

بررسی همدیدکنش‌های چرخندی بر روی ایران در سال ۱۳۷۵^۱

سید ابوالفضل مسعودیان^۲ و مرضیه راستی^۳

چکیده

در عرض‌های میانه تغییرپذیری اقلیم بر مبنای روزانه در ارتباط با جابجایی سامانه‌های چرخندی و اچرخندی است. چرخندها در سطح زمین عمدتاً ناشی از امواج کژ فشار در سطوح میانی و زیرین‌اند. اولین مطالعات، نقش کلیدی چرخندها را در تغییرپذیری همدید مقیاس شناخته‌اند که به‌طور دستی چرخندها و مسیرشان (رویگرد لاگراژی) و تغییرپذیری مکانی‌شان (رویگرد اویلری) را مشخص کرده‌اند. مطالعه ساختار، رفتار، شرایط همدید و دینامیک، مسیر حرکت و اثرات این چرخندها از ابتدای تقویت آنها تا حرکتشان به سمت خاورمیانه و ایران اهمیت خاصی دارد. در مطالعه اخیر، با استفاده از این دو رویکرد، با تکنیک‌های رقومی و کامپیوتری در کنار دیدگاه‌های نظری به بررسی کنش‌های چرخندی ترازهای ارتفاعی ۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی در سال ۱۳۷۵ خورشیدی پرداخته می‌شود. نتایج پژوهش نشان داد که بیشترین فراوانی سالانه رخداد‌های چرخندی در تراز ارتفاعی ۵۰۰ هکتوپاسکال و کمترین آن در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی مشاهده می‌شود. همچنین از لحاظ پراکنش فصلی بیشترین فراوانی رخداد چرخندها به ترتیب در فصل زمستان، پاییز، بهار و تابستان اتفاق افتاده است. از سوی دیگر نشان داده می‌شود که منشأ اکثر چرخندهای ایران در خارج از قلمرو ایران است و نتایج حاکی از آن است که چرخندهایی که به ایران و یا نزدیک آن می‌رسند غالباً از سه مسیر اصلی تبعیت می‌کنند: ۱. مسیر غربی، منطقه مدیترانه‌ای و کوه‌های اطلس؛ ۲. مسیر شمال‌غربی - جنوب‌شرقی، کوه‌های آلپ و دریای سیاه و کوه‌های قفقاز؛ ۳. مسیر جنوب‌غربی - شمال‌شرقی. متغیر شیو فشار نشان می‌دهد که در همه ترازهای ارتفاعی منتخب از تعداد چرخندهای قوی (ضعیف) با شیوهای بالا (پایین) به‌طور نمایی کاسته می‌شود.

کلیدواژگان: کنش چرخندی، رویگرد لاگراژی، ارتفاع ژئوپتانسیل، ایران.

۱. این مقاله مستخرج از پایان‌نامه کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان تحت همین عنوان است.

۲. استاد اقلیم‌شناسی دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه اصفهان

۳. کارشناس ارشد جغرافیا و اقلیم‌شناسی، دانشگاه اصفهان

مقدمه

موقعیت جغرافیایی ایران در جنوب منطقه برون حاره تعیین کننده سامانه‌های همدیدی است که آب و هوای ایران را می‌سازند. اگر اثر عوامل درونی را در شکل‌گیری نواحی اقلیمی ایران همچون استخوان‌بندی و زیرساخت بدانیم، عوامل همسایه مانند پرفشار سیبری، کم فشار گنگ روی ساخت اقلیم ایران را تشکیل می‌دهند که این عوامل به همراه عوامل سیاره‌ای، آرایشگر اقلیم هستند. ایران به دلیل شرایط خاص جغرافیایی یعنی موقعیت کشور در رابطه با گردش عمومی جو و قرار گرفتن در عرض‌های میانه در طول سال مورد هجوم سامانه‌های همدیدی با منشأ و خصوصیات فیزیکی گوناگون قرار می‌گیرد که با ایجاد تغییرات مکانی - زمانی موجب نوسانهای آب و هوایی در سطح کشور می‌شوند. به‌عنوان مثال پرفشار سیبری سامانه همدیدی است که در تشکیل و حرکت چرخندهای ایران اثر دارد. این سامانه در زمان اوج گسترش، هوای سرد را به دریای مدیترانه می‌ریزد و سبب تشکیل جبهه و نهایتاً چرخندهای مدیترانه می‌گردد و در مواقعی که عقب‌نشینی می‌کند راه را برای عبور چرخندها از ایران باز می‌کند (شبانکاری، ۱۳۸۷: ۴۷). ایران کشوری خشک است و بارش‌های دریافتی آن از نظر تأمین منابع آبی کشور متغیر است و مقدار کمی از بارش‌های دریافتی حجم زیادی از آنها را تأمین می‌کنند. به همین دلیل چرخندها به عنوان یک سامانه تقویتی و مؤثر باران‌زا بر روی ایران عمل می‌کنند که در صورت مساعد بودن شرایط می‌توان از بارش این سامانه‌ها بهره برد. پراکنش مکانی و زمانی در مقیاس ماهانه و فصلی، عوامل همدید و دینامیک پیدایش و زوال و ردگیری چرخندها، شرایط همدید و دینامیک فعالیت چرخندها، رخدادهای دینامیکی سطحی، ساختار عمودی و سه بعدی همدید مقیاس چرخندها مهم هستند که بازتاب دهنده سازوکارهای مختلفی است که مسئول رخدادهای این چرخندها است که می‌توان با شناخت این عوامل چرخندها را طبقه‌بندی کرد و سهم هر کدام از آنها را شناخت که کدام چرخندها در تأمین منابع آبی ایران نقش بسزایی دارند. یکی از پیامدهای احتمالی گرمایش جهانی به دلیل افزایش گازهای گلخانه‌ای، تغییر فراوانی و یا شدت چرخندهای برون حاره است. تغییر فراوانی و شدت چرخندها اثر مستقیمی روی اقلیم سطحی دارد (میکاب و همکاران، ۲۰۰۱: ۲۷۶۳). اندازه چرخند طی چرخه حیات ممکن است تغییر کند. بسته به این که تفکیک مکانی و زمانی چه اندازه باشد، تعداد چرخندها در یک منطقه می‌تواند متفاوت باشد. در عرض‌های میانه تغییرپذیری آب و هوا و اقلیم در ارتباط با جابجایی سامانه‌های کم فشار و پرفشار

است که چرخندها یکی از منابع، حوادث طبیعی محسوب می‌شوند و مطالعات دیگر نقش تغییرپذیری مرتبط با چرخندها در ایجاد تغییرات دهه‌ای الگوهای گردشی را نشان می‌دهد (ریبل و همکاران، ۲۰۰۸: ۸۸۰). هدف این پژوهش شناسایی چرخندها و کانونهای چرخندی بر مبنای داده‌های رقومی (مراکز چرخندزایی، فراوانی و ارتفاع ژئوپتانسیل مرکزی چرخندها) می‌باشد. آلپرت و همکاران (۱۹۹۰) در مطالعه‌ای تغییرات ماهانه مسیرهای چرخندی مدیترانه مشخص نموده‌اند که هر یک از ماه‌ها اقلیم‌شناسی خاص مسیر چرخندی خود را دارند که مستقیماً نمی‌توان آنها را از ویژگی فصلی استنتاج نمود و دلیل طبیعی تغییرات مسیرهای چرخندی از ماهی به ماه دیگر ممکن است به علت تغییرات تباین دریا و خشکی همراه با توپوگرافی پیچیده منطقه باشد. کاراکا^۱ و همکاران (۲۰۰۰) مجموعه‌ای از آماره‌های فراوانی چرخند و مسیرهای غالب چرخندی در ترکیه را مطالعه کرده‌اند. بررسی آنها نشان می‌دهد که ترکیه از ۵ مسیر اصلی چرخندی تأثیر می‌پذیرد. بررسی تغییرپذیری فصلی فراوانی چرخندها نشان می‌دهد که بیشترین تعداد چرخندها در زمستان رخ می‌دهد. سیموند و مورای (۱۹۹۱) راهکاری خودکار را برای کشف و ردگیری چرخندهای برون حاره نیمکره جنوبی شرح داده‌اند که به بررسی آماره‌های مسیر چرخندی (سرعت، فشار مرکزی، شار، گرایش فشار چرخند) پرداخته‌اند. تریگو و همکاران (۱۹۹۹) با استفاده از یک روش برونسو به شناسایی و ردگیری چرخندهای مدیترانه در یک دوره ۱۸ ساله پرداخته‌اند. ماهراس^۲ و همکاران (۲۰۰۱) تحلیل اقلیمی از پراکنش مکانی و زمانی چرخندهای همدید مقیاسی که در ناحیه مدیترانه رخ می‌دهند را مطالعه کرده‌اند. نواحی برتر رخدادهای چرخندی با تغییرپذیری فصلی بالا در فراوانی‌شان عبارتند از: ۱. جزایر بالریک و جنوب اسپانیا (در بهار، تابستان و پاییز)؛ ۲. جنوبشرق دریای اژه (در زمستان، بهار و پاییز). پیکورنل^۳ و همکاران (۲۰۰۱) در بررسی چرخندهای متوسط مقیاس نشان دادند که چرخندها غالباً در نواحی خاصی مثل خلیج جنوا، جنوب پیرینه، دریای البورن، جنوب شبه جزیره ایبری و موروکو قرار دارند. موقعیت بیشینه مراکز نزدیک رشته کوهها اشاره به این دارد که اغلب آنها با اثرات ناهمواری شکل گرفته‌اند. وجود رشته کوهها، موقعیت، شکل و مسیرهای چرخندی را تحت تأثیر قرار می‌دهد.

1. Karaca
2. Maheras
3. Picornell

فلوکاس^۱ و همکاران (۲۰۰۱) به مطالعه اقلیم‌شناسی پراکنش مکانی و زمانی میانگین تاوایی نسبی زمینگرد در یک دوره ۴۰ ساله پرداخته‌اند. نتایج آنها نشان داد که دو بیشینه تاوایی چرخندی ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در مدیترانه یافته شده است: یکی خلیج جنوا و جنوب ایتالیا را در برمی‌گیرد و دیگری روی جنوب‌شرق دریای اژه واقع است. میکاب^۲ و همکاران (۲۰۰۱) فراوانی و شدت چرخندهای برون حاره نیمکره شمالی و ارتباط بین تغییرات و نوسانات دمایی نیمکره شمالی را برای دوره ۱۹۹۷-۱۹۵۹ بررسی کرده‌اند و به این نتیجه رسیده‌اند که فراوانی چرخندهای زمستانی نیمکره شمالی در عرض‌های بالا افزایش و در عرض‌های میانه کاهش یافته است هرچند شدت چرخندهای زمستانی در هر دو عرض جغرافیایی افزایش یافته است. کمپینز و همکاران (۲۰۰۶) ساختار سه بعدی چرخندهای غرب مدیترانه را بررسی کرده‌اند. علیجانی (۱۳۶۶) رابطه پراکندگی مکانی مسیرهای خاورمیانه را با سیستمهای هوایی سطح بالا مورد تجزیه و تحلیل قرار داده است. نتایج این تحقیق نشان می‌دهند که اثر سیستمهای هوایی سطح بالا در پراکندگی مسیرهای سیکلونی خاورمیانه بیشتر از توپوگرافی و یا پراکندگی فشار سطح دریاست. احمدی گیوی و همکاران (۱۳۸۳) به مطالعه چرخندزایی در پشت به باد کوههای آلپ و اثر آن بر آب و هوای خاورمیانه برای دوره یک ساله پرداخته‌اند و نتایج نشان داد که رفتار چرخندهای بادپناهی در فصلهای مختلف سال متفاوت است و تعداد چرخندهای واقع در خلیج جنوا (ضعیف و قوی) در فصل سرد سال به طور قابل توجهی بیشتر از فصل گرم سال است. صداقت (۱۳۸۵) در پژوهش خود نشان داد که مراکز عمده چرخندزایی به ترتیب درجه اهمیت شامل: سودان، قبرس، خلیج جنوا، اژه، دریای آدریاتیک، کوههای اطلس و ناحیه دریای سیاه می‌شوند و نهایتاً ۹ مسیر چرخندی را در ارتباط با این مراکز شناسایی کرده است. جعفر بیگلو و همکاران (۱۳۸۸) در مطالعه خود بر روی ۶۶ سامانه چرخندی در دوره ترسالی غرب میانی ایران (۲۰۰۳-۱۹۷۳) نشان داده‌اند که مراکز چرخندزایی مدیترانه، سودان و دریای سرخ و نیز بین‌النهرین در ترسالی‌های شدید منطقه بشدت فعال‌اند.

1. Flocas
2. Maccabe

داده‌ها و روش شناسی

در بازگشت به اواخر قرن ۱۹، اولین مطالعات نقش کلیدی چرخندها در تغییرپذیری همدید-مقیاس را شناخته‌اند. پژوهشگران به‌طور دستی چرخندها و مسیرشان (رویکرد لاگرانژی^۱) و تغییرپذیری مکانی‌شان (رویکرد اویلری^۲) را مشخص کرده‌اند. در این پژوهش، داده‌ها از تارنمای www.cdc.noaa.gov به‌صورت دیده بان‌های ۶ ساعته از داده‌های مرکز ملی پیش‌بینی محیطی امریکا (NCEP-NCAR) در ساعات UTC ۰، ۶، ۱۲، ۱۸ برای هر روز از دوره زمانی مورد مطالعه (سال ۱۹۹۶) روی شبکه‌ای با قدرت تفکیک مکانی ۲/۵×۲/۵ درجه اخذ گردیده است. منطقه مورد مطالعه در بازه ۰ تا ۸۰ درجه شمالی و ۳۰- درجه غربی تا ۸۰ درجه شرقی قرار دارد. داده‌های موردنظر شامل ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰، از ۲۰ مارس ۱۹۹۶ تا ۲۰ مارس ۱۹۷۷ و متغیر ارتفاع ژئوپتانسیل (hgt) برحسب متر و با دقت یک متر را شامل می‌شود. در این پژوهش برای شناسایی چرخندها دو معیار در نظر گرفته شده است. ۱. یک شیوه خیلی ساده انتخاب نقاط شبکه‌ای است که نسبت به ۸ نقطه اطراف خود فشار ژئوپتانسیل کمتری دارند (فشار ژئوپتانسیل کمینه باشد).

معیار دیگر منتخب برای شناسایی چرخندها آستانه شیو فشار ارتفاع ژئوپتانسیل است که آستانه شیو فشار ارتفاع ژئوپتانسیل باید از $(1000 \text{ km})^{-1} / 1000 \text{ m} = g_{min}$ بیشتر باشد تا همراه با معیار کمینه فشار ژئوپتانسیل، چرخند شناسایی شود. در روش شناسی این پژوهش از مطالعه بلندر و شوبرت^۳ (۲۰۰۰) استفاده گردیده است. در این تحقیق ابتدا به محاسبه تعداد دیده‌بانی در یک سال مورد نظر پرداخته می‌شود که با توجه به کیسه بودن این سال ۱۴۶۴ دیده‌بانی انجام گرفته است. سپس با اجرای یک نسخه برنامه‌نویسی شده در نرم‌افزار GRADS تعداد دیده‌بانی‌ها را در قالب ۴ فایل (پرونده) به‌صورت مجزا در آورده می‌شود که این فایل مشتمل بر دیده بان‌های وجود یا عدم وجود چرخند (cyc)، مقدار ارتفاع ژئوپتانسیل مرکزی چرخند (cp)، مختصات جغرافیایی (position) و مقدار شیو ژئوپتانسیل (gpg) است. نهایتاً سه پایگاه داده برای سه متغیر به ابعاد ۱۴۸۵×۱۴۶۴ با آرایش S (آرایش زمان-مکان) بدست می‌آید که سطرهای این ماتریس

1. Lagrangian
2. Eulerian
3. Blender and Schubert

نماینده زمان بر حسب روز و ستونهای ماتریس نماینده مکان بر حسب فواصل ۲/۵ درجه قوسی هستند. (ماتریس، متغیر بود و نبود چرخند در جدول ۱ طراحی شده است. طراحی دو متغیر دیگر نیز به همین ترتیب است). کمیت‌های موردنظر با استفاده از برنامه رایانه‌ای و با زبان برنامه نویسی⁷ matlab محاسبه شده اند و برای این کار از پرونده داده‌های اولیه در حکم ورودی استفاده می‌شود. سپس با اجرای Mfile فراوانی و درصد فراوانی ماهانه، فصلی و سالانه چرخندها محاسبه می‌شود و نهایتاً با ورود این داده‌ها به نرم‌افزار surfer و با استفاده از روش کریجینگ^۱ به ترسیم نقشه‌های ماهانه، فصلی و سالانه چرخندها پرداخته می‌شود. برای ارتفاع ژئوپتانسیل مرکزی و شیو ارتفاع ژئوپتانسیل چرخندها نمودار هیستوگرام ترسیم می‌شود.

جدول ۱: ماتریس پایگاه داده متغیر "بود (کاراکتر ۱) و نبود (کاراکتر ۰) چرخند" با آرایش S

مکان \ زمان	0 N 30 W	2.5 N 30 W	-	-	35 N 30 W	-	-	80 N 80 E
۷۵/۱/۱۰	۰	۰	-	-	۰	-	-	۰
۷۵/۱/۱۰۶	۰		-	-	۰	-	-	۰
۷۵/۱/۱۰۱۲	۰	۰	-	-	۰	-	-	۰
۷۵/۱/۱۰۱۸	۰	۰	-	-	۱	-	-	۰
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
۷۵/۱۲/۳۰	۰	۰	-	-		-	-	۰

واکاوی

پدیده‌های هوا شناسی در دامنه وسیعی از زمان و مکان رخ می‌دهند اگر سطوح مورد مطالعه یک قاره باشد روش‌ها در مقیاس بزرگ (macro scale) تعریف می‌شوند، اما اگر منطقه کوچکتر باشد مانند ایران روش‌ها در مقیاس هم‌دید (synoptic scale) در نظر گرفته می‌شوند. اثر گردش جو در مقیاس‌های زمانی و مکانی قابل مشاهده بوده و در صورتی که مقیاس هم‌دید

1.kriging

اتخاذ شود این اثرات مشهودتر می‌گردد، اگر پهنای پدیده بسیار بزرگتر از عمقش باشد در آن صورت هیدروستاتیک^۱ است مثل یک سامانه چرخندی. برای پدیده‌هایی که دارای رژیم هیدروستاتیک هستند می‌توان بطور کلی چنین بیان کرد که پدیده‌هایی با مقیاس مکانی طولانی‌تر دارای مقیاس زمانی طولانی‌تر و پدیده‌های با مقیاس مکانی کوتاهتر دارای مقیاس زمانی کوتاهتر هستند (پیشوایی، ۱۳۸۵). مراکز فعالیت ترازهای متفاوت جو نیز نقش بسیار مهمی در کنترل آب و هوای مکان‌های جغرافیایی دارند. مراکز پرفشار (پرارفتار) و کم فشار (کم ارتفاع) در نقشه‌های سطح دریا (تراز بالایی جو) را مراکز فعالیت می‌نامند. محل و گستره این مراکز فعالیت، نقش بسیار مهمی در کنترل آب و هوای مناطق پیرامون آنها دارند (سانتوس، ۲۰۰۴ و والاس و گوتز، ۱۹۸۱). سامانه‌های همدید مقیاس (چرخندها و واچرخندها) از جمله عوامل مهم تأثیرگذار بر هوای عرض‌های میانه هستند. چرخندها عمده‌ترین و مهمترین اغتشاش بادهای غربی هستند. منطقه خاورمیانه به جهت مجاورت با حوضه مدیترانه و موقعیت خاص کوه‌های آلپ به عنوان یکی از مراکز مهم چرخندزایی است. اغلب ناپایداریهای عمده مرتبط با چرخندزایی، ناپایداری‌های کژفشار هستند که با شیوهای دمایی بالا و بالطبع گسستگی بزرگی مشخص می‌شوند (دجیوریک^۲ ۱۹۹۴). چرخندزایی با شیوهای دمایی سطحی بالا همراه است. همچون جایی که آب‌های سرد قطبی با جریانات گرم جاری به طرف قطب برخورد می‌کنند (مانند شمالشرق اطلس). در چنین مناطقی چرخندزایی در زمستان فراوان است، هنگامی که بیشترین شیوهای دمایی موجود است. چرخندزایی با واگرایی سطح بالا و همگرایی سطح پایین نیز همراه است که در مسیر باد موانع کوهستانی رخ می‌دهد. در این مطالعه به بررسی پراکنش عمودی (ترازهای جوی منتخب) و افقی (ایران و اطراف آن) سامانه‌های چرخندی در امتداد با تغییرات ماهانه و فصلی و سالانه، ژئوپتانسیل مرکزی و شیو ژئوپتانسیل آنها در سال موردنظر پرداخته می‌شود.

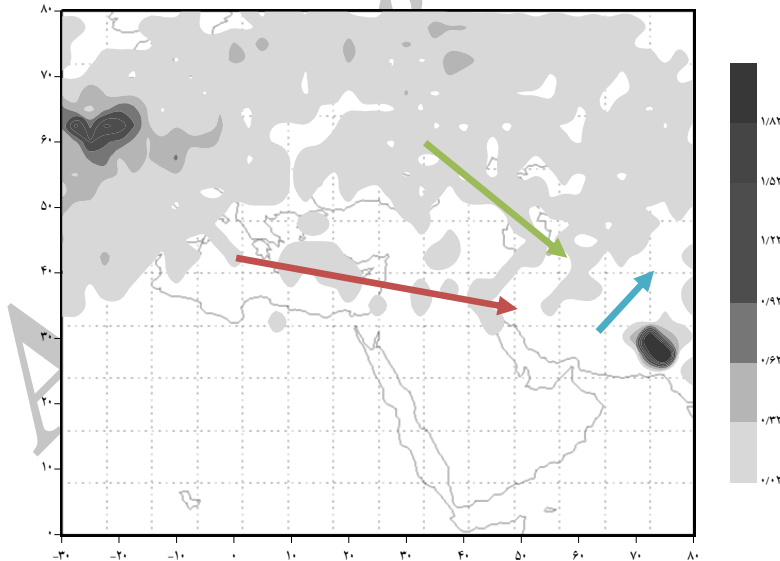
1. Hydrostatic

2. Djuric

پراکنش افقی و عمودی سامانه‌های چرخندی

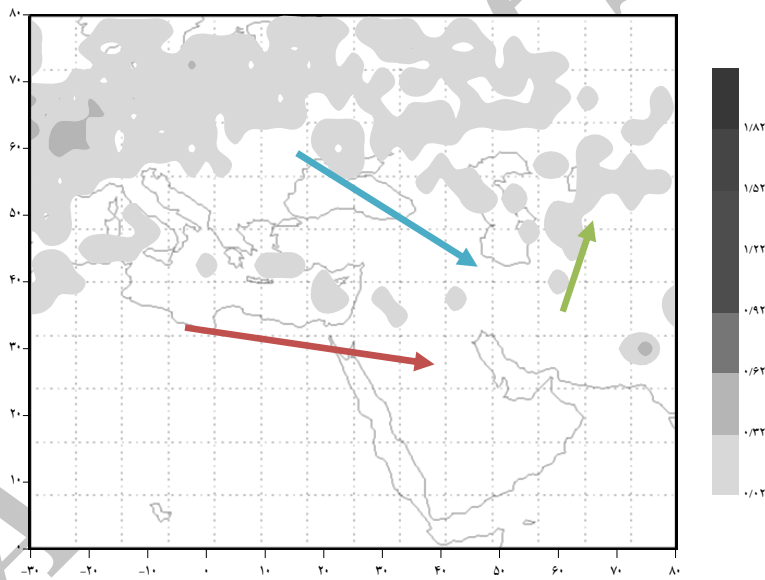
با توجه به تعدد نقشه‌ها، به بررسی سامانه‌های چرخندی که به ایران نزدیک شده‌اند و یا روی ایران قرار گرفته‌اند پرداخته می‌شود.

شکل (۱) آرایش چرخندی سالانه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر روی محدوده مورد مطالعه را نمایش می‌دهد. در این فصل هسته‌های نسبتاً متراکمی بر روی ایران مشاهده می‌شود. زبانه‌های چرخندی منشعب از اقیانوس منجمد شمالی و اقیانوس اطلس شمالی نواحی شمالی (شمال، شمالشرق، شمالغرب) و مرکز ایران را تحت نفوذ خود درآورده‌اند. هسته‌های مجزایی در غرب ایران بر روی ارتفاعات زاگرس و آرارات در ترکیه و شبه جزیره آناتولی و نیز مناطق فعال چرخندزایی دریای مدیترانه نظیر منطقه قبرس و دریای اژه مشاهده می‌شود. همچنین دو مرکز قوی چرخندزایی بر روی محدوده مورد مطالعه دیده می‌شود، یکی کم فشار قوی گنگ است که در جنوبشرق ایران نمایان است و دیگری کم فشار ایسلند در شمالغرب محدوده مورد مطالعه است.



شکل ۱: آرایش چرخندهای سالانه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

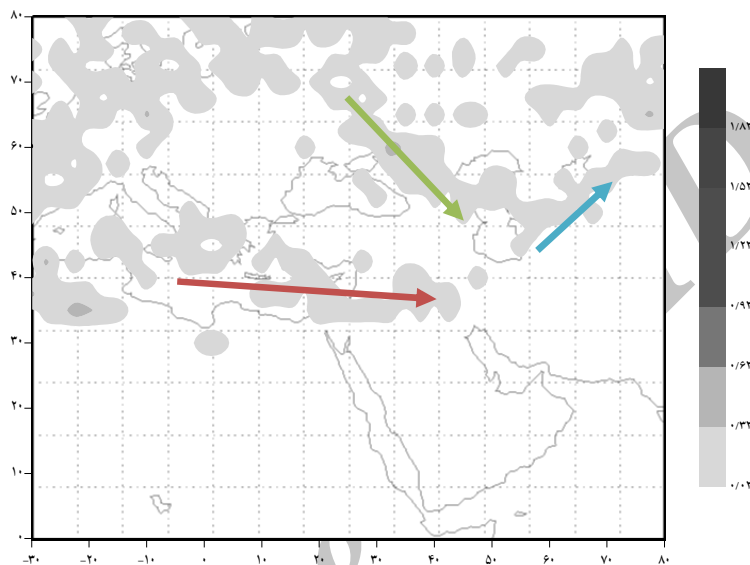
شکل (۲) آرایش چرخندهای تراز ۹۲۵ هکتوپاسکالی را در فصل زمستان نشان می‌دهد. بر روی ارتفاعات البرز و زاگرس، شمالشرق کانون‌های چرخندی مجرایی مشخص می‌شود. در شرق ایران کم فشار گنگ نیز دیده می‌شود. در شرق دریای خزر بر روی خلیج قره باغز و صحرای قره قوم و نیز در غرب ایران هسته‌های پراکنده‌ای از چرخندهای اقیانوس اطلس با مسیر غربی-شرقی در منطقه قبرس و دریای اژه، جنوا، بین‌النهرین و در شمالغرب بر روی ارتفاعات قفقاز هسته‌های چرخندی مشاهده می‌شود. مناطق خاکستری نماینده مناطقی است که در آنها چرخند دیده شده است. عدم مشاهده چرخند بر روی دریای سرخ به سه دلیل قابل توجیه است: ۱. این که این نقشه مربوط به یک سال است؛ ۲. چرخندهای دریای سرخ مراکز چرخندی بسته نبوده‌اند بلکه به صورت ناوه بوده و ۳. اینکه شیو ژئوپتانسیل آنها ضعیف بوده است.



شکل ۲: آرایش چرخندهای فصل زمستان تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال

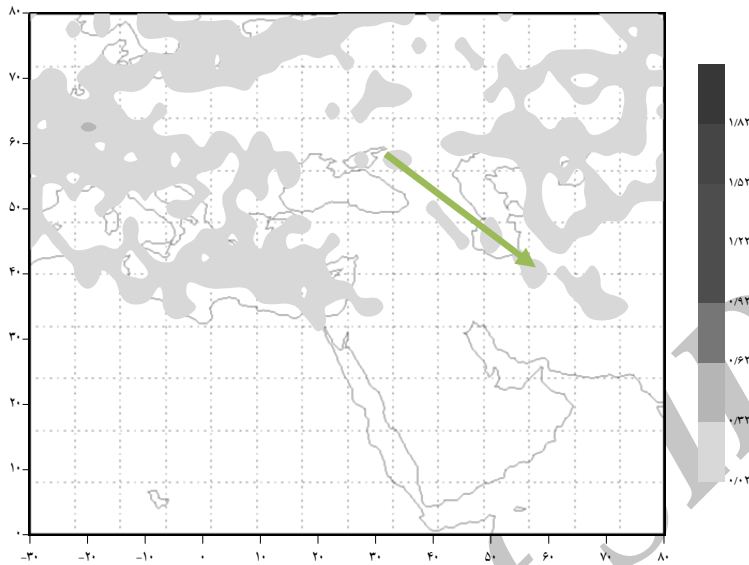
در شکل (۳) هسته‌های چرخندی فصل زمستان بر روی کوه‌های قفقاز و دریای سیاه و دریای خزر از اقیانوس اطلس شمالی با جهت شمالغربی- جنوبشرقی واقع شده‌اند. در شمالشرق ایران نیز مراکز چرخندی بر روی دریاچه خوارزم (آرال) و ارتفاعات کازان و صحرای قره‌قوم شکل گرفته‌اند که تا شرق دریای خزر بر روی خلیج قره باغز مشاهده می‌شوند. چرخندهای دریای

مدیترانه مسیری غربی- شرقی را به طرف ایران می‌پیمایند که تا بین‌النهرین و ارتفاعات آرات در ترکیه منتهی می‌شود.



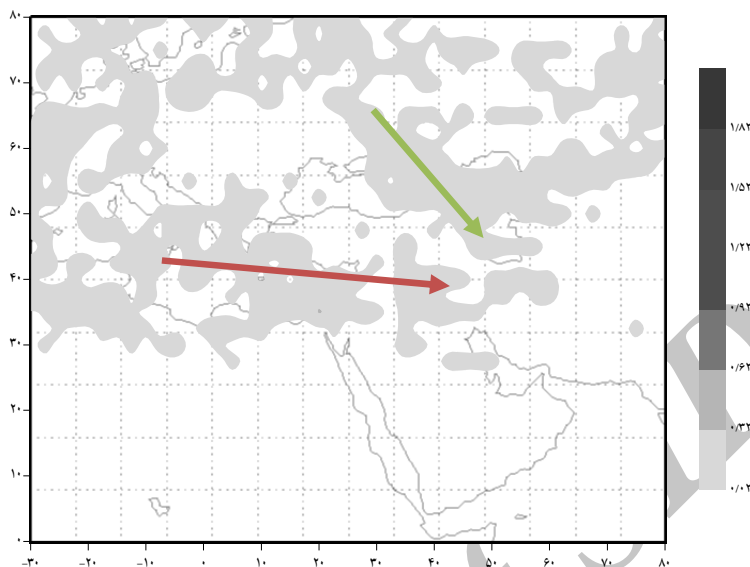
شکل ۳: آرایش چرخندهای فصل زمستان تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال

در شکل (۴) چرخندهای فصل پاییز در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، بر روی دریای خزر، کوههای البرز، کوههای قفقاز و دریای آزوف در شمالغرب ایران (جهت شمالغربی - جنوبشرقی) مشاهده می‌شوند، که از اقیانوس اطلس شمالی و کوههای آلپ به سمت ایران کشیده شده‌اند.



شکل ۴: آرایش چرخندهای فصل پاییز تراز ۵۰۰هکتوپاسکال

در فصل زمستان تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی، چرخندهایی از اقیانوس اطلس شمالی، دریای مانس و دریای شمال و دریای سیاه و کوههای قفقاز با جهت شمالغربی - جنوبشرقی به طرف ایران و بر روی دریای خزر کشیده می‌شوند. زبانه‌هایی چرخندی از دریای مدیترانه با جهت غربی - شرقی، بر ارتفاعات زاگرس و البرز مشاهده می‌شوند. در شمالشرق ایران نیز مسیر شمالشرق - جنوبغربی چرخندهای منشعب از اقیانوس منجمد شمالی و کوههای اورال به سمت ایران کشیده شده‌اند که به دریای خزر نیز رسیده است. هسته‌های پراکنده‌ای از مراکز چرخندی بر روی خلیج فارس و بین‌النهرین قرار دارد. هسته چرخندی دیگری در شرق ایران دیده می‌شود که همان کم فشار گنگ می‌باشد. دامنه تغییرات درصد فراوانی چرخندهای مشاهده شده بر روی ایران ۰/۰۲ - ۰/۳۲ است.



شکل ۵: آرایش چرخندهای فصل زمستان تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

تغییرپذیری فصلی و سالانه سامانه‌های چرخندی

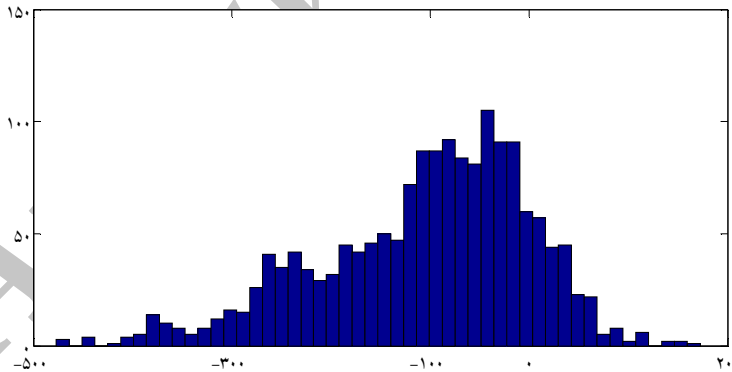
همانطور که در جدول (۲) مشاهده می‌شود، بیشترین تعداد سامانه‌های چرخندی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (۲۳۱۷ رخداد) و کمترین آن (۹۱۲ رخداد) در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود. تراز ۲۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال به دلیل استقرار رودباد بر روی شکل‌گیری چرخند در ترازهای پایین‌تر اثر می‌گذارد. اما در ترازهای بالایی جو اساساً چرخند بسته شکل نمی‌گیرد و در این ترازها عملاً رطوبت وجود ندارد و بررسی این دو تراز خارج از محدوده این مطالعه است.

جدول ۲: فراوانی و درصد فراوانی فصلی چرخندها

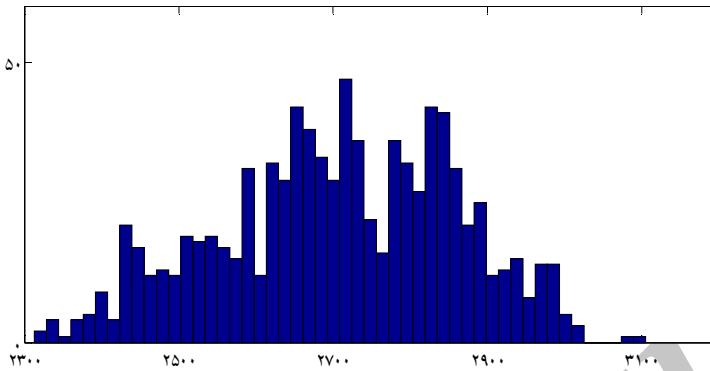
۱۰۰۰		۹۲۵		۸۵۰		۷۰۰		۶۰۰		۵۰۰		تراز ارتفاعی فصل
درصد	تعداد	درصد	تعداد	درصد	تعداد	درصد	تعداد	درصد	تعداد	درصد	تعداد	
۲۳/۶	۳۹۱	۲۱/۸	۲۶۴	۲۲/۸	۲۲۰	۲۸/۳	۲۵۸	۲۹/۹	۳۹۶	۲۶/۹	۶۲۳	بهار
۱۲/۷	۲۱۱	۱۰/۹	۱۳۲	۹/۷	۹۴	۱۲	۱۰۹	۱۶/۶	۲۲۰	۲۱/۴	۴۹۵	تابستان
۲۹/۷	۴۹۱	۳۳/۱	۴۰۰	۳۲/۳	۳۱۱	۲۸/۹	۲۶۴	۲۵/۷	۳۴۰	۲۲/۷	۵۲۵	پاییز
۳۴	۵۶۳	۳۴/۲	۴۱۳	۳۵/۲	۳۴۰	۳۰/۸	۲۸۱	۲۷/۸	۳۶۹	۲۹	۶۷۴	زمستان
۱۰۰	۱۶۵۶	۱۰۰	۱۲۰۹	۱۰۰	۹۶۵	۱۰۰	۹۱۲	۱۰۰	۱۳۲۵	۱۰۰	۲۳۱۷	جمع کل

بررسی ارتفاع ژئوپتانسیل مرکزی سامانه‌های چرخندی

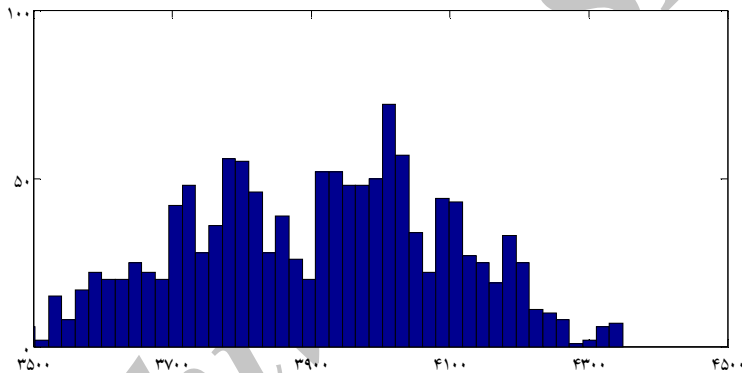
- از جمله متغیرهایی استخراج شده از اجرای نسخه برنامه‌نویسی شده در نرم‌افزار GRADS، فشار مرکزی چرخندها می‌باشد.
- نمودار ارتفاع ژئوپتانسیل مرکزی چرخندها در ترازهای ۹۲۵، ۸۵۰، ۷۷۵، ۷۰۰ هکتوپاسکالی حالت زنگوله‌ای شکل پیدا کرده‌اند که نقطه بیشه (peak) چرخندها را چرخندهای ضعیف در برمی‌گیرد و چولگی آنها منفی است. شکل (۶)
- در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نیز سه تیپ چرخندی مشاهده می‌شود که چرخندهای متوسط نمود بیشتری دارند. شکل (۷)
- در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال، سه تیپ چرخندی دیده می‌شود که از تعداد چرخندهای ضعیف کاسته می‌شود. شکل (۸)
- در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، نیز چرخندهای ضعیف بیشتر غالب است.
- نهایتاً پس از میانگین‌گیری از ارتفاع ژئوپتانسیل مرکزی چرخندها در ترازهای ارتفاعی روند یکساله آن در شکل (۹) مشاهده می‌شود.



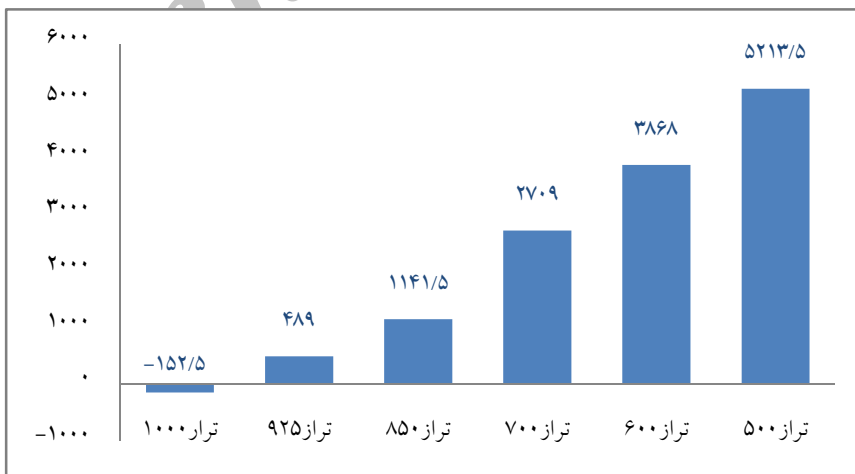
شکل ۶: ارتفاع ژئوپتانسیل مرکزی چرخندهای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال



شکل ۷: ارتفاع ژئوپتانسیل مرکزی چرخندهای تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال



شکل ۸: ارتفاع ژئوپتانسیل مرکزی چرخندهای تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال

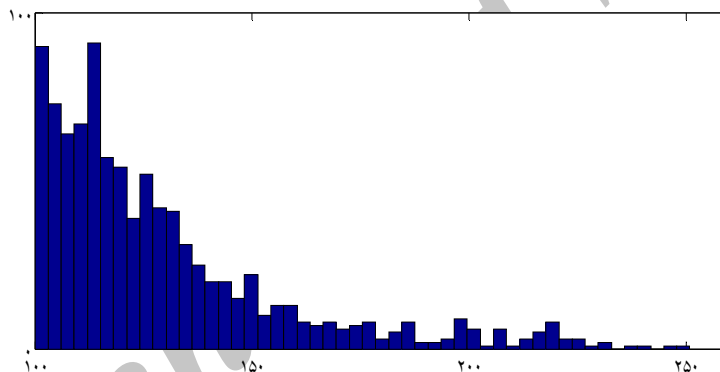


شکل ۹: نوسان یکساله میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل مرکزی چرخندها در ترازهای ارتفاعی

بررسی شیو فشار سامانه‌های چرخندی

بین شیو فشار و شکل گیری چرخندها رابطه نزدیکی وجود دارد. در همه ترازها به صورت نمایی تعداد چرخندهای قوی کاهش می‌یابد. تنها در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، تعداد بیشتری چرخندهای قوی مشاهده می‌شود.

چرخندهایی که در زیر ۷۰۰ هکتوپاسکال دیده می‌شوند عمدتاً چرخندهای گرمایی سطحی هستند و چرخندهایی که در بالای تراز ۷۰۰ دیده می‌شوند چرخندهای دینامیکی هستند به همین دلیل در تراز ۷۰۰ کمترین تعداد چرخندها دیده می‌شود چون تعداد کمی از چرخندهایی گرمایی آنقدر قوی می‌شوند که تا این تراز بالا بیایند و تعداد کمی از چرخندهای دینامیکی آنقدر گسترش می‌یابند که تا این تراز پایین بیایند و رابطه خطی وجود ندارد.



شکل ۱۰: شیو ارتفاع ژئوپتانسیل چرخندهای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال

نتیجه‌گیری

با توجه به مباحث می‌توان دریافت که: ۱. توزیع فصلی کنش‌های چرخندی بر روی ایران یکنواخت نیست. فصل زمستان در هم‌ای ترازها بیشترین درصد فراوانی را به خود اختصاص داده است. در ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰، ۷۰۰ فصل پاییز و در ترازهای ۶۰۰، ۵۰۰ هکتوپاسکال، فصل بهار بعد از فصل زمستان بیشترین درصد فراوانی را نمایش می‌دهند. کمترین درصد فراوانی چرخندها به فصل تابستان تعلق دارد که در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال کمترین درصد فراوانی (۹/۷ درصد) مشاهده می‌شود. در بین ترازهای ارتفاعی، فصول زمستان و بهار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بیشترین فراوانی چرخندها را نمایش می‌دهند. بنابراین چرخندهای مربوط به ماههای سرد بیشتر ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهند و در ماههای دیگر چرخندهایی که تحت تأثیر دریای سیاه قرار می‌گیرند می‌توانند ایران را تحت تأثیر قرار دهند؛ ۲. چرخندها از سه مسیر غالب ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهند:

- مسیر غربی (چرخندهای کوههای اطلس و دریای مدیترانه)
- مسیر شمالی - شمالغربی (چرخندهای کوههای آلپ و دریای سیاه و کوههای قفقاز)
- مسیر جنوبغربی - شمالشرق

بنابراین می‌توان گفت که منشأ بیشتر چرخندهای ایران خارج از قلمرو ایران است. بین شیوفشار و شکل‌گیری چرخندها رابطه نزدیکی وجود دارد. در همه ترازها به‌صورت نمایی تعداد چرخندهای قوی کاهش می‌یابد (شیوه محاسبه شیو فشار در متن آمده است).

منابع

۱. احمدی گیوی، ف.، نجیبی فر، یونس (۱۳۸۳)، مطالعه چرخندزایی در پشت به باد کوههای آلپ و اثر آن بر آب و هوای خاورمیانه برای دوره یکساله، نشریه فیزیک زمین و فضا، ج ۲، ۱۹، ۳۰-۱؛
۲. پیشوایی، م.، و نصیری بصیر، ا.، و فرزانه، م. (۱۳۸۵)، مدل گردش منطقه‌ای برای ایجاد شاخص‌های چرخندی در جنوب ایران، همایش پیش‌بینی عددی وضع هوا، پژوهشکده هواشناسی؛
۳. جمفر بیگلو، م.، خوش اخلاق، ف.، و ر، اوجی (۱۳۸۸)، موقعیت و فراوانی مسیرهای چرخندی در ترسالی‌های غرب میانی ایران، فصلنامه پژوهش جغرافیای طبیعی، ۶۸، ۸۴-۷۱؛
۴. شبانکاری، م. (۱۳۸۷)، بررسی اثر پر فشار سیبری بر روی دما و بارش ایران، پایان‌نامه دکتری، استاد راهنما دکتر سیدابوالفضل مسعودیان و محمدرضا کاویانی، دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا؛
۵. صداقت، م. (۱۳۸۵)، مسیریابی رقومی سیکلونها‌های خاورمیانه در دوره سرد سال، پایان‌نامه کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی، دانشگاه خوارزمی؛
۶. علیجانی، ب. (۱۳۶۶)، رابطه پراکندگی مکانی مسیرهای خاورمیانه با سیستم‌های هوایی سطح بالا، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۱۴۳، ۴-۱۲۵؛
7. Alpert P, Neeman B.U, and Shay-El, Y. 1990 .Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data: Tellus 42A:65-77;
8. Blender R ,Schubert M. 2000.Cyclone traking in different spatial and temporal resolutions.Monthly Weather Review 128:377-384;
9. Campins J, Jansa A ,Genoves A.2006.Three Dimensional Structure of western Mediterranean cyclones.International Journal of climatology 26:323-343;
10. Djuri´ D. 1994. Weather Analysis. Englewood Cliffs, New Jersey 07632: Prentice Hall;
11. Flocas H A , Maheras P, Karacostas TS, Patrikas I, Anagnostopoulou C. 2001. A40-year climatological study of relative vorticity distribution over the Mediterranean . International Journal of Climatology 21:1759-1778;
12. Karaca M ,Deniz A ,Tayac M.2000.On the vertical structure of composite surface cyclones in the Mediterranean region.Theoretical and Applied Climatology 61:199-217;

13. Maheras P, Flocas H. A, Patrikas I and Anagnostopoulou C. 2001. A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: Spatial and temporal distribution: *International Journal of Climatology* 21: 109-130;
14. McCabe Gregory J, Clark Martyn P, Serreze Mark C. 2001. Trends in Northern Hemisphere Surface Cyclone Frequency and Intensity. *Journal of Climate* 14: 2763-2766;
15. Murray R J, I Simmonds. 1991a: A numerical scheme for tracking cyclone centers From digital data. Part I: Development and operation of the scheme. *Aust. Meteor. Mag* 39: 155-166;
17. Picornell M A, Jansa A, Genoves A, Campins J. 2001. Automated database Of mesocyclones from the HRLAM(INM)-0.5° analyses in the Western Mediterranean: *International Journal of Climatology* 21: 335-354;
18. Raible, C. C, P. M. Della-Marta, C. Schwierz و H. Wernli و R. Blender. 2001. Northern Hemisphere Extratropical Cyclones: A Comparison of Detection and Tracking Methods and Different Reanalyses: *MONTHLY WEATHER REVIEW* 136: 880-897;
19. Santos J A. 2004. Climate variability in Europe and its connection to the tropospheric and stratospheric circulations: A case study for Portugal, PhD Thesis, Department of Physic Technical university of Lisbon;
20. Trigo IF, Davies TD, Bigg GR. 1999. Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. *Journal of Climate* 12: 1685-1696;
21. Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter: *Monthly Weather. Review* 109: 784-812.