

تحلیل تغییرات ناهنجاری‌ها و چرخه‌های آب قابل بارش جو ایران

حسین عساکره - دانشیار اقلیم‌شناسی دانشگاه زنجان، زنجان، ایران
مهدی دوستکامیان* - دانشجوی دکتری تغییرات آب‌وهوایی دانشگاه زنجان، زنجان، ایران
هوشنگ قائمی - استاد هواشناسی وابسته به پژوهشکده هواشناسی ایران، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۰۴/۳۱ تأیید نهایی: ۱۳۹۳/۰۶/۰۵

چکیده

هدف از این مطالعه بررسی ناهنجاری‌ها و چرخه‌های آب قابل بارش جو ایران زمین است. بدین منظور داده‌های فشار و نم ویژه طی دوره ۱۹۵۰-۲۰۱۰ از پایگاه داده‌های NCEP/NCAR وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده استخراج و تجزیه و تحلیل شد. برای انجام محاسبات از امکانات برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزار Grads و Matlab و نیز برای انجام عملیات ترسیم از نرم‌افزار Surfer بهره گرفته شد. نتایج بررسی ناهنجاری‌های آب قابل بارش جو ایران نشان داد که نواحی سواحل به دلیل هم‌جواری با منابع عظیم رطوبتی خلیج فارس، دریایی عمان و دریای خزر دارای ناهنجاری‌های مثبت و نواحی مرکزی، نواحی مرتفع و شمال‌غرب و شمال‌شرق کشور به دلیل دور بودن از منابع رطوبتی و متأثر بودن از ارتفاعات دارای ناهنجاری‌های منفی است. نتایج حاصل از تحلیل چرخه‌ها نشان می‌دهد که چرخه‌های کوتاه‌مدت دو تا پنج ساله بیشترین حاکمیت را در کشور داشتند. با وجود این، بیشترین چرخه‌های کوتاه‌مدت در نواحی جنوب‌شرق رخ داده است. بیشتر دانشمندان چرخه‌های دو و سه ساله را با ال‌نینو - نوسانات جنوبی و گردش عمومی جو و جریانات مداری مرتبط می‌دانند. همچنین، چرخه‌های دو تا پنج ساله را به رخداد ال‌نینو مربوط دانستند.

کلیدواژه‌ها: ایران، آب قابل بارش، تحلیل همسازها، ناهنجاری‌های آب قابل بارش.

مقدمه

آب قابل بارش بخش مهمی از چرخه آب در جو و متغیری مهم در مطالعات اقلیمی (هادجی‌میتسز و همکاران، ۲۰۱۱: ۲۳-۲۹) و عنصری مهم از فرایند چرخه رطوبت جو (دی‌جان و ترنبرد، ۱۹۹۲: ۱۸۵-۱۹۳) به‌ویژه ریزش جو به شمار می‌آید. از این‌رو، آب قابل بارش نمایه‌ای مناسب در بررسی تغییرات کوتاه و بلندمدت اقلیم در خور بررسی است. آگاهی از تغییرات درون دهه‌ای آب قابل بارش برای آگاهی از تغییرات اقلیمی منطقه‌ای و محلی ضروری است. شناسایی تغییرات درون دهه‌ای (دهه به دهه) آب قابل بارش به شناسایی نوسانات این عنصر اقلیمی به عنوان عامل تعیین‌کننده بارندگی منجر می‌شود و در نتیجه نقش مؤثری در برنامه‌ریزی‌های کلان مبتنی بر بارش داشته است. آب قابل بارش در مقیاس‌های زمانی مختلف نوسان دارد. برای مثال، در اواخر بعدازظهر تحت تأثیر تابش خورشید

افزایش می‌یابد. همچنین، تغییرات روزانه آن طی روزهای توأم با بارش بسیار محسوس است (کریستین و بریم، ۲۰۰۸: ۲۱۹-۲۳۱). برخی ناهنجاری‌های آب قابل بارش از رفتاری تصادفی و برخی الگویی خاص تبعیت می‌کند. برای مثال، ناهنجاری‌های مثبت عرض‌های میانه ناشی از جریان‌های اقیانوسی و تأثیرات پدیده انوسوست (تایگلی، ۲۰۱۲: ۷۷۷-۷۹۱). علاوه بر ناهنجاری‌های موجود در آب قابل بارش، چرخه‌هایی نیز در این عنصر اقلیمی قابل تشخیص است. چرخه آب قابل بارش راهنمایی در پیش‌بینی عددی آب‌وهوایی و مدل‌سازی آب‌وهوایی به شمار می‌آید (واسیک و همکاران، ۲۰۰۷: ۳۷۵۰-۳۷۶۶؛ سورکل و همکاران، ۲۰۱۰: ۳۰۸۴-۳۱۰۶). از این‌رو، شناخت این چرخه‌ها از ضرورت‌های بنیادی در اقلیم‌شناسی به شمار می‌آید (یانگ‌جی و اسلینگر، ۲۰۰۱: ۷۸۴-۸۰۱؛ لی‌می و همکاران، ۲۰۰۷: ۳۴۴-۳۶۶). بسیاری از دانشمندان چرخه‌های عناصر اقلیمی را ابتدا در رابطه با گردش‌های بزرگ‌مقیاس و کوچک‌مقیاس مطالعه کرده‌اند (چن و همکاران، ۱۹۹۶: ۲۲۳۳-۲۲۴۹؛ کولیر و بومن، ۲۰۰۴: ۲۰-۱؛ کنیول و تیزریا، ۲۰۰۴). یکی از مهم‌ترین روش‌ها در بیان رفتار و الگوی نوسانی عناصر اقلیمی، تحلیل همسازهاست (ماتیو روالت و همکاران، ۲۰۱۲: ۱-۸). تحلیل همسازها به طور وسیعی در رشته‌های مختلف از جمله اقلیم‌شناسی و هیدرولوژی کاربرد دارد (عساکره، ۱۳۸۸: ۳۳-۵۰؛ یان‌جو و لی، ۲۰۱۰: ۷۰-۸۰). از این تکنیک عمدتاً به منظور بررسی بارش در مقیاس منطقه‌ای و محلی (والاک، ۱۹۷۵: ۴۰۶-۴۱۹؛ تواردز، ۲۰۰۷: ۹۵۷-۹۶۸)، فصلی و سالانه (کاروالیو و همکاران، ۲۰۰۷: ۷۳۳-۷۳۳)، و قاره‌ای و دریایی (کرنز و همکاران، ۲۰۱۰: ۴۹۷-۵۱۶) استفاده شده است.

در تحقیق حاضر پس از بررسی توصیفی از آب قابل بارش بر روی ایران، با استفاده از روش‌های آماری ناهنجاری‌های بارش تحلیل خواهد شد و بر اساس روش تحلیل همسازها، چرخه‌های بارش آشکارسازی می‌شود.

مواد و روش‌ها

به‌منظور بررسی ناهنجاری‌ها و چرخه‌های آب قابل بارش سالانه ایران، داده‌های شبکه‌ای فشار و نم‌ویژه طی سال‌های ۱۹۵۰-۲۰۱۰ میلادی در محدوده ایران زمین (از ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی و از ۴۲/۵ تا ۶۵ درجه شرقی) از پایگاه داده‌های NCEP/NCAR وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده با تفکیک مکانی $2/5 \times 2/5$ درجه طول و عرض جغرافیایی استفاده شده است.

داده‌های شبکه‌ای مزبور در سه مرحله بازکوی شده‌اند (مسعودیان و همکاران، ۱۳۹۱: ۴-۵). مرحله اول، طی سال‌های ۱۹۴۰ تا ۱۹۵۷ میلادی و بر اساس ابزار سنجش محدودتر انجام شده است. مرحله دوم، مربوط به سال‌های ۱۹۵۸ تا ۱۹۷۸ میلادی است که طی آن سامانه‌های دیدبانی افزون بر مشاهدات سطح زمین، کشتی‌ها و گمانه‌زنی رادیویی به وسیله بال‌ها و هواپیماها و نیز از سامانه‌های راداری بهره‌مند شد. دوره سوم، ایجاد پایگاه داده‌های شبکه‌ای از مشاهدات سال ۱۹۷۹ میلادی تاکنون بوده است. در این مرحله ضمن تراک بیشینه مشاهدات زمینی، اندازه‌گیری متغیرهای جوی به وسیله ماهواره‌های پیشرفته نیز پشتیبانی شده است. لازم به ذکر است که به دلیل در دست نداشتن داده‌های ۱۹۴۷-۱۹۴۹ بررسی نقشه‌ها از سال ۱۹۵۰ میلادی شروع شده است. برای انجام محاسبات از امکانات برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزار Grads و Matlab و نیز برای انجام عملیات ترسیم از نرم‌افزار Surfer بهره گرفته شد.

برای محاسبه آب قابل بارش، از انتگرال وزنی رطوبت در راستای عمودی بین ترازهای ۱۰۰۰ تا ۲۷۵ هکتوپاسکال به شرح زیر بر داده‌های مزبور اعمال شد (مسعودیان و همکاران، ۱۳۹۱).

$$PW = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} x dp \quad \text{رابطه ۱}$$

در این فرمول g شتاب جاذبه زمین، x متغیر مورد نظر (در اینجا نمونه ویژه بر حسب گرم بر کیلوگرم) و p فشار است. به منظور برآورد ناهنجاری آب قابل بارش، ابتدا مرکز میانگین آب قابل بارش طی دوره‌های سه‌گانه بازکاوی محاسبه شد. مرکز میانگین در واقع، همان مرکز ثقل توزیع فضایی است که مختصات طولی و عرضی آن به صورت زیر تعریف می‌شود.

$$\bar{X}_c = \frac{\sum_{i=1}^n P_i X_i}{\sum_{i=1}^n P_i} \quad \text{رابطه ۲}$$

$$\bar{Y}_c = \frac{\sum_{i=1}^n P_i Y_i}{\sum_{i=1}^n P_i} \quad \text{رابطه ۳}$$

سپس، ناهنجاری آب قابل بارش براساس انحرافات آب قابل بارش برای هر دوره بازکاوی از متوسط کل محاسبه شد.

جهت استخراج چرخه‌ها از تکنیک تحلیل همسازها بهره گرفته شد. در تحلیل همسازها برآورد توزیع پراش در امتداد تمامی طول موج‌های سری زمانی برآورد می‌شود. در این تکنیک تک‌تک موج‌ها استخراج و سهم هر یک از موج‌ها در واریانس کل تعیین می‌شود. در نهایت، پس از استخراج واریانس، تک‌تک موج‌ها از لحاظ معناداری آماری بررسی می‌گردد. هر همساز گویای یک رفتار تناوبی در یک سری زمانی است. از این‌رو، هر طول موج متوالی در سری زمانی تناوبی با یک همساز را نشان می‌دهد (عساکره، ۱۳۸۴: ۴۷). به طور کلی، برای استخراج چرخه‌ها توسط تحلیل طیف مراحل زیر انجام می‌شود (چتفیلد، ۱۳۸۱).

$$a_i = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n x_t \cos\left(\frac{2\pi q}{n} t\right) \quad q = 1, 2, \dots, \frac{n}{2} \quad \text{رابطه ۴}$$

$$b_i = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n x_t \sin\left(\frac{2\pi q}{n} t\right) \quad q = 1, 2, \dots, n \quad \text{رابطه ۵}$$

در رابطه فوق X_i میانگین آب قابل بارش و q تعداد همسازهاست که برای سری‌های زوج به تعداد $(q=n/2)$ و برای سری‌های زمانی فرد $(q=n-1/2)$ همساز خواهیم داشت. در نهایت، پس از استخراج پراش، تک‌تک موج‌ها از لحاظ معناداری آماری بررسی می‌شود. با استفاده از رابطه زیر پراش هر یک از بسامدها حساب می‌شود (نسبیت و زیپزر، ۲۰۰۳: ۱۴۷۵-۱۴۵۶).

$$I(f_i) = \frac{n}{2} (a_i^2 + b_i^2) \quad \text{رابطه ۶}$$

برای آزمون معناداری، ابتدا باید سه مرحله زیر را به انجام رساند:

الف) محاسبه میانگین طیف (\bar{S})

ب) محاسبه خودهمبستگی مرتبه اول برای مشاهدات سری زمانی داده‌ها (r_1)

ج) محاسبه طیف برای یک سری تصادفی با مشخصات (\bar{S}) و (r_1) سری موجود با استفاده از رابطه ۷ (میچل و

همکاران، ۱۹۶۶: ۳۸).

$$I(F_i) = \bar{s} \left[\frac{1-r_1^2}{1+r_1^2-2r_1 \cos\left(\frac{\pi \times i}{q}\right)} \right] \quad i = 1, 2, \dots, q \quad \text{رابطه ۷}$$

برای آزمون همسازها یک فاصله اطمینان (عموماً ۹۵ درصد) براساس آزمون X^2 درجه آزادی آزمون از رابطه ۸ به دست می‌آید.

$$df = \frac{2n-q}{2} \quad \text{رابطه ۸}$$

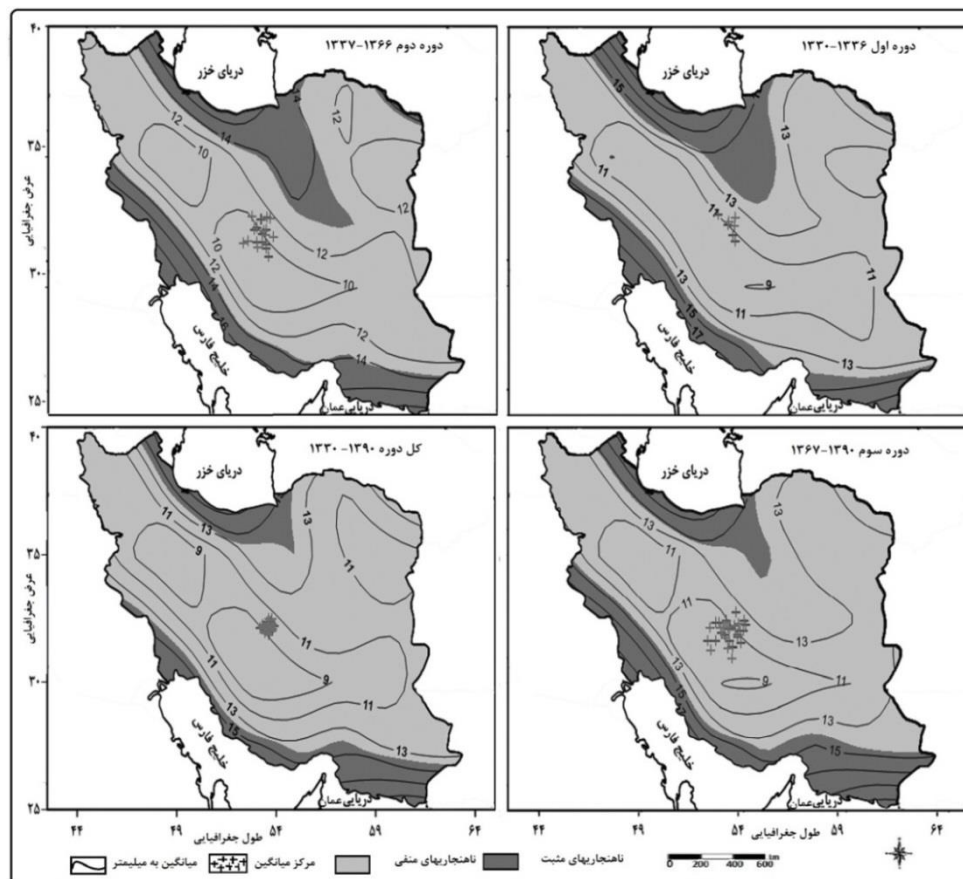
با این درجه آزادی و با سطح اطمینان ۹۵ درصد، با استفاده از مقادیر جدول خی‌دو سطح معناداری با استفاده از رابطه ۹ محاسبه می‌شود.

$$\text{sigI}(F) = \frac{x^2}{df} \times I(f) \quad \text{رابطه ۹}$$

یافته‌های پژوهش

الف) ناهنجاری‌های آب قابل بارش

شکل ۱ ناهنجاری‌های آب قابل بارش و مرکز میانگین آب قابل بارش را طی سه دوره (۱۳۳۰-۱۳۳۶، ۱۳۳۶-۱۳۶۶ و ۱۳۶۷-۱۳۹۰) برای جو ایران نشان می‌دهد. نقشه‌های ارائه شده در شکل ۱ حاصل تفاضل نقشه‌های میانگین سالانه هر دوره از نقشه میانگین آب قابل بارش کل است. پهنه‌هایی که در هر دهه نسبت به کل دوره با ناهنجاری مثبت مواجه بوده‌اند با رنگ تیره و پهنه‌هایی که با ناهنجاری منفی مواجه بوده‌اند مطابق شکل به رنگ روشن مشخص شده است.



شکل ۱. نقشه توزیع مکانی میانگین، ناهنجاری‌ها و مرکز میانگین آب قابل بارش سالانه

ناهنجاری‌های مثبت نشان‌دهنده افزایش آب قابل بارش و ناهنجاری‌های منفی بیانگر کاهش آب قابل بارش نسبت به کل دوره است. بررسی ناهنجاری‌های آب قابل بارش نشان می‌دهد که در هر سه دوره نواحی سواحل کشور (سواحل دریای خزر، سواحل دریایی عمان و سواحل خلیج فارس تا جنوب غرب کشور) ناهنجاری‌های مثبت دارد. در بین سه دوره، بیشترین ناهنجاری‌های مثبت با ۳۷/۵ درصد مربوط به دوره دوم (۱۳۳۷-۱۳۶۶) بوده است. هم‌جواری این نواحی با پهنه‌های آبی از عوامل این نوع ناهنجاری است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که به‌طور کلی هم در مقیاس ماهانه و هم سالانه رطوبت روی اقیانوس‌ها به‌خصوص در نزدیکی دریا زیاد و در قطب و عرض‌های بالا کمتر است (ستنتون، ۱۹۶۸: ۷۸۵-۷۹۷؛ پارامس‌واران و همکاران، ۱۹۹۰: ۶۶۵-۶۷۹؛ هادجی میتسز، ۲۰۱۱: ۲۳-۲۹؛ علیجانی، ۱۳۸۵: ۳۸-۴۱). همان‌طور که مشاهده می‌شود ناهنجاری‌های منفی آب قابل بارش با افزایش ارتفاع از سطح زمین به دلیل فاصله‌گرفتن از منابع رطوبت، همچنین کاهش دمای هوا و به تبع آن کاهش گنجایش رطوبتی و نیز کاهش ضخامت ستون هوا کاهش می‌یابد (شکل ۱). در هر سه دوره در ارتفاعات مقدار آب قابل بارش ناچیز و به کمترین مقدار خود می‌رسد. علاوه بر این، میانگین آب قابل بارش نواحی مرکزی ایران با وجود خشکی و دوری از منابع رطوبتی از ناحیه مرتفع زاگرس بیشتر است. این واقعیت به دلیل دمای افزون‌تر نواحی مرکزی است که به تبع آن ظرفیت بخار آب جو افزایش می‌یابد. در مجموع می‌توان گفت که ۲۵ درصد از مساحت کشور ناهنجاری‌های مثبت و ۷۵ درصد ناهنجاری‌های منفی دارد (جدول ۱).

جدول ۱. درصد مساحت تحت پوشش ناهنجاری‌های آب قابل بارش جو ایران طی دوره‌های مختلف

ناهنجاری سالانه	دوره اول (۱۳۳۰-۱۳۳۶)	دوره دوم (۱۳۳۷-۱۳۶۶)	دوره سوم (۱۳۶۷-۱۳۹۰)	کل دوره (۱۳۳۰-۱۳۹۰)
ناهنجاری منفی (درصد)	۶۶/۷	۶۲/۵	۷۱/۵	۷۵
ناهنجاری مثبت (درصد)	۳۳/۳	۳۷/۵	۲۸/۵	۲۵
میانگین (میلی‌متر)	۱۵/۱	۱۴/۱	۱۳/۷	۱۴/۲
ضریب تغییرات (درصد)	۲۷/۵	۲۶/۴	۲۸/۷	۲۷/۱

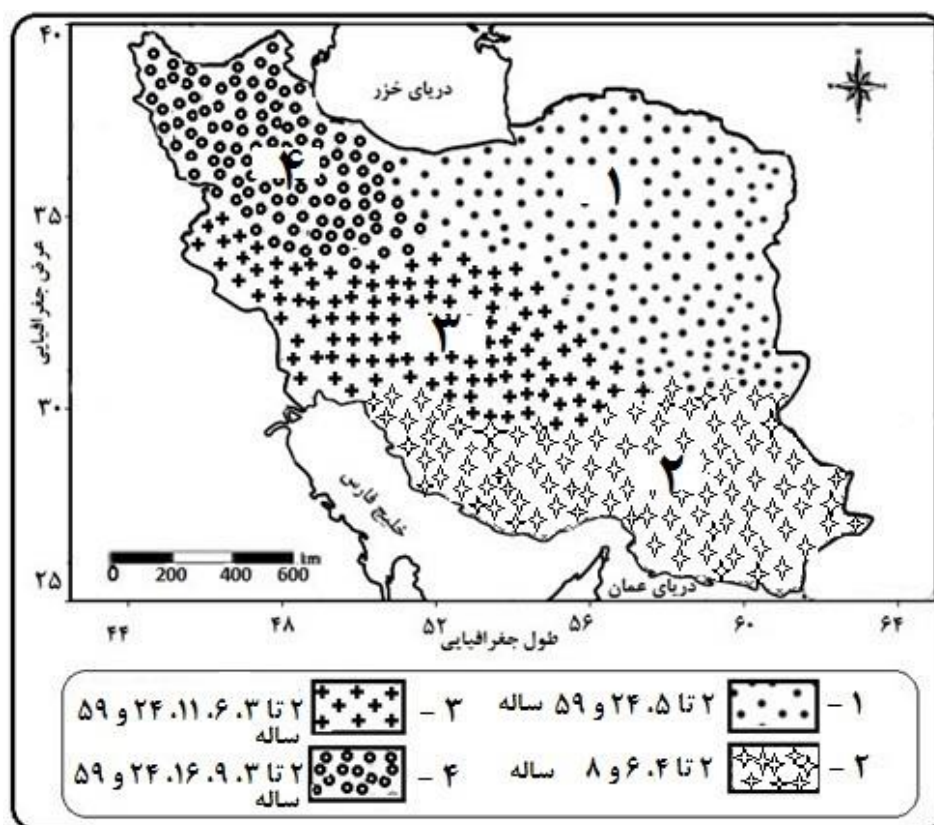
ناهنجاری‌های منفی عمدتاً در بخش‌های مرکزی، شرق، شمال غرب و شمال شرق کشور دیده می‌شود (شکل ۱). بیشترین میانگین آب قابل بارش با ۱۵/۱ میلی‌متر مربوط به دوره اول است. اما مشاهده می‌شود که ضریب تغییرپذیری آب قابل بارش در دوره سوم نسبت به دو دوره قبل بیشتر است. میانگین و ضریب تغییرات آب قابل بارش در این دوره به ترتیب ۱۳/۷ میلی‌متر و ۲۸/۷ درصد است. کمترین میانگین آب قابل بارش در هر سه دوره مربوط به ارتفاعات کشور است (جدول ۱).

با هدف شناخت رفتار مکانی و نظم رخداد آب قابل بارش کشور مرکز میانگین و گرانیگاه آب قابل بارش برای هر سه دوره ترسیم شده است (شکل ۱). با افزایش آب قابل بارش در سواحل شمالی و جنوبی کشور گرانیگاه یا مرکز

میانگین آب قابل بارش در هر سه دوره به سمت مرکز کشور تمایل پیدا کرده است. در دوره سوم، این مراکز به سمت جنوب تمایل پیدا کرده است. این امر بیانگر وزن بیشتر آب قابل بارش مناطق ساحلی جنوب نسبت به سواحل شمالی است. فشردگی مرکز میانگین نشان می‌دهد که آب قابل بارش در هر سه دوره تقریباً از الگوی نسبتاً منظمی پیروی می‌کند.

ب) چرخه‌های آب قابل بارش

با اعمال تکنیک تحلیل همسازها بر داده‌های آب قابل بارش جو ایران، چرخه‌های سینوسی معنادار در پهنه ایران زمین برآورد شد (شکل ۲).



شکل ۲. توزیع فضایی چرخه‌های آب قابل بارش سالانه در جو ایران طی نیم‌قرن اخیر

در قسمت‌های شمال شرق کشور چرخه‌های دو تا پنج و ۲۴ ساله، در جنوب شرق چرخه‌های دو تا هشت ساله، در شمال غرب کشور چرخه‌های دو تا سه، شش، یازده و ۲۴ ساله و بالاخره در جنوب غرب کشور دو، سه، شانزده و ۲۴ ساله حاکم بوده است. تغییرپذیری درون سالانه (دو تا پنج ساله) در گستره وسیعی از پهنه نمایان است. این امر بیانگر آن است که آب قابل بارش در بیشتر مناطق کشور چرخه‌های کوتاه‌مدت دارد. این چرخه‌های کوتاه‌مدت در جنوب شرق کشور نمایان‌تر است. چرخه‌ها در این منطقه از کشور بین دو تا هشت ساله است. لانا و همکاران (۲۰۰۵: ۱۸۳-۱۹۸) چرخه‌های

۴/۶ و ۲/۱ ساله بارش در شمال شرق اسپانیا را به تغییرات دوسالانه (QBO) و چرخه‌های ۹/۲ و ۵/۵ ساله را به نوسانات اطلس شمالی NAO نسبت داده‌اند. با توجه به اینکه بارش‌های این بخش از کشور عمدتاً تابستانی و موسمی است، این چرخه‌های معنادار را نیز می‌توان به رخداد پدیده جوی-اقیانوسی انسو نسبت داد. آزاد و همکاران (۲۰۰۹) نیز چرخه‌های سه تا پنج ساله را در بارش موسمی هند ناشی از پدیده انسو دانسته‌اند. مشاهده می‌شود که ۷۲/۴۱ درصد از مساحت این منطقه تحت پوشش چرخه‌های دو تا چهار ساله است و چرخه‌های شش و هشت ساله در مجموع کمتر از ۲۵ درصد از مساحت منطقه را تشکیل می‌دهد (جدول ۳).

بیشترین و متنوع‌ترین چرخه‌ها در ارتفاعات زاگرس، بخش‌هایی از جنوب غرب، همچنین بخش‌های از نواحی مرکزی کشور رخ داده است. در این منطقه از کشور علاوه بر چرخه‌های دو، سه، شش و یازده ساله چرخه‌های بلندمدت ۲۴ ساله رخ داده است. بعضی محققان چرخه‌های یازده ساله را ناشی از چرخه فعالیت لکه‌های خورشیدی و نوسانات اطلس شمالی دانسته‌اند (جهانبخش و همکاران، ۱۳۸۷). در مورد این چرخه‌ها نیز دانشمندان بسیاری معتقدند که به دلیل گسسته بودن مقادیر در دوره‌نگار، برخی بسامدها از نمونه‌های واقعی به دست نمی‌آیند، بلکه به وسیله خطای حاصل از میان‌یابی رخ می‌دهد (عساکره ۱۳۸۸: ۳۳-۵۰). با وجود این، تنها کمتر از ۲ درصد از مساحت منطقه تحت پوشش چرخه‌های یازده ساله است. بنابراین، متنوع‌ترین چرخه‌ها منطبق بر شدیدترین ناهنجاری‌های منفی است. وجود تنوع در چرخه‌ها ممکن است ناشی از تغییر الگوی‌های جوی باشد. برای مثال، کیان و همکاران (۲۰۰۸: ۱-۱۷) تنوع چرخه‌های بارش منطقه‌ای در چین را با تغییر الگوی جریان موسمی جنوب در شرق چین و جریان غربی در شمال غربی چین مرتبط دانستند. علاوه بر سامانه‌های کلان‌مقیاس جوی، عوامل محلی نیز در وقوع الگوهای آب قابل بارش در ایران دخالت دارند. عواملی از قبیل مجاورت با آب‌های خلیج فارس و دریای عمان، قرارگیری در سایه ناهمواری‌های زاگرس نیز باعث تنوع زیاد در الگوهای چرخه‌ای آب قابل بارش می‌شود. برای مثال، پارتیچارد و همکاران (۲۰۰۸) وجود تنوع در چرخه‌های بارش جنوب شرق ایالات متحده آمریکا را ناشی از جریان‌های اقیانوس اطلس دانسته‌اند.

در شمال غرب کشور نیز همانند سایر مناطق ایران چرخه‌های دو تا چهار ساله بیشترین حاکمیت را نشان می‌دهند. این قسمت از کشور بیشتر تحت سیطره چرخه‌های دو و سه ساله است، به طوری که ۶۹/۲ درصد از مساحت منطقه را تشکیل می‌دهد (جدول ۲). بیشتر دانشمندان چرخه‌های دو تا چهار ساله را به ال نینو - نوسانات جنوب (ENSO)^۱ و تغییرات دو سالانه (QBO)^۲ الگوی بزرگ‌مقیاس گردش عمومی جو و جریان‌های مداری و سایر فرایندهای اقلیمی-اقیانوسی نسبت داده‌اند (هارتمن و کینگ، ۲۰۰۸: ۱۵۶؛ گارسیا و همکاران، ۲۰۰۲: ۷۷-۷۷۹۵). در شمال شرق کشور و بخش‌هایی از نواحی مرکزی علاوه بر چرخه‌های کوتاه‌مدت دو تا پنج ساله، چرخه بلندمدت ۲۴ ساله بر این منطقه حاکم است. بعضی دانشمندان این نوع چرخه‌ها را به رخداد ال نینو نسبت داده‌اند. برای مثال، کالایسی سردار و همکاران (۲۰۰۴) چرخه‌های دو تا پنج ساله در بارش ترکیه را به رخداد ال نینو مربوط دانسته‌اند.

1. EL Nino Southern Oscillation (ENSO)

2. Quasi Binomial Oscillation (QBO)

جدول ۲. درصد مساحت تحت پوشش چرخه‌های آب قابل‌بارش جو ایران طی دوره ۱۹۵۰-۲۰۱۰

گروه ۱		گروه ۲		گروه ۳		گروه ۴	
چرخه (سالانه)	مساحت تحت پوشش (درصد)	چرخه (سالانه)	مساحت تحت پوشش (درصد)	چرخه (سالانه)	مساحت تحت پوشش (درصد)	چرخه (سالانه)	مساحت تحت پوشش (درصد)
کل	خوشه	کل	خوشه	کل	خوشه	کل	خوشه
۲ تا ۵	۹۰/۱	۳ تا ۶	۸۰/۹	۳ تا ۶	۲۹/۶	۲ تا ۳	۶۹/۲
۲۴	۳/۳	۶	۳/۱	۶	۱/۱	۹	۵/۲
۵۹	۶/۶	۸	۱/۵	۱۱	۱/۵۸	۱۶	۵/۲
	۲/۳	۱۰/۳	۴/۷	۲۴	۱/۷	۲۴	۱۰
	۱/۱	۱۳/۷	۹/۵	۵۹	۳/۴	۵۹	۱۰
	۳۱/۴	۷۲/۴					
	۱۲/۲	۱۲/۲					
	۳/۳	۳/۳					
	۱/۷	۱/۷					
	۱۰/۳	۱۰/۳					
	۸	۸					
	۲/۳	۲/۳					
	۶/۶	۶/۶					
	۱/۱	۱/۱					
	۳/۳	۳/۳					
	۳۱/۴	۳۱/۴					
	۱۲/۲	۱۲/۲					
	۷۲/۴	۷۲/۴					
	۱۲/۲	۱۲/۲					
	۷۲/۴	۷۲/۴					
	۱۲/۲	۱۲/۲					
	۷۲/۴	۷۲/۴					
	۱۲/۲	۱۲/۲					
	۷۲/۴	۷۲/۴					

همان‌طور که در جدول ۲ مشاهده می‌شود، تقریباً بیش از ۹۰ درصد از مساحت این نواحی دارای چرخه‌های دو تا پنج ساله و ۳۱/۴۱ درصد از مساحت کل کشور است. وجود چرخه‌هایی که دوره بازگشتی برابر با طول دوره آماری دارند در اکثر مناطق ایران به جز جنوب شرق کشور مشهود است. این چرخه‌ها به وجود روند در داده‌ها مرتبط است. ۶/۶ درصد از مساحت شمال غرب کشور این نوع روند (۲/۳۲ درصد مساحت کشور) را نشان می‌دهد (جدول ۳).

بحث و نتیجه‌گیری

گرمایش جهانی در نتیجه افزایش گازی‌های گلخانه‌ای و اثر آن بر اقلیم واقعیتی انکارناپذیر است. بررسی ناهنجاری‌ها و چرخه‌های مرتبط با این پدیده از ضرورت‌های مدیریت و برنامه‌ریزی اقلیمی است. به منظور دستیابی به بخشی از این مقصود، ناهنجاری‌ها و مرکز میانگین آب قابل‌بارش بررسی و تجزیه و تحلیل شد. نتایج حاکی از آن است که آب قابل بارش جو ایران در نواحی سواحل کشور به دلیل هم‌جواری با خلیج فارس، دریای عمان و دریای خزر دارای ناهنجاری‌های مثبت و در نواحی مرکزی به دلیل دوری از منابع رطوبتی و در نواحی مرتفع کشور به دلیل متأثر بودن از ارتفاعات دارای ناهنجاری‌های منفی است.

نتایج حاصل از تحلیل چرخه‌ها نشان داد که در سراسر مناطق ایران بر آب قابل بارش جو ایران چرخه‌های کوتاه‌مدت دو تا پنج ساله حاکم بوده است. بیشتر دانشمندان چرخه‌های دو تا چهار ساله را به ال‌نینو - نوسانات جنوب (ENSO) و تغییرات دوسالانه (QBO) الگوی بزرگ‌مقیاس گردش عمومی جو و جریان‌های مداری و سایر فرایندهای اقلیمی - اقیانوسی نسبت داده‌اند. در این بین متنوع‌ترین چرخه‌ها (۲، ۳، ۶، ۱۱، ۲۴ و ۵۹) به دلیل قرارگیری در سایه ناهمواری‌های زاگرس از یک سو و مجاورت با خلیج فارس از سوی دیگر، در بخش‌هایی از جنوب و جنوب‌غرب یعنی در شدیدترین ناهنجاری‌های منفی رخ داده است. نواحی شمال غرب کشور نیز مانند نواحی جنوب غرب به دلیل وجود کوه‌های عظیم سیلان و سه‌پند دارای چرخه‌های متنوعی است. همچنین، وجود روند در اکثر مناطق ایران مشاهده شده است.

منابع

- جهانبخش، س. و عدالت دوست، م. (۱۳۸۷). **تغییر اقلیم در ایران (مطالعه موردی: شاخص نوسانات اطلس شمالی به عنوان شاخصی از تأثیرات فعالیت خورشیدی بر تغییرات بارش آذربایجان)**. سومین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، دانشگاه تبریز.
- چتفیلد، سی. (۱۳۸۱). **مقدمه‌ای بر تجزیه و تحلیل سری‌های زمانی**. ترجمه حسنعلی نیرومند و ابوالقاسم بزرگ‌نیا، انتشارات فردوسی مشهد.
- عساکره، ح. (۱۳۸۸). **تحلیل همسازها سری‌های زمانی دمای سالانه تبریز**. تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۳، ۳۳-۵۰.
- علیجانی، ب. و کاویانی، م. ر. (۱۳۸۵). **مبانی آب و هواشناسی**. انتشارات دانشگاه تهران.
- مسعودیان، ا.، عساکره، ح.، محمدی، ب. و حلبیان، ا. ح. (۱۳۹۱). **نمایش و پردازش داده‌های جوی**. انتشارات دانشگاه اصفهان.
- Alijani, B., Kaviani, M. (2006). **Foundations of climate**. Tehran University Press.
- Asakereh, H. (2009). **Harmonic analysis of time series of annual temperature**. Tabriz Geographical Research, No. 93, pp. 33-50.
- Asakereh, H., Razmi, R. (2011). **Analysis of annual rainfall variations in the North West of Iran**. Geography and Planning, No. 3, pp. 162-147.
- Asakereh, H., Doostkamian M. (2013). **Temporal and spatial changes in atmosphere water precipitation in Iran**. Accepted in Journal of Iran Water Resources Management.
- Azad, S., Vigneshb, T.S. and Narasimha, R. (2009). **Periodicities in Indian Monsoon rainfall over spectrally homogeneous regions**. Int. J. Climatology, DOI: 10.1002/joc.2045.
- Carvalho, A.A., Toni's, C., Jones, H.R., Rocha and Polito, P.S. (2007). **Anti-persistence in the global temperature anomaly field**, Vol. 14. pp 723 – 733.
- Chatfield, C. (2002). **(Introduction to time series analysis, translated by hasanali niromand and abouhghasem bozorgnia**. Publisher of Mashhad.
- Chen, M., Dickinson, R.E., Zen, X., Hahmann, A.N. (1996). **Comparison of precipitation observed over the continental United States to that simulated by a climate model**. Journal of Climate, Vol. 9, pp 2233–2249.
- Collier, J.C., Bowman, K.P. (2004). **Diurnal cycle of tropical precipitation in a general circulation model**. Journal of Geophysical Research, Vol. 109, pp 1-20.
- Dai, JAN A., Trenberth, K.E. (2004). **The diurnal cycle and its depiction in the Community Climate System Model**. Journal of Climate, Vol, 17(5): 930–951.
- Garcia, J.A., Serrano, A. and Gallego, M.Cruz (2002). **A spectral analysis of Iberian peninsula monthly rainfall Theory**. Application Climatological, Vol. 71, pp 77-95.
- Hadjimitsis, Z., Metrical, I., Gazing, A., Retails, Chrysoulakis, N. and Michael Ides, S. (2011). **Estimation of spatiotemporal distribution of perceptible water using MODIS and AVHRR data: a case study for Cyprus**. Adv. Geosci. Vol 30, pp 23–29.
- Hartmann, S. Becker, and King, L. (2008). **Quasi-periodicities in Chinese precipitation time series Theory**. Appl. Climatology. 92, pp 155–163.
- Jahanbakhsh, S., Edalat Doust, M. (2008). **(Climate Change in Iran (Case Study: the North Atlantic Oscillation index as an indicator of the effects of solar activity on the rainfall variations Azerbaijan**. (Iran Water Resources Management Conference, Tabriz University.
- Kalaycı Serdar, M., Cagatay Karabork, Ercan Kahya, (2004). **Analysis of el-Niño signal on Turkish streamflow and precipitation pattern using spectral analysis**. Fresenius Environmental Bulletin, Volume 13(8).
- Kaneual, R.P. and Teixeira, N.R. (1991). **Power spectrum analysis of the annual rainfall series for massachusetts (NE. U.S.A)**, Climatic Change, 18: 89-94.
- Kerns, B.W.J., Chen, Y.L., Chang, M.Y. (2010). **The diurnal cycle of winds, rain, and clouds over Taiwan during the meaty, summer, and autumn rainfall regimes**. Monthly Weather Review, Vol, 2, pp 497–516.

- Kristin K. and Graf, B. (2008). **Global positioning system (GPS) perceptible water in forecasting lightning at spaceport canaveral**. Weather forecasting, vol 23, pp. 219 – 232.
- Lana, M.D., Martinez, C. Serra, and Burguen, A. (2005), **Periodicities and irregularities of indices describing the daily pluviometric regime of the Fabre Observatory (NE Spain) for the years 1917–1999** Theory. Application Climatological, Vol. 82, pp 183–198.
- Lee, M.I., Schubert, S.D., Suarez, M.J., Held, I.M., Lau, N.C., Plushy, J.J., Kumar, A., Kim, H.K., Schema, J.K.E. (2007). **An analysis of the warm-season diurnal cycle over the continental United States and northern Mexico in general circulation models**. J. Hydrometeor 8(3): 344–366.
- Masoodian, Syed A., Asakereh, H., Hossain M., Halabian A. (2012). **(Processing weather data** .Isfahan University Press.
- Mathieu Rouault, A.B., Shouraseni Sen Roy C and Robert C. Balling Jr, (2012). **Short communication: The diurnal cycle of rainfall in South Africa in the austral summer**, Int. J. Climatology. vol. 10, pp. 1 -8.
- Nesbitt, S., Zipser, E. (2003). **The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements**. Journal of Climate, Vol. 16, pp 1456-1475.
- Parameswaran, K. and Krishna Murthy, B.V. (1990). **Altitude profiles of tropospheric water vapor at low latitudes**. J. App. Meteoric. Vol. 29, 665 – 679.
- Pritchard M.S. and Somerville, R.C.J. (2008). **Scripps institution of oceanography**. University of California, San Diego, Mail Code 0224, 9500 Gilman Drive, La Jolla, CA 92093-0224.
- Surcel, M., Berenguer, M., Zawadzki (2010). **The diurnal cycle of precipitation from continental radar mosaics and numerical weather prediction models**. Part I: Methodology and seasonal comparison. Review monthly weather, Vol. 138, pp 3084–3106.
- Tingley, Martin P. (2012). **A Bayesian ANOVA Scheme for Calculating Climate Anomalies, with Applications to the Instrumental Temperature Record**. J. Climate, Vol. 25, 777–791.
- Towards, R. (2007). **Seasonal characteristics of diurnal precipitation variation in Krakow (south Poland)**. International Journal of Climatology, Vol. 27(7), pp 957–968.
- Vasic, S., Lin, C., Zawadzki, I., Bousquet, O., Chaumont, D. (2007). **Evaluation of precipitation from numerical weather prediction models and satellites using values retrieved from radars**. Monthly Weather Review, Vol. 135, pp 3750–3766.
- Qian, A. Qin (2008). **Precipitation division and climate shift in China from 1960 to 2000**, Monsoon and Environment Research Group, School of Physics, Peking University, Beijing, China, Vol. 9, pp 1 -17.
- Wallace, J. (1975). **Diurnal variations in precipitation and thunder storm frequency over the conterminous United States**. Monthly Weather Review, 103(5), pp. 406–419.
- Yang, G., Slinger, J., (2001). **The diurnal cycle in the tropics**. Review Monthly weather, Vol 129, pp 784-801.
- Yun-Ju, J. and Lee, J.Y. (2010). **Time series analysis of hydrologic data obtained from a man-made undersea LPG cavern**, Engineering Geology, Vol. 113, pp. 70–80.