

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

وزارت علوم، تحقیقات و فن آوری

دانشگاه صنعتی شاهرود

گروه مهندسی آب و خاک

گزارش طرح پژوهشی با عنوان:

# تاثیر گرمایش جهانی بر پارامترهای اقلیمی شاهرود

مجری طرح: حسین داورزنی

همکار طرح: رحمان داوطلب

این طرح با استفاده از اعتبارات پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شده است و تاریخ های تصویب و خاتمه آن به ترتیب ۸۳/۱۲/۲۳ و ۸۵/۲/۲۴ می باشد.

## فهرست مطالب

- فصلی اول: نگرشی بر تغییر اقلیم جهان و ایران و معرفی روش‌های شناخت آن..... ۱
- ۱-۱- مقدمه..... ۲
- ۲-۱- نظرات آرایه شده برای علل تغییرات اقلیم..... ۵
- ۱-۲-۱- لایه ازن..... ۵
- ۲-۲-۱- درجه حرارت زمین..... ۶
- ۱-۲-۲-۱- نظریه چگالی انرژی خورشیدی ورودی..... ۷
- ۲-۲-۲-۱- نظریه گلخانه‌ای..... ۹
- ۳-۱- نقش انسان در تغییرات اقلیم..... ۱۰
- ۱-۳-۱- انتشار گازهای گلخانه‌ای از منابع صنعتی و کشاورزی..... ۱۰
- ۱-۳-۱-۱- سناریو A (ادامه روند فعلی)..... ۱۱
- ۲-۳-۱-۱- سناریو B (سناریو کاهش آلاینده‌ها)..... ۱۱
- ۳-۳-۱-۱- سناریو C (سناریو کنترل)..... ۱۱
- ۴-۳-۱-۱- سناریو D (سناریو واکنش سریع)..... ۱۲
- ۲-۳-۱-۲- تولید ذرات معلق..... ۱۲
- ۳-۳-۱-۲- تغییر در ضریب انعکاس زمین..... ۱۳
- ۴-۱- نقش پدیده‌های بزرگ مقیاس در اقلیم جهانی..... ۱۴
- ۱-۴-۱- پدیده نوسانات جنوبی (SO)..... ۱۴
- ۲-۴-۱- پدیده النینو (Elnino)..... ۱۵
- ۳-۴-۱- پدیده لانینا (La nina)..... ۱۵
- ۴-۴-۱- پدیده النینو - نوسانات جنوبی (ENSO)..... ۱۶
- ۵-۱- تغییر اقلیم و جنبه‌های آن در آسیا..... ۱۷
- ۱-۵-۱- بخش کشاورزی..... ۱۹
- ۲-۵-۱- منابع آب..... ۱۹
- ۳-۵-۱- اکوسیستم‌ها..... ۱۹
- ۴-۵-۱- منابع ساحلی..... ۲۰
- ۵-۵-۱- سلامتی و بهزیستی..... ۲۱
- ۶-۵-۱- بخش‌های مربوط..... ۲۱
- ۶-۱- تغییر اقلیم و جنبه‌های آن در ایران (دید کلی)..... ۲۱
- ۱-۶-۱- اقلیم ایران..... ۲۱

## فهرست مطالب (ادامه)

۲۳	۱-۶-۲- میزان مشارکت بخش‌های مختلف در انتشار گازهای گلخانه‌ای
۲۴	۱-۶-۳- سیاست‌های ایران در قبال کاهش گازهای گلخانه‌ای
۲۶	۱-۶-۴- ارزیابی آسیب‌پذیری و سازگاری در مقابل تغییر اقلیم
۲۶	۱-۶-۴-۱- آشکارسازی تغییر اقلیم برای ایران
۲۷	۱-۶-۴-۲- تاثیرات تغییر اقلیم بر منابع آب
۳۱	۱-۶-۴-۳- تاثیر تغییر اقلیم بر روی تولیدات کشاورزی
۳۲	۱-۶-۴-۴- تاثیر تغییر اقلیم بر روی جنگل‌ها
۳۴	۱-۷-۷- مطالعات موردی تغییر اقلیم در ایران
۳۴	۱-۷-۱- مقدمه
۳۴	۱-۷-۲- خلاصه مطالعات
۴۷	۱-۸-۸- روش‌های مختلف مطالعه تغییر اقلیم
۴۷	۱-۸-۱- مدل‌های گردش عمومی (GCM)
۵۰	۱-۸-۲- روش‌های آماری در مطالعات تغییر اقلیم
۵۰	۱-۸-۲-۱- مقدمه
۵۰	۱-۸-۲-۲- همگنی
۵۵	۱-۸-۲-۳- روند
۶۱	۱-۸-۲-۴- جهش
۶۵	۱-۹- سایت‌های فعال در زمینه تغییر آب و هوا
۶۵	- سازمان حفاظت محیط زیست
۶۵	- کمیته ملی توسعه پایدار
۶۶	- کنوانسیون تغییر آب و هوا
۶۶	- صندوق تسهیلات جهانی محیط زیست
۶۶	- سازمان جهانی هواشناسی
۶۷	- برنامه محیط زیست سازمان ملل
۶۷	- میزگرد بین‌الدول تغییر آب و هوا
۶۸	- برنامه عمران ملل متحد
۶۸	- انستیتو آب و هوا
۶۸	- شبکه اقدام آب و هوا
۶۹	- مرکز تخمین تاثیرات تغییر اقلیم بر منطقه جنوب شرقی آسیا
۶۹	- مرکز تحقیقات تغییر آب و هوا

## فهرست مطالب (ادامه)

۶۹	- دانشگاه انگلیای شرقی
۷۰	- آژانس بین المللی انرژی
۷۰	- تشکل‌های غیردولتی زیست محیطی در ایران
۷۰	- جبهه سبز ایران
۷۱	- جمعیت آوای سبز
۷۱	- انجمن حفظ محیط زیست کوهستان
۷۲	- امداد سبز
۷۲	- تعاونی حامیان نگاه سبز
۷۲	- انجمن ریحانه سبز کویر
۷۳	- بنیاد علمی زیرک زاده
۷۳	- جمعیت زنان مبارزه با آلودگی محیط زیست

## فصل دوم: آشکارسازی تغییر اقلیم در ایستگاه سینوپتیک شاهرود ..... ۷۴

۷۵	۲-۱- مقدمه
۷۷	۲-۲- انتخاب پارامترهای مناسب بمنظور بررسی جنبه‌های مختلف تغییر اقلیم
۸۰	۲-۳- انتخاب آزمونهای مناسب جهت بررسی همگنی، روند و جهش داده‌ها
۸۱	۲-۴- نتایج آزمون‌ها و بررسی تغییر اقلیم بر روی پارامترهای مختلف
۸۱	۲-۴-۱- پارامترهای دما (دمای متوسط، ماکزیمم و مینیمم)
۸۱	۲-۴-۱-۱- بررسی همگنی داده‌ها
۸۳	۲-۴-۱-۲- بررسی روند خطی
۸۷	۲-۴-۱-۳- بررسی وجود روند از طریق آزمون ناپارامتریک
۹۰	۲-۴-۱-۴- آزمون‌های جهش
۹۶	۲-۴-۲- پارامترهای رطوبت نسبی (ماکزیمم، متوسط و مینیمم)
۹۶	۲-۴-۲-۱- آزمون همگنی داده‌های رطوبت نسبی
۹۷	۲-۴-۲-۲- بررسی روند خطی
۱۰۰	۲-۴-۲-۳- بررسی وجود روند در داده‌های رطوبت نسبی از طریق آزمون ناپارامتریک
۱۰۰	۲-۴-۲-۴- آزمون‌های جهش
۱۰۶	۲-۴-۳- دمای نقطه شبنم
۱۰۷	۲-۴-۳-۱- بررسی همگنی داده‌ها

## فهرست مطالب (ادامه)

- ۱۰۷..... بررسی روند خطی ..... ۲-۳-۴-۲
- ۱۰۹..... بررسی وجود روند در داده‌های دمای نقطه شبنم از طریق آزمون ناپارامتریک ..... ۳-۳-۴-۲
- ۱۰۹..... آزمون‌های جهش برای دمای نقطه شبنم ..... ۴-۳-۴-۲
- ۱۱۲..... مجموع بارندگی سالانه و ماهانه ..... ۴-۴-۲
- ۱۱۲..... بررسی همگنی داده‌های بارندگی ..... ۱-۴-۴-۲
- ۱۱۲..... بررسی روند خطی ..... ۲-۴-۴-۲
- ۱۱۳..... بررسی وجود روند در داده‌های بارندگی از طریق آزمون ناپارامتریک ..... ۳-۴-۴-۲
- ۱۱۴..... آزمون‌های جهش برای بارندگی ..... ۴-۴-۴-۲
- ۱۱۶..... حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته سالانه و ماهانه ..... ۵-۴-۲
- ۱۱۷..... بررسی همگنی داده‌های بارندگی ..... ۱-۵-۴-۲
- ۱۱۷..... بررسی روند خطی ..... ۲-۵-۴-۲
- ۱۱۸..... بررسی وجود روند در داده‌های حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته از طریق آزمون ناپارامتریک ..... ۳-۵-۴-۲
- ۱۱۹..... آزمون‌های جهش برای پارامتر حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته ..... ۴-۵-۴-۲
- ۱۲۱..... تعداد روزهای یخبندان ..... ۶-۴-۲
- ۱۲۱..... آزمون همگنی برای پارامتر تعداد روزهای یخبندان ..... ۱-۶-۴-۲
- ۱۲۱..... بررسی روند خطی ..... ۲-۶-۴-۲
- ۱۲۲..... بررسی وجود روند در پارامتر تعداد روزهای یخبندان از طریق آزمون ناپارامتریک ..... ۳-۶-۴-۲
- ۱۲۳..... آزمون‌های جهش برای پارامتر تعداد روزهای یخبندان ..... ۴-۶-۴-۲
- ۱۲۵..... تعداد روزهای برفی ..... ۷-۴-۲
- ۱۲۵..... بررسی همگنی سری سالانه تعداد روزهای برفی ..... ۱-۷-۴-۲
- ۱۲۶..... بررسی روند خطی ..... ۲-۷-۴-۲
- ۱۲۷..... بررسی وجود روند در سری سالانه تعداد روزهای برفی از طریق آزمون ناپارامتریک ..... ۳-۷-۴-۲
- ۱۲۷..... آزمون‌های جهش برای پارامتر تعداد روزهای برفی ..... ۴-۷-۴-۲
- ۱۲۸..... نتایج بررسی تغییر اقلیم در پارامترهای هواشناسی ایستگاه شاهرود ..... ۵-۲
- ۱۳۲..... منابع فارسی ..... ۱
- ۱۳۳..... منابع انگلیسی ..... ۱
- ۱۳۴..... پیوست ۱: جداول ..... ۱

## فهرست جدولها

- جدول (۱-۱)- الگوی توزیع دما، بارندگی و تبخیر بر حسب داده‌های ۴۳ ایستگاه سینوپتیک ..... ۲۲
- جدول (۲-۱)- سیاست‌های کاهش گازهای گلخانه‌ای در بخش‌های مقدم ..... ۲۵
- جدول (۳-۱)- مقادیر شیب معادله تغییرات تعداد روزهای بارانی (فصلی و سالانه) ..... ۳۸
- جدول (۴-۱)- مقادیر شیب معادله روند تغییرات متوسط بارندگی (فصلی و سالانه) ..... ۳۸
- جدول (۵-۱)- اثر دو برابر نمودن گاز کربنیک بر روی درجه حرارت و بارندگی ..... ۴۹
- جدول ۱-۶- نقاط بحرانی آماره  $Q$  (جدول زیر  $Q/\sqrt{n}$  (Buishand, ۱۹۸۲)) ..... ۵۳
- جدول ۱-۷- جدول مقادیر بحرانی  $W$  ..... ۵۵
- جدول (۱-۲): مقادیر حدی و محاسبه شده برای آزمون آبه ..... ۸۲
- جدول (۲-۲): مقادیر حدی و محاسبه شده برای آزمون‌های انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی ..... ۸۲
- جدول (۳-۲): مقدار محاسبه شده آماره  $t$  برای کلیه پارامترهای مورد مطالعه ..... ۸۶
- جدول (۴-۲): مقدار محاسبه شده آماره  $U(t)$  برای کلیه پارامترهای مورد مطالعه ..... ۸۸

## فهرست شکلها

- شکل (۱-۱) نوسانات دوره‌ای اقلیمی (Climate Change) ..... ۳
- شکل (۲-۱) منحنی تغییرات اقلیمی در نرمال اقلیمی N ساله (C. Change) ..... ۳
- شکل (۳-۱) مکانیزم سیستم اقلیم جهانی و تاثیرات متقابل عوامل موجود ..... ۵
- شکل (۴-۱) - لکه‌های خورشیدی مری شده بین سال‌های ۱۷۵۰ و ۱۹۸۰ ..... ۷
- شکل (۵-۱) - تغییرات تابش خورشید با اختلافات آب و هوایی در کره زمین ..... ۸
- شکل (۶-۱) - پیشگویی میزان خروجی  $CO_2$  و متان حاصل از فعالیت‌های بشر ..... ۱۲
- شکل (۶-۱) سهم بخشهای مختلف در انتشار  $CO_2$  در سال ۱۹۹۴ ..... ۲۳
- شکل (۷-۱) سهم بخشهای مختلف در انتشار کل  $CO_2$  معادل در سال ۱۹۹۴ ..... ۲۴
- شکل (۸-۱) سهم بخشهای مختلف در انتشار  $CH_4$  در سال ۱۹۹۴ ..... ۲۴
- شکل (۱-۲): نقشه حوزه‌های سی‌گانه کشور به‌مراه موقعیت ایستگاه سینوپتیک شاهرود ..... ۷۶
- شکل (۳-۲): آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای دمای ماکزیمم ..... ۹۲
- شکل (۴-۲): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای دمای ماکزیمم ..... ۹۳
- شکل (۵-۲): آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای دمای متوسط ..... ۹۳
- شکل (۶-۲): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای دمای متوسط ..... ۹۴
- شکل (۷-۲): جهش در داده‌های دمای متوسط (سالهای ۱۹۶۱، ۱۹۷۱ و ۱۹۹۴) ..... ۹۴
- شکل (۸-۲): آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای دمای مینیمم ..... ۹۵
- شکل (۹-۲): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای دمای مینیمم ..... ۹۵
- شکل (۱۰-۲): جهش در داده‌های دمای مینیمم (سالهای ۱۹۶۱، ۱۹۷۱ و ۱۹۹۴) ..... ۹۶
- شکل (۱۲-۲): آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای رطوبت نسبی ماکزیمم ..... ۱۰۱
- شکل (۱۳-۲): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای رطوبت نسبی ماکزیمم ..... ۱۰۲
- شکل (۱۴-۲): جهش در داده‌های رطوبت نسبی ماکزیمم (۱۹۶۱ و ۱۹۸۳) ..... ۱۰۲
- شکل (۱۵-۲): آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای رطوبت نسبی متوسط ..... ۱۰۳
- شکل (۱۶-۲): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای رطوبت نسبی متوسط ..... ۱۰۴



## فهرست شکلها(ادامه)

- شکل(۲-۱۷): جهش در داده‌های رطوبت نسبی متوسط (۱۹۶۱ و ۱۹۸۳)..... ۱۰۴
- شکل(۲-۱۸): آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای رطوبت نسبی مینیمم..... ۱۰۵
- شکل(۲-۱۹): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای رطوبت نسبی مینیمم..... ۱۰۶
- شکل(۲-۲۰): جهش در داده‌های رطوبت نسبی مینیمم (سالهای ۱۹۵۷ و ۱۹۸۲)..... ۱۰۶
- شکل(۲-۲۱): روند خطی موجود در سری سالانه پارامتر دمای نقطه شبنم..... ۱۰۸
- شکل(۲-۲۲): آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای دمای نقطه شبنم..... ۱۱۰
- شکل(۲-۲۳): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای دمای نقطه شبنم..... ۱۱۱
- شکل(۲-۲۴): جهش در داده‌های دمای نقطه شبنم (۱۹۸۱)..... ۱۱۱
- شکل(۲-۲۵): روند خطی موجود در سری سالانه مجموع بارندگی..... ۱۱۳
- شکل(۲-۲۶): آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای بارندگی..... ۱۱۵
- شکل(۲-۲۷): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای بارندگی..... ۱۱۵
- شکل(۲-۲۸): جهش در داده‌های بارندگی(سالهای ۱۹۷۱ و ۱۹۹۳)..... ۱۱۶
- شکل(۲-۲۹): روند خطی موجود در سری سالانه پارامتر حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته..... ۱۱۸
- شکل(۲-۳۰): آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای پارامتر حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته..... ۱۱۹
- شکل(۲-۳۱): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای پارامتر حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته..... ۱۲۰
- شکل(۲-۳۲): جهش در داده‌های حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته (سال ۱۹۶۱)..... ۱۲۰
- شکل(۲-۳۳): روند خطی موجود در سری سالانه تعداد روزهای یخبندان..... ۱۲۳
- شکل(۲-۳۴): آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای تعداد روزهای یخبندان..... ۱۲۴
- شکل(۲-۳۵): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای تعداد روزهای یخبندان..... ۱۲۴
- شکل(۲-۳۶): جهش در داده‌های تعداد روزهای یخبندان ( در سال‌های ۱۹۵۵ و ۱۹۸۴)..... ۱۲۵
- شکل(۲-۳۷): روند خطی موجود در سری سالانه تعداد روزهای برفی..... ۱۲۶

## پیش گفتار

اگر چه اقلیم به وضعیت پایدار هوای یک منطقه گفته می‌شود، اما این نکته در فرایندهای کوتاه مدت درست است و در چرخه‌های طولانی دگرگونی‌هایی بر اقلیم حادث می‌شود، این دگرگونیها مشتمل بر روند تکرار پذیر نظیر نوسانات دوره‌ای و روند استثنایی می‌باشد. دگرگونیها و تحولات اقلیمی در بازه‌های زمانی مختلف بوقوع می‌پیوندد. گاه علل دگرگونیهای اقلیمی ناشناخته و بعضا قابل تصور هستند. همچنین برخی دگرگونیها در مقیاس محلی عمل نموده و برخی در مقیاسهای وسیعتر اثر خود را بر جای می‌گذارد.

تغییر اقلیم یکی از معضلات کنونی جامعه بشری است و تهدید و بلایی برای سیاره زمین بشمار می‌آید. افزایش دمای کره زمین سبب تغییرات ژرف و وسیع در اقلیم سطح زمین گردیده و باعث بروز تغییراتی در زمان و مکان بارش و طوفانها می‌شود که خسارات بسیاری را بر انسان خصوصا در دهه اخیر وارد کرده است. به همین دلیل انجام مطالعات تغییر اقلیم برای طرح‌های کلان عمرانی، اقتصادی، اجتماعی و... لازم است. به منظور بررسی و آشکارسازی تغییرات اقلیمی، بررسی تعدادی از پارامترهای اقلیمی، اولویت بیشتری نسبت به سایر پارامترها دارند. از این میان می‌توان دما، بارندگی، برف، یخبندان و بالا آمدن آب دریاها و دریاچه‌ها را نام برد. تحقیق حاضر با دیدگاه بررسی تغییرات اقلیم در جهان و ایران در دو فصل تهیه شده است. فصل اول آن با عنوان (( نگرشی بر تغییر اقلیم جهان و ایران و معرفی روش‌های شناخت آن)) تغییر اقلیم را در ایران و جهان بررسی نموده و به روشهای مختلف شناخت و کلیاتی درباره سازگاری با آن می‌پردازد. بخش دوم نیز با عنوان (( آشکارسازی تغییر اقلیم در ایستگاه سینوپتیک شاهرود))، تغییر اقلیم را از جنبه‌های مختلف در ایستگاه سینوپتیک شاهرود بعنوان ایستگاه معرف برای شهر شاهرود مورد بررسی و تحقیق قرار می‌دهد. در این بخش تغییر اقلیم بر روی مهمترین پارامترهای هواشناسی شامل دما، بارندگی، رطوبت نسبی، دمای نقطه شبنم، تعداد روزهای یخبندان و تعداد روزهای برفی مورد مطالعه قرار گرفته است. امید است نتایج این تحقیق، با روشن ساختن اهمیت تغییر اقلیم بتواند توجه بیشتری را برای آرایه راهکارهای مقابله با آن توسط عوامل ذیربط معطوف دارد.

به امید یاری خداوند

حسین داورزنی

## فصل اول:

# نگرشی بر تغییر اقلیم جهان و ایران و معرفی روش‌های شناخت آن

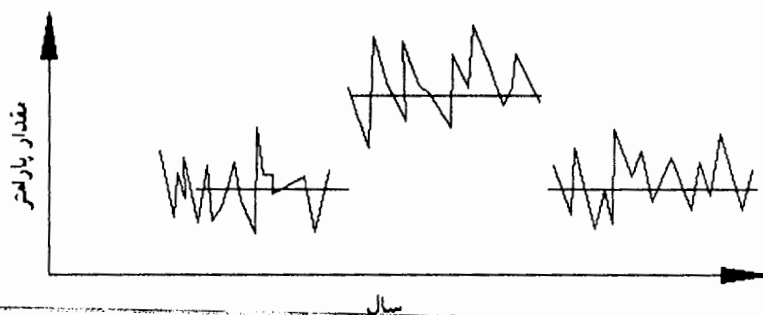
هوا و اقلیم تاثیر عمیقی بر زندگی انسان‌ها در کره زمین دارد. همچنین هوا و اقلیم بخشی از زندگی روزمره بشر بوده و در کنترل سلامتی، تولیدات غذایی و بهبود زندگی بشر نقش مهمی ایفا می‌کند. دلایل زیادی بر دخالت نقش انسان در تغییر اقلیم وجود دارد. به منظور درک، آشکارسازی و تعیین میزان آسیب‌پذیری تاثیرات انسان بر اقلیم نیاز به درک کامل اقلیم زمین و فرآیندهایی است که منجر به تغییر آن می‌شوند.

هوا عبارت است از نوسانات اتمسفر اطراف ما که با خصوصیاتی نظیر دما، باد، بارندگی، انواع ابرها و دیگر عناصر جوی مشخص می‌شود (IPCC, 2001)<sup>۱</sup>. وضعیت هوا برآیندی از توسعه و یا افت‌وخیزهای سریع سیستم‌هایی نظیر سیستم‌های کم‌فشار و یا پرفشار عرض‌های میانه به همراه نواحی جبهه‌ای و رگبارها و یا سیکلون‌های مربوط به آنها است. پیش‌بینی وضعیت هوا از محدودیت‌های زیادی برخوردار است. به عنوان مثال سیستم‌های همرفت حرارتی تنها در دوره چند ساعته قابل پیش‌بینی است. سیکلون‌های با مقیاس سینوپتیکی ممکن است برای دوره‌های چند روزه تا یک هفته قابل پیش‌بینی باشد. بطور کلی پیش‌بینی برای سیستم‌های جوی تا مدت بیش از یک یا دو هفته قابل انجام نیست. اقلیم عبارت از شرایط متوسط هوا برای یک محدوده خاص و یک دوره خاص می‌باشد. اقلیم‌شناسی کلاسیک تشریح و طبقه‌بندی اقلیمی را برای نواحی مختلف زمین فراهم می‌کند. تغییرات الگوی اقلیم از یک مکان به مکان دیگر وابسته به عرض جغرافیایی، فاصله از دریا، پوشش گیاهی، وجود یا عدم وجود نواحی کوهستانی و یا دیگر فاکتورهای جغرافیایی است. اقلیم در تعریف وابسته به زمان نیست. حتی وقتی از یک عامل اقلیمی مثل بارندگی در یک ماه بخصوص مثل فروردین صحبت می‌شود باز هم مسئله زمانی مطرح نیست. مسئله ثابت بودن اقلیم و عدم وابستگی آن به زمان اخیرا مورد تردید قرار گرفته و تغییرپذیری آن در اکثر نقاط دنیا با استفاده از روش‌هایی نظیر روش‌های آماری به اثبات رسیده است.

---

<sup>۱</sup> - Intergovernmental Panel of climate Change

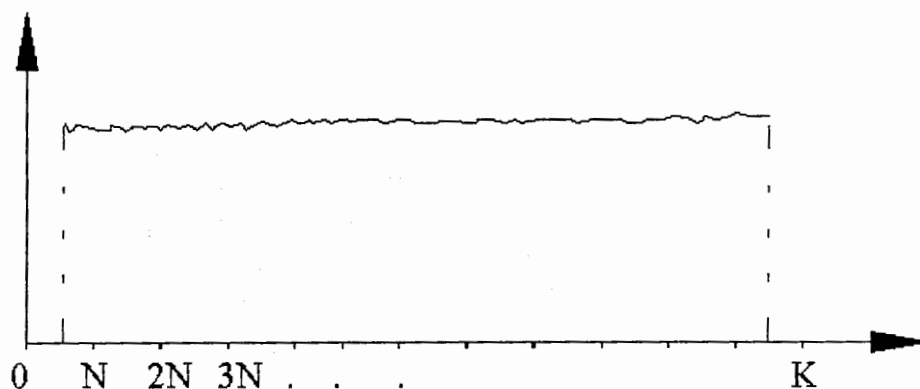
اگر یک دوره طولانی اقلیمی داشته باشیم و فاصله  $t_1$  و  $t_2$  را طوری اختیار کنیم که بتواند بخشی از فاصله کل باشد، در این صورت برای مقاطع مختلف زمانی ممکن است مقادیر متفاوتی به دست آید (شکل ۱-۱).



شکل (۱-۱) نوسانات دوره‌ای اقلیمی (Climate Change)

به عبارت دیگر میانگین اقلیمی دوره اول، دوم و سوم ممکن است با هم تفاوت داشته باشند. این نوع تغییرات، تغییرات دوره‌ای نامیده می‌شوند (Climate Variation). اقلیم‌شناسان نخستین بار متوجه این مسئله شدند و نرمال‌ها را برای این منظور ارائه کردند مثلاً برای بارندگی این نرمال ۳۰ ساله است. فرض کنیم دوره‌ای که برای استخراج پارامترهای اقلیمی انتخاب کرده‌ایم  $N$  سال باشد (طول کل دوره آماری بزرگتر از  $N$  است). در این صورت پارامترهای میانگین اقلیمی زیر را خواهیم داشت:

$$\bar{x}_1 = \frac{x_1 + x_2 + \dots + x_N}{N}, \bar{x}_2 = \frac{x_2 + x_3 + \dots + x_{N+1}}{N}, \dots, \bar{x}_k = \frac{x_k + x_{k+1} + \dots + x_{N+k-1}}{N}$$



شکل (۲-۱) منحنی تغییرات اقلیمی در نرمال اقلیمی  $N$  ساله (C. Change)

در عمل مشاهده می‌شود که تغییرات میانگین‌های  $N$  ساله یعنی مقادیر  $\bar{x}_1, \bar{x}_2, \dots, \bar{x}_k$  اندک ولی در عین حال دارای نوسان است (شکل ۱-۲). به عبارت دیگر پارامتر ایستایی اقلیمی به مفهومی که در تعریف آمد وجود خارجی ندارد. در حقیقت این منحنی، منحنی تغییرات اقلیم (Climate Change) در مقیاس زمانی  $N$  ساله است. بنابراین فرق Climate Change و Climate Variation در تعداد سالهای آماری آنهاست.

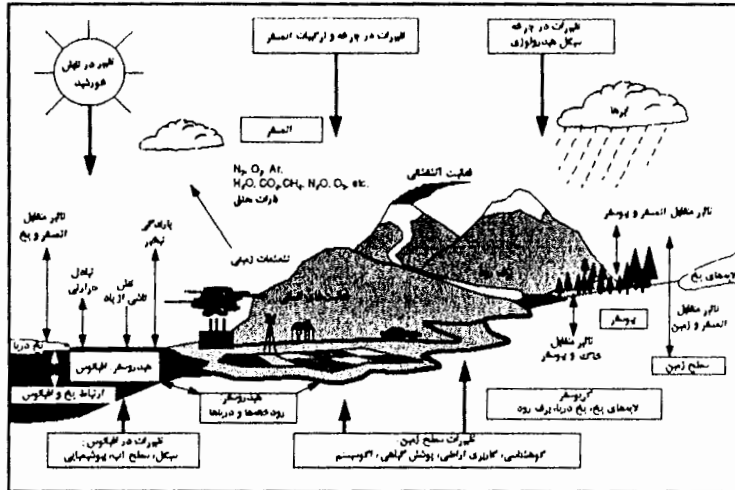
تغییر و نوسانات اقلیم بطور ویژه در مقیاس‌های بزرگ قاره‌ای و جهانی قابل پیش‌بینی است. همچنین تغییرات اقلیمی بزرگ مقیاس منتج از فعالیت‌های بشر و نظیر انتشار گازهای گلخانه‌ای یا تغییر کاربری اراضی قابل پیش‌بینی است.

مفهوم سیستم اقلیمی یک سیستم تشکیل شده از پنج عنصر اتمسفر، هیدروسفر، کربوسفر (بخش یخی)، سطح زمین و بیوسفر می‌باشد که تحت تاثیر اثرات متقابل و نیروهای بیرونی بالاخص خورشید قرار دارند (IPCC, 2001) همچنین فعالیت‌های انسان به صورت نیروهای خارجی بر روی سیستم اقلیمی عمل می‌کند. شکل (۱-۳) مکانیزم سیستم اقلیم جهانی و تاثیرات متقابل عوامل موجود را نشان می‌دهد که می‌توانند سبب تغییرات احتمالی شوند.

تغییر اقلیم یکی از معضلات کنونی جوامع بشری است و تهدید و بلایی برای سیاره زمین به شمار می‌رود. افزایش دمای کره زمین سبب تغییرات وسیع در اقالیم سطح زمین گردیده و باعث بروز تغییرات زمانی و مکانی بارش‌ها و توفان‌ها می‌شود که خسارات بسیاری را بر انسان خصوصا در دو دهه اخیر وارد کرده است. امروزه اکثریت طرح‌های زیست محیطی سعی بر شناخت تغییرات اقلیمی و کاهش اثرات آن دارند. اجرای طرح‌های عمرانی، اقتصادی، اجتماعی و ... نیاز به شناخت تغییرات اقلیمی جهت برنامه‌ریزی صحیح و قابل قبول داشته و از این رو ضرورت و اهمیت مطالعات اقلیمی در کالبد برنامه‌ریزی خرد و کلان کشور قابل لمس است.

نظر به تاثیر بالای تغییر اقلیم در بخش‌های مختلف اقتصادی، اجتماعی، منابع آب، محیط زیست و ... درک، آشکارسازی و پیش‌بینی‌های وقوع آن در کشور از اهمیت بالایی برخوردار است. در این تحقیق ضمن بررسی دلایل وقوع تغییر اقلیم، مطالعات انجام شده در سایر کشورها و داخل کشور مورد بررسی قرار گرفته است. همچنین راهکارهای توصیه شده توسط IPCC و WMO<sup>1</sup> به منظور آشکارسازی و تعیین روند تغییر اقلیم ارائه گردیده است.

<sup>1</sup> - World Meteorological Organization



شکل (۱-۳) مکانیزم سیستم اقلیم جهانی و تاثیرات متقابل عوامل موجود

## ۱-۲- نظرات ارایه شده برای علل تغییرات اقلیم

### ۱-۲-۱- لایه ازن

فراوانی ازن در اتمسفر ناشی از تعادل موجود بین واکنش‌های تولید و تخریب این گاز است غلظت ازن اتمسفر در حد PPT (قسمت در تریلیون قسمت) است اما همین مقدار کم نقش بسیار زیادی در تعدیل میزان تشعشعات رسیده به سطح زمین دارد. بیشترین میزان ازن اتمسفری (حدود ۹۰ درصد) در استراتسفر وجود دارد که حداکثر غلظت آن در این منطقه، در استوا در ارتفاع ۲۵ کیلومتری و در نزدیک قطبین در ارتفاع ۱۵ کیلومتری می‌باشد. ازن جاذب قوی اشعه ماوراءبنفش می‌باشد. بدین ترتیب سطح زمین از تابش این اشعه مضر محافظت می‌شود. بخش باقی‌مانده ازن موجود در اتمسفر (کمتر از ۱۰ درصد) در تروپوسفر قرار دارد.

امروزه مشخص شده است که لایه ازن استراتسفری به سرعت در حال تخریب می‌باشد. بیشترین تخریب لایه ازن در استراتسفر موجود بر فراز قطب جنوب در طی بهار نیمکره جنوبی (سپتامبر، اکتبر) صورت می‌گیرد. کاهش لایه ازن در استراتسفر قطب شمال کمتر از قطب جنوب بوده و در طی ماههای ژانویه تا فوریه صورت می‌گیرد (IPCC, 1992). کاهش لایه ازن در قطب جنوب ۴-۵٪ در هر ۱۰ سال تخمین زده شده است که در زمستان این مقدار به ۸٪ می‌رسد. بطور کلی سرعت تخریب ازن در دنیا تقریباً ۲/۳ درصد در هر ۱۰ سال است.

عقیده کلی بر این است که ترکیباتی چون اکسید نیتریک، رادیکال‌های هیدروکسید (OH) و اتم‌های کلروبرم تماماً به صورت کاتالیزورهایی عمل می‌کنند که گاز ازن را در طی مراحل مختلف می‌شکنند. (کوچکی، ۱۳۷۶) بنابراین اگر ترکیبات مولد این کاتالیزورها در جو افزایش یابد آن گاه سرعت تخریب لایه ازن بیش از تولید آن بوده و از آن جا که تعادلی پویا بین تولید و تخریب ازن حکمفرماست، افزایش غلظت کاتالیزور تا بدان حد سرعت تخریب را افزایش می‌دهد که تعادل جدید در غلظت کمتر ازن به دست آید (کرباسی، ۱۳۷۴).

در زمستان و بهار در نیمکره جنوبی چرخش‌های اتمسفری به وسیله بادهای غربی (جریان‌های موضعی) محدود می‌شوند. این بادهای جنوبی به نحو موثری فضای قطب جنوب را مجزا کرده و باعث می‌شود که دمای هوا در زمستان قطب جنوب به ۸۵- درجه سانتی‌گراد برسد. در این شرایط فضا برای تولید ترکیبات ویژه‌ای از کلر آماده می‌شود که شدت مخرب لایه ازن می‌باشد. اما در نیمکره شمالی چرخش‌های اتمسفری محلی بسیار کمتر بوده و بنابراین استراتسفر قطب شمالی زیاد سرد نمی‌شود. بدین ترتیب تخریب ازن در نیمکره شمالی، عرض‌های میانی و قطب شمال کمتر است.

عمده محققان بر این عقیده‌اند که ساخت و رهاسازی هالوکربن‌ها توسط بشر باعث ایجاد اتم‌های منفرد کلر و تخریب لایه ازن شده است (IPCC, 1992). ترکیبات CFC و  $N_2O$  به ترتیب به عنوان منابع بالقوه تولید اتم‌های کلر و رادیکال‌های NO (که به عنوان کاتالیزور در تخریب لایه ازن می‌باشند) محسوب می‌شوند (کرباسی، ۱۳۷۴).

### ۱-۲-۲- درجه حرارت زمین

همانطور که می‌دانیم منشا کلیه انرژی‌های مصرفی در سطح زمین انرژی خورشید است که به صورت امواجی با طول موج بلند و کوتاه به سوی زمین گسیل می‌شود، سرد شدن زمین نیز از طریق امواج با طول موج بلند صورت می‌گیرد، سطح تعادلی بین این دو بیانگر درجه حرارت زمین می‌باشد. تاکنون نظریات متفاوتی برای توجیه علل تغییرات درجه حرارت زمین پیشنهاد شده است که مهمترین آنها به صورت زیر می‌باشند.

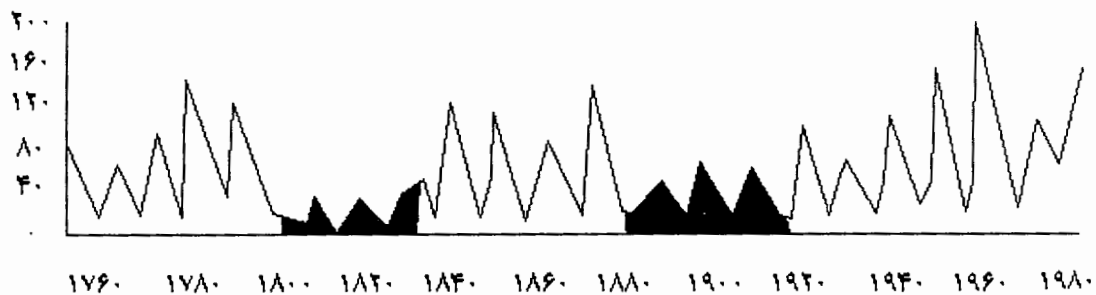


### ۱-۲-۲-۱ - نظریه چگالی انرژی خورشیدی ورودی

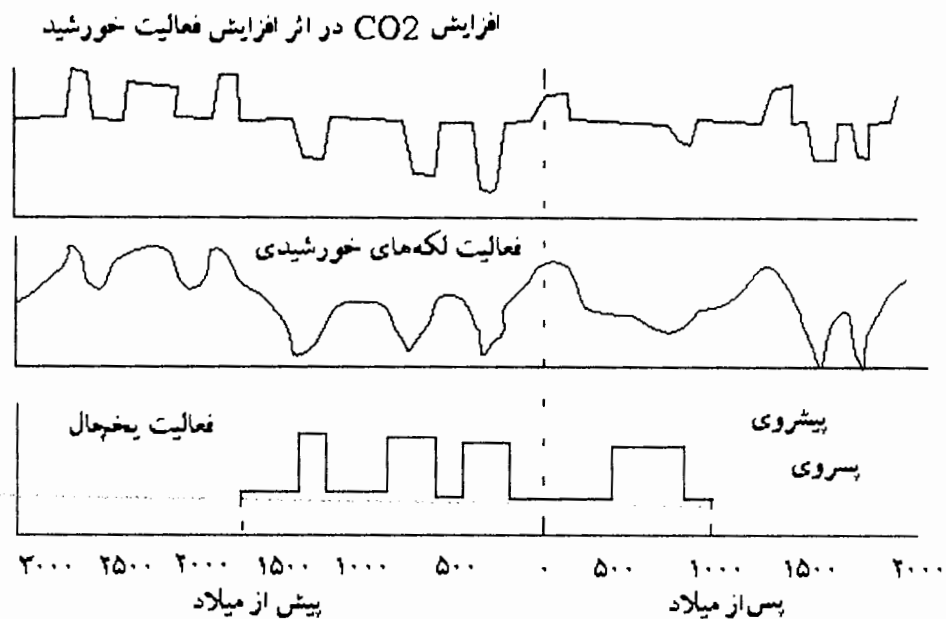
ستاره‌شناسان بر این باورند که لکه‌های خورشیدی، شاخص تغییرات عمده‌ای در سطح خورشید می‌باشند به این ترتیب که تعداد لکه‌های زیاد مبین فعالیت بیشتر خورشید و باد شدیدتر خورشیدی بوده و هنگامی که تعداد لکه‌های مزبور کاهش یابد خورشید و باد خورشیدی آرام‌تر می‌شود. (خلیلی، ۱۳۸۰)

بر اساس این فرضیه تعمیم یافته، در زمان فعالیت نسبتاً آرام لکه‌های خورشیدی، زمین سرد می‌شود. در این فرضیه عصر کوچک یخبندان نیز وجود دارد. برای مثال در طی سال‌های ۱۸۰۰-۱۸۲۰ که سرمای قابل توجهی بر کره زمین مستولی شد، خورشید وارد عصر جدید فعالیت آرام خود گردید و در نیمه اول قرن بیستم که کره زمین بطور استثنایی گرم شد، فعالیت خورشیدی بیشتر شد (شکل (۴-۱) و (۱-۵)) (کوچکی، ۱۳۷۶).

تعداد لکه‌های خورشیدی



شکل (۴-۱) - لکه‌های خورشیدی مریی شده بین سال‌های ۱۷۵۰ و ۱۹۸۰



شکل (۱-۵) - تغییرات تابش خورشید با اختلافات آب و هوایی در کره زمین

در ارتباط با مدار گردش زمین به دور خورشید سه نوع آشفتگی دوره‌ای آب و هوایی وجود دارد که هر کدام از آنها باعث بروز تغییراتی در میزان تشعشع و کیفیت انتشار آن در سطح کره زمین می‌گردد:

- مدار گردش زمین به دور خورشید دایره، کامل نیست و درجه بیضوی یا درجه دوری از مرکز آن به آرامی در طی ۱۰۰۰۰۰ سال تغییر می‌کند.
- میل محوری زمین یا انحنای آن نسبت به صفحه گردش سالانه‌اش به دور خورشید فعلاً ۲۳/۵ و در طول ۴۰۰۰۰ سال تقریباً به اندازه یک درجه منحرف می‌شود.
- زمین از مسیر گردش خود انحراف یافته و این انحراف بطور دوره‌ای هر ۲۰۰۰۰ سال صورت می‌گیرد (کوچکی، ۱۳۷۶)

عوامل ذکر شده اگر چه در مقیاس زمانی زیاد عمل می‌کنند اما به هر حال توزیع انرژی خورشیدی را متأثر ساخته و عقیده بر این است که عامل ایجاد عصرهای یخبندان می‌باشند. اگر چه چگالی انرژی خورشیدی نقش زیادی در اقلیم جهانی دارد اما تغییرات آن بسیار کم است و برای این که این تغییرات روی اقلیم تاثیر بگذارند باید اثرات آن در سطح وسیعی توسعه یابند. یکی از محیط‌هایی که می‌تواند اثرات تغییر

چگالی تابش خورشید را در سطح وسیعی گسترده سازد، اقیانوس‌ها هستند. تغییر دمای آب اقیانوس‌ها بخصوص تغییر دمای سطح آب، می‌تواند باعث تغییراتی در فشار و رطوبت اتمسفر شود و این نیز به نوبه خود باعث تحولاتی در جو خواهد شد. (IPCC, 1992)

#### ۱-۲-۲- نظریه گلخانه‌ای

این نظریه مهمترین و پرتعدادترین نظریه در زمینه توجیه نوسانات اقلیمی می‌باشد. بر اساس این نظریه جو زمین دارای برخی از گازها موسوم به گازهای گلخانه‌ای است. این گازها نسبت به امواج با طول موج کوتاه که از سوی خورشید به سوی زمین گسیل می‌شوند شفاف بوده ولی امواج با طول موج بلندی که از طرف زمین ارسال می‌شود را جذب می‌نمایند. این امر باعث بالا رفتن دمای این گازها شده و در نهایت مقدار قابل توجهی از انرژی آنها به سطح زمین بازگردانده می‌شود. برگشت این انرژی گرمایی به سطح زمین سبب افزایش دمای سطح زمین می‌شود (IPCC, 1992). البته برقراری اثر گلخانه‌ای مربوط به عصر حاضر نبوده و یکی از ویژگی‌های برجسته و تاریخی جو زمین می‌باشد.

مطالعات نشان می‌دهد که بدون حضور گازهای گلخانه‌ای، دمای زمین ۳۳ درجه سانتی‌گراد گرمتر است (دمای کره زمین در شرایط فعلی ۱۵ درجه سانتی‌گراد می‌باشد که در صورت عدم حضور گازهای گلخانه‌ای به ۱۸- درجه سانتی‌گراد تنزل می‌کند). بر این اساس در صورت افزایش میزان گازهای گلخانه‌ای در جو زمین، بخش بیشتری از انرژی خورشیدی در زمین نگهداری شده و این امر سبب افزایش دمای کره زمین خواهد شد. با استناد به شواهد و مدارک موجود دمای زمین در طی ۱۰۰ سال گذشته به میزان ۰/۶- درجه سانتی‌گراد افزایش یافته است که این افزایش متناسب با ازدیاد میزان گازهای گلخانه‌ای موجود در جو زمین می‌باشد. با این وجود اقلیم‌شناسان از این که این پدیده را به اثر گلخانه‌ای مرتبط سازند اکراه دارند چرا که به عقیده آنان عوامل دیگری نیز بر گرمای کره زمین موثر می‌باشند (کوچکی، ۱۳۷۶).

نوع منبع و درجه تاثیر گازهای گلخانه‌ای متفاوت است. از بین گازهای گلخانه‌ای بخار آب، دی‌اکسید کربن، متان، اکسیدهای نیتروژن و انواع کلر و فلور و کربن‌ها (CFC) و ازن از مهمترین گازهای گلخانه‌ای هستند. ثابت شده است که غلظت این گازها بطور طبیعی در مقیاس زمانی عصر یخبندان تغییر می‌کند. لکن از شروع انقلاب صنعتی به دلیل ازدیاد جمعیت، توسعه صنعتی و بهبود کشاورزی میزان این

گازها در جو زمین به سرعت افزایش یافته است. گرچه هر یک از این گازها دارای منابع طبیعی و مصنوعی می‌باشند اما عقیده بر این است که این سرعت ازدیاد تنها از فعالیت‌های بشر ناشی شده است (کوچکی، ۱۳۷۶).

افزون بر نظریات فوق، نظریات دیگری نیز ارائه شده است که از آن جمله می‌توان به نظریه گرد و غبار آتشفشانی اشاره نمود که بر اساس آن گرد و غبارهای آتشفشانی به دلیل داشتن اندازه‌های کوچک، امواج کوتاه خورشیدی را منعکس کرده اما امواج باطول موج بلند، بدون هیچ مانعی زمین را ترک می‌کنند. بنابراین افزایش گردوغبار سبب کاهش درجه حرارت زمین خواهد شد (IPCC, 1992). اشتقاق قاره‌ها نیز با توجه به دگرگونی توزیع میان توده‌های هوای اقیانوسی و قاره‌ای، پاره‌ای از تغییرات اقلیم را توجیه می‌کند.

### ۱-۳- نقش انسان در تغییرات اقلیم

هر چند که انسان از طریق بر هم زدن موازنه طبیعی واکنش‌ها و مکانیزم‌های طبیعی اثرات غیرمستقیم زیادی را بر اقلیم اعمال می‌کند اما اثرات اختصاصی و مستقیم انسان بر اقلیم را می‌توان در موارد زیر خلاصه نمود: (IPCC, 1992)

#### ۱-۳-۱- انتشار گازهای گلخانه‌ای از منابع صنعتی و کشاورزی

همانطور که پیش از این گفته شد شدت تغییر اقلیم ارتباط مستقیمی با میزان گازهای گلخانه‌ای موجود در جو دارد. این گازها گرچه دارای منابع طبیعی نیز می‌باشند اما تغییرات غلظت آنها در مقیاس زمانی کم عمدتاً به دلیل فعالیت‌های انسانی می‌باشد. از بین گازهای گلخانه‌ای تغییرات در  $CFC$ ,  $CH_4$ ,  $CO_2$  بیشترین سهم را در نقش فعالیت‌های انسان بر تغییر اقلیم دارا می‌باشند.

با شروع انقلاب صنعتی مصرف سوخت‌های فسیلی، که برای سالیان متمادی در زمین مدفون شده بود، آغاز شده و با توسعه صنعتی و ازدیاد سرعت رشد جمعیت، به شکل تصاعدی افزایش یافت. انسان در

طی سالیان گذشته، از طریق مصرف سوخت‌های فسیلی مسئول رهاسازی سالانه ۵ تا ۶/۲ میلیارد تن کربن می‌باشد. (IPCC, 1992)

از سوی دیگر جنگل‌ها، که نقش مهمی در جذب دی‌اکسید کربن هوا و سایر آلاینده‌ها دارند، توسط بشر تخریب می‌شوند. تخمین زده شده است که تخریب جنگل‌های حاره‌ای با سرعتی که منجر به رهاسازی ۰/۴ تا ۳ میلیارد تن کربن به هوا می‌شود در حال انجام است، که این امر منجر به افزوده شدن ۱/۵ میلیارد تن کربن به اتمسفر در طی سالیان گذشته شده است. بدیهی است که مجموعه این اقدامات سبب افزایش CO<sub>2</sub> هوا می‌شود. در رابطه با روند افزایش CO<sub>2</sub> هوا تاکنون چهار سناریو توسط IPCC ارائه شده است (IPCC, 1992).

#### ۱-۱-۳-۱ - سناریو A (ادامه روند فعلی)<sup>۱</sup>

در این سناریو فرض بر این است که هیچ محدودیتی بر ایجاد گازهای گلخانه‌ای اعمال نشده و مصرف سوخت‌های فسیلی و جنگل‌زدایی در مناطق حاره مشابه امروز ادامه خواهد یافت. در این سناریو میزان CO<sub>2</sub> در سال ۲۰۲۵ دو برابر می‌شود.

#### ۲-۱-۳-۱ - سناریو B (سناریو کاهش آلاینده‌ها)<sup>۲</sup>

در این سناریو فرض بر این است که مصرف سوخت‌های فسیلی به طرف مصرف گاز طبیعی که کارایی بیشتری (آلودگی کمتری) دارد گرایش پیدا کند، جنگل‌زدایی معکوس شده و مصرف کلروفلوروکربن به ۵۰ درصد سال ۱۹۸۶ کاهش یابد. بر اساس این سناریو میزان دی‌اکسید کربن در سال ۲۰۴۰ دو برابر خواهد شد.

#### ۳-۱-۳-۱ - سناریو C (سناریو کنترل)<sup>۳</sup>

این سناریو فرض می‌کند که مصرف انرژی به سمت انرژی‌های قابل تجدید و انرژی هسته‌ای گرایش یافته و در اواخر قرن آینده، مصرف کلروفلوروکربن‌ها متوقف و آلاینده‌های حاصل از کشاورزی (متان و دی‌اکسید نیتروژن) محدود گردد. بر اساس این سناریو میزان دی‌اکسید کربن در سال ۲۰۵۰ دو برابر خواهد شد.

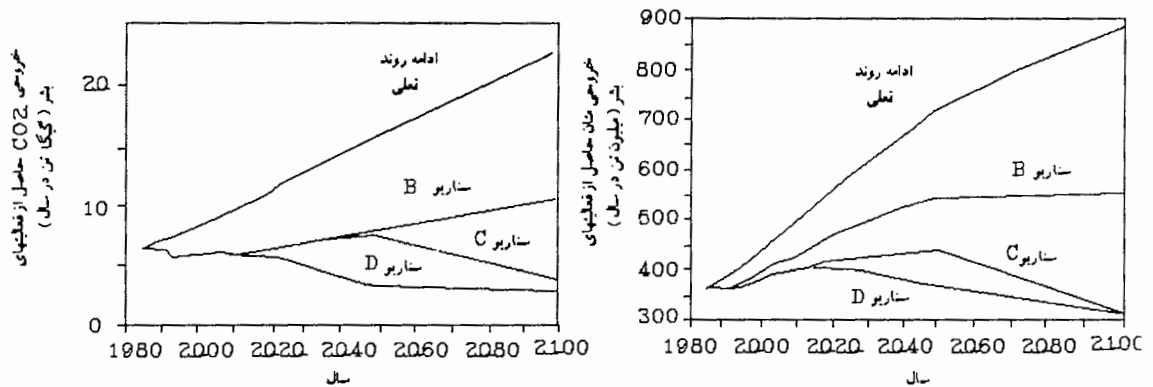
<sup>۱</sup> - Business- as- usual

<sup>۲</sup> -Low Emissions scenario

<sup>۳</sup> - Control policies scenario

### ۱-۳-۴ - سناریو D (سناریو واکنش سریع)<sup>۱</sup>

این سناریو فرض می‌کند که حرکت به سمت انرژی‌های قابل تجدید و انرژی هسته‌ای مطمئن در اواخر قرن آینده رخ دهد. کنترل شدید بر کشورهای صنعتی و کنترل متوسط بر کشورهای در حال توسعه اعمال شود. این سناریو فرض می‌کند که میزان تولید CO<sub>2</sub> به ۵۰ درصد سال ۱۹۸۶ کاهش یابد. در این صورت زمان برای دو برابر شدن دی‌اکسید کربن به اواخر قرن آینده می‌رسد (شکل ۱-۶). لازم به ذکر است که در تمام سناریوها، زمان لازم برای دو برابر شدن دی‌اکسید کربن نسبت به انقلاب صنعتی ذکر شده است. ازدیاد جمعیت و افزایش نیاز به غذا سبب توسعه روزافزون فعالیت‌های کشاورزی شده است. این فعالیت‌ها منبع عمده تولید گاز متان می‌باشند. صنایع مصنوعی متان ۶۰ درصد از کل متان موجود در جو را شامل می‌شوند و لذا سهم عمده‌ای در افزایش آن دارند. شکل (۱-۶) پیشگویی روند افزایش غلظت متان را بر اساس پیشگویی IPCC نشان می‌دهد.



شکل (۱-۶) - پیشگویی میزان خروجی CO<sub>2</sub> و متان حاصل از فعالیت‌های بشر

### ۱-۳-۲ - تولید ذرات معلق

گرد و غبار اتمسفر علاوه بر آتشفشانها از منابع متعدد دیگری چون فعالیت‌های صنعتی، کشاورزی، حمل و نقل و ... منشاء می‌گیرد که این فعالیت‌ها تماماً توسط بشر کنترل می‌شود. این ذرات امواج کوتاه را منعکس کرده و امواج بلند گسیل شده از سوی زمین را بدون هیچ اتلافی از خود عبور می‌دهند و بنابراین در

<sup>1</sup> - Accelerate policies scenario

مجموع سبب کاهش دمای زمین می‌شوند. به علاوه گوگرد حاصل از سوخت‌های فسیلی بر نوع ابرهای متشکله و میکروفیزیک آنها تاثیر به سزایی داشته و سبب افزایش انعکاس ابرها (خنک شدن زمین) می‌شود (IPCC, 1992).

### ۱-۳-۳- تغییر در ضریب انعکاس زمین

این اثر از طریق افزایش گرد و خاک بر روی صفحات یخی، نابودی جنگل‌ها، چرای بی‌رویه، توسعه فعالیت‌های آبیاری و .... صورت می‌گیرد. تغییر کاربری زمین سبب بروز تغییراتی در ضریب انعکاس زمین شده که این امر تاثیر مهمی را در بیلان انرژی اعمال می‌کند. نابودی جنگل‌های حاره‌ای با سرعتی بالغ بر ۱۱۰۰۰۰ کیلومتر مربع در سال ، به عنوان مکانیزمی مهم در تاثیر میزان انعکاس زمین مطرح است که این امر بر اساس مدلی که در سال ۱۹۷۵ ارائه گردید سبب افزایش بارندگی در عرض‌های نواحی ۲۵-۳ درجه شمالی و ۲۵-۵ درجه جنوبی و نیز کاهش گرادیان حرارتی استوا به قطب خواهد شد که نهایتاً سرد شدن جهانی و کاهش بارندگی بین عرض‌های ۸۵-۴۵ درجه شمالی و ۶۰-۴۰ درجه جنوبی را در پی خواهد داشت (IPCC, 1992).

## ۱-۴- نقش پدیده‌های بزرگ مقیاس در اقلیم جهانی

همواره در بخش‌های مربوط به اقلیم و تغییرات اقلیمی به پدیده‌هایی اشاره می‌شود که اخیراً تأثیرات آنها به شدت مورد توجه قرار گرفته است. پدیده‌هایی نظیر النینو و لانینا و ... موجب به وجود آمدن وضعیت‌های هوایی خاص می‌شود. بطوریکه به دنبال وقوع آنها تغییراتی در دما، بارندگی، فشار و ... ایجاد می‌شود. چیزی که مسلم است این پدیده‌ها هیچ کدام عدول از شرایط اقلیمی نبوده و خود پدیده‌های پربودیک هستند و می‌بایست در قالب اقلیم مناطق مورد بررسی قرار گیرند. تنها موردی که می‌توان در ارتباط با تغییر اقلیم اشاره نمود مربوط به تغییر در شدت و تکرار پدیده‌های مذکور می‌باشد که اخیراً مورد بررسی قرار گرفته است. اینکه آیا انسان نیز در تغییرات موجود در شدت و تکرار پدیده‌های النینو، انسو و ... موثر است و یا چگونگی تأثیر آن هنوز به روشنی مشخص نیست. اما در بین مطالعات انجام شده تعدادی از آنها بر این باورند که فعالیت‌های انسان نیز در شدت وقوع و تکرار این پدیده‌ها موثر می‌باشد<sup>۱</sup>. بنابراین با افزایش پدیده‌های مذکور تغییرات اقلیمی نظیر گرم شدن جهانی می‌تواند تشدید یابد. به منظور شناخت بهتر این پدیده‌ها بطور مختصر هر یک معرفی می‌شود:

### ۱-۴-۱- پدیده نوسانات جنوبی (SO)<sup>۲</sup>

نوسانات جنوبی یک الگوی چرخشی استوایی است که اثرات به سزایی روی اقلیم جهانی دارد. واکر ۱۹۲۴، از دریانوردان و دانشمندان انگلیسی که در مستعمره برای پیش‌بینی مانسون‌های آسیایی فعالیت می‌نمود، برای اولین بار اقدام به تهیه مقاله‌ای کرد که نشان می‌داد فشار هوا بین نواحی شرقی و غربی اقیانوس آرام جنوبی به صورت الکلنگی نوسان می‌نماید. او توضیح داد در زمان‌هایی که فشار هوای سطح آب در نواحی شرقی اقیانوس آرام حاره‌ای بیشتر (کمتر) از معمول می‌شود، در نواحی غربی این اقیانوس، واقع در سواحل استرالیا، این فشار کمتر (بیشتر) از میانگین درازمدت می‌باشد. چنین پدیده‌ای را واکر در گستره نواحی حاره اقیانوس هند نیز مشاهده و گزارش نمود. او این نوسانات فشار را پدیده نوسانات جنوبی نامید (حق نگهدار، ۱۳۸۲).

<sup>۱</sup> - <http://archive.Greenpeace.Org/Climate/Science/reports/nino-reports.html>

<sup>۲</sup> - Southern Oscillation



## ۱-۴-۲- پدیده النینو (El Niño)

النینو که در زبان اسپانیایی به معنای پسر می‌باشد، در ابتدا توسط ماهیگیران، به جریان ضعیفی از آب گرم که در حوالی ژانویه در امتداد سواحل پرو ظاهر می‌شد و از شمال به سمت جنوب به حرکت در می‌آمد و چندین ماه ادامه داشت، اطلاق می‌گردید و سپس در طی سال‌ها برای اشاره به بازه‌های زمانی بسیار گرم استثنایی که همراه با مختل شدن زندگی ماهیگیران و باران‌های شدید و سیل‌آسا بود، به کار برده شد.

جریان طبیعی حرکت آب سرد سطحی اقیانوس در نزدیکی این سواحل جنوبی - شمالی است که حاوی مقدار زیادی از مواد غذایی مورد نیاز آبزیان نیز می‌باشد. پدیدار شدن آب گرم سطحی مورد توجه مردم ساحل‌نشین سواحل حاره غربی آمریکای جنوبی بود. گرم شدن دمای سطح آب نشانگر اتمام موقتی دوره صید بود، چرا که در این دوران مواد غذایی مورد استفاده ماهیان کاهش می‌یافت. جریان آب گرم رو به جنوب در سواحل غربی آمریکای لاتین (ناحیه حاره) هر چند سالی از شدت بیشتری برخوردار می‌گردد. در این سال‌ها، گستره آب‌های گرمتر از معمول محدود به نواحی ساحلی نبوده، بلکه در بخش وسیعی از نواحی شرق و مرکز اقیانوس آرام حاره‌ای، دمای سطح آب بیشتر از میانگین درازمدت می‌گردد. گرم شدن بیش از معمول آب‌های شرقی و مرکزی ناحیه آرام که از دوام و پایداری کافی زمانی برخوردار باشند را از دیدگاه علمی النینو می‌نامند. در این شرایط فشار هوا و حرکت باد در عرض‌های استوایی اقیانوس آرام دچار اغتشاشاتی شده و از حالت طبیعی و معمولی خارج می‌گردد (حق نگهدار ۱۳۸۲).

## ۱-۴-۳- پدیده لانینا (La Nina)

در صورتی که دمای سطح آب در نواحی شرقی اقیانوس آرام خیلی کمتر از معمول بوده و فشار هوا نیز به میزان زیادی بیشتر از میانگین درازمدت گردد. به این وضعیت اصطلاحاً لانینا (ضد النینو) گفته می‌شود. در این وضعیت که عکس النینو می‌باشد، دمای آب‌های شرقی اقیانوس آرام حاره‌ای سردتر از میانگین درازمدت شده و بنابراین حرکت توده‌های هوا از شرق این اقیانوس به سوی سواحل شرقی اندونزی و استرالیا تقویت شده و موجب به وجود آمدن استخر عظیمی از آب گرم در مجاورت این سواحل می‌گردد.

## ۱-۴-۴- پدیده النینو - نوسانات جنوبی<sup>۱</sup> (ENSO)

ارتباط بین گرم شدن دمای سطح آب و تغییرات فشار هوا در امتداد شرقی و غربی اقیانوس آرام و تاثیر این پدیده‌ها در آب و هوای جهانی از اوایل دهه ۱۹۶۰ مورد توجه محققان قرار گرفت. این محققان نشان دادند که وقوع پدیده النینو با گرم شدن سطح آب و افت فشار در ناحیه شرقی اقیانوس آرام همراه می‌باشد. در این شرایط فشار هوا در سواحل شرقی استرالیا افزایش یافته و دمای سطح آب این ناحیه نیز نسبت به میانگین درازمدت کاهش می‌یابد. با توجه به ارتباط نزدیک بین دو پدیده النینو و نوسانات جنوبی، معمولاً به مجموعه آنها با هم پدیده النینو - نوسانات جنوبی و یا اصطلاحاً ENSO می‌گویند. بنابراین، ENSO را در واقع می‌توان مهمترین برهم‌کنش پیچیده اقیانوس - جو دانست که بخش اقیانوسی آن النینو و بخش جوی آن نوسانات جنوبی می‌باشد، و سبب تغییرات اقلیمی جهانی در مقیاس درون سالی است.

---

<sup>۱</sup> - El Niño Southern Oscillation

## ۱-۵- تغییر اقلیم و جنبه‌های آن در آسیا<sup>۱</sup>

ادامه انتشار گازهای گلخانه‌ای ناشی از فعالیت‌های بشر تغییرات قابل توجهی را در میانگین پارامترهای اقلیمی برای ناحیه آسیا به دنبال خواهد داشت. مدل‌های گردش عمومی جو<sup>۲</sup> (GCM) افزایش دمای حدود ۳ درجه سانتیگراد را برای دهه ۲۰۵۰ و حدود ۵ درجه سانتیگراد را برای دهه ۲۰۸۰ بر اثر افزایش تراکم گازهای گلخانه‌ای در ناحیه آسیا پیش‌بینی می‌کنند. با تلفیق تاثیر افزایش گازهای گلخانه‌ای با تاثیر کاهش ذرات معلق سولفور افزایش دما حدود ۲/۵ درجه سانتیگراد برای دهه ۲۰۵۰ و حدود ۴ درجه سانتیگراد برای ۲۰۸۰ خواهد بود. در کل گرم شدن قاره آسیا در زمستان نیمکره شمالی بیش از تابستان آن می‌باشد. افزایش درجه حرارت در بخش شمالی قاره آسیا بیشتر است. همچنین مدل‌های GCM برای دمای مینیمم (بر حسب متوسط سالانه) مقدار افزایش بیشتری را نسبت به دمای ماکزیمم پیش‌بینی می‌کنند. بنابراین دامنه دمای روزانه بخصوص در زمستان کاهش می‌یابد.

مدل‌های GCM افزایش چرخه هیدرولوژی و افزایش در متوسط منطقه‌ای میانگین بارندگی سالانه را برای آسیا شبیه‌سازی می‌کنند. بر اساس افزایش تراکم گازهای گلخانه‌ای افزایش متوسط سالانه بارندگی تقریباً ۷ درصد برای دهه ۲۰۵۰ و ۱۱ درصد برای ۲۰۸۰ برای نواحی آسیا پیش‌بینی شده است. بر اساس ترکیب اثر تجمع گازهای گلخانه‌ای و ذرات معلق سولفور افزایش بارش برای دهه‌های ۲۰۵۰ و ۲۰۸۰ به ترتیب ۳٪ و ۷٪ پیش‌بینی می‌شود. پیش‌بینی افزایش بارندگی در زمستان نیمکره شمالی برای هر دو دوره مذکور بیشترین مقدار را دارا است.

افزایش بارندگی در بخش شمالی آسیا بیشترین مقدار را دارا است. به همین دلیل افزایش رواناب عمده رودخانه‌های سیبری انتظار می‌رود.

علیرغم افزایش متوسط منطقه‌ای بارندگی در بخش معتدله آسیا، کاهش بارندگی تابستانه در بخش مرکزی نواحی خشک و نیمه خشک (نظیر ایران) پیش‌بینی می‌شود. به دلیل وجود وضعیت بارندگی ضعیف

۱- در تهیه این بخش از گزارش‌های (IPCC, 1992) استفاده شده است.

۲ - Global Circulation System

در این مناطق، استرس شدید آب احتمال گسترش سطوح بیابانی را افزایش می‌دهد ضمن اینکه افزایش دمای سطوح باعث افت رطوبت خاک خواهد شد.

با توجه به موارد ذکر شده خطرات عمده‌ای که آسیا و کشورهای آسیایی را تهدید می‌کند به صورت

زیر می‌باشد:

۱- بر اساس گرم شدن جهانی فرآیند خطرناک ذوب لایه منجمد در شمال آسیا اقتصاد این کشورها را تحت تاثیر قرار می‌دهد.

۲- افزایش رواناب سطحی در خلال بهار و تابستان در آسیای شمالی پیش‌بینی می‌شود.

۳- افزایش آتش‌سوزی جنگل‌ها در آسیای شمالی مورد انتظار است.

۴- بسیاری از دلتاها و سواحل کم ارتفاع آسیا به دلیل بالا آمدن آب دریا به زیر آب فرو می‌روند.

۵- رخدادهای حدی کشورهای در حال توسعه مناطق تروپیکی و معتدله آسیا را در معرض خطر قرار خواهد داد. از این رخدادهای می‌توان سیل و خشکسالی را نام برد که به وسیله تغییر اقلیم تشدید می‌شوند.

۶- افزایش شدت بارندگی، به ویژه در خلال مانسون‌های بهاره، نواحی سیل‌خیز آسیای معتدل و تروپیکی را افزایش می‌دهد. در تابستان در نواحی خشک و نیمه خشک آسیا پتانسیل شدیدتری برای خشکی وجود دارد که می‌تواند منجر به خشکسالی‌های شدید شود.

۷- همراه با وقوع تغییر اقلیم پیش‌بینی شده دسترسی به آب مشروب به شدت با مشکل مواجه خواهد شد.

۸- در شرایط تغییر اقلیم شدت سیکلون‌های تروپیکی افزایش یافته و این امر با همزمان شدن بالا آمدن سطح آب دریا، ریسک زندگی در نواحی ساحلی کم ارتفاع را افزایش می‌دهد.

۹- شرایط گرم‌تر و مرطوب‌تر پتانسیل شیوع بیماری‌ها را در مناطق تروپیکی آسیا افزایش می‌دهد.

بر حسب خطراتی که تغییر اقلیم هر منطقه را تهدید می‌کند به منظور سازگاری با شرایط به وقوع

پیوسته نیاز به سیاست‌های خاصی می‌باشد. امنیت غذایی، پشتیبانی و مدیریت امراض، حفاظت خاک و

### ۱-۵-۳ - اکوسیستم‌ها

- ۱- برآورد ریسک شیوع بیماری در گونه‌ها و اکوسیستم‌ها
- ۲- مدیریت و طراحی اکوسیستم‌ها
- ۳- پشتیبانی از بکارگیری استراتژی‌های ترکیبی
- ۴- جلوگیری از قطع درختان جنگلی و حفظ محیط زیست در نواحی که تحت اثر تغییر اقلیم قرار دارند.

### ۱-۵-۴ - منابع ساحلی

- ۱- شمال آسیا: ایجاد تغییرات پایه‌ای در جهت سازگاری با بالا آمدن سطح آب دریا
- ۲- مناطق خشک و نیمه خشک - پشتیبانی از حفاظت منابع آب، توسعه تکنولوژیکی سیستم‌های آبیاری نوین
- ۳- مناطق معتدل: ارزیابی فرونشست نواحی حساس ساحلی، فراهم نمودن طرح‌های احتمالی برای مهاجرت در پاسخ به بالا آمدن سطح آب، ایجاد آمادگی برای واکنش سریع در مقابل رخدادهای حدی جوی (نظیر تیفون و طوفان‌های بزرگ مقیاس)
- ۴- نواحی تروپیک: حمایت از سرزمین‌های مرطوب و اجازه برای مهاجرت، آماده نمودن طرح‌های ممکن برای مهاجرت در پاسخ به بالا آمدن آب دریا، ایجاد آمادگی برای واکنش سریع در مقابل رخدادهای حدی جوی (نظیر تیفون و دیگر طوفان‌های بزرگ مقیاس)، ارزیابی میزان فرونشست در نواحی حساس ساحلی.
- ۵- توصیه‌های عمومی: اجرای مدیریت مناطق ساحلی، حفاظت از منابع دریایی.

### ۱-۵-۵ - سلامتی و بهزیستی

- ۱- احداث ساختمان‌های مقاوم در مقابل گرما و حذف سازه‌های سنتی در جهت کاهش آلودگی هوا و آب
- ۲- ارزیابی راهکارهای فنی و مهندسی برای جلوگیری از همه‌گیر شدن امراض
- ۳- بهبود سیستم سالم‌سازی اتومبیل، شامل نظارت، هشدار و تصمیم‌گیری

۴- بهبود بخشیدن سطح معلومات و آموزش در جوامع مختلف

۵- افزایش پایه‌ای استفاده مجدد فاضلاب

۶- پیشرفت اصول بهداشتی در کشورهای در حال توسعه

### ۱-۵-۶ - بخش‌های مربوط

۱- ادامه آنالیزها و مونیتورینگ روند و تغییرات عناصر کلیدی اقلیمی

۲- پیشرفت سیستم‌های پیش‌بینی هوا در نواحی مختلف

۳- پیشرفت و اجرای برنامه‌های تبدیل کاربری اراضی

۴- بکارگیری تکنولوژی‌های جدید برای برآورد تغییرات اقلیمی و رخدادهای حدی آن

۵- هماهنگ نمودن فعالیت‌های سازگاری اقلیمی در کشورهای مختلف

۶- بکارگیری موسسات غیردولتی و آگاهی مردم از تغییرات اقلیمی و درگیر نمودن آنها در

سیاست‌های برنامه‌ریزی سازگاری و کاهش

۷- استفاده از تجربیات سنتی در برنامه‌ریزی‌های آینده

## ۱-۶- تغییر اقلیم و جنبه‌های آن در ایران (دید کلی)<sup>۱</sup>

### ۱-۶-۱- اقلیم ایران

بطور عمده اقلیم ایران را می‌توان بیابانی تا نیمه بیابانی محسوب نمود. در برخی از نقاط دمای تابستان بالاتر از ۵۰ درجه سانتیگراد نیز ثبت شده است. همچنین در زمستان بسیاری از نقاط مرتفع دارای دمای ۲۰- درجه سانتیگراد و پایین‌تر نیز می‌باشند. با استفاده از آمار اقلیمی و هواشناسی ۴۳ ایستگاه و بر اساس تغییرات ۲ پارامتر دما و رطوبت در کشور ایران به ۱۱ ناحیه تقسیم‌بندی شده است (فرهنگ و قدسی‌نیا ۱۹۷۹). جدول (۱-۱) میانگین‌های سالانه دما، بارندگی و تبخیر را برای این ۱۱ ناحیه نشان می‌دهد. میانگین سالانه درجه حرارت از ۱۱ درجه سانتیگراد تا ۲۸ درجه سانتیگراد متغیر است. بیشتر از

<sup>۱</sup>- در تهیه این قسمت از گزارش سازمان محیط زیست ایران که برای IPCC تهیه شده استفاده به عمل آمده است.

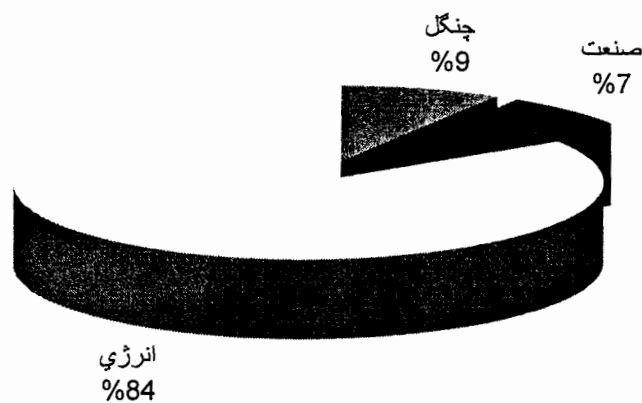
۸۲ درصد از نواحی ایران در مناطق خشک و نیمه خشک واقع شده‌اند. بارندگی سالانه در ایران از ۱۷۵۰ میلیمتر تا ۱۸۰۰ میلیمتر متغیر است. کمترین مقادیر تبخیر سالانه از ۷۰۰ میلیمتر برای ناحیه ۱ تا ۴۰۰ میلیمتر در ناحیه ۵ و ۷ متغیر است. متوسط بارندگی کل کشور ۲۵۰ میلیمتر است که این مقدار کمتر از یک سوم متوسط جهانی (۸۶۰ میلیمتر) است. درصد مساحت هر یک از نواحی اقلیمی ایران به صورت زیر است: بسیار خشک ۳۵/۵٪، خشک ۲۹/۲٪، نیمه خشک ۲۰/۱٪، مدیترانه‌ای ۵٪ و مرطوب ۱۰٪ درجه حرارت‌های پایین و کاهش اتلاف آب از طریق تبخیر علاوه بر بارندگی نقش اساسی را در بهبود نواحی اقلیمی ایفا می‌کند. مقادیر بارش در دامنه‌های البرز و زاگرس موجب به وجود آمدن نواحی اقلیمی مرطوب شده است. نواحی بسیار مرطوب به واسطه مقادیر بالای بارندگی در سواحل دریای خزر به وجود آمده است. اقلیم‌های خشک و بسیار خشک نیز در بخش‌های کم ارتفاع بیابان‌های مرکزی، در موازات با باند مرزی شرقی کشور و همچنین در نواحی ساحلی خلیج فارس و دریای عمان ایجاد شده است. از نظر تغییرات دمایی، اقلیم‌های کشور از ۱۷٪ نواحی بسیار سرد، ۴۷٪ سرد، ۲۲٪ معتدل و ۱۲٪ گرم تشکیل شده است.

جدول (۱-۱) - الگوی توزیع دما، بارندگی و تبخیر بر حسب داده‌های ۴۳ ایستگاه سینوپتیک

ناحیه	متوسط دمای سالانه (C)	متوسط جمع بارندگی سالانه (mm)	متوسط تبخیر سالانه (mm)
۱	۱۵-۱۸	۷۰۰-۱۸۰۰	۷۰۰-۱۴۰۰
۲	۱۲-۱۵	۲۰۰-۵۰۰	۱۴۰۰-۲۶۰۰
۳	۱۱-۱۳	۳۰۰-۶۰۰	۱۳۰۰-۲۰۰۰
۴	۱۲-۱۷	۴۵۰-۱۲۰۰	۱۶۰۰-۲۸۰۰
۵	۱۹-۲۵	۱۵۰-۴۰۰	۳۲۰۰-۴۲۰۰
۶	۲۳-۲۸	۸۰-۲۵۰	۲۶۰۰-۳۸۰۰
۷	۱۸-۲۷	۱۱۰ ≥	۲۸۰۰-۴۲۰۰
۸	۱۵-۱۷	۱۳۰-۱۶۰	۲۲۰۰-۳۷۰۰
۹	۱۲-۱۸	۲۰۰-۵۰۰	۱۶۰۰-۲۵۰۰
۱۰	۱۶-۲۰	۱۰۰-۲۰۰	۲۵۰۰-۳۵۰۰
۱۱	۱۹-۲۳	۷۵ ≥	≥ ۳۴۰۰

## ۱-۶-۲- میزان مشارکت بخش‌های مختلف در انتشار گازهای گلخانه‌ای<sup>۱</sup>

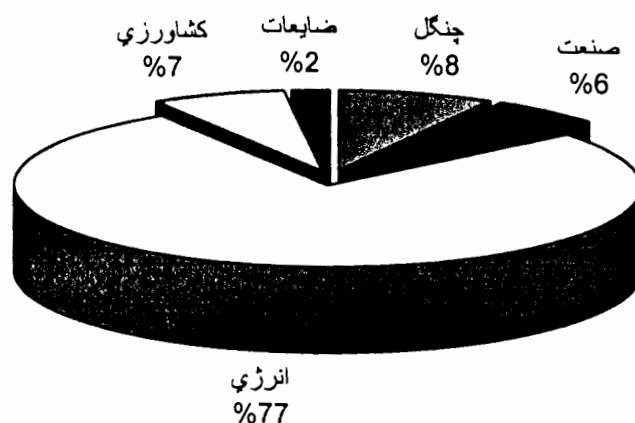
منبع تولید گازهای گلخانه‌ای در ایران همانند سایر کشورهای تولیدکننده نفت به شدت در حال افزایش است. کل CO<sub>2</sub> انتشار یافته از منابع مختلف در سال ۱۹۹۴ در حدود ۳۴۲۰۶۲ Gg می‌باشد که شامل ۸۴٪ در بخش انرژی، ۷٪ در بخش صنعت و ۹٪ در بخش جنگل‌ها است. در سال ۱۹۹۴ کل CO<sub>2</sub> معادل انتشار یافته (CO<sub>2</sub> هم ارز با دیگر گازهای گلخانه‌ای) ۴۱۷۰۱۲ Gg برآورد شده است. با توجه به شکل (۷-۱) بخش انرژی با دارا بودن ۷۷٪ بیشترین سهم و بخش ضایعات با دارا بودن ۲٪ از کمترین سهم برخوردار است. شکل (۸-۱) سهم بخش‌های مختلف را برای انتشار متان در ایران نشان می‌دهد. در سال ۱۹۹۴ بخش‌های انرژی، کشاورزی و ضایعات به ترتیب ۶۲٪، ۲۵٪ و ۱۳٪ از انتشار کل متان را تشکیل داده‌اند. بخارات انتشار یافته از فعالیت‌های نفت و گاز عمده‌ترین سهم را در انتشار گاز متان دارند. به دلیل قرار گرفتن ایران در ردیف کشورهای تولیدکننده نفت بیشترین گازهای گلخانه‌ای در ایران از بخش انرژی انتشار می‌یابد. این امر به دلیل اکتشاف و تولید نفت است که بطور عمده در کشورهای در حال توسعه تولید و توسط کشورهای صنعتی مصرف می‌شود.



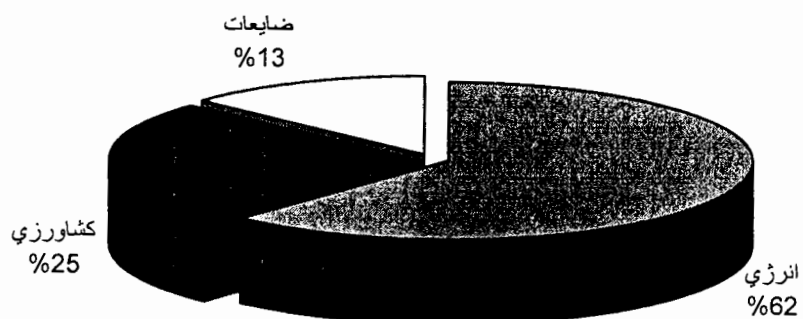
شکل (۶-۱) سهم بخش‌های مختلف در انتشار CO<sub>2</sub> در سال ۱۹۹۴

<sup>۱</sup> - Green House Gas (GHG)





شکل (۷-۱) سهم بخشهای مختلف در انتشار کل CO<sub>2</sub> معادل در سال ۱۹۹۴



شکل (۸-۱) سهم بخشهای مختلف در انتشار CH<sub>4</sub> در سال ۱۹۹۴

### ۱-۶-۳- سیاست‌های ایران در قبال کاهش گازهای گلخانه‌ای

گازهای گلخانه‌ای اولین عامل در گرم شدن جهانی و تغییر اقلیم هستند. افزایش دما وابسته به تغییر اقلیم و گرم شدن جهانی مطمئناً تاثیر معکوس بر روی اقتصاد و بهبود زندگی بشر خواهد داشت. بنابراین کاهش گازهای گلخانه‌ای مهمترین اقدام برای جلوگیری از تغییر اقلیم می‌باشد. قابل ذکر است که تاثیرات منفی گرم شدن جهانی در نواحی نیمه خشک مانند ایران از شدت بیشتری برخوردار است. در مورد

کاهش گازهای گلخانه‌ای سیاست‌هایی برای منع گذر از یک سناریوی پایه توسط کشورها در سومین برنامه توسعه پنج ساله (FYDD)<sup>۱</sup> در نظر گرفته شده است.

سیاست کاهش گازهای گلخانه‌ای برای ایران بر پایه پیشرفت‌های زیربنایی، رفاه اجتماعی، توسعه پایدار، رشد اقتصادی و حفاظت محیط زیست توسعه داده شده است. اجرای چنین سیاست‌هایی نیاز به کمک کلیه سازمان‌ها و بخش‌های داخلی و خارجی، هماهنگی کلیه وزارتخانه‌های مربوط و آژانس‌های دولتی و سازمان‌های غیردولتی و عموم مردم دارد. جدول (۱-۲) مهمترین وظایف وزارتخانه‌ها را در زمینه کاهش گازهای گلخانه‌ای نشان می‌دهد. مصرف بالای انرژی در ایران به دلیل ارزان بودن، نگهداری نامناسب، استفاده از تکنولوژی‌های غیرمتداول (قدیمی)، بخش انرژی را به یکی از عمده‌ترین منابع تولید و انتشار GHG تبدیل نموده است. به دلیل اهمیت بالای بخش انرژی در سیاست‌های کاهش GHG استراتژی‌های کوتاه‌مدت و طولانی مدت برای کاهش آنها در بخش انرژی و صنایع مربوط به آن در حال توسعه است.

جدول (۱-۲) - سیاست‌های کاهش گازهای گلخانه‌ای در بخش‌های مقدم

بخش‌ها و زیربخش‌های مقدم	سیاست‌ها
وزارت نیرو	توسعه مکانیزم‌های اجرای ذخیره انرژی و برنامه‌های افزایش بهره‌وری
تولید نیرو	توسعه راندمان بهره‌برداری از سوخت‌های فسیلی در نیروگاه‌های برق استفاده از منابع تجدید شونده انرژی در ایجاد توازن چرخه انرژی افزایش سهم گازهای طبیعی در چرخه تولید انرژی
مصرف انرژی	افزایش ذخیره انرژی در بخش صنعت اجرای برنامه‌های ذخیره انرژی برای استفاده‌های شهری و صنعتی
کشاورزی	افزایش سوددهی دام‌ها و بهینه‌سازی تعداد آنها جلوگیری از کاهش تبدیل زمین‌های حاصلخیز به زمین‌های مرتع و بایر افزایش تولید غلات
جنگل‌داری	افزایش توسعه جنگل‌ها خارج نمودن دام‌ها از نواحی جنگل‌ها

<sup>۱</sup> - Five Years Development Plan

سیاست‌های طولانی مدت به صورت افزایشی شامل آیین‌نامه‌های تبدیل تکنولوژی سالم، تعرفه‌ها و راهنماهای مدیریت تولید و تقاضای انرژی در حال توسعه و تنظیم می‌باشد. همچنین بطور مشابه روش‌های کاهشی نیز به صورت برنامه‌های حمایت از بکارگیری انرژی‌های نوین و کاهش میزان مصرف انرژی در حال توسعه می‌باشد. افزایش استفاده از انرژی هسته‌ای از جمله استراتژی‌های بلندمدت دولت می‌باشد. متأسفانه به دلیل فقدان برخی از تکنولوژی‌های مورد نیاز ممکن است دولت در وضعیت اجرای آنها نباشد. بنابراین دولت نیاز به همکاری ارگان‌های بین‌المللی نظیر بانک جهانی یا سازمان جهانی محیط زیست در اجرای برخی از موارد دارد.

در دوره ۱۹۶۸ تا ۱۹۹۷ رشد متوسط سالانه تولید نیرو به ۳/۸٪ در سال رسید. همچنین مصرف انرژی و استفاده از تولیدات نفتی و گازهای طبیعی به شدت در حال افزایش می‌باشد. خطرات محلی انتشار  $NO_x$ ,  $VOS$ ,  $SO_2$ ,  $CO$  شهرهای بزرگ و مراکز صنعتی به ویژه تهران را به شدت تهدید می‌کند. یکی از مهمترین سیاست‌های کاهش که می‌تواند مدنظر قرار گیرد جایگزین نمودن گازهای طبیعی به جای سوخت‌های سنگین در نواحی شهری و صنعتی می‌باشد. طراحی برنامه‌ای مناسب برای کاهش انتشار GHG برای بخش‌های دیگر نیز همانند بخش انرژی از اهمیت بالایی برخوردار است. توسعه بخش کشاورزی و افزایش تولیدات کشاورزی به موازات افزایش راندمان محصول و افزایش توسعه جنگل تاثیر معکوس بر روی چرخه کربن دارد.

## ۱-۶-۴- ارزیابی آسیب‌پذیری و سازگاری در مقابل تغییر اقلیم

### ۱-۶-۴-۱- آشکارسازی تغییر اقلیم برای ایران

سازمان محیط زیست (Department of Environment) با استفاده از دمای متوسط، ماکزیمم و مینیمم روزانه بارندگی برای دوره ۱۹۹۵-۱۹۷۵ الگوی طولانی مدت دما و بارندگی را مورد مطالعه قرار داد. در این مطالعه آثار احتمالی گازهای گلخانه‌ای بر محیط‌زیست و نقش آنها در تغییرات اقلیمی مورد بررسی قرار گرفت. الگوی دمای ماکزیمم و مینیمم همراه با دمای متوسط روزانه دلالت بر تغییرات ایجاد شده به

وسیله گازهای گلخانه‌ای در اغلب شهرهای ایران داشت. در این مطالعه همچنین وجود نقش ذرات معلق نیز در ایجاد تغییرات الگوی دما و بارندگی برای برخی از شهرها مشخص گردید.

به منظور بررسی آسیب‌پذیری و سازگاری اقلیم در ایران از نرم افزار MAGICC/SENGEN 2.4 استفاده نمود که به وسیله دانشگاه آنجلیا شرق در انگلیس تهیه شده است. این نرم‌افزار گرم شدن جهانی و تغییرات سطح آب دریا را با استفاده از سناریوهای مختلف انتشار گازهای گلخانه‌ای و در نظر گرفتن نقش  $SO_2$  محاسبه می‌کند.

در این بررسی طبق سناریوهای IPCC سه سناریو IS92E, IS92C, IS92a بر اساس سه نوع خاص از حساسیت‌های اقلیمی در ایران انتخاب گردید.

بر اساس وضعیت جغرافیایی ایران، کل مناطق به سه زیرحوزه تقسیم‌بندی شد که عبارتند از: سواحل شمالی، مناطق غیرساحلی و سواحل جنوبی.

آنالیزها بر روی الگوی بارندگی و دما کاهش دما را برای نواحی شمال غرب، بخشی از جنوب و شرق کشور به ویژه در موازات رشته کوه زاگرس آشکار می‌نمود. این در حالی است که الگوی بارندگی در بخش‌های وسیعی از کشور در حال افزایش است. مطالعه دما دلالت می‌نماید که انتشار گازهای گلخانه‌ای از اصلی‌ترین دلایل تغییرات عمده وضعیت هوا علی‌الخصوص خشکسالی‌های اخیر بوده است.

#### ۱-۶-۴-۲- تاثیرات تغییر اقلیم بر منابع آب

روش‌های ارزیابی تاثیر تغییرات اقلیم بر روی هیدرولوژی منابع آب بطور معمول با سه روش زیر انجام می‌گیرد که این ارزیابی با هر کدام از این روشها به طور جداگانه توسط سازمان محیط زیست انجام گرفته است:

- ۱- آنالیز آماری بر پایه داده‌های تاریخی عناصر هواشناسی و هیدرولوژیکی
- ۲- مطالعات شبیه‌سازی با استفاده از سناریوهای مختلف تغییر اقلیم و مدل‌های هیدرولوژیکی
- ۳- شبیه‌سازی بر اساس مدل‌های بزرگ مقیاس هیدرولوژیکی که مدل‌های گردش عمومی (GCM)<sup>۱</sup> را با مدل‌های هیدرولوژیکی ترکیب می‌کنند.

<sup>۱</sup> - General Circulation Model

## الف - روش‌های آماری

با استفاده از تحلیل داده‌های تاریخی نتایج زیر حاصل گردید :

### - افزایش سطح آب دریا

بررسی نوسانات در سطح آب دریای خزر تغییر ارتفاع آب را از  $25/2$  متر پایین‌تر از سطح دریای آزاد تا  $29/1$  متر (در حدود ۴ متر) آشکار می‌کند به نظر عمده محققان، تغییر اقلیم فاکتور اصلی در ایجاد تغییرات سطح آب دریای خزر در چند دهه اخیر می‌باشد. بدین منظور داده‌های سطح آب دریای خزر از سال ۱۹۲۶ تا سال آبی ۹۹-۱۹۹۸ مورد بررسی قرار گرفت. داده‌ها نشان می‌دادند که مینیمم سطح آب دریا در سال ۱۹۷۷،  $28/46$ - متر بوده که از این زمان به تدریج سیر افزایشی داشته است اما در سال ۹۷-۱۹۹۶ بطور مجدد سیر کاهش مشاهده شده است. این تغییرات می‌تواند ناشی از نوسانات دوره‌ای سطح آب، تغییر اقلیم و افزایش جریان آب در دریای خزر ناشی شده باشد که یک پروسه بسیار پیچیده را منتج می‌کند و نیاز به بررسی‌های وسیعی دارد.

### - افزایش دما

بطور عمده افزایش تقاضای آب با دما افزایش می‌یابد. به علاوه بخش قابل توجه‌ای از بارش برف زمستان با افزایش دما به آب تبدیل می‌شود و در همین حین، وقتی که دوره ذوب برف در زمستان کاهش می‌یابد این مسئله در الگوی جریان زمستانه تغییر ایجاد می‌کند. این پدیده یک عدم توازن زمانی در مورد تقاضا و تهیه آب را در چنین نواحی به وجود می‌آورد. همچنین سرعت تبخیر و تعرق باعث کاهش در میزان جریان و افزایش مصرف آب می‌شود. در این مورد برای ایران با استفاده از روش دمارتن داده‌های ۶۰ ایستگاه مورد بررسی قرار گرفت که از این تعداد در ۶۸ ایستگاه تغییر اقلیم در این دهه مشاهده شد. اطلاعات همچنین نشان می‌دادند که از این تعداد در ۳۷ ایستگاه تغییر اقلیم از مرطوب به خشک مشاهده شد که حدود ۵۴٪ را شامل می‌شود.

### - تغییرات در شدت و الگوی بارش

بر پایه داده‌های هواشناسی در نواحی مختلف ایران خصوصیات بارندگی در سردترین و گرمترین دهه‌ها با هم مقایسه شدند. تحلیل این داده‌ها نشان داد که مقدار بارندگی سالانه در سردترین دهه اندکی

بیشتر از گرمترین دهه بوده است. این امر مستلزم آن است که در گرمترین دهه می‌بایست تعدیل شدت و الگوی جریان آب به وسیله سدها و دیگر مخازن بطور معنی‌داری افزایش یابد. بررسی آمار ۱۰۰ ساله چند ایستگاه نشان می‌دهد که در متوسط بارندگی و الگوی آن در ایستگاه تهران به اندازه ۵ سال با بارش کل کشور تغییر فاز وجود دارد. نتایج به دست آمده دلالت بر افت روند بارندگی می‌نماید. منحنی بارندگی و میانگین متحرک آن نشان می‌دهد که کشور در آستانه یک خشکسالی قرار گرفته است.

#### - ریزش برف

در حوزه‌های رودخانه‌هایی که هیدرولوژی به ذوب برف وابسته است (نظیر شمال غرب کشور) ارتباط بین رواناب با دما و تبخیر و تعرق پتانسیل ترکیب می‌شوند. تغییر در الگوی رواناب فصلی از اقلیم‌های گرمتر منتج می‌شود. در این مورد تبخیر و تعرق پتانسیل با افزایش دما افزایش می‌یابد. به واسطه افزایش دما در کشور در دهه‌های اخیر، ذوب برف زودهنگام اتفاق می‌افتد. بنابراین دماهای بالاتر اوج هیدروگراف رواناب را از بهار به سمت زمستان انتقال می‌دهد.

#### - رواناب

از جنبه ذخیره آب، مهمترین اثر گرم شدن جهانی تغییرات ذخایر آب وابسته به آن می‌باشد. نتایج بررسی داده‌های هیدرومتری برخی از ایستگاهها به صورت زیر می‌باشد :

- در حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد از آب رودخانه‌های کشور را می‌توان به صورت جریان سیل به حساب آورد.
- منحنی هیدروگراف دبی در سال‌های خشک دلالت بر وقوع ۲۰ تا ۵۰ سیل در مقایسه با متوسط دبی سالانه می‌کند.
- معمولا در حوزه‌های بزرگ سیل بعد از یک بارش شدید و طولانی اتفاق می‌افتد، در حالی که رطوبت خاک افزایش و نفوذ آب کاهش می‌یابد در این وضعیت‌ها سیل‌های بسیار شدید، به سرعت در سطوحی که قابلیت نفوذ آب به زیرزمین غیر ممکن است افزایش پیدا می‌کند.

- بررسی داده‌های طولانی مدت سیل از ایستگاههای هیدرومتری قبل و بعد از سال ۱۹۸۱ مورد بررسی قرار گرفت. این مطالعه نشان می‌داد که از ۳۹۸ ایستگاه بررسی شده، ۲۱۳ ایستگاه (یا ۵۴٪) افزایش شاخص سیل را نشان می‌دادند.
- هیدروگرافها افزایش دبی پیک را علیرغم کاهش میانگین سالانه دبی نشان می‌دادند. این پدیده نشان از وقوع یک دوره خشکسالی می‌باشد.
- به منظور بررسی پریشورها و تعیین تغییرات وضعیت هیدرولوژیک، داده میانگین دبی ایستگاهها با آزمونهای فیشر و آنالیز واریانس تست گردید. نتایج به دست آمده از ۷۸ ایستگاه با آمار ۳۰ ساله دلالت بر وجود تغییرات تنها در ۱۳ (یا ۱۶٪) ایستگاه می‌نمود.

#### ب - مدل‌های شبیه‌سازی هیدرولوژیکی و تغییر اقلیمی

در این زمینه مطالعات متعددی انجام گرفته است. از آن جمله فهمی (سازمان حفاظت محیط‌زیست، ۱۹۹۹) یک مدل برآورد رواناب (RAM) را برای هر دو حالت کوتاه مدت و بلندمدت توسعه داد. این مدل بطور همزمان سناریوهای مختلف را به منظور تعیین اثر افزایش گازهای گلخانه‌ای بر روی افزایش دما به کار می‌گیرد. مدل طولانی مدت به کار گرفته شده در ۳۰ حوزه به همراه افزایش دما، افزایش میزان رواناب را در زمستان و کاهش آن را در بهار، به واسطه تبدیل نوع غالب بارش‌ها به باران و وقوع زود هنگام ذوب برف نشان می‌داد.

#### ج - شبیه‌سازی مدل‌های بزرگ مقیاس هیدرولوژیکی مرکب از GCM و مدل هیدرولوژیکی

در این زمینه با استفاده از داده‌های تاریخی هواشناسی و هیدرولوژی و مدل‌های رواناب در ترکیب با سناریوهای مختلف گرم شدن جهانی مورد استفاده قرار گرفت. نتایج به دست آمده برای ایران بطور مختصر به صورت زیر بود:

- گرم شدن جهانی میزان برف زمستانه را کاهش می‌دهد که باعث تغییر در الگوی جریان رودخانه‌ها می‌شود. این تغییر شامل کاهش آبهای ناشی از ذوب برف در بهار می‌شود که تولیدکننده عمده جریان است.
- رودخانه‌ها که منابع مهم ذخیره آب در شهرهای بزرگ کشور هستند، بطور مستقیم و غیرمستقیم تحت تاثیر تغییرات بارندگی و دما قرار دارند. در سرشاخه‌های بسیاری از رودخانه‌ها احتمال تغییرات

بارش برف، ذوب برف و تبخیر وجود دارد که نتایج آن کاهش الگوی فصلی ذخایر آب خواهد بود. بنابراین مدیریت منابع آب در شهرهای بزرگ بسیاری ضروری است.

- گرم شدن جهانی علاوه بر کمیت آب بر کیفیت آن نیز تاثیر معکوس خواهد داشت.
- داده‌ها و اطلاعات هیدرولوژیک به واسطه تغییر اقلیم دچار تغییرات خواهند شد. این مورد باعث ایجاد داده‌های غیرهمگن شده و ارزیابی‌های منابع آب را با مشکل مواجه خواهد نمود.
- بر اساس تغییرات دما تغییر در تبخیر و تعرق نیز در اغلب حوزه‌ها اتفاق می‌افتد. بطوریکه ۲ تا ۶ درجه سانتی‌گراد افزایش دما افزایش تبخیر و تعرق حدود ۶ تا ۱۲ درصد را در ۳۰ حوزه عاید می‌کند.

• مدل‌های نقطه‌ای توزیع رواناب افزایش معنی‌دار دبی پیک را در خلال زمستان و کاهش متوسط دبی سالانه را عاید می‌کند.

• مناطق مسطح دارای زمین‌های با کشت آبی، بطور وسیعی به واسطه افزایش تبخیر و تعرق با کاهش نفوذ آب آبیاری مواجه خواهند بود. در این مورد برگشت آب زیرزمینی ۲۰٪ کاهش خواهد یافت.

• تغییر دمای ۱ الی ۲ درجه سانتی‌گراد تاثیر کمی بر روی میزان جریان دارد.

• تغییرات رواناب در مقابل دو پارامتر بارندگی و تبخیر و تعرق بیشتر از بارندگی پیروی می‌کند.

• همواره میزان تغییرات رواناب بیشتر از بارندگی است.

• رواناب در نواحی خشک و نیمه خشک نسبت به تغییر اقلیم حساس‌تر است.

• میزان تغییرات رواناب بیشتر از تغییرات تبخیر و تعرق است.

• بر اثر تغییر اقلیم احتمال وقوع خطرات زیادی نظیر سیل، افزایش غیرمنتظره سطح آب دریاها و دریاچه‌ها، فرسایش رودخانه‌ای و دریاچه‌ای، رسوب، زمین لغزش، فرونشست زمین و ... می‌رود.

### ۱-۶-۳- تاثیر تغییر اقلیم بر روی تولیدات کشاورزی

مهمترین تغییرات اقلیمی برای بخش تولیدات کشاورزی مربوط به دما، تابش خورشید و تمرکز

CO<sub>2</sub> اتمسفر می‌باشد. بر طبق مطالعات IPCC اغلب محصولات به وسیله افزایش تمرکز CO<sub>2</sub> متاثر

می‌شوند. اما افزایش پیش‌بینی شده در دما به واسطه گرم شدن جهانی ممکن است منجر به نابرابری در



برنج، کاهش گرده‌افشانی در ذرت، کاهش سرعت میوه دهی در گندم و بدفرم شدن ابعاد سیب‌زمینی شود. تغییر اقلیم بر روی تولید گندم نیز که از اصلی‌ترین مواد غذایی است تاثیرگذار می‌باشد.

در دوره ۹۹-۱۹۹۸، زیان‌های وارده به واسطه خشکسالی برای تولید گندم در کشور در حدود ۱۰۶۰۰۰۰ تن برای زمین‌های تحت کشت آبی و ۲۵۴۳۰۰۰ تن برای کشت‌های دیم برآورد شده است. بررسی‌ها حاکی از آن است که بخش کشاورزی در مقابل تغییر اقلیم بسیار آسیب‌پذیر است. در دماهای بالاتر آب مورد نیاز گیاه به واسطه افزایش تبخیر و تعرق افزایش یافته و این وضعیت تنش گیاه را تشدید می‌کند که در کل کاهش شدید تولید را به دنبال خواهد داشت. این مورد بیشتر در نواحی جنوبی و غربی شایع است که محصول دهی بطور مستقیم وابسته به بارش‌های بهاره می‌باشد.

#### ۱-۶-۴- تاثیر تغییر اقلیم بر روی جنگل‌ها

بر طبق مطالعات، تغییر اقلیم می‌تواند آثار مخربی بر روی جنگل‌های کشور داشته باشد که برخی از آنها به صورت زیر می‌باشند:

- ۱- تغییر رژیم جنگل‌های خودرو
- ۲- کاهش تولیدات چوبی و غیرچوبی جنگل‌ها
- ۳- افزایش قارچ‌ها و امراض گیاهان جنگلی
- ۴- تشدید فرسایش زمین، علی‌الخصوص در نواحی خشک و نیمه خشک
- ۵- تغییر در سیکل هیدرولوژیک
- ۶- پس‌روی جنگل‌های تروپیک و در برخی از موارد تغییر توزیع آنها به واسطه پیش‌روی آب خلیج فارس و دریای عمان
- ۷- وضعیت نامناسب محیط‌زیست برای حیات وحش
- ۸- افزایش احتمال خطر آتش‌سوزی به ویژه در نواحی خشک و نیمه خشک به واسطه دمای بالا و خشکی
- ۹- افزایش مهاجرت به دلیل افت وضعیت‌های اکولوژیکی

تغییرات اقلیمی در نواحی جنگلی باید در طولانی مدت مورد بررسی قرار گیرد. زیرا مشاهده تغییر اقلیم در نواحی جنگلی در کوتاه مدت غیرعملی است. این مشاهدات در نواحی خشک و نیمه خشک مانند نواحی کوهستانی زاگرس و فلات مرکزی (جایی که وضعیت اقلیمی به شدت خشک است) بسیار سخت است. در کل وقوع تغییر اقلیم در کلیه نواحی جنگلی ایران از قبیل نواحی ساحلی و کوهستانی شمال و نواحی ساحلی جنوب کاملاً محسوس است.

## ۱-۷- مطالعات موردی تغییر اقلیم در ایران

### ۱-۷-۱- مقدمه

در زمینه تغییر اقلیم ایران مطالعات موردی در بخش‌های مختلف انجام گرفته است. بطوریکه عمدتاً این مطالعات در قالب سه کنفرانس تغییر اقلیم و نشریه‌های مختلف سازمان هواشناسی از جمله نیوار آرایه شده است. با بررسی‌های انجام شده نتایج مشابه، متفاوت و گاهی متناقض در بررسی‌های تغییر اقلیم برای نقاط مختلف ایران مشاهده می‌شود. در این مطالعات از داده‌هایی نظیر دما، بارندگی، رطوبت و ... استفاده شده است. موردی که در اکثر این مطالعات دیده می‌شود وجود روندهای افزایشی یا کاهش‌ی در داده‌ها علی‌الخصوص بارندگی و دما می‌باشد. به منظور درک بهتر تغییر اقلیم در نواحی مختلف ایران، مختصری از مطالعات انجام شده در ذیل ارائه می‌گردد. قابل ذکر است که دو کنفرانس اول و مجله نیوار بیشتر مربوط به بخش‌های پایه‌ای تغییر اقلیم و همچنین مطالعات تغییر اقلیم بر روی منابع زراعی و خاکی بوده است که در این مطالعه مدنظر نمی‌باشد. بنابراین مطالعات زیر اکثراً مربوط به سومین کنفرانس تغییر اقلیم می‌باشد.

### ۱-۷-۲- خلاصه مطالعات

انصافی مقدم، ۱۳۸۲، پایش و ارزیابی بیابانی شدن اقلیم حوزه مرکزی ایران را بر اساس شاخص آماری (DI<sup>1</sup>) مورد بررسی قرار داد. در این بررسی تنها به روند خطی بسنده شده است و نتایج به صورت چشمی بوده و هیچ گونه تست خاصی انجام نگرفته است. بنابراین به صحت نتایج این تحقیق چندان نمی‌توان استناد نمود. قابل ذکر است که مقادیر مثبت DI معرف وضعیت‌های نامساعد و بیابانی و بالعکس می‌باشد. در مطالعه انجام شده تعداد ۳۵ ایستگاه حوزه مرکزی ایران مورد بررسی قرار گرفت. نتیجه این بود که برخی از ایستگاهها نظیر اراک، تفرش، قزوین و ... روند بیابانی شدن را نشان نمی‌دادند در حالی که برخی دیگر از ایستگاهها نظیر تهران، همدان و گرمسار روندی رو به بیابانی شدن را منعکس نمودند.

---

<sup>1</sup> - Desert Index

در بررسی روند تغییرات شاخص DI در ایستگاه اراک نوسانات شدیدی مشاهده گردید. اما علیرغم وجود چنین نوساناتی روند تغییرات برای ایستگاه اراک گرانیتهی به سمت بیابانی شدن نشان نمی‌داد. در ایستگاه اردستان روند متمایز تغییرات شاخص DI نسبت به زمان کاملاً مشهود است. نمایش گرافیکی نمودار میانگین ده ساله شاخص DI، دوره‌های خشکسالی و ترسالی را مشخص نمود. ضمن این که خشکسالی دوره اخیر در نمودار میانگین متحرک، با خیزی قابل ملاحظه و با شدت و مدت زمانی بیشتر از دوره‌های قبلی موجب شده تا جهت محور یا خط روند با افزایشی مشهود بیابانی شدن اقلیم را توجیه نماید.

روند تغییرات شاخص DI در ایستگاه تفرش گرایش رو به بیابانی شدن نداشته است. در این ایستگاه شاخص DI با یک دوره طولانی مرطوب (۱۶ ساله) خاتمه یافته است. بنابراین روندی رو به مرطوب شدن نشان داده است.

در ایستگاه تهران تغییرات طول مدت دوره‌های تر و خشک بیشتر از تغییرات شدت DI بوده است. در این ایستگاه با دارا بودن نوسانات زیاد در طول دوره، در نهایت روندی رو به بیابانی شدن اقلیم مشاهده می‌شود. در ایستگاه همدان نمودار روند شاخص DI هیچ گونه گرایش مثبتی را نشان نداد. اما میانگین متحرک این داده‌ها گرایش این ایستگاه را با آهنگی بسیار ملایم و شیبی کند به سوی بیابانی شدن اقلیم نشان داد.

در این مطالعه همچنین از داده‌های میانگین کل ایستگاهها نیز استفاده شد. در طی روند ۴۰ ساله اقلیم در حوزه مرکزی ایران دو دوره خشک و یک دوره مرطوب رخ داده است. شیب خط روند دارای جهت مثبت است و این موضوع بیانگر این مطلب است که حوزه مرکزی ایران اگرچه نه چندان سریع اما بطور خفیف به طرف بیابانی شدن اقلیم سوق یافته است.

رحیمزاده و خوشکام (۱۳۸۲) تغییرات رطوبت در کشور را با استفاده از سری‌های رطوبت نسبی و نقطه شبنم در ۱۱ ایستگاه مهم کشور مورد بررسی قرار دادند. در این مطالعه از روش‌های آماری توصیه شده WMO در زمینه مطالعات تغییر اقلیم شامل آزمون‌های همگنی، روند و جهش و هموارسازی استفاده گردید. نتایج به دست آمده از بررسی روند پارامتر رطوبت نسبی حداقل حاکی از آن بود که در یک دسته از ایستگاهها مانند تبریز، شیراز و مشهد همگام با روند مثبت دمای حداکثر، رطوبت نسبی حداقل روند کاهشی

دارد، گرچه با این روندها نمی‌توان بطور قاطع در مورد روند رطوبت مطلق اظهارنظر کرد. دسته دوم ایستگاهها در برگیرنده ایستگاههای ساحلی مانند بندر انزلی و رشت است که همگام با روند منفی دمای حداکثر، رطوبت نسبی حداقل روند افزایشی نشان می‌دهد که از نظر ارتباط کلی دما و رطوبت منطقی به نظر می‌رسد. در بقیه ایستگاهها طیف مختلفی از وضعیت حاصل شد که به ظاهر بر خلاف تصور و دانش کلاسیک می‌باشد. به عنوان مثال در اصفهان روند کاهش رطوبت نسبی حداقل و روند کاهش دمای حداکثر و در آبادان روند کاهش رطوبت نسبی حداقل و ایستایی دمای حداکثر مشاهده گردید.

مطالعات در مورد سری‌های رطوبت نسبی حداکثر نشان داد که در یک دسته از ایستگاهها مانند آبادان، اصفهان، مشهد، شیراز و تهران همگام با روند افزایشی دمای حداقل، رطوبت نسبی حداکثر روند کاهش نشان می‌دهد.

در دسته دیگری از ایستگاهها، دمای حداقل علیرغم تصور عامه، دارای روند کاهش و همزمان با آن روند افزایشی رطوبت نسبی حداکثر اتفاق افتاد (ارومیه) که این امر با توجه به افزایش ظرفیت رطوبتی هوا با افزایش دما، قابل قبول است. الگوهای دیگری نیز مشاهده شده است که می‌توان به وجود روند افزایشی دمای حداقل همزمان با روند افزایشی رطوبت نسبی حداکثر در رشت و بابلس اشاره نمود.

در مورد متوسط سالانه، رطوبت نسبی روند کاهش ایستگاههای آبادان، اصفهان، مشهد، شیراز، تبریز، بوشهر و زاهدان به دست آمد که در بین آنها شدیدترین نرخ کاهش متعلق به اصفهان بوده و مربوط به جهش در سال ۱۹۵۹ میلادی می‌باشد. در ایستگاههای ساحلی مانند رشت و انزلی نرخ افزایشی رطوبت نسبی مشاهده گردید. تغییرات رطوبت نسبی در ایستگاههای تهران و بابلس روی هم رفته ایستا می‌باشد تا حدودی می‌توان نتیجه گرفت که ایستگاههای شمال کشور با کاهش رطوبت نسبی مواجه نبوده‌اند.

در این مطالعه به خاطر آگاهی کامل از وضعیت رطوبت مطلق جو و اظهارنظر قطعی در مورد آن، دمای نقطه شبنم تعدادی از ایستگاهها نیز مورد بررسی قرار گرفت. نتایج بدست آمده از تحلیل توام سه معیار دمای نقطه شبنم، دما و رطوبت نسبی در مقیاس سالانه می‌تواند بیانگر وضعیت رطوبت مطلق باشد. با انجام این بررسی‌ها مشخص شد که در تعداد قابل ملاحظه‌ای از ایستگاهها که شاهد کاهش رطوبت نسبی بوده‌اند با کاهش دمای نقطه شبنم کاهش رطوبت مطلق را نیز داشته‌اند. بنابراین می‌توان گفت که در تعداد زیادی از ایستگاهها وضعیت جوی و اقلیمی رو به خشکی نهاده است.

طباطبایی و حسینی ۱۳۸۲، تغییر اقلیم در شهر سمنان را بر اساس پارامترهای بارش ماهیانه و متوسط دمای ماهیانه مورد بررسی قرار دادند. در این تحقیق از آزمون من - کندل به منظور معنی‌داری روند و همچنین آزمون من - کندال دنباله‌ای برای تعیین نوع تغییرات استفاده شده است. در بررسی‌های دمای ماهانه، دمای متوسط ماههای ژانویه و می و نوامبر روند کاهشی و دمای متوسط ماههای آوریل، ژوئیه، آگوست، سپتامبر و نوامبر روند افزایشی را نسبت به زمان نشان دادند و بقیه ماهها از روند خاصی برخوردار نبودند.

در کل با تجزیه و تحلیلی که بر روی متوسط دمای ماهیانه صورت گرفت نتیجه‌گیری شد که روند مثبت در شهر سمنان وجود دارد. که افزایش و تراکم جمعیت و همچنین گسترش صنعت و تحول در زندگی سنتی و تبدیل به زندگی ماشینی را می‌توان در تشدید گازهای گلخانه‌ای شهر سمنان و گرم شدن آن موثر دانست.

اما در مورد بارندگی با استفاده از آزمون من - کندال ماههای ژانویه، مارس، آوریل، می، ژوئیه، آگوست، سپتامبر، نوامبر و دسامبر روند افزایشی و اکتبر روند کاهشی نشان داد. از بین ماهها فقط فوریه و ژوئن بدون روند بودند. همچنین در تمام ماهها تغییر ناگهانی صورت گرفته ولی بیشترین تغییر ناگهانی مربوط به ماه مارس و بعد از آن دسامبر است.

در کل نتیجه‌گیری شد که در فصل زمستان این پارامتر تا حدودی افزایش می‌یابد (۰/۵) و در تابستان میزان تبخیر افزایش یافته و اقلیم خشک و گرمتر ایجاد خواهد شد.

غریب و مساعدی ۱۳۸۲، نحوه تغییرات زمانی و مکانی بارندگی در بخشی از حوزه آبریز گرگانرود را مورد بررسی قرار دادند. در این مطالعه با استفاده از داده‌های روزانه تعداد روزهای بارانی سالانه و فصلی و متوسط بارندگی سالانه و فصلی محاسبه گردید. نتایج این تحقیق نشان داد که در بسیاری از موارد روند کاهشی تعداد روزهای بارانی دلیلی بر روند کاهشی و یا افزایشی مقدار بارندگی نمی‌باشد. جداول (۱-۳) و (۱-۴) مقادیر شیب معادله روند تغییرات تعداد روزهای بارانی و متوسط بارندگی فصلی و سالانه را برای ایستگاههای مورد مطالعه نشان می‌دهد. همانطور که مشاهده می‌شود علیرغم روند مثبت تعداد روزهای بارانی در فصول بهار و تابستان در اکثر ایستگاهها این روند منفی می‌باشد. با توجه به این جدول در نواحی

نیمه خشک (ایستگاه ارازکوسه) مقدار بارندگی همواره روند کاهشی دارد و در بقیه ایستگاهها در بهار روند کاهشی و در بقیه ماهها روند افزایشی دارد. در کل بطور متوسط مقادیر بارندگی حوزه گرگانرود علیرغم اینکه در فصول بهار و تابستان روند کاهشی دارد بطور سالانه این روند مثبت و افزایشی می باشد.

جدول (۳-۱) - مقادیر شیب معادله تغییرات تعداد روزهای بارانی (فصلی و سالانه)

نام ایستگاه	بهار	تابستان	پاییز	زمستان	طول سال
خرمالو	۰/۱۲۸۵	۰/۰۹۴۷	۰/۲۲۶۵	۰/۱۰۴۶	۰/۲۲۵۴
زرین گل	۰/۲۸۵۵	۰/۱۸۱۹	۰/۳۹۸	۰/۳۴۸۷	۱/۳۸۶۹
اراز کوسه	۰/۰۵۵	۰/۱۱۷۶	۰/۱۸۱۹	۰/۰۰۰۷	۰/۲۹۳۸
قزاقلی	-۰/۱۸۷۷	-۰/۰۴۱۵	۰/۰۲۹۷	۰/۱۰۴۶	-۰/۰۹۶۵
سدوشمگیر	-۰/۱۶۹	-۰/۰۹۵	-۰/۰۴۸۲	-۰/۰۶۶	-۰/۴۰۲۴
متوسط کلی ایستگاهها	۰/۰۲۲۴	۰/۰۵۰۰	۰/۱۵۷۶	۰/۰۹۸۵	۰/۲۸۲

جدول (۴-۱) - مقادیر شیب معادله روند تغییرات متوسط بارندگی (فصلی و سالانه)

نام ایستگاه	بهار	تابستان	پاییز	زمستان	طول سال
خرمالو	۰/۳۳۳۳	۰/۲۹۲۶	۵/۳۸۵۲	۴/۶۴۹۶	۹/۲۲۲۳
زرین گل	-۲/۷۸۹۳	-۱/۴۷۸۱	۲/۳۹۷۷	-۳/۶۰۴۴	-۰/۳۷۹
اراز کوسه	-۱/۱۲۲۷	-۰/۴۵۰۹	-۰/۳۷۶	-۰/۱۱۴۸	-۳/۲۷۱۸
قزاقلی	-۰/۴۰۹	۰/۱۵۴۸	۰/۱۲۱۸	۰/۷۸۹۱	۰/۰۷۶۳
سدوشمگیر	-۰/۱۵۲۲	۰/۰۲۶۲	۱/۱۸۶۹	۰/۸۰۴۱	۱/۰۲۱۱
متوسط کلی ایستگاهها	-۰/۸۲۸	-۰/۲۹۰۳	۱/۷۴۳	۰/۵۰۴۷	۱/۳۳۳۸

شهابفر و همکاران ۱۳۸۲، تغییرات زمانی تعداد روزهای یخبندان را برای ایستگاه سینوپتیک مشهد مورد بررسی قرار دادند. در این مطالعه به منظور آشکارسازی تغییرات احتمالی اقلیم محلی نوسانات زمانی روزهای یخبندان مشهد طی دوره آماری ۱۹۵۱-۲۰۰۰ مورد مطالعه قرار گرفت. در بررسی‌های اولیه مشخص شد که میانگین سالانه دما و دمای حداقل مطلق طی دوره یاد شده روند صعودی دارند. که این امر با روند نزولی تعداد روزهای یخبندان همخوانی مناسب از خود نشان می‌دهد. سپس با انجام آزمون‌های مختلف نظیر همگنی بارتلت، آزمون روند من‌کندال و ..... معلوم شد که روند نزولی مجموع روزهای یخبندان واقعی بوده و از تداوم لازم برخوردار است. بنابراین معادله همبستگی تعداد روزهای یخبندان مشهد و سال‌های دوره آماری محاسبه شد که ضریب همبستگی معنی‌دار بوده است. در مرحله بعد به منظور برازش یک مدل سری زمانی مناسب بر داده‌های مورد مطالعه از روش Box-Jenkin استفاده شد و مدل سری زمانی  $ARIMA(1,1,0)$  بطور بسیار مناسب و در حد اعتماد بالایی بر داده‌ها برازش داده شد. بطوریکه این مدل تعداد روزهای یخبندان سال ۲۰۰۱ مشهد را با خطایی در حدود  $3/3$  درصد پیش‌بینی نمود.

سامانی ۱۳۸۲، تغییرات دما و بارش نسبت به میانگین را در استان چهارمحال و بختیاری مورد بررسی قرار داد. بدین منظور از داده‌های بارندگی و دمای هشت ایستگاه سینوپتیک و اقلیم‌شناسی استان چهارمحال و بختیاری در دوره آماری ۱۹۶۰-۲۰۰۰ استفاده گردید. با بررسی‌های انجام شده در این ایستگاه‌ها نتایج زیر حاصل شد:

۱- از نظر میانگین حداکثر سالانه در کلیه ایستگاه‌ها در دهه چهارم، کاهش نسبت به میانگین دهه‌های مشاهده گردیده ولی آنچه قابل ذکر می‌باشد این است که در نیمه دوم دهه چهارم و دهه ۹۰ افزایش قابل ملاحظه در دماها دیده شد به طوری که ۲-۳ درجه طی یکسال افزایش دما ملاحظه گردید که این موضوع نیز در کلیه ایستگاه‌ها صادق است.

۲- از نظر میانگین حداقل در ایستگاه‌های مورد مطالعه روند یکسانی ملاحظه نشد. ایستگاه‌های واقع در دشتهای شهرکرد و بروجن در میانگین حداقل‌ها شاهد کاهش دمای یخبندان محسوس در حدود  $0/1$  - تا  $0/2$  - درجه و در ایستگاه‌های واقع در دامنه کوه‌های زاگرس نظیر کوه‌رنگ و لردگان، افزایش دما در میانگین حداقل‌ها مشاهده شد که این افزایش از  $0/5$  تا  $1/3$  درجه



متغیر است. افزایش در میانگین حداقل‌ها در نیمه دوم دهه ۹۰ مانند میانگین حداکثرها قابل ملاحظه است که در حدود ۳-۴ درجه سانتیگراد می‌باشد.

۳- میزان بارش مانند میانگین حداقل‌ها در کلیه ایستگاه‌ها نظم یکسانی نداشته و تغییرات در میزان بارش در دهه چهارم نسبت به میانگین دوره و دهه قبل در شمال استان کاهش و در جنوب افزایش داشته است. با توجه به این که کاهش میانگین حداکثرها با افزایش میانگین حداقل‌ها در بیشتر ایستگاه‌های استان همزمان رخ داده است موجب شده که در میانگین دما تغییر محسوسی ملاحظه نشود. این امر باعث شده که دامنه تغییرات دما کاهش یابد و موجب معتدل شدن دمای هوا گردد. اما با توجه به این که در اواخر دهه ۹۰ در استان ضمن این که شاهد افزایش چشمگیر میانگین حداقل و حداکثر دما بودیم کاهش بارندگی و تغییر در نوع بارش به علت افزایش دما اثرات زیست محیطی از جمله در بخش کشاورزی را موجب گردید.

نصرتی و کاظمی ۱۳۸۲، اثر تغییر اقلیم را بر روی جریان‌های کمینه و متعاقباً تغییرات آن بر روی شدت خشکسالی‌های هیدرولوژیک در حوزه اترک مورد بررسی قرار دادند. در این مطالعه به منظور بررسی اثر تغییر اقلیم بر جریانهای کمینه و به تبع آن خشکسالی‌های هیدرولوژیک در حوزه اترک از داده‌های روزانه ۱۲ ایستگاه آبسنجی استفاده گردید. سپس جریان کمینه با تداوم ۷ روزه در هر ایستگاه محاسبه شد. به منظور تعمیم تحلیل‌های نقطه‌ای بر منطقه مطالعاتی مدل منطقه‌ای برای ۲۰ ایستگاه برآورد گردید. در مرحله بعد، با در نظر گرفتن سناریوی افزایش درجه حرارت به مقدار ۲ درجه سانتیگراد و کاهش ۱۰ درصدی بارش سالانه، جریان کمینه ۷۰ روزه با دوره برگشت ۱۰ سال برای همان ۲۰ ایستگاه برآورد شد. در نهایت نقشه‌های پهنه‌بندی منطقه مطالعاتی از لحاظ جریان کمینه ترسیم شد و مقادیر جریان کمینه و خشکسالی هیدرولوژیکی با دو فرض رخداد تغییر اقلیم و حالت عادی مقایسه شدند. نتایج نشان دادند که مقادیر جریان کمینه در حالت تغییر اقلیم کاهش یافته است. همچنین با بررسی نقشه‌های پهنه‌بندی مشخص شد که در حالت گرم شدن احتمالی و کاهش بارندگی هسته‌های خشکسالی هیدرولوژیک افزایش یافته و مناطق مستعد خشکسالی به طور جدی تحت تاثیر قرار گرفته‌اند که در مدیریت منابع آب قابل ملاحظه می‌باشد.

بختیاری ۱۳۸۲، با استفاده از روش‌های معمول سری‌های زمانی (اختلاف از میانگین، میانگین متحرک، معادلات رگرسیون و نمره استاندارد Z) به بررسی تغییرات عناصر عمده اقلیمی دما و بارندگی در مقاطع زمانی سالانه و فصلی در ایستگاه سینوپتیک کرمان طی یک دوره آماری ۲۹ ساله پرداخت. در این مطالعه مشخص گردید که دو عنصر عمده اقلیمی یعنی دما و بارش شهر کرمان طی دوره آماری ۲۹ ساله ۱۹۷۱-۲۰۰۰ دارای روندهای متفاوتی بوده‌اند. بدین مفهوم که در طی سال‌های مزبور روند تغییرات دما افزایشی و مقدار بارش دارای روند کاهشی بوده است. همچنین روند تغییرات دو عنصر فوق در طول تمام دوره یکسان نبوده و لذا ضریب همبستگی دما و بارش سالانه و فصلی در طول مدت دوره از مقدار کمی برخوردار بوده است. با توجه به ضریب مزبور در مورد دما، چهار دوره حرارتی و در مورد بارش نیز دو دوره متفاوت مشاهده گردید. افزایش دمای سالانه به میزان ۰/۰۵ درجه سانتی‌گراد در مقیاس سالیانه بوده و بیشترین کاهش بارندگی در دوره‌های حرارتی ۹۰-۱۹۸۶ و ۲۰۰۰-۱۹۹۶ به ترتیب به میزان ۲۷/۱۱ و ۲۰/۱۱ میلی‌متر در مقیاس سالانه بوده است. روند کاهش بارش فصلی تا قبل از سال ۱۹۹۶ هماهنگی مشخصی با تغییرات بارش سالانه شهر کرمان ندارد. ولی از سال ۱۹۹۶ به بعد، کاهش مقدار بارش فصلی با کاهش سالانه همخوانی دارد. همچنین روند تغییرات بارندگی فصلی نمایانگر این موضوع است که روند افزایش بارندگی فصل پاییز به میزان ۰/۲۳ میلی‌متر بوده و در سه فصل دیگر این روند سیر نزولی داشته است. می‌توان بخشی از این نوسانات را به افزایش جمعیت، گسترش بی‌رویه شهرنشینی و افزایش بی‌رویه مواد سوختی نسبت داد.

عسکری و رحیمزاده ۱۳۸۲، با استفاده از انواع آزمون‌ها، روند و جهش داده‌های بارندگی تعدادی از ایستگاه‌های سینوپتیک کشور را مورد بررسی قرار داده‌اند. این مطالعه که در نوع خود از برتری نسبت به سایر مطالعات برخوردار است در پژوهشکده سازمان هواشناسی کشور انجام گرفته است. هدف از این پژوهش بررسی بارش، آگاهی از نحوه تغییرات آن و وجود روند و... در کشور ایران بوده است. تغییر رفتار سریهای بارش در ایستگاه‌های سینوپتیک کشور که داده‌های آنها از مفیدترین منابع اطلاعاتی بوده و در مقایسه با سایر ایستگاه‌ها از کمیت و کیفیت بالاتری برخوردار هستند یکنواخت نبوده و گویای الگوهای متفاوتی در کشور می‌باشد. بررسی همگنی سریهای بارش ۳۴ ایستگاه سینوپتیک کشور نشان داد که اغلب ایستگاه‌ها از لحاظ دسته‌بندی همگنی میزان بارش در کلاس ۴ هستند و تنها ۶ سری در کلاس ۳ قرار دارند. منظور از

کلاس ۳ این است که ۲ آزمون از ۵ آزمون انجام شده همگنی را پذیرفته‌اند. منظور از کلاس ۴ یعنی از ۵ آزمون فقط یک آزمون همگنی در مورد آنها پذیرفته شده است که این یک مورد هم اغلب آزمون خود همبستگی مرتبه اول است. در حین بررسی نتایج آزمون‌ها مشخص شد که زمانی که سایر آزمون‌های همگنی، حکم بر ناهمگنی سربهای بارش را می‌دهند آزمون خود همبستگی مرتبه اول آن را قبول می‌کند.

از ۶ مورد سربهای زمانی بارش که در کلاس ۳ قرار داشتند ۵ سری زمانی آن از ایستگاههای سینوپتیک قزوین، بیرجند، شهرکرد، یزد و زابل بودند که در دوره‌های کوتاه‌تر از دوره آماری ۱۹۵۱-۹۷ میلادی از آمار برخوردار می‌باشند و فقط ایستگاه تهران - مهرآباد از آمار دوره فوق برخوردار بوده است. شایان ذکر است که در این مطالعه برای بررسی سربهای زمانی عناصر هواشناسی، داده‌های ایستگاههای با دوره آماری کمتر از ۳۰ سال بررسی نشده است. تاثیر 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 سربهای بارش ایستگاههایی که داده‌های سایر پارامترهای آنها به دلایل فوق ناهمگون بوده‌اند صرف‌نظر شد. نتایج کلی حاصل از بررسی سربهای زمانی بارش در ایستگاه‌های آبادان، بندرانزلی، بابلسر، بیرجند، بوشهر، اصفهان، کاشان، کرمانشاه، مشهد، ارومیه، رشت، شهرکرد، شیراز، تبریز، تهران، زابل و زاهدان که در تحلیل نهایی بارش مورد بحث قرار گرفتند به صورت زیر می‌باشد:

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

۲- در سربهای زمانی جمع بارش سالانه ایستگاههای کشور هر دو روند کاهشی و افزایشی مشاهده گردید.

۳- وجود روند افزایشی در جمع بارش سالانه برخی از ایستگاهها بیانگر افزایش بارش‌های منجمد (برف) نمی‌باشد. یکی از این ایستگاهها، ایستگاه تهران - مهرآباد می‌باشد که توسعه شهری و شهرنشینی و گرمایش حاصله باعث تغییر در نوع بارش، شدت مدت‌ها، تاریخ وقوع و تغییر در مقادیر فصلی آن شده است.

۴- روند بارش‌های فصلی در یک ایستگاه به صورت موازی نبوده و شدت روندها در فصول مختلف متفاوت می‌باشد.

کاوپانی و عساکره ۱۳۸۲، روند بلندمدت بارش سالانه اصفهان را مورد بررسی قرار دادند. در این تحقیق روش‌های خطی در تحلیل رفتار بارش ۱۰۳ ساله اصفهان به کار گرفته شد و ضمن تشریح روش‌های ناپارامتریک من کندال، روند غیرخطی نیز مورد بررسی قرار گرفت. بررسی‌های انجام شده در این مطالعه نشان داد که روند خطی، سهمی و ... نیز روند حاصل از آزمون رتبه‌ای در سطح ۰/۰۵ خطا معنی‌دار نبوده و بارندگی اصفهان طی ۱۰۳ سال گذشته حاوی رفتاری پایدار بوده و تنها چهار فاز در بارندگی را تجربه نموده است. همچنین کاربرد همبستگی نگار بارش گویای وجود چرخه‌هایی در بازه‌های ۴، ۱۰، ۱۳ و ۱۷ ساله بوده است.

مجرد و دارابخانی ۱۳۸۲، تغییرات زمانی و مکانی طول فصل رشد را در غرب کشور مورد بررسی قرار دادند. در این مطالعه تغییرات طول فصل رشد در حد فاصل سال‌های ۹۵-۱۹۷۶ برای ۱۰ ایستگاه منطقه غرب کشور شامل استانهای کرمانشاه، همدان، کردستان، ایلام و لرستان در سه آستانه دمایی (۳+، ۰ و ۳-) بررسی شد. فصل رشد (فصل غیریخبندان) به فاصله زمانی بین آخرین روز یخبندان در آستانه دمایی مورد نظر در فصل بهار و اولین روز یخبندان در همان آستانه در فصل پاییز اتلاق می‌شود.

با توجه به نتایج، بیشترین طول فصل رشد در هر سه آستانه، در بخش گرمسیر غرب و جنوب غرب و کمترین آن در بخش سردسیر شمالشرق منطقه رخ می‌دهد؛ به طوری که سرپل ذهاب واقع در بخش گرمسیر منطقه در آستانه ۳+ درجه سانتیگراد از طول فصل رشد ۲۳۶ روز و ایستگاه نوزه همدان واقع در بخش سردسیر منطقه از طول فصل رشد ۱۳۰ روز برخوردار است. با توجه به این که تغییرپذیری طول فصل رشد بسیار مهمتر از کاهش در میانگین طول مدت فصل رشد است، نتایج نشان داد که بیشترین تغییرپذیری طول فصل رشد مربوط به ایستگاههای مناطق مرتفع نظیر سقز و کنگاور و کمترین آن مربوط به ایستگاه ایلام است. در نهایت نتایج نشان دادند که طول فصل رشد در هر سه آستانه در نواحی مرکزی منطقه افزایش و در نواحی جنوبی، شمالی و شمالغربی کاهش می‌یابد. به طوری که بیشترین کاهش در اطراف سقز و بیشترین افزایش در اطراف بیجار بوده است. میانگین افزایش طول فصل رشد در نواحی مرکزی ۱/۵ الی ۲ روز در سال و میانگین کاهش در نواحی جنوبی و شمالغربی ۱ الی ۱/۵ روز در سال است.

هدایتی ۱۳۸۲، تاریخ شروع بارش و روند آن را در تهران مورد بررسی قرار داد. هدف از این مطالعه، تحلیلی در تاریخ شروع بارش شهر تهران با ۵ آستانه بارش ۱/۰، ۱، ۵، ۱۰ و ۲۰ میلی‌متر و تعیین روند

تغییرات فصلی و سالانه بارش در دوره آماری ۱۹۹۸-۱۹۵۱ بوده است. در این بررسی، تحلیل‌های بارش نشان داد که شروع بارش در آستانه‌های کمتر، از قبیل ۰/۱ و ۱ میلی‌متر روند کاهشی داشته، به عبارت دیگر به سمت اوایل پاییز گرایش پیدا نموده است. حال آنکه در آستانه‌های بالاتر (۵، ۱۰ و ۲۰ میلی‌متر)، تاریخ شروع بارش از مقادیر حدی برخوردار است که با حذف این مقادیر، باز هم روند کاهشی شروع بارش را طی دوره آماری نشان می‌دهد. همچنین تاریخ شروع بارش با آستانه‌های مختلف با توزیع نرمال برازش داده شد. این برازش مبین آن بود که در یک احتمال ثابت، تاریخ شروع بارش با آستانه شروع بزرگتر، افزایش خواهد یافت. بررسی روند فصلی میزان بارش نیز نشان داد که فصل زمستان با ۴۹/۳ میلی‌متر از روند افزایش خوبی برخوردار بوده حال آنکه فصول بهار و تابستان هر کدام به ترتیب ۶ و ۵ میلی‌متر کاهش و فصل پاییز افزایش محسوسی نداشته است. در تحلیل نسبت مقادیر حداکثر بارش هر ماه به مجموع بارش آن ماه، بررسی‌ها نشان داد که روند برای ماه‌های اواخر پاییز و زمستان کاهشی و در سایر ماه‌های سال افزایشی است.

رئیزی و همکاران ۱۳۷۸، با استفاده از روش استوکستیک تغییرات آب و هوایی جنوب ایران را مورد مطالعه قرار دادند. در این مطالعه آنالیز طیفی سری‌های زمانی بر روی آمار بارندگی ۴۰ ساله شیراز انجام گرفت. در ابتدا کلیه لنگرهای خطی، نوسانات دوره‌ای و مولفه اتورگرسیون حذف شده و آنالیزهای طیفی بر روی داده‌های باقی‌مانده انجام گرفت. نتایج آنالیز طیفی نشانگر آن بود که تغییرات آب و هوایی در جنوب ایران مشاهده نشده است.

مساعدی و شریفیان ۱۳۸۲، روند فراوانی وقوع سیل در رودخانه گرگانرود را مورد بررسی قرار دادند. در این مطالعه داده‌های دبی روزانه ۷ ایستگاه هیدرومتری رودخانه گرگانرود برای دوره آماری ۲۶ ساله از سال آبی ۱۳۵۲-۵۳ تا ۱۳۷۵-۷۶ مورد استفاده قرار گرفت. بررسی مقادیر متوسط دبی سالانه ایستگاهها حاکی از روند کاهشی متوسط آبدهی سالانه رودخانه در ایستگاههای مختلف بود به طوریکه با حرکت به سمت پایین دست رودخانه این روند از شدت بیشتری برخوردار بوده است.

به منظور بررسی دوره‌های کم‌آب و پرآب دوره آماری به ۴ دوره شش سال تقسیم گردید. بررسی روند تغییرات دوره‌ای متوسط آبدهی ایستگاهها نشان داد که در دوره‌های اول، دوم و چهارم آبدهی رودخانه در هر ایستگاه بشدت کاهش یافته است. اما در دوره سوم روند متوسط آبدهی افزایشی بوده است. بررسی روند فصلی آبدهی ایستگاهها حاکی از وجود روند کاهشی آبدهی در فصل بهار و روند شدیداً کاهشی در فصل

تابستان است به طوری که در برخی از ایستگاهها این کاهش به ۳ درصد در سال می‌رسد. در فصل پاییز روند آبدهی به صورت خفیف روند افزایشی را نشان می‌دهد. در فصل تابستان مقدار آبدهی در ایستگاهها متفاوت بوده است به طوری که هم افزایشی و هم کاهشی و هم بدون روند را می‌توان مشاهده نمود.

تعداد سیل، زمان تداوم سیل و حجم آن از روند خاصی در کل ایستگاهها تبعیت نمی‌کند، ولی می‌توان گفت که در بخش بالادست رودخانه تعداد سیل رو به افزایش بوده ولی زمان تداوم آن رو به کاهش است که این امر علاوه بر این که متأثر از شرایط اقلیمی و تغییرات آن نسبت به زمان می‌باشد، می‌تواند ناشی از تغییر کاربری اراضی و در نتیجه عکس‌العمل سریع حوزه نسبت به بارندگی و رواناب نیز باشد.

رستمیان ۱۳۷۷ تغییرات اقلیمی سواحل جنوبی دریای خزر را مورد بررسی قرار داد. هدف از این

تحقیق بررسی تغییرات و روند میانگین درازمدت سالیانه - فصلی - ماهیانه دمای حداکثر و دمای حداقل و بارش از طریق روش‌های آماری سری زمانی و گرافیکی با استفاده از آزمون من - کندال بوده است. در این تحقیق یک دوره ۴۵ ساله بین سالهای ۱۹۹۵-۹۹ مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. سریهای همگون به وسیله آزمون Runtest تصحیح و شناسایی گردیدند. آزمون تصادفی بودن از طریق آزمون من - کندال صورت گرفت و سریهایی که تغییرات و روند قابل توجهی در سطح اطمینان ۵ درصد نشان دادند از طریق میانگین متحرک ۹ ساله صاف شدند. سپس با استفاده از آزمون  $u$  و  $u$  من - کندال زمان تغییر و نوع تغییر (تغییر ناگهانی یا روند) شناسایی شد و از طریق معادله رگرسیون میزان تغییر در طول دوره تعیین گردید. نتایج آزمون من - کندال تغییر اقلیم را در شمال کشور نشان نداد ولی تغییرات دما و بارش در بعضی ماهها مشاهده شده است. روند گرمایشی غالبی در منطقه وجود ندارد و فصل زمستان به طور نسبی در همه ایستگاهها کاهش نسبی را در دمای حداکثر و حداقل نشان می‌دهد. در بقیه فصلها کاهش دمای حداکثر و افزایش دمای حداقل به ویژه در ایستگاه انزلی شکل غالب دارد. در سریهای ماهانه دمای حداکثر و حداقل، تغییرات کاهشی ماه فوریه و تغییرات افزایشی ماه آوریل در همه ایستگاهها بارز است. در سریهای بارش فصلی، فصل‌های بهار و تابستان با کاهش و پاییز و زمستان با افزایش بارندگی در تمام منطقه به ویژه ایستگاه گرگان همراه بوده‌اند. اکثر تغییرات از نوع تغییرات ناگهانی بوده، و از نظر زمانی در دو دهه ۱۹۶۰ و ۱۹۷۰ تمرکز داشته است.

خسرو ۱۳۷۸، تغییرات اقلیمی جنوب ایران را با استفاده از پارامترهای بارش و دما مورد بررسی قرار داد. در این مطالعه به منظور بررسی تغییرات اقلیمی در جنوب ایران، آمار متوسط درجه حرارت‌های حداقل و حداکثر و بارندگی سالانه، فصلی و ماهانه ۵ ایستگاه سینوپتیک شیراز، بوشهر، اهواز، زاهدان، بندرعباس در دوره آماری ۴۵ ساله ۱۹۵۱-۹۵ از سازمان هواشناسی کشور تهیه گردید. همگنی سریها بوسیله آزمون runtest تعیین و به کمک روش نسبتها و تفاضلهای بازسازی داده‌ها انجام پذیرفت. تصادفی بودن داده‌ها از طریق آزمون من - کندال آزمایش شد و سریهایی که با اطمینان ۹۵ درصد دارای تغییر یا روند بودند شناسایی شدند. سپس با استفاده از نمودارهای متفاوت بدست آمده از آزمون  $u$  و  $u$  من - کندال چگونگی روندها یا تغییرات مشخص و به کمک معادله رگرسیون خطی (برای روندها) و مقایسه میانگین‌ها (برای تغییرات ناگهانی) میزان تغییرات تعیین گردید. نتایج تحقیق تغییرات اقلیمی قابل توجهی را در جنوب ایران نشان نداد ولی تغییرات ناگهانی و روندهای متفاوتی در بعضی از سریها مشاهده شده است. در سریهای ماهانه حداقل بیشترین تغییرات دیده می‌شود که در ایستگاههای شیراز، بوشهر و اهواز عموماً افزایشی و در بندرعباس و زاهدان کاهش و از نوع تغییرات ناگهانی است. سریهای حداکثر با تغییرات کمتر وضعیتی مشابه را از نظر نوع تغییر دارا است با این تفاوت که در ماههای ژوئن و آگوست در اهواز و سپتامبر در ایستگاه بندرعباس دارای روند است. سریهای بارندگی ماهانه نیز هیچ گونه تغییری را نشان نمی‌دهند. سریهای فصلی و سالانه، عملکردی مشابه سریهای ماهانه نشان می‌دهند یعنی اکثر تغییرات در سریهای حداقل فصلی که عمدتاً در شیراز، اهواز و بوشهر افزایشی و در بندرعباس و زاهدان کاهش است مشاهده می‌شود و تغییرات همگی ناگهانی می‌باشند. تغییرات ناگهانی از نوع کاهش است و در بقیه ایستگاهها هیچ گونه تغییری دیده نمی‌شود. اکثر تغییرات از نوع ناگهانی بوده و بیشتر آنها مربوط به ایستگاههای شیراز (افزایشی) و بندرعباس (کاهشی) می‌باشند و از نظر زمانی تمرکز شدیدتر در دو دهه ۱۹۶۰ و ۱۹۷۰ وجود داشته است.

محمدی ۱۳۸۰، روند تغییرات دما، بارش، رطوبت و ساعات آفتابی را در تهران مورد بررسی قرار داد. نتایج نشان داد که تغییرات سالانه ساعات آفتابی و حداکثرهای دما روند کاهش و مابقی پارامترها روند افزایشی داشته‌اند. همچنین روندهای سالانه، فصلی و ماهانه ساعات آفتابی کاهش و رطوبت مطلق افزایشی می‌باشد. اما بقیه پارامترها از نظر دوره‌های زمانی فصلی و ماهانه متفاوت هستند. بدین ترتیب که در برخی فصول و ماهها کاهش داشته و در برخی دیگر دارای افزایش بوده‌اند.

## ۱-۸-۱- روش‌های مختلف مطالعه تغییر اقلیم

### ۱-۸-۱-۱- مدل‌های گردش عمومی<sup>۱</sup> (GCM)

مرسوم‌ترین روش مطالعه تغییر اقلیم استفاده از مدل‌های ریاضی است که سعی در بکارگیری روش‌های عددی برای پیش‌بینی‌های طولانی مدت دارند. این مدل‌ها که با عنوان مدل‌های گردش عمومی نامیده می‌شوند بر اساس اطلاعات موجود هواشناسی و فرض دو برابر شدن CO<sub>2</sub> از میزان فعلی، پارامترهای مختلف هواشناسی از قبیل دما، بارندگی، رطوبت و ... را پیش‌بینی می‌کنند. همانطور که قبلاً ذکر شد سناریوهای مختلف ارایه شده توسط IPCC زمان دو برابر شدن CO<sub>2</sub> را پیش‌بینی می‌نمایند. بنابراین مدل‌های گردش عمومی می‌توانند بر حسب هر یک از این سناریوها پیش‌بینی‌های متفاوتی را ارایه دهند. در این میان مدل‌های زیادی از کشورهای مختلف ارایه شده است که برخی از آنها به شرح زیر می‌باشند:

۱- مدل آکادمی علوم آمریکا USSA

۱- مدل انستیتو گوارو GLSS

۲- مدل مرکز ملی تحقیقات جوی NCAR

۳- مدل آزمایشگاه ژئوفیزیک دینامیک سیالات GFDL

۴- مدل سازمان هواشناسی انگلستان URMET

۵- مدل دفتر هواشناسی MC

۶- مدل دانشگاه ایالتی ارگان OSU

همانطور که ذکر شد کلیه مدل‌های فوق تغییرات پارامترهای مختلف علی‌الخصوص افزایش درجه حرارت را به ازای دو برابر شدن گاز کربنیک کره زمین نشان می‌دهند.

در این زمینه مطالعات گسترده‌ای انجام گرفته است. بولتات و همکاران در سال ۱۹۸۸ با استفاده از مدل‌های GCM اثر دو برابر نمودن غلظت گاز کربنیک را بر روی عوامل هیدرولوژیکی از قبیل تبخیر و تعرق،

<sup>۱</sup> - General circulation models



رطوبت خاک، تجمع برف، ذخیره آبهای زیرزمینی، رواناب و بیلان آبی در سه حوزه آبریز بلژیک مورد مطالعه قرار دادند. در این مطالعه ارقام اندازه‌گیری شده برای یک دوره ۷۰ ساله با نتایج مدل که گازکربنیک را تا دو برابر افزایش داد مورد مقایسه قرار گرفتند. بطور کلی در این تحقیق نتایج زیر حاصل شده است :

۱- تبخیر و تعرق پتانسیل و موثر ماهیانه به ترتیب در حدود ۹ درصد افزایش نشان داد.

۲- درصد رطوبت خاک افزایش یافت.

۳- میزان ذخیره آبهای زیرزمینی در سه حوزه نتایج یکسانی ارایه نداد. در حوزه‌هایی که نفوذپذیری خاک بالا بوده است میزان ذخیره آبهای زیرزمینی افزایش یافت و در نتیجه جریان پایه و جریان کل افزایش یافت.

۴- در حوزه‌هایی که نفوذپذیری خاک کم بوده در ماههای زمستان سیلابها افزایش یافت. بنابراین تجدیدنظر در طراحی سازه‌های آبی ضرورت پیدا می‌نماید.

میشل در سال ۱۹۸۹ مطالعات پنج موسسه مختلف که رابطه بین دو برابر نمودن گازکربنیک با عوامل هیدرولوژیکی را با مدل‌های گردش عمومی مطالعه کرده‌اند مورد بررسی قرار داد. نتایج مطالعات این ۵ موسسه بر روی اثر دو برابر نمودن گازکربنیک بر روی درجه حرارت و بارندگی در جدول (۱-۵) ارایه شده است. بطوریکه جدول شماره (۱-۵) نشان می‌دهد درجه حرارت بین  $2/8$ ،  $5/2$  درجه کلون و بارندگی بین  $1/7$  تا  $5/0$  درصد افزایش یافته است. تغییرات درجه حرارت تابعی از طول و عرض جغرافیایی و فصل می‌باشد. بطوریکه در مناطقی که دریا از یخ پوشیده شده تغییرات درجه حرارت بیشتر است. بطور کلی میزان بارندگی با دو برابر نمودن گازکربنیک افزایش یافته است ولی افزایش بارندگی در مناطق مختلف یکسان نیست. در مناطق با عرض جغرافیایی زیاد بطور کلی میزان بارندگی و رواناب افزایش می‌یابد. ولی در مناطق با عرض جغرافیایی کم بارندگی بسته به منطقه افزایش یا کاهش نشان می‌دهد. میشل در این مطالعه دو نتیجه کلی کسب نمود که به صورت ذیل می‌باشند :

۱- میزان گازکربنیک و سایر گازهای موجود در اتمسفر بعد از انقلاب صنعتی افزایش یافته است.

۲- مدل‌های مختلف نشان داده‌اند که با افزایش گازکربنیک شرایط هیدرولوژیکی از قبیل بارندگی، درجه حرارت، تبخیر و تعرق، رواناب و ... تغییر می‌کند.

جدول (۱-۵)- اثر دو برابر نمودن گاز کربنیک بر روی درجه حرارت و بارندگی

نام مدل	منبع	تغییر دمای سطحی (K)	تغییر بارندگی (%)
GISS	هانسن و همکاران (۱۹۴۸)	۴/۲	۱۱
NCAR	واشنگتن و مایل (۱۹۸۴)	۴	۷/۱
GFDL	واهرالد و ماناب (۱۹۸۴)	۴	۸/۷
MO	ویلسون و ماچل	۵/۲	۱۵
OSU	اسکلزینگر و زاهو (۱۹۸۷)	۲/۸	۷

بطور کلی بر اساس سایر مطالعات انجام شده نتایج این مدل‌ها را می‌توان به صورت زیر خلاصه نمود

(رستم افشار و فهیمی ۱۳۷۵)

۱- کلیه مدل‌های فوق گرم شدن زمین را با روند فعلی افزایش CO<sub>2</sub> پیش‌بینی می‌نمایند و بطور کلی میزان افزایش درجه حرارت روی مناطق عرض‌های میانی در نیمکره شمالی بیشتر از متوسط جهانی خواهد بود (به ویژه در فصول زمستان و پاییز) در حالی که در مناطق حاره‌ای تغییرات ناچیز می‌باشد. همچنین در عرض‌های میانی نیمکره شمالی تابستان خشک‌تری پیش‌بینی می‌گردد.

۲- تمام مدل‌های مذکور افزایش بارندگی در عرض‌های بالا و حاره‌ای در تمام مدت سال و در عرض‌های میانی فقط در زمستان را پیش‌بینی می‌نماید و اکثر مدل‌ها افزایش بارندگی را در آسیای جنوب غربی نوید می‌دهد.

۳- افزایش دما باعث شتاب بیشتر در چرخه آب خواهد شد.

۴- نقشه‌های هم‌دمای دوره‌های مختلف جهانی نشان می‌دهد که دمای کره زمین در سال ۸۰-۸۹ به میزان ۰/۲۵ تا ۰/۵ درجه سانتی‌گراد نسبت به میانگین درازمدت افزایش دارد.

با توجه به بخش‌های قبلی این گزارش، در ایران نیز سازمان محیط زیست مطالعاتی را با استفاده از مدل‌های گردش عمومی و چند سناریوی مختلف بر روی تغییر اقلیم انجام داد که بطور مختصر ذکر گردید. مدل‌های گردش عمومی کلی بوده و برای نواحی وسیع مورد استفاده قرار می‌گیرد. علاوه بر این، نتایج این مدل‌ها به دلیل کلی بودن و عدم بررسی دقیق آنها برای سازگاری با شرایط اقلیمی ایران می‌تواند مورد تردید

قرار گیرد. بنابراین در ایران می‌توان از روش‌های جزئی‌تری نظیر روش‌های آماری توصیه شده توسط سازمان جهانی هواشناسی استفاده نمود که در بخش بعدی بطور مفصل شرح داده می‌شود.

## ۱-۸-۲- روش‌های آماری در مطالعات تغییر اقلیم<sup>۱</sup>

### ۱-۸-۲-۱- مقدمه

پارامترهای اقلیمی در مقیاس زمان و مکان به دلایل زیادی تغییر می‌نمایند قبل از هر گونه بحثی راجع به تغییرات آنها می‌بایست نحوه چگونگی تغییرات را بر اساس مشاهدات و با بهره‌گیری از روش‌های آماری تعیین نمود. به منظور آشکارسازی تغییرات اقلیمی در دیدگاه آماری، روش‌های خاصی به کار گرفته می‌شود. این روش‌ها علاوه بر دید کلی ما را در یافتن بسیاری از حقایق یاری می‌دهند. هنگامی که روش‌ها در کنار یکدیگر بررسی شوند بسیار مفیدتر خواهند بود.

از جمله این روش‌ها می‌توان به آزمون همگنی، تحلیل و بررسی روند، جهش و هموارسازی سری‌ها اشاره نمود. در این گزارش تعدادی از روش‌های آماری WMO که در مورد مطالعات تغییر اقلیم توصیه شده مورد بررسی قرار گرفته است. قابل ذکر است که در گردآوری این مطالب از تجربیات و نظرات شخصی خانم مهندس رحیم‌زاده<sup>۲</sup> استفاده شده است.

### ۱-۸-۲-۲- همگنی

در مطالعات تغییر اقلیم بررسی همگنی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. بدین‌منظور آزمون‌های همگنی خاصی در تایید یا عدم تایید آن بکار می‌رود.

در یک دید کلی می‌توان آزمون‌های همگنی را به دو صورت مطلق و نسبی از نظر گذراند (Mitchell, 1966) در آزمون همگنی مطلق تنها یک سری زمانی مورد بررسی قرار می‌گیرد و در آزمون همگنی نسبی سری زمانی مورد نظر در مقایسه با سری‌های زمانی دیگر بررسی می‌شوند. روش‌های متفاوتی

---

۱- کل این بخش از گزارش شماره ۱۹۵، WMO در زمینه تغییر اقلیم تهیه شده است.

۲- کارشناس ارشد پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو سازمان هواشناسی کشور

در زمینه شناسایی همگنی داده‌ها وجود دارد که پژوهشگر با توجه به زمینه مطالعاتی خود چند نمونه از آن را بر می‌گزیند.

### الف- آزمون آبه

در اولین آزمون آماری به آشکارسازی جهش‌های غیراقليمی پرداخته می‌شود. این آزمون از روش "آبه" گرفته شده (Conrad and Plllack, 1962) و فرم یافته (Shonwise, 1986) می‌باشد که در آن از سری زمانی بالا گذر استفاده می‌شود. آزمون "آبه" هم جهت تغییرات و هم اندازه انحراف یک سری زمانی از میانگین آن را نشان می‌دهد. در حالت همگنی سری زمانی  $Z$  رابطه روبرو برقرار است:

$$1 - \frac{1}{\sqrt{n-1}} \leq \frac{2A}{B} \leq 1 + \frac{1}{\sqrt{n-1}}$$

که در آن:

$$A = Z_1'^2 + Z_2'^2 + \dots + Z_n'^2 - \frac{1}{2}(Z_1'^2 + Z_n'^2)$$

$$B = (Z_1' - Z_2')^2 + \dots + (Z_{n-1}' - Z_n')^2$$

$Z_1'$  و  $Z_n'$  انحراف از میانگین حسابی یا  $\bar{Z}$  است و  $n$  حجم نمونه است. یک اشکال این روش این است که در صورت وجود یک روند بلندمدت، غیرهمگنی بطور واضح نشان داده نمی‌شود. این اشکال را می‌توان با بکار بردن یک صافی بالاگذر (High pass filter) از بین برد که این کار با کاهش اثر روند بلندمدت و نوسانات از سری زمانی اصلی صورت می‌گیرد. بنابراین آزمون "آبه" که در این صورت اصلاح شده است. قابل کاربرد برای داده‌های سری زمانی می‌باشد.

### ب- آزمون‌های نسبی همگنی کراداک<sup>۱</sup> و بیشاند<sup>۲</sup>

در آزمون نسبی همگنی سری زمانی موردنظر با متوسط سری‌های زمانی چندین ایستگاه مورد مقایسه قرار می‌گیرد. پیش زمینه این روش وجود یک همبستگی معنی‌دار بین این ایستگاهها و حداقل وجود یک همگنی تقریبی در سری‌های زمانی ایستگاههای اطراف می‌باشد (بطورکلی با یک آزمون مطلق آغاز

<sup>۱</sup> - Craddock

<sup>۲</sup> - Buishand

نموده و مجدداً آزمون همگنی نسبی را مورد استفاده قرار می‌دهیم). در آزمون همگنی نسبی که توسط (Craddock, 1979) آماده گردیده است یک شکل گرافیکی بکار برده شده است بطوریکه به صورت زیر مورد استفاده گرفته است :

$$S_1 = \frac{\bar{U}}{\bar{Z}} Z_1 - U_1$$

$$S_2 = \frac{\bar{U}}{\bar{Z}} Z_1 - U_1 + \frac{\bar{U}}{\bar{Z}} Z_2 - U_2, \dots$$

که در آن  $Z_i$  ها مقادیر سری زمانی هستند که فرض می‌شود همگن باشد و  $U_i$  مقادیر سری زمانی می‌باشد که آزمون همگنی آنها مورد نظر است.  $\bar{U}$  و  $\bar{Z}$  میانگین هندسی متناظر آنها است. اگر مقادیر  $S_i$  در برابر زمان رسم شود، مقادیر بیشینه واضح (شیب  $V$  یا معکوس  $V$  که در تغییرات روند نقاط تغییر نامیده می‌شوند) معیار مناسبی برای ناهمگنی در سال متناظر می‌باشند. زمانی که مقادیر  $S_i$  حول یک مقدار میانگین نوسان می‌کنند، فرض همگنی قبول می‌شود. این آزمون به شکل مناسب‌تری به وسیله همگنی نسبی توسط (Buishand, 1982) بیان شده است. علاوه بر آن در این حالت تعریف سطوح احتمال (احتمال خطا) نیز ممکن است. این آزمون یک روش چندگانه از محاسبه انحرافات تجمعی می‌باشد. در این حالت چهار معیار آزمون  $A, U, R, Q$  تعریف می‌شود. این معیارها مقادیر مقایسه‌ای با جداول مخصوصی می‌باشند که تعیین می‌کنند آیا در سطح بخصوصی همگنی وجود دارد یا خیر؟

### ج- آزمون انحرافات تجمعی<sup>1</sup>

در آزمون انحرافات تجمعی به این صورت عمل می‌شود که اگر  $X_1, X_2, \dots, X_i, \dots, X_n$  مشاهدات ما باشند

آنگاه :

$$S_0^* = 0$$

$$S_k^* = \sum_{i=1}^k (X_i - \bar{X}) \quad K = 1, 2, \dots, n$$

$$D_X^2 = \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 / n$$

$$S_k^{**} = S_k^* / D_X \quad K=0, 1, \dots, n$$

<sup>1</sup> - Cumulation Deviations

چهار معیار Q, R, U, A نیز به شرح زیر به دست می‌آید :

$$Q = \text{Max}|S_k^{**}| \quad 0 \leq K \leq n$$

$$R = \text{Max}(S_k^{**}) - \text{Min}(S_k^{**})$$

$$U = \frac{1}{n(n+1)} \sum_{k=1}^n (S_k^{**})^2$$

$$A = \sum_{k=1}^{n-1} \{K(n-k)^{-1/2} S_k^{**}\}$$

مقادیر بحرانی آماری Q در جدول ۶-۱ ارایه شده است.

در صورتی که آزمون همگنی به صورت نسبی مورد استفاده قرار گیرد  $S_k^*$  به صورت زیر محاسبه

می‌شود :

$$S_k^* = \frac{\sum_{i=1}^k (d_i - \bar{d})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (d_i - \bar{d})^2}}$$

که در آن  $d_i = Z_i - U_i$  تفاوت بین سری زمانی مورد آزمون و مطلق می‌باشد و  $\bar{d}$  میانگین حسابی آن

است. این آزمون ترجیحا در سری زمانی بارندگی مورد استفاده قرار می‌گیرد. هر چند داده‌هایی با توزیع

نرمال در این مورد بهتر جواب می‌دهند. همچنین داده‌ها نباید که همبسته باشند.

جدول ۶-۱- نقاط بحرانی آماره Q (جدول زیر  $Q/\sqrt{n}$  (Buishand,1982))

N	90%	95%	99%
10	1.05	1.14	1.29
20	1.10	1.22	1.42
30	1.12	1.24	1.46
40	1.13	1.26	1.50
50	1.14	1.27	1.52
100	1.17	1.24	1.55
$\infty$	1.22	1.36	1.63

#### د- آزمون بیشینه ورسلی<sup>۱</sup>

در این آزمون، آماره  $Z_k^{**}$  براساس  $S_k^*$  و  $D_x$  (همانگونه که در آزمون انحراف تجمعی محاسبه شدند) به صورت زیر بدست می‌آیند.

$$Z_k^* = [k(n-k)]^{-1/2} S_k^*$$

$$Z_k^{**} = Z_k^* / D_x$$

و آنگاه

$$V = \max |Z_k^{**}| \quad 1 \leq K \leq n-1$$

آماره آزمون ورسلی از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$W = (n-2)^{1/2} V / (1-V^2)^{1/2}$$

جدول ۱-۷ مقادیر بحرانی آماره آزمون W را نشان می‌دهد.

براساس دو آماره آزمون انحرافات تجمعی و ورسلی نقاط تغییر به صورت مناسبی بدست می‌آیند.

مکانهای بیشینه  $|S_k^{**}|$  یا  $|Z_k^{**}|$  یک برآورد مناسبی از نقطه تغییر را بدست می‌دهند. بدین ترتیب می‌توان علاوه بر شناسایی همگنی برای شناسایی نقاط تغییر از این آزمون استفاده کرد. در صورتی که  $S_k^{**}$  و  $Z_k^{**}$  براساس k رسم شود و حرکت آنها به صورت نوسانی حول یک خط باشد آنگاه همگنی سری تایید می‌شود.

---

<sup>۱</sup> - Worsley's Likelihood ratio test

جدول ۱-۷- جدول مقادیر بحرانی W

N	سطوح معنی داری		
	$\alpha = 0.1$	$\alpha = 0.05$	$\alpha = 0.01$
10	3.14	3.66	4.93
15	2.97	3.36	4.32
20	2.90	3.28	4.13
25	2.89	3.23	3.94
30	2.86	3.19	3.86
35	2.88	3.21	3.87
40	2.88	3.17	3.77
45	2.86	3.18	3.79
50	2.87	3.16	3.79

۱-۸-۲-۳- روند

#### الف- روند عددی - گرایش درازمدت

روند، گرایش درازمدت سری زمانی است و می‌توان آن را به عنوان گرایش اصلی سری زمانی تصور کرد ممکن است طبیعت و دستاوردهای بشر و سری‌های زمانی ناشی از تغییر اقلیم، جهش را در یک سری زمانی درازمدت به وجود آورد. امحاء تدریجی یک جنگل به منظور ایجاد شهرک یا خانه‌سازی در میزان دبی رودخانه روند نزولی را به وجود می‌آورد. روند در سری آماری داده‌های کنترل کیفیت آب می‌تواند به علت عملیات طولانی کشاورزی و توسعه مناطق زراعی باشد. یک منبع مهم روند در سری‌های زمانی دما در بعضی مناطق روند افزایش را نشان می‌دهند که این افزایش ناشی از گرمایش جهانی و تاثیر تغییرات ترکیب گازهای گلخانه‌ای است.

#### ب- تعیین معادله روند از طریق روش حداقل مربعات

روش‌های مختلفی برای تشخیص نوع روند و تعیین معادله آن وجود دارد از جمله :

۱- روش حداقل مربعات

۲- روش چشمی



۳- روش میانگین متحرک

۴- روش نیمه میانگین

در این گزارش پیرامون تعیین معادله روند از طریق حداقل مربعات و میانگین متحرک بحث می‌شود. همان طوری که در تعریف گفته شد روند، گرایش درازمدت سری زمانی است و می‌توان آن را به عنوان گرایش اصلی سری زمانی بدون در نظر گرفتن سایر تغییرات فصلی، ادواری و تصادفی تصور کرد. بنابراین طبیعی است که یک سری زمانی را به وسیله نمودار پراکنش رسم نمود و منحنی یا خطی را که به بهترین وجه متناسب با نقاط پراکنش آن باشد به دست آورد. اگر روند به صورت خط تشخیص داده شود، می‌توان ضریب خط  $y = a_0 + a_1t$  را با بکارگیری روش حداقل مربعات از طریق حل معادله و مشتق‌گیری از رابطه زیر به دست آورد:

$$\sum y = a_0N + a_1 \sum t + a_2 \sum t^2 + \dots + a_N \sum t^N$$

$$\sum ty = a_0 \sum t + a_1 \sum t^2 + \dots + a_N \sum t^{N+1}$$

$$\sum ty^N = a_0 \sum t^N + a_N \sum t^{N+1} + \dots + a_N \sum t^{2N}$$

ضمن آنکه می‌توان این دستگاه را به صورت ماتریس زیر نمایش داد:

$$\begin{bmatrix} \sum y \\ \sum ty \\ \sum ty^N \end{bmatrix} = [a_0 a_1 \dots a_N] \begin{bmatrix} N \sum t \dots \sum t^N \\ \sum t \sum t^2 \dots \sum t^{N+1} \\ \sum t^N \sum t^{N+1} \dots \sum t^{2N} \end{bmatrix}$$

یا به اختصار  $Y = A * T$  که در آن  $A$  بردار ضریب می‌باشد و بردار  $Y$  و ماتریس  $T$  با استفاده از

مشاهدات به دست می‌آیند. بر این اساس ماتریس ضرایب یعنی  $A$  از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$A = Y T^{-1}$$

ج- تعیین روند از طریق میانگین متحرک

برآورد روند از طریق میانگین متحرک نیز امکان‌پذیر است. در این روش می‌توان یک چند جمله‌ای

را به روش میانگین متحرک به وسیله میانگین‌گیری وزنی مقادیر قبل و بعد از هر مقدار سری زمانی به دست

آورد. برای مثال اگر در نظر باشد که یک معادله درجه سوم به هفت نقطه  $t=3,2,1,0,1,2,3$  از طریق روش میانگین متحرک برازنده شود روش حداقل مربعات به صورت زیر به کمک گرفته می‌شود:

$$S = \sum_{t=-3}^{t=3} (y_t - a_0 - a_1 t - a_2 t^2 - a_3 t^3)^2$$

برای حداقل کردن S خواهیم داشت :

$$\frac{\partial S}{\partial a_j} = -2 \sum_{t=-3}^{t=3} (y_t - a_0 - a_1 t - a_2 t^2 - a_3 t^3) t^j = 0 \quad J = 0, 1, 2, 3$$

با توجه به مقادیر t اگر توان فرد باشد آنگاه  $\sum t^j = 0$  و اگر  $J=2$  آنگاه  $\sum t^2 = 28$

به ازای  $J = 0$  :

$$\frac{\partial S}{\partial a_0} = \sum (y_t - a_0 - a_2 t^2) = 0$$

در نتیجه :

$$\sum y_t = 7a_0 + a_2 \sum t^2 = 7a_0 + 28a_2$$

به ازای  $J=2$  :

$$\frac{\partial S}{\partial a_2} = \sum (y_t - a_0 - a_2) t^2 = 0$$

بنابراین :

$$\sum t^2 y_t = a_0 \sum t^2 + a_2 \sum t^4 = 28a_0 + 196a_2$$

$$a_0 = \frac{1}{21} 17 \sum_{t=-3}^3 y_t - \sum_{t=-3}^3 t^2 y_t \quad \text{از حل دو معادله نتیجه می‌شود :}$$

$$= \frac{1}{21} (7y_{-3} + 7y_{-2} + 7y_{-1} + 7y_0 + 7y_1 + 7y_2 + 7y_3 - 9y_{-3} - 4y_{-2} - y_{-1} - 0 - y_1 - 4y_2 - 9y_3)$$

$$= \frac{1}{21} (-2y_{-3} + 3y_{-2} + 6y_{-1} + 7y_0 + 6y_1 + 3y_2 - 2y_3)$$

بدین ترتیب  $a_3, a_2, a_1$  نیز باید محاسبه و تعیین شود.

بنابراین مقادیر هموار شده در محل میانی هفت نقطه بر اساس وزن‌های  $(-2, 3, +6, +7, 6, 3, -2)$

به دست می‌آیند. باید توجه داشت که ضرایب برازش داده شده  $2m+2$  نقطه شبیه به برازش یک چند

جمله‌ای متناظر با آن می‌باشد. در این روش مقادیر در اول و آخر سری کاسته می‌شوند.

#### د- آزمون وجود روند

تعدادی آزمون پارامتریک و ناپارامتریک برای اثبات وجود یا عدم آن پیشنهاد شده است. در این بررسی از یک آزمون پارامتریک و یک آزمون ناپارامتریک استفاده می‌شود.

#### -آزمون پارامتریک

اگر  $y_t$ ,  $t=1, \dots, N$  سری زمانی که در آن  $N$  تعداد نمونه باشد به وسیله یک روند خطی ساده بیان شده باشد یعنی  $a_0 + a_1 t$  (Maidment, 1993) رد فرض  $a_1 = 0$  به عنوان آشکارسازی روند خطی در نظر گرفته می‌شود فرض  $a_1 = 0$  رد می‌شود اگر:

$$Tc = \left| \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}} \right| > T_{1-\alpha/2}$$

که در آن  $r$  ضریب همبستگی بین  $y$  و  $t$  یا ضریب همبستگی متقابل بین دنباله‌های  $y_1, \dots, y_N$  و زمان متناظر با آنها  $t$  می‌باشد.

آماره  $T_c$  دارای توزیع T-Student با  $U=N-2$  درجه آزادی است و کافی است مقدار  $T_c$  مربوط به مشاهدات را تعیین و با مقدار  $T_{1-\alpha/2}$  که از جدول T-Student مربوط به سطح معنی‌داری  $\alpha$  استخراج می‌شود، مقایسه کرد.

#### تحلیل کمی روند

پس از آنکه روند محاسبه شد می‌توان کاهش و افزایش روند را نیز به صورت کمی تحلیل نمود. یکی از راه‌هایی که توسط (WMO, Schonwise, 1997) توصیه شده است، استفاده از آنالیز زیر است:

$$Tr = \Delta a = \hat{a}_n(t_n) - \hat{a}_1(t_1)$$

در حالی که  $\hat{a}_i(t_i)$  مقادیر برآورده شده در زمان  $t_i$  ( $i=1, \dots, n$ ) می‌باشد. مقادیر مثبت  $+Tr$  نشان دهنده افزایش و  $-Tr$  نشان‌دهنده کاهش روند می‌باشد. برای بحث و مباحثه در مورد روند نسبی می‌توان میانگین سری را به دست آورد و سپس مقادیر  $Tr/a_n(t_n)$  یا  $Tr/a_1(t_1)$  یا  $Tr/\bar{a}$  را مقایسه نمود در حالی که  $a_1$  شروع و  $a_n$  خاتمه مقادیر سری هستند. این بدین معنی است که با استفاده از مقدار به دست آمده

$T_r/a_1(t_1)$  در حالت روند کاهشی به مقادیر کوچک منتهی می شود و در حالت روند افزایشی به مقادیر بزرگ منتهی می شود. با استفاده از  $T_r/a_n(t_n)$  عکس این حالت نتیجه گیری می شود در حالت کلی  $T_r/\bar{a}$  بسیار مدلل است  $T_r/S$  که در آن S انحراف معیار است برای ارزیابی چیزی است که به آن نسبت روند به نوفه می گویند. این ارزیابی ساده امکان یک وضعیت مطمئن را فراهم می آورد. در حالتی که توزیع نرمال نباشد مانند آنچه که اغلب در بارندگی مورد انتظار ما است روش من کندال مناسب تر است.

### - آزمون ناپارامتریک روند

دو آزمون ناپارامتریک برای تحلیل روند توسط (WMO, Sneyers, 1990) توصیه شده است.

#### . ضریب همبستگی اسپیرمن

در این آزمون ابتدا مشاهدات  $X_i (I=1, \dots, n)$  به وسیله رتبه های  $y_i$  جایگزین می شوند آنگاه آماره  $r_s$  به وسیله رابطه :

$$r_s = 1 - \frac{6}{n(n^2 - 1)} \sum (y_i - i)^2$$

محاسبه می شود. با استفاده از فرض صفر نرمال بودن توزیع خواهیم داشت :

$$E(r_s) = 0 \quad \text{Varr}_s = \frac{1}{n-1}$$

با در نظر گرفتن سطح معنی دارد  $\alpha_0$  و در انجام آزمون مقادیر بزرگ  $|r_s|$  منجر به قبول فرض

وجود روند می شود پس از محاسبه  $r_s$  محاسبه  $\alpha_1$  به شرح زیر مفید خواهد بود.

$$\alpha_1 = P(|U| | U(r_s)|)$$

در حالی که:

$$U(r_s) = r_s \sqrt{n-1}$$

فرض وجود روند قبول یا رد می شود بر اساس آنکه  $\alpha_1 < \alpha_0$  یا  $\alpha_1 > \alpha_0$  در سطح معنی داری فوق

مقادیر  $|r_s|$  دارای روند افزایشی یا کاهشی می باشد بر اساس آنکه  $r_s < 0$  یا  $r_s > 0$ .

### آزمون ناپارامتریک من - کندال

آزمون من کندال یکی از آزمون‌های ناپارامتریک است که برای بررسی وجود روند خطی یا غیرخطی بکار برده می‌شود. برای هر سری  $X_i$ ، رتبه‌های آن در نظر گرفته می‌شود و سپس در مقایسه‌های هر رتبه با سایر رتبه‌ها در صورتی که  $I > J$  و  $y_i > y_j$  به مقدار  $t$  یک واحد اضافه می‌گردد پس از انجام کلیه مقایسات آماره  $t = \sum n_i$  محاسبه می‌شود، امید ریاضی و واریانس  $t$  از روابط زیر قابل محاسبه است:

$$E(t) = \frac{n(n-1)}{4} \quad \text{Vart} = \frac{n(n-1)(2n+5)}{72}$$

مانند آزمون اسپیرمن مناسب است که مقدار  $\alpha$  محاسبه گردد یعنی:

$$U(t) = [t - E(t)] / \sqrt{\text{var} t}$$

آنگاه:

$$\alpha_1 = P(|U| | U(t)|)$$

فرض صفر در سطح معنی‌داری  $\alpha_0$  پذیرفته یا رد می‌شود بر حسب آنکه  $\alpha_1 < \alpha_0$  یا  $\alpha_1 > \alpha_0$  در

سطح معنی‌داری فوق روند افزایشی است یا کاهشی اگر  $U(t) > 0$  یا  $U(t) < 0$ .

### آزمون من کندال دنباله‌ای

هر گاه روند در سطح معنی‌داری  $\alpha_0$  قابل قبول باشد. لازم است نقطه‌ای را بیابیم که به ما در شناسایی نقطه تغییر کمک کند. در حقیقت این روش مقادیر  $t$  در زمان  $I$  را محاسبه می‌کند و  $U(t)$  که در آزمون من کندال گفته‌ایم در  $I$  امین زمان تمام می‌شود و  $U(t_i)$  در زمان  $n=I$  به دست می‌آید. همین عمل را می‌توان به صورت عکس انجام داد یعنی فرض کرد انتهای سری ابتدای آن می‌باشد می‌توان رتبه  $n'_i$  را نیز از رابطه زیر به دست آورد.

$$n_i + n'_i = y_i - 1 \quad \text{S.t} \quad i' = (n+1) - i \quad n'_i = n_i$$

مقادیر  $U'_i$  برای سری برگشتی به وسیله معادله زیر به دست می‌آید:

$$U'_i = -U(t_i)$$

اگر دنباله  $U_i$  و  $U'_i$  را بر اساس  $I$  به صورت نموداری رسم شود در حالت معنی‌داری روند، دو نمودار

در نقطه شروع پدیده یکدیگر را قطع خواهند نمود. در حالی که اگر روند وجود نداشته باشد دو دنباله  $U_i$  و

$U_i'$  به صورت موازی عمل خواهند نمود و یا با چند بار برخورد بطوریکه به تغییر جهت آنها منجر نشود، در خواهند آمد.

#### ۱-۸-۲-۴- جهش

#### الف- آزمون T - استودنت

در حالت خاصی که سری به دو قسمت مستقل تقسیم شود آزمون T - استودنت به راحتی می‌توان جهت آشکارسازی تغییر اقلیم استفاده شود. (Maidment , 1993) البته فرض نرمالیتته نیز باید برقرار باشد، در صورت نرمال نبودن باید از آزمون ناپارامتریک استفاده کرد. در صورتی که تشخیص داده شود که سری در چند نقطه جهش داشته می‌توان از روش تحلیل واریانس یعنی آزمون F استفاده نمود. البته بدیهی است در حالت دو دسته بودن سری آزمون F همان نتیجه آزمون T را خواهد داشت. در آزمون پارامتریک T - استودنت اگر  $y_t(t=1, \dots, N)$  یک سری ناهمبسته و نرمال با میانگین صفر و انحراف معیار می‌باشد (در مسایل اقلیمی سری‌های سالانه اغلب ناهمبسته هستند) بخواهیم جهش در میانگین سری را فقط در یک نقطه بررسی نماییم می‌توانیم سری را به دو دسته  $N_1$  و  $N_2$  تایی تقسیم نماییم. زیر نمونه اول میانگین  $\mu_1$  و انحراف معیار  $\sigma_1$  و دومین زیر نمونه  $y_t(t=N_1+1, N_1+2, \dots, N)$  دارای میانگین  $\mu_2$  و انحراف معیار  $\sigma_2$  است. آزمون ساده می‌تواند برای فرض  $\mu_1 = \mu_2$  وقتی که دو زیرنمونه دارای انحراف معیار مساوی  $\sigma$  باشد، بکار رود. رد این فرض می‌تواند در آشکارسازی جهش مورد استفاده واقع شود. آماره در این حالت توسط رابطه زیر :

$$T_c = \frac{|\bar{y}_1 - \bar{y}_2|}{S \sqrt{\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2}}}$$

و رابطه :

$$S = \sqrt{\frac{(N_1 - 1)S_1^2 + (N_2 - 1)S_2^2}{N - 2}}$$

در حالی که  $\bar{y}_1, \bar{y}_2, S_1^2, S_2^2$  به ترتیب میانگین و واریانس اولین و دومین زیر نمونه هستند،  $T(1-$

$\alpha/2)(V)$  به دست می‌آید.  $T_c$  دارای توزیع T - استودنت با  $V = N - 2$  درجه آزادی است اگر  $T_c > T_{1-\alpha/2}$

باشد. فرض  $\mu_1 = \mu_2$  رد می‌شود. احتمال دارد واریانس دو یا چند سری که جهش میانگین در آنها دیده

می‌شود برابر نباشد و سری‌ها بطور معنی‌داری به یکدیگر وابسته باشند، در هر حالت باید آزمون مناسب با فرضیات در نظر گرفته شود.

### ب- آزمون F

اگر میانگین در چند نقطه جهش داشته باشد آنگاه برای آزمون پارامتریک آزمون F در نظر گرفته می‌شود. (Maidment, 1993) در صورتی که به تعداد W جهش صورت گرفته باشد و بخواهیم فرض  $\mu_1 = \mu_2 = \dots = \mu_w$  را در مقابل  $\mu_1 \neq \mu_2 \neq \dots \neq \mu_w$  آزمون کنیم آماره به صورت زیر خواهد بود:

$$F = \frac{n \sum_{j=1}^w (\bar{x}_j - \bar{x})^2 / (w-1)}{\sum_{i=1}^w \sum_{j=1}^n (x_{ij} - \bar{x}_i)^2 / (n-w)}$$

در صورتی که F به دست آمده در فاصله:

$$F_{\alpha/2}(w-1, n-w) < F < F_{1-\alpha/2}(w-1, n-w)$$

قرار گیرد فرض برابری میانگین‌ها که مترادف با نداشتن جهش می‌باشد در سطح معنی‌داری  $\alpha$  قبول می‌گردد. در صورتی که در خارج این محدوده قرار گیرند در سطح معنی‌داری  $\alpha$  جهش‌ها پذیرفته می‌شود.

### ج- آزمون من-ویتنی

در صورتی که فرض نرمال برقرار نباشد می‌توان از آزمون ناپارامتریک من ویتنی استفاده نمود. در این آزمون در صورتی که فقط یک جهش اتفاق افتاده باشد یعنی  $y_t (t=1, \dots, N)$  سری زمانی باشد که به دو دسته  $Z_i (I=1, \dots, N)$  به تعداد  $N_1, N_2$  ( $N_1 + N_2 = N$ ) تقسیم شود سری جدیدی به نام  $Z_i$  به وسیله مرتب کردن سری  $y_t$  تعریف می‌شود. برای آزمون برابری میانگین دو سری می‌توان از آماره:

$$U_c = \frac{\sum_{i=1}^N R(y_i) - N_1(N_1 + N_2 + 1)/2}{[N_1 N_2 (N_1 + N_2 + 1)/12]^{1/2}}$$

که در آن:

$$\sum_{i=1}^N R(y_i)$$

مجموع مرتبه‌های گروه اول

$N_1$

تعداد داده‌های دسته اول

$N_2$

تعداد داده‌های دسته دوم

استفاده نمود.  $R(y_i)$  رتبه مشاهده  $y_i$  در سری  $Z_i$  است. اگر  $Z_1 - \alpha/2 < |U_c|$  باشد فرض برابری دو سری تفکیک شده رد می‌شود. که  $Z_1 - \alpha/2$  از جدول توزیع نرمال استاندارد به دست می‌آید و مربوط به سطح معنی‌داری  $\alpha$  است.

#### د- آزمون کروسکال والیس

در صورتی که بیش از یک جهش اتفاق افتاده باشد دیگر آزمون من ویتنی کارساز نیست و باید از آزمون دیگری به نام کروسکال والیس استفاده نمود. این آزمون توسط (Kruskal 4 Wallis, 1952) به منظور آزمون کردن برابری دو یا چند گروه داده مستقل، توصیه شده است. در حالی که این آزمون برای دو گروه انجام شود نتایج آن برابر با نتایج آزمون من ویتنی است. اگر سری به تعداد  $K$  گروه تقسیم شود و تعداد داده‌ها در گروه  $J$  ام  $n_j$  باشد، آنگاه سری جدیدی تولید خواهد شد که رتبه‌های آنها به وسیله مرتب کردن سری جدید به دست می‌آید. آنگاه آماره آزمون عبارت است از:

$$H = \frac{12}{N(N+1)} \sum_{j=1}^k \left[ \frac{(\sum R_j)^2}{n_j} \right] - 3(N+1)$$

که در آن  $\frac{(\sum R_j)^2}{n_j}$  ابتدا باید برای هر گروه که در آن  $R_j$  رتبه‌های هر داده و  $n_j$  تعداد مشاهدات در

هر گروه است محاسبه و سپس  $H$  به دست آید. لازم به ذکر است که  $N = \sum_{j=1}^k n_j$  آماره فوق دارای توزیع

کی‌اسکور با  $K-1$  درجه آزادی است.



## ۵- آزمون کرامر

در صورتی که مقایسه میانگین زیر دوره‌ها با یک دوره خاص موردنظر باشد می‌توان از آزمون کرامر (WMO, Mithchell, 1966) استفاده کرد. برای آزمون Cramer اگر  $\bar{X}$ ,  $S$  میانگین و انحراف معیار سری در نظر گرفته شوند که از فرمول‌های معمولی زیر به دست می‌آیند:

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^N x_i}{N} \quad S = \left[ \frac{\sum_{i=1}^N x_i^2}{N} - (\bar{X})^2 \right]^{1/2}$$

اگر  $\bar{X}_k$  میانگین در زیر دوره از  $n$  باشد آنگاه:

$$\bar{X}_k = \frac{\sum_{i=k+2}^{k+n} x_i}{n} \quad r_k = \left( \frac{\bar{X}_k - \bar{X}}{S} \right)$$

که می‌توان آن را با  $r_k = \left[ \frac{n(N-2)}{N-n(1+r_k^2)} \right]^{1/2} t_k$  مقایسه نمود.  $t_k$  دارای توزیع  $T$  - استودنت با  $N-2$

درجه آزادی است. این آزمون می‌تواند برای کلیه زیردوره‌ها انجام شود.

## ۱-۹- سایت‌های فعال در زمینه تغییر آب و هوا

- سازمان حفاظت محیط زیست

<http://www.irandoe.org/>

سازمان حفاظت محیط زیست جمهوری اسلامی ایران در سال ۱۳۵۰ با هدف حفظ منابع طبیعی ایران و نظارت بر توسعه پایدار تشکیل شد. تدوین استراتژی ملی زیست محیطی، ترویج توسعه پایدار، تحقیق در زمینه منابع آلاینده و نظارت بر چگونگی استقرار واحدهای صنعتی، ارزیابی‌های زیست‌محیطی برنامه‌های توسعه کشور، حفاظت از گونه‌های گیاهی و جانوری نایاب و کمیاب و حفاظت از زیستگاهها و تالابها از جمله وظایف این سازمان می‌باشد.

- کمیته ملی توسعه پایدار

<http://www.ncsd-iran.org/>

به منظور سیاست گذاری و هماهنگی برنامه‌های توسعه اقتصادی و اجتماعی با اهداف حفاظت از محیط زیست و دستاوردهای اجلاس زمین ریو ۱۹۹۲ در کشور، کمیته‌ای تحت عنوان کمیته ملی توسعه پایدار زیر نظر شورای عالی حفاظت محیط زیست که دبیرخانه آن در سازمان حفاظت محیط زیست خواهد بود تشکیل گردیده است. بررسی پیش نویس چارچوب استراتژی توسعه پایدار و محیط زیست و ارائه پیشنهاد به شورای عالی حفاظت محیط زیست، ایجاد و گسترش بانک اطلاعات و مراکز اسناد، ارائه پیشنهاد به منظور تعیین سیاست واحد و هماهنگی در مجامع بین‌المللی و وزارتخانه‌ها و سازمانهای کشوری، برنامه‌ریزی پروژه‌های مشترک اجرائی - تحقیقاتی با کشورهای منطقه که دارای موقعیت‌های مشابه هستند در خصوص برنامه‌های دستور کار ۲۱ و کنوانسیون‌های تغییرات آب و هوا و حفظ گونه‌های زیستی و بررسی اقدامات انجام یافته جهت اجرای استراتژی توسعه پایدار و محیط زیست و پیگیری اقدامات از وظایف کمیته ملی توسعه پایدار به شمار می‌روند.

این سایت ارگان بین‌المللی کنوانسیون تغییر آب و هوا می‌باشد که در سال ۱۹۹۲ بوسیله سازمان ملل تاسیس شده و در سال ۱۹۹۴ فعالیت اجرایی خود را آغاز کرده است UNFCCC. چارچوب سیاستهای کلی را برای کنترل پدیده تغییر آب و هوا ارائه می‌نماید. کاربران می‌توانند در این سایت گزارشها و نتایج کنفرانس‌های اعضا (COP)، برنامه‌های آتی این ارگان و نیز اولین گزارش ملی تغییر آب و هوای کشورهای جهان را مشاهده کنند.

- صندوق تسهیلات جهانی محیط زیست

<http://www.gefweb.org/>

صندوق تسهیلات جهانی محیط زیست به منظور پیش برد همکاریهای بین‌المللی برای مقابله با تخریب تنوع زیستی، تغییر آب و هوا، آلودگی آبهای بین‌المللی و تخریب لایه‌ازن تاسیس شده است. گرچه این نهاد در ۱۹۹۱ به عنوان یک مجموعه تحقیقاتی شروع بکارکرد، اما پس از اجلاس ریو، اهداف و ساختار خود را در جهت کمک به حفظ محیط زیست جهانی و حصول به توسعه پایدار تغییر داد. این صندوق دارای ۱۷۴ عضو از کشورهای مختلف دنیا می‌باشد.

- سازمان جهانی هواشناسی

<http://www.wmo.ch/>

فعالیت‌های سازمان جهانی هواشناسی ایمن‌سازی زندگی انسانها، توسعه اقتصادی- اجتماعی ملل و محافظت از محیط زیست را دربرمی‌گیرد. تسهیل همکاریهای بین‌المللی بوسیله راه‌اندازی شبکه جهانی پایگاههای تحقیقاتی هواشناسی و آب‌شناسی و تبادل سریع اطلاعات هواشناسی، استانداردسازی مشاهدات هواشناسی و هماهنگ کردن آمار و تحقیقات منتشره از اهداف این سازمان می‌باشد. این سازمان با برگزاری دوره‌های ویژه، سمینارها و انتشارات خود، اطلاعات را انتقال می‌دهد و هر ساله صدها متخصص در دوره‌های پیشرفته این سازمان آموزش می‌بینند. برنامه همکاریهای تکنیکی TCO، یکی از برنامه‌های این سازمان برای ایجاد پلی میان کشورهای توسعه‌یافته و در حال توسعه بوسیله انتقال مرتب دانش و اطلاعات آب‌شناسی و هواشناسی است و در راستای تحقق این برنامه، سازمان جهانی هواشناسی با سازمانهای فعال بین‌المللی مانند برنامه

عمران سازمان ملل متحد، برنامه حفاظت محیط زیست سازمان ملل متحد، تسهیلات جهانی محیط زیست و بانکهای توسعه منطقه‌ای همکاری می‌کند.

<http://www.unep.org/>

- برنامه محیط زیست سازمان ملل

UNEP یا برنامه محیط زیست سازمان ملل، در سال ۱۹۷۲ با هدف تشویق توسعه پایدار همراه با تبلیغات زیست‌محیطی در تمام دنیا، تشکیل شد. فعالیت‌های UNEP محدوده وسیعی از موضوعات زیست‌محیطی نظیر اتمسفر و اکوسیستم‌های زمینی، بهینه سازی دانش و اطلاعات زیست‌محیطی تا تشکیل کمیته‌های مقابله با بلایای طبیعی را دربرمی‌گیرد. تغییر آب و هوا نیز از مسایل مهمی است که این سازمان به آن پرداخته‌است.

<http://www.ipcc.ch/>

- میزگرد بین الدول تغییر آب و هوا

سازمان جهانی هواشناسی (WMO) و برنامه محیط زیست سازمان ملل (UNEP) در سال ۱۹۹۸، با توجه به خطر بالقوه پدیده تغییر آب و هوای جهانی، گروه بین الدول تغییر آب و هوا را تاسیس نمودند (IPCC). مسئول برآورد اطلاعات علمی، فنی و اقتصادی در ارتباط با خطرات ناشی از تغییر آب و هوا در اثر دخالت انسان در طبیعت، روشهای تطبیق با این پدیده و تدوین متدولوژیهای تخمین انتشار گازهای گلخانه‌ای و روشهای کاهش آن می‌باشد. این ارگان از سه گروه کاری علمی و یک گروه اجرایی تشکیل شده‌است. IPCC یکی از ارگانهای فعال در تشکیل کمیته مذاکره بین‌المللی برای تدوین چهارچوب ضوابط سازمان ملل پیرامون تغییر آب و هوا (UNFCCC) و پروتکل کیوتو بوده است. IPCC اولین و دومین گزارش ارزیابی خود را به ترتیب در سالهای ۱۹۹۰ و ۱۹۹۵ تهیه کرده است. این گزارشها در سال ۱۹۹۷ منجر به تنظیم پروتکل کیوتو شد. سومین گزارش ارزیابی IPCC نیز در سال ۲۰۰۱ در سه جلد - جلد اول: مبانی علمی تغییر آب و هوا، جلد دوم: روشهای کاهش و جلد سوم: اثرات، تطبیق و آسیب پذیری - به چاپ رسیده است.

- برنامه عمران ملل متحد

<http://www.undp.org/>

برنامه عمران ملل متحد، نهادی است که برای توسعه فن آوری و شکوفایی اقتصاد کشورها تاسیس شده است. سالیانه طرح‌های مختلفی در کشورهای در حال توسعه با حمایت مالی تسهیلات جهانی محیط زیست و زیر نظر برنامه عمران ملل متحد برای حصول به توسعه پایدار اجرا می‌شود. لازم به ذکر است که UNFCCC و IPCC زیر مجموعه این نهاد و UNEP می‌باشند.

- انستیتو آب و هوا

<http://www.climate.org/>

انستیتو آب و هوا در سال ۱۹۸۶ توسط ۹ نفر از کارکنان آژانس حفاظت محیط زیست آمریکا (EPA) بعد از اولین برآورد خطرات کلروفلوروکربنها (CFCs) بر زمین، تشکیل شد. این انجمن همانند پلی مابین سیاستگذاران و دانشمندان جهان است و با هدف ارائه کاملترین اطلاعات در زمینه تغییر آب و هوا بنیانگذاری شد. انستیتو آب و هوا توانسته است با مطلع ساختن تصمیم گیران کلیدی و با افزایش آگاهی جهانی درباره پدیده تغییر آب و هوا و ارائه راهکارهای عملی کاهش انتشار گازهای گلخانه‌ای، جایگاه ویژه‌ای در بین متخصصین امر پیدا کند. این انجمن سالیانه کنفرانسها و گردهمایی‌های مختلفی در کشورهای توسعه یافته و ۳۰ کشور در حال توسعه برگزار می‌کند.

- شبکه اقدام آب و هوا

<http://www.climatenetwork.org/>

CAN یک شبکه جهانی است که ۲۸۷ نهاد غیردولتی عضو آن هستند. این شبکه برای پیشبرد اقدامات دولت و مردم در جهت محدود کردن تغییر آب و هوا و پایداری محیط زیست فعالیت می‌کند. اعضای CAN برای نیل به این اهداف اطلاعات خود را با ۷ مرکز هماهنگی در دنیا مثل آفریقا، اروپای مرکزی و شرقی، امریکای لاتین، امریکای شمالی، آسیای جنوبی و جنوب شرقی مبادله می‌کنند. حمایت از جو، زمین و ایجاد توسعه پایدار و عادلانه در سراسر جهان از اهداف CAN می‌باشد.

- مرکز تخمین تاثیرات تغییر اقلیم بر منطقه جنوب شرقی آسیا / <http://www.icsea.or.id/>

پروژه تغییرات جهانی و زیست بومی زمین (GCTF) که یک پروژه بنیادی از برنامه جو زمین (IGBP) است، IC-SEA را برای تخمین تاثیرات تغییر جهانی اقلیم بر زیست بوم منطقه آسیای جنوب شرقی تاسیس کرده است. حمایت دانشمندان منطقه جنوب شرقی آسیا برای ظرفیت سازی، بررسی تاثیرات تغییرات جهانی و پیشبرد یا بهبود برنامه ریزی توسعه پایدار و حفظ تنوع زیستی از جمله اهداف IC-SEA می باشند. برگزاری کارگاه های فنی آموزش شبیه سازی تاثیرات منطقه ای تغییر اقلیم، پشتیبانی، اعطای بورس های تحقیقاتی و همکاری های منطقه ای در ارزیابی اثرات اقلیم از جمله فعالیت های این ارگان می باشد.

<http://www.grg.sr.unh.edu/arc/>

- مرکز تحقیقات تغییر آب و هوا

این سایت یک مرکز تحقیقاتی در زمینه تغییر آب و هوا می باشد که در آن نتایج مطالعات و نیز اطلاعات مربوط به تغییر اقلیم بخاطر تفاوت های اساسی در نوع مدل های آب و هوایی، در سه بخش عرض جغرافیایی بالا، متوسط و پایین طبقه بندی شده است. از اهم فعالیت های مرکز تحقیقات تغییر آب و هوا (CCRC) جمع آوری سوابق مربوط به پدیده تغییر آب و هوای جهانی و تحلیل این داده ها می باشد. در میان این سوابق، اسناد مربوط به واکنش و رخداد های آب و هوایی، نوسانات شیمی- حیاتی در جو، وضعیت شیمیایی جو و اثر فعالیت های انسان بر روی محیط زیست نگهداری می شوند. این مرکز در حال حاضر مشغول توسعه مستندات عرض بالای جوی (مانند قطب جنوب)، گرینلند و منطقه قطبی کانادا و عرض های پایین و متوسط مانند آسیا و آمریکای شمالی است تا انواع مسایل تغییر جهانی را بررسی نماید.

<http://www.uea.ac.uk/env/cserge/research/>

- دانشگاه انگلیای شرقی

دانشگاه انگلیای شرقی در سال ۱۹۶۰ در نرویج (Norwich) انگلستان تاسیس شد. موسسان این دانشگاه با انتخاب شعار "متفاوت باشید" نشان دادند که خواستار یافتن راهی جدید برای آموزش بهتر دروس دانشگاهی می باشند. اخیراً، این دانشگاه بعنوان دانشگاهی که توانسته است یک سیستم ترمی استاندارد برای دوره های آموزشی ارائه دهد، شناخته شده است. در سایت این دانشگاه با انتخاب قسمت علوم زیست محیطی در بخش

دانشکده‌های سایت، می‌توانید از اطلاعات موجود در مرکز تحقیقات اقتصادی و اجتماعی در زمینه محیط زیست کره زمین (CSERGE) استفاده کنید و با مقالاتی در زمینه سیستم‌های V & A آشنا شوید.

<http://www.iea.org/>

- آژانس بین‌المللی انرژی

آژانس بین‌المللی انرژی که مقر آن در پاریس است، از ۲۶ کشور عضو تشکیل شده است. اعضای این آژانس خصوصی توافق کرده‌اند که اطلاعات مربوط به انرژی را جهت هماهنگی سیاستگذاری های انرژی و همکاریهای آتی، در اختیار سایر اعضا قرار دهند. تشویق سیاست‌های استفاده معقول از انرژی در مقیاس جهانی از طریق همکاری با کشورهای غیر عضو و سازمانهای بین‌المللی و صنعتی، تقویت ذخایر انرژی جهانی به کمک توسعه منابع جدید تامین انرژی، افزایش بهره‌وری انرژی و کمک به تکمیل سیاست‌های استفاده از انرژی و حفاظت زیست‌محیطی از جمله اهداف این سازمان می‌باشد. امروزه دبیرخانه این آژانس یکی از مراجع جامع در زمینه اطلاعات آماری انرژی در سطح جهان شده است. این آژانس یکی از رهبران تلاش جهانی برای مبارزه با تغییر آب و هوا می‌باشد.

-تشکل‌های غیردولتی زیست محیطی در ایران

<http://www.GreenFront.org>

-جبهه سبز ایران

جبهه سبز با هدف تلاش در جهت جلب مشارکت همگانی در حفظ و احیای منابع طبیعی با استفاده از کلیه امکانات ارتباطی (رسانه‌های گروهی، جراید) در مهرماه ۱۳۶۸ حرکت خود را در جهت حفظ و صیانت زیست کره به عنوان امانت و موهبتی الهی آغاز کرد. اعضای این جبهه با انجام راهکارهای ساده نجات‌زمین (مثل صرفه‌جویی در مصرف انرژی و آب، تفکیک زباله، حمایت از حیات وحش) در محل زندگی و کار و کاشتن حداقل یک درخت در سال به حفظ محیط زیست کمک می‌نمایند.

تلفن: ۰۲۱-۸۷۴۱۵۸۶-۷

آدرس: تهران، غرب به شرق بزرگراه رسالت، نرسیده به پل سیدخندان، سمت راست، بوستان آزادگان، جبهه

سبز ایران

جمعیت جوانان حامی طبیعت (آوای سبز) در بهمن ماه ۱۳۷۵ در میان دانشجویان محیط زیست دانشگاه آزاد اسلامی واحد شمال شکل گرفت. این جمعیت با هدف ایجاد انگیزه تحقیق و بررسی مسائل زیست محیطی و آموزش عمومی در جهت ارتقاء فرهنگ زیست محیطی در دانشگاههای کشور فعالیت خود را آغاز کرده است. این جمعیت با تشکیل سمینارها و جلسات تبادل نظر و ارائه دستاوردهای نوین زیست محیطی، برگزاری همایشهای آوای سبز، پاکسازی نواحی کوهستانی، برپایی کارگاه ایمنی زیست محیطی با همکاری سازمان حفاظت محیط زیست برای حفاظت از محیط زیست تلاش می کنند.

تلفن : ۰۲۱-۲۳۵۳۰۵۱ ، نمابر: ۲۰۴۲۳۸۰

صندوق پستی: ۱۶۷۶۵-۱۷۹۷ (تهران)

#### -انجمن حفظ محیط زیست کوهستان

انجمن حفظ محیط زیست کوهستان تشکلی غیردولتی است که در سال ۱۳۷۲ تاسیس شده است. این انجمن با طرح اهمیت محیط های کوهستانی بعنوان سرمایه های ملی کشور، فرهنگ بهره برداری پایدار از محیط های کوهستانی و مدیریت کوهستان را در بین مردم و مسئولین ترویج می نماید. این انجمن بنیانگذار حرکت های اجرایی زیست محیطی در ایران مثل پاکسازی و درختکاری در کوهستان می باشد. همچنین انجمن حفظ محیط زیست کوهستان در جهت تحقق بخشیدن به اهداف آتی خود، اقدام به تدوین برنامه ۵ ساله طی سالهای ۸۰-۸۵ نموده است.

آدرس: تهران، انتهای خ خارک، ابتدای خ هاشمی فر، پلاک ۴۲، مرکز تشکلهای غیر دولتی، طبقه دوم، انجمن کوهستان

زمان مراجعه: یکشنبه ها از ساعت ۶ تا ۵/۸ بعدازظهر



گروه امداد سبز - تشکل دانشجویی خودجوش در دانشگاه آزاد اسلامی کرمان - با ارائه سمینار آلودگی‌های زیست‌محیطی همراه با برگزاری نمایشگاه عکس از آلودگی‌های محیط زیست، همکاری خود را با سازمان حفاظت محیط زیست کرمان آغاز کرد و در سال ۷۸ به طور رسمی شروع بکار نمود. برگزاری نمایشگاه بوم سبز در موزه صنعتی با همکاری سایر تشکلهای، برگزاری اولین سمینار گروه امداد سبز تحت عنوان محیط طبیعی استان کرمان و معضلات آن در دانشگاه آزاد اسلامی کرمان، برگزاری کلاسهای آموزشی تفریحی برای دانش‌آموزان مقاطع ابتدائی و راهنمایی کرمان و حومه، شرکت فعال در مراسم روز جهانی محیط زیست و انتشار فصلنامه داخلی گروه با عنوان امداد سبز از مهمترین فعالیتهای این گروه بشمار می‌روند.

تلفن : ۰۳۴۱-۲۲۴۲۲۹

آدرس: کرمان، چهارراه خواجه، جنب شرکت نفت، طبقه دوم بازرگانی توحید

صندوق پستی: ۷۶۱۳۵-۱۶۷۴

#### -تعاونی حامیان نگاه سبز

شرکت تعاونی خدمات مشاوره‌ای زیست محیطی نگاه سبز به منظور حفظ محیط زیست و ترویج فرهنگ زیست‌محیطی و ایجاد اشتغال بویژه برای زنان و جوانان تاسیس شده‌است. خدمات زیست‌محیطی حامیان نگاه سبز به صورت تهیه طرح‌های مشارکت مردمی در حفاظت از محیط زیست، کاهش زباله و جداسازی زباله از مبدا ارائه می‌شود. این جمعیت با همکاری با مراکز و موسسات فرهنگی و ورزشی برای سلامت جسم انسانها نیز تلاش می‌کنند. گردشهای گل‌گشت این تعاونی به منظور ارتقاء دانش زیست محیطی اعضا و طرفداران محیط زیست ترتیب داده می‌شود.

تلفکس: ۰۲۱-۸۰۹۶۲۴۹

آدرس: تهران، شهرک قدس، فاز ۶، ایوانک، گل افشان جنوبی، مجتمع اداری گل افشان

#### -انجمن ریحانه سبز کویر

ریحانه سبز کویر یک انجمن غیردولتی زیست‌محیطی است که در جهت فرهنگ‌سازی و مشارکت زنان بویژه جوانان در فعالیتهای اجتماعی با هدف حفاظت از طبیعت سبز از بهمن سال ۷۷ شروع به فعالیت نموده‌است. برگزاری کلاس آموزش تولید نهال، انجام بازدیدهای مختلف، شرکت در همایش‌های مختلف و تشکیل گروه

تئاتر و اجرای نمایش در روز جهانی کودک، جنگ ریحانه و مدارس ابتدائی دخترانه شهر سمنان از مهمترین فعالیتهای این تشکل بشمارمی‌روند.

تلفن: ۰۲۳۱-۳۳۲۷۳۵۱

آدرس: سمنان، خ استاد مطهری، روبروی شهرداری، کانون فرهنگی اجتماعی بانوان، دفتر ریحانه سبز

<http://www.iranonline.com/zsf>

بنیاد علمی زیرک زاده

بنیاد علمی زیرک‌زاده در سال ۱۳۷۲ با سرمایه اولیه موسس آن، مرحوم احمد زیرک‌زاده تاسیس شد. هدف از تاسیس این بنیاد ایجاد مراکزی برای اغنای علوم و فنون و آشنا نمودن نوجوانان، جوانان و کلیه علاقمندان با مفاهیم و دستاوردهای علمی و تکنولوژیکی و اثرات زیست محیطی این دستاوردها می‌باشد. این بنیاد چندین نمایشگاه و تالار علوم و فنون برای استفاده دانش‌آموزان و کلیه علاقمندان به مفاهیم علمی برپا کرده است. در این تالارها بازدید کنندگان می‌توانند با انجام آزمایشهای علمی با مفاهیم علمی آشنا شوند. ایجاد موزه و نمایشگاه علوم و تکنولوژی از اهداف آتی این مرکز می‌باشد.

تلفن: ۰۲۱-۸۷۸۹۲۷۰

آدرس: تهران، خ ونک، شماره ۱۱۲، آپارتمان ۳۰۴، کدپستی ۱۹۹۱۹

- جمعیت زنان مبارزه با آلودگی محیط زیست

جمعیت زنان مبارزه با آلودگی محیط زیست با گردآوری مطالب و اطلاعات در مورد آلودگی‌های محیط زیست و برگزاری همایشها و سمینارها با گروههای مختلف فعال در زمینه محیط زیست همکاری می‌نماید. همچنین این جمعیت، با تهیه فیلمهای آموزشی، پوستر و نوارهای هشداردهنده و انواع بروشور برای افزایش آگاهی عمومی تلاش می‌کند.

تلفن: ۰۲۱-۲۰۴۵۲۶۶

آدرس: تهران، انتهای خ ولیعصر، بالاتر از محمودیه، خ سپهبد قرنی، کوچه دوم، شماره ۱۱

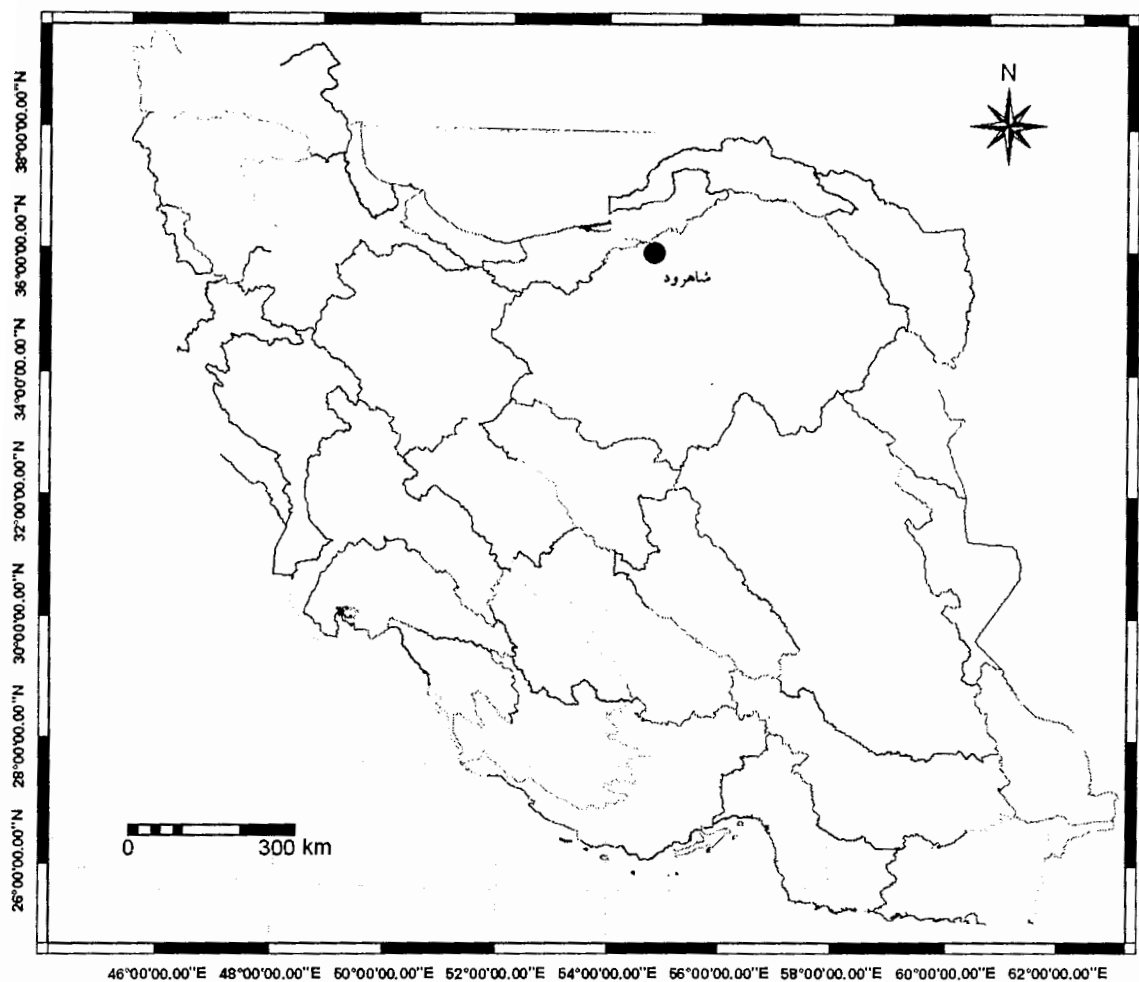
## فصل دوم:

# آشکارسازی تغییر اقلیم در ایستگاه سینوپتیک شاهرود

## ۲- ۱- مقدمه

شهر شاهرود از شهرهای شرقی استان سمنان بوده که در جنوب شرقی رشته کوههای البرز واقع شده است. این شهر بدلیل قرار گرفتن در حاشیه شمالی حوزه آبریز دشت کویر و کویر مرکزی، در فصول گرم از آب و هوای گرم و خشک و در فصول سرد از هوای بسیار سرد و خشکی برخوردار است. بطوریکه میانگین بارندگی سالانه در این شهر کمتر از ۱۶۰ میلیمتر و میانگین دمای سالانه هوا بیش از ۱۴ درجه سانتیگراد است. همچنین دمای هوا در گرمترین ماه سال ( مرداد ماه ) به بیش از ۲۶ درجه سانتیگراد و در سردترین ماه سال (بهمن ماه) به کمتر از ۳- درجه سانتیگراد نیز می‌رسد. تنها رودخانه این شهر رودخانه شور شاهرود می‌باشد. این رودخانه آبهای قسمتی از دامنه‌های جنوبی البرز خاوری و سایر ارتفاعات منطقه را جمع‌آوری و به کویر حاج علی قلی می‌رساند. رودخانه شور در شمال باختری شاهرود از تلاقی دو شاخه مهم خود به نامهای تاشین و مجن تشکیل می‌شود. این شاخه‌ها دارای آب دائمی بوده و از پایکوههای البرز خاوری واقع در این منطقه و جنوب گرگان سرچشمه می‌گیرند. رودخانه پس از تلاقی دو شاخه اشاره شده در بالا به خاور جریان می‌یابد. در حوالی بسطام بعد از دریافت شاخه کوچک نگار من یکباره به جنوب تغییر مسیر داده و وارد شهر شاهرود می‌گردد. در جنوب شاهرود شاخه‌ای دیگر را به نام کاله سیاه دریافت می‌کند و به باختر جریان می‌یابد. وارد مناطق خاوری دامغان می‌گردد. دو شاخه دیگر را به نامهای نهر شش آسیاب و مار چشمه دریافت می‌نماید. مجدداً به جنوب تغییر مسیر می‌دهد و در حاشیه شمالی کویر حاج علی قلی (کویر دامغان) فرو می‌رود.

در این مطالعه با استفاده از پارامترهای مختلف هواشناسی و اقلیمی و روشهای آماری توصیه شده توسط WMO، جنبه‌های مختلف تغییر اقلیم در شهر شاهرود مورد بررسی قرار گرفته است. بدین منظور از آمار ایستگاه سینوپتیک شاهرود استفاده شده که دارای دوره آماری طولانی مدت بوده و از کیفیت بالایی برخوردار است. شکل (۱-۲) موقعیت ایستگاه سینوپتیک شاهرود را در بین حوزه‌های سی‌گانه کشور نشان می‌دهد.



شکل (۱-۲): نقشه حوزه‌های سی‌گانه کشور به‌مراه موقعیت ایستگاه سینوپتیک شاهرود

## ۲-۲- انتخاب پارامترهای مناسب بمنظور بررسی جنبه‌های مختلف تغییر

### اقلیم

تغییر اقلیم از جنبه‌های مختلفی می‌تواند مورد بررسی قرار گیرد. تغییر در هر یک از پارامترهای اصلی هواشناسی خود می‌تواند باعث ایجاد تغییرات در پارامترهای دیگر شود. مثلا تغییر در میزان دمای هوا می‌تواند موجب تغییرات در مقادیر رطوبت نسبی هوا، تغییر در تعداد روزهای یخبندان، تغییر در تعداد روزهای برفی و ... شود. بنابراین با بررسی توأم چند پارامتر مختلف می‌توان به نتایج کامل‌تری در منطقه رسید. مثلا اگر پارامتر دما همراه با رطوبت نسبی و دمای نقطه شبنم مورد بررسی قرار گیرد می‌توان به تغییرات در روند رطوبت مطلق هوا و گرایش آن به خشک شدن یا بالعکس پی برد.

در این مطالعه از ۱۱ پارامتر اقلیمی در مقیاس ماهانه و سالانه همراه با تحلیل‌های فصلی استفاده

گردید. که عبارتند از:

۱. متوسط ماهانه و سالانه دمای میانگین روزانه
۲. متوسط ماهانه و سالانه دمای مینیمم روزانه
۳. متوسط ماهانه و سالانه دمای ماکزیمم روزانه
۴. متوسط ماهانه و سالانه دمای نقطه شبنم
۵. متوسط ماهانه و سالانه درصد رطوبت نسبی میانگین
۶. متوسط ماهانه و سالانه درصد رطوبت نسبی مینیمم
۷. متوسط ماهانه و سالانه درصد رطوبت نسبی ماکزیمم
۸. مجموع بارندگی ماهانه و سالانه
۹. حداکثر بارش ۲۴ ساعته در مقیاس ماهانه و سالانه
۱۰. تعداد روزهای یخبندان ماهانه و سالانه (روزهای دارای دمای مینیمم برابر یا پایین‌تر از صفر درجه سانتیگراد)
۱۱. تعداد روزهای برفی (ماهانه و سالانه)

کلیه پارامترهای فوق‌الذکر در مقیاس ماهانه و سالانه بوده و همچنین تحلیل‌های فصلی نیز برای آنها در نظر گرفته شده است. در جداول پیوست کلیه داده‌های مورد استفاده به‌مراه برخی از شاخص‌های آماری ( نظیر میانگین، انحراف از معیار و ... ) منعکس شده است. در زیر جزئیاتی از پارامترهای بکار رفته ذکر می‌گردد.

دما یکی از عمده‌ترین پارامترهایی است که در آشکارسازی تغییر اقلیم مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این مطالعه علاوه بر دمای میانگین از دماهای ماکزیمم و مینیمم نیز استفاده شده است. چه اینکه در ادامه مشاهده خواهد شد روند موجود برای سه پارامتر دمای ماکزیمم، متوسط و مینیمم متفاوت می‌باشد. بطوریکه دمای ماکزیمم فاقد روند معنی‌دار و دمای مینیمم از روند افزایشی شدیداً معنی‌دار برخوردار است. مقادیر رطوبت نسبی متوسط، ماکزیمم و مینیمم و دمای نقطه شبنم می‌تواند گویای روند خشک شدن و یا مرطوب شدن هوا را در یک منطقه نشان دهند. بنابراین این پارامترها نیز بطور جداگانه و همچنین توأم مورد بررسی قرار گرفتند.

بارندگی نیز از دیگر پارامترهای مهم هواشناسی محسوب می‌شود که همانند پارامتر دما مطالعات زیادی برای آن انجام گرفته است. با این تفاوت که پارامتر بارندگی در مطالعات تغییر اقلیم نتایج بسیار متفاوتی را در سطوح نه‌چندان وسیع به نمایش می‌گذارد. بطوریکه در کشور ایران نتایج بررسی پارامتر بارندگی حاکی از وجود هر سه حالت روند مثبت، روند منفی و بودن روند بوده است. یکی از عوارض مهم تغییر اقلیم افزایش وقوع رگبارها و سیلابهای ناشی از آن می‌باشد که در نقاط مختلفی از جهان شایع است. در بسیاری از موارد خود پارامتر بارندگی فاقد روند معنی‌دار است اما با ملاحظه بارشهای رگباری مشاهده می‌شود که روند وجود دارد. در این مطالعه نیز از پارامتر حداکثر بارش ۲۴ ساعته برای بررسی چنین وضعیتی استفاده شده است.

پارامتر تعداد روزهای یخبندان از پارامترهایی است که در مباحث مختلف خصوصاً در هواشناسی کشاورزی مورد استفاده قرار می‌گیرد. تعداد روزهای با دمای صفر یا کمتر از آن برای بسیاری از محصولات گیاهی حیاتی بوده و تغییرات در آن می‌تواند موجب بروز مشکلات زیادی برای این بخش شود. بنابراین این پارامتر نیز برای ایستگاه شاهرود مورد بررسی قرار گرفته است.

آخرین پارامتری که در این مطالعه مد نظر قرار گرفت پارامتر تعداد روزهای برفی می‌باشد. با بروز تغییر اقلیم در پارامترهایی نظیر دما، پارامتر اخیر نیز دستخوش تغییرات خواهد شد. تغییر در نوع بارش هر منطقه خود می‌تواند موجب تغییرات در چرخه هیدرولوژی منطقه و بروز مشکلاتی نظیر افزایش سیلاب‌ها، کاهش ذخایر آب زیرزمینی و بحران در مدیریت منابع آب شود. بدلیل ذوب تدریجی برف و نفوذ آن، ذخایر آبهای زیر زمینی بشدت به این پارامتر وابسته است و تغییر در آن می‌تواند این بخش را نیز دستخوش تغییر و تحولات قرار دهد. بنابراین پارامتر تعداد روزهای برفی نیز بعنوان دیگر پارامتر مهم هواشناسی در این مطالعه مورد بررسی قرار گرفت. شایان ذکر است که ذخایر برفی نیز در ارتفاعات مجاور شهر شاهرود یکی از منابع تامین کننده آب برای سفره‌های زیر زمینی و نیز آبهای سطحی در فصول ذوب می‌باشد. بنابراین بررسی این پارامتر نیز ضروری بنظر می‌رسد.

بدلیل ضعف در دسترسی اطلاعات اولیه و مشاهدات زمینی، مشکل اصلی اکثر مطالعات انجام شده در ایران مربوط به جمع‌آوری داده می‌باشد. همچنین بدلیل حساسیت بالای مطالعات تغییر اقلیم به نوسانات ناشی از نقایص آماری، بخش داده و پردازش‌های اولیه از اهمیت بالایی برخوردار است. بطوریکه با عدم دقت در این بخش، نتایج کاملاً مورد تردید قرار خواهد گرفت. بنابراین در این مطالعه از داده‌های ایستگاه سینوپتیک شاهرود استفاده گردید که بدون شک معتبرترین منبع اطلاعات در کشور محسوب می‌شوند. آمار ۵۰ ساله ایستگاه سینوپتیک شاهرود از سال ۱۹۵۱ تا ۲۰۰۰ میلادی از سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید. دوره ۵۰ ساله در مطالعات اقلیم مناسب می‌باشد و می‌تواند بصورت مناسبی روندهای احتمالی را نشان دهد. خوشبختانه آمار این دوره برای پارامترهای دما، بارندگی، تعداد روزهای یخبندان و تعداد روزهای برفی کامل بوده و نیاز به تطویل آمار وجود نداشته است. دو پارامتر رطوبت نسبی و دمای نقطه شبنم در سه سال ۱۹۵۱ تا ۱۹۵۳ فاقد آمار بوده‌اند. اما بدلیل کم بودن ۳ سال در مقابل ۴۷ سال و بمنظور جلوگیری از تطویل ناصحیح از بازسازی آمار برای این ۳ سال خودداری شده است. در برخی از پارامترها نظیر دما تنها در چند ماه خاص خلا آماری وجود دارد. برای تکمیل خلا آماری از همبستگی خطی ۱۲ ماه دارای خلا با میانگین دوازده ماه کل دوره آماری استفاده شده است. بدلیل کم بودن این تعداد بازسازی و بالا بودن ضریب همبستگی ها، درصد خطای احتمالی ناچیز بوده و تاثیر آن بر روی آزمونهای تغییر اقلیم قابل چشم پوشی است. در جداول پیوست کلیه آمار بکار رفته به‌مراه داده‌های بازسازی شده منعکس شده است.



## ۳-۲- انتخاب آزمونهای مناسب جهت بررسی همگنی، روند و جهش

### داده‌ها

همانطور که در گزارش بخش اول ذکر شد روشهای متفاوتی در مطالعات تغییر اقلیم وجود دارد که هر یک از نقاط ضعف و قوت ویژه‌ای برخوردار هستند. در این میان استفاده از روشهای آماری توصیه شده توسط سازمان جهانی هواشناسی (WMO) از اعتبار و اهمیت بیشتری برخوردار است و در اکثر مطالعات جدید و معتبر مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این بخش از بین روشهای ذکر شده تعدادی از آنها که از اهمیت بیشتری برخوردار بوده و مرسوم‌تر هستند مورد استفاده قرار گرفته است:

در آزمونهای مربوط به تغییر اقلیم بطور عمده سه مرحله در نظر گرفته می‌شود. این مراحل شامل آزمون همگنی داده‌ها، آزمون وجود روند و آزمون جهش می‌باشد. بمنظور آزمون همگنی داده‌ها از سه روش آزمون آبه، انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی استفاده شده است. اطلاعات بیشتر در مورد هر یک از این آزمونها در بخش اول این گزارش موجود می‌باشد. در مورد هر یک از پارامترها اگر همگنی داده‌ها مورد تایید قرار نگرفت می‌توان احتمال وجود روند و یا جهش را در آنها متصور شد. وجود روند دلالت بر تاثیر غیر مستقیم انسان در طبیعت نظیر نقش انسان در افزایش گازهای گلخانه‌ای و متعاقبا تغییرات در پارامترهایی نظیر دما و بارندگی دارد که بصورت آهسته و طولانی مدت انجام می‌گیرد. اما در مورد جهش که این عمل بصورت ناگهانی و سریع حادث می‌شود می‌توان دلایل دیگری نیز برای تغییر اقلیم ذکر نمود. مثلا زمانی که موقعیت مکانی ایستگاه تغییر یابد احتمال بروز چنین جهش‌هایی بدلیل تغییر در روند داده‌ها وجود دارد.

در مورد آزمون روند در این مطالعه از سه روش روند خطی، آزمون  $t$  - استیودنت و آزمون من-کندال استفاده شده است. در این مورد نیز کلیه تست‌ها در بخش قبل موجود است.

در آزمون جهش ابتدا با استفاده از دو آزمون ترسیمی انحرافات تجمعی و آزمون بیشینه ورسلی نقاط احتمالی جهش انتخاب گردید و سپس با استفاده از آزمون من-ویتنی و یا کروسکال والیس ( بر اساس تعداد جهش ) معنی داری این جهش‌ها مورد بررسی قرار گرفت.

## ۲-۴- نتایج آزمون‌ها و بررسی تغییر اقلیم بر روی پارامترهای مختلف

در این قسمت آزمون‌های مذکور بطور جداگانه بر روی هر یک از پارامترهای انتخابی انجام گرفته و مورد تحلیل قرار می‌گیرد. بدلیل اینکه روند خطی ساده ترین روش در مطالعات تغییر اقلیم می‌باشد از این روش بطور ابتدایی در تحلیل‌ها استفاده شده است. بطوریکه می‌توان دیدگاه اولیه‌ای در مورد هر یک از پارامترها بدست آورد.

### ۲-۴-۱- پارامترهای دما (دمای متوسط، ماکزیمم و مینیمم)

#### ۲-۴-۱-۱- بررسی همگنی داده‌ها

در مورد همگنی داده‌ها همانطور که ذکر شد از سه روش آزمون آبه، آزمون انحرافات تجمعی و آزمون بیشینه ورسلی استفاده گردید که جزئیات آن قبلا ذکر شده است. هر کدام از این آزمون‌ها بوسیله یک سری از فرمول‌های ریاضی در انتها به عددی می‌رسند که این اعداد اگر فراتر از یک مقدار حدی باشند داده‌ها همگن بوده و در غیر اینصورت غیرهمگن می‌باشند. ردیف‌های اول، دوم و سوم جداول (۲-۱) و (۲-۲) مقادیر محاسبه شده و مقدار حدی هر یک از روشها را برای دمای ماکزیمم، متوسط و مینیمم نشان می‌دهند.

جدول (۱-۲): مقادیر حدی و محاسبه شده برای آزمون آبه

ردیف	پارامتر	حد بالا	مقدار محاسبه شده	حد پایین
۱	دمای ماکزیمم	۱/۱۴	۱/۵۵	۰/۸۶
۲	دمای متوسط	۱/۱۴	۱/۵۸	۰/۸۶
۳	دمای مینیمم	۱/۱۴	۳/۹۱	۰/۸۶
۴	رطوبت نسبی ماکزیمم	۱/۱۵	۲/۳۶	۰/۸۵
۵	رطوبت نسبی متوسط	۱/۱۵	۲/۴۲	۰/۸۵
۶	رطوبت نسبی مینیمم	۱/۱۵	۳/۱۰	۰/۸۵
۷	دمای نقطه شبنم	۱/۱۵	۳/۳۶	۰/۸۵
۸	جمع بارندگی	۱/۱۴	۰/۹۸	۰/۸۶
۹	حداکثر بارش ۲۴ ساعته	۱/۱۴	۱/۱۶	۰/۸۶
۱۰	تعداد روزهای یخبندان	۱/۱۴	۲/۲۷	۰/۸۶
۱۱	تعداد روزهای برفی	۱/۱۴	۱/۲۰	۰/۸۶

جدول (۲-۲): مقادیر حدی و محاسبه شده برای آزمون‌های انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی

ردیف	پارامتر	آزمون انحرافات تجمعی			آزمون بیشینه ورسلی		
		مقدار محاسبه شده	مقدار حدی (۵٪)	مقدار حدی (۱٪)	مقدار محاسبه شده	مقدار حدی (۵٪)	مقدار حدی (۱٪)
۱	دمای ماکزیمم	۱/۰۶	۱/۲۷	۱/۵۲	۳/۸۴	۳/۱۶	۳/۷۹
۲	دمای متوسط	۱/۵۳	۱/۲۷	۱/۵۲	۴/۲۴	۳/۱۶	۳/۷۹
۳	دمای مینیمم	۲/۵۵	۱/۲۷	۱/۵۲	۷/۹۱	۳/۱۶	۳/۷۹
۴	رطوبت نسبی ماکزیمم	۰/۵۸	۱/۲۷	۱/۵۱	۱/۱۹	۳/۱۷	۳/۷۹
۵	رطوبت نسبی متوسط	۰/۴۴	۱/۲۷	۱/۵۱	۱/۲۱	۳/۱۷	۳/۷۹
۶	رطوبت نسبی مینیمم	۰/۶۱	۱/۲۷	۱/۵۱	۱/۲۴	۳/۱۷	۳/۷۹
۷	دمای نقطه شبنم	۲/۴۳	۱/۲۷	۱/۵۱	۶/۹۹	۳/۱۷	۳/۷۹
۸	جمع بارندگی	۰/۰۲	۱/۲۷	۱/۵۲	۰/۰۴	۳/۱۶	۳/۷۹
۹	حداکثر بارش ۲۴ ساعته	۰/۱۵	۱/۲۷	۱/۵۲	۰/۳۴	۳/۱۶	۳/۷۹
۱۰	تعداد روزهای یخبندان	۰/۱۳	۱/۲۷	۱/۵۲	۰/۲۷	۳/۱۶	۳/۷۹
۱۱	تعداد روزهای برفی	۰/۱۹	۱/۲۷	۱/۵۲	۰/۳۸	۳/۱۶	۳/۷۹

با توجه به جداول (۱-۲) و (۲-۲) مشاهده می‌شود که پارامتر دمای ماکزیمم از دیدگاه آزمون انحرافات تجمعی همگن و از دیدگاه دو آزمون آبه و بیشینه ورسلی غیر همگن می‌باشد. اما دو پارامتر دیگر از دیدگاه هر سه آزمون آبه، انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی غیر همگن می‌باشند. بطوریکه در آزمونهای انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی همگنی در سطح یک درصد نیز رد می‌شود. همگن نبودن داده‌ها می‌تواند دلایل متفاوتی داشته باشد. تغییر موقعیت مکانی ایستگاه، اشتباه دیدبان در ثبت داده، وجود روند در داده‌ها و وجود جهش‌های طبیعی و غیر طبیعی در داده‌ها می‌توانند سبب ایجاد داده‌های غیر همگن شوند. در ادامه مشاهده می‌شود که پارامتر دمای مینیمم از روند معنی‌دار و پارامتر دمای متوسط از روند غیر معنی‌دار برخوردارند اما پارامتر دمای ماکزیمم کاملاً فاقد روند است. بنابراین می‌توان گفت که با احتمال بالا غیر همگنی‌ها ناشی از وجود روند می‌باشند.

#### ۲-۴-۱-۲- بررسی روند خطی

در اولین مرحله روند خطی داده‌های دمای ماکزیمم، مینیمم و متوسط ایستگاه سینوپتیک شاهرود برای یک دوره آماری ۵۰ ساله (۱۹۵۱-۲۰۰۰)، مورد بررسی قرار گرفت. شکل (۲-۲) روند خطی، معادله روند و میانگین طولانی مدت سه پارامتر دمای ماکزیمم، متوسط و مینیمم را بترتیب از بالا به پایین برای ایستگاه شاهرود نشان می‌دهد. در این شکل خطوط منحنی مربوط به نوسانات سالانه، خطوط افقی مربوط به میانگین طول دوره آماری و خطوط اریب مربوط به روند خطی هر کدام از سه پارامتر می‌باشد.

نکته‌ای که در نگاه اول بچشم می‌خورد وجود روند افزایشی برای دمای متوسط و مینیمم و عدم وجود روند برای دمای ماکزیمم است. بطوریکه دمای مینیمم با دارا بودن ضریب زاویه  $0.3\%$  از شیب قابل توجهی برخوردار است. بالا بودن ضریب تعیین هر یک از معادلات نشان می‌دهد که تا چه حد این روندها معنی‌دار هستند. با استفاده از ضریب تعیین می‌توان تا حدود زیادی به معنی‌داری روند دمای مینیمم پی برد.

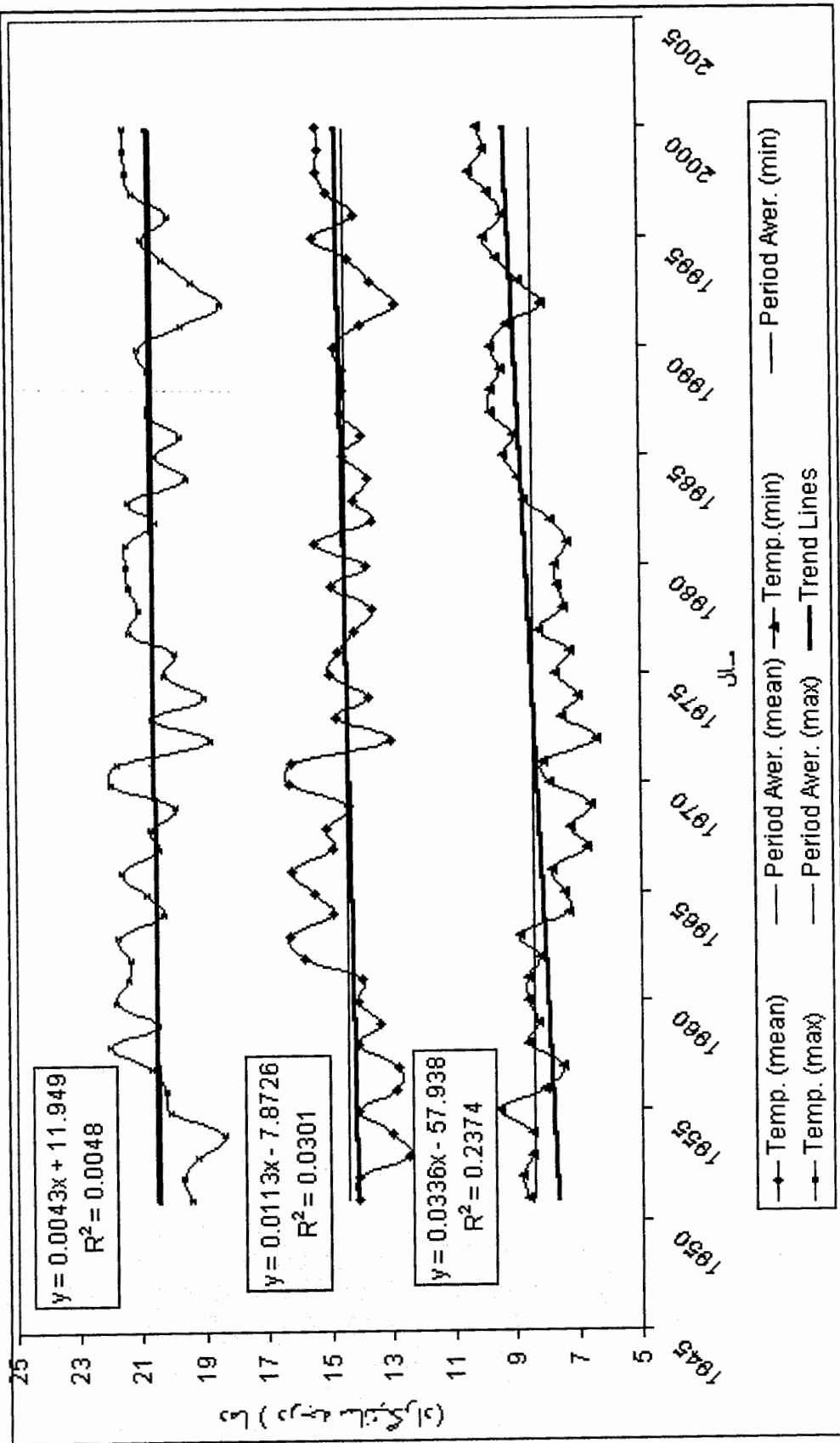
بمنظور تعیین معنی‌داری روندهای مشاهده شده و روندهای ماهانه از آزمون  $t$ -استیودنت استفاده شد که روش کار قبلاً ذکر شده است. ردیفهای ۱ تا ۳ جدول (۲-۳) مقادیر محاسبه شده  $t$  را برای آزمون  $t$ -استیودنت سه پارامتر فوق در مقیاس سالانه و ماهانه نشان می‌دهد. قابل توجه است که مقدار حدی این

پارامتر برای درجه آزادی ۴۹ (تعداد داده‌ها منهای یک) و در سطوح بترتیب ۵ درصد و ۱ درصد اعتماد برابر با ۲ و ۲/۷ می‌باشد.

با توجه به این جدول و مقادیر حدی مشاهده می‌شود که در مقیاس سالانه دمای ماکزیمم و متوسط فاقد روند معنی‌دار است اما برای دمای مینیمم روند افزایشی معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد. بطوریکه مقدار افزایش خطی پارامتر دمای مینیمم در طول دوره ۵۰ ساله (۱۹۵۱-۲۰۰۰) برابر با ۱/۶ درجه سانتیگراد است. در مقیاس ماهانه برای دمای ماکزیمم در ماههای ژولای، آگوست و سپتامبر، برای دمای متوسط در ماههای ژوئن، آگوست و سپتامبر و برای دمای مینیمم در ماههای آپریل، ژوئن، ژولای، آگوست، سپتامبر، اکتبر، نوامبر و دسامبر روند افزایشی معنی‌دار وجود دارد. بطوریکه از روندهای مذکور معنی‌داری مربوط به روند ماه آگوست برای دمای ماکزیمم و روند ماههای آپریل، ژوئن، ژولای، آگوست و سپتامبر در سطح یک درصد نیز معتبر است. همچنین با توجه به این جدول مشخص می‌شود که در مقیاس فصلی برای دمای ماکزیمم و متوسط در فصل تابستان و برای دمای مینیمم در فصول بهار، تابستان و پاییز روند افزایشی معنی‌دار وجود دارد.

قابل ذکر است که بدلیل وجود روند افزایشی برای دمای مینیمم و عدم وجود روند برای دمای ماکزیمم، دامنه دمای روزانه بطور معنی‌داری رو به کاهش است. با مشاهده شکل (۲-۲) نیز می‌توان تا حدودی به کاهش دامنه دمای روزانه پی برد. این امر در کشاورزی از اهمیت بالایی برخوردار است زیرا بسیاری از محصولات کشاورزی در دامنه خاصی از دما می‌توانند بصورت بهینه محصول‌دهی داشته باشند.

(۲-۲): روند سالانه دمای ماکزیمم، متوسط و مینیمم



جدول (۳-۲): مقدار محاسبه شده آماره t برای کلیه پارامترهای مورد مطالعه

سالانه	مسابر	نوامبر	اکتبر	سپتامبر	اگوست	ژوئای	ژوئن	مئی	آوریل	مارس	دوره	زائویه	پارامتر	ت.ج
0.48	0.07	0.36	-0.75	2.32	2.78	2.00	1.96	-0.10	1.41	-1.21	-1.54	-0.61	دعای ملکزوم	1
1.22	1.38	1.38	0.47	2.18	2.61	1.99	2.06	-0.20	1.48	-1.12	-1.18	-0.28	دعای متوسط	2
3.87	2.58	2.57	2.21	3.59	4.34	4.18	3.93	1.47	3.12	0.11	-0.27	0.66	دعای مهیوم	3
-6.72	-1.60	-3.12	-5.34	-5.95	-4.63	-5.00	-3.19	-2.20	-4.24	-2.46	-2.62	-2.70	رطوبت نسبی ماکزیمم	4
-5.79	-1.52	-2.76	-5.56	-5.40	-4.58	-5.11	-3.40	-2.33	-4.55	-2.49	-2.13	-2.78	رطوبت نسبی متوسط	5
-7.21	-1.91	-3.31	-5.62	-6.21	-5.68	-6.21	-5.07	-3.11	-5.68	-3.03	-1.95	-3.01	رطوبت نسبی مهیوم	6
-8.31	-0.52	-1.82	-5.39	-5.00	-3.52	-5.20	-4.34	-4.39	-4.92	-4.11	-3.65	-2.77	دعای نقطه شبنم	7
1.98	1.29	0.64	0.45	-0.16	0.62	0.96	1.33	0.39	0.28	1.40	1.03	0.89	جمع بارندگی	8
2.66	1.33	0.58	0.46	-0.14	0.65	0.42	0.82	0.74	-0.04	0.87	0.88	1.58	حداکثر بارش ۲۴ ساعده	9
-2.76	-3.37	-1.77	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-0.70	0.53	-2.35	تعداد روزهای بخیدان	10
1.18	0.53	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	0.81	0.75	0.80	تعداد روزهای برش	11

## ۲-۴-۱-۳- بررسی وجود روند از طریق آزمون ناپارامتریک

در مرحله اولیه وجود روند خطی در داده‌های دما تایید گردید. در این قسمت با استفاده از آزمون ناپارامتریک من-کندال وجود روند بطور تکمیلی مورد بررسی قرار می‌گیرد. جدول (۲-۴) آماره  $U(t)$  را برای هر یک از پارامترهای مورد مطالعه در مقیاس ماهانه و سالانه نشان می‌دهد. قابل ذکر است که مقدار حدی برای آماره  $U(t)$  بترتیب در سطوح ۵٪ و ۱٪ برابر با ۱/۹۶ و ۲/۵۷ می‌باشد (برای درجه آزادی ۴۹). یعنی اینکه اگر هر یک از مقادیر محاسبه شده از این مقادیر بیشتر باشند فرض وجود روند تایید می‌شود. در این جدول همانطور که مشاهده می‌شود بررسی روند بر اساس دوره‌های سالانه و ماهانه بوده است.

نتایج این جدول تشابه زیادی با نتایج روند خطی دارد. بطوریکه در این آزمون نیز در مقیاس سالانه دمای ماکزیمم و متوسط فاقد روند معنی‌دار بوده و دمای مینیمم از روند افزایشی معنی‌دار در سطح یک درصد برخوردار است. در مقیاس ماهانه برای دمای ماکزیمم در ماههای آگوست و سپتامبر، برای دمای متوسط در ماه آگوست و برای دمای مینیمم در ماههای آپریل، ژوئن، ژولای، آگوست، سپتامبر، نوامبر و دسامبر از روند افزایشی معنی‌دار برخوردار هستند.

در همین جا قابل ذکر است که پارامتر دما اغلب از رفتار خطی برخوردار است. بنابراین برای این پارامتر آزمون خطی از اعتبار بیشتری نسبت به آزمون ناپارامتریک من-کندال برخوردار است (تجربیات مولف). بنابراین آزمون اخیر تنها بصورت تکمیلی و کنترل نتایج استفاده می‌شود. اما در مورد سایر پارامترها آزمون ناپارامتریک در اولویت قرار دارد.



جدول (۴-۲): مقدار محاسبه شده آماره  $U(t)$  برای کلیه پارامترهای مورد مطالعه

مسله	سماهر	نوساهر	اكبر	سبساهر	آكوسا	زولای	زوسن	سی	آبوسل	ماسس	دوسره	زاتوسه	پارامتر	شماره
0.18	-0.13	0.44	-0.73	2.12	2.52	1.56	1.71	0.21	1.55	-0.73	-1.50	-0.39	دعای ماکزیم	1
1.05	1.31	1.26	0.53	1.95	2.18	1.01	1.40	-0.06	1.36	-1.13	-1.30	-0.24	دعای متوسط	2
3.15	2.32	2.20	1.83	3.04	3.45	3.27	3.49	1.28	2.67	-0.16	-0.51	0.58	دعای مینوس	3
-5.69	-1.86	-3.24	-4.26	-5.27	-4.54	-4.39	-3.44	-2.27	-4.03	-2.87	-2.52	-2.98	رطوبت نسبه ماکزیم	4
-5.16	-2.01	-2.93	-4.91	-4.72	-4.41	-4.65	-3.20	-2.49	-4.08	-2.65	-1.97	-3.37	رطوبت نسبه متوسط	5
-5.99	-1.97	-3.24	-4.83	-5.44	-5.18	-5.49	-4.69	-3.24	-4.81	-2.96	-1.99	-3.15	رطوبت نسبه مینوس	6
-5.79	-1.09	-2.12	-4.34	-4.59	-3.11	-4.56	-3.57	-3.64	-4.37	-3.75	-3.35	-2.83	دعای نقله شیم	7
2.25	1.58	0.24	0.91	-----	-----	-----	-----	0.51	-0.41	1.51	0.69	1.05	جمع بارندگی	8
2.27	1.15	0.06	1.13	-----	-----	-----	-----	0.23	-0.79	0.81	0.29	1.06	حداکثر بارش ۲۴ ساعه	9
-2.48	-3.15	-1.77	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-1.35	-0.33	-3.22	تعداد روزهای یخبندان	10
1.11	-1.53	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-1.23	0.01	0.16	تعداد روزهای برش	11



## ۲-۴-۱-۴-آزمون‌های جهش

تاکنون آزمون‌های همگنی و روند برای پارامترهای دما انجام گرفته است. در آزمون‌های همگنی دو روش آماری انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی نیز ذکر شد. هر کدام از این روشها دارای یک آزمون گرافیکی نیز می‌باشند که قبلا طریقه محاسبه آن ذکر گردید. شکل (۲-۳) یک نمونه از آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی را برای دمای ماکزیمم نشان می‌دهد. در آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای هر سالی که نمودار از تغییر ناگهانی برخوردار باشد بطوریکه روند آن تغییر نماید ناهمگنی وجود داشته و احتمال وجود جهش بالا است. بنابراین در این مطالعه برای سالهایی که تغییر جهت در این نمودار وجود دارد آزمون جهش از روش من-ویتنی یا کروسکال والیس (بسته به تعداد جهش) انجام گرفته است. در آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی نیز همانند آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی عمل می‌شود. قابل ذکر است که در هر پارامتر اگر تنها یک آزمون غیر همگنی را تایید نماید آزمون جهش بر روی آن انجام گرفته است.

با مراجعه به جداول (۲-۱) و (۲-۲) مشاهده می‌شود که هر سه پارامتر دمای ماکزیمم، متوسط و مینیمم غیر همگن می‌باشند. بنابراین می‌بایست آزمون جهش بر روی آنها انجام گیرد. اشکال (۲-۳) و (۲-۴) بترتیب نمودار آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی را برای پارامتر دمای ماکزیمم نشان می‌دهند. با توجه به هر دو نمودار مشاهده می‌شود که در سالهای ۱۹۵۶ و ۱۹۹۶ نقاط تغییر جهت در نمودارها وجود دارد. بنابراین احتمال وجود جهش برای این سالها وجود دارد. باید توجه شود که در هر دو نمودار نقاط تغییر جهت دیگری نیز وجود دارد که این نقاط تقریبا بصورت پریودیک تکرار شده و منشا جهشی ندارد. بنابراین با استفاده از این دو آزمون احتمال وجود جهش برای دمای ماکزیمم در سالهای ۱۹۵۶ و ۱۹۹۶ وجود دارد که می‌بایست آزمون جهش برای این دو سال انجام گیرد.

بمنظور بررسی معنی‌داری جهش آزمون کروسکال - والیس بر روی دو سال مذکور انجام گرفت. در این آزمون برای تعداد دو جهش نقاط حدی در سطوح ۵٪ و ۱٪ بترتیب برابر با ۷/۳۸ و ۱۰/۶ می‌باشد. مقدار محاسبه شده آماره کروسکال - والیس برای این جهشها ۰/۸۲ محاسبه شده

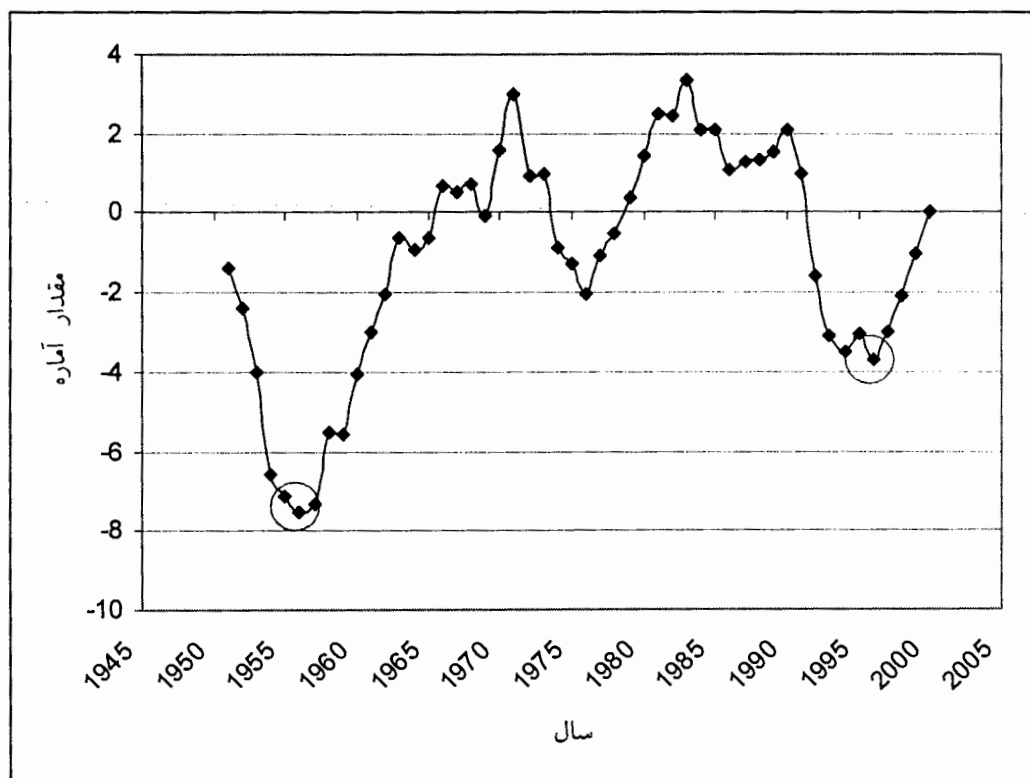
است. بنابراین مشاهده می‌شود که جهش برای پارامتر دمای ماکزیمم در سالهای ۱۹۵۶ و ۱۹۹۶ در هیچ سطحی معنی‌دار نیست.

با توجه به غیر همگنی داده‌های دمای متوسط، آزمون‌های فوق برای این پارامتر نیز انجام گرفت. شکل‌های (۲-۵) و (۲-۶) بترتیب آزمون‌های گرافیکی انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی را برای دمای متوسط نشان می‌دهند. با توجه به هر دو نمودار مشاهده می‌شود که در سالهای ۱۹۶۱، ۱۹۷۱ و ۱۹۹۴ نقاط تغییر جهت در نمودارها وجود دارد. بنابراین نیاز است که در این سالها آزمون جهش کروسکال - والیس انجام گیرد. همانطور که ذکر شد در این آزمون برای تعداد سه جهش نقاط حدی در سطوح ۵٪ و ۱٪ بترتیب برابر با ۹/۳۵ و ۱۲/۸ می‌باشد. مقدار محاسبه شده آماره کروسکال - والیس برای این جهش‌ها ۲۰/۳۴ محاسبه شده است. بنابراین مشاهده می‌شود که برای پارامتر دمای متوسط جهش بصورت معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد.

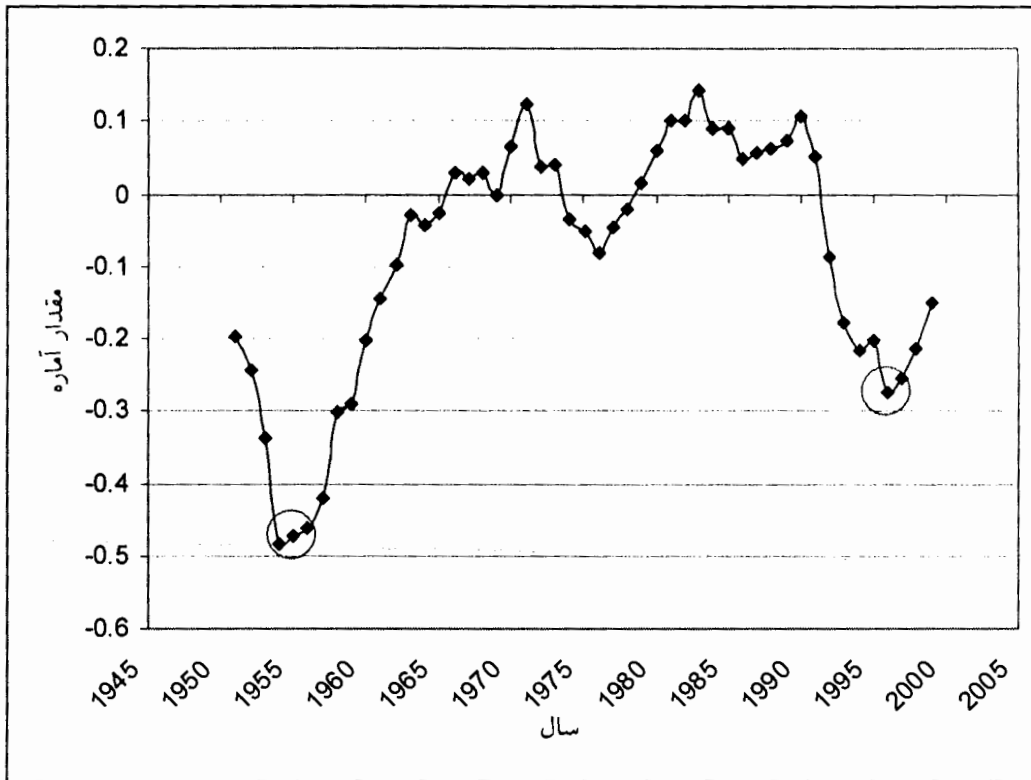
شکل (۲-۷) جهش در داده‌های دمای متوسط را برای سالهای ۱۹۶۱، ۱۹۷۱ و ۱۹۹۴ نشان می‌دهد. در این شکل خطوط افقی میانگین دما را برای دوره‌های قبل و بعد از جهش نشان می‌دهند. با توجه به این شکل میانگین دمای متوسط در دوره‌های قبل و بعد از جهش بترتیب برابر با ۱۳/۶ و ۱۴/۲، ۱۵/۶ درجه سانتیگراد می‌باشد.

با توجه به غیر همگنی داده‌های دمای مینیمم آزمون‌های فوق برای این پارامتر نیز انجام گرفت. شکل‌های (۲-۸) و (۲-۹) بترتیب آزمون‌های گرافیکی انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی را برای دمای مینیمم نشان می‌دهد. با توجه به این نمودارها مشاهده می‌شود که در سالهای ۱۹۶۳ و ۱۹۸۲ نقاط تغییر روند وجود دارد. بنابراین نیاز است که برای این سالها آزمون کروسکال - والیس انجام گیرد. با انجام آزمون مذکور مشاهده شد که مقدار محاسبه شده برابر با ۳۱/۷۹ می‌باشد. بنابراین می‌توان گفت که برای پارامتر دمای مینیمم در سالهای ۱۹۶۳ و ۱۹۸۲ جهش بصورت معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد. شکل (۲-۱۰) جهش در داده‌های دمای مینیمم را برای سالهای ۱۹۶۱،

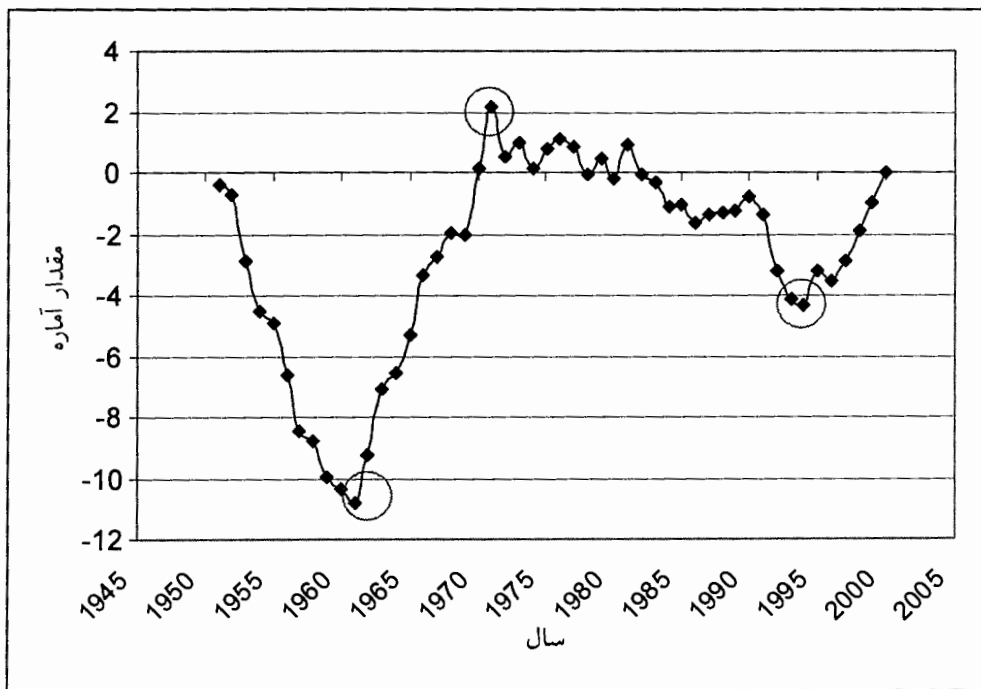
۱۹۷۱ و ۱۹۹۴ نشان می‌دهد. با توجه به این شکل میانگین دمای مینیمم در دوره‌های قبل و بعد از جهش بترتیب برابر با ۸/۵، ۷/۴ و ۹/۴ درجه سانتیگراد می‌باشد.



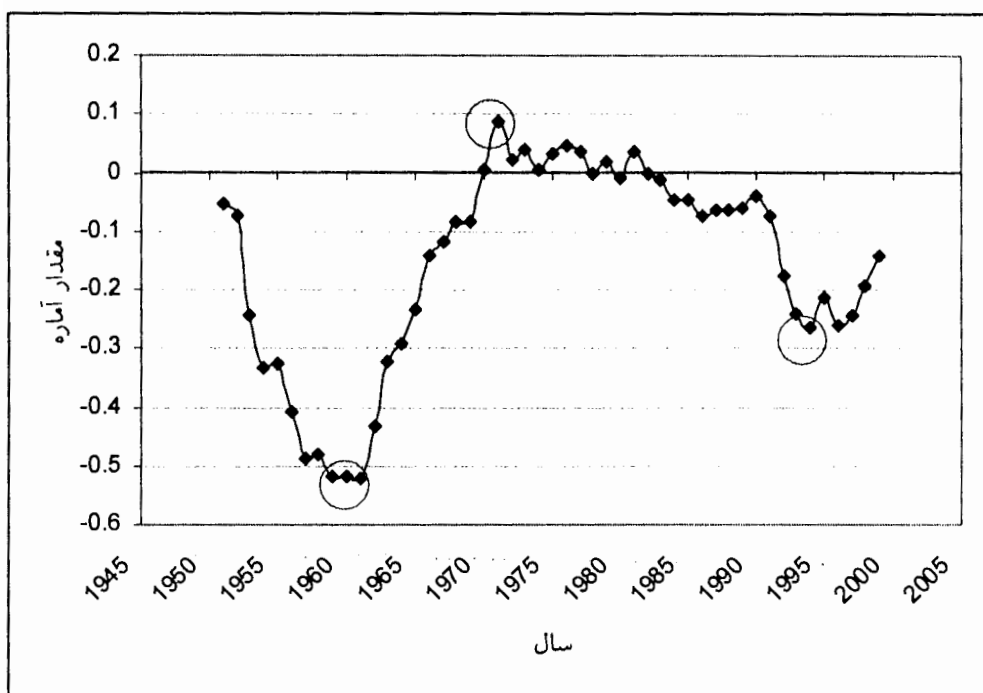
شکل (۲-۳): آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای دمای ماکزیمم



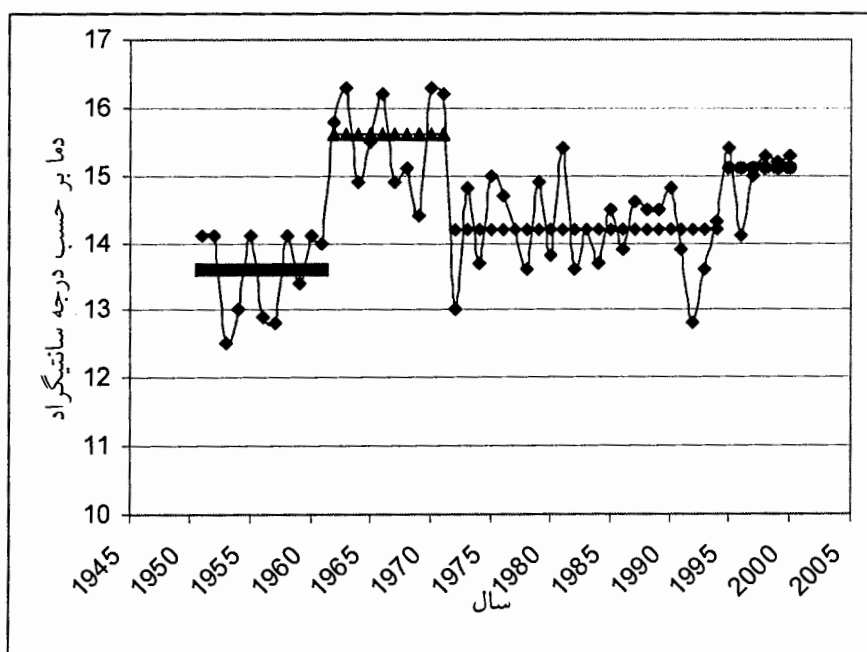
شکل (۲-۴): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای دمای ماکزیمم



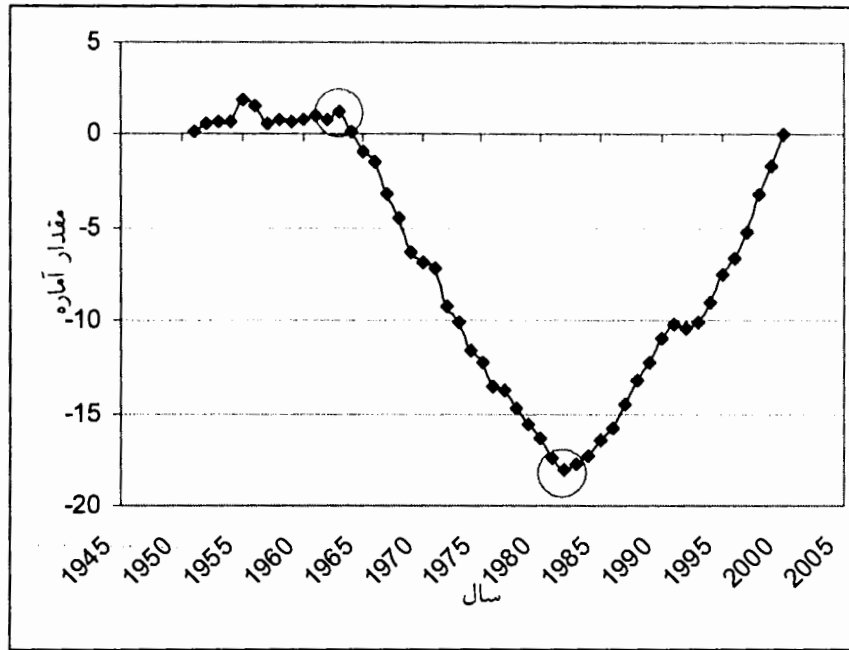
شکل (۲-۵): آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای دمای متوسط



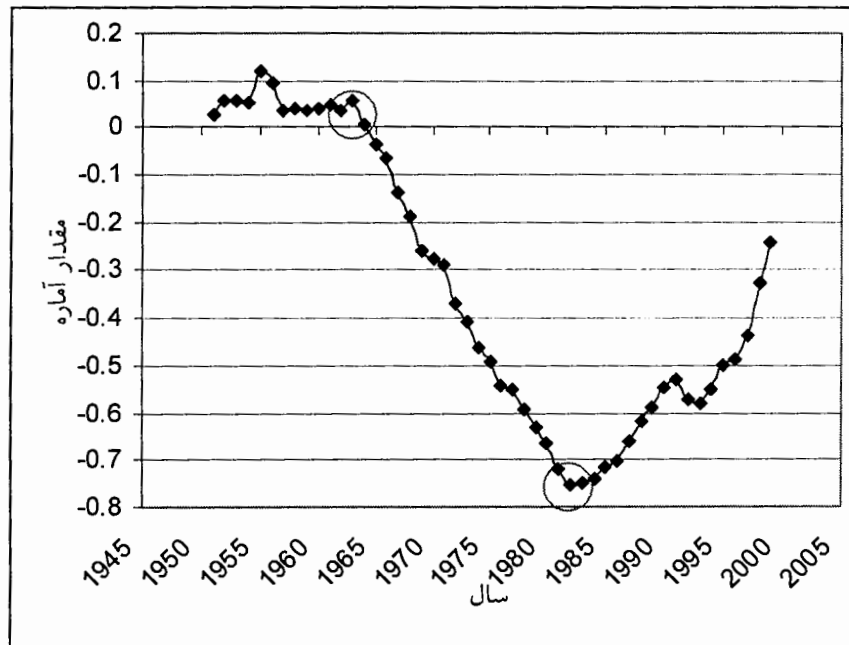
شکل (۲-۶): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای دمای متوسط



شکل (۲-۷): جهش در داده‌های دمای متوسط (سالهای ۱۹۶۱، ۱۹۷۱ و ۱۹۹۴)

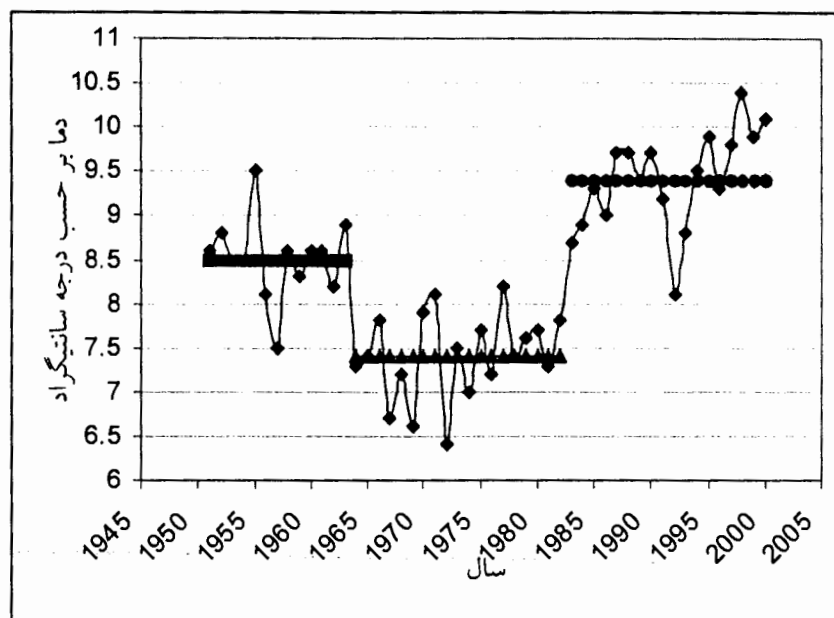


شکل (۲-۸): آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای دمای مینیمم



شکل (۲-۹): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای دمای مینیمم





شکل (۲-۱۰): جهش در داده‌های دمای مینیمم (سالهای ۱۹۶۱، ۱۹۷۱ و ۱۹۹۴)

## ۲-۴-۲- پارامترهای رطوبت نسبی (ماکزیمم، متوسط و مینیمم)

### ۲-۴-۲-۱- آزمون همگنی داده‌های رطوبت نسبی

همانند داده‌های دما در مورد رطوبت نسبی نیز آزمون همگنی با استفاده از سه روش آزمون آبه، آزمون انحرافات تجمعی و آزمون بیشینه ورسلی انجام گرفت. ردیف‌های چهارم، پنجم و ششم جداول (۲-۱) و (۲-۲) مقادیر محاسبه شده و مقادیر حدی آماره هر یک از روشها را برای رطوبت نسبی ماکزیمم، متوسط و مینیمم نشان می‌دهند.

با توجه به این جدول مشاهده می‌شود که هر سه پارامتر رطوبت نسبی ماکزیمم، متوسط و مینیمم از دیدگاه آزمون آبه غیر همگن و از دیدگاه دو آزمون انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی همگن می‌باشند. بطوریکه برای آزمونهای انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی غیر همگنی در سطح یک درصد نیز رد می‌شود. در ادامه مشاهده می‌شود که برای هر سه پارامتر رطوبت نسبی ماکزیمم،

متوسط و مینیمم روند معنی‌دار وجود دارد که به احتمال بالا این امر موجب بروز غیر همگنی در آزمون آبه شده است.

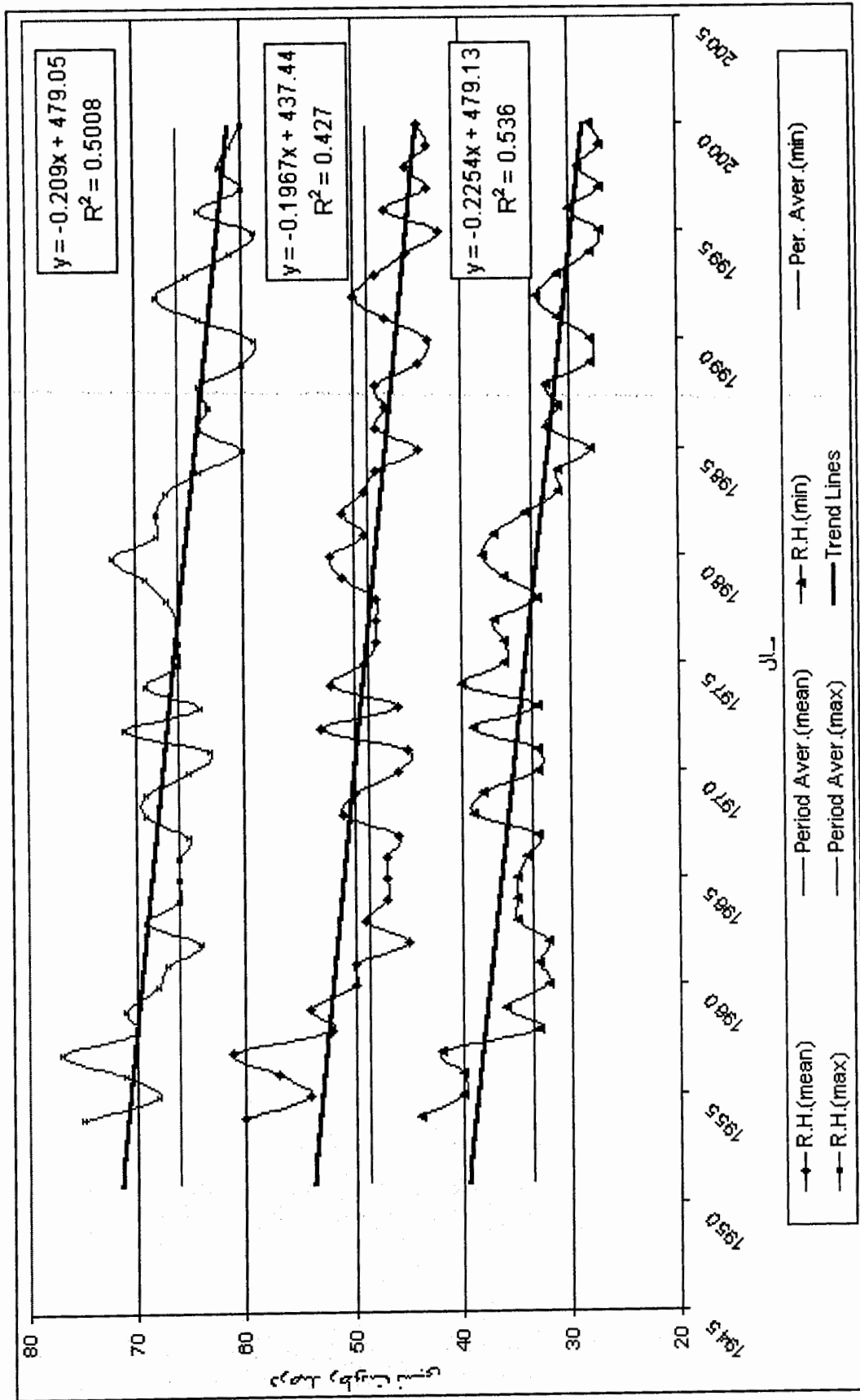
#### ۲-۲-۴-۲- بررسی روند خطی

همانند مراحل ذکر شده برای پارامتر دما در مورد پارامتر رطوبت نسبی نیز در اولین مرحله روند خطی مورد بررسی قرار گرفت. شکل (۲-۱۱) روند خطی، معادله روند و میانگین طولانی مدت سه پارامتر رطوبت نسبی ماکزیمم، متوسط و مینیمم را بترتیب از بالا به پایین برای ایستگاه شاهرود نشان می‌دهد. در این شکل خطوط منحنی مربوط به نوسانات سالانه، خطوط افقی مربوط به میانگین طول دوره آماری و خطوط اریب مربوط به روند خطی هر کدام از سه پارامتر می‌باشد.

نکته‌ای که در نگاه اول بچشم می‌خورد هر سه نمودار از روند منفی شدیدی برخوردار هستند. بطوریکه بدون انجام آزمون نیز با احتمال بالا می‌توان به معنی‌داری روندهای مشاهده شده پی برد. بر اساس روابط فیزیکی افزایش دما باید کاهش رطوبت نسبی را به همراه داشته باشد. زیرا افزایش دما باعث افزایش ظرفیت پذیرش رطوبت هوا و کاهش رطوبت نسبی خواهد شد. البته این در صورتی است که پارامترهای دیگر نظیر رطوبت مطلق ثابت نگه داشته شود. بنابراین وجود روند کاهشی که به ظاهر در نمودارهای رطوبت نسبی مشاهده می‌شود با روابط فیزیکی قابل توجیه است (بدلیل افزایشی بودن پارامترهای دما). البته برای پارامترهای رطوبت نسبی ماکزیمم و متوسط، دمای متناظر با آنها بون روند بوده که وجود روند کاهشی شدید در این موارد بیشتر بدلیل کاهش شدید رطوبت مطلق هوا است که در بحث دمای نقطه شبنم ذکر خواهد شد.

بمنظور تعیین معنی‌داری روندهای مشاهده شده و روندهای ماهانه از آزمون  $t$ - استیودنت استفاده شد. ردیفهای ۴ تا ۶ جدول (۲-۳) مقادیر محاسبه شده آماره  $t$  را برای سه پارامتر رطوبت نسبی ماکزیمم، متوسط و مینیمم در مقیاس سالانه و ماهانه نشان می‌دهند. قابل توجه است که مقدار حدی این پارامتر برای درجه آزادی ۴۹ و در سطوح اعتماد ۵ درصد و ۱ درصد بترتیب برابر با ۲ و ۲/۷ می‌باشد.

همانطور که مشاهده می‌شود در مقیاس سالانه هر سه پارامتر از روند کاهشی معنی‌دار در سطح یک درصد برخوردارند. همچنین در مقیاس ماهانه برای رطوبت نسبی ماکزیمم و متوسط در کلیه ماهها باستثنای ماه دسامبر و برای رطوبت نسبی مینیمم در کلیه ماهها باستثنای ماههای فوریه و دسامبر روند کاهشی معنی‌دار وجود دارد. همانطور که قبلا ذکر گردید برای کلیه پارامترها باستثنای پارامتر دما آزمون من - کندال از اعتبار بالاتری برخوردار است. بنابراین نتیجه‌گیری نهایی به بعد از انجام این آزمون موکول می‌شود.



شکل (۱۰-۴): روند سالانه رطوبت نسبی ماکزیمم، متوسط و مینیمم

#### ۲-۴-۳- بررسی وجود روند در داده‌های رطوبت نسبی از طریق آزمون ناپارامتریک

در مرحله اولیه این بررسی وجود روند خطی در داده‌های رطوبت نسبی تایید گردید. در این قسمت با استفاده از آزمون ناپارامتریک من-کندال وجود روند بطور تکمیلی مورد بررسی قرار می‌گیرد. ردیف‌های چهارم، پنجم و ششم از جدول (۲-۴) آماره  $U(t)$  را برای هر یک از پارامترهای رطوبت نسبی نشان می‌دهند. همانطور که قبلاً ذکر شد مقدار حدی برای آماره  $U(t)$  بترتیب در سطوح ۵٪ و ۱٪ برابر با ۱/۹۶ و ۲/۵۷ می‌باشد.

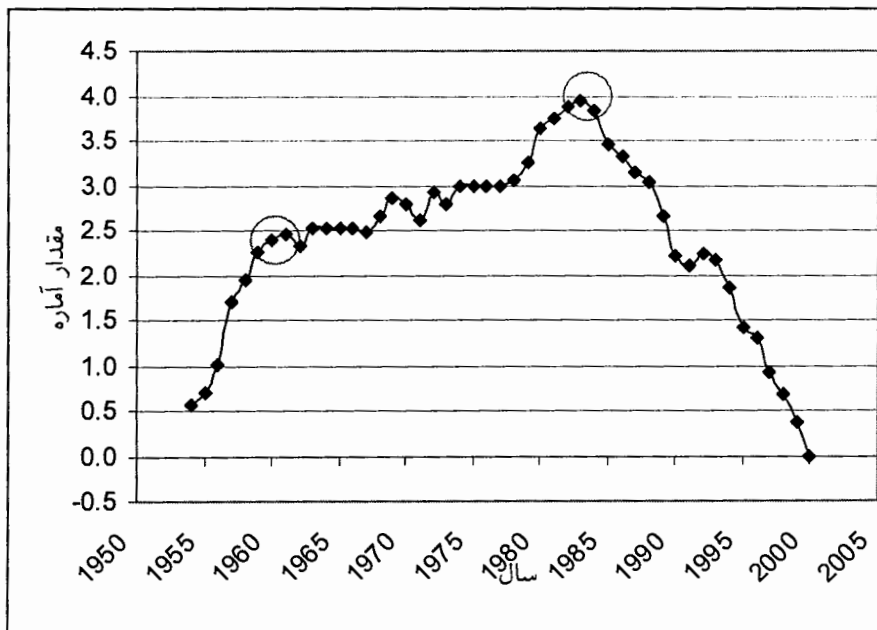
با توجه به جدول (۲-۴) مشاهده می‌شود که تشابه قابل توجهی بین دو آزمون خطی و غیر خطی وجود دارد. بطوریکه معنی‌داری روندهای سالانه کاملاً یکسان بوده اما در روندهای ماهانه تنها در سه ماه تفاوتی وجود دارد. با توجه به جدول (۲-۴) مشخص می‌شود که در مقیاس سالانه کلیه پارامترهای رطوبت نسبی از روند کاهشی معنی‌دار در سطح یک درصد برخوردارند. در مقیاس ماهانه برای پارامتر رطوبت نسبی ماکزیمم در کلیه ماهها با استثنای ماه دسامبر و برای دو پارامتر رطوبت نسبی متوسط و مینیمم در کلیه ماهها روند کاهشی معنی‌دار وجود دارد. بطوریکه از روندهای مذکور، معنی‌داری روند کلیه ماهها با استثنای ماههای فوریه و می برای رطوبت نسبی مینیمم، روند کلیه ماهها با استثنای ماههای فوریه، می و دسامبر برای پارامتر رطوبت نسبی متوسط و روند کلیه ماهها با استثنای ماههای فوریه و دسامبر برای رطوبت نسبی مینیمم در سطح یک درصد نیز معتبر است. همچنین از جدول (۲-۴) مشخص می‌شود که در مقیاس فصلی کلیه پارامترهای رطوبت نسبی ماکزیمم، متوسط و مینیمم در تمام فصول از روند کاهشی معنی‌دار در سطح یک درصد برخوردارند. همانطور که ذکر شد در مورد پارامتر رطوبت نسبی نتایج آزمون غیر خطی از اعتبار بیشتری برخوردار بوده و مورد قبول قرار می‌گیرد.

#### ۲-۴-۴- آزمون‌های جهش

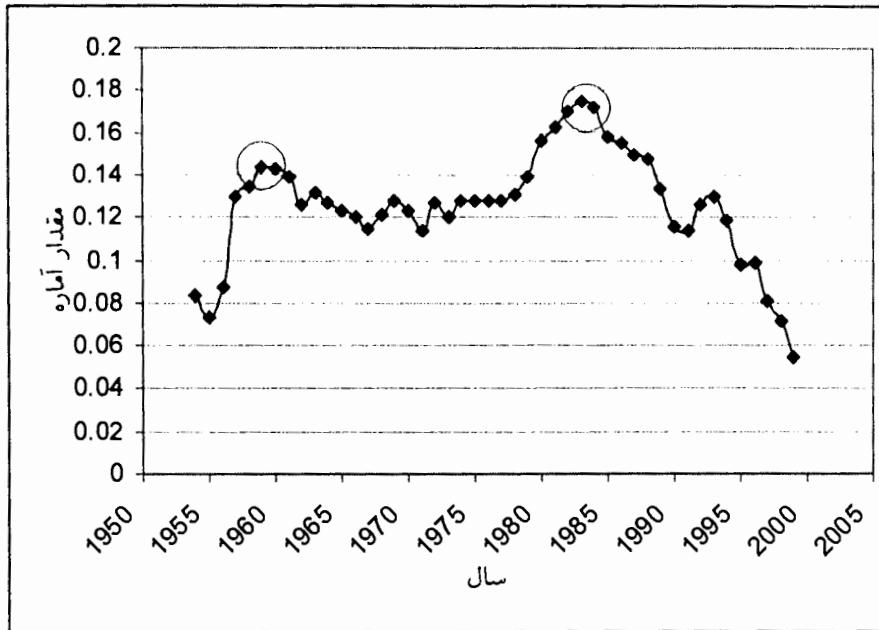
همانگونه که در آزمون همگنی داده‌های رطوبت نسبی مشاهده شد همگنی داده‌ها بطور کامل تایید نشد. بنابراین نیاز است که آزمون جهش بر روی داده‌ها انجام گیرد. بنابراین همانند روشهای انجام گرفته برای پارامترهای دما از آزمونهای گرافیکی انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی استفاده شد. با توجه به مطالب

ذکر شده برای سالهایی که تغییر جهت در نمودارهای دو آزمون وجود دارد احتمال جهش وجود داشته، و نیاز است که آزمون جهش به روشهای من - ویتنی ( برای موارد یک جهشی ) یا کروسکال - والیس ( برای موارد بیش از یک جهش) یک انجام گیرد. اشکال (۲-۱۲) و (۲-۱۳) بترتیب نمودار آزمون گرافیکی را در روشهای انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی برای رطوبت نسبی ماکزیمم نشان می‌دهند. در هر دو شکل می‌توان مشاهده کرد که در سال‌های ۱۹۶۱ و ۱۹۸۳ نقاطی بصورت تغییر جهت در روند نمودارها نمایان شده است. بنابراین نیاز است که معنی‌داری جهش در سال‌های ۱۹۶۱ و ۱۹۸۳ با استفاده از آزمون کروسکال - والیس مورد آزمون قرار گیرد. همانطور که قبلاً ذکر شد در این آزمون برای تعداد دو جهش مقادیر حدی در سطوح ۵٪ و ۱٪ بترتیب برابر با  $7/38$  و  $10/6$  می‌باشد. با انجام آزمون، مقدار آماره کروسکال - والیس برای این جهش‌ها  $11/74$  محاسبه شده است. بنابراین مشاهده می‌شود که برای پارامتر رطوبت نسبی ماکزیمم در سالهای ۱۹۶۱ و ۱۹۸۳ جهش بصورت معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد.

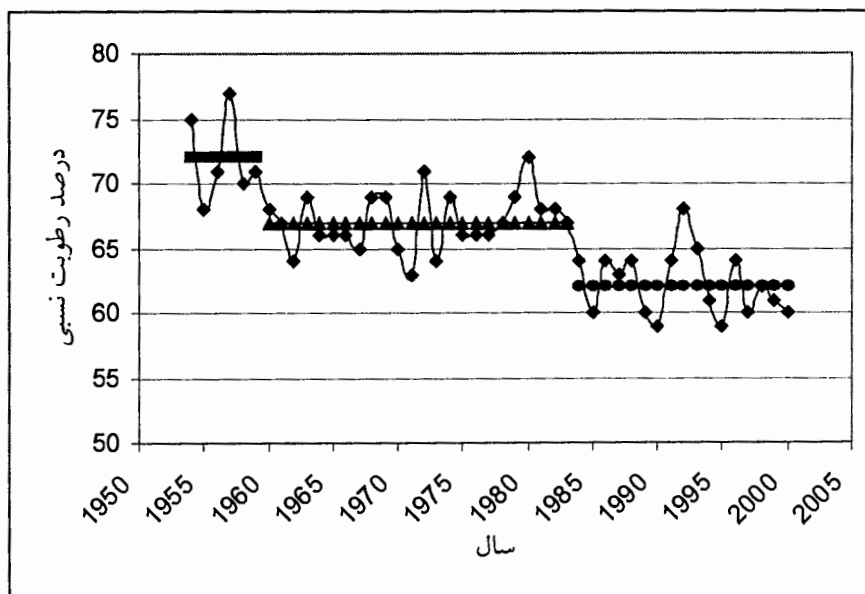
شکل (۲-۱۴) جهش برای پارامتر رطوبت نسبی ماکزیمم را در سالهای ۱۹۶۱ و ۱۹۸۳ نشان می‌دهد. با توجه به این شکل مقدار میانگین رطوبت نسبی ماکزیمم در دوره‌های قبل و بعد از جهش بترتیب برابر با ۷۲، ۶۷ و ۶۲ درصد می‌باشد.



شکل (۲-۱۲): آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای رطوبت نسبی ماکزیمم



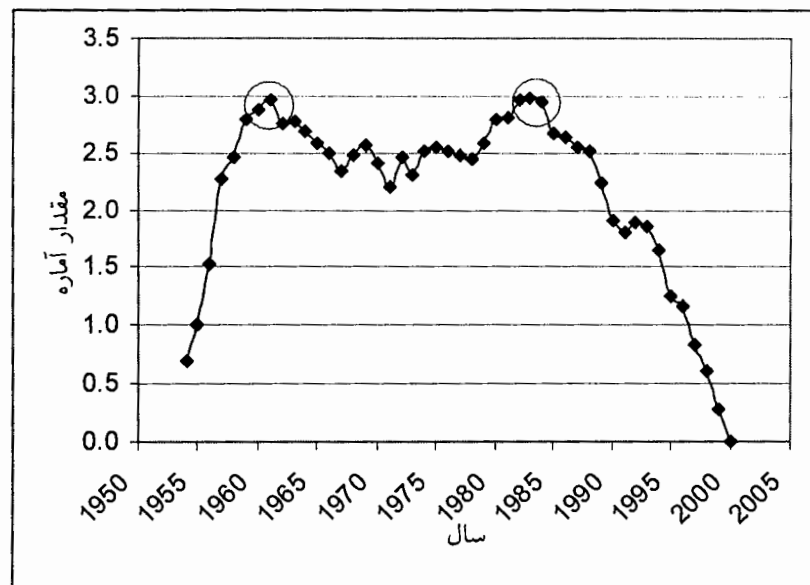
شکل (۲-۱۳): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای رطوبت نسبی ماکزیمم



شکل (۲-۱۴): جهش در داده‌های رطوبت نسبی ماکزیمم (۱۹۶۱ و ۱۹۸۳)

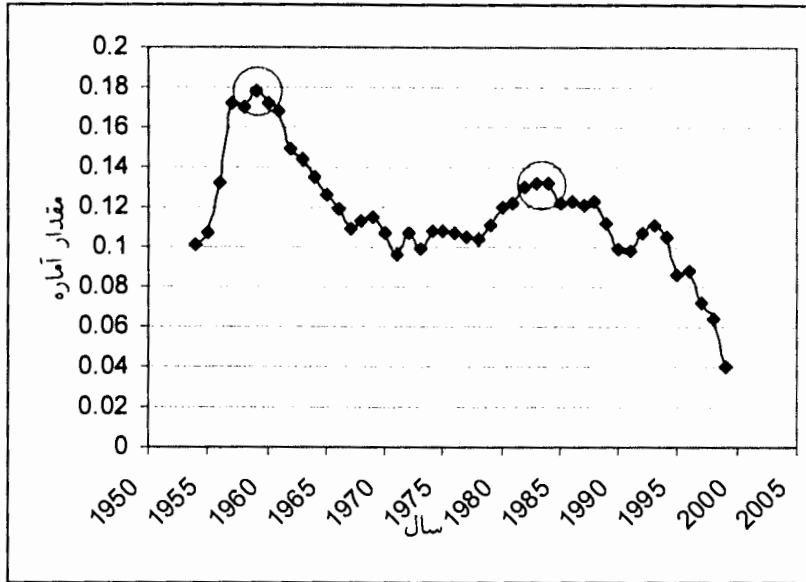
اشکال (۱۵-۲) و (۱۶-۲) بترتیب نمودار آزمون گرافیکی را به روشهای انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی برای رطوبت نسبی متوسط نشان می‌دهند. در هر دو نمودار مشاهده می‌شود که همانند پارامتر رطوبت نسبی ماکزیمم، نقاط تغییر روند در سالهای ۱۹۶۱ و ۱۹۸۳ برای پارامتر رطوبت نسبی متوسط نیز وجود دارد. با انجام آزمون، مقدار آماره کروسکال - والیس برای این جهش‌ها ۸/۸۵ محاسبه شده است. بنابراین مشاهده می‌شود که برای پارامتر رطوبت نسبی متوسط در سالهای ۱۹۶۱ و ۱۹۸۳ جهش بصورت معنی‌دار در سطح ۵ درصد وجود دارد.

شکل (۱۷-۲) جهش برای پارامتر رطوبت نسبی متوسط را در سالهای ۱۹۶۱ و ۱۹۸۳ نشان می‌دهد. با توجه به این شکل مقدار میانگین رطوبت نسبی متوسط در دوره‌های قبل و بعد از جهش بترتیب برابر با ۵۶، ۴۹ و ۴۶ درصد می‌باشد.

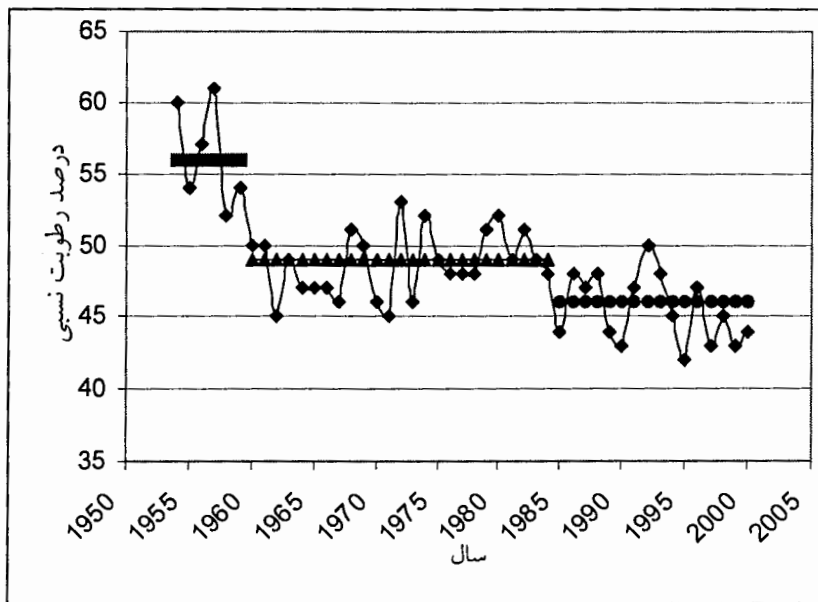


شکل (۱۵-۲): آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای رطوبت نسبی متوسط

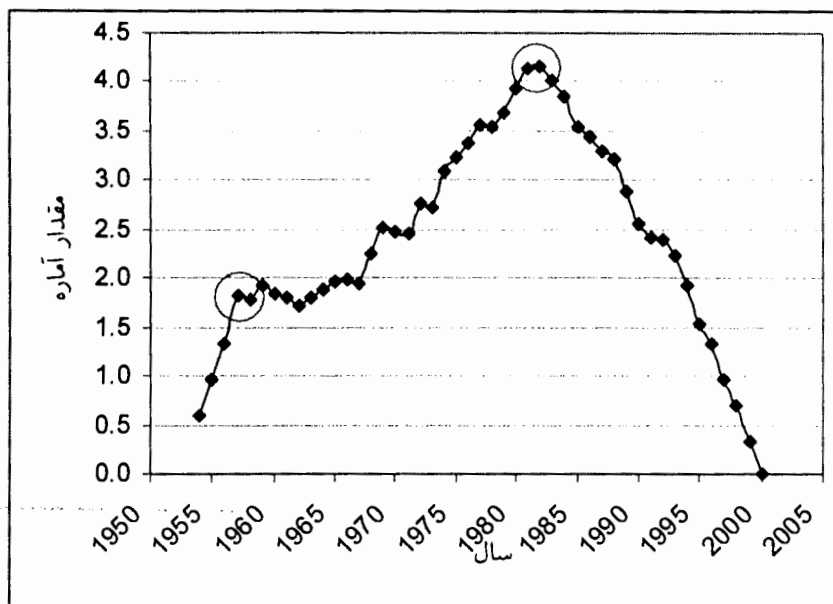




شکل (۲-۱۶): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای رطوبت نسبی متوسط



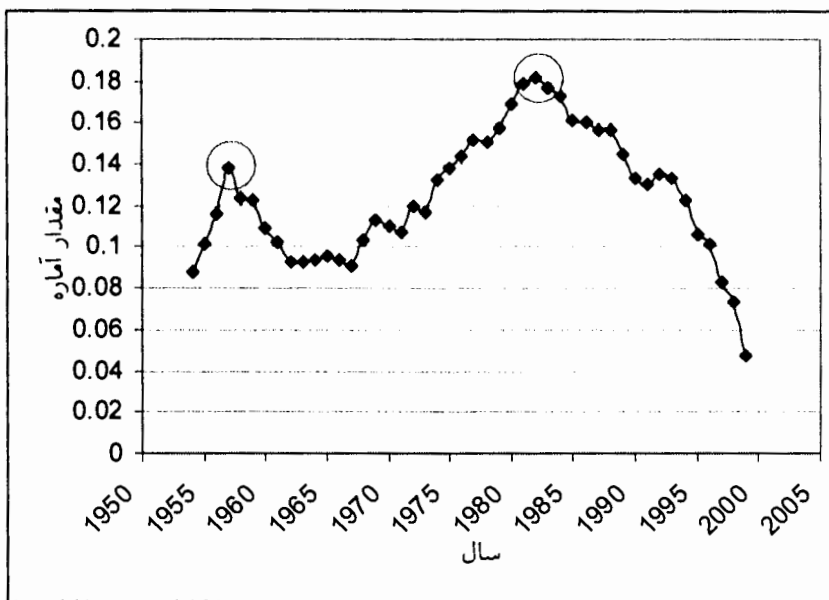
شکل (۲-۱۷): جهش در داده‌های رطوبت نسبی متوسط (۱۹۶۱ و ۱۹۸۳)



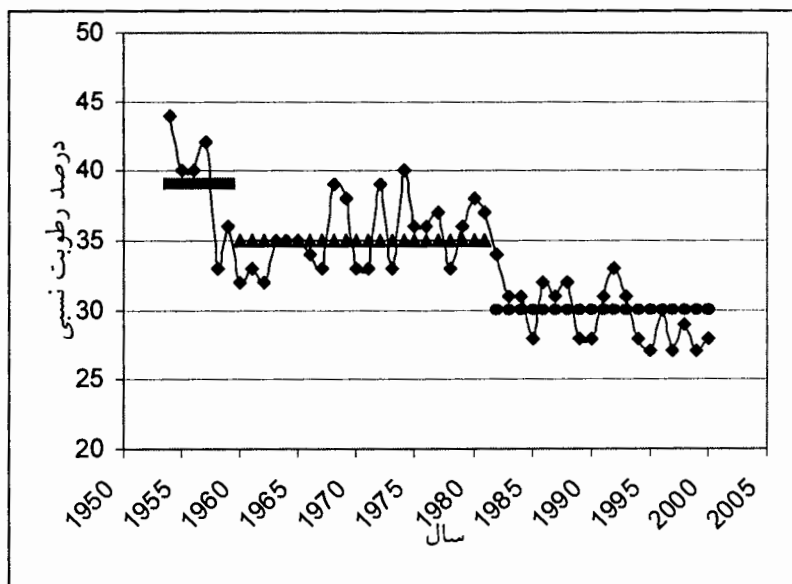
شکل (۲-۱۸): آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای رطوبت نسبی مینیمم

اشکال (۲-۱۸) و (۲-۱۹) بترتیب نمودار آزمون گرافیکی را به روشهای انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی برای رطوبت نسبی مینیمم نشان می‌دهند. با توجه به هر دو نمودار مشاهده می‌شود که در سالهای ۱۹۵۷ و ۱۹۸۲ نقاط تغییر روند برای آزمونهای گرافیکی رطوبت نسبی مینیمم وجود دارد. با انجام آزمون کروسکال - والیس، مقدار آماره کروسکال - والیس برای این جهش‌ها  $۱۷/۶۲$  محاسبه شده است. بنابراین مشاهده می‌شود که برای پارامتر رطوبت نسبی مینیمم در سالهای ۱۹۵۷ و ۱۹۸۲ جهش بصورت معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد.

شکل (۲-۲۰) جهش برای پارامتر رطوبت نسبی مینیمم را در سالهای ۱۹۵۷ و ۱۹۸۲ نشان می‌دهد. با توجه به این شکل مقدار میانگین رطوبت نسبی مینیمم در دوره‌های قبل و بعد از جهش بترتیب برابر با ۳۹، ۳۵ و ۳۰ درصد می‌باشد.



شکل (۲-۱۹): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای رطوبت نسبی مینیمم



شکل (۲-۲۰): جهش در داده‌های رطوبت نسبی مینیمم (سالهای ۱۹۵۷ و ۱۹۸۲)

### ۳-۴-۲- دمای نقطه شبنم

تاکنون با بررسی‌های انجام شده مشخص شد که دما در ایستگاه شاهرود از روند افزایشی برخوردار است. همچنین همانطور که از فیزیک قضیه نیز انتظار می‌رفت رطوبت نسبی نیز از روند کاهشی برخوردار

بود. بنابراین تا این مرحله تنها می‌توان گفت که کاهش رطوبت نسبی بر اساس افزایش دما و یا افزایش ظرفیت پذیرش رطوبت توسط هوا بوده است و این امر نمی‌تواند دلیل محکمی برای کاهش رطوبت مطلق هوا باشد. در این مطالعه بمنظور شناخت رطوبت مطلق هوا از پارامتر دمای نقطه شبنم استفاده شد. اگر در یک منطقه دمای نقطه شبنم کاهش یابد نشان می‌دهد که میزان رطوبت موجود در هوا نیز کاهش یافته و در کل منطقه به سمت خشک شدن سوق یافته است. در زیر مراحل بررسی دمای نقطه شبنم همانند پارامترهای قبلی ذکر شده است.

#### ۲-۴-۳-۱- بررسی همگنی داده‌ها

برای پارامتر دمای نقطه شبنم نیز در اولین مرحله آزمون همگنی به روش‌های آزمون آبه، آزمون انحرافات تجمعی و آزمون بیشینه ورسلی انجام گرفت. ردیف هفتم از جداول (۲-۱) و (۲-۲) مقادیر محاسبه شده و مقدار حدی هر یک از روشها را برای دمای نقطه شبنم نشان می‌دهند.

با توجه به جداول مذکور مشاهده می‌شود که در هر سه آزمون پارامتر دمای نقطه شبنم غیر همگن می‌باشد. بطوریکه در آزمونهای انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی، غیر همگنی در سطح یک درصد نیز مورد تایید قرار می‌گیرد. در ادامه مشاهده خواهد شد که پارامتر دمای نقطه شبنم از روند و جهش قابل ملاحظه‌ای برخوردار است که این غیر همگنی‌ها را توجیه می‌کند.

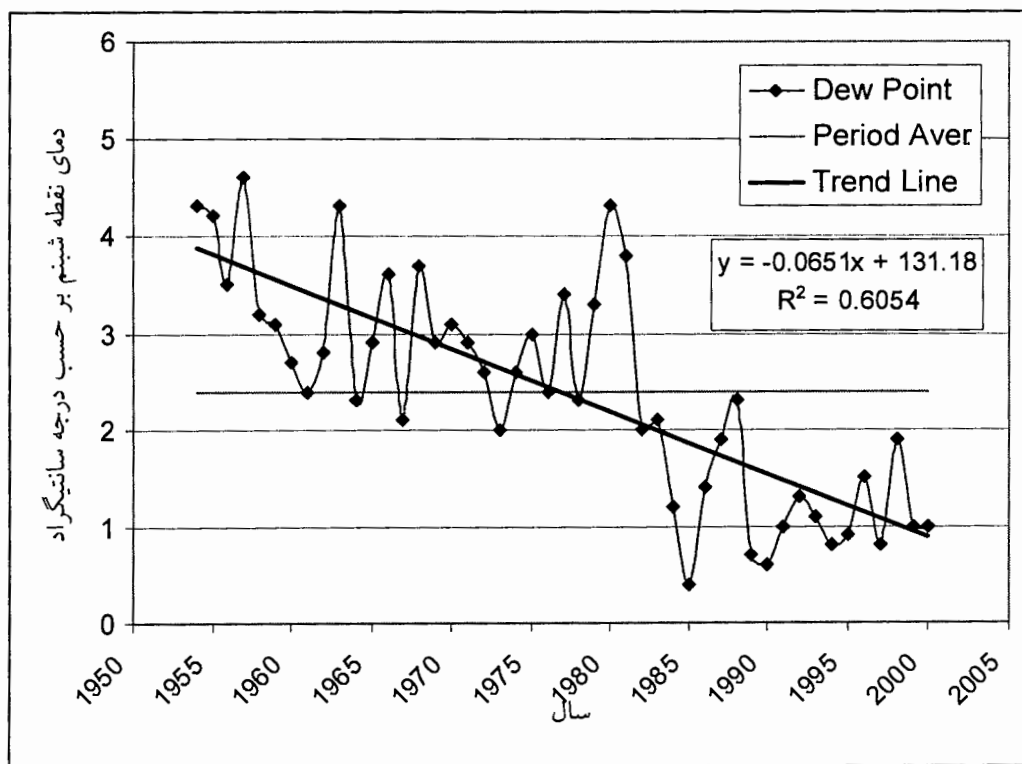
#### ۲-۴-۳-۲- بررسی روند خطی

بمنظور شناخت خصوصیات دمای نقطه شبنم در اولین مرحله روند خطی آن مورد بررسی قرار گرفت. شکل (۲-۲۱) روند خطی، معادله روند و میانگین طولانی مدت دمای نقطه شبنم را برای ایستگاه شاهرود نشان می‌دهد. در این شکل خط منحنی مربوط به نوسانات سالانه، خط افقی مربوط به میانگین طول دوره آماری و خط اریب مربوط به روند خطی دمای نقطه شبنم می‌باشد.

با توجه به شکل مشاهده می‌شود که روند کاهشی بسیار شدیدی برای پارامتر دمای نقطه شبنم وجود دارد. بطوریکه بدون انجام آزمون نیز معنی‌داری آن مشخص می‌باشد. بمنظور تعیین معنی‌داری روند مشاهده شده در این نمودار و روندهای ماهانه، همانند موارد قبلی از آزمون  $t$ -استیودنت استفاده شد. ردیف

۷ جدول (۳-۲) مقادیر محاسبه شده  $t$  را برای پارامتر دمای نقطه شبنم در مقیاس سالانه و ماهانه نشان می‌دهد. قابل توجه است که مقدار حدی این پارامتر برای درجه آزادی ۴۶ و در سطوح بترتیب ۵ درصد و ۱ درصد اعتماد برابر با ۲ و ۲/۷ می‌باشد.

همانطور که مشاهده می‌شود برای پارامتر دمای نقطه شبنم در مقیاس سالانه روند کاهشی معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد. همچنین در مقیاس ماهانه برای کلیه ماههای باستانی ماههای نوامبر و دسامبر روند کاهشی معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد. همانطور که قبلاً نیز ذکر شد برای پارامتر دمای نقطه شبنم آزمون غیر خطی از اعتبار بالاتری برخوردار است. بنابراین نتیجه‌گیری نهایی به بعد از انجام این آزمون موکول می‌شود.



شکل (۲-۲۱): روند خطی موجود در سری سالانه پارامتر دمای نقطه شبنم

#### ۲-۴-۳-۳- بررسی وجود روند در داده‌های دمای نقطه شبنم از طریق آزمون ناپارامتریک

در مرحله اولیه وجود روند خطی برای پارامتر دمای نقطه شبنم مورد تایید قرار گرفت. در این بخش با استفاده از آزمون ناپارامتریک من-کندال وجود روند بطور تکمیلی مورد بررسی قرار می‌گیرد. ردیف هفتم از جدول (۲-۴) آماره  $U(t)$  را برای سری‌های سالانه و ماهانه پارامتر دمای نقطه شبنم نشان می‌دهد. همانطور که قبلاً ذکر شد مقدار حدی برای آماره  $U(t)$  بترتیب در سطوح ۵٪ و ۱٪ برابر با ۱/۹۶ و ۲/۵۷ می‌باشد.

با توجه به جدول (۲-۴) مشاهده می‌شود که برای پارامتر دمای نقطه شبنم در مقیاس سالانه روند کاهشی معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد. همچنین در مقیاس ماهانه برای کلیه ماهها بااستثنای ماه دسامبر روند کاهشی معنی‌دار وجود دارد. بطوریکه کلیه روندها بااستثنای روند ماه نوامبر در سطح یک درصد نیز معنی‌دار هستند. با استفاده از جدول (۲-۴) مشخص می‌شود که در مقیاس فصلی برای کلیه فصول روند کاهشی معنی‌دار وجود دارد. بطوریکه روند مربوط به فصول زمستان، بهار و تابستان در سطح یک درصد نیز معتبر است.

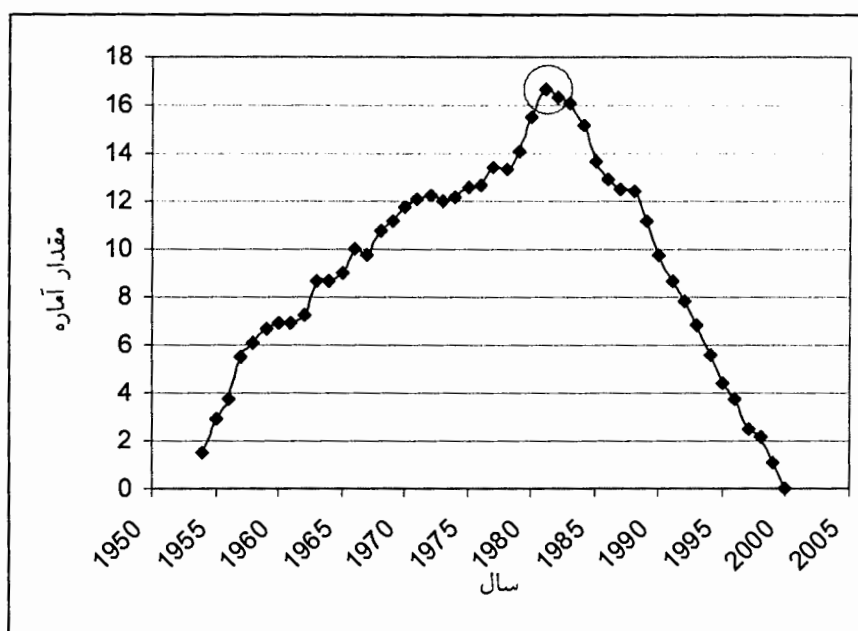
در کل با انجام دو آزمون خطی و ناپارامتریک مشاهده شد که پارامتر دمای نقطه شبنم در ایستگاه شاهرود بشدت از سیر نزولی برخوردار است. بنابراین می‌توان گفت که رطوبت مطلق هوا در این ایستگاه رو به کاهش بوده و در نتیجه هوای این منطقه بسمت خشک شدن سوق یافته است.

#### ۲-۴-۳-۴- آزمون‌های جهش برای دمای نقطه شبنم

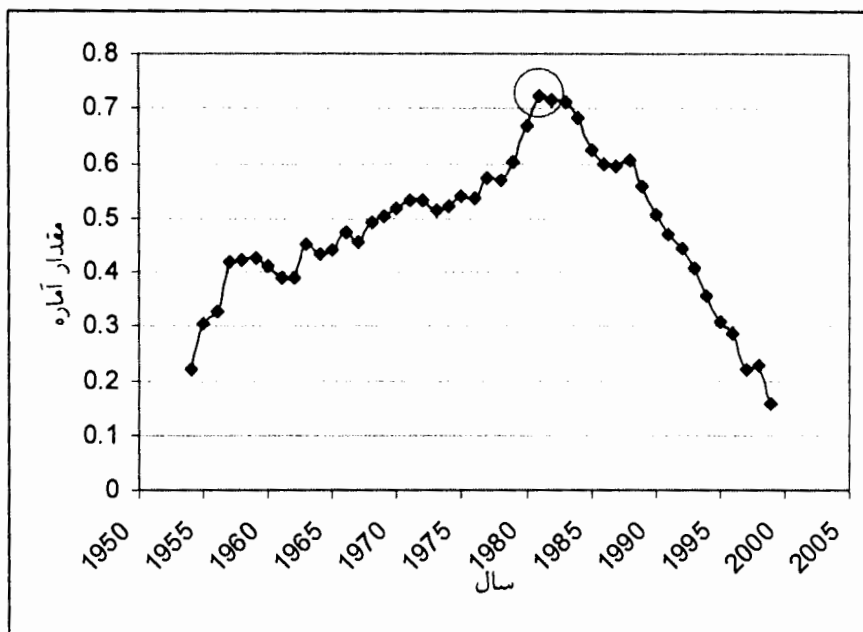
همانگونه که در آزمون همگنی داده‌های دمای نقطه شبنم مشاهده شد همگنی داده‌ها بطور کامل رد شد. بنابراین نیاز است که آزمون جهش نیز بر روی داده‌ها انجام گیرد. در این مورد نیز همانند روشهای انجام گرفته برای دیگر پارامترها از آزمونهای گرافیکی انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی استفاده شد.

اشکال (۲-۲۲) و (۲-۲۳) بترتیب نمودار آزمون گرافیکی را در روشهای انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی برای دمای نقطه شبنم نشان می‌دهند. در هر دو شکل می‌توان مشاهده کرد که سال ۱۹۸۱ بصورت نقطه تغییر جهت در روند نمودارها نمایان شده است. بنابراین معنی‌داری جهش در سال ۱۹۸۱ با استفاده از روش من-وینتی مورد آزمون قرار گرفت. در این آزمون برای ۴۷ سال آماره، مقدار حدی در سطوح ۵٪ و ۱٪

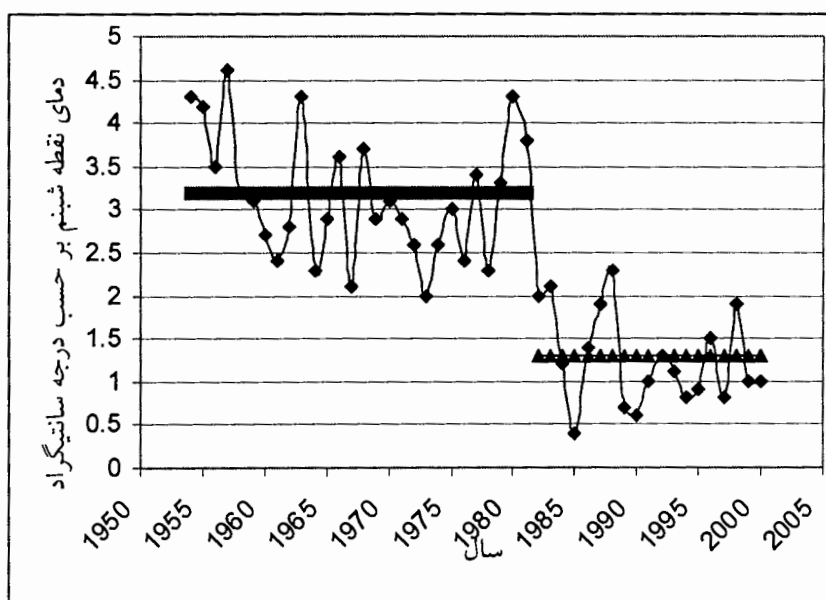
بترتیب برابر با ۱/۹۶ و ۲/۵۷ می‌باشد. مقدار آماره من- ویتنی در این آزمون ۵/۴ محاسبه شده است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که برای پارامتر دمای نقطه شبنم در سال ۱۹۸۱ جهش بصورت معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد. شکل (۲-۲۴) جهش در داده‌های دمای نقطه شبنم را برای سال ۱۹۸۱ نشان می‌دهد. با توجه به این شکل میانگین دمای نقطه شبنم برای دوره‌های قبل و بعد از سال ۱۹۸۱ بترتیب برابر با ۳/۲ و ۱/۳ درجه سانتیگراد می‌باشد.



شکل (۲-۲۲): آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای دمای نقطه شبنم



شکل (۲-۲۳): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای دمای نقطه شبنم



شکل (۲-۲۴): جهش در داده‌های دمای نقطه شبنم (۱۹۸۱)



## ۲-۴-۴- مجموع بارندگی سالانه و ماهانه

تاکنون با بررسی‌های انجام شده در ایستگاه شاهرود روند افزایشی دما، روند کاهشی رطوبت نسبی و رطوبت مطلق مورد تایید قرار گرفت. از مهمترین پارامترهای دیگری که در تغییر اقلیم مورد بررسی قرار می‌گیرد بارندگی می‌باشد. بارندگی از پارامترهایی است که همراه با تغییر اقلیم رفتارهای متفاوتی از خود نشان می‌دهد و می‌بایست بدقت مورد بررسی قرار گیرد.

## ۲-۴-۴-۱- بررسی همگنی داده‌های بارندگی

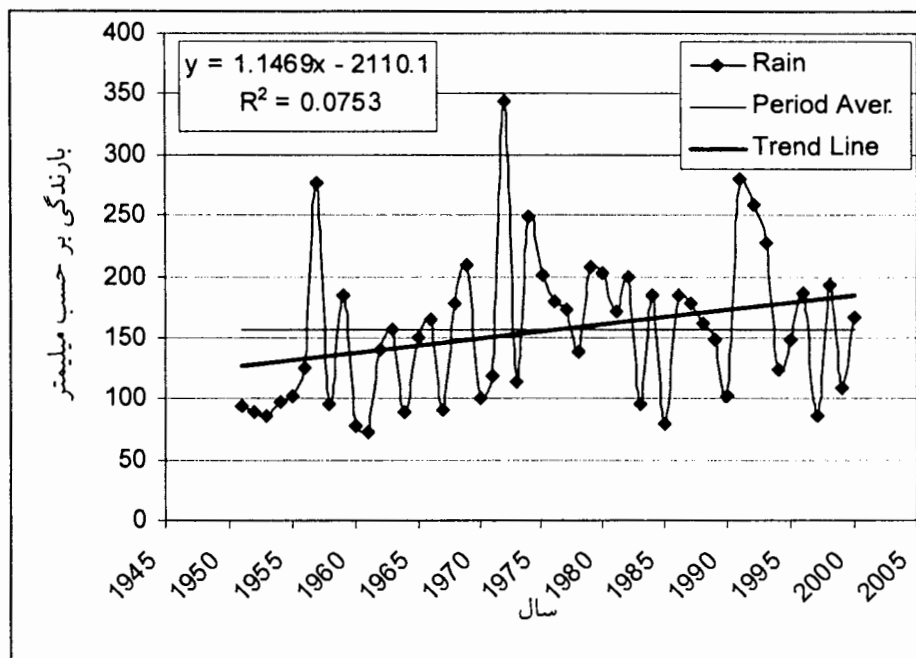
همانند پارامترهای قبل برای پارامتر بارندگی نیز در اولین مرحله همگنی به سه روش آبه، انحرافات جمعی و بیشینه ورسلی مورد آزمون قرار گرفت. ردیف هشتم از جداول (۲-۱) و (۲-۲) مقادیر محاسبه شده و مقدار حدی هر یک از روشها را برای پارامتر بارندگی نشان می‌دهند. با مشاهده هر دو جدول مشخص می‌شود که پارامتر بارندگی از دیدگاه هر سه آزمون همگن می‌باشد. بطوریکه همگنی در سطح یک درصد نیز مورد تایید قرار می‌گیرد.

## ۲-۴-۴-۲- بررسی روند خطی

بمنظور شناخت اولیه خصوصیات بارندگی در اولین مرحله روند خطی آن مورد بررسی قرار گرفت. شکل (۲-۲۵) روند خطی، معادله روند و میانگین طولانی مدت بارندگی را برای ایستگاه شاهرود نشان می‌دهد. در این شکل خط منحنی مربوط به نوسانات سالانه، خط افقی مربوط به میانگین طول دوره آماری و خط اریب مربوط به روند خطی بارندگی سالانه می‌باشد.

با توجه به شکل مشاهده می‌شود که روند افزایشی ضعیفی در سری سالانه داده‌های بارندگی وجود دارد که می‌بایست معنی‌داری آن مورد آزمون قرار گیرد. بمنظور تعیین معنی‌داری روند مشاهده شده در این نمودار و روندهای ماهانه، همانند موارد قبلی از آزمون  $t$ - استیودنت استفاده شد. ردیف ۸ جدول (۲-۳) مقادیر محاسبه شده آماره آزمون  $t$ - استیودنت را برای بارندگی سالانه و ماهانه نشان می‌دهد. با توجه به این جدول مشاهده می‌شود که برای پارامتر بارندگی در هیچ کدام از مقیاسهای سالانه و ماهانه روند معنی‌دار

وجود ندارد ( با توجه به مقادیر حدی ۱٪ و ۵٪ بترتیب برابر با ۲ و ۲/۷). البته بدلیل غیر خطی بودن رفتار پارامتر بارندگی نتیجه گیری نهایی به بعد از آزمون من - کندال موکول می شود.



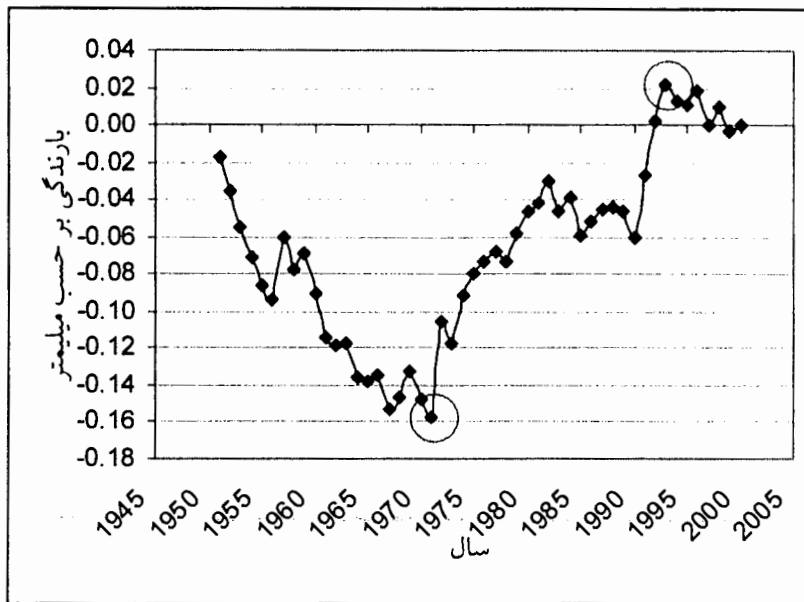
شکل (۲-۲۵): روند خطی موجود در سری سالانه مجموع بارندگی

### ۲-۴-۳- بررسی وجود روند در داده های بارندگی از طریق آزمون ناپارامتریک

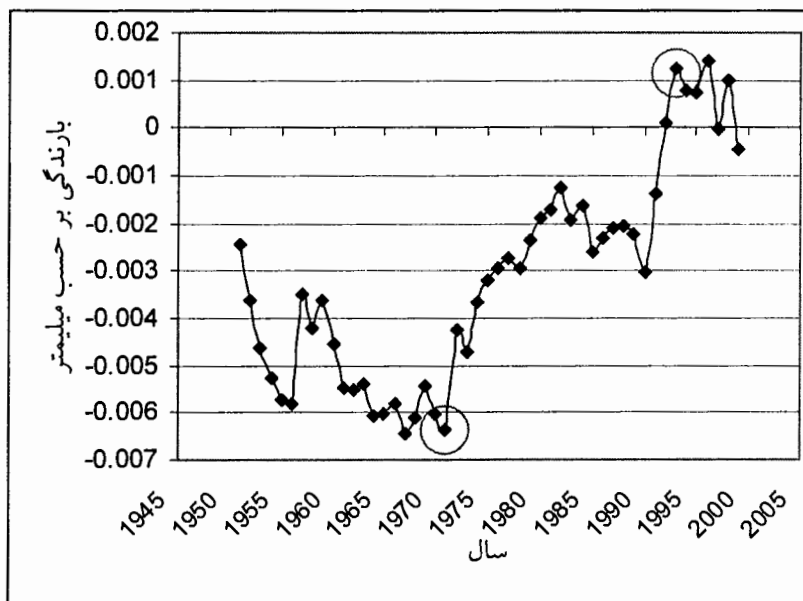
در مرحله اولیه این بررسی وجود روند خطی در داده های بارندگی رد گردید. در این قسمت با استفاده از آزمون ناپارامتریک من-کندال وجود روند بطور تکمیلی مورد بررسی قرار گرفت. ردیف هشتم از جدول (۲-۴) آماره  $U(t)$  را برای سری های سالانه و ماهانه بارندگی نشان می دهد. همانطور که قبلا ذکر شد مقدار حدی برای آماره  $U(t)$  بترتیب در سطوح ۵٪ و ۱٪ برابر با ۱/۹۶ و ۲/۵۷ می باشد. قابل ذکر است که در این جدول بدلیل عدم وجود بارش قابل ملاحظه برای ماههای ژوئن، ژولای، آگوست و سپتامبر (در بخش عمده ای از سالها مقدار صفر بوده است) محاسبه آماره  $U(t)$  امکان پذیر نبود. البته آزمون روند خطی در این ماهها هیچ گونه روند معنی داری را تایید نکرد.

با توجه به جدول (۲-۴) مشاهده می شود که برای پارامتر بارندگی در مقیاس ماهانه و فصلی روند معنی داری وجود ندارد. اما در مقیاس سالانه روند افزایشی معنی دار در سطح ۵ درصد وجود دارد. همانطور

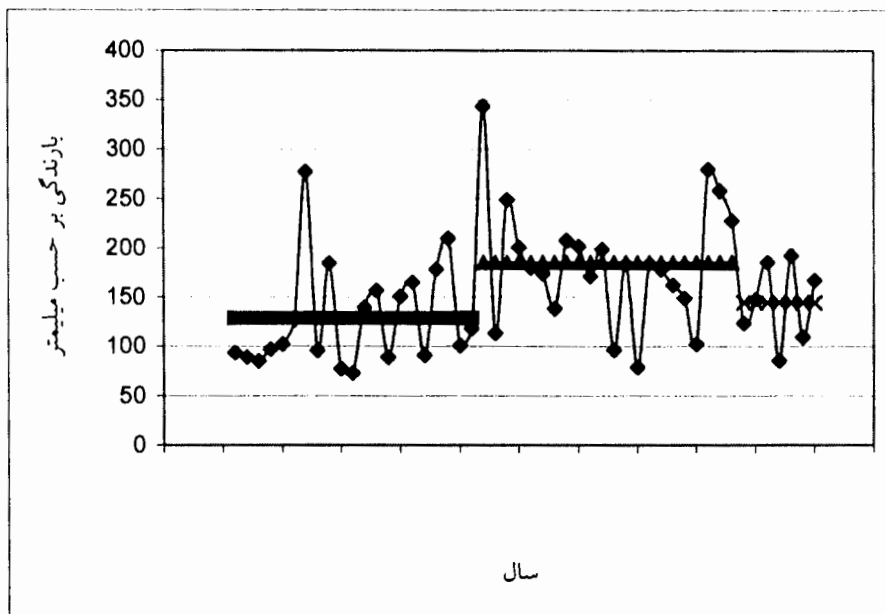




شکل (۲-۲۶): آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای بارندگی



شکل (۲-۲۷): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای بارندگی



شکل (۲-۲۸): جهش در داده‌های بارندگی (سالهای ۱۹۷۱ و ۱۹۹۳)

#### ۲-۴-۵- حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته سالانه و ماهانه

با بررسی تغییر اقلیم بر روی پارامتر بارندگی وجود روند در مقیاس سالانه مورد تایید قرار گرفت. بحث دیگری که معمولاً در تغییر اقلیم پدیده بارش مورد بررسی قرار می‌گیرد. افزایش بارندگیهای طوفانی می‌باشد. در این تحقیق منظور بررسی این مساله از پارامتر حد اکثر بارش ۲۴ ساعته در مقیاس سالانه و ماهانه استفاده گردید که در زیر منعکس شده است.

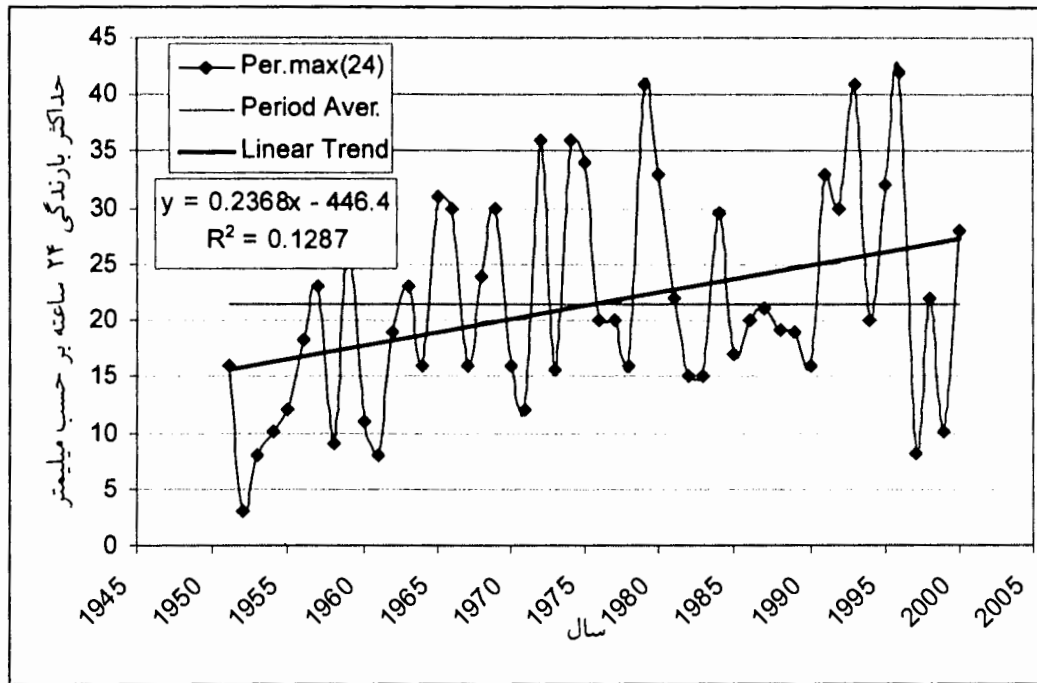
#### ۲-۴-۵-۱- بررسی همگنی داده‌های بارندگی

ردیف نهم از جداول (۱-۲) و (۲-۲) مقادیر محاسبه شده و مقدار حدی هر یک از روشها را برای پارامتر حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته نشان می‌دهند.

با مشاهده این دو جدول مشخص می‌شود که پارامتر بارندگی از دیدگاه آزمون آبه غیر همگن و از دیدگاه دو آزمون انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی همگن می‌باشد. بنابراین برای این پارامتر احتمال وجود روند و یا جهش وجود دارد که ذیلا مورد بررسی قرار می‌گیرد.

#### ۲-۴-۵-۲- بررسی روند خطی

بمنظور شناخت اولیه خصوصیات پارامتر حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته در اولین مرحله روند خطی آن مورد بررسی قرار گرفت. شکل (۲-۲۹) روند خطی، معادله روند و میانگین طولانی مدت پارامتر حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته را برای ایستگاه شاهرود نشان می‌دهد. در این شکل خط منحنی مربوط به نوسانات سالانه، خط افقی مربوط به میانگین طول دوره آماری و خط اریب مربوط به روند خطی پارامتر حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته در مقیاس سالانه می‌باشد. با توجه به شکل مشاهده می‌شود که روند افزایشی در سری سالانه داده‌های حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته وجود دارد که می‌بایست معنی‌داری آن مورد آزمون قرار گیرد. بمنظور تعیین معنی‌داری روند مشاهده شده در این نمودار و روندهای ماهانه، همانند موارد قبلی از آزمون  $t$ -استیودنت استفاده شد. ردیف نهم جدول (۲-۳) مقادیر محاسبه شده آماره آزمون  $t$ -استیودنت را برای پارامتر حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته سالانه و ماهانه نشان می‌دهد. با توجه به این جدول مشاهده می‌شود که برای پارامتر مذکور در مقیاس سالانه روند معنی‌داری وجود ندارد. اما در مقیاس سالانه روند افزایشی معنی‌دار در سطح ۵ درصد وجود دارد. البته بدلیل غیر خطی بودن رفتار پارامتر بارندگی نتیجه‌گیری نهایی به بعد از آزمون من - کندال موکول می‌شود.



شکل (۲-۲۹): روند خطی موجود در سری سالانه پارامتر حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته

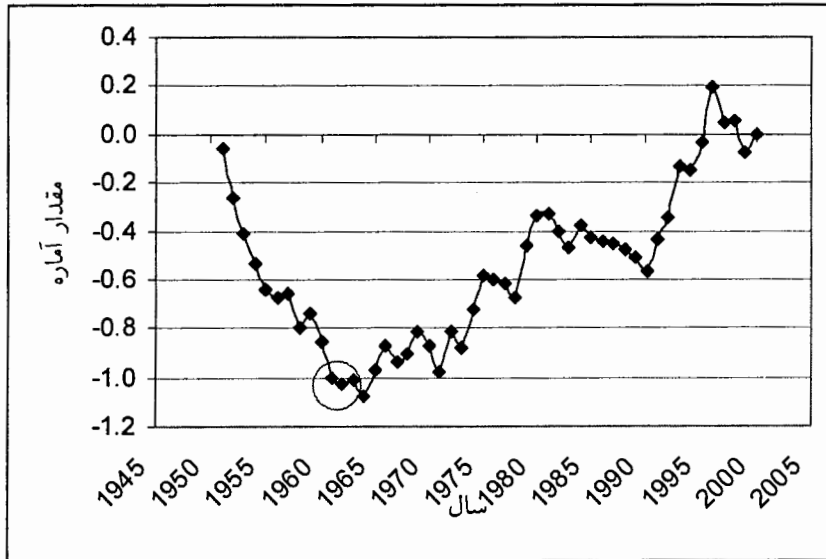
#### ۲-۴-۵-۳- بررسی وجود روند در داده‌های حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته از طریق آزمون ناپارامتریک

در مرحله اولیه وجود روند خطی در داده‌های حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته مورد بررسی قرار گرفت. در این قسمت با استفاده از آزمون ناپارامتریک من-کندال وجود روند بطور تکمیلی مورد بررسی قرار می‌گیرد. ردیف نهم از جدول (۲-۴) آماره  $U(t)$  را برای سری‌های سالانه و ماهانه پارامتر حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته نشان می‌دهد. همانطور که قبلاً ذکر شد مقدار حدی برای آماره  $U(t)$  بترتیب در سطوح ۵٪ و ۱٪ برابر با ۱/۹۶ و ۲/۵۷ می‌باشد. قابل ذکر است که در این جدول بدلیل عدم وجود بارش قابل ملاحظه برای ماههای ژوئن، ژولای، آگوست و سپتامبر (در بخش عمده‌ای از سالها مقدار صفر بوده است) محاسبه آماره  $U(t)$  امکان‌پذیر نبود. البته آزمون روند خطی در این ماهها هیچ گونه روند معنی‌داری را تایید نکرد.

با توجه به جدول (۲-۴) مشاهده می‌شود که برای پارامتر حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته در مقیاس ماهانه و فصلی روند معنی‌داری وجود ندارد. اما همانند آزمون خطی، در مقیاس سالانه روند افزایشی معنی‌دار در سطح ۵ درصد وجود دارد. همانطور که قبلاً ذکر شد در مورد پارامتر حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته نتایج آزمون غیر خطی از اعتبار بالاتری برخوردار بوده و مورد قبول قرار می‌گیرد.

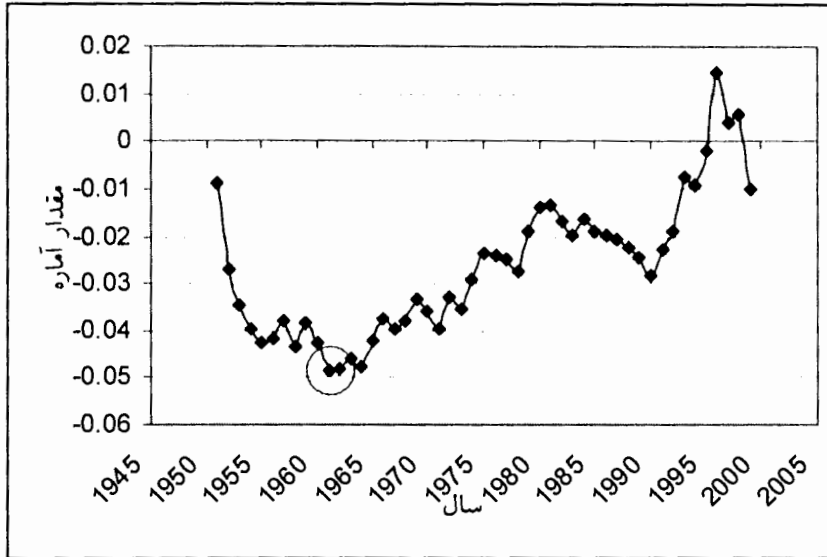
## ۲-۴-۵-۴- آزمونهاى جهش براى پارامتر حد اكثر بارندگى ۲۴ ساعته

با توجه به غير همگن بودن داده‌ها براى پارامتر حد اكثر بارندگى ۲۴ ساعته آزمون جهش براى اين پارامتر انجام گرفت. اشكال (۲-۳۰) و (۲-۳۱) بترتيب نمودار آزمون گرافيكى را در روشهاى انحرافات تجمعى و بيشينه ورسلى براى پارامتر حد اكثر بارندگى ۲۴ ساعته نشان مى‌دهند. با توجه به اين اشكال مشاهده مى‌شود كه در هر دو نمودار در سال ۱۹۶۱ نقطه‌اى بصورت تغيير روند در سرى داده‌ها وجود دارد. بنابرين براى سال مذكور آزمون جهش بروش من ويتنى انجام گرفت. در اين آزمون براى ۵۰ سال آمار، مقدار حدى در سطوح ۵٪ و ۱٪ بترتيب برابر با ۱/۹۶ و ۲/۵۷ مى‌باشد. مقدار آماره من ويتنى براى آزمون اخير برابر با ۶/۲۴ محاسبه شده است. بنابرين مى‌توان نتيجه گرفت كه جهش در سال ۱۹۶۱ در سطح يك درصد معنى‌دار است. شكل (۲-۳۲) جهش در سرى داده‌هاى حد اكثر بارندگى ۲۴ ساعته را براى سال ۱۹۶۱ نشان مى‌دهد. با توجه به اين شكل ميانگين حد اكثر بارندگى ۲۴ ساعته براى دوره‌هاى قبل و بعد از سال ۱۹۶۱ بترتيب برابر با ۱۳/۲ و ۲۳/۸ ميليومتر است.

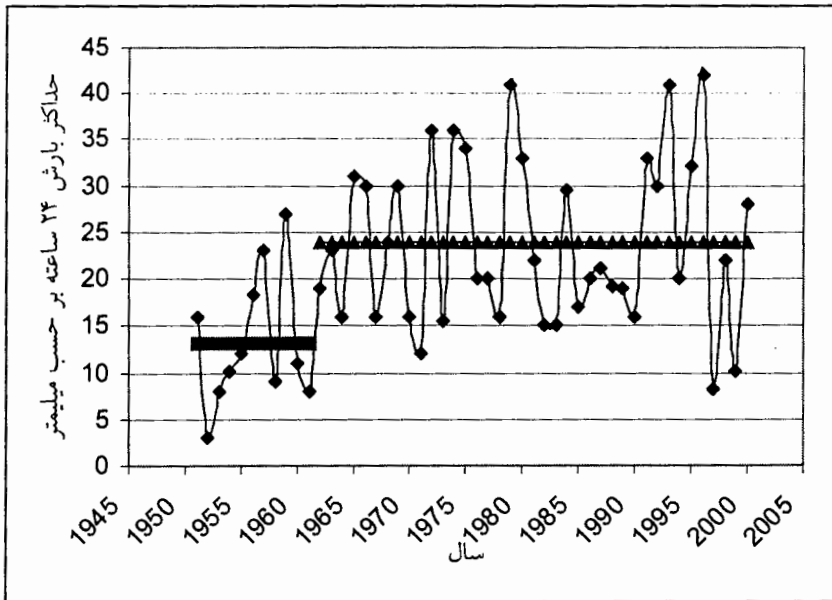


شكل (۲-۳۰): آزمون گرافيكى انحرافات تجمعى براى پارامتر حد اكثر بارندگى ۲۴ ساعته





شکل (۲-۳۱): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای پارامتر حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته



شکل (۲-۳۲): جهش در داده‌های حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته (سال ۱۹۶۱)

## ۲-۴-۶- تعداد روزهای یخبندان

یکی از آثار مخرب تغییر اقلیم زیانهای وارده بر بخش کشاورزی می‌باشد. گیاهان بدلیل حساسیت بالایی که به عوامل هواشناسی دارند در مقابل تغییر اقلیم بسیار آسیب‌پذیر می‌باشند. در این مطالعه بمنظور بررسی تغییر اقلیم در بخش کشاورزی تغییرات تعداد روزهای یخبندان مورد بررسی قرار گرفت. بنا به تعریف روزی که دمای مینیمم کوچکتر یا مساوی صفر درجه سانتیگراد باشد روز یخبندان نامیده می‌شود. پارامتر تعداد روزهای یخبندان برای گیاهان نقش مهمی را ایفا می‌کند.

## ۲-۴-۶-۱- آزمون همگنی برای پارامتر تعداد روزهای یخبندان

در اولین مرحله همگنی پارامتر تعداد روزهای یخبندان با استفاده از سه روش آزمون آبه، آزمون انحرافات تجمعی و آزمون بیشینه ورسلی مورد بررسی قرار گرفت. ردیف نهم از جداول (۲-۲) و (۱-۲) مقادیر محاسبه شده و مقدار حدی هر یک از روشها را برای پارامتر مذکور نشان می‌دهند. با توجه به این جداول مشخص می‌شود که پارامتر تعداد روزهای یخبندان از دیدگاه آزمون آبه غیر همگن و از دیدگاه دو آزمون انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی همگن می‌باشد. بنابراین برای این پارامتر احتمال وجود روند و یا جهش وجود دارد که ذیلا مورد بررسی قرار می‌گیرد.

## ۲-۴-۶-۲- بررسی روند خطی

بمنظور شناخت اولیه خصوصیات پارامتر تعداد روزهای یخبندان در اولین مرحله روند خطی آن مورد بررسی قرار گرفت. شکل (۲-۳۳) روند خطی، معادله روند و میانگین طولانی مدت تعداد روزهای یخبندان سالانه را برای ایستگاه شاهرود نشان می‌دهد. در این شکل خط منحنی مربوط به نوسانات سالانه، خط افقی مربوط به میانگین طول دوره آماری و خط اریب مربوط به روند خطی تعداد روزهای یخبندان سالانه می‌باشد.

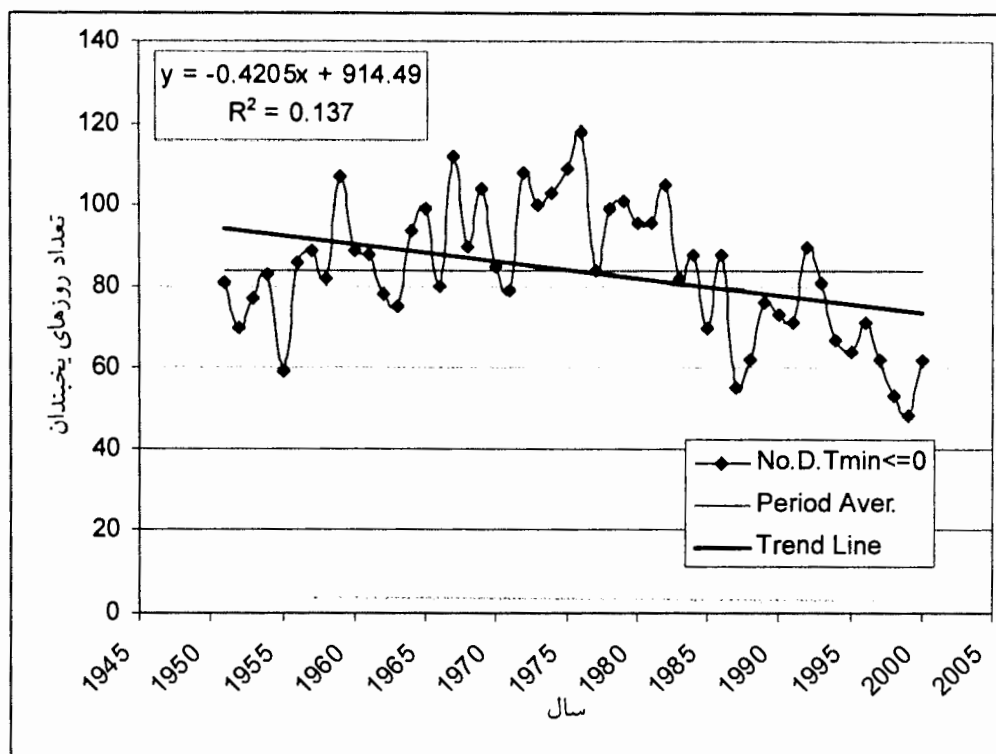
با توجه به شکل مشاهده می‌شود که روند منفی در سری سالانه تعداد روزهای یخبندان وجود دارد که می‌بایست معنی‌دار بودن آن مورد بررسی قرار گیرد. بمنظور تعیین معنی داری روند مشاهده شده در این نمودار و روندهای ماهانه، همانند موارد قبلی از آزمون  $t$ - استیودنت استفاده شد. ردیف دهم جدول (۲-۳)

مقادیر محاسبه شده آماره آزمون  $t$  - استیودنت را برای پارامتر تعداد روزهای یخبندان سالانه و ماهانه نشان می‌دهد. همانطور که مشاهده می‌شود در ایستگاه شاهرود ماههای آپریل تا اکتبر جزئی ماههای فاقد (یا بسیار کم) روزهای یخبندان بوده و آزمون انجام نشده است. با توجه به این جدول مشاهده می‌شود که برای این پارامتر در مقیاس سالانه روند کاهشی معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد. همچنین در مقیاس ماهانه نیز برای ماههای ژانویه و دسامبر روند کاهشی معنی‌دار وجود دارد. برای پارامتر تعداد روزهای یخبندان نیز نتیجه‌گیری نهایی به بعد از انجام آزمون ناپارامتریک موکول می‌شود. شایان ذکر می‌باشد که ممکن است بین تعدادی روزهای یخبندان و سال، رابطه درجه ۲ و یا بالاتر وجود داشته باشد اما با توجه به ماهیت آزمون خطی در این تحقیق و اینکه روند خطی نیز در سطح یک درصد معنی‌دار ارزیابی شد، تنها رابطه خطی متغیر مورد آزمون قرار گرفت و مورد بحث واقع شد.

#### ۲-۴-۶-۳- بررسی وجود روند در پارامتر تعداد روزهای یخبندان از طریق آزمون ناپارامتریک

در مرحله اولیه وجود روند خطی در مورد سری سالانه تعداد روزهای یخبندان تایید گردید. در این قسمت با استفاده از آزمون ناپارامتریک من-کندال وجود روند بطور تکمیلی مورد بررسی قرار می‌گیرد. ردیف دهم از جدول (۲-۴) آماره  $U(t)$  را برای سری‌های سالانه و ماهانه پارامتر تعداد روزهای یخبندان نشان می‌دهد. همانطور که قبلاً ذکر شد مقدار حدی برای آماره  $U(t)$  بترتیب در سطوح ۵٪ و ۱٪ برابر با ۱/۹۶ و ۲/۵۷ می‌باشد.

با توجه به جدول (۲-۴) مشاهده می‌شود که همانند روش خطی برای این پارامتر در مقیاس سالانه و برای ماههای ژانویه و دسامبر روند کاهشی معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد. این امر با افزایشی بودن دمای مینیمم که قبلاً مورد بررسی قرار گرفته است هم‌خوان بوده و تاییدی بر آن می‌باشد.



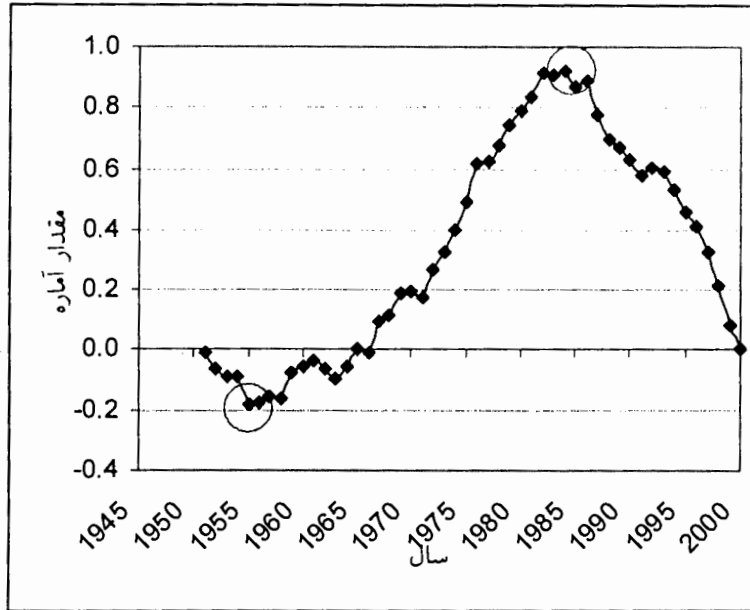
شکل (۲-۳۳): روند خطی موجود در سری سالانه تعداد روزهای یخبندان

#### ۲-۴-۶-۴-آزمون‌های جهش برای پارامتر تعداد روزهای یخبندان

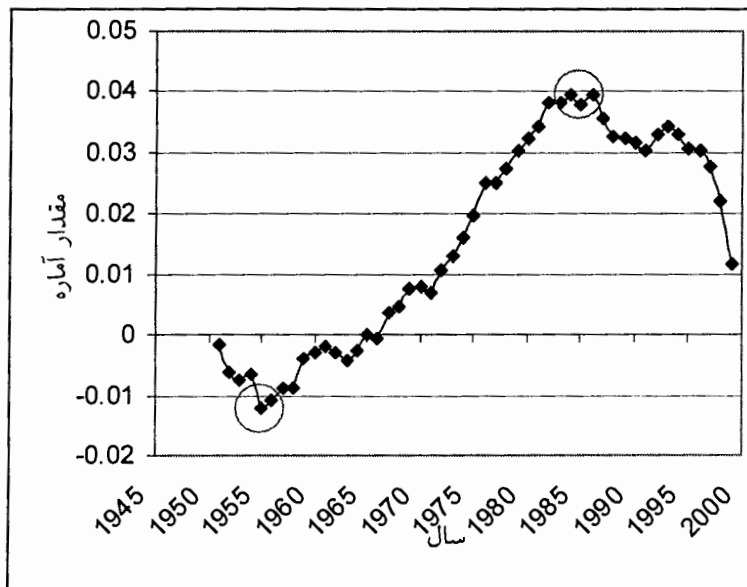
مشاهده شد که در آزمون همگنی روش آبه همگنی داده‌ها را مورد تایید قرار نداده است. بنابراین وجود جهش در سری سالانه تعداد روزهای یخبندان محتمل است که می‌بایست مورد بررسی قرار گیرد. در این مورد نیز همانند مراحل قبل آزمون‌های گرافیکی انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی برای پارامتر تعداد روزهای یخبندان انجام گرفت.

اشکال (۲-۳۴) و (۲-۳۵) بترتیب نمودار آزمون گرافیکی را در روشهای انحرافات تجمعی و بیشینه ورسلی برای تعداد روزهای یخبندان نشان می‌دهند. در هر دو شکل می‌توان مشاهده کرد که در سال‌های ۱۹۵۵ و ۱۹۸۴ نقاطی بصورت تغییر جهت در روند نمودارها نمایان شده است. بنابراین نیاز است که آزمون جهش برای این سالها انجام گیرد. با انجام آزمون کروسکال والیس مقدار آماره این آزمون  $24/38$  محاسبه گردید. بنابراین می‌توان گفت که برای پارامتر تعداد روزهای یخبندان در سالهای ۱۹۵۵ و ۱۹۸۱ جهش بصورت معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد. شکل (۲-۳۶) جهش در داده‌های تعداد روزهای یخبندان را

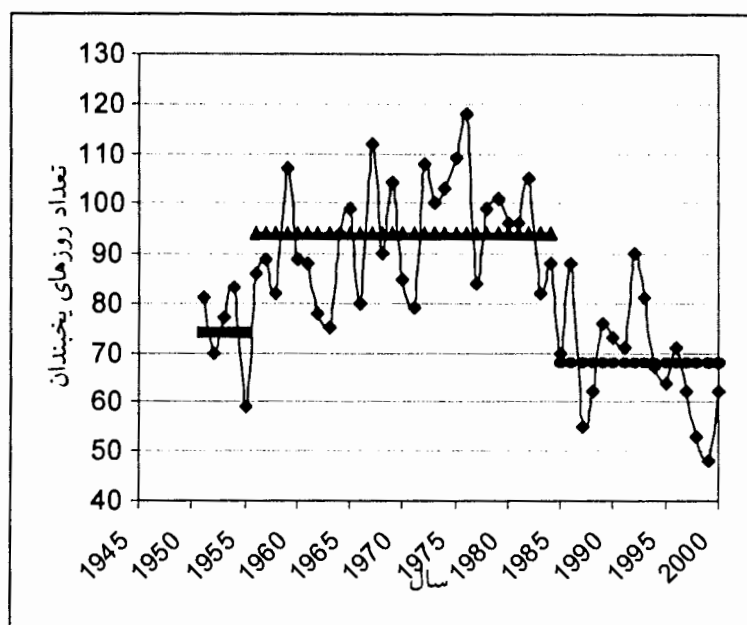
برای سال‌های ۱۹۵۵ و ۱۹۸۴ نشان می‌دهد. با توجه به این شکل میانگین تعداد روزهای یخبندان برای دوره آماری قبل و بعد از جهش بترتیب برابر با ۶۸ و ۹۴،۷۴ روز می‌باشد.



شکل (۲-۳۴): آزمون گرافیکی انحرافات تجمعی برای تعداد روزهای یخبندان



شکل (۲-۳۵): آزمون گرافیکی بیشینه ورسلی برای تعداد روزهای یخبندان



شکل (۲-۳۶): جهش در داده‌های تعداد روزهای یخبندان (در سال‌های ۱۹۵۵ و ۱۹۸۴)

## ۲-۴-۷- تعداد روزهای برفی

یکی از جنبه‌های مهم تغییر اقلیم تبدیل بارشهای جامد به بارندگی می‌باشد. کاهش ریزش برف در حوزه‌ها خصوصاً حوزه‌هایی که رژیم آبدهی آنها وابسته به ذوب برف می‌باشند تاثیر بسزایی در رژیم آبدهی رودخانه، افزایش سیلابها و تغییرات سطح آب زیر زمینی دارد. در این مطالعه از پارامتر تعداد روزهای برفی بعنوان شاخصی برای بررسی تغییرات میزان بارش برف استفاده شده است. قابل ذکر است که در ارتفاعات بخش‌های شمالی ایستگاه شاهرود (دامنه جنوبی کوههای البرز) بارش برف از اهمیت بالایی برخوردار است. بنابراین در این مطالعه بمنظور آگاهی از خصوصیات ریزش برف منطقه، این پارامتر نیز مورد بررسی قرار گرفت.

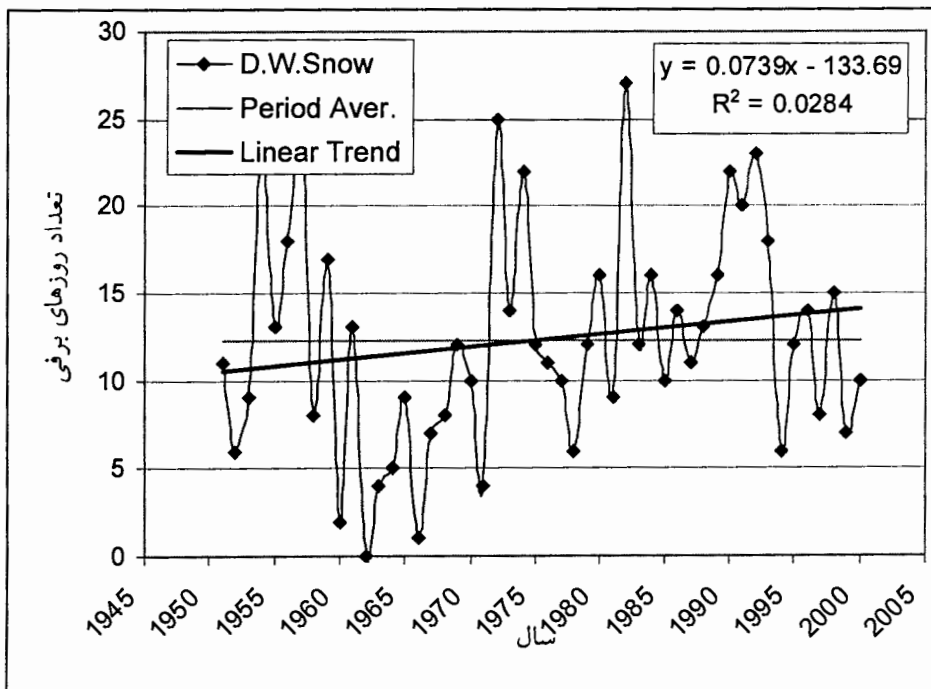
## ۲-۴-۷-۱- بررسی همگنی سری سالانه تعداد روزهای برفی

با توجه به جداول (۲-۱) و (۲-۲) مشاهده می‌شود که پارامتر تعداد روزهای برفی از دیدگاه هر سه آزمون آبه، انحرافات جمعی و بیشینه و رسی همگن می‌باشد.

## ۲-۴-۷-۲- بررسی روند خطی

بمنظور شناخت اولیه خصوصیات پارامتر تعداد روزهای برفی در اولین مرحله روند خطی آن مورد بررسی قرار گرفت. شکل (۲-۳۷) روند خطی، معادله روند و میانگین طولانی مدت پارامتر تعداد روزهای برفی سالانه را برای ایستگاه شاهرود نشان می‌دهد. در این شکل خط منحنی مربوط به نوسانات سالانه، خط افقی مربوط به میانگین طول دوره آماری و خط اریب مربوط به روند خطی پارامتر تعداد روزهای برفی سالانه می‌باشد.

با توجه به شکل مشاهده می‌شود که روند افزایشی بسیار ضعیفی در سری سالانه تعداد روزهای برفی وجود دارد که قبل از انجام آزمون نیز معنی‌دار نبودن آن کاملاً مشخص است. زیرا مقدار ضریب تعیین بسیار پایین بوده و تقریباً صفر است. بمنظور تعیین معنی‌داری روند مشاهده شده در این نمودار و روندهای ماهانه، از آزمون  $t$ -استیودنت استفاده شد. ردیف یازدهم جدول (۲-۳) مقادیر محاسبه شده آماره آزمون  $t$ -استیودنت را برای پارامتر تعداد روزهای برفی سالانه و ماهانه نشان می‌دهد. با توجه به این جدول مشاهده می‌شود که در هیچ کدام از مقیاسهای ماهانه و سالانه روند معنی‌دار برای پارامتر تعداد روزهای برفی وجود ندارد.



شکل (۲-۳۷): روند خطی موجود در سری سالانه تعداد روزهای برفی

#### ۲-۴-۷-۳- بررسی وجود روند در سری سالانه تعداد روزهای برفی از طریق آزمون ناپارامتریک

در مرحله اولیه این بخش وجود روند خطی برای پارامتر تعداد روزهای برفی رد گردید. در این بخش با استفاده از آزمون ناپارامتریک من-کندال وجود روند بطور تکمیلی مورد بررسی قرار می‌گیرد. ردیف یازدهم از جدول (۲-۴) آماره  $U(t)$  را برای سری سالانه تعداد روزهای برفی نشان می‌دهد. همانطور که قبلاً ذکر شد مقدار حدی برای آماره  $U(t)$  بترتیب در سطوح ۵٪ و ۱٪ برابر با ۱/۹۶ و ۲/۵۷ می‌باشد. قابل ذکر است که در این جدول نیز بدلیل کمبود بارش برف، در ماههای آپریل تا نوامبر هیچ مقداری برای آماره  $U(t)$  محاسبه نشده است که از اهمیت چندانی برخوردار نیست.

با توجه به جدول (۲-۴) مشاهده می‌شود که همانند آزمون خطی در هیچ کدام از مقیاسهای ماهانه و سالانه روند معنی‌دار برای پارامتر تعداد روزهای برفی وجود ندارد.

#### ۲-۴-۷-۴- آزمون‌های جهش برای پارامتر تعداد روزهای برفی

همانطور که در آزمون همگنی مشاهده شد پارامتر تعداد روزهای برفی از دیدگاه هر سه آزمون همگن بوده‌است. در این مرحله نیز مشاهده شد که برای این پارامتر جهش بصورت معنی‌دار وجود ندارد که با نتایج آزمون همگنی هم خوان است.



## ۲-۵ - بحث و نتیجه گیری

با توجه به مروری که در بخش اول بر مطالعات تغییر اقلیم در ایران انجام گرفت دیده می‌شود که نتایج مطالعات موجود بسیار پراکنده و متفاوت بوده و در هر کدام تنها یکی از جنبه‌های تغییر اقلیم مورد بررسی قرار گرفته است. به همین دلیل در این گزارش سعی شده است جنبه‌های مختلف تغییر اقلیم در ایستگاه شاهرود مورد مطالعه قرار گیرد. بطوریکه با استفاده از نتایج حاصله از اطلاعات قابل دسترس بتوان به وجود یا عدم وجود تغییر اقلیم در پارامترهای مختلف هواشناسی پاسخ گفت. قابل ذکر است که نتایج بدست آمده براساس داده‌های ایستگاه شاهرود بوده و تنها قابل استفاده برای این شهر و بخشهای اطراف آن می‌باشد.

همانطور که قبلا نیز بحث شد همگن نبودن داده‌ها می‌تواند دلایل متفاوتی داشته باشد. تغییر موقعیت مکانی ایستگاه، اشتباه دیدبان در ثبت داده، وجود روند در داده‌ها و وجود جهش‌های طبیعی و غیر طبیعی در داده‌ها می‌توانند سبب ایجاد داده‌های غیر همگن شوند. در مورد هر پارامتر اگر همگنی داده‌ها مورد تایید قرار نگیرد احتمال روند و یا جهش می‌تواند وجود داشته باشد. تایید روند نشان دهنده تاثیر غیر مستقیم انسان در طبیعت است. این تغییرات بصورت آهسته و طولانی مدت انجام می‌شود اما وجود جهش که نشان دهنده تغییر سریع و ناگهانی در پارامترهاست به دلیلی دیگر مربوط است.

روند مثبت در دما را می‌تواند به افزایش و تراکم جمعیت و همچنین گسترش صنعت و تحول در زندگی سنتی و تبدیل به زندگی ماشینی که باعث تشدید تولید گازهای گلخانه‌ای می‌شود، نسبت داد. بدلیل وجود روند افزایشی برای دمای مینیمم و عدم وجود روند برای دمای ماکزیمم، دامنه دمای روزانه بطور معنی‌داری رو به کاهش است. این امر در کشاورزی از اهمیت بالایی برخوردار است زیرا بسیاری از محصولات کشاورزی در دامنه خاصی از دما می‌توانند بصورت بهینه محصول‌دهی داشته باشند.

خلاصه ای از دستاوردهای مهم این تحقیق در ذیل آورده شده است:

۱- در مقیاس سالانه دمای ماکزیمم و متوسط فاقد روند معنی‌دار است اما برای دمای مینیمم روند افزایشی معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد. بطوریکه مقدار افزایش خطی پارامتر دمای مینیمم در طول دوره ۵۰ ساله (۱۹۵۱-۲۰۰۰) برابر با  $1/6$  درجه سانتیگراد است. پارامتر دما اغلب از رفتار خطی برخوردار است. بنابراین برای این پارامتر آزمون خطی از اعتبار بیشتری نسبت به آزمون ناپارامتریک من - کندال برخوردار است (تجربیات مولف).

۲- در مقیاس ماهانه برای دمای ماکزیمم در ماههای ژولای، آگوست و سپتامبر، برای دمای متوسط در ماههای ژوئن، آگوست و سپتامبر و برای دمای مینیمم در ماههای آپریل، ژوئن، ژولای، آگوست، سپتامبر، اکتبر، نوامبر و دسامبر روند افزایشی معنی‌دار وجود دارد. بطوریکه از روندهای مذکور معنی‌داری مربوط به روند ماه آگوست برای دمای ماکزیمم و روند ماههای آپریل، ژوئن، ژولای، آگوست و سپتامبر در سطح یک درصد نیز معتبر است.

۳- در مقیاس فصلی برای دمای ماکزیمم و متوسط در فصل تابستان و برای دمای مینیمم در فصول بهار، تابستان و پاییز روند افزایشی معنی‌دار وجود دارد.

۴- بدلیل وجود روند افزایشی برای دمای مینیمم و عدم وجود روند برای دمای ماکزیمم، دامنه دمای روزانه بطور معنی‌داری رو به کاهش است.

۵- برای پارامتر دمای ماکزیمم جهش بصورت معنی‌دار وجود ندارد.

۶- برای پارامتر دمای متوسط در سالهای ۱۹۶۱، ۱۹۷۱ و ۱۹۹۴ جهش بصورت معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد. بطوریکه میانگین دمای متوسط در دوره‌های قبل و بعد از جهش بترتیب برابر با  $13/6$ ،  $14/2$ ،  $15/6$  و  $15/1$  درجه سانتیگراد می‌باشد.

۷- برای پارامتر دمای مینیمم در سالهای ۱۹۶۳ و ۱۹۸۲ جهش بصورت معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد. بطوریکه میانگین دمای مینیمم در دوره‌های قبل و بعد از جهش بترتیب برابر با ۸/۵ و ۷/۴ درجه سانتیگراد می‌باشد.

۸- در مقیاس سالانه کلیه پارامترهای رطوبت نسبی ماکزیمم، متوسط و مینیمم از روند کاهشی معنی‌دار در سطح یک درصد برخوردارند. نکته‌ای که در نگاه اول بچشم می‌خورد هر سه نمودار از روند منفی شدیدی برخوردارند. بطوریکه بدون انجام آزمون نیز با احتمال بالا می‌توان به معنی‌داری روندهای مشاهده شده پی برد. بر اساس روابط فیزیکی افزایش دما باید کاهش رطوبت نسبی را بهمراه داشته باشد. زیرا افزایش دما باعث افزایش ظرفیت پذیرش رطوبت هوا و کاهش رطوبت نسبی خواهد شد. البته این در صورتی است که پارامترهای دیگر نظیر رطوبت مطلق ثابت نگه داشته شود. بنابراین وجود روند کاهشی که به ظاهر در نمودارهای رطوبت نسبی مشاهده می‌شود با روابط فیزیکی قابل توجیه است (بدلیل افزایشی بودن پارامترهای دما). البته برای پارامترهای رطوبت نسبی ماکزیمم و متوسط، دمای متناظر با آنها بون روند بوده که وجود روند کاهشی شدید در این موارد بیشتر بدلیل کاهش شدید رطوبت مطلق هوا است. با روند افزایشی دما و روند کاهشی رطوبت مطلق می‌توان نتیجه‌گیری کرد که وضعیت جوی و اقلیمی رو به خشکی نهاده است.

۹- در مقیاس ماهانه برای پارامتر رطوبت نسبی ماکزیمم در کلیه ماهها باستثنای ماه دسامبر و برای دو پارامتر رطوبت نسبی متوسط و مینیمم در کلیه ماهها روند کاهشی معنی‌دار وجود دارد. بطوریکه از روندهای مذکور، معنی‌داری روند کلیه ماهها باستثنای ماههای فوریه و می برای رطوبت نسبی مینیمم، روند کلیه ماهها باستثنای ماههای فوریه، می و دسامبر برای پارامتر رطوبت نسبی متوسط و روند کلیه ماهها باستثنای ماههای فوریه و دسامبر برای رطوبت نسبی مینیمم در سطح یک درصد نیز معتبر است. در مورد پارامتر رطوبت نسبی نتایج آزمون غیر خطی از اعتبار بیشتری برخوردار بوده و مورد قبول قرار می‌گیرد.

- ۱۰- در مقیاس فصلی کلیه پارامترهای رطوبت نسبی ماکزیمم، متوسط و مینیمم در تمام فصول از روند کاهشی معنی‌دار در سطح یک درصد برخوردارند.
- ۱۱- برای پارامتر رطوبت نسبی ماکزیمم در سالهای ۱۹۶۱ و ۱۹۸۳ جهش بصورت معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد. بطوریکه مقدار میانگین رطوبت نسبی ماکزیمم در دوره‌های قبل و بعد از جهش بترتیب برابر با ۶۷، ۷۲ و ۶۲ درصد می‌باشد.
- برای پارامتر رطوبت نسبی متوسط در سالهای ۱۹۶۱ و ۱۹۸۳ جهش بصورت معنی‌دار در سطح ۵ درصد وجود دارد.
- ۱۲- برای پارامتر رطوبت نسبی متوسط در سالهای ۱۹۶۱ و ۱۹۸۳ جهش بصورت معنی‌دار در سطح ۵ درصد وجود دارد. بطوریکه مقدار میانگین رطوبت نسبی متوسط در دوره‌های قبل و بعد از جهش بترتیب برابر با ۴۹، ۵۶ و ۴۶ درصد می‌باشد.
- ۱۳- برای پارامتر رطوبت نسبی مینیمم در سالهای ۱۹۵۷ و ۱۹۸۲ جهش بصورت معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد. بطوریکه مقدار میانگین رطوبت نسبی مینیمم در دوره‌های قبل و بعد از جهش بترتیب برابر با ۳۹، ۳۵ و ۳۰ درصد می‌باشد.
- ۱۴- برای پارامتر دمای نقطه شبنم در مقیاس سالانه روند کاهشی معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد.
- ۱۵- برای پارامتر دمای نقطه شبنم در مقیاس ماهانه در کلیه ماهها بااستثنای ماه دسامبر روند کاهشی معنی‌دار وجود دارد. بطوریکه کلیه روندها بااستثنای روند ماه نوامبر در سطح یک درصد نیز معنی‌دار هستند.
- ۱۶- برای پارامتر دمای نقطه شبنم در مقیاس فصلی برای کلیه فصول روند کاهشی معنی‌دار وجود دارد. بطوریکه روند مربوط به فصول زمستان، بهار و تابستان در سطح یک درصد نیز معتبر است.

۱۷- پارامتر دمای نقطه شبنم در ایستگاه شاهرود بشدت از سیر نزولی برخوردار است. بنابراین می‌توان گفت که رطوبت مطلق هوا در این ایستگاه رو به کاهش بوده و در نتیجه هوای این منطقه بسمت خشک شدن سوق یافته است.

۱۸- برای پارامتر دمای نقطه شبنم در سال ۱۹۸۱ جهش بصورت معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد. بطوریکه میانگین دمای نقطه شبنم برای دوره‌های قبل و بعد از سال ۱۹۸۱ بترتیب برابر با  $\frac{3}{2}$  و  $\frac{1}{3}$  درجه سانتیگراد می‌باشد.

۱۹- در کل با انجام دو آزمون خطی و ناپارامتریک مشاهده شد که پارامتر دمای نقطه شبنم در ایستگاه شاهرود بشدت از سیر نزولی برخوردار است. بنابراین می‌توان گفت که رطوبت مطلق هوا در این ایستگاه رو به کاهش بوده و در نتیجه هوای این منطقه بسمت خشک شدن سوق یافته است. برای پارامتر بارندگی در مقیاس ماهانه و فصلی روند معنی‌داری وجود ندارد. اما در مقیاس سالانه روند افزایشی معنی‌دار در سطح ۵ درصد وجود دارد. شد در مورد پارامتر بارندگی نتایج آزمون غیر خطی از اعتبار بالاتری برخوردار بوده و مورد قبول قرار می‌گیرد.

۲۰- برای پارامتر بارندگی در سالهای ۱۹۷۱ و ۱۹۹۳ جهش بصورت معنی‌دار در سطح ۵ درصد وجود دارد. بطوریکه میانگین بارندگی برای دوره‌های قبل و بعد از جهش بترتیب برابر با  $\frac{128}{3}$ ،  $\frac{185}{2}$  و  $\frac{144}{3}$  میلیمتر است.

۲۱- برای پارامتر حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته در مقیاس ماهانه و فصلی روند معنی‌داری وجود ندارد. اما همانند آزمون خطی، در مقیاس سالانه روند افزایشی معنی‌دار در سطح ۵ درصد وجود دارد.

۲۲- برای پارامتر حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته در سال ۱۹۶۱ جهش بصورت معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد. بطوریکه میانگین حد اکثر بارندگی ۲۴ ساعته برای دوره‌های قبل و بعد از سال ۱۹۶۱ بترتیب برابر با ۱۳/۲ و ۲۳/۸ میلیمتر است.

۲۳- برای پارامتر تعداد روزهای یخبندان در مقیاس سالانه و برای ماههای ژانویه و دسامبر روند کاهشی معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد. این امر با افزایشی بودن دمای مینیمم که قبلاً مورد بررسی قرار گرفته است هم‌خوان بوده و تاییدی بر گرم و خشک شدن وضعیت هوای شاهرود دارد.

۲۴- برای پارامتر تعداد روزهای یخبندان در سالهای ۱۹۵۵ و ۱۹۸۱ جهش بصورت معنی‌دار در سطح یک درصد وجود دارد. بطوریکه میانگین تعداد روزهای یخبندان برای دوره آماری قبل و بعد از جهش بترتیب برابر با ۹۴، ۷۴ و ۶۸ روز می‌باشد.

۲۵- در هیچ کدام از مقیاسهای ماهانه و سالانه روند معنی‌دار برای پارامتر تعداد روزهای برفی وجود ندارد.

۲۶- برای پارامتر تعداد روزهای برفی جهش بصورت معنی‌دار وجود ندارد.

## منابع فارسی

- ۱) براتیان علی و فاطمه رحیم‌زاده، ۱۳۷۷، پارامترهای موثر بر تغییر اقلیم، نیوار شماره ۲۸، صفحه ۴۶-۵۸.
- ۲) پروژه آشکارسازی تغییر اقلیم در ایران، (۱۳۷۹)، روشهای آماری در مطالعات تغییر اقلیم، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، گزارش شماره ۹.
- ۳) خشنو احمد، ۱۳۷۸، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، بررسی تغییرات اقلیمی جنوب ایران، دانشگاه تربیت معلم، دانشکده علوم انسانی.
- ۴) خلیلی علی، ۱۳۸۰، جزوه درس هواشناسی تکمیلی، دانشگاه تهران.
- ۵) حق‌نگهدار امین، ۱۳۸۲، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، تاثیر سیگنالهای هواشناسی در اصلاح پیش‌بینی جریان‌ات رودخانه‌ای، دانشگاه صنعتی امیر کبیر.
- ۶) رستم افشار ناصر و هدایت فهمی، ۱۳۷۵، سیمای کلی منابع آب کشور، سازمان تحقیقات منابع آب کشور (تماب)، صفحه ۷-۵.
- ۷) رستمیان حمید، ۱۳۷۷، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، بررسی تغییرات اقلیمی سواحل جنوبی دریای خزر، دانشگاه تربیت معلم، دانشکده علوم انسانی.
- ۸) رئیسی عزت‌الله، لادن جوکار، نوذر سامانی و احمد رضا سلطانی، ۱۳۷۸، استفاده از روش استوکستیک در مطالعه تغییرات آب و هوایی جنوب ایران، دومین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم، ۱۳ و ۱۴ آبان ۱۳۷۸، سازمان هواشناسی کشور، صفحه ۸۱-۷۶.
- ۹) کرباسی، ع. و ن. رحیمی، ۱۳۷۴، میزان مصرف گازهای مخرب لایه اوزون در صنایع ایران و نقش کلی آنها در بالا آمدن آب دریا، نیوار شماره ۲۵، صفحه ۲۶-۳۹.
- ۱۰) کوچکی ع. و شریفی حمیدرضا، ۱۳۷۶، تغییر اقلیم: ۱- پیدایش و گسترش. نیوار شماره ۲۷، صفحه ۲۸-۵۸.
- ۱۱) مجموعه مقالات سومین کنفرانس منطقه‌ای و اولین کنفرانس ملی تغییر اقلیم، ۲۹ مهر تا اول آبان ماه ۱۳۸۲، دانشگاه اصفهان و سازمان هواشناسی ایران.
- ۱۲) محمدی مریم، ۱۳۸۰، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، بررسی روند تغییرات دما، بارش و ساعات آفتابی در تهران، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم انسانی.

- 13) Bultot, A., Coppens, G. L., Gellens and Meulenberghs, F. 1988, Repercussions of a Co2 doubling on the water cycle and on the water balance, A case study for Belgium. J. Of Hydrology: PP: 319-347.
- 14) Climate Change 2001: [http://www.grida.no/climate/ipcc\\_tar/](http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/)
- 15) Initial National Communication to UNFCCC, Islamic Republic of Iran, Department of Environment, March 2003.
- 16) IPCC first Assessment Report. 1992. Climate Change: The 1990 and 1992 IPCC Assessment (working group I: Scientific Assessment of climate change). WMO.
- 17) Farhang, Ghodsinia, 1979. Classification of the Country Climate, Nivar, pp. 17-25.
- 18) Mitchell, J. F. 1989. The Greenhouse effect and climate change. Review of Geophysics 27, 1: 115-139.
- 19) Waggoner Paul E., Climate Change And U.S. Water Resources, Report of AAAS Panel on Climatic variability, Climate Change and the Planning and management of U.S. Water Resources, 1990.
- 20) World Climate Program (1988). Analyzing Long Time Series of Hydrological Data with Respect of climate Variability and Change Weap-3 WMO/TD no.224.