

## مطالعه چرخندزایی در پشت به باد کوه‌های آلپ و اثر آن بر آب و هوای خاورمیانه برای دوره یک‌ساله

فرهنگ احمدی‌گیوی\* و یونس نجیبی‌فر\*

\*موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۱۴۱۵۵-۶۴۶۶

(دریافت مقاله: ۱۲/۱۲/۸۲، پذیرش مقاله: ۱۳/۹/۸۲)

### چکیده

در این مقاله، تشکیل و رفتار چرخندهای لی واقع در کوه‌های آلپ در دوره یک‌ساله (سال ۲۰۰۲ میلادی) و تاثیر احتمالی آن‌ها در آب و هوای خاورمیانه و ایران در دوره‌های مختلف سرد، گرم و معتدل سال مورد مطالعه قرار گرفته است. برای این کار، از نقشه‌های همدیدی ترازهای مختلف موجود در سازمان هواشناسی کشور در دوره یاد شده و نیز از داده‌های مرکز اروپایی پیش‌بینی میان مدت هوا (ECMWF) برای بررسی‌های همدیدی و دینامیکی استفاده شده است. با محاسبه ضخامت لایه بین ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال و تاوایی نسبی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال سعی در مطالعه کُفشاری سطوح زیرین و فرارفت تاوایی نسبی در سطوح فوقانی شده است.

نتایج نشان می‌دهد که رفتار چرخندهای لی در فصل‌های مختلف سال متفاوت است و تعداد چرخندهای واقع در خلیج جنوا (ضعیف و قوی) در فصل سرد سال به‌طور قابل توجهی بیشتر از فصل گرم سال است. چرخندهای مربوط به ماه‌های سرد، بیشتر آب و هوای ایران را تحت تاثیر قرار می‌دهند و به نظر می‌رسد بخشی از بارش‌های برف سنگین، به‌ویژه در شمال غرب ایران، در سال مطالعه شده ناشی از چرخندهای لی این دوره بوده است. این در حالی است که چرخندهای دوره گرم به علت حرکت در عرض‌های بالاتر تاثیر چندانی روی ایران ندارند. با وجود این شدت چرخندهای دوره گرم تقریباً دو برابر چرخندهای دوره سرد بوده است. در دوره معتدل نیز چرخندهایی که تحت تاثیر دریای سیاه قرار می‌گیرند، می‌توانند در آب و هوای ایران مؤثر باشند.

واژه‌های کلیدی: چرخندهای لی، خلیج جنوا، تاوایی نسبی، فرارفت تاوایی نسبی، کُفشاری، کوه‌های آلپ

### ۱ مقدمه

مناطق مناسب برای چرخندزایی هستند (پی‌ترسن، ۱۹۵۶؛ ریتان، ۱۹۷۴ و زیسکا و اسمیت، ۱۹۸۰). از جمله رشته کوه‌هایی که بسامد چرخندزایی روی آن‌ها بیشینه است، می‌توان رشته کوه‌های آلپ در شمال ایتالیا و رشته کوه‌های راکی در امریکا را نام برد که شرایط چرخندزایی در پشت به باد این کوه‌ها کاملاً متفاوت است (هایس و همکاران، ۱۹۸۷).

مطالعات انجام شده بی‌شمار در ارتباط با چرخندزایی در پشت به باد کوه‌های آلپ را می‌توان به طور کلی به چهار دسته نظری، مشاهداتی، عددی (حاصل از اجرای مدل‌های مختلف) و شبیه‌سازی آزمایشگاهی تقسیم کرد. دو پروژه بین‌المللی بزرگ نیز به نام‌های ALPEX (The Alpine Experiment) و MAP

در طی قرن بیستم مطالعات گسترده‌ای در ارتباط با آثار پستی و بلندی‌ها و کوهستان‌های مرتفع روی شارش‌های جوی انجام شده است. این پستی و بلندی‌ها می‌توانند در ابعاد خُرد مقیاس، میان مقیاس و بزرگ مقیاس شارش‌های جوی را تحت تاثیر قرار دهند: از آثار و پدیده‌های مربوط به ناهموازی‌ها در مقیاس‌های میانی و همدیدی می‌توان تشکیل و انتشار امواج کوهستان در اثر شکاف جریان، هنگام برخورد با مانع کوهستان، اثر کشالی، تاوه‌های لی، انتقال تکانه توسط پریشیدگی‌های لی، انسداد پاد جریان سو، رژیم‌های باد محلی از قبیل: فون، میسترال، بادهای فراشیب و فروشیب را نام برد.

بررسی‌های مشاهداتی نشان داده‌اند که سمت پشت به باد رشته کوه‌های بزرگ واقع در عرض‌های میانی، از

تاوه‌ها دارای تاوایی پتانسیلی‌اند و ایجاد آن‌ها همراه با میرایی است (شر و اسمیت، ۱۹۹۳؛ ترپ و همکاران، ۱۹۹۳ و شر و دوران، ۱۹۹۷).

شبیه‌سازی‌های عددی با مدل‌های با تفکیک زیاد، روی کوه‌های آلپ نیز نشانگر وجود نوارهای باریک و طولی از تاوایی پتانسیلی (PV) سطوح زیرین در بخش پشت به باد توپوگرافی‌های بلند است (ابی‌شر و شر، ۱۹۹۸). این باریکه‌های PV وقتی بادهای در مقیاس همدیدی می‌چرخند و در جهت مقاطع با کوه‌های آلپ قرار می‌گیرند، ایجاد می‌شوند. وجود زوج‌های جدا از هم و مشخص، با مقادیر مثبت و منفی PV می‌تواند ناشی از دو تکه شدن شارش در اثر برخورد با کوه باشد. تاوایی پتانسیلی‌های فوق که همراه با مناطقی از چینش شدید افقی باد هستند می‌توانند در برخی موارد تا سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال گسترش قائم داشته باشند. این باریکه‌ها می‌توانند با شارش بزرگ مقیاس نیز برهم‌کنش داشته باشند. به طور کلی دو مرحله برای چرخندزایی لی می‌توان در نظر گرفت، بدین صورت که ابتدا یک تاوه توپوگرافیک سطوح پایین به سرعت تشکیل می‌شود و به دنبال آن برهم‌کنش‌های کُرفشاری و دررو با تاوه سطوح فوقانی که در حال نزدیک شدن است، صورت می‌گیرد.

فرو و همکاران (۲۰۰۲) نیز با انجام مجموعه‌ای از آزمون‌های آزمایشگاهی سعی در شبیه‌سازی برخی از ویژگی‌ها و الگوهای چرخندزایی در پشت به باد کوه‌های آلپ کردند. پارامترهای تشابه دینامیکی به کار رفته شامل اعداد راسبی (Ro)، برگر (Bu) و اکمن (Ek) است که عدد اکمن در مقیاس‌های زمانی کوچک حائز اهمیت نیست و از آن صرف‌نظر می‌شود. فرو 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 کُرفشاری را مطالعه کردند. دو شرط اصلی و لازم برای این چرخندزایی عبارت‌اند از:

(The Mesoscale Alpine Project) در سال‌های ۱۹۸۲ و ۱۹۹۹ برای مطالعه دقیق فرایندهای فیزیکی و دینامیکی واقع در منطقه کوه‌های آلپ انجام شده است. در پروژه ALPEX بیشتر سعی در شناخت نحوه تشکیل چرخندهای لی، حرکت و بسامد آن‌ها، مطالعه شارش‌های جوی در دو سمت کوه‌ها و تعیین الگوهای مناسب برای چرخندزایی بوده است (تیالیدی و بوزی، ۱۹۸۲). هدف اصلی از پروژه MAP مطالعه فرایندهای خشک و تر در شارش‌های توپوگرافیک سه‌بعدی پیچیده، شامل تولید امواج گرانی، محل تشکیل و شکستگی آن‌ها بود (دویل و همکاران، ۲۰۰۲). امواج گرانی درونی وقتی شارش‌های هوا با چینه‌بندی ثابت روی مانع توپوگرافی قرار می‌گیرند، تولید می‌شوند. تحت شرایطی این امواج کوهستانی می‌توانند به سمت بالا و تا پوش سپهر منتشر شوند و به علت کاهش چگالی تقویت یافته و یا در اثر تلاطم، شکسته شوند (دویل و دوران، ۲۰۰۲ و اسمیت و همکاران، ۲۰۰۲).

مطالعات نظری نشانگر شواهد بسیاری حاکی از وجود رژیم‌های مختلف در شارش‌های جوی دارای چینه‌بندی هنگام عبور از پستی و بلندی‌ها هستند. شارش‌های جوی هم می‌توانند روی کوه در راستای قائم و هم در اطراف کوه در قسمت پشت به باد کوه منتشر شوند. پارامتر تعیین‌کننده برای وجود هریک از این رژیم‌های جوی عدد فرود خوانده می‌شود که نسبت مقیاس قائم موج به ارتفاع کوهستان است و به صورت 
$$F_r = \frac{\bar{U}}{N h_m}$$
 نشان داده می‌شود (N بسامد برانت-وایسلا،  $\bar{U}$  سرعت شارش و  $h_m$  ارتفاع کوهستان است). به ازای  $F_r \gg 1$  (یا کوه‌های کم‌ارتفاع) هوا عمدتاً روی کوه شارش دارد، در حالی که برای  $F_r \ll 1$  (یا کوه‌های مرتفع) هوا عمدتاً در اطراف کوه شارش پیدا می‌کند. در حالت  $F_r \ll 1$  تاوه‌های لی در پشت به باد کوه‌ها تشکیل می‌شوند. مطالعات نشان می‌دهد که این

دینامیکی چرخندزایی لی نیز با محاسبه کمیت‌هایی مانند تاوایی و ضخامت لایه‌های زیرین به انجام رسید.

در انتخاب چرخندهای لی، علاوه بر مطالعات همدیدی و محاسبات دینامیکی لازم، از نقطه‌نظرهای چند محقق دیگر از همکاران تیالیدی در کشورهای فرانسه و ایتالیا استفاده شده و مکاتبات شخصی متعددی با آنها صورت گرفته است.

## ۲ داده‌ها و روش مطالعه

برای تعیین موارد چرخندزایی و مطالعه همدیدی سامانه‌ها در منطقه مورد نظر و دوره یک‌ساله، از نقشه‌های همدیدی سطح زمین و سطوح فوقانی در ساعت‌های UTC ۰۰۰۰ و UTC ۱۲۰۰ که از سوی سازمان هواشناسی کشور تهیه شده، استفاده شده است. برای محاسبات عددی مورد نیاز نیز از داده‌های ECMWF که به صورت خام در سازمان هواشناسی برای سال ۲۰۰۲ بایگانی شده، استفاده شده است. داده‌های به کار رفته شامل ارتفاع ژئوپتانسیلی سطوح ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ساعت UTC ۰۰۰۰ است. تفکیک فضایی شبکه به کار رفته در مدل پنج درجه در راستاهای مداراری و نصف النهاری است.

منطقه مورد مطالعه در این پژوهش بین عرض‌های جغرافیایی ۲۵ و ۷۵ درجه شمالی و طول‌های ۱۰ درجه غربی و ۸۰ درجه شرقی قرار دارد که خاورمیانه و ایران را نیز در بر می‌گیرد. این منطقه دارای نواحی مختلف آب و هوایی است که در شکل‌گیری و تقویت چرخندهای رخ داده دارای نقش مهمی هستند؛ از جمله می‌توان به دریای مدیترانه، دریای سیاه، بیابان‌های خشک شمال آفریقا و کوه‌های آلپ اشاره کرد.

روش به کار رفته در این مطالعه شامل دو قسمت است. ابتدا با بررسی همه نقشه‌های همدیدی سطح زمین و سطوح زیرین موجود در سازمان هواشناسی کشور در دوره یک سال، سعی شد تا چرخندهای لی واقع در پشت

الف- وجود و تقویت الگوی کم‌فشار- پرفشار که سامانه پرفشار در قسمت غرب و سامانه قوی کم‌فشار در شمال یا شمال‌غرب کوه‌های آلپ قرار دارند.

ب- انسداد هوای سرد سطحی توسط مدل آلپ همراه با وضعیت مکانی ویژه کوه‌های آلپ نسبت به الگوی سامانه‌های کم‌فشار- پرفشار.

نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که شارش کژفشار اولیه و چرخند قوی اولیه موجود در سمت رو به باد کوه، سبب ایجاد چرخند ثانویه کوچک‌تری در سمت پشت به باد کوه می‌شود. این چرخند ثانویه بریده شده، در آخرین مرحله از چرخندزایی به صورت فشارورود درمی‌آید. هم‌چنین مشاهده شد در مواردی که عدد برگر در حدود یک باشد، معمولاً چرخندزایی تشکیل می‌شود؛ ولی این شرط در ضمن لازم بودن کافی نیست.

با در نظر گرفتن پدیده‌های مطرح شده فوق که در اثر کوه‌های آلپ ایجاد می‌شوند و این واقعیت که منطقه مدیترانه بیشترین بسامد چرخندزایی در نیم‌کره شمالی را دارد، مطالعه ساختار، رفتار، مسیر حرکت و اثرات این چرخندها از ابتدای تقویت آن‌ها تا حرکتشان به سمت خاورمیانه و کشور ایران اهمیت خاصی دارد. دلیل این اهمیت آن است که چرخندها و ناوهایی که غرب و شمال‌غرب ایران را به‌خصوص در فصل زمستان تحت تأثیر قرار می‌دهند، از طرف اروپای مرکزی و از فراز منطقه مدیترانه سرچشمه می‌گیرند.

در این پژوهش، موضوع چرخندزایی لی با استفاده از داده‌های سال ۲۰۰۲ میلادی مورد بررسی قرار گرفته است. مطالعه همدیدی همه سامانه‌ها در دوره یاد شده، با استفاده از نقشه‌های سطح زمین و سطوح زیرین سازمان هواشناسی کشور و هم‌چنین داده‌های سطوح ۵۰۰ هکتوپاسکال و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت هوا (ECMWF) صورت گرفته است. مطالعه

مورد بررسی قرار گرفته است، از جمله چرخندهایی هستند که تا سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال گسترش عمودی داشته‌اند و از نظر افقی نیز در ضمن حرکت به سمت شرق، آب و هوای ایران را تحت تأثیر قرار داده‌اند. چرخندهای لی دیگری هستند که با داده‌های در دسترس ECMWF به خوبی قابل شناسایی نیستند و برای تشخیص آن‌ها باید از داده‌هایی با تفکیک بالاتر استفاده شود. از آنجایی که این نوع چرخندها تأثیر چندانی روی ایران ندارند و فقط کشورهای همجوار خود را تحت تأثیر قرار می‌دهند، نبودشان مشکلی در این مطالعه ایجاد نمی‌کند.

دوره یک‌ساله، مانند تریگو و همکاران (۱۹۹۹)، به سه دوره گرم (شامل ماه‌های ژوئیه، اوت و سپتامبر)، سرد (شامل ماه‌های اکتبر، نوامبر، دسامبر، ژانویه و فوریه) و معتدل (شامل ماه‌های ژوئن، مارس، آوریل و مه) تقسیم شده است. با این تقسیم‌بندی، در دوره سرد ۵ مورد، در دوره گرم ۳ مورد و در دوره معتدل ۴ مورد از چرخندزایی لی قوی اتفاق افتاده است.

از آنجایی که چرخندهای لی این سه دوره مختلف، رفتارهای متفاوتی را نشان می‌دهند، پس از بررسی کلی آن‌ها، برای هر کدام از سه دوره یک نمونه انتخاب شده و هریک با جزئیات بیشتر مورد مطالعه قرار گرفته است. برای دوره سرد، مورد ۳۰ نوامبر، برای دوره گرم مورد ۱۱ اوت و برای دوره معتدل مورد ۴ مه بررسی دقیق شده‌اند.

### ۳-۱- دوره سرد (مورد ۳۰ نوامبر سال ۲۰۰۲)

از ویژگی‌های کلی موارد چرخندزایی لی هم‌چنان که در مطالعات گذشته (ایگر، ۱۹۷۲ و تیبالدی و بوزی، ۱۹۸۲؛ اسمیت، ۱۹۸۶؛ چن و اسمیت، ۱۹۸۷ و فرو و همکاران، ۲۰۰۲) ذکر شده است، وجود الگوی دو قطبی کم‌فشار - پرفشار در قسمت رو به باد کوه واقع است؛ که قسمت کم‌فشار آن در عرض‌های شمالی‌تر و شمال غرب کوه‌های آلپ و قسمت پرفشار آن در عرض‌های جنوبی‌تر

به باد کوه‌های آلپ، چگونگی شکل‌گیری و مسیر حرکت آن‌ها مشخص شود. در مرحله دوم، در بررسی دینامیکی چرخندهای لی، برای پی بردن به نقش عوامل سطوح زیرین و زیرین، کمیت‌های تاوایی نسبی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و فرارفت آن و هم‌چنین ضخامت لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای شبکه مورد نظر محاسبه شده است. تعیین این مقادیر همراه با بررسی تغییرات زمانی آن‌ها در حرکت‌های مقیاس همدیدی از اهمیت خاص برخوردار است و می‌تواند در تعیین محل تشکیل چرخندها و چگونگی تقویت آن‌ها بسیار مفید باشد.

برای محاسبه تاوایی نسبی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، ابتدا داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی مرکز ECMWF با استفاده از روش کریچینگ نرم‌افزار سورفر به شبکه منطقه‌ای روی نقشه با تصویر استریوگرافیک با فاصله شبکه‌ای ۱۵۰ km در عرض جغرافیایی ۶۰ درجه شمالی منتقل و سپس با استفاده از روش آغازگری مرتبه اول ماکنهاور (محب‌الحجه و مرادی، ۱۳۸۱) میدان‌های  $u, v, z$  متوازن ساخته می‌شود. سرانجام با استفاده از میدان‌های  $u, v$  به‌دست‌آمده، میدان تاوایی نسبی برآورد می‌شود. این روش برآورد، دقتی بیشتر از تاوایی نسبی زمین‌گرد به‌دست می‌دهد. برای اطلاع از جزئیات بیشتر داده‌ها و روش مطالعه به نجیبی فر (۱۳۸۲) مراجعه شود.

### ۳ بررسی‌های همدیدی و دینامیکی

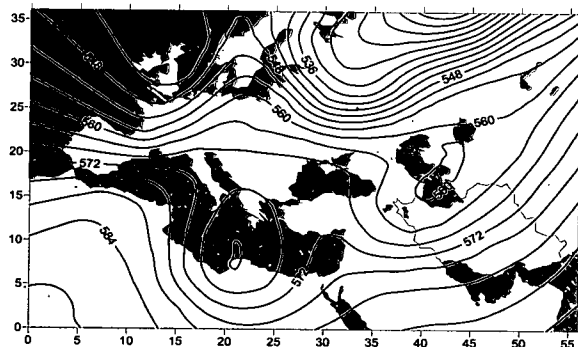
کل چرخندهایی که در دوره یک‌ساله تحت تأثیر کوه‌های آلپ قرار می‌گیرند و یا در قسمت پشت به باد کوه تشکیل شده‌اند، در حدود ۳۷ موردند که در ۱۲ مورد آن‌ها چرخند لی قوی است و در نقشه‌های همدیدی سطوح بالا به‌وضوح مشاهده می‌شوند. از این ۳۷ چرخند ۱۲ مورد در فصل زمستان، ۱۲ مورد در فصل پاییز، ۶ مورد در فصل بهار و ۷ مورد در فصل تابستان شکل گرفته‌اند. این ۱۲ نمونه که تغییر و تحولات آن‌ها در چندین روز متوالی

که تاوایی در قسمت پشت به باد کوه‌های آلپ به شکل واچرخندی ظاهر می‌شود و بیشینه مقدار آن در حدود  $500-1000 \text{ s}^{-1}$  است. در نقشه ضخامت  $10^{-5} \times 3$  هکتوپاسکال یک ناوه گرمایی هم‌شاری در قسمت غرب کوه‌های آلپ دیده شده که قسمت چرخندزای آن به تدریج در ناحیه پشت به باد کوه‌ها تقویت می‌شود.

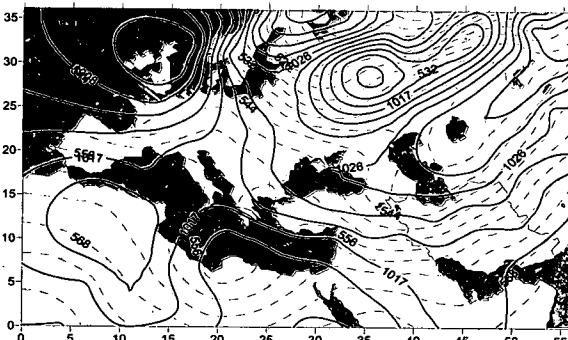
باید توجه داشت که حرکت‌های سراسیبی محلی که با باد گرم و خشک همراه هستند (بادهای فون) پشته گرمایی در قسمت پشت به باد کوه‌های آلپ را تقویت می‌کند و موجب می‌شود تا ناوه گرمایی کندتر به سمت شرق حرکت کند (شکل ۱-۱). در ساعت ۰۰۰۰ UTC روز ۲۹ نوامبر، در اثر عوامل انسداد کوه‌های آلپ، فرارفت تاوایی مثبت در سطوح بالا و دو شاخه شدن جریان‌ها تا ارتفاع

و جنوب غربی کوه‌های آلپ قرار دارد.

نمونه‌ای از الگوی دو قطبی کم‌فشار - پرفشار در ساعت ۰۰۰۰ UTC روز ۲۸ نوامبر سال ۲۰۰۲ در شکل ۱ دیده می‌شود که سامانه کم‌فشار در عرض‌های شمالی کوه‌های آلپ و سامانه پرفشار در جنوب غرب ایتالیا قرار گرفته‌اند. وجود این الگوی دو قطبی موجب جهت‌گیری مناسب جریان‌ها و ایجاد شرایط اولیه لازم برای تشکیل چرخند لی شده است. این چرخند در اثر برخورد جریان‌های شمال غربی با کوه‌های آلپ به وجود آمده است. در شکل ۱-۱ نیز چرخند اولیه‌ای که در نقشه فشار سطح زمین به صورت مرکز بسته یک پارچه در شمال کوه‌های آلپ قرار دارد، به چشم می‌خورد. با توجه به میدان تاوایی (شکل ۱-۱d)، دیده می‌شود



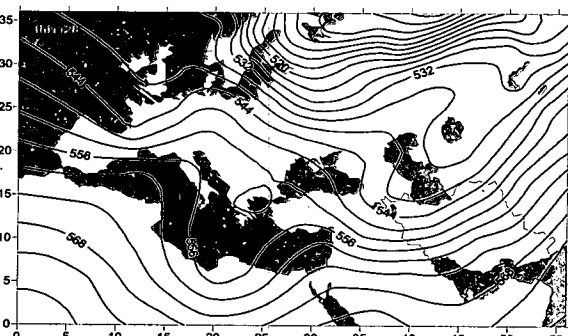
(b)



(a)



(c)



(d)

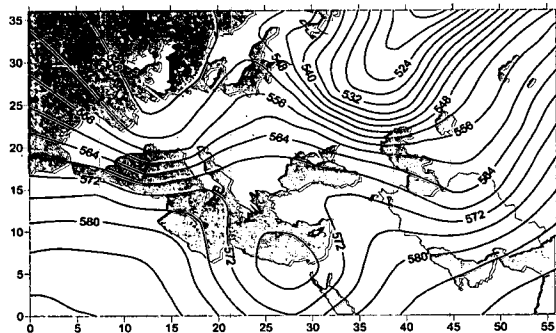
شکل ۱. (a) پربندهای هم‌فشار (خطوط تو پر به فاصله ۴ هکتوپاسکال) و ضخامت بین ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (خط‌چین‌ها به فاصله ۴۰ متر) برای ساعت ۰۰۰۰ UTC روز ۲۸ نوامبر سال ۲۰۰۲، (b) پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (به فاصله ۴۰ متر)، (c) پربندهای ضخامت ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (به فاصله ۴۰ متر)، (d) میدان تاوایی نسبی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (فاصله خطوط  $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ).

گرادیان زیاد آن‌ها، اثر کوه‌های آلپ را به طور آشکار نشان می‌دهد (شکل ۲-د).

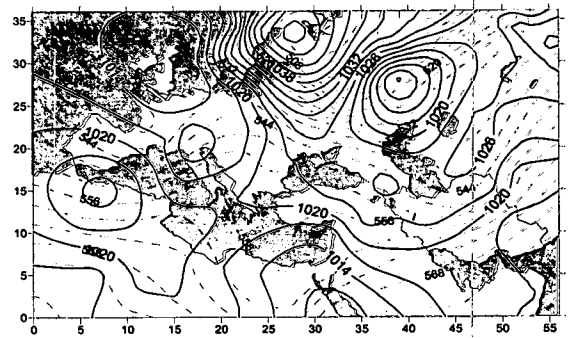
اختلاف زمانی بین حضور جبهه سرد در قسمت رو به باد کوه‌های آلپ و در شمال غرب آن‌ها تا تشکیل یک چرخند کامل، کم‌تر از ده ساعت است. با تعقیب میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۲-ب) و میدان تاوایی (شکل ۲-د) در روز ۲۹ نوامبر، دیده می‌شود که در اثر فرارفت تاوایی به تدریج این چرخند ثانویه به سمت مدیترانه غربی حرکت می‌کند و در ساعت UTC ۰۰۰۰ روز ۳۰ نوامبر در آنجا مستقر می‌شود و به بیشینه تقویت خود که در حدود  $14 \times 10^{-5} s^{-1}$  است می‌رسد (شکل نشان داده نشده). میزان افزایش مقدار تاوایی چرخندی از آغاز چرخندزایی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال تا این روز در حدود  $10 \times 10^{-5} s^{-1}$  است که در روز بعد نیز این حالت تقویت ادامه دارد. مشاهده

حدود سه کیلومتر سبب می‌شود که چرخند اولیه واقع در شمال کوه‌های آلپ یک پارچگی خود را از دست دهد و به دو مرکز کم فشار تبدیل شود (شکل ۲-ا). در نقشه‌های ۳۰۰ هکتوپاسکال نیز (شکل نشان داده نشده) دیده می‌شود و در همین زمان جتی با مرکز ۸۰ نات از سمت غرب به سمت ایتالیا نزدیک می‌شود که گستره خیلی کمی دارد. ۱۲ ساعت بعد جریان‌ها در امتداد شمال غربی قرار می‌گیرند و گستره آن‌ها، با مرکز ۸۰ نات، از اقیانوس اطلس تا جنوب کوه‌های آلپ امتداد می‌یابد.

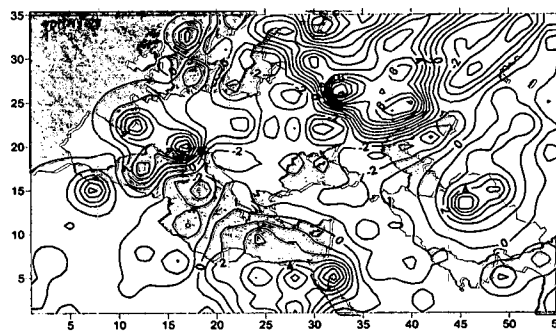
در شکل ۲-ب مشاهده می‌شود که چرخند ثانویه شکل گرفته در سطوح پایین، موجب عمیق‌تر شدن ناوه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال شده است. در میدان تاوایی نیز بعد از بیست و چهار ساعت، افزایش ناگهانی تاوایی از  $3 \times 10^{-5} s^{-1}$  به  $7 \times 10^{-5} s^{-1}$  در قسمت پشت به باد کوه مشاهده می‌شود. وجود مراکز بسته تاوایی در خلیج جنوا و



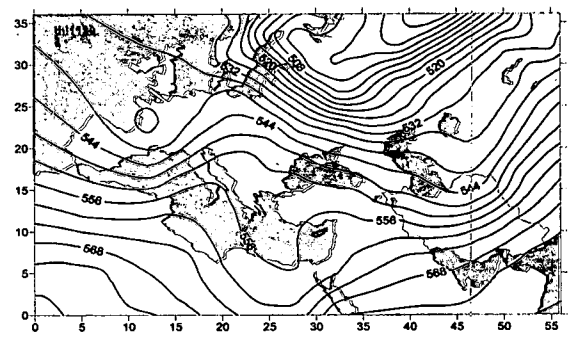
(b)



(a)



(d)



(c)

شکل ۲. (a) پرندهای هم‌فشار (خطوط تو پر به فاصله ۴ هکتوپاسکال) و ضخامت بین ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (خط‌چین‌ها به فاصله ۴۰ متر) برای ساعت UTC ۰۰۰۰ روز ۲۹ نوامبر سال ۲۰۰۲، (b) پرندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (به فاصله ۴۰ متر)، (c) پرندهای ضخامت ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (به فاصله ۴۰ متر)، (d) میدان تاوایی نسبی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (فاصله خطوط  $1 \times 10^{-5} s^{-1}$ ).

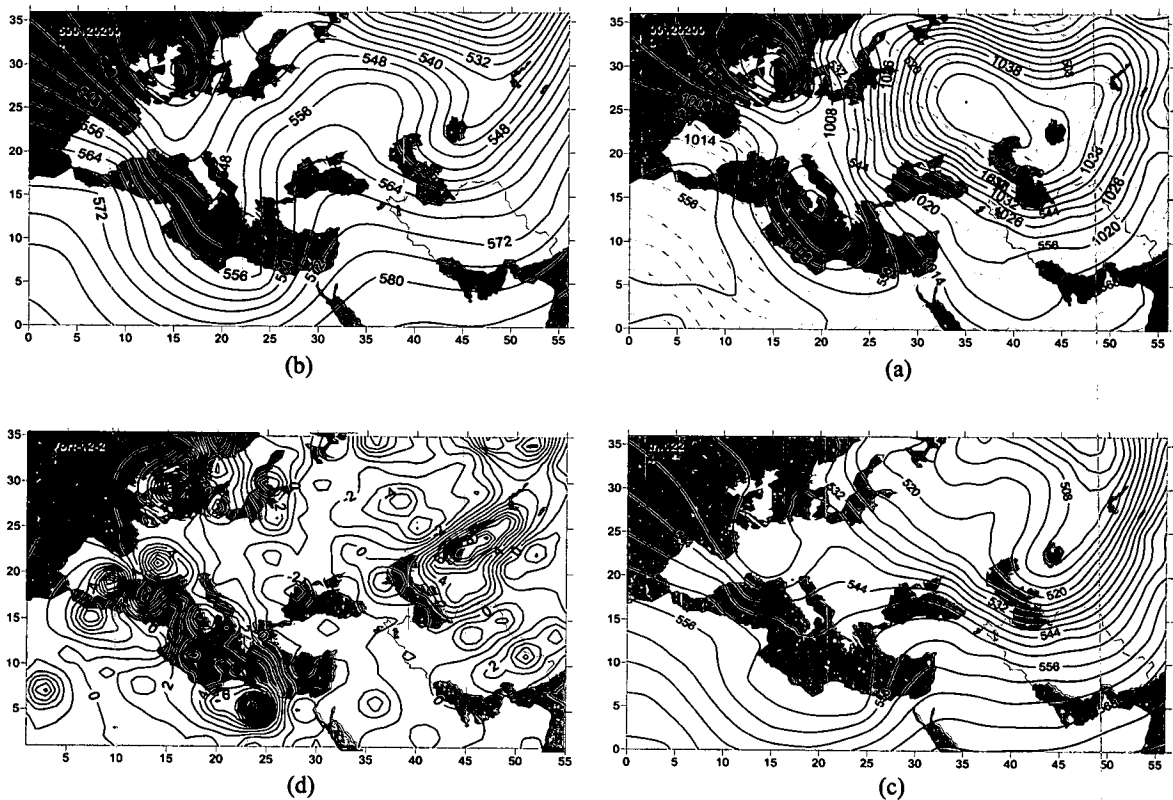
با توجه به شکل‌های ۲-a و ۲-b مشاهده می‌شود محوری که مرکز کم فشار سطح زمین را به خط ناوه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال وصل می‌کند در جهت شمال غربی قرار گرفته و این نشانگر تقویت سامانه در روز بعد است.

در میدان ضخامت در روز ۳۰ نوامبر، دامنه موج به میزان قابل توجهی افزایش می‌یابد که نشانگر نفوذ توده هوای سرد عرض‌های شمالی به عرض‌های پایین‌تر و حالت کژفشاری قوی است. این چرخند که آغاز آن از کوه‌های آلپ است، و به سمت مدیترانه غربی انتقال می‌یابد، به تقویت خود روی مدیترانه ادامه می‌دهد و در ساعت ۰۰۰۰ UTC روز اول دسامبر، روی جنوب ایتالیا که منطقه چرخندزایی مهمی در مدیترانه است، مستقر می‌شود. در نقشه سطح زمین این روز (شکل نشان داده نشده) مشاهده می‌شود که مرکز زینگی روی رشته کوه‌های آلپ ظاهر شده و جریان‌ها به شکل کاملاً مجزا از هم قرار گرفته‌اند. استقرار مرکز زینگی روی رشته کوه‌های آلپ در مطالعات موردی سال ۲۰۰۲، اغلب زمانی است که جریان‌ها در خلیج جنوا دو شاخه شده و به دنبال آن چرخندزایی ثانویه روی داده باشد. در چنین مواقعی، اغلب توفان‌های شدید در کشورهای مجاور رخ داده است.

در ساعت ۰۰۰۰ UTC روز دوم دسامبر ۲۰۰۲، مرکز کم‌فشار سطح زمین از ۱۰۰۸ هکتوپاسکال در روز قبل به ۱۰۰۲ هکتوپاسکال کاهش می‌یابد (شکل ۳-a) و در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز ناوه عمیقی در این منطقه وجود دارد (شکل ۳-b). این شرایط نقش تقویت‌کنندگی و چرخندزایی منطقه جنوب ایتالیا را به خوبی نشان می‌دهد. نکته مهمی که در نقشه‌های ۳-d و ۳-c به خوبی مشاهده می‌شود، آن است که در نقشه ضخامت (شکل ۳-c) ناوه گرمایی جدیدی به طور جداگانه شکل گرفته است و قسمت چرخندزایی آن در سمت راست جلوی ناوه اولیه و در منطقه پشت به باد کوه‌های آلپ قرار دارد که منطقه

می‌شود که بعد از نفوذ این سامانه کم فشار روی دریای مدیترانه (در روز ۳۰ نوامبر) میزان تاوایی به مقدار قابل توجهی افزایش یافته است. علت آن این است که شارش‌های سطحی، شار گرمای محسوس و شار گرمای نهان، روی دریای مدیترانه و در نتیجه همگرایی سطحی ایجاد شده، سبب افزایش تاوایی سامانه شده است. در واقع وقتی سامانه از سوی خلیج جنوا به سمت دریای مدیترانه حرکت می‌کند، تاوایی آن به صورت ناگهانی زیاد می‌شود. این نوع رفتارها در کارهای فلوکاس (۱۹۸۸)، گومیس و همکاران (۱۹۹۰)، شایال و آلبرت (۱۹۹۱)، فلوکاس و کاراکستاس (۱۹۹۶)، تریگو و همکاران (۱۹۹۹)، ماهراس و همکاران (۲۰۰۱) و احمدی‌گیوی و نصراصفهان‌ی (۱۳۸۲) در مطالعه چرخندهای دریای مدیترانه مشاهده شده است.

با توجه به شکل ۲-d مشاهده می‌شود که پربندهای بسته تاوایی چرخندی به صورت مراکز بسته جدا از هم روی خلیج جنوا ظاهر می‌شوند که این حالت اثر مستقیم چرخندزایی لی روی ناوه در حال گذر را نشان می‌دهد. در همین زمان، در سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال (شکل نشان داده نشده) نیز مشاهده می‌شود که مرکز کم ارتفاعی در روی خلیج جنوا قرار گرفته که شدت چرخندزایی در این منطقه را نشان می‌دهد. در اثر این پدیده، مرکز جت به دو جت مجزا تبدیل می‌شود (ماتوکس و بلک، ۱۹۸۶)؛ به طوری که جت قوی که در غرب مرکز کم ارتفاع قرار دارد به مقدار بیشینه حدود ۱۲۰ نات می‌رسد و به سمت مدیترانه حرکت می‌کند و جت دوم نیز از سمت شمال کوه‌های آلپ به طرف شرق در حرکت است. این وضعیت تا روز ۲ دسامبر ادامه دارد و از این روز به بعد جت‌ها تضعیف می‌شوند، از بین می‌روند و در نتیجه نمی‌توانند به سمت مناطق شرقی منتقل شوند. این ویژگی، منطقه‌ای بودن پدیده‌هایی مانند توفان‌های ایتالیا را توجیه می‌کند.



شکل ۳. (a) پربندهای هم فشار (خطوط تو بر به فاصله ۴ هکتوپاسکال) و ضخامت بین ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (خط چین ها به فاصله ۴۰ متر) برای ساعت ۰۰۰۰ UTC روز ۲ دسامبر سال ۲۰۰۲، (b) پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (به فاصله ۴۰ متر)، (c) پربندهای ضخامت ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (به فاصله ۴۰ متر)، (d) میدان تاوایی نسبی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (فاصله خطوط  $1 \times 10^{-3} s^{-1}$ ).

به چشم می خورد. تقابل چرخند لی جدید با چرخند جنوب ایتالیا موجب می شود که چرخند واقع در جنوب ایتالیا به سمت ایتالیای مرکزی حرکت کند و چرخند سطح ۵۰۰ hPa نیز درست در قسمت پشت به باد کوه های آلپ قرار گیرد. این حالت به دست آوردن ویژگی های چرخندی از مناطق دیگر چرخندی توسط چرخندهای لی ایجاد شده در قسمت پشت به باد کوه های آلپ، از ویژگی های چرخندهای لی مطالعه شده در سال ۲۰۰۲ است.

از روز سوم دسامبر به بعد، این چرخند به سمت مدیترانه کشیده می شود و تا ساعت ۰۰۰۰ UTC روز هفتم دسامبر به شکل چرخندی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال وجود دارد که نشان دهنده شدت و دوام آن است. این چرخند در این مدت، با انتشار امواج و یا به صورت

چرخندزایی به حساب می آید (کارلسون، ۱۹۹۳). همچنین در شکل ۳-d، مرکز بسته تاوایی با بیشینه  $9 \times 10^{-5} s^{-1}$  در منطقه جنوب با گرادیان قوی دیده می شود که این مطلب مبین چرخندزایی مجدد در این منطقه است. با بررسی نقشه های ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و تاوایی این سطح در روزهای اول و دوم دسامبر نتیجه می شود که با وجود این که فرافت تاوایی ضعیفی روی کوه های آلپ به سمت مدیترانه غربی وجود دارد، ولی در اثر پدیده چرخندزایی، گرادیان تاوایی خوبی روی خلیج جنوب ایجاد شده است. در شکل ۳-b نیز جبهه سرد دیگری در نزدیکی خلیج جنوب مشاهده می شود.

بعد از بیست و چهار ساعت، در ساعت ۰۰۰۰ UTC روز ۳ دسامبر ۲۰۰۲ (شکل نشان داده نشده)، اثرات این چرخندزایی لی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به طور واضح



گرادیان شدید ارتفاع ژئوپتانسیلی، این چرخندها از شدت زیادی برخوردارند. در این دوره، گرادیان دمایی شدید بین خلیج جنوا و دریای مدیترانه نقش مؤثری در تقویت و تضعیف سریع این چرخندها دارد و موجب می‌شود که این چرخندها در کم‌تر از ۱۲ ساعت (معمولاً شب هنگام) تقویت و در مدت دو روز (با وجود شدت زیادشان)، تضعیف شوند (تریگو و همکاران، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۲). این در حالی است که در دوره سرد، این چرخندها تا مدت چهار روز (یا بیشتر) به‌طور فعال روی مدیترانه غربی وجود داشتند. سرمایش ناگهانی خلیج جنوا در شب هنگام و گرادیان دمایی شدید در آن‌جا می‌تواند از دلایل اصلی تقویت و تشکیل چرخندهای این دوره در طول شب، باشد.

بیشتر چرخندهای دوره گرم، مسیر یکسانی را طی می‌کنند. این مسیر با مسیر چرخندهای دوره سرد متفاوت است و به جای حرکت به سمت مدیترانه غربی، در امتداد غربی-شرقی و در نوار عرضی مربوط به کوه‌های آلپ به سمت شرق حرکت می‌کنند. این چرخندها غالباً از عرض‌های شمالی ایران عبور می‌کنند و نمی‌توانند ایران را تحت تأثیر مستقیم قرار دهند. چرخندهای این دوره اغلب در مناطق شرقی قسمت پشت به باد کوه‌های آلپ، واقع در شمال دریای آدریاتیک به بیشینه فعالیت خود می‌رسند. از بین موارد مربوط به دوره گرم که از الگوی مشابهی پیروی می‌کنند، موارد چرخندزایی لی که در روزهای ۱۱ اوت و ۲۳ سپتامبر سال ۲۰۰۲ تشکیل شده‌اند و به بیشینه فعالیت خود رسیده‌اند، انتخاب شده و مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در این‌جا، برای رعایت اختصار، فقط به ارائه نتایج مربوط به مورد ۱۱ اوت اکتفا می‌شود.

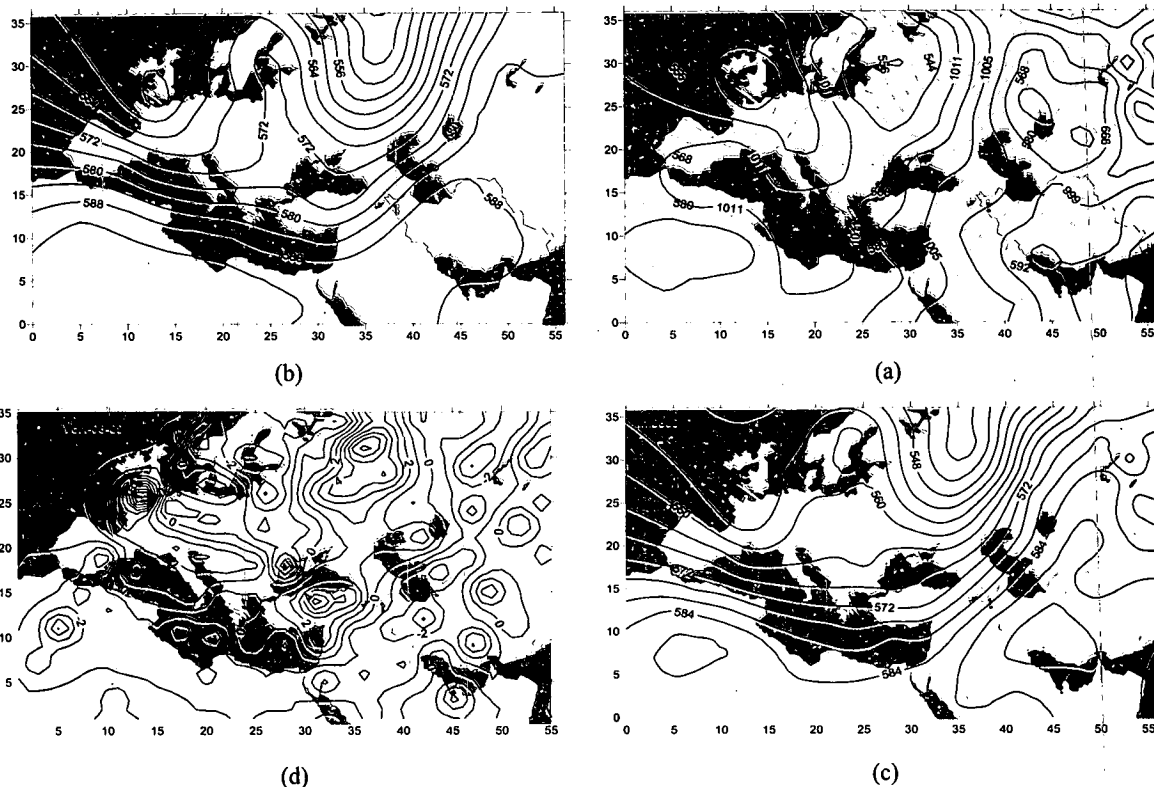
در ساعت ۰۰۰۰ UTC روز ۹ اوت ۲۰۰۲ مشاهده می‌شود که در منطقه مورد مطالعه، جریان‌های سطح زمین و سطوح فوقانی در جهت شمال غربی‌اند و به سمت کوه‌های آلپ جریان دارند (شکل‌های ۴-a و ۴-b). مرکز

مستقیم، بعد از گذشت ۱۱ روز از پدیده چرخندزایی، در روز ۱۱ دسامبر همراه با بارش برف، آب و هوای ایران را به طور قابل توجهی متأثر ساخته است. تعیین اثر کمی این چرخند در آب و هوای ایران، به‌ویژه غرب کشور، نیاز به مطالعه دقیق و جزئی عوامل مؤثر در این چرخند در حین حرکت به سمت شرق دارد (مانند اثر دریای سرخ در جنوب و اثر دریای سیاه در شمال مسیر حرکت و یا نقش رشته کوه‌های زاگرس و البرز).

در مطالعه چرخندهای مختلف سال ۲۰۰۲ مشاهده شد که اغلب چرخندهای دوره سرد که در اثر پدیده چرخندزایی لی تقویت شده‌اند، بعد از حرکت به سمت غرب دریای مدیترانه، پس از ۷ الی ۱۱ روز انتقال به سمت شرق، می‌توانند بارش برف سنگینی را به‌همراه داشته باشند. دلیل آن می‌تواند این باشد که، در دوره سرد سال، غربی‌ترین منطقه چرخندزایی روی دریای مدیترانه، خلیج جنوا است و به‌علت این‌که این چرخندها ضمن طی مسافت طولانی روی دریای مدیترانه، زمان زیادی نیز روی دریا قرار دارند، در نتیجه مقدار رطوبت بیشتری به‌همراه خواهند داشت (ماهراس و همکاران، ۲۰۰۱ و تریگو و همکاران، ۱۹۹۹). از دیگر ویژگی‌های مشاهده شده، جت‌های قوی مربوط به عرض‌های میانی است که در دوره سرد به جنوبی‌ترین وضعیت خود انتقال می‌یابند و در اثر برخورد با کوه‌های آلپ نیز به دو شاخه تقسیم می‌شوند. برهم‌کنش شاخه جنوبی این جت‌ها با چرخندهای لی، منجر به تقویت چرخندزایی و افزایش جریان‌های جتی می‌شود (گومیس و همکاران، ۱۹۹۰ و ماهراس و همکاران، ۲۰۰۱).

### ۲-۳ دوره گرم (مورد ۱۱ اوت سال ۲۰۰۲)

در مطالعه‌ای که برای چرخندهای دوره گرم سال ۲۰۰۲ صورت گرفت، مشاهده شد که بیشتر این چرخندها تا ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال کشیده می‌شوند و به علت وجود



شکل ۴. (a) پربندهای هم فشار (خطوط تو پر به فاصله ۴ hPa) و ضخامت بین ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (خطچین ها به فاصله ۴۰ m) برای ساعت ۰۰۰۰ UTC روز ۹ آگوست سال ۲۰۰۲، (b) پربندهای هم ارتفاع ژئوپتانسیلی در سطح ۵۰۰ hPa (به فاصله ۴۰ m)، (c) پربندهای ضخامت ۵۰۰-۱۰۰۰ hPa (به فاصله ۴۰ m)، (d) میدان تاوایی نسبی در سطح ۵۰۰ hPa (فاصله خطوط  $1 \times 10^{-3} s^{-1}$ ).

جنوا قرار گرفته و در حال نفوذ به سمت پشت به باد کوه‌های آلپ است. این جبهه در طول روز به قسمت پشت به باد کوه‌ها نفوذ می‌کند و در اثر تقویت چرخند لی به شکل جبهه جوان ظاهر می‌شود. در نقشه مربوط به تاوایی، تشکیل مراکز تاوایی مثبت چرخندی روی خلیج جنوا، نشانگر آغاز و تقویت چرخندزایی در این منطقه است.

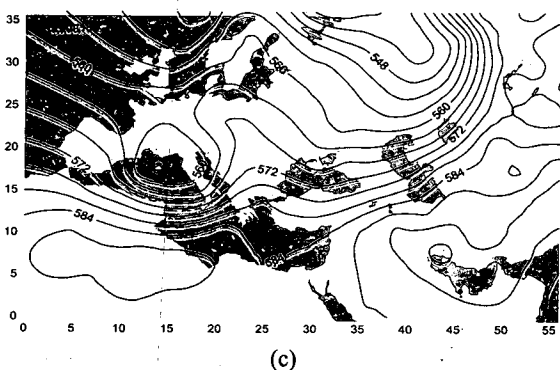
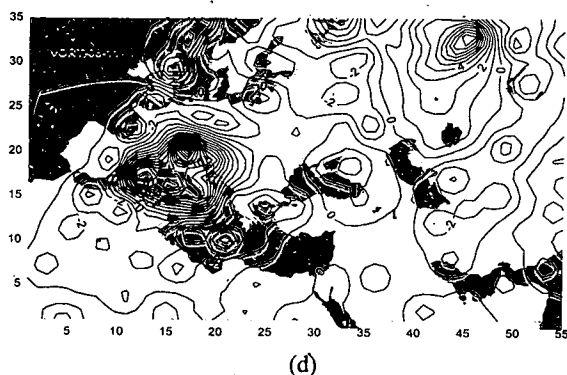
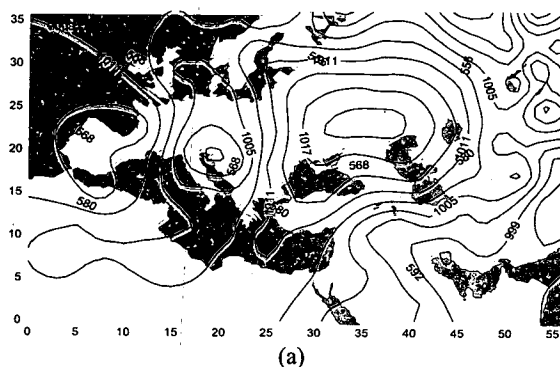
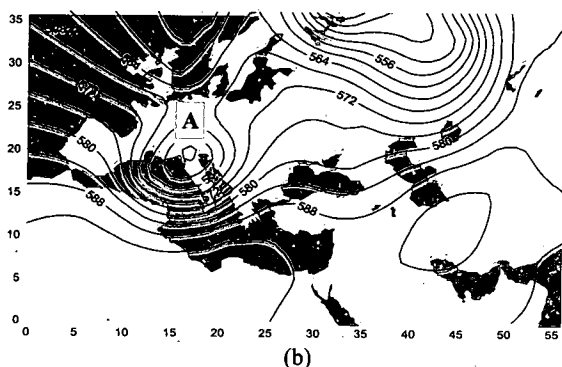
از اواخر روز نهم، فرارفت تاوایی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به سمت کوه‌های آلپ شروع می‌شود و با نزدیک شدن به خلیج جنوا و در اثر چرخندزایی این منطقه، مرکز تاوایی چرخندی جدیدی در آنجا ایجاد شده که به تدریج تقویت شده است. در نقشه ضخامت (شکل نشان داده نشده)، مشاهده می‌شود که توده هوای سرد از روی کشورهای بلژیک و فرانسه به سمت پشت به باد کوه‌های آلپ جاری می‌شود و بنابراین افزایش

کم فشار سطح زمین و کم ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، به طور مشابه در عرض‌های شمالی، کوه‌های آلپ طوری قرار گرفته‌اند که شرایط اولیه مناسب برای چرخندزایی لی را فراهم می‌آورند. در نقشه ضخامت (شکل ۴-c) مشاهده می‌شود که به تدریج قسمت چرخندزای ناوه گرمایی هم‌شاری در اثر نفوذ توده هوای سرد اقیانوس اطلس روی خلیج جنوا، تقویت شده است. با توجه به شکل ۴-d مشاهده می‌شود که روی خلیج جنوا مرکز بسته تاوایی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و هم‌چنین فرارفت تاوایی در این سطح وجود ندارد. با این حال، در سطوح پایین، با نزدیک شدن جبهه سردی که از طرف اقیانوس اطلس می‌آید، چرخندزایی در حال آغاز شدن است (شکل ۴-a). روز بعد، در ساعت ۰۰۰۰ UTC روز ۱۰ آگوست، با توجه به نقشه‌های ضخامت و فشار سطح زمین (شکل‌ها نشان داده نشده) مشاهده می‌شود که جبهه سردی در شمال خلیج

شدید و پدیده‌های مخربی مانند توفان و سیل به همراه داشته باشند. توفان شدیدی که در دوره چرخندزایی ۵ اوت در ایتالیا رخ داد و سبب خسارت‌های زیادی در آن‌جا شد، ناشی از ناپایداری‌های حاصل از این چرخندزایی بوده است. در نقشه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۵-ب)، در نقطه A مشاهده می‌شود که چرخند ثانویه به‌طور کامل از چرخند اولیه اصلی جدا شده و به صورت چرخند بریده درآمده است این امر سبب دو شاخه شدن جت سطوح بالا است. یکی از عوامل مهمی که موجب می‌شود چرخند، شکل بریده داشته باشد، زبانه پرفشاری است که در قسمت رو به باد رشته کوه‌های آلپ تشکیل می‌شود. معمولاً در دوره سرد سال زبانه پرفشار واقع بر افریقا با زبانه پرفشار قسمت رو به باد کوه‌های آلپ ترکیب می‌شود و نقش اساسی در تشکیل چرخندهای بریده دارند (ماهراس و همکاران، ۲۰۰۱). ولی در این‌جا

چرخندزایی در این منطقه را به همراه دارد. در ساعت UTC ۰۰۰۰ روز ۱۱ اوت، چرخند لی به بیشینه تقویت خود رسیده و به سمت دریای آدریاتیک حرکت کرده است (شکل ۵). در این روز، مرکز کم‌فشار در شمال دریای آدریاتیک و مرکز کم ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در قسمت پشت به باد کوه‌های آلپ و در شمال ایتالیا قرار گرفته‌اند (شکل ۵-ا). نکته مهمی که باید توجه داشت و برای همه موارد دوره‌های مختلف سال صادق است، این است که زبانه پرفشار و پراتفافی که در قسمت رو به باد کوه‌های آلپ شکل می‌گیرند، نقش اساسی در تشکیل چرخند بریده واقع در قسمت پشت به باد کوه‌های آلپ دارند.

شکل‌گیری چرخندهای لی به‌صورت بریده سبب می‌شود که این چرخندها مدت زمان بیشتری روی کشورهای ایتالیا و اتریش مستقر شوند و ناپایداری‌های



شکل ۵. (a) پربندهای هم‌فشار (خطوط تو پر به فاصله ۴ هکتوپاسکال) و ضخامت بین ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (خط‌چین‌ها به فاصله ۴۰ متر) برای ساعت UTC ۰۰۰۰ روز ۱۱ اوت سال ۲۰۰۲، (b) پربندهای هم‌ارتفاع ژئوپتانسیلی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (به فاصله ۴۰ متر). (c) پربندهای ضخامت ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (به فاصله ۴۰ متر)، (d) میدان تاوایی نسبی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (فاصله خطوط  $1 \times 10^{-5} s^{-1}$ ).

همراهی با بارش باران شدید، موجب پدید آمدن سیل شدیدی در آنجا شد، که خسارت‌های مالی فراوانی را به همراه داشت.

افزایش ناگهانی ارتفاع در قسمت پشت به باد کوه، از ۵۵۶ دکامتر در روز ۱۱ اوت به ۵۷۲ دکامتر در ساعت ۰۰:۰۰ UTC روز ۱۲ اوت که در حدود ۱۶۰ m است و ناپدید شدن مرکز کم ارتفاع در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، تضعیف سریع این چرخند قوی را نشان می‌دهد. با توجه به شکل‌های روز بعد (شکل‌ها نشان داده نشده)، دیده می‌شود که در اثر نفوذ زیانه پرفشار جنب حاره‌ای، این چرخند تمایل دارد که به سمت عرض‌های بالاتر حرکت کند. این حالت در بیشتر چرخندهای لی دوره گرم به چشم می‌خورد. با تعقیب کردن این چرخند مشاهده می‌شود که به علت حرکت به طرف عرض‌های بالاتر، مستقیماً نمی‌تواند ایران را تحت تأثیر قرار دهد.

### ۳-۳ دوره معتدل (مورد ۴ مه سال ۲۰۰۲)

در این دوره از سال، تعداد پدیده‌های چرخند لی قوی کم‌تر از دوره سرد ولی بیشتر از دوره گرم است. با این حال در دیگر نقاط چرخندزای دریای مدیترانه نیز مانند منطقه شرق آن، پدیده چرخندزایی فعال است و چرخندهای حاصله می‌توانند آب و هوای خاورمیانه و ایران را تحت تأثیر قرار دهند و بارش‌های (باران) خوبی را همراه داشته باشند. به وضوح می‌توان این اثر را در نقشه‌های تهیه شده برای این دوره مشاهده کرد.

یکی از ویژگی‌های خاص چرخندهای لی این دوره، نبود گرمایش و سرمای‌شدید در منطقه خلیج جنوا است. بنابراین چرخندهایی که در این دوره شکل می‌گیرند، بیشتر تحت تأثیر مستقیم عوامل چرخندزایی کوه‌های آلپ تقویت می‌شوند. مسیر بیشتر چرخندهای لی ایجاد شده در این دوره را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد. اول چرخندهایی که در نواری از عرض‌های جغرافیایی

مشاهده می‌شود که فقط زیانه پرفشار قسمت پشت به باد کوه مؤثر واقع شده است. با توجه به بررسی و مقایسه نقشه دوره‌های مختلف مشاهده شد که زیانه پرفشار واقع بر افریقا، در دوره گرم چندان تأثیری در چرخندزایی لی نداشته در صورتی که در دوره سرد، این زیانه فعالیت و تأثیر بیشتری دارد. در واقع عامل نفوذ زیانه پرفشار افریقا به عرض‌های بالاتر در دوره سرد، نفوذ چرخند لی به سمت دریای مدیترانه و عرض‌های پایین‌تر است. در دوره گرم نیز، از آنجا که چرخند لی تشکیل شده، به علت نفوذ پرفشار جنب حاره‌ای نمی‌تواند به عرض‌های پایین‌تر راه یابد، بنابراین پرفشار افریقایی نیز تحریک نمی‌شود و نمی‌تواند به عرض‌های بالاتر کشیده شود. این حالات را می‌توان در همه موارد چرخندزایی لی مشاهده کرد. به طور کلی چرخندزایی در شمال افریقا، در دوره گرم و دوره معتدل عمدتاً در نتیجه کژفشاری سطحی، اثر کوه‌های اطلس و اثر تابشی در نواحی خشک این منطقه است. اگر چرخندهای این منطقه با فرارفت تاوایی مثبت شدیدی همراه باشند، می‌توانند به سمت شرق حرکت کنند و خاورمیانه و ایران را متأثر سازند (آلپرت و همکاران، ۱۹۹۰؛ فلوکاس و همکاران، ۲۰۰۱).

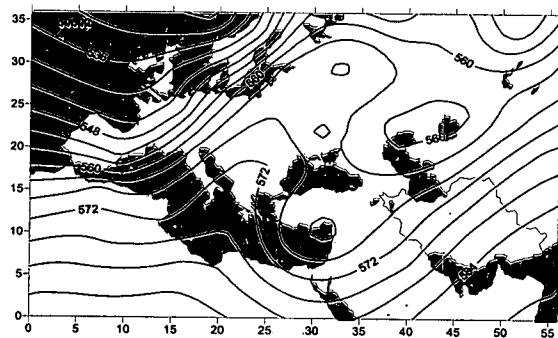
با توجه به شکل‌های a-5 و c-5 دیده می‌شود که جنبه سردی که در روز قبل از طرف خلیج جنوا به قسمت پشت به باد کوه‌های آلپ نفوذ کرده، در این روز به صورت فعال‌تری روی دریای آدریاتیک مستقر شده است. مقدار بیشینه تاوایی که با گرادیان زیادی در پشت به باد کوه‌ها شکل گرفته، در حدود  $18 \times 10^{-5} s^{-1}$  است (شکل d-5) که نسبت به روز قبل به مقدار  $10 \times 10^{-5} s^{-1}$  افزایش دارد. این مقدار افزایش تاوایی در مدت ۲۴ ساعت، در مورد دوره سرد نیز مشاهده شده است. با توجه به این که در این دوره مقدار بخار آب فراوانی روی دریای مدیترانه وجود دارد، این سامانه مقدار زیادی رطوبت کسب کرد و در روز ۱۲ اوت با حرکت به سمت اتریش و

که با زبان‌های کم فشار در سطح زمین همراه است، به سمت کوه‌های آلپ نزدیک می‌شود و تاوایی چرخندی مثبت با جریان‌های سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به سمت شرق فرارفت می‌یابد (شکل ۶). در نقشه میدان ضخامت نیز مشاهده می‌شود که توده هوای سرد از روی اقیانوس اطلس به سمت کشور فرانسه جریان دارد و سبب ایجاد ناوه گرمایی هم‌شاری در شمال غرب کوه‌های آلپ شده است (شکل ۶-۷).

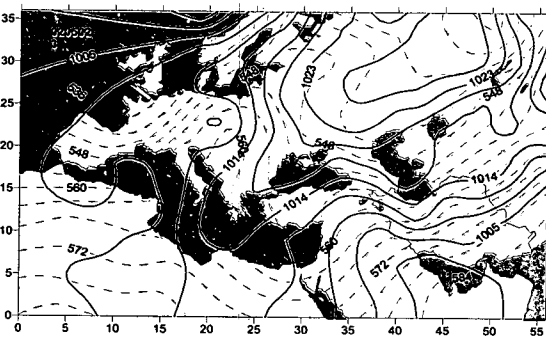
در اثر نفوذ این توده هوا در روزهای بعد به سمت عرض‌های پایین، ناوه گرمایی عمیق‌تر می‌شود و شرایط چرخندزایی را فراهم می‌آورد. قرار گرفتن پربند بسته ۵۶۴ دکامتر در قسمت پشت به باد کوه‌های آلپ هم‌زمان با آغاز وزش بادهای شدید و ناپایداری‌های قوی در این منطقه است. در بررسی چرخندهای دوره‌های متفاوت، از جمله

که ایتالیا در آن قرار گرفته حرکت می‌کنند و بعد از ۲ الی ۴ روز روی دریای سیاه قرار می‌گیرد، پس از کسب رطوبت کافی، به سمت عرض‌های پایین حرکت می‌کند و تحت تاثیر منطقه چرخندزایی شرق دریای مدیترانه دوباره تقویت می‌شوند. در نهایت این چرخندها با بارش‌های خوبی که به همراه دارند، آب و هوای ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهند. برای مثال موارد چرخندزایی ۱۸ مه و ۶ ژوئن چنین رفتاری را نشان می‌دهند. دسته دوم مانند موارد تابستانی به عرض‌های بالاتر کشیده می‌شوند و هیچ‌گونه اثر خاصی روی ایران ندارند. در زیر نمونه‌ای از چرخندزایی لی در دوره معتدل مربوط به ماه مه سال ۲۰۰۲ توضیح داده می‌شود.

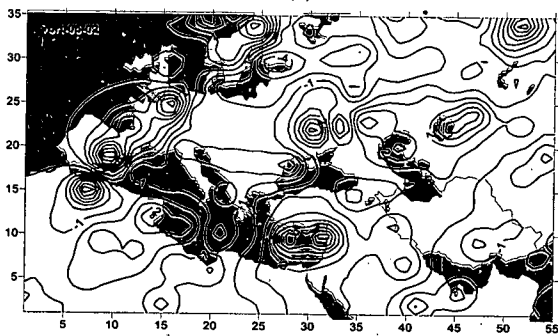
در ساعت ۰۰۰۰ UTC روز دوم مه ۲۰۰۲، ناوه‌ای در انتهای غربی دریای مدیترانه در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال



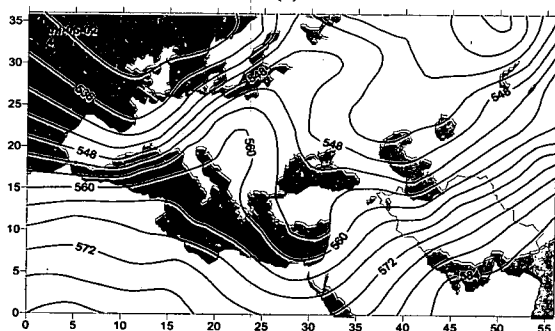
(b)



(a)



(d)



(c)

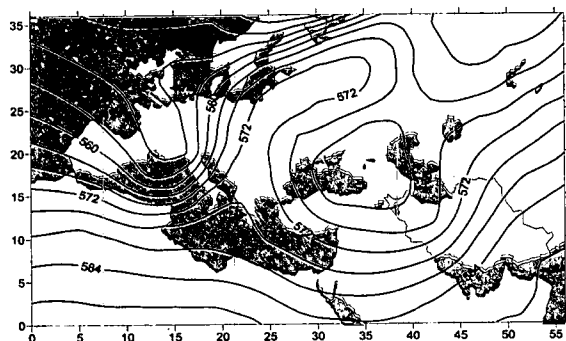
شکل ۶. (a) پربندهای هم‌فشار (خطوط تو پر به فاصله ۴ هکتوپاسکال) و ضخامت بین ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (خط‌چین‌ها به فاصله ۴۰ متر) برای ساعت ۰۰۰۰ UTC روز ۲ مه سال ۲۰۰۲، (b) پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (به فاصله ۴۰ متر)، (c) پربندهای ضخامت ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (به فاصله ۴۰ متر)، (d) میدان تاوایی نسبی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (فاصله خطوط  $1 \times 10^{-5} s^{-1}$ ).

این دوره، مشاهده شد که این پربند معمولاً در قسمت پشت به بادکوه‌های آلپ روی ایتالیا واقع می‌شود و سبب ایجاد بادهای شدیدی در آن‌جا است که به تدریج بعد از تشکیل چرخند ثانویه، به سمت عرض‌های پایین‌تر جابه‌جا می‌شود.

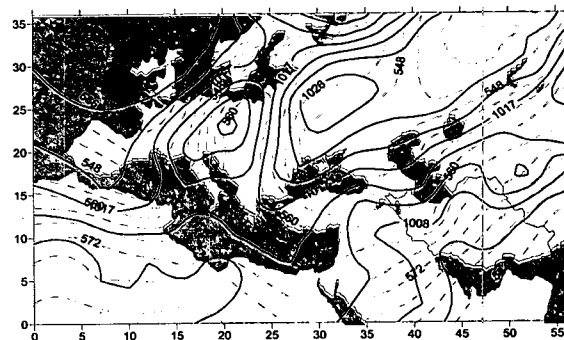
در ساعت ۰۰۰۰ UTC روز سوم مه، به تدریج ناوه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به دو ناوه جدا از هم تقسیم می‌شود، به طوری که ناوه روی اقیانوس اطلس با سرعت بیشتری در عرض‌های بالا به سمت شرق حرکت می‌کند و ناوه ثانویه نیز در اثر پدیده چرخندزایی لی و نیروی کوریولیس به سمت خلیج جنوا و مدیترانه غربی کشیده می‌شود. در نقشه تاوایی این روز (شکل نشان داده نشده)، مشاهده می‌شود که مرکز تاوایی چرخندی مستقر روی انتهای غرب مدیترانه در روز دوم مه، در اثر فرارفت در

سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، در روز سوم مه به طور کامل روی مدیترانه غربی کشیده شده و مقدار بیشینه تاوایی از  $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  به  $14 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  افزایش یافته است. هم‌زمان با آن، مشاهده می‌شود که زبانه تاوایی مثبتی درست روی خلیج جنوا در حال شکل‌گیری است و در اثر جذب تاوایی مثبت چرخندی که در اثر فرارفت در نزدیکی آن قرار گرفته است، می‌تواند تقویت شود.

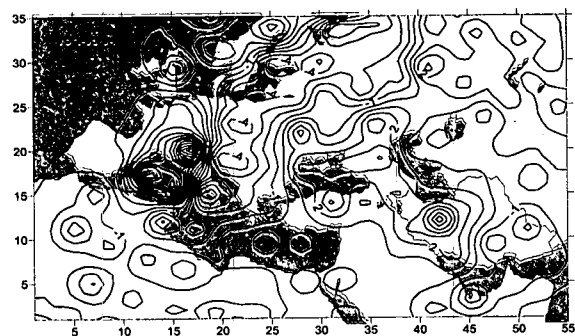
در روز بعد در ساعت ۰۰۰۰ UTC روز ۴ مه، حالت چرخندی با جذب بیشتر تاوایی مثبت، در قسمت پشت به باد کوه‌های آلپ تقویت شده و گردان پربندها افزایش یافته است (شکل ۷-d). در شکل ۷-c نیز دیده می‌شود که زبانه هوای سرد با افزایش دامنه ناوه گرمایی، از طرف خلیج جنوا به قسمت پشت به باد کوه‌های آلپ کشیده شده است. هم‌زمان با آن، مقدار تاوایی چرخندی روی



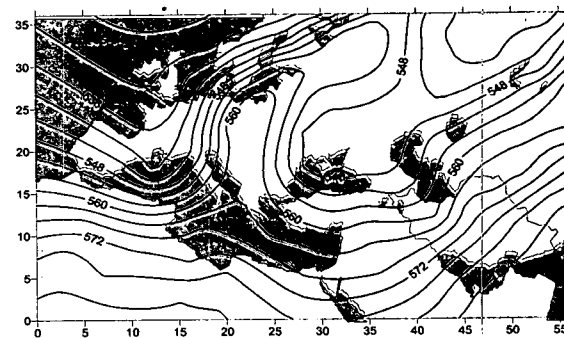
(b)



(a)



(d)



(c)

شکل ۷. (a) پربندهای هم‌فشار (خطوط تو پر به فاصله ۴ هکتوپاسکال) و ضخامت بین ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (خط‌چین‌ها به فاصله ۴۰ متر) برای ساعت ۰۰۰۰ UTC روز ۴ مه سال ۲۰۰۲، (b) پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (به فاصله ۴۰ متر)، (c) پربندهای ضخامت ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (به فاصله ۴۰ متر)، (d) میدان تاوایی نسبی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (فاصله خطوط  $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ).

بلژیک باشد.

#### ۴ نتیجه‌گیری

عواملی که آب و هوای ایران و کوه‌های آلپ را با هم مرتبط می‌سازند، سامانه‌هایی هستند که عمدتاً در فصل زمستان و در قسمت پشت به باد کوه‌های آلپ شکل می‌گیرند و بعد از حرکت به سمت شرق، بعضی مواقع آب و هوای ایران و خاور میانه را تحت تأثیر قرار می‌دهند. در این مطالعه با بررسی ویژگی‌ها و مسیر حرکت چرخندهای لی سال ۲۰۰۲ نتایج زیر به دست آمده است.

با توجه به نتایج پژوهش‌های گذشته و مطالعات انجام شده در این مقاله، به‌طور کلی می‌توان گفت که شکل و چگونگی قرار گرفتن کوه‌های آلپ در مقابل جریان‌های جوی، موجب می‌شود که قسمت پشت به باد آن‌ها برای چرخندزایی مناسب باشد. در اثر فرا رفت تاوایی سطوح بالا و تأثیر کوه‌های آلپ، حالت چرخندی برانگیخته و در نهایت موجب تشکیل یک چرخند کامل لی می‌شود. بنابراین به‌نظر می‌رسد که در مناطق کوهستانی بزرگ‌مقیاس، مانند کوه‌های آلپ، عوامل اصلی چرخندزایی، اثر کوهستان و عوامل سطوح بالا است. به عبارت دیگر وجود این دو عامل در مناطق کوهستانی مکمل یکدیگرند و در صورتی که هر یک از آن‌ها وجود نداشته باشند و یا ضعیف ظاهر شوند، چرخند دینامیکی قوی به‌وجود نخواهد آمد.

اگر چرخندزایی لی قسمت پشت به باد کوه‌های آلپ که در سطوح زیرین شکل می‌گیرد، با فرا رفت تاوایی چرخندی مثبت در سطوح بالا همراه نباشد، این چرخندها نمی‌توانند مانند چرخندهای دینامیکی رفتار کنند و اغلب شبیه چرخندهای گرمایی عمل می‌کنند. در این صورت فقط کشورهای مجاور را تحت تأثیر قرار می‌دهد. در این مطالعه نتیجه گرفته شد که از بین ۳۷ مورد چرخندزایی لی سال ۲۰۰۲، حدود ۲۵ مورد از این نوع بود و فقط ۱۲ مورد به شکل چرخندهای لی قوی ظاهر شد. بسیاری از

خلیج جنوا که در آغاز چرخندزایی در حدود  $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  پس از ۲۴ ساعت در روز چهارم مه به  $14 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  رسیده است. بنابراین افزایش تاوایی از زمان شروع چرخندزایی در مدت ۲۴ ساعت، در حدود  $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  یعنی یک مرتبه بزرگی است؛ که این حالت در بیشتر موارد چرخندزایی مشاهده شده است. در این روز پدیده چرخندزایی کامل می‌شود و روز پنجم مه، چرخند کاملی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال روی کوه‌های آلپ به چشم می‌خورد. این چرخند در اثر پدیده چرخندزایی که روی بلژیک رخ داده و موجب تقسیم مرکز تاوایی چرخندی به دو مرکز مستقل شده است، به سمت عرض‌های بالاتر کشیده می‌شود.

در نقشه ضخامت ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال روز پنجم مه (شکل نشان داده نشده)، بسته شدن پربند ضخامت ۵۳۶ دکامتر روی بلژیک و شمال فرانسه، نشانگر باد گرمایی قوی است و چرخش پادساعت‌گرد باد زمین‌گرد در راستای قائم از سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال تا سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، بیانگر فرارفت هوای سرد در این منطقه است و فعالیت‌های چرخندزایی را نشان می‌دهد.

مشاهده می‌شود که این چرخند لی در اثر عواملی که در بالا ذکر شد، به‌جای پیش‌روی به سمت شرق به سمت شمال غرب حرکت می‌کند و تا روز هشتم به فعالیت خود روی فرانسه ادامه می‌دهد. در روز نهم مه با نزدیک شدن دوباره آن به رشته کوه‌های آلپ، چرخندزایی در قسمت پشت به باد کوه‌های آلپ شکل می‌گیرد و چرخند تکانه کافی را برای حرکت به سمت شرق به‌دست می‌آورد. این چرخند در ادامه حرکت خود از عرض‌های بالاتر عبور می‌کند و تأثیر مستقیمی روی آب و هوای ایران ندارد.

در این دوره مشاهده می‌شود که در طول این مدت زبانه پرفشار قاره آفریقا غیر فعال است. با وجود این، این چرخند به طرف عرض‌های بالاتر حرکت کرده است که دلیل آن می‌تواند مربوط به تقویت چرخندزایی روی

چرخندهای قوی، چرخندهایی هستند که علاوه بر نقش مهم فرارفت تاوایی مثبت سطوح فوقانی در آنها، ابتدا به سمت غرب دریای مدیترانه، روی خلیج جنوا، کشیده شده‌اند و سپس با کسب رطوبت زیاد در حین عبور از دریای مدیترانه، در اثر شارش‌های گرمای محسوس و گرمای نهان، به شدت تقویت شده‌اند (تریگو و همکاران، ۱۹۹۹، ماهراس و همکاران، ۲۰۰۱). از دیگر ویژگی‌های مشاهده شده در همه ۱۲ مورد چرخند لی قوی این است که در سطوح بالا، به‌ویژه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، جت‌های قوی ظاهر و در اثر تقویت چرخندزایی لی به دو شاخه تقسیم می‌شوند. شاخه اول از عرض‌های بالاتر کوه‌های آلپ، بدون تقویت به سمت شرق حرکت می‌کند و شاخه دوم تحت تأثیر چرخند لی به روی خلیج جنوا کشیده می‌شود و مقدار قابل توجهی (به‌طور متوسط ۴۰ نات) به سرعت آن افزوده می‌شود. علت آن می‌تواند این باشد که شکل هلالی بودن رشته کوه‌های آلپ در مقابل جریان‌های شمال غربی از یک سو و قرار گرفتن قسمت عصبایی شکل کوه‌ها در خلیج جنوا از سوی دیگر، گرادیان افقی و قائم شدید سرعت در قسمت پشت به باد کوه‌های آلپ ایجاد می‌کند (ماتوکس و بلک، ۱۹۸۶). بنابراین به نظر می‌رسد که شکل و چگونگی قرار گرفتن این کوه‌ها در مقابل جریان‌های جوی، در تقویت و جدایی جت‌های سطوح زیرین تأثیر زیادی داشته باشد (دویل، ۱۹۹۷). به‌طور کلی می‌توان گفت که برهم کنش شاخه جنوبی این جت‌ها با چرخندهای لی، سبب تقویت چرخندزایی لی و شدت جریان‌های جتی می‌شود.

از بررسی اهدیددی و دینامیکی همه چرخندهای لی در دوره یاد شده مشاهده می‌شود که بیشتر چرخندهای لی که آب و هوای ایران و خاورمیانه را تحت تأثیر مستقیم قرار می‌دهند، غالباً به دوره سرد سال و گاه به دوره معتدل تعلق دارند. به‌طور کلی تعداد چرخندهای لی در ماه‌های سرد سال (فصل پاییز و زمستان) به میزان قابل توجهی

بیشتر از ماه‌های گرم سال (فصل بهار و تابستان) است (مانند نتایج ماهراس و همکاران، ۲۰۰۱). همین موضوع در مورد چرخندهای لی قوی که مورد مطالعه دقیق قرار گرفتند نیز صادق است. ولی از نظر شدت چرخندها، متوسط بیشینه تاوایی چرخندهای دوره گرم، حدوداً دو برابر چرخندهای دوره سرد سال است. متوسط بیشینه تاوایی نسبی مشاهده شده در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در دوره سرد در حدود  $9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  و در دوره گرم  $17 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  است. بعضی از موارد چرخندزایی لی دوره گرم با پدیده‌های خطرناکی مانند سیل و توفان همراه‌اند که خسارت‌های زیادی برای کشورهای مانند اتریش و ایتالیا به‌همراه داشته‌اند. از ۳۷ مورد چرخندزایی لی، شمار کمی (حدود ۷ مورد) توانسته‌اند مستقیماً آب و هوای ایران را تحت تأثیر قرار دهند که اغلب این چرخندها با بارش‌های خوبی همراه بوده‌اند. بارش‌های برف سنگین در نیمه شمالی ایران و آذربایجان، ممکن است با این سامانه‌ها که در قسمت پشت به باد کوه‌های آلپ تقویت شده‌اند، مرتبط باشد. چرخندهای مؤثر بر آب و هوای ایران، چه چرخندهایی که در شمال افریقا تشکیل شده و چه آن‌هایی که در پشت به باد کوه‌های آلپ تشکیل شده‌اند، چرخندهایی هستند که عمدتاً فرارفت تاوایی خوبی دارند، در شرق دریای مدیترانه و با عبور از دریای سرخ، در اثر کژفشاری سطحی و گرمایش دررو، تقویت می‌شوند و منطقه خاورمیانه و ایران را متأثر می‌کنند.

نتایج حاصل از بررسی چرخندهای لی در سال ۲۰۰۲ نشان می‌دهد که مرکز چرخندهای لی دوره سرد از مسیر مشخصی که نوار عرضی کشور ایتالیا را در برمی‌گیرد ( $35^{\circ} - 45^{\circ} \text{N}$ )، حرکت می‌کنند و می‌توانند به‌طور مستقیم آب و هوای ایران را تحت تأثیر قرار دهند. در صورتی که مرکز چرخندهای لی دوره گرم از مسیری که نوار عرضی کوه‌های آلپ در قسمت پایین آن قرار دارد، حرکت می‌کنند. چرخندهای دوره گرم به علت نفوذ سامانه



مطالعه نقشه‌های سطوح زیرین و زیرین سازمان هواشناسی نیز نشان می‌دهد که در بیشتر مواقع، چرخندزایی لی در ساعت UTC ۰۰۰۰ آغاز شده و در دوره گرم به‌طور متوسط بعد از ۱۲ ساعت، و در دوره سرد در کم‌تر از ۲۴ ساعت به بیشینه تقویت خود می‌رسد.

### تشکر و قدردانی

داده‌ها و نقشه‌های همدیدی مورد نیاز این پژوهش از سازمان هواشناسی کشور تهیه شده است که بدین‌وسیله از همکاری صمیمانه معاونت محترم آموزشی و پژوهشی سازمان هواشناسی کشور و همکاران محترم مرکز پیش‌بینی آن سازمان تشکر و قدردانی می‌شود. این کار در قالب طرح پژوهشی مصوب دانشگاه تهران با عنوان "مطالعه چرخندزایی در پشت به باد کوه‌های آلپ و اثر آن بر آب و هوای منطقه ایران" به شماره ۶۵۱/۲/۸۸۵ انجام شده است. از شوراها محترم دانشگاه تهران و مؤسسه ژئوفیزیک برای تصویب و حمایت مالی سپاسگزاری می‌شود.

### منابع

احمدی گیوی، ف. و نصر اصفهانی، م. ع.، ۱۳۸۲، مطالعه چرخندهای مدیترانه در دوره یک‌ساله و تأثیر آن بر آب و هوای خاورمیانه: ن. فیزیک زمین و فضا، جلد ۲۹، شماره ۲، ۶۶-۷۸.

محب‌الحجه، ع. و مرادی، م.، ۱۳۸۱، تجربیاتی با مدل بسط فشارورد و آغازگری آن، گزارش طرح پژوهشی، سازمان هواشناسی کشور.

نجیبی فر، ی.، ۱۳۸۲، مطالعه دوره یک ساله چرخندزایی در پشت به باد کوه‌های آلپ و اثر آن بر آب و هوای خاورمیانه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

پرفشار جنب حاره‌ای (به‌ویژه از سمت افریقا)، نمی‌تواند به سمت عرض‌های پایین‌تر و روی دریای مدیترانه کشیده شوند و در نتیجه هیچ‌گونه تأثیر مستقیمی روی آب و هوای ایران ندارند. چرخندهای لی دوره معتدل دو گونه رفتار از خود نشان می‌دهند؛ یا مانند موارد دوره گرم از عرض‌های بالاتر به حرکت خود به سمت شرق ادامه می‌دهند و یا در دو مرحله، ابتدا در مسیر نوار عرضی  $40^{\circ}$ - $45^{\circ}$ N تا روی دریای سیاه کشیده شده و با کسب مقدار زیادی رطوبت به سمت عرض‌های پایین‌تر، روی مدیترانه شرقی قرار می‌گیرند. سپس در این قسمت، دوباره تحت تأثیر منطقه چرخندزایی شرق مدیترانه تقویت می‌شوند و به سمت خاورمیانه و ایران حرکت می‌کنند. از چهار مورد انتخاب شده برای دوره معتدل، ۲ مورد از حالت اول و ۲ مورد از حالت دوم پی‌روی کرده‌اند.

متوسط طول عمر چرخندهای لی دوره سرد که روی دریای مدیترانه کشیده شده‌اند و به شکل چرخند در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال ظاهر می‌شوند، ۴ الی ۵ روز است. بعد از این مدت، این چرخندها به شکل ناوهای با دامنه زیاد به سمت خاورمیانه و ایران حرکت می‌کنند که به‌طور متوسط پس از گذشت ۱۰ روز (از آغاز چرخندزایی لی)، می‌توانند آب و هوای ایران را تحت تأثیر مستقیم خود قرار دهند. هم‌چنین متوسط طول عمر چرخندهای لی دوره‌های گرم و معتدل در حدود ۲/۵ روز بوده است.

از بررسی نقشه‌های تاوایی نسبی مربوط به چرخندهای لی مطالعه شده، دیده می‌شود که افزایش تاوایی نسبی زمین‌گرد در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، از آغاز چرخندزایی لی تا تقویت کامل آن (که در حدود ۱۲ الی ۲۴ ساعت طول می‌کشد)، به‌طور متوسط  $s^{-1} \times 10^{-5}$ ، یعنی یک مرتبه بزرگی از مقدار نوعی برای جت‌ها و تاوهای ضعیف به مقداری برای جت‌ها و تاوهای قوی است. این حالت تقریباً در همه شرایط مورد مطالعه، مشاهده شده است.

- Aebischer, U., and Schar, C., 1998: Low-level potential vorticity and cyclogenesis to the lee of the Alps: *J. Atmos. Sci.*, **55**, 186-207.
- Alpert, P., Neeman, B. U., and Shay-El, Y., 1990, Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data: *Tellus*, **42A**, 65-77.
- Carlson, T. N., 1993, *Mid-latitude weather systems*: Cambridge University Press, 507 pp.
- Chen, W. D., and Smith, R. B., 1987, Blocking and deflection of airflow by the Alps: *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2578-2597.
- Doyle, J. D., 1997, The influence of mesoscale orography on a coastal jet and rainband: *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1465-1488.
- Doyle, J. D., and Durran, R. D., 2002, The dynamics of mountain-wave induced rotors: *J. Atmos. Sci.*, **59**, 186-201.
- EGGER, J., 1972, Fohn and quasi-stationary fronts: *Beitr. Phys. Atmos.*, **62**, 20-90.
- 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.
- Flocas, H. A., 1988, Frontal depressions over the Mediterranean Sea and central southern Europe: *Mediterranee*, **4**, 43-52.
- Flocas, H. A., and Karacostas, T. S., 1996, Cyclogenesis over the Aegean Sea: identification and synoptic categories: *Meteorological Applications*, **3**, 53-61.
- Flocas, H. A., Maheras, P., Karacostas, T. S., Patrikas, I., and Anagnostopoulou, C., 2001, A 40-year climatological study of relative vorticity distribution over the Mediterranean: *International Journal of Climatology*, **21**, 1759-1778.
- Gomis, D., Buzzi, A., and Alonso, A., 1990, Diagnosis of mesoscale structures in cases of lee cyclogenesis during ALPEX: *Meteorological Atmospheric Physics*, **43**, 49-57.
- Hayes, J. L., Williams R. T., and Rennick, M. A., 1987, Lee cyclogenesis. Part I, Analytic studies: *J. Atmos. Sci.*, **44**, 432-442.
- 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.
- Mattocks, C., and Bleck, R., 1986, Jet streak dynamics and geostrophic adjustment processes during the initial stages of lee cyclogenesis: *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2033-2056.
- Petterssen, S., 1956, *Motion and motion systems*, Vol. 1. weather analysis and forecasting, Mc Graw-Hill, New York, 428 pp.
- Reitan, C., 1974, Frequencies of cyclones and cyclogenesis for North America, 1951-1970: *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 861-868.
- Schar, C., and Durran, D. R., 1997, Vortex formation and vortex shedding in continuously stratified flows past isolated topography: *J. Atmos. Sci.*, **54**, 534-554.
- Schar, C., and smith, R. B., 1993, Shallow-water flow past isolated topography. Part I: Vorticity production wake formation: *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1373-1400.
- Shay-El, Y., and Alpert, P., 1991, A diagnostic study of winter diabatic heating in the Mediterranean in relation to the cyclones: *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **117**, 715-747.
- Smith, R. B., Skubis, S., Doyle, J. D., Broad, A. S., Kiemle, C., and Volkert, H., 2002, Mountain waves over Mont Blanc, Influence of a stagnant boundary layer: *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2073-2092.
- Smith, R. B., 1986, Mesoscale mountain meteorology in the Alps: *Alpex*, No 108.
- Thorpe, A. J., Volkert, H., and Heimann, D., 1993, Potential vorticity of flow along the Alps: *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1573-1590.
- Tibaldi, S., and Buzzi, A., 1982, Effect of orography on Mediterranean lee cyclogenesis and its relationship to European blocking: *Tellus*, **35A**, 269-286.
- Trigo, I. F., Bigg, G. R., and Davies, T. D., 2002, Climatology of cyclogenesis mechanisms in the Mediterranean: *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 549-569.
- Trigo, I. F., Davies, T. D., and Bigg, G. R., 1999, Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region: *Journal of Climate.*, **12**, 1685-1696.

Ziska, K. M., and Smith, P. J., 1980, The climatology of cyclones and anticyclones over North America and surrounding ocean environs for January and July, 1950-1977: *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 387-401.