

مطالعه چرخندهای مدیترانه در دوره یکساله و تاثیر آن بر آب و هوای خاورمیانه

فرهنگ احمدی گیزی* و محمدعلی نصراصفهانی*

*موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۱۴۱۵۵-۱۴۱۵۰

دریافت مقاله: ۸۲/۷/۱۲ پذیرش مقاله: ۸۲/۱۰/۲۳

چکیده

در این مطالعه به بررسی چرخندزایی مدیترانه در دوره یکساله و اثر آن در آب و هوای خاورمیانه پرداخته شده است. به این منظور از میانگین‌های ماهانه ارتفاع ژئوپتانسیلی و تاوایی نسبی در سطوح ۵۰۰، ۸۵۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و همچنین میانگین ماهانه ضخامت بین دو سطح ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال برای مطالعه کژفشاری سطحی استفاده شده است. به علاوه پس از بررسی تمام سامانه‌های کم‌فشار در فاصله زمانی اول ژوئیه ۲۰۰۱ تا اول ژوئیه ۲۰۰۲، تعداد ۲۷ سامانه کم‌فشار متوسط و قوی شناسایی شده و شدت، مسیر حرکت، محل شکل‌گیری و... برای هر چرخند مطالعه شده است.

نتایج نشان می‌دهد که شدت و تعداد رویناد چرخند برای کل ناحیه مدیترانه از اوایل ژوئن ۲۰۰۱ تا اواخر سپتامبر ۲۰۰۱، نسبت به ماه‌های دیگر دوره مورد مطالعه، کاهش قابل ملاحظه‌ای دارد که بیشتر به دلیل جابه‌جایی مرکز پراارتفاع جنب حاره‌ای به عرض‌های شمالی‌تر است. همچنین مرکز کم‌فشار خلیج فارس در تابستان، که در سمت جنوب غرب مونسون آسیایی شکل می‌گیرد، از تقویت سامانه‌های کم‌فشار دینامیکی در شرق مدیترانه و حرکت شرقی آنها جلوگیری می‌کند. از اوایل ماه اکتبر تا اواخر ژانویه، در نتیجه تضعیف اثر سامانه پراارتفاع جنب حاره‌ای در شمال مدیترانه، فعالیت چرخندزایی در دریای اژه و خلیج جنوا تشدید می‌شود. از آن‌جا که این سامانه‌ها پس از تقویت روی دریای مدیترانه، حرکت شمال شرقی دارند، در آب و هوای جنوب خاورمیانه تاثیر چندانی ندارند. از ماه فوریه تا مه، احتمال وقوع چرخند در شمال آفریقا افزایش می‌یابد که بیشتر به دلیل گرادیان دمایی شدید بین سواحل شمال آفریقا و دریای مدیترانه است. هنگامی که این چرخندها روی کشور عربستان و دریای سرخ قرار می‌گیرند، بر آب و هوای خاورمیانه تاثیر می‌گذارند.

کلیدواژه‌ها: ارتفاع ژئوپتانسیلی، تاوایی نسبی، چرخندزایی، دریای مدیترانه، فرارفت تاوایی نسبی، کژفشاری، میانگین ماهانه

۱ مقدمه

مطالعات گسترده‌ای برای تعیین مناطق اصلی چرخندزایی و ردهای توفان در نیمکره شمالی انجام شده است (مانند پی‌ترسن، ۱۹۵۶؛ بلکمون، ۱۹۷۶؛ والاس و همکاران، ۱۹۸۸؛ هاسکیتز و والدز، ۱۹۹۰؛ چنگ و ارلانسکی، ۱۹۹۳). تقویت چرخندها در سطح زمین یکسان نیست و در مناطقی که شرایط مناسبی دارند، رخ می‌دهد. بسامد و شدت چرخندزایی در زمستان بسیار بیشتر از دیگر فصل‌ها است و چرخندها تحت شرایطی از قبیل: وجود توپوگرافی مناسب برای همگرایی سطوح زیرین، وجود جبهه یا اغتشاش پیشین، پایداری ایتایی ضعیف، گرادیان شدید دمایی در وردسپهر زیرین و گرادیان شدید تاوایی در وردسپهر میانی تشکیل می‌شوند (کارلسون، ۱۹۹۳).

یکی از مهم‌ترین و عمده‌ترین مناطق چرخندزایی، منطقه دریای مدیترانه است. آب و هوای منطقه خاورمیانه شامل کشور ایران، به‌ویژه در فصل زمستان، تحت تاثیر دریای مدیترانه قرار دارد و اکثر چرخندهائی که خاورمیانه را متاثر می‌کنند یا روی این دریا تشکیل شده‌اند و یا چرخندهائی هستند که روی اقیانوس اطلس شکل می‌گیرند و روی دریای مدیترانه تقویت می‌شوند. توزیع زمانی و جغرافیایی چرخندهای مدیترانه‌ای نسبتاً پیچیده است. این پیچیدگی به علت وجود کوه‌های تقریباً پیوسته آلپ و اطلس در شمال و جنوب آن، وجود چندین دریا در نواحی مختلف از آن، نواحی خشک و گرم شمال آفریقا (صحرای آفریقا)، اثر مونسون آسیایی و گرادیان دمایی شدید

آلپ)، فلوکاس و کاراکستاس در سال ۱۹۹۶ (چرخندهای دریای اژه)، تورنکرافت و فلوکاس در سال ۱۹۹۷ (چرخندهای منطقه ساهارا) و تریگو و همکاران در سال ۲۰۰۲ (دریای مدیترانه) اشاره کرد.

در این پژوهش، علاوه بر بررسی توزیع میانگین ماهانه تاوایی نسبی که در تمامی مطالعات گذشته به کار رفته است، از فرارفت تاوایی و به‌ویژه ضخامت بین سطوح ۸۵۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال که نشانگر کوفشاری سطوح زیرین است، برای بررسی دینامیکی چرخندها استفاده شده است. از دیگر نکات بارز این پژوهش، بررسی تمامی چرخندهای رخ داده در منطقه مدیترانه در دوره یکسال و تعیین ۲۷ چرخند قوی و متوسط از بین آنها و مطالعه ویژگی‌های کلی این چرخندها است.

۲ داده‌ها و روش مطالعه

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه شامل داده‌های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیلی سطوح ۱۰۰۰، ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال است که روی یک شبکه منظم با گام شبکه‌ای پنج درجه در راستاهای طول و عرض جغرافیایی قرار دارند. این داده‌ها، اطلاعات دیده‌بانی شده‌ای هستند که مرکز NWST (National Weather Service Gateway Telecommunication) آنها را تهیه می‌کند. دوره مورد بررسی در این مطالعه از تاریخ اول ژوئیه سال ۲۰۰۱ میلادی تا اول ژوئیه ۲۰۰۲ میلادی است و داده‌های آن دو مرتبه در روز در ساعت‌های ۰۰۰۰ و ۱۲۰۰ گریجویچ است.

منطقه مورد مطالعه نیز بین عرض‌های جغرافیایی ۲۵ و ۵۰ درجه شمالی و طول‌های جغرافیایی ۵ و ۶۵ درجه شرقی قرار دارد. این منطقه شامل قسمت‌هایی از شمال آفریقا، قاره اروپا و خاور میانه، نواحی شرقی و مرکزی دریای مدیترانه، دریای سیاه، دریای خزر و قسمت‌هایی از

بین خشکی و آب است. در واقع می‌توان گفت که مؤلفه‌های مختلف حرکت قائم کلی که با رابطه (۱) نشان داده می‌شود، در چرخندهای مدیترانه‌ای حضور دارند و چرخندزایی در اثر ترکیب دو یا چند مؤلفه صورت می‌گیرد.

$$W = W_{VA} + W_{TA} + W_F + W_{db} + W_M \quad (1)$$

در رابطه فوق اندیس‌های VA، TA، F، db، M و به ترتیب نشانگر فرارفت تاوایی، فرارفت دما، اثر مالش، گرمایش دررو و اثر کوهستان‌اند. مؤلفه گرمایش دررو به تنهایی شامل آزاد شدن گرمای نهان، شارش‌های سطحی و اثر تابش است که هر سه در چرخندهای مدیترانه‌ای حائز اهمیت‌اند.

مطالعات بسیاری برای تعیین توزیع زمانی و مکانی چرخندهای مدیترانه‌ای و همچنین شناخت سازوکارهای دینامیکی مؤثر در تشکیل و حرکت این سامانه‌ها انجام شده است. توزیع تاوایی نسبی می‌تواند به مثابه شاخص مهمی در حرکت‌های در مقیاس همدیدی در نظر گرفته شود. بارتزوکاس و متاکاساس (۱۹۹۱)، آلپرت و همکاران (۱۹۹۰)، رویز و وارگاس (۱۹۹۸) و فلوکاس و همکاران (۲۰۰۱) با استفاده از توزیع میانگین ماهانه یا فصلی افقی و قائم تاوایی نسبی برای دوره‌های زمانی مختلف، سعی در مطالعه مراکز بیشینه تاوایی نسبی و ساختار چرخندهای مدیترانه‌ای داشته‌اند. توزیع بسامد این چرخندها نیز به‌دست پژوهشگرانی مانند آلپرت و همکاران (۱۹۹۰)، تریگو و همکاران (۱۹۹۹)، ماهراس و همکاران (۲۰۰۱) و تریگو و همکاران (۲۰۰۲) بررسی شده است. برخی پژوهشها نیز با انجام مطالعات موردی در نواحی مختلف از دریای مدیترانه به بررسی دقیق‌تر و جزئی‌تر چرخندهای مدیترانه پرداخته‌اند. برای نمونه می‌توان به کارهای بوتزی و تیبالدی در سال ۱۹۷۸ (چرخندهای پشت به کوه

سامانه‌های کم فشار روی مدیترانه مورد مطالعه قرار گرفته است.

۳ میانگین‌های ماهانه

در این مطالعه، تعریف فصل‌ها مطابق تعریف تریگو و همکاران (۱۹۹۹ و ۲۰۰۱) است. دوره سال به سه فصل مجزای زمستان یا سرد (شامل ماه‌های اکتبر، نوامبر، دسامبر، ژانویه و فوریه)، بهار (شامل ماه‌های مارس، آوریل و مه) و تابستان یا گرم (شامل ماه‌های ژوئن، ژوئیه، اوت و سپتامبر) تقسیم شده که فصل پاییز در فصل‌های تابستان و زمستان ادغام شده است. برای جلوگیری از افزایش حجم مقاله، به بررسی الگوها و ویژگی‌های کلی سامانه‌های هر فصل با ارائه یک شکل مربوط به یک ماه از آن فصل اکتفا می‌شود.

نقشه‌های میانگین در طول ماه‌های فصل تابستان، الگوی مشابهی دارند. برای نمونه، شکل ۱ نقشه‌های مربوط به ماه اوت را نشان می‌دهد. وجود مرکز کم فشار گرمایی روی خلیج فارس در طول تابستان کاملاً مشهود است. از آنجا که این سامانه منشا گرمایی دارد، تنها در سطوح زیرین موجود است و با افزایش ارتفاع به شدت تضعیف می‌شود. در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نفوذ زبان‌های مرکز پرا ارتفاع جنب حاره‌ای به روی خاورمیانه تا شمال آفریقا دیده می‌شود. اوج شدت فصل تابستان در ماه‌های ژوئیه و اوت است. به‌طور کلی در تمام طول سال یک ناوه تقریباً دائمی در شرق مدیترانه قرار دارد. این ناوه در فصل تابستان تضعیف می‌شود و در ماه اوت به ضعیف‌ترین وضع خود می‌رسد. وجود این ناوه در سواحل شمالی مدیترانه در فصل تابستان موجب می‌شود که سامانه‌های کم فشار بیشتر در سواحل شمالی تشکیل شوند و تحت تاثیر جت جنب حاره‌ای به سمت شمال شرق حرکت کنند. دلیل تشکیل چرخندها در شرق

دریای سرخ و خلیج فارس است. از نظر موقعیت‌های ویژه جغرافیایی نیز رشته کوه‌های آلپ در شمال غرب، رشته کوه‌های اطلس در جنوب غرب، جزایر بالریک در غرب، دریای اژه، جزایر قبرس و کرت و فلات ترکیه در مرکز و فلات ایران نیز در شرق منطقه فوق قرار دارند.

انجام این مطالعه را می‌توان به دو مرحله مختلف تقسیم کرد. ابتدا با استفاده از داده‌های هواشناختی، میدان تاوایی زمینگرد نسبی با به کار بردن رابطه (۲) در سطوح ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال برای تمام روزهای سنال دوره مورد نظر محاسبه شده و میانگین آنها برای ماه‌های مختلف سال به دست آمده است.

$$\zeta_g = \frac{1}{f_0} \nabla_p^2 \phi \quad (2)$$

که ζ_g تاوایی زمینگردوار، ϕ ارتفاع ژئوپتانسیلی، ∇_p^2 عملگر لاپلاسی در سطح فشار ثابت و f_0 پارامتر کوریولیس که به طور محلی ثابت فرض می‌شود. برای بررسی فرارافت تاوایی در سطوح ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، میدان‌های تاوایی میانگین همراه با میانگین ماهانه ارتفاع ژئوپتانسیلی در سطوح مربوطه روی یک نقشه ترسیم شده‌اند. هم چنین میانگین ضخامت بین سطوح ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز با میانگین ارتفاع سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در یک نقشه منطبق شده‌اند.

در مرحله دوم، کلیه سامانه‌های کم فشار متوسط و قوی که در منطقه مورد نظر و در دوره یاد شده تشکیل شده بودند، مورد بررسی قرار گرفت و میدان‌های بی‌هنجاری ضخامت و تاوایی مربوط به این سامانه‌ها محاسبه و ترسیم شده. با استفاده از این نقشه‌ها که در دوره زندگی هر چرخند تهیه شده‌اند، الگوی شکل‌گیری و نحوه حرکت

دارد. (شکل ۲- الف)؛ به طوری که گرادبان خطوط ضخامت در سواحل شمالی مدیترانه کاملاً به چشم می‌خورد. در نواحی غربی مدیترانه، علاوه بر کوهستان آلپ، اثر شارش‌های سطوح فوقانی نیز در تشکیل چرخندهای متعدد، به ویژه در ماه‌های دسامبر و ژانویه، دارای اهمیت است. بطور میانگین، در فصل زمستان و در جنوب کوه‌های آلپ و مرکز مدیترانه، یک مرکز مثبت تاوایی دیده می‌شود که می‌توان با توجه به شکل‌های ۲- ب و ۳- ب یکی از دلایل آن را بادهای شمالی و شمال غربی دانست که به سمت رشته کوه‌های آلپ می‌وزند (فلوکاس و همکاران، ۲۰۰۱). این بادهای در ماه دسامبر کاملاً شمالی بوده و شدت بیشتری دارند. هوای سرد همراه این بادهای سبب افزایش کثافتی در سطوح پایین تر می‌شود و به همراه اثر رشته کوه‌های آلپ، چرخندهای نسبتاً قوی را شکل می‌دهند (تزیگو و همکاران، ۱۹۹۹؛ ماهراس و همکاران، ۲۰۰۱).

در اواخر فصل زمستان و اوایل فصل بهار، جت جنب حاره‌ای به جنوبی‌ترین موقعیت خود می‌رسد. شکل ۴ میانگین‌های ماهانه مربوط به ماه آوریل را نشان می‌دهد. جریان‌های شدید غربی همراه با جت جنب حاره‌ای، ممکن است در اثر عوامل سطحی و یا فوقانی پیریشیده شده و ناوهای عمیقی را شکل دهد (کارلسون، ۱۹۹۳). این ناوهای در شرق مدیترانه و در اثر کثافتی سطحی و یا گرمایش دررو تقویت می‌شوند و خاورمیانه را متاثر می‌کنند. در ماه‌های فصل بهار، همچنان در شرق مدیترانه و در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال یک ناوه دیده می‌شود که با تاوایی مثبت در این منطقه همراه است. با نزدیک شدن تابستان، این ناوه به عرض‌های شمالی‌تر جابه‌جا می‌شود و عرض‌های جنوبی‌تر تحت تاثیر سامانه پرازتفاح جنب

مدیترانه می‌تواند وجود فرارفت تاوایی مثبت در سطوح فوقانی باشد (ماهراس و همکاران، ۲۰۰۱). در فصل تابستان و در غرب مدیترانه، اثر کوهستان آلپ در چرخندزایی، بیشتر محسوس است.

در اوایل فصل سرما (فصل پاییز) نقشه‌های هواشناسی الگوی تابستانی دارند، ولی با نزدیک شدن فصل زمستان در نیمکره شمالی، الگوی نقشه‌ها نیز تغییر می‌کند. با مقایسه نقشه‌های ماه‌های مختلف مشاهده می‌شود که در اوایل فصل پاییز مرکز چرخندزای شرق مدیترانه چندان فعال نیست، در حالی که در اواخر فصل پاییز این قسمت فعالیت بیشتری دارد. در این موقع از سال، به علت ضعیف بودن کثافتی سطحی و فرارفت تاوایی سطوح زیرین، بیشتر چرخندها در اثر کوهستان آلپ به وجود می‌آیند و با گذشت زمان در سایر قسمت‌های مدیترانه شرایط وقوع چرخند مهیا می‌شود (ماهراس و همکاران، ۲۰۰۱). در حالی که اوج سرما در ماه‌های ژانویه و فوریه اتفاق می‌افتد، ولی الگوی نقشه‌ها برای تشکیل چرخندها، در ماه‌های اکتبر (در شکل نشان داده نشده) و دسامبر (شکل ۲) برای قسمت شرق مدیترانه مناسب‌تر است. در این دو ماه و در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، فرارفت تاوایی مثبت قابل ملاحظه‌ای در این قسمت دیده می‌شود.

در شکل‌های ۲ و ۳ میانگین ماهانه نقشه‌ها برای ماه‌های دسامبر و ژانویه ارائه شده است. در ماه‌های زمستان اثری از سامانه پرازتفاح جنب حاره‌ای نیست و جت جنب حاره‌ای به عرض‌های جنوبی‌تر جابه‌جا می‌شود. این رویداد موجب می‌شود که سامانه‌های مدیترانه بتوانند به سمت شرق و خاورمیانه حرکت کنند. در تشکیل سامانه‌های زمستانی مدیترانه، عامل کثافتی سطحی به ویژه در قسمت‌های شرقی، نقش اساسی

حاره‌ای قرار می‌گیرند.

به‌طور کلی می‌توان گفت، بیشینه شدت چرخندزایی در غرب و شرق مدیترانه در فصل زمستان، به‌ویژه در ماه دسامبر (آغاز الگوهای زمستانی)، صورت می‌گیرد. در این فصل، پرفشار جنب حاره‌ای در جنوبی‌ترین وضعیت خود بوده و سیب می‌شود مرکز تاوایی مثبت شدید واقع بر دریای مدیترانه به عرض‌های پایین‌تر منتقل شود. چرخندزایی غرب دریای مدیترانه عمدتاً در اثر کوه‌های آلپ و کژفشاری سطحی پدید می‌آید، در حالی که در شرق دریای مدیترانه چرخندزایی بیشتر در اثر فرارفت تاوایی سطوح زیرین و کژفشاری سطحی است. در فصل‌های بهار و تابستان، به‌ویژه تابستان، هر دو مرکز چرخندزایی غرب و شرق دریای مدیترانه ضعیف می‌شوند و به کمینه شدت خود می‌رسند. شرق دریای مدیترانه در تابستان نسبت به غرب دریای مدیترانه چرخندزایی بیشتری دارد، و دلیل آن گسترش ناوه خلیج فارس تا شرق دریای مدیترانه است که چرخندزایی این منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهد (آلپرت و همکاران، ۱۹۹۰؛ فلوکاس و همکاران، ۲۰۰۱).

در این فصل، غرب شبکه مورد مطالعه متأثر از پرفشار آزرز و جنوب شبکه، تحت تأثیر پرفشار جنب حاره‌ای است که به شمالی‌ترین وضعیت خود در سال رسیده است.

۴ نتایج مطالعات موردی

از بررسی نقشه‌های همدیدی در سطح زمین و سطوح فوقانی و همچنین نقشه‌های تاوایی و ضخامت تهیه شده در دوره یکسال، به‌طور کلی ۱۲۷ چرخند قوی و متوسط شناسایی شدند. از این چرخندها، ۱۱ چرخند مربوط به فصل پاییز، ۱۳ چرخند مربوط به فصل زمستان و ۳ چرخند مربوط به فصل بهار است. بنابراین

بیشتر ویژگیها و ساختار دینامیکی سامانه‌های فصل‌های پاییز و زمستان ارائه می‌شوند.

مطالعه سامانه‌های مختلف نشان می‌دهد که الگوی شکل‌گیری سامانه‌های کم‌فشار در فصل پاییز بسیار متغیر است. در ابتدای فصل پاییز، این سامانه‌ها در یک الگوی تابستانی شکل می‌گیرند، ولی انتهای این فصل به سمت الگوی سامانه‌های زمستانی گرایش دارند. برای نمونه، نقشه‌های سطح زمین و سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال مربوط به سامانه‌ای در ساعت ۰۰۰۰ روز ۵ سپتامبر سال ۲۰۰۱ و سامانه‌ای دیگر در ساعت ۱۲۰۰ روز ۱۶ نوامبر سال ۲۰۰۱ به ترتیب در شکل‌های ۵ و ۶ ارائه شده‌اند. عامل اصلی ایجاد چرخندهای سطحی در این فصل، فرارفت تاوایی مثبت در سطوح فوقانی است (فلوکاس و همکاران، ۲۰۰۱) که رشته کوه‌های آلپ آن را به وجود آورده است (شکل‌های ۵-ب و ۶-ب). کژفشاری سطحی به مثابه عاملی آغازین در چرخندزایی عمل نمی‌کند؛ اگرچه به عنوان یک عامل تقویت کننده بسیار مؤثر است. این نکته به‌ویژه در اوایل فصل پاییز بسیار مشهود است. فرارفت هوای سرد روی دریای نسبتاً گرم و مرطوب مدیترانه موجب کاهش پایداری ایستایی و آزاد شدن گرمای نهان در سطوح میانی جو می‌شود. این دو عامل می‌توانند در تقویت هرچه بیشتر یک سامانه نقش مؤثری داشته باشند (بلوشاین، ۱۹۹۳).

سامانه‌های زمستانی مدیترانه نسبت به سامانه‌های پاییزی مدیترانه تفاوت اساسی دارند. درحالی که چرخندزایی آلپ عمده‌ترین دلیل برای جرقه زدن چرخندهای پاییزی است، در این فصل عمل چرخندزایی در اثر کژفشاری سطوح پایین ممکن است در نواحی مختلف مدیترانه رخ دهد. شکل ۷ نقشه‌های سطح زمین و سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال مربوط به سامانه‌ای در ساعت

بررسی کلیه سامانه‌های هم‌دید در دوره یک‌ساله روی شبکه‌ای واقع بر دریای مدیترانه و خاورمیانه، سعی شد تا ساختار و عوامل دینامیکی مؤثر در چرخندزایی این منطقه و مسیر حرکت آنها شناسایی شود.

نقشه‌های میانگین ماهانه نشان می‌دهد که بیشینه تاوایی نسبی و فرارفت آن در شبکه مورد مطالعه و دوره یاد شده، در ماه دسامبر صورت می‌گیرد. چرخندزایی در غرب دریای مدیترانه ناشی از اثر کوه‌های آلپ و کژفشاری سطحی است، در حالی که در شرق دریای مدیترانه و دریای اژه، چرخندزایی حاصل فرارفت تاوایی و کژفشاری سطحی است (تسریگو و همکاران، ۲۰۰۲). علت چرخندزایی شدید در غرب مدیترانه را می‌توان وجود بادهای شمالی قوی روی کوه‌های آلپ دانست که در اثر ریزش هوای سرد، گرادبان دمایی شدیدی بین خشکی و شمال دریای مدیترانه ایجاد می‌شود. در این ماه، دو ناوه روی غرب دریای مدیترانه و دریای اژه در سطوح فوقانی وجود دارد.

مقایسه نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال مربوط به ماه‌های پاییز و زمستان نشان می‌دهد که در ماه‌های زمستان (مانند فوریه)، جریان‌های واقع بر کوه‌های آلپ از شمال به تقریباً غرب تغییر جهت می‌دهند و بیشینه تاوایی و فرارفت آنها، ضمن ضعیف شدن نسبت به ماه دسامبر، به عرض‌های جنوبی‌تر منتقل می‌شوند. اثر عامل کژفشاری سطحی نیز در مقایسه با ماه دسامبر، به علت تغییر جهت باد و در نتیجه کاهش گرادبان دمایی موجود بین خشکی و دریا تضعیف می‌شود.

در فصل بهار (مانند آوریل)، با ضعیف شدن ناوه موجود روی دریای مدیترانه، و اثرات پرفشار جنب خاره‌ای در نواحی جنوبی شبکه مورد مطالعه ظاهر

روز ۴ ژانویه ۲۰۰۲ و ۴۸ ساعت بعد از آن را نشان می‌دهد. نمونه‌ای دیگر از سامانه‌های ژانویه که در شرق مدیترانه تشکیل شده، در شکل ۸ ارائه شده است. در طول فصل سرما، یک ناوه تقریباً دائمی از شرق تا غرب مدیترانه را پوشانده است. در برخی مواقع این ناوه به عرض‌های جنوبی‌تر تغییر جا می‌دهد و روی دریا تقویت می‌شود. براساس مقایسه نقشه‌های چرخندهای زمستانی (نصر اصفهانی، ۱۳۸۲؛ شکل‌ها نشان داده نشده) می‌توان گفت که این فرایند ممکن است زمانی رخ دهد که مرکزی پرفشار و قوی روی اروپا قرار گرفته باشد و سبب هجوم هوای بسیار سرد به سمت دریای گرم و مرطوب مدیترانه شود. در نتیجه این عمل، در سواحل شمالی مدیترانه کژفشاری شدیدی ایجاد می‌شود و تقویت ناوه سطوح فوقانی و سامانه سطحی را به دنبال می‌آورد. در ضمن به علت رطوبت موجود، نباید اثر آزاد شدن گرمای نهان را نادیده گرفت.

از دیگر سامانه‌های متفاوت، سامانه‌هایی هستند که در شمال افریقا شکل می‌گیرند. این سامانه‌ها بیشتر تحت تأثیر فرارفت تاوایی در سطوح فوقانی‌اند و حرکت می‌کنند (تسریگو و همکاران، ۱۹۹۹؛ فلوکاس و همکاران، ۲۰۰۱). نمونه‌ای از این سامانه‌ها که در ساعت ۰۰۰۰ روز ۱۰ ژانویه ۲۰۰۲ تشکیل شده، در شکل ۹ ارائه شده است. اگر این سامانه‌ها با فرارفت تاوایی مناسبی همراه باشند، در شرق مدیترانه و دریای سرخ، در اثر کژفشاری سطحی و گرمایش دررو تقویت می‌شوند و خاورمیانه را متأثر می‌کنند.

۵ بحث و نتیجه‌گیری

در این مقاله با استفاده از میانگین‌های ماهانه کمیت‌هایی از قبیل تاوایی نسبی، نقشه‌های ضخامت، ارتفاع ژئوپتانسیلی و هم‌چنین

(شکل‌ها نشان داده نشده) نشان می‌دهند که در دوره یک‌ساله، دو مرکز عمده چرخندزایی در دریای مدیترانه، یکی در غرب آن روی خلیج جنوا و دیگری در شرق آن روی دریای اژه و قبرس وجود دارد. سازوکار و شدت چرخندزایی در این دو منطقه در حین متفاوت بودن، در فصل‌های مختلف نیز تغییر می‌کند (مشابه نتایج آلپرت و همکاران، ۱۹۹۰؛ تریگو و همکاران، ۱۹۹۹؛ ماهراس و همکاران، ۲۰۰۱). وجود مرکز چرخندزایی روی خلیج جنوا در طول سال، علی‌رغم تغییرات بسیار فرارفت تاوایی در سطوح زیرین و کژفشاری سطحی، حکایت از نقش مهم کوه‌های آلپ در چرخندزایی این منطقه دارد (ماهراس و همکاران، ۲۰۰۱). در فصل زمستان، شدت چرخندزایی غرب دریای مدیترانه به علت وجود فرارفت تاوایی مثبت در سطوح زیرین و گرادیان دمای شدید واقع در شمال دریای مدیترانه، همراه با اثر کوه‌های آلپ، دارای مقدار بیشینه است. در فصل بهار و تابستان، به‌ویژه فصل تابستان، با افزایش فعالیت و اچرخندی (جنب حاره‌ای) در جنوب دریای مدیترانه از یکسو و گسترش سامانه پرفشار آروزور از سوی دیگر در غرب شبکه مورد مطالعه، شدت چرخندزایی منطقه غرب دریای مدیترانه کاهش می‌یابد و به کمینه خود می‌رسد (ماهراس و همکاران، ۲۰۰۱؛ فلوکاس و همکاران، ۲۰۰۱).

چرخندزایی در شرق دریای مدیترانه نیز در طول سال وجود دارد و بیشینه شدت آن در زمستان است. بررسی نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی و تاوایی نسبی سطوح زیرین و زیرین نشان می‌دهد که در فصل زمستان هر دو عامل فرارفت تاوایی مثبت سطوح زیرین و کژفشاری سطحی در چرخندزایی سطح زمین در شرق مدیترانه مؤثر هستند. ولی کاهش شدت مرکز تاوایی مثبت با ارتفاع (در سطوح ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ شکل‌ها نشان داده نشده) بیانگر

می‌شود. چرخندزایی در شمال افریقا نیز فعال می‌شود که عمدتاً ناشی از کژفشاری سطحی، اثر کوه‌های اطلس و اثر تابشی در نواحی خشک این قسمت است (ماهراس و همکاران، ۲۰۰۱؛ تریگو و همکاران، ۲۰۰۲).

نکات حائز اهمیت در نقشه‌های مربوط به ماه‌های فصل تابستان، وجود پرفشارهای آروزور در غرب و جنب حاره‌ای در جنوب شبکه و همچنین ناوه خلیج فارس است که تا شرق دریای مدیترانه گسترش دارد. این ناوه که مربوط به مانسون آسیایی است، به علت ماهیت گرمایی فقط در سطوح زیرین به وضوح دیده می‌شود (هاسکینز، ۱۹۹۶). چرخندزایی در شرق دریای مدیترانه به شدت متأثر از وجود ناوه خلیج فارس است.

براساس بررسی سامانه‌های همدیدی در دوره یک‌سال و در منطقه مورد مطالعه، چرخندهای مدیترانه‌ای را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد: دسته اول چرخندهایی که در مدیترانه شکل می‌گیرند و در نواحی مختلف تقویت می‌شوند و گسترش می‌یابند. دسته دوم چرخندهایی که روی اقیانوس اطلس شکل می‌گیرند و در حرکت به سمت شرق از آب و هوای منطقه مدیترانه متأثر می‌شوند (تورنکرافت و فلوکاس، ۱۹۹۷؛ تریگو و همکاران، ۱۹۹۹).

اکثر چرخندهای پاییزی (۹ مورد از ۱۱ مورد) مطالعه شده، ابتدا در پشت به باد کوه‌های آلپ شکل گرفته‌اند و سپس به روی دریای مدیترانه منتقل شده‌اند؛ در حالیکه چرخندهای فصل زمستان در نواحی مختلف دریای مدیترانه از قبیل کوه‌های آلپ، دریای اژه و قبرس، به طور کلی در غرب و شرق دریای مدیترانه، تشکیل می‌شوند.

نتایج مطالعه‌های موردی انجام شده یک‌ساله و مقایسه نقشه‌های میانگین ماهانه ارتفاع ژئوپتانسیلی و تاوایی نسبی در سطح‌های ۵۰۰ هکتوپاسکال و ۸۵۰ هکتوپاسکال

(۱۹۹۹) با استفاده از روش‌های آماری، و نه مطالعات موردی، به بررسی مسیر حرکت چرخندهای دریای مدیترانه پرداخته‌اند. نتایج حاصل از مطالعه مسیر حرکت سامانه‌های همدیدی دوره یک‌ساله در این پژوهش با نتایج تریگو و همکاران همخوانی خوبی دارد.

به‌طور کلی می‌توان مسیر حرکت سامانه‌های بررسی شده را به شرح زیر تقسیم‌بندی نمود:

در صورتی که شارش‌هایی روی کوه‌های آلپ غربی باشد، سامانه‌های تشکیل شده بدون انتقال به عرض‌های جنوبی‌تر و دریای مدیترانه، به سمت شرق حرکت می‌کنند و تاثیری بر خاورمیانه و ایران ندارند. به‌طور کلی کژفشاری سطحی در این سامانه‌ها در طول عمر آنها ضعیف است.

سامانه‌هایی که در پشت به باد کوه‌های آلپ شکل می‌گیرند، به غرب یا مرکز مدیترانه منتقل می‌شوند. به علت شارش‌های شمالی شدید، گرادبان دمای زیادی در شمال دریای مدیترانه ایجاد می‌شود. در فصل پاییز، این سامانه‌ها به علت وجود زبانه پرفشار جنب حاره‌ای در شرق مدیترانه، حرکتی در راستای شمال شرقی دارند که اثر آنها بر خاورمیانه و ایران ناچیز است. در فصل زمستان، به علت جابه‌جایی پرفشار جنب حاره‌ای به عرض‌های پایین‌تر، این نوع سامانه‌ها حرکتی به سوی شرق دارند و خاورمیانه و ایران را به شدت تحت تاثیر قرار می‌دهند. در صورتی که در مسیر حرکت به سمت شرق این سامانه‌ها پرفشاری مانند پرفشارهای واقع بر ترکیه وجود داشته باشد، مسیر سامانه‌های زمستانی به سمت شمال شرق خواهد بود.

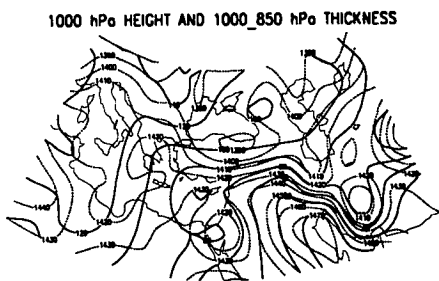
برخورد شارش‌های غربی با کوه‌های اطلس می‌تواند منجر به تشکیل چرخندهای لی در پشت به باد این کوه‌ها شود. این سامانه‌ها در شرق دریای مدیترانه و در اثر

آن است که عامل کژفشاری سطحی نقش بیشتری در چرخندزایی دارد؛ این نتیجه با نتایج مطالعه فلوکاس و همکاران (۲۰۰۱) همخوانی دارد. در فصل بهار و تابستان، بویژه فصل تابستان، این مرکز چرخندزایی در شرق دریای مدیترانه کاهش پیدا می‌کند و بیشتر تحت تاثیر ناوه خلیج فارس است که تا شرق دریای مدیترانه گسترش می‌یابد (فلوکاس و همکاران، ۲۰۰۱؛ ماهراس و همکاران، ۲۰۰۱). به علت ماهیت گرمایی ناوه خلیج فارس، چرخندزایی در شرق دریای مدیترانه در فصل تابستان نیز کم‌عمق است.

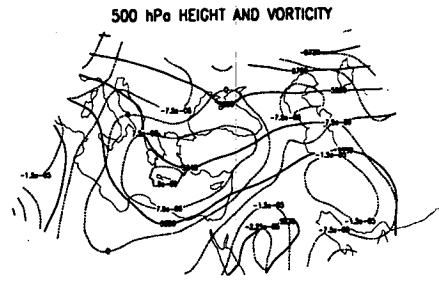
مرکز چرخندزایی دیگری در شمال‌غرب افریقا و در پشت به باد کوه‌های اطلس با بیشینه شدت در فصل بهار وجود دارد که به کمفشارهای صحرای افریقا مرتبط است (فلوکاس و همکاران، ۲۰۰۱). چرخندزایی شدید این منطقه در فصل بهار را می‌توان به اثر کوه‌های اطلس و گرادبان دمای شدید بین ساحل لیبی و صحرای مرکزی مربوط دانست (آلپرت و همکاران، ۱۹۹۰). در صورتی که چرخندهای این منطقه با فرارفت تاوایی مثبت قابل ملاحظه‌ای همراه باشند؛ این چرخندها به سمت شرق دریای مدیترانه حرکت می‌کنند و می‌توانند خاورمیانه را تحت تاثیر قرار دهند (فلوکاس و همکاران، ۲۰۰۱؛ ماهراس و همکاران، ۲۰۰۱). شدت این چرخندزایی در تابستان اندکی کاهش می‌یابد و در فصل پاییز از بین می‌رود.

بررسی سامانه‌های همدیدی مورد مطالعه در دوره یک‌ساله، عمدتاً در فصل‌های پاییز و زمستان، نشان می‌دهد که مسیر حرکت آنها یکسان نیست و به عواملی از قبیل محل تشکیل، عوامل مؤثر در تشکیل و تقویت آنها، موقعیت پرفشار جنب حاره‌ای و ... بستگی دارد (تریگو و همکاران، ۱۹۹۹). در بین مطالعات گذشته اقلیم‌شناختی چرخندزایی دریای مدیترانه، فقط تریگو و همکاران

- Buzzi, A., and S. Tibaldi, 1978, Cyclogenesis in the lee of Alps: A case study: *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104**, 271-287.
- Carlson, T. N., 1993, *Mid-latitude Weather Systems*: Cambridge University Press, 507 pp.
- Chang, E. K. M., and I. Orlanski, 1993, On the dynamic of a storm track: *J. Atmos. Sci.*, **50**, 999-1015.
- Flocas, H. A., and T. S. Karacostas, 1996, Cyclogenesis over the Aegean Sea: Identifications and synoptic categories: *Meteor. Appl.*, **3**, 53-61.
- Flocas, H. A., P. Maheras, T. S. Karacostas, I. Patrikas, and C. Anagnostopoulou, 2001, A 40-year climatological study of relative vorticity distribution over the Mediterranean: *Int. J. Climatol.*, **21**, 1760-1778.
- Hoskins, B. J., 1996, On the existence and strength of summer subtropical anticyclones. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1287-1292.
- Hoskins, B. J., and P. J. Valdes, 1990, On the existence of storm tracks. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1854-1864.
- Maheras, P., H. A. Flocas, I. Patrikas, and C. Anagnostopoulou, 2001, A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: Spatial and temporal distribution. *Int. J. Climatol.*, **21**, 109-130.
- Petterssen, S., 1956, *Weather Analysis and Forecasting, Vol II, Weather and Weather Systems*: Mc Graw-Hill Book Company, New York, 266pp.
- Ruiz, N. E., and W. M. Vargas, 1998, 500 hPa vorticity analyses over Argentina: Their climatology and capacity to distinguish synoptic-scale precipitation: *Theoretical and Applied Climatology*, **60**, 77-92.
- Thorncroft, C. D., and H. A. Flocas, 1997, A case study of Saharan cyclogenesis: *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1147-1195.
- Trigo, I. F., G. R. Bigg, and T. D. Davies, 2002, Climatology of cyclogenesis mechanisms in the Mediterranean: *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 549-569.
- Trigo, I. F., T. D. Davies, and G. R. Bigg, 1999, Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region: *Journal of Climate*, **12**, 1685-1696.
- Wallace, J. M., G.-H. Lim, and M. L. Blackmon, 1988, Relationships between cyclone tracks, anticyclone tracks and baroclinic waveguides: *J. Atmos. Sci.*, **45**, 439-462.
- کژفشاری سطحی و گرمایش در رو تقویت می‌شوند. اگر این سامانه‌ها با فرارفت تاوایی مثبت شدیدی همراه باشند، به سمت شرق حرکت می‌کنند و خاورمیانه و ایران را متاثر می‌سازند (آلپرت و همکاران، ۱۹۹۰؛ فلوکاس و همکاران، ۲۰۰۱).
- تشکر و قدردانی
- از همکاری صمیمانه معاونت محترم آموزشی و پژوهشی سازمان هواشناسی کشور و همکاران محترم مرکز پیش‌بینی آن سازمان به خاطر در اختیار گذاردن داده‌ها و نقشه‌های مورد نیاز در این پژوهش تشکر و قدردانی می‌شود. این کار در قالب طرح پژوهشی مصوب دانشگاه تهران با عنوان "بررسی ساختار دینامیکی چرخندهای دریای مدیترانه و اثرات آن بر آب و هوای ایران" به شماره ۶۵۱/۲/۸۸۲ انجام شده است. بدین وسیله از شوراهای محترم پژوهشی دانشگاه تهران و مؤسسه ژئوفیزیک برای تصویب و حمایت مالی طرح سپاسگزاری می‌شود.
- منابع
- نصر اصفهانی، م. ع.، ۱۳۸۲: بررسی دوره یک‌ساله چرخندزایی در شرق مدیترانه و چگونگی اثر آن در آب و هوای خاورمیانه و ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- Alpert, P., B. U. Neeman, and Y. Shay-EL, 1990, Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data: *Tellus*, **42A**, 65-77.
- Bartzokas, A. and D. Metaxas, 1991, Climate of temperature and air circulation in the Mediterranean. In *Proceeding of the European School of Climatology and Natural Hazard Cause*, Duplessy, J. C., A. Pons, and R. Fantechi (eds). Commission of the European Communities: Brussels, 279-297.
- Blackmon, M. L., 1976, A climatological study of the 500 hPa geopotential height of the Northern Hemisphere: *J. Atmos. Sci.*, **24**, 1607-1623.
- Bluestein, H. B., 1993, *Synoptic-Dynamic Meteorology in Mid-latitudes: Vol. II*, Oxford University Press, 594 pp.

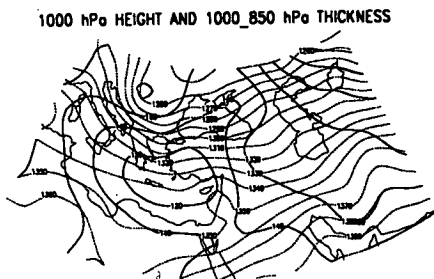


الف

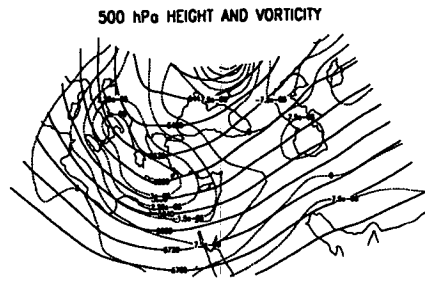


ب

شکل ۱. الف) میانگین ماهانه فشار سطح زمین و ضخامت ۸۵۰-۱۰۰۰ میلی باری و ب) میانگین ماهانه ارتفاع سطح ۵۰۰ میلی باری و تاوایی در این سطح (ماه اوت ۲۰۰۱).

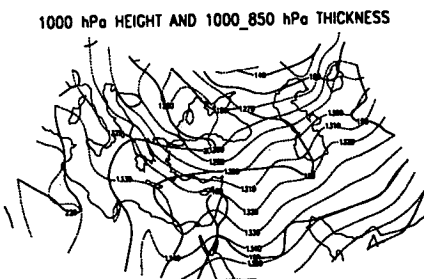


الف

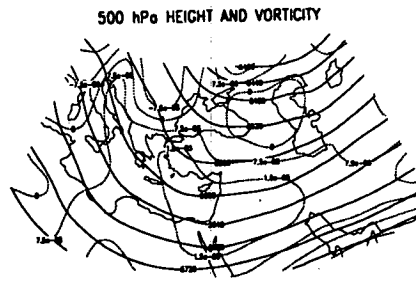


ب

شکل ۲. الف) میانگین ماهانه فشار سطح زمین و ضخامت ۸۵۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال و ب) میانگین ماهانه ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و تاوایی در این سطح (ماه دسامبر ۲۰۰۱).

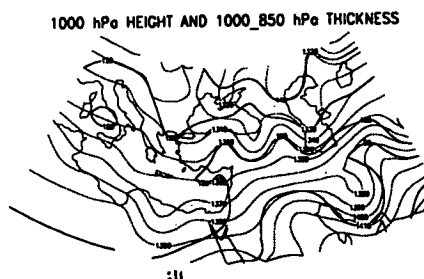


الف

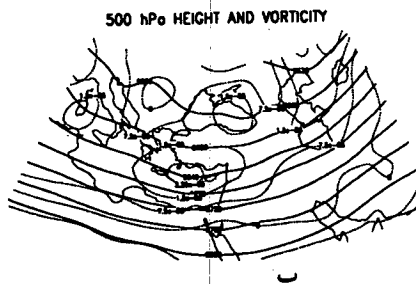


ب

شکل ۳. الف) میانگین ماهانه فشار سطح زمین و ضخامت ۸۵۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال و ب) میانگین ماهانه ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و تاوایی در این سطح (ماه ژانویه ۲۰۰۱).

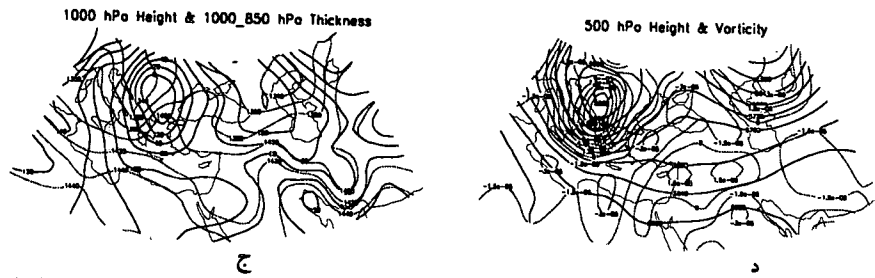
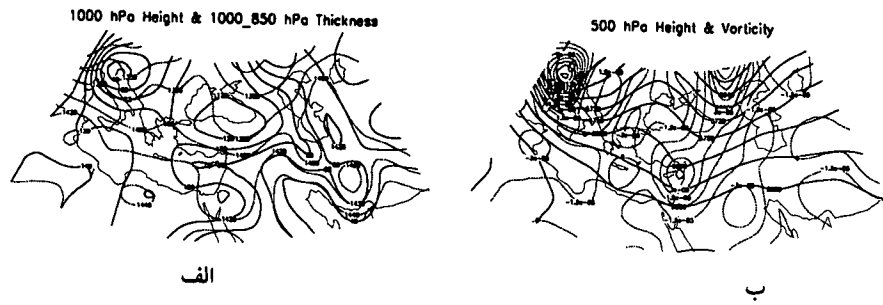


الف

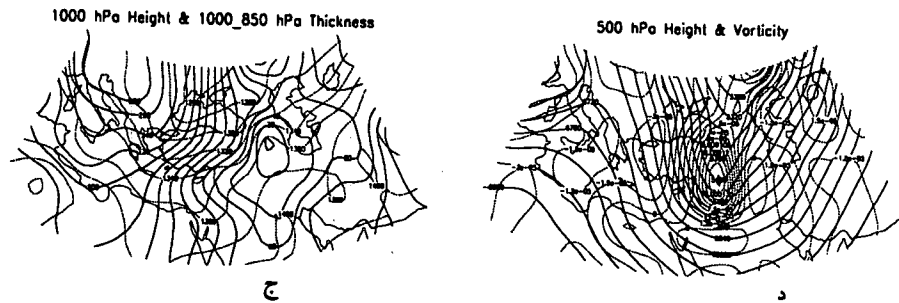
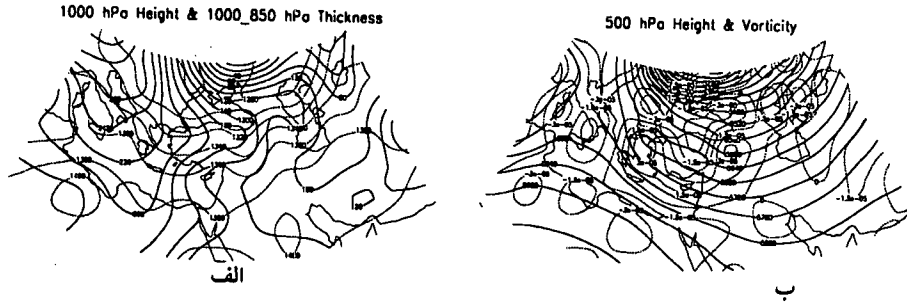


ب

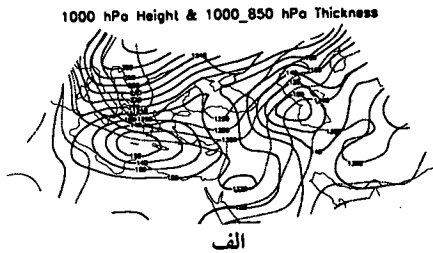
شکل ۴. الف) میانگین ماهانه فشار سطح زمین و ضخامت ۸۵۰-۱۰۰۰ میلی باری و ب) میانگین ماهانه ارتفاع سطح ۵۰۰ میلی باری و تاوایی در این سطح (ماه آوریل ۲۰۰۱).



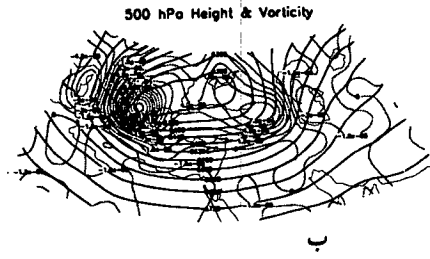
شکل ۵. نقشه‌های هواشناسی مربوط به سامانه‌ای که در ساعت ۰۰۰۰ روز ۵ سپتامبر سال ۲۰۰۱ تشکیل شده است. الف) ارتفاع سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و ضخامت بین دو سطح ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال و ب) ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و تاوایی نسبی در همین سطح. شکل‌های ج و د وضعیت همین سامانه را ۲۴ ساعت بعد نشان می‌دهند.



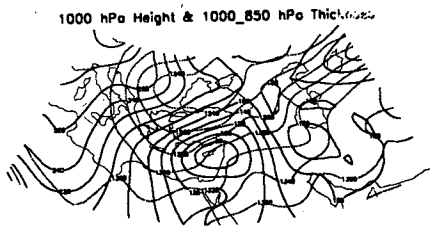
شکل ۶. مانند شکل ۵، شکل‌های الف و ب مربوط به ساعت ۱۲۰۰ روز ۱۶ نوامبر سال ۲۰۰۱ و شکل‌های ج و د مربوط به ساعت ۱۲۰۰ روز ۱۷ نوامبر سال ۲۰۰۱ است.



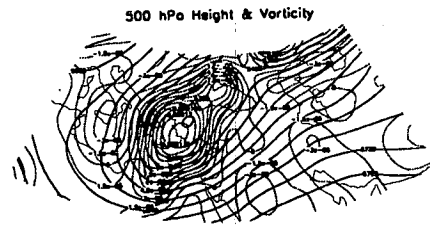
الف



ب

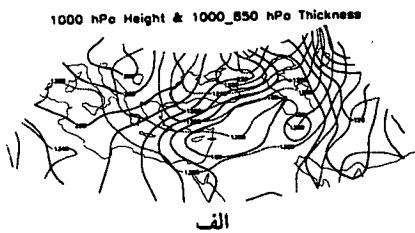


ج

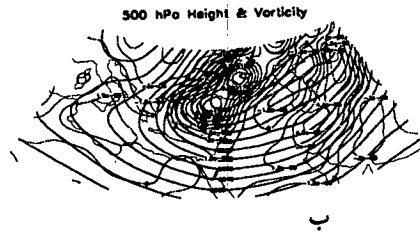


د

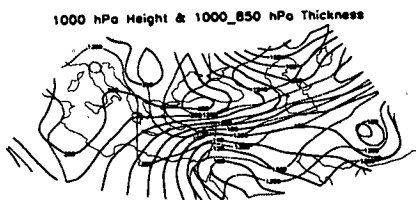
شکل ۷. مانند شکل ۵، شکل‌های الف و ب مربوط به ساعت ۰۰۰۰ روز ۴ ژانویه سال ۲۰۰۲ و شکل‌های ج و د مربوط به ساعت ۰۰۰۰ روز ۶ ژانویه سال ۲۰۰۲ است.



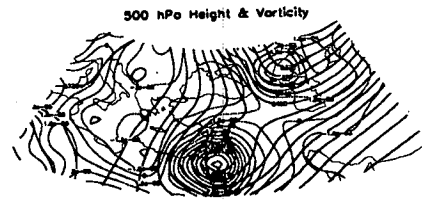
الف



ب

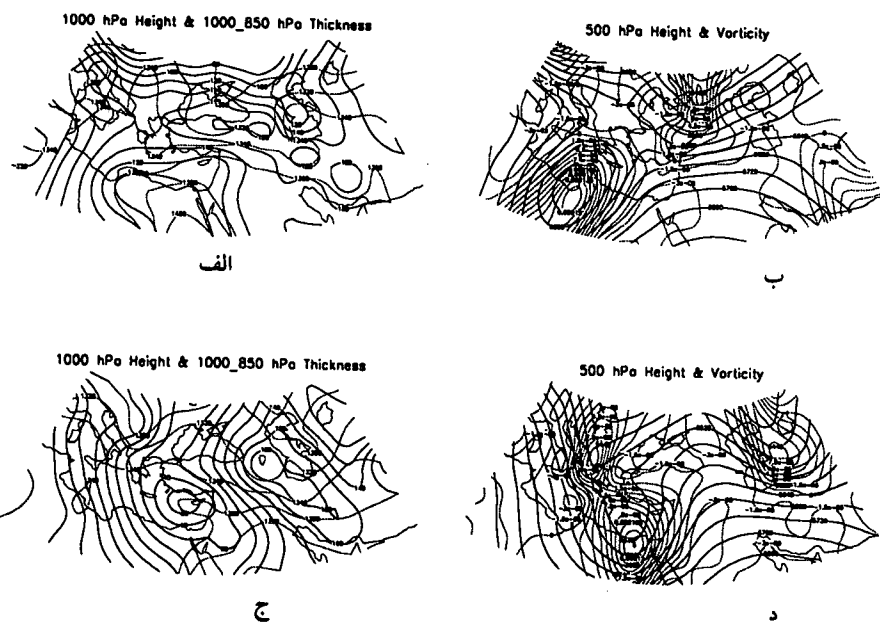


ج



د

شکل ۸. مانند شکل ۵، شکل‌های الف و ب مربوط به ساعت ۰۰۰۰ روز ۹ ژانویه سال ۲۰۰۲ و شکل‌های ج و د مربوط به ساعت ۱۲ روز ۱۰ ژانویه است.



شکل ۹. مانند شکل ۵، شکل‌های الف و ب مربوط به ساعت ۰۰۰۰ روز ۱۰ فوریه سال ۲۰۰۲ و شکل‌های ج و د مربوط به ساعت ۰۰۰۰