام دوره‌ها بیش از فراوانی مقادیر بزرگ‌تر از میانگین می‌باشد. نزدیک بودن اعداد مربوط به میانگین و میانه (صدک ۵۰) و کم بودن مقدار مد در تمام دوره‌ها تصدیقی بر مطلب گفته شده می‌باشد. معیار کشیدگی که بیانگر میزان انحراف یک توزیع از حالت نرمال استاندارد می‌باشد؛ برای همه‌ی دوره‌ها مثبت است که بیانگر توزیع کشیده داده‌ها در تمام دوره‌ها نسبت به حالت نرمال می‌باشد. مقادیر حاصل از بررسی صدک ۲۵، ۵۰ و ۷۵ در دوره‌های مورد بررسی نشان‌دهنده این مهم است که دوره پنجم دما مقادیر بزرگ‌تری را به نسبت سایر دوره‌ها تجربه نموده است.

جدول ۱- شاخص‌های مرکزی و پراکندگی دما طی دوره‌های مورد بررسی در ایران

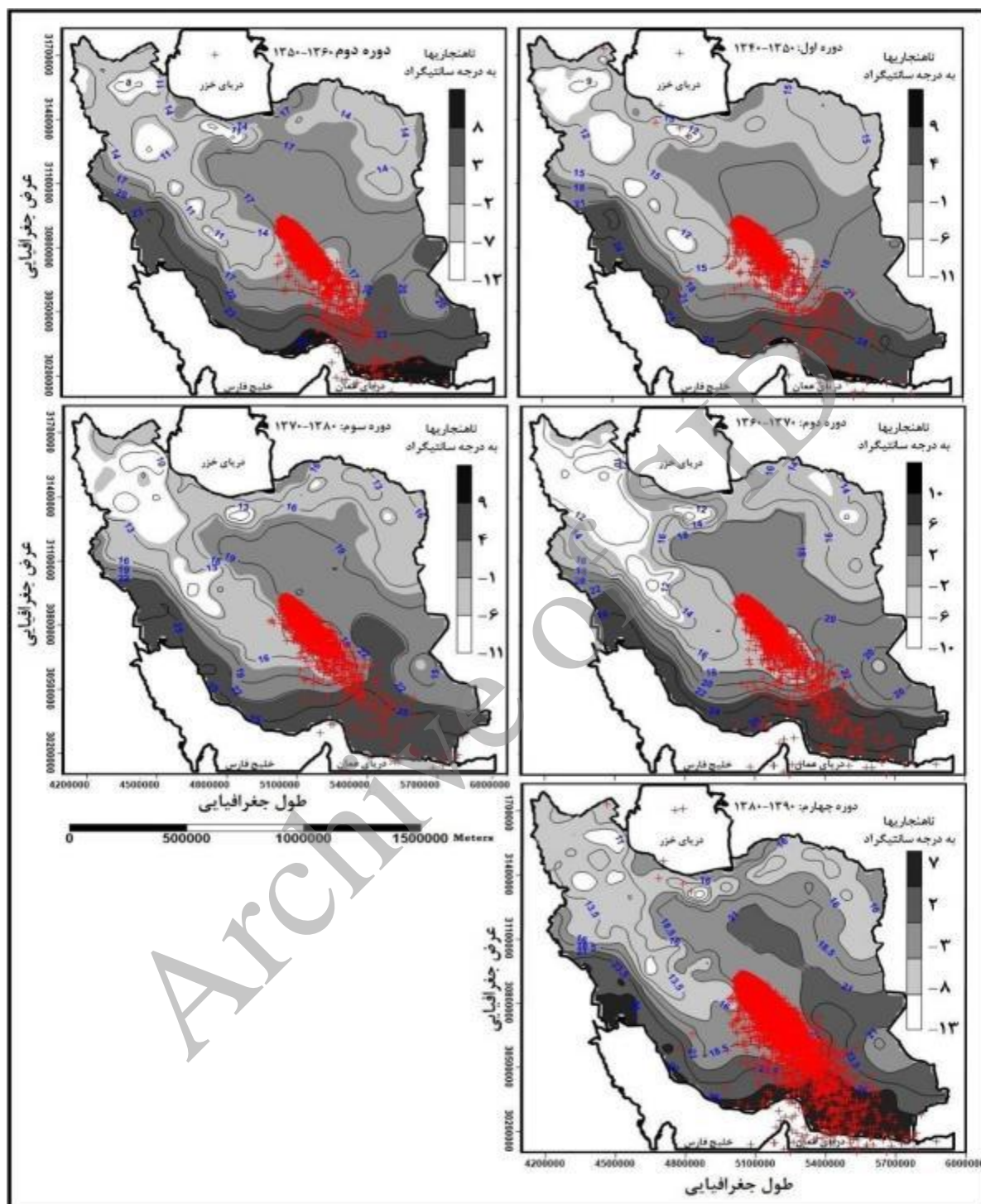
فراسنج	دوره اول (۱۳۴۰-۱۳۵۰)	دوره دوم (۱۳۵۰-۱۳۶۰)	دوره سوم (۱۳۶۰-۱۳۷۰)	دوره چهارم (۱۳۷۰-۱۳۸۰)	دوره پنجم (۱۳۸۰-۱۳۹۰)
مد	۶/۰۳	۳/۷۳	۴/۳۸	۵/۲۲	۶
میانگین	۱۷/۶۳	۱۷/۳۳	۱۷/۷۷	۱۸/۲۲	۱۹/۰۳
پراش	۱۸/۱۵	۱۹/۷۱	۱۹/۸۶	۲۱/۷۶	۲۲/۱۰
انحراف معیار	۴/۲۶	۴/۴۴	۴/۴۵	۴/۶۶	۴/۷۰
ضریب تغییرات	۲۴/۱۶	۲۵/۱۶	۲۵/۰۷	۲۵/۶۰	۲۴/۷۰
بیشینه	۲۹/۰۸	۲۹/۴۳	۲۷/۹۰	۲۸/۳۴	۲۸/۹۴
کمینه	۶/۰۳	۳/۳۷	۴/۳۸	۵/۲۲	۶
دامنه تغییرات	۲۳/۰۵	۲۶/۰۶	۲۳/۵۲	۲۳/۱۲	۲۲/۹۴
چولگی	۰/۳۰	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۱	۰/۱۲
کشیدگی	۲/۴۶	۲/۲۸	۲/۲۳	۲/۱۸	۲/۰۷
توزیع مکانی	۲۵	۱۴/۵۸	۱۳/۹۲	۱۴/۳۸	۱۴/۵۷
	۵۰	۱۷/۲۲	۱۷/۱۲	۱۸/۰۸	۱۹/۰۳
	۷۵	۲۰/۳۴	۲۰/۴۹	۲۰/۸۹	۲۱/۵۵

با توجه به جدول (۱) دهه دوم از دوره مورد مطالعه سردترین متوسط دما را تجربه نموده است. این کاهش دما از مقایسه صدک ۲۵ در تمام دوره‌ها به وضوح نمایان است. از طرفی در همین دوره بیشینه دمایی نسبت به بیشینه در سایر دوره‌ها بیش‌تر می‌باشد که بیانگر تفاوت دماهای رخ داده در گستره زیادی می‌باشد. البته به نظر می‌رسد وقوع مقادیر حداکثری در این دوره به صورت اتفاقی بوده باشد؛ زیرا چنانچه وقوع آن‌ها مکرر بود در میانگین این دوره اثرگذار می‌شد در صورتی که این دوره کم‌ترین میانگین را داشته است. روند تغییرات میانگین به‌جز در دوره دوم که مقداری منفی را تجربه کرده است در سایر دوره‌ها روندی مثبت داشته است. به‌طوری که در دوره پنجم بیشینه خود (۸۱/۰+) را داشته است. این امر بیانگر وقوع تغییرات مثبت دما در سال‌های اخیر می‌باشد.

شکل (۱) توزیع مکانی میانگین و ناهنجاری‌ها و مرکز میانگین دمای ایران را در طول پنج دوره مورد بررسی برای ایران نشان می‌دهد. نقشه‌های ارائه شده در شکل (۱) نتیجه‌ی تفاضل میانگین سالانه‌ی دمای هر دوره از میانگین کل دما، در همان دوره می‌باشد. پهنه‌هایی که در هر دوره نسبت به کل دوره دارای ناهنجاری مثبت بودند به رنگ خاکستری تیره و پهنه‌هایی که دارای ناهنجاری منفی می‌باشند طبق شکل با رنگ خاکستری روشن و سفید مشخص شده است. ناهنجاری‌های مثبت نشان‌دهنده‌ی افزایش دما نسبت به کل دوره و ناهنجاری‌های منفی

نشان‌دهنده‌ی کاهش دما نسبت به کل دوره می‌باشد. چنانچه در شکل (۲) ملاحظه می‌گردد، بیشینه ناهنجاری منفی دما در پهنه کشور آرایشی منطبق بر کوهستان‌ها دارد. به‌طوری‌که در غرب و شمال‌غرب کشور رشته‌کوه زاگرس، در نیمه شمالی رشته‌کوه البرز، در شمال‌شرق کشور سیستم کپه‌داغ- هزار مسجد و بینالود- آلاداغ و در نهایت در نواحی مرکزی وجود کوهستان‌های مرتفع هزار و لاله‌زار نقش بسزایی در ناهنجاری‌های منفی ایفا نموده است. میزان کاهش دمای منطبق بر کوهستان‌ها در عرض‌های شمالی، با افزوده شدن اثر عرض جغرافیایی بر این کاهش، شدت بیش‌تری می‌یابد.

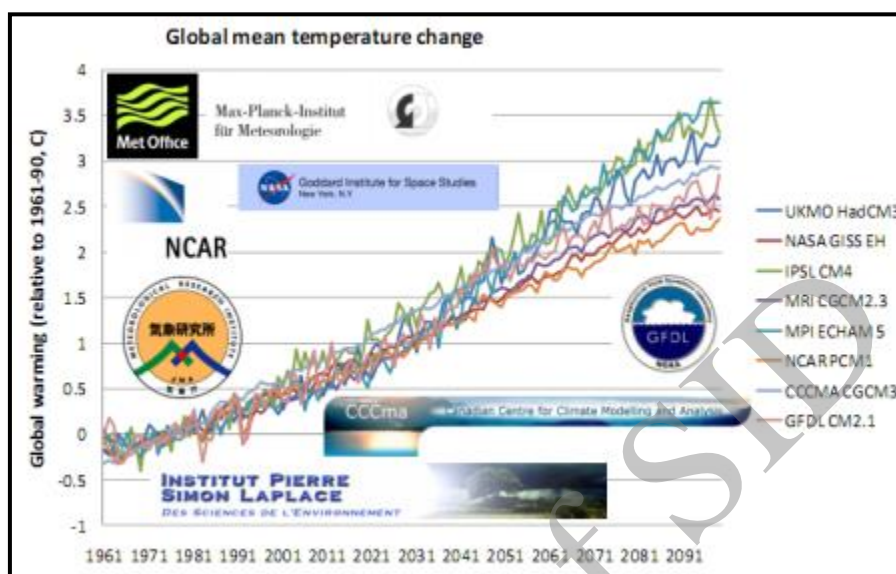
در دوره اول از دوره‌های مورد بررسی بر فراز ارتفاعات زرد کوه بختیاری و ارتفاعات لرستان و همچنین در شمال‌غرب کشور و دماوند، بیشترین میزان ناهنجاری منفی مشاهده می‌گردد. در حالی که در نوار ساحلی جنوبی کشور (منطبق بر جنوبی‌ترین عرض‌های کشور) بیشینه ناهنجاری مثبت دما قابل مشاهده است. در دوره دوم از گستره تحت پوشش ناهنجاری منفی نسبت به دوره اول کاسته شده است ولی شدت آن افزایش یافته است. میزان بیشینه ناهنجاری مثبت نیز پیشروی شمال‌سویی داشته است. بیش‌ترین گستره ناهنجاری منفی در سومین دوره رخ داده است و در این دوره ناهنجاری مثبت کم‌ترین پیشروی شمال‌سو را داشته است. دوره چهارم وضعیتی مشابه دوره دوم داشته است. در دهه پنجم همان‌طور که در شکل دیده می‌شود میانگین دما نسبت به سایر دوره‌ها در کل پهنه حالت افزایشی داشته است، با توجه به این‌که میزان متوسط دمای دوره نسبتاً بالا بوده است، ناهنجاری کم‌تر، نشان از تشابه دمایی بیش از سایر دوره‌ها می‌باشد. به‌طورکلی گرم‌ترین قسمت کشور در سواحل جنوبی قرار دارند. جایی که مقدار تابش خالص خورشیدی بیش‌تر از هر جای دیگر است. در مجموع از جنوب به شمال و از مشرق به مغرب از گرمای هوای ایران کاسته می‌شود. سرد شدن هوا در جهت جنوب به شمال عمدتاً به دلیل افزایش عرض جغرافیایی و کاهش تابش خورشید و نیز تراکم ارتفاعات مرتفع در شمال کشور می‌باشد؛ اما کاهش دما از مشرق به مغرب عمدتاً به دلیل تجمع توده‌های کوهستانی زاگرس در غرب کشور و یورش هوای سیبری به چاله‌های مرکزی ایران است (علیجانی، ۱۳۸۹: ۵۱). گرانیگاه دمایی در تمام دوره‌ها از آرایشی مشابه برخوردار بوده است؛ اما میزان تمرکز یا پراکندگی گرانیگاه‌ها در تمام دوره‌ها یکسان نبوده است. در واقع تمرکز گرانیگاه‌های دمایی در شرق زاگرس جنوبی (کویر لوت) مشاهده می‌گردد. با توجه به این‌که در بیش‌تر اوقات سال مقادیر حداکثری دما در نواحی مرکزی کشور به‌وقوع می‌پیوندد، در این منطقه رخداد تمرکز گرانیگاه‌ها دیده می‌شود؛ اما پیشروی و پسروی سامانه‌های گردش عمومی جو در برخی از فصول سبب جابجایی در این گرانیگاه‌ها می‌گردد. به‌طورکلی می‌توان گفت بیش‌ترین تمرکز گرانیگاه‌ها در دوره چهارم و بیش‌ترین پراکندگی در دوره پنجم داده است.



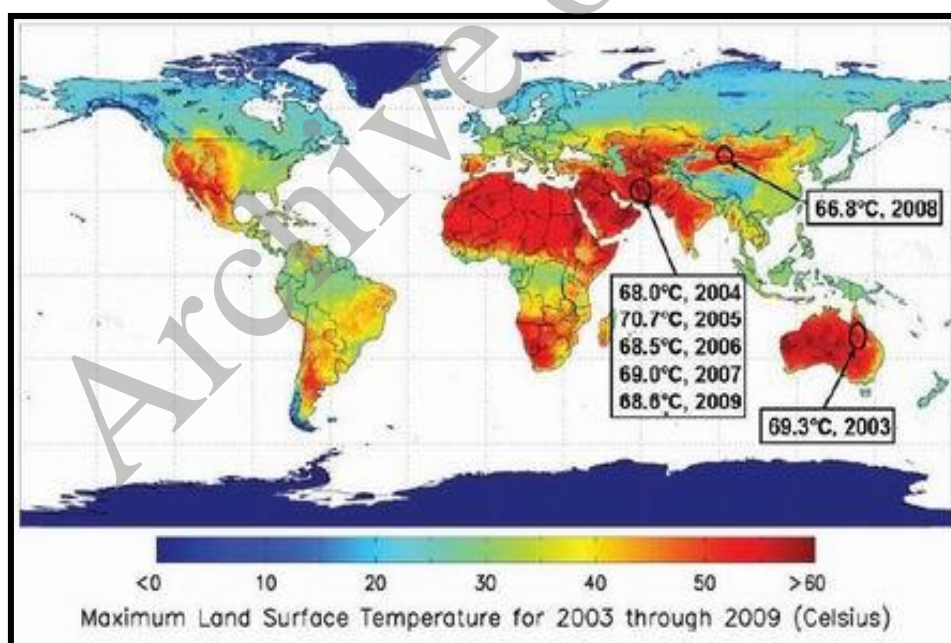
شکل ۱: نقشه توزیع مکانی میانگین، ناهنجاری‌ها و مرکز میانگین دمای ایران طی دوره‌های مختلف

پراکندگی در توزیع گرانیگاه‌ها نشان از گسترش یافتن مناطق گرم در کشور دارد. در دوره پنجم به‌طور مشخص گرانیگاه‌ها به جنوب شرق بسط یافته‌اند. شکل (۲)، نمایشی از نتایج مدل‌های اقلیمی مختلفی است که در راستای بررسی دمای جهانی ارائه شده است. چنانچه مشاهده می‌شود در نیم قرن اخیر دمای جهانی به میزان ۰/۵ درجه

سانتی‌گراد افزایش درجه حرارت داشته است. این میزان در ۸ دهه آینده مطابق نتایج مدل‌های مختلف ارائه شده بین ۲ تا ۳/۵ درجه خواهد رسید.



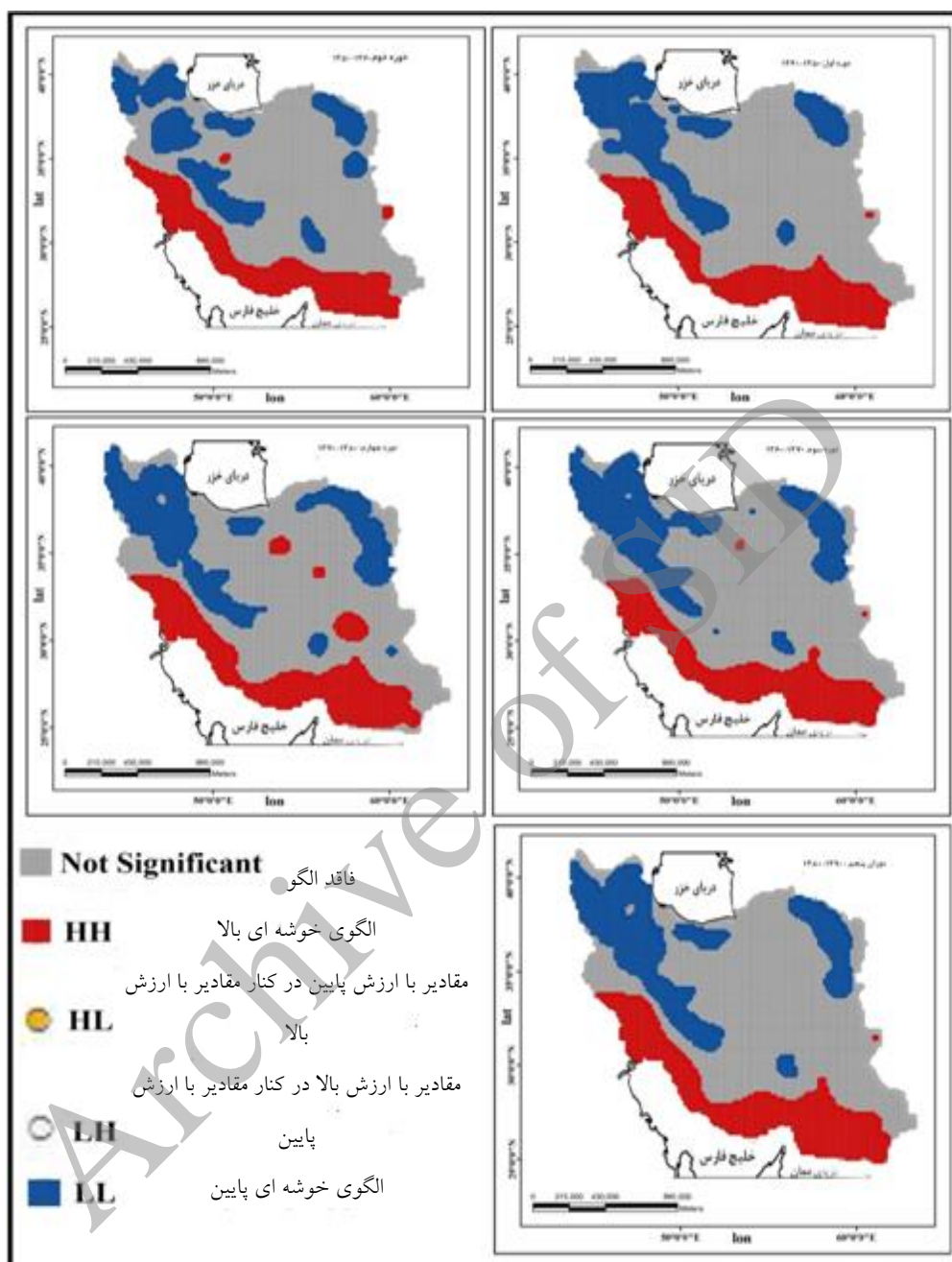
شکل ۲: تصویری از دمای جهان در نیم‌قرن گذشته و پیش‌بینی برای ۸ دهه آینده (IpCC)



شکل ۳: بیشینه دمای سطح زمین برای یک دوره هفت‌ساله با استفاده از تصاویر مودیس (Bulletin of the American Meteorological Society) بر اساس مطالعه بیشینه دمای سطح زمین در یک دوره هفت ساله با استفاده از تصاویر مودیس، نشان داد که بیابان لوت در جنوب شرق ایران گرم‌ترین نقطه زمین است و در هفت سال مورد مطالعه، در پنج سال بیشینه دما در لوت

به وقوع پیوسته است (مایلد راکسلر^{۱۷} و همکاران ۲۰۱۱). به نظر می‌رسد وقوع دماهای بیشینه در جنوب شرق کشور، تراکم و تمرکز گرانیگاه‌ها را در پی داشته است. به عبارتی این نتایج تصدیقی بر یافته‌های این پژوهش می‌باشند.

شکل (۴) نقشه توزیع نوع الگوی حاکم در نحوه پراکندگی دمای ایران طی دوره‌های مختلف را نشان می‌دهد. برای این منظور از موران محلی استفاده شده است. این مدل نشان می‌دهد که آیا پدیده‌ها به صورت تصادفی، پراکنده و یا خوشه‌ای در فضا توزیع شده‌اند. در این مدل (HH) بیانگر خوشه‌هایی با مقادیر زیاد و خود همبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۹ درصد اطمینان می‌باشد، (LL) بیانگر خوشه‌هایی با مقادیر کم و خود همبستگی فضایی منفی در سطح ۹۹ درصد اطمینان، (HL) بیانگر ناخوشه که در آن یک مقدار زیاد توسط مقادیر کم احاطه شده است و (LH) تک‌دانه‌هایی که در آن پدیده‌ای با مقدار کم توسط عارضه‌هایی با مقادیر زیاد احاطه شده‌اند و در سطح ۵ درصد معنادار شده‌اند را از یکدیگر تفکیک می‌کند. چنانچه در این شکل مشاهده می‌گردد درصد مساحت تحت پوشش الگوی خوشه‌ای در دمای کشور در دهه‌های اخیر نسبت به دهه اول روندی افزایشی داشته است. خود همبستگی فضایی در دهه‌های اخیر در بین دماهای پایین‌تر بیش از دماهای بالاتر بوده است. به طوری که در دهه سوم (۱۳۷۰-۱۳۶۰) در نهایت گستردگی خود به ۲۰/۸ درصد مساحت کشور می‌رسد. با توجه به ثبات عوامل محلی مؤثر در تغییر دمایی، به منظور توجیه این تغییرات نیاز است چگونگی سامانه‌های خارجی مؤثر بر دما را بررسی نمود. با دقت در شکل مزبور به وضوح نمایان است که شکل‌گیری خوشه‌های دمایی کم و زیاد در کشور در ارتباط مستقیم با عوامل محلی مانند جهت ارتفاعات و عرض جغرافیایی می‌باشد. البته کاهش یا افزایش در گستره این الگوها وابستگی به سامانه‌های آب‌وهوایی مؤثر در دما در دهه‌های مختلف دارد. همان‌گونه که ملاحظه می‌گردد خوشه‌های مربوط به دماهای پایین در امتداد رشته‌کوه زاگرس و در شمال غرب کشور بر فراز قله سهند و سبلان، بر فراز مرتفع‌ترین نقاط البرز (دماوند)، در شمال شرق کشور در دامنه‌های شمال شرقی رشته‌کوه‌های خراسان و در مناطق مرتفع کرمان مشاهده می‌گردد. در تمام دوره‌ها این الگو تقریباً یکسان بوده تنها در میزان گستردگی آن تغییر حاصل شده است. در رابطه با برخی پهنه‌های این خوشه نظیر شمال شرق کشور ضروری است نقش سامانه‌های سینوپتیکی در نظر گرفته شود، به طوری که پرفشار سیبری در بازه زمانی خاصی از سال این منطقه را مورد یورش های سرد قرار می‌دهد و با وجود این که یورش مذکور برای منطقه وسیعی از شمال شرق است اما خوشه مذکور تنها به بخشی از شمال شرق خراسان و شرق آن محدود می‌گردد؛ محتمل است شکل‌گیری این خوشه از جهت ناهمواری در این منطقه پیروی نماید.



شکل ۴: نتایج حاصل از شاخص موران محلی برای دوره‌های مختلف دمای ایران طی نیم قرن اخیر

چنانچه در دهه اول بازه زمانی مورد مطالعه، خوشه با خودهمبستگی مثبت بیش‌ترین درصد را در خوشه‌های دمایی کشور در بر گرفته است اما در دهه سوم عکس این قضیه رخ داده است؛ بنابراین در مجموع می‌توان گفت که کرانه‌های ساحلی خلیج فارس و دریای عمان دارای خود همبستگی فضایی مثبت و امتداد کوه‌های زاگرس و بخش‌های زیادی از شمال غرب کشور دارای الگوی خوشه‌ای با ارزش‌های پایین (خود همبستگی فضایی منفی) بوده

است. به‌طور کلی درصدی از منطقه که تحت پوشش خوشه با دمای پایین بوده است به‌ترتیب ۱۸/۱، ۱۷/۳، ۲۰/۸، ۱۹/۸ و ۱۹/۸ و درصدی از منطقه که تحت پوشش خوشه با دمای بالا بوده است به‌ترتیب ۱۸/۴، ۱۸/۱، ۱۸، ۱۹ و ۱۸/۴ درصد برای دهه اول تا پنجم بوده است.

نتیجه‌گیری

خودهمبستگی فضایی یکی از کاربردی‌ترین و مهم‌ترین ابزارهای تحلیلی برای تحقیق در مورد داده‌های فضایی است. این تحلیل نه تنها به خودی خود اطلاعات مفیدی در مورد ارتباط درونی عوارض به‌دست می‌دهد، بلکه نتایج آن برای بسیاری از تحلیل‌های پیچیده‌تر آماری نیز مورد استفاده قرار می‌گیرند.

نتایج حاصل از توزیع فضایی ناهنجاری‌های دما در این مطالعه نشان داد که ناهنجاری‌ها در هر ۵ دوره مورد بررسی هر چند که نسبت به هم تغییرات محسوسی داشتند اما این تغییرات بیش‌تر تابع عرض جغرافیایی و ناهمواری‌ها می‌باشد. به‌طوری که جهت‌گیری گرانیگاه دما در هر پنج دوره که به سمت جنوب‌شرق کشور تمایل پیدا کرده تأییدی بر گفته فوق می‌باشد. نتایج حاصل از تحلیل موران محلی بیانگر این است که در هر پنج دوره مورد مطالعه کرانه‌های ساحلی خلیج فارس و دریای عمان تا فاصله تقریباً ۲۰۰ کیلومتری از ساحل دارای الگوی خوشه بالا می‌باشند این درحالی است که بخش‌هایی از شمال‌شرق کشور، شمال‌غرب کشور (به‌ویژه سهند و سبلان) و امتداد کوه‌های زاگرس از الگوی خوشه‌ای پایین برخوردار بوده یا به عبارتی دارای خودهمبستگی فضایی منفی بوده است. بروز خوشه با همبستگی مثبت در سواحل جنوبی، علاوه بر تأثیر عرض جغرافیایی و قرارگیری پرفشار جنوب‌حاره در این منطقه؛ نشان از یکنواختی دمایی در این منطقه دارد. از آنجایی که در ایجاد یک خوشه اشتراک در ویژگی مورد بررسی در پیکسل‌ها نیاز است و با توجه به ناهمگونی سطح مناطق مرکزی کشور از نظر ناهمواری، با وجود کویری بودن این مناطق و دماهای بالا، این مناطق جزء خوشه با دمای بالا محسوب نگردیده است. دلیل این امر شاید تفاوت دمایی در مناطق کویری در همجواری دماهای معتدل در دامنه کوه‌ها و دماهای خنک ارتفاعات باشد. به عبارتی وجود بیشینه دما در منطقه‌ای در لوت در همسایگی مناطق با دمای نسبتاً خنک در ارتفاعات نمی‌تواند به ایجاد یک خوشه بیانجامد. پیشروی و پسروی سیستم‌های سینوپتیکی موجود در گردش عمومی جو، موجب تجربه سال‌های سردتر یا گرم‌تر در کشور می‌شود. به‌طوری که پیشروی تاوه قطبی (ورتکس قطبی) به شمال کشور، موجب ریزش هوای سرد به این منطقه می‌گردد و میزان ماندگاری این سیستم در کشور متوسط دمای کشور را تا حد زیادی متأثر می‌سازد. از طرفی پسروی این تاوه، موجب فراهم شدن شرایط برای ورود پرفشار جنوب‌حاره در کشور

می‌شود، هر اندازه این سامانه مساحت بیش‌تری از کشور را در بر بگیرد، متوسط دمایی بالاتری برای کشور ثبت خواهد گردید. در نهایت وجود تفاوت‌های دمایی در متوسط دمای هر سال، در میزان گسترش پهنه مربوط به هر خوشه نمایان می‌گردد.

Archive of SID

منابع

- باباییان، ا؛ نجفی نیک، ز؛ زابل عباسی، ف؛ حبیبی نوخندان، م؛ ادب، ح؛ ملبوسی، ش (۱۳۸۸)، «ارزیابی تغییر اقلیم کشور در دوره‌ی ۲۰۱۰-۲۰۳۹ میلادی با استفاده از ریز مقیاس نمایی داده‌های مدل گردش عمومی جو ECHO-G»، *جغرافیا و توسعه*، شماره ۱۶، صص ۱۵۲-۱۳۵.
- ثریا، م؛ طاووسی، ت؛ امینی، م (۱۳۸۶)، «بررسی روند تغییرات خصوصیات دمایی ماهیانه شهر زاهدان طی نیم سده اخیر»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- جلالی، م؛ دوستکامیان، م؛ آرزو، ا (۱۳۹۲)، «کاربرد روش کریجینگ در توزیع فضایی بارش»، *مجله فضایی جغرافیایی*، شماره ۸، صص ۲۹-۱۴.
- رحیم‌زاده، ف؛ عسگری، ا (۱۳۸۳)، «نگرشی بر تفاوت نرخ افزایش دمای حداقل و حداکثر و کاهش دامنه شبانه‌روزی دما در کشور»، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، شماره ۳۸، صص ۱۵۶-۱۵۴.
- زاهدی، م؛ ساری صراف، ب؛ جامعی، ج (۱۳۸۶)، «تحلیل تغییرات زمانی-مکانی دمای منطقه شمال غرب ایران»، *مجله جغرافیا و توسعه*، شماره ۱۰، صص ۵۳-۳۸.
- عزیزی، ق؛ روشنی، م (۱۳۸۷)، «مطالعه تغییر اقلیم در سواحل جنوبی دریای خزر به روش من-کندال»، *مجله پژوهش‌های جغرافیایی*، شماره ۶۴، صص ۹۶-۸۱.
- عزیزی، ق؛ شمسی‌پور، ع.؛ یاراحمدی، د (۱۳۸۷)، «بازیابی تغییر اقلیم در نیمه غربی کشور با استفاده از تحلیل‌های آماری چند متغیره»، *فصلنامه پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، شماره ۶۶، صص ۳۵-۱۹.
- عزیزی، ق؛ کریمی احمدآبادی، م؛ سبک خیز، ز (۱۳۸۴)، «روند دمایی چند دهه اخیر ایران و افزایش Co2 جو»، *نشریه علوم جغرافیایی*، شماره ۵، صص ۲۵-۱۴.
- علیجانی، ب؛ بیات، ع؛ بلیانی، ی؛ دوستکامیان، م؛ جوانمرد، آ (۱۳۹۲)، «تحلیل فضایی بارش ایران»، *دومین کنفرانس بین‌المللی مخاطرات محیطی*، دانشگاه خوارزمی تهران، ۷-۸ آبان ۱۳۹۲، صص ۷۸-۶۳.
- محمدی، ح؛ تقوی، ف (۱۳۸۴)، «روند شاخص حدی دما و بارش در تهران»، *پژوهش‌های جغرافیایی*، شماره ۵۳، صص ۱۷۲-۱۵۱.

- Clarke, T.S., (2003), "Regional climate change trends analysis of temperature and precipitation series at Canadian sites", *Canadian Journal of Agricultural Economics*, 48(1): 21-37.

- Domonkos, P., Tar, K., (2003), "Long- term changes in observed temperature and precipitation series 1901-1998 from hungary and their relation to larger scale changes", *Theoretical and Applied Climatology*, 75 (3-4): 131-147.

- Domroes, M., Tantawi, A., El., (2005), "Recent temporal and spatial temperature changes in Egypt", *International Journal of Climatology*, 25 (1): 51-63.
- Feriwan, M., Kadioglu, M., (2008), "Climate variability in Jordan", *International Journal of Climatology*, 28 (1): 69-89.
- Kumar, P.V., Bindi, M., Crisci, A.C., Maracchi, G., (2005), "Detection of variations in air temperature at different time scales the period 1889-1998 at Firenze, Italy", *Climatic Change*, 72 (1-2): 123-150.
- Lettenmaier, D.P., Wood, E.F., Wallis, J.R., (1994), "Hydro-Climatological trend in the Continental United states, 1948-88", *Journal of Climate*, 7 (1): 586-607.
- Marengo, J.A., Camargo, C.C., (2008), "Surface air temperature trends in Southern Brazil for 1960-2002, Int", *Journal of Climatol*, 28:893-904.
- Mildrexler, D.J., Zhao, M., Running, S.W., (2011), "Satellite finds highest land skin temperatures on Earth", *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92: 855-860
- Qiang, Z., Jiang, C., Zenguin, Z., (2005), "Observed climatic changes in Shanghai during 1873-2002", *Journal of Geographical Sciences*, 15 (21): 217-222.
- Rebetez, M., Reinhard, M., (2008), "Monthly air temperature trend in Switzerland 1907-2000 and 1975-2004", *Theor. Appl. Climate*, 97: 1028-1040.
- Seleshi, Y., Zanke, U., (2004), "Recent change in rainfall and rainy days in Ethiopia", *International Journal of Climatology*, 24 (8): 973-983.
- Serrano, A., Mateos, V.L., Garcia, J.A., (1999), "Trend analysis of monthly precipitation over thr Iberian Peninsula for the period 1921-1995", *Phys. Chem. EARTH (B)*, 24:85-90.
- Tayanc, M., Dogruel, M., (2009), "Climate Change in Turkey for the last half century" *Climatic change*, 94 (3-4): 483-502.
- Toreti, A., Desiato, F., (2008), "Temperature trend over Italy from 1961-2004", *Theor. Appl. Climatology*, 97: 991-1011.

تحلیل روند بارش سالانه ایران

بختیار محمدی: استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران*

چکیده

در این پژوهش روند بارش ایران با استفاده از داده‌های ۱۴۳۷ ایستگاه همدید، اقلیمی و بارانسنجی، طی دوره ۴۰ ساله (۱۳۴۳ تا ۱۳۸۲) بررسی شد. با میانبایی این داده‌ها به روش کریجینگ، ایران به ۸۲۳۰ یاخته‌ی به ابعاد ۱۴*۱۴ کیلومتر مربع تبدیل شد. میانگین ایستگاهی و یاخته‌ای بارش ایران برای هر سال، محاسبه شد. با استفاده از روش آماری ناپارامتری من-کندال معنی‌داری روند میانگین بارش، و از روش برآورد کننده شیب خط سن، میزان شیب خط روند، آزمون شد. نتایج نشان داد که در سری‌های زمانی میانگین ایستگاهی و یاخته‌ای بارش ایران، روند افزایشی یا کاهشی معنی‌داری در سطوح اطمینان ۹۹٪ و ۹۵٪ وجود ندارد. با این حال میانگین ایستگاهی بارش ایران به طور متوسط در هر سال در حدود ۰/۶۴ میلیمتر و میانگین یاخته‌ای بارش ایران نیز در حدود ۰/۵ میلیمتر کاهش یافته است.

واژه‌های کلیدی: تحلیل روند، میانبایی، من-کندال، بارش ایران.

مقدمه

برخودار باشد. در زمینه شناخت روند بارش در سطح جهانی و در ایران نیز تحقیقات گسترده‌ای صورت گرفته است که به برخی از آنها اشاره می‌شود.

انجل و هاف (Angel and Huff) روند تغییرات بارش‌های سنگین در ۳۰۴ ایستگاه در میانه غربی ایالات متحده را بررسی کردند. آنها به نقش مهم بارش‌های سنگین در طراحی سازه‌های آبی، کشاورزی، تعدیل هوا و نمایه‌سازی تغییر اقلیم اشاره می‌کنند و همچنین معتقدند که در گذشته سری زمانی بارش فرین عمدتاً ثابت و بدون روند تصور می‌شد و این فرض برای بخش‌های مختلف میانه‌ی غربی ایالات متحده نمی‌تواند درست باشد. نتایج نشان داد که در سال‌های اخیر، ایستگاه‌ها روند مشابهی را در بارش‌های سنگین تجربه کرده و فرض سری زمانی ایستا، برای برازش توزیع آماری با داده‌های بارش

به طور کلی، شناخت چگونگی روند تغییرات اقلیمی و به ویژه روند تغییرات بارش از جمله مواردی است که در سال‌های اخیر مورد توجه محققان علوم جوی و هیدرولوژی قرار داشته است. بدون توجه به این که یک مکان در اقلیم مرطوب یا خشک قرار دارد، آگاهی از روند تغییرات بارش یک مکان می‌تواند بسیاری از مدیران و دست‌اندرکاران مرتبط با آب را نسبت به تصمیم‌گیری‌های آینده خود در ارتباط با اجرای پروژه‌های عمرانی یاری دهد. قرارگیری بخش‌های زیادی از ایران در کمربند خشک و نیمه خشک جهان از یک سو و داشتن نقش تعیین کننده‌ای که نزولات جوی در تأمین آب کشور برعهده دارند از سوی دیگر، باعث شده که آگاهی بیشتر نسبت به روند تغییرات بارش ایران از اهمیت چشم‌گیری

گذشته احتمالاً در بخش‌هایی از میانه غرب ایالات متحده رد می‌شود (انجل وهاف، ۱۹۹۷:۲۴۶).

اکی‌نرمی و همکاران^۱ روند بارش را در ۳۷ ایستگاه واقع در چمنزارهای کانادا که دارای آمار بارش روزانه‌ی بیش از ۷۵ سال بودند، مطالعه کردند. آنها معتقدند با توجه به این که مقدار و زمان بارش در تولید محصولات کشاورزی بویژه گندم نقش مهمی را برعهده دارد؛ اطلاعات مربوط به چگونگی روند بارش می‌تواند برای منطقه حیاتی باشد. نتایج این بررسی نشان داد که اگرچه بیشتر بارش‌ها در چمنزارهای کانادا عمدتاً رویدادهایی با شدت زیاد است؛ اما افزایش معنی‌دار در تعداد رویدادهای بارش، به ویژه رویدادهای با شدت پایین رخ داده است. همچنین روند بارش و مقدار بارندگی در ۷۵ سال اخیر به طور معنی‌داری در چمنزارهای کانادا به ترتیب ۰/۶۲ و ۰/۶۰ میلیمتر در هر سال افزایش داشته است (اکی‌نرمی و همکاران، ۱۹۹۸:۲۹۹۶).

کارل و نایت^۲ روند بارش، مقدار، فراوانی و شدت آن را در ایالات متحده آمریکا بررسی کرد. آنها معتقدند که از سال ۱۹۱۰ تا اواخر قرن بیستم حدود ۱۰ درصد بارش ایالات متحده افزایش یافته است که این افزایش در بارش ابتدا در رویدادهای بارش‌های سنگین و فرین روزانه منعکس شده است. به عنوان مثال بیش از ۵۳ درصد مقدار بارش افزایش یافته به دلیل روند مثبتی بوده است که در ۱۰ درصد بالایی توزیع بارش مشاهده شده است. در ادامه معتقدند که روند معنی‌داری در مقادیر بالای بارش روزانه و ماهانه - سالانه در بیشتر ایالات متحده وجود دارد که

البته روند کشوری و سراسری منظمی در مقادیر بارش دیده نمی‌شود (کارل و نایت، ۱۹۹۸:۲۳۱).

اکی‌نرمی و همکاران الگوهای فضایی و فصلی روند بارش را در چمنزارهای کانادا بررسی کردند. آنها به کمک تحلیل رگرسیون، روند خطی مقادیر بارش و تعداد رویدادهای بارشی را در ۱۴۰ ایستگاه با آمار بیش از ۴۰ سال در چمنزارهای کانادا را مشخص نمودند. نتایج نشان داد که افزایش معنی‌داری در مقادیر و تعداد رویدادهای بارشی طی ۴۰ سال اخیر (۱۹۵۶-۹۵) وجود داشته است (اکی‌نرمی و همکاران، ۲۰۰۱:۲۱۷۷).

کنکل^۳ روند شاخص‌های بارشی فرین در ایالات متحده را بررسی کرد. تحلیل وی نشان داد که افزایش چشمگیری در فراوانی رویدادهای بارشی فرین در دهه‌های ۱۹۲۰ و ۱۹۳۰ وجود داشته است. در ادامه معتقد است که تغییرات اخیر در رویداد بارشی فرین ناشی از تغییرپذیری طبیعی اقلیم بوده و ضمن این که از فعالیت‌های انسانی که منجر به افزایش گازهای گلخانه‌ای می‌شوند نمی‌توان چشم‌پوشی کرد (کنکل، ۲۰۰۳:۲۹۱).

هیدالگو و همکاران^۴ روند روزانه بارش در والنسیای اسپانیا را طی نیمه دوم قرن بیستم بررسی کردند. آنها ۱۰ روز از هر سال را که بیش از ۵۰ درصد میانگین بارش کشور در آن رخ می‌داد به عنوان بالاترین رویدادهای بارشی انتخاب نمودند. همچنین روند بارش سالانه و روند رویدادهای کوچک و بزرگ بارش را به طور درصدی با هم مقایسه نمودند و به کمک جدول متقاطع توزیع فضایی روندها را بر روی

3 - Kunkel

4 - Hidalgo et al

1- Akinremi

2 - Karl and Knight

شاخص‌ها داشته و همچنین الگوی کلی روند بارش-های فرین همان الگویی بوده که برای مجموع بارش سالانه بدست آمده است (هایلوک و همکاران، ۲۰۰۵: ۱۴۹۰).

براهماناندا و همکاران^۷ به تحلیل روند افزایشی بارش شمال شرق برزیل در ارتباط با خشکسالی‌های منطقه ساهاران^۸ پرداختند. ضرایب همبستگی بین میانگین بارش ۱۱ ساله سری بارش بر روی دو منطقه در سطح ۹۵ درصد اطمینان با آزمون t دو طرفه معنی دار بود. نتایج نشان داد که تغییرات بارش دو منطقه با موقعیت منطقه کمربند همگرایی حاره‌ای بر روی اقیانوس اطلس ارتباط دارد. موقعیت جنوبی‌تر (شمالی-تر) کمربند همگرایی حاره‌ای برای رخداد بارش بالاتر از حد نرمال شمال شرق برزیل (سahارا) مساعد است. ضریب همبستگی بین موقعیت کمربند همگرایی حاره‌ای بر روی اقیانوس اطلس و شمال شرق برزیل (سahارا) منفی (مثبت) و بسیار معنی‌دار است و به بیش از ۰/۹ می‌رسد. از این رو نتایج این مطالعه نشان داد که موقعیت جنوبی‌تر کمربند همگرایی حاره-ای از حالت نرمال خود در اقیانوس اطلس احتمالاً علت افزایش (کاهش) اخیر روند بارش در شمال شرق برزیل (سahارا) بوده است (براهماناندا و همکاران، ۲۰۰۶: ۴۴۴۸).

کروشیت^۹ تغییرپذیری اقلیم و روند منطقه‌ای بارش را در ایسلند طی سال‌های ۱۹۶۱ تا ۲۰۰۰ مطالعه نمود. وی معتقد است تغییرات درون سالانه در ویژگی‌های بارش می‌تواند با تغییراتی در اندازه، مکان و رخداد سامانه‌های بارشی بزرگ مقیاس که از روی

هم قرار دادند. نتایج این پژوهش این فرض را تأیید کردند که تغییرات بارش سالانه تنها به تغییرات پیدا شده در چند رویداد بارشی بستگی داشته است. به علاوه با وجود روند منفی این رویدادها، توزیع‌شان با بارش سالانه افزایش داشته است (هیدالگو و همکاران، ۲۰۰۳: ۱۱۷).

لیبمن و همکاران^۵ روند بارش را در جنوب آمریکای مرکزی طی سال‌های ۱۹۷۶ تا ۱۹۹۹ بررسی کردند. نتایج نشان داد که بزرگترین روند مثبت در ۲۰ درجه جنوبی طی ماه‌های ژانویه-مارس رخ داده و بر روی جنوب برزیل متمرکز بوده است. همچنین از ۱۹۴۸ تا ۱۹۷۵ روند مثبت بوده، اما با شیب نسبتاً کمی این روند افزایش داشته است. عامل دینامیک روند مشخص نیست و روند با افزایش در فعالیت امواج همدیدی آشکار نمی‌شود. روند بارش با روند مثبت دمای سطح دریا در نزدیک اقیانوس اطلس مرتبط است، اما به طور آشکار رابطه علت و معلولی ندارد (لیبمن و همکاران، ۲۰۰۴: ۴۳۵۷).

هایلوک و همکاران^۶ روند بارش‌های فرین و کل بارش سالانه را در آمریکای جنوبی طی سال‌های ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۰ و ارتباط آن را با دمای سطح دریا بررسی کردند. آنها ابتدا دوازده شاخص سالانه بارش روزانه طی دوره مورد مطالعه محاسبه و تغییرات آنها و توزیع‌شان به عنوان متغیرهای فرین بارشی آزمون شد. سپس نقشه روند دوازده شاخص بارشی فرین مناطق بزرگی که دارای روند یکسانی بودند را ترسیم نمودند. در نهایت، مشخص شد که بسیاری از ایستگاهها تغییرات آماری معنی داری در برخی از

7 - Brahmananda et al

8 - Saharan

9 - Crochet

5 - Liebmann

6 - Haylock et al

ایسلند عبور می‌کنند در ارتباط باشد و این سامانه‌ها می‌توانند به نوبه خود توسط شدت نوسانات اطلس شمالی بویژه در زمستان تحت تاثیر قرار بگیرند (کروشیت، ۲۰۰۷: ۴۶۵۹).

سو و همکاران^{۱۰} روند دما و بارش فرین در حوضه رودخانه یانگ تسه چین را طی سال‌های ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۲ بر اساس داده‌های ۱۰۸ ایستگاه هواشناسی بررسی کردند. آنها از آزمون روند من‌کندال و رگرسیون خطی برای آشکار کردن روند سالانه و فصلی این رویدادهای فرین استفاده کردند. آزمون روند نشان داد که روند بارش تابستانی در حوضه معنی‌دار بوده است. همچنین تعداد روزهای توفانی نسبت به شدت بارش‌ها در بخش‌های میانی و پایین دست روند افزایشی داشته است که این خود موجب افزایش روند مثبت بارش تابستانی شده است (سو و همکاران، ۲۰۰۶: ۱۳۹).

بکر و همکاران^{۱۱} به تحلیل فضایی زمانی روند بارش در حوضه رودخانه یانگ تسه پرداختند. آنها روند بارش ماهانه ۳۶ ایستگاه واقع در این حوضه را طی ۵۰ سال گذشته با روش من‌کندال محاسبه کردند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که روند مثبت معنی‌داری در بارش تابستانی اغلب ایستگاه‌ها وجود داشته و همچنین در ادامه با میانمایی حوضه یانگ تسه با تفکیک مکانی ۰/۵ درجه جغرافیایی روندهای فضایی و مکانی متفاوتی را برای بخش‌های مختلف مشخص کردند (بکر و همکاران، ۲۰۰۶: ۴۳۵).

فیداس و همکاران^{۱۲} تحلیل روند سری زمانی بارش ۵۰ ساله اخیر یونان را در ارتباط با شاخص‌های

گردشی جو بررسی کردند. آنها با انجام دو روش حداقل مربعات و من‌کندال بر روی داده‌های بارش یونان معتقدند که روند بارش سالانه و زمستانه یونان را از سال ۱۹۸۴ به بعد کاهشی بوده است. همچنین در ادامه این تحقیق، تغییرپذیری بارش در ارتباط با سه شاخص گردش جوی نوسان اطلس شمالی، نوسان مدیترانه‌ای و شاخص جدید نوسان مدیترانه‌ای به کمک تحلیل همبستگی بررسی شد (فیداس و همکاران، ۲۰۰۷: ۱۵۵).

عساکره به منظور شناخت نظام تغییرات زمانی بارش استان اصفهان به تحلیل روند بارش سالانه این استان پرداخت. وی بر پایه روش میانگین‌انگراها و با حل معادلات نرمال رگرسیون برای یاخته‌های ایجاد شده (۵۰*۱۰۰ یاخته) در استان، متوسط تغییر بارش سالانه در بازه زمانی مورد بررسی (۱۹۶۹-۲۰۰۰) را برای کل استان محاسبه کرد و معتقد است که بارش سالانه استان اصفهان طی سه دهه گذشته حاوی روند سهمی (درجه ۲) بوده است (عساکره، ۱۳۸۴: ۷۵).

عسکری و همکاران روند نمایه‌های بارش‌های حدی در ایران را بر اساس داده‌های بارش روزانه ۲۰ ایستگاه همدید طی سالهای ۱۹۶۱ تا ۱۹۹۰ تحلیل کردند. نتایج پژوهش آنها نشان داد که در دو سوم از ایران مقدار سالانه بارش در روزهای تر کاهش چشمگیری یافته است و البته نمایه بارش سنگین بیش از ۱۰ میلیمتر افزایش یافته است. همچنین آنها معتقدند که تعداد روزهای خشک در مناطق جنوبی کشور روند مثبت و تعداد روزهای تر در یک سوم بخش‌های جنوبی ایران روند منفی داشته است (عسکری و همکاران، ۱۳۸۶: ۴۲).

10 - Su et al

11 - Becker et al

12 - Feidas et al

حاضر ضمن بررسی بارش‌های ایران از نظر شدت و میزان گستردگی آنها، روند کلی بارش‌های سنگین و فراگیر ایران بدون توجه به عامل یا عوامل مؤثر بر رخداد این رویدادها تحلیل شد.

داده و روش‌شناسی

در این پژوهش به منظور تحلیل روند میانگین بارش ایران، داده‌های بارش ۱۴۳۷ ایستگاه همدید، اقلیمی و بارانسنجی کشور مورد استفاده قرار گرفت. پایگاه داده‌ای از بارش این ایستگاه‌ها از روز ۱۳۴۳/۱/۱ تا ۱۳۸۲/۱۲/۲۹ تهیه شد؛ و ماتریس داده‌ای به ابعاد ۱۴۳۷×۱۴۶۰۸ ایجاد شد که ۱۴۶۰۸ تعداد روزها و ۱۴۳۷ تعداد ایستگاه‌ها بود. ابتدا میانگین بارش ایران به کمک داده‌های این ایستگاه‌ها محاسبه شد. سپس با توجه به این که ایستگاه‌ها دارای طول دوره آماری یکسانی نبودند و همچنین به دلیل عدم پراکندگی یکنواخت ایستگاه‌ها در سطح کشور، با انجام میانبایی به روش کریجینگ بر روی داده‌های بارش روزانه ۱۴۳۷ ایستگاه، ایران به شبکه‌بندی منظمی با ۸۲۳۰ یاخته^{۱۳} (ابعاد هر یاخته ۱۴×۱۴ کیلومتر) تبدیل شد. میانگین یاخته‌ای بارش سالانه - ایران از به صورت زیر محاسبه شد:

حجام و همکاران روند تغییرات بارندگی‌های فصلی و سالانه ایران مرکزی را با استفاده از روش‌های ناپارامتری من-کندال و برآورد کننده شیب سن، مطالعه کردند. آنها معتقدند که با توجه به ناکافی بودن تعداد سری‌های دارای روند معنی‌دار نسبت به سری-های فاقد روند، نمی‌توان روند خاصی را بر بارندگی‌های فصلی و سالانه منطقه مورد مطالعه نسبت داد (حجام و همکاران، ۱۳۸۷: ۱۵۷).

کتیرایی و همکاران روند بارش ایران را به کمک ۳۸ ایستگاه طی سال‌های ۱۹۶۱ تا ۲۰۰۱ بررسی کردند. آنها برای بررسی وجود روند بارش از آزمون من‌کندال و برای برآورد اندازه روند از روش خطی حداقل مربعات استفاده کردند. مطالعه آنها نشان داد که ایستگاه‌های واقع در منطقه غرب و شمال غرب دارای روند بارش سالانه کاهشی و بیشتر ایستگاه‌های واقع در نواحی جنوبی و مرکزی ایران دارای روند افزایشی‌اند. روند بارش فصل زمستان شبیه به روند بارش سالانه است اما روند بارش فصل بهار در اغلب ایستگاه‌ها کاهشی و فصل پاییز افزایشی است (کتیرایی و همکاران، ۱۳۸۶: ۶۷).

عزیزی و روشنی با هدف مطالعه انحراف احتمالی برخی از عناصر رطوبتی و دمایی، تغییر اقلیم سواحل جنوبی خزر را بررسی کردند. آنها با استفاده از روش من-کندال تغییرات داده‌های حداقل و حداکثر دما، بارش، رطوبت و ابرناکی را طی دوره ۴۰ ساله در منطقه شناسایی و سپس نوع و زمان را مشخص نمودند. آنها معتقدند که درصد تغییر در فصل زمستان و تابستان نسبت به بهار و پاییز بیشتر است و زمان شروع تغییرات نیز در ایستگاه‌های منطقه یکسان نیست (عزیزی و روشنی، ۱۳۸۷: ۱۳). در پژوهش

(۱)

$$\text{مجموع بارش برآورد شده‌ی تمام یاخته‌ها در طول سال} \\ \text{میانگین بارش یاخته‌ای سالانه‌ی ایران} = \frac{\text{تعداد کل یاخته‌ها}}{\text{میانگین بارش یاخته‌ای ایران (میلیمتر)}}$$

در این پژوهش داده‌های مربوط به میانگین ایستگاهی و همچنین میانگین یاخته‌ای بارش سالانه ایران مبنای انجام تحلیل‌های آماری قرار گرفت (جدول ۱).

جدول ۱- میانگین بارش ایستگاهی و یاخته‌ای بارش ایران در سال‌های مورد مطالعه

سال	میانگین بارش ایستگاهی ایران (میلیمتر)	میانگین بارش یاخته‌ای ایران (میلیمتر)
۱۳۴۳	۲۹۸	۲۱۳
۱۳۴۴	۳۳۹	۱۸۰
۱۳۴۵	۲۹۱	۱۸۱
۱۳۴۶	۳۴۳	۲۴۱
۱۳۴۷	۴۸۹	۳۲۹
۱۳۴۸	۴۰۴	۲۵۵
۱۳۴۹	۲۵۰	۱۵۶
۱۳۵۰	۴۱۹	۳۰۷
۱۳۵۱	۳۸۳	۲۵۳
۱۳۵۲	۳۵۳	۲۵۴
۱۳۵۳	۳۷۱	۲۵۲
۱۳۵۴	۳۹۳	۳۰۶
۱۳۵۵	۳۷۴	۲۸۱
۱۳۵۶	۴۴۰	۳۲۷
۱۳۵۷	۳۶۲	۲۶۷
۱۳۵۸	۴۳۰	۳۲۷
۱۳۵۹	۳۲۵	۲۴۸
۱۳۶۰	۳۹۴	۳۰۴
۱۳۶۱	۴۱۴	۳۰۵
۱۳۶۲	۲۹۹	۲۰۱
۱۳۶۳	۳۹۴	۲۴۷
۱۳۶۴	۲۹۳	۲۰۸
۱۳۶۵	۳۹۱	۲۹۰
۱۳۶۶	۳۹۹	۲۹۳
۱۳۶۷	۳۱۹	۲۱۷
۱۳۶۸	۳۳۴	۲۴۶
۱۳۶۹	۳۰۷	۲۳۰
۱۳۷۰	۳۵۶	۲۶۷
۱۳۷۱	۴۶۶	۳۷۷
۱۳۷۲	۳۶۰	۲۲۰
۱۳۷۳	۳۸۸	۲۶۹
۱۳۷۴	۴۰۴	۳۵۱
۱۳۷۵	۳۰۹	۲۰۰
۱۳۷۶	۴۵۶	۳۵۰
۱۳۷۷	۳۳۳	۲۴۰
۱۳۷۸	۲۶۴	۱۵۵
۱۳۷۹	۳۰۵	۱۷۸
۱۳۸۰	۳۵۲	۲۱۳
۱۳۸۱	۳۳۸	۲۳۹
۱۳۸۲	۳۳۲	۲۵۲

در ادامه مراحل محاسبه آماره این آزمون نشان داده شده است:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \quad (2)$$

که با قبول فرض H_0 توزیع S در حد $n \rightarrow \infty$ نرمال است.

n ، مدت سری زمانی داده‌ها؛

x_k و x_j نیز داده‌های متوالی k ام و j ام سری

است. که در این رابطه $k, j \leq n$ است و $k \neq j$

sgn ، تابع علامت است؛ و تابع علامت نیز از

روابط زیر مشخص می‌شود:

$$\text{sgn}(x_j - x_k) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (3)$$

آزمون آماره‌های S میانگین صفر دارد و واریانس

آن نیز از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum t(t-1)(2t+5)}{18} \quad (4)$$

در رابطه بالا t اندازه یک بازه زمانی در سری

داده‌ها است و \sum_t نیز مجموع بازه‌ها (سری زمانی

داده‌ها) است. برای مواردی که مدت سری زمانی

داده‌های بیشتر از ۱۰ باشد ($n > 10$) آماره Z

استاندارد شده را باید به کمک رابطه زیر محاسبه

کرد (ویوکاناندان، ۲۰۰۷: ۱۰۴):

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad (5)$$

بنابراین، در آزمون دو طرفه روند، اگر رابطه $|Z| \leq Z_{\alpha/2}$ در سطح اطمینان ۹۵٪ برقرار باشد، باید فرضیه H_0 (قبول تصادفی بودن سری داده‌ها) را پذیرفت و در غیر این صورت باید فرضیه H_1 (وجود روند) را قبول کرد. اگر معنی‌داری در سطح $\alpha = 0.01$ (سطح ۹۹٪ اطمینان) آزمون شد، فرضیه صفر H_0 در صورتی رد می‌شود که $|Z| > Z_{0.995} = 2.575$ برقرار باشد. مقادیر مثبت Z روند صعودی و مقادیر منفی Z روند نزولی سری داده‌ها را نشان می‌دهند (ویوکاناندان، ۲۰۰۷: ۱۰۴).

اگر روند در سری داده‌ها مشاهده شد، شیب واقعی (میزان تغییر در واحد زمان) را می‌توان با استفاده از روش ناپارامتری ساده‌ای که توسط سن توسعه داده شده برآورد نمود. ابتدا باید شیب هر جفت داده‌ی متوالی سری را از رابطه زیر به دست آورد:

$$Q_i = \frac{(x_j - x_k)}{j - k} \text{ for } i = 1, 2, \dots, n \quad (6)$$

که در این رابطه x_k و x_j به ترتیب مقادیر داده‌ها در زمان‌های j و k است که با هم یک واحد زمانی اختلاف دارند. Q_i مقدار میانه‌ی n برآورد شده شیب نمودار سن است. اگر n فرد باشد، برآورد کننده شیب سن به اینصورت محاسبه خواهد شد:

$$Q_{med} = Q_{(n+2)/2} \quad (7)$$

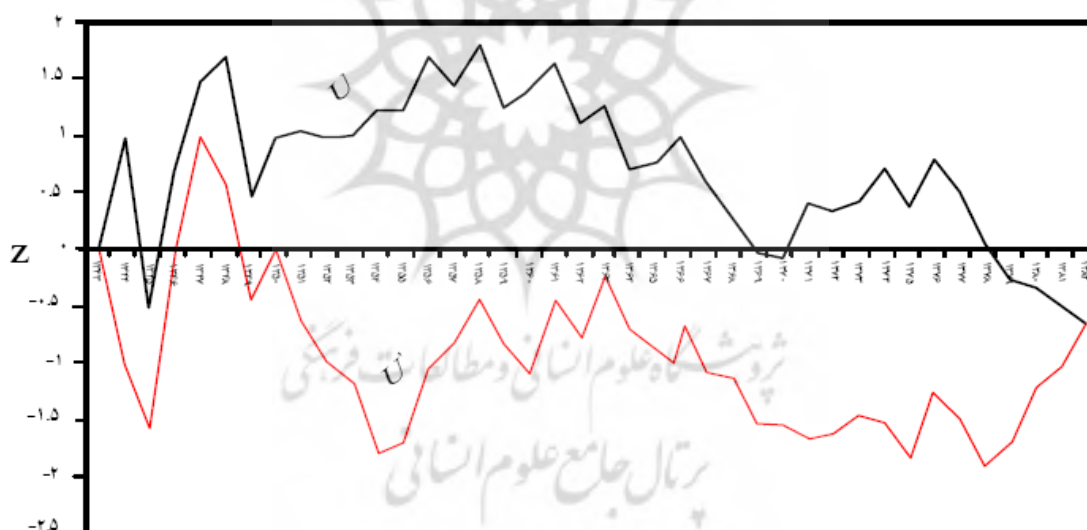
و اگر n زوج باشد، برآورد کننده شیب سن از این رابطه به دست می‌آید:

$$Q_{med} = (Q_{(n)/2} + Q_{(n+2)/2}) / 2 \quad (8)$$

بحث

در این پژوهش برای سری زمانی میانگین بارش ایستگاهی و یاخته‌ای سالانه ایران آماره‌های آزمون‌های من-کندال و سن محاسبه گردید و معنی‌داری این آماره‌ها در سطح اطمینان ۹۹٪ و ۹۵٪ بررسی شد. تحلیل‌های یاد شده نشان دادند که در طول دوره مورد مطالعه هیچ گونه روندی در میانگین بارش ایستگاهی ایران در سطوح معنی‌داری مورد آزمون، دیده نشد؛ زیرا $|U|$ در هیچ زمانی بالاتر یا پایین‌تر از محدوده‌ی معنی‌داری $1/96 \pm$ و $2/575 \pm$ نبوده است (شکل ۱). پس تحلیل روند میانگین بارش ایستگاهی ایران هیچ‌گونه روند افزایشی یا کاهشی را در سطوح اطمینان مورد بررسی نشان نداد.

اگر مقدار Q_{med} را با آزمون دوطرفه در سطح اطمینان $100(1-\alpha)\%$ بررسی شود شیب واقعی نمودار روند را می‌توان بدست آورد (ویوکاناندان، ۲۰۰۷: ۱۰۵). اگر عدد صفر در دامنه بین دو شیب استخراج شده قرار بگیرد فرض صفر تایید شده و در نتیجه بر سری زمانی مورد آزمون نمی‌توان هیچ روندی را در سطح اطمینان مورد نظر نسبت داد. در غیر این صورت فرض صفر رد شده و می‌توان پذیرفت که سری زمانی دارای روند معنی‌داری در سطح اطمینان مورد آزمون است.



شکل ۱- تحلیل روند میانگین بارش ایستگاهی ایران

بیشینه کاهش بارش ایران در سطح ۹۹٪ به ترتیب برابر با $2/85-$ و $1/74$ میلیمتر بوده است. در حالی که کمینه و بیشینه کاهش بارش در میانگین بارش ایستگاهی ایران در سطح ۹۵٪ به ترتیب $2/31-$ و $1/23$ میلیمتر برآورد شده است (جدول ۲).

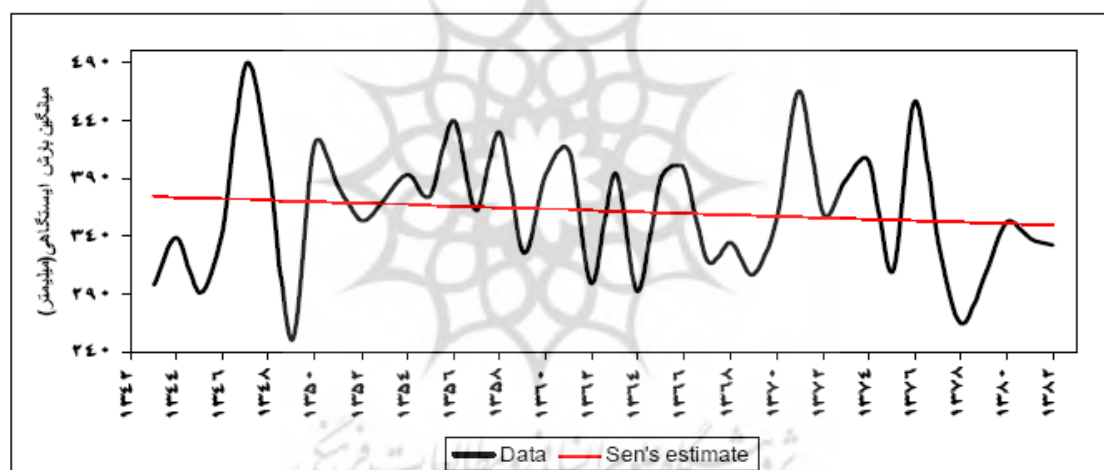
جدول ۲- مقادیر آماره‌های آزمون من-کندال و سن در تحلیل روند میانگین بارش ایستگاهی ایران در سطوح اطمینان ۹۹٪ و ۹۵٪

علی‌رغم عدم وجود روند در میانگین بارش ایستگاهی ایران، آماره‌های آزمون سن در سطوح اطمینان مورد بررسی نشان دادند که به طور متوسط بارش ایران در هر سال چیزی در حدود $0/64-$ میلیمتر کاهش داشته است؛ ضمن این که کمینه و

سری زمانی	طول سری زمانی داده‌ها (سال)	Z	معنی داری در سطح ۹۹٪	Q_{med} (میلیمتر)	$Q_{min 99\%}$ (میلیمتر)	$Q_{max 99\%}$ (میلیمتر)	B (میلیمتر)	$B_{min 99\%}$ (میلیمتر)	$B_{max 99\%}$ (میلیمتر)
ایستگاهی بارش ایران طی سال- های ۱۳۸۲	۴۰	-۰/۶۴	---	-۰/۶۳۴	-۲/۸۵۰	۱/۷۳۵	۳۷۴/۲۶	۴۲۱/۲۶	۳۲۷/۳۹
سری زمانی	طول سری زمانی داده- ها (سال)	Z	معنی داری در سطح ۹۵٪	Q_{med} (میلیمتر)	$Q_{min 95\%}$ (میلیمتر)	$Q_{max 95\%}$ (میلیمتر)	B (میلیمتر)	$B_{min 95\%}$ (میلیمتر)	$B_{max 95\%}$ (میلیمتر)
ایستگاهی بارش ایران طی سال- های ۱۳۸۲	۴۰	-۰/۶۴	---	-۰/۶۳۴	-۲/۳۱۴	۱/۲۲۹	۳۷۴/۲۶	۴۱۳/۸۱	۳۴۰/۴۱

ناچیز بارش در طول دوره آماری مورد مطالعه بوده
است (شکل ۲).

به طور کلی برازش نمودار خط سن بر داده‌های
میانگین بارش ایستگاهی ایران نیز حاکی از کاهش



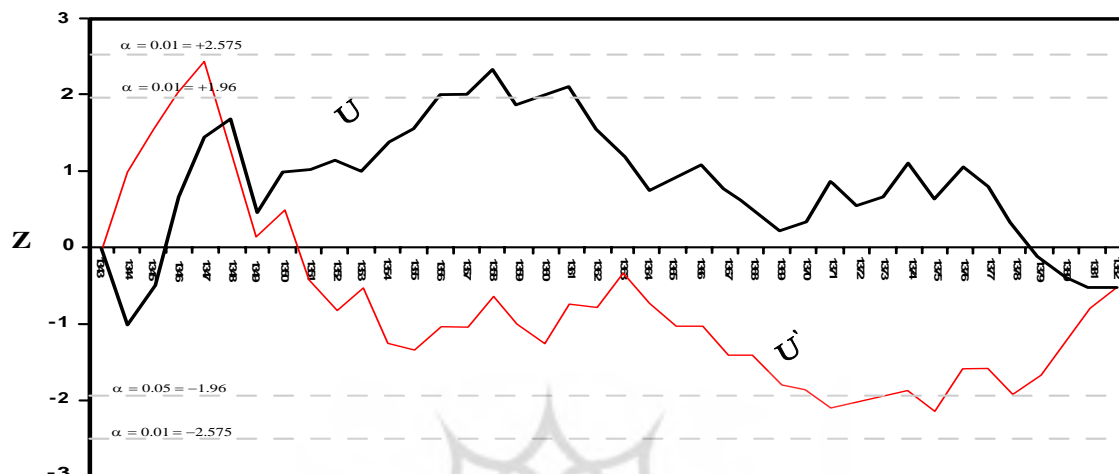
شکل ۲- برازش نمودار خط سن بر سری زمانی داده‌های میانگین بارش ایستگاهی ایران

ایستگاهی بارش که در بالا توضیح داده شد، بر روی
میانگین بارش یاخته‌ای ایران نیز اعمال گردید.
نتایج تحلیل نشان داد که در سری زمانی میانگین
یاخته‌ای بارش ایران نیز روند معنی‌داری مشاهده نشده
است. در شکل ۳ نمودارهای U و U' در بالاتر از
خطوط بریده بریده که سطوح معنی‌داری ۹۹٪ و ۹۵٪
را نشان می‌دهد، همدیگر را قطع نکرده‌اند. در واقع
عدم قطع این نمودارها در بالاتر از خطوط معنی‌داری،

با توجه به عدم توزیع منظم ایستگاه‌ها در سطح
کشور و هم این که مقدار بارش هر ایستگاه در واقع
نماینده بارش یک نقطه بوده به نظر می‌رسید که این
تعداد ایستگاه (۱۴۳۷) ایستگاه همدید، اقلیمی و
بارانسنجی نمی‌توانند میانگین واقعی بارش ایران را
نشان دهند، به همین منظور در ادامه این پژوهش
تحلیل‌های آماری انجام شده بر روی میانگین

علاوه بر آن برای دوره‌ی زمانی معینی روی هم منطبق شوند، بیانگر جهش طبیعی بارش است. پس در این بررسی جهش طبیعی نیز در میانگین بارش که معنی‌دار باشد مشاهد نشد (شکل ۳).

به معنای قبول تصادفی بودن (قبول فرض H_0) و عدم وجود روند معنی‌دار (H_1) متغیر میانگین یاخته‌ای بارش ایران است. اگر دو تا منحنی در بالاتر از خطوط معنی‌داری یکدیگر را در مدت زمانی قطع کنند و



شکل ۳) تحلیل روند میانگین یاخته‌ای بارش ایران

ترتیب برابر با $-۲/۵۰۳$ و $۲/۲۱۲$ میلیمتر بوده است. در حالی که کمینه و بیشینه کاهش بارش در سطح ۹۵٪ به ترتیب $-۱/۹۲$ و $۱/۶۳$ میلیمتر برآورد شده است (جدول ۳).

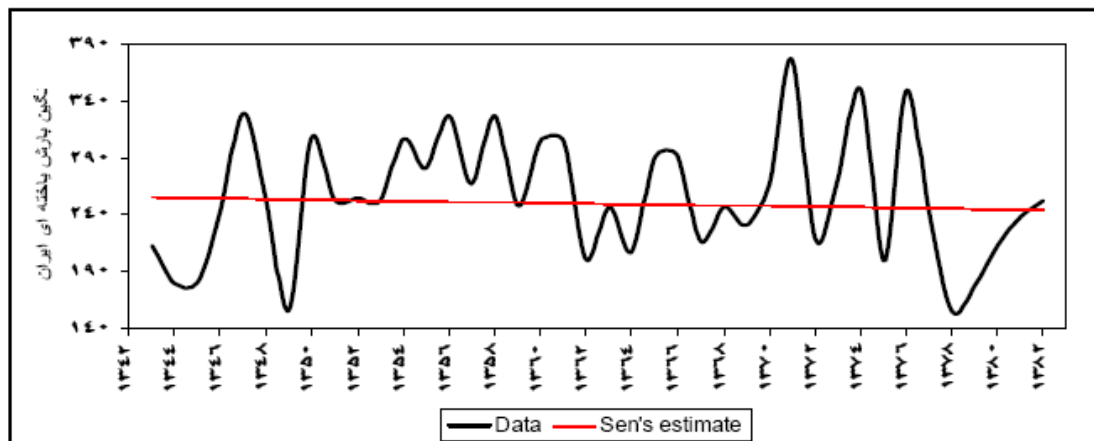
آماره‌های آزمون سن در سطوح اطمینان مورد بررسی برای میانگین یاخته‌ای بارش ایران نشان داد که به طور متوسط بارش ایران در هر سال چیزی در حدود $-۰/۲۸$ میلیمتر کاهش داشته است؛ ضمن این که کمینه و بیشینه کاهش بارش ایران در سطح ۹۹٪ به

جدول ۳- مقادیر آماره‌های آزمون من-کندال و سن در تحلیل روند میانگین بارش یاخته‌ای ایران در سطوح اطمینان ۹۹٪ و ۹۵٪

سری زمانی	طول زمانی داده‌ها (سال)	آزمون Z	سطح معنی‌داری در ۹۹٪	Q_{med} (میلیمتر)	$Q_{min 99\%}$ (میلیمتر)	$Q_{max 99\%}$ (میلیمتر)	B (میلیمتر)	$B_{min 99\%}$ (میلیمتر)	$B_{max 99\%}$ (میلیمتر)
میانگین ایستگاهی بارش ایران طی سال‌های ۱۳۴۳-۱۳۸۲	۴۰	-۰/۵	---	-۰/۲۷۹	-۲/۵۰۳	۲/۲۱۲	۲۵۵/۰۳	۳۰۳/۸۳	۲۱۲/۷۵
سری زمانی	طول زمانی داده‌ها (سال)	آزمون Z	سطح معنی‌داری در ۹۵٪	Q_{med} (میلیمتر)	$Q_{min 95\%}$ (میلیمتر)	$Q_{max 95\%}$ (میلیمتر)	B (میلیمتر)	$B_{min 95\%}$ (میلیمتر)	$B_{max 95\%}$ (میلیمتر)
میانگین ایستگاهی بارش ایران طی سال‌های ۱۳۴۳-۱۳۸۲	۴۰	-۰/۵	---	-۰/۲۷۹	-۱/۹۲۳	۱/۶۳۵	۲۵۵/۰۳	۲۸۹/۹۸	۲۲۲/۵۹

مقدار مطلق بارش را اگرچه در هیچ کدام از سطوح مورد بررسی معنی دار نبود، نشان می دهد (شکل ۴).

همچنین برآزش نمودار خط سن بر داده های میانگین بارش ایستگاهی ایران نیز کاهش بسیار کم



شکل ۴- برآزش نمودار خط سن بر سری زمانی داده های میانگین یاخته ای بارش ایران

مکعب آب در هر سال، برای کشوری همچون ایران که به شدت به آبهای حاصل از نزولات جوی نیازمند است می تواند هشدار دهنده باشد و ایران را با بحران کمبود آب مواجه سازد.

منابع

سازمان هواشناسی کشور.
عساکره، حسین. (۱۳۸۴)، تحلیل روند بارش سالانه استان اصفهان، نیوار ۵۶ و ۵۷ بهار و تابستان ۱۳۸۴.
عسگری، احمد، رحیم زاده، فاطمه، محمدیان، نوشین، فتاحی، ابراهیم، (۱۳۸۶)، تحلیل روند نمایه های بارش های حدی در ایران، تحقیقات منابع آب، سال سوم، شماره ۳، زمستان ۱۳۸۶، صص ۴۲-۵۵.
عزیزی، قاسم، روشنی، محمود، (۱۳۸۷)، مطالعه تغییر اقلیم در سواحل جنوبی دریای خزر به روش من-کندال، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۶۴، صص ۱۳-۲۸.

نتیجه گیری

به طور کلی نتایج این پژوهش نشان داد که در سری های زمانی میانگین ایستگاهی و یاخته ای بارش ایران، روند افزایشی یا کاهشی معنی داری در سطوح ۹۹٪ و ۹۵٪ وجود ندارد. با این حال میانگین ایستگاهی بارش ایران به طور متوسط در هر سال تقریباً در حدود ۰/۶۴ میلیمتر و میانگین یاخته ای بارش ایران نیز در حدود ۰/۵ میلیمتر کاهش یافته است. در نگاه اول به نظر می رسد کاهش میانگین بارش ۰/۵ و یا ۰/۶۴ میلیمتر در هر سال مقدار ناچیزی باشد، اما با محاسبه این کاهش بارش که به ترتیب باعث کاهش ۸۲۴/۰۹۷/۵۰۰ و ۱/۰۵۴/۸۴۴/۸۰۰ متر مکعب آب های حاصل از بارش در هر سال است؛ می توان دریافت که در بلند مدت این کاهش بارش تهدیدی جدی برای منابع آب کشور است. اگرچه مقدار آبهای حاصل از نزولات جوی در ایران به طور متوسط در هر سال حدود ۴۰۰ میلیارد مترمکعب است، با این وجود کاهش تقریباً یک میلیارد متر

- Feidas, H., Nouloupoulou, Ch., Makrogiannis, T., Bora-Senta, E. (2007), Trend analysis of precipitation time series in Greece and their relationship with circulation using surface and satellite data: 1955–2001, *Theor. Appl. Climatol.* 87, 155–177.
- Hidalgo, G. J. C., De Luis, M., Ravento's, J., Sa' nchez, J. R., (2003), Daily rainfall trend in the Valencia Region of Spain, *Theor. Appl. Climatol.* 75, 117–130.
- Haylock, M. R., Peterson, T. C., Alves, L. M., Ambrizzi, T., Anunciacao, Y. M. T., Baez, J., Barros, V. R., Berlato, M. A., Bidegain, M., Coronel, G., Corradi, V., Garacia, V. J., Grimm, A. M., Karoly, D., Marengo, J. A., Marino, M. B., Moncunill, D. F., Nechet, D., Quintan, J., Rebello, E., Rusticucci, M., Santos, J. L., Trebejo, I., Vincent, L. A. (2005), Trends in Total and Extreme South American Rainfall in 1960–2000 and Links with Sea Surface Temperature, *Journal of Climate*, Volume 19, 1490–1512.
- Karl, T. R., Knight, R. W. (1998), Secular Trends of Precipitation Amount, Frequency, and Intensity in the United states, *Bulletin of the American Meteorology Society*, Vol. 79, No. 2, February, 231–241.
- Kunkel, K. E. (2003), North American Trends in Extreme Precipitation, *Natural Hazards* 29: 291–305.
- Liebmann, B., Vera, C.S., Leila Carvalho, M. V., Camilloni, I.S.A., Hoerling, M. P., Allured, D. Barros, V. R., Ba' Ez, J. N. Bidegain, M. (2004), An Observed Trend in Central South American Precipitation, *Journal of Climate*, Volume 17, 4357–4367.
- Su, B. D., Jiang, T., Jin, W. B. (2006), Recent trends in observed temperature and precipitation extremes in the Yangtze River basin, China, *Theor. Appl. Climatol.* 83, 139–151.
- Vivekanandan, N. (2007), Analysis of Trend in Rainfall Using Non Parametric Statistical Methods, international symposium on rainfall rate and radio wave propagation, American institute of physics. P101–113.
- حجام، سهراب، خوشخو، یونس، شمس‌الدین‌وندی، رضا، (۱۳۸۷)، تحلیل روند تغییرات بارندگی‌های فصلی و سالانه چند ایستگاه منتخب در حوزه ایران مرکزی با استفاده از روش‌های ناپارامتری، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۶، صص ۱۵۷–۱۶۸.
- کتیرایی، پری سیما، حجام، سهراب، ایران‌نژاد، پرویز، (۱۳۸۶)، سهم تغییرات فراوانی و شدت بارش روزانه در روند بارش در ایران طی دوره ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۱، مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۳، شماره ۱، ۱۳۸۶، ۶۷–۸۳.
- Akinremi, O. O., McGinn, S. M., Cutforth, H. W. (1998), Precipitation Trends on the Canadian Prairies, *Journal of Climate*, Volume 12, 2996.
- Akinremi, O. O., McGinn, S. M., Cutforth, H. W. (2001), Seasonal and Spatial Patterns of Rainfall Trends on the Canadian Prairies, *Notes and Correspondence*, 2177.
- Angel, J.R., Huff, F.A. (1997), Changes in heavy rainfall in Midwestern United States, *Journal of water Resources planning and management*, July/August. 246–249
- Brahmananda R.V., Giarolla, E., Kayano, M. T., Franchito, S. H. (2006), Is the Recent Increasing Trend of Rainfall over Northeast Brazil Related to Sub-Saharan Drought? *Journal of Climate*, Volume 19, 4448–4453.
- Becker, S., Gemmer, M., Jiang, T. (2006), Spatiotemporal analysis of precipitation trends in the Yangtze River Catchment, *Stoch Environ Res Risk Assess* 20: 435–444.
- Crochet, P. (2007), A Study of Regional Precipitation Trends in Iceland Using a High-Quality Gauge Network and ERA-40, *Journal of Climate*, Volume 20, 4659–4677.

Trend Analysis of annual rainfall over Iran

B. Mohammadi

Received: 28 April 2010 / Accepted: 16 February 2011, 21-24 P

Extended abstract

1-Introduction

Identification of heavy rainfall events are important in the design of water-related structures, agriculture, weather modification, policy making and planning and in monitoring climate change. Generally the change in rainfall in the world was examined in both time and space. Hence, much attention has been paid to different methods of analysis of extreme precipitations during recent years.

Karl and Knight (1998), studied the twentieth century trends of precipitation are examined by a variety of methods to more fully describe how precipitation has changed or varied. They believed that since 1910, precipitation has increased by about 10% across the contiguous United States. The increase in precipitation is reflected primarily in the heavy and extreme daily precipitation events. For example, over half 53% of the total increase of precipitation is due to positive trends in the upper 10 percentiles of the precipitation distribution.

These trends are highly signification, both practically and statistically. The fallowing as a result, there is a signification trend in much of the United States of the highest daily year-month precipitation amount, but with no systematic national trend of the median precipitation amount.

Kunkel (2003) analyzed the extreme precipitation events indicate that there has been a sizable increase in their frequency since the 1920s/1930s in the U.S. This suggests that natural variability of the climate system could be the cause of the recent increase, although anthropogenic forcing due to increasing greenhouse gas concentrations cannot be discounted as another cause.

Liebmann et al (2004) reports that Seasonal linear trends of precipitation from South American station data, which have been averaged onto grids. The results showed that in the period 1976–99, the largest trend south of 20 occurs during the January–March season, is positive, and is centered over southern Brazil. From 1948 to 1975 the trend is also positive, but with less than half the slope. The dynamic causes of the trend are not obvious. It does not appear to be accounted for by an increase in synoptic

Author

B. Mohammadi. (✉)

Assistant professor of climatology, Kurdistan University, Sanandaj, Iran

e-mail: b.mohammadi@uok.ac.ir

wave activity in the region. The precipitation trend is related to a positive sea surface temperature trend in the nearby Atlantic Ocean, but apparently not causally.

Brahmananda et al (2006) believed that there has been an increase in rainfall over northeast Brazil (Nordeste), while over the sub-Saharan region there has been a drought. The correlation coefficients between the 11-yr running means of the rainfall series over the two regions are significant (at the 95% confidence level by a two-sided t test), suggesting that both trends are related. The rainfall variations over the two regions are connected to the position of the intertropical convergence zone (ITCZ) over the Atlantic. A more southward (northward) position of the ITCZ is favorable for higher than normal rainfall over Nordeste (sub-Sahara). The correlation coefficient between the position of the ITCZ over the Atlantic and the rainfall over Nordeste (sub-Sahara) is negative (positive) and highly significant, reaching values over 0.9. Thus, this study suggests that a more southward than normal location of the ITCZ in the Atlantic may be the cause for the recent increasing (decreasing) trend of rainfall over Nordeste (sub-Sahara).

Su et al (2006) studied the extreme temperature and precipitation trends over Yangtze from 1960 to 2002 on the basis of the daily data from 108 meteorological stations. Both the Mann-Kendall (MK) trend test and simple linear regression were utilized to detect monotonic trends in annual and seasonal extremes. Trend test has revealed a significant trend in summer rainfall, no statistically significant change was observed in heavy rain intensity.

Becker et al (2006) studied the Precipitation trends in the Yangtze River

catchments (PR China) for the past 50 years by applying the Mann-Kendall trend test. The results showed that significant positive trends at many stations can be observed for the summer months.

Crochet (2007) studied the climatic variability and trends of precipitation in Iceland for the period 1961–2000. He believed that the observed intra- and interannual variations in the precipitation characteristics can be linked to variations in size, location, and occurrence of the large-scale precipitation systems crossing Iceland that are in turn influenced by the strength of the North Atlantic Oscillation, especially in winter.

2- Methodology

Identification of trend or persistence in the rainfall series is essential to present the hydrological information in the condensed form for decision-making in water resources planning of any region. This paper exemplifies a study involving non-parametric statistical method of Mann-Kendall test for identification of existence of trends in annual rainfall series for Iran country. Sen's estimator of slope method was used to compute the change per unit time in a time series having linear trend.

According to the test, the null hypothesis H_0 states that the deseasonalized data (x_1, x_2, \dots, x_n) is a sample of n independent and identically distributed random variables. The alternative hypothesis H_1 of a two-sided test is that the distribution of X_k and X_j is not identical for all $k, j \leq n$ with $k \neq j$. The test statistics S is computed from Eqs. (1) and (2) and are given by:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \quad (1)$$

$$\text{sgn}(x_j - x_k) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (2)$$

The test statistics S has mean zero and variance of S, computed by:

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum t(t-1)(2t+5)}{18} \quad (3)$$

Here t is the extents of any tie and $\sum t$ denotes the summation over ties. For the cases that n is larger than 10, the standard normal variants z is computed by using Eq. (4).

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad (4)$$

Thus, in a two-sided test for trend, the hypothesis H_0 should be accepted if $z \leq z_{\alpha/2}$ at the α level of significance. A positive value of S indicates an upward trend and a negative value indicates a downward trend.

3– Discussion

In this study, trends of rainfalls were examined on the basis of measurements of 1437 stations (included synoptic, climatic and rain gage stations) in Iran for the period 40 years (1964-2003). For this purpose, the used statistical methods are the nonparametric Mann-Kendall test for testing the presence of monotonic increasing or decreasing trend of rainfall and nonparametric Sen's method for estimating the slope of a linear trend.

4– Conclusion

For the present study rainfall data in respect of Iran synoptic stations were analyzed to study about the variation in rainfall trend. The results of trend

analysis showed that there are not any significant trends in mean of station's rainfall and mean of pixel's rainfall. However, mean of station's rainfall and mean of pixel's rainfall over Iran was respectively 0.64 mm and 0.5 mm for every year.

Key words: Trend analysis, interpolation, Mann-Kendall, Iran's rainfall.

References

- Akinremi, O. O., McGinn, S. M., Cutforth, H. W. 2001. Seasonal and Spatial Patterns of Rainfall Trends on the Canadian Prairies, Notes and Correspondence, 2177.
- Akinremi, O. O., McGinn, S. M., Cutforth, H. W. 1998. Precipitation Trends on the Canadian Prairies, Journal of Climate, Volume 12, 2996.
- Angel, J.R., Huff, F.A. 1997. Changes in heavy rainfall in Midwestern United States, Journal of water Resources planning and management, July/August. 246-249
- Becker, S., Gemmer, M., Jiang, T. (2006), Spatiotemporal analysis of precipitation trends in the Yangtze River Catchment, Stoch Environ Res Risk Assess 20: 435–444.
- Becker, S., Gemmer, M., Jiang, T. 2006. Spatiotemporal analysis of precipitation trends in the Yangtze River Catchment, Stoch Environ Res Risk Assess 20: 435–444.
- Brahmananda R.V., Giarolla, E., Kayano, M. T., Franchito, S. H. (2006), Is the Recent Increasing Trend of Rainfall over Northeast Brazil Related to Sub-Saharan Drought? Journal of Climate, Volume 19, 4448-4453.
- Brahmananda R.V., Giarolla, E., Kayano, M. T., Franchito, S. H. 2006. Is the Recent Increasing Trend of Rainfall over Northeast Brazil Related to Sub-Saharan Drought? Journal of Climate, Volume 19, 4448-4453.

- Crochet, P. (2007), A Study of Regional Precipitation Trends in Iceland Using a High-Quality Gauge Network and ERA-40, *Journal of Climate*, Volume 20, 4659-4677.
- Crochet, P. 2007. A Study of Regional Precipitation Trends in Iceland Using a High-Quality Gauge Network and ERA-40, *Journal of Climate*, Volume 20, 4659-4677.
- Feidas, H., Nouloupoulou, Ch., Makrogiannis, T., Bora-Senta, E. 2007. Trend analysis of precipitation time series in Greece and their relationship with circulation using surface and satellite data: 1955–2001, *Theor. Appl. Climatol.* 87, 155–177.
- Haylock, M. R., Peterson, T. C., Alves, L. M., Ambrizzi, T., Anunciacao, Y. M. T., Baez, J., Barros, V. R., Berlato, M. A., Bidegain, M., Coronel, G., Corradi, V., Garacia, V. J., Grimm, A. M., Karoly, D., Marengo, J. A., Marino, M. B., Moncunill, D. F., Nechet, D., Quintan, J., Rebello, E., Rusticucci, M., Santos, J. L., Trebejo, I., Vincent, L. A. 2005. Trends in Total and Extreme South American Rainfall in 1960–2000 and Links with Sea Surface Temperature, *Journal of Climate*, Volume 19, 1490-1512.
- Hidalgo, G. J. C., De Luis, M., Ravento's, J., Sa'nchez, J. R., 2003. Daily rainfall trend in the Valencia Region of Spain, *Theor. Appl. Climatol.* 75, 117–130.
- Karl, T. R., Knight, R. W. (1998). Secular Trends of Precipitation Amount, Frequency, and Intensity in the United States, *Bulletin of the American Meteorology Society*, Vol. 79, No. 2, February, 231-241.
- Karl, T. R., Knight, R. W. 1998. Secular Trends of Precipitation Amount, Frequency, and Intensity in the United states, *Bulletin of the American Meteorology Society*, Vol. 79, No. 2, February, 231-241.
- Kunkel, K. E. (2003), North American Trends in Extreme Precipitation, *Natural Hazards* 29: 291–305.
- Kunkel, K. E. 2003. North American Trends in Extreme Precipitation, *Natural Hazards* 29: 291–305.
- Liebmann, B., Vera, C.S., Leila Carvalho, M. V., Camilloni, I.S.A., Hoerling, M. P., Allured, D. Barros, V. R., Ba' Ez, J. N. Bidegain, M. 2004. An Observed Trend in Central South American Precipitation, *Journal of Climate*, Volume 17, 4357-4367.
- Liebmann, B., Vera, C.S., Leila Carvalho, M. V., Camilloni, I.S.A., Hoerling, M. P., Allured, D. Barros, V. R., Ba' Ez, J. N. Bidegain, M. (2004), An Observed Trend in Central South American Precipitation, *Journal of Climate*, Volume 17, 4357-4367.
- Su, B. D., Jiang, T., Jin, W. B. (2006), Recent trends in observed temperature and precipitation extremes in the Yangtze River basin, China, *Theor. Appl. Climatol.* 83, 139–151.
- Su, B. D., Jiang, T., Jin, W. B. 2006. Recent trends in observed temperature and precipitation extremes in the Yangtze River basin, China, *Theor. Appl. Climatol.* 83, 139–151.
- Vivekanandan, N. (2007), Analysis of Trend in Rainfall Using Non Parametric Statistical Methods, international symposium on rainfall rate and radio wave propagation, American institute of physics. P 101-113.
- Vivekanandan, N. 2007. Analysis of Trend in Rainfall Using Non Parametric Statistical Methods, international symposium on rainfall rate and radio wave propagation, American institute of physics. P101-113.

آشکارسازی تغییرهای زمانی - مکانی عناصر دما و بارش در ایران

منوچهر فرج‌زاده اصل^{۱*}، وحید فیضی^۲

۱- دانشیار سنجش از دور و GIS، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

۲- کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

دریافت: ۸۸/۱۰/۲۳ پذیرش: ۸۹/۲/۲۱

چکیده

در تحقیق حاضر، تغییرهای اقلیمی (دما و بارش) را در کل محدوده ایران بررسی و ارزیابی کرده‌ایم. به همین منظور، به محاسبه و تحلیل میانگین بارش، میانگین دما و حداکثر و حداقل دما پرداخته‌ایم. ایستگاه‌های مورد مطالعه بر مبنای طول دوره آماری و درستی داده‌های آماری از چهل ایستگاه در دوره زمانی ۱۹۶۶-۲۰۰۵ به طول چهل سال است. برای انجام تحلیل‌ها از روش بررسی آزمون آماری-گرافیکی من کندال و میانگین متحرک پنج‌ساله استفاده کرده‌ایم. نتایج تحلیل داده‌ها نشان می‌دهد زمان شروع بیشتر تغییرها، ناگهانی و از نوع روند و نوسان است. در بیشتر ایستگاه‌ها، در متغیرهای دما یعنی میانگین دما، حداکثر و حداقل دما، روند مثبت و بارش، روند منفی را نشان می‌دهد. در منطقه‌های جنوبی کشور، روند منفی بارش در ماه‌های گرم سال، یعنی می تا سپتامبر به وضوح دیده می‌شود و روند مثبت دماها در ماه‌های مختلف در منطقه‌های گوناگون ایران پراکنده شده است؛ همچنین زمان و نوع تغییرها در متغیرهای دما و بارش حاکی از تغییرهای ناگهانی افزایشی و کاهش‌ی است. در متغیرهای حداقل و حداکثر دما در ماه‌های مختلف سال، تغییرهای ناگهانی افزایشی به وضوح دیده می‌شود. در جنوب کشور، تغییرهای ناگهانی کاهش‌ی بارش بیشترین گسترش را دارد.

واژه‌های کلیدی: ایران، تغییر اقلیم، تغییر ناگهانی، روند، من - کندال.

۱- مقدمه

تغییر اقلیم جهانی و افزایش دما از مسائل مهم زیست‌محیطی است و در سال‌های اخیر، پژوهش‌های زیادی درباره آن صورت گرفته است. این موضوع به دلیل آثار زیست‌محیطی،



اقتصادی و اجتماعی اهمیت زیادی دارد؛ زیرا فعالیت‌های انسانی مانند کشاورزی، صنایع و مانند آن بر مبنای پایداری تغییر اقلیم قرار دارد. سناریوی گرمایش جهانی یکی از سناریوهای مطرح در سطوح ملی، منطقه‌ای و جهانی است. امروزه، سرعت افزایش درجه حرارت در مقایسه با گذشته افزایش چشم‌گیری یافته است؛ به طوری که در طول تاریخ بشر بی سابقه بوده است. پژوهش‌های انجام شده نشان می‌دهد هر ساله، تراز آب اقیانوس‌ها بر اثر آب شدن یخچال‌ها (به سبب افزایش درجه حرارت) در حال افزایش است و حتی اگر مصرف تمام سوخت‌های فسیلی نیز قطع شود، تغییر اقلیم بر اثر افزایش تراز آب اقیانوس اتفاق خواهد افتاد (Turkesh & Demirj, 2002). نتایج تحقیق گادگیل و دورد^۱ (2005) در زمینه بررسی روند دمای قرن بیستم در پونته هند بیانگر آن است که در میانگین سالیانه و میانگین حداکثر سالیانه کاهش معناداری وجود دارد. این کاهش دما بیشتر در طول زمستان رخ می‌دهد؛ برعکس، در فصل موسمی شاهد افزایش دما در این منطقه هستیم. لانا^۲ و همکاران (2003) با استفاده از مجموعه شاخص‌های بارشی در مقیاس سالیانه و فصلی، بعد از به کارگیری فیلترهای پایین گذر، مقادیر بارش روزانه را در رصدخانه فبرا واقع در ایالت بارسلونا مابین سال‌های ۱۹۱۷-۱۹۹۹م تحلیل و بررسی کرده‌اند. در این پژوهش، برای بررسی تأثیر جریان‌های جوی بر روند بارش در این ایستگاه، ضریب هم‌بستگی دوسویه شاخص‌های بارشی و NAO محاسبه شد و در نهایت، ضریب معناداری دیده نشد. برونیتی^۳ و همکاران (36: 2005) دو عامل دما و بارش را در قرن گذشته در ایتالیا بررسی کرده‌اند. یافته‌های آن‌ها گویای این است که در این مدت، آب و هوای ایتالیا گرم‌تر و خشک‌تر شده است. آن‌ها معتقدند تغییرهای اقلیمی می‌تواند بر متغیرهای متفاوت زیست‌محیطی تأثیر مهمی داشته باشد. از جمله این متغیرها می‌توان بارش در بسیاری از کشورهای جهان را نام برد. تغییر در رژیم بارش بر مدیریت منابع آب، کشاورزی، هیدرولوژی و اکوسیستم‌ها تأثیر زیادی به جا می‌گذارد؛ به همین دلیل تغییرهای مکانی و زمانی بارش مهم است. نتیجه این پژوهش نشان می‌دهد به طور کلی در ناحیه مورد مطالعه، روندی

1. Gadgil & Dhorde
2. Lana
3. Brunetti

مثبت وجود دارد (Cannarozzo et al., 2006: 42). نتایج تحقیقات بین دومی^۱ (32: 2006) درباره تحلیل تغییرهای دما و بارش در اردن نشان می‌دهد میانگین حداقل و حداکثر دمای ثبت شده در اردن طی سال‌های ۱۹۴۶-۱۹۹۹م به گرم شدن گرایش داشته است. در این ایستگاه‌ها، گرایش به گرمایش در بهار و تابستان اتفاق افتاده است. اگرچه شیب ارزیابی‌ها گرایش منفی را درباره بارش سالیانه نشان می‌دهد، هیچ‌یک از مجموعه‌های زمانی بارش در این زمینه رابطه معناداری نشان نداده‌اند. براساس نتایج تحقیق بارتلی و پونگراز^۲ (2007) درباره بررسی و تحلیل شاخص‌های حداکثری دما و بارش در کارپتین بیسین از سال ۱۹۴۶-۲۰۰۱م، روندهای جهانی و قاره‌ای دما در منطقه مرکز و شرق اروپا در طول نیمه دوم قرن بیستم گرم‌تر شده است. قبل از این دوره، گرما و شدت و تعداد حداکثری بارش‌ها بین سال‌های ۱۹۷۶ تا ۲۰۰۱م افزایش یافته بود.

در ایران، مطالعه‌های زیادی در زمینه تغییر اقلیم انجام شده است؛ از جمله محمدی و تقوی (۱۳۸۳) روند شاخص‌های حدی دما را در تهران بررسی کرده‌اند. نتایج پژوهش آن‌ها نشان می‌دهد شاخص‌های FD و ID یا شاخص‌های حدهای سرد روند کاهشی محسوسی دارند؛ از سوی دیگر روند دمای حداقل و متوسط روزانه کاملاً افزایشی است و شیب مثبت دارد؛ درحالی که روند افزایشی دمای حداکثر شیب کمتری دارد. خلیلی و بذرافشان (۱۳۸۳) روند تغییرهای بارندگی را در پنج ایستگاه دارای ۱۱۶ سال آمار بررسی کرده‌اند. برپایه یافته‌های پژوهش آن‌ها، در مقیاس ماهیانه، حالت‌هایی که بتواند وجود روند و یا تغییر اقلیم بارندگی را نشان دهد، بسیار محدود بوده و برای نتیجه‌گیری کافی نیست و در مقیاس سالیانه، آزمون‌های انجام شده هیچ‌گونه مؤلفه تغییر اقلیم را در روند زمانی کمی بارندگی تأیید نمی‌کند. علیجانی و قوی‌دل رحیمی (۱۳۸۴) داده‌های مربوط به ناهنجاری‌های دمایی در کره زمین و دماهای متوسط سالیانه ایستگاه تبریز را طی دوره آماری ۱۹۵۱-۲۰۰۳ بررسی کرده‌اند. نتایج کاربرد و تحلیل هم‌بستگی پیرسون، هم‌بستگی مثبت و مستقیم معناداری بین دمای سالیانه تبریز و ناهنجاری‌های دمایی کره زمین را نشان می‌دهد. حجام و

1. Bani-Domi

2. Bartholy & Pongrácz



همکاران (۱۳۷۸) با استفاده از روش‌های ناپارامتری، روند تغییرها را در بارندگی‌های فصلی و سالیانه در چند ایستگاه برگزیده در حوضه مرکزی ایران تحلیل کرده‌اند. نتایج پژوهش آن‌ها نشان می‌دهد روندی کاهشی و معنادار توسط هردو آزمون به‌کارگرفته در برخی مجموعه‌های زمانی مورد مطالعه وجود دارد؛ ولی هیچ روند افزایشی و معناداری به‌صورت هم‌زمان، توسط دو آزمون به‌کارگرفته تأیید نشده است. عزیزی و روشنی (۱۳۸۷) با استفاده از روش من-کندال تغییر اقلیم را در سواحل جنوبی دریای خزر مطالعه کرده‌اند. نتایج تحلیل داده‌ها در پژوهش آن‌ها نشان می‌دهد زمان شروع بیشتر تغییرها، ناگهانی و از هر دو نوع روند و نوسان بوده و در بیشتر ایستگاه‌ها، دمای حداقل، روند مثبت و دمای حداکثر، روند منفی داشته است.

با توجه به تازگی پژوهش‌های تغییر اقلیم در ایران، بیشتر تحقیقات به‌صورت تک‌نمونه‌ای (ایستگاهی) است و درباره تغییر اقلیم هیچ مطالعه‌ای در مقیاس گسترده و در سطح کشور انجام نشده است؛ بنابراین پژوهش‌های منطقه‌ای در مقیاس گسترده از ضرورت‌های تحقیقات تغییر اقلیم کشور است. بر همین اساس، در این تحقیق درصدد پهنه‌بندی تغییرهای اقلیم در سطح کشور هستیم.

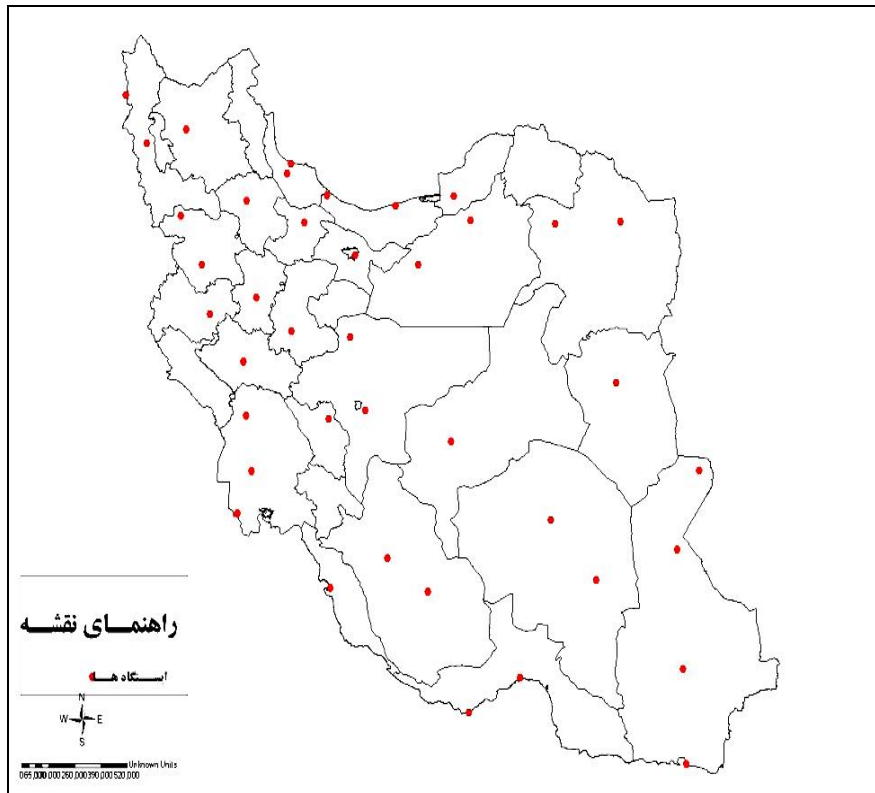
۲- مواد و روش‌ها

۲-۱- محدوده مورد مطالعه

ایران سرزمینی بسیار متنوع است و این گوناگونی در تمام ویژگی‌های جغرافیایی آن، از مسائل انسانی تا ویژگی‌های طبیعی، دیده می‌شود. ایران در محدوده جغرافیایی ۲۵ تا ۴۰ درجه عرض جغرافیایی شمالی و ۴۴ تا ۶۴ درجه طول شرقی قرار دارد. این کشور، ناهموار و ارتفاع میانگین آن از سطح دریا حدود ۱۳۰۰ متر است؛ با این حال دامنه تغییرهای ارتفاع در آن بسیار زیاد است و از کرانه‌های خزر- که ارتفاع آن زیر سطح آب‌های آزاد است- تا چکاد دماوند- که نزدیک به ۵۶۷۱ متر از سطح آب‌های آزاد ارتفاع دارد- تغییر می‌کند.

۲-۲- داده‌های تحقیق

مقطع زمانی این پژوهش، یک دورهٔ چهل‌ساله از سال ۱۹۶۵ تا ۲۰۰۵ م است. برای بررسی تغییرهای سریع یا روندهای احتمالی در مجموعه‌های زمانی اقلیمی در ایران، اطلاعات و آمار لازم از سازمان هواشناسی کشور تهیه شد. پس از جمع‌آوری و خلاصه‌نویسی، آمار و اطلاعات چهل ایستگاه کشور (میانگین، حداقل و حداکثر ماهیانه و سالیانه دما و میانگین بارش) برای تعیین تغییرها در روش مورد نظر برای دوره آماری ۱۹۶۶-۲۰۰۵ م به‌کار گرفته شد. شکل شماره یک موقعیت منطقه و ایستگاه‌های مطالعاتی را نشان می‌دهد.



شکل ۱ موقعیت منطقه و ایستگاه‌های مطالعاتی



۲-۳- روش تحقیق

روش این تحقیق، آزمون آماری- گرافیکی من- کندال و میانگین متحرک پنج‌ساله است. این آزمون برای تصادفی بودن و تعیین روند در مجموعه‌ها به کار می‌رود. این آزمون نخست برای مشخص کردن پارامتریک نبودن مجموعه به کار گرفته شد؛ به این ترتیب که مجموعه‌های آماری به ترتیب صعودی رتبه‌بندی شدند و براساس آن، تصادفی بودن داده‌ها با نبودن روند مشخص شد.

در صورت وجود روند، داده‌ها غیرتصادفی بود و برای تعیین تصادفی بودن داده‌ها از آزمون رابطه ۱ استفاده شد (کاوایانی و عساکره، ۱۳۸۲: ۲۵).

$$T = \frac{4p}{N(N-1)} - 1 \quad \text{رابطه (۱)}$$

در این رابطه، T آماره کندال و P مجموع تعداد رتبه‌های بزرگ‌تر از ردیف n_i است که بعد از آن قرار گرفته و از رابطه ۲ به دست آمده‌اند (همان‌جا).

$$P = \sum_{i=1}^n n_i \quad \text{رابطه (۲)}$$

این آماره برای $N > 10$ به توزیع نرمال با میانگین صفر و واریانس $\frac{4N+10}{9(N-1)}$ شبیه است؛ بنابراین آزمون معناداری آن به صورت رابطه ۳ محاسبه می‌شود (روشنی، ۱۳۸۲: ۳۵).

$$T_t = \pm \text{tg} \sqrt{\frac{4N+10}{9N(N-1)}} \quad \text{رابطه (۳)}$$

در این رابطه، N تعداد کل سال‌های آماری، tg سطح احتمال معنادار بودن آزمون (برابر با $1/96$) و $(T)_t$ آماره من - کندال است.

tg برابر با مقدار بحرانی توزیع (Z) با سطح احتمال آزمون است که در اینجا براساس احتمال ۹۵ درصد برابر با $1/96$ است. در صورت اعمال این مقدار، $(T)_t$ برابر با $0/21 \pm$ می‌شود. حال با توجه به مقدار بحرانی به دست آمده، اگر $(T)_t > T > (T)_t$ ، یعنی $-0/21 < T < 0/21$ باشد، هیچ‌گونه روند مهمی در مجموعه‌ها مشاهده نمی‌شود و مجموعه‌ها تصادفی هستند؛ اگر $(T)_t < T < (T)_t$ ، یعنی $T < -0/21$ باشد، روند منفی در مجموعه‌ها و اگر $(T)_t > T > (T)_t$ ، یعنی $T > 0/21$ باشد، روند مثبت در مجموعه‌ها غالب خواهد بود.

۳- یافته‌های تحقیق

توزیع جغرافیایی روند تغییرها در متغیرهای چهارگانه میانگین، حداکثر، حداقل دمای ماهیانه، و مجموع بارش در شکل‌های شماره دو تا پنج نشان داده است. از این شکل‌ها نتایج زیر به دست می‌آید:

در ژانویه: میانگین دماها دو روند منفی و مثبت دارد. روند منفی در غرب و جنوب غربی قرار دارد؛ در حالی که روند مثبت در شمال، شمال شرق و شرق کشور است. حداکثر دماها در جنوب شرق کشور، دارای روند منفی است. بیشترین گسترش روند منفی در ژانویه در حداقل دماها دیده می‌شود. این روند در شمال شرق، مرکز، غرب و شمال ایران مشاهده می‌شود. روند مثبت نیز در شرق و جنوب غرب به چشم می‌خورد. در این ماه، میانگین بارش کمترین روند را دارد؛ به طوری که فقط در شمال غرب به صورت محدود دیده می‌شود.

در فوریه: میانگین دماها دارای تغییرهای کمی است. روند منفی به صورت لکه‌ای در جنوب شرق و روند مثبت به صورت پراکنده در جنوب، مرکز و شمال کشور دیده می‌شود. در جنوب غرب دریای خزر، حداکثر دماها روندی منفی دارد. گسترش روند حداقل دماها در فوریه مانند ژانویه است؛ با این تغییر که روند منفی در غرب ایران کاهش می‌یابد. در فوریه،



میانگین باران گسترش روند منفی را نشان می‌دهد. این روند به صورت نواری از شمال غرب تا جنوب شرق کشیده شده است.

در مارس: در این ماه فقط روند منفی در میانگین دماها وجود دارد که به صورت نواری در جنوب و جنوب غربی کشور دیده می‌شود. در شمال غرب و غرب کشور، روند منفی حداکثر دما محدود است. روند منفی موجود در آوریل، در حداکثر دماها در غرب و شمال غرب کشور است. در این ماه، حداقل دماها فقط روندی منفی دارد که در جنوب غرب، جنوب شرق و جنوب کشور به صورت محدود دیده می‌شود.

در آوریل: پراکندگی تغییرها زیاد است و روند مثبت بیش از روند منفی گسترش دارد. این روند در بخش‌های جنوب غربی دیده می‌شود. روند منفی در آوریل مانند مارس است. حداکثر دماها روند منفی دارد که در شمال غرب به صورت محدود دیده می‌شود. روند منفی حداقل دماها در همه نقاط به صورت لکه‌هایی پراکنده شده است؛ اما روند مثبت در جنوب غرب و جنوب شرق دیده می‌شود. در این ماه، روند منفی میانگین باران افزایش می‌یابد و بیشترین گسترش را در شرق و جنوب شرقی کشور دارد.

در مه: گسترش روند منفی افزایش می‌یابد و در بیشتر نقاط، به ویژه در جنوب شرق، شمال غرب و شمال شرق کشور دیده می‌شود. روند مثبت به صورت لکه‌های کوچکی در جنوب غرب کشور مشاهده می‌شود. در این ماه، حداکثر دماها دارای هر دو روند منفی و مثبت است. روند منفی در غرب و جنوب غرب و روند مثبت در شرق و جنوب شرق دیده می‌شود. روند منفی در حداقل دماها قابل مشاهده است. این نوع روند در جنوب غرب و جنوب شرق گسترده شده است؛ اما روند مثبت فقط در شمال غرب کشور به صورت محدوده‌ای کوچک است. در مه، میانگین باران دارای افزایش روند منفی است. این نوع روند جنوب، جنوب شرق و غرب کشور را شامل می‌شود.

ژوئن: گسترش روند منفی تقریباً مانند مه است؛ با این تفاوت که گسترش این روند در بخش‌های شرقی کشور افزایش می‌یابد. در شمال شرق و جنوب غرب کشور، روند مثبت گسترش بیشتری دارد. حداکثر دماهای دارای روند منفی در ژوئن دیده می‌شود. این

روند در نقاط مختلف ایران پراکنده شده است. روند منفی نیز در شمال غرب و جنوب غرب به صورت پراکنده وجود دارد. در این ماه تغییرهای ناگهانی افزایشی بیشتر می شود و به جز غرب و جنوب در بقیه نقاط پراکنده است. در ژوئن، میانگین باران روندی منفی دارد و در مقایسه با ماه قبل به میزان زیادی افزایش یافته است؛ به گونه ای که فقط در بخش های شمالی کشور روندی وجود ندارد.

در ژولای: در این ماه گسترش روند منفی در شرق کشور کاهش می یابد و در عوض در شمال غرب بیشتر می شود. روند مثبت نیز مانند ماه قبل است. در ژولای، روند منفی در حداکثر دماها گسترش می یابد و در شمال غرب و جنوب شرق ایران و جنوب شرق دریای خزر دیده می شود. روندهای مثبت و منفی حداقل دماها مانند ماه قبل است؛ با این تفاوت که روند مثبت گسترده تر می شود. در ژولای، میانگین باران ایران دارای روند منفی با گسترش زیاد است؛ به طوری که جز شمال و شمال غرب، بقیه نقاط ایران روند منفی باران دارند.

در اوت: از مقدار روند منفی در کشور کاسته می شود و روند مثبت افزایش می یابد. روند مثبت در شمال، جنوب غرب و شمال شرق کشور دیده می شود. روند منفی نیز در جنوب شرق، شمال غرب و شمال شرق کشور وجود دارد. در این ماه، هر دو روند منفی و مثبت در حداکثر دماها دیده می شود. روند منفی در جنوب شرق ایران و جنوب شرق دریای خزر، و روند مثبت در جنوب غرب ایران وجود دارد. در اوت، غالب بودن روند مثبت حداقل دماها دیده نمی شود. این روند در همه نقاط کشور پراکنده است. روند منفی نیز در شمال غرب و جنوب غرب به صورت لکه هایی قابل مشاهده است. در ایران، روند منفی میانگین باران در اوت مانند ژولای است؛ با این تفاوت که در بخش های جنوب شرقی دیده نمی شود.

در سپتامبر: در این ماه پراکنش روندهای منفی و مثبت میانگین دما مانند ماه قبل است. حداکثر دماهای دارای روند منفی در جنوب شرق ایران و جنوب شرق دریای خزر دیده می شود؛ اما روند مثبت در شمال شرقی کشور حاکم است. روند حداقل دماها گسترش روند



مثبت در این ماه را نشان می‌دهد. گسترش این روند در همه نقاط کشور به صورت پراکنده است. در سپتامبر، روند منفی بارش به حداکثر گسترش خود در ماه‌های سال در ایران می‌رسد؛ به طوری که بخش بسیار محدودی از کشور روند خاصی ندارد.

در اکتبر: کاهش هر دو روند منفی و مثبت در میانگین دماها دیده می‌شود و در ایران، در این ماه روندهای منفی و مثبت حداکثر دماها گسترش بسیار کمی دارند؛ به طوری که فقط در جنوب دریای خزر گسترش می‌یابد. در این ماه، هر دو روند منفی و مثبت کم می‌شود و در عوض، تغییرهای ناگهانی افزایشی و کاهشی افزایش می‌یابد. حداقل دماها روندی مثبت دارد و روند منفی به صورت لکه‌هایی در شمال غرب، غرب و شمال شرق دیده می‌شود. با گذر از ماه‌های کم باران سال به سمت ماه‌های پر باران، روند منفی موجود در میانگین باران کاهش می‌یابد؛ به طوری که در اکتبر، این روند در جنوب و جنوب شرق، جنوب غرب و شرق کشور دیده می‌شود.

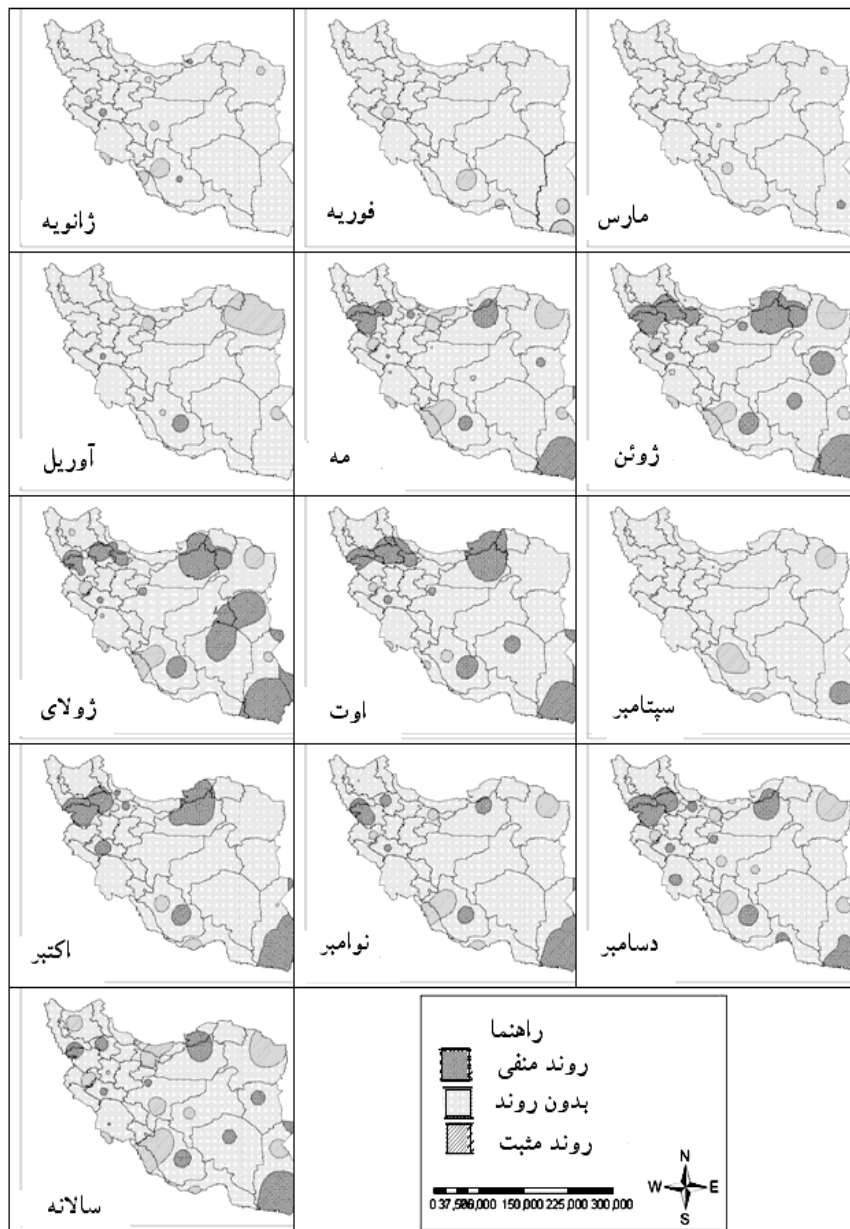
در نوامبر: میانگین دماها بیشتر روندی منفی دارد و در جنوب شرق و شمال غرب ایران و همچنین در جنوب شرق دریای خزر گسترش می‌یابد. در این ماه، حداکثر دماها فقط روند منفی دارد که در جنوب شرق به صورت محدود بسیار کوچکی دیده می‌شود. روند مثبت در حداقل دماها، در مقایسه با اکتبر کم می‌شود و روند منفی افزایش می‌یابد. روند منفی میانگین باران در نوامبر، فقط در بخش‌های جنوب شرقی کشور مشاهده می‌شود.

در دسامبر: مقدار روندهای میانگین دما کاهش چشمگیری می‌یابد؛ به طوری که فقط در شمال شرق و جنوب غرب روند مثبت وجود دارد و روند منفی فقط در جنوب شرق به صورت محدود دیده می‌شود. تنها روند موجود در حداکثر دماها، روند منفی است که در غرب کشور دیده می‌شود. در این ماه، روند مثبت حداقل دماها از روند منفی بیشتر است و گسترش این روند در شمال شرق و جنوب غرب کشور دیده می‌شود.

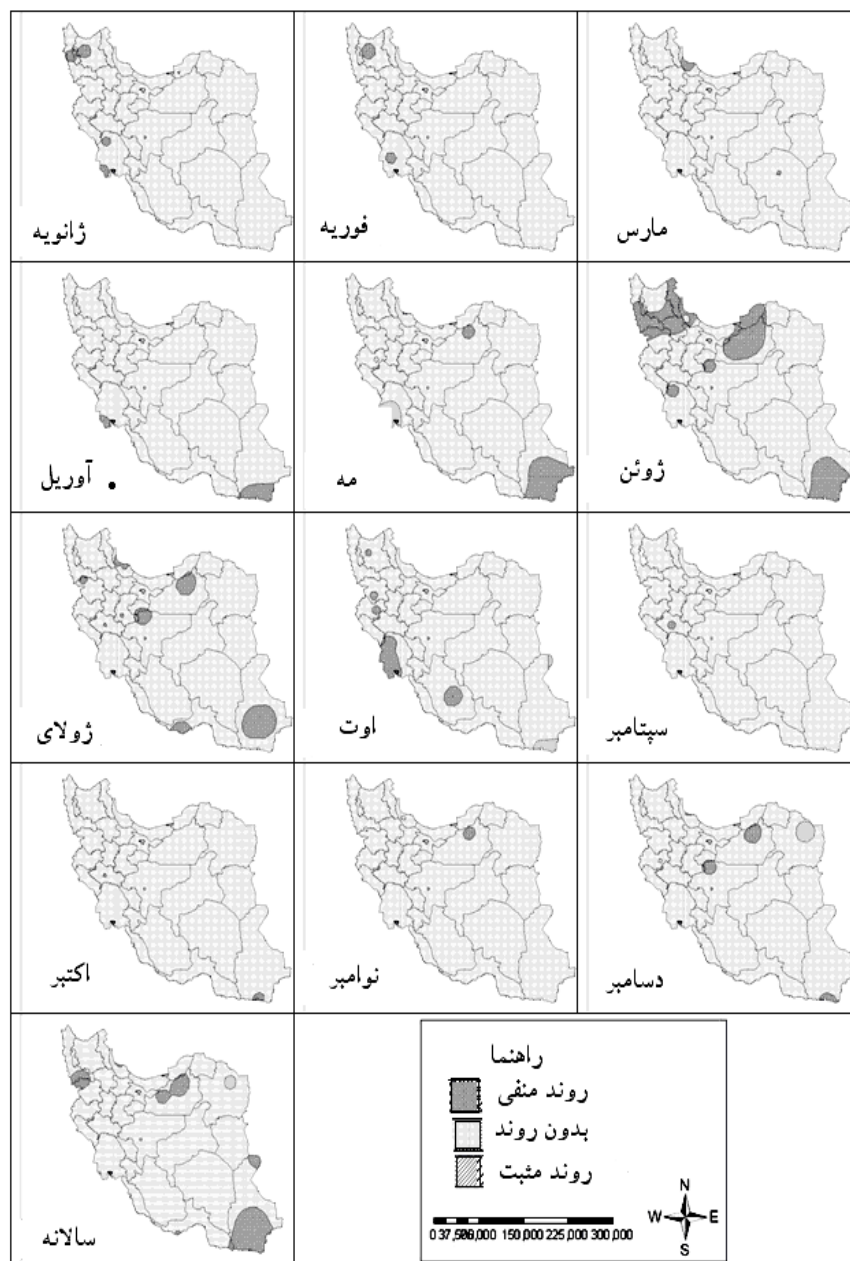
بر پایه آنچه گفتیم، پراکنش روندهای منفی و مثبت در میانگین دمای سالیانه با ماه‌های سال تفاوت‌های اساسی دارد و روندهای مثبت و منفی به صورت پراکنده در همه نقاط کشور دیده می‌شود. حداکثر دمای سالیانه دو روند منفی و مثبت دارد. روند منفی در جنوب شرق و

شمال غرب ایران و جنوب شرق دریای خزر، و روند مثبت فقط در شمال شرق کشور دیده می شود. حداقل دماهای سالیانه دارای هر دو روند است. روند منفی به صورتی محدود در شرق و جنوب غرب ایران، و روند مثبت در شمال شرق، جنوب غرب و شمال ایران بیشترین گسترش را دارد. میانگین متحرک پنج ساله در شکل شماره شش نیز روند مثبت حداقل دما را در برخی ایستگاه های نمونه نشان می دهد. روند منفی در میانگین باران سالیانه، فقط در محدوده کوچکی در شمال غرب کشور دیده می شود. دلیل اختلاف زیاد بین روند ماهیانه و سالیانه بارش در ایران را می توان گرمایش جهانی و استیلای پرفشار جنب حاره ای در طول دوره گرم سال بر ایران و تأثیر آن در کاهش بارش دانست. در مجموع، در ایران ماه های گرم سال دارای مقدار بارش کمی است و با گرمایش زیاد زمین، ظرفیت رطوبت نسبی نیز افزایش می یابد؛ بنابراین کاهش بارش در این ماه ها دارای روند منفی است. در حالی که روند سالیانه چنین تغییری را در میزان بارش نشان نمی دهد؛ زیرا در ماه های گرم سال مقدار بارندگی در ایران، به ویژه در بخش های جنوبی کشور بسیار ناچیز است. در این ماه ها، با کمترین میزان بارش، روند مثبت و برعکس با بارش کم، روند منفی مشاهده خواهد شد؛ در نتیجه روند تغییرهای ماهیانه و سالیانه بارش به ویژه در جنوب کشور دارای تغییرهای زیادی است.

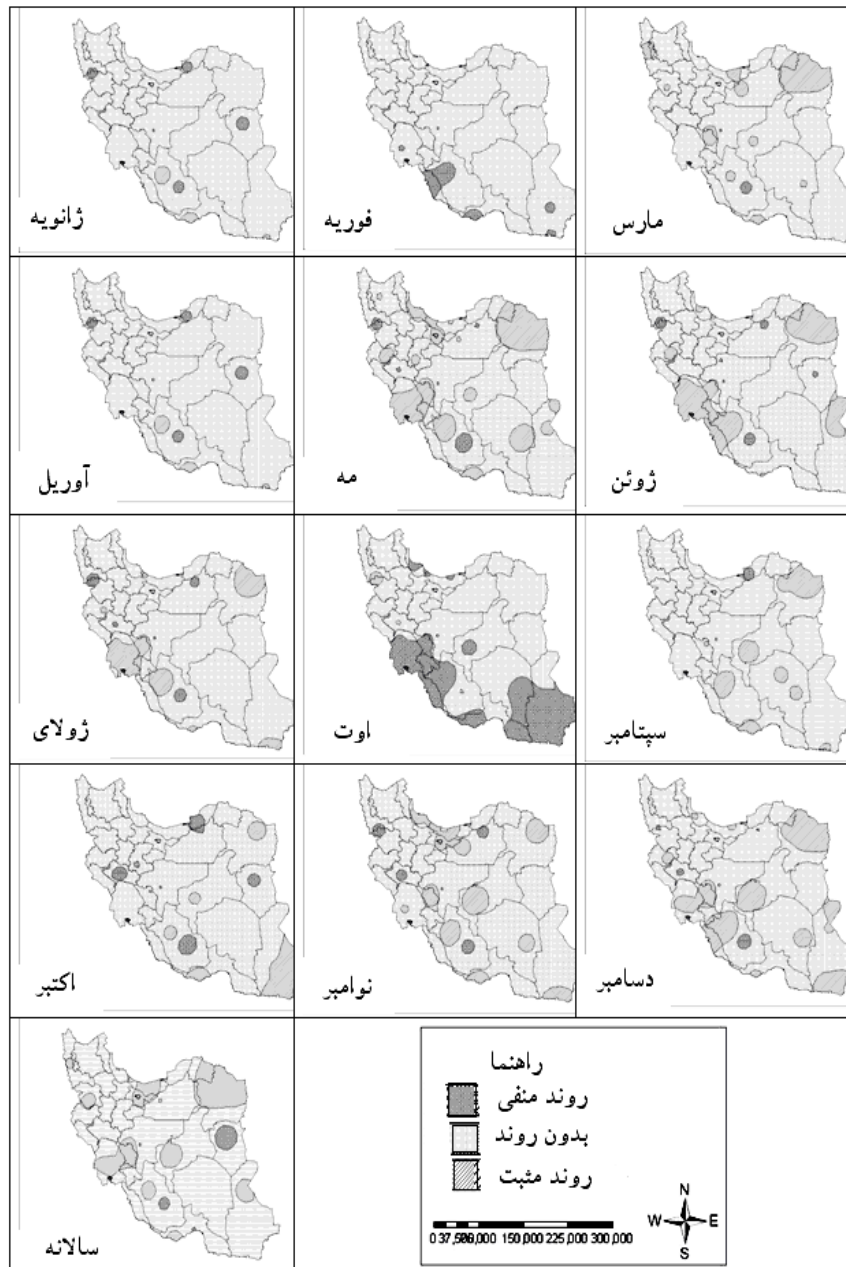
در بررسی علت اختلاف فاحش در روند بارش های ماهیانه و سالیانه بارش، نکته مهم این است که تغییرهای ماهیانه بارش در بیشتر نقاط ایران زیاد است؛ بنابراین ضریب تغییر زیادی دارد؛ ولی در مقیاس سالیانه، با توجه به اینکه وضع متوسطی در نظر گرفته می شود، اختلافها به صورت تعدیل یافته ظاهر می شود.



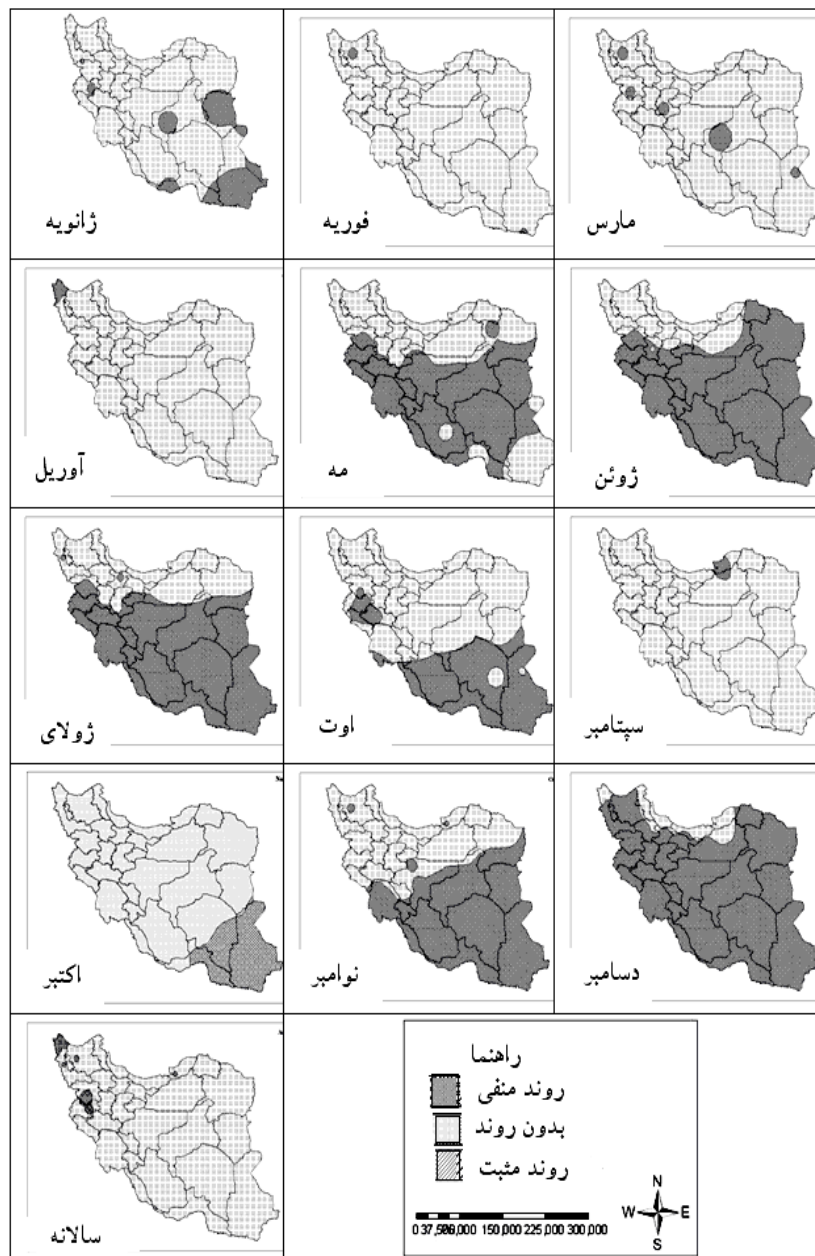
شکل ۲ پراکندگی مکانی تغییرها در میانگین دمای ماهیانه و سالیانه در ایران



شکل ۳ پراکندگی مکانی تغییرهای حداکثر دمای ماهیانه و سالیانه در ایران



شکل ۴ پراکندگی مکانی تغییرهای حداقل دمای ماهیانه و سالیانه در ایران



شکل ۵ پراکندگی مکانی تغییرهای میانگین بارش ماهیانه و سالیانه در ایران



۴- نتیجه‌گیری

تغییرهای دما و بارش در کشور از مهم‌ترین ویژگی‌های اقلیمی ایران است که طی سال‌های گذشته رخ داده؛ ولی توزیع زمانی و مکانی و به عبارتی شدت و ضعف آن در سطح کشور به‌طور یکسان اتفاق نیفتاده است؛ بلکه با تغییرهای مکانی زیادی، مانند تغییرهای مکانی اقلیم در کشور روبه‌رو بوده است.

محاسبه‌های مکانی روندها نشان می‌دهد از این نظر، نظام یکسانی در کشور وجود ندارد؛ ولی بیشترین مساحتی که در سطح کشور در دما و بارش مشاهده می‌شود، وضع بدون روند است و فقط بخش‌های اندکی از کشور روند مثبت و یا منفی دارد.

با توجه به نتایج پژوهش، در بیشتر روزهای سال بارش‌های ماهیانه کاهش می‌یابد. در منطقه‌های جنوبی کشور، به‌ویژه در ماه‌های کم‌باران، یعنی از مه تا آگوست روند منفی گسترش دارد. نتایج آزمون من-کندال مشخص می‌کند که در ماه‌های مختلف، در میانگین حداقل و حداکثر دماها روند مثبت پراکنده وجود دارد؛ البته در این مورد، روند منفی نیز وجود دارد که در مقایسه با روند مثبت محدود است. درزمینه دما، ماه‌های مختلف روندهای متفاوتی را در بخش‌های جنوبی کشور دارند؛ به‌طوری که در برخی ماه‌ها روند مثبت و در برخی ماه‌ها روند منفی دیده می‌شود.

با توجه به گرمایش رخ داده در جهان، می‌توان افزایش روندهای مثبت در شاخص‌های دما را توجیه کرد؛ همچنین بر این اساس می‌توان گفت با افزایش دما، از مقدار رطوبت نسبی هوا کاسته می‌شود؛ بنابراین با کاهش رطوبت نسبی، از مقدار بارش‌ها نیز کم می‌شود. این موضوع را به‌وضوح در ماه‌های گرم سال می‌توان دید. برخلاف یافته‌های تحقیق عزیزی و روشن (۱۳۸۷) مبنی بر روند منفی در حداکثر دمای ایستگاه‌های جنوب دریای خزر، در تحقیق حاضر روند خاصی در حداکثر دماها در این منطقه‌ها دیده نمی‌شود.

۵- منابع

- حجام، سهراب، یونس خوش‌خو و رضا شمس‌الدین وندی، «تحلیل روند تغییرات بارندگی‌های فصلی و سالیانه چند ایستگاه منتخب در حوضه مرکزی ایران با استفاده از روش‌های ناپارامتری»، پژوهش‌های جغرافیایی، ش ۶۴، صص ۱۵۷-۱۶۸، ۱۳۸۷.

- خلیلی، علی و جواد بذرافشان، «تحلیل روند تغییرات بارندگی های سالیانه، فصلی و ماهیانه پنج ایستگاه قدیمی ایران در یک صد و شانزده سال گذشته»، مجله بیابان، ش ۱، صص ۲۵-۳۳، ۱۳۸۳.
- روشنی، محمود، بررسی تغییرات اقلیمی سواحل جنوبی دریای خزر، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران، ۱۳۸۲.
- عزیزی، قاسم و محمود روشن، «مطالعه تغییر اقلیم در سواحل جنوبی دریای خزر به روش من-کندال»، پژوهش های جغرافیایی، ش ۶۴، صص ۱۲-۲۸، ۱۳۸۷.
- علیجانی، بهلول و یوسف قوی دل رحیمی، «مقایسه و پیش بینی تغییرات دمای سالیانه تبریز با ناهنجاری های دمایی کره زمین با استفاده از روش رگرسیون خطی و شبکه عصبی مصنوعی»، مجله جغرافیا و توسعه، ش ۶، صص ۲۱-۳۵، ۱۳۸۴.
- کاویانی محمدرضا و حسین عساکره، «بررسی آماری روند بلندمدت بارش سالیانه اصفهان» در سومین کنفرانس منطقه ای و اولین کنفرانس ملی تغییر اقلیم، دانشگاه اصفهان، ۱۳۸۲.
- محمدی، حسین و فرحناز تقوی، «روند شاخص های حدی دما و بارش در تهران»، پژوهش های جغرافیایی، ش ۳۵، صص ۱۵۱-۱۷۲، ۱۳۸۳.
- Bartholy, J. & R. Pongrácz, "Regional Analysis of Extreme Temperature and Precipitation Indices for the Carpathian Basin from 1946 to 2001", *Global and Planetary Change*, No. 57, Pp. 83-95, 2007.
- Bani-Domi, M., *Trend Analysis of Temperatures and Precipitation in Jordan*, Yarmouk University, Irbid- Jordan, 2006.
- Brunetti, M., M. Maugeri, F. Montib & T. Nanni, *Temperature and Precipitation Variability in Italy in the Last Two Centuries from Homogenized Instrumental Time Series*, 2005.
- Cannarozzo, M., L.V. Noto & F. Viola, *Spatial Distribution of Rainfall Trends in Sicily (1921-2000)*, University di Palermo, 2006.



- Gadgil, A. & A. Dhorde, "Temperature Trends in Twentieth Century at Pune, India", *Atmospheric Environment*, No. 39, Pp. 6550-6556, 2005.
- Lana, X., M. Matinez & D. Burguno, "A Trends Affecting Pluviometric Indices at the Fabra Observatory from 1917 to 1999", *International Journal of Climatology*, Vol. 23, Pp. 315-332, 2003.
- Turkish, M., M. Samer, R. Demirj, "Re-Evaluation of Trend and in Mean. Maximum and Minimum Temperature of Turkey for Period 1929-1999", *International Journal of Climatology*, Vol. 22, Pp. 947-977, 2002.

مجله‌ی جغرافیا و توسعه‌ی ناحیه‌ای، شماره‌ی نوزدهم، پاییز و زمستان ۱۳۹۱

شناسایی کانون‌های کنترل‌کننده‌ی اقلیم ایران و الگوهای فشار مربوط در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال جوّ ایران در دوره‌ی سرد سال

بهلول علیجانی (استاد اقلیم‌شناسی دانشگاه خوارزمی)

bralijani@gmail.com

رضا دوستان (استادیار اقلیم‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، نویسنده‌ی مسؤول)

reza_doostan@yahoo.com

چکیده

الگوهای فشار سطوح بالای جوّ، شرایط جوّی سطح زمین را کنترل می‌کنند. شناسایی این الگوها در سطح منطقه‌ای برای بررسی رفتار پارامترهای سطحی، تغییرات و پیش‌بینی ضروری می‌باشد. به منظور شناسایی الگوهای فشار کنترل‌کننده‌ی اقلیم ایران در دوره‌ی سرد سال، داده‌های روزانه ارتفاعی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال با تلاقی‌های ۲/۵ درجه در محدوده‌ی ۷۰-۱۰ شمالی و ۸۰-۱۰ شرقی از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی (NCEP) برای دوره‌ی ۱۹۴۸-۲۰۱۰ استفاده شده است. مراکز فعالیت یا کانون‌های کنترل‌کننده‌ی اقلیم ایران با روش تحلیل مؤلفه‌های عمده (PCA) تعیین شده‌اند. هرکدام از مراکز فعالیت با الگوی فشار خاصی، اقلیم ایران را کنترل می‌کنند. نتایج نشان می‌دهد که هشت مرکز کنترل‌کننده، اقلیم ایران در دوره‌ی سرد سال را تحت تأثیر قرار می‌دهند. سیبری شمالی، مهم‌ترین مرکز کنترل‌کننده‌ی اقلیم ایران می‌باشد. بیش‌تر مراکز فعالیت در شمال و فقط مونسون پاکستان در جنوب ایران قرار دارد. عمدتاً الگوهای فشار نصف‌النهاری، با پدیده‌های مانع و سردچال همراه است. تراف‌های عمیق و ریح‌های قوی، پدیده‌ی عمده بادهای غربی در ایران می‌باشند.

کلیدواژه‌ها: الگوهای فشار، مراکز فعالیت، اقلیم ایران، مراکز کنترل اقلیم ایران، ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال.

درآمد

الگوهای فشار سطوح بالای جو، شرایط اقلیمی سطح زمین را کنترل می‌کنند (علیچانی، ۱۳۸۵). این الگوها در محدوده‌های مکانی خاصی تکرار می‌شوند، که به مراکز فعالیت^۱ معروف هستند. از گذشته تاکنون بخش عمده‌ای از مطالعات اقلیم شناسی، به شناسایی مراکز فعالیت در مقیاس نیمکره‌ای و منطقه‌ای می‌پردازد و تغییرات اقلیم محلی را بر اساس تغییرات در این مراکز تبیین و پیش‌بینی می‌کند. بر اساس تغییرات رفتار این مراکز در طول زمان، شاخص‌های مهمی تعریف شده‌اند. از جمله مهم‌ترین این شاخص‌ها نوسان اطلس شمالی (NAO)، نوسان قطبی (AO) شمال و جنوب (Thompson & Wallace, 2000)، شاخص اقیانوس آرام و اطلس شمالی (PNA)، شاخص اطلس شرقی - روسیه غربی (EA-WR)، شاخص اسکاندیناوی (EA1)، شاخص اطلس شرقی (EA2) می‌باشد. همچنین در مدیترانه، نوسان مدیترانه (MO)، گردش نصف‌النهاری مدیترانه (MMC) (Dunkeloh & et al, 2003)، الگوی خزر شمالی (سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال) (NCP) (Kutiel & Benaroch, 2002)، الگوی مدیترانه شرقی (EMP) در سطوح بالای جو (۵۰۰، ۳۰۰ هکتوپاسکال) (Hatzaki & et al, 2007)، شاخص گردشی مدیترانه در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (MCI) (Brunneti & et al, 2002)، کانون فعالیت اروپا-روسیه (EU) (Yoshihiro & 2007)، به عنوان مرکز فعالیت در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و شاخص‌های اقلیمی، معرفی شده‌اند. چنانکه مراکز فعالیت در سطح زمین (Slonosky & et al, 2000) و سطوح بالای جوی (۵۰۰ هکتوپاسکال) (casado & et al, 2009) مشاهده می‌شوند. همچنین مطالعه‌ی رفتار این مراکز به مطالعه‌ی پیوند از دور^۲ هم معروف است. اقلیم‌شناسان در بیش‌تر موارد تغییرات اقلیم محلی را در ارتباط با این مراکز بررسی می‌کنند.

در گذشته بیش‌تر این مراکز به دلیل دسترسی آسان به داده‌های ایستگاهی، در سطح زمین شناسایی می‌شد، اما امروز به نظر می‌رسد که این مراکز فعالیت به دلیل دخالت پدیده‌های مختلف طبیعی و انسانی در سطح زمین ساختار منسجم و دقیق‌تری ندارند. امروزه رویه‌ی غالب اقلیم‌شناسی (اقلیم-

1- center of action

۲- Telleconnection

شناسی سینوپتیک)، مطالعه‌ی گردش به زمین می‌باشد (Yarnal, 1996) و الگوهای سطوح بالای جو دور از اثر فعالیت‌های سطح زمین، نماینده‌ی بهتر و قابل اعتمادتری می‌باشند. دسترسی به داده‌های سطوح بالای جو، آسان بوده، همچنین سری زمانی مناسبی از داده‌های بازسازی شده در مرکز پیش-بینی محیطی و هواشناسی آمریکا (NCEP-NCAR) و منابع دیگر (Era40, COADS,) وجود دارد. در ارتباط با داده اقلیمی، یکی از موارد مهم در مطالعه‌ی الگوهای فشار و مطالعات اقلیمی، پردازش حجم زیاد داده‌ها در مقیاس‌های مختلف زمانی و مکانی می‌باشد. چنانکه محققان با استفاده از روش‌های آماری به کاهش حجم داده‌ها و طبقه‌بندی الگوها در بازه‌های زمانی و مکانی می‌پردازند تا ناهنجاری^۱ داده‌ها را حذف کنند و رفتار واقعی داده‌ها آشکار شود. عمده‌ترین روش‌ها در گذشته تابع متعامد تجربی^۲ بود، که بر اساس آن مراکز فعالیت در میانگین‌های ۵ روزه داده‌های ارتفاعی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نیمکره شمالی در زمستان شناسایی و مراکز فعالیت اطلس شرقی و آرام شمالی تأیید شد (Molteni & et al, 1988). در نیمکره شمالی داده‌های سالانه و فصلی ارتفاع سطح ۵۰۰، فشار سطح دریا و ضخامت سطح ۵۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای شناسایی مراکز عمده فعالیت با استفاده از تابع متعامد تجربی بررسی شد و در داده‌های فصلی ۵۰۰ هکتوپاسکال اولین کانون شناسایی شده با نوسان آرام شمالی (PNA) مطابقت پیدا کرد (Wallace & et al, 1993).

امروزه عمدتاً روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی^۳ در دو حالت S و T، به ترتیب برای کاهش فضایی و زمانی داده‌های اولیه یا شناسایی کانون‌های عمده‌ی تغییرات^۴ و تیپ‌های هوا استفاده می‌شوند (huth, 200۱)؛ یا اینکه الگوهای عمده‌ی داده‌های روزانه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در آمریکا و اقیانوس‌های اطراف، توسط کوهن و همکارانش (Cohen, 1983) شناسایی شد. در شناسایی مراکز فعالیت، از خودهمبستگی‌های بین نقاط^۵ هم استفاده می‌شود. برای نمونه در خاورمیانه از مطالعه خودهمبستگی داده‌های دمای سطح دریا (SLP)، مرکز فعالیت شناسایی شد. این مرکز دارای دو کانون فعالیت در شمال آفریقا و قزاقستان (محدوده‌ی سیبری) می‌باشد. این شاخص که به آفریقای

1- Noise

2- Empirical Orthogonal Function

۳- Principal Component Analysis

4- Mode of Variability

5- Lag correlation

شمالی-آسیای غربی (NA-WA) معروف است، یکی از شاخص‌های پیوند از دور برای مطالعه‌ی تغییرات بارندگی در شرق مدیترانه می‌باشد (Paz & et al, 2003). در اروپا هم کانون‌های عمده‌ی فعالیت مانند الگوهای مداری، نوسان اطلس شمالی (NAO) و نصف النهاری-بلوکی‌نگ، اطلس شرقی-روسیه غربی و اطلس شرقی (EA-WR, EA) (Slonosky & et al, 2001) با روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی شناسایی شده‌اند. با استفاده از این روش، مراکز عمده‌ی فعالیت اطلس شمالی هم بر اساس داده‌های روزانه ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و چهار مرکز عمده گردشی در فصل زمستان به ترتیب نوسان اطلس شمالی، اسکاندیناوی، اطلس شرقی و اطلس شرقی-روسیه غربی شناسایی شدند (Casado & et al, 2009). همچنین تغییرات فضایی مراکز فعالیت در چهار فصل نشان داد که نوسان آرام شمالی و اطلس شمالی عمده‌ترین مراکز می‌باشند و در دوره‌ی گرم سال مراکز فعالیت به سمت شمال جابه‌جا می‌شوند (Rogers, 1981). این مراکز در سطوح دیگر جو هم شناسایی شدند. در نیمکره شمالی در بالاتر از مدار ۲۰ درجه در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال، مراکز عمده فعالیت شناسایی شدند، که با مراکز فعالیت عمده نیمکره شمالی در محدوده‌ی ایسلند مطابقت دارند. از جمله این کانون‌ها، کانون‌های اروپا-روسیه (EU1)، اسکاندیناوی (EU2)، نوسان اطلس شمالی، جت اطلس شرقی و آرام غربی می‌باشد (Mote, 1998). علیجانی، به منظور مطالعه‌ی تغییرات الگوهای فشار ایران و خاورمیانه با استفاده از داده‌های ماهانه ارتفاعی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، پنج کانون عمده‌ی فعالیت شناسایی کرده و نشان داده است که این مراکز به ترتیب در محدوده سبیری، خلیج فارس، شرق مدیترانه، شمال دریای سیاه و شمال دریای خزر استقرار دارند (علیجانی ۱۳۸۱ و ۱۳۷۸، 2002, Alijani). همچنین الگوهای گردشی روزانه جو ایران در سطوح بالا و سطح زمین مطالعه شد و با استفاده از روش تحلیل مؤلفه‌های عمده، الگوهای فشار عمده جو ایران شناسایی گردید (رضیئی و دیگران، ۱۳۸۹؛ فتاحی و رضیئی، ۱۳۸۸).

ایران در منطقه، حایل بین سیستم‌های حاره و برون حاره قرار دارد. چنانکه در نیمه سرد سال زمان ناپایداری در اقلیم ایران می‌باشد و عمدتاً الگوهای برون حاره از جمله بادهای غربی و ویژگی‌های همراه آن‌ها شامل تراف، ریح، مانع و سردچال در سطوح بالای جو، اقلیم را کنترل می‌کنند (علیجانی، ۱۳۸۵). با توجه به اطلاعات موجود ما در منطقه مورد مطالعه مراکز عمده فعالیت یا

سیستم‌های پیوند از دور شناسایی نشده است. از طرف دیگر شناسایی این مراکز برای مطالعه تغییرات و پیش‌بینی‌های اقلیمی در سطح منطقه‌ای ضروری می‌باشد. مراکز فعالیت در محدوده منطقه‌ای، تأثیر بسیار بیش‌تر و کارایی بهتر و منطقی‌تری نسبت به مراکز فعالیت دورتر از ایران دارد. بنابراین در این پژوهش در پی شناسایی مراکز فعالیت سطح میانی اتمسفر (۵۰۰ هکتوپاسکال)، تغییرات فضایی کانون‌ها در دو فصل زمستان و پاییز و شناسایی سطحی مناسب دور از تأثیر پدیده‌های سطحی برای مطالعه تغییرات اقلیمی هستیم.

داده‌ها و روش کار

در این مطالعه داده‌های ارتفاعی بازسازی شده روزانه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال برای دوره ۱۹۴۸ تا ۲۰۱۰ در دوره‌ی سرد سال شامل پاییز (سپتامبر، اکتبر و نوامبر) و زمستان (دسامبر، ژانویه، فوریه) از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و تحقیق اتمسفری (NCEP-NCAR) تهیه شد. داده‌ها در تلافی‌های ۲/۵ در ۲/۵ درجه برای محدوده ۱۰ تا ۷۰ درجه شمالی و ۱۰ تا ۸۰ درجه شرقی انتخاب شدند که شامل ۷۲۵ سلول ۲/۵ درجه‌ای می‌باشد (Kalnay & et al, 1996). در این مطالعه برای شناسایی مراکز فعالیت از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی (PCA) (Richman, 1986; Hurel, 1981) استفاده شد. تحلیل مؤلفه‌های اصلی یکی از روش‌های چند متغیره برای کاهش حجم داده‌ها ضمن حفظ پراش داده‌های اولیه می‌باشد.

در این تحقیق از حالت S تحلیل مؤلفه اصلی استفاده گردید. در این حالت ردیف‌های ماتریس معرف روزها یا مشاهدات و ستون‌ها معرف مکان‌ها یا تلافی‌ها می‌باشد. در این حالت با استفاده از روابط خطی بین مکان‌ها، نقاطی که در طول زمان همبستگی دارند، به صورت محدوده‌های فضایی^۱ واحد گروه‌بندی می‌شود (Casado, 2009).

در روش تحلیل مؤلفه‌های (PCA):

$$Z = FA$$

$$Z = \text{ماتریس داده‌های ورودی } (N \times n)$$

$F =$ ماتریس نمرات مؤلفه عمده $(N \times n)$

$A =$ ماتریس بارگویه‌ها $(n \times n)$

$N =$ تعداد مشاهدات $n =$ تعداد متغیرها

در ماتریس کاهش یافته، $(N \times r) = F$ و $(n \times r) = A$ می‌باشد.

$r =$ تعداد مؤلفه‌های اصلی

در این تحقیق به منظور شناسایی کانون‌های عمده‌ی فضایی یا محدوده‌های همگن از نظر تغییرات در طول زمان، با استفاده از الگوریتم مناسب، ماتریس داده‌های روزانه ارتفاعی در حالت S آماده شد. در مجموع یک ماتریس 725×5611 برای فصل زمستان و 725×5796 برای فصل پاییز در سطح میانی اتمسفر (500 هکتوپاسکال) تشکیل شد (جدول ۱).

جدول ۱: ماتریس اولیه داده‌ها در تحلیل مؤلفه‌های اصلی فصل زمستان برای سطح 500 هکتوپاسکال

تلاقی‌ها							مشاهدات
۷۲۵	۷۲۴	-	۴	۳	۲	۱	
۵۱۳۷	۵۱۴۲	-	۵۸۳۶	۵۸۳۶	۵۸۳۸	۵۸۳۸	
۵۱۱۶	۵۱۲۲	-	۵۸۴۱	۵۸۴۱	۵۸۴۱	۵۸۴۱	
۵۰۸۴	۵۰۹۱	-	۵۸۳۸	۵۸۳۸	۵۸۳۹	۵۸۴۰	
-	-	-	-	-	-	-	
۵۱۶۵	۵۱۷۱	-	۵۸۴۹	۵۸۵۱	۵۸۵۴	۵۸۵۵	
۵۲۰۹	۵۱۹۲	-	۵۸۵۰	۵۸۵۳	۵۸۵۳	۵۸۵۲	۵۶۱۱

در مرحله‌ی بعد ماتریس همبستگی‌ها در طول زمان محاسبه گردید و ماتریس عامل‌های اصلی تعیین شد. ارزش ویژه‌ی^۱ هر کدام از عامل‌ها، قدرت تبیین واریانس داده‌های اولیه توسط عامل

1- Eigenvalue

جدید (PC) را نشان می‌دهد. در عامل‌های جدید ($n \times T$)، ارزش هر تلاقی (بارگویه‌ها) محاسبه شد (جدول ۲). بارگویه‌ها دارای دو حالت (فاز) مثبت و منفی است و به عبارتی هر عامل دو الگوی مثبت و منفی را نشان می‌دهد. در ادامه برای تعیین الگوی فضایی عامل‌ها، نقشه بارگویه‌های هر عامل ترسیم شد و از روی این نقشه‌ها کانون فعالیت اصلی هر عامل در منطقه مطالعه شناسایی گردید. همچنین کانون‌های عمده فعالیت در دو فاز منفی و مثبت بالاتراز بارگویه ۰/۶ در هر سطح مشخص شد.

جدول ۲: ماتریس بارگویه‌ها در تحلیل مؤلفه‌های اصلی فصل زمستان برای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال

مؤلفه اصلی							
۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	
-۰/۵۸	-۰/۰۷	۰/۷۸	۰/۳۷	-۰/۶۹	۰/۲۴	-۰/۱۳	۵۰۶
-۰/۵۹	۰/۰۶	۰/۷۵	۰/۴۶	-۰/۶۵	۰/۳۰	-۰/۰۳	۵۰۷
-۰/۶۰	۰/۱۸	۰/۷۲	۰/۵۱	-۰/۵۸	۰/۳۸	۰/۰۶	۵۰۸
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-۰/۳۹	۰/۵۰	-۰/۴۷	-۰/۷۹	-۰/۰۳	-۰/۶۹	-۰/۶۵	۷۲۵

در مرحله آخر پردازش، ارزش هر روز (نمرات عاملی) در عامل‌های جدید ($N \times T$) محاسبه شد (جدول ۳). بر اساس این ماتریس روزهای دارای ارزش بیشتر در هر عامل، بیش‌ترین شباهت را با آن عامل دارند و این سری زمانی تغییرات عامل را در طول زمان نشان می‌دهد (علیجانی، ۱۳۸۵). در سری زمانی نمرات عاملی هر عامل، روزهای بالای صدک ۹۵، به عنوان نماینده فاز مثبت عامل و روزهای زیر صدک ۵، به عنوان نماینده فاز منفی عامل تعیین شدند. در ادامه روزهای مذکور، میانگین، گرفته شد و به عنوان نقشه مرکب فاز مثبت یا منفی عامل مورد نظر ترسیم گردید. از روی این نقشه‌ها الگوی فشار غالب فازهای مثبت و منفی هر عامل تعیین شد. به عنوان مثال در عامل اول از روی نقشه بارگویه‌ها مشخص شد که کانون فعالیت این عامل منطقه سیبری است و الگوی فشار حاکم در فاز مثبت یک فراز قوی بر روی ایران است.

جدول ۳: ماتریس نمرات عاملی در تحلیل مؤلفه‌های اصلی فصل زمستان برای سطح ۵۰۰ هکتو پاسکال

مؤلفه اصلی							مشاهدات
۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	
۰/۴۱	۰/۷۴	-۰/۱۰	۰/۳۳	-۰/۰۲	۰/۱۵	-۰/۱۲	۱
۰/۳۱	۰/۷۶	۰/۰۷	۰/۴۲	۰/۳۴	۰/۴۰	۰/۲۱	۲
۰/۷۹	۰/۸۴	۰/۱۰	-۰/۲۳	۰/۴۷	۰/۷۲	۰/۴۷	۳
-	-	-	-	-	-	-	-
-۰/۷۴	۱/۰۶	-۰/۴۸	۱/۲۱	-۰/۳۹	۰/۳۱	-۰/۲۲	۵۶۱۰
-۰/۶۳	۰/۹۸	-۰/۴۷	۱/۴۳	۰/۰۳	۰/۵۳	-۰/۴۰	۵۶۱۱

یافته‌ها:

کانون‌های فشار

در نیمه‌ی سرد سال در شروع پاییز بادهای غربی از سمت شمال وارد ایران می‌شوند و تا پایان زمستان کل ایران را پوشش می‌دهند. این جریانات با هدایت سیستم‌ها و ایجاد ناپایداری دینامیکی، شرایط اقلیمی سطح زمین را تعیین می‌کنند (علیجانی، ۱۳۸۵). بر اساس نتایج تحلیل عاملی برای هر کدام از فصول پاییز و زمستان ۷ عامل شناسایی شد، که در مجموع ۹۰ درصد واریانس کل داده‌ها را تبیین می‌کند. واریانس تجمعی این عامل‌ها در (جدول ۴) نشان داده شده است.

جدول ۴- واریانس تجمعی عامل‌ها و موقعیت هر کانون برای سطح ۵۰۰ هکتو پاسکال در پاییز و زمستان

مکان کانون	زمستان	مکان کانون	پاییز	عامل
شمال سبیری	۳۱	شمال سبیری	۴۵	اول
اسکاندیناوی - شمال آسیای مرکزی	۵۴	اسکاندیناوی - شمال آسیای مرکزی	۶۱	دوم
آسیای غربی	۶۵	اروپا - شمال غربی آسیا	۷۱	سوم
اروپا	۷۲	آسیای غربی	۷۹	چهارم
دریاچه آرال - بایکال	۷۸	اروپای شرقی - دریاچه آرال	۸۳	پنجم
مدیترانه شرقی - آسیای مرکزی	۸۲	ترکیه - آسیای مرکزی	۸۷	ششم
مدیترانه مرکزی - ترکیه - پاکستان	۸۵	مدیترانه مرکزی - دریای سیاه - شمال آسیا	۸۹	هفتم
مدیترانه - ایران	۸۸	*****	***	هشتم

کانون فعالیت این عامل‌ها برای فصول زمستان و پاییز در (شکل ۱) ترسیم شد و مرکز هر کانون با حرف **F** نمایش داده شده است. محدوده‌ی اصلی (بارگویه‌های بالای هم‌بستگی ۶۰ درصد) کانون مثبت

با خط ممتد و محدوده‌ی کانون منفی با خط بریده مشخص گردید. در ضمن در سمت راست، نام هر عامل به ترتیب علامت مثبت و منفی نوشته شده است. طبق این شکل کانون‌های فعالیت در پاییز بالاتر از مدار ۴۰ درجه‌ی شمالی فعالیت دارند. از جمله کانون فعالیت اول (۴۵ درصد واریانس)، منطقه وسیعی در سبیری شمالی را پوشش می‌دهد، که مرتبط با وضعیت کلی فشار منطقه در شمال و جنوب نیمکره، جریانات مداری و جت قطبی می‌باشد (Wittman & Charlton, 2005)، کانون منفی نیز در خارج از منطقه‌ی مطالعه قرار دارد.

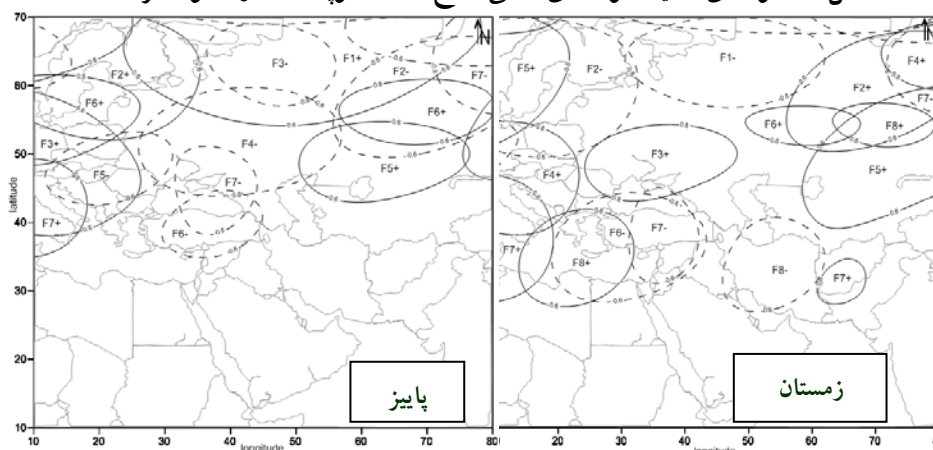
بیش‌تر مراکز فعالیت دارای الگوی الکلنگی^۱ یا کانون غربی- شرقی است، که نشان دهنده‌ی حرکات نصف النهاری، مانع و سردچال بادهای غربی می‌باشد. چنانکه کانون فعالیت عامل دوم (۱۶ درصد) با نشانه‌ی مثبت و منفی به ترتیب روی اسکاندیناوی و شمال آسیای مرکزی قرار دارد و نشان دهنده‌ی موج بلند و ثابت بادهای غربی است. همچنین موقعیت کانون عامل سوم (۱۰ درصد) روی اروپای شرقی و شمال اوراسیا با نشانه‌ی مثبت و منفی، مرتبط با الگوی مانع اطلس شرقی (EA) می‌باشد. مرکز فعالیت عامل چهارم (۸ درصد) با نشانه‌ی منفی شمال دریای سیاه و غرب آسیا قرار دارد. کانون‌های غربی و شرقی عامل پنجم (۴ درصد) به ترتیب روی اروپای شرقی و دریاچه‌ی آرال با علامت منفی و مثبت قرار دارد و نشان دهنده‌ی بلوکی‌نگ‌ها (عزیزی، ۱۳۷۸)، کاتاف‌ها و حرکات نصف النهاری بادهای غربی می‌باشد. کانون دریاچه آرال یکی از مراکز فعالیت عمده‌ی آسیا می‌باشد (Alijani, 2002; Bardin, 2007). مراکز فعالیت عامل ششم با سه کانون بر روی اسکاندیناوی، ترکیه و آسیای مرکزی قرار دارد، که مسیر فرود و فراز بادهای غربی از اطلس شمالی به مدیترانه شرقی و آسیا را تأیید می‌کند. کانون‌های عامل هفتم (۲ درصد) روی ایتالیا و دریای سیاه با نشانه مثبت و منفی قرار دارند، که از جمله مناطق عمده وقوع مانع و سردچال بادهای غربی می‌باشد (Nieto & et al. 2007). موقعیت این مراکز نشان می‌دهد که در فصل پاییز بادهای غربی به طور کامل به عرض‌های پایین وارد نمی‌شود و سیستم‌های حاره غالب می‌باشند.

مراکز فعالیت در فصل زمستان به مدارات پایین‌تر آمده و تا جنوب ایران گسترش یافته‌اند. کانون فعالیت عامل اول در هر دو فصل در مدارات شمالی قرار دارد و جابه‌جایی آن جریان مداری بادهای غربی سطح ۵۰۰ هکتو پاسکال را کنترل می‌کند (Wittman & Charlton, 2005). بخش عمده‌ای از منطقه‌ی

1- seesaw

مورد مطالعه در کانون اول زمستان با علامت منفی و بخش مثبت آن در ایتالیا و شمال هند دارای بارگویه کم‌تر از ۰/۰۵ می‌باشد.

شکل ۱: کانون‌های فعالیت مؤلفه‌های اصلی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در فصول سرد سال



این کانون همراه با کانون عامل سوم در شمال دریای سیاه، الگوی مداری - مانع یا دوقطبی^۱ است. یکی از مناطق فراوانی کانون‌های زمستان، مدیترانه است که در این فصل بادهای غربی به آن وارد می‌شود و با مناطق سیکلونزایی در شمال دریای مدیترانه، الگوی مدیترانه شرقی (EMP) و نوسان مدیترانه (MO) انطباق دارد (Hatzaki & et al, 2007). غرب دریای خزر تا آسیای مرکزی منطقه‌ی فراوانی دیگر کانون‌های فعالیت، منطبق بر منطقه‌ی عمده‌ی تراف آسیای مرکزی و موج بلند بادهای غربی است (Walker, 1970). منطقه‌ی دیگر فراوانی در غرب اروپا در ارتباط با مراکز عمده فعالیت، الگوی مانع اطلس شرقی (EA)، اسکاندیناوی (SCAN) (Slonosky & et al, 2000) می‌باشد. یکی از کانون‌های عامل هفتم در افغانستان و شمال پاکستان وجود دارد، این کانون در سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال (نشان داده نشد) تا جنوب شرقی ایران پیشروی می‌کند، که در ارتباط با رودباد در این منطقه می‌باشد و می‌توان آن را کانون رودباد کویر لوت (JL) نام‌گذاری کرد. اگر کمینه واریانس پذیرش یک عامل را ۵ درصد بگیریم در هر دو فصل عامل‌های ۶ و بعد از آن از اهمیت چشمگیری برخوردار نیستند. کانون عامل‌های اول تا پنجم همه در مدارات بالاتر از ایران قرار دارند؛ یعنی اینکه اقلیم ایران در دوره‌ی سرد سال به وسیله‌ی تغییرات فضایی

1- dipole

سیستم‌های فشار مدارات بالاتر از ۴۰ درجه شمالی کنترل می‌شود. این کانون‌ها سبیری (دریاچه آرال تا بایکال)، شمال دریای خزر (سبیری شمالی)، شمال دریای سیاه و منطقه مدیترانه می‌باشند.

الگوهای فشار

با توجه به آنچه که در بخش روش کار شرح داده شد، بر اساس میانگین روزها در فازهای مثبت و منفی عامل‌ها، نقشه مرکب تهیه گردید و برای هر عامل دو نقشه جداگانه برای فازهای مثبت و منفی ترسیم شد. البته این الگوها برای هر کدام از فصول پاییز و زمستان هم به‌طور جداگانه ترسیم گردید. در ادامه به شناسایی الگوهایی می‌پردازیم که کانون‌های کنترل کننده اقلیم ایران را کنترل می‌کنند.

فصل پاییز

فصل پاییز آغاز دوره سرد سال است. در نتیجه نخست شرایط توپوگرافی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال برای این فصل شرح داده می‌شود. بادهای غربی در این فصل هنوز به‌طور کامل گسترش نیافته‌اند و این مسأله از وضعیت قرارگیری کانون‌های کنترل معلوم شد (شکل ۱). نقشه‌های مرکب عامل‌های این فصل در (شکل ۲) ترسیم شده‌اند. مهم‌ترین ویژگی نقشه‌های سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال فصل پاییز وجود پرفشار جنب حاره‌ای است، که با ارتفاع ۵۸۴۰ متر در جنوب مدار ۴۰ درجه شمالی مشهود می‌باشد (حجازی، ۱۳۷۶). در همه‌ی الگوها پرفشار جنب حاره در جنوب ایران و در بعضی الگوها به عرض‌های بالاتر جابه‌جا شده است و بیش‌تر باعث شرایط پایدار و افزایش دما می‌شود. از آن‌جمله، الگوی فاز مثبت عامل اول (fppc1) است که سبب ایجاد مانع در غرب آسیا شده است و پرفشار جنب حاره کل ایران را فراگرفته است، اما در فاز منفی فرود نسبتاً کم عمقی شمال ایران را فراگرفته و سبب نفوذ هوای معتدل مدیترانه به ایران می‌شود. این الگو در فاز مثبت سبب ورود هوای گرم عربستان به ایران و حاکمیت شرایط خشکی در ایران است، اما در حالت منفی هوای معتدل و گاهی مرطوب، مدیترانه را به ایران ارمغان می‌آورد.

الگوهای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به جهت تشکیل هم‌زمان پدیده‌های مانع - سردچال روی اروپا و آسیای مرکزی، بادهای غربی با حرکت نصف‌النهاری عمیق به جنوب منتقل می‌شوند و پرفشار جنب حاره از جنوب خارج می‌شود، که این شرایط ناپایداری را به همراه دارد. اگرچه در الگوی فاز مثبت

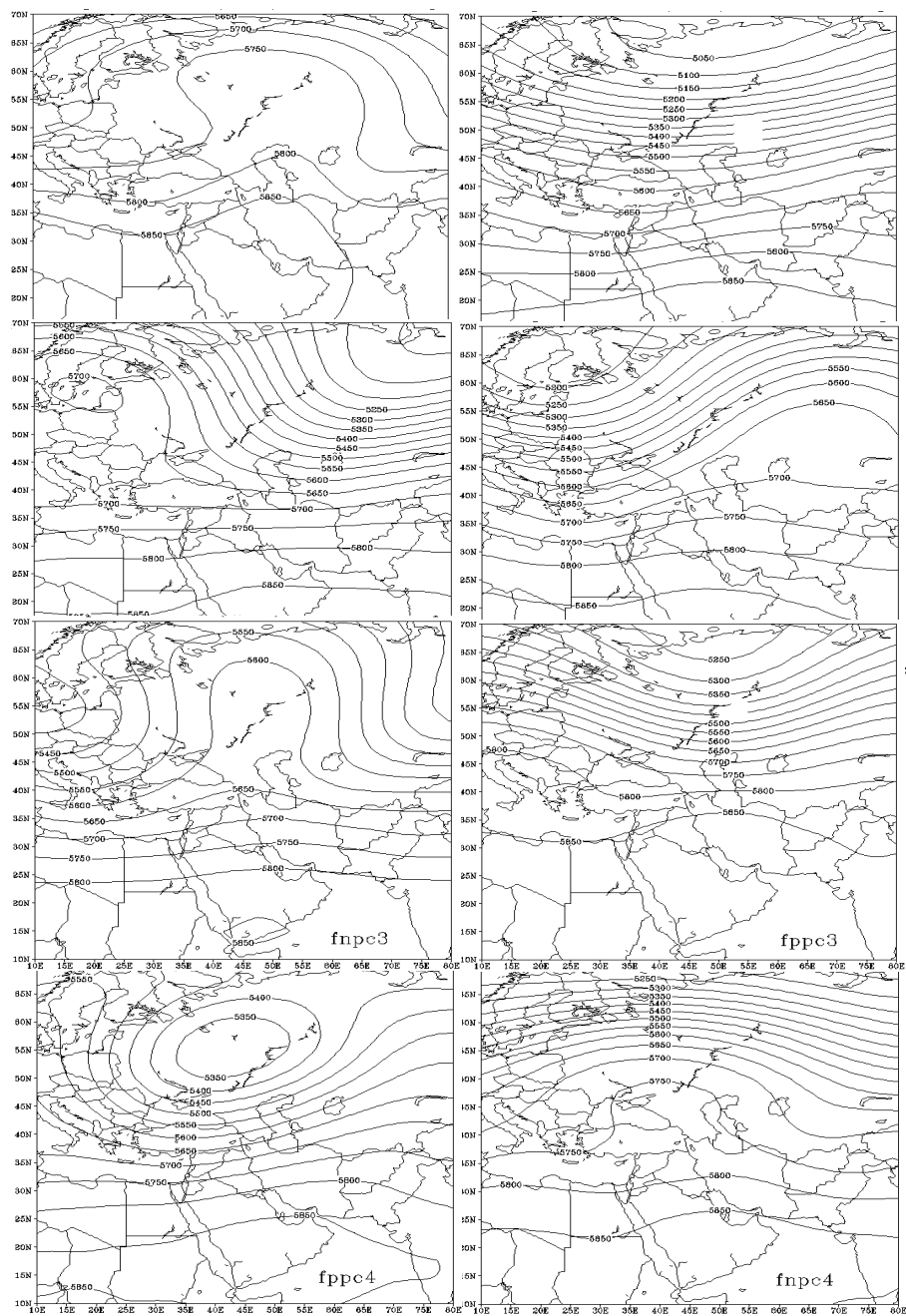
عامل دوم (fppc2) مانع روی اروپا قرار دارد و محور تراف آسیا از دریای خزر عبور می‌کند؛ اما در فاز منفی برعکس، مانع در آسیای مرکزی و محور تراف از شرق مدیترانه مرکزی می‌گذرد و توده‌های هوای مدیترانه به ایران وارد می‌شود. این الگو در فاز مثبت، توده‌های هوای سرد و خشک عرض‌های بالا را به شمال ایران و سیبری منتقل می‌کند و باعث کاهش شدید دما و یخبندان در ایران می‌شود، اما در فاز منفی جریان معتدل از مدیترانه، اعتدال دما را موجب می‌شود. هم‌چنان‌که ذکر شد، انتقال پرفشار جنب حاره به عرض‌های بالاتر، پایداری و افزایش دما را به همراه دارد. از آن‌جمله است، الگوی فاز مثبت عامل سوم (fppc3) که پرفشار جنب حاره تا ارتفاعات البرز در شمال ایران پیشروی می‌کند و تراف بادهای غربی در شمال دریای خزر قرار دارد. اما الگوی فاز منفی، تشکیل مانع در شمال دریای خزر را نشان می‌دهد و بادهای غربی ایران را پوشش می‌دهند. به نظر می‌رسد که الگوی فاز منفی با انتقال توده‌های هوای مدیترانه موجب اعتدال دما در ایران می‌شود، درحالی‌که الگوی فاز مثبت با ورود توده‌های گرم و خشک از عربستان و شمال آفریقا، پایداری و افزایش دما را موجب می‌شود.

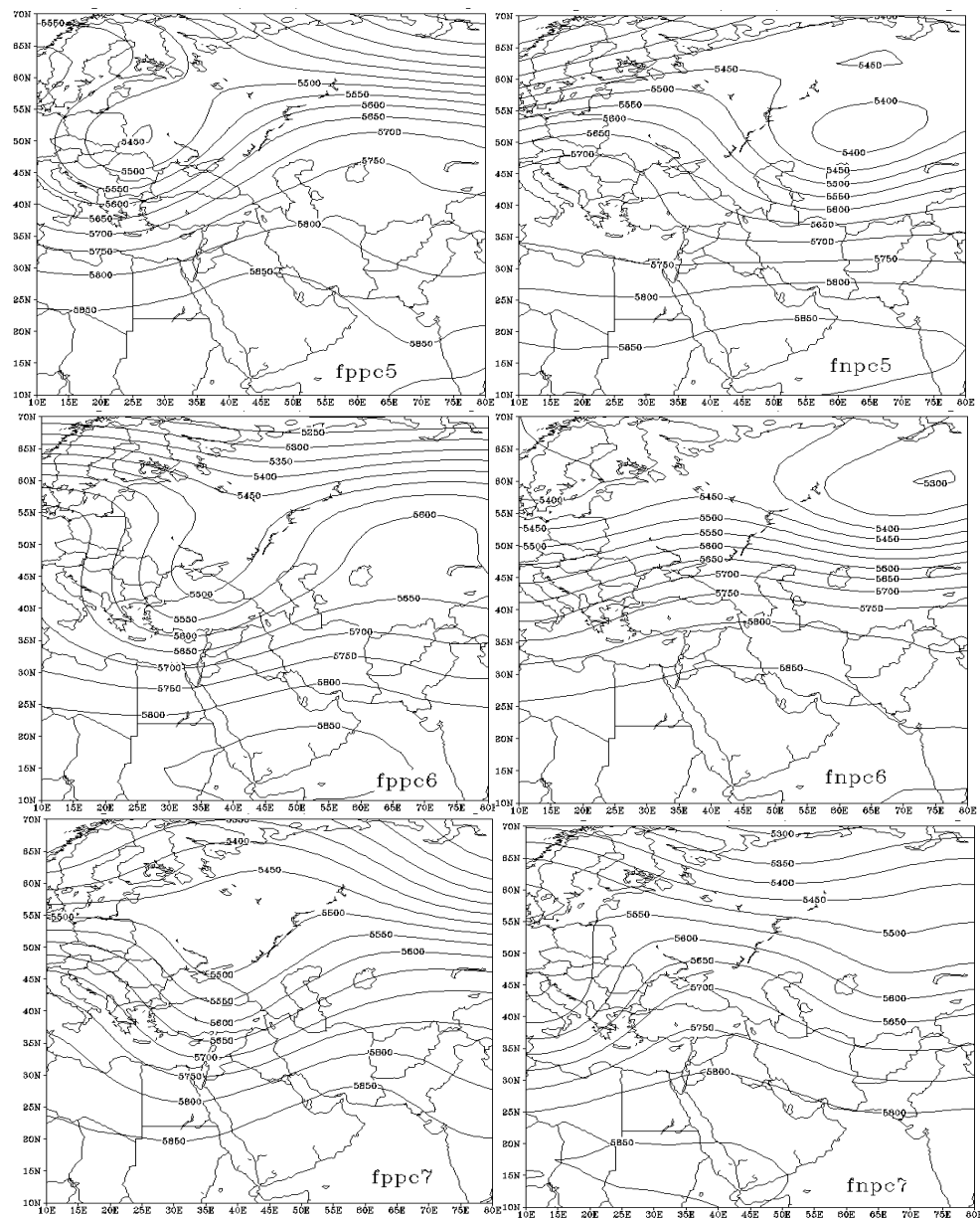
در مواردی از الگوهای فشار مشاهده شد که سردچال‌های عمیق در غرب آسیا، انتقال بادهای غربی به عرض‌های پایین و مدیترانه را موجب می‌شوند، که ناپایداری جوئی رابه همراه دارد. آن‌چنان‌که در فاز مثبت عامل چهارم (fppc4) محور اریب تراف باد غربی از مدیترانه مرکزی عبور می‌کند، که احتمالاً سیکلون‌های شمال مدیترانه فعال می‌شوند و ایران در جلوی تراف و توده‌های هوا از مدیترانه وارد می‌شوند، اما در فاز منفی مانع روی آناتولی و محور فراز در شمال آن قرار دارد و هم‌زمان فراز کم عمق دیگری در مرکز ایران و محور تراف کم عمق در دریای احمر و آفریقا مشهود است. به نظر می‌رسد ورود توده‌های گرم آفریقا، پایداری نسبی در ایران را موجب می‌شود. چنان‌که در الگوی مثبت توده‌های مدیترانه اعتدال دما و رطوبت به ایران را به ارمغان می‌آورد، درحالی‌که الگوی فاز منفی، خشکی هوا و افزایش نسبی دما در ایران را به همراه دارد. هم‌چنین تشکیل هم‌زمان پدیده‌های سردچال و مانع روی اروپای شرقی و آسیای مرکزی موجب نفوذ بادهای غربی به عرض پایین‌تر می‌شود، که ناپایداری و اعتدال هوا را موجب می‌شوند. از آن‌جمله است، الگوی فاز مثبت عامل پنجم (fppc5) که مانع روی اروپای شرقی و محور تراف عمیق روی مدیترانه مرکزی قرار دارد و فعال شدن مرکز سیکلون‌زایی ایتالیا مورد انتظار است. درحالی‌که فراز نسبتاً عمیقی در ایران و پرفشار جنب حاره از جنوب غرب نفوذ می‌کند، که پایداری و انتقال توده‌های هوا از شمال آفریقا و

عربستان را موجب می‌شود. عمده‌ی بادهای غربی و توده‌های مدیترانه از شمال غرب ایران به آسیا وارد می‌شوند و احتمالاً ناپایداری در شمال غرب ایران وجود دارد، اما در فاز منفی کاتاف در شمال دریاچه مدیترانه و محور تراف از ایران می‌گذرد. در این الگو توده‌های هوا از روی اروپا و دریای سیاه به ایران وارد می‌شوند و به نظر می‌رسد که سیکلون سوریه فعال شود. در این الگوی فشار، کاهش دما و احتمالاً رطوبت از دریای سیاه و شرق مدیترانه به ایران منتقل می‌شود، اما الگوی فاز مثبت افزایش دما و خشکی هوا در ایران را به ارمغان می‌آورد. بعضی از الگوهای فشار، نفوذ بادهای غربی به عرض پایین و عقب‌نشینی پرفشار جنب حاره از جنوب مدار ۲۰ درجه را نشان می‌دهند، که ناپایداری شرایط جوی را به همراه دارند و برعکس با ورود پرفشار جنب حاره به شمال و عقب‌نشینی بادهای غربی پایداری حاکم است. همچنان است که الگوی فاز مثبت عامل ششم (fppc6) با تراف عمیق شرق مدیترانه موجب فعال شدن مرکز سیکلون‌زایی قبرس می‌شود و ایران در جلو و نزدیک محور تراف قرار دارد. با این شرایط توده‌های مدیترانه به ایران وارد می‌شود. در حالی که الگوی فاز منفی، انتقال پرفشار جنب حاره به عرض بالاتر را نشان می‌دهد که تا مرکز ایران پیشروی می‌کند، این الگو موجب پایداری هوا و انتقال توده‌های گرم و خشک از جنوب ایران می‌شود. با توجه به این شرایط، در الگوی فاز مثبت توده‌های هوای مدیترانه، رطوبت را به ایران وارد می‌کنند و طبیعتاً اعتدال دما و بارندگی در ایران را به ارمغان می‌آورند؛ اما در فاز منفی توده‌های هوای گرم و خشک عربستان و آفریقا، خشکی و افزایش دما را موجب می‌شوند.

چنان‌که ذکر شد، جابه‌جایی بادهای غربی تا مدار ۲۰ درجه جنوبی و عقب‌نشینی پرفشار جنب حاره به عرض‌های پایین، ناپایداری را موجب می‌شوند. چنین به نظر می‌رسد که در فاز مثبت عامل هفتم (fppc7) محور تراف عمیق باد غربی از سوریه تا جنوب مصر کشیده می‌شود. در این الگو ایران در جلو و نزدیک محور تراف قرار دارد، که شرایط جوی ناپایدار و توده‌های هوا از شرق مدیترانه به ایران وارد می‌شوند. در حالی که در فاز منفی کاتاف بادهای غربی روی ایتالیا و محور فراز از دریای سیاه تا شمال عربستان ادامه دارد و ایران در جلو فراز قرار دارد. این الگو توده‌های هوا از دریای سیاه و ترکیه به ایران را منتقل می‌کند. در الگوی فاز مثبت با فعال شدن مرکز سیکلون سوریه و انتقال توده‌های هوای مدیترانه‌ای، ناپایداری، اعتدال دما و احتمالاً بارندگی ایران را موجب می‌شود، اما الگوی فاز منفی سرمایش هوا و کاهش دما را به همراه دارد.

شکل ۲: الگوهای فشار فاز منفی (fnpc) و مثبت (fppc) عامل‌های فصل پاییز در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال





فصل زمستان

بادهای غربی در فصل زمستان به‌طور کامل به عرض‌های پایین وارد می‌شوند، که با جابه‌جایی مراکز فعالیت به جنوب موقعیت پاییزی خود مشهود می‌باشد (شکل ۱). الگوهای فشار زمستان در (شکل ۳) نشان

می‌دهد که در این فصل پرفشار جنب حاره به‌طور کامل از ایران خارج و در جنوب عربستان استقرار دارد. مهم‌ترین ویژگی نقشه‌های سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال زمستان، بادهای غربی و ویژگی‌های همراه آن‌ها می‌باشد، که ناپایداری، کاهش دما و انتقال رطوبت از غرب و عمدتاً مدیترانه را به همراه دارند. از آن‌جمله است، الگوی فاز مثبت عامل اول (wppc1)؛ محور تراف بادهای غربی از ایران می‌گذرد و تراف نسبتاً کم-عمقی در ایران قرار دارد و ورود توده‌های هوا از مدیترانه به ایران را موجب می‌شود. در الگوی فاز منفی، مانع در شمال دریای خزر قرار دارد. فراز کم عمق بادهای غربی در ایران مشهود است. عمده‌ی توده‌های هوا از بیابان‌های آفریقا و عربستان به ایران منتقل می‌شود. به نظر می‌رسد که الگوی فاز منفی خشکی هوا و افزایش دما را به همراه دارد، درحالی‌که الگوی فاز مثبت توده‌های هوای مدیترانه اعتدال هوا و احتمالاً رطوبت در ایران را موجب می‌شود. همچنین در بعضی الگوها، سردچال‌ها و مانع‌ها آرایش فضایی بادهای غربی را تعیین می‌کنند و جریان نصف‌النهار عمیق بادهای غربی شکل می‌گیرد. این سیستم‌های شبه ایستا چندین روز شرایط جوی را کنترل و پایداری و ناپایداری شدید را موجب می‌شوند. چنان است که الگوی مثبت عامل دوم (wppc2) سردچال روی اسکاندیناوی و مانع در غرب دریاچه آرال، تراف عمیق شرق مدیترانه و فراز قوی آسیای مرکزی را موجب می‌شود. فراز کم عمق بادهای غربی در ایران وجود دارد، که ورود توده‌های هوا از آفریقا و عربستان به ایران را به همراه دارد. اما در الگوی فشار فاز منفی، مانع روی جنوب اروپا و سردچال در شمال آسیا قرار دارد و در جلوی فراز قوی بادهای غربی توده‌های هوای سرد و خشک عرض‌های شمالی و قطبی به ایران و مدیترانه شرقی وارد می‌شود و احتمالاً سیکلون‌های مدیترانه فعال می‌شوند. چنین به نظر می‌رسد که الگوی فاز مثبت افزایش نسبی دما و خشکی، اما توده‌های هوای سرد و خشک در فاز منفی، کاهش شدید دما و یخبندان ایران را به همراه دارند.

چنین به نظر می‌رسد که مانع‌های قوی شمال دریای سیاه، ممکن است تراف عمیق بادهای غربی و ناپایداری را موجب می‌شود. همچنان است که الگوی فاز مثبت عامل سوم (wppc3) تراف خمیده بادهای غربی با محور شمال‌شرقی - جنوب غربی از اروپای شرقی تا شمال آفریقا کشیده می‌شود. ایران در جلوی تراف و منطقه ناپایداری باد غربی قرار دارد، که توده‌های هوا از مدیترانه منتقل می‌شوند؛ درحالی‌که در فاز منفی مانع روی دریای سیاه و ترکیه موجب تقسیم بادهای غربی به دو شاخه می‌شود و ایران در جلوی تراف نسبتاً کم عمق و ناپایدار روی عراق قرار دارد. توده‌های هوا از این منطقه به ایران وارد می‌شوند.

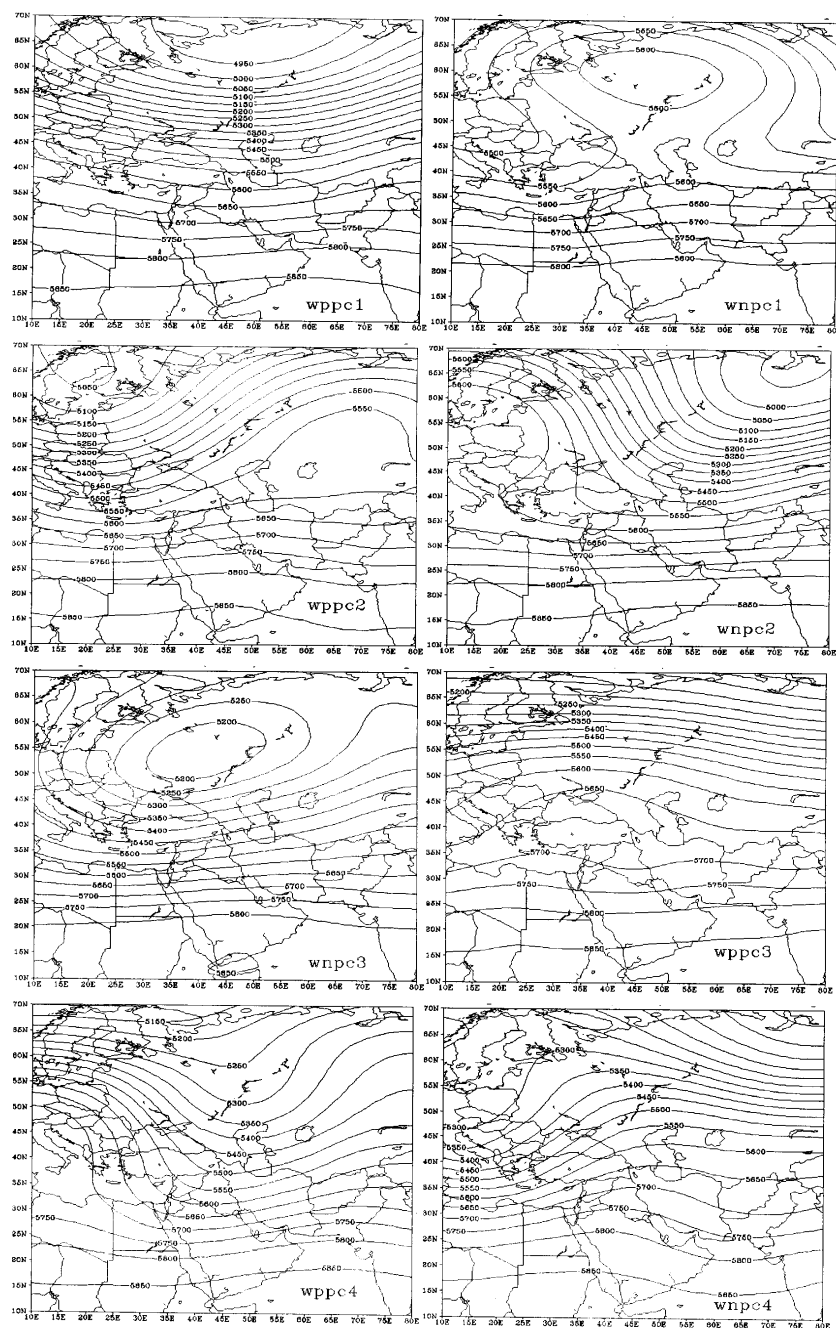
الگوی فاز منفی افزایش دما و احتمالاً ورود گرد و غبار از شمال عربستان و عراق به ایران را به همراه دارند؛ اما الگوی فاز مثبت توده‌های هوای مدیترانه اعتدال هوا و احتمالاً رطوبت را به ایران وارد می‌کنند. از طرفی سردچال و مانع در اروپا نیز فراز و فرود عمیق بادهای غربی و ناپایداری را موجب می‌شوند. چنین است که الگوی فاز مثبت عامل چهارم (wppc4)، مانع در جنوب اروپا، فراز قوی اروپا را شکل می‌دهد و محور تراف از شمال دریای خزر تا مدیترانه شرقی ادامه دارد. ایران در جلوی تراف، شرایط ناپایدار جوی و توده‌های مدیترانه قرار دارد، اما در فاز منفی سردچال در مدیترانه، تراف عمیق بادهای غربی روی مدیترانه مرکزی که ناپایداری را موجب می‌شود، از طرفی محور فراز از شرق اسکانديناوی تا شمال عربستان ادامه دارد. همچنین در این الگو فراز بادهای غربی روی ایران مشهود است و توده‌های مرطوب عمدتاً از شمال ایران عبور می‌کنند. این الگو با مسیر اول سیکلونی ایران انطباق دارد (علیجانی، ۱۳۸۵). در این الگو قسمت عمده‌ی ایران تحت تأثیر توده‌های آفریقا و عربستان که پایداری جوی، خشکی هوا و افزایش دما را موجب می‌شوند، اما الگوی فاز مثبت توده‌های معتدل و مرطوب مدیترانه به ایران اعتدال دما و احتمالاً بارندگی را به همراه دارند.

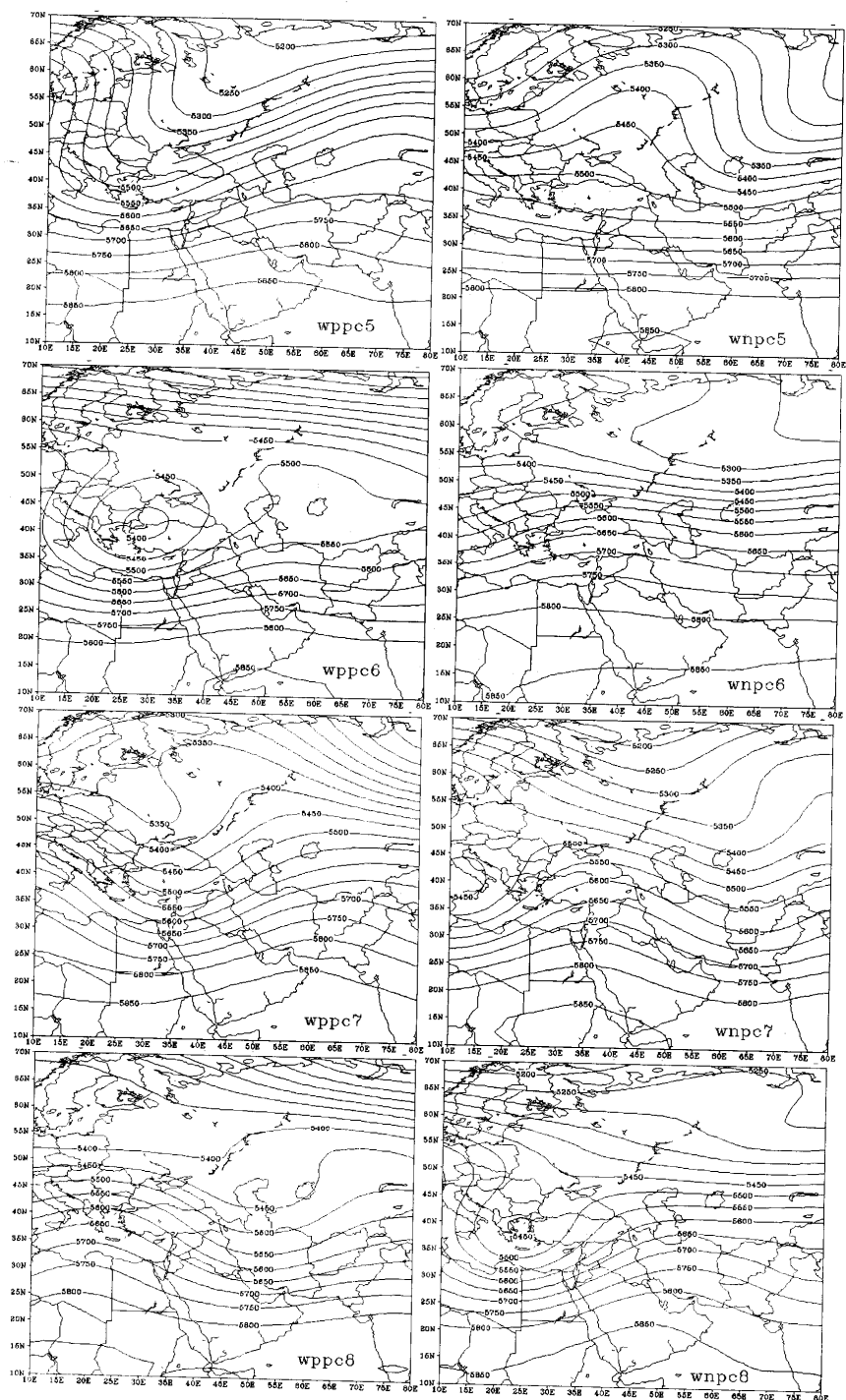
تراف‌های عمیق و ریح‌های قوی در ساختار نصف‌النهار بادهای غربی روی اروپای شرقی مشهود است. از آن‌جمله الگوی فاز مثبت عامل پنجم (wppc5) است، که تراف عمیق با محور شمال شرقی - جنوب غربی از شمال شرقی آسیا تا شمال آفریقا ادامه دارد و موجب فعال شدن مرکز سیکلون‌زایی ایتالیا می‌شود. ایران در جلوی تراف بادهای غربی و توده‌های معتدل مدیترانه قرار دارد؛ درحالی‌که الگوی فاز منفی در موقعیت ذکر شده، فراز عمیق بادهای غربی تا دریای سیاه را نشان می‌دهد و ایران در مسیر توده‌های مدیترانه می‌باشد. از این منظر، در الگوی فاز مثبت، توده‌های مرطوب مدیترانه به ایران وارد می‌شوند، اما به دلیل دوری از مرکز سیکلونی شرق مدیترانه مرکزی، سیکلون‌های خیلی قوی به ایران می‌رسند که احتمالاً بارندگی‌های شمال غرب و شمال را موجب می‌شوند. چنین به نظر می‌رسد که با الگوی فاز مثبت عمدتاً توده‌های هوا از آفریقا و عربستان شرایط خشکی را در ایران حاکم می‌سازند، اما الگوی فاز منفی ورود توده‌های هوا از مدیترانه و اعتدال نسبی دما را به همراه دارد. همچنین در بعضی الگوها سردچال در شرق ترکیه شرایط ناپایدار و احتمالاً سیکلون‌زایی در مدیترانه شرقی را موجب می‌شود. الگوی فاز مثبت عامل ششم (wppc6) با تراف مدیترانه شرقی، شرایط ناپایدار را موجب می‌شود، در -

حالی که در ایران فراز کم عمقی مشهود می‌باشد که پایداری هوا را نشان می‌دهد. در الگوی فاز منفی فراز کم عمق روی مدیترانه شرقی وجود دارد و توده‌های معتدل و مرطوب مدیترانه به ایران وارد می‌شوند. با توجه به این شرایط با الگوی فاز مثبت ایران در جلوی تراف قرار دارد، اما عمده توده‌های هوا از آفریقا به ایران منتقل می‌شوند که افزایش دما و خشکی را به همراه دارند، به‌جز نواحی شمال غربی که در مسیر توده‌های مرطوب مدیترانه می‌باشند و احتمالاً رطوبت دریافت می‌کنند، حال آنکه در فاز منفی توده‌های هوای مدیترانه، اعتدال دما و احتمالاً رطوبت به ایران را موجب می‌شوند.

تراف و ریج‌ها در سطوح بالای جوی همراه با مراکز سیکلون زایی مدیترانه شرقی به دلیل نزدیکی به ایران نقش عمده‌ای در اقلیم ایران دارند. همچنانکه در الگوی فاز مثبت عامل هفتم (wppc7) تراف عمیق بادهای غربی از دریای سیاه تا دریای احمر در مدیترانه شرقی مشهود است که فعال شدن مرکز سیکلونی قبرس را موجب می‌شود. ایران در جلوی تراف بادهای غربی قرار دارد و این الگو مسیر عمده سیکلونی ایران می‌باشد. در فاز منفی مانع روی ایتالیا و فراز عمیقی از دریای سیاه تا دریای احمر در شرق مدیترانه کشیده می‌شود. ایران در مقابل فراز بادهای غربی موجب شده است که توده‌های هوا از دریای سیاه و ترکیه به ایران وارد شوند. چنین است که توده‌های هوا با الگوی فاز منفی، پایداری و کاهش دما را به همراه دارند، اما الگوی فاز مثبت توده‌های مرطوب از مرکز سیکلون زایی قبرس، رطوبت و بارندگی ایران را به ارمغان می‌آورند. به نظر می‌رسد با بعضی الگوهای فشار، تراف و ریج‌های نسبتاً عمیق بادهای غربی در ایران قرار دارند که پایداری و ناپایداری را موجب می‌شوند. از آن‌جمله است، الگوی فاز مثبت عامل هشتم (wppc8) فراز بادهای غربی در غرب دریای سیاه تا مدیترانه ادامه دارد و تراف در مرکز ایران قرار دارد که شرایط ناپایدار جوی را موجب می‌شود. در حالی که در الگوی فاز منفی سردچال در غرب ترکیه و تراف تا شمال آفریقا کشیده شده است، که فراز بادهای غربی و شرایط پایداری در ایران مشهود است. در فاز منفی عمده توده‌های هوا از آفریقا و عربستان افزایش دما و خشکی ایران را موجب می‌شوند، اما الگوی فاز مثبت توده‌های هوا عمدتاً از دریای سیاه و مدیترانه کاهش دما و احتمالاً رطوبت را به ایران می‌آورند. همچنین در این الگو ناپایداری و احتمال تشکیل سیکلون در شرق زاگرس و خلیج فارس وجود دارد که بارندگی و یا گرد و غبار در ایران را موجب می‌شود.

شکل ۳: الگوی فشار فاز منفی (wnpc) و مثبت (wppc) عامل‌های زمستان سطح ۵۰۰hp





بحث و نتیجه‌گیری

با استفاده از داده‌های روزانه ارتفاعی بازسازی شده سطح میانی جو (500hPa) از مرکز ملی و پیش‌بینی محیطی آمریکا در سطح منطقه‌ای (10° – 70° شمالی و 10° تا 80° شرقی)، مراکز عمده کنترل کننده‌ی اقلیم دوره سرد ایران، زمستان (دسامبر، ژانویه، فوریه) و پاییز (سپتامبر، اکتبر، نوامبر)، برای دوره‌ی ۶۳ ساله (۱۹۴۸–۲۰۱۰) شناسایی شد.

روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی نشان داد به ترتیب در دو فصل پاییز و زمستان ۷ عامل اصلی ۹۰ درصد واریانس را تبیین می‌کند. الگوی غالب مراکز فعالیت در هر دو فصل الکلنگی با کانون‌های غربی – شرقی می‌باشد، که جریان نصف‌النهاری بادهای غربی و پدیده‌های مانع و سردچال را نشان می‌دهد. کانون‌های عمده فعالیت در فصل پاییز در بالاتر از مدار 40° درجه شمالی قرار دارند (شکل ۱) و بیانگر این است که بادهای غربی به‌طور کامل به عرض‌های جنوبی وارد نمی‌شوند و مراکز فعالیت در روی دریای مدیترانه ضعیف می‌باشند. پرفشار جنب حاره، پدیده‌ی عمده‌ی این فصل در جنوب این مدار می‌باشد. در فصل زمستان ورود بادهای غربی و جابه‌جایی مراکز فعالیت به عرض‌های پایین مشهود می‌باشد (شکل ۱). در این فصل یکی از مناطق فراوانی، مراکز فعالیت دریای مدیترانه است که کانون‌های فعالیت منطبق بر مناطق سیکلون زایی شامل ایتالیا، قبرس و شرق مدیترانه (سوریه و ترکیه) می‌باشند. بنابراین هشت کانون عمده‌ی فعالیت اقلیم دوره‌ی سرد ایران را کنترل می‌کنند، که عمدتاً در شمال ایران قرار دارند. مهم‌ترین این مراکز در سبیری شمالی می‌باشند و تنها مونسون پاکستان در جنوب ایران قرار دارد. هر کدام از مراکز فعالیت با الگوهای فشار خاصی شرایط اقلیمی را تعیین می‌کنند.

الگوهای فشار نشان داد که بادهای غربی با جریانات نصف‌النهاری و پدیده‌های شبه ایستا (مانع و سردچال) به عرض‌های جنوب وارد می‌شوند و ناپایداری و انتقال توده‌های هوا را به همراه دارند که این در مطالعات دیگر هم وجود دارد (علیچانی، ۱۳۸۵). عمده‌ی پدیده‌های مانع‌ها و سردچال در جریان نصف‌النهاری بادهای غربی در مدار 45° درجه (منطقه انتقال انرژی) مشاهده می‌شوند (Thompson & Wallace, 2000). این مانع‌ها در شمال و غرب دریای خزر، انتقال توده‌های گرم و خشک آفریقا و عربستان به عرض‌های شمالی از طریق فلات ایران را موجب می‌شوند. فلات ایران نقش عمده‌ای در

هدایت گرما در جلوی تراف آسیا به شمال بازی می‌کند (Walker, 1970). این الگو، پایداری هوا و ورود توده‌های هوای گرم به ایران را به همراه دارد که افزایش دما و خشکی هوا را موجب می‌شوند. مانع‌ها و سردچال‌های روی اوراسیا و مدیترانه با ورود تراف و ریح‌های بادهای غربی به عرض‌های پایین، نقش عمده‌ای در اقلیم ایران دارند. از جمله این مراکز در محدوده‌ی سیبری (دریاچه آرال و اطراف آن)، شمال دریای خزر (روسیه اروپایی)، دریای سیاه، ایتالیا (مدیترانه مرکزی)، اروپا و اسکاندیناوی می‌باشد. این محدوده‌ها در مطالعات دیگر هم اثبات شده است (Nieto & et al. 2007). این پدیده‌ها با سد کردن و انحراف بادهای غربی تأثیر عمده‌ای در مسیر جریان بادهای غربی و توده‌های همراه آن ایجاد کرده و تداوم زمانی آن‌ها، تأثیر زیادی در اقلیم مناطق مختلف و ایران دارد. الگوهای فشار و توده‌های هوا از روی اروپا و شمال سیبری عمدتاً در ایران کاهش دما، یخبندان و توده‌های مدیترانه‌ای موجب اعتدال دما و انتقال رطوبت و بارندگی در ایران می‌شوند. بر اساس این پژوهش می‌توان دریافت که مطالعه‌ی تغییرات مراکز فعالیت و پدیده‌های شبه ایستا (مانع و سردچال) فهم سینوپتیکی ما از اقلیم ایران را افزایش می‌دهد.

کتابنامه

۱. رضی، ط. ق، عزیزی. ح، محمدی. ف، خوش اخلاق. (۱۳۸۹). «الگوهای روزانه گردش جو زمستانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی ایران و خاورمیانه». *پژوهش‌های جغرافیایی*. ۷۴. صص ۱۷-۳۴.
۲. حجازی زاده، ز. (۱۳۷۶). «معرفی کمی و کیفی پرفشار جنب حاره». *مجله رشد جغرافیا*. تهران.
۳. _____ (۱۳۸۱). «بررسی سینوپتیک الگوهای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه در دوره ۱۹۶۱-۱۹۹۰». *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*. ۱. صص ۷-۲۹.
۴. _____ (۱۳۸۵). *اقلیم شناسی سینوپتیک*. چاپ دوم. تهران: انتشارات سمت.
۵. علیجانی، ب. م ر کاویانی، (۱۳۸۵). *مبانی آب و هواشناسی*. چاپ دوازدهم. تهران: انتشارات سمت.
۶. علیجانی، ب. (۱۳۷۸). «نوسانات مکانی و زمانی ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در مدیترانه و اثر آن بر اقلیم ایران در ماه فوریه». *دومین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم*. ۱۳ و ۱۴، صص ۱۱۲-۱۱۶.
۷. _____ (۱۳۷۲). «چگونگی تشکیل فرابر سیبری و اثر آن بر اقلیم شرق ایران». *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*. ۱۷. صص ۴۱-۵۱.

۸. عزیزی، ق. (۱۳۷۸). «بلوکینگ». پژوهش‌های جغرافیایی. ۳۶. صص ۳۷-۵۰.
۹. فتاحی، الف. ط، رضیعی. (۱۳۸۸). «الگوهای گردش جوی روزانه بر روی ایران». فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. ۹۳. صص ۴۵-۷۴.
10. Alijani, B. (2002). "Variations of 500 hpa flow patterns over Iran and surrounding areas and their relationship with the climate of Iran". *Theoretical and Applied Climatology*, 72, pp 41-54.
11. Alpert P, Osetinsky, I. Zivb, B. Shafir, H. (2004). "Semi-objective classification for daily synoptic systems: application for eastern Mediterranean climate change". *International Journal of Climatology*, 24, pp 1001-1011.
12. Bardin, MY. (2007). "Anticyclonic Quasi-Stationary Circulation and Its Effect on Air Temperature Anomalies and Extremes over Western Russia". *Russian Meteorology and Hydrology*, 32, pp 75-84.
13. Brunetti, M. Maugeri, M. Nanni, T. (2002). "atmospheric circulation and precipitation in Italy for the last 50 years". *International Journal of Climatology*, 22, pp 1455-1471.
14. Casado, MJ. Pastor, MA. Doblas-reyes, FJ. (2009). "Euro-Atlantic circulation types and modes of variability in winter". *Theoretical and Applied Climatology*, 96, pp 17-29.
15. Cohen, S. (1983). "Classification of 500 mb height anomalies using obliquely rotated principal component". *Journal of climate and applied meteorology*, 22, pp 1975-1988.
16. Esteban P, Martin vide J, Mases M. (2006). "Daily atmospheric circulation catalogue for western Europe using multivariate techniques". *International Journal of Climatology*, 26, pp 1501-1515.
17. Franco, M. Sutura, A. Tronci, N. (1988). "The EOFs of the Geopotential Eddies at 500 mb in winter and their probability density distribution". *Journal of atmospheric science*, 45, pp 3063-3080.
18. Hannachi, AV, DAVID B. Stephenson, DB. (2005). "Observed Trends and Teleconnections of the Siberian High: A Recently Declining Center of Action". *American Meteorology Society*, 18, pp 1411-1422.
19. Hatzaki M, Flocas HA, Asimakopoulos DN, Maheras P. (2007). "The eastern Mediterranean teleconnection pattern: identification and definition". *International Journal of Climatology*, 27, pp 727-737.
20. Huth, R. (2001). "Disaggregating climate trends by classification of circulation patterns". *International Journal of Climatology*, 21, pp 135-153.

21. Hurel,JD.(1981)."A rotated principal component analysis of the interannual of the northern hemisphere 500 mb height field".*Monthly weather review*,109.pp2080-2092.
22. Kalnay E, Kanamitsou M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L,Irebell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Leetmaa A,Reynolds R, Chelliah M, Ebisuzaki W, Huggins W, Janowiak J,Mo KC, Ropelewski C, Wang J, Jenne R, Joseph D. (1996). "The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77.pp 437–471.
23. Krichak,S.Alpert,P.(2005)."decadal trend in the east Atlantic-west Russia pattern and Mediterranean precipitation". *International Journal of Climatology*, 25.pp 183–192.
24. Kutiel H, Benaroch Y.(2002)."North sea-Caspian pattern (NCP) – an upper level atmospheric teleconnection affecting the eastern Mediterranean: identification and definition".*Theoretical and Applied Climatology*.71.pp17–28
25. Krichak,S.Alpert,P.(2005)."decadal trend in the east Atlantic-west Russia pattern and Mediterranean precipitation". *International Journal of Climatology*, 25.pp183–192.
26. Lolies,CJ. (2009)."Winter cloudiness variability in the Mediterranean region and its connection to atmospheric circulation features". *Theoretical and Applied Climatology*, 96.pp357–373.
27. Linderson, ML.(2001)."Objective classification of atmospheric circulation over southern Scandinavia".*International Journal of Climatology*.21.pp 155–169.
28. Nieto,R.Gimeno,L.DelaTorre,L.Ribera,P.Barriopedro,D.Garci'a-Herrera, R.Serrano,A.Gordillo,A.Redan,A.Lorente,J.(2007)."Interannual variability of cut-off low systems over the European sector: The role of blocking and the Northern Hemisphere circulation modes". *Meteorological Atmospheric Physics* 96. pp 85–101.
29. Panagiotopoulos,F.Shahgedanova,M.Hannachi,AW,Stephenson,DB.(2005) ."Observed Trends and Teleconnections of the Siberian High: A Recently Declining Center of Action". *Journal of climate*,18.pp1411-1422.
30. Paz,S.Torre,Y.Planton,S.(2003). "North Africa-West Asia (NAWA) sea-level pressure patterns and their linkages with the Eastern Mediterranean (EM) climate". *Geophysical research letter*,30.pp1-4.
31. Pokorná L.(2005). Correlations of Circulation Variability Modes with Climate Elements in the Czech Republic. WDS'05 Proceedings of Contributed Papers, Part III, pp 480–484.

32. Richman, MB. (1986). Rotation of principal components. *J climatol*, 6. pp293-335.
33. Rogers, JC. Spatial variability of seasonal sea level pressure and 500 mb height anomalies. *Monthly weather review*, 109. pp2093-2106.
34. Stephenson, DA. Pavan, V. Bojario, R. (2000). "Is the North Atlantic oscilation random walk?". *International Journal of Climatology*. 20. pp 1-18.
35. Slonosky, VC. Jones, PD. Davies, TD. (2001). "atmospheric circulation and surface temperature in Europe from the 18th century to 1995". *International Journal of Climatology*, 21. pp63-75.s
36. Thompson, DWJ. Wallace, JM. (2000). "Annular Modes in the Extra tropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability". *Journal of climate*, 13. pp1000-1016.
37. Wittman, M AH. Charlton AJ. (2005). "Notes and Correspondence On the Meridional Structure of Annular Modes". *Journal of Climate*, 18. pp2119-2122.
38. Wallace, JM. Zahang, Y. Hun Lau, K. (1993). "Structure and seasonality of interannual and interdecadal variability of the geopotential height and temperature fields in the northern hemisphere troposphere". *Journal of climate*, 6. pp2063-2082.
39. Walker, JM. (1970). A case study of winter cyclogenesis over central asia. *Tellus*, 4. pp399-402.
40. Yarnal, B. (1993). *Synoptic climatology in environmental analysis ,a primer*. London and Florida: Belhaven press.

نواحی اقلیمی ایران

دکتر سید ابوالفضل مسعودیان

استادیار جغرافیا دانشگاه اصفهان

چکیده

بررسی بیست و هفت عنصر اقلیمی در مقیاس سالانه نشان می‌دهد که اقلیم ایران ساختمانی شش عامل است. این عوامل به ترتیب اهمیت عبارتند از عوامل گرمایی، نم و ابر، بارشی، بادی غباری و تندری. بارزترین ویژگی اقلیمی سواحل جنوبی ایران گرما و پس از آن نم و ابر و تابش است. در سراسر کمربند شمالی ایران نم و ابر آشکارترین ویژگی اقلیم است. در سواحل خزر و رشته‌کوه‌های زاگرس بارش چهره‌ی غالب اقلیم است. در زاگرس پس از بارش، تابش نقش ارزنده‌ای در شکل‌گیری اقلیم دارد. در مرزهای شرقی ایران باد و غبار چهره‌ی معمول اقلیم است و همین عامل در سواحل خلیج فارس در درجه‌ی سوم اهمیت قرار دارد. در گوشه‌ی شمال غرب و جنوب شرقی ایران تندری عامل اقلیمی چیره است. یک تحلیل خوشه‌ای بر روی یک نمونه‌ی هزارتایی و بر اساس شش عامل یاد شده وجود پانزده ناحیه‌ی اقلیمی در ایران را نشان می‌دهد. آرایش مکانی این نواحی اقلیمی مؤید نقش همسایگی با دریاها و نیز ارتفاع در شکل‌گیری اقلیم‌های ایران است.

واژگان کلیدی: پهنه‌بندی اقلیمی، تحلیل عاملی، تحلیل خوشه‌ای.

مقدمه

پهنه‌بندی اقلیمی یعنی شناسایی پهنه‌هایی که از آب و هوای یکسانی برخوردارند داستانی دراز دارد که از زبان لیناکره می‌شنوید: در دو سده‌ی گذشته تعیین نواحی اقلیمی عمدتاً مرهون چند دانشمند آلمانی بوده است. در سال ۱۸۱۷ آلکساندر فون همبولت نقشه‌ی میانگین دمای سالانه‌ی جهان را ترسیم کرد. ولادیمیر کوپن (۱۹۴۰-۱۸۴۶) این نقشه را اصلاح کرد و در سال ۱۸۸۴ نقشه‌ی دامنه‌ی دمای فصلی جهان را ترسیم کرد که سرانجام پیدایش روش طبقه‌بندی اقلیمی وی را به دنبال داشت. پیش از اینها کارلوس لینه در سال ۱۷۳۵ طبقه‌بندی گیاهی و در سال ۱۸۰۲ لورک هوارد

طبقه‌بندی ابرها را ارایه کردند. این دو طبقه‌بندی همانند روش طبقه‌بندی اقلیمی کوپن-پایگانی (سلسله‌مراتبی) بودند. در واقع کوپن در سنت پترزبورگ گیاه‌شناسی می‌خواند و برای اخذ دکتری به هایدلبرگ آمد. وی روی اثر دما بر رشد گیاهان به تحقیق پرداخت. به همین دلیل است که در طبقه‌بندی اول کوپن سطح اول طبقه‌بندی با پنج آستانه‌ی دمایی مشخص می‌شود. این آستانه‌ها محصول مطالعاتی بود که او در سال ۱۸۸۴ روی انواع گیاهان انجام داده بود. کوپن بارها در روش خود تجدید نظر کرد به‌ویژه در سال ۱۹۱۸ و آخرین بار در سال ۱۹۳۶ در سن نود سالگی. در سال ۱۹۲۴ کوپن به همراه دامادش آلفرد وگنر (۱۸۸۰-۱۹۳۰) از آلمان به گراز اتریش رفت. دانشگاه‌های آلمان و گنر هواشناس را به‌علت ارایه‌ی نظریه اشتقاق قاره‌ها از خود رانده بودند. در گراز کوپن شواهد زمین‌شناختی فراوانی در تأیید نظریه‌ی اشتقاق قاره‌ها پیدا کرد. از این گذشته وی به همراه رادلف گادیگر (۱۸۹۴-۱۹۸۱) نظام طبقه‌بندی اقلیمی تازه‌ای را در سال ۱۹۳۶ پایه‌گذاری کرد که بعدها گادیگر در آن تجدیدنظرهایی کرد. گادیگر مطالعات خود را بر اقلیم قشر جو مجاور زمین و اثرات ناهمواری و کاربری اراضی بر آن متمرکز کرد و رشته‌ی میکروکلیماتولوژی را پدید آورد. طبقه‌بندی کوپن بخش بزرگی از استرالیا را بیابانی یا نیمه‌بیابانی معرفی می‌کرد و گرفت تیلور (۱۸۸۰-۱۹۶۳) به سبب جانب‌داری از این روش که مانع گسترش استرالیا تلقی می‌شد موقعیت سیاسی بدی پیدا کرد و کتاب جغرافیای او در غرب استرالیا تحریم شد. به همین دلیل وی در سال ۱۹۲۸ استرالیا را به قصد کانادا و بعداً آمریکا ترک کرد.

در ایالات متحده وان تورنت وایت (۱۸۹۲-۱۹۶۳) در سال ۱۹۳۱ یک روش طبقه‌بندی پایگانی را بر حسب الگوی سالانه رطوبت خاک معرفی کرد. در این روش بارش به عنوان ورودی و تبخیر به‌عنوان خروجی معرف موازنه‌ی آب و ذخیره‌ی رطوبتی خاک بودند ولی عملاً دما به نمایندگی از تبخیر به کار می‌رفت. بررسی‌ها نشان داد که در نیوزیلند جز برای عرض‌های پایین روش تورنت وایت نسبت به روش کوپن تصویر مقبول‌تری از اقلیم به‌دست می‌دهد. بعدها یعنی در سال ۱۹۴۸ رطوبت خاک جایگاه بالاتری در روش طبقه‌بندی اقلیمی تورنت وایت پیدا کرد. در همان سال پنمن (۱۹۰۹-۱۹۸۴) در انگلستان روشی برای محاسبه‌ی تبخیر ارایه داد که بر مبانی فیزیکی استوار بود و به همین دلیل روش تورنت وایت که روشی تجربی بود را از میدان به در کرد.

از این پس روش‌های کمی جای روش‌های سنتی طبقه‌بندی اقلیمی را گرفتند و آرام آرام روش‌های ایستای سنتی که در آن‌ها معیار و آستانه‌های طبقه‌بندی از پیش تعیین شده (گمارشی) بود و محصول آن‌ها نقشه‌های چاپی بود جای خود را به روش‌های پویای کمی دادند که در آن‌ها معیار و آستانه‌ها را شرایط مسأله تعیین می‌کرد (طبقه‌بندی کاربردی) یا اساساً اقلیم بر حسب سامانه‌های هم‌دید پدیدآورنده‌ی آن طبقه‌بندی می‌شد (طبقه‌بندی زایشی) یا شناسایی نواحی اقلیمی متکی بر تحلیل‌های چندمتغیره بود (طبقه‌بندی آماری).

شمار تحقیقاتی که به کمک این روش‌ها انجام گرفته در ادبیات اقلیم‌شناسی جهان بسیار زیاد است (White, 1981: 241-58). نواحی اقلیمی بریتانیا را بررسی کرده است (Kavachi et al, 2001: 39-44). به کمک شاخص پریشانی نواحی آبی ژاپن را طبقه‌بندی کرده‌اند (White et al, 1991: 1-25). درباره‌ی پهنه‌بندی اقلیمی به کمک مؤلفه‌های اصلی بحث کرده‌اند.

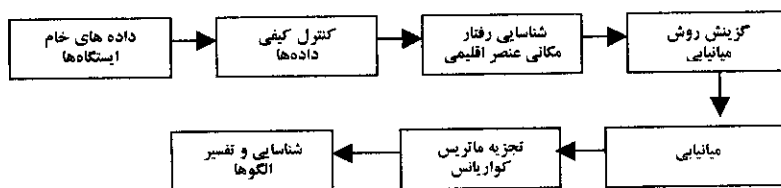
در ایران پهنه‌بندی اقلیمی ثابتی (۱۳۴۸)، علیجانی (۱۳۷۴) به نقل از حجتی‌زاده و حیدری و علیجانی (۱۳۷۸) و (Alijani, 2002: 41-54) از محدود کوشش‌هایی است که برای شناسایی نواحی اقلیمی ایران انجام گرفته است. به جز این کوشش‌ها که برای شناسایی نواحی اقلیمی ایران انجام پذیرفته دیگر مطالعاتی که تاکنون انجام پذیرفته‌اند بیشتر یک عنصر اقلیمی را روی یک قلمرو محدود بررسی کرده‌اند. تعداد تحقیقاتی که تعداد زیادی عناصر اقلیمی را در قلمروی ملی مطالعه کرده باشند اندک است.

داده‌ها و روش‌شناسی

داده‌های اقلیمی عمدتاً بر روی نقطه یعنی ایستگاه‌های دیده بانی اندازه‌گیری می‌شوند. در حالی که غالباً نیازمند آگاهی‌های اقلیمی درباره‌ی یک پهنه هستیم. طبیعت نقطه‌ای دیده‌بانی‌های اقلیمی سبب می‌شود هر چند تعداد ایستگاه‌ها را افزایش دهیم باز هم انتساب نتایجی که از تجزیه و تحلیل داده‌های ایستگاه‌ها به‌دست می‌آید به تمامی یک پهنه قابل انطباق نخواهد بود. به‌ویژه در مواردی که تغییرات مکانی عناصر اقلیمی زیاد است این دشواری بارزتر است. بنابراین نتایج یک تجزیه و تحلیل اقلیمی زمانی قابل تعمیم به پهنه‌های گسترده خواهد بود که میانایی به‌عنوان یک مرحله‌ی ضروری برای تبدیل داده‌های نقطه‌ای به داده‌های پهنه‌ای پذیرفته شده باشد. در این صورت توری با یاخته‌های مناسب بر روی پهنه‌ی مورد مطالعه گسترانیده و

مقدار عنصر اقلیمی در گره‌گاههای این تور برآورده می‌شود. این برآوردها که تمامی پهنه را می‌پوشانند از این پس مبنای همه داورها درباره اقلیم آن پهنه قرار می‌گیرند و از داده‌های ایستگاه‌ها به‌عنوان شاهد برای ارزیابی درجه قطعیت نتایج تحلیل‌ها استفاده می‌شود. بر این اساس به نظر می‌رسد فرآیند تجزیه و تحلیل‌های مکانی می‌تواند مطابق الگوی نمودار (۱) انجام پذیرد. (Masoodian, 2003) برخی از جنبه‌های فرآیند میانابایی مکانی را با نمونه‌هایی از ایران تشریح کرده است.

نمودار ۱: فرآیند تحلیل‌های مکانی



در این نوشتار میانگین سالانه ۲۷ عنصر اقلیمی روی ۱۲۰ ایستگاه هواشناسی کشور داده‌های نقطه‌ای را فراهم آوردند. این ماتریس ۱۲۰×۲۷ طی یک فرآیند میانابایی کریگینگ به ماتریس ۸۱۴۴×۲۷ روی سراسر ایران تبدیل شد. ماتریس اخیر داده‌های پهنه‌ای را به‌دست داد که از آن به‌عنوان ورودی یک تحلیل عاملی استفاده شد. یک تحلیل عاملی به روش مؤلفه‌ی مبنا و دوران مهراش (واریمکس) نشان داد که ۲۷ عنصر اقلیمی ایران را با توجه به همبستگی درونی میان آن‌ها می‌توان در شش عامل خلاصه کرد. به این ترتیب با تجزیه ماتریس کواریانس (همپراش) ماتریس الگوی مکانی (ماتریس نمرات عاملی) به ابعاد ۸۱۴۴×۶ و ماتریس عناصر اقلیمی تلفیقی (ماتریس بارهای عاملی) به ابعاد ۲۷×۶ به‌دست آمد. مجموعه این دو ماتریس نشان می‌دهد کدام مجموعه عناصر اقلیمی در کدام بخش‌های ایران نقش چشمگیرتری در شکل‌گیری اقلیم بازی می‌کنند. با این حال تحلیل عاملی بیش از آنکه هدف نهایی تحلیل‌ها باشد بیشتر ابزاری است برای کاهش حجم داده‌ها از راه تلفیق عناصر اقلیمی هم‌بسته با یکدیگر. به همین جهت معمولاً از نتایج تحلیل عاملی به عنوان ورودی تحلیل‌های بعدی استفاده می‌شود.

برای پاسخ به این پرسش که با توجه به عوامل سازنده اقلیم ایران چند ناحیه‌ی آب و هوایی در کشور وجود دارد یک نمونه‌ی تصادفی هزارتایی از مقادیر نمرات عاملی برگزیده شد و یک تحلیل خوشه‌ای تلفیقی پایگانی (سلسله مراتبی) بر روی این

ماتریس ۱۰۰۰×۶ انجام شد. پس از روشن شدن گروه اقلیمی هر یک از نقاط نمونه‌ی تصادفی نتایج بر روی نقشه پیاده شد. با توجه به اصل موضوع جغرافیایی نزدیکی - همانندی انتظار داریم نقاطی که در یک گروه اقلیمی جا گرفته‌اند قلمروی مکانی یکپارچه‌ای را بپوشانند. تحقق این شرط در واقع می‌تواند تا اندازه‌ای تأییدکننده‌ی نتایج تحلیل عاملی و تحلیل خوشه‌ای باشد. پیاده‌سازی نقاط نشان داد که نقاط هم گروه غالباً در همسایگی یکدیگر جا گرفته‌اند و بنابراین مرز میان نواحی اقلیمی ترسیم شد (نقشه ۷).

برای روشن ساختن بارزترین ویژگی‌های هر یک از این نواحی میانگین نمرات عوامل شش گانه در قلمرو هر ناحیه محاسبه شد (جدول ۴). مقادیر بزرگ مثبت نشان‌دهنده‌ی درجه اهمیت و غلبه یک عامل معین در ناحیه مورد نظر است. با این حال باید توجه داشت که درجه‌ی حاکمیت یک عامل در کانون ناحیه بیشینه است و با نزدیک شدن به پیرامون کاهش می‌یابد.

عوامل اقلیمی ایران

تحلیل عاملی ۲۷ عنصر اقلیمی سالانه‌ی ایران نشان می‌دهد که اقلیم ایران عمدتاً حاصل عملکرد شش عامل است. این عوامل به ترتیب عبارتند از: عامل گرمایی، عامل نم و ابر، عامل بارشی، عامل بادی غباری، عامل تابشی و عامل تندی. درجه‌ی اهمیت هر یک از این عوامل در شکل‌گیری نواحی اقلیمی ایران در جدول یک آمده است. مجموعه‌ی این شش عامل ۸۹ درصد رفتار اقلیم ایران را توضیح می‌دهند. بررسی پراش خاص متغیرها نشان می‌دهد که بیشترین پراش تبیین شده مربوط به دمای شب‌نم بوده است (جدول ۲).

بارهای عاملی متغیرها بیانگر آن است که دمای کمینه، دمای میانگین، پایین‌ترین دما و دمای بیشینه بیشترین وزن را روی عامل گرمایی داشته‌اند. عامل دوم ترکیبی از میانگین نم نسبی، نم نسبی بیشینه، نم نسبی کمینه و ابرناکی بوده است (جدول ۳). در عامل سوم روزهای بارانی و مقدار بارش بیشترین بار را داشته‌اند و عامل چهارم متغیرهای سرعت باد، تعداد روزهای غباری و دید افقی زیر دو کیلومتر را شامل می‌شود. عامل پنجم و ششم نماینده‌ی تعداد ساعات آفتابی و تعداد روزهای تندی هستند (جدول ۳).

جدول ۱: اهمیت نسبی عوامل اقلیمی ایران

عامل ششم	عامل پنجم	عامل چهارم	عامل سوم	عامل دوم	عامل اول	
۰.۹۵۲	۰.۹۷۹	۱.۷۲۳	۴.۵۲۱	۶.۵۲۰	۹.۳۰۸	مجموع مربعات بارهای عاملی
۰.۰۳۵	۰.۰۳۶	۰.۰۶۴	۰.۱۶۷	۰.۲۴۲	۰.۳۴۵	پراش نسبی
۰.۸۸۹	۰.۸۵۴	۰.۸۱۸	۰.۷۵۴	۰.۵۸۶	۰.۳۴۵	پراش نسبی تجمعی

قلمرو حاکمیت عامل گرمایی سواحل دریای عمان و خلیج فارس است (نقشه ۱). این بدان معناست که بارزترین جلوه‌ی اقلیم و ویژگی متمایز کننده‌ی اقلیمی در این قلمرو دماست. عامل نم و ابر در سراسر مرزهای شمالی ایران از یک سو و سواحل دریای عمان و خلیج فارس از سوی دیگر حاکمیت دارد (نقشه ۲). به عبارت دیگر در نوار شمالی ایران بارزترین ویژگی آب و هوایی ابرناکی و رطوبت است. با توجه به اینکه در کمربند ساحلی جنوب عامل تابشی نیز حاکم است (نقشه ۵) می‌توان نتیجه گرفت که در نوار شمالی ابرناکی و در نوار جنوبی رطوبت غالب‌تر است. از سوی دیگر چون در تحلیل عاملی عوامل بر حسب بزرگی پراش تبیین شده مرتب شده‌اند روشن می‌شود که در نوار جنوبی، گرما نقش درجه یک و رطوبت نقش درجه دو دارد. عامل بارشی در سواحل خزر و رشته کوه‌های زاگرس فعال است (نقشه ۳) و عامل باد و غبار در مرزهای شرقی ایران به‌ویژه در سیستان تعیین‌کننده‌ترین تظاهر اقلیم و متمایز کننده‌ی شرایط آب و هوای این ناحیه از نواحی پیرامون است (نقشه ۴). عامل تابشی در کرانه‌های عمان و خلیج فارس و بر روی دامنه‌های شرقی زاگرس غلبه دارد (نقشه ۵). مقایسه‌ی عامل تابشی، ابرناکی و بارشی روی زاگرس و کرانه‌های خزر آشکارکننده این است که هر چند در هر دو قلمرو بارش زیاد است اما در کرانه‌های خزر ابرناکی نسبت به بارش ویژگی بارزتری است. به بیان دیگر پیدایش ابر در آسمان کرانه‌های خزر نسبت به زاگرس کمتر به‌دنبال خود با بارش همراه می‌شود. بر روی زاگرس اهمیت بارش از تابش بیشتر است و ابرناکی غالب نیست پس روی زاگرس تشکیل ابر معمولاً با بارش همراه می‌شود. این تفاوت می‌تواند ناشی از تفاوت نوع بارش در این دو قلمرو باشد. در هر حال روشن ساختن آن نیازمند بررسی‌های سینوپتیک است. عامل تندی دارای دو کانون عمده یکی در گوشه جنوب شرقی و دیگری در گوشه شمال غربی ایران است (نقشه ۶).

جدول ۲: پراش خاص عناصر اقلیمی

نشانه عنصر	V02	V03	V04	V05	V07	V09
نام عنصر	روزهای یخبندان	کمیت دما	بیشینه دما	میانگین دما	پایین ترین دما	بالا ترین دما
پراش خاص	۰.۰۱۸۸	۰.۰۱۸۲	۰.۰۱۰۸	۰.۰۰۴۳	۰.۰۰۹۷۴	۰.۱۶۱۴
نشانه عنصر	V11	V12	V13	V14	V15	V16
نام عنصر	دمای شبینم	نسبت اختلاط	فشار بخار آب	میانگین نم نسبی	بیشینه نم نسبی	کمینه نم نسبی
پراش خاص	۰.۰۰۰۲	۰.۰۰۲۶	۰.۰۰۴۹	۰.۰۰۳۲	۰.۰۰۴۳۶	۰.۰۰۰۹۸
نشانه عنصر	V17	V18	V20	V21	V22	V23
نام عنصر	بارش سالانه mm	بیشینه بارش روزانه	روزهای بارانی mm>=۱۰	روزهای بارانی mm>=۵	روزهای بارانی mm>=۱۰	کل روزهای بارانی
پراش خاص	۰.۰۱۴۵	۰.۱۲۴۶	۰.۰۱۴۰	۰.۰۰۷۵	۰.۰۱۶۸	۰.۰۰۰۹۱
نشانه عنصر	V24	V25	V26	V28	V33	V41
نام عنصر	روزهای تندری	روزهای برفی	روزهای غباری	سرعت باد غالب	سرعت برداری باد	دیدافقی زیر دو کیلومتر
پراش خاص	۰.۲۶۸۶	۰.۰۸۴۶	۰.۱۱۱۴	۰.۳۱۷۳	۰.۲۴۶۲	۰.۲۵۲۸
نشانه عنصر	V42	V48	VC			
نام عنصر	ساعات آفتابی	فشار تراز دریا	درصد ابرناکی			
پراش خاص	۰.۰۵۶۰	۰.۴۰۵۹	۰.۰۲۵۱			

تحلیل خوشه ای

تحلیل خوشه ای بر روی ماتریس نمونه‌ی تصادفی عوامل اقلیمی ایران به ابعاد ۱۰۰۰×۶ (شش عامل اقلیمی روی هزار نقطه‌ی مکانی که به تصادف از ماتریس اولیه با ۸۱۴۴ نقطه‌ی مکانی نمونه برداری شد) نشان داد که در ایران پانزده ناحیه‌ی اقلیمی قابل شناسایی است. این نواحی به روش خوشه سازی پایگانی (سلسله مراتبی) و از راه ادغام هزار نقطه نمونه به روش وارد به دست آمدند. این پانزده ناحیه تحت تأثیر زیر ساخت اقلیم ایران، در شمال و جنوب تحت تأثیر همسایگی با توده‌های بزرگ آب آرایشی غربی - شرقی و در غرب تحت تأثیر بلندی‌های زاگرس آرایشی شمال غربی - جنوب شرقی دارند. تفاوت چشمگیر اندازه‌ی نواحی اقلیمی ایران بیانگر نقش همزمان مکانیسم‌های کلان سینوپتیک در کنار مکانیسم‌های محلی در شکل‌گیری نواحی اقلیمی ایران است.

نتیجه‌گیری

اقلیم ایران به ترتیب اهمیت منبعث از گرما، نم و ابر، بارش، باد و غبار، تابش و تندر است. بر پایه‌ی این شش عامل پانزده ناحیه‌ی اقلیمی در ایران شناسایی می‌شود که عبارتند از:

- ناحیه کرانه‌ای جنوبی: عمدتاً در سواحل دریای عمان و بخش‌هایی از سواحل خلیج فارس را در بر می‌گیرد. بارزترین ویژگی اقلیمی این ناحیه به ترتیب اهمیت گرما، تابش و رطوبت است. بنابراین می‌توان آن را اقلیم گرما، پرافتاب و رطوبتی نامید (جدول ۴).
- ناحیه‌ی پسرانه‌ای خزری: بخش نسبتاً زیادی از سواحل خزر از آستارا تا بندر ترکمن روی دامنه‌های شمالی البرز را در بر می‌گیرد. اقلیم این ناحیه بارشی رطوبتی است (جدول ۴).

- ناحیه‌ی ایران مرکزی: پهناورترین ناحیه‌ی آب و هوایی ایران است که تمامی ایران مرکزی و بخش کوچکی از شمال شرق ایران را می‌پوشاند. تابش و گرما ویژگی این قلمرو است (جدول ۴).

- ناحیه‌ی آذری: کمربندی شمال غربی - جنوب شرقی که بخش بزرگی از آن قلمرو آذربایجان جا می‌گیرد و اقلیمی رطوبتی تندری دارد (جدول ۴).

- ناحیه‌ی خزری: دشت خوزستان قلمروی این ناحیه است و اقلیمی گرمایی، بارشی، تندری و باد و غباری دارد (جدول ۴).

- ناحیه‌ی مغانی: شامل دشت مغان تا خلخال این ناحیه، اقلیمی رطوبتی و بادی دارد (جدول ۴).

- ناحیه‌ی زاگرس غربی: کمربندی شمال غربی - جنوب شرقی که از کردستان آغاز و به پسرکانه‌های خلیج فارس پایان می‌پذیرد. چهره‌ی غالب اقلیم در این ناحیه بارش و تندر است (جدول ۴).

- ناحیه‌ی زاگرس شرقی: این ناحیه در شرق زاگرس به موازات ناحیه‌ی زاگرس غربی کشیده شده و از آذربایجان آغاز می‌شود. اقلیم این ناحیه بارشی، بادی و تابشی است (جدول ۴).

- ناحیه‌ی کرانه‌ای خزری: ناحیه‌ی کوچکی که از تالش تا نور کشیده شده و در دل ناحیه‌ی پسرکانه‌ای خزری جا گرفته است. از اقلیمی بارشی و رطوبتی برخوردار است (جدول ۴).

- ناحیه‌ی پسرکانه‌های جنوبی: کمربندی غربی - شرقی در پسرکانه‌های خلیج فارس و دریای عمان و در پاره‌ای نقاط تا کرانه‌های خلیج فارس هم گسترش دارد. این ناحیه دارای اقلیمی گرمایی، تابشی و بادی غباری است (جدول ۴).

- ناحیه‌ی سیستانی بزرگ: ناحیه‌ای با کشیدگی شمالی - جنوبی در مرزهای شرقی ایران که از جنوب خراسان تا شمال بلوچستان کشیده شده است. اقلیم غالب آن بادی غباری است (جدول ۴).

- ناحیه‌ی بلوچی: در گوشه جنوب شرقی در بلوچستان گسترش یافته و از اقلیمی تندری برخوردار است.

- ناحیه‌ی ماکویی: در گوشه شمال غرب ایران ناحیه کوچکی جا گرفته است که اقلیمی تندری و رطوبی دارد (جدول ۴).

- ناحیه‌ی سیستانی کوچک: ناحیه‌ای کوچک در دل ناحیه‌ی سیستانی بزرگ با همان شرایط آب و هوایی اما قویتر یعنی چهره‌ای کاملاً بادی و غباری (جدول ۴).

- ناحیه‌ی زاگرس بلند: ناحیه‌ای کوچک که در بر گیرنده‌ی زاگرس مرتفع است و اقلیمی بارشی و تابشی دارد (جدول ۴).

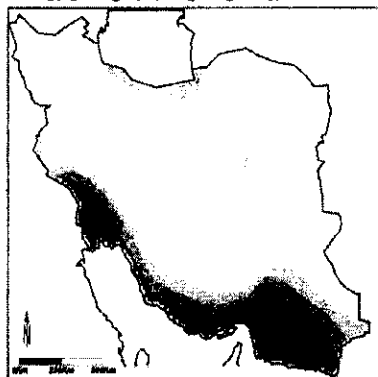
جدول ۳: بارهای عاملی روی عناصر اقلیمی

عناصر اقلیمی	عامل اول	عامل دوم	عامل سوم	عامل چهارم	عامل پنجم	عامل ششم
روزهای یخبندان	-۰.۹۵۶۵۹	۰.۱۹۴۴۸	-۰.۰۱۹۶۱	-۰.۰۶۸۹۱	۰.۰۸۷۸	۰.۷۳۷۲
کمینه دما	۰.۹۷۳۷۳	-۰.۰۰۸۸	-۰.۰۱۰۸۴۹	۰.۰۹۲۸۷	۰.۰۴۴۱۷	-۰.۰۵۴۹۴
بیشینه دما	۰.۸۶۶۹۷	-۰.۳۹۶۳۹	-۰.۰۱۸۸۲۹	۰.۱۰۲۵۴	۰.۰۷۹۰۱	-۰.۰۱۲۲۰۶
میانگین دما	۰.۹۴۰۵۴	-۰.۲۴۹۰۹	-۰.۰۱۵۳۱۸	۰.۰۹۴۶۲	۰.۰۶۰۲۲	-۰.۰۹۸۵۷
پایین ترین دما	۰.۹۲۹۷۹	-۰.۰۷۹۱۷	-۰.۰۴۸۹۸	-۰.۰۱۱۶	۰.۰۸۳۵۶	-۰.۰۳۹۲۷
بالا ترین دما	۰.۸۰۵۲۶	-۰.۲۵۵۱۸	-۰.۲۲۹۵۷	۰.۲۲۷	-۰.۰۶۰۵۶	۰.۰۱۴۵۵
دمای شبنم	۰.۸۴۲۱۳	۰.۵۰۰۰۹	۰.۰۸۷۲۵	۰.۰۶۱۷۳	۰.۱۶۳۳۴	۰.۰۰۴۵۹
نسبت اختلاط	۰.۷۹۶۵۴	۰.۴۹۳۷۴	۰.۰۵۹۳۹	۰.۰۸۴۷	۰.۳۲۱۵۱	-۰.۰۱۹۲۴
فشار بخار آب	۰.۸۱۹۳۸	۰.۴۹۱۲۷	۰.۰۵۶۰۷	۰.۰۸۱۷۶	۰.۲۶۴۸۳	-۰.۰۲۴۶
میانگین نم نسبی	۰.۰۷۰۶۶	۰.۹۲۹۱۳	۰.۳۲۳۸۱	-۰.۰۳۶۶۴	۰.۰۶۶۹۷	۰.۱۳۱۳۱
بیشینه نم نسبی	۰.۰۳۲۳۸	۰.۸۹۸۴۹	۰.۳۱۴۱۸	-۰.۰۳۰۷۶	۰.۱۲۶۶	۰.۱۷۷۲۴
کمینه نم نسبی	-۰.۱۱۵۲۵	۰.۹۲۶۵۱	۰.۳۲۶۷۸	-۰.۰۴۱۳۱	۰.۰۱۹۸۸	۰.۰۴۹۴۳
بارش سالانه	۰.۱۱۵۵۳	۰.۳۳۲۶۳	۰.۹۱۶۸	-۰.۰۸۶۸۳	-۰.۰۴۳۰۲	۰.۱۰۵۰۲
بیشینه بارش روزانه	۰.۵۰۳۰۲	۰.۲۲۶۱۹	۰.۶۸۱۹۷	-۰.۰۴۴۷۸	۰.۲۴۴۹۹	-۰.۰۳۴۷۹
روزهای بارانی برابر با بیش از ۱۰ میلیمتر	-۰.۰۹۵۵۳	۰.۳۰۷۸۹	۰.۹۲۸۸۹	-۰.۰۷۴۱۳	-۰.۰۱۶۵۸	۰.۱۱۴۸
روزهای بارانی برابر با بیش از ۵ میلیمتر	-۰.۲۶۲۶۶	۰.۴۰۷۵۴	۰.۸۴۷۵۴	-۰.۰۸۷۵	-۰.۰۷۹۴۸	۰.۱۴۶۲۲
روزهای بارانی برابر با بیش از ۱ میلیمتر	-۰.۴۳۵۷۸	۰.۵۱۷۷۸	۰.۶۶۷۱	-۰.۱۱۶۱۵	-۰.۱۷۱۶۲	۰.۱۷۷۲۲
کل روزهای بارانی	-۰.۵۳۸۱۹	۰.۵۸۱۶۵	۰.۴۳۵۵۸	۰.۱۴۳۲۵	-۰.۲۷۰۶۷	۰.۲۸۱۸۵
روزهای تندی	-۰.۱۵۸۶۴	۰.۲۸۷۵۸	۰.۲۹۵۷۸	-۰.۰۴۰۳۶	-۰.۰۵۸۵۳	۰.۷۲۷۲۶
روزهای برفی	-۰.۶۹۹۱۴	۰.۴۸۲۶۴	۰.۱۷۵۷۹	-۰.۰۱۹۵۱	۰.۰۴۳۰۵	۰.۳۳۶۸۱
روزهای غباری	۰.۶۶۹۸۴	-۰.۱۵۶۲۴	-۰.۲۱۹۱۶	۰.۰۴۰۹۵۵	۰.۲۰۱۲۹	۰.۶۳۳۷
سرعت باد غالب	-۰.۰۰۵۴۳	-۰.۰۷۸۲۵	-۰.۱۱۹۱۳	۰.۸۱۰۶۱	-۰.۰۴۳۳۶	-۰.۰۴۱۳۹
سرعت برداری باد	۰.۲۳۳۹۲	۰.۰۱۲۶۱	-۰.۰۳۷۶۳	۰.۸۲۷۶۷	۰.۰۸۰۴۸	-۰.۰۰۰۶۸
دید افقی زیر دو کیلومتر	-۰.۰۱۱۴	۰.۵۸۵۴	۰.۲۷۸۵۹	۰.۲۲۹۵۸	-۰.۱۳۸۵۴	۰.۱۱۶۱۸
ساعات آفتابی	۰.۱۷۸۴۹	-۰.۷۶۸۱۶	-۰.۴۰۱۹۵	۰.۱۲۳۱۴	۰.۳۵۷۱۴	-۰.۰۹۵۸
فشار تراز دریا	-۰.۴۲۶۸۶	۰.۴۴۲۵۸	۰.۰۵۶۰۳	۰.۰۰۱۲۶	-۰.۰۴۵۵	۰.۱۷۴۹۲
درصد ابرناکی	-۰.۴۵۳۲	۰.۶۴۴۹۴	۰.۳۵۲۶۲	-۰.۱۹۲۲۲	-۰.۴۱۷۶۹	۰.۰۷۴۵۵

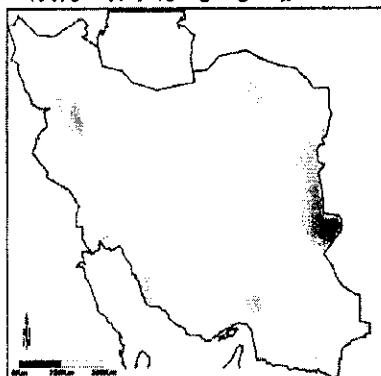
جدول ۴: میانگین بارهای عاملی روی پانزده ناحیه اقلیمی ایران

شماره ناحیه	نام ناحیه	عامل گرمایی	عامل نم و ابر	عامل بارشی	عامل بادی غباری	عامل تابشی	عامل تندی
۱	کرانه‌ای جنوبی	۲.۱۲	۱.۷۲	-۰.۶۸	۰.۲۶	۱.۹۶	-۵۷.۰۰
۲	پسکرانه‌ای خزری	۰.۴۶	۲.۰۶	۲.۳۳	-۱.۱۱	-۱.۸۴	-۰.۹۵
۳	ایران مرکزی	-۰.۲۴	-۰.۴۶	-۰.۵۲	-۰.۴۲	-۰.۲۲	-۰.۵۷
۴	آذری	-۰.۸۴	-۰.۹۳	-۰.۳۵	۰.۰۰	-۰.۲۰	۰.۷۷
۵	خوزی	۱.۶۳	-۰.۳۸	۰.۵۲	۰.۴۵	-۱.۳۹	۰.۴۹
۶	مغانی	-۱.۴۳	۲.۹۰	-۰.۹۸	۰.۸۱	-۰.۳۵	-۰.۴۶
۷	زاگرس غربی	۰.۱۴	-۰.۵۶	۱.۶۹	-۰.۴۰	۰.۰۰	۰.۸۴
۸	زاگرس شرقی	-۱.۴۸	۰.۲۰	۱.۱۱	۰.۸۰	۰.۷۹	-۰.۲۴
۹	کرانه‌ای خزری	۰.۹۷	۲.۲۰	۵.۶۴	-۰.۸۶	-۲.۷۳	-۲.۸۳
۱۰	پسکرانه‌ای جنوب	۱.۳۵	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۲۰	۰.۹۰	۰.۱۲
۱۱	سیستانی بزرگ	-۰.۱۹	-۰.۵۲	-۰.۲۸	۲.۴۶	-۰.۹۶	-۰.۴۸
۱۲	بلوچی	۰.۶۸	-۱.۴۷	-۰.۳۰	۰.۹۱	-۰.۲۶	۲.۱۳
۱۳	ماکویی	-۱.۱۳	۱.۲۶	-۰.۶۴	-۱.۱۶	۰.۰۰	۳.۵۴
۱۴	سیستانی کوچک	۰.۱۸	-۰.۱۹	-۰.۴۹	۵.۶۹	-۰.۶۷	-۰.۳۶
۱۵	زاگرس بلند	-۱.۴۴	-۱.۰۲	۴.۰۰	۰.۳۲	۲.۳۸	۰.۶۴

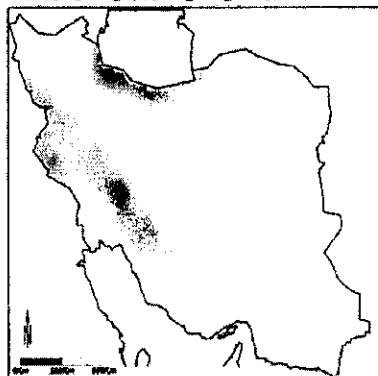
نقشه ۱) پراکندگی مکانی عامل گرمایی (عامل اول)



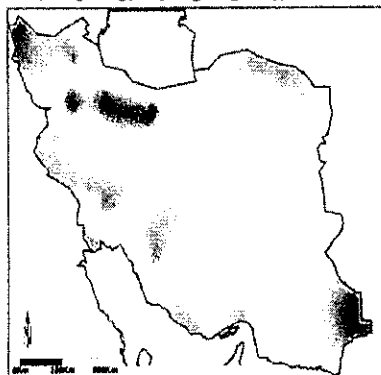
نقشه ۲) پراکندگی مکانی عامل باد و غبار (عامل چهارم)



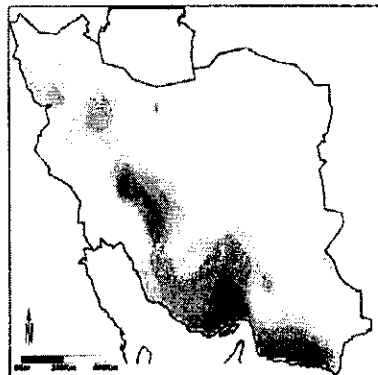
نقشه ۳) پراکندگی مکانی عامل بارشی (عامل سوم)



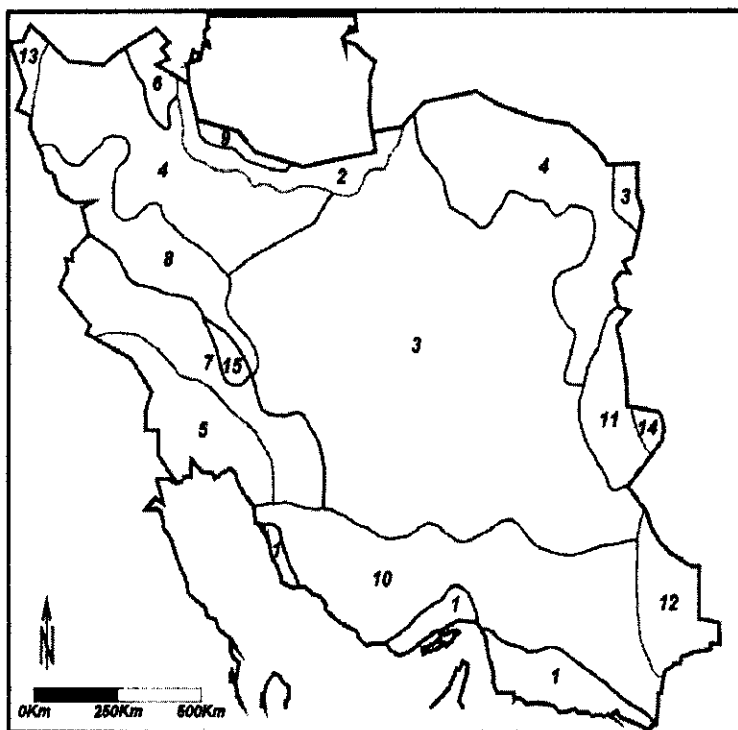
نقشه ۴) پراکندگی مکانی عامل تندری (عامل ششم)



نقشه ۵) پراکندگی مکانی عامل تابشی (عامل پنجم)



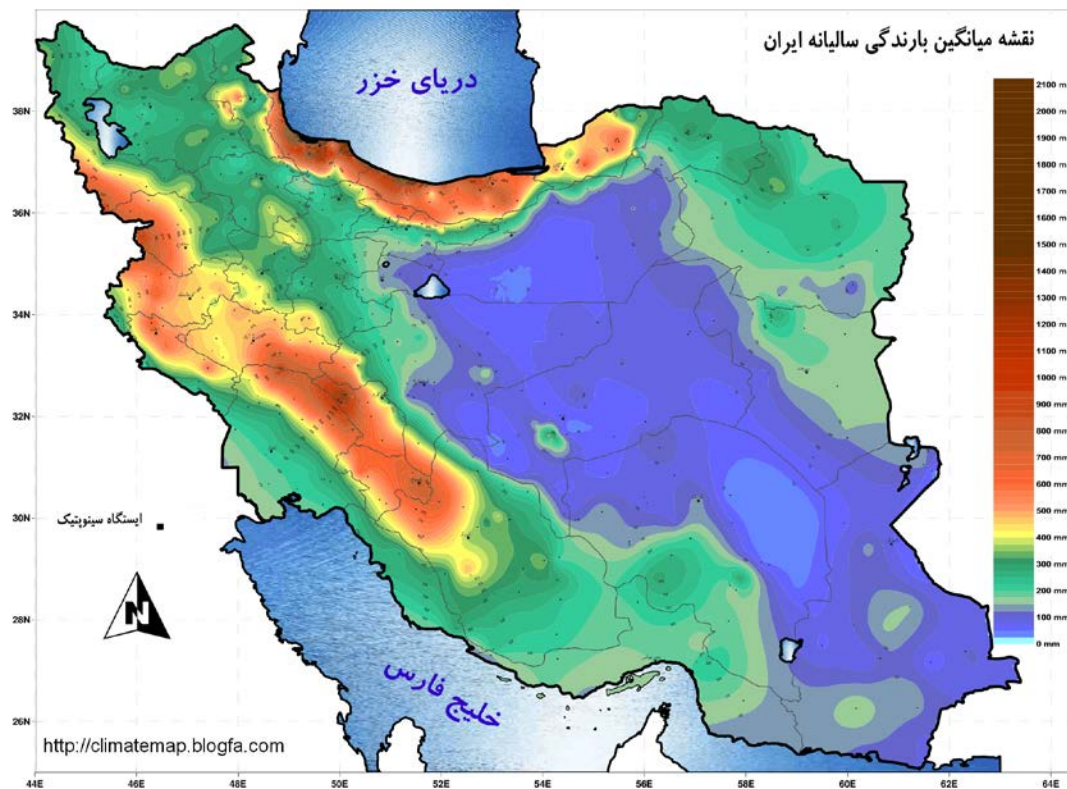
نقشه ۷: نواحی اقلیمی ایران



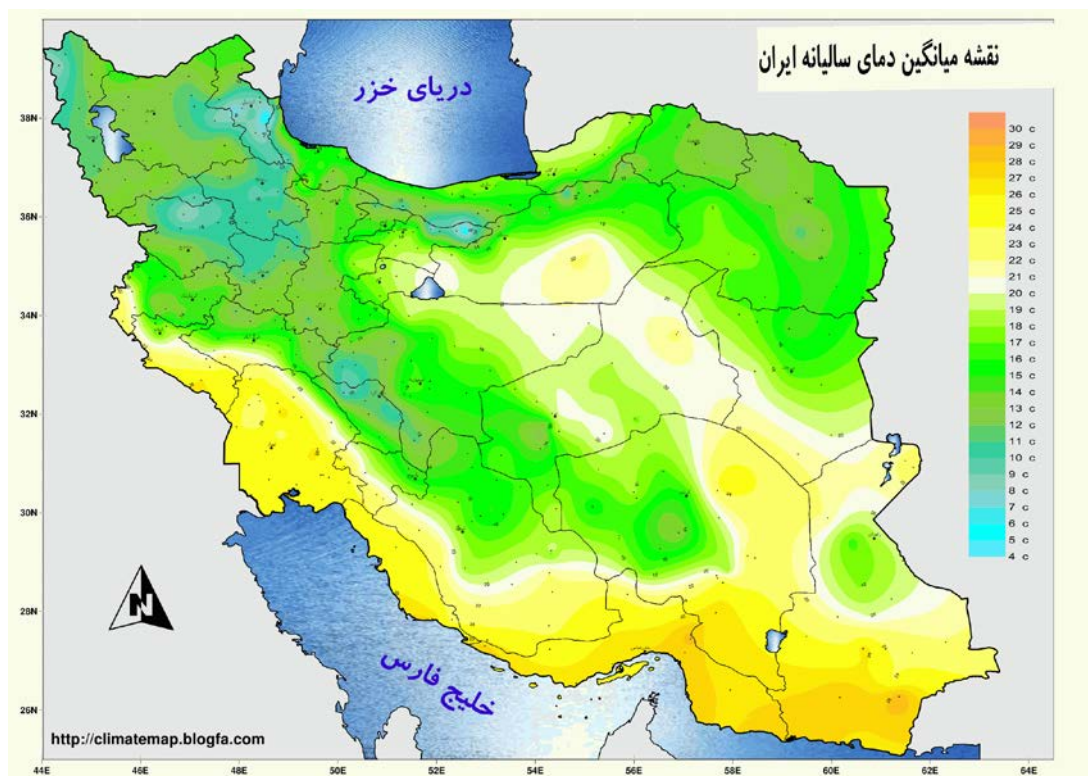
منابع و مأخذ

- ۱- ثابتی، حبیب الله: اقلیم حیاتی ایران، انتشارات دانشگاه تهران، ۱۳۴۸.
- ۲- حیدری، حسن؛ بهلول علیجانی: طبقه بندی اقلیمی ایران با استفاده از تکنیک‌های آماری چند متغیره، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۳۷، ۱۳۷۸.
- ۳- علیجانی، بهلول: آب و هوای ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور، تهران، ۱۳۷۴.
- 4- Alijani, B(2002) Variations of 500 hPa flow patterns over Iran and surrounding areas and their relationship with the climate of Iran, *International Journal of Climatology* 72.
- 5- Kavachi T, Maruyama T, Singh VP(2001) Rainfall entropy for delineation of water resources zones in Japan, *Journal of Hydrology* 246.
- 6- Masoodian (2003) On precipitation mapping in Iran, EGS- AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 6-11 April 2003
- 7- White, EJ (1981), Classification of climate in Britain, *Journal of Environmental Management* 13.
- 8- White D, Richman M, Yarnal B(1991) Climate regionalization and rotation of principal components, *International Journal of Climatology* 11.

میانگین بارش سالیانه ایران

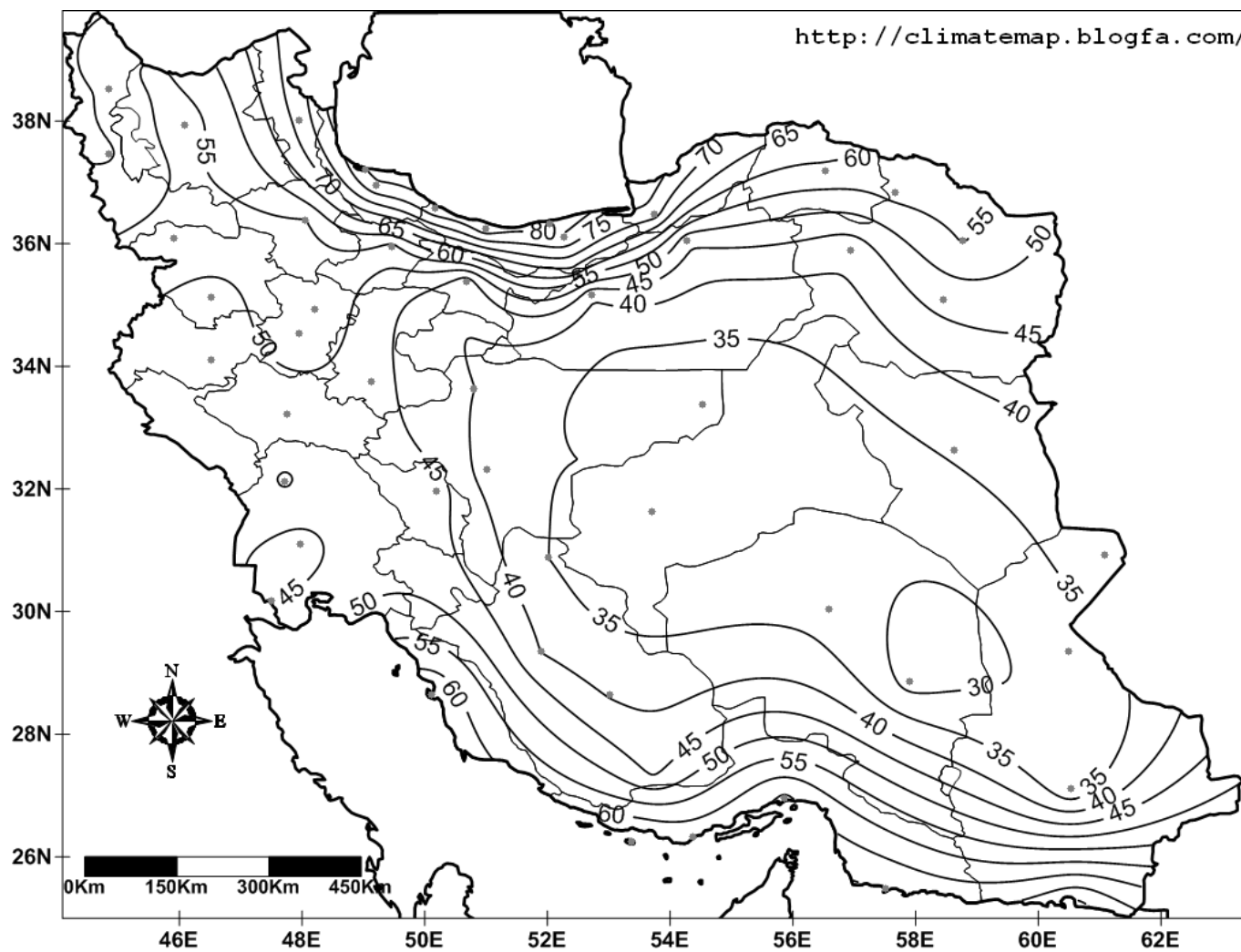


میانگین دمای سالیانه ایران



نقشه میانگین رطوبت نسبی سالیانه ایران

<http://climatemap.blogfa.com/>



پهنه بندی کشور بر اساس رطوبت نسبی سالیانه و فصلی

