تحقیقات منابع آب ایران
Iran-Water Resources Research

سال یکم، شماره ۲، تابستان ۱۳۸۴
Volume 1, No. 2, Summer 2005 (IR-WRR)
۶۱-۷۳

بررسی تغییر پذیری اقلیمی در ایران با بهره گیری از مدل‌های آماری

فاطمه رحیم‌زاده[۱]، ابراهیم فتاحی[۱]،
سیده‌فاطمه حسینی دستک[۲]

چکیده

هیأت بین‌الدول تغییر اقلیم (IPCC) [۱] در سال ۱۹۹۵ میلادی بر تغییرات جهانی حاکی از افزایش دمای کره زمین حدود ۰/۷ درجه سانتی‌گراد از نیمه دوم قرن نوزدهم اشاره نموده است. این گرمای جهانی سبب افزایش مقادیر حدی و شرایط آب و هوایی بد در دوره‌های نه چندان دور می‌شود. کلی‌ترین نتایج بدست آمده از گرمایش جهانی عبارتند از تغییرات موسمی کم، نوسانات زیاد در دمای روزانه، بارش و افزایش آنتروپی سیستم که باعث افزایش فراوانی رویدادهای حدی می‌شود.کم‌تر شدن فراوانی روزهای سرد، تداوم موج‌های گرمایی، وقوع سیل و شرایط حدی دیگر از جمله آثار زیانبار گرمایش جهانی می‌باشد. سازمان هواشناسی جهانی[۲]، هیأت بین‌الدول تغییر اقلیم و سایر نهادهای بین‌المللی ذیربط در جهت توسعه روشهای آماری و بکارگیری و استفاده آنها در مسائل مرتبط با تغییر اقلیم دست به اقدامات متعددی زده‌اند. هدف از ارائه این مقاله توجه آمارشناسان به گستردگی علم آمار در مسائل تغییرات اقلیمی است که از مهمترین مسائل امروزی انسان بشمار می‌آید. بعلاوه با توجه به بررسی‌های تغییرات اقلیمی در سطح کشور در پریود ۹۷-۱۹۵۱ سعی شده است نتایج آماری بررسی‌ها از دیدگاههای مختلفی ارائه گردد. این نتایج برای پارامترهای مختلفی از جمله دما و بارش هم در مقیاس‌های سالانه و هم در مقیاس‌های روزانه صورت گرفته است. نتایج فوق گویای وجود تغییراتی همچون روند، جهش، نوسانات غیر معمول، تغییر در تابع توزیع در میانگین‌های سالانه و همچنین تغییراتی در شاخص‌های حدی از جمله تداوم موج‌های گرمایی، دامنه شبانه‌روزی دما، طول دوره رشد و غیره می‌باشد.

کلمات کلیدی: گرمایش جهانی، تغییرات اقلیمی، روشهای آماری، شاخص‌های حدی

۱- عضو هیأت علمی پژوهشکده هواشناسی
۲ -کارشناس ریاضی کاربردی

Evaluation of Variability of Climate with applying Statistical Methods in Iran

F. Rahimzadeh[1], A. Fatahi[1], F. Hosseni Dastak[2]

Abstract

Observations show that the global surface air temperature has risen by 0.6 during th 20th century. Global warming causes extreme events and bad weather in the near term. The loss of seasonal distinctions, larger fluctuation in intra-day temperature and large fluctuations in precipitations, and increasing of frequency and magnitude of the extreme events may be due to global warming. World Meteorological Organization (WMO), Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC) and the other responsible groups began to develop guidelines related to detection of climate change by applying statistical methods.

The purpose of this paper is to present a few simple and complex statistical models taking into account the effects of climatic change. In addition, the result of a few related projects which evaluated climate variability by statistical methods in the country, has been presented.

It has been shown, there are a number of changes including trend, jump, unusual fluctuation, changes in distribution of elements and also changes in extreme indices including heat waves, diurnal temperature range, growing length season ,ext.

Keywords: Global Warming, Climate Change, Statistical

1 -Atmospheric Science and Meteorological Research Center (ASMERC), P.O. Box.14965-114, Tehran, Iran, Phone No: 0098-21-4580651
2- B.S. Applied Mathematics

Methods, Extreme Indices

۱- مقدمه

دمای سطح کره زمین شامل دمای نزدیک سطح زمین و دمای سطحی دریا از سال ۱۸۶۱ میلادی افزایش یافته است. دهه ۱۹۹۰ گرمترین دهه و ۱۹۹۸ گرمترین سال هزاره گذشته می‌باشد (IPCC, 2001). دمای هوا در چهار دهه گذشته حداقل در ۸ کیلومتری اتمسفر افزایش و پوشش برف و یخ کاهش یافته است. دانشمندان نشان داده‌اند که اقلیم کره زمین هرگز ثابت نبوده، لکن علل این تغییرات در گذشته و حال با یکدیگر متفاوت می‌باشد. تغییرپذیری در اقلیم هم در نتیجه تغییرپذیری سیستم‌های اقلیمی و هم عوامل خارجی اتفاق می‌افتد. امروزه فعالیتهای بشری در تغییرپذیری سیستم‌های اقلیم مؤثر بوده و سبب تجمع گازهای گلخانه‌ای Co_2، CH_4، N_2o و غیره شده‌اند. شواهد علمی محکم و جدیدی وجوددارد که گرمایش جهانی ۵۰ سال اخیر را به فعالیتهای بشر نسبت می‌دهد، این گرمایش جهانی سبب افزایش مقادیر حدی و شرایط آب و هوایی بد در دوره‌های نه چندان دور می‌شود (Shen, 2002). از انواع مختلف اثرات تغییر اقلیم می‌توان افزایش نرخ دمای حداقل(Frieh et al., 2002)، افزایش نرخ دمای حداکثر با نرخ کمتر از دمای حداکثر، کاهش دامنه تغییرات شبانه‌روزی دما (IPCC, 2001)، تغییر در الگوهای بارش و غیره را نام برد. کم‌تر شدن فراوانی روزهای سرد، تداوم موجهای گرمایی، وقوع سیل و شرایط حدی دیگر از جمله آثار زیانبار گرمایش جهانی می‌باشند.

تغییرات اقلیمی حادث شده و عوارض ناشی از آن از قبیل تغییر در الگوهای کشت و به مخاطره افتادن منابع غذایی بشر، افزایش بیماریها و تغییر در عوامل محیطی در آینده‌ای نه چندان دور را به دنبال خواهد داشت. به همین منظور شناسایی و آشکارسازی تغییرات اقلیمی و یافتن علل این تغییرات از قدمهای اولیه بشمار می‌رود. بدیهی است پیدا کردن راهکارهای رفع علل و به موازات آن ارائه بینش خوب از سیستم‌های طبیعی- اجتماعی، اقتصادی و حساسیت آن به تغییر اقلیم از جمله فعالیتهای لازم دیگر می‌باشد. یکی از مهمترین ابزار برای شناخت این تغییرات و آشکارسازی آنها، بکارگیری مدل‌های آماری است. بعلاوه مروری بر نتایج چند پروژه اخیر در رابطه با بررسی‌های تغییرات اقلیمی در سطح کشور که نتایج آن بر اساس بکارگیری تعدادی از این روشها بدست آمده است، خواهیم داشت.

۲- آشکارسازی[۳] تغییرات اقلیمی و خصیصه[۴] آنها

عوامل متعدد طبیعی و بشری از جمله اثرات آتشفشانی، افزایش Co_2 و دیگر گازهای گلخانه‌ای، تغییرات تابشی خورشید، تمرکز آئروسل‌های استراتوسفری، تمرکز آئروسل‌های تروپسفری، نوسانات ال‌نینو جنوبی، تغییر آلبیدو سطحی و غیره در تغییرات اقلیم مؤثر می‌باشند. بر طبق تعریف IPCC، واژه آشکارسازی به فرآیند نمایان ساختن تغییرات معنی‌دار از دیدگاه آماری اطلاق می‌شود که نتوان آن را با تغییرات طبیعی توضیح داد. در صورتیکه خصیصه عبارت از پیدا نمودن و کشف این اثرات همراه با میزان سطح آن و مقایسه و ارزیابی فرض‌های مورد نظر می‌باشد. همانطور که از تعاریف بر می‌آید در مسئله آشکارسازی تغییرات اقلیمی به کشف علت‌ها نیازی نمی‌باشد اما در خصیصه باید مشخص شود که تغییرات حادث شده چه ترکیبی از اثرات طبیعی و بشری است که البته این ترکیبات و اثرات می‌توانند در مقیاس‌های تغییرپذیری با فراوانی بالا[۵]، تغییرپذیری با فراوانی خیلی پائین[۶]، تغییرپذیری با فراوانی نسبتاً پائین[۷] صورت پذیرد. جداسازی و تفکیک این اثرات با ابزارهای متفاوت آماری صورت می‌پذیرد. برای مثال تغییرپذیری با فراوانی خیلی پائین بوسیله میانگین روند خطی و غیر خطی تعریف می‌شود و البته ممکن است این روندها در زیر دوره‌ها صورت پذیرد. ممکن است مکانیزم مؤثر افزایش گازهای گلخانه‌ای باشد و یا بطور همزمان، مکانیزم‌های دیگری سایر تغییرات حاصله را بوجود آورده باشند. لذا باید در چنین حالتی با مشخص کردن روندها در دوره‌ها و زیر دوره‌ها مسائل را کاملاً بررسی نمود. می‌توان واژه سیگنال به معنی هر ترکیبی از روند، نوسان و نابهنجاری را به مکانیزم‌ها نسبت داد. در هر حالت بکارگیری تحلیل‌های آماری مناسب و ارزیابی خطوط چندگانه در جهت آشکارسازی، خصیصه و پاسخگویی به سؤالات زیر ضروری بنظر می‌رسد:

۱. آیا اثرات انسانی در تغییرات اقلیم آشکار شده‌اند؟ ۲. میزان تأثیرات انسانی تا چه حد بوده است؟ ۳. آیا میزان پاسخ به افزایش گازهای گلخانه‌ای با آنچه که از مدل‌های اقلیمی بدست می‌آید به یک اندازه بوده‌اند یا خیر؟

آشکارسازی و خصیصه بطور ایده‌آل داده‌های بلند مدت مربوط به نتایج پیش‌بینی‌های مختلف مشاهدات اقلیمی را می‌طلبد که دارای پتانسیل نمایش سیگنال‌های تغییرات اقلیمی بخصوص در بعد طبیعی باشند. البته با توجه به محدود بودن طول اطلاعات اقلیمی حتی در کشورهای پیشرفته بناچار از داده‌های جایگزین[۸] مانند حلقه‌های درختان، داده‌های غارها و غیره استفاده می‌کنند. لزوم یک سیستم مشاهدات با کارائی مناسب که بتواند تغییرپذیری طبیعی و تغییرات اقلیمی را بخوبی مشخص کند، مسائلی از قبیل ارزیابی و قابلیت اعتمادپذیری داده‌ها، کیفیت اطلاعات، کشف ناهمگنی اطلاعات و همچنین تحلیل همه جانبه اطلاعات، بهره‌گیری از روشهای آماری

مناسب را می‌طلبد که در این مقاله تعدادی از روشهای فوق بطور اجمال شرح داده خواهد شد.

۳- آزمونهای آماری

به منظور آشکارسازی تغییرات اقلیمی از دیدگاه آماری آزمون‌های آماری پارامتریک و ناپارامتریک بکارگرفته می‌شوند. از جمله این روشها می‌توان به آزمونهای همگنی، تحلیل روند، جهش در سری‌های طولانی مدت از عناصر اقلیمی نظیر دما، بارندگی، تابش، سرعت باد و نظایر آن که اهمیت ویژه‌ای در رفتار اقلیم دارند، اشاره کرد. عوامل طبیعی و بشری در ایجاد ناهمگنی اطلاعات سهیم هستند. برای پی بردن به ناهمگن بودن اطلاعات و کشف علل آن از طرق آزمونهای مختلف آماری همچون آبه (Conrad and Pollack, 1962) و فرم بهبود یافته آن (Shonewise et al.,1997)، انحرافات تجمعی (Buishand, 1982)، نسبت بیشینه و رسلی (Worsley's, 1979) و آزمون خود همبستگی مرتبه اول (Mitchell et al., 1966)، آزمون (Wald and Wolfwitz, 1943) استفاده می‌شود. سازمان هواشناسی جهانی (WCDMP, 1997) توصیه می‌کند نتایج بدست آمده از آزمون‌های همگنی خلاصه‌بندی و تقسیم گردد. این توصیه از آنجا ناشی می‌شود که نتایج این آزمون‌ها همواره یکسان نبوده و هر یک دارای ویژگیهای خاص می‌باشند.

برای مثال آزمون آبه هم جهات تغییرات و هم اندازه انحراف یک سری زمانی از میانگین را نشان می‌دهد.

این آزمون به آشکارسازی جهش‌های غیر اقلیمی می‌پردازد. در حالت همگنی سری زمانی Z_i، رابطه زیر برقرار است:

$$1-\frac{1}{\sqrt{n-1}} \le \frac{2A}{B} \le 1+\frac{1}{\sqrt{n-1}} \qquad (۱$$

$$A = Z_1'^2 + Z_2'^2 + \cdots Z_n'^2 - \frac{1}{2}\left(Z_1'^2 + Z_n'^2\right) \qquad (۲$$

$$B = \left(Z_1' - Z_2'\right)^2 + \cdots \left(Z_{n-1}' - Z_n'\right)^2 \qquad (۳$$

که در آن Z_i' انحراف از میانگین حسابی n حجم نمونه است. البته در صورت وجود روند بلند مدت، غیرهمگنی بطور واضح نشان داده نمی‌شود که با بکارگیری یک صافی بالا گذر از سری زمانی اصلی حل می‌گردد. در آزمون‌های انحرافات تجمعی و ورسلی مکان بیشینه (WCAP-3, 1988) دو آماره حاصل برآورد مناسبی از نقاط تغییر را بدست می‌دهند. بنابراین با استفاده از این دو آزمون علاوه بر شناسایی همگنی می‌توان به شناسایی نقاط تغییر آنها پرداخت. با بهره‌گیری از این روش برای سری‌های ۵۰ ساله اقلیمی کشور شامل دما، بارش، رطوبت و فشار نتایج بسیار مفیدی حاصل آمد (پروژه آشکارسازی تغییر اقلیم، ۱۳۸۱) .

آزمون‌های من‌کندال و اسپیرمن که از آزمون‌های ناپارامتریک بشمار می‌روند (Sneyers, 1990) ، در بررسی معنی‌داری روند سری‌های اقلیمی به کرات و در موارد مختلف استفاده شده است. از آنجائیکه توزیع تعدادی از سری‌های اقلیمی از جمله بارش نرمال نیست، در چنین حالت‌هایی روش من‌کندال مناسب‌تر است. در حالت محاسبه آماره من‌کندال بصورت دنباله‌ای در دو مرحله آغاز به انتها و بالعکس و رسم آن در یک نمودار نقطه تغییر پدیده بخوبی ظاهر می‌شود(Sneyers, 1990). آزمون بارتلت برای اثبات ایستایی تغییرپذیری استفاده می‌گردد. برای استفاده از این آزمون باید سری را به k سری تقسیم نمود بطوریکه $k \ge 2$ باشد، سپس در هر زیر دوره مقدار را محاسبه نمود، آنگاه $\frac{S^2_{\max}}{S^2_{\min}}$ ملاک مناسبی برای اثبات ایستایی تغییرپذیری بشمار می‌رود (Mitchell et al., 1966).

$$S_k^{\,2} = \frac{1}{n}\left[(\sum x_i^{\,2} - \frac{1}{n}\sum x_i)^2\right] \qquad (۴$$

در دهه‌های اخیر جهش در سری‌های اقلیمی، مشاهده شده است، جهش میانگین دما در دهه ۱۹۷۰ به دلیل پدیده ENSO به وقوع پیوسته و این پدیده در سری‌های دمائی در کشور ما نیز مشاهده گردیده است (Rahimzadeh and Asgari, 2003). برای اثبات معنی‌داری جهش از آزمون‌های پارامتریک و ناپارامتریک استفاده می‌نمایند. در حالت خاصی که سری به دو قسمت مستقل تقسیم شود، آزمون t-student به راحتی می‌تواند جهش در میانگین سری‌های اقلیمی را تعیین کنند (Maidment, 1993) و البته فرض نرمال بودن داده‌ها نیز باید برقرار باشد. در صورت نرمال نبودن باید از آزمونهای ناپارامتریک من‌ویتنی برای یکبار جهش و از آزمون کروسکال والیس برای چند بار جهش (Kruskal and Wallis, 1952)، (Kruskal, 1952) و (Sheskin, 2000) استفاده نمود. البته در صورت تشخیص چند نقطه جهش در سری می‌توان با وجود شرایط لازم از روش تحلیل واریانس یعنی آزمون F (Maidment, 1993) استفاده نمود. برای شرط تغییرپذیری در دوره‌های مختلف (یعنی $\sigma_1^{\,2}, \sigma_2^{\,2}, \ldots, \sigma_\omega^{\,2}$ در ω دوره) از آزمون نسبت بیشینه درست نمایی استفاده می‌گردد. در صورتی‌که مقایسه میانگین زیر دوره‌ها در یک دوره خاص مورد نظر باشد، می‌توان از آزمون کرامر (Mitchell et al., 1966) استفاده نمود. برای این آزمون اگر $\overline{\overline{X}}$ و S میانگین و انحراف معیار سری و

$\overline{X}k$ میانگین در زیر دوره n باشد آنگاه آماره

$$r_k = \frac{\left(\overline{X}_k - \overline{\overline{X}}\right)}{S} \qquad (۵)$$

را می‌توان با

$$t_k = \left[\frac{n(N-2)}{N-n\left(1+r_k{}^2\right)}\right]^{\frac{1}{2}} \cdot r_k \qquad (۶)$$

مقایسه نمود که در آن t_k دارای توزیع t – استودنت با $N-2$ درجه آزادی است. البته آزمون‌های پارامتریک و ناپارامتریک دیگر در تحلیل سری‌های اقلیمی و تغییرات مورد استفاده قرار می‌گیرند.

۴ – رگرسیون

از رگرسیون در ابعاد مختلف آن در بررسی تغییرات اقلیم استفاده می‌شود. رگرسیون در ساده‌ترین نوع آن یعنی محاسبه روند هنگامیکه متغیر در طول زمان محاسبه شده است استفاده می‌گردد. در این حالت سری زمانی، $t = 1,2,...,N$ و Y_t بوسیله یک روند خطی ساده $a_0 + a_1 t$ بیان می‌شود و رد فرض $a_1 = 0$ بعنوان آشکارسازی روند خطی در نظر گرفته می‌شود. البته گاهی، مدل‌های خطاهای شکسته (Maidment, 1993) ، این رفتار را بهتر تحلیل می‌نمایند. با استفاده از رگرسیون چند متغیره و انواع آن از جمله رگرسیون قدم به قدم و ریج رگرسیون و غیره می‌توان میزان تأثیر عوامل طبیعی و غیر طبیعی را تعیین نمود. اگر فرض شود n مشاهده y ترکیب خطی از سیگنال‌های $g_1, g_2, ..., g_m$ بعلاوه مقدار ناشناخته u باشند (IPCC, 2001) یعنی :

$$y = \sum_{i=1}^{m} a_i g_i + u = Ga + u \qquad (۷)$$

که در آن $G = \left(g_1, g_2, ..., g_m\right)$ ماتریس سیگنال‌ها و $a = \left(a_1, a_2, ..., a_m\right)^T$ بردار ناشناخته می‌باشد. برای مثال می‌توان از داده‌های دما در سطح و یا داده‌های مشاهده شده دما در میانگین عمودی برای رادیوسوند استفاده نمود. در این معادله در حقیقت برآورد ماتریس شناخته شده a از مشاهدات اقلیمی و فرض صفر آن با مقدار صفر در نظر گرفته می‌شود. با برآورد پارامتر این مدل می‌توان دریافت که سیگنال‌های مؤثر بر مشاهدات اقلیمی چه ترکیبی بوده‌اند. معادلات رگرسیونی بهمراه شبکه‌های عصبی (Shonewiese et al., 1995) در درک بهتر از اثرات آتشفشانی و انرژی‌های خورشید و اثرات پدیده‌هایی مانند ENSO[۹] استفاده شده است. بوسیله این مدل‌ها دریافته‌اند که اثر گازهای گلخانه‌ای (GHG) بطور منحصربفرد و یا اثرات توأم آئروسل‌ها و گازهای گلخانه‌ای (GHG+SU) چگونه بوده است. در حالتی که مدل سیگنال بدون نوفه[۱۰] باشد برآورد a از رابطه زیر بدست خواهد آمد:

$$\tilde{a} = \left(G^T C_{uu} G\right)^{-1} G^T C_{uu}{}^{-1} y \qquad (۸)$$

که در آن C_{uu} ماتریس واریانس کواریانس نوفه است(Hasselmamn, 1997, 1998). ماتریس کواریانس C_{aa} از $\tilde{a}$ بوسیله رابطه زیر داده می‌شود.

$$C_{aa} = \left(G^T C_{uu} G\right)^{-1} \qquad (۹)$$

و هنگامیکه U نرمال چند متغیره باشد می‌توان یک فاصله اطمینان برای آن بشکل زیر تعیین نمود:

$$\left(\tilde{a} - a\right)^T G^T C_{uu}{}^{-1} G\left(\tilde{a} - a\right) \le \chi_{1-\alpha}{}^2(n) \qquad (۱۰)$$

در غیاب اطلاعات برای تعدادی از سیگنال‌ها می‌توان منحنی اطمینان کناری را از رابطه زیر بدست آورد:

$$\tilde{a}_i - z_{1-\frac{\alpha}{2}}\left(G^T C_{uu}{}^{-1} G\right)_{ii} \le a_i \le \tilde{a}_i + z_{\frac{\alpha}{2}}\left(G^T C_{uu}{}^{-1} G\right)_{ii} \qquad (۱۱)$$

که در آن $z_{1-\frac{\alpha}{2}}$ از توزیع نرمال بدست می‌آید. در این حالت سیگنال i آشکار می‌شود اگر حد پایین این فاصله اطمینان بزرگتر از صفر باشد. البته در این راه می‌توان بنابر ضرورت از راهکارهای متعددی از جمله " الگوهای ثابت [۱۱] " استفاده نمود. در این حالت فرض می‌شود که ساختار فضائی سیگنال‌های مؤثر در دوره‌ها تغییر نمی‌کند و سیگنال ثابت با زمان افزایش می‌یابند که این مسئله با رگرسیون چند متغیره حل خواهد گشت. در صورتیکه " الگوهای تغییر زمان[۱۲]" در نظر گرفته شود سیگنال‌ها در دوره‌های خاص مثلاً ۵ سال مورد بحث قرار خواهند گرفت و می‌توان بر این اساس تحلیل را انجام داد.

راه دیگر استفاده از "فراوانی فضایی[13]" است که در این حالت الگوی سیگنال‌ها در دوره‌ها مورد بحث قرار خواهد گرفت.

هواشناسی و و غیره در دنیا یکسان نیست می‌توان از رگرسیون وزنی استفاده نمود. برای مثال اگر فرض کنیم X_i سری زمانی یک عنصر اقلیمی و یا مقادیر حدی باشد، میانگین اقلیمی نرمال S_j برای ایستگاه j در دوره نرمال ۹۰-۱۹۶۱ به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$S_j = \frac{\sum_{i=1961}^{1990} X_i}{30} \qquad (۱۲)$$

آنگاه محاسبه درصد نابهنجاری هر ایستگاه A_{jy} برای هر سال قابل دسترس در سری $A_{ij} = [\frac{x_y - S_j}{S_j}]$ خواهد بود. سپس درصد نابهنجاری همگنی برای هر سال از رابطه زیر بدست می آید:

$$P_y = \frac{\sum_{j=1}^{n_y} A_{jy}}{n_y} \qquad (۱۳)$$

که n_y تعداد ایستگاههای قابل دسترس در هر سال و Py وزن ایستگاههای قابل دسترس در هر سال می باشد. روند کلی با استفاده از این وزنها در رگرسیون خطی و با استفاده از روش حداقل مربعات محاسبه می‌گردد.

۵- سری‌های زمانی، روشهای چند متغیره، تحلیل فضایی

بعضی مواقع الگوهای رگرسیونی در بیان چگونگی رفتار عناصر اقلیمی بدلیل نوسانات دوره‌ای در رفتار اقلیم نامناسب می‌باشد. چرا که این قبیل الگوها رفتار عناصر اقلیمی را بدون توجه به چرخه‌ها در امتدادی ثابت و بعضاً نامعقول، برآورد می‌نماید در حالی‌که چرخه‌های موجود در عناصر اقلیمی گویای نوعی همبستگی بین ارقام متوالی اقلیم می‌باشد. با استفاده از تحلیل خودهمبستگی‌ها که ابزار اولیه برازش مدل‌های ARIMA بوده و بر اساس تحلیل طیفی می‌توان چرخه‌ها را برای عناصر اقلیمی تعیین و روابط آنها را با متغیرهای مورد نظر بررسی نمود. در این راستا مدل‌های فوریه، با توجه به ماهیت خاص رفتار عناصر اقلیمی که همراه با نوعی تناوب و عمدتاً با حرکتی منظم و متناوب به بالا و پائین مشخص می‌شوند. در تعدادی از مقالات علل تغییرات دمایی را با استفاده از مدل‌های فوریه شرح داده‌اند. با توجه به دخالت چندین پارامتر در چگونگی رفتار جو و رگرسیون‌های وزنی در بحث‌هایی که مربوط به نتیجه گیری روند جهانی از دما و سایر پارامترهای اقلیمی است مورد استفاده قرار می‌گیرند. با توجه به آنکه طول دوره‌های آماری ایستگاههای غالب پدیده‌های ژئوفیزیکی، همچنین همبستگی زیاد مابین متغیرها با یکدیگر، و با نقاط دیگر نیاز به استفاده از روشهای چند متغیره در علوم هواشناسی احساس می‌شود. از این جمله می‌توان مؤلفه‌های اصلی، آنالیز عاملی، آنالیز تشخیص و آنالیز خوشه‌ای را نام برد.

به دنبال روند تکاملی روشهای آماری در زمینه ارتباط فضایی داده‌ها و موفقیت آنها پایه‌ها ی علمی زمین- آمار مبتنی بر نظریه متغیرهای ناحیه‌ای آغاز گردید. بکارگیری مدل‌های فضایی و روش‌های پیش‌بینی مربوط برای پیش‌بینی متغیرهای اقلیمی مانند دما و بارش اقلیمی در مناطقی که ایستگاههای هواشناسی در آنها وجود ندارد بسیار مفید است. روشهای کریجینگ ساده، کریجینگ عادی و عام، کریجینگ میانه پرداختی، هم کریجینگ با انحراف خارجی می‌توانند در این راه مورد استفاده قرار گیرند. در روشهای کریجینگ میانه پرداختی و کریجینگ عام و روشهای کریجینگ ساده و عادی از اطلاعات یک متغیر استفاده می‌شود. در حالی‌که در روش هم کریجینگ می‌توان برای مثال علاوه بر داده‌های بارش از اطلاعات مربوط به ارتفاع ایستگاهها نیز استفاده نمود و این امر را می‌توان پس از تحلیل اعتبار سنجی متقابل بیان نمود. از آنجا که پس از تعیین مقادیر روندهای پارامترهای اقلیمی در نقاط به هر روشی احتیاج به تعمیم آنها به مکان‌های مختلف و بخصوص نقاطی که در آنها ایستگاه وجود ندارد می‌باشد، یک نوع درون‌یابی منطقی با توجه به روابط بین متغیرهای هواشناسی و خصوصیات زمین وجود دارد. یکی از روش‌های زمین‌آماری همان کریجینگ عادی (Bardossy and Muster, 1993) و (Brown and Eisoheid, 1992) است. در حقیقت در این روش مقادیر

$$m_R = \frac{1}{k}\sum_{i=1}^{k}(\tilde{z}_i - z_i) = 0 \qquad (۱۴)$$

باید به صفر متمایل گردد که در آن $\tilde{z}_i$ مقادیر درون‌یابی شده و $\hat{z}_i$ داده‌های واقعی می‌باشد (k تعداد ایستگاهها می‌باشد).

۶ - تحلیل شاخصهای حدی

تغییر در مقادیر حدی که از آثار گرمایش جهانی بشمار می‌آید، باعث بروز تغییرات اساسی اجتماعی و زیست محیطی می‌گردد. بر طبق گزارش اخیر UNDP[14]، فراوانی وقوع سیل و دیگر شرایط حدی اقلیمی هر ساله دو برابر می شود و خسارات ناشی از آن در سطح جهانی سالیانه ۱۵۰ میلیون دلار افزایش می یابد.

آب و کشاورزی از مهمترین بخش‌هایی هستند که متأثر از حوادث حدی بوده و تغییرات آنها بر روی تعداد بسیار زیادی از نیازهای بشر از جمله کمیت و کیفیت محصولات تولید شده تأثیر بسزایی دارد. منابع آب اهمیت زیادی دارد. به دلیل اهمیت موضوع، کشورها در ابعاد ملی، منطقه‌ای، قاره‌ای و بین‌المللی گروههای ویژه جهت تجزیه و تحلیل چنین مقادیری را تشکیل داده‌اند، یکی از این گروهها، گروه شناسایی تغییرات اقلیمی CCL/CLIVAR[15] می‌باشد. انتخاب شاخصهای حدی جهت بررسی پدیده‌های حدی در رابطه با تغییرات اقلیمی از نکات بسیار مهمی است که باید مورد توجه محققان قرار بگیرد. این شاخصها باید مشخص وشفاف بوده و از داده‌های بلند مدت و همگن بدست آیند (Frich et al., 2001). پروژه ESCN[16] بزرگترین پروژه در ارزیابی اقلیمی اروپا درسال ۲۰۰۰ میلادی بوده که اغلب این شاخصها را معرفی نموده است. بیشترین تعداد روزهای خشک متوالی (CDD) می تواند شاخص مناسبی برای خشکسالی در زمانهای خشک سال باشد. روزهائی با بارش بیشتر از ۱۰ میلی‌متر (R10) و شاخص شدت روزانه بارش (SDII) به عنوان شاخص‌های حدی ساده‌ای در زمانهای مرطوب سال بشمار می‌روند. (R5d) بیشترین بارش پنج روزه و (R95T) روزهایی با جمع بارش بزرگتر از نودو پنجمین صدک روزانه می توانند جزء شاخصهای مناسب برای بررسی بارش باشند. پس از محاسبه شاخص‌های حدی تحلیل‌های آماری بر آنها می‌تواند حقایق بسیاری را از آنچه که در حال وقوع است احساس نمود. روند دامنه شبانه‌روزی دما (DTR)، دامنه تغییرات درون سال حدی (ETR)، روز درجه‌های رویش (GD4)، شاخص تداوم موج سرد (CWDI) و موج گرم (HWDI)، از جمله شاخص‌های حدی دما بشمار می‌روند.

۷- نتایج مطالعات آشکارسازی تغییراقلیم در ایران

۷-۱- دما

تحقیقات وسیعی در رابطه با تغییرات دما بصورت جهانی صورت پذیرفته است (IPCC, 2000). به دلیل لزوم بررسی تغییرات دما در ایران نیز مطالعاتی صورت پذیرفته است. در یکی از این بررسی‌ها رفتار دما در کشور بر اساس داده‌ها ی دما در ایستگاههای سینوپتیک در دوره ۹۷-۱۹۵۱ میلادی (جدول شماره ۱) مورد تحلیل قرار گرفته‌اند (پروژه آشکارسازی تغییر اقلیم ۱۳۸۱). در یک بررسی کلی در سطح ایران، سری دمای حداقل، حداکثر و میانگین دمای سالانه ۳۳ ایستگاه در دوره‌های آماری زیر مورد بررسی قرار گرفته‌اند. ۱۶ ایستگاه با طول دورهٔ آماری ۵۰-۴۵ سال، ۱۱ ایستگاه با طول دورهٔ آماری۴۵-۴۰ سال، ۲ ایستگاه با طول دورهٔ آماری ۴۰-۳۵ سال، ۴ ایستگاه با طول دورهٔ آماری ۳۵-۳۰ سال. تعداد ایستگاههائی با طول دورهٔ آماری ۵۰-۴۵ سال بسیار زیاد نبوده و تعدادی از آنها نیز در عمل غیرقابل استناد بوده است، ایستگاههای با طول دوره‌های آماری کوتاهتر با داده های پیوسته و بدون بازسازی داده‌ای، مورد استفاده قرارگرفتند تا در عمل بتوان به نتایج قابل قبولی دست پیدا کرد.

مطالعه تأثیرات مقادیر حدی از جمله تأثیر برف، تگرگ، توفان، شبنم شبانه، سیل، بارش سنگین، خشکسالی، گرما و سرمای حدی در برنامه‌ریزی‌ها و سیاست‌گذاری‌ها در بخش‌های کشاورزی و مدیریت

با توجه به آنکه تغییرات مکانی در ایستگاههای هواشناسی، تأثیر محسوسی بر ناهمگنی داده‌های دما از طریق جهش‌های ناگهانی داشته‌اند ناچار به حذف داده‌های دما در تعدادی از ایستگاههای مهم مانند خرم آباد و کرمان در تحلیل نهایی شده‌ایم. البته در طول دورهٔ فوق ایستگاههای آبادان، انزلی، بم، اصفهان، کرمان، کرمانشاه، خرم‌آباد، مشهد، سبزوار، شاهرود، شیراز، تبریز و انزلی شاهد تغییرات مکانی بوده‌اند، لیکن اثرات این تغییرات در چند ایستگاه مانند خرم‌آباد و کرمان قابل گذشت نبوده است. تأثیر مکانی دما در این ایستگاهها آنچنان موثر است که روند دما را بر خلاف واقع، کاهشی نمایش می‌دهد. این نوع تغییرات در تفکیک دلایل ناهمگنی به انواع انسانی و طبیعی ما را شدیداً دچار تردید ساخت و بنابراین سعی گردید با تکمیل و تجسس در تاریخچه ایستگاهها بعضی اثرات مبهم پاسخ داده شود. سری‌های دمای حداقل وحداکثر بنابر رفتارهای متفاوتشان در طول دورهٔ آماری به صورت جداگانه بررسی شده اند. رفتار سری دما در نقاط مختلف دنیا یکسان نبوده (WCDMP, 2001) و در بررسی‌های انجام شده در ایران نیز ما شاهد رفتارهای متفاوت از سری‌های دما بوده‌ایم (رحیم‌زاده و عسگری، ۱۳۸۳). از آزمونهای همگنی آبه (برروی سری اصلی و سری هموار شده)، نسبت بیشینه ورسلی، انحرافات تجمعی و خود همبستگی مرتبه اول بر روی سریهای دمای حداقل، حداکثر و میانگین دمای سالانه استفاده شده است. براساس تقسیم‌بندی توصیه شده سریهای دما از نظر همگنی به دسته‌های ۱تا ۵ تقسیم شده‌اند.

برای مثال شکل شماره (۱) کلاس همگنی را برای دمای حداقل نمایش می‌دهد. بر اساس بررسی انجام شده، سریهای دمای حداقل اکثرا در کلاس ۵ قرار گرفته اند ولی سریهای دمای حداکثر در کلاس ۴ واقع شده اند. با توجه به نتایج همگنی و همچنین بررسی تغییرات ایستگاهی و ادواتی و نتایج عددی بدست آمده می توان گروه بندی زیر را ارئه نمود.

گروه اول شامل ایستگاههایی چون کرمان، خرم آباد و زنجان می‌شود که تغییرات مکانی آنها همزمان با زمان جهش درسری دمای حداقل بوده است. بنابراین احتمال زیادی می‌رود که جهش حاصله ناشی از همان جابجایی ایستگاه باشد. گروه دوم شامل ایستگاههائی مانند اصفهان می‌شود که هم زمان با تغییر محل ایستگاه، تغییراتی در رفتار سری دمای آنها مشاهده می شود ولیکن فقط باعث تغییر در میزان شیب خط روند شده و جهت آن را عوض نمی‌نماید. ایستگاه اصفهان در سال ۱۹۹۴ میلادی تغییر مکان داده و جهش کاهشی نیز در آن مشاهده شده است. ایستگاههای بوشهر و کرمانشاه نیز چنین شرایطی را دارا هستند. گروه سوم شامل

جدول ۱- مشخصات ایستگاه‌های هواشناسی سینوپتیک کشور

نام ایستگاه	دوره آماری	شماره ایستگاه	مشخصات جغرافیایی		ارتفاع (m)
			طول جغرافیایی (E)	عرض جغرافیایی (N)	
آبادان	۱۹۵۱-۹۷	۴۰۸۳۱	۴۸ ° ۱۵'	۳۰ ° ۲۲'	۶/۶
بندر انزلی	۱۹۵۱-۹۷	۴۰۷۱۸	۴۹ ° ۲۸'	۳۷ ° ۲۸'	-۲۶/۲
اراک	۱۹۵۵-۹۷	۴۰۷۶۹	۴۹ ° ۴۶'	۳۴ ° ۶'	۱۷۰۸/۰
بابلسر	۱۹۵۱-۹۷	۴۰۷۳۶	۵۲ ° ۳۹'	۳۶ ° ۴۳'	-۲۱/۰
بم	۱۹۵۶-۹۷	۴۰۸۵۴	۵۸ ° ۲۱'	۲۶ ° ۹'	۱۰۶۶/۹
بندر عباس	۱۹۵۷-۹۷	۴۰۸۹۵	۵۶ ° ۲۲'	۲۷ ° ۱۳'	۱۰/۰
بندر لنگه	۱۹۶۶-۹۷	۴۰۸۸۳	۵۲ ° ۳۹'	۲۶ ° ۳۵'	۱۴/۲
بیرجند	۱۹۵۵-۹۷	۴۰۸۰۹	۵۹ ° ۱۲'	۳۲ ° ۵۲'	۱۴۹۱/۰
بوشهر	۱۹۵۱-۹۷	۴۰۸۵۸	۵۰ ° ۵۰'	۲۸ ° ۵۹'	۱۹/۶
اصفهان	۱۹۵۱-۹۷	۴۰۸۰۰	۵۱ ° ۵۲'	۳۲ ° ۴۰'	۱۶۰۰/۷
قزوین	۱۹۵۹-۹۷	۴۰۷۳۱	۵۰ ° ۰'	۳۶ ° ۱۵'	۱۲۷۸/۳
گرگان	۱۹۵۲-۹۷	۴۰۷۳۸	۵۴ ° ۱۶'	۳۶ ° ۵۱'	۱۳/۳
همدان نوژه	۱۹۵۱-۹۷	۴۰۷۶۷	۴۸ ° ۴۳'	۳۵ ° ۱۲'	۱۶۷۹/۷
کاشان	۱۹۶۶-۹۷	۴۰۷۸۵	۵۱ ° ۲۷'	۳۳ ° ۵۹'	۹۸۲/۳
کرمان	۱۹۵۱-۹۷	۴۰۸۴۱	۵۶ ° ۵۸'	۳۰ ° ۱۵'	۱۷۵۳/۸
کرمانشاه	۱۹۵۱-۹۷	۴۰۷۶۶	۴۷ ° ۷'	۳۴ ° ۱۹'	۱۳۲۲/۰
خرم آباد	۱۹۵۱-۹۷	۴۰۷۸۲	۴۸ ° ۲۲'	۳۳ ° ۲۹'	۱۱۲۵/۰
مشهد	۱۹۵۱-۹۷	۴۰۷۴۵	۵۹ ° ۳۸'	۳۶ ° ۱۶'	۹۹۰/۰
ارومیه	۱۹۵۱-۹۷	۴۰۷۱۲	۴۵ ° ۵'	۳۷ ° ۳۲'	۱۳۱۲/۵
رامسر	۱۹۵۵-۹۷	۴۰۷۳۲	۵۰ ° ۴۰'	۳۶ ° ۵۴'	-۲۰/۰
رشت	۱۹۵۶-۹۷	۴۰۷۱۹	۴۹ ° ۳۹'	۳۷ ° ۱۲'	۳۶/۷
سبزوار	۱۹۵۴-۹۷	۴۰۷۴۳	۵۷ ° ۴۳'	۳۶ ° ۱۲'	۹۷۷/۶
سنندج	۱۹۵۹-۹۷	۴۰۷۴۷	۴۷ ° ۰'	۳۵ ° ۲۰'	۱۳۷۳/۴
سمنان	۱۹۶۵-۹۷	۴۰۷۵۷	۵۳ ° ۳۳'	۳۵ ° ۳۳'	۱۱۷۱/۰
شهرکرد	۱۹۵۵-۹۷	۴۰۷۹۸	۵۰ ° ۵۱'	۳۲ ° ۲۰'	۲۰۶۱/۴
شاهرود	۱۹۵۱-۹۷	۴۰۷۳۹	۵۴ ° ۵۷'	۳۶ ° ۵'	۱۳۴۵/۳
شیراز	۱۹۵۱-۹۷	۴۰۸۴۸	۵۲ ° ۳۶'	۲۹ ° ۳۳'	۱۴۸۸/۰
تبریز	۱۹۵۱-۹۷	۴۰۷۰۶	۴۶ ° ۱۷'	۳۸ ° ۵'	۱۳۶۱/۰
تهران- مهرآباد	۱۹۵۱-۹۷	۴۰۷۵۴	۵۱ ° ۱۹'	۳۵ ° ۴۱'	۱۱۹۰/۸
یزد	۱۹۵۲-۹۷	۴۰۸۲۱	۵۴ ° ۲۴'	۳۱ ° ۵۴'	۱۲۳۰/۲

زابل	۱۹۶۲-۹۷	۴۰۸۲۹	۶۱ ° ۲۹'	۳۱ ° ۱۳'	۴۸۹/۲
زاهدان	۱۹۵۱-۹۷	۴۰۸۵۶	۶۰ ° ۵۳'	۲۹ ° ۲۸'	۱۳۶۹/۹
زنجان	۱۹۵۵-۹۷	۴۰۷۲۹	۴۸ ° ۴۱'	۳۶ ° ۴۱'	۱۶۶۳/۰

شکل ۱- کلاس همگنی سریهای دمای حداقل سالانه ایستگاههای سینوپتیک کشور
(پروژه آشکارسازي تغییر اقلیم در ایران،۱۳۸۱)

ایستگاههایی می گردد که اطلاعی در رابطه با نحوه تغییرات مکانی و ادواتی آنها در دسترس نیست. از جمله این ایستگاهها اراک، همدان نوژه و یزد را می توان نام برد. گروه چهارم شامل ایستگاههایی است که اطلاعات آنها مطلوب بوده و به نتایج کمی و کیفی آنها می توان استناد نمود.

برای روند ایستگاهها از آزمونهای اسپیرمن و من کندال و معنی داری روند خطی پارامتریک بهره گرفته شده است. نتایج کلی از بررسی روند دمای حداقل (شکل شماره ۲)، حداکثر (شکل شماره ۳) و میانگین سالانه دمای ایستگاهها با استناد به نتایج کمی و در نظر گرفتن موقعیتهای مکانی ایستگاههای آنها بشرح زیر می باشد:

۱- روند دمای حداقل اکثر ایستگاههای کشور به جز ایستگاه ارومیه که آمار آنها از طول مناسب‌تری برخوردار بوده و می‌توان اطمینان نسبی به کیفیت آنها داشت، حالت افزایشی با نرخ رشد سریع دارند و این نرخ از دهۀ ۱۹۶۰ میلادی به بعد بیشتر هم شده است. نرخ افزایش دمای حداکثر اغلب ایستگاهها حالت ضعیف تری نسبت به نرخ افزایشی دمای حداقل دارد. ۲- این روندها در بعضی از ایستگاهها مانند شیراز، تهران، اصفهان بسیار مشخص و واضح است. این ایستگاهها در شهرهایی واقع شده اند که توسعه بی رویه شهری را شاهد بوده‌اند. ۳- نرخ افزایشی دمای حداکثر در تعدادی از ایستگاهها علیرغم نوسانات زیاد حول یک میانگین ایستا بنظر می‌رسد، از جمله این ایستگاهها می توان ایستگاه تبریز و تهران را نامبرد. ۴- نرخ کاهشی دمای حداکثر در بعضی از ایستگاههای

ساحلی مانند آبادان، انزلی و بندر لنگه که نرخ افزایش دمای حداقل داشته‌اند، مشاهده شده است .۵- با توجه به نرخ افزایشی شدیدتر دمای حداقل نسبت به دمای حداکثر میزان تغییرات شبانه روزی دما(DTR) کاهش یافته است (رحیم زاده و همکارانش، ۱۳۸۱). ۶- روند دمای میانگین سالانهٔ اغلب ایستگاهها بجزء ارومیه، شهرکرد و بیرجند نرخ افزایشی دارد. ۷- میانگین سالانه دما در اغلب ایستگاههایی که داده آنها از کیفیت بهتری برخوردار می‌باشد و عاری از اشکالات مطروحه فوق است در دههٔ ۸۰-۱۹۷۱ میلادی دارای جهش افزایشی هستند و با توجه به اینکه در دنیا هم شاهد این گونه تغییرات بوده‌ایم و در مقدمه هم به آن اشاره گردید اهمیت موضوع آشکار می‌شود. ۸- جهش‌های افزایشی کوتاه مدت بعد از دههٔ ۱۹۷۰ در شهرهای مهاجرپذیری چون شیراز احتمالا" می‌تواند به علت شروع جنگ تحمیلی (۱۹۸۱ میلادی) و گسترش شدید و

شکل ۲- معنی‌داری روند خطی دمای حداقل سالانه ایستگاه‌های سینوپتیک کشور بر اساس پنج گزینه معنی‌داری وجود روند مثبت و منفی، وجود روند مثبت و منفی و ایستایی (پروژه آشکارسازی تغییر اقلیم در ایران، ۱۳۸۱)

ناگهانی جمعیتی آن بوده باشد. ۹- جهش در سری‌های دمای حداکثر غالباً حالت دوره ای را نمایش می‌دهد و با جهش در سری‌های دمای حداقل کمی متفاوت می باشد. ۱۰- حالت ایستایی دمای میانگین در چند ایستگاه مانند زاهدان و بندرانزلی و تا حدودی در ایستگاه آبادان بدلیل افزایش دمای حداقل و کاهش دمای حداکثر بوقوع پیوسته است. ۱۱- خطوط روند سالانه و فصلی دمای حداکثر و حداقل و میانگین سالانه دما در اکثر موارد به صورت افزایشی و تقریباً به موازات یکدیگر به وقوع پیوسته است.

۷-۲- بارش

بطور عمومی تغییرات در الگوهای بارش در همه مقیاس‌های سالانه و ماهانه دارای رفتار متفاوت می‌باشد. در این رابطه نیز تحقیقات وسیعی صورت پذیرفته است، در اهمیت مقادیر بارش و تغییرات آن به خصوص در ایران که در ناحیه خشك و نیمه خشك جهان قرار دارد، تردیدي نیست. بر اساس مطالعات انجام شده در طرح اطلس اقليمي ايران در دوره ۹۰-۱۹۶۱ ميلادي بيش از دو سوم وسعت كشور داراي ميانگين سالانه بارش كمتر از ۳۰۰ ميلي‌متر مي باشد وليكن هسته‌هاي پربارش بالاتر از ۱۰۰۰ ميلي‌متر در منطقه زاگرس و دامنه‌هاي شمالي البرز وجود دارد. تقريبا" تمام نقاط استانهاي شمالي گيلان و مازندران از ميانگين سالانه بيش از ۵۰۰ ميلي‌متر برخوردارند. هسته‌هاي كم بارش كمتر از ۵۰ ميلي‌متر در كويرلوت و دشت كوير قرار دارند. سواحل جنوبي كشور هم عليرغم نزديكي به

منابع آبي ولي به خاطر فراهم نبودن ديگر شرايط تشكيل ابر و بارش از بارش كمي برخوردارند.

در بررسی داده‌های بارش و قابلیت اعتماد آنها باید خصوصاً به داده‌های مربوط به بارش های منجمد نیز توجه نمود. مسلم است بدون توجه به این موضوع، نتیجه گیری از اعتبار بالایی برخوردار نخـــواهد بود. به عنـــوان مثـال می توان بیان کرد که در بسیاری از ایستگاهها مانند تهران- مهرآباد در دورهٔ ۹۷-۱۹۵۱ میلادی روند بارش افزایشی بوده و این در حالیست که شکل بارش در تهران- مهرآباد نیز تغییر داشته است. بررسی ها نشان می‌دهد که الگوی‌های بارش در دنیا از پیچیدگی و تنوع خاصی برخوردار است. از این رو با توجه به طیف بسیار گسترده الگوهای بارشی در خرد مقیاس به هیچ وجه نمی‌توان در این مقیاس طبقه بندی دقیق و قابل قبولی را از آنها ارائه نمود. تغییر رفتار سریهای بارش در ایستگاههای سینوپتیک کشور که داده‌های آنها از مفیدترین منابع اطلاعاتی بوده و در مقایسه

شکل ۳- معنی‌داری روند خطی دمای حداکثر سالانه ایستگاه‌های سینوپتیک کشور بر اساس پنج گزینه معنی‌داری وجود روند مثبت و منفی، وجود روند مثبت و منفی و ایستایی (پروژه آشکارسازی تغییر اقلیم در ایران، ۱۳۸۱)

با سایر ایستگاهها از کمیت و کیفیت بالاتری برخوردار هستند یکنواخت نبوده و گویای الگوهای متفاوتی در کشور می‌باشد. بررسی همگنی سری‌های بارش۳۴ ایستگاه سینوپتیک کشور نشان داده است که اغلب ایستگاهها از لحاظ دسته‌بندی همگنی میزان بارش در کلاس ۴ هستند و تنها ۶ سری در کلاس ۳ قراردارد. از ۶ مورد سریهای زمانی بارش که در کلاس ۳ قرار دارند، ۵ سری زمانی بارش ایستگاههای سینوپتیک قزوین، بیرجند، شهرکرد، یزد و زابل هستند که در دوره‌های کوتاهتر از دورهٔ آماری ۹۷-۱۹۵۱ میلادی دارای داده هستند و فقط ایستگاه تهران- مهرآباد دارای آمار در دورهٔ فوق می‌باشد. تأثیر تغییر محل ایستگاهی و ادواتی و نیز تغییر در زمان دیدبانی و فرد دیدبان در ناهمگنی بارش نیز مطرح است و به خاطر پرهیز از برداشت‌های ناصحیح، از تحلیل سریهای بارش ایستگاههایی که داده‌های سایر پارامترهای آنها به دلایل فوق ناهمگون بوده‌اند صرف نظر شده است.

۱ - دلیل ناهمگنی سری‌های بارش ایستگاههای مطلوب بیشتر ناشی از وجود روند و نوسانات زیاد بوده و کمتر متأثر از جهش‌های ناگهانی (برخلاف دما) می‌باشد.

۲- در سری‌های زمانی جمع بارش سالانه ایستگاههای کشور هر دو روند کاهشی و افزایشی مشاهده شده است. نتیجهٔ بررسی روند در سریهای بارش در پنج گزینهٔ، وجود روند مثبت و منفی معنی دار،

وجود روند مثبت و منفی و همچنین ایستایی آن که با استفاده از روش پارامتریک T بدست آمده است ، در شکل شماره ۴ برای ایستگاههای با آمار مطلوب ارائه شده اند. شکلها بیانگر وجود روند منفی بارش در منطقهٔ زاگرس و روند مثبت در طرفین آن می‌باشد.

۳- وجود روند افزایشی در جمع بارش سالانه برخی از ایستگاهها بیانگر افزایش در بارش‌های منجمد (برف) نمي‌باشد، يكي از اين ايستگاهها، ايستگاه تهران – مهرآباد ، تاريخ وقوع و تغيير در مقادير فصلي آن شده است.

٤- روند بارش‌هاي فصلي در يك ايستگاه به صورت موازي مشاهده نشده است. شايد طرح افزايش بارش در تعدادي از شهرهاي كشور با توجه به كمبود آب و ذهنيت مردم كمي گمراه كننده بنظر برسد، اما بايد توجه داشت به غير از روند در ميزان بارش، تغيير الگوهاي بارش هم چون نوع بارش، تاريخ وقوع، مقادير فصلي و شدت مدت ها هم مهم مي باشد.

۷-۳- شاخص‌های حدی

۷-۳-۱- دما

مهمترین نتایجی که از بررسی‌های اجمالی مربوط به دو شاخص حدی دما بدست می‌آیند عبارتند از: **الف:** تعداد روزهای یخبندان در اغلب ایستگاههای کشور روند کاهشی دارد. **ب:** در همه ایستگاههای فوق فراوانی نسبی شب‌های گرم یعنی تعداد روزهایی که دمای حداقل از صدک ۹۰ ام بیشتر می‌باشد دارای روند افزایشی است.

بطور کلی نشان داده شده است که فراوانی شب‌های گرم بطور جهانی در حالت افزایش است و این روند افزایشی نیز معنی‌دار می‌باشد. از بررسی اجمالی بند الف و ب این نتیجه حاصل می‌گردد که دماهای فوق در ایستگاهها در حال افزایش بوده و این نتیجه با نتیجه کلی حاصل از بررسی دمای سالانه حداقل و حداکثر (رحیم‌زاده و همکارانش ۱۳۸۲) مطابقت دارد.

۷-۳-۲- بارش

بطور عمومی تغییرات در الگوهای بارش در همه مقیاس‌ها نظیر سالانه، ماهانه و غیره دارای رفتار متفاوت می‌باشد. این امر در مورد شاخص‌های حدی نیز صادق است. مهمترین نتایج بدست آمده از بررسی این چند شاخص در ایستگاههای منتخب عبارت است از : **الف:** تعداد روزهایی با بارش بیشتر از ۱۰ میلی‌متر همانگونه که در دنیا نمایش داده شده است(Friech et al., 2001) در مواردی دارای روند کاهشی نظیر ایستگاههای بندرانزلی، تبریز و زاهدان و در مواردی دیگر نظیر ایستگاههای مشهد، شیراز دارای روند افزایشی است. **ب:** بیشترین تعداد روزهای خشک متوالی در تعدادی از ایستگاهها، نظیر مشهد و زاهدان دارای روند کاهشی خیلی ملایم و در تعدادی دیگر نظیر ایستگاههای شیراز و تبریز دارای روند تقریباً ایستا می‌باشد و در تعدادی هم نظیر ایستگاه انزلی دارای روند افزایشی خیلی ملایم می‌باشد. البته این روند با کاهش بارندگی در ایستگاه انزلی همراه است (عسگری و رحیم‌زاده، ۱۳۸۲). با توجه به تعریف این پارامتر، حساسیت آن بدلیل قرار گرفتن ایران در ناحیه خشک و نیمه خشک خیلی زیاد نیست. **ج:** بیشترین بارش ۵ روزه در

شکل ۴- معنی‌داری روند خطی بارش سالانه ایستگاه‌های سینوپتیک کشور بر اساس پنج گزینه معنی‌داری وجود روند مثبت و منفی، وجود روند مثبت و منفی و ایستایی (پروژه آشکارسازی تغییر اقلیم در ایران، ۱۳۸۱)

اکثر ایستگاهها نظیر ایستگاههای زاهدان، تبریز، شیراز روند کاهشی دارد و در تعدادی دیگر از آنها نظیر ایستگاه بندر انزلی روند افزایشی خیلی ملایم دارد و در تعدادی دیگر نظیر ایستگاه مشهد نیز دارای روند افزایشی ملایم است. **د:** شاخص شدت روزانه بارش در بعضی موارد نظیر ایستگاه مشهد دارای روند افزایشی و در بعضی موارد نظیر ایستگاه زاهدان دارای روند کاهشی و در بعضی موارد دیگر نظیر ایستگاه‌های انزلی، شیراز، تبریز دارای روند تقریباً ایستا می‌باشد. **ه:** روزهایی با جمع بارش بزرگتر از ۹۵ امین صدک روزانه در اکثر ایستگاههای موجود نظیر ایستگاه‌های انزلی، مشهد، شیراز، تبریز، زاهدان دارای روند کاهشی می‌باشد. شایان ذکر است پروژه بررسی مقادیر حدی در ایران در حال مطالعه است و ارائه نتایج آن مطابق با آنچه که برای میانگین دما داده شده است در گزارشات و مقالات ارائه خواهد شد. بطور کلی نشان داده شده است که جهان در طول نیمه دوم قرن بیستم گرمتر و مرطوبتر شده است و این روند افزایشی نیز معنی‌دار می‌باشد. از بررسی قسمتهای فوق این نتیجه حاصل می‌گردد که در این دوره فراوانی تعداد روزهایی که ما در آن شاهد بارندگی‌های سنگین می‌باشیم در حال افزایش بوده و فراوانی مقادیر حدی دمای سرد نیز کاهش یافته است. این تغییرات مشاهده‌شده در مقادیر حدی اقلیم نسبت به شرایط گازهای گلخانه‌ای که انتظار می‌رفته بالاتر است.

۸- تشکر

نتایج ارائه شده در این تحقیق در قالب دستاوردهای پژوهشی مطالعات اقلیم و تغییرات آن در پژوهشکده هواشناسی و علوم جو می‌باشد. بدین وسیله از دیدگاه‌های سازنده و حمایت‌های مالی این پژوهشگاه و همچنین سازمان هواشناسی کشور قدردانی می‌شود.

پی‌نوشت‌ها

1- Intergovernmental Panel of Climate Change
2- World Meteorological Organization
3- Detection
4- Attribution
5- High-Frequent Variability
6- Ultra-Low-Frequent
7- Relability Low Frequent
8- Proxy
9- EL Nino, Southern Osillation
10- Noise free
11- Fixed Pattern
12- Time-Varing Pattern (Space-Time)

13- Space Frequency
14- United Nations Environment Programme
15- Commission for Climatology/ Climate Variabilty
16- Europian Climate Support Network

۹- مراجع

پروژه آشکارسازی تغییر اقلیم در ایران(۱۳۸۱)، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو. سازمان هواشناسی کشور، ایران، تهران.

رحیم‌زاده، فاطمه و احمد عسگری (۱۳۸۲)، "نگرشی بر تفاوت نرخ افزایش دمای حداقل و حداکثر و کاهش دامنه شبانه‌روزی دما در کشور"، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۳، ص۱۷۲-۱۵۳.

عسگری احمد و فاطمه رحیم‌زاده (۱۳۸۲)، برجستگی نوسان بارش در کشور نسبت به روند و جهش آن. سومین کنفرانس تغییر اقلیم، سازمان هواشناسی کشور، اصفهان.

Brown, T.J. and Eischeid. J.K. (1992) "An examination of spatial statistical techniques for interpolation of gridded climate data" In Am. Meteorol. Soc., Environment Canada (ed0. 12th Conf. Prob. *Statist. Arm. Sci*., 5th Int. Meeting Statist. Chmarol., Joint Proc., J39-J42.)

Bardossy, A. and Muster, H. (1993) "Comparison of interpolanon methods of daily rainfull amounts under different meteorological condinons", Report of a GEWEX workshop on analysis methods of precipitation on a global scale, WCRP-81, WMO/TD-No. 588, Koblenz.

Maidment, David R (1993), *Handbook of Hydrology* Mc-Grawhill, Highstown, NJ.

Mitchell. J.M. Dzerdzeeuskii. B. Flohn, H. Hofmeyer. W.L. Lamb, H.H. Rao K.N. and Walle'n, C.C., (1966) "Climatic Change" WMO Publ. No. 195 (Tech. Note No. 79), Geneva.

Rahimzadeh. f. Asgari. A, (2003) "Survay on Recent climate change over IRAN" *Proceeding of 14th Global Warming international conference & expo* (27-30 May Boston. USA).

Shonwiese, C.D. Malcher. J. and Hartmann. C., (1986) "Globale Statistik Langer Temperatur and Nieder Schagstreihen" Report No. 65 Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfort/Main:2ned.

Shonwiese, C.D., Bayer D., (1995) "Some statistical aspects of anthroohogenic and natural forced global temperature change" Atmosfra 8, pp. 3-22

Shonwiese, C.D., (1997) "Statistical Analysis of Observed Climate Trends and Statistical Signal Detection Analysis" WMO Publ. No. 834, Geneva.

Buishand, J.A., (1982) "Some methods for testing the homogeneity of rainfall records" *J. Hydro* 58, pp. 11-27.

Conrad, U. and Pollack, L.K., (1962), *Methods in Climatology*, Cambridge, USA.

Frich, P.L., Alexander, V., Della-Marta, P., Gleason, B., Haylock, M., Klein Tank, A. M. G., Peterson, T. (2002) "Observed coherent changes the second half of the twentieth century" *Clim Res* 19, pp. 193-212.

Hasselman. K.,(1997) "Multi-Pattern fingerprint method for detection and attribution of Climate Change" *Quart. J. R. Met. SOC*., 6, pp. 1957-1971.

Hasselman. K.,(1998) "Convetional and Bayesias approch to Climate Change detection and attribution" *Quart. J. R. Met. SOC*., 124, pp. 2541-2565

IPCC (2001), *Climate Change, Scientific basis*, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.

Kruskal, W. H., (1952) "A nonparametric test for the several problems", *Annals of Mathematical Statistics*, 23, pp. 525-540.

Kruskal, W. H. and Wallis W.A., (1952) "Use of rank in one-criterion Variance analysis" *Journal of American Association*, 47, pp. 583-621.

Sheskin, D. J. (2000), *Handbook of parametric and nonparametric statistical procedures*, Chapman & Hall/CRC.

Shen, S., (2003) "Global Warming Science & Policy: Progress 2002-2003", *Proceeding of 14th Global Warming international conference & expo* (27-30 May, Boston. USA).

Sneyers, R., (1990) "On the Statistical Analysis of Series of Observations" WMO Publ. No. 415, Geneva.

Wald, A. and Wolfowitz, J., (1943) "An exact test for randomness in the non-parametric case based on sertalcorrelation" *Ann. Math. Statistical*, 14, pp. 378-388.

WCAP-3, (1988) "Analyzing Long Time Series of Hydrological Data With Respect to Climate Variabilty" WMO/TD. No 224, World Meteorological Organization.

WCDMP, No., 32, (1997) "Progress report to CCl on statistical methods (prepared by C. D. Schonwiese)" WMO/TD No. 834, World Meteorological Organization, Geneva.

WCDMP, No., 47, (2001) "Report on the activities of the working group on climate change detection and related rapporteurs" WMO/TD No. 1071, World Meteorological Organization, Geneva.

Worsley, K.J., (1979) "On the likelihood ratio test for a shift in location of normal populations" *J. Am. Stat. Assoc*., 74, pp. 365-367.

تاریخ دریافت مقاله: ۵ بهمن ۱۳۸۲
تاریخ پذیرش مقاله: ۱۸ اردیبهشت ۱۳۸۴