

مکان‌یابی پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال موثر بر اقلیم ایران در نیمه

گرم سال

بختیار محمدی: استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران *

وصول: ۱۳۹۱/۵/۲۰ پذیرش: ۱۳۹۱/۸/۲۲، صص ۸۰-۶۱

چکیده

پیچانه‌ها، ناهنجاری‌هایی هستند که در ترازهای مختلف ارتفاع ژئوپتانسیل شکل می‌گیرند. با این حال شدت و فراوانی آنها در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بیش از لایه‌های دیگر جو است. با توجه به نقش موثری که پیچانه‌های منفی (مثبت) از طریق ایجاد تاوایی مثبت (تاوایی منفی) بر آب و هوای سطح زمین دارند، بررسی آنها از اهمیت زیادی برخوردار است. در این پژوهش شدت و فراوانی پیچانه‌های جوی موثر بر اقلیم ایران در دوره گرم سال (فصل بهار و تابستان)، طی دوره زمانی ۲۰۱۰-۱۹۶۰ بررسی شد. بنابراین از داده‌های شش ساعته ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، در محدوده جغرافیایی ۲۰ درجه طول غربی تا ۸۰ درجه طول شرقی و صفر تا ۷۰ درجه شمالی استفاده شد. در نهایت فراوانی و شدت پیچانه‌های جوی دوره گرم سال به صورت ماهانه محاسبه گردید. نتایج این تحقیق نشان داد که با آغاز فصل بهار تنها نوار باریکی از شمال خلیج فارس تا شمال غرب ایران، ناهنجاری منفی قابل توجهی را نشان داده است و به تدریج تا اواخر فصل بهار تمام ایران زیر نفوذ ناهنجاری‌های مثبت جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال قرار می‌گیرند. همچنین در فصل تابستان، ناهنجاری منفی در جنوب شرق ایران زیاد است، و به سمت شمال غرب (در ایران مرکزی و شمال شرق و جنوب غرب ایران)، کاهش چشمگیری را نشان می‌دهد و در شمال غرب نیز دوباره روند افزایشی محسوسی در ناهنجاری‌های منفی دیده می‌شود. واژه‌های کلیدی: پیچانه، ناهنجاری، ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال، دریای مدیترانه

مقدمه

های مختلف جو به دو صورت منفی و مثبت دیده می‌شوند. اهمیت این پیچانه‌ها در لایه میانی جو (۵۰۰ هکتوپاسکال) بیشتر از لایه‌های دیگر جو است. پیچانه‌ها اثرات چشمگیری را در شاره‌های قطب سوی دما، رطوبت، انرژی و تکانه زاویه‌ای دارند. در جو پیچانه‌های زیادی شکل می‌گیرند. مهمترین پیچانه‌ای که در عرض‌های میانه جغرافیایی دیده می‌شود چرخندهای بسیار بزرگی هستند که چرخند همدید نامیده می‌شوند. بررسی نقشه‌های سطحی به روشنی

پیچانه حجم نسبتاً کوچکی از هواست که حرکت متمایزی از جریان بزرگ‌تری که درون آن قرار دارد، داشته باشد. چنین تعریفی به طور خیلی مشخص اغتشاش‌های جوی را شامل می‌شود. در مقیاس مولکولی انتقال تکانه بر عهده ذرات و مولکول‌هاست اما در مقیاس کلان و همدید، پیچانه‌ها به عنوان مهمترین عامل در انتقال تکانه مطرح هستند. بنابراین پیچانه‌ها از جمله ناهنجاری‌هایی هستند که در لایه-

زمین کمک نماید. در ادامه برخی از مطالعاتی که در سطح جهان و ایران انجام شده است بیان می‌شود.

گن^۱ (۱۹۸۳) ارتباط بین شار حرارتی پیچانه‌ها و برش عمودی آنها را در مقیاس زمانی کوتاه مدت بررسی کرد. برآزش مدل دو متغیره خطی بر روی داده‌های مربوط به ماههای ژانویه و ژوئیه نشان داد که بازخورد درونی برش شار سامانه، در مقیاس زمانی کوتاه مدت (روزانه) نسبتاً متعادل است، اما در مقیاس زمانی متوسط (هفتگی) ضعیف‌تر بنظر می‌رسد.

لونکیت^۲ و همکاران (۱۹۹۶) با استفاده از مدل گردش عمومی جوی- اقیانوسی، تغییرات بالقوه فعالیت چرخندها را در زمان صعودهای تند و شدید مطالعه کردند. آنها معتقدند که تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل و ساختار دما در زمان رشد پیچانه‌های لابه‌های بالایی و پایینی تروپوسفر که تنها در برخی از نواحی خاص (شرق اطلس و غرب اروپا) اتفاق می‌افتد، اغلب با افزایش حالت توفانی در این مناطق همراه است. در این مناطق تشدید مسیر توفان‌ها عمدتاً به دلیل افزایش فراوانی فعالیت چرخندها است. زاپلکی^۳ و همکاران (۲۰۰۰) ارتباط بین الگوهای بزرگ مقیاس جوی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را با بارش یونان در فصل زمستان بررسی کردند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که روند کاهش بارش یونان در سالهای اخیر معنی دار بوده است. تحلیل همبستگی دوسویه بر روی داده‌ها نیز نشان داد که سه الگوی جوی عامل اصلی کاهش بارش یونان هستند. در ادامه تحقیق مشخص شد که بادهای غربی شدید بر روی شمال شرقی اقیانوس اطلس منجر به ایجاد پیچانه‌های مثبت در تراز ۵۰۰

نشان می‌دهد که در نیمکره شمالی باد بر روی قلمروهای جغرافیایی بسیار وسیع در جهت پادساعتگرد به گرد مراکز کم فشار گردش می‌کند. در حالی که به گرد مراکز پرفشار در جهت ساعتگرد گردش می‌کند. فراوانی این اغتشاش‌های دوآر بسیار بزرگ در عرض‌های میانه ما را بر آن می‌دارد تا موضوع چرخش شارها و گردش‌های جوی منبعث از پیچانه‌ها را بهتر بررسی کنیم (مسعودیان، ۱۳۸۹، ۱۵۴). بنابراین شکل‌گیری پیچانه‌های مثبت و منفی در هر تراز به ترتیب نشان‌دهنده پایداری و ناپایداری هوا در آن تراز خواهند بود. در این پژوهش به دلیل نقش چشمگیری که تاوایی مثبت (تاوایی منفی) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ناپایداری‌های (پایداری‌های) جوی دارد، پیچانه‌های این تراز در بخشی از نیمکره شمالی که ایران نیز در آن قرار گرفته بررسی خواهد شد.

با آگاهی از شدت، محل تشکیل، مسیر جابجایی و سرانجام مکان میرش پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در طول سال می‌توان نوسانات آب و هوایی را تا حدود زیادی توجیه نمود. بنابراین با شناخت رفتار زمانی و مکانی پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در قلمرو موثر بر ایران می‌توان مبنایی برای توجیه نوسانات آب و هوایی کشور به دست آوریم. در حال حاضر مطالعات و پژوهش‌های زیادی در مورد الگوهای گردشی جو، ناهنجاری‌های موجود در ترازهای مختلف، جابجایی و تغییرات الگوهای تراز میانی جو انجام شده است. اغلب این مطالعات بر اهمیت و توجه بیشتری بر تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تاکید دارند. زیرا معتقدند که این تراز بیشترین تاثیر را بر رخداد پدیده‌های جوی سطح زمین دارد. از این رو آگاهی از نوسانات زمانی- مکانی ناهنجاری‌های جو در این تراز می‌تواند به شناخت بیشتر اقلیم سطح

¹ - Ghan

² - Lunkeit

³ - Xoplaki

سامانه قوی کم فشار در شمال یا شمال غرب کوه‌های آلپ قرار داشته باشد ب) انسداد هوای سطحی توسط مدل آلپ همراه با وضعیت مکانی ویژه کوه‌های آلپ نسبت به الگوی سامانه های کم فشار- پرفشار(به نقل از احمدی گیوی، نجیبی فر، ۱۳۸۳، ص ۳).

کاستی^۴ و همکاران(۲۰۰۵) وضعیت ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال را بر روی بخش‌های شمالی سواحل اقیانوسی اروپا، طی زمستان‌های سال-های ۱۹۹۰-۱۹۵۹ مطالعه کردند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که چهار الگوی اصلی، رژیم‌های آب و هوای زمستانی منطقه را تحت تاثیر قرار می دهند. دو الگوی آنها با شاخص پیوند از دور نوسان اطلس شمالی و دو الگوی دیگر نیز با شکل‌گیری پدیده مانع وارونه در منطقه در ارتباط است.

گنگ^۵ و همکاران(۲۰۰۷) داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال را در نیمکره شمالی تا اواخر قرن نوزدهم بازسازی کردند. آنها بازسازی این داده‌ها را به کمک یک مجموعه داده دما و سه مجموعه داده فشار تراز دریا انجام دادند. ابتدا با استفاده از روش رگرسیون چند مرحله‌ای، روابط بین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را با دمای سطح زمین و فشار تراز دریا طی دوره زمانی ۲۰۰۲-۱۹۵۸ مشخص کردند و سپس اقدام به بازسازی داده های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تا اواخر قرن نوزدهم کردند. نتایج تحقیق نشان داد که سازگاری بسیار زیادی بین داده های بازسازی شده با مجموعه داده‌های NCEP/NCAR وجود دارد.

ویلیامز^۶ و همکاران(۲۰۰۷) نقش تاوایی ناشی از پیچانه‌های را در مسیرهای توفان‌های جوی مطالعه

هکتوپاسکال و افزایش فشار در تراز دریا در اروپا شده است. در نتیجه حاکمیت این شرایط خشکی زمستانی بر روی شرق مدیترانه شکل خواهد گرفت.

علیجانی(۲۰۰۱) تغییرات الگوهای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در بخشی از نیمکره شمالی را در ارتباط با اقلیم ایران، طی دوره زمانی ۱۹۹۰-۱۹۶۱ بررسی کرد. نتایج تحقیق ایشان نشان داد که ویژگی‌های الگوهای گردشی جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در مقیاس‌های ماهانه و سالانه متنوع است. همچنین در بخشی دیگر از نتایج تحقیق مشخص شد که فرودها و فرازهای نزدیک به ایران، تاثیر چشمگیرتری بر روی آب و هوای ایران دارند. در این میان فرود دریای خزر و فرود سوریه از اهمیت زیادی برخوردارند.

کشنر^۱ و همکاران(۲۰۰۲) در تحقیق خود نشان دادند که گستره بازخورد پیچانه‌ها به موقعیت گرمایش سطح دریا در ارتباط با مسیر طوفانها بستگی دارد. علاوه براین پیچانه‌های همدید می توانند شرایط دگر فشار مناسبی را جهت اغتشاشهای جوی در مسیر طوفانها فراهم کنند.

پولانسکی^۲(۲۰۰۲) میدان ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال را بر روی نیمکره شمالی با استفاده از داده‌های متغیرهای اقلیمی سطح زمین بازسازی کرد. فررو^۳ و همکاران(۲۰۰۲) با تغییر اعداد راسبی و برگر در آزمایش‌های مختلف و قرار دادن مدلی از کوه آلپ در مسیر شارش‌های ایجاد شده، چرخندزایی کزفشاری را مطالعه کردند. آنها دو شرط را برای چرخندزایی در منطقه لازم می دانند: الف) وجود و تقویت الگوی کم فشار- پرفشار که سامانه پرفشار در قسمت غرب و

⁴ - Casty

⁵ - Gong

⁶ - Williams

¹ - Kushnir

² - Polansky

³ - Ferrero

همین امر منجر به صعودهای شدید و بارش‌های سنگین ناشی از آنها می‌شود.

هارتمن^۳ و همکاران (۲۰۱۰) ضمن توجه به اثر پیچانه‌های جوی در نوسانات آب و هوایی نشان دادند که رودبادهای می‌توانند بر روی جابجایی پیچانه‌های جوی موثر باشند به طوری که باعث حرکت غرب سوی آنها شوند. بنابراین میزان تغییرپذیری پیچانه‌ها به دلیل اثر ناهنجاری‌هایی است که در رودبادهای دیده می‌شود. ناهنجاری در چرخندگی شاخص نوسان اطلس شمالی نیز عامل دیگری برای ایجاد پیچانه‌های همدید مقیاس جوی است. در جدیدترین مطالعه مارشال و همکاران (۲۰۱۲) شار چرخندگی بالقوه پیچانه‌ها را مطالعه کردند.

حافظ^۴ (۲۰۱۱) در یک تحقیق نشان داد که همبستگی مثبت معنی‌داری بین ناهنجاری‌ها در ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی شمال آمریکا، شرق اروپا و وجود هاریکان‌های درجه سه در اقیانوس اطلس وجود دارد. همچنین همبستگی مثبت معنی‌داری نیز بین ناهنجاری‌ها در ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی شمال آمریکا و وجود هاریکان‌های عمده درجه ۳، ۴ و ۵ که به سمت سواحل آمریکا حرکت می‌کنند وجود دارد. با این حال همبستگی منفی بین ناهنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی شمال اقیانوس اطلس و وجود همه انواع هاریکان‌ها به استثنای هاریکان درجه ۱ وجود دارد. به طور کلی ناهنجاری‌ها در ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی شمال آمریکا و اروپا، فعالیت هاریکان‌هایی که از اقیانوس اطلس وارد آمریکا می‌شوند را تا حدود زیادی کنترل می‌کنند.

کردند. آنها معتقدند که اثر پیچانه‌ها و تغییرپذیری آنها در نواحی جوی متفاوت است. همچنین اثر پیچانه‌ها در جو، بیشتر جنبه محلی دارد و به محض ورود توفان، پیچانه‌ها رشد کرده، شار حرارتی چشمگیری ایجاد می‌شود و جریان‌های شرق سوی تسریع می‌شوند. در نهایت در زمان خروج توفان جریان شرق سوی تضعیف شده و حتی به سمت غرب تمایل پیدا می‌کند.

کوگ^۱ و همکاران (۲۰۰۹) نقش همدید پیچانه‌ها و اثر آنها را بر توفان‌ها مطالعه کردند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که شار دما و رطوبت پیچانه‌ها و ساختار عمودی آنها نقش مهمی را در ایجاد توفان‌ها و رطوبت لازم برای بارش‌های آنها فراهم می‌نماید. شار حرارتی پیچانه‌های همدید شمال سوی، منشا بخش بزرگی از رطوبت منطقه برون حاره بوده و بزرگی آن در ارتباط با مسیر فعالیت توفان‌ها است. همچنین ناهنجاری‌های مربوط به فراوانی توفان‌ها نه تنها باعث تغییر الگوی پیچانه‌های همدید می‌شود بلکه گاهی موجب تعدیل آنها نیز می‌شود. در ادامه نتایج تحقیق آنها نشان داد که اگر پیچانه‌های موجود در بادهای غربی بر روی مسیر توفان‌ها قرار بگیرد ناپایداری‌ها و فعالیت‌های توفانی منطقه افزایش می‌یابد و شار حرارتی پیچانه‌های شمال سوی قویتر می‌شود.

تایموس^۲ و همکاران (۲۰۱۰) به بررسی نقش الگوهای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در رویداد بارش‌های سنگین جزیره قبرس در دریای مدیترانه پرداختند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که در زمان شکل‌گیری پیچانه‌های منفی در این تراز شرایط چرخندی شدید بر روی منطقه ایجاد می‌شود که

³ - Hartman

⁴ - Hafez

¹ - Kug

² - Tymvios

برون حاره‌ای هستند و بیشترین تراکم پیچانه‌ها در محدوده مورد مطالعه در عرض‌های بین ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی است.

مسعودیان (۱۳۸۴) الگوهای گردشی جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را با استفاده از روش‌های تحلیل مولفه‌های اصلی، تحلیل خوشه‌ای و تحلیل همبستگی شناسایی کرد. در ادامه تحقیق ارتباط بین این الگوها و سیلاب‌های بزرگ در حوضه رودخانه کارون را بررسی نمود. نتایج تحقیق وی نشان داد که الگوهای کم ارتفاع ارتباط معنی‌داری با بارش و رواناب نشان داده‌اند، اما رابطه آنها با بارش قویتر است. همچنین ناهنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌تواند ابزار سودمندی برای پیش‌بینی متغیر بارش و به دنبال آن پیش‌بینی سیلاب باشد.

کاویانی و همکاران (۱۳۸۶) رابطه الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را با بارش‌های حوضه مند بررسی کردند. نتایج این تحقیق نشان داد که بیش از ۹۵ درصد از بارش‌های این حوضه از چهار الگوی گردشی اصلی تبعیت می‌کنند و این یافته نقش مهمی را در پیش‌بینی بارش‌های حوضه ایفا می‌نماید.

شبرنگ و همکاران (۱۳۸۷) دریای مدیترانه را یکی از مناطق عمده چرخندزایی نیمکره شمالی می‌دانند و معتقدند که وجود بلاکینگ منجر به ایجاد ناهنجاریهای منفی مولفه باد مداری، ناهنجاریهای مثبت مولفه باد نصف‌النهاری، تقویت تاوایی نسبی و پتانسیل و افزایش حرکات عمودی و میزان بارش می‌شود. علاوه بر این بلاکینگ موجب تقویت و افزایش طول عمر و تغییر مسیر چرخنده به عرض‌های پایین‌تر نیز می‌شود.

امیدوار و ابراهیمی (۱۳۹۱) در تحلیل هم‌دید امواج سرمای شدید دیمه سال ۱۳۸۶ در ایران مرکزی به این نتیجه رسیدند که یکی از عوامل اصلی ایجاد

علی‌جان (۱۳۷۸) تغییرات الگوی جریان سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال منطقه خاورمیانه و اثرات آن بر اقلیم ایران را در دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۱ بررسی کرد. احمدی گیوی و نجیبی‌فر (۱۳۸۳) چرخندزایی در دامنه‌های بادپناه آلپ و اثر آن بر آب و هوای خاورمیانه و ایران را با استفاده از نقشه‌های هم‌دید سطح زمین و سطوح فوقانی مطالعه کردند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که بیشتر چرخندهای بادپناهی که آب و هوای ایران و خاورمیانه را تحت تاثیر قرار می‌دهند، اغلب به دوره سرد و در مواقعی نیز به دوره معتدل تعلق دارند و چرخندهای دوره گرم به علت نفوذ سامانه پرفشار جنب حاره‌ای، نمی‌توانند به سمت عرض‌های پایین‌تر و روی دریای مدیترانه کشیده شوند، در نتیجه تاثیر مستقیمی روی آب و هوای ایران ندارند.

صداقت (۱۳۸۵) مسیریابی چرخندهای خاورمیانه را با استفاده از داده‌های واکاوی مجدد NCEP، با تفکیک زمانی ۲۴ ساعته و تفکیک مکانی $2/5^{\circ} * 2/5^{\circ}$ درجه، برای دوره سرد (ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس) طی سال‌های ۲۰۰۳-۱۹۹۳ و با کمک زبان برنامه نویسی ++C در محیط GIS انجام داد. نتایج تحقیق وی نشان داد که مراکز چرخندزایی عمده به ترتیب شامل سودان، قبرس، خلیج جنوا، اژه، دریای آدریاتیک، کوه‌های اطلس و ناحیه دریای سیاه است. همچنین مسیرهای شناسایی شده نیز شامل ۹ مسیر است که بعضی از مسیرها فرعی و یا ضعیف هستند.

سلگی (۱۳۸۵) ردیابی پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایران طی دوره زمانی ۱۹۷۴ تا ۲۰۰۳ را انجام داد. نتایج تحقیق او نشان داد که بیشینه تراکم پیچانه‌ها بر روی شرق مدیترانه است و پایین‌ترین حد قرارگیری پیچانه‌ها در نیمکره شمالی عرض ۲۰ درجه می‌باشد. بنابراین معتقد است که پیچانه‌ها پدیده‌هایی

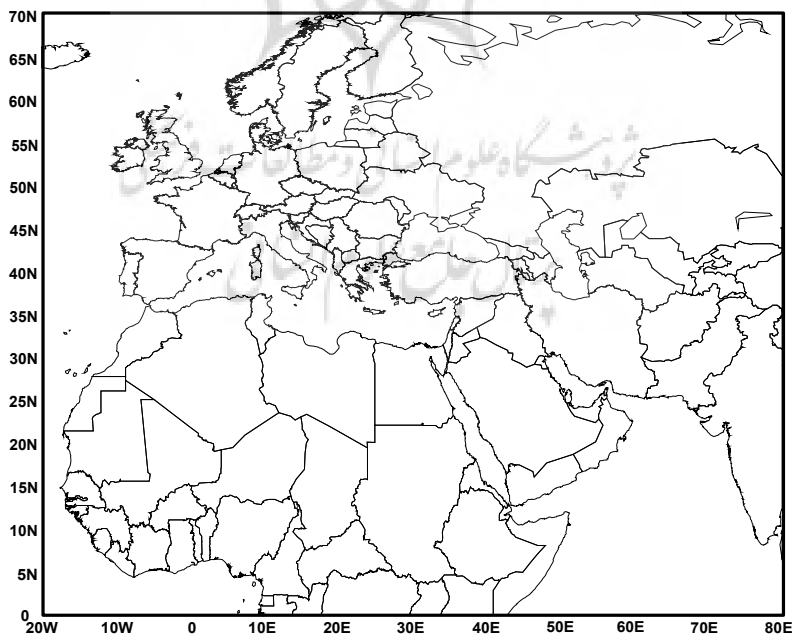
اقلیمی بررسی کرد؛ بنابراین نتایج حاصل از این پژوهش می‌تواند مورد استفاده بسیاری از محققان علوم جوی بویژه هواشناسان و اقلیم‌شناسان قرار بگیرد.

داده و روش‌شناسی

در این پژوهش شدت و فراوانی پیچانه‌های جوی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (برحسب متر) در محدوده جغرافیایی ۲۰ درجه طول غربی تا ۸۰ درجه طول شرقی و همچنین صفر تا ۷۰ درجه شمالی در نیمه گرم سال (فصل بهار و تابستان) بررسی شد. انتخاب این محدوده جغرافیایی از این جهت بود که به نظر می‌رسد توده‌های هوایی که در این محدوده جغرافیایی شکل می‌گیرند اغلب توان اثرگذاری بر روی آب و هوای ایران را دارند و با توجه به عمر پیچانه‌ها، احتمال می‌رود این پدیده‌های جوی عمدتاً در محدوده مورد مطالعه شکل گرفته و از مسیرهای مختلفی به ایران حرکت می‌کنند (شکل ۱).

این سرمای شدید ناوه عمیق کم فشاری است که از شرق مدیترانه بر روی ایران حرکت کرده است. به عبارت دیگر نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که ناهنجارهای منفی شدیدی که از شرق دریای مدیترانه به سمت ایران جابجا شده است در بروز سرماهای شدید ایران مرکزی موثر است.

در این پژوهش شدت و فراوانی پیچانه‌های جوی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در نیمه گرم سال در محدوده جغرافیایی موثر بر آب و هوای ایران بررسی خواهد شد. پژوهش حاضر علاوه بر این که می‌تواند به در امر پیش‌بینی بهتر وضعیت جوی، کارشناسان هواشناسی را یاری نماید، از جنبه نظری نیز حائز اهمیت زیادی دارد. زیرا محققان علوم جوی در زمینه نوسانات آب و هوایی و دلیل این نوسانات تا حدود زیادی کنجکاوند و در نهایت آنها برای هر پدیده اقلیمی که در سطح زمین اتفاق می‌افتد به دنبال یافتن پاسخ علمی قانع‌کننده‌ای هستند. از آن جا که می‌توان رابطه بین پیچانه‌های جو را با بسیاری از پدیده‌های



شکل ۱) محدوده جغرافیایی مورد مطالعه

آگوست نیز ۱۱۸۹*۶۳۲۴ بود. در این پایگاه داده‌ها، ۶۱۲۰ و ۶۳۲۴ تعداد دیده‌بانی‌های شش ساعته ۵۱ ماه مشابه (مثلاً ۵۱ آوریل) در طول ۵۱ سال است. از روی این پایگاه داده‌ها، پیچانه‌های جوی استخراج و فراوانی و شدت آنها در ۱۱۸۹ یاخته واقع شده در محدوده مورد مطالعه انجام شد.

ابتدا وضعیت پیچانه‌های جوی با استفاده از رابطه زیر در یک یاخته خاص آشکار می‌شود:

(۱)

$$eddy_{i,j} = hgt_{ij} - avehgt_{ij}$$

در رابطه بالا:

$eddy_{i,j}$ ، پیچانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال یاخته مورد نظر که در عرض جغرافیایی i و طول جغرافیایی j است که می‌تواند مقدار مثبت یا منفی برای آن برآورد شود.

hgt_{ij} ، ارتفاع ژئوپتانسیل یاخته مورد نظر در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، در زمان مشخص برحسب متر است که دارای مختصات عرض جغرافیایی i و طول جغرافیایی j می‌باشد.

$avehgt_{ij}$ ، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در زمان و مدار جغرافیایی مشابه یاخته مورد نظر است و از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

(۲)

$$avehgt = \frac{\sum_i^n hgt}{n}$$

به عبارت دیگر، رابطه بالا نسبت مجموع ارتفاع ژئوپتانسیل یاخته‌های مورد نظر بر روی یک مدار جغرافیایی در یک زمان مشخص، به تعداد یاخته‌های

داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در محدوده جغرافیایی مورد مطالعه به صورت دیده-بانی‌های شش ساعته، طی دوره زمانی ۲۰۱۰-۱۹۶۰ از تارنمای www.esrl.noaa.gov اخذ شد. منبع اصلی جمع‌آوری داده‌های یاد شده، از سنجش بال‌ن‌های هواشناسی است که در مناطق مختلف جهان، روزانه در یک یا چند نوبت برای شناخت متغیرهای جو بالا، به هوا فرستاده می‌شوند. اما با توجه به این که تراکم بال‌ها در سطح جهانی توزیع و پراکندگی منظمی از نظر زمانی و مکانی ندارند، در نتیجه داده‌های اخذ شده از بال‌های هواشناسی به صورت شبکه‌بندی منظمی به ابعاد ۲/۵*۲/۵ درجه جغرافیایی میان‌یابی شده‌اند.

پایگاه داده‌ای از متغیر ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال دوره گرم سال، در نرم افزار متلب^۱ ایجاد شد. با توجه به محدوده زمانی و مکانی و طول دوره آماری مورد مطالعه (دوره ۵۱ ساله) اندازه ماتریس پایگاه داده مورد نظر ۱۱۸۹*۳۷۳۳۲ بود. در این ماتریس ۱۱۸۹، تعداد یاخته‌های موجود در محدوده یاد شده است و ۳۷۳۳۲ نیز دیده‌بانی‌های شش ساعته ۵۱ سال اخیر در نیمه گرم سال (فصل بهار و تابستان) است. از این پایگاه داده اولیه، پایگاه داده‌های ماهانه جدا شد، به طوری که برای هر کدام از ماههای آوریل، ژوئن و سپتامبر ۶۱۲۰ و برای هر کدام از ماههای می، ژوئیه و آگوست نیز ۶۳۲۴ یده بانی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. به عبارت دیگر اندازه پایگاه داده ماههای آوریل، ژوئن و سپتامبر ۱۱۸۹*۶۱۲۰ و اندازه پایگاه داده ماههای می، ژوئیه و

^۱ - MatLab

یک مشخص می‌شدند، تا در نهایت امکان شمارش یاخته‌هایی که در زمان مشخص، مقادیر کمتر یا بیشتر از میانگین را داشتند فراهم می‌شد. بنابراین برنامه‌ای در نرم افزار متلب نوشته شد که در آن امکان قرار دادن کد صفر برای پیچانه‌های مثبت و کد یک برای پیچانه‌های منفی در هر روز ممکن شد. نمایی کلی از این برنامه‌ها به عنوان نمونه برای پایگاه داده مربوط به ماه آوریل آمده است:

$$a1 = dataAPR(1:6120.1) < aveAPR(:,1);$$

$$a2 = dataAPR(1:6120.2) < aveAPR(:,2);$$

$$a3 = dataAPR(1:6120.3) < aveAPR(:,3);$$

.....

.....

.....

$$a1187 = dataAPR(1:6120.1187) < aveAPR(:,1187);$$

$$a1188 = dataAPR(1:6120.1188) < aveAPR(:,1188);$$

$$a1189 = dataAPR(1:6120.1189) < aveAPR(:,1189);$$

در روابط بالا، $a1, a2, a3, \dots, a1187, a1188, a1189$ وضعیت پیچانه‌ها از یاخته اول تا

یاخته ۱۱۸۹ ام است که در نهایت کد صفر و یا یک به آن تعلق می‌گیرد.

نماینده یک یاخته در ۶۱۲۰ دیده‌بانی می‌باشد در محاسبات لحاظ شده است.

$aveAPR$ ، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ماه آوریل است. این عملیات برای تمام دوره مورد مطالعه (۲۰۱۰-۱۹۶۰) انجام شد و سرانجام فراوانی پیچانه‌ها منفی با استفاده از روابطی که در بالا اشاره شد بدست آمد. در مرحله‌ای دیگر از این پژوهش، در روابط بالا به جای نماد کوچکتر از

واقع بر روی آن مدار را نشان می‌دهد. سرانجام ماتریسی از میانگین یاخته‌ها به اندازه 1189×1 برای هر ماه بدست آمد.

با استفاده از روابط بالا، پیچانه‌های مثبت و منفی در محدوده جغرافیایی ۲۰ درجه طول غربی تا ۸۰ درجه طول شرقی و همچنین صفر تا ۷۰ درجه شمالی شناسایی شدند. در ادامه باید برای محاسبه فراوانی پیچانه‌ها (مثبت و منفی)، مقادیر کمتر و بیشتر از میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل به صورت کدهای صفر و

(۳)

$dataAPR$ ، پایگاه داده پیچانه‌های تمام ماههای آوریل در دوره مورد مطالعه (۲۰۱۰-۱۹۶۰) است که ماتریس این پایگاه داده 1189×6120 است. در این ماتریس ۱۱۸۹ تعداد کل یاخته‌ها در محدوده جغرافیایی مورد مطالعه است و ۶۱۲۰ نیز دیده‌بانی-های شش ساعته ۵۱ آوریل در ۵۱ سال اخیر است. در هر مرحله از این روابط، یک ستون از این ماتریس که

نماد بزرگتر از میانگین استفاده شد و به همین روند پیچانه‌های مثبت نیز شناسایی شدند.

نتیجه روابط ۳ مشخص نمودن مقادیر پیچانه‌های منفی است. به غیر از مقادیر کمتر از میانگین (پیچانه-های منفی) دو حالت دیگر در داده‌های پیچانه‌ها وجود دارد. در یکی از این دو حالت اگر داده‌های مربوط به پیچانه‌های جوی از میانگین بیشتر باشند، پیچانه‌های مثبت آشکار می‌شوند و اگر مقادیر مساوی با میانگین باشند، عدم وجود پیچانه و یا عدم ناهنجاری (شرایط بهنجار) مشخص می‌شود.

محاسبات نشان داد که به جز در چند مورد، در هیچ سالی مقدار متغیر ارتفاع ژئوپتانسیل یک یاخته با میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل مداری که یاخته بر روی آن قرار داشت برابر نبود. به عبارت دیگر فراوانی عدم وجود پیچانه بسیار کم بود. بنابراین با توجه به فراوانی بسیار کمی که شرایط بهنجار داشت (عدم وجود پیچانه چه مثبت و منفی) از محاسبه فراوانی آنها صرف‌نظر شد. صرف‌نظر کردن از شرایط بهنجار به معنای آن است که پیچانه یا منفی است و یا مثبت. از این رو فراوانی پیچانه‌های مثبت (شمارش کدهای صفر) نیز براحتی امکان‌پذیر شد. نتیجه محاسبات مربوط به فراوانی پیچانه‌های منفی و مثبت به صورت نقشه‌هایی در نرم افزار سرفر تهیه و ترسیم گردید.

در بخش دیگری از این مطالعه بزرگی پیچانه‌های جوی (شدت پیچانه) در طول دوره مورد مطالعه بررسی شد. با توجه به محدودیت حجم پژوهش نمی‌توان نقشه‌های روزانه تمام دیده‌بانی‌ها را ترسیم نمود، بنابراین بزرگی و شدت پیچانه‌ها به صورت میانگین ماهانه محاسبه گردید و نتایج آنها به شکل نقشه‌های شدت ماهانه پیچانه‌ها در نرم افزار سرفر ترسیم گردید.

بحث

برای کمتر شدن حجم پژوهش و اجتناب از پیچیدگی‌های مربوط به زیاد بودن تعداد نقشه‌های فراوانی پیچانه‌ها، در این پژوهش تنها نقشه‌های مربوط فراوانی پیچانه‌های منفی نشان داده شده است. در واقع این نقشه‌ها به نوعی فراوانی پیچانه‌های مثبت را نیز درون خود نشان می‌دهند. به عنوان مثال در جاهایی که فراوانی پیچانه‌های منفی ۷۰ درصد برآورد شده است، در همان منطقه فراوانی پیچانه‌های مثبت تقریباً ۳۰ درصد می‌باشد. اما با توجه به نقشی که پیچانه‌های منفی در ایجاد اغتشاشات جوی و فراهم نمودن شرایط ناپایداری دارند، در پژوهش حاضر تاکید و توجه بیشتری بر روی آنها خواهد بود.

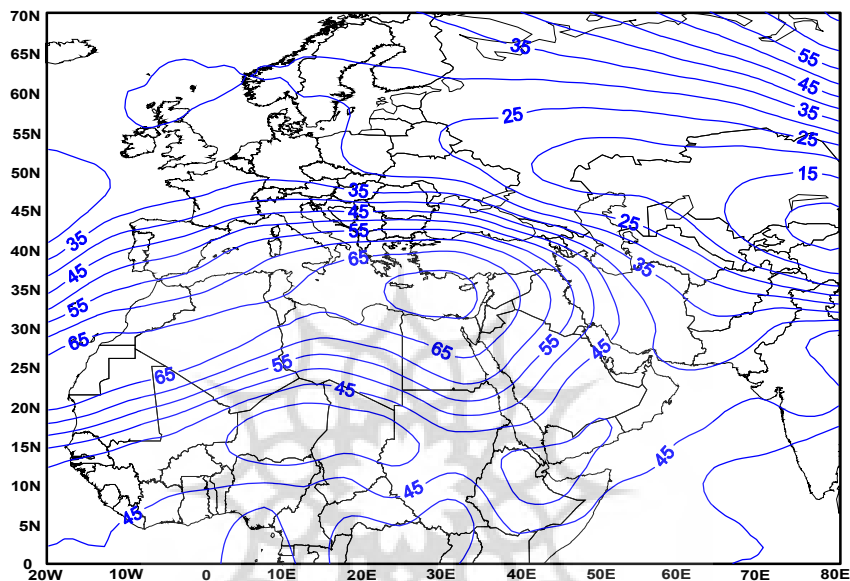
فراوانی و شدت پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه آوریل

در این ماه بیشینه فراوانی پیچانه‌های منفی به طور بسیار مشخصی بر روی منتهی‌الیه دریای مدیترانه قرار دارد. علاوه بر این فراوانی آن نیز حدود ۷۰ درصد است. از امتداد شاخ افریقا به سمت غرب و شرق، ناهنجاری‌های منفی عمده‌ای در منطقه دیده نمی‌شود. ضمن این که مرکز کمینه پیچانه‌های منفی (بیشینه پیچانه‌های مثبت) از روی اروپا به سمت اقیانوس اطلس جابجا شده است. در این زمان همچنین قزاقستان و بویژه دریاچه بالخاش و مناطق مجاور آن به عنوان مرکز کمینه فراوانی پیچانه‌های منفی آشکار است.

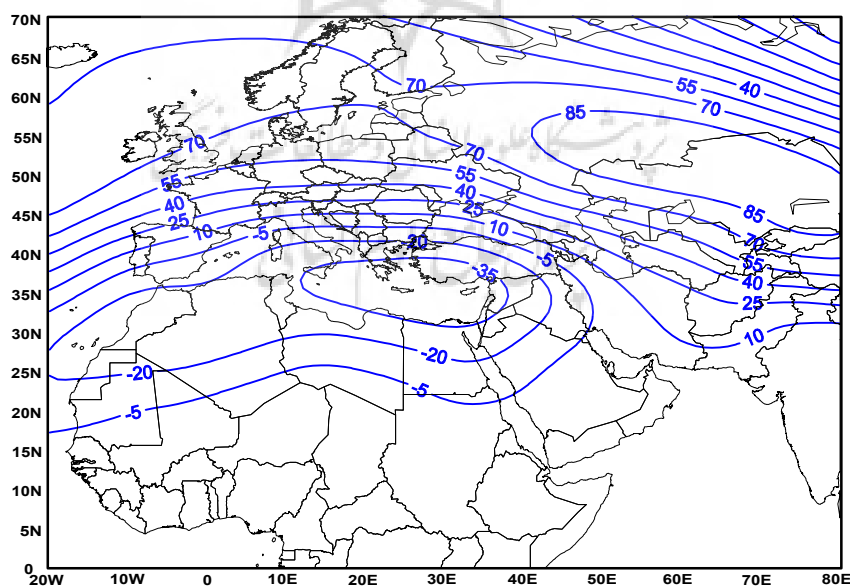
بر روی ایران فراوانی پیچانه‌های مثبت و منفی در حالت تعادل قرار دارد، اما در نیمه شرقی کشور پیچانه‌های مثبت دارای فراوانی نسبتاً بیشتری (حدود ۶۰ درصد) هستند (شکل ۲). شدت پیچانه‌های منفی به طور مشخصی بر روی نیمه شرقی (دریای مدیترانه تا جنوب ایتالیا) بیش از ۳۵- متر است و در بخش‌هایی از غرب ایران (از شمال خلیج فارس تا شمال غرب

ناهنجاری‌های منفی شرق مدیترانه قرار گرفته‌اند. از سوی دیگر فراوانی پیچانه‌های مثبت بر روی قزاقستان (بویژه دریاچه بالخاش) نیز بیش از ۸۵ متر برآورد شده است و در واقع این منطقه کانون اصلی ناهنجاریهای مثبت تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه آوریل است (شکل ۳).

ایران) نیز بیش از ۵- متر است و در مناطق دیگر ایران عمدتاً ناهنجاری‌های مثبت در جو تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود. بنابراین مشخصه اصلی پیچانه‌های این ماه وجود بیشینه فراوانی ناهنجاری‌های منفی (حدود ۷۰ درصد) بر روی شرق مدیترانه است که قسمت‌هایی از غرب ایران تحت تاثیر این



شکل ۲) فراوانی پیچانه‌های منفی جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه آوریل

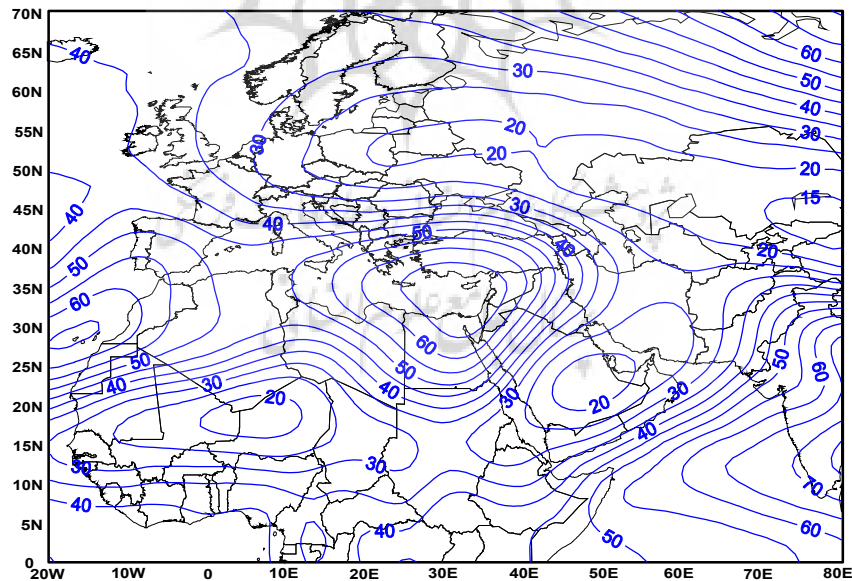


شکل ۳) شدت پیچانه‌های جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه آوریل

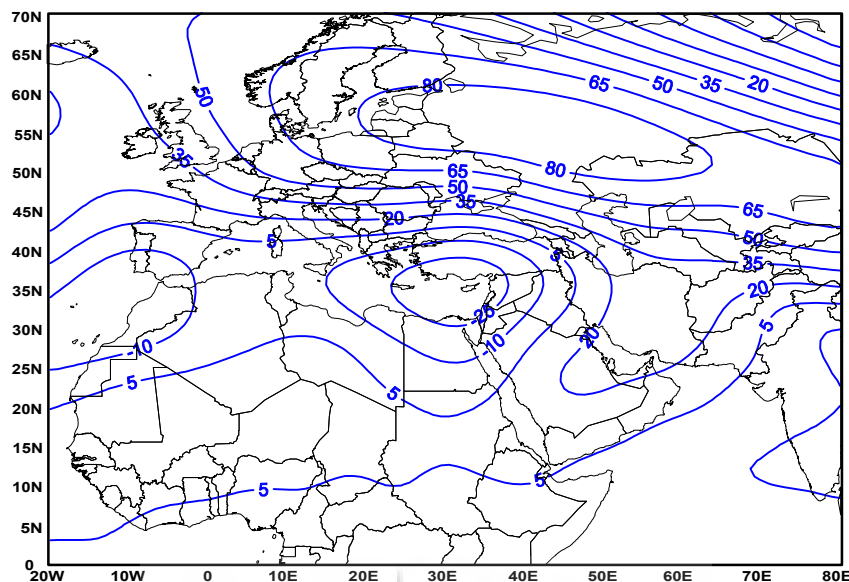
فراوانی و شدت پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه می

الگوی فراوانی پیچانه‌ها در این ماه نسبت به ماه قبل کمی پیچیده‌تر شده است. در این ماه، سه مرکز بیشینه پیچانه‌های منفی بر روی شرق دریای مدیترانه (۷۰ درصد)، شمال غرب افریقا (بویژه جزایر کاناری) و شبه قاره هند (۶۵ درصد) دیده می‌شود. تقریباً بر روی بیشتر بخش‌های ایران پیچانه‌های مثبت، نمود بیشتری دارند، به طوری که در نیمه جنوبی کشور فراوانی پیچانه‌های مثبت به ۷۵ درصد نیز رسیده است. علاوه بر مرکز بیشینه پیچانه‌های مثبتی که بر روی عربستان و بخش‌هایی از جنوب غرب ایران آشکار است، مراکز دیگری بر روی شمال افریقا و قزاقستان دیده می‌شود (شکل ۴).

از نظر شدت پیچانه‌ها، شمال دریای خزر (غرب روسیه) با ۸۰ متر، بیشترین ناهنجاری مثبت را در محدوده مورد مطالعه نشان داده است. همچنین شرق دریای مدیترانه نیز با بیش از ۲۵- متر، بیشترین ناهنجاری منفی را داراست. در این زمان بر روی ایران در ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال، ناهنجاری‌های مثبت قابل ملاحظه‌ای (بیش از ۲۰ متر) دیده می‌شود. این ناهنجاری‌ها پایداری‌های جوی را تا حدود زیادی در این زمان سال در ایران توجیه می‌نمایند. اگرچه بیش از ۷۰ درصد موارد پیچانه‌های منفی در شبه قاره هند حاکم بوده‌اند، اما از نظر شدت پیچانه‌ها، متوسط ناهنجاری آنها در حدود ۱۰- متر است. بنابراین در این ماه شرق دریای مدیترانه همچنان به عنوان محل اصلی شکل‌گیری فرآیندهای چرخندزایی در منطقه حاکمیت دارد (شکل ۵).



شکل ۴) فراوانی پیچانه‌های منفی جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه می



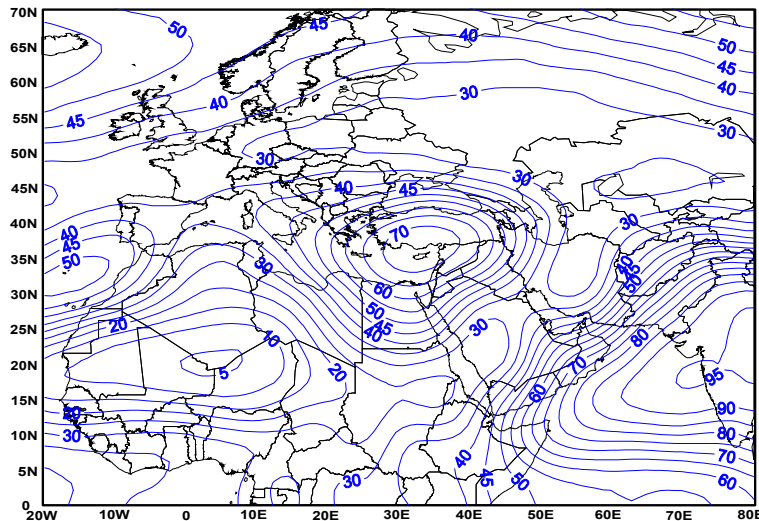
شکل ۵) شدت پیچانه‌های جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه می

فراوانی و شدت پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه ژوئن

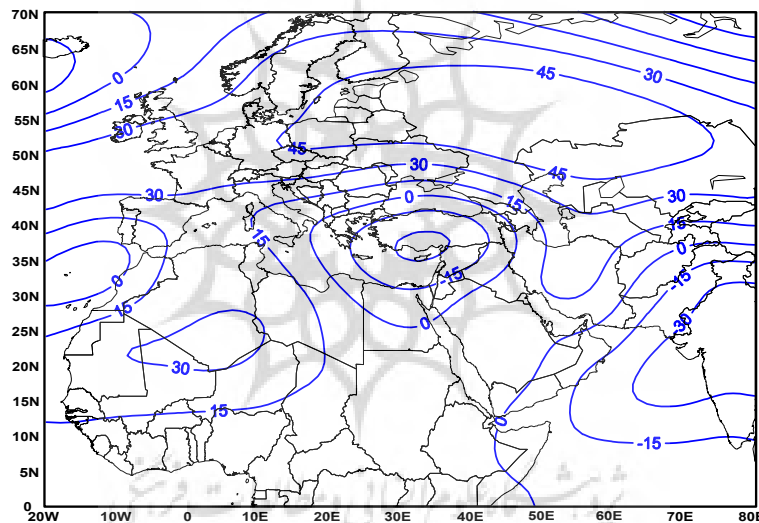
در این ماه، فراوانی پیچانه‌های منفی بر روی جزیره قبرس و بخش‌هایی از نیمه غربی ترکیه به بیش از ۷۰ درصد رسیده است. بنابراین مرکز بیشینه نسبت به ماه قبل (می) تا حدودی به سمت شمال جابجا شده است. از سوی دیگر مراکز کمینه پیچانه‌های منفی که در واقع همان مراکز بیشینه پیچانه‌های مثبت هستند تعدادشان بیشتر شده است، بطوری که این مراکز در کنار هم، منطقه وسیعی را از قزاقستان، ایران، عربستان تا شمال غرب آفریقا را در بر می‌گیرند. فراوانی زیاد پیچانه‌های مثبت (به عنوان مثال بر روی شمال غرب آفریقا ۱۰۰ درصد است) در این منطقه پایداری‌های شدیدی را در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال توجیه می‌نماید. در سمت دیگر، فراوانی پیچانه‌های منفی در شبه قاره هند بیش از ۹۵ درصد را نشان می‌دهد و این امر شرایط بسیار ناپایداری را توجیه می‌نماید که عمدتاً در

منطقه با آغاز بارش‌های شدید موسمی همراه است (شکل ۶).

در واقع منفی شدن ناهنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه می و بیشتر شدن آن در این ماه، از آغاز بارش‌های موسمی در منطقه حکایت دارد، به طوری که بیشترین ناهنجاری منفی مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه مربوط به شبه قاره هند (۳۰- متر) است. در این زمان بخش‌هایی از جنوب شرق ایران نیز ناهنجاری‌های منفی در حدود ۵- متر را نشان می‌دهند. این ناهنجاری‌ها در ماه‌های قبل (آوریل و می) دیده نشده بود. در واقع در این ماه به استثنای بخش‌های کوچکی از شمال غرب و جنوب شرق ایران که به ترتیب تحت تاثیر پیچانه‌های منفی شرق مدیترانه (جزیره قبرس) و شبه قاره هند هستند، دیگر بخش‌های ایران به دلیل قرار گرفتن پیچانه‌های مثبت شاهد جوی پایدار در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال هستند (شکل ۷).



شکل ۶) فراوانی پیچانه‌های منفی جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه ژوئن



شکل ۷) شدت پیچانه‌های جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه ژوئن

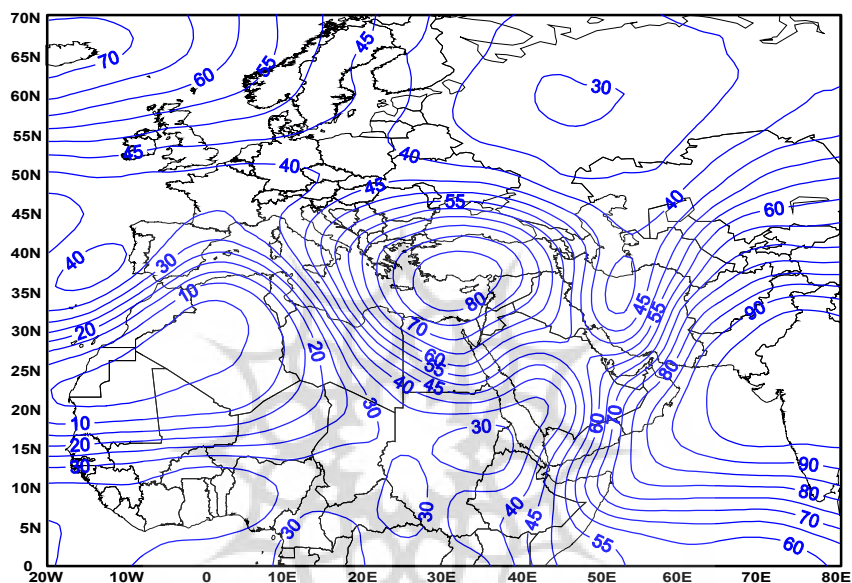
خزر (غرب روسیه) به سمت ایران، عربستان، تا شمال غرب آفریقا، پیچانه‌های منفی به کمترین مقدار خود رسیده است، بطوری که بر روی شمال غرب آفریقا، فراوانی پیچانه‌های مثبت بیش از ۹۵ درصد است. به استثنای جنوب شرق ایران که فراوانی پیچانه‌های منفی بیش از ۸۵ درصد است، دیگر بخش‌های ایران در قلمرو پیچانه‌های مثبت قرار دارند (شکل ۸).

فراوانی و شدت پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه ژوئیه

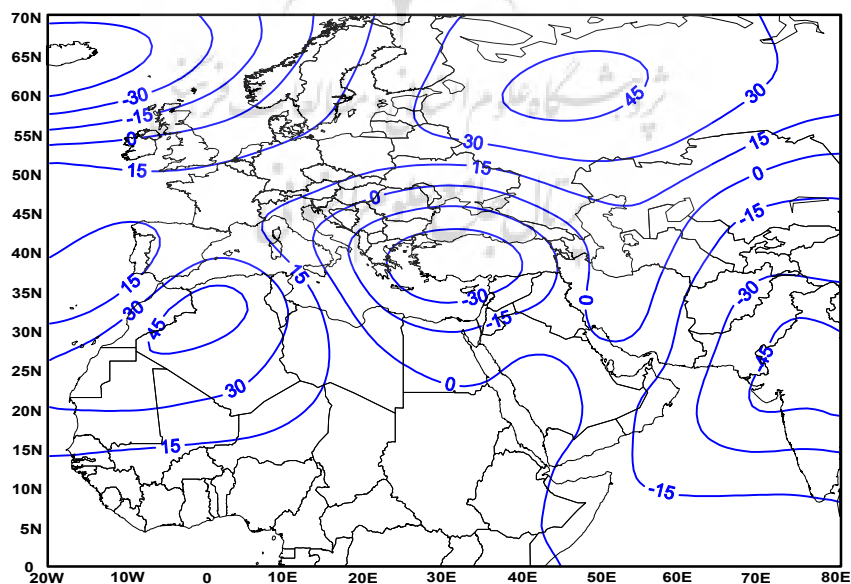
در این ماه، فراوانی پیچانه‌های منفی بر روی جزیره قبرس در شرق مدیترانه و بخشی از غرب ترکیه و همچنین شبه قاره هند به ترتیب بیش از ۸۰ و ۹۵ درصد رسیده است. علاوه بر این دو مرکز ناهنجاری، فراوانی پیچانه‌های منفی بر روی ایسلند بیش از ۷۰ درصد برآورد شده است. از شمال دریای

ناهنجاری‌ها در شرق دریای مدیترانه (جزیره قبرس و بخش‌هایی از غرب ترکیه) و ایسلند بیش از ۳۰- متر برآورد شده است. در این ماه بیشترین ناهنجاری مثبت در محدوده مورد مطالعه مربوط به غرب روسیه و شمال غرب آفریقا است که در هر دو منطقه بیش از ۴۵ متر است (شکل ۹).

شدت پیچانه‌های یاد شده در جنوب شرقی ایران به ۱۵- متر رسیده است. اگرچه بخش‌هایی از شمال غرب ایران نیز شاهد ناهنجاری‌های منفی محسوسی هستند. با این حال بیشینه ناهنجاری‌های منفی در محدوده مورد مطالعه بر روی شبه قاره هند قرار گرفته است و مقدار آن بیش از ۴۵- متر است. میزان این



شکل ۸) فراوانی پیچانه‌های منفی جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه ژوئیه

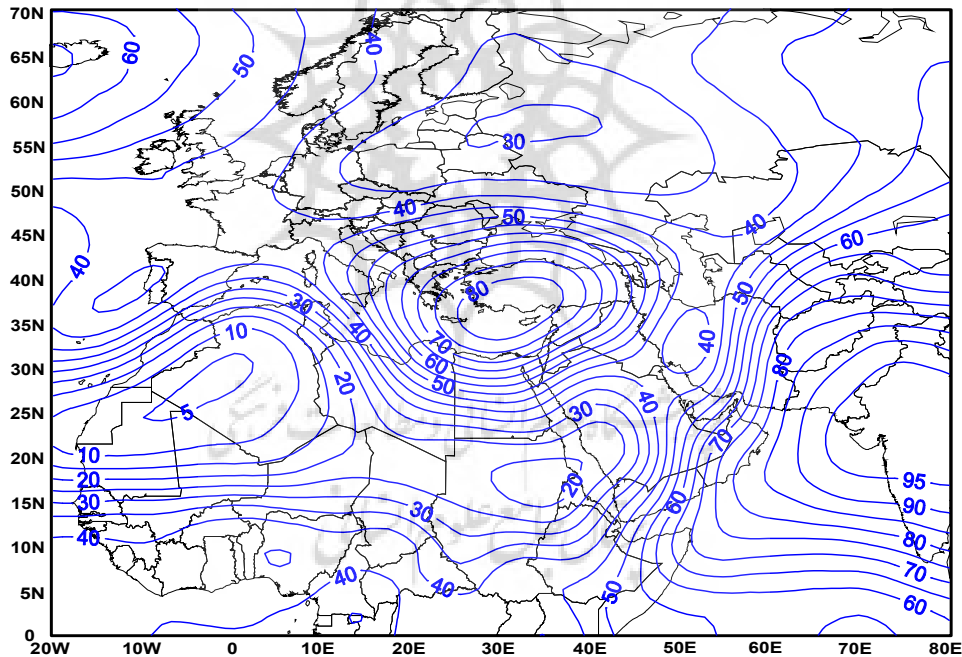


شکل ۹) شدت پیچانه‌های جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه ژوئیه

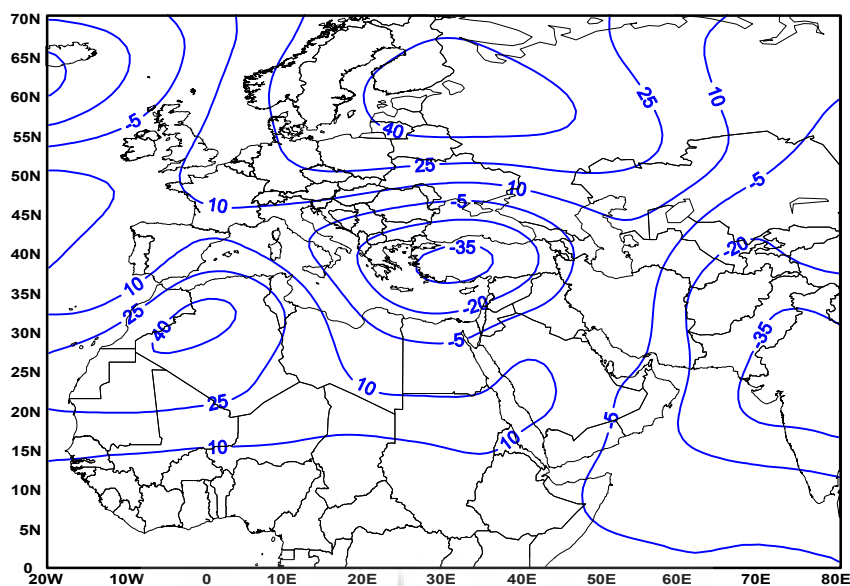
فراوانی و شدت پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه آگوست

الگوهای مربوط به فراوانی و شدت پیچانه‌ها در این ماه شباهت زیادی به الگوهای ماه ژوئیه دارد. در این ماه بیشینه فراوانی پیچانه‌های منفی همچنان بر روی شرق مدیترانه (جزیره قبرس و بخش‌هایی از غرب ترکیه) و شبه قاره هند قرار دارد و مقدار آن به ترتیب بیش از ۸۰ و ۹۵ درصد است. جنوب شرق و شمال غرب ایران نیز به ترتیب با بیش از ۸۰ و ۶۵ درصد دارای شرایط نسبتاً بهتری از بخش‌های دیگر ایران هستند (شکل ۱۰). به طوری که شدت ناهنجاری‌های منفی در جنوب شرق ۲۰- متر و در شمال غرب

ایران نیز ۵- متر برآورد شده است. در شمال غرب آفریقا فراوانی پیچانه‌های مثبت بیش از ۹۵ درصد است. کانون ناهنجاری‌های منفی در این ماه بر روی غرب ترکیه و شبه قاره هند ۳۵- متر است. اگرچه ناهنجاری‌های ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در شبه قاره هند نسبت به ماه ژوئیه کاهش یافته است. شدیدترین ناهنجاری‌های مثبت همچنان در غرب روسیه و شمال غرب آفریقا در حدود ۴۰ متر برآورد شده است. ناهنجاری‌های منفی نیز بر روی ایسلند نسبت به ماه قبل (۳۰- متر) کاهش محسوسی را در این ماه (۵- متر) نشان داده است (شکل ۱۱).



شکل ۱۰) فراوانی پیچانه‌های منفی جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه آگوست



شکل ۱۱) شدت پیچانه‌های جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه آگوست

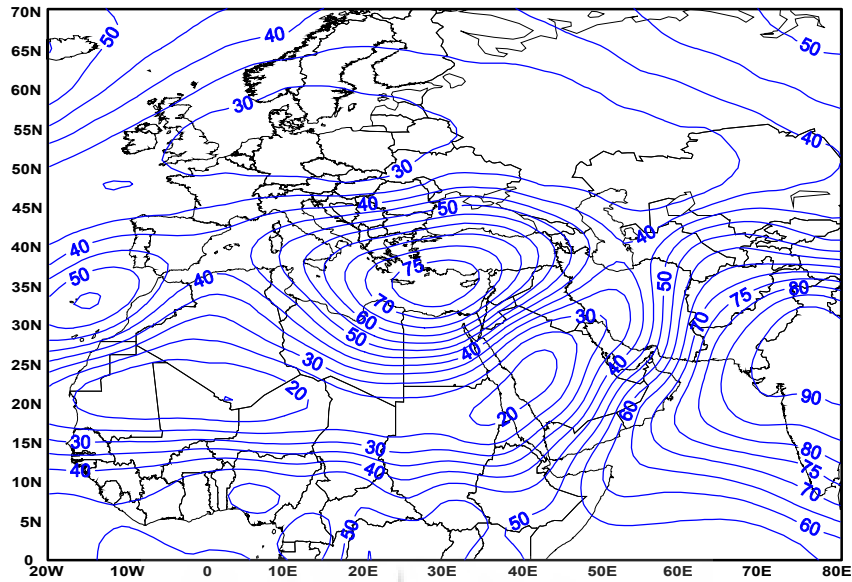
فراوانی و شدت پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

در ماه سپتامبر

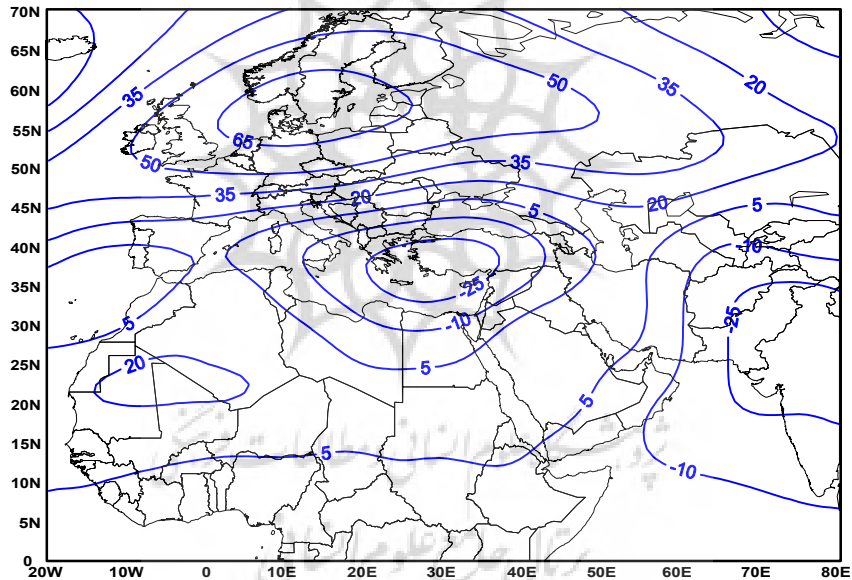
در این ماه کاهش چشمگیری در فراوانی پیچانه‌های منفی در اغلب مناطق دیده می‌شود. به عنوان مثال پیشینه دریای مدیترانه به ۷۵ درصد، شبه قاره هند ۹۵ درصد و بر روی ایران نیز به بیش از ۳۵ تا ۴۰ درصد کاهش یافته است. مرکز کمینه فراوانی پیچانه‌های منفی (پیشینه فراوانی پیچانه‌های مثبت) که در چند ماه گذشته بر روی غرب روسیه و شمال دریای خزر آشکار بود، در این ماه بر روی اروپا دیده می‌شود. همچنین در بخش‌هایی از شمال غرب و جنوب شرق ایران بیش از ۵۰ درصد پیچانه‌های منفی حاکم بوده‌اند و از بخش‌های دیگر ایران به سمت غرب (عربستان و شمال غرب آفریقا) کاهش قابل توجهی در فراوانی

پیچانه‌های منفی دیده می‌شود، بطوری که در میانه دریای سرخ و کشورهای نیجر و مالی پیچانه‌های مثبت در حدود ۸۰ درصد فراوانی را نشان داده‌اند (شکل ۱۲).

علاوه بر کاهش فراوانی پیچانه‌های منفی در این ماه، از شدت آنها نیز کاسته شده است. به عنوان مثال میزان ناهنجاری‌های منفی در شرق مدیترانه و در شبه قاره هند به ۲۵- متر رسیده است. مرکز ناهنجاری‌های منفی که بر روی شبه قاره هند از ماه می شروع شده و در ژوئن و ژوئیه به اوج خود رسیده بود در این ماه به حداقل خود رسیده است. از سوی دیگر شدت ناهنجاری‌های مثبت نسبت به ماه قبل روند افزایشی داشته است، بطوری که میزان ناهنجاری‌های مثبت بر روی اروپا بیش از ۶۵ متر بوده است (شکل ۱۳).



شکل ۱۲) فراوانی پیچانه‌های منفی جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه سپتامبر



شکل ۱۳) شدت پیچانه‌های جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه سپتامبر

نتیجه‌گیری

پیچانه‌های منفی در فصل بهار روند کاهشی را نشان می‌دهد. از طرف دیگر مرکز ناهنجاری‌های مثبت که بر روی غرب اروپا قرار داشت تا اواخر فصل بهار ضعیف‌تر شده، و میزان ناهنجاری‌های مثبت در این منطقه روند کاهشی شدیدی را نشان می‌دهد.

فراوانی و شدت بیشینه پیچانه‌های منفی در ماه آوریل کاملاً بر روی شرق دریای مدیترانه قرار گرفته است. در ماه‌های می و ژوئن بیشینه فراوانی پیچانه‌های منفی به سمت شمال جابجا می‌شود تا جایی که قسمتی از آن بر روی غرب ترکیه قرار می‌گیرد. شدت

است و دیگر بخش‌های ایران شاهد ناهنجاری‌های مثبت جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال هستند.

در ماه می و ژوئن تقریباً تمام ایران دارای ناهنجاری‌های مثبت چشمگیری است و ناهنجاری منفی محسوسی بر روی ایران دیده نمی‌شود. به طور کلی با آغاز فصل بهار تنها نوار باریکی از شمال خلیج فارس تا شمال غرب ایران، ناهنجاری منفی قابل توجهی را نشان داده است و به تدریج تا اواخر فصل بهار تمام ایران زیر نفوذ ناهنجاری‌های مثبت جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال قرار می‌گیرند.

در ماه ژوئیه جنوب شرق و بخش بسیار کوچکی از شمال غرب ایران ناهنجاری منفی قابل توجهی را نشان می‌دهند.

در ماه آگوست تقریباً نیمه شرقی و شمال غرب ایران زیر نفوذ ناهنجاری‌های منفی قرار دارند. با این حال در نیمه شرقی ایران (بویژه جنوب شرق) بیشترین ناهنجاری‌های منفی دیده می‌شود.

در ماه سپتامبر منتهی‌الیه جنوب شرق و شمال غرب ایران همچنان دارای ناهنجاری‌های منفی هستند. به طور کلی در فصل تابستان در جنوب شرق ایران ناهنجاری منفی زیاد است، به سمت شمال غرب (در ایران مرکزی و شمال شرق و جنوب غرب ایران)، کاهش چشمگیری پیدا می‌کند و در شمال غرب نیز دوباره روند افزایشی محسوسی در ناهنجاری‌های منفی دیده می‌شود.

منابع

احمدی گیوی، فرهنگ و نجیبی فر، یونس (۱۳۸۳)، مطالعه چرخند زایی در پشت به باد کوه‌های آلپ و اثر آن بر آب و هوای خاورمیانه و ایران برای

از ماه ژوئن مرکز پیچانه‌های منفی در شبه قاره هند شکل می‌گیرد به طوری که میزان ناهنجاری‌های منفی در این منطقه به مراتب بیشتر از دریای مدیترانه و مناطق مجاور آن است. بنابراین در آغاز فصل بهار ناهنجاری‌های منفی دریای سرخ چشمگیر است، اما با گذشت زمان، مقدار آن روند کاهش محسوسی را نشان می‌دهد. از طرف دیگر در ماه ژوئن هسته ناهنجاری‌های منفی شبه قاره هند نیز آشکار می‌شود.

در فصل تابستان فراوانی و شدت پیچانه‌های منفی بر روی شرق و بخش‌هایی از غرب ترکیه، تا حدودی بیشتر از فصل بهار است و در این زمان کانون ناهنجاری‌های منفی به طور مشخصی بر روی غرب ترکیه قرار دارد. از سوی دیگر کانون اصلی ناهنجاری‌های منفی در این فصل بر روی شبه قاره هند تشکیل شده است به طوری که میزان ناهنجاری‌های منفی در این منطقه روند افزایشی شدیدی را نسبت به فصل بهار نشان داده است. با این حال میزان ناهنجاری‌ها در ژوئیه به حداکثر خود رسیده و روند کاهش ملامی را تا سپتامبر طی می‌کند. در این فصل از پیچانه‌های مثبت قابل توجهی که در فصل بهار بر روی اروپا بود، خبری نیست. اما در همین زمان ناهنجاری‌های مثبت چشمگیری در شمال غرب افریقا و جزایر کاناری آشکار شده است. البته شدت این ناهنجاری‌ها در ابتدای فصل تابستان زیاد است که به تدریج تا اواخر تابستان کاهش محسوسی را پیدا خواهد کرد. همچنین نتایج تحقیق در ارتباط بیشتر با ایران نشان داد که:

در ماه آوریل تنها باریکه‌ای از شمال خلیج فارس تا شمال غرب زیر نفوذ ناهنجاری‌های منفی ضعیفی

- مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۴)، شناسایی الگوهای گردشی پدید آورنده سیلاب‌های بزرگ در کارون، جغرافیا و توسعه، ص ۱۸۲-۱۶۱.
- شبرنگ، لاله؛ ایرن نژاد، پرویز و احمدی گیوی، فرهنگ (۱۳۸۷)، اثر بلاکینگ در چرخندزایی دریای مدیترانه، سیزدهمین کنفرانس ملی ژئوفیزیک ایران، اردیبهشت ماه ۱۳۸۷، صص ۳۴۹-۳۴۶.
- Alijani, B. (2001). Variations of 500 hPa flow patterns over Iran and surrounding areas and their relationship with the climate of Iran, *Theor. Appl. Climatol.* Vol. 72, pp. 41-54.
- Casty, C, Handorf, D, Raible C. C, Gonza' lez-Rouco. J. F, Weisheimer. A, Xoplaki.E, Luterbacher.J, Dethloff. K and Wanner. H (2005). Recurrent climate winter regimes in reconstructed and modeled 500 hPa geopotential height fields over the North Atlantic/European sector 1659-1990, *Climate Dynamics*, Vol. 24, pp. 809-822.
- Ferrero, E., Longhetto, A., Briatore, L., Chabert d'Hieres, G., Didelle, H., Giraud, C., and Gleizon, P (2002). A laboratory simulation of mesoscale flow interaction with the Alps: Dynamics of Atmosphere and Oceans, 35, 1-25.
- Ghan. S. J(1983). Empirical models of the eddy heat flux and vertical shear on short time scales, *Journal of the atmospheric sciences*, Vol. 41, No. 3, pp. 389-401.
- Gong. D.Y, Drange.H, and Gao.Y.Q(2007). Reconstruction of Northern Hemisphere 500 hPa geopotential heights back to the late 19th century, *Theor. Appl. Climatol*, pp.1-20.
- Hafez. Y(2011). relationship between geopotential height anomalies over north America and Europe and USA landfall Atlantic hurricanes activity, *Journal of American Science*.
- Hartamn. D. L, Barnes. E. A, Garfinkel. C. I and Zhu. J (2010). Eddy feedbacks, atmospheric variability, and climate change, *Make Wallace Symposium*: 27-28 September 2010.
- دوره یک ساله، مجله فیزیک و فضا، جلد ۳۰، شماره ۲، ۱۳۸۳، ص ۱۹-۱.
- امیدوار، کمال و ابراهیمی، عاطفه (۱۳۹۱)، تحلیل همدیدی موج سرمای شدید ۱۶ تا ۲۵ دی ماه ۱۳۸۶ در ایران مرکزی (استان‌های اصفهان، کرمان و یزد)، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، سال ۲۳، پیاپی ۴۵، شماره ۱، صص ۹۸-۸۱.
- سلگی، لیلا (۱۳۸۵)، ردیابی پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایران در دوره ۲۰۰۳-۱۹۷۴، پایان نامه کارشناسی ارشد، استاد راهنما: دکتر محمد-رضا کاویانی، دکتر سید ابوالفضل مسعودیان، دانشگاه اصفهان، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، گروه جغرافیا.
- صداقت، مهدی (۱۳۸۵)، مسیریابی رقومی سیکلون-های خاورمیانه (در دوره سرد سال)، استاد راهنما: زهرا حجازی‌زاده، استاد مشاور، زین‌العابدین جعفر پور، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، گروه جغرافیا، گرایش اقلیم در برنامه‌ریزی محیطی.
- علیجانی، بهلول (۱۳۷۸)، بررسی سینوپتیک الگوهای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه در دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۱، مجله نیوار شماره ۴۵-۴۴، صص ۱۳۲-۱۱۴.
- کاویانی، محمدرضا، مسعودیان، سید ابوالفضل و نجف پور، بهرام (۱۳۸۶)، بررسی رابطه الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با بارش‌های حوضه مند، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۸، صص ۳۳-۱۷.

- degree of Master of Science, University of Washington, p.48.
- Tymvios, F., Savvidou, K., and Michaelides, S. C (2010). Association of geopotential height patterns with heavy rainfall events in Cyprus, *Adv. Geosci.*, Vol.23, pp. 73–78.
- Williams, R. G., Wilson, C., Hughes, C. W (2007). Ocean and atmosphere storm tracks: the role of eddy vorticity forcing, *Journal of physical oceanography*, Vol. 37, pp. 2267-2289.
- Xoplaki, E., Luterbacher, J., Burkard, R., Patrikas, I and Maheras, P (2000). Connection between the large-scale 500 hPa geopotential height fields and precipitation over Greece during wintertime, *Climate Research Clim Res*, Vol. 14: 129–146.
- Kushnir, Y., Robinson, W.A., Bladé, I., Hall, N.M.J., Peng, S., Sutton, R. (2002). Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: synthesis and evaluation. *Journal of Climate* 15, 2233–2256.
- Kug, J-S, Jin, F-F, Park, J, Ren, H-L and Kang, I-S (2009) A general rule for synoptic-eddy feedback onto low-frequency flow, *Clim Dyn*, DOI 10.1007/s00382-009-0606-8.
- Lunkeit, F, Ponater, M, Sausen, R, Sogalla, M, Ulbrich, U and Windelband, M (1996). Cyclonic activity in a warmer climate, *Beitr. Phys. Atmosph.*, Vol. 69, No.3. p. 393-407.
- Polansky, B. C (2002). Reconstructing 500-hPa Height Fields Over the Northern Hemisphere, A thesis submitted in partial fulfillment of the requirements for the



Locating of 500 hPa level eddies effected on Iran's climate in warm half of the year

B. Mohammadi

Received: February 7, 2012/ Accepted: August 12, 2012, 19-22 P

Extended Abstract

1- Introduction

The atmosphere is characterized by the ubiquitous presence of a variety of swirling fluid eddies. Indeed, this observational fact prompted us in the previous chapter to consider the effects of flow curvature on some simple force balances. In the mid-latitude atmosphere the most important of these many eddies is the large-scale cyclone, also known as the synoptic-scale cyclone.

The surface analysis illustrated clearly demonstrates that in the northern hemisphere the winds circulate around the center of lowest pressure in a counterclockwise fashion over an enormous geographical area. Conversely, the surface winds circulate clockwise over an equally large area around the center of the northern hemisphere surface high-pressure system depicted. The ubiquity of large-scale, rotating disturbances in the mid-latitude atmosphere compels us to

understand better the nature of fluid rotation and the resulting circulation of these eddies. Therefore, formation positive and negative eddies in each level shows stability and instability sequence. Very studies has been done on eddies, map patterns at varies regions and relationship with indexes or climatic elements that following mentioned.

Alijani (2001) studied the variations 500 hPa flow patterns over Iran and surrounding areas and their relationship with the climate of Iran. Time confine of this study was October to March during 1961-1990 years. The results this study showed that the characteristics of the 500 hPa flow patterns varied over monthly and annual time scales. Also in other part of results have been clears that troughs and ridges located close to Iran had more influence on the climate of Iran. Two troughs were identified and named the Caspian and Syrian troughs.

Tymvios et al (2010) studied the geopotential height patterns with heavy rainfall events in Cyprus. They believed that dynamically induced rainfall is strongly connected with synoptic atmospheric circulation

Author(s)

B. Mohammadi (✉)
Assistant Professor of Climatology, University of Kurdistan,
Sanandaj, Iran
E-mail: b.mohammadi@geog.ui.ac.ir

patterns at the upper levels. The results showed that negative eddies at 500 hPa geopotential height had a important role in sever cyclonic conditions and creative heavy rainfall.

Gong et al (2007) have developed a statistical method and have reconstructed Northern Hemisphere 500 hPa heights back to the late 19th century using one temperature and three sea level pressure (SLP) data sets. First, the relationship between ERA40 500 hPa heights and surface temperature and SLP was screened using stepwise multiple regressions based on the calibration period of 1958–2002 (1998–2000 according to the availability of SLP data). Second, the regression equations were applied to compute the 500 hPa height through to the late 19th century for the whole Northern Hemisphere.

Hafez (2011) studied the relationship between 500 hPa geopotential height anomalies over North America and Europe and the USA landfall Atlantic Hurricanes activity. The results revealed that there are significant positive correlations between the anomalies in geopotential height over North America and East Europe simultaneously and existence of Atlantic hurricanes of category 3 that strike USA. Also to that, significant positive correlations between the anomalies in geopotential height over North America and existence of major Hurricanes (category 3, 4 and 5) that landfall USA is found too. However, significant negative correlations between the anomalies in geopotential height over North Atlantic and existence of all USA landfall Atlantic Hurricane category are existed else category 1. In general one can conclude that anomalies in geopotential height at 500 hPa level over North America and

Europe are control the USA landfall Atlantic hurricanes activity.

2- Methodology

Eddies, there are anomalies that have been created in different geopotential height atmospheric layers. But eddies intensity and frequency in 500 hPa geopotential height more than other levels geopotential height. Study on 500 hPa eddies, by reason of Effective role negative eddies (positive eddies) to creative positive vorticity (negative vorticity) that on climate's world, have an especially important. In this research, for studying of eddies intensity and frequency effected on Iran's climate during warm period (Spring and Summer seasons), have been used form 500 hPa geopotential height six hourly data, in geographical confine from $20^{\circ}W$ to $80^{\circ}E$ and 0° to $70^{\circ}N$ during 1960-2010. Therefore databases in MatLab software have been created from 500 hPa geopotential height data during 1960-2010. Use to this database intensity and frequency of eddies derivation and calculated.

3- Discussion

Study on 500 hPa eddies, by reason of them role in formation of atmospheric stability and instability condition have a particular important. In this research frequency and intensity of eddies had been studied at 500 hPa geopotential height. Then in surfer software deriving maps from the results of calculations related to negative and positive eddy frequency and intensity

4- Conclusion

The results this research shows that in the start of spring season, Tender band from north of Persian Gulf to North West of Iran have been salient negative anomaly and gently to last of spring season whole of Iran affected negative anomalies on the 500 hPa geopotential height. Also in summer

season, negative anomalies 500 hPa geopotential height have been seen in the south east of Iran and to the north west of Iran (in the central, north east and south west of Iran) had a trend decreasing and in the north west negative anomalies 500 hPa geopotential height had a trend increasing.

Key words: Eddy, Anomaly, 500 hPa Geopotential height, Red Sea

References

- Alijani, B. (2001). Variations of 500 hPa flow patterns over Iran and surrounding areas and their relationship with the climate of Iran, *Theor. Appl. Climatol.* Vol. 72, pp. 41-54.
- Casty, C., Handorf, D., Raible, C. C., Gonzales-Rouco, J. F., Weisheimer, A., Xoplaki, E., Luterbacher, J., Dethloff, K. and Wanner, H. (2005). Recurrent climate winter regimes in reconstructed and modeled 500 hPa geopotential height fields over the North Atlantic/European sector 1659–1990, *Climate Dynamics*, Vol. 24, pp. 809–822.
- Ferrero, E., Longhetto, A., Briatore, L., Chabert d'Hieres, G., Didelle, H., Giraud, C., and Gleizon, P. (2002). A laboratory simulation of mesoscale flow interaction with the Alps: *Dynamics of Atmosphere and Oceans*, 35, 1-25.
- Ghan, S. J. (1983). Empirical models of the eddy heat flux and vertical shear on short time scales, *Journal of the atmospheric sciences*, Vol. 41, No. 3, pp. 389-401.
- Gong, D. Y., Drange, H., and Gao, Y. Q. (2007). Reconstruction of Northern Hemisphere 500 hPa geopotential heights back to the late 19th century, *Theor. Appl. Climatol.*, pp. 1-20.
- Hafez, Y. (2011). relationship between geopotential height anomalies over north America and Europe and USA landfall Atlantic hurricanes activity, *Journal of American Science*.
- Hartmann, D. L., Barnes, E. A., Garfinkel, C. I. and Zhu, J. (2010). Eddy feedbacks, atmospheric variability, and climate change, *Make Wallace Symposium: 27-28 September 2010*.
- Kushnir, Y., Robinson, W. A., Bladé, I., Hall, N. M. J., Peng, S., Sutton, R. (2002). Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: synthesis and evaluation. *Journal of Climate* 15, 2233–2256.
- Kug, J.-S., Jin, F.-F., Park, J., Ren, H.-L. and Kang, I.-S. (2009) A general rule for synoptic-eddy feedback onto low-frequency flow, *Clim Dyn*, DOI 10.1007/s00382-009-0606-8.
- Lunkeit, F., Ponater, M., Sausen, R., Sogalla, M., Ulbrich, U. and Windelband, M. (1996). Cyclonic activity in a warmer climate, *Beitr. Phys. Atmosph.*, Vol. 69, No. 3, p. 393-407.
- Polansky, B. C. (2002). Reconstructing 500-hPa Height Fields Over the Northern Hemisphere, A thesis submitted in partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science, University of Washington, p. 48.
- Tymvios, F., Savvidou, K., and Michaelides, S. C. (2010). Association of geopotential height patterns with heavy rainfall events in Cyprus, *Adv. Geosci.*, Vol. 23, pp. 73–78.
- Williams, R. G., Wilson, C., Hughes, C. W. (2007). Ocean and atmosphere storm tracks: the role of eddy vorticity forcing, *Journal of*

- physical oceanography, Vol. 37, pp. 2267-2289.
- Xoplaki. E, Luterbacher. J, Burkard. R, Patrikas. I and Maheras. P (2000). Connection between the large-scale 500 hPa geopotential height fields and precipitation over Greece during wintertime, Climate Research Clim Res, Vol. 14: 129–146.

