

سینا صمدی نقاب
پژوهشکده اقلیم‌شناسی مشهد

پیش‌بینی خشکسالی با روش ریزگردانی خروجی الگوهای GCM

چکیده:

امروزه، استفاده از خروجی‌های الگوهای گردش عمومی^۱ در مطالعات هواشناسی و اقلیم‌شناسی، گسترش پیدا کرده و بسیاری از خلأهای محاسباتی را پوشش داده است. با توجه به این که اخیراً قدرت تفکیک الگوهای گردش عمومی و منطقه‌ای به شکل چشمگیری افزایش یافته است، اما هیچ‌یک از این الگوها قادر به پیش‌بینی آب و هوای واقعی در مقیاس ایستگاهی و خرد مقیاس نیست، لذا جهت به کارگیری خروجی این الگوها روش‌های مختلفی به کار برده می‌شود. این روش‌ها که به دو دسته‌ی آماری و دینامیکی تقسیم شده و گاهی به صورت تلفیقی از هر دو به کار می‌روند به روش‌های ریزگردانی^۲ معروف‌اند. نوشتار حاضر می‌کوشد تا با انتخاب بهترین سناریوی اقلیمی، که هم‌خوانی مناسبی با داده‌های دیده‌بانی شده منطقه (ایستگاه‌های سینوپتیک استان خراسان) دارد و به کارگیری روش‌های آماری و دینامیکی، بهترین داده‌های اقلیمی را که با داده‌های واقعی هم‌خوانی داشته باشد، استخراج نماید تا با به دست آوردن ضرایب وزنی بین آنها پس از ریزگردانی، داده‌های پیش‌بینی اصلاح شده‌ای را استخراج نماید. در پایان با کاربرد شاخص استاندارد شده بارش^۳، پهنه‌بندی مناسبی از وضعیت خشکسالی در آینده ارائه شود.

واژگان کلیدی: پیش‌بینی خشکسالی، الگوی گردش عمومی GCM، ریزگردانی، سناریوهای اقلیمی، SPI.

-
1. Global Circulation Model (GCM)
 2. Down Scaling
 3. Standard Precipitation Index (SPI)

۱. درآمد:

بلایای طبیعی، به عنوان یکی از اشکال کاملاً شناخته شده و مهم بلایا در جهان مطرح است، به طوری که باعث وارد آمدن خسارات جبران‌ناپذیری بر بخش‌های اجتماعی، اقتصادی و محیطی شده و هر ساله انسان‌های زیادی جان خود را بر اثر وقوع این بلایای ویرانگر از دست می‌دهند. ایران یکی از خطرپذیرترین کشورها، از نظر وقوع بلایای طبیعی است. هر ساله شاهد وقوع بلایای متعددی در بخش‌های مختلف کشور هستیم که موجب خسارات و صدمات مالی و جانی بسیاری است. لذا داشتن سیستم پیش‌آگاهی به موقع و جامع می‌تواند کمک زیادی به کاهش خسارات نموده، و موجب کمینه کردن میزان آسیب‌ها و خسارات به بخش‌های مختلف جامعه از جمله کشاورزی، صنعت، اقتصاد و سایر... گردد. در این زمینه آگاهی از شرایط اقلیمی و آب و هوایی آینده، رکن اساسی را به عهده داشته و همواره مورد توجه کارشناسان بوده است. در موضوع پیش‌بینی طولانی مدّت بلایای جوّی-اقلیمی، روش‌های گوناگونی وجود دارد. یکی از این روش‌ها کاربرد خروجی الگوهای گردش عمومی و منطقه‌ای جو می‌باشد. با توجه به قدرت تفکیک کم و دامنه‌ی مکانی بالای این الگوها، استفاده‌ی مستقیم از آنها جهت پیش‌بینی‌های محلی تقریباً خالی از خطا نیست. با توجه به این که در بسیاری از مراکز مهم تحقیقات اقلیمی در سراسر جهان الگوهای اقلیمی مختلفی اجرا شده و داده‌های خروجی آنها دارای پیش‌بینی‌های بلند مدّت بوده که در دسترس نیز هست، استفاده‌ی مستقیم از این داده‌ها جهت به کارگیری در پیش‌بینی‌های طولانی مدّت و فصلی در یک منطقه‌ی خاص دارای خطا بوده و نیازمند کاربرد روش‌های خاصی است.

معمولاً دو روش بررسی نسبت به سایر روش‌ها از اهمیت بیشتری برخوردار است (Hummer, G.L., Nicholson, N., 1996:19). در روش اول با استفاده از داده‌های هواشناسی موجود و با در اختیار گرفتن روش‌های ریاضی و آماری سری‌های زمانی پارامترها بررسی و پیش‌بینی صورت می‌گیرد. در روش دوم از الگوهای تغییر اقلیم استفاده می‌شود. در این الگوها با در نظر گرفتن شرایط کلی جو و با فرض سناریوهای مختلف، به پیش‌بینی شرایط آب و هوایی می‌پردازند. با توجه به پارامترهای دیگری که در ارائه‌ی این پیش‌بینی‌ها مؤثر است، کاربرد هر دو روش آماری و دینامیکی می‌تواند دقت عمل را افزایش بخشد. خروجی الگوهای گردش عمومی جو، بسیار متنوع‌اند. به عنوان مثال پارامترهای بارش روزانه، تابش، بیشینه و کمینه‌ی درجه‌ی حرارت و سمت و سرعت باد از جمله این خروجی‌هاست. با در نظر گرفتن این نکته که

سناریوهای مختلف تغییر اقلیم نیز جهت اجرای این الگوها مورد استفاده قرار می‌گیرند که هر کدام از این سناریوها تغییرات رخ داده در میانگین خصوصیات هوایی و همچنین تغییر پذیری اقلیم را که توسط الگوهای گردش عمومی جو آشکار سازی شده است را نشان می‌دهد (IPPC, 1996). لذا کاربرد سناریوی مناسب و سپس انتخاب بهترین الگوی اقلیمی، که داده‌های خروجی آن هم‌خوانی کاملی با منطقه‌ی مورد مطالعه داشته باشد، از اهم موضوعات است.

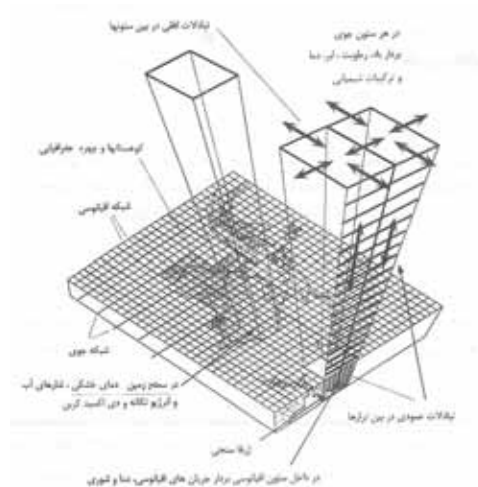
۲. الگوهای گردش عمومی (GCM):^۱

به طور کلی الگوهای اقلیمی بسیار پیچیده و در عین حال ساده هستند. یکی از پیشرفته‌ترین این گونه الگوهای اقلیمی، الگوهای GCM یا الگوهای گردش عمومی جو است. این دسته از الگوها کامل‌ترین الگوهای هستند که در حال حاضر به‌طور چشمگیری از آنها استفاده می‌شود. این الگوها به‌صورت آنالیز سه بعدی بوده و سیستم‌های اقلیمی را با لحاظ نمودن بیشتر فرآیندها و پارامترهای اقلیمی پیش‌بینی می‌نمایند. به طور کلی معادلات بنیادین سه بعدی گردش عمومی جو بر اساس چهار قانون اصلی فیزیک به شرح زیر استوار است، که عبارت‌اند از:

الف) اصل بقاء انرژی^۲ ب) اصل بقاء اندازه حرکت^۳ پ) اصل بقاء جرم^۴ ت) قانون عمومی گازهای ایده‌آل^۵

این الگوها قادراند تا تمامی فرآیندهای اقلیمی را در ابعاد جهانی و یا قاره‌ای به‌طور نسبتاً دقیقی شبیه‌سازی نمایند. ولی توانایی شبیه‌سازی برخی شرایط جوئی خردمقیاس، نظیر طوفان‌های تندری را، که نقش بسیار مهمی در جابه‌جایی انرژی دارند، ندارند. این نکته نیز در این الگو دارای اهمیت بسیاری است که مقیاس‌های زمانی الگو توسط مقیاس‌های مکانی (افقی) محدود می‌شوند (شکل ۱) (منبع: هندرسون-سلرز، ۱۹۵۲).

1. Global Circulation Models
2. Conservation Energy
3. Conservation Momentum
4. Conservation of Mass
5. The Ideal Gas Law



شکل ۱. نمایشی از ویژگی‌های اصلی یک الگو گردش عمومی و چگونگی تقسیم جو و اقیانوس به ستون‌های متعدد منبع: مسعودیان، ۱۳۸۰

همان‌طور که گفته شد در گذشته الگوهای GCM فقط قادر بودند مؤلفه‌های جوئی سیستم اقلیمی را شبیه‌سازی نمایند. اما نسل جدید این الگوها به صورت الگوهای زوجی اقیانوس-اتمسفر ارایه شده‌اند که این توانایی را دارند تا سیستم اقلیمی را بسیار دقیق‌تر و کامل‌تر شبیه‌سازی نمایند. از آنجا که معمولاً الگوهای سه بعدی وابسته به زمان هستند، لذا به لحاظ فیزیکی-شیمیایی و تا اندازه‌ای بیولوژیکی از جامعیت بیشتری برخوردار بوده، بنابراین پیچیده‌تر نیز خواهند بود. مشخصات و نتایج برخی از نمونه‌های الگوهای GCM، لایه‌ی اختلاط و جو-اقیانوس (جدول ۱) که جهت مطالعات ارزیابی اثرات تغییر آب و هوا به کار برده می‌شود، در زیر درج شده است.

جدول ۱: نمونه‌هایی از الگوهای جهانی، جو-اقیانوس جهت مطالعات ارزیابی اثرات تغییر اقلیم

الگو	جداسازی افقی (تعداد امواج)	تغییر دمای هوای سطحی جهانی (°C)	مراجع
GFDL	۲۵۰۳۸	۴/۰	Manabe&Whetherald. ۱۹۸۸
OSU	۴۰۵	۲/۸	Zhao&Schlesinger. ۱۹۸۹
MRI	۴۰۵	۳/۴	Tokioka&Noda. ۱۹۸۹
NCAR	۴۴۰۷۵	۴/۰	Meehl&Washington. ۱۹۹۰
CSIR04	۳۲۰۵۶	۴/۰	Hunt&Gordon. ۱۹۹۴
CSIR09	۳۲۰۵۶	۴/۸	Watson. ۱۹۹۷ و Whetton. ۱۹۹۳
GISS	۸۰۱۰	۴/۸	Hansen و همکاران. ۱۹۸۴
UKMO	۲۵۰۳۷۵	۳/۵	Mitchell و همکاران. ۱۹۸۹
CCC	۳۷۵۰۳۷۵	۳/۵	Boer. ۱۹۹۲ و Mc Farlane. ۱۹۹۲
MPI	۱۲۵۰۱۲۵	-	Bengtsson و همکاران. ۱۹۹۶

منبع: Watson و همکاران. ۱۹۹۸.

۳. بررسی منطقه‌ی مورد مطالعه

استان خراسان رضوی با مساحتی بالغ بر ۱۴۴۸۰۲/۶ کیلومتر مربع دارای اقلیم متغیر و متنوع است، که به‌طور کلی استان خراسان رضوی جزو اقلیم‌های خشک و نیمه خشک محسوب می‌شود. عواملی همچون وجود سلسله جبال مرتفع و مناطق پست کویری و دوری از دریاها و نیز برخورد جبهه‌های مختلف آب و هوایی که از غرب، شمال، شمال غرب، شمال شرق و جنوب وارد منطقه می‌شوند، سبب تنوع و گوناگونی آب و هوای استان می‌شود. به همین دلیل در بخش کوهستانی شمال استان زمستان‌ها سرد و طولانی است، ولی تابستان‌ها گرم و معتدل می‌باشد و بالعکس در منطقه‌ی جنوبی استان خصوصاً در نزدیکی کویر، آب و هوای خشک حاکم است. بیشترین نزولات جوی در شمال غرب و شمال استان فرو می‌ریزد. برای مثال در حوضه‌ی آبریز کشف‌رود مقدار بارندگی تا ۸۰۰ میلی‌متر اندازه‌گیری شده است.

۴. داده‌های مورد نیاز

۴-۱. داده‌های دیده‌بانی شده

در این تحقیق از میانگین داده‌های هفده ساله بارندگی ماهانه و سالانه برای دوازده ایستگاه منتخب استان خراسان رضوی، که در جدول شماره ۲ نشان داده شده است، به‌عنوان داده‌های واقعی استفاده شده است. همان‌گونه که روند داده‌ها نشان می‌دهد، همه‌ی ایستگاه‌ها دارای یک دوره‌ی بارانی و یک دوره‌ی کم‌بارندگی در طول سال هستند.

جدول ۲: متوسط بارش ماهانه و سالانه ایستگاه‌های استان خراسان رضوی (۲۰۰۰-۱۹۸۳ میلادی)

ماه / شهرستان	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	میانگین بارش	ارتفاع (m)
کاشمر	۲۲/۹	۴۴	۵۵/۴	۲۲/۳	۱۶/۵	۱/۹	۰/۱	۰/۱	۰/۹	۵/۲	۹/۵	۳۱/۵	۲۱۰/۳	۱۰۹۳
تربت حیدریه	۳۴/۶	۵۴/۲	۶۴/۲	۴۰/۶	۲۰/۳	۷/۷	۰/۱	۰/۶	۱	۸/۱	۹/۳	۳۹/۴	۲۸۰/۱	۱۴۵۱
سرخس	۲۴/۶	۳۰/۱	۴۲/۳	۳۲/۲	۱۳/۵	۱/۹	۰/۱	۰/۱	۱/۵	۳/۹	۷/۳	۲۴/۲	۱۸۱/۷	۲۳۵
مشهد	۳۳/۳	۴۰/۸	۵۷/۶	۵۰/۲	۲۸/۸	۶/۵	۰/۱	۱	۳/۵	۶/۴	۱۰/۴	۲۷/۳	۲۶۶/۱	۹۹۰
گناباد	۲۲/۴	۲۵/۹	۳۸/۳	۲۹	۶/۶	۰/۵	۰/۵	۰	۰/۲	۲/۵	۶/۳	۲۰/۹	۱۵۳/۱	۱۰۱۰
گلمکان	۱۸/۸	۲۶/۸	۵۲/۷	۴۴	۲۲/۱	۷/۸	۱/۶	۱/۳	۳/۴	۱۰/۹	۱۲/۵	۲۱/۶	۲۲۳/۵	۱۱۷۶
سبزوار	۲۵/۸	۳۳/۲	۴۶/۸	۲۵/۱	۱۲/۹	۴/۶	۲/۲	۰/۷	۰/۹	۵/۳	۹/۹	۳۰/۶	۱۹۸	۹۴۷
قوچان	۳۴/۲	۳۹/۷	۵۷/۸	۴۸/۸	۲۶/۵	۹/۳	۳/۱	۱/۸	۴/۳	۱۵/۸	۱۸/۲	۳۲	۲۹۱/۵	۱۲۲۵
فردوس	۲۰/۹	۳۵/۱	۴۱	۲۱/۲	۶/۲	۰/۳	۰/۳	۰/۵	۱/۳	۲/۴	۴/۳	۲۶	۱۵۹/۵	۱۲۹۳
چناران	۳۹	۳۶/۸	۸۷/۸	۴۹/۵	۴۳/۹	۷/۱	۴/۵	۵	۴/۱	۱۸/۵	۲۲/۴	۵۲/۶	۳۷۱/۲	۱۲۶۰
تایباد	۴۰/۵	۰	۱۲۶	۳۵	۲۶	۳	۰	۰	۰	۰	۱۳/۵	۴۹	۲۹۳	۹۳۰
خواف	۳۷/۶	۳۱/۶	۴۲	۳۱/۳	۴/۷	۰/۴	۰	۰	۰/۳	۰/۳	۲/۹	۲۸/۳	۱۷۹/۴	۹۷۰

(مرجع: هواشناسی استان خراسان رضوی)

۴-۲. داده‌های اقلیمی مورد نیاز

مراکز اقلیمی متعددی در دنیا وجود دارند که روی الگوهای اقلیمی متفاوتی تحقیق می‌کنند (صمدی، ۱۳۸۵: ۶۷) و سناریوی مختصی را نیز پیگیری می‌نمایند. به‌عنوان مثال، سازمان هواشناسی انگلستان (UKMO)،

مؤسسه‌ی مطالعات فضایی گودا^۱، مرکز ملی تحقیقات اتمسفری^۲، آزمایشگاه دینامیک سیالات ژئوفیزیکی^۳، دانشگاه ایالتی اورگان^۴، مرکز تحقیقات تغییر اقلیم استرالیا^۵، مرکز تحقیقات اقلیمی آلمان^۶، مرکز تحقیقات اقلیمی انگلستان^۷ و مرکز مطالعات اقلیمی ژاپن^۸ از آن جمله‌اند. آزمایشات آماری نشان داد که در بین این مراکز تنها داده‌های مرکز استرالیا با سناریوی IS92a دارای بهترین هم‌خوانی با داده‌های دیده‌بانی شده منطقه‌ی مورد مطالعه می‌باشد. در این مرکز داده‌های بارش، تابش، باد (پارامتر ۱۱ و ۷) و درجه حرارت بیشینه و کمینه قابل دستیابی است، که بر اساس این داده‌ها متوسط ماهانه نیز محاسبه می‌شود (ابراهیمی، ۱۳۸۳). در جداول زیر براساس داده‌های این مرکز، تغییرات درجه حرارت برای سنوات آتی در سه دوره و همچنین برای سال‌های ۲۰۲۵ و ۲۰۵۰ برای شهر مشهد به‌عنوان یک نمونه از منطقه‌ی مورد مطالعه محاسبه شده است.

جدول ۳: مقایسه میانگین‌های داده‌های الگوی IS92a و داده‌های واقعی برای دوره‌های مختلف

دوره	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	Dec	میانگین
داده‌های الگو													
دوره ۱: ۱۹۷۵-۱۹۵۱													
دوره ۲: ۱۹۷۶-۲۰۰۰													
دوره ۳: ۱۹۵۱-۲۰۰۰													
۱	۱.۷۳	۳.۳۷	۸.۱۶	۱۳.۷۷	۱۹.۱۲	۲۳.۷۷	۲۶.۳	۲۴.۵۹	۱۹.۹۴	۱۴.۲۶	۸.۱۹	۳.۲۲	۱۳.۸۷
۲	۱.۶۷	۳.۶۴	۸.۲۵	۱۵.۱۶	۱۹.۹	۲۴.۶۷	۲۶.۹۶	۲۵.۰۵	۲۰.۳۶	۱۴.۴۷	۹.۳۰	۴.۳	۱۴.۵
۳	۱.۷	۳.۵	۸.۲۱	۱۴.۴۶	۱۹.۵۱	۲۴.۲۲	۲۶.۶۳	۲۴.۸۲	۲۰.۱۵	۱۴.۳۶	۸.۷۵	۳.۷۶	۱۷.۱۷
داده‌های واقعی													
۱	۱.۰	۳.۲۲	۸.۰۲	۱۳.۶۴	۱۹.۰۳	۲۳.۴۹	۲۵.۷۹	۲۳.۹۳	۱۹.۴۵	۱۳.۵۸	۷.۷۵	۳.۸۸	۱۳.۵۱
۲	۱.۹	۳.۴۰	۸.۰	۱۵.۱۶	۱۹.۴۸	۲۴.۶۲	۲۶.۸۵	۲۴.۹۸	۲۰.۵۴	۱۴.۳۸	۹.۰۶	۴.۶۳	۱۴.۴۳
۳	۱.۵	۳.۳۱	۸.۰۱	۱۴.۴۰	۱۹.۲۵	۲۴.۰۵	۲۶.۳۲	۲۴.۴۵	۱۹.۹۹	۱۳.۹۸	۸.۴۱	۳.۸۵	۱۳.۹۷

1. GISS
2. NCAR
3. GFDL
4. OSI
5. CSIRO
6. DKRZ
7. Hadly
8. CCSR

جدول ۴: میانگین‌های داده‌های درجه حرارت ماهانه الگوی IS92a برای دوره‌های مختلف

دوره	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	Dec	متوسط
۲۰۲۵	۳۵	۶۹	۷۰	۱۷.۱	۲۰.۶	۲۶۸	۲۸.۰	۲۶.۶	۲۳.۱	۱۴.۵	۱۲.۳	۵.۵	۱۶.۰
۲۰۵۰	۵.۲	۲.۵	۶.۷	۱۸.۴	۲۱.۵	۲۷.۶	۲۹.۳	۲۶.۴	۲۳.۸	۱۶.۱	۱۵.۶	۷.۵	۱۶.۷
1-M	۲.۵	۴.۲	۸.۶	۱۶.۲	۱۹.۹	۲۵.۹	۲۷.۵	۲۵.۸	۲۱.۲	۱۵.۳	۱۲.۸	۶.۲	۱۵.۵
2-M	۲.۸	۳.۹	۹.۴	۱۷.۸	۲۱.۴	۲۶.۸	۲۸.۰	۲۷.۰	۲۲.۴	۱۷.۶	۱۵.۱	۷.۱	۱۶.۶
3-M	۲.۶	۴.۱	۹.۰	۱۷.۰	۲۰.۶	۲۶.۳	۲۷.۸	۲۶.۴	۲۱.۸	۱۶.۴	۱۳.۹	۶.۶	۱۶.۱

جدول ۵: میانگین داده‌های حداقل درجه حرارت ماهانه الگوی IS92a برای دوره‌های مختلف

دوره	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	Dec	متوسط
۲۰۲۵	-۰.۹	۱.۲	۰.۷۹	۱.۵	۱۳.۸	۱۹.۶	۲۱.۵	۱۹.۵	۱۵.۵	۷.۲۹	۸.۵۴	۱.۲	۹.۸۷
۲۰۵۰	۰.۴۹	-۳.۷	۰.۶۳	۱۱.۹	۱۵.۲	۲۰.۹	۲۳.۳	۱۹.۴	۱۶.۲	۹.۰۷	۱۲.۵	۴.۸۴	۱۰.۸
1-M	-۲.۳	-۱.۱	۲.۷۶	۹.۵۹	۱۲.۹	۱۸.۴	۲۰.۵	۱۸.۲	۱۳.۲	۷.۶۶	۸.۶۴	۱.۳۸	۹.۱۵
2-M	-۱.۶	-۱.۳	۳.۳۸	۱۰.۸	۱۴.۷	۱۹.۹	۲۱.۳	۱۹.۸	۱۴.۷	۱۰.۱	۱۲.۳	۳.۰۸	۱۰.۶
3-M	-۲	-۱.۲	۳.۰۹	۱۰.۲	۱۳.۸	۱۹.۱	۲۰.۹	۱۹	۱۳.۹	۸.۸۸	۱۰.۵	۲.۲۴	۹.۸۷

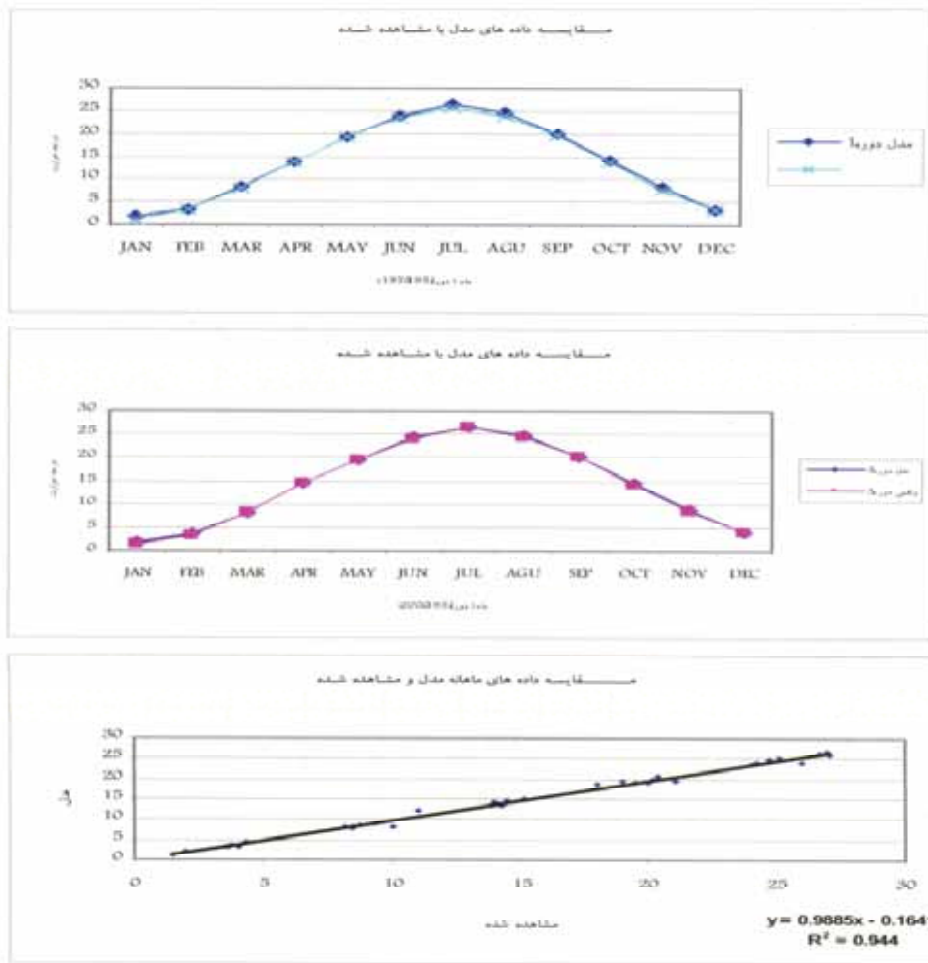
جدول ۶: میانگین داده‌های حداکثر درجه حرارت ماهانه الگوی IS92a برای دوره‌های مختلف

دوره	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	Dec	متوسط
۲۰۲۵	۸.۰۳	۱۲.۸	۱۳.۴	۲۳.۷	۲۷.۴	۳۴.۱	۳۴.۶	۳۳.۸	۲۰.۸	۲۱.۸	۱۶.۱	۹.۹۲	۲۲.۲۱
۲۰۵۰	۱۰	۵.۲۴	۱۲.۸	۲۵	۲۷.۸	۳۴.۳	۳۵.۴	۳۳.۶	۳۱.۵	۲۳.۲	۱۸.۸	۱۱.۲	۲۲.۴۱
1-M	۷.۴۲	۹.۷۲	۱۴.۷	۲۳	۲۷	۳۳.۳	۳۴.۷	۳۳.۶	۲۹.۴	۲۲.۹	۱۷	۱۱	۲۱.۹۸
2-M	۷.۴۲	۹.۲	۱۵.۵	۲۴.۹	۲۸.۲	۳۳.۹	۳۴.۸	۳۴.۴	۳۰.۲	۲۵.۱	۱۸.۱	۱۱.۳	۲۲.۷۴
3-M	۷.۳۳	۹.۴۶	۱۵.۱	۲۴	۲۷.۶	۳۳.۶	۳۴.۷	۳۴	۲۹.۸	۲۴	۱۷.۶	۱۱.۱	۲۲.۳۶

در این جدول 1-M: دوره ۲۰۲۵-۲۰۰۰ میلادی، 2-M: دوره ۲۰۲۵-۲۰۵۰ میلادی، 3-M: دوره ۲۰۰۰-

۲۰۵۰ میلادی، می‌باشد.

نمودار داده‌های درجه حرارت متوسط ماهانه مشاهده شده و داده‌های الگوی اخیر برای دوره‌های مختلف آماری در شکل ۳ نشان داده شده است. همچنین هم‌بستگی بین الگوی مشاهده شده در این شکل نشان می‌دهد که این الگو برای شرایط محدوده‌ی مطالعاتی نتایج مناسبی ارائه می‌دهد. لذا جهت مطالعات اقلیمی، استفاده از داده‌های این مرکز برای منطقه‌ی مورد مطالعه پیشنهاد می‌شود.



شکل ۲: مقایسه تغییرات درجه حرارت در دوره‌های مختلف شهر مشهد

(برای داده‌های مشاهده شده و داده‌های الگوی IS92a)

۵. ریزگردانی^۱

برای استفاده از داده‌های این الگوها باید ریزگردانی زمانی و مکانی صورت گیرد تا داده‌ها از مقیاس تمام کره‌ای به مقیاس محل مورد مطالعه و در مقیاس زمانی ماهانه، روزانه و در مواردی کمتر از روز تبدیل شود. تبدیل داده‌های الگو به داده‌های مورد استفاده در مطالعات محلی را ریزگردانی، تبدیل مقیاس یا واسنجی محلی^۲ می‌گوییم. ریزگردانی برای پارامترهای اقلیمی نیاز به شناخت کامل الگو داشته و بعضاً مشکل و همراه باخطا خواهد بود. اساساً دو نوع ریزگردانی وجود دارد (ابراهیمی، ۱۳۸۳: ۹۱). در نوع اول خود الگو ریزگردانی را انجام داده و خروجی‌ها برای یک سطح کوچکی، که خطای کمی دارند، ارائه می‌شود. این الگوها دارای قدرت تفکیک مکانی در حدود پنجاه کیلومتر هستند. در نوع دوم ریزگردانی از روش‌های آماری و داده‌های تاریخی استفاده می‌شود. در این روش ابتدا روابط بین داده‌های مشاهده شده تاریخی و داده‌های الگو بررسی و تعیین می‌شوند و این معادلات پایه‌ی تبدیل داده‌های الگو برای سال‌های آینده خواهند بود. روش‌های رگرسیون چند متغیره، شبکه‌های عصبی، پارامترهای آماری بدون بعد و هم‌بستگی‌های منطقی، نمونه‌ای از روش‌های آماری در زمینه‌ی ریزگردانی هستند. در این تحقیق از روش رگرسیون یک متغیره و پارامترهای بدون بعد استفاده شده است. برای داده‌های اخذ شده از مرکز تغییر اقلیم استرالیا، به دوروش آماری ریزگردانی صورت گرفته است. رگرسیون و معادله بین داده‌های مشاهده شده از سال ۱۹۵۱ تا ۲۰۰۰ و داده‌های ارائه شده در همین دوره محاسبه شد و براساس این معادله سال‌های بعد از ۲۰۰۰ تبدیل شده است. برای داده‌های مشاهده شده (X_0) و داده‌های الگوی (X_m) ضریب رگرسیون خطی به شکل زیر محاسبه گردید:

$$r = \frac{n \sum X_0 X_m - (\sum X_0)(\sum X_m)}{\sqrt{[n(\sum X_0^2) - (\sum X_0)^2][n(\sum X_m^2) - (\sum X_m)^2]}} \quad (1)$$

چنانچه مقادیر r محاسبه شده در سطح اطمینان مورد نظر معنی دار باشد، می‌توان معادله‌ی بین دو نوع داده‌ها را به شکل زیر نوشت:

$$X_{0m} = a + mX_m \quad (2)$$

1. Down Scaling
2. Downscaling

(X_m) مقادیر ریزگردانی شده و (X_0) مقادیر محاسبه شده از الگو و a و m ضرایب ثابت بوده و از روابط زیر به دست می‌آیند. در این معادله با داشتن داده‌های الگو می‌توانیم برای سال‌های بعدی پیش‌بینی از شرایط واقعی داشته باشیم.

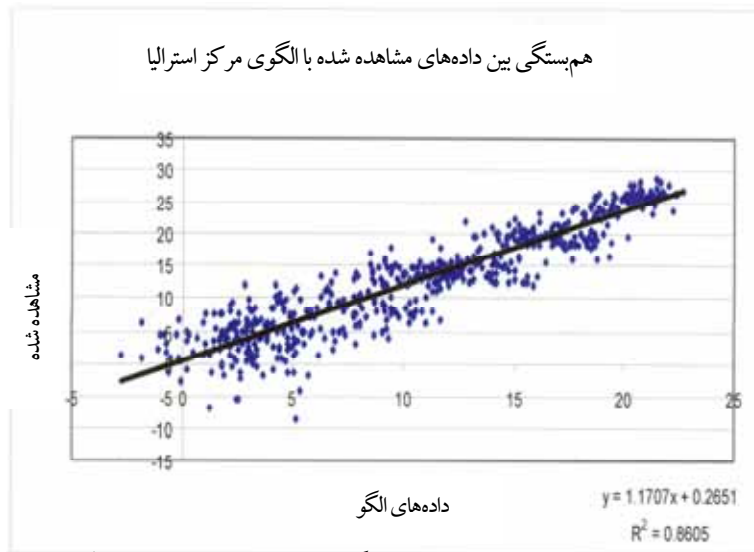
$$m = \frac{n(\sum X_0 X_m) - (\sum X_0)(\sum X_m)}{n(\sum X_m^2) - (\sum X_0^2)} \quad (3)$$

$$a = \overline{X_0} - m\overline{X_m} \quad (4)$$

شرط پذیرش همبستگی بین داده‌های الگو با داده‌های مشاهده شده این است که مقدار آمار t محاسبه شده از فرمول زیر از مقدار بحرانی آن بیشتر باشد.

$$H_0 : \rho = 0 \quad t = \frac{r}{\sqrt{\frac{1-r^2}{n-2}}} \quad (5)$$

نمونه‌ای از تبدیل مقیاس خطی در شکل (۴) نشان داده شده است. این روش زمانی مناسب است که ضریب r با توجه به فرمول (۱) قابل پذیرش باشد. این روش برای تمامی شهرهای منطقه‌ی مورد مطالعه استفاده گردید.



شکل ۳: نحوه‌ی تبدیل مقیاس داده‌های الگو برای شرایط منطقه به روش رگرسیون

روش دیگر ریزگردانی به این صورت انجام می‌گیرد که روند خطی داده‌های الگو و داده‌های مشاهده شده تعیین و روند داده‌های آینده ارائه شده توسط الگو به انتهای داده‌های دیده‌بانی شده منتقل شود. ریزگردانی با معادله‌ی زیر انجام شده است:

$$X_{OM} = X_M + (X_{T0} - X_{TM}) \quad (6)$$

X_{OM} = داده‌های ریزگردانی شده الگو

X_M = داده‌های خام الگو

X_{T0} = مقدار پارامتر در سال مورد نظر که از تابع خطی روند داده‌های تاریخی به دست می‌آید.

X_{TM} = مقدار پارامتر در سال مورد نظر که از تابع خطی روند داده‌های الگو به دست می‌آید.

$$X_{T0} = a + bT \quad (7)$$

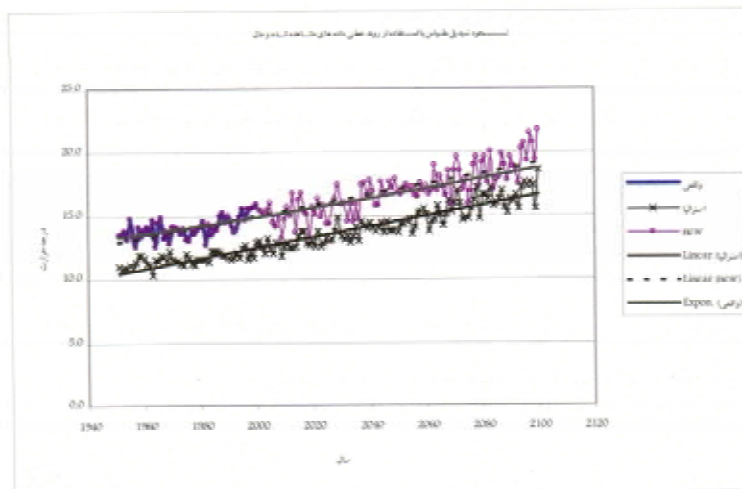
$$X_{TM} = a' + b'T$$

a ، b ، a' ، b' ضرایب ثابت معادلات خطی روند داده‌های الگو و دیده‌بانی شده نسبت به زمان (سال)

هستند.

نمونه‌ای از ریزگردانی به این روش در شکل زیر نشان داده شده است. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود در

این روش روند تغییرات داده‌ها باید یکسان باشد.



شکل ۴: نحوه‌ی تبدیل مقیاس داده‌های الگو برای شرایط منطقه

۶. پیش‌بینی براساس روش‌های آماری-دینامیکی:

از طریق روش‌های آماری-دینامیکی متفاوتی می‌توان مقادیر پارامترهای هواشناسی را پیش‌بینی نمود. روش‌ها و فرمول‌های مختلفی بر این اساس ابداع شده است. یکی از الگوهای پیش‌بینی آب‌وهوا که توسط پیکرینگ^۱ در سال ۱۹۸۸ میلادی پیشنهاد گردید، به شرح زیر است: (ابراهیمی، ۱۳۸۳: ۶۹).

$$P_k = \mu + R_{1,t}(P_{k-1} - \mu_t) + \sqrt{1 - R_{1,t}^2} \sigma_T v_k \quad (8)$$

در این معادله بارش روز k ام از روی متوسط بارش دوره P ماهانه و ضریب خود هم‌بستگی با یک تأخیر R و انحراف استاندارد داده‌ها به دست می‌آید. این روش برای زمانی که داده‌های متوسط یک دوره P ماهانه موجود باشد و بخواهیم داده‌های روزانه را با دوره‌های یک روزه به دست آوریم، مناسب خواهد بود. روش بالا را می‌توان برای داده‌های طولانی مدت نیز با تغییراتی به کار برد (Jones, P.D. and M. Hulme, 1996:361-377). به گونه‌ای که بتوان داده‌های ماهانه را براساس داده‌های موجود در یک دوره P طولانی مدت پیش‌بینی نمود. در این حالت متوسط بارش ماهانه پیش‌بینی شده به شکل زیر ارائه می‌شود:

$$P_{T_{i,j}} = S_{T_j} \times (i - y_0) + u'_{T_j} + R_{T_i} \cdot \frac{\sigma'_{T_i}}{\sigma'_{T_{j-1}}} \cdot (P_{i,j-1} - u'_{T_j}) + \sqrt{1 - R_{T_j}^2} \sigma'_{T_j} v_{i,j} \quad (9)$$

P : متوسط بارش پیش‌بینی شده در ماه i در سال i

R : شیب خط رگرسیون بارش و سال در ماه j که براساس داده‌های موجود از روی معادله‌ی رگرسیون قابل محاسبه است. (فقط داده‌های اولیه)

y : شمار سالی که پیش‌بینی‌ها از آن سال شروع می‌شود

v : متغیر تصادفی نرمال (میانگین سری اعداد تصادفی ۰ و انحراف معیار آنها ۱ باشد)

همان‌گونه که در الگوی بالا مشاهده شد، بارش ماهانه براساس متوسط دوره‌ی آماری موجود پیش‌بینی می‌شود و استفاده تنها از متوسط داده‌های دوره‌ی اولیه باعث پیدایش خطا می‌شود. این الگو را می‌توان به گونه‌ای تغییر داد تا از نتایج پیش‌بینی شده در هر سال برای سال بعد نیز استفاده شود. به عبارت دیگر برای محاسبه‌ی بارش در ماه J ام و در سال I ام از داده‌های دوره‌ی آماری و سال‌های پیش‌بینی شده تا سال $i-1$

1. Pickering

استفاده می‌شود. در این تحقیق الگو به سه فرم زیر تغییر و برنامه‌ی رایانه‌ای نوشته و پیش بینی برای هر سه روش انجام گردید.

در حالت درجه دوم معادله به صورت زیر تغییر می‌کند:

$$P_{T_{i,j}} = s'_{T_j} \times (i - y_0) + m_j + R'_{T_i} \cdot \frac{\sigma'_{T_i}}{\sigma'_{T_{j-1}}} \cdot (P_{T_{i-1,j}} - m_j) + \sqrt{1 - R'^2_{T_j}} \sigma'_{T_j} v_{i,j} \quad (10)$$

S: شیب خط رگرسیون بارش و سال در ماه‌زاست که بر اساس داده‌های موجود و از روی معادله رگرسیون قابل محاسبه است.

m: متوسط بارش ماهانه ماه زاز ابتدای دوره‌ی آماری تا سال i-1

سایر پارامترها در حالت اصلی معادله تعریف شده است. در حالت سوم معادله به صورت زیر تغییر می‌کند:

$$P_{T_{i,j}} = s'_{T_j} \times (i - y_0) + m_j + R1_j \cdot \frac{\sigma'_{T_i}}{\sigma'_{T_{j-1}}} \cdot (u_{T_{i,j-1}} - m_j) + \sqrt{1 - R1_j^2} \sigma'_{T_j} v_{i,j} \quad (11)$$

P: بارش متوسط پیش بینی شده در ماه زدرسال i

S: شیب خطرگرسیون بارش و سال در ماه J که بر اساس داده‌های موجود و ساخته شده تا سال I-1 قابل محاسبه است.

y: شماره سالی که پیش‌بینی‌ها از آن سال شروع می‌شود.

m: متوسط بارش ماهانه ماه زاز ابتدای دوره آماری تا سال i-1

R1: ضریب اتورگرسیون بین بارش ماه Zبا یک تاخیر (تا سال I-1)

و در حالت چهارم، معادله به صورت زیر است:

$$P_{T_{i,j}} = s'_{T_j} \times (i - y_0) + m_j + R1_j \cdot \frac{\sigma'_{T_i}}{\sigma'_{T_{j-1}}} \cdot (P_{T_{i-1,j}} - m_j) + \sqrt{1 - R1_j^2} \sigma'_{T_j} v_{i,j} \quad (12)$$

در این حالت متوسط بارش ماهانه زدرسال قبل ملاک محاسبه بارش ماه زدرسال i خواهد بود. پارامترها در حالات قبلی تعریف شده‌اند.

۷. شاخص استاندارد شده بارش^۱

شاخص استاندارد شده بارش، یک ابزار قوی در آنالیز داده‌های بارندگی است. هدف شاخص مزبور اختصاص ارزش عددی به بارندگی است که بتوان نواحی با آب و هوای کاملاً متفاوت را مقایسه کرد.

1. SPI

شاخص فوق با مقایسه‌ی کل بارندگی تجمعی برای ایستگاه یا ناحیه‌ای خاص در یک فاصله‌ی زمانی ویژه (برای مثال ماه گذشته، ۳ ماه گذشته، ۶ ماه گذشته) با میانگین بارندگی برای همان فاصله‌ی زمانی در تمام دوره‌ی آماری به دست می‌آید. محاسبه‌ی شاخص برای هر منطقه‌ی معین بر پایه‌ی آمار درازمدت بارندگی (دست کم ۳۰ سال) برای یک دوره‌ی دلخواه ۳، ۶ ماهه و... می‌باشد. این آمار درازمدت به توزیع گاما برازش یافته، تابع حاصل برای پیدا کردن احتمال تجمعی بارندگی برای یک ایستگاه و برای ماه معین و مقیاس زمانی گوناگون می‌تواند استفاده شود. مقادیر مثبت شاخص، نمایانگر بارش بیشتر از مقدار بارش متوسط و مقادیر منفی آن، بیانگر بارش کمتر از مقدار متوسط آن می‌باشد. چون شاخص مزبور نرمال است، اقلیم‌های خشک و مرطوب را می‌توان با یک روش نشان داد و دوره‌های مرطوب نیز با استفاده از این شاخص می‌تواند پایش شود (جوانمرد، ۱۳۸۱: ۳۴-۳۶).

تابع توزیع احتمال برای داده‌های بلندمدت با برازش داده‌ها به تابع گاما محاسبه می‌شود. تابع توزیع گاما به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$g(x) = \frac{1}{\beta^x \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} \quad x > 0 \quad (13)$$

در فرمول بالا: $\alpha > 0$ پارامتر شکل، $\beta > 0$ پارامتر مقیاس، X مقدار بارندگی و $\Gamma(\alpha)$ تابع گاما است. پارامترهای تاج چگالی احتمال گاما از داده‌های نمونه با روش درست‌نمایی بیشینه برای هر ایستگاه و برای مقیاس زمانی انتخابی و برای هر ماه از سال برآورد می‌شود.

بنابراین:

$$\tilde{\alpha} = \frac{1}{4A} \left[1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right] \quad \hat{\beta} = \frac{x}{\tilde{\alpha}} \quad (14)$$

$$A = \ln(x) = \frac{\sum \ln(x)}{n} \quad (15)$$

که n تعداد مشاهدات بارندگی است. همچنین \bar{x} برای یک ماه مشخص، میانگین بارندگی تجمعی برای یک ماه در طول دوره‌ی آماری است. پارامترهای محاسبه شده سپس برای پیدا کردن، احتمال تجمعی بارندگی برای ماه و مقیاس زمانی مشخص برای ایستگاه مشخص به کار برده می‌شود. احتمال تجمعی، با فرض $t = x/\tilde{\beta}$ تبدیل به تابع گامای ناقص می‌شود.

$$G(x) = \int_0^x g(x)dx = \frac{1}{\Gamma(\tilde{\alpha})} \int_0^x t^{\tilde{\alpha}-1} e^{-t} dt \quad (16)$$

زمانی که تابع گاما برای $x=0$ تعریف نشده باشد و توزیع بارندگی دارای صفر باشد، احتمال تجمعی به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$H(x) = q + (1+q)G(x) \quad (17)$$

در فرمول مزبور (q) احتمال بارندگی صفر می‌باشد. در صورتی که m تعداد صفرها در سری‌های زمانی بارندگی باشد، تام (۱۹۶۶)، q را به صورت m/n برآورد کرد. H(x) سپس به متغیر نرمال (Z) با تقریب زیر تبدیل می‌شود:

$$Z = SPI = - \left[t - \frac{C_0 + C_1 t + C_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right] \quad 0 < H(x) \leq 0.5 \quad (18)$$

$$Z = SPI = + \left[t - \frac{C_0 + C_1 t + C_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right] \quad 0.5 < H(x) < 1$$

$$t = \sqrt{\ln \left[\frac{1}{H(x)^2} \right]} \quad 0 < H(x) \leq 0.5 \quad \text{برای}$$

$$t = \sqrt{\ln \left[\frac{1}{(1-H(x))^2} \right]} \quad 0.5 < H(x) \leq 1.0 \quad \text{برای}$$

و $C_0 = 2.535537$ $d_1 = 3.432788$ d_2 و d_3 ضرایب ثابت زیر هستند.

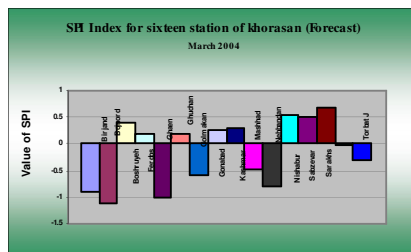
$$C_1 = 0.802853 \quad d_2 = 0.189269$$

$$C_2 = 0.030328 \quad d_3 = 0.003308$$

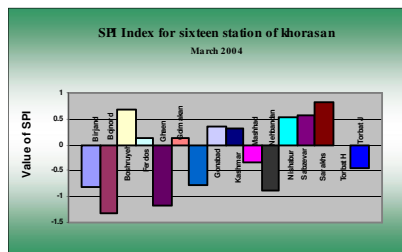
بنابراین SPI متغیر Z-score که نرمال شده است را نشان می‌دهد
(Guttman Nathaniel B., 1999:101).

۸ بحث و نتیجه‌گیری:

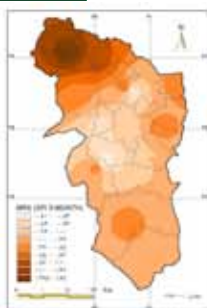
داده‌های بارش به‌دست آمده از سناریوی IS92a و الگوی GCM مرکز CISRO (IS92a) استرالیا به‌روش ریزگردانی با داده‌های دیده‌بانی شده برای یک دوره‌ی آماری سی ساله، در شاخص استاندارد شده بارش استفاده شده و شاخص ماههای مارس، آوریل، می و ژوئن با هر دو نوع داده محاسبه گردید. در پایان نتایج با یکدیگر مقایسه شد. تحقیقات بیانگر اختلاف بسیار جزئی در شاخص محاسبه شده از هر دو روش می‌باشد. پاره‌ای از این اختلافات می‌تواند ناشی از خطاهای دیده‌بانی و پاره‌ای نیز خطاهای ناشی از شاخص محاسبه شده باشد. به‌عبارت دیگر با استفاده از روش ریزگردانی داده‌های الگوهای اقلیمی و الگوهای گردش عمومی جو، می‌توان از شاخص SPI که تا کنون تنها جهت پیش‌خشکسالی در گذشته استفاده شده است، به‌عنوان ابزاری در پیش‌بینی‌های خشکسالی استفاده نمود. نمودارهای مقادیر شاخص محاسبه شده از هر دو نوع داده در زیر درج گردیده است. امید است تا با کاربرد این روش که در بسیاری از کشورها به‌عنوان روشی جدید کاربرد گسترده‌ای پیدا نموده است، بتوان خلأهای موجود در پیش‌بینی بلیه‌ی خشکسالی را از بین برده و گام مؤثری در ارزیابی مدیریت‌های بهینه در سطح کلان برداشت.



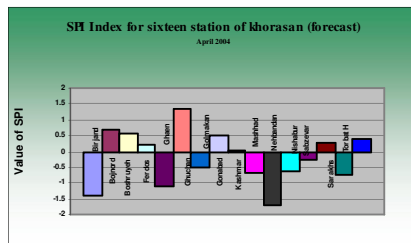
SPI index in March 2004
With forecast data



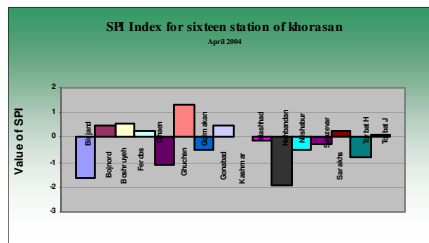
SPI index in March 2004
With Observation data



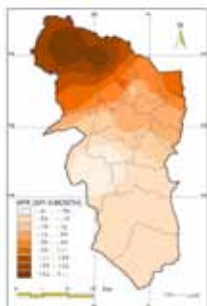
شکل ۵: مقادیر SPI محاسبه شده با هر دو نوع داده دیده‌بانی و GCM برای ماه مارس ۲۰۰۴



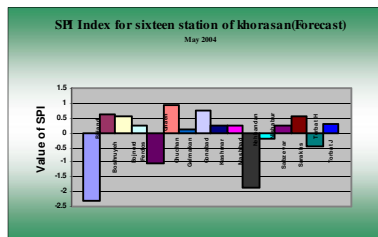
SPI index in April 2004
With forecast data



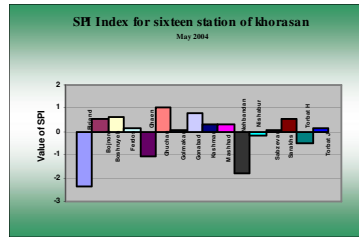
SPI index in April 2004
With Observation data



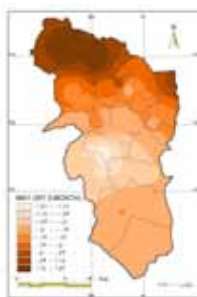
شکل ۶: مقادیر SPI محاسبه شده با هر دو نوع داده دیده‌بانی و GCM برای ماه آوریل ۲۰۰۴



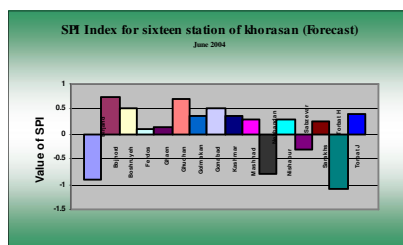
SPI index in May 2004
With forecast data



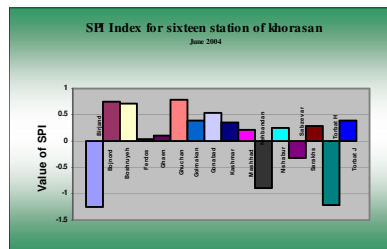
SPI index in May 2004
With Observation data



شکل ۷: مقادیر SPI محاسبه شده با هر دو نوع داده دیده‌بانی و GCM برای ماه می ۲۰۰۴



SPI index in June 2004
With forecast data



SPI index in June 2004
With Observation data



شکل ۸: مقادیر SPI محاسبه شده با هر دو نوع داده دیده‌بانی و GCM برای ماه ژوئن ۲۰۰۴

منابع و مأخذ:

۱. ابراهیمی، ح.، (۱۳۸۳)، بررسی پتانسیل اثر تغییر اقلیم بر مصارف آب کشاورزی دشت مشهد، رساله دوره دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات: ۶۹-۹۱-۱۱۳
۲. اندرسن، الف، ترجمه‌ی بزرگ نیا، الف، (۱۳۶۶)، تجزیه و تحلیل سری‌های زمانی و پیش‌بینی، چاپ اول، مؤسسه‌ی چاپ و انتشارات آستان قدس رضوی.
۳. جوانمرد، س.، (۱۳۸۱)، پروژه‌ی بررسی روش‌های مختلف پیش‌بینی خشکسالی و ارائه‌ی روش‌های مناسب برای اقلیم خراسان، گزارش پنجم، شاخص‌های ارزیابی شدت خشکسالی.
۴. صمدی، س.، (۱۳۸۳)، الگوهای اقلیمی، بولتن علمی پژوهشکده‌ی اقلیم‌شناسی، جلد چهارم، شماره سوم.
۵. صمدی، س.، (۱۳۸۵)، پروژه ارائه پیش‌بینی‌های فصلی با روش تغییر مقیاس داده‌های GCM، پژوهشکده اقلیم‌شناسی.
۶. عساکره، ح.، خردمندنیا، م.، (۱۳۸۱)، الگو سازی SARIMA برای متوسط درجه حرارت ماهانه (مطالعه موردی: الگو سازی متوسط درجه حرارت ماهانه جاسک)، نیوار شماره ۴۶ و ۴۷.
۷. مسعودیان، الف.، غیور، ح.، (۱۳۸۰)، نخستین گام در الگوسازی اقلیمی، انتشارات دانشگاه اصفهان.

8. Jones, P.D. and M. Hulme, 1996, Calculating Regional Climate time series for temperature and precipitation: Methods and illustrations. *International, J. Climatol.* 16:361-377.
9. Handerson-Sellers, A., A Climate modeling primer, 1952.
10. Hummer, G.L., Nicholson, N., 1996, managing for Climate Variability: the role of seasonal Climate forecasting in improving agricultural systems. In: Proc. Second Australian Conference on Agricultural Meteorology, Bureau of Meteorology, Commonwealth of Australia, Melborn, Australia: 19-22.
11. IPCC, 1996, Climate change 1995, the science of climate change, Summary for Policy-makers, contribution of working group1 to the second assessment report of the intergovernmental panel on climate change, Cambridge University Press, Cambridge, UK: 86-91
12. Guttman Nathaniel B., 1999. Accepting standardized precipitation index: a calculation algorithm. Vol. 35, No. 2: 101-109.
13. Ragab, R., 2000, Climate Change and Water Resources Management in the Arid Region, Institute of Hydrology, NERC, Wallingford, OXON, OX10, 8BB, UK.
14. Watson and etl., 1998, Climate Change Assessment.