

بررسی روند خشکسالی تحت شرایط تغییر اقلیم در حوضه کشف‌رود

(ایستگاه مشهد) در دوره‌های آبی با استفاده از مدل HadCM3

و دو سناریوی انتشار A2 و B2

نسرین سیاری^{۱*}، امین علیزاده^۲، محمد بنایان اول^۳، علیرضا فرید حسینی^۴ و مسعودرضا حسامی کرمانی^۵

*۱- دانشجوی دکتری آبیاری و زهکشی، گروه مهندسی آب، دانشگاه فردوسی مشهد

nasrin_sayari@yahoo.com

۲- استاد گروه مهندسی آب دانشگاه فردوسی مشهد

۳- دانشیار گروه زراعت و اصلاح نباتات دانشگاه فردوسی مشهد

۴- استادیار گروه مهندسی آب دانشگاه فردوسی مشهد

۵- استادیار گروه مهندسی عمران دانشگاه شهید باهنر کرمان

تاریخ وصول مقاله: ۱۳۸۹/۱۲/۱ تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۰/۶/۲۲

چکیده

خشکسالی دارای اثرات معنی‌دار محیطی و اقتصادی-اجتماعی در ایران می‌باشد. در این مطالعه، سه شاخص خشکسالی برای پیش‌مدت و فراوانی خشکسالی در حوضه کشف‌رود استفاده شدند. شاخص استاندارد شده بارش (SPI)، شاخص درصد از نرمال بارش (PNPI) و شاخص بارش کشاورزی (ARI) برای دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۱ محاسبه شدند. هر سه این شاخص‌ها برای بررسی روند خشکسالی تحت شرایط تغییر اقلیم برای سه دوره ۲۰۱۰-۲۰۳۹، ۲۰۴۰-۲۰۶۹ و ۲۰۹۹-۲۰۷۰ و سناریوهای انتشار A2 و B2 استفاده شدند. تغییرات ایجاد شده در بارش، دمای کمینه و بیشینه با استفاده از روش ریز مقیاس نمایی آماری (مدل ASD) خروجی‌های مدل HadCM3 پیش‌بینی شدند. نتایج نشان دادند که: (i) افزایش در میانگین بارش، حدود ۲/۲۲ تا ۴/۴۲ درصد برای سناریوی انتشار A2 و حدود ۶/۸۲ تا ۸/۶۳ درصد برای سناریوی انتشار B2. (ii) افزایش در دمای حداکثر، حدود ۴/۶ تا ۵/۶ درجه سلسیوس برای سناریوی انتشار A2 و حدود ۴/۲۵ تا ۴/۶ درجه سلسیوس برای سناریوی انتشار B2. (iii) افزایش در دمای کمینه، حدود ۱/۵۶ تا ۱/۹۸ درجه سلسیوس برای سناریوی انتشار A2 و حدود ۲/۲۳ تا ۱ درجه سلسیوس برای سناریوی انتشار B2. (iv) افزایش فراوانی وقوع خشکسالی تحت شرایط تغییر اقلیم برای هر دو سناریو و تحت سه دوره مورد مطالعه. افزایش در فراوانی خشکسالی دارای اثرات بسیار مهمی در مدیریت منابع طبیعی، برنامه‌ریزی در شرایط کمبود آب و استراتژی‌های مدیریت تقاضای آب می‌باشد.

کلمات کلیدی: خشکسالی، مدل HadCM3، سناریوی انتشار، A2، B2، تغییر اقلیم، شاخص استاندارد شده بارش،

شاخص درصد از نرمال بارش، شاخص بارش کشاورزی.

مقدمه

می‌توان به شاخص بارش استاندارد شده^۱ SPI اشاره نمود. این شاخص ساده بوده و از داده‌های بلندمدت بارش (حداقل سی ساله) استفاده و برای مقیاس‌های زمانی مختلف ماهانه نظیر ۳، ۶، ۱۲، ۲۴، ۲۸ و ۴۸ ماهه محاسبه می‌شود. این شاخص در سال ۱۹۹۵ توسط مک-کی و همکارانش ارائه شد و بر اساس تفاوت بارش از میانگین برای یک مقیاس زمانی مشخص و سپس تقسیم آن بر انحراف معیار به دست می‌آید. این شاخص با مقیاس زمانی بلند مدت جهت شناسایی خشکسالی اقلیمی یا کمبود بارش و از مقیاس کوتاه‌مدت آن برای بررسی خشکسالی کشاورزی استفاده می‌شود (Hayes et al., 2007). شاخص معروف دیگر، شاخص شدت خشکسالی پالمر^۲ PDSI می‌باشد که در سال ۱۹۶۵ توسط پالمر ابداع شد، این شاخص پیچیده‌تر از SPI بوده و برای محاسبه به داده‌های بارش، دما و رطوبت خاک نیاز دارد. این شاخص دارای مقیاس زمانی ۹ ماهه بوده و برای بررسی خشکسالی کشاورزی مناسب است (Hayes et al., 2007). اخیراً شاخص‌های دیگری نظیر شاخص خشکسالی احیایی^۳ RDI و^۴ ARI مطرح شده‌اند که محاسبه آن‌ها علاوه بر بارش به داده‌های تبخیر و تعرق پتانسیل نیز نیاز دارد (Tsakiris and Tigkas, 2007). شاخص خشکسالی احیایی در سال ۱۹۹۶ توسط وگرت^۵ ارائه شد. این شاخص براساس فاکتورهای اقلیمی، هواشناسی، سطح آب رودخانه، بارش برف، جریان‌ات سطحی، ذخائر آب و همچنین دما محاسبه می‌شود. از شاخص‌های دیگر می‌توان به شاخص درصد از نرمال^۶ PN اشاره نمود که در سال ۱۹۹۴ توسط ویلکه و همکارانش ارائه شد و با تقسیم

خشکسالی دوره‌ای با کمبود بارش و پدیده‌ای طبیعی است که همه‌ساله گریبان‌گیر مناطق وسیعی در سرتاسر دنیا می‌گردد. از بین تعاریف مختلف خشکسالی می‌توان به جامع‌ترین آن‌ها که توسط پالمر در سال ۱۹۶۵ ارائه شد، اشاره نمود. پالمر خشکسالی را عبارت از کمبود مستمر و غیر طبیعی رطوبت در یک دوره زمانی (معمولاً یکسال) می‌داند. در این تعریف واژه مستمر به تداوم حالت کمبود و واژه غیر طبیعی به انحراف شاخص مورد نظر از شرایط طبیعی یا میانگین اطلاق می‌شود. او خشکسالی را به انواع اقلیمی، هیدرولوژیکی، کشاورزی و اقتصادی-اجتماعی (قحطی) تقسیم نمود (Palmer, 1965). خشکسالی یکی از پدیده‌های محیطی و بخش جدایی‌ناپذیر تغییرات اقلیمی می‌باشد. ویژگی‌ها و اثرات آن در رژیم‌های مختلف آب و هوایی با یکدیگر متفاوت است. هر چه شدت و گستره خشکسالی‌ها بیشتر باشد تأثیرات آن عمیق‌تر بوده و موجب ایجاد بحران در منطقه می‌شود (Dubrovsky et al., 2009). ایران از کشورهای خشک دنیاست که در معرض خشکسالی‌های شدید قرار دارد. سابقه مطالعات موجود نشان می‌دهد که در اغلب سال‌ها پدیده خشکسالی برخی نقاط و یا حتی کل کشور را در بر گرفته است (Pirie et al., 2004). شدت خشکسالی معمولاً به وسیله شاخص‌های خشکسالی اندازه‌گیری و به صورت کمی بیان می‌شود. این شاخص‌ها می‌توانند کاربرد کلی یا عمومی داشته و یا به طور خاص برای اهداف مخصوص کشاورزی ارائه شده باشند (Tsakiris and Tigkas, 2007). از شاخص‌های پرکاربرد

1. Standardized Precipitation Index
3. Reclamation Drought Index
5. Weghorst

2. Palmer Drought Severity Index
4. Agricultural Rainfall Index
6. Percent of Normal

یافت. آن‌ها برای نواحی مدیترانه‌ای، غرب آفریقا، آسیای مرکزی و آمریکای مرکزی افزایش چشمگیری در فراوانی وقوع دوره‌های خشک پیش‌بینی نمودند. این تغییرات پیش‌بینی شده تحت سناریوی A2 و A1B بیش از سناریوی B1 بود (Sheffield and Wood, 2008). کرانو و همکاران (۲۰۰۹) تغییر در شاخص خشکسالی RDI را با استفاده از خروجی ۱۳ مدل گردش عمومی جو برای دوره زمانی آینده (۲۰ تا ۲۵ سال آتی) مورد بررسی قرار دادند. نتایج آن‌ها نشان دهنده روند کاهشی این شاخص و افزایش خشکسالی در آینده بود (Kirono et al., 2009). لوکاس و همکاران (۲۰۰۸) اثرات تغییر اقلیم را بر شدت خشکسالی در ناحیه تسالی یونان مورد مطالعه قرار دادند. آن‌ها از خروجی مدل CGCM و سناریوهای انتشار A2 و B2 برای پیش‌بینی تغییرات اقلیم و جهت بررسی روند خشکسالی از شاخص SPI برای دوره‌های ۲۰۲۰-۲۰۵۰ و ۲۰۷۰-۲۱۰۰ استفاده نمودند. نتایج آن‌ها نشان داد که شدت خشکسالی دارای روندی افزایشی بوده و این افزایش تحت سناریوی A2 بیشتر از سناریوی B2 خواهد بود (Loukas et al., 2008). پلاسوکا و همکاران (۲۰۰۸) نیز دو شاخص خشکسالی دهک‌های بارش RDI^۱ و دهک‌های رطوبت خاک SDMI^۲ را جهت ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر روند خشکسالی مورد مقایسه و ارزیابی قرار داد. آن‌ها از خروجی‌های دو مدل گردش عمومی جو CCCMa1 و MK2 و دو سناریوی انتشار A1F و B1 جهت پیش‌بینی خشکسالی در دوره ۲۰۳۰ و ۲۰۷۰ استفاده نمودند. براساس پیش‌بینی‌های انجام شده، در دوره ۲۰۳۰، فراوانی وقوع خشکسالی بر مبنای رطوبت حدود ۲۰ تا ۴۰ درصد نسبت به دوره

بارش واقعی بر بارش نرمال محاسبه و در مقیاس زمانی ماهیانه به کار برده می‌شود. ثنایی‌نژاد و همکاران (۱۳۸۲) با بررسی دوره‌های خشک در یک دوره آماری ۳۲ ساله (۱۹۶۸-۱۹۹۹) در مشهد نشان دادند که وقوع این دوره‌ها در این منطقه یک مشخصه نرمال و طبیعی است که به کرات اتفاق می‌افتد. آن‌ها با بررسی روند تغییرات طولانی مدت دوره‌های خشک در مشهد نشان دادند که در سال‌های اخیر تکرار و تداوم خشکی‌ها در کلیه مقیاس‌های زمانی افزایش ولی از شدت آن‌ها کاسته شده است. همچنین در طول دور آماری شدیدترین دوره خشک در سال ۱۹۷۱ اتفاق افتاده و سال ۱۹۹۲ مرطوب‌ترین سال بوده است. هاسکن در سال ۲۰۰۴ نیز با مطالعه تأثیر تغییر اقلیم بر روند خشکسالی نشان داد که دوره‌های خشکی خصوصاً در ماه‌های بحرانی رشد گیاه افزوده خواهد شد (Hausken, 2004). لی و همکارانش (۲۰۰۷) تغییرات ایجاد شده در شاخص خشکسالی SPI را تحت شرایط تغییر اقلیم را در جنوب ناحیه آمازون مورد بررسی قرار دادند. کاهش این شاخص در دوره ۱۹۷۰-۱۹۹۹ نشان دهنده افزایش دوره‌های خشک در منطقه مورد مطالعه بود (Li et al., 2007). شفلد و وود (۲۰۰۸) نیز نشان دادند که مدل‌های گردش عمومی جو در پیش‌بینی وقوع دوره‌های خشک طولانی مدت (بیش از ۱۲ ماه) دارای دقت کافی نبوده و فراوانی وقوع دوره‌های خشک را بیش برآورد می‌کنند. آن‌ها تغییر در وقوع خشکسالی را تحت گرمایش جهانی و سه سناریوی انتشار A2، B1 و A1B را با استفاده از داده‌های رطوبت خاک مورد بررسی قرار دادند. بر اساس پیش‌بینی آن‌ها دوره‌های خشک بلندمدت به بیش از سه برابر افزایش خواهند

1. Rainfall Deciles-based Drought Index

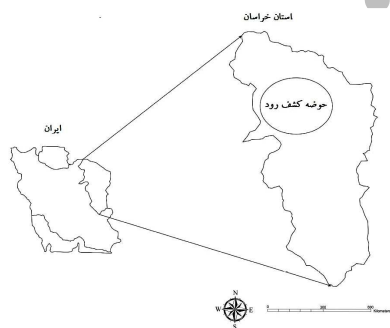
2. Soil-Moisture Deciles-based Drought Index

همکاران (۲۰۱۰) خشکسالی را تحت شرایط اقلیمی موجود و آینده مورد ارزیابی و پایش قرار دادند. آن‌ها از دو شاخص استاندارد شده بارش و $NDVI^1$ برای شدت، فراوانی و توزیع مکانی دوره‌های خشک استفاده نمودند. نتایج این مطالعه نشان دهنده توزیع غیر یکنواخت دوره‌های خشک طی ۳۵ سال گذشته در منطقه مورد مطالعه بود. تحت شرایط تغییر اقلیم و با تغییر در میزان بارش، شدت دوره‌های خشک افزایش خواهند یافت و بیابان‌زایی در این منطقه رو به افزایش خواهد بود (Al-Qinna et al., 2010). دای در سال ۲۰۱۰ مروری را در مورد روند خشکسالی تحت شرایط تغییر اقلیم ارائه نمود. در این مطالعه، اکثر مدل‌های اقلیمی برای دوره پایانی قرن ۲۱ و برای اکثر نواحی آفریقا، اروپای جنوبی، خاورمیانه و همچنین قسمت‌های زیادی از آمریکا، جنوب شرق آسیا و استرالیا افزایش خشکی را پیش‌بینی نمود (Dai, 2010). سوسا و همکارانش در سال ۲۰۱۱ روند شاخص‌های خشکسالی را در طول قرن بیستم در مدیترانه مورد بررسی قرار دادند. نتایج آن‌ها روندی افزایشی در شرایط خشکی در نواحی غرب و مرکزی مدیترانه و روندی افزایشی در موجودیت آب در شمال غرب آبریا و اکثر نواحی ترکیه را نشان داد (Sousa et al., 2011). فراوانی و شدت وقایعی نظیر سیلاب و خشکسالی را می‌توان با استفاده از سری‌های داده‌های تاریخی طولانی مدت آنالیز و بررسی نمود. با توجه به این‌که این داده‌ها در همه نقاط دنیا موجود نیستند، برای برآورد این وقایع از مدل‌های گردش عمومی جو استفاده می‌شود زیرا این مدل‌ها قادر به تولید سری‌های زمانی و همچنین آنالیز تغییرات احتمالی آینده این وقایع می‌باشند (Loukas et al.,

پایه ۲۰۰۴-۱۹۷۵ و در دوره ۲۰۷۰ این افزایش بالای ۸۰ درصد خواهد بود (Mpelasoka et al., 2008). دابروسکی و همکاران (۲۰۰۹) کاربرد شاخص‌های خشکسالی SPI و $PSDI$ را در ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر خشکسالی مورد مطالعه و بررسی قرار دادند. آن‌ها در این مطالعه از ۵ مدل گردش عمومی جو^۱ (CSIRO-Mk2, CGCM2, GFDL-R30, HadCM3,) و سناریوی انتشار $A2$ برای پیش‌بینی تغییرات اقلیمی در دوره ۲۰۶۰-۲۰۹۹ استفاده نمودند. بر اساس پیش‌بینی انجام شده در تمامی مدل‌ها بارش در زمستان کاهش و در بهار و تابستان افزایش خواهد یافت که این موجب افزایش ریسک خشکسالی در دوره مورد مطالعه در آینده خواهد شد. این افزایش تحت سناریوی $A2$ بدلیل بیشترین افزایش در میزان غلظت دی اکسید کربن بالاتر از سایر سناریوهای انتشار خواهد بود. آن‌ها همچنین نشان دادند که شاخص SPI یک ماهه بالاترین همبستگی را با تغییر فصلی بارش و شاخص SPI دوازده ماهه بیشترین همبستگی را با تغییر در میانگین بارش سالانه و شاخص $PDSI$ دارد. آن‌ها بدلیل تغییر در دما علاوه بر بارش تحت شرایط تغییر اقلیم، شاخص $PDSI$ را جهت پیش‌بینی و ارزیابی تأثیر تغییر اقلیم بر خشکسالی مناسب‌تر از SPI معرفی نمودند (Dubrovsky et al., 2009). کیم و بایون (۲۰۰۹) الگوی آینده دوره‌های خشک را تحت گرمایش جهانی و سناریوی $A1B$ در آسیا ترسیم نمودند. آن‌ها نشان دادند که دوره‌های خشک در آسیا با فراوانی کمتر، شدت ضعیف‌تر و مدت کوتاه‌تر از آنچه که در قرن اخیر مشاهده شد، رخ خواهند داد. در مناطق جنوبی آسیا، افزایش در انحراف معیار بارش بیش از میانگین بارش خواهد بود (Kim and Byun, 2009). آل‌کوئین و

1. General Circulation Models (GCM)

HadCM3 دارای شبکه‌ای با ابعاد $2/5$ درجه عرض جغرافیایی و $3/75$ درجه طول جغرافیایی است که توسط گردون و همکارانش در سال ۲۰۰۰ (Gordon et al., 2000) و مدل ASD توسط حسامی و همکاران (۲۰۰۸) ارائه شده‌اند. روش ریزمقیاس‌نمایی آماری بر مبنای رگرسیون علاوه بر داده‌های هواشناسی به عنوان متغیر وابسته^۱ به خروجی مدل گردش عمومی جو به عنوان متغیر مستقل^۲ نیز احتیاج دارد. مرکز ملی پیش‌بینی محیطی^۳ و مرکز ملی تحقیقات جوی^۴ به منظور تولید داده‌های شبکه‌بندی شده جهت برآورده کردن نیاز محققین اقلیم‌شناسی، پروژه‌ای را تحت عنوان تحلیل مجدد آغاز نمودند. این کار شامل بازیافت داده‌های زمینی، دریایی، رادیویی، هوایی و ماهواره‌ای و دیگر داده‌های ثبت شده و کنترل کیفیت و شبکه‌بندی آن‌هاست. این شبکه دارای ابعاد $1/875$ درجه طول و عرض جغرافیایی می‌باشد.



شکل ۱: موقعیت حوضه کشف‌رود

در این مقاله از این داده‌ها برای کالیبراسیون و ارزیابی روش ریزمقیاس‌نمایی آماری استفاده می‌شود. این داده‌ها که به نام داده‌های NCEP مشهورند از سال ۱۹۶۱ تا ۲۰۰۱ و داده‌های مدل‌های گردش عمومی جو

(2007). با توجه به اینکه تغییر اقلیم با افزایش دما و کاهش بارندگی بر موجودیت منابع آبی و همچنین مدت، شدت و فراوانی خشکسالی تأثیر گذار می‌باشد، امروزه مطالعه روند این تغییرات در بسیاری از نقاط دنیا مورد توجه قرار گرفته است (Kebab et al., 2002). هدف این مقاله بررسی روند خشکسالی در گذشته و در آینده تحت شرایط تغییر اقلیم با استفاده از خروجی مدل گردش عمومی جو بر اساس شاخص‌های خشکسالی می‌باشد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه حوضه کشف‌رود است که در شمال شرق کشور و در شمال استان خراسان بین طول‌های جغرافیایی 58 درجه و 2 دقیقه تا 60 درجه و 8 دقیقه و عرض‌های جغرافیایی 35 درجه و 40 دقیقه تا 36 درجه و 3 دقیقه قرار دارد شکل (۱). وسعت کل حوضه آبریز کشف‌رود در حدود 16500 کیلومتر مربع است. میانگین دمای سالانه در این منطقه $13/6$ درجه سلسیوس و میانگین بارش سالانه برابر با 220 میلی‌متر می‌باشد. میانگین تبخیر و تعرق سالانه برابر با 735 میلی‌متر و اقلیم این منطقه خشک و سرد است. در این مطالعه برای بررسی تغییر در پارامترهای اقلیمی نظیر بارش و دما از خروجی مدل گردش عمومی جفت شده جوی- اقیانوسی (HadCM3) تحت سناریوی انتشار $A2$ (جهانی بسیار ناهمگن با تولید و انتشار متوسط تا بالای دی‌اکسید کربن) و $B2$ (جهانی همگن با تولید و انتشار پائین تا متوسط دی‌اکسید کربن) استفاده شد (IPCC, 2001). خروجی این مدل با روش رگرسیونی گام به گام و مدل ASD ریزمقیاس می‌شود. مدل

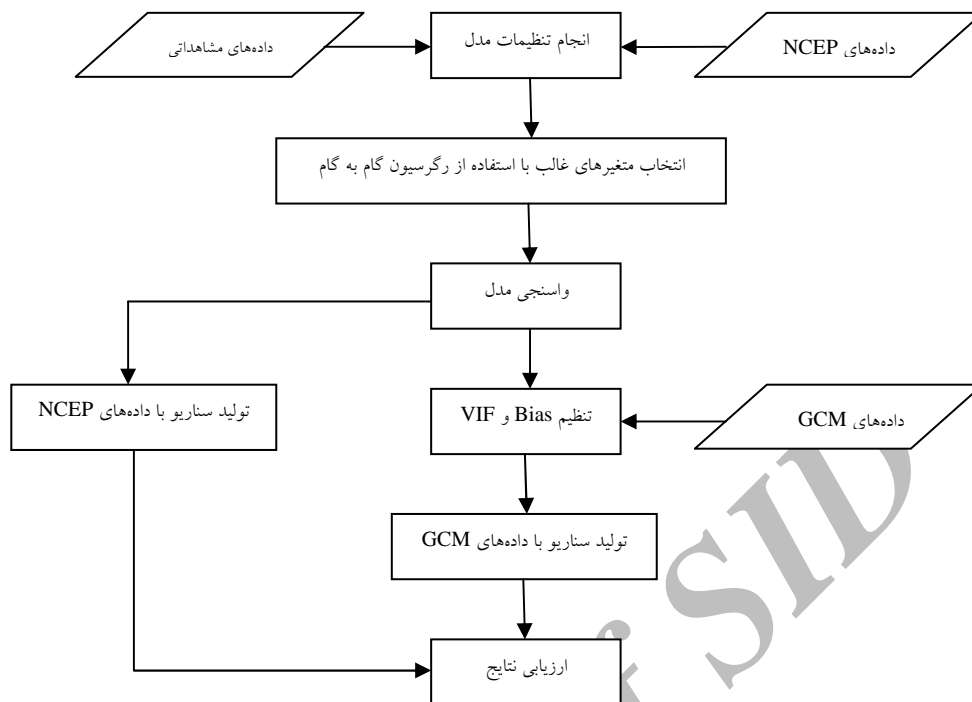
1. Predictand
3. National Center for Atmospheric Research: NCAR

2. Predictor
4. National Center for Environmental Prediction: NCEP

گردش اتمسفر (مانند سرعت مداری)، ضخامت اتمسفر (ارتفاع ژئوپتانسیل)، پایداری (فشار در تراز صفر) و میزان رطوبت (رطوبت ویژه) را توضیح می‌دهند (ویلی و همکاران، ۲۰۰۲). قرار دادن تمام متغیرها در مدل رگرسیونی روش مناسبی نیست زیرا که متغیرها به یکدیگر وابسته بوده و استفاده از تمام آن‌ها در مدل وارد کردن اطلاعات اضافی می‌باشد.

کاهش تعداد متغیرها امری رایج برای کاستن خطاهای تصادفی مدل‌های گردش عمومی جو در رابطه با متغیرهای بزرگ مقیاس و متغیر سطحی می‌باشد. برای انتخاب متغیرها می‌توان از روش آماری نظیر همبستگی جزئی و رگرسیون گام به گام استفاده نمود. در این مقاله برای انتخاب متغیرهای غالب از روش رگرسیون گام به گام پس‌رو استفاده شد. این روش برای انتخاب متغیرهای غالب در مدل‌های رگرسیونی مفید می‌باشد. دو روش کلی برای انجام رگرسیون گام به گام روش‌های پیش‌رو^۱ و پس‌رو^۲ می‌باشند. در روش پیش‌رو در ابتدا تمام متغیرهای مستقل خارج از مدل رگرسیونی هستند و در هر مرحله متغیری به مدل اضافه می‌شود، این کار ادامه پیدا می‌کند تا در هر مرحله واریانس بیشینه شود. در هر مرحله بعد از انتخاب متغیر یک آزمون فرض برای سنجش مؤثر بودن متغیر اضافه شده انجام می‌شود. روش پس‌رو نیز مشابه روش پیش‌رو است با این تفاوت که در ابتدا تمام متغیرهای مستقل در مدل قرار می‌گیرند و در هر مرحله متغیری که کمترین تأثیر را بر مدل دارد حذف می‌شود. این کار تا وقتی ادامه پیدا می‌کند که تمام متغیرهای موجود در مدل تأثیر معنی‌داری بر متغیر مستقل داشته باشند.

از سال ۱۹۶۱ تا ۲۱۰۰ موجودند که همه این داده‌ها نسبت به میانگین و انحراف معیار داده‌ها از سال ۱۹۶۱ تا ۱۹۹۰ نرمال شده‌اند. داده‌های NCEP شامل ۴۱ سال داده‌های پیش‌بینی کننده روزانه حاصل از آنالیز مجدد NCEP و نرمال‌سازی شده در دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۱ می‌باشند. لیست متغیرهای NCEP و مدل‌های گردش عمومی جو در جدول (۱) آورده شده‌اند. در این مقاله ۳ پارامتر هیدرولوژیکی یعنی بارش، دماهای بیشینه و کمینه با استفاده از نرم‌افزار ASD در سه دوره آماری ۲۰۳۹-۲۰۱۰، ۲۰۶۹-۲۰۴۰ و ۲۰۹۹-۲۰۷۰ پیش‌بینی شدند. برای قوی‌تر شدن نتایج ریزمقیاس‌نمایی، ۱۰۰ شبیه‌سازی برای تولید ۱۰۰ سری ساختگی از کمینه، بیشینه و میانگین دما و بارش روزانه انجام شد. نمای کلی از ترتیب انجام محاسبات در شکل (۲) با استفاده از مدل ASD آمده است. یکی از مهم‌ترین مراحل انجام ریزمقیاس‌نمایی آماری، انتخاب متغیرهای مستقلی است که در مدل نهایی از آن‌ها استفاده می‌شود. به متغیرهای مستقل انتخاب شده از بین متغیرهای موجود، متغیرهای غالب گفته می‌شود. متغیرهای غالب باید از نظر فیزیکی با متغیر وابسته مرتبط باشند، از نظر آماری همبستگی بالایی با متغیر وابسته داشته باشند، در دوره زمانی مورد مطالعه در دسترس بوده و در نهایت با دقت خوبی مدل شده باشند. به علت اینکه تأثیر متغیرهای مستقل بر متغیر وابسته در زمان‌های مختلف، متفاوت می‌باشد، تصمیم‌گیری در مورد متغیرهای غالب فرآیندی بسیار پیچیده است. متغیرهای غالب را می‌توان با استفاده از تجربه و دانش محلی و یا روش‌های آماری و تحلیلی انتخاب نمود. در صورت استفاده از روش‌های تجربی توصیه می‌شود که انتخاب ما شامل متغیرهایی باشد که



شکل ۲: روش محاسبات در ریزمقیاس‌نمایی آماری در نرم‌افزار ASD

جدول ۱: لیست متغیرهای NCEP و مدل‌های گردش عمومی جو

| شماره | نام متغیر | شماره | نام متغیر |
|-------|--------------------------------------|-------|--|
| ۱ | فشار سطح صفر | ۱۲ | واگرایی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال |
| ۲ | نیروی جریان هوا در سطح زمین | ۱۳ | قدرت جریان هوا سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال |
| ۳ | سرعت مداری در سطح زمین | ۱۴ | سرعت مداری ^۱ سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال |
| ۴ | سرعت نصف‌النهاری در سطح زمین | ۱۵ | سرعت نصف‌النهاری ^۲ سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال |
| ۵ | ورتیسیته در سطح زمین | ۱۶ | ورتیسیته (حالت گردابی) ^۳ سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال |
| ۶ | واگرایی در سطح زمین | ۱۷ | ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال |
| ۷ | قدرت جریان هوا سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال | ۱۸ | واگرایی ^۴ سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال |
| ۸ | سرعت مداری سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال | ۱۹ | رطوبت ویژه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال |
| ۹ | سرعت نصف‌النهاری سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال | ۲۰ | رطوبت ویژه سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال |
| ۱۰ | ورتیسیته سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال | ۲۱ | رطوبت ویژه در سطح زمین |
| ۱۱ | ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال | ۲۲ | دمای متوسط در ارتفاع ۲ متری |

1. Zonal Velocity
3. Vorticity

2. Meridional Velocity
4. Divergence

این شاخص دارای معادله زیر می‌باشد:

$$SPI_i = \frac{X_i - MX}{S} \quad (2)$$

در این معادله SPI_i شاخص استاندارد بارش در دوره زمانی i بارش جمعی در دوره i ، MX میانگین بارش در دوره جمعی i برای سری‌های تاریخی و S انحراف معیار متوسط بارش در دوره جمعی i برای سری‌های تاریخی می‌باشند. با منفی شدن این شاخص، خشکسالی آغاز و با کمتر شدن مقادیر آن بر شدت آن افزوده می‌شود. هنگامی که این شاخص مثبت شود خشکسالی پایان می‌یابد.

شاخص $PNPI$ سنجش ساده بارش برای یک منطقه خاص می‌باشد و قابلیت محاسبه در مقیاس‌های مختلفی از جمله ماهانه، سالانه، فصل رشد یا سال آبی را داراست. مفهوم اساسی آن تقسیم بارش واقعی بر بارش نرمال می‌باشد و تنها فاکتور مورد نیاز جهت محاسبه آن بارش می‌باشد. این شاخص بصورت درصد بیان و با استفاده از معادله زیر محاسبه می‌شود:

$$PNPI = \frac{P_i}{P} \times 100 \quad (3)$$

جدول (۳) طبقه‌بندی مقادیر $PNPI$ را نشان می‌دهد.

برای سنجش دقت مدل از جذر میانگین مربعات خطا استفاده می‌شود که از رابطه زیر قابل محاسبه است:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - X_{est,i})^2}{n}} \quad (1)$$

که در آن X_{obs} و X_{est} بترتیب مقادیر مشاهده شده و برآورد شده می‌باشند. در مرحله بعدی با استفاده از پارامترهای پیش‌بینی شده شاخص‌های خشکسالی نظیر SPI ، $PNPI$ و ARI محاسبه و با دوره پایه (۱۹۹۰-۱۹۶۱) مورد مقایسه قرار گرفتند. شاخص SPI در سال ۱۹۹۵ توسط مک‌کی و همکارانش ارائه شد (McKee et al., 1995) جدول (۲). این شاخص براساس تفاوت بارش از میانگین برای یک مقیاس زمانی مشخص و سپس تقسیم آن بر انحراف معیار به دست می‌آید و تنها فاکتور مؤثر در محاسبه این شاخص عنصر بارش می‌باشد. این شاخص را می‌توان در مقیاس‌های زمانی ۱، ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه محاسبه کرد. میانگین این شاخص برای هر مکان صفر است، مقادیر مثبت نشان دهنده بارش بالاتر از میانگین و مقادیر منفی بارش زیر میانگین را نشان می‌دهد.

جدول ۲: طبقه‌بندی شدت خشکسالی برای دوره‌های تر و خشک با شاخص SPI (مک‌کی و همکاران، ۱۹۹۵)

| مقدار شاخص استاندارد بارش | طبقات شدت دوره‌های خشک | زمان مربوط به هر طبقه |
|---------------------------|------------------------|-----------------------|
| بزرگتر از ۰ | بدون خشکی | ٪۴۰ |
| ۰ تا -۰/۹۹ | دوره خشک ملایم | ٪۲۴ |
| -۱ تا -۱/۴۹ | دوره خشک متوسط | ٪۹/۲ |
| -۱/۵ تا -۱/۹۹ | دوره خشک شدید | ٪۴/۴ |
| کوچکتر یا مساوی -۲ | دوره خشک خیلی شدید | ٪۲/۳ |

پیش‌بینی شده با استفاده از مدل ASD و دو سناریوی تطابق خوبی با داده‌های مشاهداتی داشتند. در مورد بارش نیز، بیشترین اختلاف بین نتایج میانگین داده‌ها در مدل و مقادیر مشاهده شده در مورد کالیبراسیون در ماه سپتامبر و ۲/۴ میلی‌متر و در دوره ارزیابی در ماه آوریل و به میزان ۲/۱ میلی‌متر است (با R^2 برابر با ۰/۸۵ و ۰/۷۲ بترتیب برای دوره‌های کالیبراسیون و ارزیابی). داده‌های بارش پیش‌بینی شده نیز تطابق خوبی با داده‌های مشاهده شده داشتند. مدل HadCM3 با دقت دما و الگوی بارش را برای دوره‌های انتخاب شده پیش‌بینی می‌کند (شکل پ، پیوست ۱). این مقادیر نشان دهنده دقت بالای مدل می‌باشند. بارش پیش‌بینی شده در ماه‌های پاییز بیش برآورد و در ماه‌های زمستان و بهار کم برآورد شد که دلیل آن را می‌توان اریب ناحیه‌ای بارش دانست (Maurer et al., 2001). بر همین اساس می‌توان گفت که این مدل در برآورد دما دارای دقت بالاتری نسبت به بارش می‌باشد و دمای پیش‌بینی شده تطابق زیادتری با داده‌های مشاهداتی داشت. نتایج حاصل از کالیبراسیون و اعتبارسنجی مدل HadCM3 نشان داد که استفاده از آن‌ها برای پیش‌بین دما و بارش برای دوره‌های آینده قابل اعتماد می‌باشد.

۲-۳- پیش‌بینی تغییر در بارش و دما در آینده

براساس پیش‌بینی‌های انجام شده، افزایش دمای بیشینه تحت سناریوی B2 کمتر از سناریوی A2 بود. بیشترین افزایش در دمای بیشینه تحت سناریوی A2 و در دوره ۲۰۷۰-۲۰۹۹ رخ می‌دهد که برای فصول بهار، تابستان، پاییز و زمستان بترتیب برابر با ۵/۸-۵/۴، ۵/۱-۵، ۴/۴-۵/۸ و ۴-۵/۶ درجه سلسیوس بود. این محدوده‌ها برای سناریوی B2 نیز بترتیب برابر با ۴/۶-۴/۳، ۴/۹-۴/۸، ۴/۹-۴/۱ و ۴-۳/۸ بودند. تحت

شاخص ARI (پانابوک، ۱۹۷۹)، میزان بارش را بصورت درصدی از تبخیر و تعرق بیان می‌کند. این شاخص جهت ارزیابی خشکسالی کشاورزی بکار برده می‌شود. این شاخص با معادله زیر محاسبه می‌شود:

$$ARI = \frac{P}{PET} \quad (4)$$

که در آن P مقدار بارش ماهانه و PET پتانسیل تبخیر و تعرق ماهانه می‌باشد. در صورتی که مقدار شاخص کمتر از ۴۰ شود خشکسالی به وقوع خواهد پیوست.

نتایج و بحث

۳-۱- کالیبراسیون و ارزیابی مدل ASD

واسنجی و ارزیابی مدل برای کمینه، بیشینه دما و بارش ماهانه با استفاده از سی سال داده‌های روزانه ۱۹۹۰-۱۹۶۱ ایستگاه مشهد انجام شد. در مورد بیشینه دما، بیشترین اختلاف بین نتایج مدل (مقادیر پیش‌بینی شده) و مقادیر مشاهده شده در دوره کالیبراسیون در ماه ژانویه و برابر با ۰/۰۲۶ درجه سلسیوس و در دوره ارزیابی در ماه آوریل و به میزان ۱/۴ درجه سلسیوس است. مقدار RMSE مدل ASD در دوره کالیبراسیون و ارزیابی بترتیب برابر با ۰/۰۱۰۲ و ۱/۲۴ درجه سلسیوس بود (با R^2 برابر با ۰/۹۹ و ۰/۹۸ بترتیب برای دوره‌های کالیبراسیون و ارزیابی) (شکل الف، پیوست ۱). در مورد کمینه دما، بیشترین اختلاف بین نتایج مدل و مقادیر مشاهده شده در مورد کالیبراسیون در ماه اکتبر و به میزان ۰/۰۲ درجه سلسیوس و در دوره ارزیابی در ماه آوریل و به میزان ۲ درجه سلسیوس بود. مقدار RMSE نیز برای دوره‌های کالیبراسیون و ارزیابی به ترتیب ۰/۰۱۴ و ۰/۹ و ۰/۹۹ بترتیب برای دوره‌های کالیبراسیون و ارزیابی) (شکل ب، پیوست ۱). کمینه و بیشینه دمای

۵/۴۲، ۲/۲۲٪ در دوره‌های ۲۰۳۹-۲۰۱۰، ۲۰۶۹-۲۰۴۰ و ۲۰۹۹-۲۰۷۰ نسبت به دوره پایه افزایش پیدا کرد که این افزایش برای سناریوی B2 بترتیب برابر با ۸/۶۳٪، ۷/۱٪ و ۶/۸۲٪ بود. در این مدل میزان افزایش پیش‌بینی شده در میانگین بارش سالانه در سناریوی B2 بیش از سناریوی A2 بود. با اینکه کل بارش سالانه در هر سه دوره نسبت به دوره پایه افزایش نشان داد ولی تفاوت بین این سه دوره بسیار ناچیز بود.

۳-۳- روند خشکسالی در دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۱

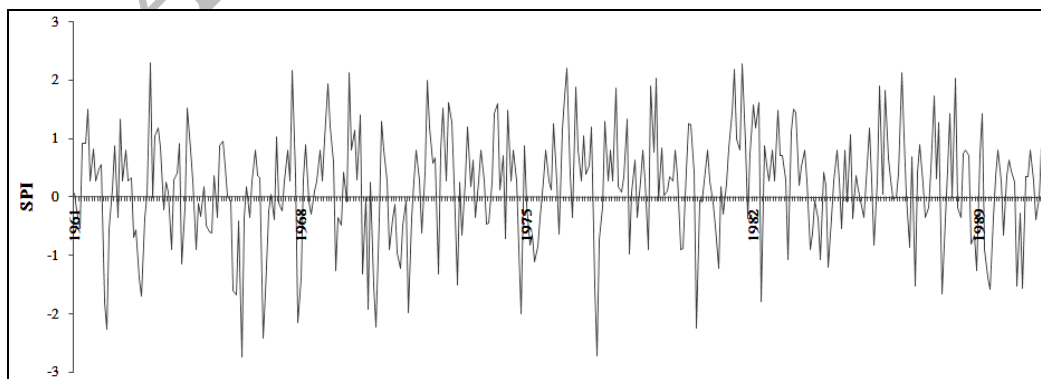
در این مرحله، شاخص SPI برای دوره‌های ۱، ۳، ۶ و ۱۲ ماهه برای دوره پایه ۱۹۹۰-۱۹۶۱ محاسبه و تغییرات آن‌ها در شکل‌های (۳ تا ۶) نشان داده شده است.

جدول ۳: مقادیر PNPI برای کلاس‌های شدت خشکسالی

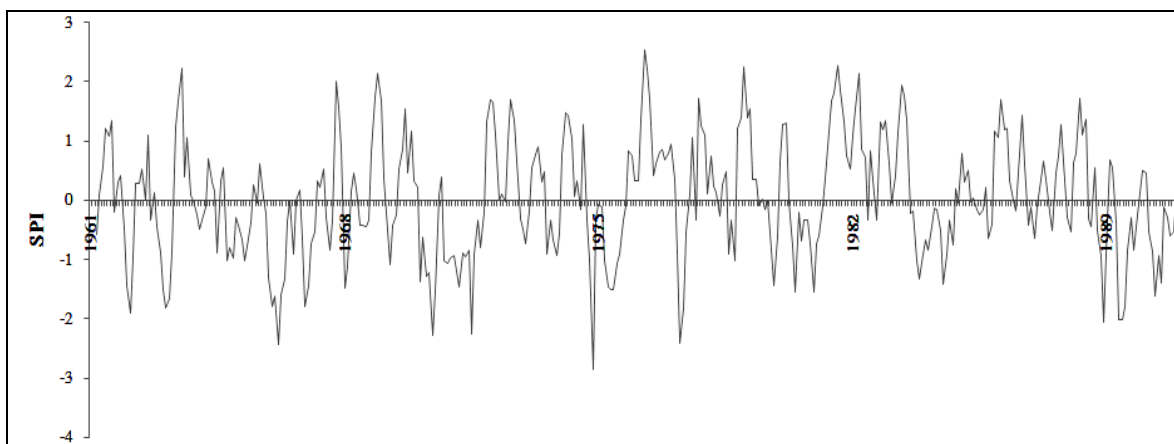
(Willeke et al., 1994)

| شاخص درصدی از نرمال | طبقه‌بندی |
|---------------------|--------------------|
| ۰/۲۵ تا ۰/۲۵- | نرمال |
| ۰/۲۵ تا ۰/۵۲- | خشکسالی ضعیف |
| ۰/۵۲ تا ۰/۸۴- | خشکسالی متوسط |
| ۰/۸۴ تا ۱/۲۸- | خشکسالی شدید |
| ۱/۲۸- یا کمتر | خشکسالی بسیار شدید |

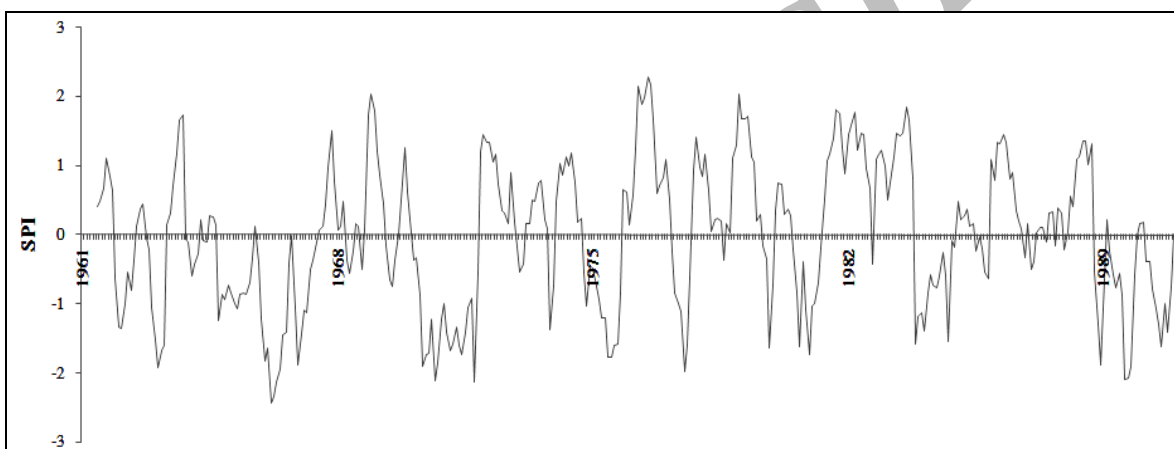
سناریوی B2، بیشترین افزایش در دمای پیشینه در ماه تابستان مشاهده شد، در صورتی که برای سناریوی A2 این افزایش پیشینه در بهار مشاهده شد. در دوره زمانی ۱۹۹۰-۲۰۹۹، دمای پیشینه پیش‌بینی شده توسط مدل HadCM3 تحت سناریوی B2 با سرعت $0.39-0.58^{\circ}\text{C}/\text{decade}$ و تحت سناریوی A2 با سرعت $0.24-0.65^{\circ}\text{C}/\text{decade}$ افزایش خواهد یافت. بالاترین میزان افزایش در دمای حداقل در مدل HadCM3 در تابستان و تحت سناریوی A2 (۳/۷) درجه سلسیوس) مشاهده شد. پیشینه افزایش در دمای کمینه برای دوره ۲۰۷۰-۲۰۹۹ تحت سناریوی A2 مشاهده شد که مقدار آن برای فصول بهار، تابستان، پاییز و زمستان دارای محدوده‌ای برابر با ۱/۷-۲، ۱/۴-۱/۸، ۱/۸-۲/۳ و ۱/۸-۱/۱ برای سناریوی B2 برابر با ۱/۹-، ۱/۴، ۱/۵-۳/۷، ۲/۳-۰/۵ و ۰/۳-۱ بود. در دوره زمانی ۱۹۹۰-۲۰۹۹، دمای کمینه پیش‌بینی شده توسط مدل HadCM3 تحت سناریوی B2 با سرعت $0.06-0.34^{\circ}\text{C}/\text{decade}$ و تحت سناریوی A2 با سرعت $0.1-0.38^{\circ}\text{C}/\text{decade}$ افزایش می‌یابد. میانگین سالانه بارش برای هر سه دوره و تحت دو سناریوی مذکور در مدل HadCM3 روندی افزایشی داشت. میانگین سالانه بارش تحت سناریوی A2 حدود ۴/۶۴٪،



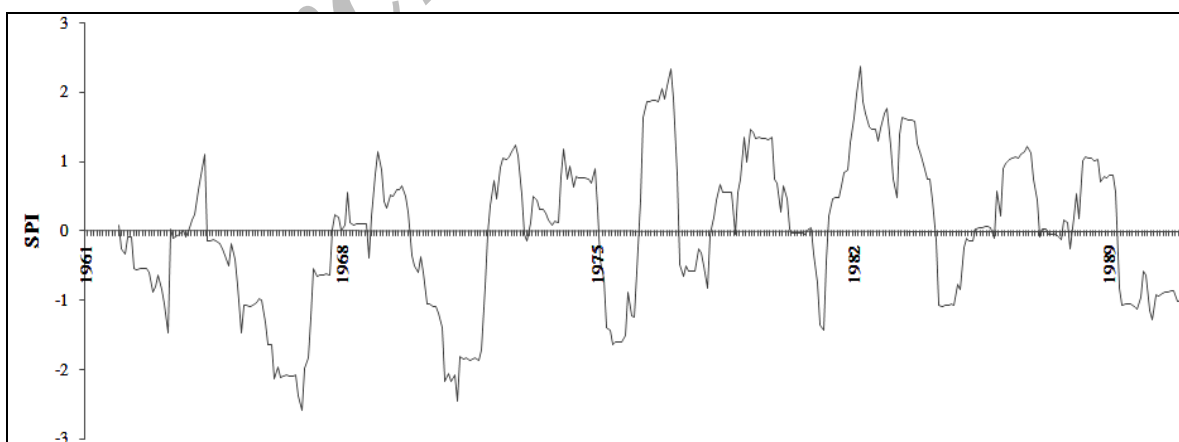
شکل ۳: سری زمانی SPI با گام زمانی یک ماهه



شکل ۴: سری زمانی SPI با گام زمانی ۳ ماهه



شکل ۵: سری زمانی SPI با گام زمانی ۶ ماهه



شکل ۶: سری زمانی SPI با گام زمانی ۱۲ ماهه

دوره‌های خشک در طی ۳۰ سال دوره آماری پایه مشخص شد که در ۱۹۰ ماه، SPI در مقیاس زمانی ۳ ماهه کوچکتر از صفر بوده است. دوره خشک ۱۹۸۳/۸ تا ۱۹۸۴/۱۰ بیشترین تداوم (۱۵ ماه) در این مقیاس زمانی را داشته است. نتایج این بررسی نشان داد که در بین دوره‌های خشک بوقوع پیوسته در منطقه، دوره خشک از ۱۹۶۴/۵ تا ۱۹۶۷/۹ بیش از ۳ سال (۴۱) بطول انجامیده است. همچنین سال‌های ۱۹۷۵ تا ۱۹۷۸ و ۱۹۸۱ تا ۱۹۸۴ سال‌های مرطوب با مقدار SPI مثبت بوده‌اند. شاخص PNPI ماهانه محاسبه شده بر اساس داده‌های دوره پایه (۱۹۹۰-۱۹۶۱) در شکل (۷) آمده است. با توجه به شکل (۷)، خشکسالی‌های زیادی در سال‌های ۱۹۶۲، ۱۹۶۶، ۱۹۶۷، ۱۹۷۸، ۱۹۸۰ و ۱۹۹۰ با مدت یک ماه رخ می‌دهد. در شاخص ARI، مقادیر بارش بصورت درصدی از پتانسیل تبخیر و تعرق بیان می‌شوند. در صورتی که مقدار این شاخص کمتر از ۴۰ شود، در آن ماه خشکسالی رخ می‌دهد. با محاسبه این شاخص با مقیاس ماهانه برای دوره پایه (۱۹۹۰-۱۹۶۱) مشخص می‌شود که ماه‌های خشک با فراوانی بالاتر از ۴۰ درصد در این دوره رخ می‌دهند. بر اساس نتایج حاصله این ماه‌های خشک بصورت نامنظم در طول سال بوقوع می‌پیوندند. اکثر سال‌های مورد مطالعه دوره‌های خشکی را از می تا اکتبر تجربه می‌کنند. طولانی‌ترین دوره خشک در سال‌های ۱۹۶۵ و ۱۹۸۰ از آوریل تا دسامبر مشاهده می‌شود (شکل ۸).

دوره خشک بر روی توسعه گیاه مؤثر می‌باشد ولی اگر این دوره خشک بیشتر از دو ماه بطول بیانجامد بر روی عملکرد نیز تأثیرگذار خواهد بود. در این وضعیت گیاه نیاز به آبیاری تکمیلی برای جبران کمبود بارش در طول دوره رشد خود می‌باشد. براساس شکل (۸)،

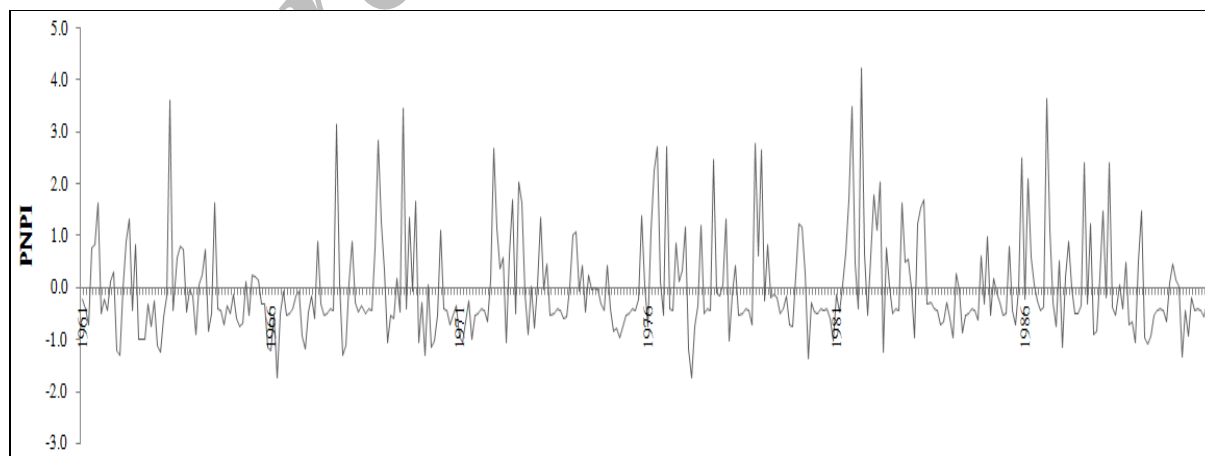
در مقیاس‌های زمانی کوتاه‌مدت، دوره‌های خشک ($SPI < 0$) و تر ($SPI > 0$) دارای تناوب بالایی هستند، با افزایش مقیاس زمانی، تناوب دوره‌های خشک کمتر می‌شود (سرانو و مورنا، ۲۰۰۵).

آنالیز سری‌های زمانی یک و سه ماهه SPI نشان داد که کمترین مقدار مشاهده شده این شاخص در ماه مارس سال ۱۹۶۶ بوده است شکل (۳ و ۴). با توجه به شکل‌های (۵ و ۶) (مقادیر ۶ و ۱۲ ماهه SPI) مشخص شد که خشکسالی در سال‌های ۱۹۶۵-۱۹۶۶، ۱۹۷۰، ۱۹۷۱، ۱۹۶۷-۱۹۶۲، ۱۹۷۱-۱۹۷۰ و ۱۹۸۹-۱۹۹۰ دارای فراوانی وقوع بالایی بوده است. در مقیاس سالانه SPI چندین دوره خشکسالی شدید در طول دوره‌های ۱۹۷۱-۱۹۷۰، ۱۹۶۷-۱۹۶۶، ۱۹۸۴-۱۹۸۳ و ۱۹۹۰-۱۹۸۹ مشاهده می‌شود. با بررسی داده‌های بارش در دوره آماری پایه (۱۹۹۰-۱۹۶۱) مشخص می‌شود که سال ۱۹۶۶ دارای کمترین میزان بارش بوده است و خشکسالی به وقوع پیوسته در این سال از خشکسالی‌های بسیار شدید بوده است. نمودارهای ۳ تا ۶ نشان دهنده این موضوع هستند که در کلیه مقیاس‌های زمانی در دوره پایه و در منطقه مورد مطالعه، تکرار دوره‌های خشک افزایش ولی از شدت آن‌ها کاسته شده است. همچنین این شکل‌ها نشان می‌دهند که طول دوره خشک با افزایش مقیاس زمانی شاخص SPI افزایش ولی تکرار این دوره‌های خشک طولانی کاسته شده است. جدول ۴ مقادیر مثبت و منفی و همچنین طول دوره‌های تر و خشک را در دوره پایه نشان می‌دهد. بر طبق نتایج حاصله جدول (۴) دوره آماری ۱۹۸۱ تا ۱۹۸۴ از دوره‌های نسبتاً مرطوب بوده و تداوم دوره خشک در این دوره نسبت به دوره‌های دیگر کمتر می‌باشد. در بررسی SPI‌های کوچکتر از صفر و تداوم

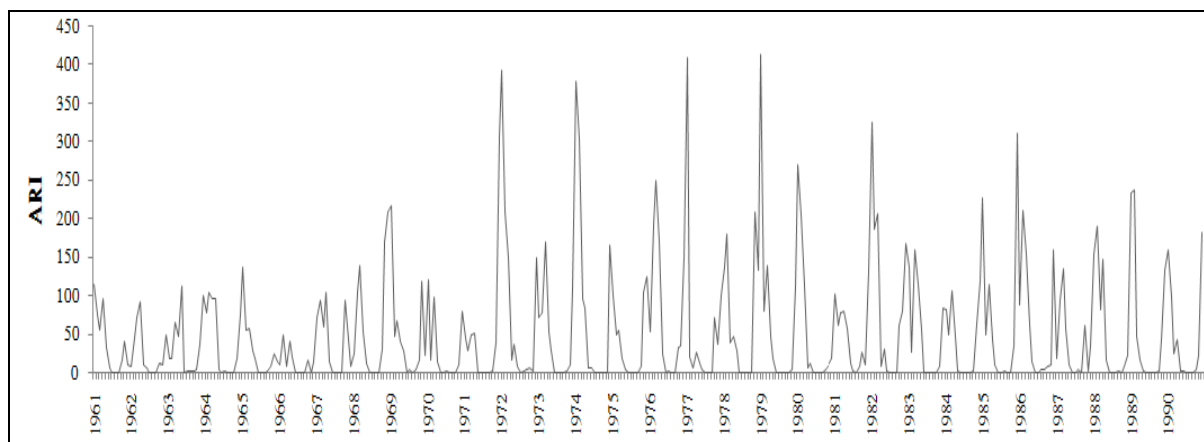
بیشترین و کمترین مقدار مشاهده شده ARI در سال‌های ۱۹۸۱ و ۱۹۶۶ مشاهده شده است.

جدول ۴: تعداد، تداوم، زمان وقوع و خاتمه دوره های خشک در حوضه کشف‌رود با استفاده از گام‌های زمانی مختلف SPI

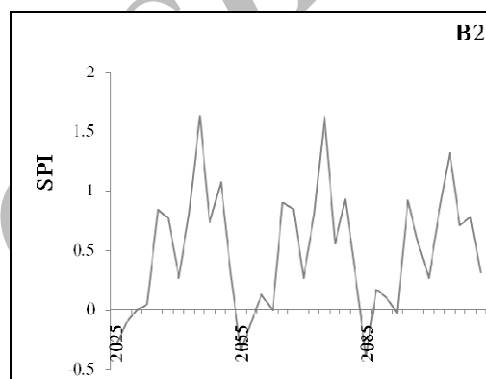
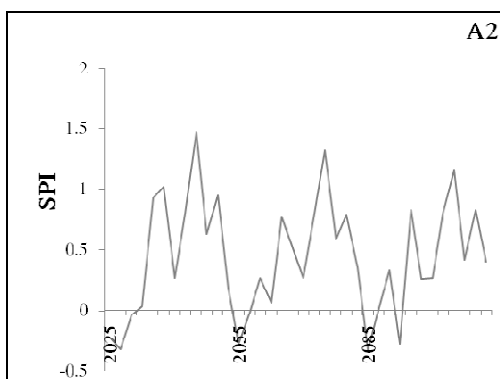
| خصوصیات | ۱ ماهه | ۳ ماهه | ۶ ماهه | ۱۲ ماهه |
|-------------------------------|--|----------------------|----------------------|---------------------|
| تعداد $SPI < 0$ | ۱۳۲ | ۱۹۰ | ۱۷۳ | ۱۶۷ |
| طولانی‌ترین مدت خشکسالی | ۹ | ۱۵ | ۲۲ | ۴۱ |
| تعداد خشکسالی با بیشترین مدت | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ |
| زمان وقوع طولانی‌ترین خشکسالی | ۱۹۷۱/۶ | از ۱۹۸۳/۸ تا ۱۹۸۴/۱۰ | از ۱۹۷۰/۲ تا ۱۹۷۱/۱۱ | از ۱۹۶۴/۵ تا ۱۹۶۷/۹ |
| تعداد $SPI > 0$ | ۲۲۶ | ۱۷۸ | ۱۸۲ | ۱۸۲ |
| طولانی‌ترین مدت ترسالی | ۹ | ۱۶ | ۱۶ | ۳۵ |
| تعداد ترسالی با بیشترین مدت | ۲ | ۱ | ۱ | ۱ |
| زمان وقوع طولانی‌ترین ترسالی | از ۱۹۷۷/۶ تا ۱۹۷۸/۲ از ۱۹۸۳/۵ تا ۱۹۸۲/۵ | از ۱۹۷۵/۱۱ تا ۱۹۷۷/۲ | از ۱۹۸۱/۵ تا ۱۹۸۲/۸ | از ۱۹۸۱/۵ تا ۱۹۸۴/۳ |



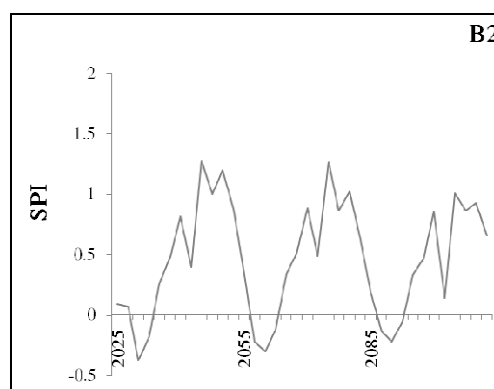
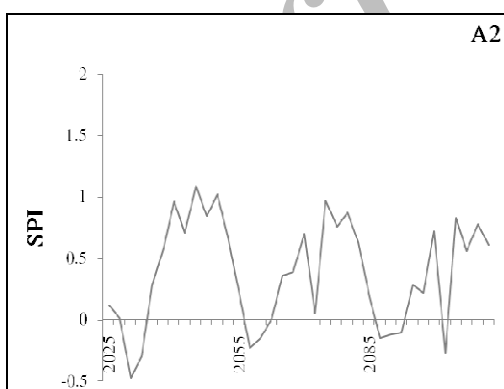
شکل ۷: شاخص ماهانه PNPI برای دوره پایه (۱۹۹۰-۱۹۶۱)



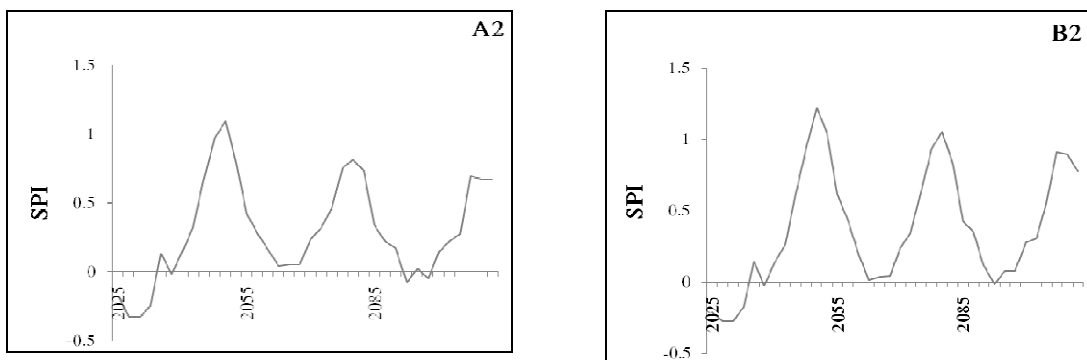
شکل ۸: شاخص ماهانه ARI برای دوره پایه (۱۹۶۱-۱۹۹۰)



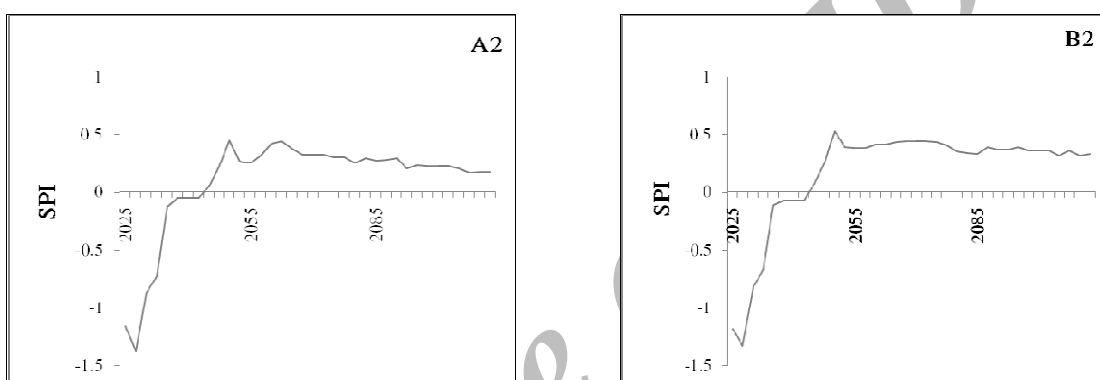
شکل ۹: SPI یک ماهه محاسبه شده براساس پیش‌بینی انجام شده با مدل HadCM3 و سناریوهای انتشار A2 و B2



شکل ۱۰: SPI سه ماهه محاسبه شده براساس پیش‌بینی انجام شده با مدل HadCM3 و سناریوهای انتشار A2 و B2



شکل ۱۱: SPI شش ماهه محاسبه شده براساس پیش‌بینی انجام شده با مدل HadCM3 و سناریوهای انتشار A2 و B2



شکل ۱۲: SPI دوازده ماهه محاسبه شده براساس پیش‌بینی انجام شده با مدل HadCM3 و سناریوهای انتشار A2 و B2

تحت هر دو سناریو و برای تمامی دوره‌ها افزایش خواهد یافت. سناریوی A2 خشکسالی‌های شدیدتری را نسبت به سناریوی B2 تولید می‌کند. گل محمدی (۱۳۸۸) نیز تأثیر تغییر اقلیم بر شدت و فراوانی خشکسالی در حوضه قره‌سو از زیرحوضه‌های کرخه در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹، تحت سناریوی انتشار A2 و مدل HadCM3 مورد بررسی قرار داد. شاخص خشکسالی مورد استفاده SPI و برای مقیاس‌های زمانی ۶، ۱۲ و ۲۴ ماهه بود. مقایسه نتایج این مطالعه نشان دهنده تغییر در میزان بارندگی و به تبع آن تغییر در شدت و فراوانی خشکسالی برای مقیاس‌های ۶، ۱۲ و ۲۴ ماهه در سال‌های آتی نسبت به دوره حال بود. او نشان داد که

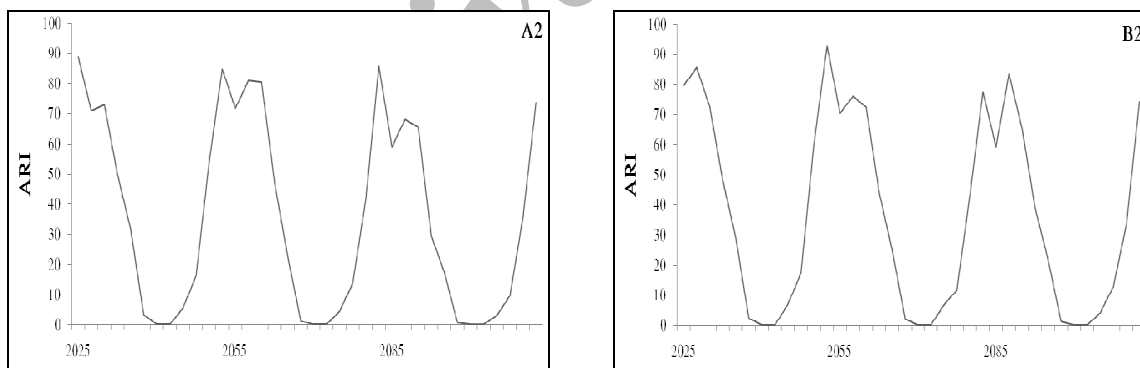
۳-۴- پیش‌بینی روند خشکسالی تحت شرایط تغییر اقلیم

تغییر در روند پارامترهای اقلیمی نظیر بارش و دما بر شدت خشکسالی تأثیرگذار خواهد بود. در این مطالعه تأثیر افزایش یا کاهش بارش و دما بر روی شرایط خشکسالی در آینده با استفاده از شاخص‌های خشکسالی مذکور مورد مطالعه قرار گرفت.

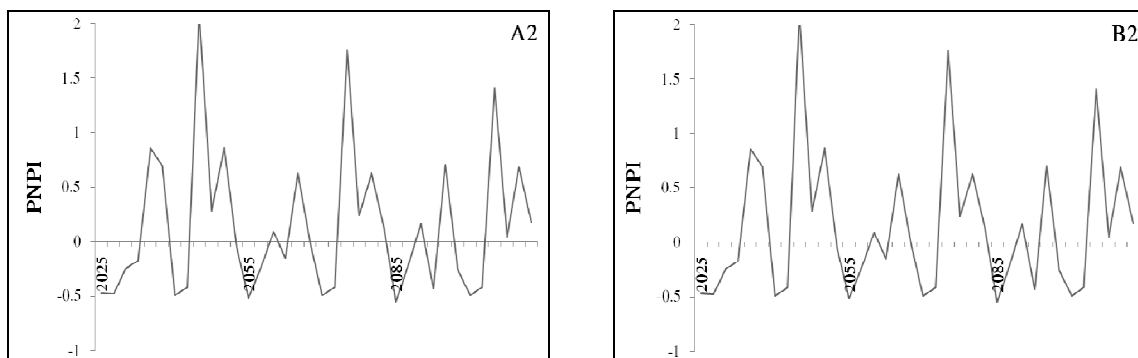
مقادیر SPI محاسبه شده در مقیاس‌های زمانی ۱، ۳، ۶ و ۱۲ ماهه به ترتیب در شکل‌های (۹ تا ۱۲) نشان داده شده‌اند. شدت خشکسالی در دوره‌های ۲۰۵۵ و ۲۰۸۵ نسبت به دوره پایه افزایش خواهد یافت. نتایج نشان می‌دهد که شدت و مدت خشکسالی ($SPI < 0$)

به جز سال ۱۹۶۶، حدود ۷۵ درصد از سال‌ها PNPI کمتر از ۰/۲۵- (نرمال) را تجربه خواهند کرد. مقادیر برآورد شده PNPI تحت سناریوی A2 دارای بالاترین مقادیر می‌باشند، بدین معنی که سناریوی A2 دوره‌های خشک را کمتر از سناریوی پیش‌بینی می‌کند. برای دوره ۲۰۲۵ تحت سناریوی A2، تعداد ماه‌های نرمال نسبت به دوره پایه مورد مطالعه افزایش خواهند بود. تحت این سناریو تعداد ماه‌های نرمال، خشکسالی ضعیف و خشکسالی متوسط حدود ۶۶/۷٪، ۳۰/۶۵٪ و ۲/۷۸٪ در دوره‌های مورد مطالعه پیش‌بینی می‌شوند. نتایج نشان داد که تحت هر دو سناریو دوره‌های خشک افزایش پیدا می‌کنند و تفاوت بین دو سناریو معنی‌دار نخواهد بود. بر اساس مقادیر محاسبه شده میزان شدت خشکسالی بطور متوسط ۱/۱٪ و ۶/۶٪ تحت سناریوی A2 و B2 افزایش خواهد یافت.

حوضه در دوره ۲۰۴۰-۲۰۶۹ میلادی شاهد افزایش بارش و به تبع آن کاهش شدت خشکسالی نسبت به دوره پایه خواهد بود. این کاهش شدت، برای مقیاس‌های زمانی ۶ و ۱۲ ماهه با افزایش دوره بازگشت افزایش می‌یابد. مقادیر پیش‌بینی شده ARI در شکل ۱۳ نشان داده شده است. روند ARI در دوره‌های آتی مورد مطالعه روندی کاهشی خواهد داشت. این درصد کاهش تحت سناریوی A2 ۲۱٪، ۲۶٪ و ۴۰٪ به ترتیب برای دوره‌های ۲۰۲۵، ۲۰۵۵ و ۲۰۸۵ خواهد بود. این کاهش برای سناریوی B2 بترتیب برای دوره‌های مورد مطالعه ۱۸٪، ۲۹٪ و ۳۴٪ خواهد بود. مقایسه دو سناریوی انتشار نشان داد که سناریوی B2 دوره‌های خشک کوتاه مدت‌تری را نسبت به سناریوی A2 برای تمامی دوره‌های مورد مطالعه تولید می‌کند. مقادیر برآورد شده ماهانه PNPI نیز برای دوره‌های ۲۰۲۵، ۲۰۵۵ و ۲۰۸۵ در شکل (۱۴) آورده شده است. بر اساس نتایج حاصله،



شکل ۱۳: ARI ماهانه محاسبه شده براساس پیش‌بینی انجام شده با مدل HadCM3 و سناریوهای انتشار A2 و B2



شکل ۱۴: PNPI ماهه محاسبه شده بر اساس پیش‌بینی انجام شده با مدل HadCM3 و سناریوهای انتشار A2 و B2

نتیجه‌گیری

ملازم تا متوسط قرار خواهد گرفت تا شدید. تغییر اقلیم به میزان زیادی بر خشکسالی تأثیرگذار بوده و موجب افزایش دوره‌های خشک می‌شود (این نتایج که بر اساس خروجی مدل HadCM3 حاصل شدند با عدم قطعیت همراه می‌باشند). بر طبق نتایج حاصله می‌توان برنامه‌ریزی‌های مفیدی در بخش‌های کشاورزی، منابع آب و محیط زیست انجام داد. بطورکلی باید گفت که وقوع خشکسالی از ویژگی‌های اصلی آب و هوای ایران محسوب می‌شود که هم در قلمرو آب و هوای مرطوب و هم خشک قابل مشاهده است. این حالت در نتیجه وجود نوسانات آب و هوایی شدید در مقیاس‌های مختلف زمانی حاصل می‌شود. ویژگی‌های خشکسالی ایران نشان می‌دهد که بطورکلی هیچ منطقه‌ای از کشور، از این پدیده در امان نبوده و به نسبت موقعیت طبیعی خود اثرهای این پدیده مخرب را تجربه می‌نماید و بخش‌های جنوبی، شرقی و مرکزی خصوصاً خراسان به علت نوسانات بیشتر در مقادیر بارندگی، از آسیب‌پذیری زیادتری برخوردار هستند. با پیش‌بینی روند خشکسالی می‌توان برنامه‌ریزی‌های مفیدی در جهت استفاده بهینه از منابع آبی ارائه نمود.

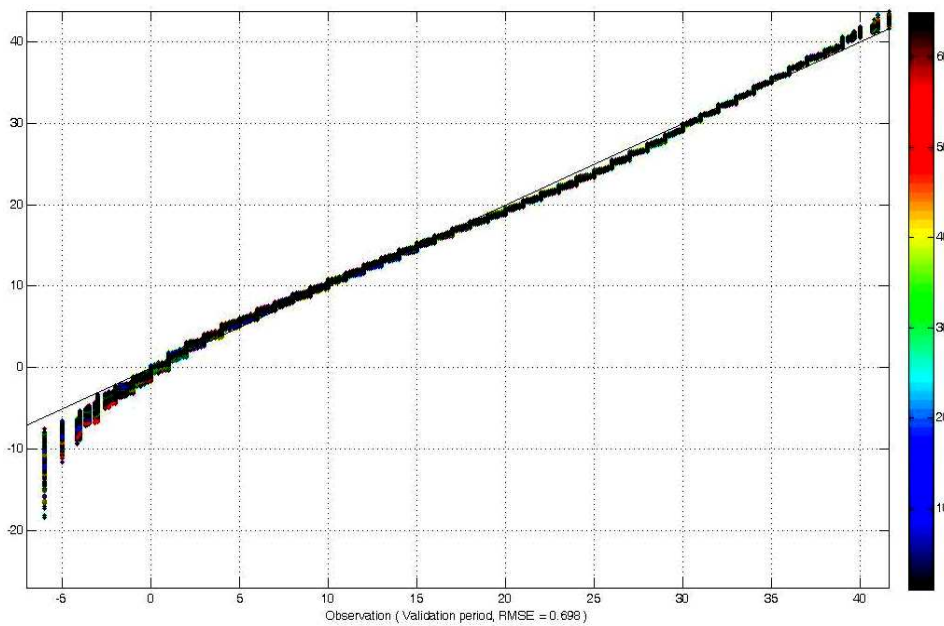
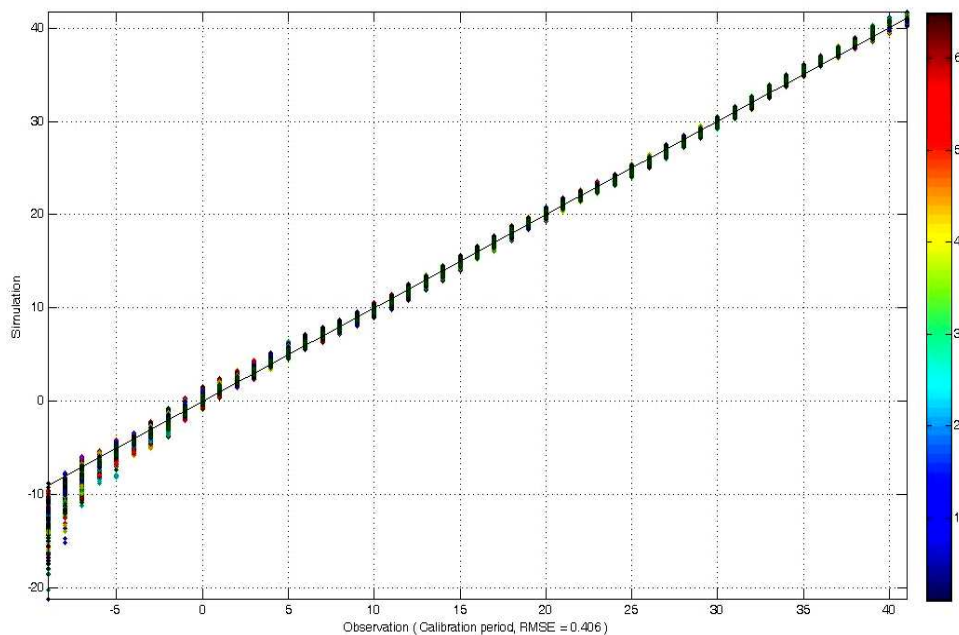
دما، بارش و رطوبت خاک از پارامترهای تأثیرگذار بر تولیدات کشاورزی می‌باشند. تغییر در این پارامترها تحت شرایط تغییر اقلیم موجب تغییر در روند خشکسالی‌ها می‌گردد. در این مطالعه خروجی‌های مدل HadCM3 برای برآورد بارش و دما در دوره‌های زمانی ۲۰۱۰-۲۰۳۹، ۲۰۴۰-۲۰۶۹ و ۲۰۷۰-۲۰۹۹ استفاده شدند. ریزمقیاس‌نمایی خروجی‌های مدل HadCM3 افزایش در دما و بارش را برای همه دوره‌های زمانی و سناریوهای انتشار نشان داد. آنالیز شاخص‌های خشکسالی نشان داد که فراوانی وقوع خشکسالی هواشناسی بر اساس تغییر در میزان بارش و دما روندی افزایشی را نشان داد. در مقابل خشکسالی هواشناسی، خشکسالی هیدرولوژیکی محاسبه شده با شاخص SPI افزایش در شدت و فراوانی وقوع خشکسالی را تحت دو سناریوی انتشار نشان می‌دهد. نتایج حاصله از دو شاخص SPI و ARI متفاوت از یکدیگرند زیرا در محاسبه شاخص از پارامتر دما نیز برای محاسبه تبخیر و تعرق استفاده می‌شود. شاخص درصد از نرمال و SPI دارای همبستگی بالایی می‌باشند. براساس نتایج حاصله، حوضه کشف‌رود بیشتر تحت تأثیر خشکسالی‌های

منابع

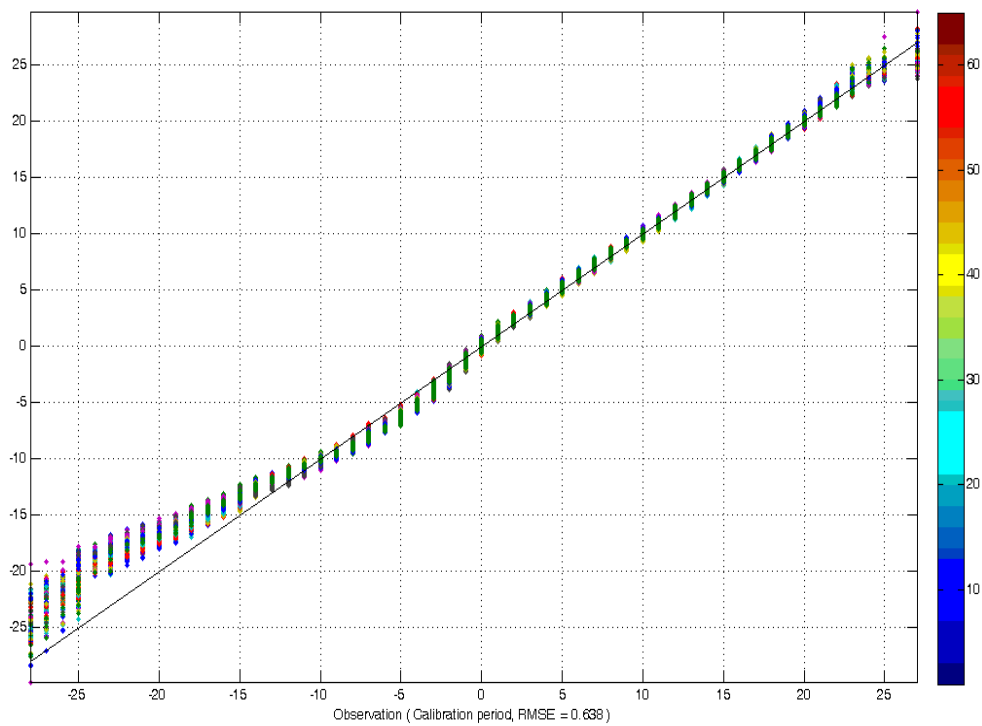
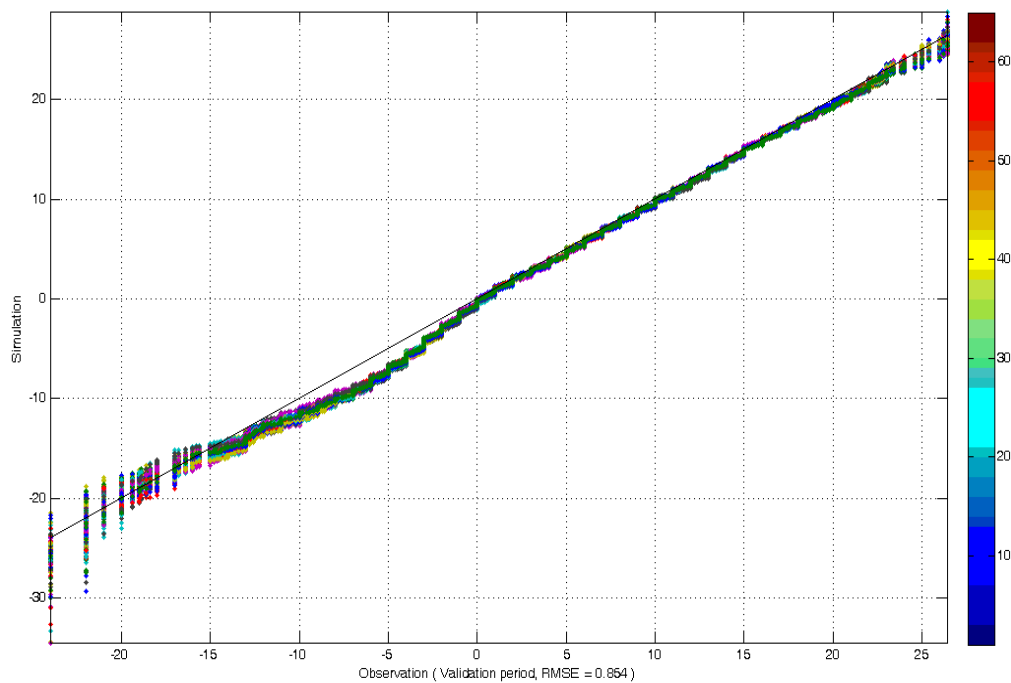
1. Al-Qinna M. I., N. A. Hammouri, M. M. Obeidat and F. Y. Ahmad, 2010, Drought analysis in Jordan under current and future climates. *Climate change*, DOI 10.1007/s10584-010-9954-y.
2. Dai, A., 2010, Drought under global warming: a review. *Climate Change*, No. 2, pp. 45- 65.
3. Dubrovsky, M., M. D. Svoboda, M. Trnka, M. J. Hayes, D. A. Wilhite, Z. Zalud and P. Hlavinka, 2009, Application of relative drought indices in assessing climate-change impacts on drought conditions. *Theoretical Applied Climatology*, No. 96, pp. 155–171.
4. Golmohamadi, M. 2009. Impact of climate change on intensity and frequency of drought at future periods, using SPI. Thesis of Master Science, university of Tehran.
5. Gordon C., C. Cooper, C. A. Seinor, H. Banks, J. M. Gregory, T. G. Johns, J. F. B. Mitchell and R. A. Wood, 2000, The simulation of SST, Seas ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Center coupled model without flux adjustment. *Climate Dynamics*, No.16, pp. 147-168.
6. Hausken, E. M., 2004, Contrasting climate variability and meteorological drought with perceived drought and climate change in northern Ethiopia. *Climate Research*, No. 27, pp. 19-31.
7. Hayes, M. J., C. Alvord and J. Lowrey, 2007, Drought indices. *Intermountain West Climate Summary*, Vol. 3, No. 6, pp. 2-6.
8. Hessami, M., Gachon, P., Quarda, T. B. M. J. and A. St-Hilaire, 2008, Automated regression-based Statistical Downscaling tool. *Environmental Modeling and Software*, Vol. 23, No. 6, pp. 813-834.
9. IPCC, 2001, *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. editors: J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. Van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. A. Johnson. Cambridge. U. K, Cambridge University Press.
10. Kebat P., R. E. Schulze, M. E. Hellmuth and J. A. Veraart(eds), 2002, *Coping with impacts of climate variability and climate change in water management: A scoping paper*. International Secretariat of the Dialogue on water and climate, Wageningen.
11. Kim D. W., and H. R. Byun, 2009, Future pattern of Asian drought under global warming scenario. *Theoretical and Applied Climatology*, No. 98, pp. 137-150.
12. Kirono, D. G., K. Hennessy, F. Mpelasoka, J. Bathols, and D. Kent, 2009, The impact of climate change on the drought variability over Australia. *Geophysical Research Abstracts*, No. 11, EGU2009-11809-1.
13. Li Y., W. Ye, M. Wang and X. Yan, 2009, Climate change and drought: a risk assessment of crop-yield impacts. *Climate Research*, No. 39, pp. 31-46.
14. Li, Wenhong, R. Fu, R. I. N. Juarez² and K. Fernandes, 2007, Observed change of the standardized precipitation index, its potential cause and implications to future climate change in the Amazon region. *Philosophical Transactions of The Royal Society*, doi:10.1098/rstb.2007.0022 .1-7.
15. Loukas A., L. Vasiliades and J. Tzabiras, 2007, Evaluation of climate change on drought impulses in Thessaly, Greece, *European Water Journal*, Vol. 17, No. 18, pp. 17-28.
16. Loukas, A. and L. Vasiliades, 2004, Probabilistic analysis of drought spatiotemporal characteristics in Thessaly region, Greece. *Natural Hazards Earth System Science*, No. 4, pp. 719-731.
17. Loukas, A., L. Vasiliades, and J. Tzabiras. 2008, Climate change effects on drought severity. *Advances in Geosciences*, No. 17, pp. 23-29.
18. Maurer, E. P., G. M. O'Donnell, D. P. Lettenmaier and J. O. Roads, 2001, Evaluation of the land surface water budget in NCEP/NCAR and NCEP/DOE reanalysis using an off-line hydrologic model. *Journal Geophysical Research*, No. 106, pp. 17841-17862.
19. McKee, T. B., N. J. Doesken, and J. Kleist, 1993, The relationship of drought frequency and duration to time scales. In *Proceedings of the 8th Conference of Applied Climatology*, 17-22 January 1993, Anaheim, CA. American Meteorological Society, pp. 179-184.

20. McKee, T. B., N. J. Doesken, and J. Kleist, 1995, Drought monitoring with multiple time scales. In Proceedings of the 9th Conference on Applied Climatology, 15-20 January 1995, Dallas, TX. American Meteorological Society, pp. 233-236.
21. Mpelasoka F., K. Hennessy. R. Jones and B. Bates, 2008, Comparison of suitable drought indices for climate change impacts assessment over Australia towards resource management. International Journal of Climatology, No. 28, pp. 1283-1292.
22. Oliver, J. E., 2005, Encyclopedia of word climatology. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Berlin Heidelberg New York; 855 pp.
23. Palmer, W. C., 1965, Meteorological drought response plans. Water Resource Report, No. 44.
24. Palmer, W. C., 1965, Meteorological drought. Office of Climatology, Research Paper 45, U.S. Weather Bureau, 58 pp.
25. Panabokke, C. R., 1979, Agro-ecological zones of south and Southeast Asia. FAO Regional Office for Asia and the Far East. Bangkok 2, Thailand, 10 pp.
26. Pirie, R. L., R. C. Deloe and R. Kreutzwiser, 2004, Drought planning and water allocation and assessment of local capacity in Minnesota. Journal of Environmental Management, No. 73, pp. 25-38.
27. Sanaeinejad, S.H., H. Ansari, K. Davari and S. Morid. 2003. Assessment of drought in a different time periods, using SPI. A case study of Mashhad area. Journal of water and soil, Vol.17, No.2, pp.201-209.
28. Sheffield J., and E. F. Wood, 2008, Projected change drought occurrence under future global warming from multi model, multi scenario, IPCC AR4, simulations. Climate Dynamics, No. 31, pp. 79-105.
29. Sousa, P. M., R. M. Trigo, P. Aizpurua, R. Nieto, L. Gimeno, and R. Garcia-Herrera, 2011, Trends and extremes of drought indices throughout the 20th century in the Mediterranean. Natural Hazards and Earth System Sciences, No. 11, pp. 33-51.
30. Tsakiris, G. and D. Tigkas, 2007, Drought risk in agriculture in Mediterranean regions, Case study: Eastern Crete. Chapter 19 in Rossi, G. et al (Eds), Methods and tools for drought analysis and management. Springer, pp. 399-414.
31. Vicente-Serrano, S. M., and J. I. Lopez-Moreno, 2005, Hydrological response to different time scales of climatological drought: an evaluation of the Standardized Precipitation Index in a mountainous Mediterranean basin. Hydrology and Earth System Sciences, No. 9, pp. 523-533.
32. Weghorst, K., 1996, The reclamation drought index: Guidelines and practical applications. Bureau of Reclamation, Denver (CO), 6 pp.
33. Wilby, R. L., C. W. Dawson and E. M. Barrow, 2002, SDSM-A decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. Environmental modeling and Software, No. 17, pp. 147-159.
34. Willeke, G., J. R. M. Hosking, J. R. Wallis and N. B. Guttman, 1994, The National Drought Atlas. Institute for Water Resources Report 94-NDS-4, U.S. Army Corps of Engineers.

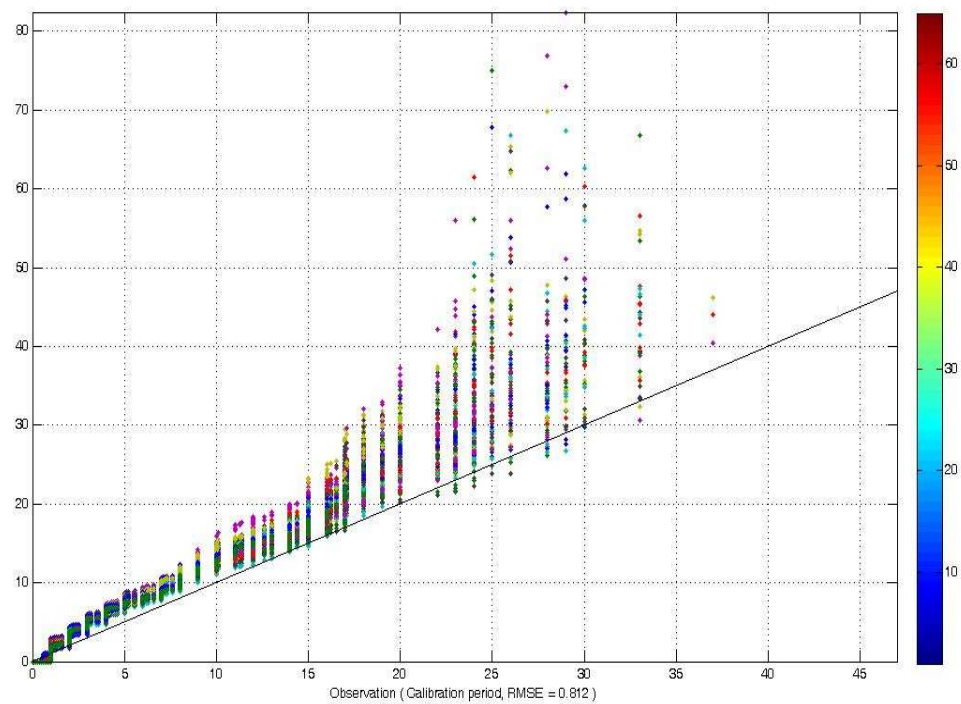
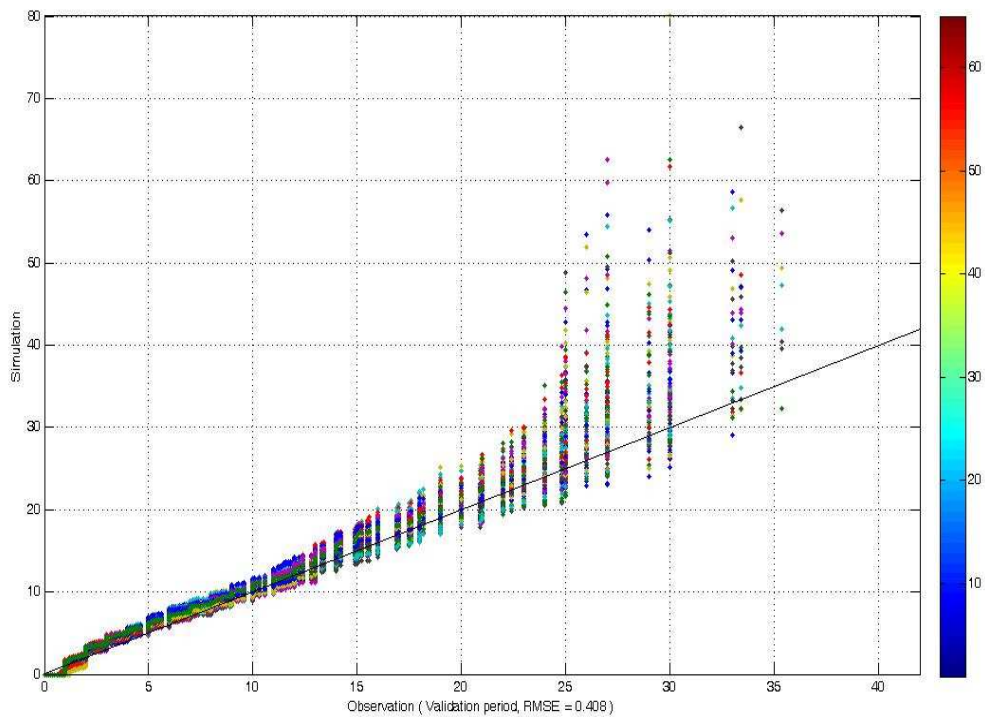
پیوست ۱:



شکل الف. مقایسه مقادیر مشاهده شده و پیش‌بینی شده دمای حداکثر توسط مدل در دوره واسنجی و ارزیابی



شکل ب. مقایسه مقادیر مشاهده شده و پیش‌بینی شده دمای حداقل توسط مدل در دوره واسنجی و ارزیابی



شکل پ. مقایسه مقادیر مشاهده شده و پیش‌بینی شده میانگین بارش ماهانه توسط مدل در دوره واسنجی و ارزیابی