

## بررسی تغییرات دهه‌ای سامانه‌های باران‌زای موثر بر حوضه آبریز رود زرد

سعید جهانبخش<sup>۱</sup>

حسین عساکره<sup>۲</sup>

سعیده اشرفی<sup>۳</sup>

### چکیده

چرخندها یکی از مهم‌ترین عوامل تعیین کننده شرایط جوی بویژه بارش عرض‌های میانه هستند. تغییر در ویژگی چرخندهای یک ناحیه می‌تواند منجر به تغییر شرایط بارشی آن ناحیه شود. از این رو مطالعه جنبه‌های عمده‌ای از تغییرات چرخندها می‌تواند تغییرات شرایط بارشی را آشکار سازد. در مطالعه حاضر تغییرات رخ داده در چرخندهای موثر بر بارش حوضه آبریز رود زرد (زیر حوضه جراحی در استان خوزستان) طی سال‌های آبی ۱۳۵۵-۱۳۵۶ الی ۱۳۹۲-۱۳۹۳ به صورت دهه‌ای بررسی شده است. برای این منظور از نقشه‌های ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال استفاده شد. نتایج بررسی‌های انجام شده نشان داد وسعت منطقه تحت حاکمیت و همچنین فراوانی چرخندها در دهه‌های مورد مطالعه و به تبع آن فراوانی روزهای بارش حاصل از این سامانه‌ها و مجموع بارش‌های حاصل از کنش‌های چرخندی سالانه در حوضه آبریز رود زرد طی دوره مورد مطالعه، روند کاهشی داشته‌اند. وسعت طولی منطقه تحت حاکمیت چرخندها از ۷۲/۵ درجه طول جغرافیایی در دهه اول به ۵۵ درجه طول جغرافیایی در دهه چهارم و وسعت عرضی منطقه تحت حاکمیت چرخندها از ۳۰ درجه عرض جغرافیایی به ۲۵ درجه عرض جغرافیایی کاهش پیدا کرده است. بررسی سال به سال ورود چرخندهای موثر بر بارش حوضه آبریز رود زرد از مرز غربی به ایران نیز نشان داد که کمینه عرض جغرافیایی ورود چرخندها به کشور از سال آبی ۶۵-۶۶ و بیشینه آن از سال آبی ۷۱-۷۰ ناپستی داشته است. به طوری که سال آبی ۹۱-۹۰ عرض جغرافیایی ورود چرخندها به ایران به باریک‌ترین مقدار مسیر خود رسیده است. تفاوت در میانگین فراوانی چرخندها در دو نیم دوره مورد مطالعه (نیم دوره اول: سال آبی ۵۶-۵۵ الی ۷۴-۷۳ و نیم دوره دوم سال آبی ۷۴-۷۵ الی ۹۳-۹۲) نیز حاکی از وجود جهش در فراوانی چرخندها می‌باشد.

واژگان کلیدی: چرخند، فصل بارش، حوضه رودخانه رود زرد

### مقدمه

اگرچه اقلیم به‌عنوان برآمد کنش‌ها و واکنش‌های مجموعه درهم تنیده چند پیکره پیچیده طبیعی تلقی می‌شود (عساکره، ۱۳۸۶: ۴)، اما از آنجا که مطالعه تک تک و توأم اجزای این مجموعه عملاً مشکل و بعضاً غیر ممکن است، معمولاً یک عنصر به‌عنوان نماینده شرایط جوی (و یکی از اجزای پیکره اقلیم) انتخاب می‌شود. بسیاری از اقلیم‌شناسان (برای مثال علیجانی، ۱۳۸۵: ۱۰۲) براین باورند که عنصر فشار و توزیع مکانی آن شایسته‌ترین نماینده اقلیم تلقی می‌شود و می‌تواند به شایستگی ویژگی‌های عناصر اقلیمی دیگر نظیر دما، بارش و ... را نمایان سازد. بنابراین عوامل اصلی و مستقل کنترل کننده هوا، سامانه‌های فشار هستند که با تغییرات زمانی و مکانی خود، ویژگی‌های رطوبت، دما و فشار را تعیین می‌کنند. بیشتر این سامانه‌های فشار، مقیاس متوسط یا همدید دارند (بوشر، ۱۳۸۵: ۵) و با

۱. استاد گروه آب و هواشناسی، دانشکده برنامه ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز (نویسنده مسئول) Email: s\_jahan@tabrizu.ac.ir - Tel:09141120860

۲. استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه زنجان

۳. دانشجوی دکتری گروه آب و هواشناسی، دانشگاه تبریز

مطالعه تغییرات آن‌ها، تغییرات الگوهای گردشی جو ردیابی می‌شود. برای مثال و طبق یافته‌های فینیس<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۷: G04S42) و نیز براساس الگوهای CCSM3 کنش چرخندهای برون ناحیه حاره‌ای در نیمکره شمالی نشان داد که بارش روزانه در قرن ۲۱ تحت تاثیر تغییرات رطوبت و دما بوده است و این پدیده خود نیز متأثر از نتیجه افزایش چرخندهای فصلی در عرض‌های بالاست.

شواهد تجربی نشان می‌دهد که چرخندها (و ویژگی‌های آن‌ها) به عنوان عوامل مهم توأم با بارش، در بسیاری نواحی جهان تغییر یافته‌اند؛ برای مثال استون<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۰۲: صص ۱-۱۴) در بررسی تغییر فصول گرمایی آلاسکای شمالی دریافتند که تغییر در الگوهای گردش منطقه ای منجر به جابجایی فصل گرم به زمانی زودتر شده و این امر موجب تغییر بارش برف و دما شده است. کازانو<sup>۳</sup> و همکاران (۲۰۰۷: G04S49) تغییرات همدید بارش در حوضه آبریز بزرگ قطب شمال در قرن ۲۱ را مورد بررسی قرار دادند. یافته‌های ایشان نشان داد که در قرن بیست و یکم تغییرات ترمودینامیک با بیش از ۷۵٪ از تغییرات بارش در این حوضه همراه بوده است. چان و زو<sup>۴</sup> (۲۰۰۹: صص ۱۲۹۳-۱۲۸۵) با بکارگیری شگرد واکاوی موجک بر روی چرخندهای حاره‌ای در شرق آسیا در طی دوره ۲۰۰۴-۱۹۴۵ دریافتند که وجود تغییرات درون سالانه (شامل چرخه‌های ۸-۲ ساله) و درون دهه‌ای (دگرگونی‌های ۳۲-۱۶ ساله) بر این چرخندها حاکم است. گونه‌های دیگری از این تغییرات؛ مثلاً تغییرات الگوهای همدید جوی براساس داده‌های فشار تراز دریا و رابطه آن با بارش روزانه طی دوره ۱۹۶۱-۱۹۹۹ و بر پایه شبیه سازی آینده (سناریوی AIB) در بخش‌هایی از اروپا نظیر گرینلند در قرن ۲۰ و ۲۱ تایید شده است. در نتیجه جهشی شمال سو در سامانه‌های باران‌زای گرینلند ایجاد و منجر به کاهش بارش‌های پوششی در سواحل شمال شرقی گرینلند و افزایش در بارش‌های جنوب غربی شده است (اسکیونمن و کازانو<sup>۵</sup>، ۲۰۱۰: D05108). تغییرپذیری و روند افزایشی گردش واچرخندی در پهنه یخی گرینلند بوسیله راجویز و مارشال<sup>۶</sup> (۲۰۱۴: صص ۲۸۵۰-۲۸۴۲) مورد بررسی قرار گرفت. ایشان براساس مطالعه تداوم و فراوانی گردش واچرخندی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال طی دوره ۲۰۱۳-۱۹۴۸ دریافتند که گردش واچرخندی حدود ۳۸-۴۹ درصد از ناهنجاری‌های تغییرپذیری و روند درون سالانه دمای هوای فصل تابستان و نیز نمایه‌های ذوب برف را توجیه می‌کند. علاوه براین، تغییر مداوم، ناگهانی و قوی در گردش واچرخندی موجبات ذوب یخ مرکز گرینلند از سال ۲۰۰۱ را مهیا ساخته است. براساس یافته‌های رایزی<sup>۷</sup> و همکاران (۲۰۱۳: صص ۳۷۸۵-۳۷۸۱) کاهش فعالیت سامانه‌های جبهه‌ای و برشی استرالیا در سال ۲۰۰۰ موجب تنوع فصلی و مکانی اقلیمی نیز شده است. برخی دانشمندان (نظیر دیسر و گری<sup>۸</sup>، ۲۰۱۳: ۲۳۲۲-۲۳۲۷) بر این باورند که گسترش چرخندها، برای مثال چرخندهای شرق اقیانوس اطلس و نیز جبهه‌های قوی همراه با آن‌ها در ارتباط نزدیک با ناحیه کمربند انتقالی گرما هستند. المزروعی<sup>۹</sup> و همکاران (۲۰۱۵: ۳۶-۵۱) رابطه قوی بین انواع گردش جوی-سامانه‌های همدید و اقلیم سطحی را در شبه جزیره عربستان نشان دادند. در ایران نیز عطایی و فاطمی نیا (۱۳۹۲: ۱۴۳-۱۶۱) به بررسی زمانی - مکانی چرخندهای ایران در سال ۱۳۷۶ پرداخته و فصل زمستان را فصل بیشینه‌ی فعالیت چرخندزایی تشخیص داده‌اند. کاووسی و موحدی (۱۳۹۳: ۹۷-۱۱۲) نیز در تحقیقی مشابه، کنش‌های چرخندی ایران را برای سال ۱۳۷۱ مطالعه نموده و نشان دادند که درصد فراوانی چرخندها رابطه مستقیم با میانگین بارش کشور دارد. از این رو رابطه الگوهای جوی و فرایندهای محیطی نظیر بارش مورد توجه بسیاری از آب‌وهواشناسان ایران قرار گرفته است؛ اما بندرت می‌توان تغییرات الگوهای همدید و یا سامانه‌های همدید بر تغییرات عناصر آب‌وهوایی را در ادبیات علمی اقلیم‌شناسی ردیابی نمود.

- 1 . Finnis
- 2 . Stone
- 3 . Cassano
- 4 . Chan and Xu
- 5 . Schuenemann and Cassano
- 6 . Rajewicz and Marshall
- 7 . Risbey
- 8 . Dacre and Gray
- 9 . Almazroui



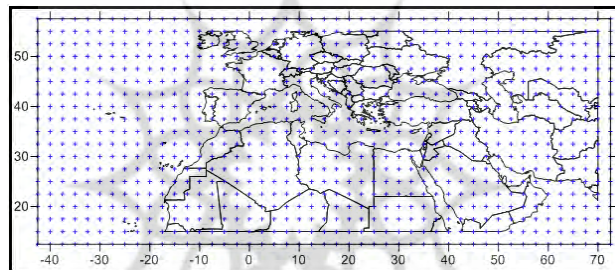
تغییر اقلیم در دهه‌های اخیر موجب تغییراتی در رژیم بارندگی در قسمت‌های مختلف کشور شده است. کاهش بارش در بسیاری مناطق و ازدیاد جمعیت، اهمیت مدیریت منابع آب را روز افزون کرده است. در تحقیق حاضر سعی بر آن است که تاثیر تغییرات اقلیمی بر بارش حوضه آبریز رود زرد (از زیر حوضه های جراحی و در شرق استان خوزستان) مورد ارزیابی قرار گیرد. همچنین نکته حائز اهمیت در این تحقیق بررسی تغییر اقلیم با رویکرد گردشی به محیطی می‌باشد که کمتر مورد توجه پژوهشگران بوده است.

## داده‌ها

در تحقیق حاضر برای شناسایی مراکز چرخندی از نقشه‌های ارتفاع سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال از مرکز ملی پیش بینی محیطی/ مرکز ملی پژوهش جوی (NCEP/NCAR)<sup>۱</sup> بهره گرفته شد. شکل (۱) موقعیت مکانی یاخته‌های مورد بررسی برای نقشه های تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. تفکیک مکانی داده های مذکور  $2/5 \times 2/5$  درجه قوسی و تفکیک زمانی آن ۶ ساعته و دوره آماری داده‌ها ۱ مهر ۱۳۵۵ الی ۳۱ شهریور ۱۳۹۳ (سال های آبی ۱۳۵۶-۱۳۵۵ الی ۱۳۹۳-۱۳۹۲) می باشد. مختصات جغرافیایی داده های مورد استفاده به شرح زیر است:

$$E: 40^{\circ} - 70^{\circ}$$

$$N: 10^{\circ} - 55^{\circ}$$



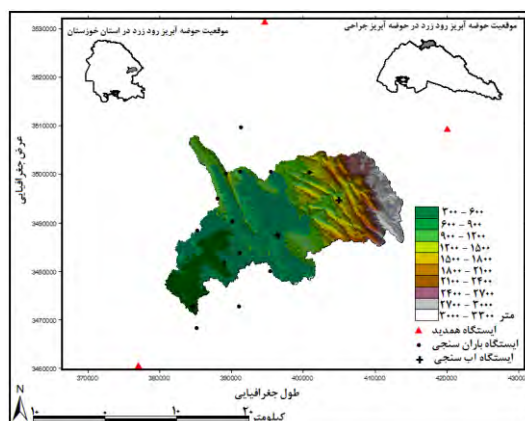
شکل (۱). موقعیت مکانی ۸۹۳ یاخته‌ی واکاوی شده به ابعاد  $19 \times 47$

همچنین برای بررسی بارش‌های حاصل از چرخندها، داده‌های روزانه بارش ۱۹ ایستگاه (شامل ایستگاه های همدید، باران سنجی و آب‌سنجی) در حوضه آبریز رود زرد طی سال‌های آبی ۱۳۵۶-۱۳۵۵ الی ۱۳۹۳-۱۳۹۲ مورد استفاده قرار گرفته‌اند. شکل (۲) موقعیت حوضه آبریز در استان خوزستان و در حوضه آبریز جراحی، پراکنش ایستگاه‌های مورد مطالعه و سطوح ارتفاعی را نشان می‌دهد. حوضه آبریز رود زرد در قسمت شرقی استان خوزستان و در قسمت شمالی حوضه آبریز جراحی (شکل ۲) واقع شده است. بیشترین سطح حوضه آبریز رود زرد در شهرستان باغملک قرار دارد. بخشی از ارتفاعات شرقی حوضه در شهرستان ایذه و قسمت خروجی حوضه نیز در شهرستان رامهرمز قرار گرفته است. نواحی مرتفع در شرق حوضه قرار گرفته‌اند و نواحی کم‌ارتفاع منطبق بر قسمت خروجی حوضه می‌باشند. میانگین ارتفاع حوضه  $1802/3$  متر، بالاترین ارتفاع  $3299$  متر و کمینه ارتفاع  $346$  متر از سطح آب‌های آزاد می‌باشد. سطح ارتفاعی  $900 - 600$  متر از سطح دریا، بیشترین مساحت ( $37/96$  درصد) و ارتفاعات بیش از  $3000$  متر نیز کمترین مساحت ( $2/04$  درصد) را در این حوضه دارند. حوضه آبریز رود زرد با مساحت  $881/91$  کیلومتر مربع ( $88191$  هکتار) در دامنه‌های غربی زاگرس و در مختصات جغرافیایی زیر واقع شده است:

$$E: 49^{\circ} 39' - 50^{\circ} 10'$$

$$N: 31^{\circ} 21' - 31^{\circ} 41'$$

1. National centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research

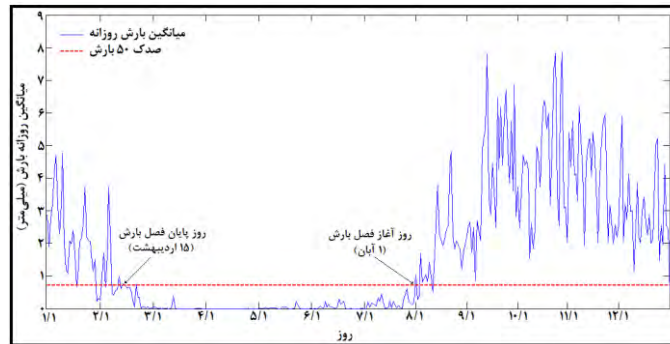


شکل (۲). سطوح ارتفاعی، پراکندگی ایستگاه‌های مورد استفاده و موقعیت حوضه آبریز رود زرد

## روش‌ها

همان‌طور که پیش‌تر ذکر گردید، در پژوهش حاضر از داده‌های بارش روزانه ایستگاه‌های همدید، باران‌سنجی و آب‌سنجی بهره‌گرفته شد. ایستگاه‌های همدید مورد استفاده، خارج از حوضه مورد مطالعه می‌باشند. از این رو ایستگاه‌های همدیدی انتخاب گردید که رفتار روزانه بارش آن‌ها با رفتار بارش ایستگاه‌های داخل حوضه همخوانی داشته باشد. همچنین داده‌های مشکوک از تمامی ایستگاه‌ها حذف گردید. از آنجا که طول دوره آماری ایستگاه‌ها یکسان نیست، برای پرهیز از بازسازی داده‌ها، نقشه‌های روزانه تولید گردید. داده‌های اقلیمی عمدتاً بر روی نقطه یعنی ایستگاه‌های دیده‌بانی اندازه‌گیری می‌شوند. در حالی که غالباً به آگاهی‌های اقلیمی درباره یک پهنه نیازمند هستیم. بنابراین نتایج یک تجزیه و تحلیل اقلیمی زمانی قابل تعمیم به پهنه‌های گسترده خواهد بود که میان‌یابی به عنوان یک مولفه ضروری برای تبدیل داده‌های نقطه‌ای به پهنه‌ای پذیرفته شده باشد (مسعودیان و کاویانی، ۱۳۸۷: ۱۳۶). در این پژوهش برای میان‌یابی بارش روزانه از روش کریجینگ<sup>۱</sup> استفاده شده است. کریجینگ یک تکنیک بهینه است که بدون پیش‌فرض، برای منطقه-ای (پهنه‌ای) کردن متغیرهای نقاط در مناطق بدون نمونه تخمین می‌زند. کریجینگ به تخمین گره‌های رسا تعلق دارد و زمانی قابل اجراء است که از (نیمه) پراش‌نگار بهره‌گرفته شود. صحت تخمین‌های کریجینگ به خوبی مدل نیمه‌پراش‌نگار بستگی دارد (ماردیکیس و همکاران<sup>۲</sup>، ۲۰۰۵: صص ۲۷۸ - ۲۵۱). پس از میان‌یابی بارش برای ۱۳۸۷۹ روز (تعداد روزهای دوره آماری مورد استفاده)، فصل بارش برای حوضه آبریز مورد مطالعه استخراج گردید. استخراج فصل بارش با معیار میانگین طولانی مدت روزانه و نیز صدک پنجاه (میان) بارش برآورد گردید؛ میانگین طولانی مدت بارش تمامی روزهای سال استخراج و زمان آغاز و پایان فصل بارش با استفاده از صدک‌های مختلف مورد بررسی قرار گرفت. صدک ۵۰ برای تعیین روز آغاز و پایان فصل بارش مناسب تشخیص داده شد. بر این اساس روز ۱ آبان به عنوان روز آغاز و روز ۱۵ اردیبهشت به عنوان روز پایان بارش تشخیص داده شد. و دوره ۱۵ اردیبهشت الی ۱ آبان به عنوان فصل خشک شناسایی گردید (شکل ۳).

۱. برای آشنایی بیشتر با این روش به (عساکره، ۱۳۸۷) مراجعه شود.



شکل (۳). نمودار میانگین بارش روزانه‌ی حوضه آبریز رود زرد و آغاز و پایان فصل بارش طی دوره‌ی مورد مطالعه

پس از شناسایی فصل بارش، با استفاده از داده‌های مستخرج از نقشه‌های ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، نقاط چرخندی برای یکایک نقشه‌های ۶ ساعته شناسایی گردید. در مطالعه حاضر ارتفاع جو به عنوان نمایه‌ای از فشار هوا و نماینده عناصر اقلیمی انتخاب گردیده است. شناسایی مرکز چرخندها بر مبنای دو شرط انجام گرفت (مسعودیان، ۱۳۹۱: ۳۳-۱۵)؛ شرط اول این که مقادیر ارتفاع در هر یاخته نقشه‌های تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نسبت به ۸ همسایه خود کمینه باشد (ماهراس<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۱: ۱۳۰-۱۰۹) و شرط دوم این که میانگین شیو ارتفاع بر روی یاخته مورد نظر با ۸ همسایه آن برابر یا کمتر از ۱۰۰ متر بر هزار کیلومتر باشد (بلندر و شوپرت<sup>۲</sup>، ۲۰۰۰: ۳۷۷-۳۸۴). برای محاسبه شیو منطقه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل، مقدار شیو در مرکز کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل و ۸ همسایه آن از رابطه زیر استفاده می‌شود (مسعودیان، ۱۳۹۱: ۳۳-۱۵):

$$\nabla Z = \frac{\partial Z}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial Z}{\partial y} \hat{j} \quad (1)$$

$$|\nabla Z| = \sqrt{\left(\frac{\partial Z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial Z}{\partial y}\right)^2} \quad (2)$$

در روابط فوق در جمله اول  $\partial Z$  تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل در راستای  $x$  و  $\partial x$  اختلاف طولی و در جمله دوم  $\partial Z$  تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل در راستای  $y$  و  $\partial y$  اختلاف عرضی میان دو نقطه است (مسعودیان و همکاران، ۱۳۹۱: ۱۴۱). توجه کنید که یکادهای این رابطه‌ها بر حسب متر است.

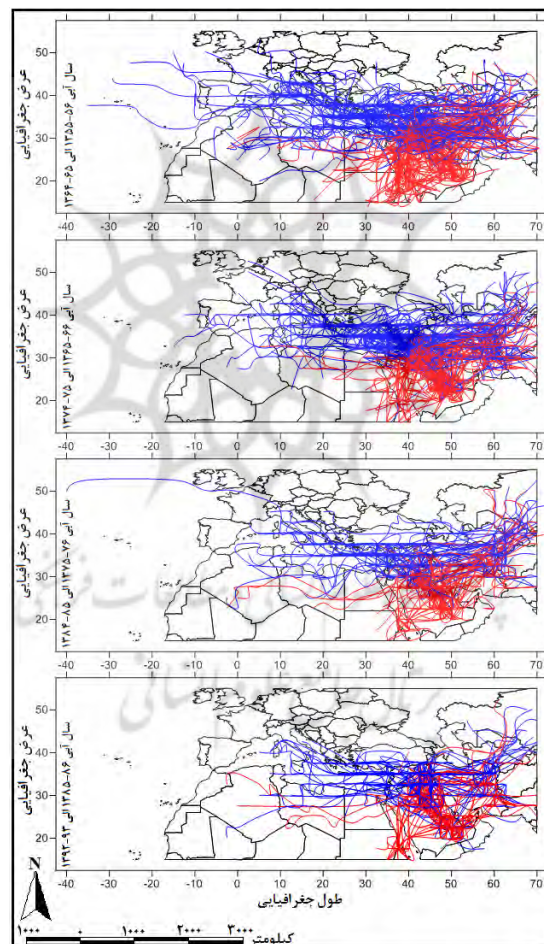
پس از شناسایی چرخندها بر روی هر نقشه، با شناسایی مرکز هر چرخند در نقشه‌های متوالی، مسیر طی شده توسط چرخندها نیز رسم شد. چرخندهای موثر بر بارش حوضه آبریز رود زرد بر اساس عبور چرخندها از منطقه مورد مطالعه و همچنین وجود زبانه‌های کم فشار چرخندهایی که دورتر از منطقه بوده، ولی بر حوضه تاثیر نهاده‌اند، انتخاب شدند. چرخندهای توام با بارندگی در حوضه آبریز مورد مطالعه نیز بر اساس وجود چرخند یا زبانه‌ای از آن در منطقه و رخداد بارش استخراج گردید. به این صورت که هم مقادیر بارش و هم سطح دریافت کننده آن در حوضه نیز مورد توجه بوده‌اند. پس از شناسایی چرخندها، مسیر طی شده توسط چرخندها در روزهای متوالی مورد بررسی قرار گرفت. به منظور آشکار سازی تغییرات رخ داده در مسیرهای طی شده توسط چرخندها و همچنین تغییر فراوانی چرخندها، تمامی روش‌های یاد شده به تفکیک برای هر دهه مورد بررسی قرار گرفت.

1 . Maheras

2 . Blender and Schubert

## بحث و یافته‌ها

چرخندهای موثر بر بارش حوضه آبریز رود زرد با استفاده از شروط ذکر شده در قسمت روش‌ها شناسایی گردید. پس از شناسایی چرخندها، مسیر طی شده توسط چرخندها در روزهای متوالی مورد بررسی قرار گرفت. سپس چرخندهای موثر بارش حوضه آبریز رود زرد به صورت دهه‌ای مورد مطالعه قرار گرفت. شکل (۴) نقشه مسیرهای طی شده توسط چرخندها را به صورت دهه‌ای نشان می‌دهد. وسعت منطقه تحت سیطره چرخندها نیز طی دهه‌های مورد بررسی دچار تغییر شده است. به طوری که در دهه اول بیشترین وسعت و در دهه چهارم کمترین وسعت را نشان می‌دهد. وسعت طولی محل تمرکز چرخندها از ۷۲/۵ درجه در دهه اول به ۵۵ درجه در دهه چهارم و وسعت عرضی محل تمرکز چرخندها از ۳۰ درجه به ۲۵ درجه کاهش پیدا کرده است. جدول (۱) این تغییرات را به صورت طول و عرض جغرافیایی نشان می‌دهد. لازم به ذکر است که موقعیت‌های ذکر شده در جدول مذکور مربوط به محدوده‌ای است که چرخندها به صورت متراکم قرار دارند.



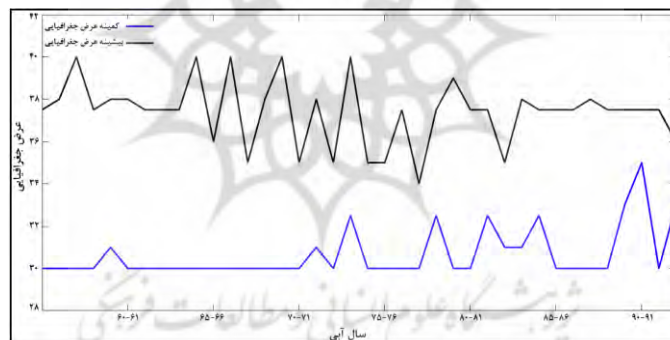
شکل (۴). نقشه مسیرهای طی شده توسط چرخندهای موثر بر بارش حوضه آبریز رود زرد در طی دهه‌های مورد بررسی



جدول (۱). تغییرات دهه‌ای فراسنج‌های مکانی چرخندهای موثر بر بارش حوضه آبریز رود زرد

| فرآوانی چرخندهای موثر بر بارش | عرض جغرافیایی (درجه) |        |       | طول جغرافیایی (درجه) |        |       |  |
|-------------------------------|----------------------|--------|-------|----------------------|--------|-------|--|
|                               | وسعت                 | بیشینه | کمینه | وسعت                 | بیشینه | کمینه |  |
| دهه اول<br>۲۲۱                | ۳۰                   | ۴۵     | ۱۵    | ۷۲/۵                 | ۷۰     | -۲/۵  |  |
| دهه دوم<br>۲۰۷                | ۲۷/۵                 | ۴۲/۵   | ۱۵    | ۶۷/۵                 | ۷۰     | ۲/۵   |  |
| دهه سوم<br>۱۵۳                | ۲۷/۵                 | ۴۲/۵   | ۱۵    | ۵۷/۵                 | ۷۰     | ۱۲/۵  |  |
| دهه چهارم<br>۱۱۵              | ۲۵                   | ۴۰     | ۱۵    | ۵۵                   | ۷۰     | ۱۵    |  |

برای حصول شناختی دقیق‌تر، گستره‌ی عرض جغرافیایی ورود چرخندها به کشور نیز به صورت سالانه مورد بررسی قرار گرفت. شکل (۵) تغییرات سال به سال کمینه و بیشینه عرض جغرافیایی ورود چرخندهای موثر بر بارش حوضه آبریز رود زرد به ایران از مرز غربی را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل نیز دیده می‌شود از سال آبی ۶۴-۶۵ تا اواسط دهه ۸۰ شمالی‌ترین قسمت ورود چرخندها به کشور تغییرات سالانه قابل توجهی داشته است. همچنین جنوبی‌ترین قسمت ورود چرخندها به کشور نیز از سال آبی ۷۱-۷۰ نایب‌تر شده است. به طوری که در سال آبی ۹۰-۹۱ به عرض جغرافیایی ۳۵ درجه منتقل شده است. بررسی فرآوانی چرخندها در دهه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد، دهه اول بیشترین تعداد و دهه چهارم کمترین تعداد چرخندهای موثر بر بارش حوضه آبریز رود زرد را داشته‌اند. جدول (۲) فرآوانی چرخندها را در هر چهار دهه نشان می‌دهد. با دقت در فرآوانی چرخندها می‌توان دریافت که فرآوانی چرخندها در هر دهه نسبت به دهه پیشین کاهش داشته است. شکل (۷) نیز فرآوانی سالانه چرخندها را نشان می‌دهد. شکل مذکور نیز حاکی از وجود روند کاهشی در فرآوانی چرخندها می‌باشد.



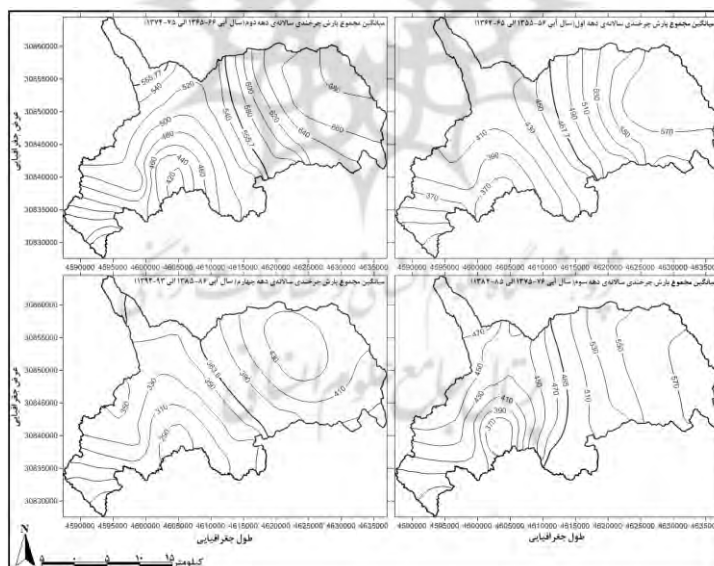
شکل (۵). نمودار تغییرات سالانه کمینه و بیشینه عرض جغرافیایی ورود چرخندهای موثر بر بارش حوضه آبریز رود زرد از مرز غربی به ایران

شکل (۶) نقشه میانگین مجموع بارش‌های چرخندی را در هر چهار دهه نشان می‌دهد. میانگین مجموع بارش‌های چرخندی در دهه اول ۴۶۷/۷ میلی‌متر (منحنی ضخیم در نقشه مربوط به میانگین دهه) می‌باشد که در میانه‌ی حوضه به صورت منحنی عمودی قسمت پرباران شرقی را از سایر قسمت‌ها جدا کرده است. بیشینه‌ی بارش در قسمت شرقی رخ داده و کمترین میزان بارش در خروجی حوضه دیده می‌شود. میانگین مجموع بارش‌های چرخندی در دهه دوم ۵۵۵/۷ میلی‌متر بوده که مانند دهه اول در میانه‌ی حوضه رخ داده است. در این دهه نیز شرق حوضه بیشترین میزان بارش را دریافت کرده است. این دهه پربارش‌ترین دهه در میان دهه‌های مورد مطالعه می‌باشد. هر چند در این دهه فرآوانی چرخندها نسبت به دهه اول کمتر بوده است. این امر می‌تواند ناشی از تداوم حضور چرخند در منطقه باشد. میانگین مجموع بارش‌های چرخندی در دهه سوم ۴۸۵ میلی‌متر بوده که مانند دو دهه پیشین در میانه‌ی حوضه رخ داده است. در این دهه نیز شرق حوضه بیشترین میزان بارش را داشته است. میانگین مجموع بارش‌های چرخندی در دهه سوم ۳۶۳/۶ میلی‌متر بوده که مانند دهه‌های قبل در میانه‌ی حوضه رخ داده است. در این دهه نیز شرق حوضه بیشترین میزان بارش را دریافت کرده است. در هر چهار دهه خروجی حوضه کمترین میزان بارش دریافتی را داشته است. جدول (۳) مساحت تحت پوشش طبقات بارشی را در هر دهه نشان می‌دهد. همان‌طور که در جدول مذکور نیز دیده می‌شود، در دهه اول، طبقه بارشی ۴۵۰-۴۰۰ میلی‌متر پهنه وسیع‌تری از حوضه را

تحت پوشش قرار داده و طبقه بارشی ۶۰۰-۵۵۰ در رتبه دوم قرار دارد. در دهه دوم وسیع‌ترین پهنه در حوضه به طبقه بارشی ۵۵۰-۵۰۰ جابجا شده و طبقه بارشی ۷۰۰-۶۵۰ میلی‌متر در رتبه بعدی قرار گرفته است. این دهه پربارش‌ترین دهه می‌باشد. در دهه سوم مانند دهه اول، طبقه بارشی ۴۵۰-۴۰۰ میلی‌متر و پس از آن طبقه بارشی ۶۰۰-۵۵۰ میلی‌متر در وسیع‌ترین قسمت‌های حوضه رخ داده‌اند. در دهه چهارم یک جابجایی به طبقات کم‌بارش صورت گرفته است. به نحوی که طبقات بارشی ۳۵۰-۳۰۰ میلی‌متر و ۴۵۰-۴۰۰ میلی‌متر از نظر وسعت در رتبه‌های اول و دوم قرار گرفته‌اند.

جدول (۲). فراسنج‌های آماری بارش‌های چرخندی در دهه‌های مورد مطالعه

| فراسنج                         | دهه اول | دهه دوم | دهه سوم | دهه چهارم | کل دوره مورد بررسی |
|--------------------------------|---------|---------|---------|-----------|--------------------|
| فراوانی چرخندهای موثر بر بارش  | ۲۲۱     | ۲۰۷     | ۱۵۳     | ۱۱۵       | ۶۹۶                |
| میانگین مجموع بارش چرخندی (mm) | ۴۶۷/۷۷  | ۵۵۵/۷۷  | ۴۸۵     | ۳۶۳/۶۳    | ۴۷۳/۵۴             |
| فراوانی روزهای بارش چرخندی     | ۳۴۳     | ۳۶۷     | ۲۷۱     | ۲۱۱       | ۱۱۹۲               |
| کمینه بارش چرخندی (mm)         | ۲۹۹/۴۵  | ۳۶۵/۰۷  | ۳۵۲/۱۷  | ۲۳۸/۹۵    | ۳۱۷/۸۵             |
| بیشینه بارش چرخندی (mm)        | ۵۸۷/۵۴  | ۶۸۴/۱   | ۵۸۰/۳۳  | ۴۴۲/۶۹    | ۵۷۲/۳۴             |



شکل (۶). نقشه میانگین مجموع بارش چرخندی سالانه‌ی دهه‌های مورد مطالعه حوضه آبریز رود زرد

همان‌طور که پیش‌تر نیز ذکر گردید، در هر چهار دهه قسمت شرقی حوضه بیشترین بارش و خروجی حوضه کمترین بارش را دریافت کرده‌اند. این بخش، مرتفع‌ترین قسمت حوضه آبریز است (شکل ۲) و گویای تاثیر ارتفاع و طول جغرافیایی در دریافت بارش است. ضرایب همبستگی بالای این دو فراسنج با میزان بارش (طول جغرافیایی ۰/۸۹ و ارتفاع ۰/۹۵۷) موید این رابطه می‌باشد. از آنجا که نواحی مرتفع در شرق حوضه آبریز واقع شده‌اند، برای بررسی دقیق‌تر از همبستگی جزئی استفاده شد. نتیجه نشان داد که با حذف اثر عوامل طول و عرض جغرافیایی، ارتفاع (ضریب همبستگی جزئی: ۰/۷۵۱) بیشترین تاثیر را بر بارش داشته است. بنابراین اثر طول جغرافیایی بر بارش به دلیل افزایش ارتفاع در راستای طول جغرافیایی بوده است. مطالعه علیجانی (۲۰۰۸: ۲۱۸-۲۳۱) نیز در رابطه با

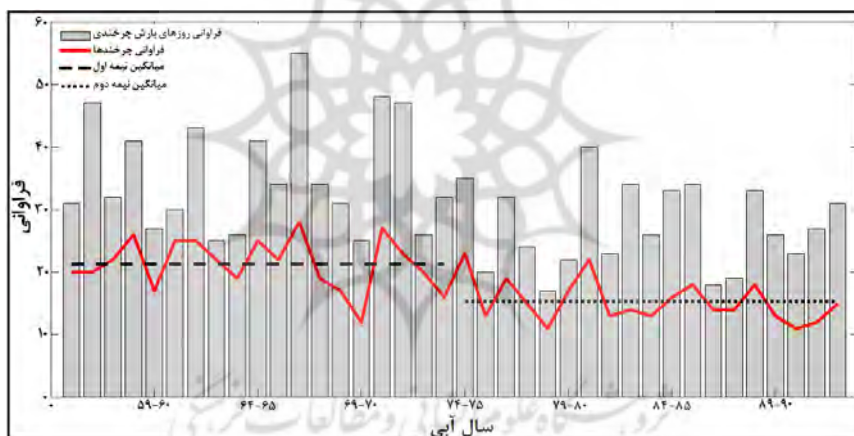




تأثیر زاگرس بر بارش نشان می‌دهد که بیشینه بارش در فصل سرد در دامنه غربی زاگرس، نسبتاً پایین‌تر از قله واقع شده است که موید تأثیر ارتفاع بر بارش در حوضه آبریز رود زرد می‌باشد.

جدول (۳). درصد مساحت تحت پوشش طبقات بارشی (میلی‌متر) در هر دهه

| دهه   | دهه   | دهه   | دهه   | طبقات بارشی (میلی‌متر) |
|-------|-------|-------|-------|------------------------|
| چهارم | سوم   | دوم   | اول   |                        |
| ۱/۰۴  | -     | -     | -     | ۲۵۰-۲۰۰                |
| ۱۰/۴۲ | -     | -     | -     | ۳۰۰-۲۵۰                |
| ۳۳/۳۳ | -     | -     | ۳/۱۲  | ۳۵۰-۳۰۰                |
| ۲۵    | ۸/۳۳  | ۱/۰۴  | ۱۵/۶۳ | ۴۰۰-۳۵۰                |
| ۳۰/۲۱ | ۲۷/۰۸ | ۹/۳۷  | ۳۲/۲۹ | ۴۵۰-۴۰۰                |
| -     | ۲۱/۸۸ | ۱۶/۶۷ | ۱۲/۵  | ۵۰۰-۴۵۰                |
| -     | ۱۸/۷۵ | ۲۸/۱۲ | ۱۳/۵۴ | ۵۵۰-۵۰۰                |
| -     | ۲۳/۹۶ | ۱۱/۴۶ | ۲۲/۹۲ | ۶۰۰-۵۵۰                |
| -     | -     | ۱۱/۴۶ | -     | ۶۵۰-۶۰۰                |
| -     | -     | ۲۱/۸۸ | -     | ۷۰۰-۶۵۰                |



شکل (۷). مقایسه فراوانی چرخندهای موثر بر بارش و شمار روزهای بارش چرخندی و میانگین نیمه دوره‌ها در حوضه آبریز رود زرد طی دوره مورد مطالعه

برای دستیابی به تصویری واضح‌تر از تغییرات فراوانی چرخندها طی دوره مورد مطالعه، فراوانی سالانه چرخندهای موثر بر بارش حوضه آبریز رود زرد مورد بررسی قرار گرفت. شکل (۷) نمودار فراوانی چرخندهای موثر بر بارش حوضه آبریز رود زرد را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل نیز پیداست تعداد چرخندها طی دوره آماری روند کاهشی داشته است. آزمون تفاضل میانگین‌ها نیز حاکی از تفاوت بین میانگین نیمه اول و دوم (نیمه دوره اول: سال آبی ۵۶-۵۵ الی ۷۴-۷۳ و نیمه دوره دوم سال آبی ۷۴-۷۵ الی ۹۳-۹۲) دوره آماری است. یافته‌های این بخش با نتایج مطالعه کازانو و همکاران (۲۰۰۶: ۱۰۲۷-۱۰۴۹) همخوانی دارد. یافته‌های ایشان حاکی از اثرات متفاوت دمایی و بارشی الگوهای همدید در قسمت‌های مختلف قطب شمال می‌باشد که به دلیل تفاوت در شرایط محلی این قسمت‌ها است. مطالعه اسکيونمن و کازانو (۲۰۱۰: D05108) نیز حاکی از کاهش بارش‌های دینامیک در سواحل شرقی گرینلند بوده است. مطالعه کاتو<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۱۲: D10102) نیز نشان دهنده افزایش بارش در فصل مرطوب در شمال استرالیا است. میانگین شمار

1. Catto

چرخندها در نیمه اول حدود ۲۱ و در نیمه دوم حدود ۱۵ بوده است. این تفاوت در میانگین، وجود جهش در فراوانی چرخندهای موثر بر بارش حوضه آبریز را آشکار می‌کند. فراوانی روزهای بارش چرخندی نیز متأثر از بسامد چرخندهای هر سال آبی است.

میانگین بارش در نیم دوره اول ۶۵۷/۶ میلی متر (۴۸/۷ میلی متر بیشتر از بارش کل دوره) و میانگین بارش در نیم دوره دوم ۵۶۰/۴ میلی متر (۴۸/۵ میلی متر کمتر از بارش کل دوره) بوده است. این وضعیت نشان می‌دهد که فراوانی چرخندها در هر دوره به طور مستقیم بر بارش دریافتی حوضه تأثیر گذار می‌باشد. زیرا با کاهش میانگین فراوانی چرخندها در نیم دوره دوم، تعداد روزهای بارش نیز کاهش یافته است. در طی دوره آماری مورد بررسی فراوانی چرخندها و به تبع آن شمار روزهای بارش چرخندی دارای روند کاهشی بوده‌اند. ضریب همبستگی فراوانی چرخندها و شمار روزهای بارش چرخندی ۰/۷۷۶ (ضریب تعیین: ۰/۶۰۲) به دست آمد. این ضریب نشان دهنده رابطه مستقیم و قوی بین چرخندها و روزهای بارانی است (شکل ۷).

## نتایج

در پژوهش حاضر تغییرات چرخندهای موثر بر بارش‌های چرخندی حوضه آبریز رود زرد مورد بررسی قرار گرفت. برای شناسایی چرخندها از داده‌های ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نقشه‌های NCEP/NCAR به صورت ساعتی استفاده شد. با اعمال ۲ شرط کمینه بودن مقدار فشار یاخته نسبت به ۸ همسایه خود و داشتن شیو ارتفاع برابر یا کمتر از ۱۰۰ متر بر ۱۰۰۰ کیلومتر بر روی یاخته مورد نظر چرخندها شناسایی و سپس مسیریابی انجام شد. بررسی مسیرهای طی شده توسط چرخندها به صورت دهه ای حاکی از کاهش وسعت جغرافیایی عملکرد چرخندها طی دهه های مورد مطالعه بوده است. همچنین بررسی فراوانی چرخندها نیز به صورت دهه‌ای و نیز به صورت سالانه حاکی از وجود روند کاهشی در فراوانی چرخندهای موثر بر بارش حوضه آبریز رود زرد می‌باشد. بررسی های بیشتر نشان می‌دهد میانگین فراوانی چرخندها در نیمه اول دوره آماری مورد بررسی با یک جهش به سطح پایین‌تری جابه‌جا شده است. همچنین فراوانی روزهای بارش چرخندی در حوضه آبریز نیز روند کاهشی داشته است. کاهش بارش‌های حاصل از چرخندها می‌تواند به دلیل مکان شکل‌گیری چرخندها باشد؛ زیرا بر اساس بررسی‌های انجام شده شکل‌گیری چرخند بر روی عربستان و عراق نسبت به گذشته، اندکی بیشتر شده است و همین امر می‌تواند ورود هوای خشک یا کم‌تر مرطوب را به منطقه مورد بررسی ناشی شود. مطالعه مسعودیان (۱۳۹۱: ۱۵-۳۳) نیز حاکی از پیدایش یک مرکز چرخندی بر روی عراق است. همچنین بر اساس بررسی‌های گنگ و سوگی (۲۰۰۳: ۲۲۶۲-۲۲۷۴)، تغییر فعالیت چرخندهای برون حاره به دلیل ناپایداری<sup>۱</sup> تروپوسفر پایین ناشی از توزیع دمای جو است که خود متأثر از افزایش گازهای گلخانه‌ای و آتروسول‌های سولفات می‌باشد. بررسی بارش‌های حاصل از چرخندها نیز نشان می‌دهد مجموع بارش‌های حاصل از چرخند در دهه‌های مورد مطالعه نیز روندی کاهشی داشته است. لازم به ذکر است که دهه دوم (سال آبی ۱۳۶۵-۶۶ الی ۷۵-۱۳۷۴) پر بارش‌ترین دهه می‌باشد. هر چند در این دهه فراوانی چرخندها نسبت به دهه اول کمتر بوده است. این امر می‌تواند ناشی از تداوم حضور چرخند در منطقه باشد. در مجموع می‌توان اذعان داشت که چرخندهای موثر بر بارش حوضه آبریز رود زرد چه به لحاظ وسعت جغرافیایی و چه به لحاظ فراوانی وقوع دچار تغییر شده و بارش را نیز دستخوش تغییر کرده‌اند. تغییر در بارش، تأثیر مستقیم بر منابع آب سطحی به ویژه جریان رودها دارد و این منابع نقش مهمی در تامین آب مورد نیاز جوامع را دارند؛ زیرا تامین آب مورد نیاز کشاورزی و صنعت و ... از طریق منابع مذکور انجام می‌پذیرد. این مسئله موجب می‌شود تا مدیریت منابع آب (از طریق مهار آب با استفاده از سدها و بندها و ...) امری مهم و حیاتی باشد. بنابراین می‌توان گفت تغییر اقلیم یکی از فرایندهای پویای اثر گذار در مدیریت منابع آب است. از این رو مطالعه جوانب مختلف آن اهمیت بسیار بالایی دارد.

1. baroclinicity



## منابع

- بوشر، کیت ترجمه بهلول علیجانی (۱۳۸۵)، *آب و هوای کره زمین (جلد دوم) منطقه برون حاره*، انتشارات سمت.
- عساکره، حسین (۱۳۸۷)، کاربرد روش کریجینگ در میان‌یابی بارش، *جغرافیا و توسعه*، شماره ۱۲، ص ۴۲ - ۲۵.
- عساکره، حسین (۱۳۸۶)، *تغییر اقلیم*، انتشارات دانشگاه زنجان، چاپ اول.
- عطایی، هوشمند و فاطمی نیا، فخری سادات (۱۳۹۲)، تحلیل زمانی-مکانی چرخندهای ایران در سال ۱۳۷۶ خورشیدی، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، شماره ۱۰۸.
- علیجانی، بهلول (۱۳۸۵)، *اقلیم‌شناسی سینوپتیک*، انتشارات سمت، چاپ دوم.
- کاوسی، رضا و موحدی، سعید (۱۳۹۳)، بررسی همدید کنش‌های چرخندی بر روی ایران در سال ۱۳۷۱ شمسی، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، شماره ۱۱۵.
- مسعودیان، ابوالفضل (۱۳۹۱)، بررسی همدید کنش‌های چرخندی در طی ۱۳۸۲ - ۱۳۴۰ خورشیدی، *مجله مخاطرات محیطی*، سال اول.
- مسعودیان، ابوالفضل، عساکره، حسین، محمدی، بختیار و حلبیان، امیرحسین (۱۳۹۱)، *نمایش و پردازش داده‌های جوی*، انتشارات دانشگاه اصفهان، چاپ اول.
- مسعودیان، ابوالفضل، کاویانی، محمدرضا (۱۳۸۷)، *اقلیم‌شناسی ایران*، انتشارات دانشگاه اصفهان، چاپ اول.
- Alijani. Bohloul (2008), Effect of the Zagros Mountains on the Spatial Distribution of Precipitation, *J. Mt. Sci.* 5: 218–231.
- Almazroui. Mansour, Dambul. Ramzah, Nazrul Islam. Md and Jones. P.D (2015), Atmospheric circulation patterns in the Arab region and its relationships with Saudi Arabian surface climate: A preliminary assessment, *Atmospheric Research* 161–162, P 36–51.
- Blender. R and Schubert. M (2000), Cyclone Tracking in Different Spatial and Temporal Resolutions, *Monthly Weather Review*, 128, P 337–384.
- Catto. J. L, C. Jakob, and N. Nicholls (2012), The influence of changes in synoptic regimes on north Australian wet season rainfall trends, *J. Geophys. Res.*, 117, D10102, doi:10.1029/2012JD017472.
- Cassano. J J, Uotila. P, Lynch. A (2006). Changes in synoptic weather patterns in the polar regions in the twentieth and twenty-first century, Part 1: Arctic. *International Journal of Climatology* 26: 1027–1049.
- Cassano. John J, Uotila. Petteri, Lynch. Amanda H and Cassano. Elizabeth N (2007), Predicted changes in synoptic forcing of net precipitation in large Arctic river basins during the 21st century, *Journal of Geophysical Research*, Vol 112.
- Chan. Johnny C. L and Xu. Ming (2009), Inter-annual and inter-decadal variations of landfalling tropical cyclones in East Asia. Part I: time series analysis, *Int. J. Climatol.* 29: 1285–1293.
- Dacre. H. F, and S. L. Gray (2013), Quantifying the climatological relationship between extratropical cyclone intensity and atmospheric precursors, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2322–2327.
- Finnis. Joel, Holland. Marika M, Serreze. Mark C and Cassano. John J (2007), Response of Northern Hemisphere extratropical cyclone activity and associated precipitation to climate change, as represented by the Community Climate System Model, *Journal of Geophysical Research*, Vol 115.
- Geng. Q, Sugi. M (2003). Possible change of extratropical cyclone activity due to enhanced greenhouse gases and Sulfate aerosols—study with a high-resolution AGCM. *Journal of Climate* 16: 2262–2274.

- Maheras. P, Flocas. H.A, Patrikas. I and Anagnostopoulou. CHR (2001), A 40 years' objective climatology of surface cyclones in the mediteranean region: spatial ana temporal distribution. Int. J. Climatol. 21: 109–130.
- Mardikis. M.G, Kalivas. D.P and Kollias. V.J (2005), Comparison of Interpolation Methods for the Prediction of Reference Evapotranspiration – An Application in Greece, Water resources Management, 19: 251–278.
- Rajewicz. J and S. J. Marshall (2014), Variability and trends in anticyclonic circulation over the Greenland ice sheet, 1948–2013, Geophys. Res. ett., 41, P 2842–2850.
- Risbey. J. S, M. J. Pook. and P. C. McIntosh (2013), Spatial trends in synoptic rainfall in southern Australia, Geophys. Res. Lett., 40, 3781–3785.
- Schuenemann. Keah C. and Cassano. John J (2010), Changes in synoptic weather patterns and Greenland precipitation in the 20th and 21st centuries: 2. Analysis of 21st century atmospheric changes using self-organizing maps, Journal of Geophysical Research, Vol 115.
- Stone. Robert S, Dutton. Ellsworth G, Harris. Joyce M and Longenecker. David (2002), Earlier spring snowmelt in northern Alaska as an indicator of climate change, Journal of Geophysical Research, Vol. 107.

