نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال هشتم، شماره ۲، تابستان ۱٤۰۰

صفحاصت ۳۳ – ٥٤

# روند تغییرات مولفه‌های جوی چرخه آب (بارش و آب‌قابل‌بارش) در حوضه‌های آبریز ایران

**مصطفی کریمی[1]؛ استادیار اقلیم شناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران.**

**سوسن حیدری ؛دانشجوی دکتری اقلیم شناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران.**

**سمیه رفعتی؛ استادیار اقلیم شناسی، دانشگاه سیدجمالدین اسدآبادی، اسدآباد، ایران.**

**دریافت مقاله : ۱۳۹۹/۰۷/۳۰ پذیرش نهایی: ۱۳۹۹/۱۲/۱۹**

**چکیده**

**یکی از چالش‌های مهم در عصر حاضر، رقابت جهت دسترسی به منابع آب می‌باشد. بارش به عنوان یکی از عناصر بنیادی چرخه آب‌شناختی و سامانه اقلیم، دارای تغییرپذیری زمانی و مکانی بالایی به‌ویژه در مناطق خشک و نیمه‌خشکی مانند ایران است. تغییرات زمانی آن به علت تغییرپذیری رطوبت و گردش جو می‌باشد. به همین منظور در این پژوهش روند تغییرات هم‌زمان آب‌قابل‌بارش (رطوبت جو) و بارش بر روی حوضه‌های آبریز ایران جهت شناسایی ارتباط بین تغییرات این دو متغیر بررسی شده است. برای این هدف داده‌های ماهانه بازکاوی شده (ERA۵) بارش و آب‌قابل‌بارش از مرکز پیش‌بینی میان مدت اروپا (ECMWF) در بازه ۱۹۷۹- ۲۰۱۹ اخذ گردید. روند تغییرات ماهانه، فصلی و سالانه این دو متغیر با استفاده از آزمون من-کندال بررسی شد. نتایج حاکی از روند کاهشی هر دو متغیر، در فصل زمستان در حوضه‌های آبریز شرق و نواحی مرکزی کشور و در مقابل روند افزایشی هر دو متغیر در فصل پاییز در اکثر حوضه‌ها آبریز دارد. بررسی سالانه نشان داد بارش در حوضه‌های شرقی کشور روند کاهشی را تجربه کرده‌اند اما آب‌قابل‌بارش در حوضه‌های غرب، جنوب، جنوب‌غرب و شمال روند افزایشی داشته است. این تحقیق نشان داد که پتانسیل رخداد بارش‌های رگباری و شاید سنگین، به دلیل افزایش آب‌قابل‌بارش، می‌تواند بیشتر گردد.**

**واژه های کلیدی:** آب قابل‌بارش، بارش، رطوبت جو، تغییرپذیری، من-کندال، ERA۵

[1]. نویسنده مسئول : Email: Mostafakarimi.a@ut.ac.ir

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]

**مقدمه**

تغییرات اقلیمی و گرمایش جهانی باعث گسترش خشکسالی و تداوم بیشتر آن‌ها شده (کریمی و نبی‌زاده، ۱۳۹۷)، این تغییرات باعث نایکنواختی توزیع بارش و تأثیر نامطلوب بر منابع آب در بسیاری از مناطق سیاره زمین شده است. سرزمین ایران که در ناحیه اقلیمی خشک و نیمه‌خشک قرار گرفته و بارندگی در آن کمتر از یک سوم متوسط بارندگی در جهان (علیزاده، ۱۳۷۹) است، از این تأثیرات مستثنا نبوده است. چنین مناطقی که با کمبود آب مواجه هستند، مدیریتی به‌روز از منابع آب را می‌طلبند (WWDR, ۲۰۱۸، عساکره و دوستکامیان، ۱۳۹۴). از ابزارهای مدیریتی در این زمینه، آگاهی از میزان آب‌قابل‌بارش (TPW) در جوّ (مباشری، ۱۳۸۷) و بارش (محمدی، ۱۳۹۰) است. مسئله کمبود آب یکی از جنبه‌های اصلی زندگی در کشورهای خشک و نیمه‌خشک است که در آن‌ها عرضه‌ی محدود آب، گسترش شهرها به‌همراه رشد جمعیت، همگی نشان‌گر نیاز مبرم برای شناخت وابستگی منابع آب آن‌ها به بارش است (Sofroniou and Bishop, ۲۰۱۴).

بارش به عنوان یکی از عناصر بنیادی اقلیم و مهم‌ترین متغیر چرخه پیچیده آب‌شناختی به ویژه طی قرن بیستم در عرض‌های میانه و بالای نیمکره شمالی در حدود ۰/۱ درصد افزایش یافته است. از طرف دیگر در خشکی‌های جنب حاره (عرض‌های ۳۰-۱۰ درجه شمالی) روند بارش در حدود ۰/۳ درصد کاهش یافته و در نواحی حاره، افزایش نسبی در حدود ۰/۲ تا ۰/۳درصد بوده است (Mosmann et al., ۲۰۰٤). رخداد بارش نیازمند تامین شرایط متعددی است. رطوبت، ناپایداری عمیق، سرمایش و ... شرایط لازم برای رخداد بارش به شمار می‌آیند. این متغیر حاصل اندرکنش‌های پیچیده‌ی جو است، و نسبت به پدیده‌های اقلیمی دیگر از پیچیدگی رفتاری چشمگیرتری برخوردار است. همچنین دارای تغییرات قابل توجهی در مکان و زمان است (Duan and Bastiaanssen, ۲۰۱۳).

به دنبال پدیده گرمایش جهانی الگوی بارش سیاره‌ای دچار دگرگونی شده است. تغییر الگوی بارش متأثر از تغییر تبخیر در اثر گرم شدن هوا و دگرگونی الگوی گردش عمومی می‌باشد. در این بین یکی از بنیادی‌ترین متغیرهای اتمسفری که نقش مهمی در سامانه‌های آب‌وهوایی دارد، بخارآب می‌باشد (شیروانی و نوروزی، ۱۳۹۸). متغیر مذکور بخشی حیاتی از چرخه آب است که ارتباط بین اقیانوس، زمین و جو (Ghajarnia et al., ۲۰۱۵) و منبع اصلی انرژی برای گردش عمومی جو (Bokoye et al., ۲۰۰۳; Bony et al., ۱۹۹٤) به شمار می‌رود. رطوبت جوّ شرط لازم برای تشکیل ابر و رخداد بارش می‌باشد. بنابراین میزان رطوبت جوّ در ارتفاعات زیاد جوّ به دلیل فاصله زیاد از منبع رطوبت و همچنین کاهش دمای هوا با ارتفاع کاهش می‌یابد و بدین ترتیب ظرفیت جوّ بخارآب کاهش می‌یابد. روند کاهش بخارآب با ارتفاع در عرض‌های بالاتر نسبت به عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر ملموس‌تر است (Parameswaran and Murthy; ۱۹۹۰). حجم بخارآب نیز تحت تأثیر تراکم جوّی، دما (Adeyemi, ۲۰۰۹) پوشش ابر، جهت و سرعت باد (Karalis, ۱۹۷٤)، عوامل محلی و از همه مهم‌تر همگرایی ناشی از جریان باد و رطوبت است (فلاح قالهری، ۲۰۱۱). محتوای رطوبت در هر نقطه از جو ناشی از تبخیر محلی و انتقال افقی و عمودی رطوبت است (Marsden and Valero, ۲۰۰٤). بیش از ۹۰ درصد بخارآب جوّی، در لایه تا ۸۵۰ hPa (Peixóto et al., ۱۹۸۳) واقع شده است. تمامی بخارآب موجود در ستونی از جو را

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]

که قابلیت بارش دارد، آب‌قابل‌بارش کلی* گویند (Merrikhpour and Rahimzadegan, ۲۰۱۷a, ۲۰۱۷b; King et al., ۲۰۰۳؛ Zehang et al., ۲۰۱۰، Kristin and Brim, ۲۰۰۸) این ستون قائم جو از سطح زمین آغاز و تا نقطه پایانی در جو ادامه پیدا می‌کند (Alshawaf et al., ۲۰۱۷). آب‌قابل‌بارش بخش مهمی از چرخهٔ آب در جو است (Hadjimitsis et al., ۲۰۰۴; Ernest et al., ۲۰۰۸) که به عنوان یک متغیر قابل توجه در مطالعات آب و آب‌وهواشناسی (Hadjimitsis et al., ۲۰۱۱) و بنیاد اساسی برای شناخت رفتار جوّ و فرآیندهای مرتبط به ویژه ریزش‌های جوّی (Dian, ۱۹۹۲; Dai, JAN and Trenberth, ۲۰۰۴) به شمار می‌آید. آب‌قابل‌بارش به مفهوم نزولات جوّی نخواهد بود (مباشری، ۱۳۸۷ و ۱۳۷۹). اینکه چه مقدار از این آب به سطح زمین خواهد رسید به بسیاری از پارمترهای دیگر مثل مقدار و نوع هواویزها، پروفایل دما و فشار جوّ، جهت و سرعت باد و غیره بستگی دارد.

پژوهش در مورد آب‌قابل‌بارش بسیار مهم است، زیرا به عنوان شاخص اصلی برای تشخیص ناپایداری‌های جوی (Manzato and Morgan, ۲۰۰۳) و شاخصی برای بخارآب جو (Gutman et al., ۲۰۰۴; Mobasheri et al., ۲۰۱۰) در نظر گرفته می‌شود. از این رو آب‌قابل‌بارش در بررسی تغییرات کوتاه‌مدت و بلندمدت رطوبت جو (Bruges et al., ۱۹۹۹; Hutchings, ۱۹۶۱)، تأثیر بر بارش‌های سنگین (Stanley, ۲۰۰۶)، پیش‌بینی بارش‌های سنگین (Stout and Mueller; ۱۹۶۵)، فیزیک ابر (فلاح قالهری، ۲۰۱۱) و پیش‌بینی دقیق وضعیت جو و همچنین تخمین حداکثر بارش محتمل (مریخ‌پور و رحیم‌زادگان، ۱۳۹۷) مورد توجه می‌باشد.

باتوجه به تغییرپذیری مکانی و زمانی بخارآب، اندازه‌گیری آن بسیار دشوار تبدیل است (Namaoui et al., ۲۰۱۷). محاسبه دقیق آب‌قابل‌بارش مستلزم آگاهی از حجم بخارآب موجود در جو دارد (علیزاده، ۱۳۹۰، شریعت مداری، ۱۳۹۱). روش‌های مختلفی برای تخمین کل آب‌قابل‌بارش (TPW) (Chaboureau et al., ۱۹۹۸) مانند اندازه‌گیری رادیوساوند و رادیومتر مایکرویو (Niell et al., ۲۰۰۱; Pérez-Ramírez et al., ۲۰۱۴)، سان‌فتومترها† (Halthore et al., ۱۹۹۷)، سیستم‌های لیدار رامان‡ (Grant et al., ۱۹۹۱; Whiteman et al., ۲۰۱۰; Froidevaux et al., ۲۰۱۳) و روش‌های سنجش از دور (Gao and Kaufman, ۲۰۰۳) وجود دارد. مطالعاتی که در داخل ایران در زمینه آب‌قابل‌بارش انجام شده، به دو دسته تقسیم شده: ۱- محاسبه آب‌قابل‌بارش و ۲- روند آب‌قابل‌بارش. در دسته‌بندی اول پژوهش‌های انجام شده: مباشری و همکاران (۱۳۸۷ و ۱۳۸۹)، مرادی (۱۳۸۴)، اردکانی و همکاران (۱۳۸۴)، صادقی حسینی و همکاران (۱۳۸۴)، صادقی حسینی و سجادی (۱۳۸۵) پورباقر و همکاران (۱۳۸۸)، محمدیها و همکاران (۱۳۹۳)، عساکره و دوستکامیان (۱۳۹۳)، مریخ‌پور و رحیم‌گان (۱۳۹۷) و بیات و مشهدی‌زاده ملکی (۱۳۹۸) در دسته بندی دوم پژوهش‌های انجام شده: عساکره و همکاران(۱۳۹۳ ، ۱۳۹۴)، روستا و همکاران (۲۰۱۸)، دهقانی و همکاران (۱۳۹۷) و دوستکامیان و همکاران (۱۳۹۷). طبق تحقیقات روستا و همکاران (۲۰۱۸) و عساکره و دوستکامیان (۱۳۹۳ و ۱۳۹۴) روند آب‌قابل‌بارش در در ۷۰ درصد پهنهٔ ایران کاهشی بوده است. در حالی که نتایج مطالعات دهقانی و همکاران، (۱۳۹۷) آب‌قابل‌بارش در سواحل شمالی خلیج فارس از سال ۱۳۸۹ به بعد روند افزایشی معنی‌داری را نشان داده است؛ و نیز در پژوهش اردکانی و همکاران (۱۳۸۴) مقدار آب‌قابل‌بارش در ماه‌های جولای و آگوست بیشتر از ماه‌های سرد سال است.

* Total Precipitable Water
† Sun Photometer
‡ Raman Lidar



[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]
[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]

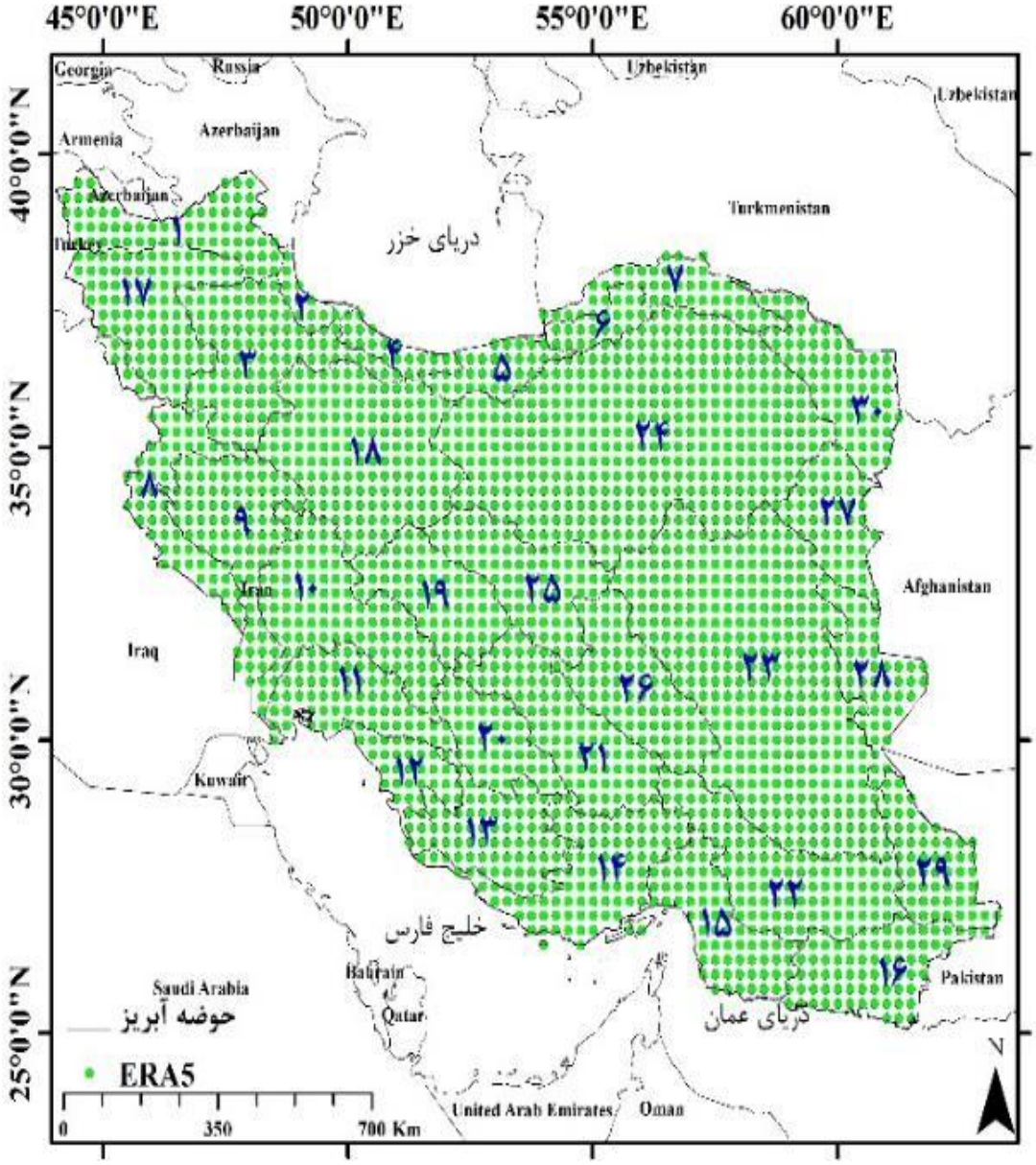
تغییراقلیم به‌همراه اثرات آن در شرایط اقلیمی بخصوص روند کاهش محسوس بارش، نابودی و تخریب پهنه‌های آبی، فراوانی رخداد سیل و خشکسالی، بهره‌وری پایین آب و مصرف بالا در بخش‌های مختلف و منازعات آبی محلی و منطقه‌ای از مهم‌ترین چالش‌های بخش آب ایران می‌باشند. مطالعات انجام شده از مقیاس ایستگاهی تا ملی گرچه روند کلی بارش ایران را کاهشی نشان داده‌اند ولی بعضاً تناقض‌هایی در نتایج هم مشاهده می‌گردد. بررسی‌های صورت گرفته بیشتر بر عنصر بارش متمرکز بوده و کم‌تر عوامل مؤثر در رخداد، تغییرات و ارتباط آن با تغییرات بارش را مطالعه نموده‌اند. بنابراین هدف این مطالعه، بررسی روند بارش و یکی از مهمترین متغیرهای مؤثر در آن یعنی رطوبت جو (آب‌قابل‌بارش) در سطح حوضه‌های آبریز در مقیاس ملی است، تا به این سوال پاسخ دهد که ارتباط بین روند تغییرات رطوبت جو (آب‌قابل‌بارش) و بارش در فضای جغرافیایی ایران چگونه است.

## داده‌ها و روش کار

مطالعه بارش و دیگر عناصر اقلیمی بیشتر با استفاده از داده های اندازه‌گیری شده درمحل (ایستگاه) انجام می‌شود. با توجه به پوشش ناکافی این داده‌ها در سطح جهان به‌ویژه در مناطق درحال توسعه، استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و مهم‌تر از آن داده‌های شبکه بندی بازکاوی شده مورد استقبال قرار گرفته است. داده‌های بازکاوی شده از ترکیب نتایج پیش‌بینی‌های کوتاه مدت مدل‌های پیش‌بینی عددی وضع هوا با انواع داده‌های مشاهداتی و برآورد شده از سنجنده‌های مختلف سنجش‌ازدوری به دست می‌آید. ERA-Interim نسل چهارم داده‌های بازکاوی شده است که مرکز پیش‌بینی وضعیت آب و هوای اروپا (ECMWF) با دقت مکانی ۰/۷۵×۰/۷۵، ۰/۵×۰/۵، ۰/۲۵×۰/۲۵ و ۰/۱۲۵×۰/۱۲۵ تولید کرده است. ERA۵ آخرین نسل از تجزیه و تحلیل جهانی ECMWF از سال ۱۹۷۹ تا کنون است که توسط ECMWF تولید شده است (Hersbach and Dee, ۲۰۱٦). مطالعات مختلفی با بررسی دقت این داده‌ها بخصوص بارش، آن را مناسب و استفاده از آن را توصیه نموده‌اند (Darand et al., ۲۰۱۷; Wang et al., ۲۰۱۹). این داده‌ها گرچه در مواردی کم یا بیش‌برآوردی دارند ولی رفتار و افت‌وخیز آنها خیلی شباهت بالایی با داده‌های مشاهداتی دارد. باتوجه به این‌که هدف تحقیق بررسی رفتار افت‌وخیزها در بلند مدت بوده از داده‌های بازکاوی شده آب‌قابل‌بارش و بارش ERA۵ با قدرت تفکیک ۰/۲۵×۰/۲۵ طی سال‌های ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۹ (۴۱ سال) در مقیاس‌های زمانی ماهانه، فصلی و سالانه در حوضه ها آبریز استفاده شده است. جهت مطالعه تغییرات و روند متغیرهای مورد بررسی از آزمون من-کندال در سطح حوضه‌های آبریز درجه ۲ (اخذ شده از مدیریت منابع آب ایران) بهره گرفته شده است. مشخصات حوضه ها، پراکنش و موقعیت آنها در جدول و شکل ۱ آمده است.

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]




**شکل ۱. منطقه مورد پژوهش و پراکنش فضایی داده‌های EAR۵**

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]

**جدول ۱. مشخصات حوضه‌های آبریز کشور (منبع دفتر مطالعات پایه منابع آب شرکت مدیریت منابع آب ایران)**

| شماره | نام حوزه آبریز | مساحت KM۲ | مساحت% | شماره | نام حوزه آبریز | مساحت KM۲ | مساحت% |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ۱ | ارس | ۳۹۷۷۹ | ۲.۴۵ | ۱۶ | بلوچستان جنوبی | ۴۸۵۲۴ | ۲.۹۹ |
| ۲ | تالش-تالاب انزلی | ۷۰۳۶ | ۰.۴۳ | ۱۷ | دریاچه ارومیه | ۵۱۷۶۲ | ۳.۱۹ |
| ۳ | سفیدرود بزرگ | ۵۹۱۹۴ | ۳.۶۵ | ۱۸ | دریاچه نمک | ۹۲۸۸۴ | ۵.۷۲ |
| ۴ | رودخانه‌هایی بین سفیدرود و هراز | ۱۰۸۹۳ | ۰.۶۷ | ۱۹ | گاوخونی | ۴۱۵۵۲ | ۲.۵۶ |
| ۵ | هراز و قره‌سو | ۱۸۷۷۵ | ۱.۱۶ | ۲۰ | طشک-بختگان و مهارلو | ۳۱۴۵۲ | ۱.۹۴ |
| ۶ | قره‌سو و گرگانرود | ۱۲۹۸۷ | ۰.۸۰ | ۲۱ | ابرقو-سیرجان | ۵۷۱۲۵ | ۳.۵۲ |
| ۷ | اترک | ۲۶۳۹۶ | ۱.۶۳ | ۲۲ | هامون جازموریان | ۶۹۳۷۵ | ۴.۲۷ |
| ۸ | مرزی غرب | ۳۹۲۹۸ | ۲.۴۲ | ۲۳ | کویر لوت | ۲۰۶۳۵۴ | ۱۲.۷۱ |
| ۹ | کرخه | ۵۱۹۱۲ | ۳.۲۰ | ۲۴ | کویری مرکزی | ۲۲۶۵۳۳ | ۱۳.۹۶ |
| ۱۰ | کارون بزرگ | ۶۶۶۷۶ | ۴.۱۱ | ۲۵ | کویر سیاه کوه | ۴۸۵۹۹ | ۲.۹۹ |
| ۱۱ | هندیجان-جراحی | ۴۰۸۲۱ | ۲.۵۲ | ۲۶ | کویر درانجیر | ۵۰۷۳۷ | ۳.۱۳ |
| ۱۲ | حله | ۲۱۳۰۹ | ۱.۳۱ | ۲۷ | نمک‌زار خواف | ۳۳۰۸۶ | ۲.۰۴ |
| ۱۳ | مند | ۴۷۸۰۲ | ۲.۹۵ | ۲۸ | هامون هیرمند | ۳۳۵۹۰ | ۲.۰۷ |
| ۱۴ | کل-مهران | ۶۲۸۹۶ | ۳.۸۸ | ۲۹ | هامون مشکیل | ۳۶۵۰۸ | ۲.۲۵ |
| ۱۵ | بندرعباس-سدیج | ۴۴۷۹۲ | ۲.۷۶ | ۳۰ | قره‌قوم | ۴۴۲۹۶ | ۲.۷۳ |

آب‌قابل‌بارش از طریق انتگرال وزنی رطوبت در راستای عمودی بین ترازهای ۱۰۰۰ تا ۲۷۵ هکتوپاسکال به شرح زیر به دست می‌آید (عساکره و دوستکامیان، ۱۳۹۳):

$$pw = \frac{1}{g}\int_{p_1}^{p_2} x dp$$ رابطه(۱)

که در این رابطه g شتاب جاذبه زمین، $x$ متغیر موردنظر (در اینجا نم‌ویژه بر حسب گرم برکیلوگرم می‌باشد) و $dp$ فشار می‌باشد.

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]

آزمون من-کندال (MK*) توسط Mann (۱۹۴۵) ارائه و سپس توسط Kendall (۱۹۷۵) توسعه یافت (Serrano et al., ۱۹۹۹). هدف از این آزمون ارزیابی آماری وجود روند یکنواخت بالا و یا پایین در متغیرهای مورد نظر در طول زمان است. در آزمون من‌کندال، فرض صفر ($H_0$) مستقل بودن و یکنواختی توزیع داده‌های نمونه [$X_i$= i=۱,۲,...,n] و فرض مقابل ($H_1$) وجود یک روند یکنواخت در داده‌ها است (Mann, ۱۹٤٥; Kendall, ۱۹۷٥).

$$S=\sum_{i=2}^{n}\sum_{j=1}^{i-1}\left(sign\left(x_i-x_j\right)\right) \qquad \text{رابطه(۲)}$$

$$\text{Sign(x)} = \begin{cases} 1 & if \quad (x_i-x_j) > 0 \\ 0 & if \quad (x_i-x_j) = 0 \\ -1 & if \quad (x_i-x_j) < 0 \end{cases} \qquad \text{(۳رابطه)}$$

$$\text{Var (S)} = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \qquad \text{رابطه(۴)}$$

$$Z=\begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{Var(S)}} & if \quad S > 0 \\ 0 & if \quad S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{Var(S)}} & if \quad S < 0 \end{cases} \qquad \text{رابطه(۵)}$$

که، $x_i$ و $x_i$ مشاهدات سری زمانی و $n$ طول سری زمانی است. آمار Z از توزیع نرمال استاندار با میانگین صفر و واریانس واحد پیروی می‌کند که ارزش صفر عدم وجود روند، ارزش Z مثبت روند رو به بالا و ارزش Z منفی رو به پایین را نشان می‌دهد.

**جدول ۲. سطح معنی داری آزمون من-کندال**

| تعریف | Z- Value | تعریف | Z- Value |
|---|---|---|---|
| روند کاهشی (٪۹۰) | α ۰.۱ = -۱.۶۴ | روندافزایشی (٪۹۹) | α۰.۰۱= +۲.۵۸ |
| روند کاهشی (٪۹۵) | α ۰.۰۵ = -۱.۹۶ | روندافزایشی (٪۹۵) | α ۰.۰۵ = +۱.۹۶ |
| روند کاهشی (٪۹۹) | α۰.۰۱= -۲.۵۸ | روندافزایشی (٪۹۰) | α۰.۱ = +۱.۶۴ |
| | | بدون روند | +۱,٦۳ & -۱,٦۳ |

* Mann-Kendall

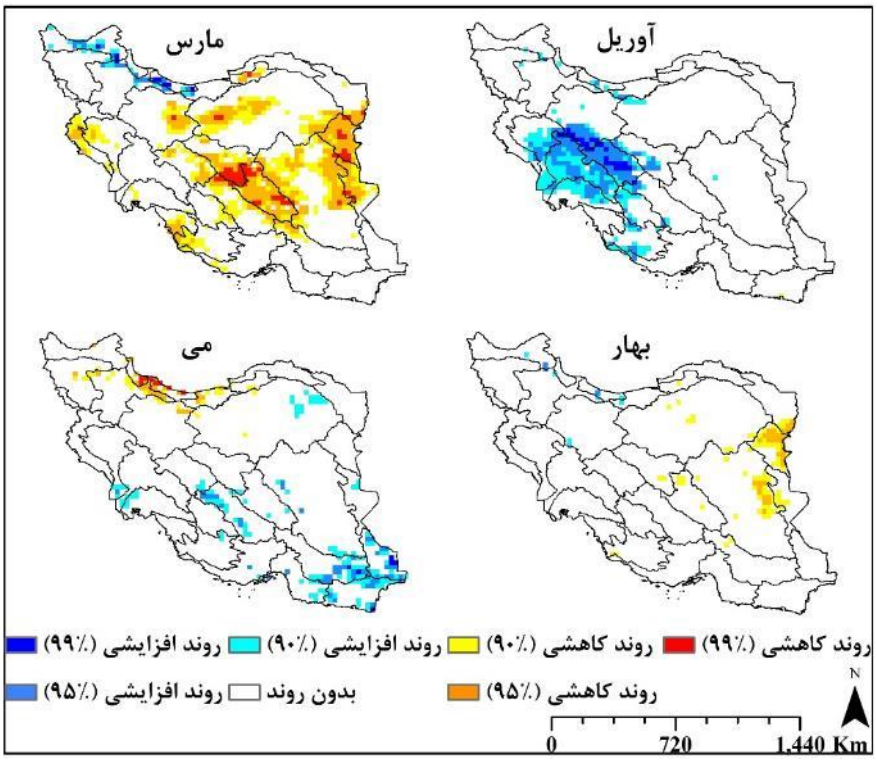
[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]

## شرح و تفسیر نتایج

- **روند تغییرات بارش (ماهانه و فصلی)**

بارش در فصل بهار به‌جز چند پهنه کوچک کاهشی در حوضه‌های خشک و نیمه‌خشک مرز شرقی، قره‌قوم و حوضه فلات مرکزی و پهنه‌های بسیار کوچک و پراکنده در شمال و شمال‌غرب کشور که روند افزایشی داشته است، در دیگر نواحی، فاقد روند معنی‌داری از تغییرات بوده است. در اولین ماه فصل بهار (مارس) متغیر اقلیمی بارش در سواحل جنوبی دریای‌خزر و شمال‌غرب در حوضه‌های آبریز ارس، تالش و بین سفیدرود و هراز روند افزایشی معنی‌دار نشان داده، اما کانون روند کاهشی معنی‌دار بارش‌ها در این ماه در حوضه‌های آبریز کشور به سمت نیمه شرق و نیمه مرکزی و همچنین جنوب‌غرب در حوضه‌های حله و مند و غرب کشور در حوضه مرزی غربی بوده است. در ماه آوریل در قسمت‌های از جنوب‌غرب کشور منطبق بر زاگرس میانی در حوضه‌های کرخه، کارون بزرگ، هندیجان، مند، دریاچه نمک، گاوخونی، طشتک و کویر سیاه‌کوه بارش روند افزایشی معنی‌دار داشته است.



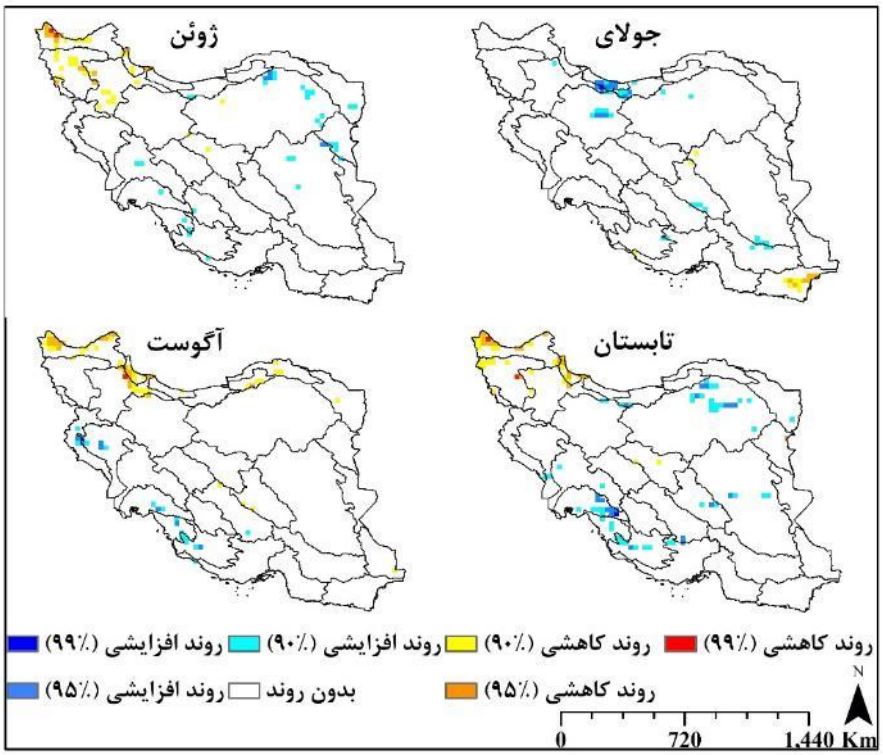

**شکل ۲. روند تغییرات بارش ماهانه (مارس، آوریل و می) و فصل بهار (۲۰۱۹_۱۹۷۹).**

بارش در ماه می در شمال کشور در حوضه‌های آبریز تالش-تالاب انزلی، سفیدرود بزرگ، سفیدرود و هراز روند کاهشی داشته، در حالی‌که در مناطق کوچکی در جنوب‌شرق، مرکزی و جنوب‌غرب کشور در حوضه‌های بلوچستان جنوبی، هامون هیرمند، جازموریان، کرخه، گاوخونی و ابرقو روند افزایشی داشته است. به‌جز نواحی مذکور در دیگر نواحی، تغییرات معنی‌داری در بارش مشاهده نگردید (شکل ۲).

در فصل تابستان به دلیل حاکمیت پرفشار جنب حاره‌ای، امکان تشکیل ابر و بارش در قسمت وسیعی از ایران فراهم نمی‌شود، بنابراین این فصل خشک‌ترین فصل بارشی در بیشتر ایران به شمار می‌آید. در ماه‌های این فصل تغییرات معنی‌داری در بارش مشاهده نمی‌شود. بارش ماه ژوئن در منطقه کوچکی از شمال‌غرب ایران در شمال‌غرب حوضه ارس

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]
[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]

روند کاهشی داشته اما نواحی پراکنده‌ای در نیمه شرقی و جنوب‌غرب روند افزایشی داشته اند. تغییر بارش در ماه جولای به صورت روند افزایشی در حوضه‌های آبریز بین سفیدرود و هراز در کرانه جنوبی دریای خزر و روند کاهشی در حوضه آبریز بلوچستان جنوبی مشاهده می‌شود. در ماه آگوست تغییر بارش در حوضه‌های ارس، تالش، سفیدرود بزرگ و همچنین نواحی خیلی پراکنده در حوضه‌های اترک، قره‌قوم و گرگانرود روند کاهشی و نیز به صورت پراکنده در حوضه‌های کرخه، حله، مند، مرزی غرب و هندیجان روند افزایشی مشاهده می‌گردد (شکل ۳).



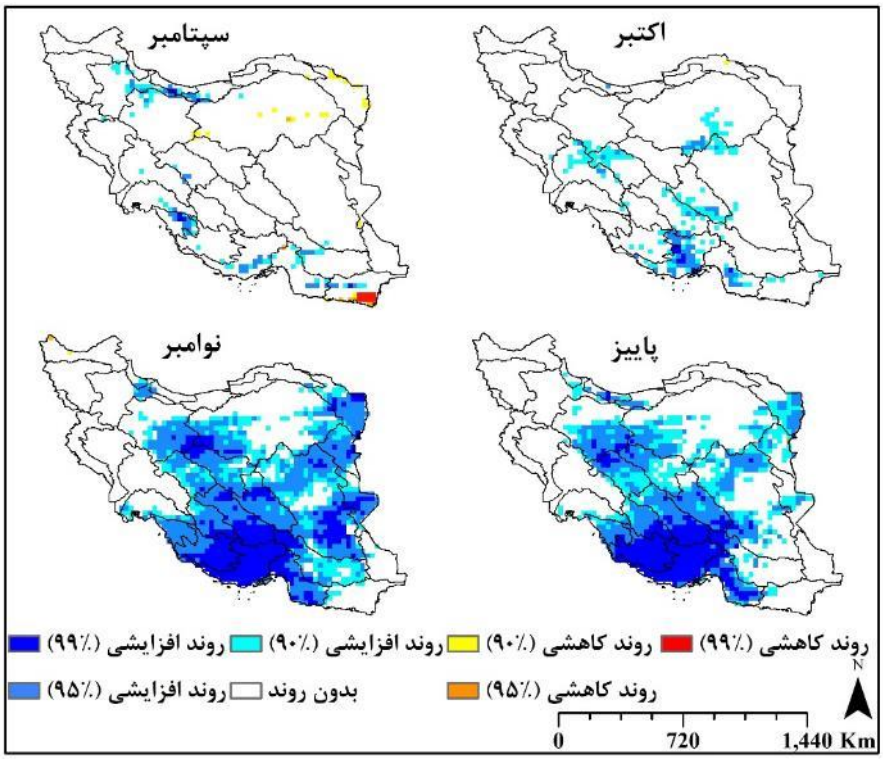

**شکل ۳. روند تغییرات بارش ماهانه (ژوئن، جولای و آگوست) و فصل تابستان (۲۰۱۹_۱۹۷۹)**

بارش بیشتر حوضه‌های آبریز در گستره ایران در فصل پاییز دارای روند افزایشی معنی‌داری بوده است. در ماه‌های این فصل روند افزیشی معنی‌داری در بارش مشاهده می‌شود. اما در ماه سپتامبر در جنوب‌شرق حوضه آبریز بلوچستان جنوبی و کویر مرکزی، قره‌قوم روند بارش کاهش معنی‌داری نشان داده است. در قسمت‌های خیلی کوچکی در نواحی جنوب، جنوب‌غرب در حوضه‌های هندیجان، کارون، حله، مند، گاوخونی، کل-مهران، بندرعباس، جازموریان و نواحی مرکزی و غرب حوضه سیستان جنوبی و همچنین نواحی در شمال کشور درحوضه‌های سفیدرود بزرگ، سفیدرود و هراز، تالش و دریاچه نمک مقدار بارش روند افزایشی داشته است. در ماه اکتبر در نواحی از مرکز و جنوب در حوضه‌های کویری سیاه‌کوه، گاوخونی، دریاچه نمک، ابرقو، کویر درانجیر به‌همراه حوضه‌های کارون بزرگ، کل-مهران، بلوچشتان جنوبی و بندرعباس روند افزایشی معنی‌دار در بارش مشاهده گردید در حالی‌که در دیگر نواحی روند معنی‌داری مشاهده نشده است. در ماه نوامبر روند تغییرات بارش در پهنه وسیعی از کشور افزایشی می‌باشد، کانون افزایش بارش‌ها در جنوب، جنوب‌غرب، شرق، نواحی مرکزی و همچنین جنوب غرب دریای خزر بوده است. روند تغییر بارش در بیش‌تر حوضه‌های اصلی کشور به استثنای حوضه‌های ارس، دریاچه ارومیه، کرخه، مرزی‌غرب ، هزار و قره‌سو و گرگانرود افزایشی بوده است (شکل ۴).



[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]

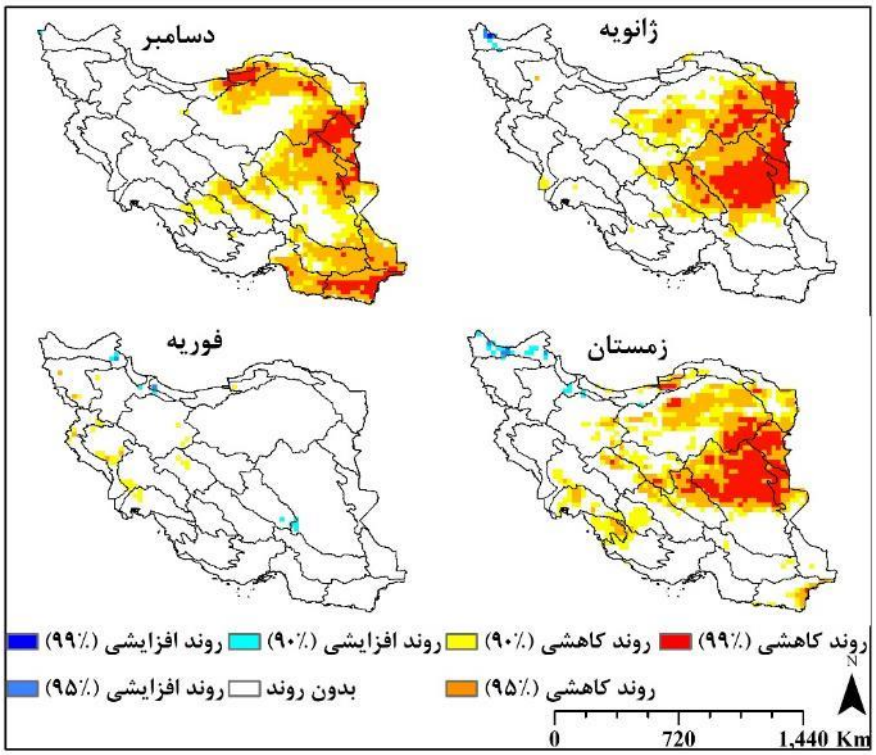



**شکل ۴. روند تغییرات بارش ماهانه (سپتامبر، اکتبر و نوامبر) و فصل پاییز ( ۲۰۱۹_۱۹۷۹)**

فصل زمستان پربارش‌ترین فصل در بیشتر نواحی ایران است. در این فصل، روند بارش در نواحی شرقی در حوضه‌های قره‌سو، قره‌قوم، کویری مرکزی، نمک‌زار خواف و هامون هیرمند، تا حدودی در حوضه‌های نواحی مرکزی کشور و جنوب-غرب کشور (حوضه‌های طشتک، حله، هندیجان و کارون بزرگ) و بر خلاف فصل پاییز کاهشی بوده است. در حوضه دریاچه ارومیه روند معنی‌داری مشاهده نشده است. روند افزایشی نیز فقط در قسمت‌های خیلی کوچکی در شمال‌غرب ایران (حوضه ارس) ثبت شده است. در ماه‌های این فصل روند کاهشی معنی‌داری در بارش مشاهده می‌شود. در ماه دسامبر، شمال، شرق و شمال‌شرق (حوضه‌های هراز، گرگانرود، اترک، کویری مرکزی، قره‌قوم، نمک‌زار خواف، هامون هیرمند و کویر لوت)، جنوب شرق (حوضه‌های هامون مشکیل، هامون جازموریان، بلوچستان جنوبی و بندرعباس) و قسمت‌های در نواحی مرکزی ایران (حوضه‌های کویر درانجیر، ابرقو و طشک) بارش دارای روند کاهشی معنی‌دار بوده است. در دیگر نواحی کشور روند معنی‌داری وجود نداشته است. در ماه ژانویه بارش نواحی شرق در حوضه‌های قره‌قوم، نمک‌زار خواف، کویری مرکزی، کویر لوت و هامون هیرمند و نواحی مرکزی ایران در حوضه‌های کویر درانجیر، کویر سیاه‌کوه و ابرقو روند کاهشی و فقط نواحی کوچکی در شمال‌غرب کشور در حوضه ارس روند افزایشی نشان داده است. در ماه فوریه در بیش‌تر نواحی کشور روند معنی‌داری مشاهده نمی‌شود و فقط نواحی خیلی کوچکی در جنوب‌غرب، غرب و شمال‌غرب ایران روند کاهشی و در شمال و نواحی مرکزی روند افزایشی معنی‌داری مشاهده می‌دهد (شکل ۵).

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]



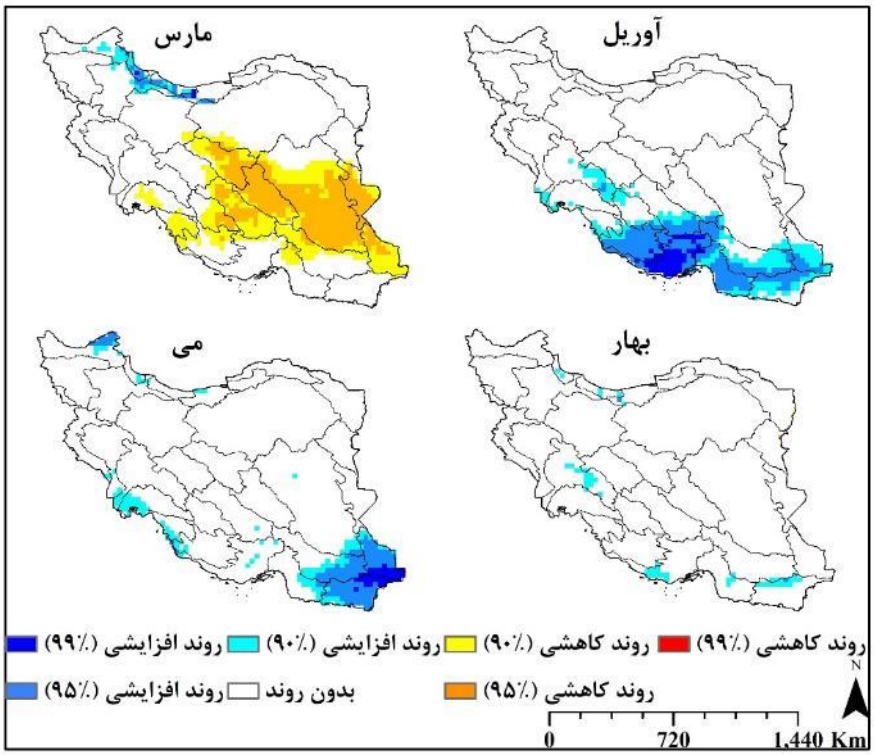

**شکل ۵. روند تغییرات بارش ماهانه (دسامبر، ژانویه و فوریه) و فصل زمستان (۲۰۱۹_۱۹۷۹)**

- **روند تغییرات آب‌قابل‌بارش (ماهانه و فصلی)**

در فصل بهار روند متغیر آب‌قابل‌بارش فقط در نواحی کوچکی در جنوب‌شرق، جنوب و جنوب غرب در حوضه‌های بلوچستان جنوبی، بندرعباس، هامون جازموریان، کل-مهران، کارون بزرگ و همچنین در شمال کشور درحوضه‌های تالش و سفیدرود بزرگ و هراز افزایش معنی‌دار داشته و در دیگر نواحی روند معنی‌داری مشاهده نشده است. روند این متغیر در ماه مارس در جنوب، جنوب‌شرق، نواحی مرکزی کشور در حوضه‌های هامون هیرمند، مشکیل، جازموریان، کویرلوت، بندرعبارس، کل-مهران، ابرقو، کویر سیاه‌کوه و درانجیر و پهنه‌های کوچکی در جنوب‌غرب کشور در حوضه‌های هندیجان، حله، مند و طشک کاهشی بوده است. اما در همین ماه در شمال و قسمت‌های از شمال‌غرب ایران در حوضه‌های ارس، تالش، سفیدرود بزرگ، سفیدرود و هرازو قره‌سو روند افزایشی در آب‌قابل‌بارش ثبت شده است. در ماه آوریل در جنوب، جنوب‌شرق و تا بخشی از جنوب‌غربی ایران شامل حوضه‌های هامون مشکیل، جازموریان، بلوچستان جنوبی، بندرعباس، کل-مهران، مند، حله، هندیجان، کارون بزرگ، کرخه، گاوخونی، طشک، ابرقو، کویر لوت، درانجیر آب‌قابل‌بارش روند افزایشی معنی‌داری داشته است. در ماه می در جنوب‌شرق و جنوب‌غرب ایران حوضه‌های هامون مشکیل، جازموریان، بلوچستان، بندرعباس، کرخه، کارون، حله و مند و کویر لوت، درانجیر، ابرقو و کل-مهران و نیز نواحی کمی در شمال‌غرب و شمال کشور در حوضه‌های آبریز ارس و تالش، هزار و سفیدرود روند آب‌قابل‌بارش افزایشی بوده است (شکل ۶).

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]

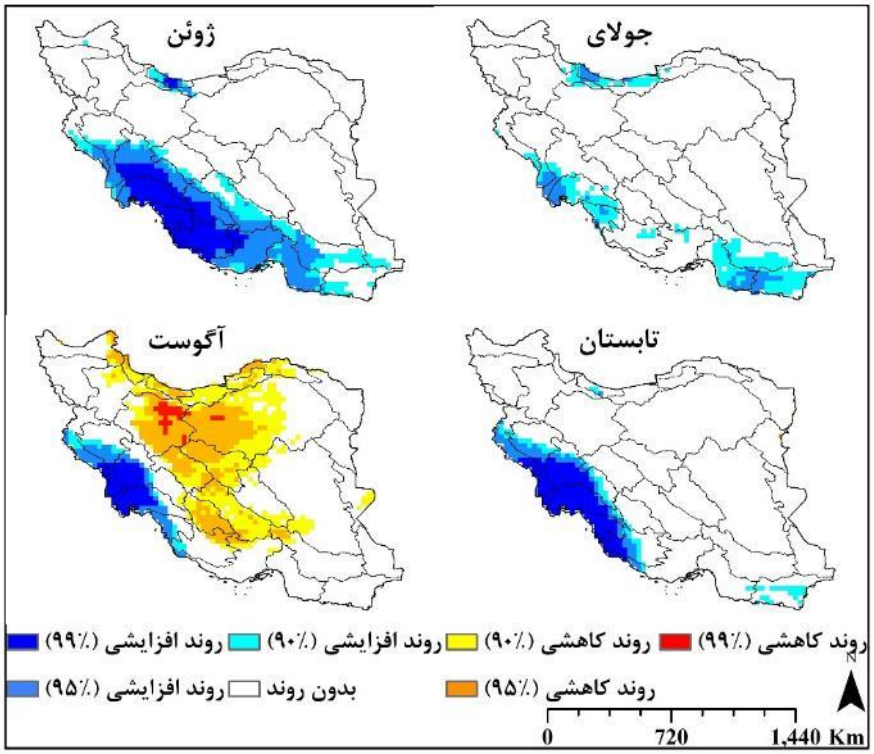



**شکل ۶. روند تغییرات آب‌قابل‌بارش ماهانه (مارس، آوریل و می) و فصل بهار (۲۰۱۹_۱۹۷۹)**

در فصل تابستان تغییرات با روند افزایشی معنی‌دار آب‌قابل‌بارش در جنوب‌غرب و تا حدودی جنوب و شمال کشور در حوضه‌های مرزی غرب، کرخه، کارون، هندیجان، حله، مند،کل-مهران، بلوچستان‌جنوبی و رودخانه‌های بین سفیدرود و هراز مشاهده گردید، در حالی‌که در دیگر نواحی ایران روند معنی‌داری وجود نداشته است. در ماه ژوئن آب‌قابل‌بارش در جنوب‌غرب و شمال کشور در بیشتر نواحی حوضه‌های خلیج فارس-دریای عمان و حاشیه‌ای از حوضه فلات مرکزی و نیز حوضه‌های سفیدرود بزرگ و قره‌سو روند افزایشی معنی‌دار داشته است. در ماه جولای نیز در شمال، جنوب‌غرب و جنوب‌شرق کشور حوضه‌های تالش، سفیدرود بزرگ، هراز، قره‌سو، مرزی غرب، کرخه، کارون، حله، مند، کل-مهران، بندرعباس، بلوچستان‌جنوبی و هامون جازموریان روند افزایشی در آن مشاهده شده و در دیگر نواحی روند معنی‌داری وجود نداشته است. همچنین در ماه آگوست در جنوب‌غرب کشور (حوضه‌های مرزی غرب، کرخه، کارون، هندیجان، حله و مند) روند افزایشی معنی‌دار ولی درمقابل در شمال و مرکز کشور (حوضه‌های ارس تالش، سفیدرود بزرگ، هراز، قره‌سو و گرگان‌رود و اترک، دریاچه نمک، گاوخونی، طشک، ابرقو، کویری مرکزی، سیاه‌کوه، درانجیر و کل-مهران) روند کاهشی ثبت شده است (شکل ۷).

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]

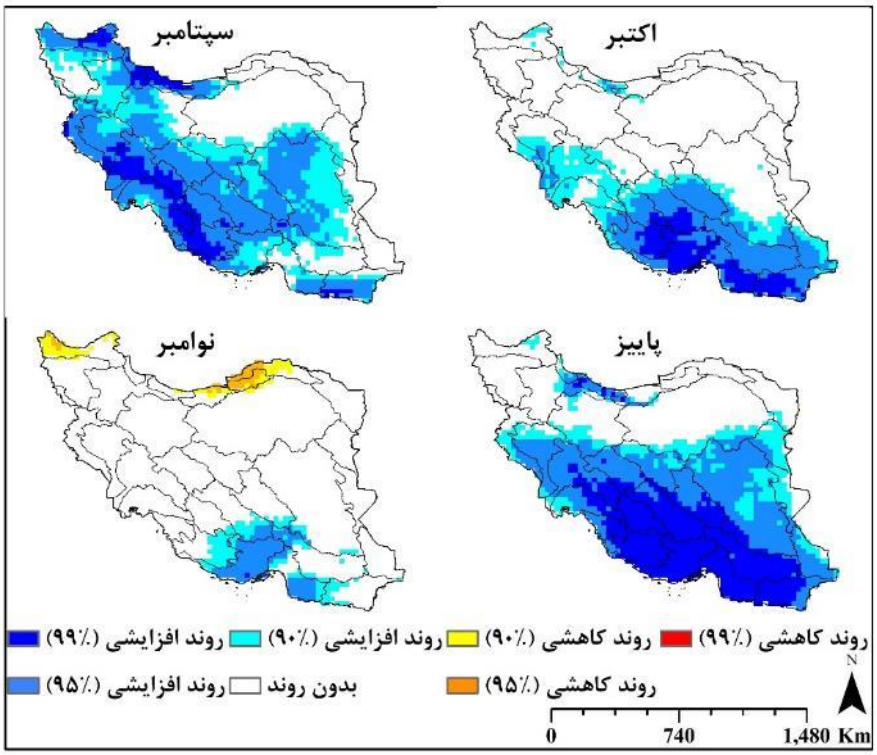



**شکل ۷. روند تغییرات آب‌قابل‌بارش ماهانه (ژوئن، جولای و آگوست) و فصل تابستان (۲۰۱۹_۱۹۷۹)**

در فصل پاییز آب‌قابل‌بارش در بیشتر پهنه‌ی کشور (اکثر حوضه‌های آبریز به استثنای حوضه‌های دریاچه ارومیه، قره‌سو، گرگان‌رود) دارای روند افزایشی معنی‌داری بوده است. در ماه سپتامبر نیز مانند فصل پاییز در پهنه‌ی بزرگی از کشور (در تمام حوضه‌ها به استثنای اترک، قره‌قوم و هامون مشکیل) روند این متغیر افزایشی بوده است. در ماه اکتبر در جنوب و شمال ایران در حوضه‌های هامون مشکیل، جازموریان، بلوچستان‌جنوبی، بندرعباس، کل-مهران، مند و ابرقو و نیز در جنوب‌غرب و نواحی مرکزی در حوضه‌های مرزی غرب، کرخه، کارون، هندیجان، حله،مند، گاوخونی، طشک، درانجیر، سیاه‌کوه و همچنین در نواحی شمال کشور حوضه‌های ارس، تالش، سفیدرود بزرگ، گرگان‌رود روند متغیر مذکور افزایشی بوده است. اما در ماه نوامبر در شمال و جنوب، نواحی با روند تغییرات تضاد دیده می‌شود، جنوب کشور (حوضه‌های مند، کل-مهران، بندرعباس، بلوچستان، طشک، ابرقو، هامون جازموریان، کویر لوت و درانجیر) دارای روند افزایشی و نواحی از شمال‌شرق و شمال‌غرب کشور (حوضه‌های ارس، هزار و قره‌سو، گرگان‌رود و اترک) دارای روند کاهشی و دیگر نواحی فاقد روند معنی‌دار بوده‌اند (شکل ۸).

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]

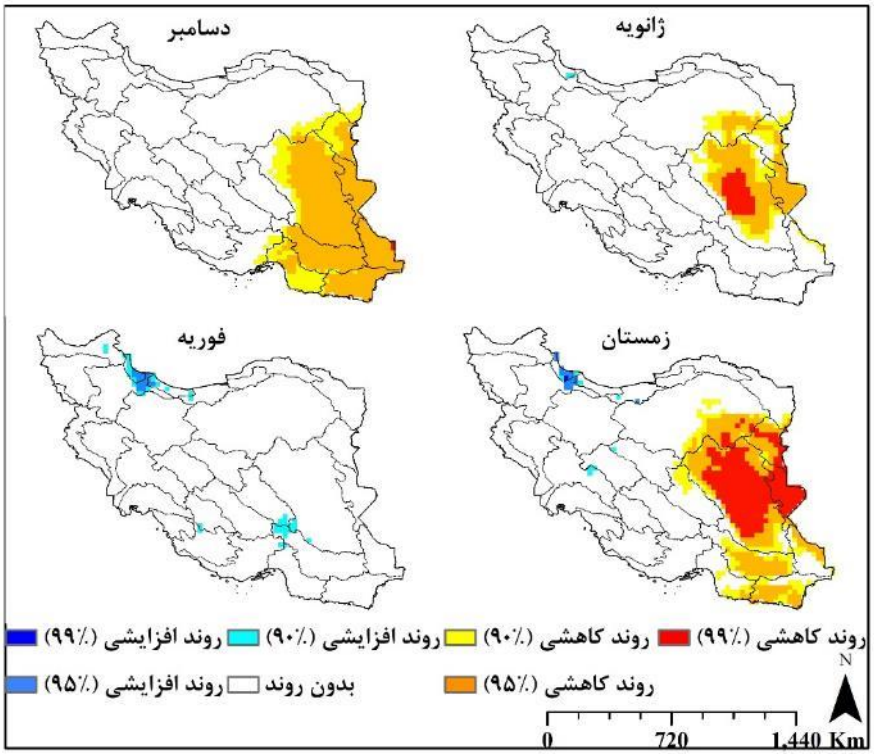



**شکل۸. روند تغییرات آب‌قابل‌بارش ماهانه (سپتامبر، اکتبر و نوامبر) و فصل پاییز (۲۰۱۹_۱۹۷۹)**

در فصل زمستان برخلاف فصل پاییز آب‌قابل‌بارش در نواحی جنوب‌شرق و شرق ایران (حوضه‌های بندرعباس، بلوچستان، هامون جازموریان و مشکیل، هیرمند، کویر لوت، ، نمک‌زار خواف و بخش کوچکی از کویر مرکزی و کویر درانجیر) روند کاهشی و در نواحی کوچکی در شمال و جنوب‌غرب ایران (حوضه‌های تالش، سفیدرود بزرگ، سفیدرود و هزار، کارون بزرگ و گاوخونی) روند افزایشی معنی‌داری مشاهده شده است. در ماه دسامبر این متغیر در جنوب‌شرق و شرق کشور (حوضه‌های قره‌قوم، کویر مرکزی، لوت، نمک‌زارخواف، هامون هیرمند، مشکیل و جازموریان، بلوچستان، بندرعباس و کل-مهران) دارای روند کاهشی و در دیگر نواحی ایران بدون روند بوده است. در ماه ژانویه در شرق کشور در حوضه‌های کویر مرکزی، لوت، هامون هیرمند و مشکیل روند کاهشی معنی‌داری مشاهده شده، در حالی‌که در شمال کشور در حوضه تالش روند افزایشی معنی‌دار ثبت شده است. اما در ماه فوریه فقط جنوب‌غرب دریای خزر در حوضه‌های تالش، سفیدرود بزرگ و هراز و ارس و همچنین نواحی خیلی کوچکی در جنوب کشور در حوضه‌های هامون جازموریان، کویر درانجیر، لوت، مند، طشک و بختگان آب‌قابل‌بارش دارای روند افزایشی بوده است (شکل ۹).

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

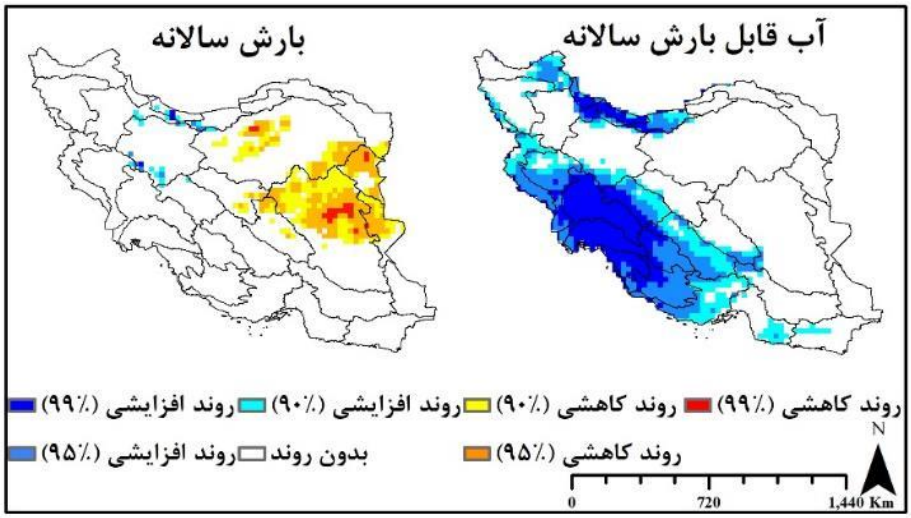
[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]




**شکل ۹. روند تغییرات آب‌قابل‌بارش ماهانه (دسامبر، ژانویه و فوریه) و فصل زمستان (۲۰۱۹_۱۹۷۹)**

- **روند تغییرات بارش و آب‌قابل‌بارش سالانه**

روند تغییر بارش سالانه در طی ۴۱ سال اخیر در شرق ایران در حوضه‌های قره‌قوم، کویرلوت، مرکزی و درانجیر، نمک‌زار خواف و هامون هیرمند کاهشی بوده و تنها در قسمتی از شمال کشور در حوضه‌های قره‌سو، سفیدرود و در دریاچه نمک، کرخه، کارون و گاوخونی افزایشی بوده است، در حالی‌که روند تغییر آب‌قابل‌بارش طی این سال‌ها در حوضه‌های واقع در جنوب، جنوب‌غرب، غرب و شمال‌غرب ایران و همچنین نواحی در شمال در حوضه‌های تالش، سفیدرود بزرگ، هزار، گرگان‌رود افزایشی بوده است (شکل ۱۰).




**شکل ۱۰. روند تغییرات بارش و آب‌قابل‌بارش سالانه ایران (۲۰۱۹_۱۹۷۹)**



[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

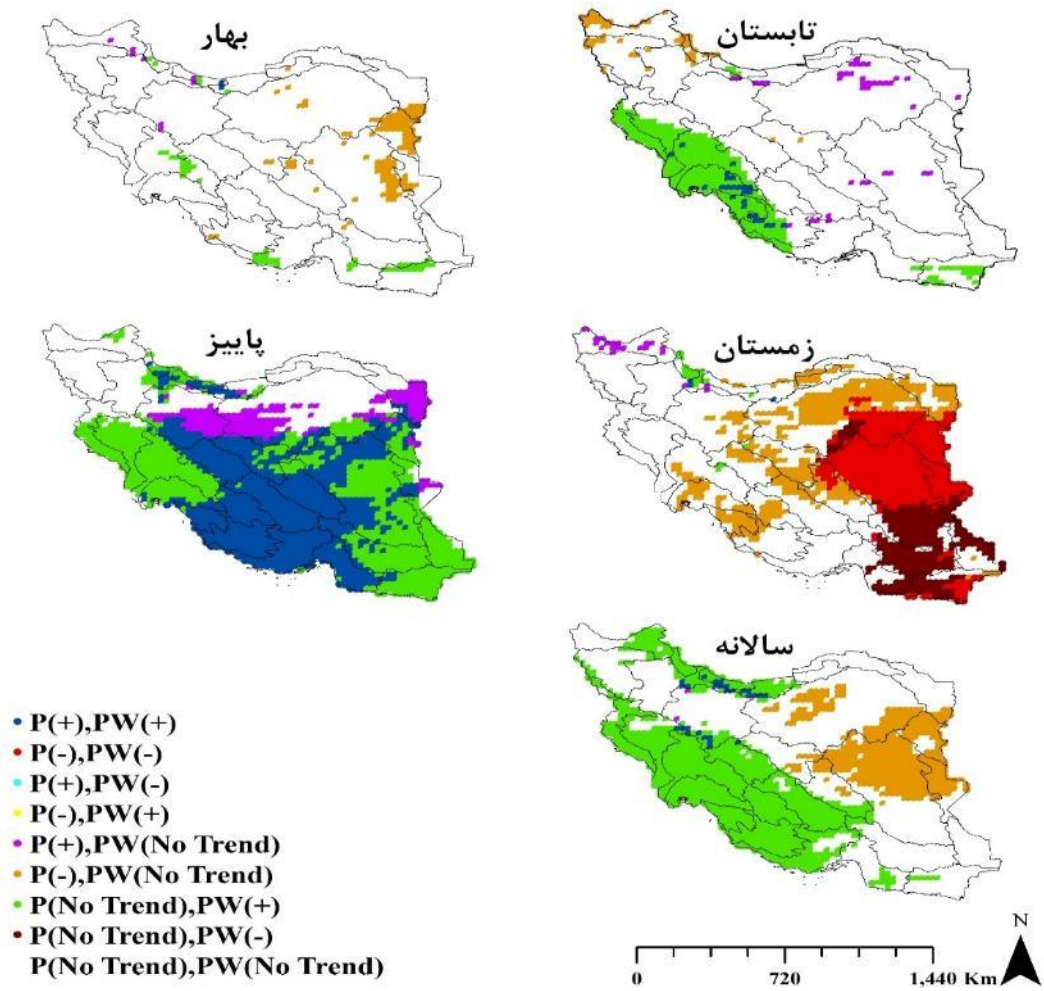
[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]

متوسط بارندگی ایران حدود یک سوم بارندگی جهان است. توزیع آن هم چه از نظر مکانی و چه از نظر زمانی، مناسب نبوده، به طوری‌که تفاوت‌های مکانی بارش در کشور بسیار زیاد می‌باشد (کریمی و همکاران، ۱۳۹۸)، لذا منابع آب ایران که به بارش وابستگی بالایی دارد با محدودیت روبه‌رو است. این تغییرپذیری بارش نتیجه تغییرات عوامل شکل دهنده آن می‌باشد. یکی از مهم‌ترین عامل‌ها در رخداد بارش رطوبت جو می‌باشد. برای نزول بارش نه تنها وجود رطوبت در جو لازم است، بلکه مکانیزمی برای سرد شدن تا رسیدن به فشار بخار اشباع و شروع فرآیندهای تشکیل ابر و رشد قطرات آب (باران) نیز ضروری است. تأمین رطوبت بارش‌های ایران وابسته به الگوهای فضایی-زمانی شار رطوبت که خود وابسته به الگوهای گردش جو هستند، می باشد (کریمی و فرج زاده اصل،۱۳۹۰). از آن‌جا که کشور ایران به علت موقعیت جغرافیایی خاص خود در معرض تغییرات ناشی از رطوبت و دما قرار دارد، می‌توان با ردیابی تغییرات محتوای رطوبتی جو (آب‌قابل‌بارش)، دما و بارش را نیز مطالعه کرد (عساکره و دوستکامیان، ۱۳۹۳) و با این بررسی پتانسیل‌های منابع آبی کشور را شناسایی کرد.

نتایج پژوهش حاضر حاکی از این است که در فصل پاییز نواحی جنوب و قسمت‌های از نواحی مرکزی، شرقی و شمال ایران هر دو متغیر(بارش و آب‌قابل‌بارش) روند افزایشی داشته است (شکل ۱۱). همچنین در فصل تابستان و پاییز متغیر آب‌قابل‌بارش در جنوب‌غرب و غرب به دلیل برخوردار بودن از منبع تغذیه عظیم رطوبت آب‌های اطراف کشور، دریاهای شمال غربی اقیانوس هند (دریای عمان، عرب، سرخ و خلیج فارس) (کریمی، ۱۳۸۶؛ فرجزاده و کریمی، ۱۳۹۰) و دریای خزر (دوستکامیان و همکاران، ۱۳۹۷) دارای آب‌قابل‌بارش بالا بوده است؛ که با نتایج پژوهش عساکره و دوستکامیان (۱۳۹۵) و دهقانی و همکاران (۱۳۹۷) مطابقت دارد. به نظر می‌رسد افزایش آب‌قابل‌بارش در منطقه، در پاسخ به گرمایش جهانی باشد که یکی از نتایج آن بالا رفتن ظرفیت رطوبت‌پذیری جو منطقه بوده است، بنابراین این افزایش، لزوماً به معنی افزایش بارش یا پتانسیل بارش‌زایی در منطقه نمی‌باشد؛ زیرا آب‌قابل‌بارش با افزایش ظرفیت رطوبتی هوا نیز در پی افزایش دما بالا رفته است و بنابراین فاصله تا اشباع علی‌رغم افزایش آب‌قابل‌بارش، تغییری نکرده است. بنابراین نمی‌توان انتظار داشت که با افزایش آن، بارش منطقه نیز افزایش پیدا کند به طوری که در روند سالانه با وجود افزایش آب‌قابل‌بارش ولی در روند بارش هیچ تغییراتی مشاهده نشده است. همچنین مشخص شده که عدم تأمین بارش کافی، به ویژه در فصل زمستان و بهار، به دلیل عدم رطوبت کافی جوّ در سراسر کشور نیست. از طرف دیگر در فصول گرم سال آب‌قابل‌بارش افزایش یافته که به علت بالا بودن دمای منطقه، کمبود اشباع و شرایط پایدار جو است که شرایط خشکی را فراهم می‌کند. چرا که مقادیر رطوبت ورودی به ایران در فصل گرم سال، نسبت به فصول سرد افزایش داشته است (کریمی و همکاران، ۱۳۹۷). همچنین در پژوهش اردکانی و همکاران (۱۳۸۴) مقدار آب‌قابل‌بارش در ماه‌های جولای و آگوست بیشتر از ماه‌های سرد سال است. طبق نتیجه تحقیقات عساکره و همکاران (۱۳۹۷) آب‌قابل‌بارش در نواحی سواحلی کشور به دلیل همجواری با خلیج فارس، دریای عمان (دهقانی و همکاران، ۱۳۹۷) و دریای خزر روند افزایشی و در نواحی مرکزی روند کاهشی داشته که با نتایج پژوهش مطابقت دارد. به‌طوری‌که در فصل زمستان نیمه شرقی کشور هر دو متغیر روند کاهشی داشته‌اند. به طور کلی، پُرارتفاع عربستان در فصول سرد، با ایجاد جریان‌های جنوب-جنوب‌غربی، تأثیر فراوانی در رطوبت و بارش ایران دارد (کریمی و همکاران، ۱۳۹۵). از طرف دیگر، با توجه به این که بارش‌های اکثر نواحی ایران در ماه‌های سرد سال ریزش می‌کند و نتایج پژوهش گویای کاهش روند بارش در فصل زمستان به صورت کمانی از جنوب‌غرب تا شمال‌شرق کشور می‌باشد، می توان گفت میانگین بارش کشور رو به کاهش بوده است (شکل ۱۱).

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]




**شکل ۱۱. روند تغییرات بارش و آب‌قابل‌بارش فصلی و سالانه ایران (۲۰۱۹-۱۹۷۹)**

وجود روند کاهشی بارش در پهنه کشور ایران در مطالعات مختلفی نظیر کوثری و همکاران (۲۰۱۳) و خلیلی و همکاران (۱۳۸۳) نیز تأیید شده است. از طرفی طبری و حسین‌زاده (۲۰۱۱)، صبوحی و همکاران (۲۰۱۲)، کوثری و همکاران (۲۰۱۳) و Zarenistanak و همکاران (۲۰۱۴) نشان دادند که روند افزایشی دما در پهنه ایران به ویژه در ماه‌های سرد سال وجود دارد و از این رو می‌توان تغییرات دمایی را به عنوان یکی از دلایل کاهش بارش در ایران دانست، چرا که افزایش دما ظرفیت جو برای پذیرش و نگهداری رطوبت را افزایش داده و در مقابل احتمالا موجب شده است تا فاصله بین دمای هوا و دمای نقطه شنبم تغییر نکرده و یا افزایش یابد. به عبارت دیگر، وجود روند افزایشی دما باعث افزایش رطوبت جو (بیات، ۱۳۹۸ و عساکره، ۱۳۹۳) شده ولی این‌امر برای رخداد بارش کافی نبوده است.

## نتیجه‌گیری

ایران به لحاظ اقلیمی کشوری خشک و نیمه خشک، با بارش کم محسوب می‌شود. وضعیت بحرانی آب، ذخایر آبی کشور را روز به روز کاهش می‌دهد که می‌تواند مشکلات عمده‌ای را در بخش‌های کشاورزی، شرب و صنعت موجب شود. به طور حتم اطلاع دقیق و کارشناسانه از مقولهٔ آب، به درک بهتر آن و در نتیجه برنامه‌ریزی صحیح جهت مقابله با بحران آب منجر می‌شود. به دلیل گسترده بودن بخش آب و اثر آن بر سایر بخش‌های زیربنایی، اقتصادی و تولیدی کشور، بررسی پارامترهای اثرگذار و همچنین شناخت روندهای موجود در این بخش، امری مهم و ضروری می‌باشد. تحلیل فضایی روند تغییرات مولفه‌های جوی



[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]
[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]

چرخه آب (بارش و آب‌قابل‌بارش) در حوضه‌های آبریز ایران نشان داد که افزایش آب‌قابل‌بارش در سواحل دریای خزر و خلیج فارس و همچنین غرب و جنوب کشور می‌تواند باعث افزایش رخدادهای حدی بارش شود. بدین معنی که با افزایش آب‌قابل‌بارش در مناطق نام‌برده در صورتی که مکانسیم صعود و ناپایداری فعال گردد، به دلیل بالا بودن رطوبت (آب‌قابل‌بارش) در این مناطق، پتانسیل رخداد بارش‌های رگباری شدیدتر و سنگین‌تر افزایش می‌یابد. در نهایت می‌توان بیان نمود که ویژگی‌ها و خصوصیات اقلیمی کشور که دارای تغییرات سالانه بارش در دوره‌های مختلف می‌باشد، و در سال‌های اخیر این تغییرات به صورت بی‌نظمی-های جوّی و کمبود ریزش بروز نموده، زمینه را برای بروز خشکسالی‌های شدید و کمبود آب در بخش‌های مختلف منابع آب کشور فراهم کرده است. لذا بایستی تغییرپذیری بارش و عامل شکل‌دهنده آن از جمله رطوبت به عنوان یکی از عوامل تعیین کننده میزان آب قابل استحصال مورد توجه جدی قرارگیرد.

## منابع


اردکانی، حسین؛ محمد مرادی، هوشنگ قائمی. ۱۳۸۴. تخمین بارش به وسیله سرعت قائم و آب بارش‌شو. *تحقیقات جغرافیایی*، **۷۸**: ۵۰-۶۵.

بیات، علی؛ و سعید مشهدی‌زاده ملکی. ۱۳۹۸. تحلیل همبستگی مکانی و زمانی بین بخارآب‌قابل‌بارش سنجنده AIRS و داده‌های ۲۹ ایستگاه سینوپتیک ایران. تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، **۵۳**: ۳۲-۱۹.

پورباقری، سید مهدی؛ قاسم عسکری، حسین مومن‌زاده، منزل، پاول. ۱۳۸۸. محاسبه آب‌قابل‌بارش رادیو ساوند را با استفاده از دادههای ماهواره مادیس در جو گرگانرود. *تحقیقات علوم آب*، **۱**: ۴۹-۵۵.

خلیلی، علی؛ جواد بذرافشان. ۱۳۸۳. تحلیل روند تغییرات بارندگی‌های سالانه، فصلی و ماهانه پنج ایستگاه قدیمی ایران در یکصد و شانزده سال گذشته. *بیابان*. **۱**: ۲۵-۳۴.

دفتر مطالعات پایه منابع آب شرکت مدیریت منابع آب ایران

دوستکامیان، مهدی؛ مسعود جلالی، اله مراد طاهریان‌زاده. ۱۳۹۷. واکاوی شار همگرایی رطوبت و آب‌قابل‌بارش جوّ بارش‌های بهارۀ ایران. *جغرافیا و مخاطرات محیطی*، **۲۵**: ۱۵۲-۱۳۱.

دهقانی، طیبه؛ محمد سلیقه، و بهلول علیجانی. ۱۳۹۷. اثر تغییراقلیم بر میزان آب‌قابل‌بارش در سواحل شمالی خلیج فارس. *تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی*، **۴۹**: صص ۷۵-۹۱.

شریعت مداری، زهرا. ۱۳۹۱. هواشناسی عمومی، انتشارات پارسیا، چاپ اول.

شیروانی، امین؛ و حسن نوروزی. ۱۳۹۸. ارزیابی بخارآب‌قابل‌بارش داده‌های ERA-Interim و NCEP-NCAR با رادیوسوند برای ایستگاه شیراز. *هواشناسی کشاورزی*، **۱**: ۲۱-۱۳.

صادقی حسینی، سید علیرضا؛ و سیده آمنه سجادی. ۱۳۸۵. بررسی آب‌قابل‌بارش و تعیین آستانه باروسازی ابر توسط نمودارهای ترمودینامیکی و سنجنده مدیس در غرب ایران. *فصل‌نامه جغرافیایی سرزمین*، سال سوم، **۱۲**: ۹۶-۱۰۹.

صادقی حسینی، علیرضا؛ حجام، پوریا تفنگ‌ساز. ۱۳۸۴. ارتباط آب‌قابل‌بارش ابر و بارندگی دیدبانی شده در منطقه تهران، *فیزیک زمین و فضا*، **۱۳**: ۲۱-۱۳.

عساکره، حسین و مهدی دوستکامیان. ۱۳۹۳. تغییرات زمانی و مکانی آب‌قابل‌بارش در جو ایران زمین. *تحقیقات منابع آب ایران*، **۱**: ۸۶-۷۲.

عساکره، حسین؛ و مهدی دوستکامیان. ۱۳۹۴. بررسی نقش عوامل مکانی بر توزیع-پراکندگی بیشینه‌های آب‌قابل‌بارش جو ایران. *تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی*، **۳۶**: ۷-۲۴.

عساکره، حسین؛ و مهدی دوستکامیان. ۱۳۹۵. ناحیه‌بندی اقلیمی آب‌قابل‌بارش جوّ ایران زمین. *جغرافیا و برنامه‌ریزی*، **۵۸**: ۲۰۲-۱۸۱.


[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]

عساکره، حسین؛ و مهدی دوستکامیان، هوشنگ قائمی. ۱۳۹۳. تحلیل تغییرات ناهنجاری‌ها و چرخه‌های آب‌قابل‌بارش جوّ ایران. *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، **۴**: ۴۴۴ -۴۳۵.

علیزاده، امین. ۱۳۷۹. *اصول هیدرولوژی کاربردی*. چاپ ۱۲. آستان قدس دانشگاه امام رضا (ع).

علیزاده، امین. ۱۳۹۰. *اصول هیدرولوژی کاربردی*. چاپ ۳۱. انتشارات دانشگاه فردوسی.

فرجزاده، منوچهر؛ مصطفی کریمی. ۱۳۹۰. شار رطوبت و الگوهای فضایی-زمانی منابع تأمین رطوبت بارش‌های ایران. *نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی*، **۲۲**: ۲۲-۳۸.

کریمی، مصطفی. ۱۳۸۶. تحلیل منابع رطوبت بارش‌های ایران. پایان‌نامه دکتری. استاد راهنما: دکتر منوچهر فرجزاده. دانشگاه تربیت مدرس. دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا.

کریمی، مصطفی؛ خوش‌اخلاق، فرامرز؛ بازگیر، سعید؛ جعفری، مهناز. ۱۳۹۵. نقش تغییرات رطوبت انتقال‌یافته در رخداد خشک‌سالی و ترسالی ایران. *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، **۴۸**: ۵۶۹-۵۸۷.

کریمی، مصطفی؛ فرامرز خوش‌اخلاق، علی‌اکبر شمسی‌پور، فهیمه نوروزی. ۱۳۹۸. الگوهای گردشی پرارتفاع جنب‌حاره‌ای عربستان در تراز میانی و ارتباط آن با بارش ایران. *جغرافیا و برنامه‌ریزی*، **۶۹**: ۲۵۵-۲۳۳.

کریمی، مصطفی؛ مهناز جعفری، فرامرز خوش‌اخلاق، و سعید بازگیر. ۱۳۹۷. تغییرات رطوبت ورودی به جو ایران و ارتباط آن با دوره‌های مرطوب و خشک فصلی. *تحقیقات کاربردی*، **۵۱**: ۱۳۱-۱۱۵.

کریمی، مصطفی؛ و عادل نبی‌زاده. ۱۳۹۷. ارزیابی اثرات تغییراقلیم بر پارمترهای حوضه آبریز دریاچه ارومیه طی سال‌های ۲۰۴۰-۲۰۱۱ با استفاده از مدل WG- Lars. *جغرافیا و برنامه‌ریزی*، **۶۵**: ۲۸۵-۲۶۷.

کریمی، مصطفی؛ و منوچهر فرجزاده. ۱۳۹۰. شار رطوبت و الگوهای فضایی-زمانی منابع تأمین رطوبت بارش‌های ایران. *تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی*، **۲۲**: ۱۲۷-۱۰۹.

مباشری، محمدرضا. ۱۳۷۹. *آشنائی با فیزیک هوا*. چاپ اول. انتشارات آستان قدس رضوی. شرکت به نشر.

مباشری، محمدرضا؛ سیدمهدی پورباقری کردی، منوچهر فرجزاده، و علی ضادقی نائینی. ۱۳۸۷. برآورد آب‌قابل‌بارش کلی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای MODIS و داده‌های رادیوساوند، *پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی*.

مباشری، محمدرضا؛ سیدمهدی پورباقری، کردی، منوچهر فرجزاده، و علی صادقی نائیینی. ۱۳۸۹. برآورد آب‌قابل‌بارش کلی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های رادیوساوند: ناحیه تهران، *فصلنامه مدرس علوم انسانی*، **۱**: ۱۰۷-۱۶.

محمدی، بختیار. ۱۳۹۰. تحلیل روند بارش سالانه ایران. جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی. *پژوهشی علوم انسانی دانشگاه اصفهان*، **۲۲** : ۹۵- ۱۰۶.

محمدیها، امیر؛ محمدحسین معماریان، مجید آزادی، محمد رحانی‌پروری. ۱۳۹۳. بررسی پیش‌بینی‌های مدل WRF برای آب بارش‌شو و ارتباط آن با برآورد بارش به کمک داده‌های رادار تهران. *ژئوفیزیک ایران*، **۳**: ۱-۱۳.

مرادی، محمّد. ۱۳۸۴. محاسبه آب بارش‌شو، میانگین دمای جو و شکست اتمسفری با داده‌های کاوشگر. *پژوهش‌های جغرافیایی*، **۵۱**: ۹۳- ۸۵.

مریخ‌پور، محمدحسین؛ و مجید رحیم‌زادگان. ۱۳۹۷. ارزیابی و مقایسه کارایی الگوریتم بخارآب‌قابل‌بارش جو MODIS و AMSR۲ در سطح خشکی در نیمه غربی ایران. *تحقیقات منابع آب ایران*. **۵**، ۳۳۸-۳۲۷.

Adeyemi, B. ۲۰۰۹. Empirical modeling of layered integrated water vapor using surface mixing ratio in Nigeria. *J Appl Meteorol Climato*l, ٤٨: ٣٦٩-٨٠.

Alshawaf, F.; K. Balidakis, G. Dick, S. Heise, and J. Wickert. ۲۰۱۷. Estimating trends in atmospheric water vapour and temperature time series over Germany. Atmos. Meas. Tech. ۱۰: ۳۱۱۷–۳۱۳۲.

Bokoye, A.; A. Royer, N., O'Neill, *et al.* ۲۰۰۳. Multisensor analysis of integrated atmospheric water vapor over Canada and Alaska, *J Geophys Res D Atmospheres*, ۱۰۸(D۱۵.)



[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]

Bony, S.; and JP. Duvel. ۱۹۹٤. Influence of the vertical structure of the atmosphere on the seasonal variation of precipitable water and greenhouse effect. *J Geophys Res D Atmospheres*, ۹۹: ۱۲۹٦۳-۸۰.

Bruges, J.; Clonal, R. O.; Green, J. S.; Margolis, R. G; Holm and G.; Toon. ۱۹۹۹. Water vapor column abundance retrievals during FIFE. *J. Geophysics*, Res. ۹۷:۱۸۷۵۹ – ۱۸۷٦۸.

Chaboureau, J.; A. Chédin, and NA. Scott. ۱۹۹۸. Remote sensing of the vertical distribution of atmospheric water vapor from the TOVS observations: Method and validation. Journal of Geophysical Research: *Atmosphere*s. Wiley Online Library ۱۰۳(D۸):۸۷٤۳-۸۷۵۲.

Dai, JAN A.; K.E. Trenberth .۲۰۰٤. The diurnal cycle and its depiction in the Community Climate System Model. *Journal of Climate*, ۵: ۹۳۰–۹۵۱.

Darand, M.; J. Amanollahi, and S. Zandkarimi. ۲۰۱۷. Evaluation of the performance of TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA) estimation over Iran. *Atmospheric Research*, ۱۹۰:۱۲۱-۱۲۷.

Dian, J. ۱۹۹۲. Annual cycles of tropospheric water vapor. *Journal of Geography Research*, ۹۷:۱۸۵- ۱۹۳.

Duan Z and W.G.M. Bastiaanssen. ۲۰۱۳. Estimating water volume variations in lakes and reservoirs from four operational satellite altimetry databases and satellite imagery data. *Remote Sensing of Environment*, ۱۳٤: ٤۰۳–٤۱٦.

Ernest raj, P C S Devers, S K shah, S M Sonbawen, K K Dancing. Pandithuri .۲۰۰۸. Temporal variations in sun photometer measured precipitation water in near IR band and comparison with model estimates at a tropical Indian station. *Atmospheric* .٤: ۳۱۷ – ۳۳۳.

Fallahe Ghalhari, GA. ۲۰۱۱. *Principles of Meteorology*. ۱ ed. ۱. Climatological Research, ۸۷۰.

Froidevaux, M; CW, Higgins, V. Simeonov, P. Ristori, E. Pardyjak, I. Serikov, R Calhoun, H. Van Den Bergh, and MB. Parlange. ۲۰۱۳. A Raman lidar to measure water vapor in the atmospheric boundary layer. *Advances in Water Resources*, ۵۱:۳٤۵-۳۵٦.

Gao, B.; and Y. Kaufman. ۲۰۰۳. Water vapor retrievals using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, Wiley Online Library ۱۰۸(D۱۳).

Ghajarnia, N.; A. Liaghat, and P. Daneshkar Arasteh. ۲۰۱۵. Comparison and evaluation of high resolution precipitation estimation products in Urmia Basin-Iran. *Atmospheric Research*, ۱۵۸–۱۵۹: ۵۰–٦۵.

Grant, WB. ۱۹۹۱. Differential absorption and Raman lidar for water vapor profile measurements: a review. Optical Engineering. International Society for Optics and Photonics, ۱:٤۰-٤۹.

Gutman, SI.; Susan RS, Benjamin SG, *et al.* ۲۰۰٤. Rapid retrieval and assimilation of ground based GPS precipitable water observations at the NOAA Forecast Systems Laboratory: Impact on weather forecasts. *J Meteorol Soc Japan Ser II*, ۸۲(۱B): ۳۵۱-٦۰.

Hadjimitsis, D. G.; and C. R. I. Clayton. ۲۰۰٤. An assessment of the effectiveness of atmospheric correction algorithms through the remote sensing of some reservoirs. *Remote sensing*, ۱۸: ۳۵٦۱-۳٦۷٤.

Hadjimitsis, Z.; I. Metrical, A., Gazing, Retails, N. Chrysoulakis, and Michael Ides, S. ۲۰۱۱. Estimation of spatiotemporal distribution of perceptible water using MODIS and AVHRR data: a case study for Cyprus. Adv. Geosci. ۳۰: ۲۳–۲۹.

Halthore, RN.; TF. Eck, BN. Holben, and BL. Markham .۱۹۹۷. Sun photometric measurements of atmospheric water vapor column abundance in the ۹٤۰nm band. Journal of Geophysical Research: *Atmospheres. Wiley Online Library*, ۱۰۲(D٤):٤۳٤۳-٤۳۵۲.

Hersbach, H.; D., Dee. ۲۰۱٦. ERA۵ reanalysis is in production. ECMWF Newsletter No. ۱٤۷, ۷.

Hutchings, J. ۱۹٦۱. Water-vapor transfer over the Australian Continent. J Meteorol, ۱۸(۵): ٦۱۵-۳٤.

Karalis, JD. ۱۹۷٤ Precipitable water and its relationship to surface dew point and vapor pressure in Athens. *J Appl Meteorol*, ۱۳(۷): ۷٦۰-٦.

Kendall, M.G. ۱۹۷۵. *Rank Correlation Methods*, ٤th Edition Charles Griffin, London. ٦ P.

King, MD.; W P. Menzel, Y J. Kaufman, D. Tanr e, B C. Gao, S. Platnick, S A. Ackerman, L A. Remer, R. Pincus, and PA. Hubanks. ۲۰۰۳. Cloud and aerosol properties, perceptible water, and profiles of temperature and water vapor from MODIS. IEEE Trans. Geosci. Remote Sense (٤۱): ٤٤۲–٤۵۸.

Kousari, MR.; H. Ahani, and R. Hendi-Zadeh. ۲۰۱۳. Temporal and spatial trend detection of maximum air temperature in Iran during ۱۹٦۰-۲۰۰۵.*Global and Planetary Change.* ۱۱۱:۹۷-۱۱۰.

Kristin, K.; G. Brin. ۲۰۰۸. Global positioning system GPS perceptible water in forecasting lightning at spaceport Canaveral. *Weather Forecasting*, ۲۳: ۲۱۹-۲۳۲.

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]

Mann, H. B. ۱۹٤٥, 'Nonparametric tests against trend', Econometrica۱۳, ۲٤٥–۲٥۹.

Manzato A, Morgan G. ۲۰۰۳. Evaluating the sounding instability with the Lifted Parcel Theory. Atmos Res; ٦۷: ٤٥٥-۷۳.

Marsden, D.; FP. Valero. ۲۰۰٤. Observation of water vapor greenhouse absorption over the Gulf of Mexico using aircraft and satellite data. *J Atmos Sci*, ٦: ۷٤٥-٥۳.

Merrikhpour, MH.; and M. Rahimzadegan. ۲۰۱۷a. Improving the algorithm of extracting regional total precipitable water vapor over land from MODIS images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, ۱۰: ٥۸۸۹-٥۸۹۸.

Merrikhpour, MH.; and M. Rahimzadegan. An introduction to an algorithm for extracting precipitable water vapor over land from AMSR۲ Images. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, ۹: ٥۸۸۹-٥۸۹۸.

Mobasheri, MR.; K SM. Poorbager, A M. Farajzadeh,and N A. Sadeghi. ۲۰۱۰. Total precipitable water (TPW) assessment using MODIS images radiosonde data (Case study: Tehran District). *Sci Res J Spat Plann*, ۱: ۱۰۷-۲٦.

Mosmann, A.; R. Castro, J. Fraile, Dessens, and J.L. Sa´nchez. ۲۰۰٤. Detection of statistically significant trends in the summer precipitation of mainland Spain. *Atmospheric Research*, ۷۰: ٤۳–٥۳.

Namaoui, H.; S. Kahlouche, A. Belbachir, R. Van Malderen, H. Brenot, E. Pottiaux, ۲۰۱۷. GPS water vapour and its comparison with radiosonde and ERA-Interim data in Algeria. *Atmos. Sci.* ٤۱: ٦۲۳–٦۳٤.

Niell, AE.; AJ. Coster, FS. Solheim, VB. Mendes, PC. Toor, RB. Langley and Upham CA. ۲۰۰۱. Comparison of measurements of atmospheric wet delay by radiosonde, water vapor radiometer, GPS, and VLBI. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, ٦:۸۳۰-۸٥۰.

Parameswaran, K.; and BVK, Murthy. ۱۹۹۰. Altitude profiles of tropospheric water vapor at low latitudes. *J Appl Meteorol*, ۳: ٦٦٥-۷۹.

Peixóto, JP.; AH. Oort, A. Street-Perrott, M. Beran, R. Ratcliffe. ۱۹۸۳. Variations in the global water budget. Dordrecht: *D Reidel Publishing Company*, p. ٥.

Pérez-Ramírez, D.; DN. Whiteman, A. Smirnov, H. Lyamani, BN. Holben, R. Pinker, M. Andrade, and L. Alados-Arboledas. ۲۰۱٤. Evaluation of AERONET precipitable water vapour versus microwave radiometry, GPS, radiosndes at ARM site. *Journal of Geophysical Reseachs*, ۱۱۹: ۹٥۹٦-۹٦۱۳.

Rousta, I.; M. Doostkamian, H. Ólafsson, H. Zhang, S.H. Vahedinejad, Md. O. Sarif, and E .R. M Ricardo Monroy Vargas. ۲۰۱۸. Analyzing the Fluctuations of Atmospheric Precipitable Water in Iran During Various Periods Based on the Retrieving Technique of NCEP/NCAR. *The Open Atmospheric Science Journal*, ۱۲: ٤۸-٥۷.

Saboohi, R.; S. Soltani, and M. khodagholi. ۲۰۱۲. Trend analysis of temperature parameters in Iran. Theatrical Applied Climatology. ۱۰۹:٥۲۹–٥٤۷.

Serrano, A.; V. L. Mateos, and J. A. Garcia. ۱۹۹۹. Trend analysis of monthly precipitation over the Iberian Peninsula for the period ۱۹۲۱-۱۹۹٥. *Phys. Chem. Earth* ۲٤, NO. ۱-۲: ۸٥-۹۰.

Sofroniou, A.; and S. Bishop, ۲۰۱٤. Water Scarcity in Cyprus: A Review and Call for Integrated Policy. *Water*, ٦: ۲۸۹۸-۲۹۲۸.

Stanley, K.; J. Andrews .۲۰۰٦. A Blended Satellite Total Perceptible Water Product for Operational Forecasting. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, ۲٤: ۷٤ – ۸۱.

Stout, GE.; EA. Mueller.۱۹٦۸. Survey of relationships between rainfall rate and radar reflectivity in the measurement of precipitation. *J Appl Meteorol*, ۳: ٤٦٥-۷۸.

Tabari, H.; and P. Hosseinzadeh-Talaee. ۲۰۱۱. Analysis trends in temperature data in arid and semi-arid regions of Iran. Atmospheric Research. ۷۹:۱-۱۰.

Wang, G.; X. Zhang, and S. Zhang. ۲۰۱۹. Performance of Three Reanalysis Precipitation Datasets over the Qinling-Daba Mountains, Eastern Fringe of Tibetan Plateau, China. *Advances in Meteorology*, ۲۰۱۹.

Whiteman, DN.; K. Rush, S. Rabenhorst, W. Welch, M. Cadirola, G. McIntire, F. Russo, M. Adam, D. Venable, and R. Connell. ۲۰۱۰. Airborne and ground-based measurements using a high-performance Raman lidar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, ۱۱:۱۷۸۱-۱۸۰۱.

World Water Assessment Programme (Nations Unies), the United Nations World Water Development Report ۲۰۱۸ (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, New York, United States).

Zarenistanak, M.; AG. Dhorde, and RH. Kripalani. ۲۰۱٤. Temperature analysis over southwest Iran: trends and projections. Theatrical Applied Climatology. ۱۱٦:۱۰۳-۱۱۷.



[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]

Zehang, J.; L Q. Shi chuch, Zhenghui, X. ۲۰۱۰. Evaluation of total perceptible water over East Asia from FY-۳A/VIRR infrared radiances. *Atmospheric and Oceanic Letters*, ۳: ۹۳ – ۹۹.

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28 ]

[ DOI: 10.52547/jsaeh.8.2.33 ]