

به نام خدا

نشریه هواشناسی کشاورزی

جلد ۷، شماره ۲، پاییز و زمستان ۱۳۹۸

اعتبار: علمی - پژوهشی

درجه علمی - پژوهشی این نشریه از تاریخ دومین شماره انتشار، طی نامه شماره ۳/۱۸/۱۳۹۴۱۲ مورخ ۳۰/۰۷/۱۳۹۳ کمیسیون بررسی نشریات علمی وزارت علوم، تحقیقات و فناوری به انجمن مهندسی آبیاری و آب ایران ابلاغ شده است.

صاحب امتیاز:	انجمن مهندسی آبیاری و آب ایران
مدیر مسئول:	بهرام بختیاری
سردبیر:	علی خلیلی
مدیر داخلی:	نوذر قهرمان

اعضای هیأت تحریریه:

ایران نژاد، پرویز	دانشیار (دانشگاه تهران)	خلیلی، علی	استاد (دانشگاه تهران)
بارانی، غلامعباس	استاد (دانشگاه شهید باهنر کرمان)	رائینی، محمود	استاد (دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری)
بختیاری، بهرام	دانشیار (دانشگاه شهید باهنر کرمان)	قهرمان، نوذر	دانشیار (دانشگاه تهران)
بلوری زاده، محمدآقا	استاد (دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته کرمان)	کمالی، غلامعلی	دانشیار (واحد علوم و تحقیقات تهران، دانشگاه آزاد اسلامی)

ناشر: انجمن مهندسی آبیاری و آب ایران

ویراستاران انگلیسی: دکتر نوذر قهرمان، دکتر محمود رائینی سرجاز - ویراستاران فنی: دکتر بهرام بختیاری، دکتر نوذر قهرمان
طرح روی جلد: معین گنجعلیخانی
مسئول دبیرخانه نشریه: زهرا افضلی گروه

این نشریه در پایگاه‌های زیر نمایه شده است:

پایگاه استنادی علوم جهان اسلام (ISC)، پایگاه اطلاعات علمی جهاد دانشگاهی (SID)، بانک اطلاعات نشریات کشور (Magiran)، سیویلیکا، Cite Factor، Academic Resource Index - Research Bib، Scientific Indexing Service (SIS).

نشانی: کرمان، انتهای بلوار ۲۲ بهمن، دانشگاه شهید باهنر کرمان، دفتر انجمن مهندسی آبیاری و آب ایران، نشریه هواشناسی کشاورزی - کدپستی ۱۴۱۱۱-۷۶۱۶۹-۷۶۱۶۹-۳۳۲۵۷۱۹۰-۳۴ تلفن و نمابر: ۰۳۴-۳۳۲۵۷۱۹۰

وب سایت: <http://agrimet.ir>

پست الکترونیک: agromet_journal@yahoo.com

این نشریه به صورت دوفصلنامه (دو شماره در سال) چاپ و منتشر می‌گردد.



داوران این شماره

دانشگاه تهران	دکتر فرهنگ احمدی گیوی
دانشگاه گیلان	دکتر روح الله اوجی
سازمان هواشناسی کشور	دکتر مجید آزادی
پژوهشکده اقلیم‌شناسی مشهد	دکتر ایمان بابائیان
دانشگاه شهید باهنر کرمان	دکتر بهرام بختیاری
دانشگاه تهران	دکتر جواد بذرافشان
دانشگاه تهران	دکتر علی خلیلی
دانشگاه کردستان	دکتر یونس خوشخو
دانشگاه تهران	دکتر علی اصغر درویش صفت
سازمان هواشناسی کشور	مهندس پرویز رضازاده
دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری	دکتر کریم سلیمانی
دانشگاه شهید باهنر کرمان	دکتر نسرين سياري
دانشگاه شیراز	دکتر امین شیروانی
دانشگاه فردوسی مشهد	دکتر علیرضا فرید حسینی
دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان	دکتر خلیل قربانی
دانشگاه تهران	دکتر نوذر قهرمان



فهرست مقالات

- ۱ سخن سردبیر
علی خلیلی
- ۳ تسلیت
- ۴ پایش روزانه تأثیر خشکسالی بر پوشش گیاهی با استفاده از داده‌های بارش شبکه INTERIM و تصاویر سنجنده MODIS (مطالعه موردی: استان کرمانشاه)
پریم ززرگان، جواد بذرافشان، زهرا آقاشریعتمداری، سمیه حاجبی، سعیده کمالی
- ۱۶ ارزیابی مدل برف واسنجی شده طرحواره سطح NOAH-MP جفت شده در مدل WRF با تصاویر سنجنده مودیس در نواحی با ویژگی‌های متفاوت سطح
مهرانه خدامرادپور، پرویز ایران نژاد
- ۲۷ پایش خشکسالی هواشناسی با استفاده از شاخص SPI (مطالعه موردی: استان لرستان)
حسن ترابی پوده، رضا دهقانی
- ۳۶ برآورد بارندگی در حوضه جازموریان با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و ایستگاه‌های زمینی
مجتبی سلیمانی ساردو، مهدی سلیمانی مطلق، زهره ابراهیمی خوسفی
- ۴۵ پهنه‌بندی مکانی تبخیر از تشت و برخی عوامل اقلیمی مؤثر بر آن با روش‌های زمین‌آماري (مطالعه موردی: استان فارس)
سید علی اکبر موسوی
- ۵۶ بررسی روند رویدادهای اقلیمی حدی در استان خراسان جنوبی
الهام عابدینی، محمد موسوی بایگی، عباس خاشعی سیوکی، یحیی سلاح ورزی

تسلیت

دانشمند فرهیخته جناب آقای دکتر محمد جواد خانجانی استاد دانشگاه شهید باهنر کرمان، رئیس انجمن مهندسی آبیاری و آب ایران و عضو ارجمند هیأت تحریریه نشریه هواشناسی کشاورزی در تاریخ ۱۳۹۸/۰۹/۰۶ به رحمت ایزدی پیوست. هیأت تحریریه در این شماره که اولین نسخه‌ای است که خلاً نام ایشان در فهرست اعضا احساس می‌شود، این ضایعه علمی را به جامعه دانشگاهیان، اعضای انجمن مهندسی آبیاری و آب ایران و خانواده ارجمند ایشان تسلیت می‌گوید. نامشان ماندگار.

هیأت تحریریه نشریه هواشناسی کشاورزی



سخن نخست

درباره گزارش "هواشناسی کشاورزی و فرصت‌های پیش رو"

مرکز پژوهش‌های مجلس شورای اسلامی اخیراً (مرداد ۱۳۹۸) ویراست دوم گزارش «هواشناسی کشاورزی و فرصت‌های پیش رو» را منتشر کرده که مطالعه آن برای متخصصین این رشته و آن‌ها که حرفه یا علایق آنان به نحوی با هواشناسی کشاورزی تلاقی دارد بسیار مفید به نظر می‌رسد.*

گزارش در ۳۶ صفحه و ۱۳ مدخل موضوعی با اهداف شش‌گانه زیر تدوین شده و شامل چکیده و پیشنهادهای علمی-اجرایی نیز می‌باشد. اهداف گزارش عبارت‌اند از: معرفی بخش هواشناسی و هواشناسی کشاورزی، بررسی قابلیت‌ها و اهمیت بخش هواشناسی کشاورزی و تأثیر آن بر سایر بخش‌ها، توسعه و به‌کارگیری علم هواشناسی کشاورزی به منظور بهینه‌سازی تولیدات زراعی، باغی و دامی، و همچنین افزایش بهره‌وری و کاهش ریسک تولید، بررسی جایگاه هواشناسی کشاورزی در ایران و سایر کشورها، بیان محدودیت‌های بخش هواشناسی کشاورزی در کشور، و بررسی تأثیر داده‌های هواشناسی کشاورزی بر وضعیت اقتصادی کشور به خصوص از طریق تأثیر بر تولیدات بخش کشاورزی.

گزارش تصریح می‌کند که در راستای تقویت و تأمین امنیت غذایی کشور برای تولید محصولات راهبردی، لازم است استفاده از دانش و داده‌های هواشناسی کشاورزی به صورت یک‌پارچه، از اهمیت و توجه ویژه‌ای برخوردار باشد که به تمامی چنین نیست و محدودیت‌هایی از نظر منابع انسانی، سطح مهارت‌های کارشناسی، امکانات فناوری و پردازشی، تراکم شبکه پایش در سطح ملی، ناپیوستگی داده‌های دیدبانی و نظایر آن وجود دارد. افزون بر این‌ها مواردی همچون عدم انتقال به‌هنگام داده‌ها از مزارع محلی به مراکز پردازش داده و انتقال نتایج از مراکز مذکور به سطح مزارع به سبب نبود سامانه‌های برخط به‌هنگام تبادل داده‌ها و اطلاعات را نیز باید نام برد، عواملی که در مجموع باعث بروز تنگنا در ظرفیت خدمت‌رسانی ادارات هواشناسی کشاورزی می‌شوند. گفتنی است که سامانه مدیریتی **تهک** (توسعه هواشناسی کاربردی) در بخش کشاورزی از سال ۱۳۹۳ در برخی استان‌ها راه‌اندازی شده و مصدر خدمات اطلاع‌رسانی مؤثری بوده است.

گزارش با توجه به احاطه تهیه‌کنندگان آن به مسائل مربوط، از زوایای متعددی از جمله به جایگاه هواشناسی کشاورزی در ایران می‌پردازد، نکته‌ای که انتخاب محتوای این پیشگفتار بیشتر به آن پیوند دارد.

گزارش به درستی بیان می‌کند که جایگاه هواشناسی کشاورزی در ایران متأسفانه به طور شفاف مشخص نیست. سازمان هواشناسی کشور در کنار فعالیت‌های دامنه‌دار خود در زمینه هواشناسی سینوپتیکی، در بعضی نقاط و به صورت پراکنده ایستگاه‌های هواشناسی کشاورزی را نیز مدیریت می‌کند، اما این فعالیت در سایه سایر فعالیت‌های چشمگیر سازمان قرار گرفته است. از نظر تاریخی آغازگری سازمان برای راه‌اندازی فعالیت‌های مربوط به هواشناسی کشاورزی به اواخر دهه چهل و اوایل دهه پنجاه بر می‌گردد و اولین ایستگاه هواشناسی کشاورزی در ایران در قالب همکاری علمی بین دانشگاه تهران و سازمان هواشناسی کشور در مزرعه دانشکده کشاورزی (پردیس کشاورزی و منابع طبیعی فعلی) در کرج تأسیس گردید که فعالیت آن تا کنون ادامه دارد. همکاری بین دانشکده و این ایستگاه، سنتی و مبتنی بر روابط استحکام یافته قدیمی است. اولین دوره‌های تربیت کارشناسان ارشد هواشناسی کشاورزی و پس از آن دکتری نیز در همین دانشگاه تأسیس گردید. ولی نگاهی به تاریخچه اشتغال دانش‌آموختگان دوره دکتری هواشناسی کشاورزی نشان می‌دهد که عمدتاً به دانشگاه‌ها روی آورده و در مواردی بورسیه‌های خود سازمان نیز تغییر محل خدمت داده و جذب دانشگاه‌ها شده‌اند. مسأله‌ای که نیاز به آسیب‌شناسی دارد.

در حال حاضر تعداد تعداد ایستگاه‌های مرکزی هواشناسی کشاورزی در سطح کشور شامل ۴۷ واحد است که سازمان در برنامه‌های درازمدت خود افزایش آن‌ها تا ۱۰۰ مرکز را در مد نظر دارد و برای این گسترش و ارتقاء کارایی ایستگاه‌های موجود، فهرستی از نیازها نظیر کمبود نیروی متخصص، کمبود اعتبارات لازم برای خرید تجهیزات و تهیه زمین لازم و همچنین فهرستی

از مشکلات نظیر نبود یک شبکه با زیرساخت قوی علمی، ضعف همکاری بین نهادهای مرتبط، عدم ظرفیت‌سازی نهادی تخصصی برای هواشناسی کشاورزی و نظایر آن ذکر شده است.

از گزارش چنین استنباط می‌شود که هواشناسی کشاورزی در ایران برای همگامی با پیشرفت‌های هواشناسی سینوپتیکی و حتی مطالعات اقلیمی که پژوهشکده اقلیم‌شناسی متولی وظایف آنست گام‌های بلندتری باید بردارد و افزون بر آن لازم است یاران همگامی نیز او را همراهی کنند. نام هواشناسی کشاورزی خود نمایانگر لزوم این همگامی بین نهادهای مسئول «هواشناسی» و «کشاورزی» است که ضرورت ایجاد یک رابطه سازمانی شفاف و محکم بین سازمان هواشناسی کشور و وزارت جهاد کشاورزی را ایجاب می‌کند. امری که چگونگی و جوانب اجرایی و نتایج مورد انتظار آن قابل طرح و بررسی جدی است. همچنین لازم است نقش و مشارکت تحقیقاتی و آموزشی دانشگاه‌ها برای تربیت نیروی انسانی لازمی که برای گسترش آتی این رشته پیش‌بینی شده است نیز به خوبی دیده شود. بدیهی است با بررسی تجربه کشورهای مختلف نظیر هند که تجربه‌ای موفق از تاریخ ۱۹۴۷ تاکنون در ارائه خدمات مشاوره‌ای، علمی، فنی و مدیریتی در سطح سازمان‌های مردم‌نهاد، ملی و حتی بین‌المللی در این زمینه کسب کرده است، می‌توان به انتخاب مناسب‌ترین گزینه دست یافت.

علی خلیلی

سردبیر

* دفتر مطالعات زیر بنایی، کد موضوعی ۲۵۰، شماره مسلسل ۱۶۵۵۶، مرداد ۱۳۹۸.

Preface

Editorial *

On the "agricultural meteorology and opportunities ahead" report

The second edition of the “agricultural meteorology and opportunities ahead” report has been recently (August 2019) released by Islamic Parliament Research center, which going through it could have great beneficial for agro-meteorologists and those whose professionals are related to agro-meteorology.

The report codified in 13 subject entries in 36 pages, which composed in the following objectives and includes abstract and scientific-implementation proposals. The report objectives are: 1) introducing meteorology and agro-meteorology sectors, 2) evaluating the capabilities and importance of agro-meteorology sector and its impacts on other sectors, 3) improvement and adoption of agro-meteorology science for optimizing of agricultural, horticultural and husbandry products, as well as increase of productivity and reduction of yield hazards, 4) investigation of agro-meteorology Position in Iran and other countries, 5) mentioning the restrictions of agro-meteorology sector in Iran, and 6) evaluating the beneficial of agro-meteorology data on country economic situation, especially thorough agricultural sector products.

The report clarifies that in order to strengthen and safeguard the country’s food security to produce strategic crops, the use of integrated meteorological knowledge and data needs to be of particular importance, which is not so at all, and there are constraints in human resources, expert level skills, technology and processing capabilities, national monitoring network’s density, discontinuity of observational data, and others. In addition, there are issues such as the lack of timely transfer of data from local farms to data processing centers, and the transfer of results from the aforementioned centers to the farm level due to the lack of online systems. These factors altogether cause bottlenecks in the capacity of Meteorological Offices to serve. It is worth mentioning that the THK management system (applied meteorological development) has been set up in agricultural sector in some provinces since 2014 and has been an effective information service.

The report, which is most closely related to this preface, deals with a wide range of issues, including the importance of agro-meteorology in Iran.

The report correctly states that the agro-meteorology position in Iran is not well defined. In addition to its wide range of synoptic meteorological activities, the Iranian Meteorological Organization (IMO) also manages agricultural meteorology stations in some areas, but this task has been overshadowed by other well-defined activities. Historically, the initiation of the agricultural meteorology activities by the IMO dates back to the late sixties and early eighties. The first agricultural meteorology station, as a scientific collaboration between the University of Tehran and the IMO was established at the Faculty of Agriculture (current Agricultural and Natural Resources Campus) Karaj, Iran, which is still active. The collaboration between the Faculty and the station is based on old-fashioned traditional relationships. The first M. Sc. program in agricultural meteorology, and then followed by a doctorate program were established at the same university. It seems due to the lack of well-defined planning for agricultural meteorology sector in both Ministry of Agriculture and the IMO, the

majority of agro-meteorology graduates, even some of those who were sponsored by IMO, recruited by universities, or non-related companies, even some wondering around. It is a huge problem and waste of resources, which should be addressed and needs to be deeply evaluated.

Currently, across the country, 47 agricultural meteorological stations are on service, while it is expected on a long-term plan, this network expands to 100 centers. Therefore, for this expansion the IMO needs to update its operational and scientific staff and upgrade its stations efficiencies. For these update and upgrade issues the major needs could be listed as follow, lack of related scientific staff, lack of funding for upgrading the current stations' monitoring equipment or preparing required resources, lack of a strong scientific infrastructure, weak cooperation between relevant institutions, lack of specialized institutional capacity for agricultural meteorology, no plan or research program for a changing climate, and so on.

It could be inferred from the report that agricultural meteorology sector needs to take longer steps to keep pace with developments in synoptic meteorology and even climatic studies, which take place in the Institute of Climatology, as one of its institutional tasks. The name of agricultural meteorology itself indicates the necessity of this synergy between the agencies responsible for "meteorology" and "agriculture", which necessitates the establishment of a clear and solid organizational relationship between the IMO and the Ministry of Agricultural Jihad. It is an issue that its operational features and its expected outcomes could be seriously designed and evaluated. It is also important to see the role and contribution of universities' research and training to the necessary human resources foreseen for the future expansion of the field. Obviously, choosing the most appropriate option could be achieved by evaluating the experiences of various countries such as India, which has have successful experience in providing consulting, scientific, technical and management services at the level of public, national and even international organizations since 1947.

Ali Khalili
Editor-in-chief



پایش روزانه تأثیر خشکسالی بر پوشش گیاهی با استفاده از داده‌های بارش شبکه INTERIM و تصاویر سنجنده MODIS (مطالعه موردی: استان کرمانشاه)

پریما زرگران^۱، جواد بذرافشان^{۲*}، زهرا آقاشریعتمداری^۳، سمیه حجابی^۴، سعیده کمالی^۵

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۵/۳۰

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۴/۰۵

چکیده

تأثیر خشکسالی بر پوشش گیاهی را می‌توان از طریق تغییرات طیفی ایجاد شده در تصاویر ماهواره‌ای مورد بررسی قرار داد. هدف از این مطالعه، ارزیابی تأثیر خشکسالی‌های هواشناسی بر پوشش گیاهی مستخرج از تصاویر ماهواره‌ای است. بدین منظور، تصاویر پوشش گیاهی از سنجنده MODIS ماهواره AQUA در مقیاس زمانی ۱۶ روزه در طی فصل رشد و برای سه سال تر (۲۰۰۶)، نرمال (۲۰۰۹) و خشک (۲۰۰۸) در کاربری‌های جنگل، مرتع و کشاورزی استخراج شد. پس از اعمال تصحیحات لازم بر تصاویر ماهواره‌ای شاخص تفاوت پوشش گیاهی نرمال (NDVI) محاسبه شد. سپس، بر مبنای داده‌های تحلیل مجدد بارش روزانه پایگاه INTERIM، مجموع بارش دوره‌های ۱ تا ۳۶۵ روز قبل در دو حالت لحاظ و عدم لحاظ افت زمانی، تأثیر بارش بر پوشش گیاهی محاسبه شد. نتایج نشان می‌دهد همبستگی قوی و معنی‌داری بین تغییرات بارندگی داده‌های INTERIM و نمایه NDVI در سه کاربری وجود دارد. دوره‌های تجمیع دارای بیشینه همبستگی با پوشش گیاهی در محاسبه شاخص خشکسالی مؤثر (EDI) استفاده شد، اما همبستگی بین EDI و NDVI در سه کاربری منتخب، منفی بود، احتمالاً به این دلیل که نمایه EDI، پایش خشکسالی را بر مبنای مقایسه با میانگین و انحراف معیار بلندمدت اقلیمی انجام می‌دهد، حال آن که پوشش گیاهی از شرایط بارندگی همان سال تأثیر می‌پذیرد. بر این اساس، شاخص دیگری بر مبنای داده‌های بارش مؤثر (EP) استخراج شد که شاخص بارش مؤثر استاندارد (SEPI) نامیده شد. نتایج مقایسه سری‌های NDVI و SEPI نشان داد که روند تغییرات NDVI و SEPI تقریباً یکسان است.

واژه‌های کلیدی: سنجش از دور، بارش مؤثر، شاخص خشکسالی مؤثر، شاخص پوشش گیاهی، کرمانشاه

مقدمه

در طی بیش از ۲۰ سال گذشته داده‌های سنجش از دور ماهواره برای پایش پدیده‌های محیطی به ویژه خشکسالی مورد استفاده قرار گرفته است. تأثیر خشکسالی بر پوشش گیاهی را می‌توان از طریق تغییرات طیفی ایجاد شده در تصاویر ماهواره‌ای مورد بررسی قرار داد. آثار پدیده خشکسالی بر روی پوشش گیاهی، به صورت تدریجی ظاهر می‌شود. بنابراین اگر با الگوریتمی بر میزان پوشش گیاهی از روی تصاویر ماهواره‌ای نظارت و پایش شود، می‌توان با کاهش تدریجی پوشش گیاهی مناطق، پدیده مخرب خشکسالی را به موقع هشداردهی نمود (Mirmousavi and Karimi, 2011). سنجنده MODIS^۶ از جمله سنجنده‌هایی که در زمینه پایش پوشش گیاهی استفاده می‌شود. MODIS یک سنجنده با میدان دید وسیع است که توسط هر دو ماهواره آمریکایی Terra و Aqua حمل می‌شود. ماهواره Terra در زمان ۱۰:۳۰ و

در طی بیش از ۲۰ سال گذشته داده‌های سنجش از دور ماهواره برای پایش پدیده‌های محیطی به ویژه خشکسالی مورد استفاده قرار گرفته است. تأثیر خشکسالی بر پوشش

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد هواشناسی کشاورزی گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران
^۲ دانشیار گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران

(* نویسنده مسئول: jbazr@ut.ac.ir)

DOI: 10.22125/agmj.2019.140733.1020

^۳ استادیار گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران

^۴ استادیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه ارومیه

^۵ دانشجوی دکترا هواشناسی کشاورزی گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران

^۶ Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

انجام شده در زمینه تأثیر بارش بر پوشش گیاهی آورده می‌شود. (Sarabi et al., 2015) به ارزیابی رابطه بین شاخص‌های گیاهی سنجنده MODIS و خشکسالی مراتع شمالی استان گلستان پرداختند. نتایج نشان داد همبستگی متوسط و خوب میان شاخص‌های ماهواره‌ای با SPI^۴ در ماه‌های اوج رشد پوشش گیاهی وجود دارد. همچنین، همبستگی بین شاخص‌های پوشش گیاهی با میانگین متحرک سه و شش‌ماهه در فصول غیر رشد و رشد پوشش گیاهی با میانگین متحرک یک‌ماهه شاخص SPI بیشتر بود. (Jalili et al., 2008) برای پایش خشکسالی، مقایسه‌ای بین داده‌های هواشناسی و تصاویر ماهواره‌ای در تهران انجام داد. او همبستگی بین شاخص‌های هواشناسی SPI و EDI^۵ در مقیاس‌های زمانی یک و سه‌ماهه را با شاخص‌های VCI^۶، NDVI^۷ و DVI^۸ حاصل از تصاویر سنجنده AVHRR^۹ ماهواره NOAA^{۱۰} برای سال‌های ۱۳۷۵ تا ۱۳۸۰ مقایسه کرد و به این نتیجه رسید که بالاترین همبستگی بین NDVI با شاخص SPI سه‌ماهه وجود دارد. (Rahimzadeh et al., 2008) امکان استفاده از نمایه‌های NDVI و VCI به دست آمده از تصاویر سنجنده AVHRR ماهواره NOAA را برای پایش خشکسالی در شمال غرب ایران بررسی کردند. ایشان بهترین همبستگی بین NDVI و VCI را با بارش سه‌ماهه به دست آوردند و در مقایسه با VCI توافق بهتری بین NDVI و بارش به دست آوردند. (Peters et al., 2003) مطالعه‌ای را در زمینه پاسخ پوشش گیاهی به رطوبت قابل دسترس با تجزیه و تحلیل شاخص‌های SPI و NDVI در صحرای بزرگ آمریکای شمالی انجام دادند. ایشان نتیجه گرفتند که بهترین همبستگی بین SPI با NDVI سه‌ماهه می‌باشد و این همبستگی در ماه‌های مختلف سال از لحاظ معناداری فرق می‌کنند. مهم‌ترین نتیجه‌ای که از این تحقیق به دست آمد این بود که NDVI به عنوان یک شاخص مؤثر از شرایط رطوبت-پوشش گیاهی می‌باشد اما برای پایش خشکسالی با نمایه NDVI زمان‌بندی فصلی نیز باید در نظر گرفته شود. (Liu and Kogan 1996) در یک بررسی،

ماهواره Aqua در زمان ۱۳:۳۰، از خط استوا می‌گذرند. به این ترتیب دو سنجنده MODIS می‌توانند در گردآوری اطلاعات مربوط به تغییرات روزانه در رادینانس فراز آمده که با مشخصه‌ها و شرایط سطح زمین، متغیرهای اقیانوسی و جوی مرتبطاند، به کار گرفته شوند (Amini, 2010). عامل بارش نیز نقش کلیدی در توسعه و زوال پوشش گیاهی ایفا می‌کند آن‌چنان‌که افت پوشش گیاهی با کمبود بارش آغاز شده و در صورت افزایش دمای هوا، وزش باد شدید و کاهش رطوبت نسبی، شدت خشکسالی نیز افزایش یافته و در نتیجه، پوشش سبز گیاهی در یک منطقه با سرعت بیشتری کاهش می‌یابد (Katirai, 2013). به دلیل تراکم کم ایستگاه‌های اندازه‌گیری بارش و ناپیوستگی مکانی این پدیده، استفاده از روش‌های مختلف در تحلیل فضایی بارش ممکن است نتایج مناسبی عاید نسازد. به علاوه، ممکن است به خاطر تأخیر زمانی در ارائه داده‌ها و نقصان و خطا در داده‌های اندازه‌گیری، امکان کاربرد آن‌ها در تحلیل‌های منطقه‌ای به‌هنگام وجود نداشته باشد. دیگر اینکه، اندازه‌گیری بارش به‌صورت نقطه‌ای انجام می‌شود و بنابراین امکان استفاده از آن‌ها برای تعیین مقدار بارش در مقیاس مکانی بزرگ وجود ندارد. از این رو، استفاده از روش‌های نوین برای شناسایی الگوهای بارندگی و تخمین بارش در بزرگ‌مقیاس امری ضروری است. یکی از روش‌های تخمین بارش در مقیاس مکانی بزرگ، داده‌های تحلیل مجدد (INTERIM) می‌باشند که این داده‌ها از مراکز پیش‌بینی و مدل‌سازی داده‌های اقلیمی مانند NCAR/NCEP^۱ و ECMWF^۲ گرفته می‌شوند (Raziei and Sotoudeh, 2016). داده‌های INTERIM به صورت روزانه و ماهانه در دسترس کاربران قرار دارد و تقریباً هرچند ماه یک‌بار به‌روز می‌شوند. این داده‌ها در دقت‌های مکانی ۰/۲۵ × ۰/۲۵، ۰/۵ × ۰/۵ و ۰/۱۲۵ × ۰/۱۲۵ درجه طول و عرض جغرافیایی تهیه و عرضه می‌شوند. از آنجا که داده‌های واکاوی در نقاط شبکه‌ای منظم و بدون داده‌های گم شده هستند، استفاده از آن‌ها به راحتی و سادگی برای تحلیل‌های اقلیمی امکان‌پذیر می‌باشد. بنابراین، با توجه به نقش مؤثر بارش بر رشد پوشش گیاهی نیاز است تا ارتباط بین این دو عامل مورد بررسی قرار گیرد. در ادامه، برخی تحقیقاتی

^۴ Standardized Precipitation Index

^۵ Effective Drought Index

^۶ Vegetation Condition Index

^۷ Normalized difference vegetation Index

^۸ Difference Vegetation Index

^۹ Advanced very high resolution Radiometer

^{۱۰} National Oceanic and Atmospheric Administrations

^۱ National Center For Atmospheric Research

^۲ National Centers For Environmental Prediction

^۳ European Centre for Medium-Range weather Forecasts

مربوط به سال ۱۳۹۰ است که از آدرس www.info/nikalink.com دریافت شد. بارش مؤثر در این دوره‌های تجمیع نیز محاسبه و همبستگی بین شاخص تفاوت پوشش گیاهی نرمال (NDVI) و بارش واقعی و بارش مؤثر در دوره های تجمیع^۱ ۱-۳۶۵ روز محاسبه می‌شود. دوره تجمیعی که بالاترین همبستگی را با شاخص تفاوت پوشش گیاهی نرمال (NDVI) داشته باشد به عنوان دوره تجمیع مناسب انتخاب می‌شود. در نهایت، شاخص خشکسالی مؤثر بر مبنای دوره تجمیع مناسب محاسبه و رفتار خشکسالی با رفتار شاخص تفاوت پوشش گیاهی نرمال (NDVI) در هر یک از کاربری‌ها و سال‌های منتخب مقایسه می‌شود.

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه، استان کرمانشاه با مساحتی معادل ۴۳۴۲۴ کیلومتر مربع انتخاب شد که در میانه ضلع باختری ایران بین ۳۳° و ۳۶° تا ۳۵° و ۱۵° شمالی و ۴۵° و ۲۴° تا ۴۸° و ۳۰' طول شرقی واقع شده است. ارتفاع استان در دامنه ۱۱۷ تا بیش از ۳۰۰۰ متر تغییر می‌کند (شکل ۲). به دلیل موقعیت خاص اقلیمی و بارندگی به موقع و کافی از مناطق شمال غربی تا جنوب شرقی یعنی از ارتفاعات اورامانات تا منطقه زردلان و هلیلان، دارای دره‌های پوشیده از جنگل و مراتع است. میانگین بارش سالانه در محدوده استان بین ۳۰۰ تا ۸۰۰ میلی‌متر تغییر می‌کند، به طوری که نیمه غربی آن مقدار بیشتری از ریزش‌های جوی استان را دریافت می‌کند (Ghorbani, 2010).

داده‌ها

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه شامل سه مجموعه داده زیر می‌باشند:

- ۱- داده‌های ایستگاه‌های زمینی شامل ایستگاه‌های سینوپتیک (۴ ایستگاه) متعلق به سازمان هواشناسی کشور از سال ۱۹۸۹ تا ۲۰۱۵ دارای آماری مشترک ۲۷ ساله بارش برای ارزیابی صحت داده‌های بارش تحلیل مجدد (INTERIM) استفاده شد (شکل ۲).

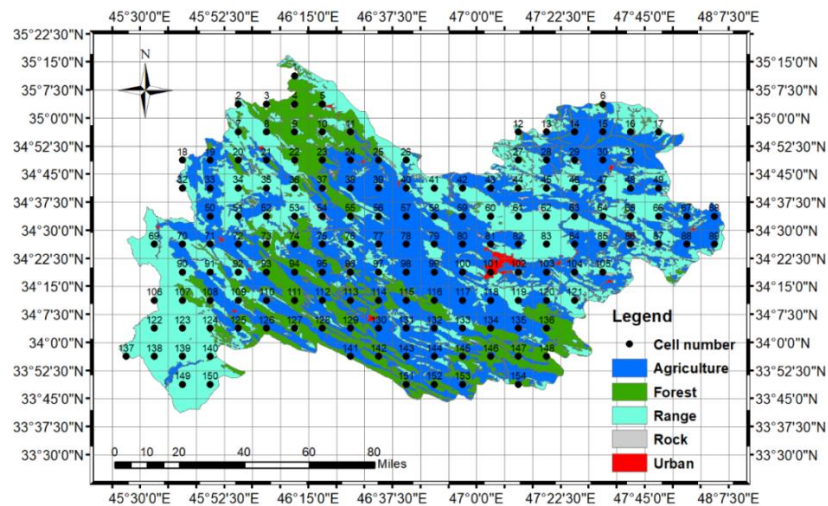
با استفاده سنجنده AVHRR رابطه خوبی میان مجموع بارندگی ماهانه و NDVI ماهانه با تأخیر یک‌ماهه به دست آوردند و نتیجه گرفتند ترکیب NDVI و LST^۱ فهم بهتری از وقوع خشکسالی از طریق ارتباط آن دو با الگوهای خشکسالی را فراهم می‌نماید. از نتایج حاکی از تحقیقات عنوان شده در بالا چنین بر می‌آید که بارندگی‌های پیشین تأثیر بسزایی در رشد پوشش گیاهی دارند. بنابراین، هدف کلی از این مطالعه، ارزیابی تأثیر خشکسالی‌های هواشناسی (مبتنی بر بارش) بر پوشش گیاهی مستخرج از تصاویر ماهواره‌ای است. در واقع، هدف اصلی، به دست آوردن مناسب‌ترین دوره تجمیع پیشین بارش، برای پایش خشکسالی در کاربری‌های متفاوت پوشش گیاهی در استان کرمانشاه است. این دوره تجمیع سپس در چارچوب شاخص خشکسالی مؤثر برای پایش خشکسالی در پوشش گیاهی استفاده خواهد شد.

مواد و روش‌ها

در این مطالعه، ابتدا داده‌های مورد نیاز (مرجع زمینی و ماهواره‌ای) مربوط به منطقه مورد مطالعه و داده‌های مرجع زمینی (بارش روزانه) از ایستگاه‌های هواشناسی منطقه گردآوری می‌شود. به دلیل تراکم کم ایستگاه‌های مرجع، داده‌های بارش پایگاه INTERIM در مقیاس روزانه در شبکه با ابعاد معین روی منطقه نیز گردآوری می‌شود. پس از کنترل‌های کیفی لازم روی هر دو مجموعه داده، اقدام به مقایسه داده‌های INTERIM و ایستگاهی می‌گردد. داده‌های ماهواره‌ای که از آن‌ها برای محاسبه شاخص تفاوت پوشش گیاهی نرمال (NDVI) استفاده می‌شود، از آدرس تحت وب ناسا^۲ دانلود شد و تصحیحات لازم بر آن‌ها اعمال می‌شود. شایان ذکر است که این تصاویر جزو تصاویر سطح ۳ مادیس بودند که قبلاً از نظر هندسی و رادبومتری تصحیح شده بودند. با استناد به نقشه کاربری اراضی منطقه (شکل ۱) سه سلول که معرف کاربری‌های مختلف باشند، انتخاب شده و تصاویر ماهواره‌ای سه سال خشک (۲۰۰۸)، تر (۲۰۰۶) و نرمال (۲۰۰۹) در دوره رشد پوشش گیاهی استخراج می‌شود. در هر سه سال بارش‌های روزانه در دوره‌های ۱-۳۶۵ روز تجمیع می‌شوند. نقشه کاربری اراضی مورد استفاده در این مطالعه

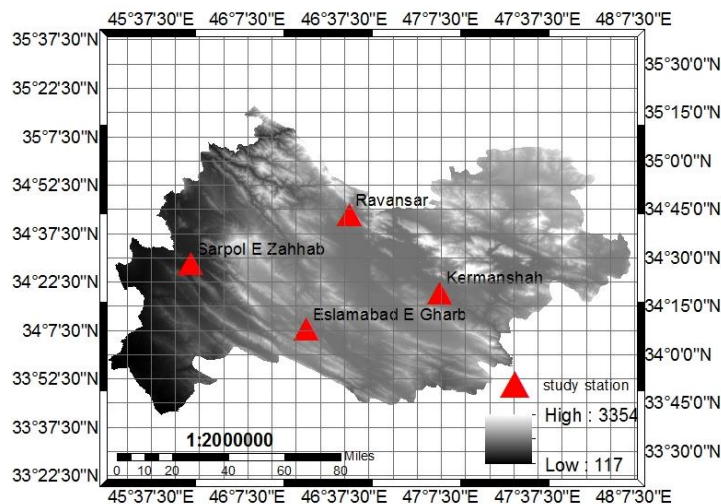
^۱ دوره تجمیع برابر واژگان Summation Duration است. دوره تجمیع ۳۶۵ روزه یعنی مجموع بارش ۳۶۵ روز قبل.

^۲ Land surface temperature
www.reverb.echo.nasa.gov



شکل ۱- نقشه کاربری اراضی استان کرمانشاه (اداره کل آبخیزداری و منابع طبیعی استان کرمانشاه)

Figure 1- Land use map of Kermanshah Province (Natural Resources Administration of Kermanshah Province)



شکل ۲- مدل رقومی ارتفاع (DEM) استان کرمانشاه و موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های مطالعاتی

Figure 2- DEM of the Kermanshah province and the geographical locations of the study stations

تصادفی بودن داده‌ها انجام شد. لازم به ذکر است قبل از استفاده از تصاویر ماهواره‌ای پوشش گیاهی به منظور یکسان بودن اندازه سلول‌های این تصاویر با داده‌های بارش تحلیل مجدد، اندازه سلول‌ها از یک کیلومتر در یک کیلومتر طول و عرض جغرافیایی به 0.125×0.125 درجه طول در عرض جغرافیایی تبدیل شدند.

روش‌ها

به طور طبیعی، پوشش گیاهی در طیف مرئی بازتاب کم‌تری نسبت به طیف فرورسرخ دارد. استفاده از شاخص تفاوت پوشش گیاهی نرمال (NDVI) اولین بار توسط Rouse et al., (1974) گزارش شده است. NDVI که در اصل برای تصاویر Landsat اولیه توسعه داده شده است، بر اساس داده‌های سنجنده MODIS نیز محاسبه می‌شود.

۲- داده‌های بارش روزانه ERA- Interim در دوره آماری ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۵ از وب‌گاه ECMWF با اندازه تفکیک مکانی 0.125×0.125 درجه طول و عرض جغرافیایی استفاده شده است.

۳- تصاویر مورد استفاده از سنجنده MODIS ماهواره Aqua به صورت ۱۶ روزه در طی دوره ۷ ماهه فصل رشد (آوریل تا اکتبر) در استان کرمانشاه با قدرت تفکیک مکانی یک کیلومتر در یک کیلومتر برای سه سال ۲۰۰۶، ۲۰۰۸ و ۲۰۰۹ که به ترتیب با توجه به بارش منطقه‌ای استان کرمانشاه، سال‌های تر، خشک و نرمال برای منطقه کرمانشاه است.

قبل از مقایسه داده‌های شبکه و نقاط ایستگاهی زمینی، کنترل‌های کیفی اولیه از نظر طول دوره آماری، خلاءهای داده‌ای و آزمون‌هایی برای تحلیل همگنی و

ضریب همبستگی پیرسون ($r_{x,y}$) مورد بررسی قرار گرفت. میانگین خطای اریبی طبق معادله ۴ محاسبه می‌شود.

$$MBE = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m (obs_i - mod_i) \quad (4)$$

که obs_i مقدار متغیر مشاهده شده در زمان i ، mod_i مقدار متغیر اندازه‌گیری شده توسط مدل در زمان i و m طول سری زمانی است. ریشه میانگین مربعات خطا از معادله ۵ تعیین می‌شود.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m (obs_i - mod_i)^2} \quad (5)$$

برای محاسبه همبستگی مقادیر مدل و مشاهداتی از معادله ۶ استفاده شد.

$$r_{x,y} = S_{x,y} / S_x S_y \quad (6)$$

که S_x ، S_y و S_{xy} به ترتیب کواریانس بین x و y ، انحراف معیار x و y می‌باشند. آستانه معنی‌دار بودن مقدار ضریب همبستگی پیرسون با استفاده از معادله ۷ محاسبه می‌شود.

$$\left| \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \right| > t_{\alpha/2, (n-2)} \quad (7)$$

که α سطح معنی‌داری، n طول دوره آماری مورد مطالعه و r ضریب همبستگی x و y است. سنجه MBE بیانگر کارایی بلندمدت مدل است و مقدار مثبت آن بیش‌برآورد مدل نسبت به داده‌های اندازه‌گیری شده را نشان می‌دهد و برعکس هرچه مقدار MBE کمتر باشد کارایی مدل بیشتر است. RMSE نیز هر چه به سمت صفر میل نماید مؤید تطابق مناسب داده‌های مدل و مشاهداتی است (Badescu, 2008).

نتایج و بحث

مقایسه داده‌های بارش شبکه نقاط ERA-Interim و ایستگاهی

برای ارزیابی داده‌های بارندگی ERA-Interim ابتدا استان کرمانشاه را به صورت یک شبکه گرید با ابعاد 0.125×0.125 طول در عرض جغرافیایی تبدیل کرده، سپس سلول‌هایی که در آن‌ها ایستگاه زمینی قرار داشت، انتخاب شد. شکل ۲ شبکه نقاط ERA-Interim به همراه موقعیت ایستگاه‌های زمینی را نشان می‌دهد. برای مقایسه داده‌های ایستگاهی و شبکه ERA-Interim از سنجه‌های ضریب همبستگی و میانگین خطای اریب (MBE) استفاده شد. که نتایج حاصل در جدول ۱ آورده شده است.

در این تحقیق شاخص ماهواره‌ای NDVI در طول دوره رشد (آوریل تا اکتبر) با توجه به معادله ۱ محاسبه شد.

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_R}{\rho_{NIR} + \rho_R} \quad (1)$$

که در آن، ρ_{NIR} بازتاب فروسرخ نزدیک و ρ_R بازتاب قرمز است. (Byun and wilhite 1999) ضمن برشمردن مشکلات موجود بر سر راه کمی‌سازی خشکسالی با استفاده از سنجه‌های مرسوم، شاخص خشکسالی مؤثر (EDI) را برای رفع این مشکلات ارائه کردند که دو ویژگی مهم این شاخص را به صورت زیر می‌توان بیان کرد. واحد زمانی ارزیابی خشکسالی، روزانه است و مبنای سنجش شدت خشکسالی یا ترسالی را مقادیر بارش مؤثر روزانه (EP)^۱ بیان کردند که به‌عنوان تابعی از افت روزانه تأثیر بارش در منابع آب منطقه تعریف شده است و طبق معادله ۲ محاسبه می‌شود.

$$EP_i = \sum_{n=1}^i \sum_{m=1}^n [P_m/n] \quad (2)$$

که در آن، i دوره تجمیع فرضی و P_m بارش m روز قبل با احتساب روز i است. به عنوان مثال، P_1 یعنی بارش یک روز قبل و P_2 یعنی بارش دو روز قبل و همین‌طور تا آخر معادله ۲ نشان می‌دهد که بارش‌های مؤثر اثر بیشتر و بارش‌های مقدم اثر کمتری روی آورد آبی منطقه دارند. شاخص زمینی مرجع، شاخص خشکسالی مؤثر (EDI) است که با توجه به معادله ۳ و بر مبنای داده‌های تحلیل مجدد (Interim) محاسبه شد.

$$EDI_{i+j-1} = (A_{i+j-1} - M_{i+j-1}) / SD_{i+j-1} \quad (3)$$

که در آن، EDI_{i+j-1} شاخص بارش مؤثر طی دوره تجمیع واقعی، A_{i+j-1} منابع آب قابل دسترس طی دوره تجمیع واقعی، M_{i+j-1} میانگین منابع آب قابل دسترس در شماره روز معینی از سال، SD_{i+j-1} انحراف استاندارد منابع آب قابل دسترس در شماره روز معینی از سال و $i+j-1$ دوره تجمیع واقعی است.

سنجه‌های ارزیابی داده‌های شبکه

سنجه‌های خطای مورد استفاده در این تحقیق دو سنجه میانگین خطای اریبی (MBE)^۲ و ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) استفاده شد. به علاوه توافق مقادیر شبکه INTERIM و مشاهدات نزدیک‌ترین ایستگاه با استفاده از

^۱ Effective Precipitation

^۲ Mean Bias Error

بارش متناظر آن استخراج شد (جدول‌های ۲ و ۳). مطابق شکل ۳ که نشان‌دهنده روند تغییرات NDVI با بارش با دوره تجمیع ۱-۳۶۵ روز قبل است، در سال ۲۰۰۶ در سلول شماره ۶۱ (کاربری مرتع) نمودار دو قله در روند ضرایب (۵۱ و ۱۱۹ روز) را نشان می‌دهد. اولین همبستگی معنی‌دار در دوره ۱ روز رخ داده است. بیش‌ترین ضریب همبستگی مربوط به دوره ۱۱۹ روز است که نشان‌دهنده بیش‌ترین تأثیر این دوره بر کاربری مرتع است. پس از آن ضرایب همبستگی تقریباً تا انتهای دوره تجمیع روندی نزولی را طی کرده‌اند. سال ۲۰۰۸ اولین ضریب همبستگی معنی‌دار روز اول اتفاق افتاده است. روند تغییرات ضرایب همبستگی تا دوره تجمیع ۱۱۴ روز افزایشی بوده است و پس از آن تا دوره تجمیع ۳۳۰ روندی کاهشی داشته است و بعد از آن تا آخر دوره تجمیع ۳۶۵ روز روند افزایشی بوده است. در سال ۲۰۰۹ اولین ضریب همبستگی معنی‌دار در روز اول اتفاق افتاده است، سپس ضرایب همبستگی تا نقطه اوج ۱۱۵ روز پیش رفته است که بهترین دوره تجمیع برای این کاربری است و پس از آن تا انتهای دوره تجمیع به صورت نزولی پیش رفته است. در شکل ۴ که نشان‌دهنده روند تغییرات NDVI با بارش مؤثر با دوره تجمیع ۱-۳۶۵ روز قبل است، در سال ۲۰۰۶ اولین همبستگی معنی‌دار در دوره ۱ روز رخ داده است. روند ضرایب همبستگی به صورت صعودی تا دوره ۲۷۸ روز ادامه یافته که نشان‌دهنده بیشترین تأثیر این دوره بر کاربری مرتع است. پس از آن ضرایب همبستگی به مقدار ثابتی تا انتهای دوره ۳۶۵ روز ادامه یافته است. در سال ۲۰۰۸ اولین ضریب همبستگی معنی‌دار روز اول اتفاق افتاده است. روند تغییرات ضرایب همبستگی تا دوره تجمیع ۱۶۲ روز افزایشی بوده است و پس از آن به مقدار تقریباً ثابتی تا انتهای دوره رسیده است. در سال ۲۰۰۹ اولین ضریب همبستگی معنی‌دار در روز اول اتفاق افتاده است، سپس ضرایب همبستگی تا نقطه اوج ۲۴۵ روز پیش رفته است که بهترین دوره تجمیع برای این کاربری است و از دوره ۲۷۷ به بعد به مقدار ثابتی رسیده است. همان‌طور که در جدول ۲ مشاهده می‌شود در سلول شماره ۴ (کاربری جنگل) همبستگی بالایی بین داده‌های بارندگی و NDVI وجود دارد و از نظر جغرافیایی این یاخته در قسمت شمال غرب استان کرمانشاه قرار دارد و اغلب جنگل‌های آن را درختان

همان‌طور که مشاهده می‌شود ضرایب همبستگی بین ۰/۶۷ تا ۰/۷۲ متغیر هستند و در سطح یک درصد معنی‌دار هستند. میانگین خطای اریب بین ۰/۲۸ تا ۰/۵۷ میلی‌متر بر روز و ریشه میانگین مربعات خطا بین ۲/۷۹ و ۳/۹۰ متغیر است.

جدول ۱- ضریب همبستگی (r)، ریشه مربعات (RMSE) و میانگین خطای اریبی (MBE) بین داده‌های بارش Interim و ایستگاه‌های زمینی در دوره آماری ۲۰۱۵-۱۹۸۹ در مقیاس روزانه

Table 1- Correlation coefficient (r), Root Mean Squares Error (RMSE) and mean bias error (MBE) between precipitation data of Interim and ground stations during the statistical period of 1989-2015 on daily scale

Station	Interim Grid	r	RMSE	MBE
Ravansar	39	0.72**	3.90	0.57
Kermanshah	101	0.67**	2.79	0.28
Sarpol Zahab	71	0.67**	2.97	0.57
Eslamabad e Gharb	113	0.71**	3.03	0.46

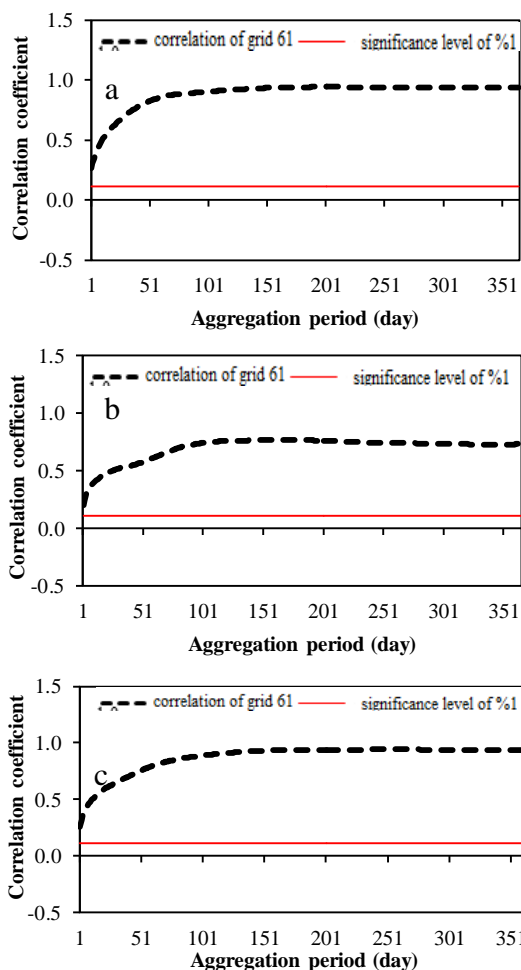
انتخاب سلول‌هایی با پوشش‌های گیاهی مختلف

به منظور بررسی تأثیر خشکسالی بر پوشش‌های گیاهی مختلف، ابتدا شبکه گرید با ابعاد $0/125 \times 0/125$ درجه طول در عرض جغرافیایی روی نقشه کاربری استان کرمانشاه قرار گرفت. سپس، سلول‌هایی که قسمت اعظم آن‌ها پوشیده از کاربری‌های جنگل (سلول ۴)، مرتع (سلول ۶۱) و کشاورزی (سلول ۵۰) بودند، انتخاب شدند، (شکل ۱).

تحلیل رابطه پوشش گیاهی - بارش در کاربری‌های مختلف

تأثیر بارش (شبکه Interim) در کاربری‌های مختلف جنگل (سلول شماره ۴)، کشاورزی (سلول شماره ۵۰) و مرتع (سلول شماره ۶۱) مورد بررسی قرار گرفت. برای این منظور، همبستگی NDVI با مقدار بارش در یک دوره زمانی قبل (۱-۳۶۵ روز قبل) در دو وضعیت، یکی بدون در نظر گرفتن افت تأثیر بارش و دیگری تأثیر افت بارش (EP) با گذشت زمان در پوشش گیاهی در سال‌های ۲۰۰۶ (سال تر)، ۲۰۰۸ (سال خشک) و ۲۰۰۹ (سال نرمال) در سه کاربری منتخب محاسبه شد که در ادامه همبستگی‌نگار رابطه NDVI با بارندگی و بارش مؤثر برای دوره‌های تجمیع ۱-۳۶۵ روز قبل در کاربری مرتع در سه سال مورد بررسی آورده شده است (شکل‌های ۳ و ۴). همچنین بیشینه ضریب همبستگی به همراه دوره تجمیع

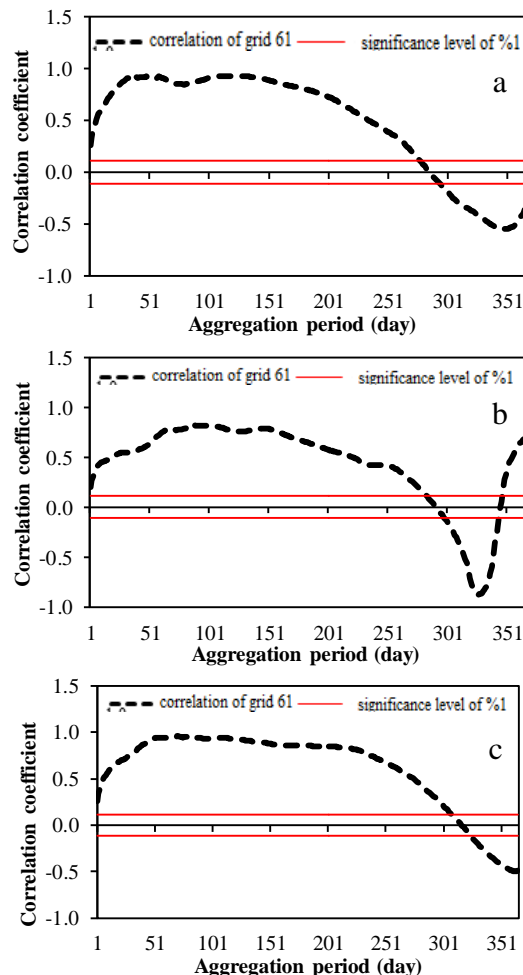
۲۰۰۶، ۲۰۰۸ و ۲۰۰۹ به ترتیب ۸۸، ۶۷ و ۶۹ روز است. در سلول شماره ۶۱ (کاربری مرتع) نیز همبستگی‌ها مثبت و معنی‌دار هستند و بیشینه دوره تجمع بارش مثبت در این یاخته برای ۳ سال مورد بررسی به ترتیب ۱۱۹، ۱۱۴ و ۱۱۵ روز است.



شکل ۴- همبستگی نگار رابطه NDVI و بارش مؤثر با دوره‌های تجمع ۱-۳۶۵ روز قبل در کاربری مرتع در سال ۲۰۰۶ (a)، ۲۰۰۸ (b) و ۲۰۰۹ (c)

Figure 4- Correlation between NDVI and effective precipitation with aggregate periods of 1-365 days ago in pasture use in the years of 2006 (a), 2008 (b), and 2009 (c)

میوه شامل می‌شود، دارای دوره‌های تجمع کوتاه‌مدت (بین ۲۲ تا ۸۸ روز) است. در سلول شماره ۵۰ (کاربری کشاورزی) در هر سه سال مورد بررسی همبستگی‌های مثبت و معنی‌دار اتفاق افتاده است و بیشینه ضرایب همبستگی، متناظر با دوره‌های تجمع در طی سه سال



شکل ۳- همبستگی نگار رابطه NDVI و بارش با دوره‌های تجمع ۱-۳۶۵ روز قبل در کاربری مرتع در سال ۲۰۰۶ (a)، ۲۰۰۸ (b) و ۲۰۰۹ (c)

Figure 3- Correlation between NDVI and precipitation with aggregate periods of 1-365 days ago in pasture use in the years of 2006 (a), 2008 (b), and 2009 (c)

جدول ۲- بیشینه ضریب همبستگی NDVI و بارش در دوره‌های تجمع ۱-۳۶۵ روز و دوره تجمع متناظر با آن در هر یک از سال‌های

منتخب

Table 2- Maximum correlation coefficient of NDVI and precipitation in aggregate periods of 1- 365 days and corresponding period of aggregation in each selected year

Number of grid	Parameter	Year		
		2006	2008	2009
Grid 4: Forest	Maximum correlation coefficient	0.84**	0.44**	0.83**
	Aggregate periods of precipitation	87	22	40
Grid 50: Agriculture	Maximum correlation coefficient	0.91**	0.89**	0.63**
	Aggregate periods of precipitation	88	67	69
Grid 61: pasture	Maximum correlation coefficient	0.93**	0.79**	0.93**
	Aggregate periods of precipitation	119	114	115

**Correlation is significant at the 0.01 level %1

جدول ۳- بیشینه ضریب همبستگی NDVI و بارش مؤثر دوره‌های تجمیع ۱-۳۶۵ روز و دوره تجمیع متناظر با آن در سال‌های منتخب
Table 3- Maximum correlation coefficient of NDVI and effective precipitation in aggregate periods of 1-365 days and corresponding period of aggregation in selected years

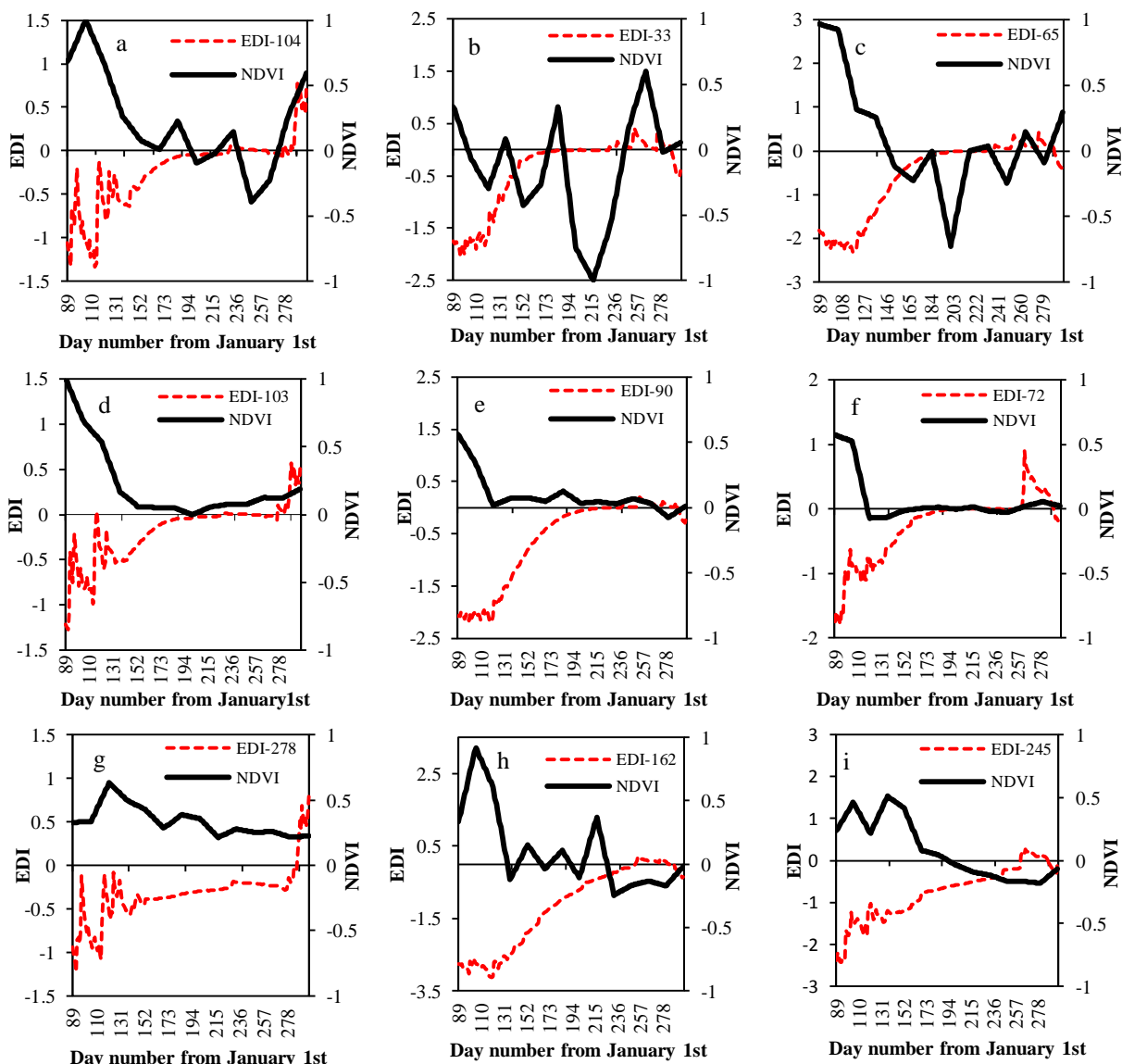
Number of grid	Parameter	Year		
		2006	2008	2009
Grid 4: Forest	Maximum correlation coefficient	0.85**	0.43**	0.85**
	Aggregate periods of precipitation	104	33	65
Grid 50: Agriculture	Maximum correlation coefficient	0.89**	0.84**	0.66**
	Aggregate periods of precipitation	103	90	72
Grid 61: pasture	Maximum correlation coefficient	0.94**	0.77**	0.94**
	Aggregate periods of precipitation	278	162	245

**Correlation is significant at the 0.01 level %1

بی‌بارشی است که در اواسط دوره اتفاق افتاده است و منطبق بر ماه‌های تابستان است. به هر حال، با وجود این که بخش اعظم دوره میانی رشد در هر سه سال ۲۰۰۶، ۲۰۰۸ و ۲۰۰۹ خشک گزارش شده است، EDI شرایط نزدیک به نرمال را نشان می‌دهد. این نتیجه به علت مقادیر صفر بارش در دوره میانی و ناچیز بودن مقدار بارش مؤثر و در نتیجه نزدیک به صفر شدن شاخص خشکسالی مؤثر است. روند تغییرات NDVI در کاربری کشاورزی هموارتر از دو کاربری دیگر است. در هر سه سال مورد بررسی، NDVI تقریباً مقادیر بزرگتر از صفر و نزدیک صفر را گزارش کرده است. مقدار NDVI در اوایل دوره زیاد و سپس تا اواخر دوره رشد کم می‌شود. در اواخر دوره به تدریج بر مقدار NDVI افزوده می‌شود. شاخص EDI در ابتدای دوره کم‌ترین مقدار و به تدریج به سمت نرمال و بالاتر از نرمال نزدیک می‌شود. عمق خشکسالی و تداوم آن در سال ۲۰۰۸ بیش‌تر از دیگر سال‌ها است. همچنین روند تغییرات NDVI در کاربری مرتع در سال ۲۰۰۶ هموار و در کل دوره رشد مقادیری بزرگ‌تر از ۰/۲ دارد. نوسانات پوشش مرتع در سال مذکور بسیار کم است. این در حالی است که مقدار EDI تقریباً تا اواخر دوره منفی است و در اوایل دوره دارای نوساناتی می‌باشد. در اواخر دوره مقدار علی‌رغم ترسالی، پوشش گیاهی مرتعی در سطح قبلی خود ثابت باقی مانده است. در سال خشک ۲۰۰۸، نوسانات در پوشش مرتعی افزایش یافته و در یک سوم انتهایی منفی می‌شود. در این سال، EDI تقریباً تا اواخر دوره در وضعیت خشکسالی قرار دارد و پوشش مرتعی در اوایل دوره خشکسالی شدیدتری را تجربه کرده است. در سال ۲۰۰۹، نوسانات در پوشش مرتعی کم‌تر از ۲۰۰۸ است و در نیمه دوم دوره مقدار NDVI منفی می‌شود. این در حالی است که شدت خشکسالی به سمت انتهایی دوره کاهش می‌یابد و مقادیر مثبت پیدا می‌کند.

با توجه به جدول ۳ مشاهده می‌شود که بیشترین همبستگی‌های معنی‌دار در طی سال‌های منتخب مورد بررسی مربوط به کاربری مرتع می‌باشد، که نشان‌دهنده این امر است که این کاربری نسبت به سایر کاربری‌ها پاسخ بهتری به دوره‌های تجمیع پیشین بارندگی می‌دهد و در سه کاربری منتخب (جنگل، کشاورزی و مرتع) دوره‌های تجمیع پیشین بارش در حالتی که افت زمانی بارش در نظر گرفته شده است طولانی‌تر از حالتی است که افت زمانی بارش در نظر گرفته نشده است. در گام بعدی رابطه پوشش گیاهی و بارش با استفاده از شاخص خشکسالی مؤثر (EDI) مورد بررسی قرار گرفت، نتایج محاسبات در شکل ۵ برای هر سه کاربری و در سال‌های منتخب ارائه شد. به طور غیرمنتظره‌ای مشاهده شد که روند تغییرات EDI به طور هم‌زمان مخالف روند تغییرات NDVI است. تحلیل NDVI و EDI نیز وجود همبستگی‌های منفی معنی‌دار را تأیید کرد. به نظر می‌رسد که تأثیر خشکسالی بر پوشش گیاهی با تأخیر اتفاق افتاده است. عمده نتایج به دست آمده در سه سال ۲۰۰۶ (تر)، ۲۰۰۸ (خشک) و نرمال (۲۰۰۹) به صورت زیر است:

در کاربری جنگل (سلول ۴)، پوشش گیاهی سال ۲۰۰۸ در اکثر مواقع شرایط زیر نرمال را تجربه کرده است و حتی در اواسط دوره به نزدیک ۱- رسیده است که معرف کم‌ترین مقدار پوشش گیاهی است. در همین زمان، سلول ۴ از نظر بارش شرایط نرمال و نزدیک نرمال را تجربه می‌کند. در انتهای این دوره بارش‌هایی اتفاق می‌افتد که مقدار NDVI را به نرمال و شرایط بالاتر از نرمال می‌رساند. در سال‌های تر ۲۰۰۶ و نرمال ۲۰۰۹ شرایط پوشش گیاهی در ابتدای دوره مناسب است ولی به تدریج تا اواسط دوره به کاهش یافته و به نزدیک صفر و زیر صفر می‌رسد. در انتهای دوره نیز مجدداً NDVI به مقادیر مثبت خود برگشت می‌کند. نکته حائز اهمیت،



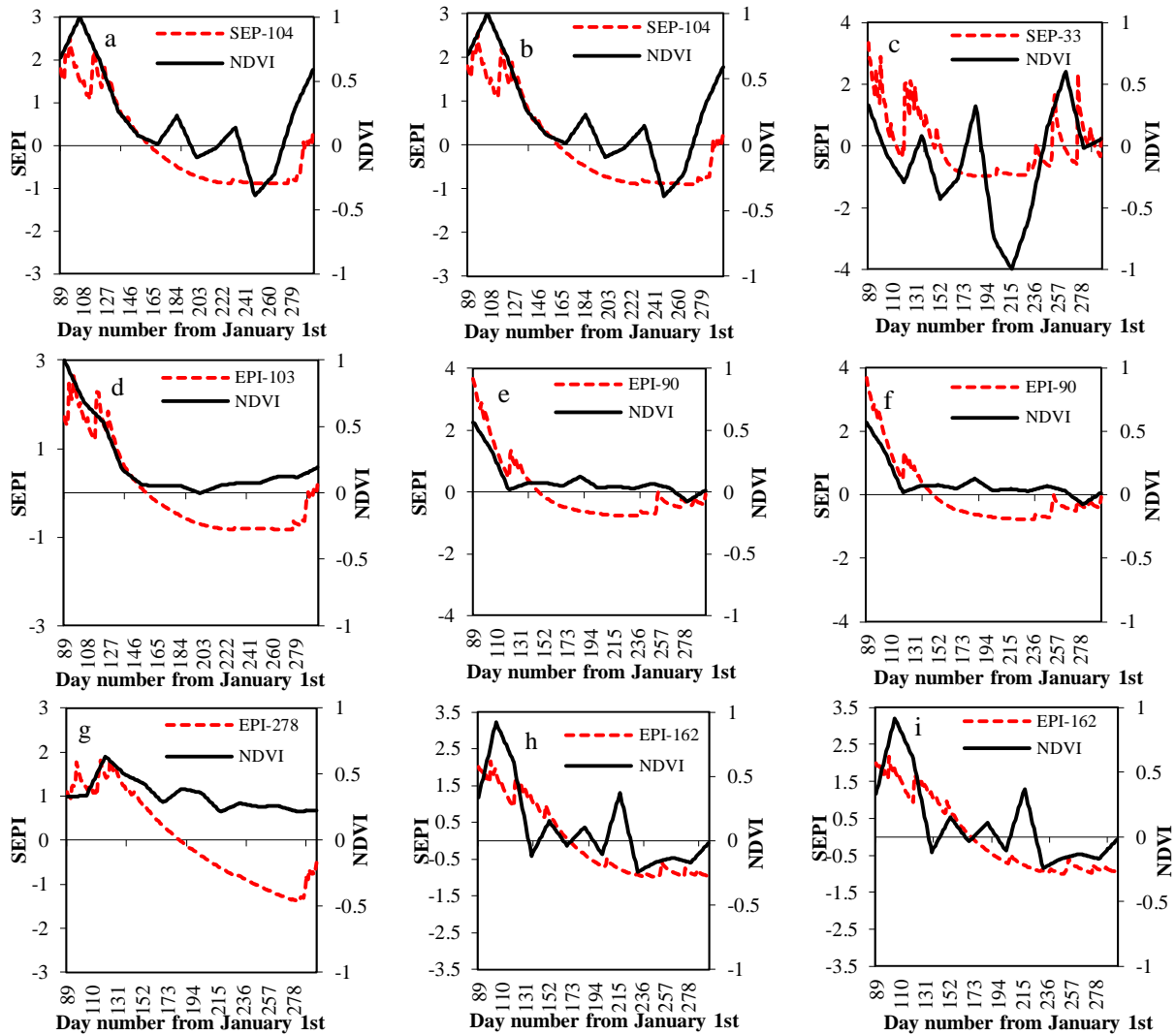
شکل ۵- شاخص خشکسالی مؤثر با دوره تجمیع دارای بیشترین همبستگی معنی دار با پوشش گیاهی و شاخص NDVI به ترتیب در سال های ۲۰۰۶، ۲۰۰۸ و ۲۰۰۹ در کاربری های جنگل (a-c)، کشاورزی (d-f) و مرتع (g-i)

Figure 5 - The effective drought index with aggregation period which had the most significant correlation with vegetation and NDVI index in the years of 2006, 2008 and 2009 in forest use (a-c), agriculture (d-f) and pasture (g-i)

آماری به دست آمده اند، حال آن که پوشش از شرایط بارندگی همان سال تأثیر می پذیرد. بر این مبنای شاخص دیگری از روی داده های بارش مؤثر استخراج شد که شاخص بارش مؤثر استاندارد (SEPI) نامیده شد. در این شاخص به جای استفاده از میانگین و انحراف معیار یک دوره چندین ساله، از میانگین و انحراف معیار همان سال استفاده می شود. نتایج مقایسه سری های NDVI و SEPI در کاربری های مختلف در شکل ۶ آمده است.

شاخص بارش مؤثر استاندارد (SEPI)

با توجه به نتایج به دست آمده در بخش قبل، ملاحظه شد که بین EDI و پوشش گیاهی همبستگی منفی وجود دارد یا نوسانات EDI عکس نوسانات NDVI است. اساساً، EDI پایش خشکسالی یا کمی سازی خشکسالی را بر مبنای مقایسه با میانگین و انحراف معیار یک دوره اقلیمی انجام می دهد. به عبارت دیگر، خشکسالی های گزارش شده توسط EDI بر مبنای مقایسه با پارامترهای کل دوره



شکل ۶- شاخص بارش مؤثر استاندارد با دوره تجمیع دارای بیشترین همبستگی معنی دار با پوشش گیاهی و شاخص NDVI به ترتیب در سال ۲۰۰۶، ۲۰۰۸ و ۲۰۰۹ در کاربری های جنگل در (a-c)، کشاورزی (d-f) و مرتع (g-i)

Figure 6 - The standard effective precipitation index with aggregation period which had the most significant correlation with vegetation and NDVI index in the years of 2006, 2008 and 2009 in forest use (a-c), agriculture (d-f) and pasture (g-i)

عکس العمل مثبت نشان داده است. این مسئله نیز در تحقیقات دیگر مورد توجه قرار گرفته است به طوری که van Hoek et al., (2016) برای پایش دقیق تر خشکسالی از میزان آب قابل دسترس برای گیاه تا عمق ۱/۳۸ متری استفاده کردند. همچنین Kamali (2017) از سه پارامتر دما، بارندگی و پوشش گیاهی برای پایش خشکسالی استفاده کرد و به این نتیجه رسید که استفاده از عامل دما در کنار داده های بارش می تواند سبب بهبود پایش خشکسالی در منطقه تحت مطالعه (استان کرمانشاه) شود.

نتیجه گیری

تحقیق حاضر با هدف بررسی تأثیر دوره های تجمیع بارندگی (۱ تا ۳۶۵ روز) پیشین بر پوشش گیاهی

با توجه به شکل های مذکور، می توان نتیجه گرفت که روند تغییرات NDVI و SEPI تقریباً یکسان است، به ویژه، NDVI در نیمه اول دوره رشد از نوسانات SEPI تبعیت می کند. در اواسط دوره نوساناتی در کاربری جنگل در هر سه سال منتخب و مرتع در سال خشک ۲۰۰۸ اتفاق می افتد که SEPI به این نوسانات پاسخ نمی دهد. به نظر می رسد عوامل دیگری غیر از بارش بر پوشش گیاهی تأثیر می گذارند. این مسأله به ویژه در مورد کاربری جنگل در اواسط سال خشک ۲۰۰۸ که NDVI به -۱ می رسد بسیار در خور توجه است. به نظر می رسد وقوع آتش سوزی های که هر ساله در این منطقه اتفاق می افتد سبب حذف کامل پوشش گیاهی شده است. در عین حال، در برخی کاربری ها، پوشش گیاهی در اواخر دوره رشد به رخداد بارش

بارش‌ها یک دوره قبل بر پوشش گیاهی سنجیده شد، تحلیل دوباره رابطه پوشش گیاهی با شاخص خشکسالی مؤثر چندان منطقی نمی‌نمود. به نظر می‌رسد پوشش گیاهی از شرایط بارش همان سال تأثیر می‌پذیرد نه سایر سال‌ها. به همین دلیل ممکن است EDI شاخص مناسبی برای پایش خشکسالی در پوشش گیاهی نباشد زیرا این شاخص بر مبنای مقایسه با میانگین و انحراف معیار یک دوره اقلیمی محاسبه می‌شود، در صورتی که پوشش گیاهی از شرایط بارندگی همان سال تأثیر می‌پذیرد. به این منظور شاخص دیگری بر مبنای مقایسه بارش مؤثر با میانگین و انحراف معیار بارش مؤثر دوره رشد تعریف شد که شاخص استاندارد بارش مؤثر (SEPI) نامیده شد. بررسی‌ها نشان داد که SEPI به خوبی رفتار NDVI را در کاربری‌های تحت مطالعه دنبال می‌کند. شاخص اخیر (SEPI) می‌تواند شاخص مناسبی برای بررسی تأثیر خشکسالی بر پوشش گیاهی باشد. همچنین پیشنهاد می‌شود در تحقیقات آتی رفتار این شاخص در کاربری‌های متنوع‌تر و تعداد یاخته‌های بیشتر مورد ارزیابی قرار گیرد.

منابع

- Amini, J. 2010. Computer processing of remotely sensed images. Tehran University press. 576 pages. (In Farsi)
- Badescu, V. 2008. Modeling solar radiation at the earth surface. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 517 pages.
- Byun, H., Wilhite, D. 1999. Objective quantification of drought severity and duration. *Journal of Climate*, 12: 2747-2756.
- Ghorbani, Kh. 2010. Comparative study of meteorological indexes with satellite data profiles by data mining for drought monitoring. Ph.D. Thesis. University of Tehran, Tehran. (In Farsi)
- Jalili, Sh., Morid, S., Ziyaeeyan, F.P. 2008. A Comparison between Satellite and Climatic Indices in Drought Monitoring. *Iranian Journal of Soil and Water Research*, 39(1): 139-149. (In Farsi)
- Katirai Borujerdi, P.S. 2013. Comparison of high-resolution gridded monthly satellite and ground-based precipitation data over Iran. *Geophysical Journal of Iran*, 7(4): 149-160. (In Farsi)
- Kamali, S. 2017. Metrological drought monitoring in the semi-arid region of Kermanshah using multisensory microwave remote sensing data. MSc Thesis. University of Tehran, Tehran. (In Farsi)
- Liu, W.T., Kogan, F.N. 1996. Monitoring regional drought using the vegetation condition index. *International Journal of Remote Sensing*. 17(14): 2761-2782.
- van Hoek, M., Jia, L., Zhou, J., Zheng, Ch., Menenti, M. 2016. Early Drought Detection by Spectral Analysis of Satellite Time Series of Precipitation and Normalized Difference Vegetation Index (NDVI). *Remote Sensing*, 8(5): 1-17.
- Mirmousavi, S.H., Karimi, H. 2011. Effect of Drought on Vegetation Cover Using MODIS Sensing Images Case: Kurdistan Province. *Journal of Geography and development*, 11(31): 57-76. (In Farsi)
- Peters, A., Lei Ji, W., Hayes, M., Svoboda, M., Hayes, M. 2003. Drought monitoring with NDVI based standardized vegetation index. *Photogrammetric Engineering and remote sensing*, 68(1): 71-75.

کاربری‌های مختلف (جنگل، مرتع و کشاورزی) در استان کرمانشاه با در نظر گرفتن افت تأثیر بارش (به صورت نمایی) (بارش مؤثر)، بدون در نظر گرفتن افت تأثیر بارش و شاخص خشکسالی مؤثر انجام شده است. بر مبنای نتایج به دست آمده در نقاط نمونه، دوره‌های تجمیع بارش بدون در نظر گرفتن افت زمانی در کاربری جنگل شامل دوره‌های کوتاه‌مدت کم‌تر از ۱۰۰ روز می‌باشد. در کاربری کشاورزی (کشاورزی آبی)، دوره‌های تأثیرگذار بین ۶۷ تا ۸۸ روز و در کاربری مرتع دوره‌های تجمیع طولانی‌مدت بارش (بیش از ۱۰۰ روز)، دارای بیش‌ترین همبستگی با پوشش کاربری است. در سه کاربری منتخب (جنگل، کشاورزی و مرتع)، دوره‌های تجمیع پیشین بارش در حالتی که افت زمانی بارش در نظر گرفته شده است طولانی‌تر از حالتی است که افت زمانی بارش در نظر گرفته نشده است. همبستگی بین داده‌های NDVI و شاخص خشکسالی مؤثر (EDI) در هر سه کاربری منتخب معکوس است یکی از دلایل این مسأله می‌تواند این باشد که تأثیر خشکسالی بر پوشش گیاهی با تأخیر زمانی عارض می‌شود. البته، به دلیل اینکه در این مطالعه، تأثیر

- Rahimzadeh, P., Darvishsefat, A., Khalili, A., Makhdom, A. 2008. Using AVHRR-based vegetation indices for drought monitoring in the northwest of Iran. *Journal of Arid Environment*, 72(6): 1086-1096.
- Raziei, T., Sotoudeh, F. 2016. Investigation of the accuracy of the European Center for Medium Range Weather Forecast (ECMWF) in forecasting observed precipitation in different climates of Iran. *Journal of the earth and space physics*, 43(1): 1-16. (In Farsi)
- Rouse, J.W., Hass, R.H., Schell, J.A., Deering, D.W. 1974. Monitoring vegetation systems in the great plains with ERTS. NASA. Goddard Space Flight Center 3d ERTS-1 Symposium, 1(A): 309-317.
- Sarabi, S., Heshmatpour, A., Komaki, B., Tahmasebi, A. 2015. Relationship between Modis vegetation indices and drought in northern rangeland of Golestan province. *Iranian Journal of Range and Desert Research*, 22(2): 392-40.



ارزیابی مدل برف واسنجی شده طرحواره سطح NOAA-MP جفت شده در مدل WRF با تصاویر سنجنده مودیس در نواحی با ویژگی‌های متفاوت سطح

مهرانه خدامرادپور^{۱*}، پرویز ایران‌نژاد^۲

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۳/۰۷

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۷/۱۷

چکیده

پوشش برف اثر قابل توجهی در کشاورزی، منابع آب و اقلیم دارد و به دلیل تغییرات شدید مکانی و زمانی از مهم‌ترین مؤلفه‌ها در طرحواره‌های سطح است. مدل برف طرحواره سطح NOAA-MP جفت شده در مدل WRF با فاکتور ذوب برف واسنجی شده با تصاویر روزانه کسر پوشش برف سنجنده مودیس ماهواره ترا در بارش‌های سنگین برف در سال‌های ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴ ارزیابی شده است. منطقه مورد مطالعه که شامل استان‌های غربی (همدان و کردستان) و استان‌های شمالی (اردبیل، گیلان و مازندران) است به نواحی جنگلی، مرتع، پست و کم‌ارتفاع و کوهستانی دارای شیب کم و زیاد تقسیم شد. مدل ضعیف‌ترین (بهترین) عملکرد در برآورد کسر پوشش برف (کمینه دمای هوا) را با بیش‌ترین (کم‌ترین) میانگین مربعات خطاهای نرمال شده و انحراف معیار نرمال شده بیش‌تر از (نزدیک به) یک دارد. مدل عدم قطعیت بالایی در برآورد کسر پوشش برف و ارتفاع برف در نواحی دارای توپوگرافی پیچیده (با ضریب کارایی بسیار کوچک مثبت، ۰/۰۱) و نواحی دارای ناهمگنی سطح (نواحی مرتع و جنگلی با ضرایب کارایی منفی و خطاهای بزرگ) دارد. بهترین عملکرد مدل در برآورد کسر پوشش برف و ارتفاع برف در نواحی پست و کم ارتفاع با بالاترین ضرایب کارایی (به ترتیب ۰/۷۱ و ۰/۴۰) و کوچک‌ترین میانگین مطلق خطا (به ترتیب ۸ و ۶/۴ cm) است.

واژه‌های کلیدی: طرحواره سطح NOAA-MP، کسر پوشش برف، مدل WRF، سنجنده مودیس

مقدمه

انرژی، شار انرژی سطح را با تقسیم تابش خالص ورودی به شارهای گرمای نهان، محسوس، خاک و انرژی ذوب برف محاسبه می‌کند؛ در حالی که در بخش بودجه آبی، شار آب با تقسیم بارش به تبخیر/تعرق، رواناب و تغییرات رطوبت خاک و ذوب برف (در صورت وجود برف) محاسبه می‌شود. پارامترسازی برف با توجه به نقش آن در هر دو بودجه آبی و انرژی طرحواره‌های سطح دارای اهمیت قابل ملاحظه‌ای است که در این پژوهش مورد بررسی قرار می‌گیرد. پارامترسازی برف، از مدل تک لایه‌ای ساده برف و مدل ساده تاج پوشش گیاهی (Chen and Dudhia, 2001) تا مدل‌سازی‌های پیچیده شامل مدل چند لایه‌ای برف و مدل‌های پیشرفته تاج پوشش گیاهی و وارد کردن اثر حضور پوشش گیاهی در هنگام بارش برف (Roesch et al., 2001; Niu et al., 2011) در طرحواره‌های سطح خشکی‌ها وارد می‌شود. ارتفاع برف و کسر پوشش برف از مهم‌ترین متغیرها در پارامترسازی برف به شمار می‌روند. کسر پوشش برف در مدل‌های برف

برف با ویژگی‌های فیزیکی خاص شامل آلبیدو، گسیلندگی بالا (عمل کردن به عنوان جسم سیاه در ناحیه فرورسرخ گرمایی) و رسانایی بسیار پایین می‌تواند اثر بسیار مهمی بر دمای هوا، خاک و حتی تبادل کربن در سطح مشترک خاک- جو داشته باشد (Zhang, 2005). مدل برف در بخش طرحواره‌های سطح خشکی‌ها واقع در هسته فیزیکی مدل‌های پیش‌بینی عددی وضع هوا وارد می‌شود. طرحواره‌های سطح خشکی‌ها تبادل تکانه، جرم و انرژی در سطح مشترک جو- سطح بر اساس بودجه‌های آبی و انرژی بر عهده دارند. بودجه

^۱ استادیار، گروه علوم و مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

*نویسنده مسئول: mkhodamorad@basu.ac.ir

DOI: 10.22125/agmj.2018.120644.1005

^۲ دانشیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

MP با فاکتور ذوب برف واسنجی شده جفت شده در مدل پیشرفته تحقیقاتی و پیش‌بینی WRF ارزیابی می‌شود و همچنین در بخش بودجه انرژی، با توجه به تأثیر کسر برف بر آلبیدوی سطح و شار انرژی، کمینه روزانه دمای هوا با توجه به اهمیت آن در پیش‌بینی‌های هواشناسی کشاورزی ارزیابی می‌شود.

مواد و روش‌ها

این بخش ابتدا به معرفی منطقه مورد مطالعه می‌پردازد. سپس مدل WRF و پارامترسازی مدل برف در طرحواره سطح Noah-MP به طور خلاصه ارائه می‌شود.

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه محدوده غربی (استان‌های همدان و کردستان) و نوار شمالی ایران (استان‌های اردبیل، مازندران و گیلان) است (شکل ۱). ایستگاه‌های محدوده مورد مطالعه، با بررسی نقشه‌های ارتفاعی و کاربری اراضی به پنج ناحیه پوشش گیاهی، مرتع، پست و کم‌ارتفاع (ارتفاع کم‌تر از ۱۰۰ متر) و نواحی کوهستانی با شیب‌های کم (انحراف معیار ارتفاع کوچک‌تر یا مساوی ۲۰۰ متر) و زیاد (انحراف معیار ارتفاع بزرگ‌تر از ۲۰۰ متر) تقسیم می‌شود (شکل ۱).

جزئیات فیزیکی مدل WRF و طرحواره سطح Noah-MP

مدل پیش‌بینی عددی وضع هوا WRF، مدل میان‌مقیاس پیشرفته تحقیقاتی است که نخستین نسخه آن در دسامبر ۲۰۰۱ ارائه شد (Schamarock et al., 2001). مدل WRF دارای دو هسته دینامیکی و طرحواره‌های فیزیکی است. هسته دینامیکی شامل دو هسته ARW، جرم اویلری و مدل نآب‌ایستای میان‌مقیاس (NMM) است که شامل معادلات فرارفت، گرادیان فشار، اثر کوریولیس، پخش و طرحواره زمانی است. طرحواره‌های فیزیکی مدل نیز شامل نسخه‌های متفاوت طرحواره‌های پارامترسازی تابش، لایه مرزی، سطح، همرفت و میکروفیزیک است. در این مطالعه نسخه 3.5.1 هسته ARW مدل اجرا شد. طرحواره سطح Noah-MP جفت شده در مدل پیش‌بینی عددی WRF ابتدا توسط Niu et al., (2011) ارائه شد. اساس این

به صورت نسبت مساحت پوشیده شده با برف هر سلول مربع شبکه به کل مساحت آن سلول تعریف می‌شود. کسر پوشش برف، با توجه به بیش‌ترین افت و خیز مکانی و زمانی در بین مؤلفه‌ها و تأثیر آن بر آلبیدوی سطح و در نتیجه ترازمندی تابش، از مهم‌ترین متغیرهای پیش‌بینی در طرحواره‌های پارامترسازی سطح است. کسر پوشش برف در مدل‌های منطقه‌ای و جهانی به‌طور نسبتاً ساده پارامتریزه می‌شود، به طوری که مدل‌های برف هنوز هم دارای عدم قطعیت بالایی، به ویژه در برآورد کسر پوشش برف هستند (Derksen and Brown, 2012; Brutle-). اکثر طرحواره‌های سطح، کسر پوشش برف را برای وزن دادن به آلبیدوهای بخش بدون پوشش برف و بخش دارای برف هر سلول شبکه، به صورت خطی، به کار می‌برند و بر این اساس آلبیدوی میانگین هر سلول شبکه برآورد می‌شود (Niu et al., 2011). ساده‌ترین پارامترسازی کسر پوشش برف بر اساس رابطه ساده‌ای از آب معادل برف یا ارتفاع برف و مقدار بحرانی آن‌ها است (Deckenson et al., 1993; Yang et al., 1997). (Irannejad and Shao, 1998) دریافتند که پارامترسازی کسر پوشش برف بر اساس این رابطه ساده سبب برآورد کمتری از کسر پوشش برف و در نتیجه آلبیدوی سطح می‌شود. پس آن‌ها کسر پوشش برف را به عنوان تابع تانژانت هیپربولیک از ارتفاع برف، چگالی برف و طول زبری سطح ارائه کردند؛ در حالی که برآورد کسر پوشش برف با این روش نیز فقط در نواحی پست و بدون پوشش گیاهی قابل قبول است (Roesch et al., 2001). کسر پوشش برف و ارتفاع برف دارای وابستگی فصلی هستند، به طوری که روند افزایش کسر پوشش برف با ارتفاع برف در پاییز سریع‌تر از روند کاهش آن با ارتفاع برف در فصل بهار (دوره ذوب برف) است. به همین دلیل Niu and Yang (2004) در رابطه ارائه شده توسط Yang et al., (1997)، فاکتور ذوب برف را وارد کردند. فاکتور ذوب برف بر اساس ارتفاع و کسر پوشش برف ایستگاه‌های برف‌سنجی آمریکای شمالی مقدار یک برآورد شد. پژوهش حاضر به واسنجی فاکتور ذوب برف طرحواره Noah-MP، با توجه به تغییرات زمانی و مکانی شدید کسر پوشش برف، با تصاویر سنجنده مودیس می‌پردازد. سپس کسر پوشش برف و ارتفاع برف در بخش بودجه آبی طرحواره سطح Noah-

(Bowling et al., 2003) شد. مدل چند لایه‌ای برف حداکثر به سه لایه بر اساس ارتفاع برف تقسیم می‌شود. ضخامت اولین لایه برف (از بالای مدل خاک) برای برآورد بهتر شار گرمایی خاک بسیار نازک در نظر گرفته می‌شود (۰/۰۴۵ m).

طرحواره، طرحواره سطح (NOAH, Chen and Dudhia, 2001) است، که با وارد کردن پارامتره‌سازی رواناب بر اساس تاپ مدل ساده شده (Niu et al., 2005) و مدل چند لایه‌ای برف در بخش بودجه آبی و مدل تاج پوشش گیاهی دینامیکی (Ball et al., 1987) در بخش بودجه انرژی سبب کاهش خطاهای قابل توجه طرحواره NOAH

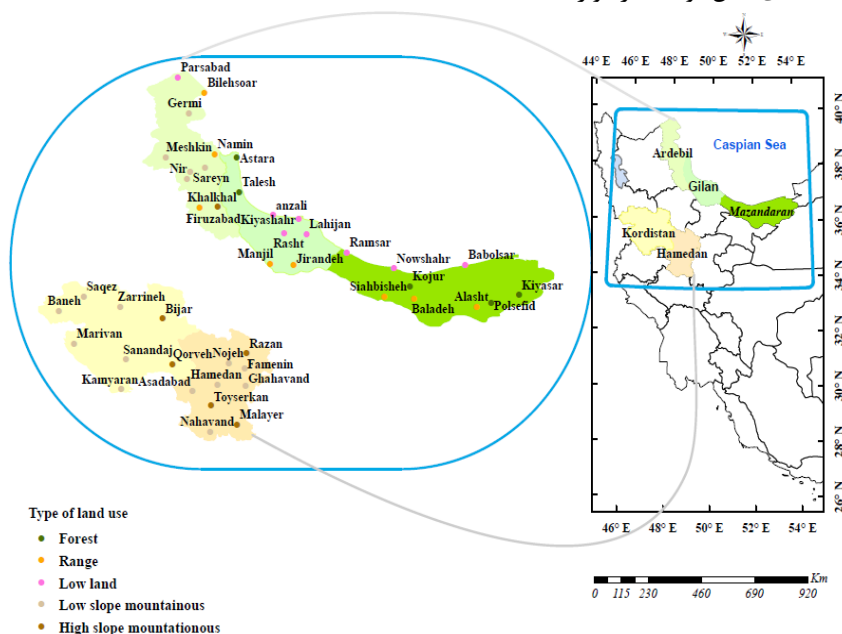


Figure 1- Geographic map of synoptic stations and their type of land use in the study area

شکل ۱- نقشه پراکنش جغرافیایی ایستگاه‌های هواشناسی سینوپتیکی و نوع کاربری اراضی آن‌ها در محدوده مورد مطالعه

صرف گرم یا سرد شدن لایه برف یا خاک می‌شود. برف بعد از رسیدن به زمین فشرده می‌شود، که سبب تغییر چگالی و ضخامت آن می‌شود. در این مدل برف، فرآیندهای فشردگی شامل متامورفیزم مخرب (تغییرات فیزیکی دانه‌های برف در داخل بسته برف ناشی از اختلاف دما و فشار)، فشردگی ناشی از وزن لایه‌های بالایی برف و متامورفیزم ذوب برف است (Anderson, 1976). (ρ_{sn}) ، زبری سطح (z_{0g}) و فاکتور ذوب برف (m) پارامتری می‌شود، که چگالی برف توسط چگالی برف تازه، ρ_{snew} مقیاس می‌شود (Niu et al., 2007).

$$f_{sno} = \tanh \left(\frac{h_{sno}}{2.5z_{0g} \left(\frac{\rho_{sn}}{\rho_{snew}} \right)^m} \right) \quad (2)$$

فاکتور ذوب برف هم از واسنجی داده‌های مشاهداتی کسر پوشش برف در ماه‌های مختلف در دوره‌های تاریخی برآورد می‌شود. کسر پوشش برف در این طرحواره سطح به شکل تابع تانژانت هیپربولیک ارتفاع برف (h_{sno})، چگالی کل برف در مدل NOAH-MP، مقدار پیش فرض فاکتور

دمای سطح برف با روش تکرار از روابط ترازمندی انرژی برآورد می‌شود. دماهای برف و خاک برای برآورد انرژی ذوب یا انجماد ($H_{m,i}$) برای لایه نام برف و لایه‌های خاک به کار می‌رود به طوری که مازاد یا کمبود انرژی مورد نیاز برای تغییر دمای برف یا خاک به نقطه انجماد T_{frz} به صورت معادله ۱ تعریف می‌شود (Niu et al., 2011).

$$H_{m,i} = C_i \Delta z_i \frac{T_i^{N+1} - T_{frz}}{\Delta t} \quad i = i_{sno} + 1, 4 \quad (1)$$

که Δz_i ضخامت لایه، T_i^{N+1} دمای لایه نام برف یا خاک، Δt گام زمانی و i_{sno} کل لایه‌های برف و C_i ظرفیت گرمایی حجمی در $i = i_{sno} + 1, 0$ است که تابعی از کسر حجمی یخ و آب در لایه نام برف یا خاک و ظرفیت گرمایی حجمی یخ، آب و خاک و تخلخل خاک است. هنگامی که در معادله ۱، $T_{fr} < T_i^{N+1}$ باشد و برف یا یخ در لایه خاک وجود داشته باشد ذوب برف رخ می‌دهد؛ در حالی که اگر آب مایع در حضور برف و یا در خاک وجود باشد، انجماد رخ می‌دهد. باقی‌مانده انرژی هم

مورد نیاز بود. پردازش تصاویر شامل تصحیحات هندسی لازم و یکی کردن تصاویر از روش موزائیک و سپس استخراج کسر پوشش برف در ایستگاه‌های هواشناسی مورد نظر توسط نسخه ۵/۳ نرم‌افزار ENVI انجام شد. سپس مدل پیش‌بینی منطقه‌ای WRF نسخه 3.5.1 جفت شده با طرحواره سطح NOAA-MP با فاکتور ذوب برف واسنجی شده اجرا شد. نسخه دیگر طرحواره‌های فیزیکی جفت شده با مدل WRF شامل طرحواره لایه مرزی سیاره‌ای YSU، طرحواره همرفت کومه‌ای Kain-Fritsch، طرحواره تابش موج بلند RRTM، طرحواره تابش موج کوتاه Dudhia، طرحواره لایه سطحی MM5 و طرحواره خرد فیزیک Kessler است. شبیه‌سازی مدل در دو حوزه به روش آشیانه‌ای یک‌سویه (استفاده از داده‌های شبکه مادر با توان تفکیک ۱۵ کیلومتر به عنوان شرایط مرزی شبکه داخلی با توان تفکیک ۵ کیلومتر) در دو محدوده غرب و نوار شمالی کشور با داده‌های سه ساعته GFS^۱ با گام مکانی ۰/۵ درجه انجام شد (شکل ۲).

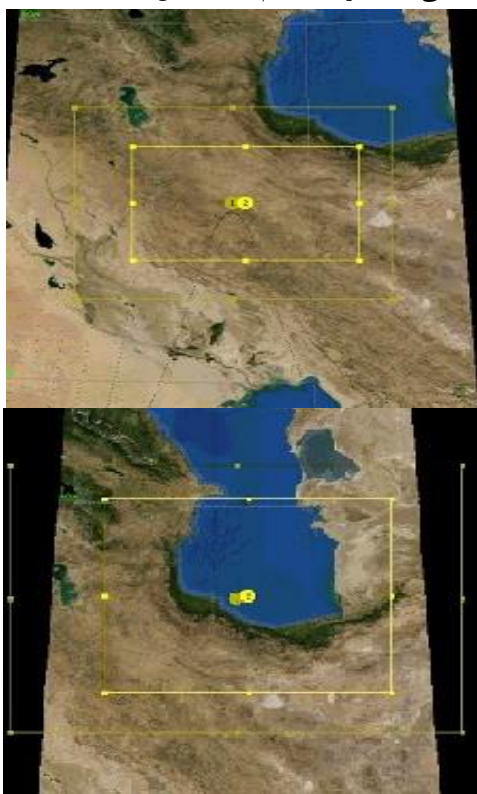


Figure 2- Domains of WRF for the study area

شکل ۲- محدوده‌های مدل WRF برای منطقه مورد مطالعه

مدل در این دو محدوده در دوره‌های زمانی متفاوتی، با توجه به متفاوت بودن زمان بارش برف، اجرا شد،

برف برابر یک است که سبب برآورد بهتر پوشش برف و آب معادل برف توسط مدل در نیم‌کره شمالی شده است (Niu et al., 2011). آلبدوی سطح (u_g) در هر مربع شبکه پوشیده شده با برف، از میانگین وزنی آلبدوهای خاک و برف (α_{soil} و α_{sno}) پارامتره می‌شود.

$$\alpha_g = (1 - f_{sno})\alpha_{soil} + f_{sno}\alpha_{sno} \quad (3)$$

این طرحواره سطح در مدل کردن برف روی تاج پوشش گیاهی اثر هر دو فاز مایع و جامد آب را در نظر می‌گیرد. کسر پوشش برف روی تاج پوشش گیاهی به شکل $f_{sno} = \left(\frac{M_{ice}}{M_{ice,max}} \right)^{\frac{2}{3}}$ برآورد می‌شود، که M_{ice} ذخیره برف خشک تاج پوشش ($kg\ m^{-2}$) و $M_{ice,max}$ بیشینه تحمل تاج پوشش برای برف خشک است (Bonan, 1996).

روش‌ها

نخست جهت واسنجی فاکتور ذوب برف، کسر پوشش برف از معادله ۳، با فاکتورهای متفاوت ذوب برف شامل ۰/۵، ۱، ۱/۵، ۲ و ۲/۵ در ایستگاه‌های مورد مطالعه در بازه زمانی ۲۰۱۴-۲۰۰۵ در ماه‌های اکتبر تا آوریل به صورت روزانه برآورد می‌شود. سپس با مقایسه آن‌ها با کسر پوشش برف مستخرج از تصاویر روزانه سنجنده مودیس بر اساس شاخص‌های ارزیابی شامل خطای اریبی، ریشه دوم میانگین مربعات خطا و میانگین مطلق خطا، فاکتور ذوب برف واسنجی شده در هر ناحیه به دست می‌آید. داده‌های روزانه کسر پوشش برف، به دلیل عدم اندازه‌گیری ایستگاه‌های هواشناسی، از تصاویر سنجنده مودیس ماهواره ترا (محصول MOD10A1) از سایت www.ncids.org، با توان تفکیک مکانی ۵۰۰ متر و توان تفکیک زمانی روزانه، استخراج شد. اعتبارسنجی تصاویر کسر پوشش برف ماهواره مودیس نشان از توافق بالای آن‌ها با داده‌های مشاهداتی ایستگاه‌های تله‌متری در نواحی مختلف جهان (در حدود ۹۳٪) دارد (Maurer et al., 2003; Haung et al., 2011). کسر پوشش برف در این تصاویر از اختلاف شاخص نرمال شده برف ناشی از بازتاب برف در دو باند مرئی سنجنده (باند چهار، طول موج ۵/۵ میکرومتر) و نزدیک فروسرخ (باند شش، ۱/۶ میکرومتر) برآورد می‌شود. با توجه به گستردگی منطقه مورد مطالعه، در هر روز دو تصویر از سنجنده مودیس شامل MOD10A1.h21v05 و MOD10A1.h22v05

¹ Global Forecast System

مقادیر منفی آن بیانگر ناموفق بودن مدل است. همچنین هر چه خطاهای مدل (MAE و BIAS) کوچکتر باشند مدل عملکرد بهتری دارد. همچنین دیگر شاخص ارزیابی، نمودار تیلور (Taylor, 2001) است که روشی گرافیکی برای بررسی همبستگی، میانگین مربعات خطاها و تغییرات آن‌ها (بر اساس انحراف معیار) است که بر اساس ارائه معادله بین پارامترها، مشابه قانون کسینوس‌ها، است.

نتایج و بحث

این بخش ابتدا به واسنجی فاکتور ذوب برف و سپس به ارزیابی کسر پوشش برف، ارتفاع برف و کمینه دمای هوای شبیه‌سازی شده توسط مدل WRF-NOAHMP با ضریب ذوب برف واسنجی شده در نواحی مورد مطالعه پرداخته شده است. سپس با استفاده از نمودار تیلور هر سه این متغیرها هم‌زمان بررسی می‌شود. جدول ۲ نشان از کوچک‌ترین خطاها در برآورد کسر پوشش برف با فاکتور ذوب برف برابر ۰/۵ در تمام نواحی، به جز ناحیه جنگلی با فاکتور ذوب برف برابر یک، دارد، به طوری که کوچک‌ترین (بزرگ‌ترین) خطا در نواحی پست و کم‌ارتفاع (مرتفع) است.

به طوری که بازه‌های زمانی اجرای مدل در غرب ۲۰۱۳/۰۱/۱۰ تا ۲۰۱۳/۰۱/۱۶، ۲۰۱۳/۱۲/۰۴ تا ۲۰۱۳/۱۲/۲۰، ۲۰۱۳/۰۱/۱۱ تا ۲۰۱۴/۰۱/۲۱، ۲۰۱۴/۰۲/۰۴ تا ۲۰۱۴/۰۲/۱۷ و ۲۰۱۴/۰۲/۰۹ تا ۲۰۱۴/۰۲/۲۲ و در شمال کشور ۲۰۱۳/۰۳/۰۵ تا ۲۰۱۳/۰۳/۱۲، ۲۰۱۳/۱۲/۰۷ تا ۲۰۱۳/۱۲/۱۹ و ۲۰۱۴/۰۲/۰۱ تا ۲۰۱۴/۰۲/۱۳ انتخاب شد. شاخص‌های ارزیابی خطای خروجی‌های مدل در این بررسی بر اساس ضریب کارایی مدل (Nash and Sutcliffe, 1970)، خطای اریبی مدل (BIAS) و میانگین قدرمطلق خطاها (MAE) به شکل معادله‌های ۴ تا ۶ آورده می‌شود.

$$BIAS = \bar{M} - \bar{O} \quad (4)$$

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - M_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} \quad (5)$$

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\bar{M} - \bar{O}) \quad (6)$$

که O_i, M_i, \bar{O} و \bar{M} به ترتیب داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده در زمان i و میانگین داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده در کل گام‌های زمانی مورد نظر N است. مقادیر مثبت ضریب کارایی E نشان از برتری شبیه‌سازی‌ها بر پذیرش میانگین مشاهدات برای همه زمان‌ها دارد و

Table 2- Evaluation of simulated snow cover fraction with different snow melting factor by Modis images during 2005 -2014 (October-April)

جدول ۲- ارزیابی کسر پوشش برف شبیه‌سازی شده با فاکتورهای ذوب برف مختلف توسط تصاویر مودیس در دوره ۲۰۱۴-۲۰۰۵ (اکتبر- آوریل)

Type	Evaluation parameters	Snow melting factor (m)				
		m=2.5	m=2	m=1.5	m=1	m=0.5
Forest	MAE (%)	23.9	23.46	23.03	21.7	22.2
	RMSE (%)	36.6	36.04	34.48	33.5	34.41
Range land	MAE (%)	30.82	30.5	30.34	30	39.59
	RMSE (%)	40.79	40.48	40.24	39.88	39.38
Low land	MAE (%)	19.03	17.7	16.5	14.65	13.41
	RMSE (%)	32.35	30.14	28	24.57	22.38
Low slope Mountainous	MAE (%)	21.34	21.27	20.99	20.50	20.10
	RMSE (%)	38.7	38.3	37.9	36.7	35.21
High slope Mountainous	MAE (%)	24.40	23.98	23.60	22.84	22.33
	RMSE (%)	40.03	39.47	38.96	37.95	36.86

نواحی اریبی مثبت را نشان می‌دهد (جدول ۳ و شکل ۲). کسر پوشش برف در اکثر نواحی مورد مطالعه، به جز نواحی کم‌ارتفاع، فراب‌آورد می‌شود، به طوری که بیشترین فراب‌آورد را در نواحی مرتع (خطای اریبی مثبت ۳/۲۷٪) دارد. مدل در نواحی پست و کم ارتفاع، کسر پوشش برف را به طور کوچکی (خطای اریبی منفی ۴/۱٪) فرورآورد می‌کند (جدول ۳). بررسی ضرایب تبیین نشان‌دهنده برآورد بیش‌ترین تغییرات کسر پوشش برف تصاویر

نواحی جنگلی با فاکتور ذوب برف $m=1$ (به ترتیب ۲۲/۲ درصد و ۳۴/۴ درصد خطاهای MAE و RMSE) کوچک‌ترین خطاها را دارند، که نشان‌دهنده برآورد بهتری از کسر پوشش برف مدل با این فاکتور ذوب برف است. پس مدل WRF جفت‌شده با NOAHMP با وارد کردن فاکتور ذوب برف واسنجی‌شده، برای نواحی جنگلی فاکتور ذوب برف برابر با یک ($m=1$) و بقیه نواحی برابر ۰/۵ اجرا می‌شود. کسر پوشش برف شبیه‌سازی شده تقریباً در همه

کارایی منفی نشان از ناموفق بودن مدل در برآورد کسر پوشش برف در نواحی مرتع دارد، به طوری که مدل حتی نمی‌تواند به اندازه به کاربردن میانگین مشاهدات، کسر پوشش برف را برآورد کند.

Table 3- The evaluation parameters for simulated snow cover fraction

جدول ۳- شاخص‌های ارزیابی کسر پوشش برف شبیه‌سازی شده

Type	Sample size	BIAS (%)	MAE (%)	Efficiency Coefficient
Range	139	27.3	28.1	-0.21
Forest	125	13.5	18.1	0.19
Low land	172	-1.4	8	0.71
Low slope mountainous	243	21.6	16.9	0.17
High slope mountainous	292	5.1	23.8	0.01

سنجنده مودیس توسط مدل در نواحی پست و کم‌ارتفاع (در حدود ۰.۷۶) است، در حالی که کم‌ترین تغییرات کسر پوشش برف مشاهداتی توسط مدل در نواحی مرتع (در حدود ۰.۳۵) تبیین می‌شود (شکل ۲). هم‌چنین مدل در برآورد کسر پوشش برف در نواحی پست و کم‌ارتفاع، دارای بالاترین ضریب کارایی مثبت (۰/۷۱)، به دلیل کوچک‌ترین میانگین مطلق خطا (۰/۸)، است (جدول ۳). خطاهای بزرگ مدل WRF-NOAHMP در شبیه‌سازی کسر پوشش برف در نواحی دارای پوشش مرتع (میانگین مطلق خطا، ۰/۲۸/۱) و نواحی کوهستانی با شیب زیاد (میانگین مطلق خطا، ۰/۲۳/۸) منجر به کارایی منفی مدل در نواحی مرتع (۰/۲۱-) و کارایی بسیار کوچک مثبت (۰/۰۱) در نواحی کوهستانی با شیب زیاد می‌شود. این

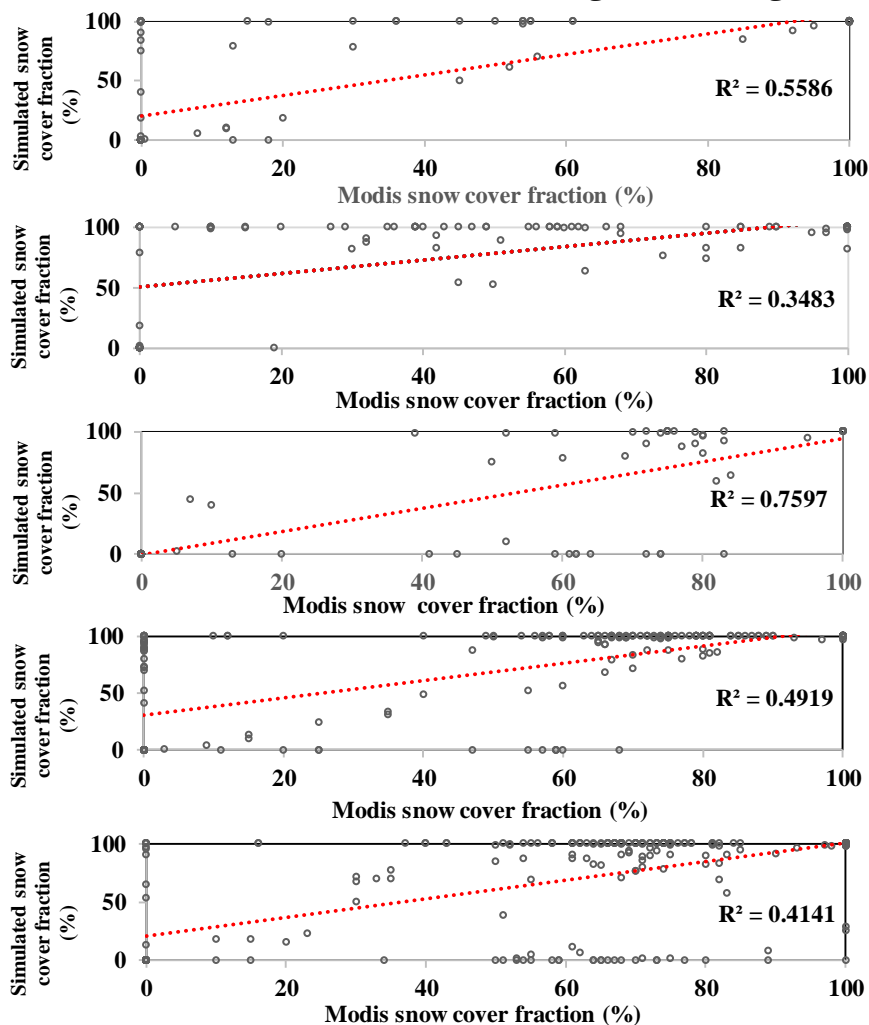


Figure 3- Daily simulated and observed (Modis image) snow cover fraction for a) Forest, b) Range land, c) lowland, d) low slope mountainous and e) high slope mountainous

شکل ۳- کسر پوشش برف روزانه شبیه‌سازی شده و مشاهده شده (تصاویر مودیس) در نواحی (a) جنگلی، (b) مرتع، (c) پست و کم ارتفاع، (d) کوهستانی با شیب کم و (e) کوهستانی با شیب زیاد

نواحی جنگلی نیز نشان از ناموفق بودن عملکرد مدل در برآورد ارتفاع برف دارد. بالاترین ضریب تبیین نیز در نواحی کوهستانی با شیب کم (۰/۷۸) و پایین‌ترین آن در نواحی جنگلی (۰/۲۴) می‌باشد (شکل ۴).

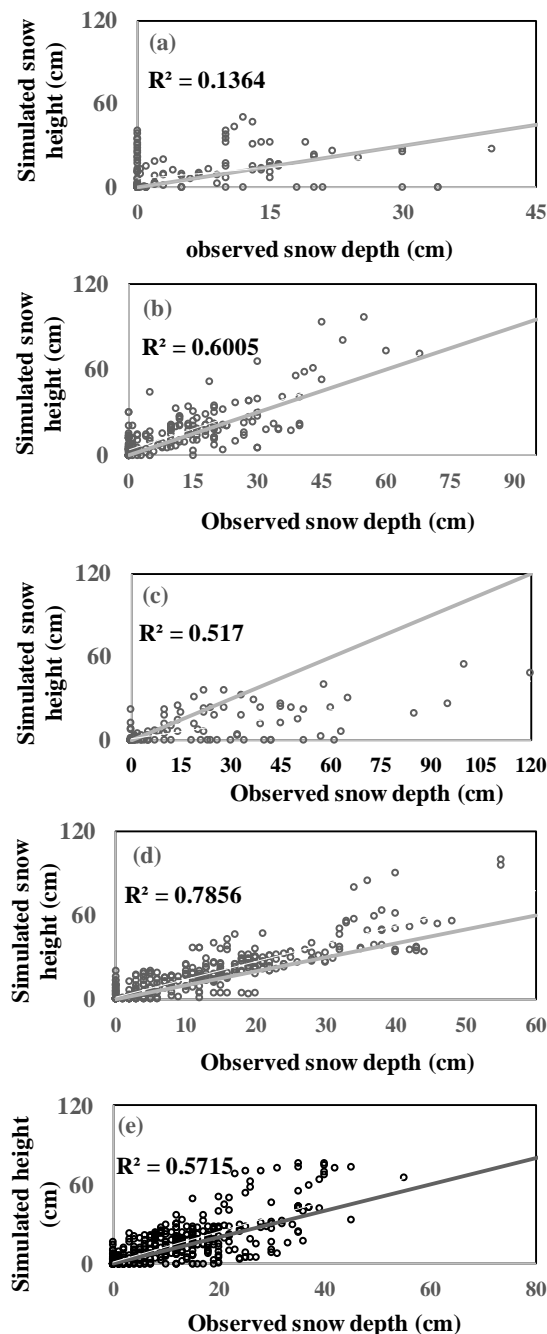


Figure 4- Simulated and observed snow depth (cm) for a) forest, b) range, c) low land, d) low slope mountainous and e) high slope mountainous
 شکل ۴- ارتفاع برف شبیه‌سازی شده و مشاهداتی (cm) در نواحی (a) جنگلی، (b) مرتع، (c) پست و کم ارتفاع، (d) کوهستانی با شیب کم و (e) کوهستانی با شیب زیاد

دقت پایین مدل WRF در طبقه‌بندی صحیح نوع پوشش سطح در نواحی دارای سطوح ناهمگن و نواحی دارای توپوگرافی پیچیده و تأثیر آن بر خروجی‌های طرحواره سطح، می‌تواند از دلایل عملکرد نامناسب مدل در برآورد کسر پوشش برف در این نواحی باشد (Gao and JIA, 2013). لازم به ذکر است حجم نمونه در جدول ۳ بیانگر تعداد داده‌های مشاهده شده در دسترس با توجه به عدم وجود داده‌های کسر پوشش برف در تصاویر سنجنده مودیس به دلیل پوشش ابر است. شکل ۴ نشان‌دهنده ارتفاع برف شبیه‌سازی شده توسط مدل WRF-NOAHMP و مشاهدات و جدول ۴ بیانگر شاخص‌های ارزیابی خطای مدل در برآورد ارتفاع برف است.

Table 4- The evaluation parameters for simulated snow depth (cm)

جدول ۴- شاخص‌های ارزیابی ارتفاع برف شبیه‌سازی شده (cm)

Type	BIAS (cm)	MAE (cm)	Efficiency coefficient
Range	3.7	6.9	0.30
Forest	3.6	8.6	-1.3
Low land	-5	6.4	0.40
Low slope mountainous	4.9	6.8	0.34
High slope mountainous	3	7.6	0.01

ارتفاع برف شبیه‌سازی شده توسط مدل WRF با طرحواره سطح NOAHMP نسبت به مشاهدات در اکثر نواحی مورد مطالعه (شکل ۴) با توجه به قرار گرفتن اکثر نقاط بالای خط ۱:۱، به ویژه نواحی جنگلی و کوهستانی با شیب کم، بیش‌تر برآورد می‌شود، به طوری که نواحی کوهستانی با شیب زیاد و شیب کم به ترتیب کم‌ترین (خطای اریبی ۳cm) و بیش‌ترین فراب‌آورد (خطای اریبی ۴/۹cm) را در شبیه‌سازی ارتفاع برف را دارند (جدول ۴). فروربرآورد ارتفاع برف شبیه‌سازی شده مدل تنها در نواحی پست و کم‌ارتفاع با اریبی منفی نسبتاً بزرگ (-۵cm) رخ می‌دهد. بالا بودن ضرایب کارایی مثبت (محدوده ۰/۳۰ تا ۰/۴۰) و خطاهای نسبتاً کوچک MAE (محدوده ۶/۴ cm تا ۶/۹ cm) در برآورد ارتفاع برف در نواحی مرتع، پست و کم ارتفاع و کوهستانی با شیب کم نشان از عملکرد موفق مدل در این نواحی در شبیه‌سازی ارتفاع برف دارد. هرچند کارایی مدل در برآورد ارتفاع برف در نواحی کوهستانی با شیب زیاد مثبت است، اما مقادیر بزرگ MAE (۷/۶ cm) سبب ضریب کارایی بسیار کوچک (۰/۱) شده است. مقادیر منفی ضریب کارایی (۱/۳-) در

مدل در برآورد کمینه دمای هوا در تمام نواحی مورد مطالعه، با ضریب کارایی مثبت و محدوده تغییرات ۰/۷۱-۰/۳۵، موفق است، به طوری که بالاترین عملکرد را در نواحی جنگلی با بالاترین ضرایب کارایی و کوچکترین MAE (۲/۳°C) دارد (جدول ۵). بررسی نمودار تیلور (شکل ۶) نشان از تغییرات ضریب همبستگی کمینه دمای هوا، کسر پوشش برف و ارتفاع برف شبیه‌سازی شده مدل با داده‌های مشاهداتی در اکثر نواحی در محدوده ۰/۹۰-۰/۶۰ است (کمان اصلی)؛ در حالی که کمترین ضریب همبستگی در ارتفاع برف در نواحی جنگلی (۰/۵۱) است.

Table 5- Evaluation parameters for simulated minimum air temperature

جدول ۵- شاخص ارزیابی کمینه دمای شبیه‌سازی شده

Type	BIAS (°C)	MAE (°C)	Efficiency coefficient
Range	-3.1	3.6	0.35
Forest	-2.1	2.3	0.71
Low land	0.02	2.9	0.38
Low slope mountainous	0.12	2.4	0.65
High slope mountainous	1.05	3.2	0.47

بیشترین ضریب همبستگی بین ارتفاع برف مشاهده شده و شبیه‌سازی شده در نواحی کوهستانی با شیب کم (۰/۸۹) است. انحراف معیار نرمال شده مدل (کمان‌های خطچین) بیش‌تر از یک در اکثر نواحی بیانگر تغییرات بزرگ‌تر کسر پوشش برف و ارتفاع برف شبیه‌سازی شده نسبت به داده‌های مشاهداتی است؛ در حالی که کمینه دمای روزانه هوای در اکثر نقاط، دارای انحراف معیار نرمال شده کوچک‌تر و یا نزدیک به یک است. انحراف معیار نرمال شده نزدیک به یک، به ویژه در نواحی مرتع و پست و کم‌ارتفاع، بیانگر عملکرد موفق مدل در برآورد کمینه دما در این نواحی است. هم‌چنین بررسی ریشه میانگین توان دوم خطاهای نرمال شده (کمان‌های توپر)، NRMSE، مدل WRF-NOAHMP نشان‌دهنده خطاهای کمتر مدل در برآورد کمینه دمای هوا (محدوده تغییرات ۰/۷۵-۰/۵) و خطاهای بزرگ‌تر مدل در برآورد کسر پوشش برف (محدوده تغییرات ۰/۷۵-۱) است. کوچکترین NRMSE مدل در برآورد کمینه دمای هوا در نواحی جنگلی است، در حالی که مدل در برآورد ارتفاع برف در نواحی جنگلی بزرگ‌ترین خطاها را دارد.

تأثیر پارامترسازی برف بر بودجه انرژی با بررسی کمینه دمای شبیه‌سازی شده توسط WRF-NOAHMP در محدوده مورد مطالعه انجام می‌شود. مدل WRF-NOAHMP کمینه دمای هوا را در نواحی جنگلی و مرتع، با توجه به خطای اریبی منفی، فروبرآورد و در سایر نواحی با خطای اریبی مثبت فرابرآورد می‌کند (جدول ۵). بالا بودن ضریب تبیین در نواحی جنگلی (۰/۷۷)، بیانگر برآورد ۷۷٪ تغییرات دمای کمینه مشاهده شده توسط مدل است (شکل ۵).

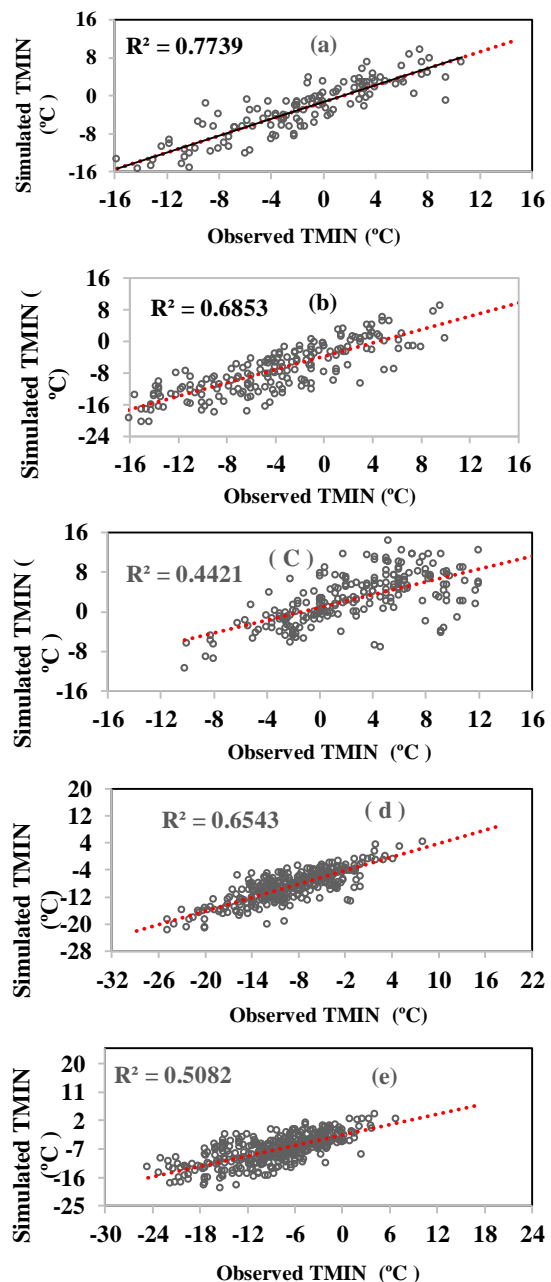


Figure 5- Same as figure 4, but for the minimum air temperature (°C)

شکل ۵- همانند شکل ۴، اما برای کمینه دمای هوا (°C)

فقط در نواحی جنگلی با فاکتور ذوب برف پیش‌فرض مدل (یک) کم‌ترین خطا را در برآورد کسر پوشش برف دارد؛ در حالی که فاکتور ذوب برف در سایر نواحی مقداری متفاوت با پیش‌فرض مدل، برابر ۰/۵، است. پس مدل WRF جفت‌شده با NOAHMP با فاکتور ذوب برف واسنجی شده، برای نواحی جنگلی برابر یک و بقیه نواحی برابر ۰/۵، در زمان‌های بارش سنگین برف در زمستان‌های ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴ اجرا شد. مدل در شبیه‌سازی کسر پوشش برف در اکثر نواحی، به جز نواحی دارای پوشش مرتع، به دلیل ضریب کارایی مثبت و خطاهای کوچک موفق است، به طوری که در نواحی پست و کم‌ارتفاع بالاترین ضرایب کارایی (مثبت) و تبیین و کوچک‌ترین خطای مدل (اریبی و میانگین مطلق خطا) بهترین عملکرد را دارد. این نتایج با نتایج (Roesch et al., 2001)، در خصوص عملکرد مناسب انتخاب تابع هیپربولیک برای برآورد کسر پوشش برف در نواحی پست و کم‌ارتفاع، مطابقت دارد. ضریب کارایی بسیار کوچک مثبت مدل در برآورد کسر پوشش برف در نواحی کوهستانی با شیب زیاد و ناموفق بودن مدل در نواحی مرتع با نتایج (Wrzesien et al., 2015) و (Minder et al., 2016) در عدم قطعیت بالای مدل‌های برف در برآورد کسر پوشش برف در نواحی کوهستانی با توپوگرافی پیچیده و نواحی دارای سطح ناهمگن توافق دارد. مدل WRF-NOAHMP در برآورد ارتفاع برف در نواحی جنگلی و نواحی کوهستانی با شیب زیاد ناموفق است؛ در حالی که در نواحی پست و کم‌ارتفاع بالاترین کارایی را دارد. هم‌چنین مدل در برآورد کمینه دمای هوا در تمام نواحی، با ضریب کارایی مثبت، موفق است، به طوری که بهترین عملکرد را در برآورد کمینه دمای هوا در نواحی جنگلی، با بالاترین ضرایب کارایی و همبستگی بالاتر و کوچک‌ترین خطاها دارد. این نتیجه با یافته‌های (Chen et al., 2014) در بهبود برآورد کمینه دمای هوا توسط طرحواره سطح NOAHMP در فصل زمستان در مقایسه با دو طرحواره NOAH و CLM در شرق آمریکا، توافق دارد. نمودار تیلور هم بیان‌گر کوچک‌ترین خطاهای نرمال شده مدل در برآورد دمای کمینه هوا در تمام نواحی مورد مطالعه و خطاهای بزرگ‌تر مدل در برآورد کسر پوشش برف و ارتفاع برف، به ویژه ارتفاع برف در نواحی جنگلی و مرتع، است. به طور کلی عملکرد مدل WRF جفت شده با طرحواره سطح NOAHMP در برآورد

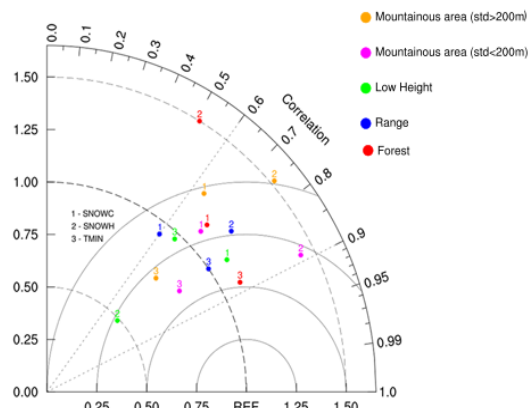


Figure 6- Taylor graph for daily simulated snow cover fraction (SNOWC), snow depth (SNOWH) and minimum air temperature (TMIN)

شکل ۶- نمودار تیلور برای شبیه‌سازی روزانه کسر پوشش برف (SNOWC)، ارتفاع برف (SNOWH) و کمینه دمای هوا (TMIN)

نتیجه‌گیری

این تحقیق به ارزیابی مدل برف طرحواره سطح NOAHMP جفت شده با مدل WRF، با فاکتور ذوب برف واسنجی شده، در نواحی غربی (استان‌های همدان و کردستان) و شمالی کشور (استان‌های گیلان، مازندران و اردبیل) می‌پردازد. فاکتور ذوب برف در طرحواره سطح NOAHMP به طور پیش‌فرض برابر یک، بر اساس داده‌های ایستگاه‌های برف‌سنجی آمریکای شمالی، در نظر گرفته شده است (Niu et al., 2011)، که نیاز به واسنجی دارد. واسنجی فاکتور ذوب برف در این مطالعه، به دلیل عدم اندازه‌گیری کسر پوشش برف در ایستگاه‌های زمینی نیازمند استفاده از تصاویر سنجنده‌های ماهواره‌ای است، که با توجه به دسترسی کمتر به تصاویر در روزهای برفی به دلیل پوشش ابرناکی، بازه زمانی طولانی‌تری برای واسنجی باید در نظر گرفته شود. از طرف دیگر با طولانی شدن بازه زمانی، زمان بیش‌تری باید صرف پردازش تصاویر و استخراج داده‌های کسر پوشش برف شود. لذا در این تحقیق به دلیل محدودیت‌های ذکر شده، ایستگاه‌های محدوده مورد مطالعه به پنج ناحیه شامل: نواحی دارای پوشش جنگلی، مرتع، پست و کم ارتفاع و نواحی کوهستانی دارای شیب کم و زیاد تقسیم شد و تصاویر روزانه سنجنده مودیس ماهواره ترا در بازه زمانی ۲۰۱۴-۲۰۰۵ در ماه‌های بارش برف (ماه‌های اکتبر تا آوریل) جهت واسنجی کسر پوشش برف با مقادیر مختلف فاکتور ذوب برف استفاده شد. فاکتور ذوب برف واسنجی شده

کوهستانی با توپوگرافی پیچیده و پارامترسازی برف روی آسمانه گیاهی دارای عدم قطعیت بالایی است.

کمینه دمای هوا مناسب است؛ در حالی که هنوز هم در برآورد کسر پوشش برف و ارتفاع برف در نواحی

منابع

- Anderson, E.A. 1976. A point of energy and mass balance model of snow cover: NOAA Technical Report NWS, 19: 1-150.
- Ball, J.T., Woodrow, I.E., Berry, J.A. 1987. A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions. In Progress in photosynthesis research (pp. 221-224). Springer Netherlands.China.
- Bonan, G.B. 1996. Land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: Technical description and users guide. Technical note (No. PB--97-131494/XAB; NCAR/TN--417-STR). National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO (United States): Climate and Global Dynamics Division.
- Bowling, L.C., Lettenmaier, D.P., Nijssen, B., Graham, L.P., Clark, D.B., El Maayar, M., Essery, R., Goers, S., Gusev, Y.M., Habets, F., Van Den Hurk, B. 2003. Simulation of high-latitude hydrological processes in the Torne-Kalix basin: PILPS Phase 2 (e): 1: Experiment description and summary intercomparisons. *Global Planetary Change*, 38(1): 1-30.
- Brutel-Vuilmet, C., Ménégoz, M., Krinner, G. 2013. An analysis of present and future seasonal Northern Hemisphere land snow cover simulated by CMIP5 coupled climate models. *The Cryosphere*, 7(1): 67-80.
- Chen, F. and Dudhia, J. 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Monthly Weather Review*, 129(4): 569-585.
- Chen, F., Liu, C., Dudhia, J., Chen, M. 2014. A sensitivity study of high-resolution regional climate simulations to three land surface models over the western United States. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119: 7271-7291.
- Derksen, C., Brown, R. 2012. Spring snow cover extent reductions in the 2008-2012 period exceeding climate model projections. *Geophysical Research Letter*, 39(19): 1-14.
- Dickinson, R.E., Kennedy, P.J., Henderson-Sellers, A. 1993. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model. National Center for Atmospheric Research, Climate and Global Dynamics Division.
- Gao, H., Jia, G. 2013. Assessing disagreement and tolerance of misclassification of satellite-derived land cover products used in WRF Model applications. *Advances in Atmospheric Sciences*, 30(1): 125-141.
- Huang, X., Liang, T., Zhang, X., Guo, Z. 2011. Validation of MODIS snow cover products using Landsat and ground measurements during the 2001-2005 snow seasons over northern Xinjiang. *International Journal of Remote Sensing*, 32: 133-152.
- Irannejad, P., Shao, Y. 1998. Description and validation of the Atmosphere-Land-Surface Interaction Scheme (ALSIS) with HAPEX and Cabauw data. *Global Planetary Change*, 19: 87-114.
- Maurer, E.P., Rhoads, J.D., Dubayah, R.O., Lettenmaier, D.P. 2003. Evaluation of the snow-covered area data product from MODIS. *Hydrological Process*, 17: 59-71.
- Minder, J.R., Letcher, T.W., Skiles, S.M. 2016. An evaluation of high resolution regional climate model simulations of snow cover and albedo over the Rocky Mountains, with implications for the simulated snow albedo feedback. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(15): 9069-9088.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I-A discussion of principles. *Journal of hydrology*, 10(3): 282-290.
- Niu, G.Y., Yang, Z.L. 2004. Effects of vegetation canopy processes on snow surface energy and mass balances. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D23): 1-15.
- Niu, G.Y., Yang, Z.L., Dickinson, R.E., Gulden, L.E. 2005. A simple TOPMODEL based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D21).
- Niu, G.Y., Yang, Z.L., Dickinson, R.E., Gulden, L.E., Su, H. 2007. Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with Gravity Recovery and Climate Experiment data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D7).
- Niu, G.Y., Yang, Z.L., Mitchell, K.E., Chen, F., Ek, M.B., Barlage, M., Kumar, A., Manning, K., Niyogi, D., Rosero, E. and Tewari, M. 2011. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP). Model description and evaluation

- with local-scale measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D12).
- Roesch, A., Wild, M., Gilgen, H., Ohmura, A. 2001. A new snow cover fraction parametrization for the ECHAM4 GCM. *Climate Dynamic*, 17(12): 933-946.
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J. 2001. Prototypes for the WRF (Weather Research and Forecasting) model. In Preprints, Ninth Conf. Mesoscale Processes, J11-J15, American Meteorology Society, Fort Lauderdale, FL.
- Taylor, K.E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D7): 7183-7192.
- Wrzesien, M.L., Pavelsky, T.M., Kapnick, S.B., Durand, M.T., Painter, T.H. 2015. Evaluation of snow cover fraction for regional climate simulations in the Sierra Nevada. *International Journal of Climatology*, 35(9): 2472- 2484.
- Yang, Z.L., Dickinson, R.E., Robock, A., Vinnikov, K.Y. 1997. Validation of the snow submodel of the biosphere-atmosphere transfer scheme with Russian snow cover and meteorological observational data. *Journal of Climate*, 10(2): 353-373.
- Zhang, T. 2005. Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview. *Reviews of Geophysics*, 43(4).



پایش خشکسالی هواشناسی با استفاده از شاخص SPI (مطالعه موردی: استان لرستان)

حسن ترابی پوده^{۱*}، رضا دهقانی^۲

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۱/۳۰

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۶/۰۳

چکیده

در مطالعه حاضر از شاخص استاندارد شده بارش (SPI)، به عنوان سنج‌ای جهت پایش خشکسالی هواشناسی استفاده شد. بزرگی، مساحت تحت پوشش، میزان بارش و فراوانی خشکسالی (در یک دوره آماری ۴۶ ساله) برای ۱۳ ایستگاه باران‌سنجی استان لرستان در ۵ مقیاس زمانی (۳، ۶، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه) تعیین گردید. رخداد‌های خشکسالی بر اساس منحنی‌های تداوم-مساحت-فراوانی (DAF) و شدت-مساحت-فراوانی (SAF) دسته‌بندی و تحلیل شدند. نتایج نشان داد که طولانی‌ترین دوره خشکسالی ۱۱ ماهه در طی دوره ۱۲ ماهه در همه ایستگاه‌ها (به جز کهمان) رخ داد و در شدیدترین دوره خشکسالی‌ها به ترتیب در ایستگاه‌های کشور، دورود و کاکارضا به میزان ۲۴/۴، ۲۳/۴ و ۲۲/۱ میلی‌متر کمبود بارندگی اتفاق افتاد. بررسی منحنی‌های DAF و SAF نشان داد که بیش‌ترین سطح منطقه دارای کم‌ترین فراوانی نسبی خشکسالی و بزرگی کم با سطح تأثیر ۴۵ درصد است. بررسی دوره بازگشت خشکسالی‌های شدید در ایستگاه‌ها نشان داد که خشکسالی‌های شدید با دوره بازگشت ۵۰۰ ماهه (احتمال ۰/۲ درصد) برای همه مقیاس‌ها اتفاق خواهد افتاد. نتایج این پژوهش می‌تواند برای پایش خشکسالی در مناطق مختلف استان مورد استفاده قرار گیرد.

واژه‌های کلیدی: منحنی تداوم-مساحت-فراوانی، منحنی بزرگی-مساحت-فراوانی، خشکسالی، لرستان

مقدمه

جهانی قابل‌قبول باشد ارائه نشده است و غالب تعریف‌ها برای مناطق تحت مطالعه خاصی بیان شده‌اند. با توجه به تعاریف مختلفی که از پدیده خشکسالی ارائه شده می‌توان به تعریف، پالمر که از جامع‌ترین آن‌ها است، اشاره کرد. وی خشکسالی را کمبود مستمر و غیرطبیعی رطوبت در یک دوره زمانی مشخص (معمولاً یک سال) 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 (Karimi et al., 2015). خشکسالی به چهار نوع هواشناسی^۳، هیدرولوژیک^۴، کشاورزی^۵ و اقتصادی اجتماعی^۶ تقسیم می‌شود (Lein, 2003). خشکسالی هواشناسی، اولین نوع از انواع خشکسالی‌ها است که به دلیل کمبود یا کاهش میزان بارندگی در طی دوره‌ای از زمان، نسبت به شرایط میانگین درازمدت به وقوع می‌پیوندد (Masodian, 2010)، در ادامه رخداد خشکسالی هواشناسی، خشکسالی هیدرولوژیک که از

خشکسالی یکی از ویژگی‌های طبیعی اقلیم است که هر از چند گاهی در برخی از مناطق جهان و در همه نوع آب‌وهوا اتفاق می‌افتد. این پدیده خسارت‌های زیادی به زیست‌بوم‌های طبیعی، کشاورزی، منابع طبیعی، محیط زیست، منابع آب و زندگی انسان وارد می‌سازد. رفتار خشکسالی با مخاطرات دیگر از جمله سیل و زلزله تفاوت داشته و تفاوت آن در تأثیر تدریجی، آرام و خزشی بودن (مزم) این رخداد طی یک دوره طولانی، عدم امکان تعیین دقیق زمان شروع و خاتمه آن و محدوده گسترش آن می‌باشد. این پدیده به طور مستقیم و غیرمستقیم بخش‌های مختلف زندگی انسان را تحت تأثیر قرار می‌دهد (Doustan, 2014). تا کنون تعاریف بسیاری از خشکسالی ارائه شده است که هر کدام دیدگاه خاصی را مد نظر قرار می‌دهد اما تا به امروز تعریفی از خشکسالی که به طور

^۱دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه لرستان

(*نویسنده مسئول: torabi.ha@lu.ac.ir)

DOI: 10.22125/agmj.2019.166334.1052

^۲دانشجوی دکتری سازه‌های آبی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه لرستان

^۳ Meteorological Drought

^۴ Hydrological Drought

^۵ Agricultural Drought

^۶ Social -Economic Drought

۲۳ سال بارندگی نرمال اتفاق افتاد (Thakur et al., 2019). Mumtaz et al., (2019) خشکسالی‌های به دست آمده از شاخص SPI با استفاده از مدل الگوریتمی رگرسیونی kernel ridge را پیش‌بینی کردند. در مقیاس‌های زمانی ۱، ۳، ۶ و ۱۲ ماهه مدل ارزیابی شد و نتایج نشان داد که مدل MEMD-SA-KRR برای پیش‌بینی خشکسالی در منطقه پاکستان دارای عملکرد بالا و خطای کم‌تری می‌باشد. در تحقیقی تغییرات زمانی و مکانی خشکسالی هواشناسی در منطقه تسلا^۷ یونان در بازه زمانی ۱۹۶۰ الی ۱۹۹۳ مورد مطالعه قرار گرفت. در این مطالعه با به کارگیری داده‌های بارندگی ماهانه ۵۰ ایستگاه هواشناسی و استفاده از روش رگرسیون چندگانه برای تعیین درصد مساحت تحت پوشش خشکسالی، منحنی‌های SAF به ازای شاخص SPI در مقیاس زمانی مختلف در منطقه توسعه دادند و بهترین توزیع احتمال برای برآورد عمق بارندگی برای دوره‌های بازگشت کم و متوسط (تا ۱۰۰ سال) برای منطقه همگن بوتسوانا توزیع احتمال گاما و لوگ‌نرمال به دست آمد (Loukas and Mostafazadeh and Zabihi, 2016). Vasiliades, 2004 در تحقیق خود به تحلیل و مقایسه شاخص‌های SPI و SPEI برای ارزیابی خشکسالی هواشناسی با استفاده از نرم‌افزار R پرداختند. آن‌ها شاخص SPI را بر اساس توزیع گامای دو متغیره برای هفت ایستگاه سینوپتیک استان کردستان محاسبه کردند. تبخیرتغرق پتانسیل نیز جهت استفاده در شاخص SPEI توسط معادله تورنت‌وایت محاسبه نمودند. نتایج تحقیق آن‌ها نشان داد که ضمن وجود تفاوت در الگوی وقوع دوره‌های ترسالی و خشکسالی SPI و SPEI، شاخص SPEI دوره‌های طولانی‌تر خشکی را در اکثر ایستگاه‌ها مشخص می‌نماید. (Akbari et al., 2015) در تحقیقی خشکسالی‌های آبخیزداری و هیدرولوژیکی که به وسیله شاخص‌های استاندارد بارش (SPI) و شاخص خشکی جریان رودخانه (SDI) تعریف شده‌اند، در حوزه رودخانه چنار راهدار در جنوب ایران را مورد مطالعه قرار دادند. شاخص‌های SPI و SDI در حوزه مورد نظر به مدت ۴۰ سال مورد بررسی قرار گرفتند. دوره‌های همپوشانی ۳، ۶، ۹ و ۱۲ ماهه بررسی و مشاهده شد. نتایج نشان داد که یک همبستگی قابل‌قبول بین SPI، به عنوان شاخص اقلیمی و SDI، به عنوان شاخص خشکسالی هیدرولوژیکی

مهم‌ترین انواع خشکسالی‌ها است اتفاق می‌افتد و باعث افت سطح آب رودخانه‌ها، مخازن آب، دریاچه‌ها و آب‌های زیرزمینی به پایین‌تر از میانگین بلندمدت می‌شود (Mohammadi, 2012; Masodian, 2010). یکی از قدم‌های مهم و اساسی در مطالعات خشکسالی و ترسالی در هر منطقه تعیین شاخص‌هایی است که بتوان بر اساس آن‌ها میزان شدت و تداوم خشکسالی و ترسالی را ارزیابی کرد. بیش‌تر مطالعات صورت گرفته پیرامون خشکسالی‌ها را می‌توان به دو دسته تفکیک کرد (Doustan, 2014). دسته اول تحقیقاتی است که به کمک آزمون‌های مختلف (من- کندال، فیشر و غیره) روند دوره‌های تر و خشک و نوسانات زمانی و مکانی عناصر اقلیمی را بررسی کرده و در معادله آن باوجود و یا فقدان تغییرات اقلیمی و نوسانات دما و بارش در نقاط مختلف جهان به نتایجی دست یافته‌اند (Naserzadeh and Ahmadi, 2011). از شاخص‌های مختلف از جمله شاخص بارش استاندارد شده (SPI)^۱، شاخص ریسک خشکسالی (DHI)^۲ و شاخص نمره Z و غیره در این دسته از تحقیقات مورد توجه قرار گرفته است. دسته دوم تحقیقاتی را در بر می‌گیرد که با استفاده از مدل‌سازی و روش‌های پیچیده‌تر ریاضی و آماری از قبیل مدل‌های آنالیز عاملی^۳، SARIMA^۴، زنجیره زنجیره مارکوف و مدل رگرسیونی، علاوه بر تحلیل ترسالی‌ها و خشکسالی‌ها گامی فراتر نهاده و به پیش‌بینی فاکتورهای اقلیمی مرتبط با ابعاد مختلف خشکسالی نیز پرداخته‌اند (Hejazizadeh and Parvin, 2006). تحلیل خشکسالی‌ها همچنین با استفاده از آزمون دنباله‌ها^۵ که مشابه آزمون تئوری متغیرهای گسسته می‌باشد، انجام می‌گیرد که این روش خصوصیات تصادفی سری‌های زمانی را مورد بررسی قرار می‌دهد (Alizadeh, 2007). در تحقیقی در منطقه اجمیر^۶ کشور هندوستان به بررسی پارامترهای شدت و زمان خشکسالی با استفاده از شاخص استاندارد SPI پرداختند و نتایج آن‌ها نشان داد که در مقیاس ۶ ماهه خشکسالی‌های خیلی شدید، شدید و متوسط در سال‌های ۱۹۸۷، ۲۰۰۳ و ۲۰۱۱ رخ داده و در

¹ Standardized Precipitation Index

² Drought Hazard Index

³ Canonical Correlation Models

⁴ Multiplicative seasonal autoregressive integrated moving average

⁵ Runs approach

⁶ Ajmir

⁷ Thessaly

شاخص بارش استاندارد شده (SPI) مبتنی بر احتمال وقوع بارندگی‌ها با دوره زمانی مشخص است که در این مطالعه از آن استفاده شده است. این شاخص قادر به پیش‌بینی وقوع خشکسالی و شدت آن در آینده نیز هست. شاخص SPI برای توصیف خشکسالی فقط به پارامتر بارندگی احتیاج دارد. به همین دلیل کاربرد گسترده‌ای در مطالعات خشکسالی داشته و از پذیرش جهانی برخوردار است. شاخص بارش استاندارد اثر خشکسالی بر روی منابع آبی و ذخایر آب زیرزمینی، رطوبت خاک و رژیم رودخانه‌ها را به خوبی منعکس می‌کند.

جدول ۱- مشخصات جغرافیایی ایستگاه‌های باران‌سنجی مورد

مطالعه در استان لرستان

Table 1 – Geographical characteristics of the studied rain gauge stations in Lorestan province

No.	Station	Y (° N)	X (° E)	H (m)
1	Kuhdasht	33.31	47.36	1195
2	Khorramabad	33.3	48.21	1140
3	Dourod	33.27	49.3	1450
4	Abbarik	33.13	49.49	2470
5	Kahman	33.54	48.15	1730
6	Poldokhtar	33.09	47.46	1700
7	Kakareza	33.42	48.15	1550
8	Sorkhab Keshvar	33.07	48.37	1770
9	Cham Chit	33.22	48.57	1290
10	Azna Cham Zaman	33.24	49.24	1870
11	Dare Takht	33.21	49.22	1940
12	Venaei	33.54	48.34	1970
13	Nourabad	34.03	47.57	2180

این شاخص برای دوره‌های زمانی مختلف قابل استفاده است (Hayes, 1999). روش محاسبه SPI ساده است و از تقسیم اختلاف بین بارندگی و متوسط آن در دوره زمانی انتخاب شده، بر انحراف معیار آن به دست می‌آید. در این پژوهش شاخص بارش استاندارد برای دوره زمانی سالانه استفاده شده است. این شاخص دارای چهار کلاس برای تعیین شدت خشکسالی می‌باشد که در جدول ۲ ارائه شده است و معادله شاخص SPI در صورت نرمال بودن بارش به صورت معادله ۱ می‌باشد (McKee et al., 1993).

$$SPI = \frac{P_i - \bar{P}}{SD} \quad (1)$$

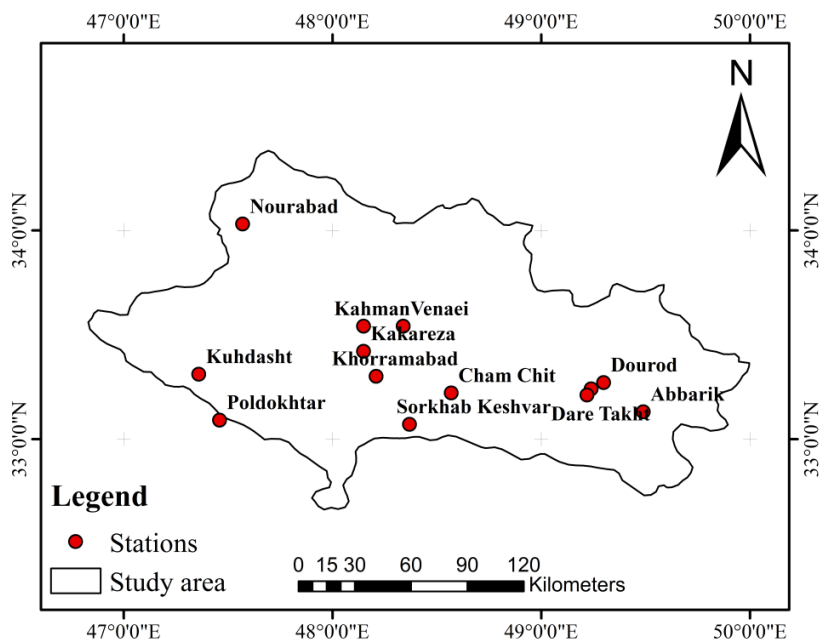
که در آن P_i مقدار بارش در سال مورد نظر بر حسب میلی‌متر، \bar{P} میانگین درازمدت بارندگی و SD انحراف معیار داده‌های بارندگی سالانه می‌باشند.

وجود دارد. تجزیه و تحلیل‌ها نشان می‌دهد که حوزه از طیف وسیعی از خشکسالی‌های متوسط تا شدید در طول دوره مطالعه رنج می‌برد. با توجه به نتایج می‌توان گفت که هر دو شاخص SPI و SDI به خوبی قادر به ثبت خسارات عمده در حوزه رودخانه چنار در ۴۰ سال گذشته است. هدف از این پژوهش ارزیابی خشکسالی هواشناسی سطح استان لرستان با استفاده از روش SPI و یافتن بهترین توزیع احتمالاتی برای شدت خشکسالی در همه مقیاس‌ها و تهیه منحنی‌های تداوم-مساحت- فراوانی خشکسالی هواشناسی (DAF) و بزرگی-مساحت- فراوانی (SAF) بر اساس شاخص SPI است.

مواد و روش‌ها

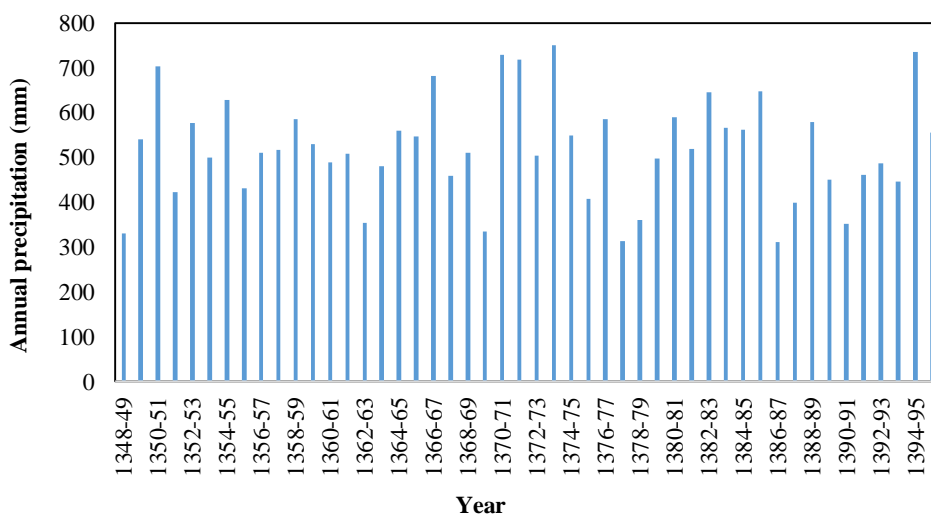
منطقه مورد مطالعه

استان لرستان با توجه به عوامل تأثیرگذار بر اقلیم از جمله عرض جغرافیایی، ارتفاع و توپوگرافی، فاصله نسبت به منابع رطوبتی، مسیر ورود توده‌ها و سیستم‌های هوا دارای آب و هوایی کوهستانی می‌باشد. استان لرستان سومین استان پر آب کشور است و ۱۲ درصد آب‌های کشور را در اختیار دارد. این استان نیز بعد از استان‌های گیلان و مازندران سومین استان از نظر بارندگی با میانگین کل بارش ۵۵۰ تا ۶۰۰ میلی‌متر می‌باشد. موقعیت جغرافیایی آن در بین 36° و 51° تا 50° و $37'$ تا بین 34° و $22'$ عرض شمالی از خط استوا قرار گرفته و وسعت آن حدود ۲۸۵۵۹ کیلومترمربع است. برای تعیین دوره‌های خشکسالی و ترسالی از داده‌های ۱۳ ایستگاه باران‌سنجی واقع در استان لرستان در دوره آماری (۱۳۹۵-۱۳۴۹) استفاده شد. مشخصات جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه در جدول ۱ و موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه بر گستره استان لرستان در شکل ۱ نشان داده شده است. همچنین شکل ۲ مقادیر متوسط بارندگی در استان لرستان به روش تیسن را نشان می‌دهد.



شکل ۱- موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه در استان لرستان

Figure 1- Location of the study stations in the Lorestan province



شکل ۲- متوسط بارندگی در استان لرستان به روش تیسسن

Figure 2- The average precipitation in Lorestan province using Thiessen method

مورد آزمون قرار گرفت و مشاهده گردید که توزیع مقادیر حدی تعمیم‌یافته (GEV) در تمامی ایستگاه‌ها نسبت به بقیه توزیع‌ها انطباق بهتری بر سری‌های شدت و تداوم خشکسالی دارد. بنابراین توزیع فوق برای شدت خشکسالی در تداوم‌های ۳، ۹، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه و با دوره بازگشت ۱۰، ۲۰، ۵۰، ۱۰۰، ۲۰۰ و ۵۰۰ ماهه برای هر یک از ایستگاه‌ها برآورد و منحنی‌های شدت - مدت و دوره بازگشت ایستگاه‌ها تهیه و با استفاده از نقشه‌های رستری تهیه شده مساحت تحت پوشش حاصل و منحنی‌های DAF و SAF ترسیم شد.

جدول ۲- طبقه‌بندی SPI (McKee et al., 1993).

Table 2- Classification of SPI (McKee et al., 1993)

Class	SPI
Weak drought	-1 to 0
Medium droughts	-1 to -1.49
Severe drought	-1.5 to -1.99
Very severe drought	-2 and less

تحلیل فراوانی خشکسالی

جهت تعیین نحوه تطابق توزیع‌های مختلف آماری بر سری داده‌های شدت و تداوم خشکسالی و انتخاب بهترین توزیع فراوانی از برنامه SMADA استفاده شد و نحوه برازش توزیع‌های مختلف بر سری داده‌های شدت و تداوم

نتایج و بحث

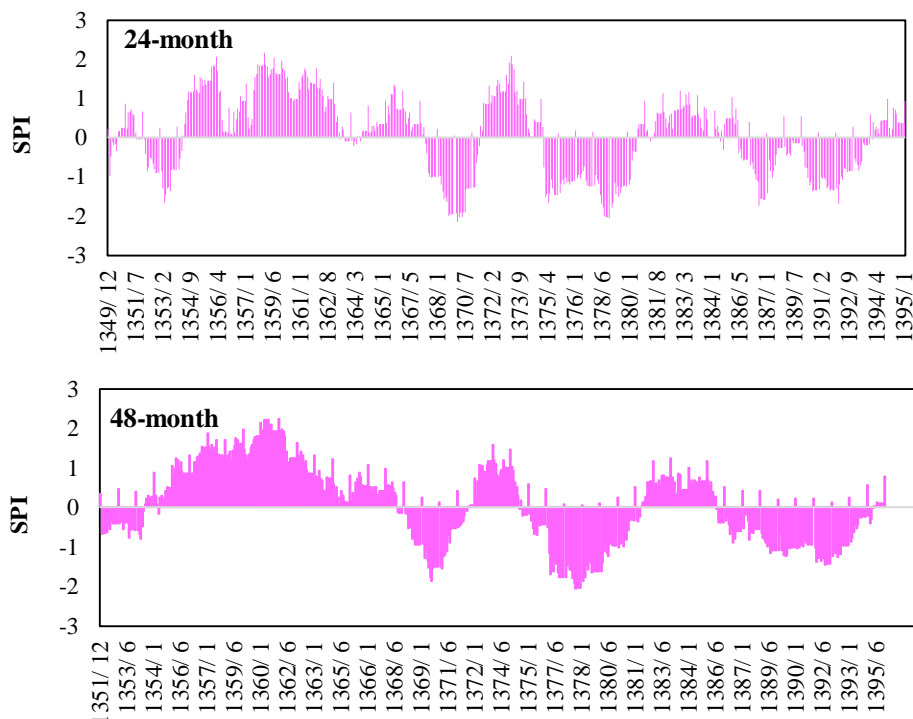
آماري مورد مطالعه بودند. شديدترين خشکسالي نيز در کل دوره مربوط به ايستگاه ونایي و در مقیاس زمانی ۶ ماهه بوده که شدت آن برابر با ۳/۶۳- و در مهرماه ۱۳۵۶ رخ داده است. میزان فراوانی نسبی و تداوم خشکسالی در منطقه نشان می‌دهد که در خشکسالی‌ها در تداوم‌های ۶، ۱۲ و ۲۴ ماهه در منطقه بیش‌تر بوده است (شکل ۳). شکل ۴ برای پایش و بررسی خشکسالی در ایستگاه دره‌تخت ترسیم شده‌اند.

همان‌گونه که گفته شد، به منظور ارزیابی خشکسالی در استان لرستان با تداوم ۳، ۹، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه از روش شاخص استاندارد با شاخص SPI، استفاده گردید. جدول ۳ طولانی‌ترین دوره خشکسالی و همچنین مقدار و شدت آن بر مبنای شاخص SPI در هر ایستگاه را نشان می‌دهد. خشکسالی در مقیاس ۱۲ ماهه جز برای ایستگاه دره‌تخت، دارای طولانی‌ترین خشکسالی در طول دوره

جدول ۳- طولانی‌ترین دوره وقوع خشکسالی و شدت در طول دوره در هر ایستگاه

Table 3- The longest period of drought occurrence and intensity during period in each station

Station	Date of the longest drought					Drought severity in the longest period				
	3	6	12	24	48	3	6	12	24	48
	Month	Month	Month	Month	Month	Month	Month	Month	Month	Month
Venayi	69.4-69.9	77.2-77.5	63.1-63.11	87.1-87.8	87.1-87.9	8.85	6.52	17.3	10.9	13.75
Poldokhtar	51.6-51.9	93.7-93.9	87.1-87.11	90.2-90.9	81.1-81.9	6.28	4.39	15.29	12.96	19.21
Nourabad	69.4-69.9	69.7-69.9	63.1-63.11	63.1-63.9	64.1-64.9	12.45	7.76	15.14	17.92	18.34
Kohdasht	93.5-93.9	75.2-75.5	93.1-93.11	88.2-88.6	93.1-93.9	81.7	6.13	17.29	10.17	12.31
Khorrarnabad	86.6-86.9	89.2-89.5	89.2-89.11	91.1-91.9	91.1-91.9	6.26	6.61	15.87	16.78	21.44
Keshvar	87.4-87.8	87.7-87.9	87.1-87.11	88.1-88.9	90.1-90.9	7.42	7.03	24.35	17.38	20.66
Kahman	62.5-62.7	74.2-74.5	64.1-64.7	63.1-63.9	63.1-63.9	5.76	9.66	11.94	7.13	14.55
Kakareza	63.4-63.8	77.2-77.5	63.1-63.11	64.1-64.9	64.1-64.9	7.13	7.49	17.22	19.38	22.09
Doroud	86.6-86.9	90.7-90.9	78.1-78.11	78.1-78.9	78.1-78.9	6.34	5.12	23.44	20.78	1.18
Daretakht	87.6-87.8	52.1-52.4	87.3-87.11	79.1-79.9	78.1-78.9	3.05	7.21	12.42	12.67	15.84
Chamzaman	51.6-51.9	64.1-64.5	87.1-87.11	78.3-78.9	90.1-90.9	5.05	10.48	19.25	9.23	16.59
Borojerd	86.7-86.9	69.7-69.9	69.1-69.11	70.1-70.5	70.1-70.5	6.16	5.63	21.66	19.99	17.93
Ab barik	74.4-74.8	75.2-75.5	78.1-78.11	78.1-78.9	79.1-79.9	7.22	9.01	19.95	22.85	16.87

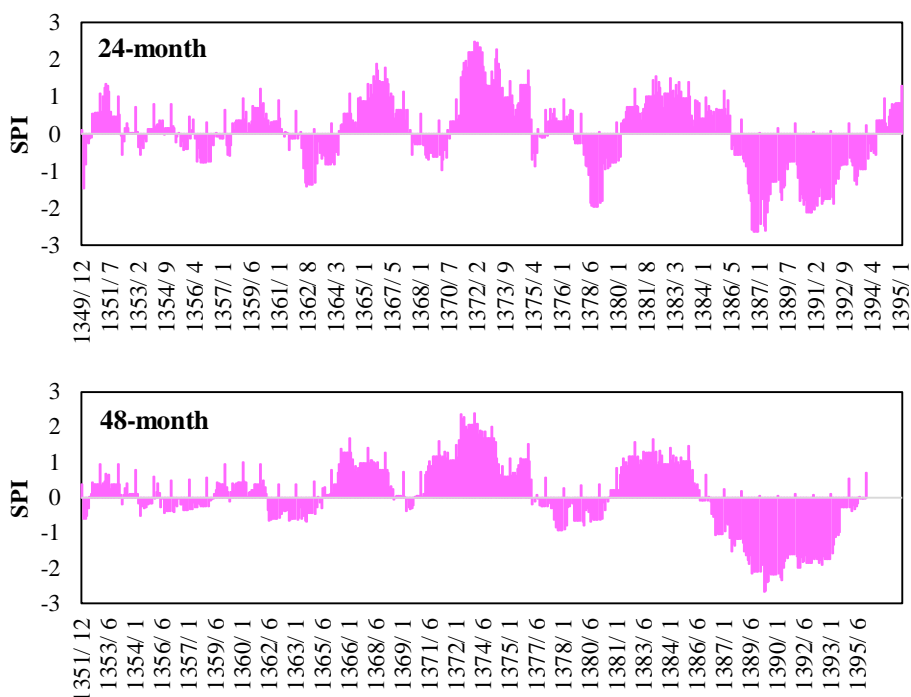


شکل ۳- شدت خشکسالی برای مقیاس‌های ۲۴ و ۴۸ ماهه در ایستگاه دره تخت

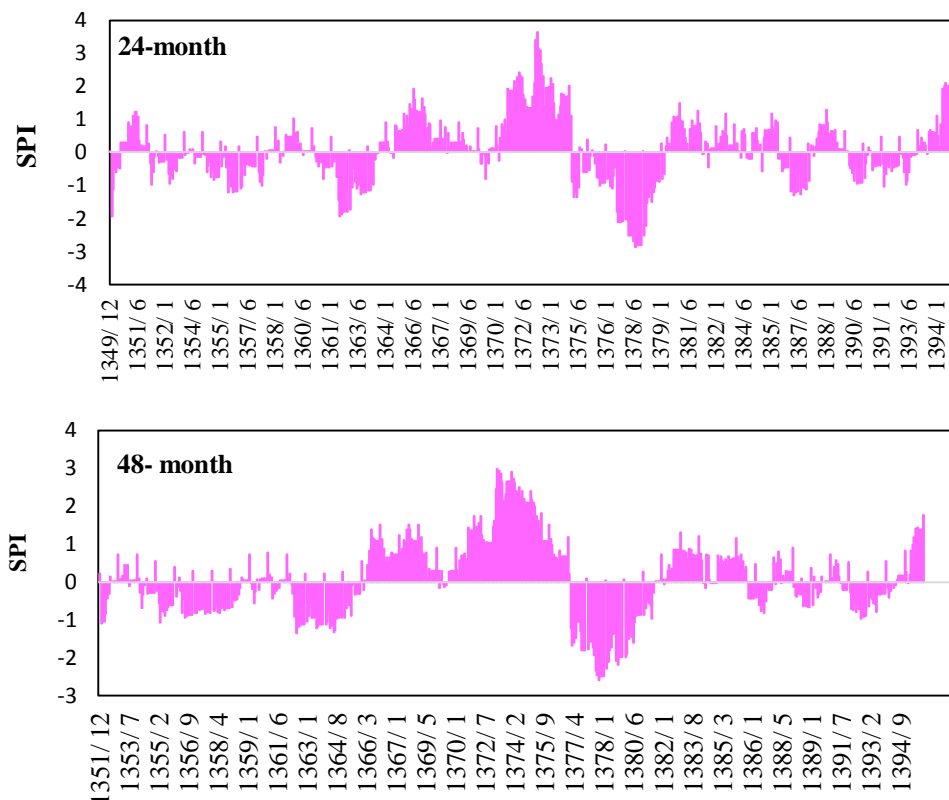
Figure 3- Drought severity for 24 and 48-month intervals in the Daretakht station

این مقیاس زمانی از ماه مهر سال ۱۳۸۷ تا مرداد سال ۱۳۸۷ به مدت ۱۱ ماه و بیشترین مقدار شاخص در این دوره ۲/۷۶- با طبقه خشکسالی بسیار شدید است. در مقیاس زمانی ۲۴ ماهه ۷۱ ماه خشکسالی رخ داده است و در مجموع شدت آن در این دوره ۱۲۱/۷۴ بوده است و شدیدترین مورد خشکسالی در ماه مهر سال ۱۳۸۷ تا مقدار شاخص ۲/۶۴- و طبقه خشکسالی خیلی شدید است. در این مقیاس زمانی بادوامترین با شدیدترین خشکسالی مهر سال ۱۳۷۸ تا خرداد سال ۱۳۷۸ به مدت ۹ ماه در ایستگاه آب باریک (در جنوب استان) رخ داده است (شکل‌های ۴ و ۵). در مقیاس زمانی ۴۸ ماهه خشک‌ترین شرایط با مقدار ۲/۵۹- است که در ماه اردیبهشت سال ۱۳۷۸ رخ داده است. در این مقیاس زمانی حدود ۶۱ ماه خشکسالی با شدت ۹۱/۹۴- برای کل ماه‌های خشک مشاهده گردید.

طبقه تعریفی که از خشکسالی در شاخص SPI ارائه شده است، در ایستگاه دره‌تخت در مقیاس زمانی ۲۴ ماهه، ۱۱۶ ماه از ۵۵۷ مورد مطالعه در شرایط خشکسالی طولانی‌ترین دوره بوده است. همه این ماه‌های خشک در طبقه خشکسالی متوسط، شدید و بسیار شدید قرار دارند. شدیدترین خشکسالی در آبان سال ۱۳۷۰ رخ داده است. در مقیاس زمانی ۴۸ ماهه، ۹۸ ماه خشکسالی رخ داده است (حدود ۱۲ دوره خشکسالی). بادوام‌ترین آن در سال‌های ۱۳۸۷، به مدت ۱۱ ماه طول کشیده است. شدیدترین خشکسالی در ماه اردیبهشت سال ۱۳۷۸، با مقدار ۲/۰۶- اتفاق افتاده است. بررسی خشکسالی ایستگاه کشور نشان می‌دهد که در این ایستگاه در مقیاس زمانی ۱۲ ماهه ۹۳ ماه خشکسالی در ۱۷ دوره خشک رخ داده که شدیدترین مورد آن در ماه دی سال ۱۳۸۷ با مقدار ۲/۷۶- بوده است. در این مقیاس زمانی مقدار شاخص، بین ۲ تا ۲- نوسان دارد. طولانی‌ترین دوره خشکسالی در



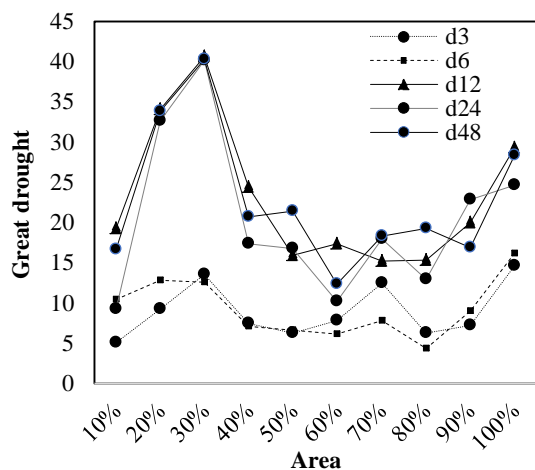
شکل ۴- شدت خشکسالی برای مقیاس‌های ۲۴ و ۴۸ ماهه در ایستگاه کشور
 Figure 4- Drought severity for 24 and 48-month intervals in the Keshvar station



شکل ۵- شدت خشکسالی برای مقیاس‌های ۲۴ و ۴۸ ماهه در ایستگاه آب باریک
 Figure 5- Drought severity for 24 and 48-month intervals in Abbarik station

دره تخت، دورود، کاکارضا، کشور، خرم‌آباد، کوه‌دشت، نورآباد، پل‌دختر، آب‌باریک، کهمان و ونایی) با تداوم ماهانه در منطقه مورد مطالعه ترسیم گردید (شکل‌های ۶ و ۷).

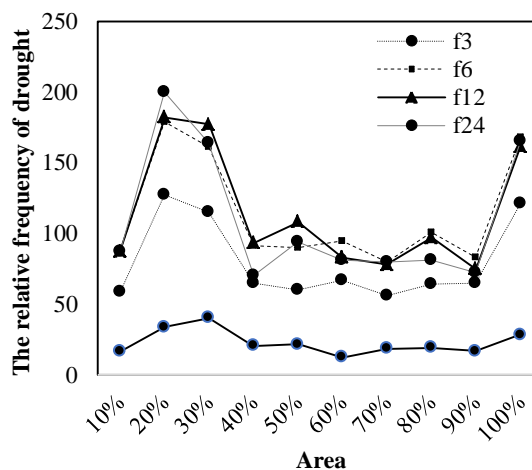
در ادامه منحنی‌های شدت-مساحت- فراوانی (SAF) و تداوم-مساحت- فراوانی (DAF) برای خشکسالی‌های تاریخی برای ۱۳ ایستگاه باران‌سنجی (چم‌زمان، بروجرد،



شکل ۶- منحنی‌های شدت - مساحت - فراوانی (SAF) خشکسالی هواشناسی در منطقه مطالعاتی

Figure 6- Severity-area-frequency (SAF) curves of meteorological drought in the study area

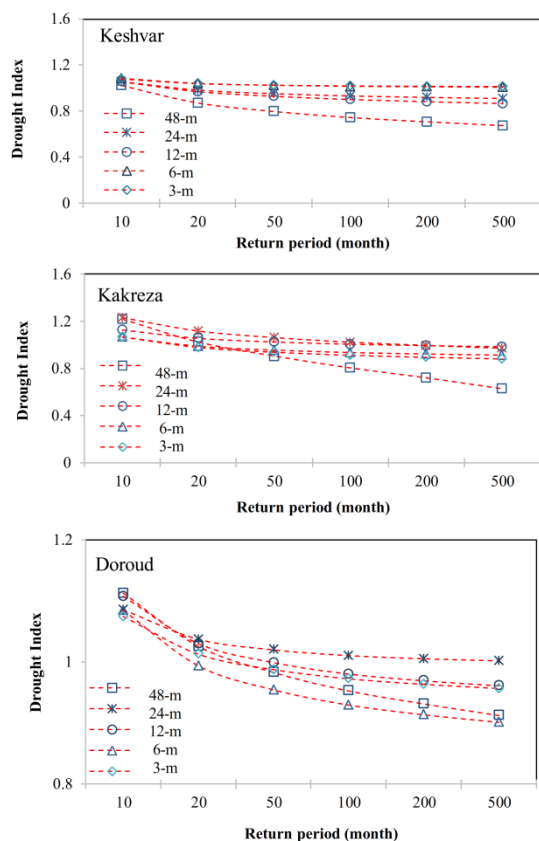
بوده در هر دو حالت برای تمامی تداوم‌ها دارای شدت نسبی و تداوم کم‌تر از سایر سطوح می‌باشند و در تداوم‌های ۳ و ۶ ماهه شدت و فراوانی کم‌تر بوده و این بدین معناست که خشکسالی‌های خفیف و یا با تداوم کم



شکل ۷- منحنی‌های تداوم-مساحت- فراوانی (DAF) خشکسالی هواشناسی در منطقه مطالعاتی

Figure 7- Duration-area-frequency (DAF) curves of meteorological drought in the study area

لذا برای تداوم‌های مورد بررسی خشکسالی با تداوم شدید مشخص و مساحت تأثیر آن از روی شکل‌های ۶ و ۷ قابل استخراج است. همان‌طور که ملاحظه می‌گردد خشکسالی‌هایی که دارای سطح تأثیر کم‌تر از ۴۳ درصد



شکل ۸- شاخص خشکسالی برای دوره‌های بازگشت مختلف در ایستگاه‌های کشور، کاکارضا و دورود
 Figure 8- Drought index for different return periods in the Keshvar, Kakreza and Doroud stations

نتیجه‌گیری

نتایج بررسی خشکسالی‌ها با شاخص SPI نشان داد که ایستگاه‌های جنوب غربی و غرب در استان لرستان دارای حداکثر مقدار شاخص و دارای شدت خشکی بالا در طول ۵۰ سال گذشته در منطقه بوده‌اند. همچنین مداوم‌ترین دوره خشکی در مقیاس ۱۲ ماهه رخ داده و شدیدترین خشکی بین ایستگاه‌ها در ایستگاه کشور به میزان ۲۴/۳۵ میلی‌متر مشاهده شد. مقایسه خشکسالی در سه مقیاس زمانی نشان داد که در مقیاس‌های زمانی کوتاه‌مدت شدت خشکسالی‌ها کم‌تر بوده، در مقیاس زمانی بلندمدت شدت خشکسالی‌ها افزایش یافته و تداوم رخدادهای طولانی‌مدت خشکسالی بیشتر شده است. به عبارتی، خشکسالی در مقیاس‌های زمانی کوتاه‌مدت تداوم زیادی برخوردار نبوده و تحت تأثیر بارش‌های ماهانه نیست، در حالی که دوره‌های زمانی بلندمدت واکنش بسیار سریع‌تری نسبت به تغییرات بارش نشان می‌دهند. با توجه

معمولاً دارای سطح تأثیر کم‌تر از ۴۵ درصد می‌باشند. از سطح تأثیر ۴۵ درصد به بعد منحنی‌ها با شیب نسبتاً تندی روند یکنواختی به خود گرفته و در سطح تأثیر ۸۰ درصد به حداکثر مقدار خود رسیده‌اند و از این نقطه به بعد مجدداً روند نزولی پیدا نموده‌اند. در هر دو شکل ۶ و ۷ با افزایش تداوم‌ها منحنی‌ها به بالا شیف‌ت پیدا نموده‌اند. بخش زیادی از خشکسالی‌های تاریخی در محدوده سطح تأثیر کم‌تر از ۴۵ درصد واقع گردیده‌اند و اغلب دارای دوره بازگشت بیش‌تر از ۶ ماهه بوده‌اند. بر اساس منحنی تداوم- مساحت- فراوانی (DAF) دو ایستگاه دره‌تخت و خرم‌آباد خشکسالی با سطح تأثیر و تداوم به ترتیب ۱۱۶ و ۱۰۸ ماه بوده و در تداوم‌های ۲۴ و ۱۲ ماهه می‌باشد. نسبت خشکسالی‌ها در سطح تأثیر ۰ تا ۵۰ درصد و ۵۰ تا ۱۰۰ درصد کمبود بارندگی به ترتیب ۱۰ تا ۳۰ میلی‌متر و ۱۰ تا ۲۰ میلی‌متر وجود داشته و تداوم‌ها در بازه اول بیش‌تر از بازه دوم بوده است. نکته حائز اهمیت در مورد این دوره‌های خشکسالی رخ داده در منطقه این است که رخدادها زیاد شدید نبوده، اما توالی آن‌ها در منطقه در سال‌های متوالی می‌توان به اهمیت موضوع در خصوص تأثیر هیدرولوژیکی آن‌ها که باعث افت شدید آب رودخانه‌ها و سفره‌های آب زیرزمینی گردد، پی برد. بنابراین این امر بایستی در مدیریت خشکسالی آبی و تدابیر حفاظتی در خصوص منابع آب قابل‌دسترس منطقه مدنظر قرار گیرد. از بررسی دوره‌های بازگشت خشکسالی با استفاده از توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته (GEV)، در محیط SMADA در دوره‌های بازگشت ۱۰، ۲۰، ۵۰، ۱۰۰، ۲۰۰ و ۵۰۰ ماهه در ایستگاه‌هایی که دارای طولانی‌ترین دوره خشکسالی بودند، شکل ۸ نشان داد که با افزایش دوره بازگشت شاخص خشکسالی ایستگاه‌های کشور، کاکارضا و دورود در همه مقیاس‌های زمانی شدت خشکسالی کاهش یافته است، به طوری که با احتمال ۰/۲ درصد در دوره بازگشت ۵۰۰ ماهه شاخص خشکسالی در ایستگاه‌هایی که دارای حداکثر شدت خشکسالی در طی دوره آماری ۵۰ ساله بین ۰/۶- تا ۰/۸- تغییر می‌یابد و با احتمال ۱۰ درصد در دوره بازگشت ۱۰ ماهه شاخص خشکسالی‌ها (کمبود بارندگی) بین ۱- تا ۲- کمبود بارندگی رخ خواهد داد.

در ایستگاه‌های کهمان و ونایی رخ داده به طوری که در نمودارهای تداوم- مساحت- شدت و فراوانی- مساحت- تداوم خشکی نیز این موضوع مشخص شد.

به نتایج، بیش‌ترین مقادیر کمبود بارش ماهانه به ترتیب در ایستگاه‌های چم‌زمان، بروجرود، دره‌تخت، دورود، کاکارضا، کشور و خرم‌آباد رخ داده است. کم‌ترین خشکی‌ها

منابع

- Akbari, H., Rakhshandehroo, G.R., Sharifloo, A.H., Ostadzadeh, E. 2015. Drought Analysis Based on Standardized Precipitation Index (SPI) and Streamflow Drought Index (SDI) in Chenar Rahdar River Basin, Southern Iran. Watershed Management Symposium.
- Alizadeh, A. 2007. Applied Hydrology. Ferdowsi University of Mashhad, 11th edition, 237 pages. (in Farsi)
- Doustan, R. 2014. Analysis of the Iran droughts in the Past half century. Journal of Climate Research, 23(3): 1-18. (in Farsi)
- Hayes, M. 1999. Drought index, Climate impacts specialist. National Drought mitigation Center NOAA.
- Hejazi zadeh, Z., Parvin, N. 2006. Precipitation modeling and prediction using SARIMA models and drought monitoring using BMI and PDRI index in Urmia Lake Basin. Journal of Geographical research, 87(1):97-124. (In Farsi)
- Karimi, M., Shahedi K., Byzedi, M. 2015. Analysis of Hydrological Drought using Constant Threshold Level Method (Case study: Karkheh River Basin, Iran). Journal of Watershed Management Research 6(11): 59-72. (in Farsi)
- Lein, J. 2003. Integrated Environmental Planning. Black well science Inc U.S.A.
- Loukas A., Vasiliades L. 2004. Probabilistic analysis of drought spatiotemporal characteristics in Thessaly region, Greece. Natural Hazards and Earth System Sciences, 4: 719-731.
- Masodian, A. 2010. Iran's Weather. Sharia tous publishing house. (in Farsi)
- Mohammadi, Z. 2012. Survey of Hydrological drought using SWSI (Case study: Zayanderood dam basin). Master's thesis in synoptic climatology. University of Esfahan. (in Farsi)
- Mostafazadrh, R., ZAbihi, M. 2016. Comparison of SPI and SPEI indices to meteorological drought assessment using R programming (Case study: Kurdistan Province). Journal of earth and space physics, 42(3): 633-643. (in Farsi)
- Mumtaz, A., Ravinesh C, D., Tek, M., Nathan D. 2019. Improving SPI-derived drought forecasts incorporating synoptic-scale climate indices in multi-phase multivariate empirical mode decomposition model hybridized with simulated annealing and kernel ridge regression algorithms. Journal of Hydrology, 576: 164-184.
- Naserzadeh, M., Ahmadi, A. 2013. Investigation of Meteorological Drought Indices performance in Assessing and Mapping of Drought in Qazvin Province. Journal of Applied researches in Geographical Sciences, 12(27): 162-192. (in Farsi)
- Thakur, A., Choudhary, S., Singh, A. 2019. Drought Characterization using Standardized Precipitation Index for Ajmer, Rajasthan, India. International Journal of Current Microbiology and Applied Sciences, 8(2): 2726-2732.



برآورد بارندگی در حوضه جازموریان با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و ایستگاه‌های زمینی

مجتبی سلیمانی ساردو^{۱*}، مهدی سلیمانی مطلق^۲، زهره ابراهیمی خوسفی^۳

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۱/۱۷

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۰/۱۶

چکیده

در سالیان اخیر، فناوری سنجش از دور به عنوان ابزار مفیدی جهت برآورد میزان پدیده بارش و تغییرات زمانی- مکانی آن مورد توجه قرار گرفته است. در این پژوهش جهت برآورد میزان کمی بارندگی در سطح حوضه جازموریان، مقایسه‌ای تطبیقی میان مقادیر مشاهداتی و داده‌های بارش TRMM، CHIRPS و PERSIANN-CDR در طی دوره ۲۰ ساله (۱۹۹۸ تا ۲۰۱۷) انجام شده است. با این هدف، ابتدا میانگین بارش ۲۰ ساله در حوضه جازموریان با استفاده از روش تیسن در دوره آماری ۱۹۹۸ تا ۲۰۱۷ محاسبه شد. سپس داده‌های بارندگی سه پایگاه TRMM، CHIRPS و PERSIANN-CDR در مقیاس سالانه و در دوره زمانی مشابه در محیط Google Earth Engine مورد پردازش قرار گرفتند. یافته‌های این پژوهش نشان داد که میانگین بارندگی ۲۰ ساله حوضه جازموریان بر اساس داده‌های ایستگاه‌های زمینی، به کمک روش تیسن حدود ۱۲۴ میلی‌متر است، در حالی که بر اساس داده‌های TRMM، CHIRPS و PERSIANN-CDR به ترتیب حدود ۱۳۹، ۹۹/۵ و ۱۵۴ میلی‌متر، تخمین زده شد. همچنین با توجه به الگوی تغییرات مکانی، از غرب به شرق حوضه از میزان بارش‌ها کم می‌شود، به طوری که کم‌ترین میزان بارندگی در مرکز و نواحی شرقی حوضه ثبت شده است. به طور کلی، تولیدات ماهواره TRMM-3B43V7 به دلیل داشتن همبستگی قوی‌تر ($r=0/88$) و میزان خطای پایین‌تر نسبت به دو ماهواره CHIRPS و PERSIANN-CDR، از عملکرد بهتری در برآورد بارش‌ها برخوردار بوده و می‌تواند به عنوان جایگزین مناسبی در مناطق فاقد داده یا با محدودیت شبکه ایستگاه‌های هواشناسی استفاده شود.

واژگان کلیدی: بارندگی، سنجش از دور، TRMM، جازموریان

مقدمه

پیش‌بینی سیلاب و کاهش بلايا حائز اهمیت فراوان است (Prakash et al., 2016; Sun et al., 2018). در بررسی‌های اقلیمی عموماً برآورد بارش با استفاده از ایستگاه‌های زمینی، به صورت نقطه‌ای انجام می‌شود که علیرغم اینکه از نظر اقتصادی هزینه‌بر است، بلکه تعمیم آن به یک منطقه به سبب تغییرات شدت بارندگی و تغییرپذیری فضایی- زمانی آن، امکان بروز اشتباه را نیز به همراه دارد (Shirvani and Fakharizadeh, 2014; Matkan et al., 2011; Chen et al., 2009). از این رو، با توجه به تغییرات فضایی و زمانی بارندگی‌ها و فقدان و تراکم محدود ایستگاه‌های زمینی، پیشرفت‌هایی در خصوص برآورد بارش‌ها با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و سنجش از دور صورت گرفته است که از مهم‌ترین این داده‌ها می‌توان به داده‌های TRMM^۴، CHIRPS^۵ و PERSIANN-CDR^۶

باران یکی از پارامترهای مهم چرخه آب به شمار می‌رود که با ایجاد خشکسالی و سیل، خسارات زیادی را بر جای می‌گذارد (Upadhyaya and Ramsankaran, 2014). داده‌های دقیق بارندگی در پیش‌بینی‌های بلندمدت و کوتاه‌مدت هواشناسی از اهمیت بالایی برخوردار است زیرا که با اقدامات پیش‌گیرانه امکان کاهش خطرات طبیعی را ممکن‌پذیر نموده است (Zeng et al., 2018). در این رابطه، دسترسی به داده‌های قابل اعتماد بارندگی با وضوح زمانی- مکانی بالا به منظور پایش دقیق شدت بارندگی جهت

^۱استادیار، گروه محیط زیست، دانشکده مهندسی منابع طبیعی، دانشگاه جیرفت، ایران

(*نویسنده مسئول: mojtaba.soleimani@ujiroft.ac.ir)

DOI: 10.22125/agmj.2020.201168.1072

^۲استادیار، گروه آموزشی مرتع و آبخیزداری، دانشکده کشاورزی،

دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

^۳استادیار، گروه مهندسی طبیعت، دانشکده مهندسی منابع طبیعی،

دانشگاه جیرفت، ایران

^۴ The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)

^۵ Climate Hazards Group Infrared Precipitation with Station Data

^۶ Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information Using Artificial Neural Networks-Climate Data Record

باشد. در همین رابطه تحقیقات دیگری نیز انجام شده است که از آن جمله می‌توان به مطالعات (Almazroui, 2011), (Henderson et al., 2017) و (Fang et al., 2019) اشاره نمود. علاوه بر ماهواره TRMM، داده‌های PERSIANN-CDR نیز یکی دیگر از منابع اطلاعات بارندگی به شمار می‌روند که مورد توجه محققین بسیاری قرار گرفته‌اند. تولیدات PERSIANN-CDR حاوی داده‌های بارندگی روزانه (از ۶۰ درجه شمالی تا ۶۰ درجه جنوبی) با وضوح مکانی ۰/۲۵ درجه می‌باشند (Ashouri et al., 2015). Guo et al., (2016) رفتار مشابه داده‌های PERSIANN-CDR را با داده‌های زمینی در پایش الگوهای زمانی و مکانی وقوع خشکسالی‌ها در شرق چین گزارش نمودند. همچنین (Sadeghi et al., 2019) در تحقیقات خود در مقیاس سیاره‌ای، با آنالیز همبستگی داده‌های PERSIANN-CDR و TRMM 3B42 V7، مطابقت بالایی میان آن‌ها در تخمین بارندگی روزانه گزارش نمودند. داده‌های CHIRPS نیز یکی دیگر از تولیدات بارندگی با وضوح بالا و پوشش شبه جهانی (۵۰°N-۵۰°S و ۱۸۰°E-۱۸۰°W) می‌باشند که برای اولین بار توسط گروه مخاطرات اقلیمی دانشگاه کالیفرنیا منتشر شدند (Funk et al., 2014). این داده‌ها به عنوان جایگزین مناسبی از اطلاعات بارندگی قلمداد شده‌اند (Katsanos et al., 2016). بررسی عملکرد تخمین بارندگی به کمک تولیدات CHIRPS در ایران نسبت به مشاهدات زمینی طی دوره زمانی ۲۰۱۴-۲۰۰۴، نشان داد که این داده‌ها عمدتاً در ماه‌های همراه با بارندگی همرفتی و در نواحی پست سواحل جنوبی، بهترین عملکرد را نشان داده‌اند (Saeidizand et al., 2018). تحقیقات انجام شده در ایران در رابطه با تخمین میزان بارندگی در مقیاس حوضه آبریز، عموماً بر پایه روش‌های آماری و زمین‌آماری انجام شده است، درحالی که امروزه، بررسی بارندگی به کمک ابزارهای سنجش از دور، منجر به شناخت بهتر پدیده بارش و پارامترهای مؤثر در آن از بعد زمانی و مکانی و به ویژه در مناطق فاقد ایستگاه‌های زمینی می‌گردد. لذا با توجه به اهمیت حوضه آبریز جازموریان در جنوب شرق کشور و نیاز به اطلاعات بارندگی آن، در پژوهش حاضر سعی شده است تا ضمن برآورد میزان کمی بارندگی در سطح حوضه جازموریان، به ارزیابی تطبیقی مقادیر بارندگی برآورد شده با استفاده از داده‌های TRMM، CHIRPS و PERSIANN-CDR در قیاس با بارش اندازه‌گیری شده در

اشاره نمود. در خصوص کاربرد تکنولوژی سنجش از دور در برآوردهای اقلیمی مطالعات زیادی انجام شده است که از آن جمله، (Asgari et al., 2008) در بررسی اعتبارسنجی داده‌های بارش TRMM با داده‌های سینوپتیک برای آذرماه ۱۳۸۶، انطباق ۷۰ درصدی هیستوگرام فراوانی مقادیر بارش ماهواره TRMM را با مقادیر زمینی گزارش نمودند. همچنین، برآورد میزان بارش به کمک داده‌های ماهواره TRMM در حوزه مرزی غرب ایران، بیان‌گر ارتباط معنی‌داری با ضریب تبیین ۸۰-۶۰٪ بین داده‌های حاصل از تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های مشاهده‌ای در مقیاس ماهانه بوده است (Madadi et al., 2015). در مطالعه‌ای (Javanmard et al., 2018) با استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور به برآورد نوع و مقدار بارش‌های همرفتی و پوششی با استفاده از داده‌های TRMM در دوره (۲۰۱۰-۱۹۹۸) پرداختند و بیان داشتند که بیش‌ترین میزان بارش‌ها در شمال غرب ایران رخ داده و مناطق زاگرس و البرز مرکزی در اولویت دوم قرار گرفته و همچنین تخمین بارش‌ها در منطقه زابل بیش از حد انتظار بوده و در منطقه جنوب غرب ایران نیز تخمین مناسبی از برآورد بارش‌ها صورت نگرفته است. آنالیز زمانی- مکانی دقت داده‌های ماهواره‌ای TRMM به منظور برآورد شدت خشکسالی در ایران مرکزی، بیان‌گر انطباق بالای شدت خشکسالی برآورد شده با استفاده از داده‌های TRMM (همبستگی ۰/۹۴ و ۰/۷۱) با نقشه شدت خشکسالی حاصل از داده‌های بارش و رطوبت زمینی بوده است (Niazi et al., 2018). همچنین (Javanmard et al., 2010) بارش برآورد شده از داده‌های TRMM-3B42 را با داده‌های بارش زمینی طی دوره ۲۰۰۸-۱۹۹۸ در ایران مقایسه نمودند و تخمین دست‌پایینی از مقدار میانگین بارندگی سالانه در کل کشور، نواحی خزری و نواحی کوهستانی زاگرس، به ترتیب ۰/۱۷، ۰/۳۹ و ۰/۱۵ میلی‌متر در روز گزارش نمودند. نتایج ایشان بیان‌گر وجود ضریب همبستگی مکانی بارش سالانه در کل کشور، نواحی خزری و نواحی کوهستانی زاگرس، به ترتیب ۰/۷۷، ۰/۵۵ و ۰/۷۵ بوده است. در پژوهشی دیگر، (Ioannidou et al., 2016) با مقایسه داده‌های TRMM با داده‌های زمینی در جنوب یونان اظهار داشتند که تغییرات زمانی بالای بارش‌های همرفتی، امکان ایجاد خطاهای معنی‌داری در تخمین آریبی برآوردهای حاصل از تصاویر ماهواره‌ای نسبت به داده‌های راداری زمینی را در پی داشته

سازمان هواشناسی کشور و شرکت مدیریت منابع آب ایران گردآوری شده است (شکل ۱).

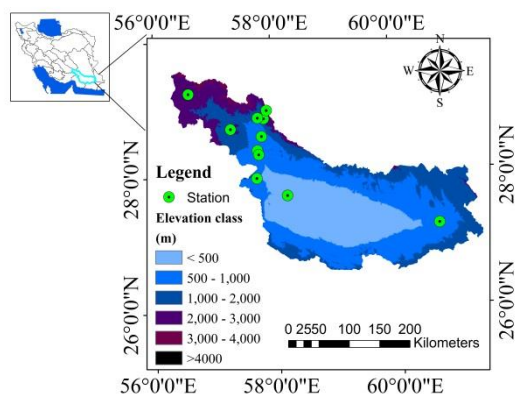


Figure 1- Geographical location of study area

شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

در پژوهش حاضر، ابتدا داده‌های مشاهده‌ای ایستگاه‌های باران‌سنجی و سینوپتیک موجود در حوضه مورد بررسی قرار گرفتند. مشخصات ایستگاه‌های مورد مطالعه در جدول ۱ بیان شده‌است. سپس بارش میانگین ۲۰ ساله (۲۰۱۷-۱۹۹۸) در حوضه جازموریان با استفاده از رابطه گرادیان ارتفاع و بارندگی و روش تیسن برآورد شد.

ایستگاه‌های زمینی طی دوره ۲۰ ساله (۱۹۹۸ تا ۲۰۱۷) مبادرت شود. تعیین دقیق میانگین بارندگی حوضه در مطالعات هیدرولوژیکی حوضه و بیلان آبی آن از اهمیت بالایی برخوردار بوده، به طوری که تحقیق حاضر در نوع خود به عنوان اولین بار در منطقه مزبور انجام شده است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

در این پژوهش، منطقه مورد مطالعه، حوضه آبریز جازموریان (کد حوضه آبریز ۴۵) به مساحت حدود ۶۹۰۰۰ کیلومتر مربع است که در مختصات طول جغرافیایی ۵۶° و ۱۸' تا ۶۱° و ۲۵' شرقی و عرض جغرافیایی ۲۶° و ۳۵' تا ۲۹° و ۳۴' شمالی، در جنوب شرق ایران واقع شده است. منطقه مورد مطالعه در اقلیم خشک و نیمه‌خشک قرار گرفته است که از مهم‌ترین نواحی جمعیتی آن می‌توان به شهرستان‌های بافت، جیرفت، کهنوج، ایران‌شهر، قلعه‌گنج، رودبار جنوب و فاریاب اشاره نمود. داده‌های ایستگاه‌های مشاهداتی مورد بررسی در تحقیق حاضر از پایگاه داده

Table 1- Geographical and meteorological characteristics of study stations and their climates based on Extended De Martonne classification

جدول ۱- مشخصات جغرافیایی و هواشناسی ایستگاه‌های مطالعاتی و اقلیم آن‌ها در طبقه‌بندی اقلیمی دومارتن گسترش یافته

Station Name	20-year mean of Precipitation (mm)	Latitude (N)	Longitude (E)	Elevation (m)	Station type	Climate classification
Baft	225	29° 14'	56° 35'	2280	Synoptic	Semi-arid
Iranshahr	86	27° 12'	60° 42'	591	Synoptic	Arid
Kahnuj	156	27° 58'	57° 42'	469	Synoptic	Arid
Jiroft-Miandeh	140	28° 35'	57° 48'	639	Synoptic	Arid
Kohange Sheibani	142	28° 19'	57° 45'	546	Hydrometric	Arid
Tange sargaz	220	28° 42'	57° 17'	1902	Hydrometric	Semi-arid
Saghder	274	28° 51'	57° 52'	1708	Hydrometric	Semi-arid
Cheshmeh-Shah	131	29° 23'	57° 44'	566	Hydrometric	Arid
Droghoeieh	316	28° 58'	57° 54'	2266	Hydrometric	Semi-arid
Dehrod	206	28° 51'	57° 44'	1060	Hydrometric	Arid
Eslam-Abad	110	27° 42'	58° 12'	560	Climatology	Arid

از این رو، ضمن در نظر گرفتن مساحت هر ایستگاه و میانگین بارندگی ۲۰ ساله آن با استفاده از روش تیسن به تخمین بارندگی حوضه (H) با استفاده از معادله ۱ پرداخته می‌شود.

از این رو، ضمن در نظر گرفتن مساحت هر ایستگاه و میانگین بارندگی ۲۰ ساله آن با استفاده از روش تیسن به تخمین بارندگی حوضه (H) با استفاده از معادله ۱ پرداخته می‌شود.

$$H = \sum \frac{h \times a}{A} \quad (1)$$

که در آن، a مساحت اختصاص یافته به هر ایستگاه، A مساحت کل حوضه و h بارش اندازه‌گیری شده در هر ایستگاه می‌باشد. از سوی دیگر، بارش‌های برآورد شده به کمک داده‌های ماهانه TRMM-3B43V7، CHIRPS و

نتایج و بحث

برآورد میانگین بارندگی ۲۰ ساله با استفاده از داده‌های مشاهداتی

در این پژوهش، داده‌های بارندگی ۲۰ ساله ایستگاه‌های اسلام‌آباد، کهنوج، جیرفت، بافت، ایرانشهر، کهنک شیبانی، تنگ سرگز، سغدر، چشمه‌شاه، دروغ‌کوه و دهرود مورد بررسی قرار گرفت و با توجه به همبستگی مناسب میان ارتفاع و بارندگی، نقشه سطوح هم‌باران در حوضه جازموریان حاصل گردید (شکل ۲). توزیع مکانی بارندگی نشان داد که کم‌ترین میزان بارش مربوط به نواحی مرکزی و شرقی حوضه و بیش‌ترین مقدار آن مربوط به نواحی شمال و شمال غرب حوضه می‌باشد. همچنین، به منظور تعمیم اندازه‌گیری‌های مشاهداتی به سطح منطقه از تابع تیسن استفاده شده است. به کمک این روش میزان بارندگی در کل حوضه با در نظر گرفتن سطح مؤثر مربوط به هر ایستگاه به دست آمده است (شکل ۳ و جدول ۲). همان‌طور که نتایج نشان می‌دهد متوسط بارش میانگین ۲۰ ساله در حوضه جازموریان طی دوره مورد مطالعه حدود ۱۲۴ میلی‌متر برآورد شده است.

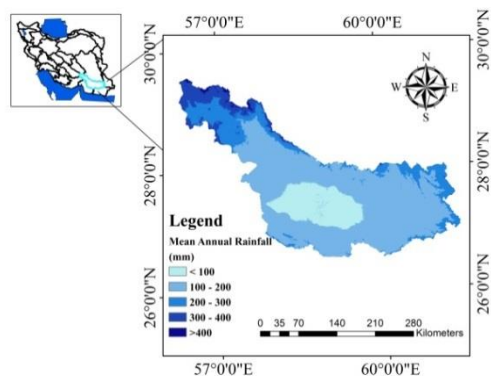


Figure 2- Isohyetal area of Jazmorian basin
شکل ۲- نقشه سطوح هم‌باران در حوضه جازموریان

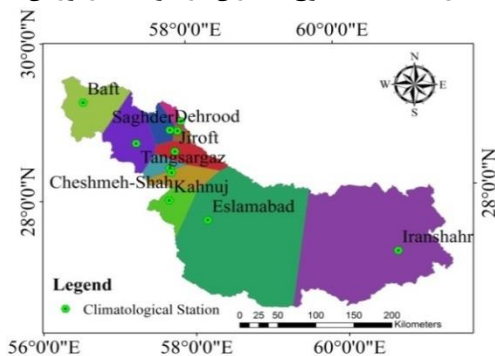


Figure 3- Thiessen polygons in study area
شکل ۳- پلیگون‌های تیسن در محدوده مطالعاتی

مورد استفاده قرار گرفت. همچنین، داده‌های ماهواره‌ای CHIRPS نیز به منظور برآورد میزان بارندگی روزانه حوضه مدنظر قرار گرفتند (Funk et al., 2014; 2015). داده‌های CHIRPS از نظر مکانی قدرت تفکیک کم‌تری داشته که امکان تخمین تغییرات بارشی را به طور روزانه (میلی‌متر در روز) ممکن‌پذیر نموده است. علاوه بر داده‌های بالا، تولیدات ماهواره‌ای PERSIANN-CDR (Ashouri et al., 2015; Sorooshian et al., 2014) نیز به منظور برآورد بارندگی حوضه جازموریان مورد استفاده واقع شد که امکان تخمین بارش روزانه (میلی‌متر بر روز) را مهیا نموده‌اند. کلیه فرایندهای پردازش و بررسی تصاویر ماهواره‌ای در محیط Google Earth Engine انجام شد که یک سامانه متن‌باز و تحت وب است که امکان پردازش‌های طیفی را بر روی پدیده‌های مختلف سطح زمین مهیا نموده است (Ahrari, 2019). در این پژوهش، کلیه نقشه‌ها در محیط نرم‌افزار ArcGIS 10.3 تهیه شده است. به منظور ارزیابی مقادیر حاصل از تولیدات سنجش از دور، با مقادیر مشاهداتی در تعیین میزان بارندگی در نقاط فاقد داده و معرفی عملکرد آن‌ها، از از چهار معیار میانگین مربعات خطا^۱ (MSE)، مجذور میانگین مربعات خطا^۲ (RMSE)، شاخص خطا یا اربیبی (Bias) و ضریب همبستگی^۳ (R) استفاده شد (معادله‌های ۲ تا ۵).

$$MSE = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_o - Q_e)^2}{N} \quad (2)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (Q_o - Q_e)^2}{N}} \quad (3)$$

$$Bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |Q_o - Q_e| \quad (4)$$

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_o - \bar{Q}_o)(Q_e - \bar{Q}_e)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (Q_o - \bar{Q}_o)^2 \sum_{i=1}^N (Q_e - \bar{Q}_e)^2}} \quad (5)$$

که در آن N بیان‌گر تعداد سال‌های آماری، Q_o مقدار بارندگی سالانه حوضه بر اساس داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیک، Q_e مقدار بارندگی سالانه حوضه بر اساس داده‌های ماهواره‌ای، \bar{Q}_e میانگین مقادیر بارندگی به دست آمده از داده‌های سینوپتیک و \bar{Q}_o میانگین مقادیر بارندگی به دست آمده از داده‌های ماهواره‌ای است.

¹ Mean Square Error

² Root Mean Square Error

³ Correlation Coefficient

بارندگی بر اساس داده‌های ماهواره‌ای مزبور نشان داد که میانگین بارندگی ۲۰ ساله در حوضه جازموریان به ترتیب بر اساس داده‌های ماهواره TRMM قریب ۱۳۹ میلی‌متر، و بر اساس برآوردهای ماهواره‌ای CHIRPS حدود ۹۹/۵ میلی‌متر و مطابق با داده‌های ماهواره PERSIANN-CDR حدود ۱۵۴ میلی‌متر برآورد شده است. همان‌طور که روند تغییرات بارندگی در مقیاس سالانه در شکل ۴ نشان داده شده است، تغییرات بارندگی ایستگاهی و ماهواره‌ای عمدتاً از روند مشابهی برخوردار بوده‌اند، به طوری که با افزایش و کاهش مقادیر بارش ایستگاهی، افزایش و کاهش بارش ماهواره‌ای در مقیاس سالانه مشاهده شد. با توجه به نتایج به دست آمده، مقادیر بارش تخمینی توسط ماهواره PERSIANN-CDR بیش از مقادیر بارش اندازه‌گیری شده به روش تیسن بوده و به عبارتی تخمینی دست بالایی را ارائه داد، در حالی که پیش‌بینی بارش حاصل از ماهواره CHIRPS عمدتاً تخمین دست پایینی را نسبت به مقادیر بارش سالانه ایستگاهی در مقیاس حوضه آبخیز ارائه داده است. مقایسه بین اندازه‌گیری‌های مشاهداتی در ایستگاه‌های زمینی و نتایج برآوردهای ماهواره‌ای نشان داد که نتایج برآورد داده‌های ماهواره TRMM تطابق بهتری را با نتایج حاصل از اندازه‌گیری‌های زمینی در دوره زمانی مورد مطالعه در پی داشته است.

Table 2-Effective area of stations using the Thiessen method

Station	Effective Precipitation (h×a/A)	Effective area (Km ²)	20-year mean of precipitation (mm)
Baft	15.6	4804	225
Iranshahr	31.5	25483	86
Kahnuj	4.9	2204	156
Jiroft-Miandeh	4.2	2105	140
Kohang	4.1	1984	142
Sheibani	4.1	1984	142
Tang sargaz	14.1	4440	220
Saghdar	1.8	462	274
Cheshme shah	1.9	996	131
Doroghgoeich	2.2	485	316
Dehrod	4.03	1361	206
Eslamabad	39.7	25092	110
Sum		69417	124

برآورد میانگین ۲۰ ساله بارندگی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای TRMM، CHIRPS و PERSIANN-CDR

پس از برش محدوده حوضه در تصاویر، جهت تخمین داده‌های بارندگی ماهانه ۲۰ ساله از ژانویه ۱۹۹۸ تا ژانویه ۲۰۱۸ تعداد ۲۴۸ تصویر TRMM مورد بررسی قرار گرفت و میزان بارش حسب میلی‌متر بر ساعت به دست آمد. همچنین ۷۳۰۵ تصویر از ماهواره CHIRPS و PERSIANN-CDR نیز مورد بررسی قرار گرفتند و میانگین بارش در هر سال به دست آمد. نتایج تخمین

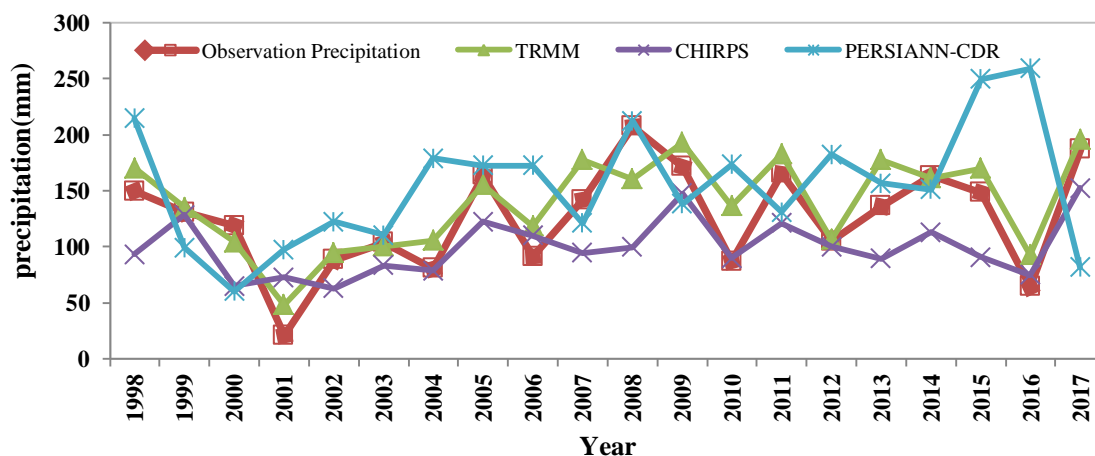


Figure 4- Annual rainfall time series over the Jazmuriyan basin using TRMM, PERSIANN-CDR, CHIRPS and observation dataset

شکل ۴- سری زمانی بارندگی سالانه در حوضه آبخیز جازموریان با استفاده از داده‌های TRMM، CHIRPS، PERSIANN-CDR و مشاهداتی

دلیل داشتن همبستگی قوی‌تر (۰/۸۸) و میزان خطا (RMSE) پایین‌تر، نسبت به دو ماهواره دیگر از درجه اعتبار بالاتری برخوردار بوده‌اند (جدول ۳). هر چه میزان

بررسی مقادیر بارندگی سالانه اندازه‌گیری شده به روش تیسن بر اساس داده‌های ایستگاه‌های زمینی و داده‌های ماهواره‌ای، نشان داد که داده‌های ماهواره‌ای TRMM به

که در نواحی شمالی و شمال غربی حوضه جازموریان که مرتفع تر بوده بارش‌های بیشتری مشاهده شد و با نزدیک شدن به نواحی پست جنوبی تر و مرکزی حوضه، از میزان بارش‌ها نیز کاسته می‌شود. همچنین به سبب ویژگی‌های جغرافیایی این ناحیه، تغییرات زمانی بارش‌ها نیز حائز اهمیت می‌باشد به طوری که بررسی پراکنش زمانی بارندگی‌ها نشان داد که بیش‌ترین میزان بارش‌ها در فصول زمستان و بهار رخ داده است. البته در تابستان نیز وقوع بارندگی‌هایی به ویژه در نواحی جنوبی و شرقی حوضه ثبت شده است که (Javanmard et al., 2018) این امر را به شکل‌گیری هسته‌های بارشی در شرق و جنوب شرق ایران در فصل گرم و انتقال جریان‌های رطوبتی از کشورهای همسایه شرقی و به سبب فعالیت جریان موسمی همراه با کم‌فشارگرایی از شرق و جنوب شرق ایران نسبت داده‌اند، که این امر در محدوده مطالعاتی نیز صادق بوده زیرا که جریان‌های موسمی در فصل تابستان به ویژه در نواحی جنوبی حوضه مشاهده می‌شوند که در برخی از سال‌ها بارش‌هایی را در پی داشته است، البته با گذر از فصل تابستان و تضعیف کم‌فشار گرمایی و اثرات موسمی، هسته‌های بارشی همرفتی در جنوب شرق نیز از بین رفته که منطقه مورد مطالعه نیز از تأثیرات آن مستثنی نیست. نتایج حاصل از بررسی تصاویر ماهواره‌ای در آشکارسازی بارندگی حوضه موفق بوده است، هر چند که تغییرات جزئی در تخمین‌ها مشاهده شده است. این تغییرات می‌تواند ناشی از عدم وجود ایستگاه‌های کافی در منطقه مورد مطالعه، فاصله زیاد بین ایستگاه‌های در نظر گرفته شده و یا تابع نوع تصاویر انتخاب شده باشد، به طوری که (Mianabadi et al., 2013) همپوشانی ابرها را به عنوان یکی از موارد خطا در الگوهای تخمین بارش توسط تصاویر ماهواره‌ای ذکر نموده‌اند که منجر به ایجاد خطای یاد شده در تخمین‌ها می‌گردد. (Katiraie-Boroujerdy et al., 2013) با مقایسه نتایج پیش‌بینی بارندگی حاصل از داده‌های ماهواره‌ای CMORPH، adj-PERSIANN، PERSIANN و TRMM-3B42V6 در ایران، اظهار داشتند که تولیدات حاصل از adj-PERSIANN و TRMM-3B42V6 عملکرد بهتری را در تخمین بارندگی نشان داده است، در حالی که داده‌های حاصل از CMORPH پیش‌بینی ضعیفی را، به ویژه در مناطق زاگرسی در پی داشته است. در پژوهش حاضر نیز، تخمین بارندگی سالانه به کمک

RMSE کم‌تر باشد، اعتبار مقادیر حاصل از تخمین‌های ماهواره‌ای به جای داده‌های ایستگاه‌های زمینی بیش‌تر می‌باشد. شاخص اریبی (Bias)، یا مقایسه میانگین پیش‌بینی با میانگین مشاهدات، در واقع بیان‌گر نسبت برآوردهای صحیح به مشاهدات صحیح می‌باشد که در تخمین‌های TRMM، کم‌ترین مقدار را نشان داده و لذا به دلیل کارایی خوب داده‌های TRMM در تخمین میزان بارندگی منطقه مطالعاتی، این نوع داده‌ها به عنوان جایگزین مناسبی در مناطق فاقد داده و به ویژه مناطقی که با محدودیت شبکه‌های سینوپتیک و باران‌سنجی مواجه هستند، پیشنهاد می‌شوند.

Table 3- Correlation analysis of rainfall estimation based on satellite data and observational data

جدول ۳- آنالیز همبستگی بین نتایج حاصل از تخمین بارندگی بر اساس داده‌های ماهواره‌ای و ایستگاه‌های مشاهداتی

	R	RMSE	MSE	Bias
P_TRMM	0.88	25.12	631.16	20.54
P_Chrips	0.66	43.52	1894.06	35.25
P_Persian	0.51	73.42	5390.45	57.52

نتایج برآورد میزان بارندگی با استفاده از داده‌های مشاهداتی بیان‌گر آن است که طی دوره زمانی ۲۰ ساله (۱۹۹۸-۲۰۱۷) در حوضه جازموریان، میانگین بارندگی حدود ۱۲۵ میلی‌متر برای کل حوضه به دست آمده است که با در نظر گرفتن نتایج حاصل از ارزیابی‌های سنجش از دور با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای TRMM که تخمینی حدود ۱۳۹ میلی‌متر را در پی داشته، بیش‌ترین نزدیکی را نشان داده است. همچنین نتایج حاصل از داده‌های PERSIANN-CDR، برآورد دست بالایی قریب ۱۵۴ میلی‌متر را نشان داده است و بر اساس داده‌های ماهواره CHIRPS برآوردی ۹۹/۵ میلی‌متری برای میانگین بارندگی طی دوره زمانی مزبور منتج شده است. در این خصوص، نتایج تحقیقات (Haji Mirrahimi و Asgari et al., 2008) and Feizizade (2008) نیز نشان‌دهنده وجود همبستگی نسبتاً بالا میان داده‌های زمینی و داده‌های ماهواره‌ای TRMM بوده است که عملکرد موفق‌تری را در برآورد بارندگی در کشور ایران نشان داده است. همچنین (Omidvar et al., 2013) و (Rasoli et al., 2016) انطباق نسبی داده‌های بارش TRMM را با مقادیر زمینی گزارش نمودند که مؤید نتایج این پژوهش می‌باشد. نتایج این پژوهش نشان داد که میزان بارش‌ها در حوضه جازموریان با تغییرات ارتفاعی حوضه همبستگی معنی‌داری را نشان داده است، به طوری

اعظم حوضه مورد مطالعه را نواحی کم‌ارتفاع در برگرفته است، لذا پیشنهاد می‌شود در تحقیقات آتی به نقش آن و تأثیر سایر عوامل توپوگرافی در عملکرد تخمین بارندگی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای پرداخته شود.

نتیجه‌گیری

بارندگی به عنوان مهم‌ترین مؤلفه جوی به ویژه در مناطق خشک و نیمه‌خشک نظیر ایران به شمار رفته که برآورد آن به‌وسیله داده‌های ماهواره‌ای از پیشرفت‌های علم سنجش از دور قلمداد شده که کمک شایانی به مطالعات هواشناسی، هیدرولوژی و مدیریت منابع آب می‌نماید. واکاوی پیش‌بینی‌های ماهواره‌ای نشان داد که متوسط بارندگی درازمدت ۲۰ ساله (ژانویه ۱۹۹۸ تا ژانویه ۲۰۱۸) در حوضه جازموریان، براساس داده‌های ماهواره TRMM-3B43V7-TRMM حدود ۱۳۹ میلی‌متر، بر اساس داده‌های CHIRPS حدود ۹۹/۵ میلی‌متر و مطابق با داده‌های PERSIANN-CDR قریب ۱۵۴ میلی‌متر، تخمین زده شد که نشان‌دهنده محدودیت نزولات آسمانی در این ناحیه بوده و لذا لزوم مدیریت بهینه منابع آبی را در این منطقه اجتناب‌ناپذیر نموده است. همچنین نتایج بررسی‌ها نشان داد که نزدیک‌ترین برآورد به داده‌های ایستگاهی در ارتباط با داده‌های TRMM-3B43V7 بوده است که پیشنهاد می‌شود در تحقیقات آتی با در نظر گرفتن تکثر ایستگاه‌های مشاهداتی در منطقه نسبت به برآورد در دوره‌های زمانی طولانی‌تر تحقیقات آتی انجام پذیرد. به طور کلی، با توجه به تغییرات زمانی - مکانی بارش و فقدان وجود ایستگاه‌های اندازه‌گیری در سطح حوضه جازموریان، استفاده از تولیدات بارندگی ماهواره TRMM به عنوان جایگزین مناسبی برای داده‌های زمینی پیشنهاد می‌شوند که با توجه به نتایج این پژوهش، تخمین قابل قبولی را ارائه داده است.

منابع

- Ahrari, A.H. Virtual satellite image processing engine. 2019. Kelid Amozesh publication. 242 pp. (In Farsi).
- Almazroui, M. 2011. Calibration of TRMM rainfall climatology over Saudi Arabia during 1998–2009. *Atmospheric Research*, 99(3–4): 400–414.
- Asgari, Gh., Porbagheri, M., Mobaraki, Z. 2008. Validation of Precipitation Data Obtained from TRMM Satellite Using Auto Meteorological

داده‌های TRMM همبستگی قوی‌تری را با داده‌های زمینی نسبت به نتایج PERSIANN نشان داده است که مؤید نتایج تحقیقات (Moazami et al., 2013) است. ایشان نیز تخمین بهتر نرخ بارش روزانه داده‌های TRMM-3B42V7 را نسبت به PERSIANN در بررسی‌های خود بر روی ۴۷ رخداد بارندگی طی سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۶ گزارش نمودند. یافته‌های این پژوهش نشان داد که کم‌ترین میزان همبستگی با داده‌های ایستگاهی زمینی در تولیدات PERSIANN-CDR مشاهده شده است. در همین خصوص، Katiraie-Boroujerdy et al., (2017) با مقایسه داده‌های TRMM-3B42V7 و PERSIANN-CDR در تخمین بارندگی در مقیاس روزانه و سالانه در ایران، اظهار داشتند که نسبت سیگنال به نویز (SNR) از مقادیر کم‌تری در مناطق خشک ایران و نواحی جنوب شرقی، برخوردار بوده است. همچنین، در مطالعات ایشان، تولیدات هر دو ماهواره، ضریب همبستگی بالاتر و RMSE پایین‌تری را برای میانگین سالانه دوره‌های متوالی خشک نسبت به دوره‌های متوالی مرطوب نشان داده و TRMM-3B42V7 امکان ثبت بهتر تعداد روزهای مرطوب را نسبت به PERSIANN-CDR در پی داشته است. نتایج آزمون همبستگی، نشان داد که پس از TRMM، داده‌های CHIRPS تخمین بهتری نسبت به پیش‌بینی بارندگی‌ها در مقیاس سالانه از خود نشان داده‌اند، که (Saeidizand et al., 2018) در ارزیابی عملکرد تولیدات CHIRPS نسبت به داده‌های زمینی در ایران، بهترین عملکرد را در ماه‌های وقوع بارش همرفتی و به ویژه در نواحی کم ارتفاع ساحلی بیان نمودند و عامل ارتفاع را به عنوان عاملی کلیدی در تغییرات ضریب همبستگی در نظر گرفتند، به طوری که بیش‌ترین میزان همبستگی در نواحی ساحلی شمالی و جنوبی، مناطقی که آب‌های سطحی رطوبت بیش‌تری را به جو وارد می‌کنند، به دست آمده است. در همین خصوص، از آن جا که بخش

Stations. Geomatics Conference, Tehran. (In Farsi)

- Ashouri, H., Hsu, K., Sorooshian, S., Braithwaite, D.K., Knapp, K.R., Cecil, L.D., Nelson, B.R., Prat, O.P. 2015. PERSIANN-CDR: Daily Precipitation Climate Data Record from Multi-Satellite Observations for Hydrological and Climate Studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96: 69–83.

- Chen, C., Yu, Z., Li, L., Yang, C. 2011. Adaptability Evaluation of TRMM Satellite Rainfall and Its Application in the Dongjiang River Basin, *Procedia Environmental Sciences*, 3rd International Conference on Environmental Science and Information Application Technology (ESIAT 2011), 10: 396-402.
- Fang, J., Yang, W., Luan, Y., Du, J., Lin, A., Zhao, L. 2019. Evaluation of the TRMM 3B42 and GPM IMERG products for extreme precipitation analysis over China. *Atmospheric Research*, 223: 24-38.
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland J., Harrison, L., Hoell, A., Michaelsen, J. 2015. The climate hazards infrared precipitation with stations a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data* 2, 150066. doi:10.1038/sdata.2015.66
- Funk, C.C., Peterson, P.J., Landsfeld, M.F., Pedreros, D.H., Verdin, J.P., Rowland, J.D., Romero, B.E., Husak, G.J., Michaelsen, J.C., Verdin, A.P. and Pedreros, P. 2014. A quasi-global precipitation time series for drought monitoring. *US Geological Survey Data Series* 832.
- Guo, H., Bao, A., Liu, T., Chen, Ch., Ndayisaba, F. 2016. Evaluation of PERSIANN-CDR for Meteorological Drought Monitoring over China. *Remote Sensing*, 8(5), 379, <https://doi.org/10.3390/rs8050379>
- Haji Mirrahimi, M., Feizizade, B. 2008. Accuracy of ground radar and TRMM data in precipitation estimation. *Geomatics Conference*, Tehran. (In Farsi)
- Henderson, D. S., C. D. Kummerow, D. A. Marks, and W. Berg, 2017. A regime-based evaluation of TRMM oceanic precipitation biases. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 34(12): 2613-2635.
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E.J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., Hong, Y., Bowman K.P., Stocker, E.F. 2007. The TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis: Quasi-Global, Multi-Year, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scale. *Journal of Hydrometeorology*, 8 (1): 38-55.
- Ioannidou, M. P., Kalogiros, J. A., Stavrakis, A. K. 2016. Comparison of the TRMM Precipitation Radar rainfall estimation with ground-based disdrometer and radar measurements in South Greece. *Atmospheric Research*, 181: 172-185.
- Javanmard, S., Tajbakhsh, S., Badagh Jamali, J. 2018. The estimation of type and amount rainfall using remote sensing techniques. 18th Iranian Geophysical Conference, 335-339. (In Farsi)
- Javanmard, S., Yatagai, A., Nodzu, M.I., Bodagh - Jamali, J., Kawamoto, H. 2010. Comparing high-resolution gridded precipitation data with satellite rainfall estimates of TRMM 3B42 over Iran. *Advances in Geosciences*, 25: 119-125.
- Katiraie-Boroujerdy, P.S., Akbari Asanjan, A., Hsu, K-l., Sorooshian, S. 2017. Inter-comparison of PERSIANN-CDR and TRMM-3B42V7 precipitation estimates at monthly and daily time scales. *Atmospheric Research*. doi:10.1016/j.atmosres.2017.04.005.
- Katiraie-Boroujerdy, P-S., Nasrollahi, N., Hsu, K-l., Sorooshian, S. 2013. Evaluation of satellite-based precipitation estimation over Iran. *Journal of Arid Environments*, 97: 205-219.
- Katsanos, D., Retalis, A., Michaelides, S. 2016. Validation of a high-resolution precipitation database (CHIRPS) over Cyprus for a 30-year period. *Atmospheric Research*, 169, 459-464. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.05.015>.
- Madadi, Gh., Hamze, S., Noruzi, A.K. 2015. Precipitation Estimation Using TRMM Satellite Data. *National Congress of Irrigation and Drainage*. (In Farsi)
- Matkan, A.A., Shakiba, A.R., Ashorlo, D., Badagh Jamali, J., Mohamadian, V. 2009. Ability of combined infrared and microwave passive remote sensing data and estimation of rainfall and flood monitoring. *Iranian remote sensing and GIS*, 1(2): 31-44. (In Farsi)
- Mianabadi, A., Alizade, A., Sanaeinejad, H., Banayan, M., Faridhosseini, A.R. 2013. The statistic assessment of CMORPH model output for precipitation estimation over the northeast of Iran (Case study: north Khurasan province). *Journal of water and soil*, 27(5): 919-927. (In Farsi)
- Moazami, S., Golian, S., Kavianpour, M.R., Hong, Y., 2013. Comparison of PERSIANN and V7 TRMM multi-satellite precipitation analysis (TMPA) products with rain gauge data over Iran. *International Journal of Remote Sensing* 34(22): 8156-8171. <http://dx.doi.org/10.1080/01431161.2013.833360>.
- Niazi, Y., Talebi, A., Mokhtari, M.H., Vazifedost, M. 2018. Spatio-Temporal Analysis of the Accuracy of TRMM Satellite Data to Estimate the Severity of a Drought Based on Precipitation in Central Iran. *Physical Geography Research*, 50(1): 69-85. (In Farsi)
- Omidvar, K., Fenodi, M., Banivaheb, A.R. 2013. Investigation of TRMM Satellite Rainfall data with Groundwater Stations Case Study: Synoptic Stations of Khorasan Razavi Province. *First National Meteorological Conference*, Kerman. (In Farsi)
- Prakash, S., Mitra, A. K., Pai, D.S., AghaKouchak, Ar. 2016. From TRMM to GPM: How well can heavy rainfall be detected from space?. *Advances in Water Resource*, 88: 1-7.

- Rasoli, A.K., Erfanian, M., Sari saraf, B., Javan, Kh. 2016. Comparative evaluation of estimated TRMM rainfall values and recorded precipitation of ground stations in Lake Urmia Basin. *Geographic Space*, 16(540): 195-217. (In Farsi)
- Sadeghi, M., Akbari Asanjan, A., Faridzad, M., Afzali Gorooh, V., Nguyen, P., Hsu, K., Sorooshian, S., Braithwaite, D. 2019. Evaluation of PERSIANN-CDR Constructed Using GPCP V2.2 and V2.3 and A Comparison with TRMM 3B42 V7 and CPC Unified Gauge-Based Analysis in Global Scale. *Remote Sensing*, 11(23): 2755.
- Saeidizand, R., Sabet-ghadam, S., Tarnavsky, E., Pierleoni, A. 2018. Evaluation of CHIRPS rainfall estimates over Iran. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*:1-10. <https://doi.org/10.1002/qj.3342>.
- Shirvani, A., Fakharizade, E. 2014. Comparison of ground based observation of precipitation with TRMM satellite estimations in Fars Province. *Journal of Agricultural Meteorology*, 2(2): 1-15. (In Farsi)
- Sorooshian, S., Hsu, K., Braithwaite, D., Ashouri, H. 2014. NOAA Climate Data Record (CDR) of Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks (PERSIANN-CDR), Version 1 Revision 1. Doi:10.7289/V51V5BWQ.
- Sun, Q., Miao, C., Duan, Q., Ashouri, H., Sorooshian, S., Hsu, K. 2018. A Review of Global Precipitation Data Sets: Data Sources, Estimation, and Inter-comparisons. *Reviews of Geophysics*, 56(1): 79-107.
- Tao, W-K., Lang, S., Olson, W. S., Meneghini, R., Yang, S., Simpson, J., Kummerow, C., Smith E., Halverson, J. 2001. Retrieved Vertical Profiles of Latent Heat Release Using TRMM Rainfall Products for February 1988. *Journal of applied Meteorology*, 40 (6): 957-982.
- Upadhyaya, S., Ramsankaran, R. 2014. Review of Satellite Remote Sensing Data Based Rainfall Estimation Methods. *Proceedings of Hydro 2013 International*, Iit Madras, India. 1-15.
- Zeng, Q., Wang, Y., Chen, L., Wang, Z., Zhu, H., Li, B. 2018. Inter-Comparison and Evaluation of Remote Sensing Precipitation Products over China from 2005 to 2013. *Remote Sensing*, 10(2): 168.



پهنه‌بندی مکانی تبخیر از تشت و برخی عوامل اقلیمی مؤثر بر آن با روش‌های زمین‌آماري (مطالعه موردی: استان فارس)

سید علی اکبر موسوی^{*۱}

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۴/۱۰

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۹/۰۳

چکیده

مطالعه تغییرات زمانی- مکانی تبخیر از تشت و عوامل اقلیمی مؤثر بر آن در مدیریت منابع آب و برآوردهای تبخیر و تعرق اهمیت دارد. در مطالعه حاضر، این تغییرات با داده‌های ایستگاه‌های منتخب استان فارس با چند روش درون‌یابی زمین‌آماري بررسی و دقت روش‌ها با استفاده از شاخص‌های آماری (R^2 , MRE, RMSE, NRMSE, GMER و GSDER) ارزیابی شد. تغییرات مکانی متغیرهای اقلیمی از مدل‌های گوسی و کروی با دامنه تأثیر حدود ۹ تا ۳۵ کیلومتر تبعیت می‌نماید. کریجینگ نقطه‌ای معمولی با مدل کروی نیم‌تغییرنما (با شعاع تأثیر ۸/۹ تا ۳۵ کیلومتر و نسبت اثر قطعه‌ای ۰/۰۹ تا ۳۶/۴۴ درصد و با کلاس تغییرپذیری متوسط تا قوی) برای تخمین تبخیر از تشت (ضریب تعیین ۰/۷۴) و عوامل بارشی (ضرایب تعیین ۰/۵۷ تا ۰/۷۶) و روش وزن‌دهی عکس‌فاصله با توان‌های ۲ تا ۵ برای تخمین عوامل دمایی (ضرایب تعیین ۰/۶۲ تا ۰/۸۷) و سرعت باد (ضریب تعیین ۰/۷۳) مناسب‌ترین روش‌ها بودند. فاصله مناسب برای ایستگاه‌های باران‌سنجی حدود ۳۵ کیلومتر تعیین شد. بخش‌های شمالی به ویژه شمال‌شرق استان نسبت به بخش جنوبی از تبخیر از تشت (> 230 میلی‌متر) و میانگین دمای کم‌تر (> 15 درجه سانتی‌گراد)، عوامل بارشی مطلوب‌تر (< 235 میلی‌متر) و سرعت باد (< 15 متر بر ثانیه) بیش‌تری برخوردارند. بر این اساس، مدیریت بهینه آب و تجدید نظر در الگوهای کشت در مناطق مرکزی و جنوبی استان پیشنهاد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: بارش، دما، سرعت باد، کریجینگ معمولی، وزن‌دهی عکس‌فاصله

مقدمه

بهینه‌سازی منابع آب و خاک در هر منطقه نقش مهمی ایفا می‌کند. استان فارس یکی از پهناورترین و مهم‌ترین استان‌های کشور از دیدگاه فعالیت‌های کشاورزی و منابع طبیعی می‌باشد که مانند سایر نقاط ایران ایستگاه‌های تبخیرسنجی و سنجش عوامل اقلیمی در آن کافی نبوده و از توزیع مکانی مناسبی برخوردار نیستند و یا این که در برخی ایستگاه‌ها داده‌ها به دلیل داده ناکافی و کیفیت نامطلوب، قابل استفاده نیستند (Daneshkar Arasteh et al., 2004). بنابراین، لازم است با به‌کارگیری روش‌های مختلف تخمین مانند روش‌های آمار کلاسیک شامل روش‌های رگرسیونی، استفاده از فنون سنجش از دور و تصاویر ماهواره‌ای، روش‌های شبکه‌های عصبی مصنوعی و یا روش‌های زمین‌آماري مقدار تبخیر در نقاط فاقد ایستگاه (اندازه‌گیری) برآورد شود. در روش‌های زمین‌آماري بر خلاف آمار کلاسیک، موقعیت مکانی داده‌ها نیز در تجزیه

تبخیر یکی از متغیرهای هیدرولوژیک است که آگاهی از تغییرات مکانی و زمانی و مدل‌سازی آن در فرآیندهای کشاورزی، منابع طبیعی و حفاظت از آب و خاک اهمیت زیادی دارد. از کل میزان بارش در ایران که حدود ۳۰ درصد میانگین بارش جهانی و ۲۵۱ میلی‌متر است، ۷۱ درصد (۱۷۹ میلی‌متر) تبخیر می‌شود (Saadatkhah et al., 2001; Shaban et al., 2007; Zare Abyaneh et al., 2010). میزان تبخیر تابع بسیاری از متغیرهای اقلیمی از جمله عوامل دمایی، باد و ساعات آفتابی است. تبخیر و عوامل اقلیمی عمدتاً در طول زمان و مکان متغیرند و بررسی تغییرات مکانی و زمانی این عوامل در مدیریت

^۱ دانشیار بخش علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز

(aamousavi@gmail.com)

روش‌های دیگر مناسب‌تر است. (Mahdian 2002) نشان داد که روش اسپلین و روش کریجینگ برای برآورد بارندگی و دما سه اقلیم خشک، نیمه‌خشک و مرطوب ایران نسبت به روش‌های دیگر برتری دارد. Solaimani et al., (2006) نیز در تخمین متوسط بارش در کفه نمک سیرجان روش کریجینگ را نسبت به روش عکس فاصله برتر گزارش کردند. سایر پژوهشگران نیز از روش‌های وزن‌دهی عکس فاصله (Jahangir and Jahanpanah, 2018)، خوشه‌بندی و سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی (Parsamehr et al., 2018) و وزن‌دهی عکس فاصله، کریجینگ معمولی و کوکریجینگ (Siabi and Sanaeinejad, 2015) برای پهنه‌بندی خشکسالی و برخی عوامل و شاخص‌های اقلیمی در ایران استفاده کردند. در خارج از ایران نیز از روش‌های سیستم اطلاعات جغرافیایی و زمین‌آماری برای بررسی تغییرات مکانی-زمانی تبخیر در یک حوزه کوهستانی در ایالت کلرادو (Tran et al., 2019)، روش‌های زمین‌آماری برای بررسی تغییرات مکانی تبخیر از چمن‌زارهای غرب کانادا (Armstrong, 2011)، روش‌های سنجش از دور برای تخمین تبخیر واقعی از اراضی پارکی ساسکاچوان کانادا (Armstrong et al., 2018) و روش‌های زمین‌آماری برای بررسی تغییرات مکانی تبخیر واقعی از اکوسیستم‌های خشکی در چین (Zheng et al., 2019) استفاده کردند. آگاهی از میزان تبخیر از تشت و سایر عوامل اقلیمی و پهنه‌بندی این عوامل نقش مهمی در مدیریت منابع هر منطقه، رونق اقتصادی و وضعیت معیشتی ساکنان به ویژه در مناطق خشک و نیمه‌خشک مانند استان فارس که اقتصاد آن عمدتاً وابسته به منابع کشاورزی و طبیعی است، ایفا می‌کند. از طرفی به دلیل تعداد محدود ایستگاه‌های سنجش بایستی از روش‌های تخمین مانند روش‌های زمین‌آماری برای برآورد تبخیر از تشت و عوامل اقلیمی مؤثر بر آن در نقاط فاقد اندازه‌گیری، تعیین الگوی توزیع مکانی و پهنه‌بندی این عوامل استفاده نمود. با توجه به اینکه تحقیقات اندکی در ارتباط با کاربرد روش‌های زمین‌آماری در این ارتباط انجام شده، لذا انجام تحقیقاتی در این راستا بسیار مهم و ضروری است. بنابراین، این تحقیق با هدف بررسی تغییرات مکانی تبخیر از تشت و برخی عوامل اقلیمی مؤثر بر آن، ارزیابی چند روش برآورد

و تحلیل‌ها در نظر گرفته شده و بر اساس نسبت بخش ساختاردار به بخش بدون ساختار (اثر قطعه‌ای) تغییرات، کلاس وابستگی مکانی هر متغیر تعیین می‌شود (Cambardella et al., 1994). تعداد اندکی از محققان از روش‌های زمین‌آماری برای تخمین و پهنه‌بندی عوامل اقلیمی و به ویژه مقدار تبخیر از تشت بهره گرفته‌اند. Zare Abyaneh et al., (2010) پس از برآورد تبخیر از تشت با کاربرد ۹ مدل مختلف و با استفاده از عوامل اقلیمی ۶۱ ایستگاه هواشناسی ایران، کریجینگ معمولی با تغییرنمای دایره‌ای را مناسب‌ترین روش برای پهنه‌بندی نتایج حاصل از بهترین مدل تبخیر از تشت (روش ایوانوف) در نقاط فاقد اندازه‌گیری معرفی کردند. در تحقیقی، (Asakareh 2007) تغییرات زمانی-مکانی بارش سالانه ایران را بررسی و میزان همبستگی بین تغییرات بارش و عوامل مکانی شامل طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع را حدود ۰/۵۹۹ گزارش نمودند. Tobies and Salas (1985) روش کریجینگ را در توزیع بارش سالانه در ۲۹ ایستگاه باران‌سنجی آمریکا، (Mirmousavi et al., 2010) روش کریجینگ معمولی با تغییرنمای کروی را بهترین روش درون‌یابی بارندگی سالانه و (Zabihi et al., 2012) نیز تغییرنمای گوسی را بهترین مدل نیم‌تغییرنما برای بارش سالانه استان قم پیشنهاد کردند. سایر پژوهشگران نیز روش‌های میانگین متحرک وزن‌دار (Mahdavi et al., 2004) و روش اسپلین صفحه نازک با توان دو (Mahdian et al., 2009) را برای برآورد بارش سالانه در جنوب شرقی کشور مناسب معرفی کردند. در حالی که (Goovaerts 2000) گزارش کرد روش کریجینگ ساده در مقایسه با روش کوکریجینگ برآورد بهتری از بارندگی سالانه در پرتغال داشته است. Irnak and Ranade (2008) و (Zhao et al., 2005) روش کریجینگ را بهترین روش برای تخمین دما معرفی و بیان کردند با کاربرد این روش تفاوت مقادیر اندازه‌گیری شده و پیش‌بینی شده کم‌ترین مقدار بود. (Nalder and Wein 1998) توزیع مکانی بارندگی و دمای ماهانه را در جنگل‌های شمال کانادا با روش‌های کوکریجینگ، کریجینگ عمومی، نزدیک‌ترین همسایه، عکس مجذور فاصله همراه با گرادیان^۱ (GIDS) بررسی و گزارش کردند روش GIDS از

^۱ Gradient inverse distance (GIDS)

فسا، فیروز آباد، قیر و کارزین، کازرون، لار، لامرد، ممسنی و نی‌ریز استفاده شد (جدول ۱).

Table 1- Geographical information of the studied meteorological stations in Fars province (after Fars Meteorological Bureau)

جدول ۱- مشخصات جغرافیایی ایستگاه‌های هواشناسی مورد مطالعه در استان فارس (برگرفته از درگاه اداره کل هواشناسی استان فارس)

Station	Elevation (m)	Longitude (° E)	Latitude (° N)
Abadeh	2030	52.4	31.1
Arsanjan	1648	53.3	29.9
Estahban	1690	54.1	29.1
Eqlid	2300	52.4	30.5
Izadkhast	2188	52.1	31.3
Bavanat	2231	53.4	30.3
Shiraz	1484	52.4	29.3
Jahrom	1082	53.3	28.3
Darab	1098	54.2	28.5
Zarghan	1596	52.4	29.5
Zarrin Dasht	1067	54.5	28.3
Sepidan	2201	52.0	30.1
Sadde Doroudzan	1650	52.2	30.1
Takhte Jamshid	1605	52.5	29.6
Safashahr	2251	53.1	30.4
Fasa	1288	53.4	28.6
Farrashband	765	52.0	28.8
Firuzabad	1340	52.5	28.9
Qir and Karzin	840	53.0	28.5
Kazerun	860	51.4	29.4
Lar	792	54.2	27.4
Lamerd	405	53.1	27.2
Mamasani	950	53.5	30.2
Neyriz	1580	54.2	29.1

بررسی خصوصیات آماری و تغییرات مکانی

خصوصیات معمول آماری داده‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای آماری (EXCEL و SPSS) و زمین‌آماری (GS+) تعیین و وضعیت نرمال بودن توزیع آن‌ها بررسی شد و در مواردی که داده‌ها از توزیع نرمال انحراف داشتند با استفاده از تبدیل‌های مناسب، توزیع داده‌ها تا حد امکان به توزیع نرمال نزدیک شدند. به منظور بررسی وابستگی و تعیین الگوی ساختار مکانی داده‌ها، مقدار نیم‌تغییرنمای تجربی داده‌ها به وسیله نرم‌افزار GS+ محاسبه (Webster and Oliver, 2001) و مدل‌های نظری شامل مدل‌های کروی، نمایی، گوسی و خطی به آن‌ها برازش داده شد (Kresic, 1997). با استفاده از معیارهای ضریب تعیین و مجموع مربعات باقی‌مانده‌ها بهترین مدل انتخاب و ضرایب آن شامل اثر قطعه‌ای، سقف و دامنه تأثیر برای استفاده در مرحله تخمین تعیین شد (Mallants et al., 1996; Zheng et al., 2009). به منظور بررسی همسانگردی و ناهمسانگردی داده‌ها، مقدار نیم‌تغییرنمای تجربی در

و معرفی روش مناسب و پهنه‌بندی این عوامل در استان فارس انجام شد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

منطقه مطالعاتی استان فارس در بخش جنوب غربی ایران واقع در عرض ۲۷ تا ۳۱ درجه شمالی و طول ۵۰ تا ۵۵ درجه شرقی است. این استان دارای ۴ ناحیه اقلیمی سرد و خشک شمالی، معتدل و مرطوب مرکزی، گرم و خشک جنوبی و گرم و نیمه‌مرطوب غربی است (Hatami Bahamanbeigloo and Khoshhal Dastjerdi, 2006) و با مساحت ۱۲۲۶۰۸ km² پنجمین استان بزرگ و چهارمین استان پرجمعیت کشور بوده که دارای ۲۹ شهرستان، ۹۴ شهر و ۲۴ ایستگاه هواشناسی است (شکل ۱).

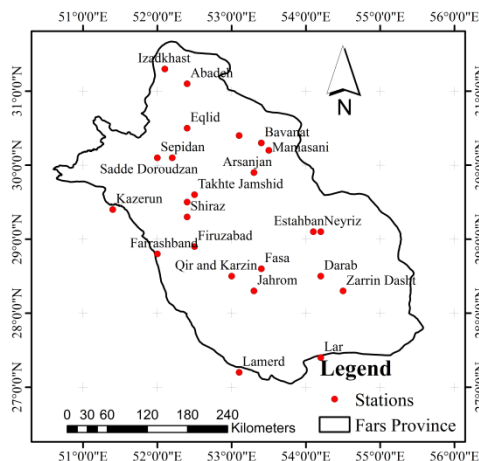


Figure 1- Location of the study area and meteorological stations

شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه و ایستگاه‌های هواشناسی

برای تعیین ساختار تغییرات مکانی و تخمین تبخیر از تشت و برخی عوامل اقلیمی مؤثر بر آن از اطلاعات بلندمدت (بر حسب اطلاعات موجود در ایستگاه‌ها از اطلاعات مربوط به سال‌های ۱۳۵۶ تاکنون) موجود تبخیر از تشت، میانگین حداقل و حداکثر دمای هوا (درجه سانتی‌گراد)، حداقل و حداکثر مطلق دمای هوا (درجه سانتی‌گراد)، میانگین بارش (میلی‌متر)، تعداد روزهای بارانی و حداکثر بارش روزانه (میلی‌متر)، ساعات آفتابی و سرعت باد (متر بر ثانیه) ۲۴ ایستگاه هواشناسی شامل ایستگاه‌های آباده، سپیدان، ارسنجان، استهبان، اقلید، ایزدخواست، بوانات، تخت جمشید، جهرم، داراب، سد درودزن، زرکان، زرین‌دشت، شیراز، صفاشهر، فراشبند،

جهات مختلف محاسبه و رویه نیم‌تغییرنا (تغییرنمای مسطحاتی) ترسیم شد. با استفاده از ضرایب بهترین مدل نیم‌تغییرنا و معیار پیشنهادی Cambardella et al., (1994) کلاس وابستگی مکانی هر عامل نیز تعیین شد.

تخمین تبخیر از تشت و عوامل مورد مطالعه

برای تخمین با روش کریجینگ نقطه‌ای معمولی، ابتدا وجود یا عدم وجود روند در داده‌ها بررسی شد و پس از اطمینان از عدم وجود روند، با استفاده از ضرایب بهترین مدل نیم‌تغییرنا و بر اساس فاصله هر یک از نقاط تا نقطه مجهول، به هر یک از نقاط اندازه‌گیری شده، وزن‌هایی اختصاص داده شد و با استفاده از مجموعه معادلات کریجینگ نقطه‌ای معمولی (Webster and Oliver, 2001) مقدار عوامل در نقاط فاقد اندازه‌گیری برآورد شد. در روش وزن‌دهی عکس مجذور فاصله نیز، بر اساس عکس فاصله نقاط اندازه‌گیری شده تا نقطه مورد تخمین، به هر یک از نقاط وزنی اختصاص داده شد (با توان‌های مختلف عکس فاصله، عکس مجذور فاصله همراه با گرادیان انجام شد) و مقدار کمیت مورد نظر در نقطه مجهول به روش میانگین‌گیری وزنی محاسبه شد.

ارزیابی نتایج تخمین

دقت نتایج روش‌های تخمین با استفاده از روش ارزیابی دوجانبه (متقابل) تعیین شد. به این ترتیب که یکی از نقاط اندازه‌گیری حذف و با استفاده از سایر نقاط تخمین زده شد. سپس مقدار اندازه‌گیری شده به مجموعه داده‌ها بازگردانده و برای تمامی نقاط این فرآیند تکرار و بر اساس شاخص‌های آماری محاسبه شده، روش مناسب تخمین شناسایی شد. پهنه‌بندی منطقه مورد مطالعه برای تبخیر از تشت و سایر عوامل اقلیمی انجام و نقشه‌های دو بعدی پراکنش مکانی آن‌ها با استفاده از نتایج روش مناسب تخمین، تهیه شد.

نتایج و بحث

تبخیر از تشت و عوامل بارش

نتایج نشان دادند که میانگین تبخیر از تشت در ایستگاه‌های مورد مطالعه در محدوده زمانی مورد بررسی ۲۶۲۹ میلی‌متر و ۸/۶ برابر میانگین بارش استان (۳۰۶ میلی‌متر) است. کم‌ترین و بیش‌ترین میانگین سالیانه تبخیر از تشت به مقدار ۲۱۳۲ و ۴۰۰۰ میلی‌متر به

ترتیب مربوط به ایستگاه‌های سپیدان و لامرد بود در حالی که کم‌ترین و بیش‌ترین میانگین بارش سالیانه به مقدار ۱۳۲ و ۶۲۸ میلی‌متر به ترتیب مربوط به ایستگاه‌های آباده و سپیدان بود (داده‌ها نشان داده نشده است). نتایج نشان داد بیش‌ترین و کم‌ترین انحراف معیار به ترتیب مربوط به میانگین بارش و تعداد روزهای بارانی می‌باشد (جدول ۲). بیش‌ترین ضریب تغییرات برابر با ۰/۴۰ مربوط به میانگین بارش و کم‌ترین آن ۰/۱۵ مربوط به تبخیر از تشت است. حداکثر چولگی و افراستگی در بین عوامل بارشی مربوط به میانگین بارش است در حالی که کم‌ترین چولگی مربوط به تعداد روزهای بارانی و کم‌ترین افراستگی مربوط به میزان تبخیر از تشت است. بررسی‌های زمین‌آماری نشان داد ساختار مکانی تبخیر از تشت و عوامل بارشی از مدل کروی با ضریب تعیین ۰/۳۲ برای حداکثر بارش روزانه تا ۰/۹۱ برای تبخیر از تشت تبعیت نمود. مقدار اثر قطعه‌ای از ۰/۰۰۱ تا ۰/۶۱ به ترتیب برای حداکثر بارش روزانه و تبخیر از تشت متغیر بود و درصد اثر قطعه‌ای که نسبت به کل تغییرپذیری تعدیل شده برای حداکثر بارش روزانه کم‌ترین (۰/۰۹) و برای تبخیر از تشت بیش‌ترین (۳۶/۴) بود. سقف نیم‌تغییرنا در محدوده ۰/۱۱ (برای حداکثر بارش) تا ۱۸/۱ (برای تبخیر از تشت) و شعاع تأثیر در محدوده ۸/۹۵۰ تا ۳۴/۹ کیلومتر به ترتیب برای حداکثر بارش و میانگین بارش تعیین شد (جدول ۳). نتایج ارزیابی دوجانبه و آماره‌های ارزیابی نشان داد که برای تخمین تبخیر از تشت و عوامل بارشی مورد مطالعه روش کریجینگ نقطه‌ای معمولی برای میانگین بارش، حداکثر بارش روزانه و تعداد روزهای بارانی و روش وزن‌دهی عکس فاصله با توان ۳ برای تبخیر از تشت مناسب‌ترین روش بود (جدول ۴). ضریب تعیین بین مقادیر اندازه‌گیری و تخمین زده شده با استفاده از بهترین روش‌های تخمین بین مقادیر ۰/۵۷ برای حداکثر بارش روزانه و ۰/۷۶ برای تعداد روزهای بارانی متغیر بود (جدول ۴). شکل ۲ نقشه مقادیر عوامل تخمین زده و پهنه‌بندی شده با بهترین روش تخمین را نشان می‌دهد. نتایج نشان می‌دهد به طور کلی بخش‌های شمالی استان (به ویژه شمال شرق) نسبت به بخش جنوبی از عوامل بارشی مطلوب‌تر و تبخیر از تشت کم‌تری برخوردارند. نتایج نشان داد بر اساس ضریب تغییرات و معیار پیشنهادی Wilding

این تحقیق با یافته‌های (Zabihi et al., 2012) که متوسط شعاع تأثیر را برای بارش استان قم ۳۱/۴۶ کیلومتر گزارش کردند مطابقت داشت. همانگونه که قبلاً در ارتباط با مقایسه نتایج نوع مدل حاکم بر تغییرات مکانی ذکر شد دلایل مطابقت یا عدم مطابقت ذکر شده دلایل احتمالی بوده و ممکن است دلایل و عوامل دیگری نیز دخالت داشته باشند. به علاوه این که ممکن است وابستگی نوع مدل کلی حاکم بر تغییرات مکانی با وابستگی اجزا و پارامترهای مدل (ازجمله شعاع تأثیر) به عوامل متعدد مؤثر مانند مجاورت مکانی و غیره متفاوت باشد. درصد اثر قطعه‌ای تبخیر از تشت و عوامل بارشی کم‌تر از ۲۵ درصد و بر اساس معیار پیشنهادی (Cambardella et al., 1994) ، این عوامل در محدوده کلاس قوی وابستگی مکانی واقع شدند (جدول ۳). بنابراین، می‌توان با استفاده از تبخیر از تشت و عوامل بارشی اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های محدود و بدون صرف وقت و هزینه و با به کارگیری روش‌های زمین‌آماری مقدار هریک از این عوامل را در مناطق فاقد ایستگاه برآورد نموده و منطقه مورد نظر را بهینه‌بندی کرد و از نقشه‌های بهینه‌بندی در مسائل مختلف مدیریت منابع طبیعی و کشاورزی استفاده نمود. روش وزن‌دهی عکس فاصله با توان ۳ (برای تبخیر از تشت) و روش کریجینگ نقطه‌ای معمولی (برای میانگین بارش، حداکثر بارش روزانه و تعداد روزهای بارانی) مناسب‌ترین روش تخمین بودند که با یافته‌های (Zabihi et al., 2012) و (Mirmousavi et al., 2010) که روش کریجینگ را روش مناسب برای تخمین میانگین بارش سالانه به ترتیب در استان‌های قم و اصفهان پیشنهاد کردند، مطابقت داشت. در حالی که با یافته‌های (Mahdavi et al., 2004) که روش میانگین متحرک وزن‌دار را برای برآورد بارش سالانه در جنوب‌شرقی کشور مناسب معرفی کردند، مطابقت نداشت. همچنین با یافته‌های (Mahdian et al., 2009) نیز که روش اسپیلاین صفحه نازک با توان دو را بهترین روش ارزیابی بارندگی سالانه و ماهیانه در جنوب شرق ایران گزارش کردند مطابقت نداشت که احتمالاً به دلیل تفاوت‌های اقلیمی و توپوگرافی در مناطق مورد مطالعه می‌باشد. ضریب تعیین نسبتاً زیاد (۰/۵۷ تا ۰/۷۶) معنی‌دار بین مقادیر اندازه‌گیری و تخمین زده شده نشان‌دهنده دقت قابل قبول روش‌های تخمین پیشنهاد شده می‌باشد. مقادیر میانگین خطای باقی‌مانده برای تمام

(1985)، تبخیر از تشت و عوامل بارشی در استان فارس در محدوده تغییرپذیری متوسط (ضریب تغییرات ۱۶ تا ۳۵ درصد) واقع شدند. از بین عوامل مورد مطالعه، توزیع میانگین بارش به دلیل انحراف قابل توجه از توزیع نرمال، با اعمال تبدیل لگاریتمی، به توزیع نرمال نزدیک و از داده‌های تبدیل یافته در تجزیه و تحلیل‌های زمین‌آماری استفاده شد. نیم‌تغییرنمای مسطحاتی تبخیر از تشت و عوامل بارشی مورد مطالعه تقریباً مدور و در جهات مختلف یکسان و در نتیجه این عوامل همسانگرد در نظر گرفته شدند (داده‌ها نشان داده نشده). در بین مدل‌های برازش داده شده مدل کروی تطابق بیشتری به نیم‌تغییرنمای محاسبه شده داشت که با نتایج (Mirmousavi et al., 2010) که مدل کروی را برای نیم‌تغییرنمای بارش سالانه استان اصفهان پیشنهاد کردند مطابقت داشت ولی با یافته‌های (Zabihi et al., 2012) که مدل گوسی را بهترین مدل نیم‌تغییرنما برای بارش سالانه استان قم پیشنهاد کردند مطابقت نداشت که احتمالاً به دلیل تشابه نسبی عوامل اقلیمی استان فارس با استان اصفهان (به دلیل مجاورت مکانی و مشابهت در سایر عوامل مؤثر بر اقلیم) و تفاوت عوامل اقلیمی با استان قم می‌باشد. نتایج نشان داد حدود ۳۷ درصد از تغییرات تبخیر از تشت بدون ساختار مکانی (تصادفی) و مابقی (۶۳ درصد) دارای ساختار مکانی بود. در حالی که تقریباً ۱۰۰ درصد تغییرات حداکثر بارش روزانه دارای ساختار مکانی بود که نشان می‌دهد همبستگی مکانی بین مقادیر حداکثر بارش روزانه و مقادیر تبخیر از تشت در منطقه به ترتیب بیش‌ترین و کم‌ترین می‌باشد. با توجه به وابستگی میزان تبخیر از تشت به مقدار بارش و سایر عوامل اقلیمی مانند سرعت باد، تابش خورشید، دمای هوا و غیره و تغییرات این عوامل، بیش‌تر و تصادفی بودن تغییرات تبخیر از تشت نسبت به سایر عوامل قابل انتظار است. البته دامنه تأثیر نیم‌تغییرنمای میانگین بارش (۳۴/۹ کیلومتر) نسبت به سایر عوامل بارشی بیش‌تر بود که نشان‌دهنده وابستگی مکانی میانگین بارش در فواصل دورتر و امکان استفاده از مقادیر اندازه‌گیری شده در نقاط دورتر برای تخمین در نقاط فاقد ایستگاه می‌باشد. بر اساس شعاع تأثیر تعیین شده، فاصله بهینه بین ایستگاه‌های باران‌سنجی حدود ۳۵ کیلومتر است و فاصله دو ایستگاه مجاور نباید از این مقدار بیش‌تر باشد. نتایج

نشان داد روش وزن‌دهی عکس فاصله با توان ۲ برای تخمین ساعات آفتابی، با توان ۴ برای تخمین میانگین حداقل و حداکثر دما و با توان ۵ برای تخمین میانگین دما و حداقل و حداکثر مطلق دما مناسب‌تر از سایر روش‌ها می‌باشد. ضریب تعیین مربوط به نتایج روش‌های مناسب تخمین بین ۰/۶۲ (برای ساعات آفتابی) و ۰/۸۷ (برای حداقل مطلق دما) متغیر است. میانگین خطای باقی‌مانده در تمام عوامل دمایی مثبت و میانگین هندسی نسبت خطا کم‌تر از واحد بوده و ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده که معیاری برای مقایسه دقت تخمین‌ها می‌باشد به ترتیب برای ساعات آفتابی و میانگین دما بیش‌ترین و کم‌ترین مقدار بود. پهنه‌بندی عوامل دمایی نشان داد به طور کلی بخش‌های شمالی استان (به ویژه شمال‌شرق) نسبت به بخش جنوبی از میانگین دمای بلندمدت کم‌تری برخوردارند در حالی که بخش‌های مرکزی و جنوب‌غربی استان از میانگین دمای سالانه بیش‌تر (و تبخیر از تشت بیش‌تری) برخوردارند (شکل ۲). بر اساس معیار Wilding (1985) به جز ساعات آفتابی و حداکثر مطلق دما که تغییرپذیری ضعیف داشتند سایر عوامل دمایی در محدوده تغییرپذیری متوسط (میانگین دما و میانگین حداقل و حداکثر دما) و زیاد (حداقل مطلق دما) واقع شدند. عوامل دمایی به جز ساعات آفتابی تقریباً از توزیع نرمال تبعیت نمودند بنابراین از داده‌های اولیه در تجزیه و تحلیل‌های زمین‌آماري استفاده شد.

عوامل بارشی مثبت و میانگین هندسی نسبت خطا کم‌تر از واحد بود که نشان می‌دهد روش‌های معرفی شده، این عوامل را مقداری بیش از مقادیر واقعی برآورد نموده‌اند. ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده که معیاری برای مقایسه دقت تخمین عوامل مختلف است به ترتیب برای حداکثر بارش روزانه و تبخیر از تشت، کم‌ترین و بیش‌ترین مقدار بود که نشان می‌دهد در بین این عوامل، بیش‌ترین و کم‌ترین دقت تخمین به ترتیب مربوط به حداکثر بارش روزانه و تبخیر از تشت می‌باشد. نقشه‌های پهنه‌بندی تهیه شده نشان می‌دهد بخش‌های شمال استان (به ویژه شمال شرق) نسبت به جنوب از عوامل بارشی مطلوب‌تر و تبخیر از تشت کم‌تری برخوردارند و به طور کلی از نظر حداکثر بارش روزانه نسبت به سایر عوامل، منطقه مورد مطالعه همگن‌تر و با تغییرات کم‌تر می‌باشد در حالی که از نظر میانگین بارش بلندمدت و تعداد روزهای بارانی و میزان تبخیر از تشت همگنی بسیار کم‌تر و تغییرات بیش‌تر است (شکل ۲).

عوامل دمایی

نتایج نشان داد بیش‌ترین انحراف معیار در عوامل دمایی مربوط به ساعات آفتابی و کم‌ترین انحراف معیار مربوط به میانگین حداقل دما و حداکثر مطلق دما بود. در حالی که بیش‌ترین ضریب تغییرات (۰/۶۸) برای حداقل مطلق دما و کم‌ترین آن (۰/۰۳) برای ساعات آفتابی بود. حداکثر چولگی و افزایش چولگی مربوط به ساعات آفتابی و کم‌ترین آن مربوط به میانگین دما بود (جدول ۲). نتایج

Table 2- Summary statistics of pan evaporation and the studied climatological parameters

جدول ۲ - خلاصه آماری تبخیر از تشت و عوامل اقلیمی مورد مطالعه

Climatological properties	Statistical measures						
	Min	Max	Mean	SD	CV (%)	Skewness coefficient	Kurtosis coefficient
Pan Evaporation and Precipitation Properties							
Pan Evaporation (mm)	1975	3358	2629	406	15	0.1	-0.96
*Mean Precipitation (mm)	133	653	307	124	40	1.18	1.25
Rainy Days	22	52	37.5	8.4	23	-0.11	-0.68
Maximum Daily Precipitation (mm)	45.9	153	82.1	29.2	36	0.88	-0.14
Thermal Properties							
Average of the Minimum Temperature (°C)	3.2	18.9	11.3	3.9	35	-0.1	-0.85
Average of the Maximum Temperature (°C)	19.5	32.9	26.4	4.3	16	-0.07	-1.11
Mean Temperature (°C)	11.8	25.8	18.8	4.0	21	-0.04	-0.99
Minimum Absolute Temperature (°C)	-21.6	-1.8	-9.7	6.6	68	-0.88	-1.01
Maximum Absolute Temperature (°C)	35.4	49.6	42.9	3.9	9	-0.18	-0.99
Sunshine Hours	3001	3505	3335	114	3	-1.12	1.5
Wind Properties							
Wind Velocity (m s ⁻¹)	8	17	12.4	1.99	16	0.51	0.54

*Due to the relatively large deviation from the Normal distribution, the distribution was transformed to the Normal distribution using Log-normal transformation.

*به دلیل انحراف نسبتاً زیاد از توزیع طبیعی، با استفاده از تبدیل لگاریتمی، توزیع به توزیع طبیعی تبدیل شد.

Table 3- Coefficient of the best fitted models to the variograms of pan evaporation and the studied climatological parameters

جدول ۳- ضرایب بهترین مدل برازش داده شده به نیم تغییرنمای تبخیر از تشت و عوامل اقلیمی مورد مطالعه

Climatological properties	Variogram properties						Residual Sum of Square (RSS)
	Model	Nugget Effect	Range (m)	% Nugget effect	Spatial dependency class	Determination coefficient (R ²)	
Pan Evaporation and Precipitation Properties							
Pan Evaporation (mm)	Spherical	6.61	32670	36.44	Medium	0.91	10.4
Mean Precipitation* (mm)	Spherical	0.022	34900	9.25	Strong	0.82	0.008
Rainy Days	Spherical	0.033	28480	5.02	Strong	0.69	0.132
Maximum Daily Precipitation (mm)	Spherical	0.0001	8950	0.09	Strong	0.32	0.0067
Thermal Properties							
Average of the Minimum Temperature (°C)	Spherical	0.001	23850	0.22	Strong	0.53	0.123
Average of the Maximum Temperature (°C)	Guassian	0.037	15280	13.88	Strong	0.69	0.238
Mean Temperature (°C)	Spherical	0.0001	28100	0.03	Strong	0.65	0.0457
Minimum Absolute Temperature (°C)	Spherical	0.1	27380	0.17	Strong	0.62	1869
Maximum Absolute Temperature (°C)	Guassian	0.032	15540	24.31	Strong	0.61	0.0064
Sunshine Hours	Guassian	0.457	33650	17.44	Strong	0.64	2.05
Wind Properties							
Wind Velocity (m s ⁻¹)	Spherical	0.002	23920	5.83	Strong	0.26	0.0021

Table 4- Results of evaluation of the predictions for pan evaporation and the studied climatological parameters using the best prediction method

جدول ۴- نتایج ارزیابی تخمین‌ها برای تبخیر از تشت و عوامل اقلیمی مورد مطالعه با استفاده از بهترین روش تخمین

Climatological properties	Statistical measures**						GS DER
	Best prediction method*	R ²	MRE	RMSE	NRMSE	G MER	
Pan Evaporation and Precipitation Properties							
Pan Evaporation (mm)	IDW3	0.74	6804	45995	1689929	-0.072	-
Mean Precipitation* (mm)	O-Kriging	0.75	7239	5993	240878	-1.764	-
Rainy Days	O-Kriging	0.76	5622	5381	168462	0.212	48.28
Maximum Daily Precipitation (mm)	O-Kriging	0.57	380	298	11629	-1.499	-
Thermal Properties							
Average of the Minimum Temperature (°C)	IDW4	0.73	3.95	4.14	145	0.782	2.71
Average of the Maximum Temperature (°C)	IDW4	0.79	4.87	4.85	188	0.333	23.87
Mean Temperature (°C)	IDW5	0.80	3.12	3.17	106	0.097	97.85
Minimum Absolute Temperature (°C)	IDW5	0.87	5.93	6.22	229	-3.213	-
Maximum Absolute Temperature (°C)	IDW5	0.75	3.92	3.66	146	0.092	102.53
Sunshine Hours	IDW2	0.62	3259	3318	122151	-0.064	-
Wind Properties							
Wind Velocity (m s ⁻¹)	IDW5	0.73	1.56	1.60	57.4	0.611	5.29

منطقه مورد نظر را پهنه‌بندی نمود و از نقشه‌های پهنه‌بندی در مسائل مختلف مدیریتی به ویژه در مدیریت کشاورزی در منطقه استفاده نمود. نتایج نشان داد که به طور کلی برای تخمین عوامل دمایی بر خلاف اغلب عوامل بارشی (به جز تبخیر از تشت)، روش وزن‌دهی عکس فاصله از روش کریجینگ نقطه‌ای معمولی دقیق‌تر و مناسب‌تر می‌باشد (جدول ۴). به گونه‌ای که روش‌های وزن‌دهی عکس فاصله با توان ۴ برای تخمین میانگین حداقل و حداکثر دما، با توان ۵ برای تخمین میانگین دما، حداقل و حداکثر مطلق دما و با توان ۲ برای تخمین ساعات آفتابی مناسب‌ترین روش بودند. نتایج با یافته‌های Irnak and Ranade (2008) و Zhao et al., (2005) که روش کریجینگ معمولی را بهترین و دقیق‌ترین روش تخمین دما معرفی کردند مطابقت نداشت که احتمالاً به دلیل شرایط متفاوت اقلیمی، زمین‌شناسی، پستی و بلندی، ارتفاع از

نیم‌تغییرنمای مسطحاتی محاسبه و ترسیم شده نشان داد که مشابه با عوامل بارشی، تمامی عوامل دمایی نیز همسانگرد بودند. نتایج نشان داد همبستگی مکانی بین میانگین دما و حداکثر مطلق دما در منطقه به ترتیب بیش‌ترین و کم‌ترین مقدار می‌باشد. به عبارتی حدود ۲۵ درصد از تغییرات حداکثر مطلق دما تصادفی (بدون ساختار) و مابقی دارای ساختار مکانی می‌باشد در حالی که تقریباً تمام تغییرات میانگین دمای منطقه دارای ساختار مکانی است. بر اساس معیار Cambardella et al., (1994) تمام عوامل دمایی مورد مطالعه از نظر وابستگی مکانی در محدوده وابستگی مکانی قوی واقع شدند (جدول ۳). بنابراین می‌توان با استفاده از عوامل دمایی اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های محدود و بدون صرف وقت و هزینه و با به کارگیری روش‌های زمین‌آماری مقدار هر یک از این عوامل را در مناطق فاقد ایستگاه برآورد نمود و با استفاده از آن‌ها

ترتیب برابر با ۰/۵۱ و ۰/۵۴ و در مقایسه با اغلب عوامل کم‌تر بود به گونه‌ای که نیازی به تبدیل توزیع به توزیع نرمال نبود (جدول ۲). سرعت باد با ضریب تعیین ۰/۲۶ از مدل کروی با اثر قطعه‌ای، سقف و شعاع تأثیر (کیلومتر) به ترتیب برابر با ۰/۰۰۲، ۰/۰۳۴ و ۲۳/۹۲ تبعیت نمود (جدول ۳). ارزیابی‌ها نشان داد روش وزن‌دهی عکس فاصله با توان ۵ (با ضریب تعیین ۰/۷۳) برای تخمین سرعت باد مناسب‌ترین روش بود (جدول ۴). میانگین خطای باقی‌مانده برای سرعت باد مثبت و میانگین هندسی نسبت خطا کم‌تر از واحد بود. نتایج و نقشه پهنه‌بندی سرعت باد نشان داد بخش‌های شمال استان به ویژه شمال شرق نسبت به جنوب بادخیزتر و دارای سرعت باد و بادهای بیش‌تری می‌باشند (شکل ۲) و به طور کلی نیمه شرقی استان نسبت به نیمه غربی بادخیزتر است و فراوانی بادهای سریع در این بخش‌ها بیش‌تر است که بایستی در مسائل مختلف مدیریتی مد نظر قرار گیرد. لازم به ذکر است هر چه منطقه‌ای بادخیزتر باشد مشروط به این که رطوبت فراهم باشد تبخیر بیش‌تر خواهد بود؛ ولی با توجه به خشکی و کم بودن بارش در بخش‌های مذکور، علی‌رغم بادخیزتر بودن، میزان تبخیر در این بخش‌ها کم‌تر است. سرعت باد در مقایسه با اغلب عوامل دمایی و بارشی از انحراف معیار و ضریب تغییرات کم‌تری برخوردار بود به گونه‌ای که سرعت باد با ضریب تغییرات ۱۶ درصد در محدوده تغییرپذیری متوسط واقع شد (Wilding, 1985). داده‌های سرعت باد از توزیع نرمال تبعیت نموده و از داده‌های اولیه برای تحلیل‌های زمین‌آماری استفاده شد. نیم‌تغییرنمای مسطحاتی سرعت باد بر خلاف سایر عوامل نشان داد که ضرایب نیم‌تغییرنما در جهت‌های مختلف یکسان نبوده و ناهمسانگرد می‌باشد (داده‌ها نشان داده نشده). ساختار مکانی سرعت باد با ضریب تعیین به نسبت کم‌تری (۰/۲۶) در مقایسه با سایر عوامل از مدل کروی با اثر قطعه‌ای، سقف و شعاع تأثیر (کیلومتر) به ترتیب برابر با ۰/۰۰۲، ۰/۰۳۴ و ۲۳/۹۲ تبعیت نمود (جدول ۳) و در محدوده وابستگی مکانی قوی واقع شد (Cambardella et al., 1994). همچنین روش وزن‌دهی عکس فاصله با توان ۵ و با ضریب تعیین ۰/۷۳ برای تخمین سرعت باد مناسب‌تر از سایر روش‌ها می‌باشد (جدول ۳).

سطح دریا و غیره در منطقه مورد مطالعه می‌باشد که بر عوامل دمایی منطقه مؤثرند. Siabi and Sanainejad (2015) نیز روش‌های زمین‌آماري و ترکیب آن‌ها را برای پهنه‌بندی شاخص‌های اقلیمی در شمال شرق ایران استفاده و به عنوان روش‌های مناسب معرفی کردند. مقادیر ضریب تعیین زیاد بین مقادیر اندازه‌گیری و تخمین زده شده با استفاده از روش مناسب تخمین (وزن‌دهی عکس فاصله با توان‌های مختلف) که بین مقادیر ۰/۶۲ (برای ساعات آفتابی) و ۰/۸۷ (برای حداقل مطلق دما) متغیر بود نشان دهنده دقت قابل قبول روش‌های مناسب معرفی شده برای تخمین‌ها می‌باشد. مقادیر مثبت میانگین خطای باقی‌مانده و میانگین هندسی نسبت خطای کم‌تر از واحد در تمام عوامل دمایی نشان می‌دهد روش‌های معرفی شده عوامل دمایی را همانند عوامل بارشی مقداری بیش از مقادیر واقعی برآورد نموده‌اند. شاخص‌های آماری محاسبه شده برای مقایسه دقت تخمین عوامل مختلف نشان داد در بین عوامل دمایی بیش‌ترین و کم‌ترین دقت تخمین به ترتیب مربوط به میانگین دما و ساعات آفتابی می‌باشد. نقشه‌های پهنه‌بندی مقادیر عوامل دمایی نشان داد به طور کلی بخش‌های شمال استان (به ویژه شمال شرق) نسبت به بخش جنوبی از میانگین دمای بلند مدت کم‌تری برخوردارند در حالی که بخش‌های مرکزی و جنوب غربی استان از میانگین دمای سالانه بیش‌تر (و میزان تبخیر از تشت بیش‌تری) برخوردارند (شکل ۲). الگوی تغییرات میانگین دما، میانگین حداقل و حداکثر دما، حداقل و حداکثر مطلق دما در استان تقریباً با یکدیگر مشابه ولی با الگوی تغییرات ساعات آفتابی متفاوت است. حداکثر و حداقل ساعات آفتابی برآورد شده به ترتیب در بخش‌های جنوب غربی و مرکز استان می‌باشد. آگاهی از الگوی تغییرات عوامل دمایی بر اساس نقشه‌های پهنه‌بندی تهیه شده می‌تواند در اتخاذ تصمیمات مدیریت کشاورزی در مزارع، انتخاب نوع کشت در تناوب زراعی و مدیریت احداث و بهره‌برداری از کشت‌های گلخانه‌ای راه‌گشا باشد.

عوامل باد

نتایج نشان داد حداقل، حداکثر و میانگین سرعت باد در استان به ترتیب ۸، ۱۷ و ۱۲/۴ متر بر ثانیه می‌باشد. ضریب تغییرات سرعت باد ۱۶ درصد و در مقایسه با سایر عوامل کم‌تر بود. چولگی و افراستگی سرعت باد نیز به

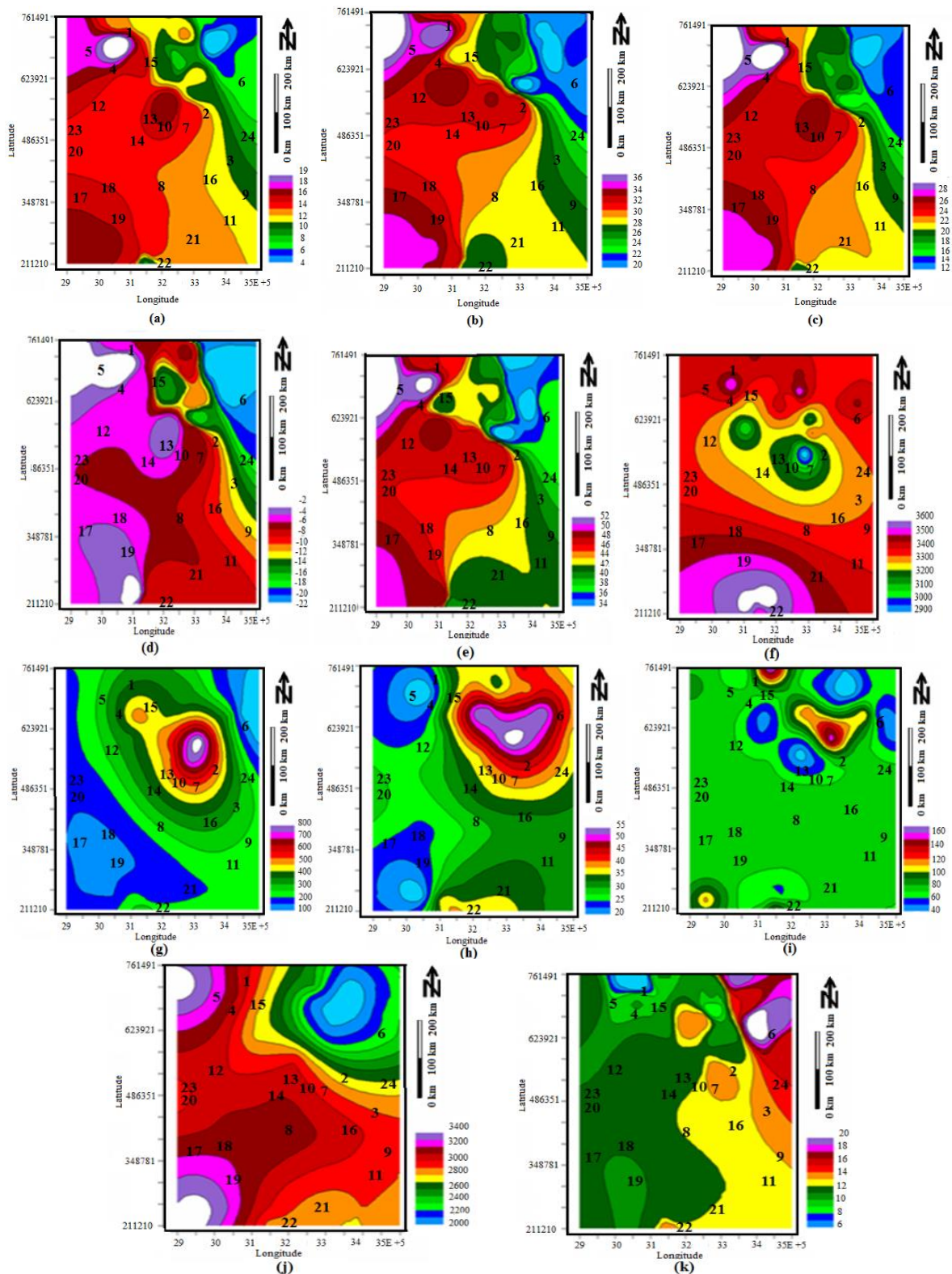


Figure 2- Map of the predicted values using the data obtained from 24 studied stations (Table 1) and by using the results of the best introduced prediction method from Table 3. Figures a to k correspond to the mean value of the minimum temperature, the mean value of the maximum temperature, mean temperature, the minimum absolute temperature, the maximum absolute temperature, sunshine hours, mean precipitation, rainy days, the maximum daily precipitation, pan evaporation, and wind velocity, respectively.

شکل ۲- نقشه مقادیر تخمین زده شده با استفاده از داده‌های ۲۴ ایستگاه مورد مطالعه (جدول ۱) و با به کارگیری نتایج بهترین روش تخمین معرفی شده در جدول ۳. شکل‌های a تا k به ترتیب مربوط به میانگین‌های حداقل دما، حداکثر دما، دما، حداقل مطلق دما، حداکثر مطلق دما، ساعات آفتابی، میانگین بارش، تعداد روزهای بارانی، حداکثر بارش روزانه، تبخیر از تشت و سرعت باد است.

مدیریت منابع طبیعی و کشاورزی استان تهیه نمود. بر اساس شعاع تأثیر تعیین شده از نیم تغییرنما، فاصله بهینه بین ایستگاه‌های باران‌سنجی حدود ۳۵ کیلومتر تعیین شد. بنابراین برای پایش دقیق بارش در استان، فاصله دو ایستگاه مجاور نبایستی از ۳۵ کیلومتر بیش‌تر باشد. پهنه‌بندی‌ها نشان داد بخش‌های شمالی استان به ویژه شمال شرق نسبت به بخش جنوبی از عوامل تبخیر از تشت و دمای کم‌تر، بارش مطلوب‌تر، و سرعت باد بیش‌تری برخوردارند. بنابراین در بخش‌های جنوبی که از تبخیر از تشت و دمای بیش‌تر و بارش کم‌تری برخوردارند مدیریت استفاده از منابع آب‌های سطحی و زیرزمینی حساسیت بیش‌تری می‌طلبد.

سپاسگزاری

بدینوسیله از دانشگاه شیراز و اداره کل هواشناسی استان فارس برای در اختیار قرار دادن امکانات و داده‌های لازم برای انجام این پژوهش تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- Armstrong, R. N. 2011. Spatial variability of actual evaporation in a prairie landscap. Ph.D. Desertaion, Department of Geography and Planning, University of Saskatchewan, Saskatoon, Canada.
- Armstrong, R. N., Pomeroy, J. W., Martz, L. W. 2018. Spatial variability of mean daily estimates of actual evaporation from remotely sensed imagery and surface reference data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23: 4891–4907.
- Asakareh, H. 2007. Spatio-temporal variation of precipitation in Iran over the recent decades. *Geography and Development*, 10:145-164 (in Farsi).
- Cambardella, C. A., Moorman, T. B., Novak, J. M., Parkin, T. B., Karlen, D. L., Turco, R. F., Konopka, A. E. 1994. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils. *Soil Science Society of America Journal*, 58(5): 1501-1511.
- Daneshkar Arasteh, P., Tajrishi, M., Mirlatifi, M., Saghafian, B. 2004. Necessity of revision on free water surface evaporation estimation models in arid areas with regional advection: Chahnimeh Reservoir as a case study. *Journal of Agricultural Engineering Research*, 5:37-50 (in Farsi).
- Goovaerts, P. 2000. Geostatistical approach for incorporation, elevation into spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology*, 228:113-129.

مقادیر مثبت میانگین خطای باقی‌مانده برای سرعت باد و میانگین هندسی نسبت خطای کم‌تر از واحد نشان می‌دهد روش وزن‌دهی عکس فاصله با توان ۵ سرعت باد را نیز مشابه سایر عوامل مقداری بیش از مقادیر واقعی برآورد نموده است. ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده سرعت باد در مقایسه با سایر عوامل کم‌ترین بود که نشان‌دهنده دقت بیش‌تر روش به کارگرفته شده برای تخمین است.

نتیجه‌گیری

نتایج نشان داد روش کریجینگ نقطه‌ای معمولی با مدل نیم‌تغییرنمای کروی برای تخمین تبخیر از تشت و عوامل بارشی و روش وزن‌دهی عکس فاصله برای تخمین عوامل دمایی و سرعت باد مناسب‌ترین و دقیق‌ترین روش می‌باشند. بنابراین، می‌توان با استفاده از مقادیر اندازه‌گیری شده این عوامل در ایستگاه‌های نسبتاً محدود و با به کارگیری این روش‌ها مقادیر عوامل اقلیمی را در مناطق فاقد ایستگاه با دقت قابل قبول برآورد و نقشه‌های پهنه‌بندی آن‌ها را به منظور استفاده در مسائل کلان

- Hatami Bahamanbeigloo, Kh., Khoshhal Dastjerdi, J. 2006. Determining climatic regions of Fars Province using factor analysis. *Journal of Geographic Space*, 10:135-150 (in Farsi).
- Irnak, A., Ranade, P. K. 2008. GIS based estimation of spatial distribution of temperature and evapotranspiration in Nebraska. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, St. Joseph, Mishigan, USA.
- Jahangir, M. R., Jahanpanah, M. 2018. Drought condition severity and zoning based on rainfall anomaly index (RAI) in Fars province. *Extention and Development of Watershed Management*, 6:35-44 (in Farsi).
- Kresic, N. 1997. *Hydrogeology and groundwater modeling*. Lewis Publishers, Boca Raton, Florida, USA. 457 p.
- Mahdavi, M., Chegini Hosseini, E., Mahdian, M. H., Rahimi Bandarabadi, S. 2004. Investigation of using geostatistical methods for estimation of annual precipitation in arid and semiarid regions of southeast Iran. *Journal of Natural Resources*, 57:211-224 (in Farsi).
- Mahdian, M. 2002. *Determination of Optimization Interpolation Methods to Estimate Rainfall and Temperature in Arid, Semiarid and Humid Regions (IRAN)*. Project Report Soil Conservation and Watershed Management Research Institute.

- Mahdian, M. H. Rahimi Bandarabady, S., Sokouti, R., Norouzi Banis, Y. 2009. Appraisal of the geostatistical methods to estimate monthly and annual temperature. *Journal of Applied Sciences*, 9(1): 128-134.
- Mallants, D., Mohanty, B. P., Jacques, D., Feyen, J. 1996. Spatial variability of hydraulic properties in a multi-layered soil profile. *Soil Science*, 161:167-181.
- Mirmousavi, S. H., Mazidi, A., Khosravi, Y. 2010. The determination of optimum geostatistics method for estimating precipitation distribution using GIS (Case study of Esfahan province). *Geographic Space*, 10:105-120.
- Nalder, J. A., Wein, R. W. 1998. Spatial Interpolation of Climate normal: Test of a New Method, *Canadian Boreal Forest. Agricultural and Forest Meteorology*, 92(4): 211-225.
- Parsamehr, A. H., Mobin, M. H., Khosravani, Z. 2018. Using run theory to analysis of drought severity – duration – return period (Case study: Fars Province). *Iranian Journal of Ecohydrology*, 5(2): 471-481 (in Farsi).
- Saadatkah, N., Sarang, S. A., Abrishamchi, A., Tajrishi, M. 2001. Estimation of evaporation from Chahnimeh Reservoirs. *Journal of Water and Wastewater*, 40:1-12.
- Shaban, M., Khajeoddin, S. J., Karimzadeh, H. R. 2007. Studying drought resistance in some tree and bushes for remediation of arid and semi arid regions. *Iranian Journal of Watershed Management Science and Engineering*, 1: 58-63 (in Farsi).
- Siabi, N., Sanaeinejad, H. 2015. An investigation into using of combined geostatistical methods to increase precision in climatological classification and climatic parameters zoning in great Khorasan. *Journal of Climate Research*, 15: 32-81 (in Farsi).
- Solaimani, K., Habibnejad, M., Abkar, A., Bani-Asadi, M. 2006. Analysis of depth-area-duration curves of rainfall in semi-arid and arid region using geostatistical methods (Case study: Sirjan). *Desert*, 1:31-42.
- Tobies, G. Q., Salas, J. D. 1985. A comparative analysis of techniques for spatial analysis precipitation. *Water Resources Bulltain*, 21: 365-380.
- Tran, A. P., Rungee, J., Faybishenko, B., Dafflon, B., Hubbard, S. S. 2019. Assessment of spatiotemporal variability of evapotranspiration and its governing factors in a mountainous watershed. *Water*, 11: 243:2-17.
- Webster, R., Oliver, M. 2001. *Geostatistics for Environmental Scientists*. John Wiley & Sons, England. 271 p.
- Wilding, L. P. 1985. Spatial variability: Its documentation, accommodation and implication to soil surveys, pp. 166-194, In: Nielsen, D.R. and Bouma, J. (eds.), *Soil Spatial Variability*, Pudoc, Wageningen, Netherlands.
- Zabihi, A., Solaimani, K., Shabani, M., Abravsh, S. 2012. An investigation of annual rainfall spatial distribution using geostatistical methods (A case study: Qom Province). *Physical Geography Quarterly*, 43:102-112 (in Farsi).
- Zare Abyaneh, H., Moghaddammia, A. R., Bayat Varkeshi, M., Gasemi, A., Shadmani, M. 2010. Spatial variability of pan evaporation in Iran and its estimation using several empirical models. *Water and Soil Science (Agricultural Science)*, 20(1): 113- 129. (in Farsi)
- Zhao, C., Nan, Z., Cheng, G. 2005. Methods for modeling of temporal and spatial distribution of air temperature at landscape scale in the southern Qilian Mountains, China. *Ecological Modelling*, 189: 209-220.
- Zheng, H., Yu, G., Wang, Q., Zhu, X., He, H., Wang, Y., Zhang, J., Li, Y., Zhao, L., Zhao, F., Shi, P., Wang, H., Yan, J., Zhang, Y. 2019. Spatial variation in annual actual evapotranspiration of terrestrial ecosystems in China: Results from eddy covariance measurements. *Journal of Geographical Sciences*, 26: 1391-1411.
- Zheng, Z., Zhang, D., Chai, M. F., Zhu, X., Shi, Z., Zhang, S. 2009. Spatio-temporal changes in soil salinity in a drip-irrigated field. *Geoderma*, 149: 243–248.

بررسی روند رویدادهای اقلیمی حدی در استان خراسان جنوبی

الهام عابدینی^۱، محمد موسوی بایگی^{۲*}، عباس خاشعی سیوکی^۳، یحیی سلاح ورزی^۴

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۱۰/۲۳

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۰/۲۶

چکیده

در سال‌های اخیر توجه به رویدادهای حدی (خشک‌سالی‌ها، سیل‌ها و امواج شدید گرمایی)، نه تنها به علت پیامدهای آن در بخش کشاورزی بلکه به منزله نشانگرهای تغییر اقلیم، اهمیت زیادی پیدا کرده است. افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای منجر به گرمایش جهانی و در نتیجه، تغییر در الگوی وقوع رویدادهای حدی اقلیمی شده است. در این پژوهش، ۲۸ نمایه معرف وقایع حدی پیشنهادی پروژه مشترک مابین سازمان جهانی هواشناسی، کمیسیون اقلیم‌شناسی، گروه تغییرپذیری و پیش‌بینی پذیری اقلیم و برنامه تحقیقات جهانی در زمینه پیش و آشکارسازی تغییر اقلیم از سری‌های زمانی روزانه دما و بارش ۱۲ ایستگاه هواشناسی استان خراسان جنوبی در دوره آماری ۲۰۱۶-۱۹۹۲ محاسبه شدند. سپس، آزمون ناپارامتری من-کندال برای بررسی وجود و یا عدم وجود روند نمایه‌های حدی به کار رفت. نتایج نشان دادند که روند افزایش نمایه‌های حدی گرم و کاهش نمایه‌های حدی سرد در اکثر ایستگاه‌ها مشهود است به طوری که نمایه تعداد روزهای تابستانی که دمای حداکثر هوا بالاتر از ۲۵ درجه سلسیوس است (SU25)، در کلیه ایستگاه‌ها دارای روند افزایشی و نمایه شب‌های سرد (TN10P) در اکثر ایستگاه‌ها دارای روند کاهشی است. همچنین به دلیل پراکندگی زیاد و میزان کم بارش در اغلب ایستگاه‌ها الگوی بارش منطقه‌ای مشخصی قابل ارائه نیست ولی در کلیه ایستگاه‌ها روند کاهش بارش وجود دارد، به طوری که بارش‌های بالاتر از یک میلی‌متر در شمال و مرکز استان دارای روند کاهشی معناداری می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: تغییر اقلیم، دما، بارش، خراسان جنوبی

مقدمه

AR4^۶ افزایش جهانی تواتر طوفان‌های حدی را به علت گرم شدن کره زمین مورد تأکید قرار داده است. علاوه بر این، بر اساس شبیه‌سازی‌های مدل‌های اقلیمی با سناریوهای مختلف انتشار گازهای گلخانه‌ای، ادامه این روند در قرن بیست و یکم بسیار محتمل و بیش از ۹۰ درصد گزارش شده است (Alizadeh Pahlavan and Zahrai, 2014). در سال‌های اخیر، مطالعه تغییرات اقلیمی به علت پیامدهای اقتصادی، اجتماعی و خسارات مالی مربوط به رویدادهای حدی جوی، اهمیت زیادی پیدا کرده است. در اکثر مطالعات توجه به تغییر اقلیم فقط در صدد آشکارسازی نوسان در متوسط طولانی‌مدت نشانه‌های اقلیمی است، اما مطالعه تغییرپذیری و تغییر رفتار رویدادهای حدی اقلیمی نیز مهم است (Aburrea, 2001). مشخصه اصلی تغییرات اقلیمی جابجایی میانگین پارامترهای اقلیمی و افزایش فراوانی وقوع پدیده‌های

تغییرات طبیعی که در جو زمین اتفاق می‌افتند یکی از مشخصه‌های تغییرات اقلیمی جهانی هستند که در مقیاس کوتاه‌مدت و بلندمدت به وقوع می‌پیوندند. اکثر اقلیم‌شناسان بر این باورند که نوسانات اقلیمی کوتاه‌مدت و بلندمدت حوادثی تصادفی نیستند. هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم (IPCC)^۵ در گزارش ارزیابی چهارم خود

^۱ دانشجوی دکترای هواشناسی کشاورزی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
^۲ آستاد هواشناسی کشاورزی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
(mousavib@um.ac.ir)

DOI: 10.22125/agmj.2020.161913.1051

^۳ دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بیرجند، ایران

^۴ استادیار گروه علوم باغبانی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

^۶ Fourth Assessment Report

^۵ United Nations Intergovernmental Panel on Climate Change

حالی که روزهای یخبندان، روزها و شب‌های سرد کاهش یافته‌اند. اغلب روندها در سطح ۹۵ درصد معنادار بودند و روند بارندگی سالانه در مناطق شمالی افزایشی و در مناطقی از جنوب کاهش یافته است. Sohrabi et al., (2012) در مطالعه‌ای به بررسی نمایه‌های حدی اقلیمی و ارتباط آن‌ها با خشک‌سالی منطقه آیداهو در آمریکا، پرداخته و روند کاهش بارش و روند افزایشی دما را نتیجه گرفتند. هم‌چنین دریافتند که شب‌های حاره‌ای و روزهای تابستان افزایش و روزهای یخبندان کاهش یافته است. Mondal et al., (2012) روند بارش را با آزمون من-کندال در منطقه اوريسا در شرق کشور هندوستان طی دوره ۲۰۱۰-۱۹۷۱ مورد مطالعه قرار دادند و نتایج آن‌ها نشان‌گر روند افزایش بارش در این منطقه بود. Toros et al., (2019) تغییرات منطقه‌ای دماهای حدی را در ۱۵ ایستگاه هواشناسی واقع در مناطق دریایی کشور ترکیه طی دوره آماری ۲۰۱۶-۱۹۶۱ بررسی کردند که نتایج نشان داد در کلیه ایستگاه‌های هواشناسی مورد مطالعه در مناطق ساحلی روند افزایش بیش‌تری در طول مدت بازه گرم برای عرض جغرافیایی پایین‌تر و همچنین کاهش بیش‌تر در طول مدت بازه سرد برای عرض جغرافیایی بالاتر وجود دارد. به دلیل این رفتار این ایستگاه‌ها به دو دسته تقسیم می‌شوند به طوری که در منطقه ساحلی جنوبی با آب و هوای گرم دامنه دمای روزانه به اندازه کافی برای فرایند تولید کشاورزی کافی نیست و در نتیجه، طول فصل رشد در منطقه ساحلی جنوبی در مقایسه با منطقه ساحلی شمالی طی دهه‌های گذشته ۱ روز افزایش یافته است. Najafi et al., (2018) اثرات تغییر اقلیم بر هشت نمایه Climdex و با استفاده از داده‌های مشاهداتی شبکه‌بندی شده کنسرسیوم اقیانوس اطلس و مدل CanESM2-LE و سناریوی RCP8.5 بر تغییرات دما و بارش چهار حوضه در غرب کانادا از سال ۱۹۸۱ تا ۲۰۸۹ مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان دادند که شدت و فراوانی رویدادهای حدی در غرب کانادا افزایش می‌یابد. البته عدم اطمینان در تغییرات اقلیمی نیز در یافته‌های حاصل در حال افزایش بود. Guo et al., (2019) نیز تغییرات طولانی‌مدت نمایه‌های حدی در ۷۰ ایستگاه هواشناسی در شمال شرقی چین را در فاصله سال‌های ۱۹۶۰ تا ۲۰۱۴ مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان دادند که روزها و شب‌های گرم روند رو به افزایشی دارند و

حدی اقلیمی است (WMO, 1998^۱). مشخصاً بروز و تشدید پدیده‌های حدی مثل طوفان‌های سهمگین، خشک‌سالی‌های شدید، یخبندان‌ها و سرمازدگی‌های نابهنگام و رویدادهای دیگر، نتیجه چنین تغییراتی است که ما را در مواجهه با تهدیدی جهانی به یقین رسانده است. رویدادهای حدی اقلیمی پدیده‌هایی هستند که فراوانی و شدت آن‌ها کم است ولی از آنجایی که زیست‌بوم‌ها و ساختارهای فیزیکی جوامع انسانی با شرایط اقلیمی نرمال تنظیم شده‌اند، در زمان بر هم خوردن این شرایط، باعث بروز آشفتگی وضعیت نرمال می‌شوند که بیش‌ترین آثار آن بر محیط‌های طبیعی و به خصوص گیاهان که دارای قدرت و سرعت کم سازگاری هستند، می‌باشد (Esmaili et al., 2011). پروژه مشترکی در چهارچوب فعالیت‌های سازمان جهانی هواشناسی، بین گروه اقلیم‌شناسی (CCL)^۲، تغییرپذیری و پیش‌بینی‌پذیری اقلیم (CILVAR)^۳ و برنامه تحقیقات جهانی (WCRP)^۴ در زمینه پایش و آشکارسازی تغییر اقلیم و نمایه‌های آن انجام شد، روابط خاصی برای محاسبه نمایه‌های مختلف ارائه شد که نتیجه آن تولید چند نرم‌افزار مانند Climdex و RCLimdex است (Zhang, 2007). لذا تحقیقات زیادی به وسیله این نرم‌افزارها در سراسر جهان صورت گرفته است. از جمله Christidis et al., (2005) بیان داشتند که دمای حداقل و حداکثر در نیم‌کره شمالی از سال ۱۹۵۰ افزایش قابل توجهی داشته که باعث تغییر در شدت رویدادهای حدی مانند خشک‌سالی شده است. Im et al., (2011) به بررسی ساختار فضایی و زمانی روندهای حال و آینده نمایه‌های حدی اقلیمی در کشور کره جنوبی طی دوره ۱۹۷۱ تا ۲۱۰۰ با استفاده از داده‌های روزانه دمای حداقل، حداکثر و داده‌های بارش پرداختند. نتایج آن‌ها نشان داد که نمایه‌ها بر اساس دمای حداقل تغییر فراوانی به سمت گرم‌تر شدن دارند. هم‌چنین نمایه‌های مربوط به فراوانی و شدت بارش‌های سنگین افزایش معنی‌داری داشت. Sensoy et al., (2013) به بررسی روند نمایه‌های اقلیمی در ترکیه در سال‌های ۱۹۶۰ تا ۲۰۱۰ پرداختند. آن‌ها دریافتند که روزهای تابستان، روزها و شب‌های گرم و شب‌های حاره‌ای در کل ترکیه در حال افزایش است. در

¹ World Meteorological Organization

² Commission for Climatology

³ Climate Variability and Predictability

⁴ World Climate Research Programme

۱۵۱۱۹۳ کیلومترمربع دارد و در محدوده 30° و 31° تا 33° و 53° عرض شمالی و 57° و 3° تا 61° و 00° طول شرقی قرار گرفته است. ارتفاعات خراسان جنوبی امتداد شمالی - جنوبی دارند و بلندترین نقطه استان قله باقران با ارتفاع ۳۶۱۵ متری و پست‌ترین منطقه در دشت کویر با ارتفاع ۶۵۰ متر از سطح دریا واقع شده است. استان خراسان جنوبی از شرایط اقلیمی خشک و بیابانی در نواحی پست و آب‌وهوای نیمه‌خشک در نواحی کوهستانی برخوردار است. تفاوت ارتفاع بین مناطق کوهستانی و پست استان باعث به وجود آوردن شرایط آب‌وهوایی خشک و بیابانی در نواحی پست و آب‌وهوای نیمه‌خشک در نواحی کوهستانی شده است (Abedini et al., 2011).

روش‌ها

در این مطالعه از داده‌های روزانه دما و بارش ۱۲ ایستگاه هواشناسی واقع در خراسان جنوبی در دوره آماری ۱۹۹۲ تا ۲۰۱۶ استفاده شد که دارای شرایط اقلیمی متفاوتی هستند (جدول ۱). برای محاسبه ۲۷ نمایه حدی که توسط گروه کارشناسی $ETCCDM^2$ تعریف شده از نرم‌افزار RCLimindex در محیط زبان برنامه‌نویسی R که دارای محیط نرم‌افزاری برای محاسبات آماری و تحلیل داده است، استفاده شد و قبل از محاسبه نمایه‌ها، داده‌ها توسط نرم‌افزار RCLimindex کنترل کیفی و اطلاعات نادرست مانند بارندگی منفی و یا بزرگ‌تر یا مساوی بودن دمای حداقل از حداکثر بررسی و اصلاح شدند. ده نمایه بارندگی و ۱۷ نمایه دما توسط این نرم‌افزار در مقیاس‌های سالانه و ماهانه محاسبه می‌شود که این نمایه‌های حدی در ۵ دسته شامل نمایه‌های حدی مبتنی بر صدک‌ها، نمایه‌های حدی مطلق، نمایه‌های حدی آستانه‌ای، نمایه‌های حدی دوره‌ای و سایر نمایه‌ها مانند دامنه تغییرات می‌باشند. جدول ۲ نمایه‌های حدی دما و بارش معرفی شده توسط گروه CCL/CLIVAR را نشان می‌دهد. جهت بررسی وجود روند و تعیین نوع آن، شناسایی روندهای مقطعی و کوتاه‌مدت، نقاط جهش و نقاط شروع روند از روش من-کندال استفاده شد. از این روش به طور متداول و گسترده در تحلیل روند سری‌های هیدرولوژیکی و هواشناسی استفاده می‌شود. از نقاط قوت این روش می‌توان به کاربردی بودن آن برای سری‌های زمانی که از توابع آماری

در بارش‌های شدید تغییرات قابل‌ملاحظه‌ای دیده نشد. Taghavi (2010) ارتباط بین رویدادهای حدی و تغییرات اقلیمی ۱۶ ایستگاه سینوپیک کشور که هرکدام نماینده اقلیم منطقه اطرافش بود را با استفاده از بسته نرم‌افزاری ECIS¹ بررسی کرد. نتایج مبین افزایش قابل‌توجهی در تعداد روزها و شب‌های خیلی گرم و کاهش در دامنه دمایی حدهای سالانه بود. این نتایج فراوانی رویدادهای حدی اقلیمی مانند خشکسالی و طولانی شدن امواج گرم را در اکثر نواحی اقلیمی ایران تأیید می‌کند. به طور کلی بر اساس نتایج، تغییر در روند نمایه‌های حدی در ایران بارز است و نشانه‌های روشنی از تغییر اقلیم وجود دارد. Mohamadi and Taghavi (2005) به بررسی روند نمایه‌های حدی بارش و دمای تهران در دوره آماری ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۳ با استفاده از سری‌های زمانی روزانه دمای حداکثر، حداقل و متوسط روند افزایشی داشته است. Kouzegaran and Mousavi Baygi (2015) رویدادهای حدی اقلیمی را در شمال شرق ایران مورد بررسی قرار دادند و نتیجه گرفتند که نمایه‌های حدی گرم روند افزایشی دارند که این روند برای نمایه‌هایی مانند روزهای تابستانی، تعداد شب‌های حاره‌ای، روزها و شب‌های گرم معنادار بود. نمایه‌های حدی سرد در دوره مورد مطالعه روند کاهشی داشتند که نشان‌دهنده کاهش شدت و فراوانی رویدادها و روزها و شب‌های سرد است. با توجه به افزایش سرمازدگی‌ها، گرم‌زدگی‌ها و بارش‌های سیل‌آسا در استان خراسان جنوبی در این پژوهش علاوه بر داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی سینوپتیک از داده‌های ایستگاه‌های اقلیم‌شناسی نیز جهت بررسی وضعیت روند نمایه‌های حدی دما و بارش مطابق با استاندارد تعریف شده CCL/CLIVAR استفاده شده است تا با دقت بیشتری به ارزیابی مناطق پرخطر در استان پرداخته شود و در برنامه‌ریزی‌های مدیریتی این مناطق پرخطر در اولویت قرار بگیرند.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در این پژوهش، استان خراسان جنوبی واقع در شرق کشور است که مساحتی در حدود

² Expert Team on Climate Change Detection Monitoring

¹ Extreme Climate Index Software

خاصی پیروی نمی‌کنند، اشاره نمود. از نقاط قوت این روش می‌توان به کاربردی بودن آن برای سری‌های زمانی خاصی پیروی نمی‌کنند، اشاره نمود. از توابع آماری خاصی پیروی نمی‌کنند، اشاره نمود.

Table 1- The geographical characteristics of the weather stations located in the study area

جدول ۱- مشخصات جغرافیایی ایستگاه‌های هواشناسی واقع در منطقه مورد مطالعه

Station type	Station	Longitude (degree)	Latitude (degree)	Elevation (m)
Synoptic	Birjand	59.3	32.9	1494
Synoptic	Ghaen	59.3	33.7	1432
Synoptic	Nehbandan	60.1	31.9	1188
Synoptic	Ferdows	58.3	34.1	1293
Synoptic	Tabas	56.9	33.6	711
Synoptic	Boshrooye	57.4	33.9	879
Synoptic	Khoor	58.8	33.5	1080
Climatology	Ariyan Shahr	59.4	33.6	1600
Climatology	Fathabad	58.6	34.2	1840
Climatology	Eresk	57.6	34.2	1240
Climatology	Asadie	60.0	33.5	1500
Climatology	Mohammad Shahr	59.0	32.9	1410

Table 2- Temperature and Precipitation indices recommended by expert group CCL / CLIVAR

جدول ۲- نمایه‌های حدی دما و بارش توصیه‌شده توسط گروه کارشناسی CCL / CLIVAR

No.	Index	Definition	Units
1	FD	Annual count of days when TN (daily minimum) temperature) < 0°C	days
2	SU25	Annual count of days when TX (daily maximum) temperature) > 25°C	days
3	ID	Annual count of days when TX (daily maximum temperature) < 0 °C	days
4	TR20	Annual count of days when TN (daily minimum temperature) > 20 °C	days
5	TXx	Monthly maximum value of daily maximum temperature	° C
6	TNx	Monthly maximum value of daily minimum temperature	° C
7	TXn	Monthly minimum value of daily maximum temperature	° C
8	TNn	Monthly minimum value of daily minimum temperature	° C
9	GSL	The length of the growing season	days
10	TX90 P	Percentage of days when TX > 90th percentile	days
11	TN90 P	Percentage of days when TN > 90th percentile	days
12	TX10 P	Percentage of days when TX < 10th percentile	days
13	TN10 P	Percentage of days when TN < 10th percentile	days
14	DTR	Daily temperature range	° C
15	CSDI	Cold spell duration index: annual count of days with at least 6 consecutive days when TN < 10th percentile	days
16	WSDI	Warm spell duration index: annual count of days with at least 6 consecutive days when TX > 90th percentile	days
17	Rx1 day	Monthly maximum 1-day precipitation	mm
18	Rx5day	Monthly maximum consecutive 5-day precipitation	mm
19	SDII	Simple daily intensity index RRij >= 1mm	mm/day
20	R10mm	Number of heavy precipitation days RRij >= 10mm	days
21	R20mm	Number of very heavy precipitation days RRij >= 20mm	days
22	Rnn mm	Annual count of days when PRCP ≥ nn mm, where nn is a user-defined threshold	days
23	CDD	Maximum length of dry spell: maximum number of consecutive days with RR < 1mm	days
24	CWD	Maximum length of wet spell: maximum number of consecutive days with RR ≥ 1mm	days
25	R95p	Annual total PRCP when RR > 95th percentile Extremely wet days	mm
26	R99p	Annual total PRCP when RR > 99th percentile	mm
27	PRCPTOT	Annual total precipitation on wet days	mm

معنی‌داری روند سری‌های اقلیمی به کرات و در موارد مختلف استفاده شده است. جهت شناسایی روندهای موجود، نقاط جهش و نقاط شروع، از نمودار سری زمانی نمایه‌های محاسبه‌شده استفاده می‌شود. به این ترتیب که سری‌های آماری به صورت صعودی مرتب و رتبه‌بندی می‌شوند. برای محاسبه $U(t)$ و $U'(t)$ ابتدا هر ۲۷ متغیر رتبه‌بندی می‌شوند. سپس تعداد اعداد بزرگ‌تر از هر رتبه به طرف ردیف‌های بالاتر از ردیف خود محاسبه می‌شود که این مرحله t_i نامیده می‌شود.

از نقاط قوت این روش می‌توان به کاربردی بودن آن برای سری‌های زمانی که از توابع آماری خاصی پیروی نمی‌کنند، اشاره نمود. اثرپذیری ناچیز این روش از مقادیر حدی که در برخی از سری‌های زمانی مشاهده می‌شود نیز از دیگر مزایای این روش است. فرض صفر این آزمون بر تصادفی بودن و عدم وجود روند در سری داده‌ها دلالت دارد و پذیرش فرض یک (رد فرض صفر) دلالت بر وجود روند در سری داده‌ها دارد (Kendall et al., 1983). این آزمون توسط WMO (1988) پیشنهاد شد و در بررسی

که به عنوان گرم‌ترین ایستگاه در بین ایستگاه‌ها شناخته شده است. تعداد شب‌های حاره‌ای که دمای حداقل روزانه بالاتر از ۲۰ درجه سلسیوس بوده است (TR20) فقط در آرین شهر، فردوس و ارسک دارای روندی افزایشی و در دو شهر کوهستانی بیرجند و قائن با متوسط ۳۳ و ۱۱ روز، دارای روند معنادار کاهشی می‌باشد (شکل ۲).

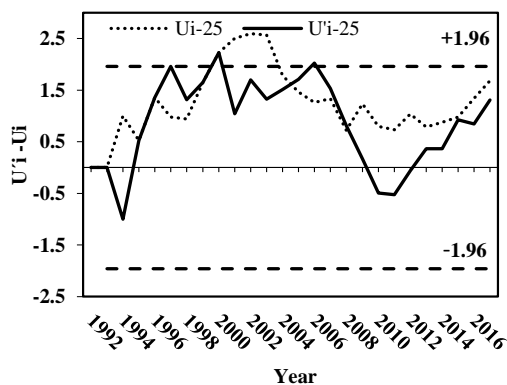


Figure 1- U, U' SU25 diagrams for the Fathabad station
شکل ۱- نمودارهای U(t) و U'(t) SU25 برای ایستگاه فتح‌آباد

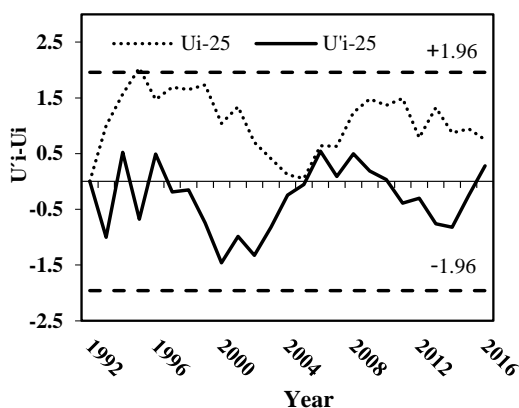


Figure 2- U, U' TR20 diagrams for the Birjand station
شکل ۲- نمودارهای U(t) و U'(t) TR20 برای ایستگاه بیرجند

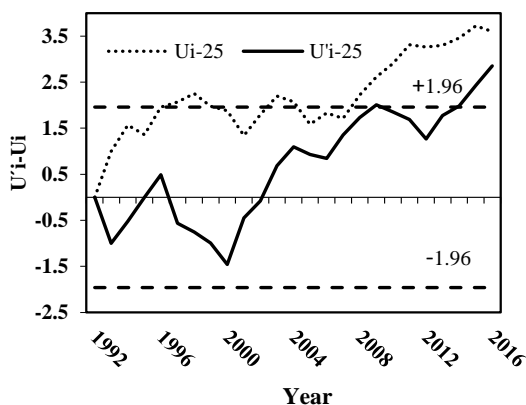


Figure 2- U, U' TR20 diagrams for the Ghaen station
شکل ۳- نمودارهای U(t) و U'(t) TR20 برای ایستگاه قائن

$$t_i = \sum_{i=1}^n n_i \quad (1)$$

که تابع توزیع آن در شرایطی که فرض صفر حاکم باشد از لحاظ مجانبی با میانگین و واریانس برابر است. سپس تابع توزیع E_i از معادله ۲ محاسبه می‌گردد.

$$E_i = \frac{n \times (n-1)}{4} \quad (2)$$

که در آن n شماره ردیف هر متغیر است. برای محاسبه واریانس از معادله ۳ استفاده می‌شود.

$$V_i = \frac{n \times (n-1) \times (2n+5)}{72} \quad (3)$$

در مرحله پنجم تراکم تجمعی t_i محاسبه می‌شود که Z_{t_i} نام دارد. مقادیر $U(t)$ از معادله ۴ قابل محاسبه است.

$$U_t = \frac{Z_{t_i} - E_i}{V_i^{0.5}} \quad (4)$$

تا این شش مرحله فقط محاسبات $U(t)$ است و کلیه این مراحل بایستی برای محاسبه $U'(t)$ نیز تکرار شود. در این روش، مقادیر متوالی از مقدار $U(t)$ و $U'(t)$ حاصله از آزمون من-کندال به صورت گرافیکی نمایش داده می‌شوند که اگر مقادیر $U(t)$ و $U'(t)$ از منحنی‌ها چندین بار روی همدیگر قرار بگیرند، روند یا تغییری وجود نخواهد داشت. ولی در جایی که منحنی‌ها همدیگر را قطع می‌کنند، محل شروع روند یا تغییرات به صورت تقریبی به نمایش گذاشته می‌شود. اگر منحنی‌ها یکدیگر را در داخل محدوده بحرانی قطع کنند نشانه زمان آغاز تغییر ناگهانی و در صورتی که خارج از محدوده بحرانی یکدیگر را قطع کنند، بیانگر وجود روند در سری‌های زمانی است (Sneyers, 1990).

نتایج و بحث

پس از محاسبه کلیه نمایه‌ها و رسم نمودارهای $U(t)$ و $U'(t)$ مربوط به آن‌ها نتایج به شرح زیر به دست آمدند.

نمایه‌های حدی گرم

نمایه‌های حدی گرم شامل SU25, TX90P, TR20, TX10P, TN90P, WSDI, TNx و TXx می‌باشد (جدول ۳). بررسی‌ها نشان می‌دهد که نمایه تعداد روزهای تابستانی که دمای هوا بالای ۲۵ درجه سلسیوس است (SU25) در کلیه ایستگاه‌ها دارای روند افزایشی بوده و حتی این روند در ایستگاه فتح‌آباد دارای روند معنادار افزایشی با دو جهش در سال‌های ۲۰۰۳ و ۲۰۰۷ می‌باشد (شکل ۱). متوسط این نمایه در طبس ۲۲۷ روز بوده است

سال‌های ۱۹۹۶ و ۲۰۰۸ دارای روند معنادار کاهش است. تعداد روزهای یخی دمای حداکثر روزانه (IDO) به غیر از سه ایستگاه آراین شهر، اسدیه و قائن در بقیه ایستگاه‌ها روند افزایشی داشته است که البته این افزایش بسیار کم است. همچنین نمایه شب‌های سرد (TN10P) فتح‌آباد و خور در حال افزایش است. نمایه درصد روزهایی که دمای حداقل کمتر از صدک دهم باشد (TX10P) در ایستگاه‌های بیرجند و قائن دارای روند معنادار کاهش و در ایستگاه‌های فردوس و اسدیه نیز روندی مثبت دارد. شکل‌های ۵ و ۶ به ترتیب نمودار روند کاهش معنادار در ایستگاه‌های ارسک و محمدشهر را نشان می‌دهند. همچنین نمایه کمینه ماهانه دمای حداکثر روزانه (TXn) در آراین شهر، فردوس، قائن و نهبندان دارای روندی افزایشی و نمایه کمینه ماهانه دمای حداقل روزانه (TNn) در ارسک، فتح‌آباد، خور و نهبندان روندی کاهشی دارند. شکل ۷ نتایج تغییرات روند در ایستگاه‌های مورد مطالعه را برای نمایه‌های حدی سرد نشان می‌دهد.

ایستگاه قائن همراه با یک جهش، دارای روند کاهشی از سال ۱۹۹۷ است (شکل ۳). درصد شب‌های گرم (TX90P) در اسدیه با متوسط ۱۰/۲ درصد دارای روندی کاهشی و نمایه طول مدت گرما (WSDI) در فتح‌آباد روند افزایشی معناداری دارد. نمایه بیشینه ماهانه دمای حداکثر روزانه (TXx) در اسدیه و طبس نیز دارای روندی کاهشی و بیشینه ماهانه حداقل روزانه (TNx) در فردوس با متوسط ۱۳/۲ روز دارای روند افزایشی معنی‌دار و در نهبندان و بیرجند با متوسط ۱۱/۷ و ۱۴/۳ روندی کاهشی دارد. شکل ۴ نتایج تغییرات روند در ایستگاه‌های مطالعاتی در استان خراسان جنوبی را برای نمایه‌های حدی گرم نشان می‌دهد.

نمایه‌های حدی سرد

نمایه‌های حدی سرد شامل FD, IDO, TN10P, TX10P, TXn, GSDL و TNn می‌باشند (جدول ۴). نمایه تعداد روزهای یخبندان دمای حداقل روزانه (FD) در بشرویه، خور و نهبندان روند افزایشی، در محمدشهر با دو جهش در سال‌های ۱۹۹۷ و ۲۰۱۳، و ارسک با دو جهش در

Table 3-Average of Warm Extreme indices in the period of 1992-2016

جدول ۳- متوسط نمایه‌های حدی گرم در دوره ۱۹۹۲-۲۰۱۶

Station	SU25	TR20	TX90P	TN90P	WSDI	TNx	TXx
Birjand	193.2	33.0	10.4	10.3	5.4	14.3	45.1
Ghaen	171.0	11.0	10.8	10.2	3.7	15.3	39.5
Nehbandan	217.4	106.3	10.6	10.0	6.3	11.7	43.1
Ferdows	188.6	65.4	10.0	10.3	4.9	13.2	41.6
Tabas	227.0	152.6	11.5	10.7	6.3	10.9	47.1
Boshrooye	212.0	87.7	10.5	10.4	4.0	12.5	45.6
Mohammad Shahr	199.4	49.0	10.2	9.9	6.9	27.3	41.9
Ariyan Shahr	178.0	61.0	10.4	10.4	7.5	27.3	39.5
Fathabad	146.6	51.0	10.2	9.3	8.2	13.8	37.4
Eresk	188.3	88.5	11.0	11.5	10.6	12.6	42.3
Khoor	212.4	106.2	10.1	9.1	5.1	12.0	43.8
Asadie	157.7	25.7	10.2	10.1	6.0	14.6	38.9

Table 4 -Average of cold extreme indices in the period of 1992-2016

جدول ۴- متوسط نمایه‌های حدی سرد در دوره ۱۹۹۲-۲۰۱۶

Station	FD	IDO	TX10P	TN10P	GSDL	TXn	TNn
Birjand	70.4	1.0	11.3	11.2	335.4	1.2	-13.7
Ghaen	83.6	2.6	11.3	11.3	316.1	-1.2	-15.0
Nehbandan	32.0	0.3	11.2	10.8	357.2	4.2	-6.9
Ferdows	46.8	1.4	11.2	11.7	337.8	0.8	-9.4
Tabas	8.9	0.0	11.4	11.4	360.2	6.0	-3.5
Boshrooye	48.8	1.2	11.1	10.6	346.7	3.0	-9.5
Mohammad Shahr	55.1	0.4	10.6	11.8	346.3	3.1	-10.5
Ariyan Shahr	58.3	2.2	10.6	11.0	328.6	-1.1	-12.3
Fathabad	47.5	2.9	10.0	11.0	313.1	-1.8	-9.7
Eresk	39.2	2.3	11.2	11.3	347.8	1.5	-7.5
Khoor	34.5	0.3	11.1	10.7	354.7	3.9	-8.2
Asadie	72.1	1.8	11.1	10.5	325.9	-1.1	-12.6

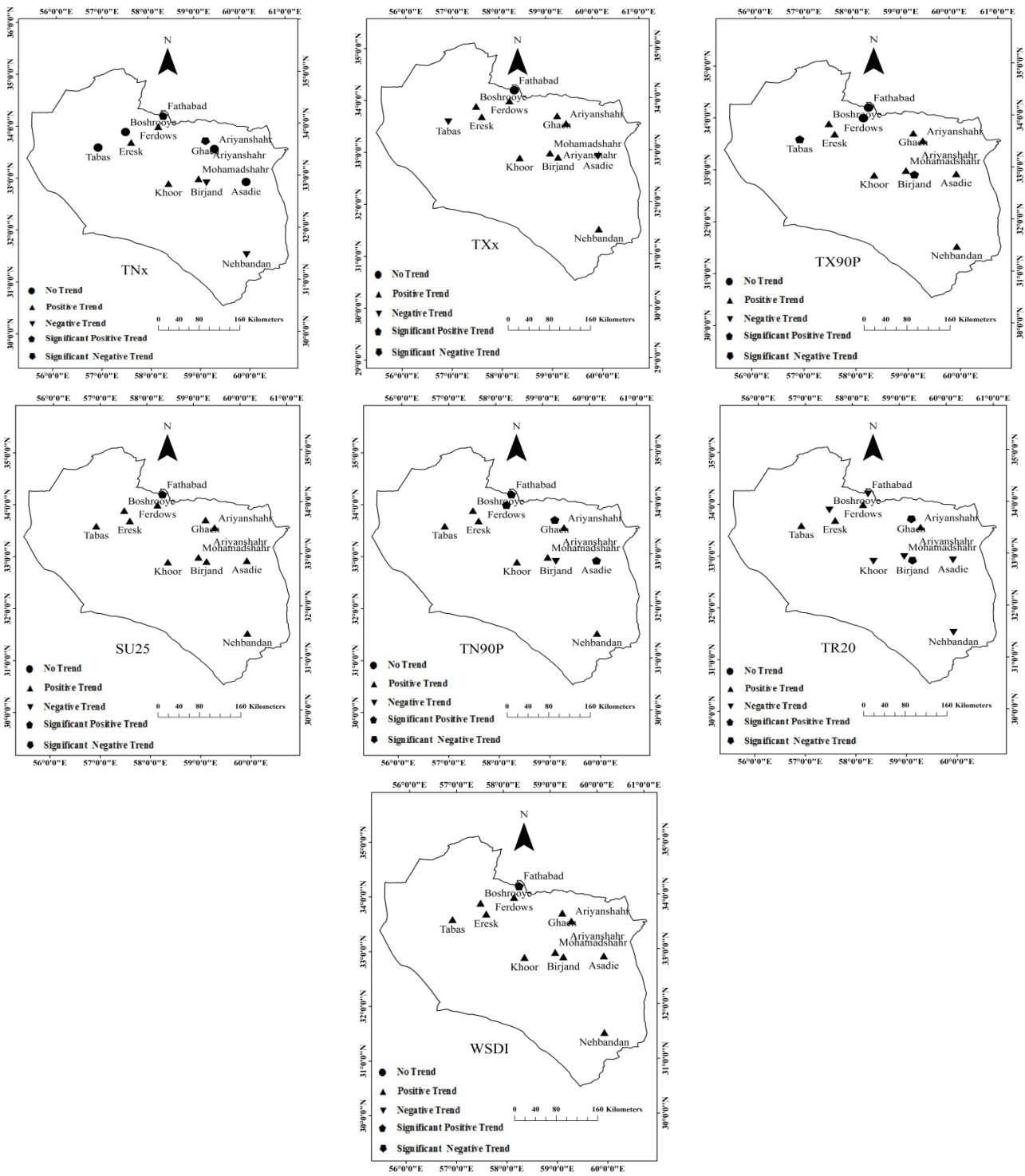


Figure 4- TNx, TXx, TX90P, SU25, TN90P, TR20, and WSDI indices
 شکل ۴- نمایه‌های TNx, TXx, TX90P, SU25, TN90P, TR20, و WSDI

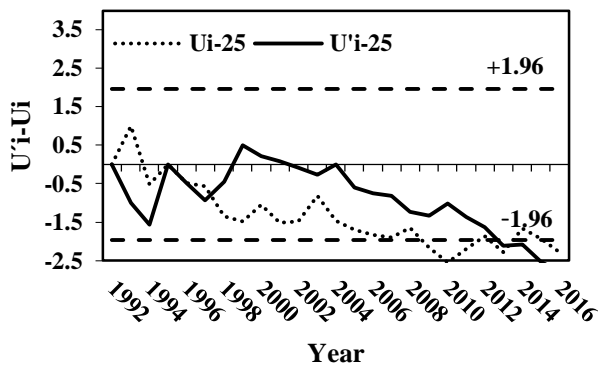


Figure 6-U, U' FDO diagrams for the Mohammadshahr station
شکل ۶- نمودارهای U(t) و U'(t) برای ایستگاه محمد شهر

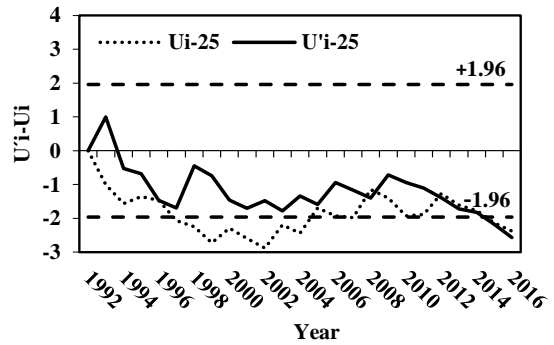


Figure 5-U, U' FDO diagrams for the Eresk station
شکل ۵- نمودارهای U(t) و U'(t) برای ایستگاه ارسک

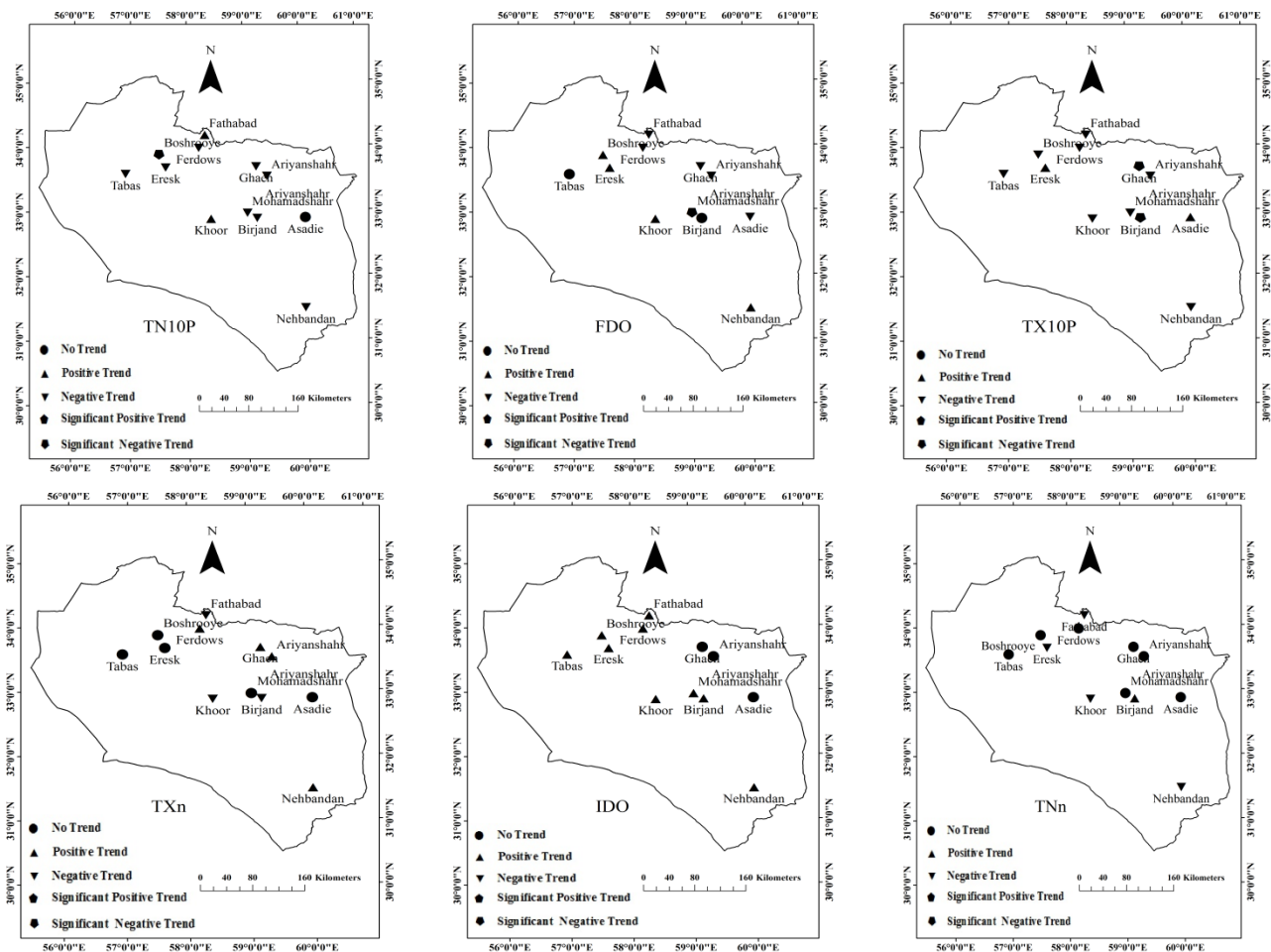


Figure 7- TN10P, FDO, TX10P, TXn, TNn and IDO indices
شکل ۷- نمایه‌های TNn, TXn, TX10P, FDO, TN10P و IDO

بود. نمایه طول دوره رویش (GSL) نیز فقط در قائن روندی افزایشی داشت و در آرین شهر، خور، نهبندان و طبس روند کاهشی داشت. این نمایه برای دیگر ایستگاه‌ها معنادار نیست، زیرا در بیشتر مناطق ایران طول دوره رویش بیشتر به بارش بستگی دارد و نمی‌توان تغییرات واقعی طول دوره رویش گیاهان همه مناطق را با این

نمایه‌های دامنه دمایی و طول دوره رویش دامنه تغییرات دمایی (DRT) در مناطق مختلف استان روندهای متفاوتی داشت. این نمایه برای بیرجند، قائن و نهبندان روندی افزایشی و برای خور نیز این افزایش معنادار بود. بالعکس برای آرین شهر، اسدیه، محمدشهر روندی کاهشی و در فردوس و ارسک این کاهش معنادار

متوالی (CDD) در بیرجند، نهبندان، خور، فردوس و فتح‌آباد در حال افزایش است. نمایه (PRCPTOT) مقدار سالانه بارش در روزهای تر می‌باشد. این نمایه نشان می‌دهد که مقدار آن دارای نوسان بوده و از سالی به سال دیگر متفاوت است اما در اکثر ایستگاه‌ها دارای روند کاهشی معناداری بود که نشان‌دهنده کاهش بارندگی‌ها در سطح ایستگاه‌های استان است. بارندگی‌های بیشتر از ۱۰ میلی‌متر در اکثر ایستگاه‌ها روند کاهشی داشته و بر تعداد بارش‌ها با شدت زیاد و مدت کم افزوده شده است. روزهای خیلی تر (R95P) در بشرویه، فتح‌آباد، فردوس و محمد شهر کاهش یافته و نمایه حداکثر بارش یک‌روزه (RX1DAY) و نمایه حداکثر بارش پنج‌روزه (RX5DAY) در اکثر ایستگاه روندی کاهشی داشته است. RX1DAY و RX5DAY در ایستگاه‌های بیرجند و محمدیه دارای روند کاهشی معناداری می‌باشند. نمایه ساده شدت روزانه (SDII) در ایستگاه‌های اسدیه، ارسک و فتح‌آباد دارای روند کاهشی معناداری است. شکل ۹ روند تغییرات بارش ایستگاه‌های هواشناسی استان را نشان می‌دهد.

نمایه بیان نمود. شکل ۸ روند نمایه‌های دامنه دمایی و طول دوره رویش در ایستگاه‌های هواشناسی استان را نشان می‌دهد.

Table 5- Average of diurnal temperature and growth period indices in the period of 1992-2016

جدول ۵- متوسط نمایه‌های حدی دامنه دمایی و طول دوره رویش در دوره ۱۹۹۲-۲۰۱۶

Station	GSL	DRT
Birjand	335.4	16.1
Ghaen	316.1	15.7
Nehbandan	357.2	14.2
Ferdows	337.8	13.6
Tabas	360.2	12.7
Boshrooye	346.7	15.6
Mohammad Shahr	346.3	15.7
Ariyan Shahr	328.6	13.2
Fathabad	313.1	9.9
Eresk	347.8	12.6
Khoor	354.7	14.2
Asadie	325.8	14.8

نمایه‌های بارش

نمایه‌های طراحی شده بیانگر الگوهای متفاوتی از شدت، مدت و فراوانی بارش‌ها می‌باشند. نمایه روزهای خشک

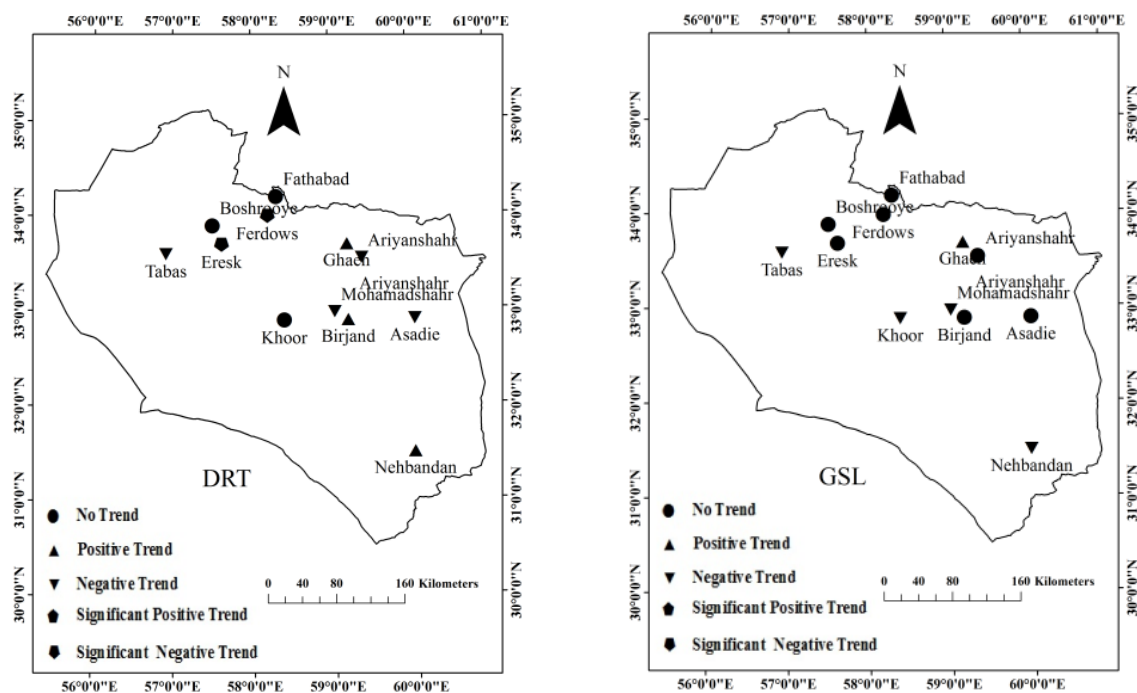


Figure 8- DRT and GSL indices

شکل ۸- نمایه‌های DRT و GSL

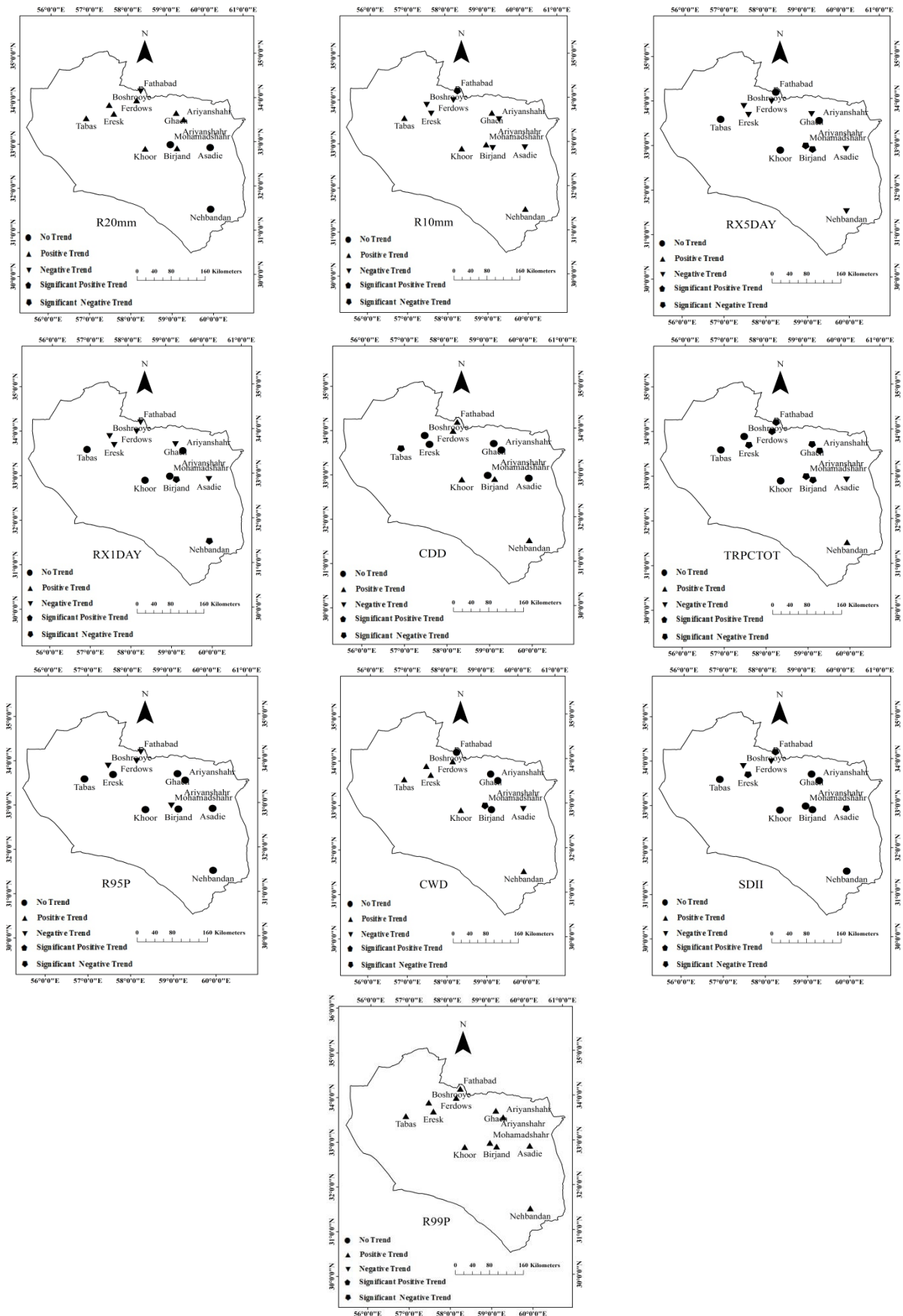


Figure 9- R10mm, R20mm, RX1DAY, RX5DAY, TRPCTOT, CDD, CWD, R95P, R99P and SDII indices
 شکل ۹- نمایه‌های R10mm, R20mm, RX1DAY, RX5DAY, TRPCTOT, CDD, CWD, R95P, R99P, SDII و

Table 6- Average of precipitation Extreme indices in the period of 1992-2016

جدول ۶- متوسط نمایه‌های حدی بارش در دوره ۱۹۹۲-۲۰۱۶

Station	PRCPTOT	RX1Day	RX5Day	R95P	R99P	CWD	CDD	R10mm	SDII
Birjand	139.4	21.2	33.5	28.2	8.7	3.6	167.3	4.2	5.6
Ghaen	153.8	22.6	32.4	32.8	8.2	3.2	172.7	4.8	5.6
Nehbandan	113.2	25.3	39.5	28.2	7.0	3.3	169.7	3.1	6.2
Ferdows	116.3	18.6	27.8	23.5	7.2	3.1	179.4	2.8	4.9
Tabas	70.5	13.3	17.8	12.0	2.4	2.5	194.0	1.5	4.4
Boshrooye	94.0	16.1	25.1	29.5	12.1	3.6	185.3	2.5	4.9
Mohammad Shahr	146.3	23.7	37.6	32.7	8.4	4.0	172.4	4.5	6.1
Ariyan Shahr	165.1	23.1	36.8	25.4	5.8	3.7	171.0	5.0	6.2
Fathabad	219.4	32.6	51.6	45.0	17.1	3.8	160.4	6.9	6.9
Eresk	88.3	15.0	21.6	17.5	5.4	2.6	169.4	2.1	4.6
Khoor	84.4	17.2	25.6	16.3	3.3	2.7	186.3	2.2	4.7
Asadie	141.9	20.1	34.4	31.3	9.8	4.0	154.4	4.0	4.5

نتیجه‌گیری

بشرویه روندی افزایشی دارد ولیکن نمایه‌های حدی سرد و بارش آن در حال کاهش است. در ایستگاه فتح‌آباد فردوس که یکی از پرباران‌ترین نقاط استان خراسان جنوبی به شمار می‌آید نمایه حدی مقدار سالانه بارش در روزهای تر دارای روند معنادار کاهشی است و دیگر نمایه‌های بارشی آن نیز در حال کاهش هستند. در فردوس که قطب کشاورزی محصول انار است و باغداران از تغییرات دمایی شدید دچار خسارات زیادی در دهه‌های اخیر شدند تعداد روزهای یخی که دمای حداکثر زیر صفر درجه سلسیوس است و تعداد روزهای سرد آن دارای روندی افزایشی و نمایه حدی مقدار سالانه بارش در روزهای تر دارای روند معنادار کاهشی است. در قائن نمایه‌های حدی سرد و بارش در حال کاهش و نمایه‌های حدی گرم در حال افزایش است. در ایستگاه خور تعداد شب‌ها با دمای بالای ۲۰ درجه سلسیوس و تعداد روزهای سرد کاهش یافته است. ایستگاه‌های طبس و نهبندان نیز دارای شرایط مشابهی هستند که با افزایش نمایه‌های حدی گرم و افزایش نمایه‌های IDO و کاهش بارندگی‌ها مواجه هستند. در ایستگاه محمد شهر که در نزدیکی ایستگاه بیرجند قرار دارد نمایه حدی سرد تعداد روزهای یخبندان (FDO) دارای کاهش معناداری باشد. در مجموع بررسی‌ها نشان می‌دهد که روند افزایش نمایه‌های حدی گرم و کاهش نمایه‌های حدی سرد در کلیه ایستگاه‌ها مشهود است و به دلیل پراکندگی زیاد و میزان کم بارش در اغلب ایستگاه‌ها الگوی بارش منطقه‌ای مشخص و یکنواختی قابل‌ارائه نیست ولی آنچه مسلم است این است که در کلیه ایستگاه‌ها روند کاهش بارش وجود دارد. با توجه به تغییر در فراوانی و شدت رویدادهای حدی و آثار مخرب آن در درازمدت بر فعالیت‌های انسانی، محیط‌زیست

روند تغییرات کوچک در شرایط متوسط می‌تواند منجر به تغییرات بزرگ در فراوانی رویدادهای حدی شود و تغییرات در تغییرپذیری فراوانی رویدادهای حدی می‌تواند آثار و آسیب‌های شدیدتری را نسبت به تغییرات در متوسط ویژگی‌های اقلیمی داشته باشد (IPCC, 1995; 2013). بنابراین تجزیه و تحلیل تغییرپذیری و بررسی روند مقادیر حدی، حداکثرها و حداقلها، مهم‌تر از شرایط متوسط اقلیمی است. در این مطالعه به بررسی روند رویدادهای حدی در استان خراسان جنوبی پرداخته شده است. در ایستگاه آراین شهر که در منطقه‌ای کوهستانی و سرد قرار گرفته نمایه‌های حدی گرم رو به افزایش و نمایه‌های حدی سرد رو به کاهش است. این در حالی است که نمایه حدی مقدار سالانه بارش در روزهای تر (PRCPTOT) دارای کاهش معنادار و تعداد بارش‌های بالاتر از ۱۰ میلی‌متر (R10mm) نیز کاهش پیدا کرده است. در ایستگاه اسدیه با اقلیم سرد و بیابانی که در شرقی‌ترین نقطه استان و هم‌مرز کشور افغانستان می‌باشد، نمایه‌های شب‌های گرم و روزهای سرد و بارش آن در حال کاهش هستند. در ایستگاه بیرجند که در مرکز استان خراسان جنوبی قرار گرفته است کاهش شدید مقادیر بارش‌ها و نمایه‌های حداکثر بارش یک‌روزه و پنج‌روزه مشاهده می‌شود. همچنین تعداد روزهای گرم آن به‌طور معناداری در حال افزایش و شب‌های سرد آن در حال کاهش هستند. در ایستگاه بشرویه کلیه نمایه‌های حدی گرم و نمایه‌های حدی سرد تعداد روزهای یخبندان (FDO) و تعداد روزهای یخی (IDO) در حال افزایش است. در ایستگاه ارسک نیز که در نزدیکی ایستگاه بشرویه قرار دارد نمایه‌های حدی گرم مشابه ایستگاه

مناسب برای پیشگیری از خسارات توسط مسئولین بررسی شود.

منابع

- Aburreaa, J., Cebrián, C. 2001. Trend and Variability Analysis of Rainfall Series and their Extreme Events. Detecting and Modeling Regional Climate Change, 191-201.
- Abedini, E., Tahhan, M.R., Borhani, R., Kouzegaran, S., Zarei, F., Lotfi, S. 2011. Comparison of Precipitation and Evapotranspiration Indexes in Southern Khorasan Province. The first National Conference on Sustainable Agriculture and the Sustainable Environment. Hamadan, Iran. [In Farsi]
- Alizadeh pahlavan, H., Zahrai, B. 2014. Statistical Downscaling of precipitation with the aim of assessing the effects of climate change on extreme events in urban areas the first climate change conference. Tehran. [In Farsi]
- Christidis, N., Stott, P.A., Brown, S., Hegerl, G.C., Caesar, J. 2005. Detection of changes in temperature extremes during the second half of the 20th century. Geophysical Research Letters, 32(20): 1-5.
- Esmaili, R., Gandomkar, A., Ghayoor, H.A. 2011. Zoning of climate changes rate base on agriculture approach in future climatic period (case study Khorasan Razavi province). Geography and Environmental Planning Journal, 41(1):35-52. [In Farsi]
- Guo, E., Zhang, J., Wang, Y., Quan, L., Zhang, R., Zhang, F., Zhou, M. 2019. Spatiotemporal variations of extreme climate events in Northeast China During 1960-2014. Ecological Indicators, 96: 669-683.
- Im, E. S., Jung, I. W., Bae, D. H. 2011. The temporal and spatial structures of recent and future trends in extreme indices over Korea from a regional climate projection. International Journal of Climatology, 31(1):72-86.
- IPCC. 1995. Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios. Reports of Working Groups I and III of the Intergovernmental Panel on Climate Change, forming part of the IPCC Special Report to the first session of the Conference of the Parties to the UN Framework Convention on Climate Change.
- IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Working Group I Contribution to the IPCC 5th Assessment Report - Changes to the Underlying Scientific/Technical Assessment" (IPCC-XXVI)/Doc.
- Kendall, M. G., Stuart, A., Ord, J. K. 1983. The Advanced Theory of Statistics. Vol. 3, Design and Analysis, and Time- Series. Griffin, 780.
- Kouzegaran, S., Mousavi Baygi, M. 2015. Investigation of Meteorological Extreme Events in the North-East of Iran. Journal of Water and Soil, 29 (3):750-764. [In Farsi]
- Mohamadi, H., Taghavi, F. 2005. The trend of extreme temperature and precipitation indices in Tehran. Geographical Research, 53(2):151-172. [In Farsi]
- Mondal, A., Kundu, S., Mukhopadhyay, A. 2012. Rainfall trend analysis by Mann-Kendal test: a case study of north-eastern part of Cuttack District, Orassia. International Journal of Geology, Earth and Environmental Sciences, 2 (1):70-78.
- Najafi, M.R., Mahmoudi, M. H., Schoeneberg, A. T., Schnorbus, M. 2018. Changes in Extreme Temperature and Precipitation Events in the Pacific Northwest: Effects of Climate Change and Natural Variability. American Geophysical Union, Fall Meeting 2018, abstract #GC33J-1508.
- Sensoy, S., Turkoglu, N., Akcakaya, A., Ekikici, M., Ulupinar, Y., Atay, H., Tuvan, A., Demirbas, H. 2013. Trends in Turkey Climate indices from 1960 to 2010. 6th Atmospheric Science Symposium (ITU). İstanbul, Turkey.
- Sneyers, R. 1990. On the statistical analysis of series of observation. World Meteorological Organization (WMO). Technical Note, 143 Geneva: 192.
- Sohrabi, M.M., Jae, H.R., Abatzoglou, J., Tracy, J. 2012. Climate extreme and its linkage to regional drought over Idaho, USA. Natural Hazards, 65(1): 653-681.
- Taghavi, F. 2010. Linkage between Climate Change and Extreme Events in Iran. Journal of the Earth and Space Physics, 36(2):33-43.
- Toros, H., Mokari, M., Abbasnia, M. 2019. Regional variability of temperature extremes in the maritime climate of Turkey: a case study to develop agricultural adaptation strategies under climate change. Modeling Earth Systems and Environment, 5(3): 857-865.
- World Meteorological Organization (WMO). 1998. The Global Climate System Review. No. 856.
- Zhang, X., 2007. ETCCDI/CRD climate change indices software, Jan 1, 2007, Climate Research Division of Environment Canada, cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI /software .shtml.

و بخش کشاورزی نیاز به تهیه سناریوهای حدی به منظور کمک به حل مسائل ضروری است و بایستی راهکارهای



Daily monitoring of drought effects on vegetation cover using ERA-Interim precipitation data and MODIS Images (Case study: Kermanshah Province)

P. Zargaran¹, J. Bazrafshan^{2*}, Z. Aghashariatmadari³, S. Hejabi⁴, S. Kamali⁵

Received: 21/08/2018

Accepted: 26/06/2019

Abstract

The purpose of this study is to evaluate the effects of meteorological droughts on vegetation cover using satellite images. For this purpose, vegetation images were extracted from MODIS sensor of AQUA satellite on a 16-days timescale, during the growing season for three years of Wet (2006), Normal (2009) and Dry (2008) for different land uses, i.e. forest, pasture and agriculture in Kermanshah province, Iran. After necessary corrections to the satellite images, the daily Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) values were calculated. Then, based on ERA Interim gridded precipitation data, the summed value of precipitation for the dummy durations of 1-365 days before any given date were calculated without and with a time-dependent reduction function representing the effect of precipitation on vegetation. The results showed that there is a strong and significant correlation between Interim rainfall variability and NDVI in three different land uses. The summation durations having maximum correlation with vegetation were used to calculate Effective Drought Index (EDI). It was identified that the maximum correlations between NDVI and EDI had negative values in all three selected land uses. The reason for this may be related to the technique that EDI employs to monitor drought. While vegetation cover is affected by precipitation conditions of the same year, EDI is calculated on the basis of daily precipitation with respect to its long-term average. Accordingly, another index was derived based on effective precipitation (EP) data, which is called Standard Effective Precipitation Index (SEPI). Results of comparison between NDVI and SEPI series showed that both series were similarly changed.

Keywords: Remote Sensing, Effective Precipitation, Effective Drought Index, Vegetation Index, Kermanshah



¹ M.Sc. Student of Agrometeorology, Department of Irrigation and Reclamation Engineering, University of Tehran, Karaj, Iran

² Associate Professor of Agrometeorology, Department of Irrigation and Reclamation Engineering, University of Tehran, Karaj, Iran

(*Corresponding author Email Address: jbazr@ut.ac.ir)

DOI: [10.22125/agmj.2019.140733.1020](https://doi.org/10.22125/agmj.2019.140733.1020)

³ Assistant Professor of Agrometeorology, Department of Irrigation and Reclamation Engineering, University of Tehran, Karaj, Iran

⁴ Assistant Professor of Agrometeorology, Water Engineering Department, Faculty of Agriculture and natural Resources, Urmia University, Iran

⁵ Ph.D. student of Agrometeorology, Department of Irrigation and Reclamation Engineering, University of Tehran, Karaj, Iran

Evaluation of the calibrated snow model of the NOAH-MP land surface scheme coupled in the WRF using MODIS images in areas with different land-surface features

M. Khodamoradpour^{1*}, P. Irannejad²

Received: 28/05/2018

Accepted: 09/10/2018

Abstract

Snow cover has a significant effect on agriculture, water resources and climate, and it is one of the most important components of land-surface schemes due to its high spatial and temporal variations. The snow model of the NOAHMP land-surface scheme coupled in the WRF model is evaluated with the calibrated snow melting factor by the Terra satellite's daily MODIS images of snow cover fraction during the heavy snowfalls in 2013 and 2014. The study area including western provinces (Hamedan and Kurdistan) and northern provinces (Ardebil, Gilan, and Mazandaran) of Iran is divided into forests, rangelands, lowlands, and mountainous areas with low and high slopes. The model has the weakest (best) performance in estimating snow cover fraction (minimum air temperature) with highest (lowest) normalized root mean square error and normalized standard deviation greater than (close to) one. The model has high uncertainty in estimating the snow cover fraction and snow depth in the regions with complex topography (with a very small positive efficiency coefficient, 0.01) and heterogeneous areas (rangelands and forests with a negative efficiency coefficient and large errors). The model has the best performance in estimating the snow cover fraction and snow depth in the lowlands with the highest efficiency coefficients (0.71 and 0.40, respectively) and the lowest mean absolute error (8 and 6.4 cm respectively).

Keywords: NOAHMP Land Surface Scheme, Snow Cover Fraction, WRF Model, MODIS Images



¹ Assistant Professor of the Faculty of Agriculture, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

(*Corresponding Author Email Address: mkhodamorad@basu.ac.ir)

DOI: [10.22125/agmj.2018.120644.1005](https://doi.org/10.22125/agmj.2018.120644.1005)

² Associate Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran



Assessment of meteorological droughts using SPI index (Case study: Lorestan Province)

H. Torabipoudeh^{1*}, R. Deghani²

Received: 19/04/2019

Accepted: 25/08/2019

Abstract

In the present study the meteorological drought was analyzed using the Standardized Precipitation Index (SPI). Also the severity, area, and drought frequency data in a network consisting 13 rain gauge stations of Lorestan province during a 46 years period were analyzed in 5 time scales (3, 6, 12, 24 and 48 months). Drought events were characterized using duration-area- frequency (DAF) and severity-area-frequency (SAF) curves. Results showed that for the 12-month time scale, a 11-month drought has occurred at all stations (except for Kahman station) and the most severe droughts with 24.4, 23.4 and 22.1 mm of rainfall were observed in Keshvar, Dorood and Kaka Raza stations. The DAF and SAF curves showed that the largest area of the region have the lowest relative frequency of drought and small magnitude with 45% percentage area. Results indicate that severe drought with 500 month return period (probability of 0.2) would occur in all time scales. The findings of this study may be used for improved drought monitoring across the province.

Keywords: DAF, SAF, Meteorological drought, Index



¹ Associate Professor of Water Engineering , Faculty of Agriculture, University of Lorestan, Khorramabad, Iran
(*Corresponding Authors Email Address: torabi.ha@lu.ac.ir)

DOI: [10.22125/agmj.2019.166334.1052](https://doi.org/10.22125/agmj.2019.166334.1052)

² Ph.D. Student of Water Structure, Faculty of Agriculture, University of Lorestan, Khorramabad, Iran



Evaluating precipitation estimates over Jazmurian Basin using satellite images and ground-based observations

M. Soleimani-Sardo^{1*}, M. Soleimani Motlagh², Z. Ebrahimi Khusfi³

Received: 04/06/2019

Accepted: 06/01/2020

Abstract

In recent years, remote sensing technology has been considered as a useful tool to estimation of precipitation and its spatial-temporal variations. The current study aims to estimate the amount of annual precipitation in the Jazmurian basin using remote sensing and ground-based observed data. For this purpose, the mean annual precipitation of the study region for the period of 1998 to 2017 was calculated by Thiessen method. Besides, the CHIRPS, PERSIANN-CDR and TRMM satellite products for the same period, were processed using Google Earth Engine. The results showed that based on ground observed data, the mean annual precipitation (1998-2017) of the Jazmurian basin is approximately 124 mm. The corresponding values of TRMM, CHIRPS and PERSIANN-CDR annual precipitation products, were approximately 139, 99.5 and 154 respectively. The spatial pattern of precipitation revealed that the amount of precipitation decreased from the west to the east of the basin and the lowest precipitation values are observed in central and eastern regions of Jazmurian basin. In general, TRMM provided more reliable estimations (correlation coefficient = 0.88 and lowest RMSE), therefore it can be considered as an alternative for observed data especially in areas where weather stations are limited and sparse.

Keywords: Remote Sensing, Precipitation, TRMM, interpolation, Iran



¹ Assistant Professor, Department of Environmental Science and Engineering, Faculty of Natural Resources, University of Jiroft, Jiroft, Iran

(*Corresponding Author Email Address: mojtaba.soleimani@ujiroft.ac.ir)

DOI: [10.22125/agmj.2020.201168.1072](https://doi.org/10.22125/agmj.2020.201168.1072)

² Assistant Professor, Department of Rangeland and Watershed Management, Faculty of Agriculture, Lorestan University, Iran

³ Assistant Professor, Department of Natural Science, Faculty of Natural Resources, University of Jiroft, Jiroft, Iran



Spatial zoning of pan evaporation and affecting variables using geostatistic methods (Case study: Fars province)

S. A. A. Moosavi^{1*}

Received: 21/08/2018

Accepted: 26/06/2019

Abstract

The study of spatio-temporal variations of pan evaporation is quite important in water resource management and evapotranspiration estimation. In current research, these variations and affecting variables have been examined using several geostatistic methods across Fars province, Iran. The skill of these methods were evaluated by statistical measures including R^2 , MRE, RMSE, NRMSE, GMER, and GSDER. Spatial variability structure of the studied climatic variables followed the Gaussian and spherical models with influence ranges of 9 to 35 km. The ordinary point kriging with spherical semivariogram model (with influence ranges of 8.9 to 35 km, nugget ratios of 0.09 to 36.44% and variability classes of moderate to strong) was the most suitable method for interpolating of pan evaporation (with R^2 of 0.74) and precipitation characteristics (with R^2 of 0.57 to 0.76) values. The inverse distance weighting with weighting powers of 2 to 5 was the most suitable method for prediction of temperature (with R^2 of 0.62 to 0.87) and wind characteristics (with R^2 of 0.73). The optimum distance between the rain gauges was determined as 35 km. In general, the results showed that the northern and especially the northeastern parts of the province had lower temperature ($<15^\circ\text{C}$) and pan evaporation (<2300 mm), more rainfall (>235 mm), and higher wind speed ($>15\text{ m s}^{-1}$) in comparison to southern parts. Therefore, precise water resource management and new cropping pattern in these regions of the province may be recommended.

Keywords: Inverse distance weighting, Ordinary kriging, Precipitation, Temperature, Wind speed



¹ Associate Professor, Department of Soil Science, College of Agriculture, Shiraz University
(*Corresponding Author Email Address: aamousavi@gmail.com)
DOI: [10.22125/agmj.2019.113709.0](https://doi.org/10.22125/agmj.2019.113709.0)



Investigating the trend of extreme climatic events in South Khorasan province

E. Abedini¹, M. Mousavi Baygi^{2*}, A. Khashei Siuki³, Y. Selahvarzi⁴

Received date: 13/01/2019

Accepted date: 16/01/2020

Abstract

In recent years, extreme events (droughts, floods, and extreme heat waves), as indicators of climate change, have received heightened attention. Increased concentration of greenhouse gases has led to global warming and significant changes in climatic extreme events pattern. In this study, 28 extreme indices proposed by a joint project between the World Meteorological Organization, the Climatic Group, the Climate Variability and Predictability Group, and the Global Research Program for Climate Change Monitoring and Detection, have been calculated from daily temperature and precipitation series of 12 meteorological stations in South Khorasan province during the period of 1992-2016. The non-parametric Mann-Kendall (MK) statistical test has been used to assess the significance of trend in extreme indices time series. The results showed a significant increasing trend in warm extreme indices and the decreasing trend for cold extreme events in most stations. Such that, the number of summer days with mean temperature above 25 degrees Celsius (SU 25) has an increasing trend in all stations. A decreasing trend was observed in cool nights (TN10P) series in most stations. There exists a high spatial variation for rainfall in the study region and no significant pattern could be observed, but in general, the trend in most stations is decreasing, for instance, the rainfall events greater than 1mm in north and central regions of the province has significantly decreased.

Keywords: Climate Change, Temperature, Precipitation, South Khorasan



¹ Ph.D. student of Agrometeorology, College of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

² Professor of Agrometeorology, College of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
(*Corresponding authors email address: mousavib@um.ac.ir)

DOI: [10.22125/agnj.2020.161913.1051](https://doi.org/10.22125/agnj.2020.161913.1051)

³ Associate Professor of Water Engineering, College of Agriculture, Birjand University, Iran

⁴ Assistant Professor of Horticultural Sciences, College of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

بسمه تعالی

راهنمای تهیه مقاله

نشریه هواشناسی کشاورزی نشریه علمی- پژوهشی انجمن مهندسی آبیاری و آب ایران است که دو شماره در سال منتشر می‌شود. مقاله‌های پژوهشی در زمینه‌های رابطه گیاه و محیط، کمی‌سازی تأثیر پدیده‌های زیان‌بخش بر کشاورزی، مدل‌سازی و پیش‌بینی‌های هواشناسی کشاورزی، جفت‌سازی مدل‌های جوی- اقیانوسی و مدل‌های زراعی، ارتباط آفات و بیماری‌های گیاهی و دامی با عوامل هواشناسی، کاربرد ابزارها و تکنیک‌های نوین در اندازه‌گیری‌های میدانی هواشناسی کشاورزی، هواشناسی کشاورزی محصولات خاص، برهمکنش گیاه و فرایندهای هیدرومتئورولوژیک، مدیریت ریسک در هواشناسی کشاورزی، هواشناسی کشاورزی و امنیت غذایی، اقلیم‌شناسی کشاورزی، اثر تغییر اقلیم بر فرایندهای فنولوژیک و تولیدات دامی و گیاهی، کاربرد RS و GIS در پایش و مدیریت تولیدات زراعی، فرایندهای خرد اقلیمی گیاه و محیط و سایر مباحث مرتبط که به زبان فارسی نگاشته شده باشند، قابل ارائه در این نشریه می‌باشند. این مقالات باید نتیجه تحقیقات شخصی نویسنده(گان) بوده و پیش‌تر در مجلات داخلی و خارجی به چاپ نرسیده باشند.

روش نگارش

مقاله لازم است به صورت Word 2007 و روی صفحات سفید بدون آرم در ابعاد A4 با حفظ ۲/۵ سانتی‌متر حاشیه از هر چهار طرف (به صورت دو ستونه و فاصله سطور یک سانتی‌متر) و با درج شماره صفحه (با فونت نازنین ۱۲ و عناوین اصلی به صورت Bold) و حداکثر در ۱۵ صفحه تنظیم شود و از طریق سامانه نشریه به آدرس (<http://agrimet.ir>) ارسال شود. چکیده در یک ستون و بقیه مقاله در دو ستون نگارش گردند. متن اصلی مقالات باید با فونت (B Nazanin 12) و فاصله سطور یک سانتی‌متر و کلیه عبارات انگلیسی با قلم (Times New Roman 10) به صورت غیر ایتالیک تایپ شوند. در متن مقاله تا حد امکان از معادل فارسی واژه‌های تخصصی لاتین، مصوب فرهنگستان زبان و ادب فارسی استفاده شود. چنانچه معادل فارسی به اندازه کافی رسا نباشد، عین کلمه لاتین بلافاصله در کمانک (پرانتزها) آورده شود.

ترتیب بخش‌ها

بخش‌های مختلف مقاله به ترتیب عبارتند از: عنوان، نویسنده(گان)، چکیده فارسی، واژه‌های کلیدی فارسی، مقدمه، مواد و روش‌ها، نتایج و بحث، نتیجه‌گیری، تشکر و قدردانی، منابع، پیوست‌ها، عنوان انگلیسی، نگارنده(گان)، چکیده انگلیسی، واژه‌های کلیدی انگلیسی.

عنوان

عنوان کوتاه، جامع و بیانگر موضوع اصلی مقاله باشد (با فونت B Nazanin 14 Bold).

نگارنده(گان)

نام و نام خانوادگی نگارندگان در پایین عنوان مقاله در یک فایل مجزا ذکر شود و پس از آن مرتبه علمی، محل اشتغال، آدرس ایمیل نگارنده(گان) آورده شود (با فونت B Nazanin 11 Bold).
*** نویسنده مسئول یکی از نویسندگان حائز رتبه دانشگاهی (مربی، استادیار، دانشیار یا استاد) باشد که تمامی مکاتبات با ایشان انجام خواهد شد.

چکیده

چکیده باید مجموعه فشرده و گویایی از اهمیت موضوع، روش کار و نتایج تا حداکثر ۲۵۰ کلمه باشد.

واژه‌های کلیدی فارسی

حداکثر شش واژه کلیدی مربوط به موضوع تحقیق مقاله آورده شود (کلمات فارسی با فونت B Nazanin 12) و کلمات انگلیسی با فونت (Times New Roman 10).

مقدمه

مقدمه باید شامل معرفی و توجیه موضوع مورد بررسی باشد. در مقدمه باید به تحقیقات انجام یافته در زمینه مورد نظر با ذکر منابع از قدیم به جدید به اندازه کافی توجه و ارجاع شود و هدف بررسی و پژوهش نیز روشن گردد (کلمات فارسی با فونت 12 Nazanin و کلمات انگلیسی با فونت 10 Times New Roman).

مواد و روش‌ها

در این بخش باید چگونگی انجام کار (مواد مورد استفاده و شرح روش‌های جدید به کار رفته، داده‌ها و وسایل به کار رفته، الگوریتم استفاده شده، روش‌های محاسبه و ارزیابی و ...) بیان گردد. همچنین ذکر مأخذ روش‌های متداول و شناخته شده در این قسمت مورد توجه قرار گیرد.

نتایج و بحث

دربرگیرنده نتایج حاصل از پژوهش به صورت متن، جدول، نمودار و تصویر است. علل و روابط بین نتایج حاصل، با استفاده از منابع علمی دیگر مورد بحث قرار می‌گیرد.

نتیجه‌گیری

این بخش باید دربرگیرنده یک استنتاج نهایی از پژوهش و ذکر کاربردهای احتمالی آن باشد.

سپاسگزاری (در صورت نیاز)

این بخش قبل از فهرست منابع حداکثر در ۵۰ کلمه آورده شود.

منابع

کلیه منابع مورد استفاده اعم از فارسی و انگلیسی در پایان مقاله به زبان انگلیسی برگردانده و به ترتیب حروف الفبای نام خانوادگی اولین نگارنده مرتب می‌شوند. در انتهای منابع فارسی عبارت (In Farsi) قید می‌شود. در برگردان منابع فارسی نام منابع و نام نویسندگان باید از خود مجلات اخذ شود و به صورت ترجمه دلخواه انجام نشود. در ارجاع به منابع باید تا جای ممکن از نام بردن افراد در شروع جمله خودداری و منابع در انتهای جمله و در پرانتز ارائه شوند مانند (Keller, 1982). برای جداسازی منابع در انتهای جمله از نقطه ویرگول ";" استفاده می‌شود مانند (Keller, 1982; Hargreavs and Samani, 1982; Ghamghami et al., 2017).

چنانچه منبعی در شروع جمله استناد شود به صورت نام (سال) انجام می‌گیرد و اسامی فارسی نیز باید به لاتین و سال شمسی به میلادی برگردان شوند.

نحوه ارجاع مقاله‌ها نام خانوادگی نگارنده(گان)، حرف اول نام آن‌ها، سال انتشار مقاله، عنوان مقاله، عنوان کامل نشریه، شماره جلد، شماره نشریه) در داخل کمانک بلافاصله بعد از شماره مجلد قرار بگیرد) و در انتها شماره اولین و آخرین صفحات مقاله (مثال زیر). شماره ردیف برای منابع نیاز نمی‌باشد.

Ghamghami, M., Ghahreman, N., Irannejad, P., Pezeshk, H. 2017. Assessment of Bayesian structure of hidden Markov model for real time prediction of maize phenology. *Journal of Agricultural Meteorology*, 5(1): 1-14. (In Farsi)

He, B., Wu, J., Lu, A., Cui, X., Zhou, L., Liu, M., Zhao, L. 2013. Quantitative assessment and spatial characteristic analysis of agricultural drought risk in China. *Natural Hazards*, 66(2):155-166.

در مورد کتاب‌ها نام خانوادگی نگارنده(گان)، حرف اول نام آن‌ها، سال انتشار، عنوان و ناشر، تعداد صفحات کتاب.

در مورد پایان‌نامه‌ها و رساله‌ها نام خانوادگی و حرف اول نام دانشجو، سال دفاع، عنوان، نوع رشته و محل اجرا.

عنوان انگلیسی

عنوان مقاله به زبان انگلیسی، باید متناظر با عنوان فارسی باشد و پس از آن مرتبه علمی، محل اشتغال، آدرس ایمیل نگارنده(گان) تمامی به لاتین آورده شود (با فونت Times New Roman 10).

چکیده انگلیسی

چکیده انگلیسی باید عیناً منطبق با چکیده فارسی باشد.

واژه‌های کلیدی انگلیسی

حداکثر شش واژه کلیدی انگلیسی مربوط به موضوع تحقیق مقاله ذکر گردد و باید ترجمه واژه‌های کلیدی فارسی باشد.

جدول‌ها

جدول‌ها لازم است دارای بالانویس جامع و با کیفیت بالا به انگلیسی و فارسی (با فونت B nazanin 10 Bold به فارسی و Times New Roman 9 Bold به انگلیسی) باشند. تا آنجا که امکان دارد تعداد جدول‌ها به حداقل ممکن برسد. عنوان جداول در بالا و وسط چین و گویای نتایج مندرج در آن باشد. اعداد و عبارات داخل جدول حتماً انگلیسی و با فونت Times New Roman 9 Bold باشد. هر جدول با یک خط افقی از عنوان آن و با یک خط افقی از متن جدول جدا و زیر متن جدول نیز خطی کشیده شود. از کشیدن هر گونه خط عمودی در جدول خودداری شود (مانند جدول ۱). محل جدول‌ها در متن مقاله باشد. ضروری است فرمت جداول انگلیسی باشد به گونه‌ای که مطالب جدول از چپ به راست خوانده شود. واحدهای فیزیکی استفاده شده در سیستم متریک (SI) باشند.

Table 1- Mean hourly meteorological variables in the study station

جدول ۱- میانگین متغیرهای هواشناسی ساعتی اندازه‌گیری شده در ایستگاه مطالعاتی

Time (hr)	6	9
Temperature (°C)	12.5	15.1
Relative Humidity (%)	35	33
Wind Speed (m s ⁻¹)	1.2	0.3

شکل‌ها

شکل‌ها لازم است با کیفیت بالا و زیرنویس به انگلیسی و فارسی (با فونت B nazanin 10 Bold به صورت وسط چین به فارسی و Times New Roman 9 Bold به انگلیسی) ارائه شوند. اعداد و عبارات داخل شکل‌ها حتماً انگلیسی و با فونت Times New Roman باشد. اندازه نوشته‌های داخل شکل به گونه‌ای در نظر گرفته شود که خوانا و واضح باشند. شکل بلافاصله پس از ارجاع شماره شکل در متن، ارائه شود. نمودارها به گونه‌ای تهیه شوند که در چاپ سیاه و سفید قابل تشخیص از یکدیگر بوده و قابل ویرایش باشند. راهنمای شکل در داخل کادر محورها قرار بگیرد و محورها دارای برچسب (Label) باشند (مانند شکل ۱). محل شکل‌ها در متن مقاله باشد. نقشه‌ها باید دارای فرمت استاندارد (جهت شمال، مختصات، راهنمای نقشه و مقیاس) باشند (مانند شکل ۲).

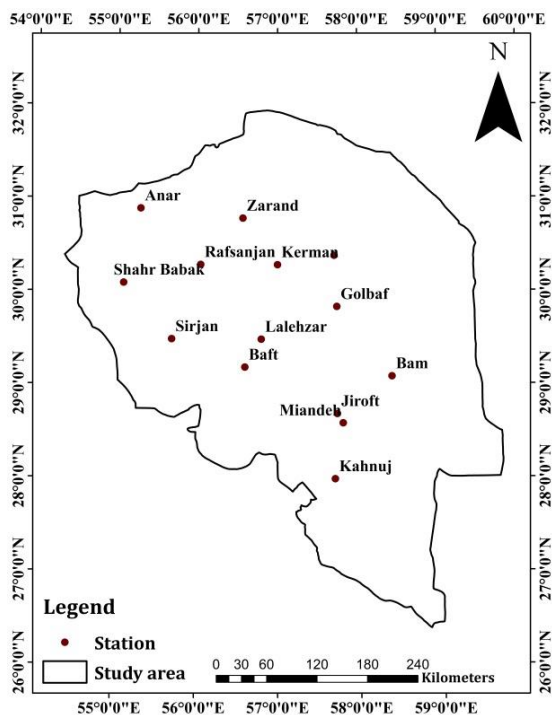


Figure 2- The geographic location of the study area
 شکل ۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مطالعاتی

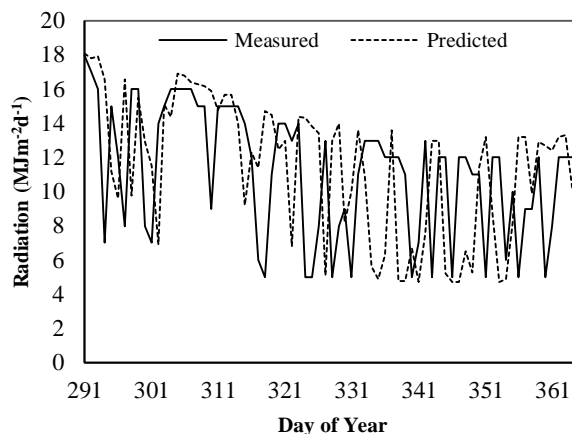


Figure 1- Daily variations trend of weather variables
 شکل ۱- روند تغییرات روزانه متغیرهای آب و هوایی

معادله‌ها

معادله‌ها باید به ترتیب با اعداد فارسی داخل پرانتز در انتهای سمت راست متن شماره گذاری شده و اشاره به آن‌ها با ذکر فقط واژه معادله (نه رابطه و فرمول) در متن با آوردن شماره آن معادله ضروری است. کلیه متغیرها و پارامترها در متن تعریف شده باشند. کلیه معادلات و پارامترهای آن‌ها باید به صورت فرمول تایپ شوند و غیرایتالیک باشند و مشابه متغیرهای ارائه شده در معادلات باشند. اندازه قلم برای کلیه روابط و متغیرهای ریاضی ۱۰ است. متغیرها و پارامترهای هر معادله در قالب یک جمله معرفی شوند و از ذکر علامت (نقل قول یا:) اجتناب شود. متغیرها و پارامترها همانگونه که در معادله ذکر شده‌اند در متن نیز ذکر شود و به تایپ اندیس‌ها توجه شود.

*** تذکر مهم:

نویسندگان موظف به رعایت کلیه موارد مندرج در این دستورالعمل در هنگام ارسال بوده و در صورت عدم رعایت نکات فوق مرحله داوری به تعویق افتاده و مقاله جهت تصحیح عودت داده خواهد شد. همچنین نویسندگان موظف به اعمال نظرات داوران در متن، نمودارها، عکس‌ها و جداول هستند. چنانچه پس از پذیرش در مرحله بازبینی نهایی و صفحه آرایی موارد مورد درخواست نشریه رعایت نگردد، چاپ مقاله و پذیرش آن منتفی خواهد شد.

In The Name of God

Contents

Daily monitoring of drought effects on vegetation cover using ERA-Interim precipitation data and MODIS Images (Case study: Kermanshah Province)	3
P. Zargaran, J. Bazrafshan, Z. Aghashariatmadari, S. Hejabi, S. Kamali	
Evaluation of the calibrated snow model of the NOAA-MP land surface scheme coupled in the WRF using MODIS images in areas with different land-surface features	15
M. Khodamoradpour, P. Irannejad	
Assessment of meteorological droughts using SPI index (Case study: Lorestan Province)	26
H. Torabipoudeh, R. Dehghani	
Evaluating precipitation estimates over Jazmurian Basin using satellite images and ground-based observations	35
M. Soleimani-Sardo, M. Soleimani Motlagh, Z. Ebrahimi Khusfi	
Spatial zoning of pan evaporation and affecting variables using geostatisitc methods (Case study: Fars province)	44
S. A. A. Moosavi	
Investigating the trend of extreme climatic events in South Khorasan province	55
E. Abedini, M. Mousavi Baygi, A. Khashei Siuki, Y. Selahvarzi	

Reviewer and Associate Editors of This Issue

Dr. F. Ahmadi Givi	University of Tehran
Dr. M. Azadi	Iran Meteorology Organization
Dr. I. Babaeian	Climatological Research Institute
Dr. B. Bakhtiari	Shahid Bahonar University of Kerman
Dr. J. Bazrafshan	University of Tehran
Dr. A.A. Darvishsefat	University of Tehran
Dr. A. Faridhosseini	Ferdowsi University of Mashhad
Dr. N. Ghahreman	University of Tehran
Dr. Kh. Ghorbani	Gorgan Agricultural Sciences and Natural Resources University
Dr. A. Khalili	University of Tehran
Dr. Y. Khoskhoo	University of Kurdistan
Dr. R. Oji	University of Guilan
P. Rezazadeh	Iran Meteorology Organization
Dr. N. Sayari	Shahid Bahonar University of Kerman
Dr. A. Shirvani	University of Shiraz
Dr. K. Soleimani	Sari Agricultural Sciences and Natural Resources University

In the Name of God

JOURNAL OF AGRUCULTURAL METEOROLOGY

Research and Scientific Journal

Vol. 7 No. 2 Autumn and Winter, 2020

Published by: Iranian Society of Irrigation and Water Engineering
Executive Director: B. Bakhtiari Shahid Bahonar University of Kerman
Editor- in-Chief: A. Khalili University of Tehran
Internal Manager: N. Ghahreman University of Tehran

Editorial board:

Bakhtiari, B.	Asso., Prof., Shahid Bahonar University of Kerman	Irannejad, P.	Asso., Prof., University of Tehran
Barani, Gh. A.	Prof., Shahid Bahonar University of Kerman	Kamali, Gh. A.	Asso., Prof., Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran
Bolouri zadeh, M.	Asso., Prof., Graduate University of Advance Technology	Khalili, A.	Prof., University of Tehran
Ghahreman, N.	Asso., Prof., University of Tehran	Raeini, M.	Prof., Sari Agricultural Sciences and Natural Resources University
Hajjam, S.	Asso., Prof., Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran		

English Text Editor: N. Ghahreman, M. Raeini
Technical Editors: B. Bakhtiari, N. Ghahreman
Graphist: M. Ganjalikhani **Page Setting:** Z. Afzali-Gorouh
Office-in-Charge: Z. Afzali-Gorouh
Publisher: Iranian Society of Irrigation and Water Engineering

The papers of journal of agricultural meteorology are indexed by:

ISC, SID, Magiran, Cite Factor, Academic Resource Index – Research Bib,
Scientific Indexing Service (SIS), CIVILICA

Address: Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran.
Postal code: 76169-14111 Tel./Fax. : +983433257190

E-mail: Agromet_journal@yahoo.com Website: <http://agrimet.ir>

