

فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۹، شماره اول، بهار ۱۳۹۳، شماره پیاپی ۱۱۲

A. H. Halabian  
F. Hosseinlipour jazi

امیرحسین حلییان، استادیار گروه علمی جغرافیا، دانشگاه پیام نور

فرشته حسینی پورجری، کارشناس ارشد اقلیم شناسی، مدرس مدعو دانشگاه پیام نور باغباندران

E-mail: halabian\_a@yahoo.com

صص: ۲۲۰-۲۰۵

شماره مقاله: ۹۴۸

پذیرش: ۹۲/۹/۳

وصول: ۹۱/۱۱/۵

## تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدّی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر

### چکیده

در این پژوهش به تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدّی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر با بهره‌گیری از رویکرد محیطی به گردشی پرداخته شده‌است. در این راستا، از پایگاه داده بارش روزانه منطقه، مطالعاتی شامل ۳۳ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران‌سنجی طی ۱۵۹۹۲ روز (از ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱)، ۱۰۹ روز از شدیدترین و فراگیرترین بارش‌های منطقه بر اساس شاخص پایه صدک ۹۹ام، برای بررسی و تحلیل‌گزینش شد. فراوانی رودبادهای موقعیت آنها در محدوده وسیعی از صفر تا ۱۲۰ درجه شرقی و صفر تا ۸۰ درجه شمالی در چهار تراز ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال طی چهار دیده‌بانی همدید در ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ گزینویج بررسی گردید. نتایج بررسی‌ها نشان می‌دهد که رودبادهای از نظر زمانی به جز در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال که در ساعت ۰۶:۰۰ فراوانی بالایی را نشان می‌دهند؛ در ترازهای ۳۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکال عمدتاً در ساعت ۱۸:۰۰ بر روی منطقه مطالعاتی نمودی آشکار دارند. در عین حال، نقشه‌های میانگین سرعت رودبادهای در این ساعت‌ها که از یک سو منطبق بر رخداد بیشینه فراوانی رودبادهای از دیگر سو مقارن با وقوع بیشینه سرعت رودبادهای در پهنه مطالعاتی است؛ بیانگر قرارگیری ربع چهارم هسته رودباد (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) بر روی کرانه‌های غربی خزر است. این موضوع می‌تواند به انبساط توده هوا در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی بینجامد. به طور کلی، کشیدگی رودباد تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در اغلب موارد در ساعت ۱۸:۰۰ نشان از ضخامت لایه ناپایدار دارد که می‌تواند بارش‌های حدّی و فراگیر را روی کرانه‌های غربی خزر ایجاد نماید.

**واژه‌های کلیدی:** تحلیل فراوانی، ناپایداری، رودباد، بارش‌های حدّی، همگرایی، واگرایی، کرانه‌های غربی خزر.

### مقدمه

در همه نقشه‌های هوا، بدون استثنا، کمربندها یا نوارهای باد با سرعت زیاد دیده می‌شوند که تا مسافت‌هایی بسیار طولانی کشیده شده‌اند. بنا به تعریف سازمان هواشناسی جهانی، هرگاه سرعت این نوارهای سرعت بیش از ۳۰ متر بر ثانیه باشد، جریان رودباد به وجود می‌آید (علیجانی و کاویانی، ۱۳۷۹: ۲۹۱). این در حالی است که بنا به تعریف آمده در فرهنگ واژگان هوا و اقلیم به بادهای افقی بسیار شدید با سرعت بیش از ۵۰ گره یا حدود ۲۶ متر بر ثانیه که در بالاتر از

بادهای سیاره ای می‌وزند، رودباد اطلاق می‌شود (گیر<sup>۱</sup>، ۱۹۶۱). در واقع، رودبادها، هسته‌هایی از سرعت هستند که در بستر امواج کوتاه و بلند حرکت می‌کنند و همانند آنها دارای مناطق همگرایی و واگرایی هستند (علیجانی، ۱۳۸۱، ۸۲). سرعت هسته‌های رودباد نیز از مرکز هسته به اطراف کاهش می‌یابد که این کاهش به طرف قطب، چرخندی یا مثبت و به طرف استوا، واچرخندی یا منفی است. هسته‌های سرعت یکی در حاشیه استوایی بادهای غربی و دیگری بر روی جبهه قطبی منطقه برون حاره بیش از نواحی دیگر حرکت می‌کنند؛ در نتیجه، دو بستر نسبتاً متمایز را به وجود می‌آورند که رودباد جبهه قطبی و رودباد جنب حاره‌ای نامیده می‌شوند (علیجانی و کاویانی، ۱۳۷۹: ۲۹۱). رودباد جبهه قطبی در عرض‌های میانه و بالا در محل جبهه قطبی و در ارتفاع ۹ تا ۱۲ کیلومتری و رودباد جنب حاره در فاصله مداری ۲۰ تا ۳۰ درجه در ارتفاع ۱۲ تا ۱۴ کیلومتری حلقه‌های ناپیوسته‌ای را به دور کره زمین تشکیل می‌دهند (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۳۷). محل تشکیل رودبادها منطبق بر کمربند حداکثر شیب وردیست است؛ یعنی منطبق بر محلی است که شیو دما و همچنین انتقال انرژی از استوا به قطب به حداکثر می‌رسد.

خوشبختانه، ادبیات اقلیم‌شناسی در باب نقش و اهمیت رودبادها در توزیع مکانی و شدت بارش غنی است. در این ارتباط، التانای<sup>۲</sup> (۱۹۶۰) ضمن بررسی نقش رودباد جنب حاره در شکل‌گیری ابرهای تراز بالا در منطقه خاورمیانه به این نتیجه رسید که ارتباط آشکار و معنی‌داری میان موقعیت رودباد جنب حاره و شکل‌گیری ابرها در این گستره جغرافیایی وجود دارد. هرون<sup>۳</sup> و تولستوی<sup>۴</sup> (۱۹۶۸) در پژوهشی با عنوان «مسیریابی رودبادها با استفاده از سیگنال‌های فشار سطح زمین» متوجه همبستگی میان فشارهای ثبت شده با جهت و سرعت باد در رودبادها شدند. وینرت<sup>۵</sup> (۱۹۶۸) نیز با مطالعه آماره‌های رودباد جنب حاره بر روی استرالیا آشکار ساخت که موقعیت رودباد مزبور در میانگین درازمدت، بین مدارهای ۲۶ تا ۳۲ درجه جنوبی بوده است. دایان<sup>۶</sup> و آبرامسکی<sup>۷</sup> (۱۹۸۳) نیز رخداد بارش‌های سنگین منطقه خاورمیانه را حاصل موقعیت غیرمتعارف رودبادها و انحنا و واچرخندی رودباد تلقی کردند. جانسون<sup>۸</sup> و دانیل<sup>۹</sup> (۲۰۰۶) در پژوهشی با عنوان «بارش‌های مرتبط با رودبادها» به این نتیجه رسیدند که توزیع میانگین بارش در چهار ایستگاه انگلستان، متأثر از رودبادهاست و تاوایی در قسمت ورودی و واتاوایی در قسمت خروجی رودباد، دریافت متفاوت بارش را به همراه خواهد داشت. پریراکوس<sup>۱۰</sup> و همکاران (۲۰۰۶) با بررسی موردی رابطه میان رودباد جبهه قطبی و رودباد جنب حاره در چرخندزایی شرق مدیترانه به این نتیجه رسیدند که هرگاه رودباد جبهه قطبی نسبت به موقعیت معمولی فصلی خود به طرف جنوب کشیده شود و با رودباد جنب حاره که نسبت به موقعیت معمولی خود به طرف شمال گسترش یافته است در هم آمیزد؛ فرایند چرخندزایی تشدید می‌گردد. آنان با بررسی چرخندهای ۱۵ مارس ۱۹۹۸ ناحیه قبرس به این نتیجه رسیدند که مجاورت رودباد جبهه قطبی و رودباد جنب حاره با یک افزایش ناپایداری

1 - Geer  
2 - Eltantawy  
3 - Herron  
4 - Tolstoy  
5 - Weinert  
6 - Dayan  
7 - Abramski  
8 - Jhonson  
9 - Danials  
10 - Prezerakos

هیدرودینامیکی همراه است و این موضوع نقش مهمی در فرایند چرخندزایی این ناحیه دارد. دگرمنزیک<sup>۱۱</sup> و ویسیگ<sup>۱۲</sup> (۲۰۰۷) نسبت به طبقه‌بندی الگوهای رودباد روی اروپا در طی بازه زمانی ۲۰۰۱-۱۹۵۰ و توصیف آماره‌های اساسی آنها نظیر: فراوانی، تداوم و تغییرات روزبه‌روز ساختاری آنها اقدام نمودند. از میان چهار الگوی شناسایی شده در این پژوهش، یک الگو تغییرات دمایی شدید در بخش‌های غربی اروپا و سه الگوی دیگر وزش دمایی قابل ملاحظه‌ای را در بخش‌های شرقی و مرکزی اروپا تبیین نمودند. استرانگ<sup>۱۳</sup> و دیویس<sup>۱۴</sup> (۲۰۰۷) نیز تغییرپذیری در موقعیت و شدت هسته‌های رودباد زمستانه را در ارتباط با شاخص‌های پیوند از دور نیمکره شمالی بررسی کردند. به نظر آنان فراوانی و موقعیت رودبادهای ارتباط آشکاری با شاخص نوسان اطلس شمالی دارد. فرج زاده و همکاران (۲۰۰۸) ارتباط بین موقعیت رودبادهای چرخندهای غرب ایران را در دوره زمانی ۱۹۹۹-۱۹۸۵ مطالعه نمودند. نتایج پژوهش آنها آشکار ساخت که رخداد بارش‌های سنگین در هنگام انحنای چرخندی مسیر رودباد و رویداد بارش‌های سبک در زمان انحنای واچرخندی مسیر رودباد، میسر شده است. ولینگر<sup>۱۵</sup> و همکاران (۲۰۰۹) با بررسی تغییرپذیری جو در بخش شمالی اطلس در ارتباط با تغییرات پیچانه‌ای به این نتیجه رسیدند که شاخص‌های نوسان اطلس شمالی و شرقی اطلس تغییرات رودبادهای را در ارتباط با عرض جغرافیایی و سرعت آنها تبیین می‌کنند. در عین حال، آنان معتقدند که بررسی تغییرات شاخص‌های مزبور برای تحلیل فضایی رودبادهای و سرعت آنها ضروری است.

جیاکان یان<sup>۱۶</sup> و همکاران (۲۰۱۱) ارتباط بین رودباد اطلس شمالی و فرارفت حاره‌ای روی هند و اقیانوس آرام غربی را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که در مقیاس زمانی دهه‌ای افزایش عمده‌ای در فراوانی رخداد بارش طی سال‌های ۱۹۵۸ تا ۱۹۷۹ و ۱۹۸۰ تا ۲۰۰۱ بر روی اقیانوس هند تا اقیانوس آرام غربی بروز کرده است. اندرو هول<sup>۱۷</sup> و همکاران (۲۰۱۲) الگوی اصلی بارش‌های اقیانوس هند را طی دوره سرد سال (از نوامبر تا آوریل ۲۰۰۸-۱۹۷۹) در دو مقیاس زمانی فصلی و سالانه با بهره‌گیری از تحلیل توابع متعامد تجربی و شاخص پیوند از دور بررسی کرده و به این نتیجه رسیدند که الگوی بارش در مقیاس زمانی سالانه با نوسان مادن جولیان و در مقیاس زمانی فصلی با نوسان جنوبی-ال نینو مرتبط است. در بخش منابع داخلی نیز خوشحال (۱۳۷۶) ضمن تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک-اقلیمی برای بارش‌های بیش از ۱۰۰ میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر نشان می‌دهد که برخلاف آنچه قبلاً تصور می‌شد، اولاً ریزش این باران‌ها بر اثر فرارفت هوای سرد از سبیری به روی این دریا انجام نمی‌گیرد و ثانیاً مقدار ریزش باران در دامنه‌های شمالی البرز با ارتفاع کاهش نیافته، بلکه افزایش می‌یابد. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که این باران‌ها بر اثر ورود جبهه‌های تقویت شده نسیم دریا توسط سیستم‌های سینوپتیک به ساحل ریزش می‌نماید. خسروی (۱۳۸۱) به مطالعه پدیده انسو و تغییرپذیری اقلیم جنوب شرقی ایران پرداخته است. در این مطالعه، مسیر رودبادهای جنب حاره‌ای و جبهه قطبی بر روی نقشه‌های سرعت و جهت ترازهای ۲۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال تعیین و ترسیم شده است. بر این اساس، با توجه به مقایسه بین فازها، تغییرپذیری معنی‌دار در مسیر و شدت این رودبادهای در فازهای گرم، به تقویت انتقال

11 - Degrimrindzic

12 - Wibig

13- Strong

14 - Davis

15 - Woolings

16 - Jiacan Yuan

17 - Andrew Hoell

رطوبت، ناپایداری و بارش بر روی منطقه منجر می‌گردد. فرج زاده و همکاران (۱۳۸۴) ضمن تحلیل موقعیت رودباد در رابطه با سامانه‌های بارشی غرب کشور، به این نتیجه رسیدند که هسته‌های سرعت در روزهای آغاز و حداکثر بارش در دو قسمت متمرکز شده‌اند. منطقه مطالعاتی در حالت اول و در مورد هسته اطراف دریای سرخ در قسمت خروجی هوای سرد (ناحیه چپ خروجی یا ربع دوم) هسته قرار گرفته و در مورد هسته مستقر در جنوب غربی دریای خزر در ناحیه ورودی هوای گرم (ناحیه راست و رودی یا ربع چهارم) قرار گرفته است. مفیدی و همکاران (۱۳۸۶) در پژوهشی نسبت به تعیین الگوهای همدیدی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی خزر، اقدام کردند. یافته‌ها نشان داد که بارش‌های شدید و حدی سواحل جنوبی خزر در سه الگوی همدیدی اصلی جا می‌گیرد. نیمه جنوبی خزر عمدتاً تحت تأثیر گردش و اچرخندی دارای تاوایی منفی است، اما بارش حاصله، ناشی از همگرایی جریان‌های چرخندی و اچرخندی روی دریاست. مسعودیان و محمدی (۱۳۹۰) به تحلیل رودبادهای مرتبط با رخداد بارش‌های ابرسنگین ایران پرداخته‌اند. نتیجه بررسی آنها نشان می‌دهد که هرچند رودبادهای در خلیج فارس و در جنوب غرب ایران دارای فراوانی قابل ملاحظه‌ای هستند؛ اما بخش‌های شمالی عربستان محل اصلی استقرار و تمرکز رودبادهای در زمان رخداد بارش‌های ابرسنگین و فراگیر ایران بوده است.

از آن جایی که الگوی پراکنش جغرافیایی بارش و شدت آن در مقیاس سیاره‌ای، علاوه بر الگوهای سامانه‌ای فشار، محل استقرار کمربند همگرایی حاره‌ای، جریان‌های اقیانوسی متأثر از آرایش رودبادهای، موقعیت و گسترش آنها نیز هست، در این نوشتار کوشش شده است با بررسی فراوانی رودبادهای مؤثر در رخداد بارش‌های حدی و فراگیر کرانه‌های غربی خزر، فرایندی از عوامل مؤثر در رخداد این بارش‌ها شناسایی گردد تا زمینه برای استفاده بهینه از این بارش‌ها در قلمرو مطالعاتی مهیا گردد. به بیان دیگر، تعیین موقعیت و فراوانی رودبادهای و نیز میانگین سرعت آنها در هنگام رخداد بارش‌های حدی و فراگیر کرانه‌های غربی خزر هدف این مقاله بوده است.

## داده‌ها و روش پژوهش

اساساً در هر مطالعه همدید نیاز به دو پایگاه داده، یکی پایگاه داده رویداد محیطی (سطحی) و دیگری پایگاه داده جوی که چگونگی جریان‌های جوی را مشخص می‌نمایند، ضرورت می‌یابد. بر این اساس، پایگاه داده‌های این پژوهش که رویکردی محیطی به گردشی دارد (دلیل استفاده از این روش آن است که تغییرات زمانی و مکانی بارش شدید است و این رویکرد به محقق این امکان را می‌دهد تا تنها روی بارش‌هایی متمرکز شود که قصد مطالعه آنها را دارد)، از دو گروه متغیر تشکیل گردید. ابتدا داده‌های بارش روزانه ۳۳ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران سنجی کرانه‌های غربی خزر از تاریخ ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ به عنوان پایگاه داده رویداد محیطی تهیه و انتخاب گردید. دومین گروه از متغیرها مشتمل بر داده‌های مؤلفه بادمداری و مؤلفه باد نصف النهاری بود که به منظور ترسیم رودبادهای در ترازهای ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال از آنها بهره گرفته شد. متغیرهای گروه اول از سازمان هواشناسی کشور و گروه دوم متغیرها از تارنمای [www.cdc.noaa.gov](http://www.cdc.noaa.gov) به صورت دیده‌بانی‌های شش ساعته (۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ به وقت گرینویچ) اخذ و تهیه گردید.

با توجه به پایگاه داده رویداد محیطی، بارش روزانه کرانه‌های غربی خزر در ۱۵۹۹۲ روز با بهره‌گیری از روش

کریجینگ<sup>۱۸</sup> میان‌یابی شد. بدین منظور، به هنگام میان‌یابی بارش هر روز، پهنه مورد مطالعه به ۴۸ یاخته به اندازه ۱۴×۱۴ کیلومتر تبدیل شد که حاصل آن تشکیل آرایه‌ای از پایگاه داده بارش روزانه کرانه‌های غربی خزر به ابعاد ۱۵۹۹۲×۴۸ بود. سپس برای هر روز، بیشینه (رابطه ۱) و درصد پهنه زیر بارش (رابطه ۲) محاسبه و در انتها پایگاه داده مزبور بر حسب شدیدترین و فراگیرترین بارش‌ها از بزرگ به کوچک مرتب گردید.

$$\text{Max}_{pj} = \max(p_{i,j}) = \text{بیشینه بارش هرروز}$$

رابطه ۱)

i=۱ تا ۴۸ یاخته مکانی

j=۱۵۹۹۲ روز بارش.

رابطه ۲)

تعداد یاخته‌هایی که در روز مورد نظر بارش

بیش از ۰/۱ میلیمتر داشتند

$$= \frac{\text{تعداد کل یاخته‌های حاصل از میان‌یابی (۴۸ یاخته)}}{\text{تعداد یاخته‌هایی که در روز مورد نظر بارش بیش از ۰/۱ میلیمتر داشتند}} \times ۱۰۰$$

درصد پهنه زیر بارش منطقه در هر روز

به منظور بررسی بارش‌های حدی و فراگیر کرانه‌های غربی خزر، از میان شاخص‌هایی که غالباً توسط پژوهشگران برای تعیین بارش‌های حدی استفاده شده (۱- شاخص آستانه مطلق یا آستانه اختیاری؛ ۲- شاخص مساحت منحنی هم بارش خاص؛ ۳- شاخص آستانه درصدی و ۴- شاخص پایه صدک) از شاخص پایه صدک که هم‌اکنون رایجترین روش محاسبه و تعیین بارش‌های حدی محسوب می‌شود (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۳۳ و ۱۳۴) استفاده گردید. این روش عمدتاً برای تعیین تعداد روزهای دارای بارش شدید، خیلی شدید و حدی بر مبنای آستانه صدک خاص استفاده می‌شود (پترسن<sup>۱۹</sup> و همکاران، ۲۰۰۱، الکساندر<sup>۲۰</sup> و همکاران، ۲۰۰۶). بر اساس توافق بین المللی، از تعداد کل روزهای بارشی، روزهای برابر یا بالاتر از صدک ۹۵ ام و ۹۹ ام به ترتیب به عنوان روزهای دارای بارش شدید و بارش حدی تلقی می‌شوند (نیکولز<sup>۲۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۰، پترسن و همکاران، ۲۰۰۱، زانگ<sup>۲۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۵، الکساندر و همکاران، ۲۰۰۶). بر این اساس، از تعداد کل روزهای بارشی در کرانه‌های غربی خزر، روزهای برابر یا بالاتر از صدک ۹۹ ام به عنوان روزهای دارای بارش حدی در نظر گرفته شد. بدین ترتیب، روزهایی به عنوان نمونه انتخاب شدند که بیشینه بارش آنها برابر یا بیش از ۹۶/۲۸ میلیمتر بود. به عبارت دیگر ۱۰۹ روز از بارش‌های پایگاه داده مورد بحث که بر حسب شدیدترین و سپس فراگیرترین بارش‌ها مرتب شده بود (جدول ۱)، به عنوان نمونه مورد مطالعه در این پژوهش انتخاب گردید.

18 - Kriging

19 - Peterson

20 - Alexander

21 - Nicholls

22 - Zhang

## نقش رودباد در ایجاد ناپایداری

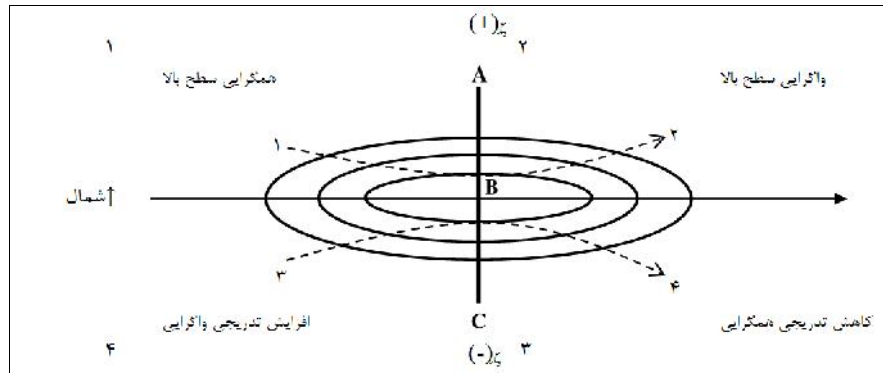
هسته‌های رودباد در بستر موج‌های کوتاه و بلند حرکت می‌کنند. بر اساس شکل ۱ خطی که عمود بر محور رودباد ترسیم شده است؛ رودباد را به دو بخش تقسیم می‌کند: منطقه ورودی در سمت چپ و منطقه خروجی در سمت راست. در واقع، بر اساس مدل ربع دایره، هسته سرعت به چهار بخش تقسیم می‌شود: بخش‌های ورودی راست و خروجی چپ واگرایی و بخش‌های ورودی چپ و خروجی راست همگرایی دارند (شکل ۱). ربع‌های دوم و چهارم با افزایش تاوایی مثبت و همچنین، واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراهند؛ در حالی که برعکس ربع‌های اول و سوم با افزایش تاوایی منفی و همچنین، همگرایی سطوح فوقانی و واگرایی سطوح پایین جو همراهند. بنابراین، مناطق مستعد چرخندزایی در زیر سمت چپ منطقه خروجی و زیر سمت راست منطقه ورودی هسته رودباد قرار دارد. قرارگیری هر یک از بخش‌های چهارگانه رودباد بر روی پهنه مطالعاتی می‌تواند شرایط پایداری و یا ناپایداری را به دنبال داشته باشد.

اساساً شیو سرعت باد در ترازهای بالا نسبت به ترازهای پایین جو شدیدتر است. این شیو تابعی از دمای جو است. اگر به علت برقراری وزش افقی، بزرگی کمیته چون  $\nabla T$  (شیو دما) افزایش یابد، به دنبال آن چینش باد و تندی باد در هسته رودباد نیز افزایش خواهند یافت. تقویت رودباد موجب افزایش تاوایی می‌شود، افزایش تاوایی موجب افزایش واگرایی در شاره می‌شود و با افزایش واگرایی حرکات قائم نیز افزایش می‌یابد.

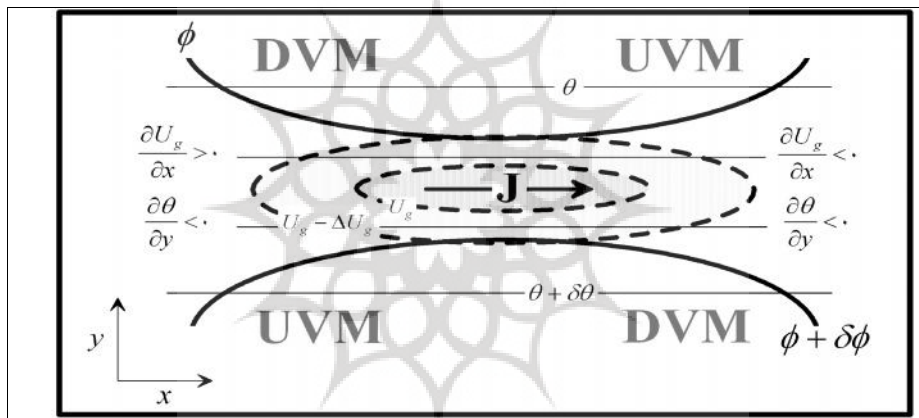
جدول (۱) نمایی کلی از پایگاه داده بارش در کرانه‌های غربی خزر

سال	ماه	روز	بیشینه بارش	طول مسطحاتی بیشینه بارش	عرض مسطحاتی بیشینه بارش	میانگین بارش	انحراف بارش از میانگین	درصد پهنه زیر بارش
۱۳۴۱	۶	۲۶	۲۹۸,۹۱۲۸	۴۵۸۸۲۴۳	۳۱۵۰۶۰۰۰	۱۰۵,۹۳۴۸	۱۰۰,۷۱۳۱	۱۰۰
۱۳۶۹	۷	۲۲	۲۷۲,۳۳۸۱	۴۷۰۰۲۳۱	۳۱۴۳۵۷۶۰	۵۹,۳۸۹۳۲	۴۸,۹۷۲۹۹	۱۰۰
۱۳۷۷	۷	۱۵	۱۹۴,۴۷۹۱	۴۷۱۴۲۲۹	۳۱۴۲۱۷۱۲	۵۲,۳۱۸۱۶	۴۴,۳۵۰۱۱	۹۵,۸۳
۱۳۵۴	۷	۲۲	۱۹۳,۸۹۷۴	۴۵۸۸۲۴۳	۳۱۵۰۶۰۰۰	۶۶,۹۱۵۸۵	۵۶,۴۹۹۵۲	۱۰۰
۱۳۵۶	۷	۳۰	۱۸۲,۷۹۶۴	۴۵۸۸۲۴۳	۳۱۵۰۶۰۰۰	۵۴,۰۰۰۷۶	۴۵,۱۰۰۲۴	۱۰۰
۱۳۸۳	۷	۲۳	۱۸۱,۱۶۱۱	۴۷۰۰۲۳۱	۳۱۴۳۵۷۶۰	۶۷,۵۴۸۰۷	۵۷,۴۵۰۶۷	۱۰۰
۱۳۷۴	۷	۲۵	۱۸۰,۶۲۴۷	۴۷۰۰۲۳۱	۳۱۴۳۵۷۶۰	۳۳,۷۰۵۵	۲۷,۸۰۷۴۸	۹۵,۸۳
۱۳۴۱	۸	۱۸	۱۸۰,۳۲۸۹	۴۷۰۰۲۳۱	۳۱۴۳۵۷۶۰	۴۷,۹۴۰۳۳	۴۱,۵۸۰۱	۱۰۰
۱۳۷۳	۷	۲۷	۱۷۸,۹۰۸۶	۴۷۵۶۲۲۴	۳۱۴۰۷۶۶۴	۳۰,۱۵۶۳۴	۲۴,۷۸۶۲۷	۶۶,۶۶۷
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
۱۳۴۷	۸	۵	۱۴۱,۲۱۵۹	۴۷۰۰۲۳۱	۳۱۴۳۵۷۶۰	۳۶,۸۱۷۲۵	۳۱,۶۹۸۲۲	۹۷,۹۲
۱۳۷۹	۷	۳	۱۴۰,۳۲۶۶	۴۵۴۶۲۴۸	۳۱۶۰۴۳۳۶	۱۵,۶۳۷۱۷	۱۱,۵۸۵۷۹	۹۳,۷۵
۱۳۷۵	۶	۲۹	۱۴۰,۰۳۵۸	۴۷۷۰۲۲۳	۳۱۴۰۷۶۶۴	۳۱,۲۸۵۳۱	۲۲,۳۸۵۶۳	۱۰۰
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
۱۳۷۷	۷	۳۰	۹۶,۸۵۲۲	۴۷۱۴۲۲۹	۳۱۴۲۱۷۱۲	۸,۸۰۰۱۳۷	-۰,۰۲۰۲۱	۶۰,۴۲
۱۳۶۵	۹	۱۷	۹۶,۴۲۱۳۶	۴۷۱۴۲۲۹	۳۱۴۲۱۷۱۲	۱۳,۱۵۱۴۵	۹,۴۹۲۸۳۲	۷۹,۱۶۷
۱۳۴۹	۹	۱۷	۹۶,۳۸۴۲۵	۴۷۰۰۲۳۱	۳۱۴۳۵۷۶۰	۳۷,۰۷۸۲۱	۳۳,۴۱۹۶	۱۰۰
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
۱۳۴۰	۲	۳	۰,۵۰۷۳۱۱	۴۵۸۸۲۴۳	۳۱۵۰۶۰۰۰	۰,۱۳۲۰۴۷	۳,۳۷۵۵۷	۴۵,۸۳۳۳۳
۱۳۸۲	۱۰	۳	۰,۴۹۸۴۸۹	۴۵۴۶۲۴۸	۳۱۵۲۰۰۴۸	۰,۱۰۵۸۹۲	۲,۹۳۶۱۸۵	۳۷,۵
۱۳۸۱	۴	۲۰	۰,۴۴۴۱۵۷	۴۵۴۶۲۴۸	۳۱۵۹۰۲۸۸	۰,۱۰۰۳۲۵	۲,۷۰۴۵۳۲	۴۱,۶۶۶۶۷

در منطقه ورودی رودباد که  $\partial U_g / \partial x > 0$  و در نتیجه  $Q_{gST} > 0$  است، یک گردش گرمایی عادی شکل می‌گیرد، ولی در منطقه خروجی رودباد که  $\partial U_g / \partial x < 0$  و در نتیجه  $Q_{gST} < 0$  است، یک گردش گرمایی غیر عادی شکل می‌گیرد. DVM نماینده حرکات قائم نزولی و UVM نماینده حرکات قائم صعودی است (مارتین، ۲۰۰۶، برگردان از: مسعودیان، ۱۳۸۸: ۲۶۹) (شکل ۲).

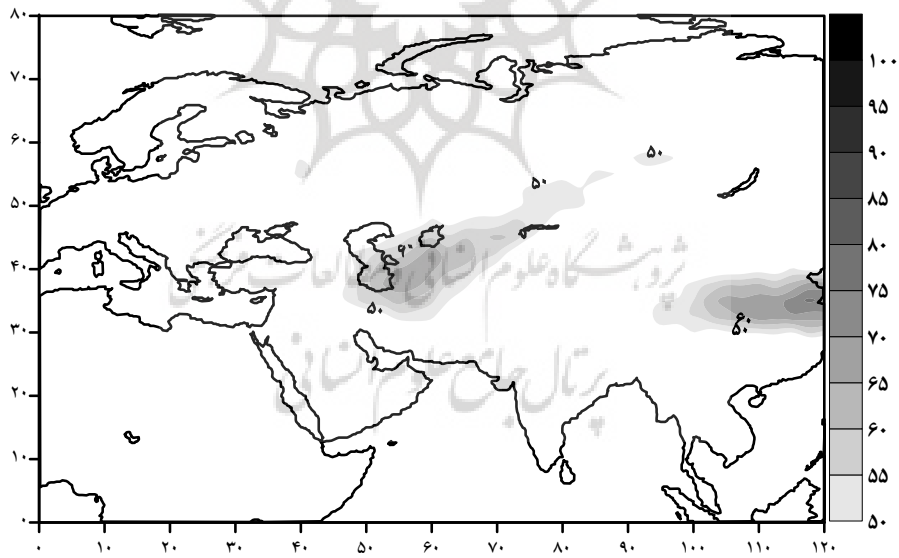


شکل ۱) ساختمان افقی هسته رودباد. منحنی‌های پیوسته خطوط هم سرعت هستند. دو خط بریده بریده مسیر بسته هوا را در شمال و جنوب هسته سرعت نشان می‌دهند. خط پررنگ افقی مسیر حرکت هسته سرعت را نشان می‌دهد. خط AC محل بیشترین شیب سرعت است (علی‌جانی، ۱۳۸۵: ۸۳).

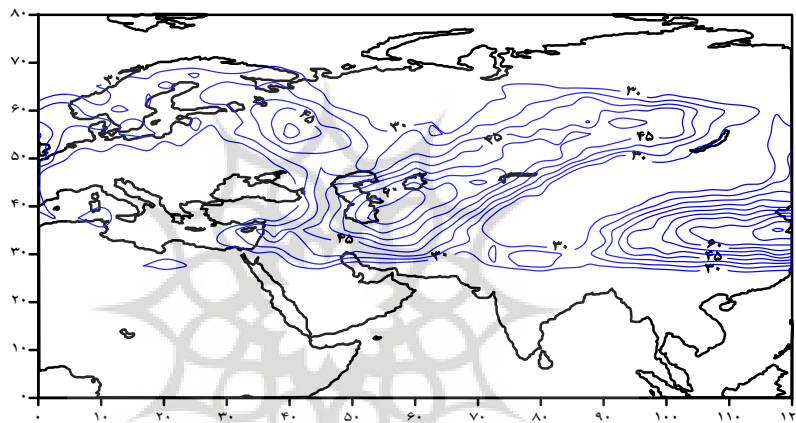


شکل ۲) گردش عمودی در منطقه ورودی و خروجی یک رودباد راست‌سخت. UVM و DVM به ترتیب نماینده حرکات عمودی صعودی و نزولی هستند (مارتین، ۲۰۰۶، برگردان از: مسعودیان، ۱۳۸۸: ۲۶۹).



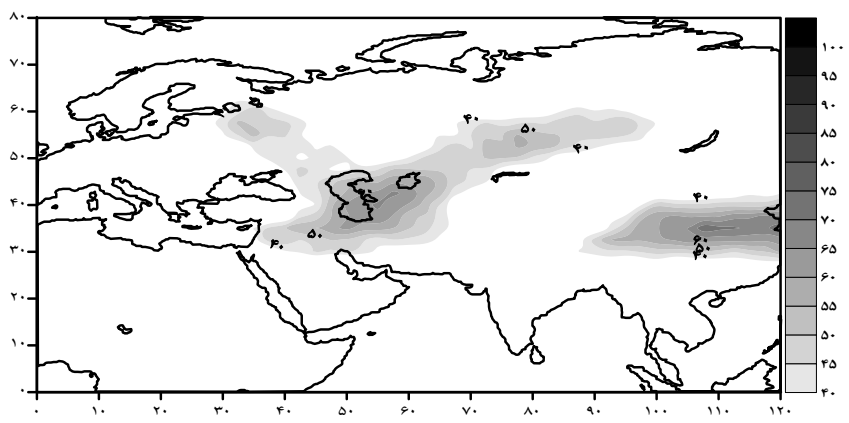


شکل ۳) فراوانی رودبادهای در ساعت ۰۶:۰۰، تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال

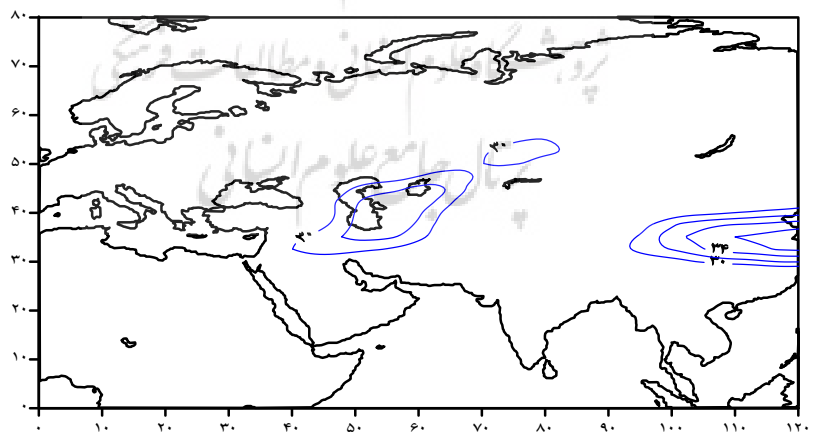


شکل ۴) میانگین سرعت رودبادها در ساعت ۰۶:۰۰، تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال

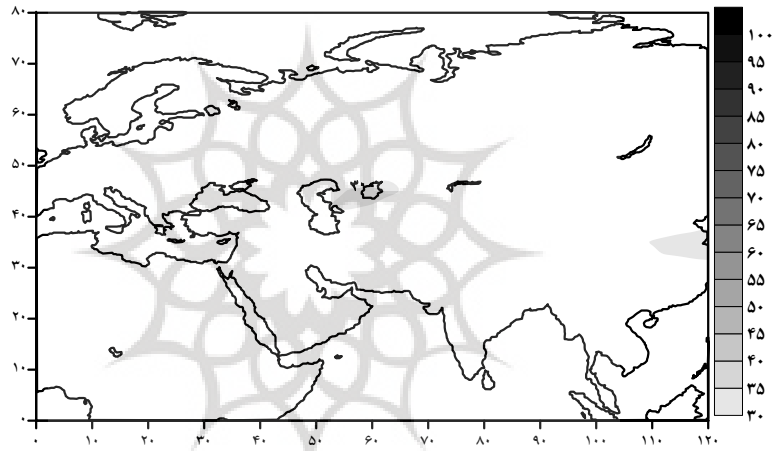
پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی  
 پرتال جامع علوم انسانی



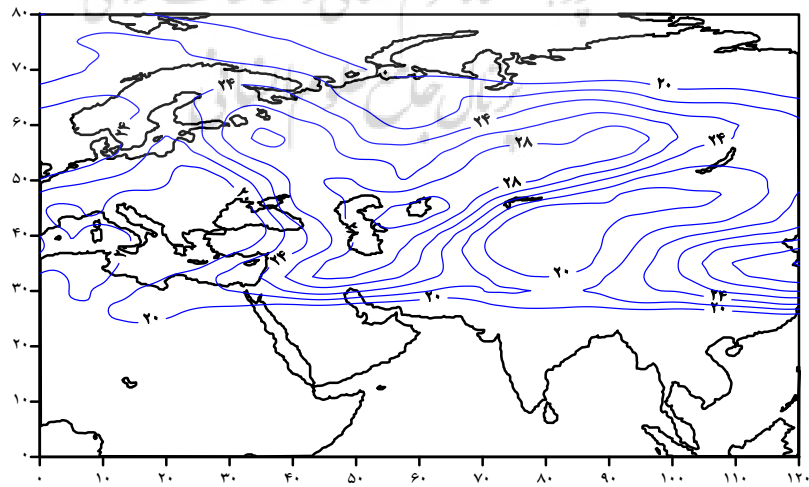
شکل ۵) فراوانی رودبادهای در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال



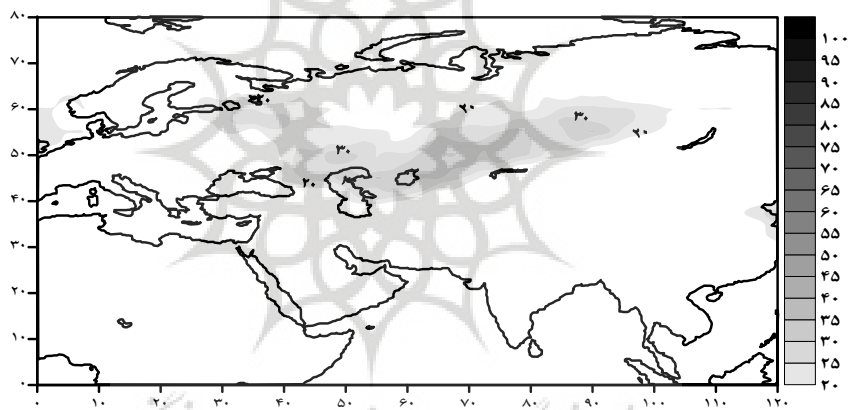
شکل ۶) میانگین سرعت رودبادهای در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال



شکل ۷) فراوانی رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال

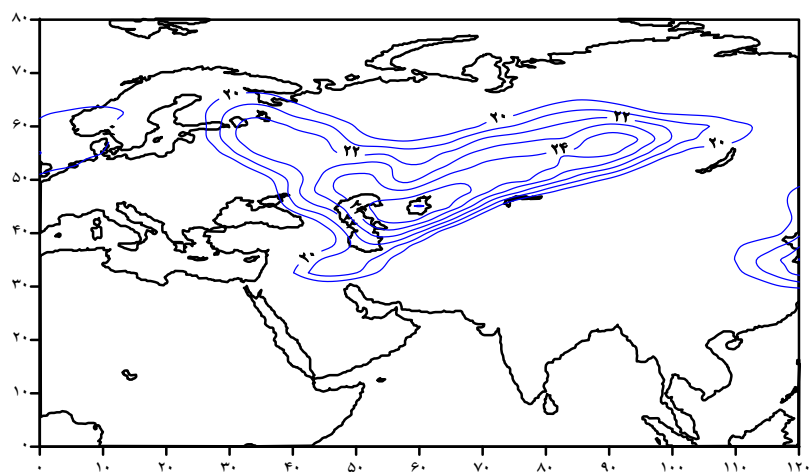


شکل ۸) میانگین سرعت رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال



شکل ۹) فراوانی رودبادهای در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

پرتال جامع علوم انسانی



شکل ۱۰) میانگین سرعت رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال



پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی  
 پرتال جامع علوم انسانی

استفاده از متغیرهای جوی دیگری علاوه بر متغیرهای مورد استفاده در این پژوهش است که برای پژوهش‌های آینده پیشنهاد می‌گردد.

### سپاسگزاری

در انجام این پژوهش، نگارنده از راهنمایی‌ها و رهنمودهای بسیار ارزشمند جناب آقای دکتر سید ابوالفضل مسعودیان بهره‌وافر برده‌است. بدینوسیله از این استاد گرانقدر سپاسگزاری و قدردانی می‌نماید.

### منابع

- ۱- خسروی، محمود. (۱۳۸۰). «تأثیر پدیده انسو بر نابهنجاری‌های بارش تابستانی و پاییزی منطقه جنوب شرق ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال شانزدهم، شماره پیاپی ۶۲، پاییز، صص ۱۷۴-۱۴۱.
- ۲- خوشحال دستجردی، جواد. (۱۳۷۶). تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر، پایان نامه دکتری جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، بهار.
- ۳- علیجانی، بهلول. (۱۳۸۱). اقلیم‌شناسی سینوپتیک، تهران: سمت، ۲۵۷.
- ۴- فرج زاده اصل، منوچهر، لشکری، حسن و خورانی، اسدالله. (۱۳۸۴). «تحلیل موقعیت رودباد در رابطه با سامانه‌های بارشی غرب کشور»، فصلنامه مدرس علوم انسانی ویژه جغرافیا، بهار ۱۳۸۶، صص ۲۵۶-۲۳۹.
- ۵- کاویانی، محمدرضا؛ علیجانی، بهلول. (۱۳۷۹). میانی آب و هواشناسی، تهران: انتشارات سمت، ۵۷۶.
- ۶- مارتین، جانان‌تان‌ای. ترجمه سید ابوالفضل مسعودیان. (۱۳۸۸). دینامیک جو در عرض میانه، تهران: انتشارات سمت و دانشگاه اصفهان، ۴۲۶.
- ۷- مسعودیان، سید ابوالفضل؛ کاویانی، محمدرضا. (۱۳۸۷). اقلیم‌شناسی ایران، اصفهان: انتشارات دانشگاه اصفهان، ۱۶۸.
- ۸- مسعودیان، سید ابوالفضل. (۱۳۹۰). آب و هوای ایران، مشهد: انتشارات شریعه توس، ۲۷۷.
- ۹- مسعودیان، سید ابوالفضل و محمدی، بختیار. (۱۳۹۰). «تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با رخداد بارش‌های ابرسنگین ایران»، مجله تحقیقات منابع آب ایران، سال هفتم، ش ۲، صص ۹۱-۸۰.
- ۱۰- مفیدی، عباس؛ زرین، آذر و جانباز قبادی، غلامرضا. (۱۳۸۶). «تعیین الگوی هم‌دیدگی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر»، مجله فیزیک زمین فضا، دوره ۳۳، ش ۳، صص ۱۵۴-۱۳۱.

- 11- Alexander, L. V., and 23Co-authors, (2006); Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, J.Geophys.Res., 111, D05109, doi:10.1029/ 2005J D006290.
- 12- Andrew Hoell, Mathew Barlow, and Roop Saini (2012); The Leading Pattern of Intraseasonal and Interannual Indian Ocean Precipitation Variability and its Relationship with Asian Circulation During the Boreal Cold Season, AMS Journals Online, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00572.1
- 13- Eltantawy.A.I. (1960); Jet Stream clouds in the Middle East, Pure and Applied Geophysics, Volume 46, Number 1/May, 1960,pp.352-359.

- 14- Degrimrdzic.J. and Wibig.J. (2007); Jet Stream Patterns over Europe in the period 1950-2001 Classification and basic statistical properties, Theoretical and Applied Climatology, Volume 88, Numbers 3-4/March, 2007, pp.149-167.
- 15- Dayan.U; Abramski. R. (1983); Heavy Rain in the Middle East related to unusual Jet Stream Properties, Bulletin American Meteorological Society, Vol. 64, No.10, October 1983, pp.1138-1140.
- 16-Farajzadeh. M; et al. (2008); The Relation Between Jet Stream Location and Cyclones Over the Western Iran, American Journal of Applied Sciences, 5(10):pp. 1308-1312.
- 17- Geer, I.W; et al. (1996); Glossary of weather and Climate, American Meteorological Society, Boston..272p.
- 18- Herron. T. J. and Tolstoy. I. (1968); Tracking Jet Stream winds from ground level Pressure Signals, Journal of the atmospheric Sciences. Vol 26, pp. 266-269.
- 19- Jhonson. D. H, Danials. S.M, (2006); Rainfall in Relation to the Jet Stream, Journal of the Royal meteorological, Vol 80, Issue 344, pp. 212-217.
- 20- Kalnay, E., et al. (1996); the NCEP/NCAR 40 year Reanalysis Project, Bulletin of American Metrological Society, Vol.77, No.3, pp.437-471.
- 21- Nicholls, N., Trewin, B. and Haylock, M., (2000); Climate Extremes: Indicators for State of the Environment Monitoring, Australia: State of the Environment, Second Technical Paper Series (The Atmosphere), Department of the Environment and Heritage, Canberra, 20p.
- 22- Peterson,T. C., Folland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A., and Plummer, N., (2001); Report on the activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs 1998-2001, World Meteorological Organization Rep.WCDMP- 47, WMO-TD1071, Geneva, Switzerland,143p.
- 23- Prezerakos,N.G.& et al (2006); The Role of the Interaction between Polar and Subtropical Jet in a Case of Depression Rejuvenation over the Eastern Mediterranean, Meteorol. Atmos. Phys, 92:139-151.
- 24- Strong. C., and Davis. R.E, (2007); Variability in the Position and Strenght of Winter Jet Stream Cores Related to Northern Hemisphere Teleconnections, Journal of Climate, Vol 21, pp 584-592.
- 25- Weinert. R. A. (1968); Statistics of the subtropical Jet Stream Over the Australian, Central Office, Bureau of Meteorology, Melbourne, Manuscript received November 1998.
- 26-WoolingsT, et al. (2009); Variability of the North Atlantic eddy-driven Jet Stream, Quarterly Journal of the royal Meterologycal Society, Published online in Wiley InterScience.
- 27- Yuan, Jiacan, Steven B. Feldstein, Sukyoung Lee, Benkui Tan, (2011); The Relationship between the North Atlantic Jet and Tropical Convection over the Indian and Western Pacific Oceans. *J. Climate*, 24, 6100–6113.
- 28- Zhang, X., and 23Co-authors, (2005); Trends in Middle East climate extreme indices from 1950 to 2003, *J. Geophys. Res.*, 110, D22104, doi:10.1029/2005JD006181.