نشریه علمی جغرافیا و برنامه‌ریزی، سال ۲۴، شماره ۷۲، تابستان ۱۳۹۹، صفحات ۱۲۸-۱۰۵

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۳/۲۷ تاریخ پذیرش نهایی: ۱۳۹۵/۱۱/۱۰

بررسی چرخندزایی در بادپناه کوهستان زاگرس (دوره ۱۹۹۹ ـ ۲۰۰۵)

سعید جهانبخش [۱]
علی‌محمد خورشید دوست [۲]
حمید میرهاشمی [۳]

چکیده

دامنه بادپناه کوهستان‌های میان مقیاس و بزرگ مقیاس مکان‌های مناسبی برای چرخندزایی بادپناه محسوب می‌شوند. این پژوهش با توجه به هندسه، جهت‌گیری و موقعیت کوهستان زاگرس، جهت بررسی گونه‌ای از چرخندزایی در بادپناه آن انجام گرفته است. بدین منظور از متغیرهای دما، ارتفاع ژئوپتانسیل، سرعت باد در راستای مداری و نصف‌النهاری، تاوایی پتانسیل و رطوبت ویژه نگاشته شده در مرکز ECMWF استفاده شد. بررسی‌ها نشان داد که وجود یک چرخند اولیه در پیش‌باد زاگرس برای ایجاد چرخندزایی در بادپناه آن ضرورت دارد. در این خصوص مشخص شد که چرخندهای اولیه با احتساب به جریان‌های شمال غربی و جنوب غربی تراز میانه جو، در دو شرایط همدید متفاوت به زاگرس نزدیک شده و در فرایند چرخندزایی بادپناهی دخالت می‌کنند. به عبارتی بر حسب عرض جغرافیایی چرخند اولیه و چگونگی آرایش پشته ـ ناوه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، مسیر چرخندهای نزدیک شونده به زاگرس متفاوت هستند. در نهایت نتایج نشان دادند که چرخندزایی در زاگرس براساس تئوری تعدیل اروگرافیکی کژفشاری ناپایدار قابل تبیین است.

---

۱ – استاد آب و هواشناسی، دانشگاه تبریز.
۲ – استاد آب و هواشناسی، دانشگاه تبریز.
۳ – دانشجوی دکتری اقلیم شناسی، دانشگاه تبریز.(نویسنده مسئول)
Email:climate90@yahoo.com –Tel:09365355789

واژه‌گان کلیدی: چرخندزایی بادپناه، جبهه بندآمده، تاوایی پتانسیل، همشاری، واشاری.

مقدمه

کوهستان‌های مرتفع و پهن همچون سد بزرگی در مقابل شارش‌های جوی، علاوه بر تغییر مسیر آنها باعث تفاوت این شارش‌های جوی در دو سوی کوهستان می‌شوند. اثر دائمی رشته کوه‌ها برروی سیستم جو سبب می‌شود تا مناطق اطراف آنها از نظر آب و هوایی با هم اختلاف پیدا کنند (مرادی و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۳۵). کوهستان‌ها با توجه به ارتفاع، هندسه و جهت‌گیری که دارند بر جریان‌های جوی تأثیر می‌گذارند. بنابراین کوهستان‌ها موجب تشکیل، تشدید و یا تضعیف بسیاری از پدیده‌های جوی می‌شوند. یکی از بارزترین این پدیده‌ها، چرخند بادپناه است که تشکیل و تکامل آن منوط به اندرکنش بین کوهستان و جریان‌های جوی بوده. دامنه‌های بادپناه کوهستان‌های بزرگ مقیاس و میان مقیاس همچون کوهستان آلپ، راکی، شرق آسیا و آندهای قاره آمریکا مناطق بهینه‌ی چرخندزایی محسوب می‌شوند. بنابر تعریف، چرخندزایی بادپناه[1] عبارت از شکل‌گیری یک چرخند با تاوایی قائم مثبت قوی، یا یک افت قابل توجه در فشار با یک گردش بسته شده‌ای در دامنه بادپناه کوهستان (چانگ و همکاران[2]، ۱۹۷۶: ۸۸۱). در این خصوص بیشترین مطالعات در مورد چرخندزایی بادپناه کوهستان‌های آلپ و راکی انجام گرفته است. به طوری که شناخت کلی در مورد سازکار چرخندزایی بادپناه از مطالعات انجام شده در مورد این دو کوهستان و بخصوص به علت انجام پروژه آلپ (ALPEX)[3] در سال ۱۹۸۲ بدست آمده است. به عبارتی چارچوب کلی سازوکارهایی که امروزه در مورد چرخندزایی بادپناه وجود دارد براساس نتایجی است که از مطالعه چرخندزایی بادپناه آلپ و راکی بدست آمده است. بر این اساس دو تئوری شامل تئوری امواج کژفشار بادپناه (اسمیت[4]، ۱۹۸۴: ۱۱۶۶) و تئوری تعدیل‌سازی اورگرافیکی ناپایداری کژفشار (اسپرنزا

1. Lee cyclogenesis
2. Chung. et al
3.Alpine Experiment
4. Smith

و همکاران[1]، ۱۹۸۵: ۱۵۳۳) در مورد چرخندزایی بادپناه ارائه شده است. پژوهش‌های انجام شده در مورد چرخندزایی بادپناه کوهستان آلپ، دو تیپ چرخندزایی بادپناهی را بر حسب جریان‌های جنوب غربی و شمال غربی تراز بالا در این منطقه شناسایی کرده‌اند که به ترتیب مرتبط با تئوری‌های یاد شده در بالا می‌باشند (پیچلر و استینکر[2]، ۱۹۸۷: ۱۱۱). در واقع این دو تئوری بیانگر سازکار کلی چرخندزایی بادپناه هستند. مطالعات صورت گرفته در مورد سایر کوهستان‌ها نشان می‌دهند که چرخندزایی بادپناه در آن مناطق نیز در قالب یکی از این دو تئوری قابل شرح است. به عنوان نمونه مطالعات انجام شده در مورد چرخندزایی بادپناه کوهستان راکی مبین آن هستند که چون وجود یک چرخند اولیه در دامنه روبه باد کوهستان راکی پیش‌شرط چرخندزایی در دامنه بادپناه آن است لذا چرخندزایی در این منطقه نیز با استفاده از تئوری تعدیل‌سازی اورگرافیکی ناپایداری کژفشار تشریح می‌شود (دیویس[3] ۱۹۹۷: ۸۵۰).

نیوتن[4](۱۹۵۶: ۵۲۸) با در نظر گرفتن چرخه عمر چرخند مخربی که در طی روزهای ۱۶ تا ۲۱ نوامبر ۱۹۴۸ در ایالات متحده رخ داده بود به بررسی سازوکار تغییر گردش در طی چرخندزایی بادپناه پرداخت. نتایج حاصل از مطالعه وی نشان داد که چرخندزایی، زمانی و در مکانی مشخص‌تر است که حرکات بالاسو در وردسپهر میانه (در زیر محور رودباد و نزدیک انحنای بین ناوه و پشته) منطبق بر نواری از بیشینه نزول در سطح باشد. تیبالدی و همکاران[5] (۱۹۹۰: ۱۰۷) با مطالعه چرخندزایی بادپناه در کوهستان آلپ، خصوصیات کلی این پدیده را به صورت ذیل ارائه دادند، ۱- چرخندزایی بادپناه در آلپ غالباً همراه با یک ناوه مقیاس همدید از پیش موجود یا چرخندی که با اروگرافی اندرکنش دارد اتفاق می‌افتد. ۲- توسعه چرخند بادپناه قبل از اینکه یک تباین گرمایی قوی مرتبط با نفوذ جبهه سرد در بادپناه کوهستان شکل بگیرد، شروع می‌شود. ۳- دو فاز تعمیق برای این چرخندها وجود دارد در فاز اول یک چرخند به طور بسیار سریع اما به طور سطحی توسعه می‌یابد (یعنی عمق قائم آن اندک است)

1.Speranza. et al
2. Pichler and Steinacker
3. Davis
4 .Newton
5. Tibaldi. et al

در فاز دوم چرخند با سرعت کمتر اما در سراسر کل وردسپهر گسترده می‌شود. هابس و همکاران[1] (۱۹۹۶: ۱۱۶۹) یک مدل مفهومی جدید را برای چرخندهای ایجاد شده در بادپناه کوهستان‌های راکی ارائه نمودند. ایشان با آزمون قرار دادن چرخندها با مدل مفهومی‌شان به این نتیجه رسیدند که وقتی یک ناوه موج کوتاه به طرف شرق برروی کوهستان‌های راکی و به داخل ایالات متحده حرکت می‌کند به پیرو آن خصوصیات مهمی ممکن است شکل بگیرد: الف) یک ناوه خشک (یعنی ناوه بادپناهی که دارای خصوصیات خط خشک است) ب) یک جبهه قطبی، یک رودباد تراز پایین و دو باند بارشی مقیاس همدید (به نام‌های باند بارشی جبهه سرد بالای و باند بارشی پیش از ناوه خشک) که می‌توانند بارش سنگین و وضع هوای طاقت‌فرسایی را در جلوی ناوه خشک ایجاد کنند. شولتز و داسول[2] (۲۰۰۰: ۱۵۲) با در نظر گرفتن اینکه مدل‌های پیش‌بینی، غالباً در پیش‌بینی زمانی و مکانی چرخندزایی بادپناه همراه با خطا هستند، سعی نمودند که به طور فیزیکی روشی را جهت یافتن چنین خطاهایی پیدا کنند. ایشان با ردیابی یک کمینه فشار از ساحل غربی آمریکای شمالی تا بادپناه کوهستان راکی دریافتند که ورود کمینه فشار به شیب‌های بادپناه کوهستان راکی همزمان با دور شدن ناوه بادپناه از کوهستان است و از سویی با مشاهده اینکه تغییرات دمای ایستگاه‌ها همزمان با ورود این ناوه فشار، با دماهای معمولی که مرتبط با عبور جبهه هستند، سازگاری ندارند، نتیجه گرفتند که ناوه فشار متحرک برروی غرب آمریکای شمالی مشابه یک جبهه نبوده بلکه یک ناوه غیرجبهه‌ی است. به طوری که دلیل مهاجرت ناوه فشار را ناشی از بیشینه تاوایی تراز بالا ذکر کردند که عهده‌دار چرخندزایی بادپناه است. ایوانز و براون[3] (۲۰۱۲: ۷۳۲۸) با بررسی اقلیم‌شناسی چرخندهای جنب حاره‌ای در اطلس جنوبی دریافتند که این چرخندها برخلاف چرخندهای اطلس شمالی به طور نسبتاً یکنواختی در طی سال اتفاق می‌افتند. با این حال، مکان پیدایش و سازوکارهای عهده‌دار این پیدایش، تغییرپذیری فصلی را نشان دادند. همچنین شکسته شدن موج رزبای که به عنوان سازوکار عهداره شروع تاوایی برای چرخندهای جنب حاره‌ای اطلس شمالی شناسایی شده بود، در این مطالعه نیز به عنوان یک سازکار برای رخداد

1. Hobbs. et al
2. Schultz and Doswell
3 .Evans and Braun

یک زیر مجموعه‌ی از چرخندهای اطلس جنوبی شناسایی شد. افزون بر این، ایشان، چرخندزایی بادپناه در دامنه‌های شرقی رشته کوه آند در برزیل (که یک منطقه مساعد برای همرفت است) را به عنوان سازکاری دیگر برای پیدایش چرخندهای جنب حاره‌ای اطلس جنوبی شناسایی کردند. بوث و همکاران[1] (۲۰۱۵: ۱۵۱۰) در مطالعه‌ای به بررسی رابطه بین رخداد بادهای زمستانه در شمال شرق ایالات متحده و چرخندهای برون حاره‌ای پرداختند. ایشان جهت ارزیابی فراوانی نسبی رابطه بین باد و چرخندها، ابتدا ۴ مسیر مشتمل بر مسیر غربی، جنوب غربی، شمال شرقی و ساحل شمالی کارولینا را برای چرخندها که به شمال شرق ایالات متحده نزدیک می‌شوند شناسایی کردند. آنگاه با بررسی فراوانی رخداد بادهای مبتنی بر این مسیرها دریافتند که مسیر جنوب غرب محتمل‌ترین مسیر چرخندهای مرتبط با بیشینه فراوانی رخداد این بادها است. در این راستا پژوهش‌گران داخلی نیز مطالعاتی در مورد چرخندزایی انجام داده‌اند از جمله احمدی گیوی و نجیبی‌فر (۱۳۸۳: ۱) چرخندزایی بادپناه کوهستان آلپ و اثر آن بر آب و هوای خاورمیانه و ایران را برای سال ۲۰۰۲ مورد بررسی قرار دادند. نامبردگان در پژوهش خود با محاسبه ضخامت لایه بین ۵۰۰ ـ ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و تاوایی نسبی ۵۰۰ هکتوپاسکال، کژفشاری سطوح زیرین و وزش تاوایی نسبی را در سطوح زبرین مورد مطالعه قرار دادند. نتایج این مطالعه نشان داد که رفتار چرخندهای بادپناهی در فصل‌های مختلف سال متفاوت بوده و تعداد چرخندهای واقع در خلیج جنوا (ضعیف و قوی) در فصل سرد سال به طور قابل توجهی بیشتر از فصل گرم سال است. علیجانی (۱۳۸۵: ۳۵) در سال ۱۹۷۹ با بررسی نقشه‌های هوای ساعت ۱۲ زولو، مسیرهای چرخندی را به صورت دستی تعیین و مشخص کرد که چرخندهای خاورمیانه در چهار مرکز اصلی چرخندزایی، در دریای آدریاتیک، دریای یونان، جزیره قبرس و جنوب شرق زاگرس ایجاد شده و در سه مسیر اصلی A، B و C وارد منطقه می‌شوند. شبرنگ (۱۳۸۷: ۳۴۶)، اثرات بلاکینگ را بر ویژگی‌های چرخندزایی مدیترانه مورد مطالعه قرار داد. نتایج این مطالعه نشان می‌دهند زمانی که چرخند مدیترانه‌ای در حضور سامانه بندالی رخ دهد، مؤلفه‌های افقی سرعت باد، شرقی‌تر و جنوبی‌تر می‌شوند. همچنین، مقادیر تاوایی نسبی و تاوایی پتانسیل، فرارفت دما، سرعت قائم، نم‌نسبی

1. Booth. et al

و در نتیجه مقادیر بارش در شرایط حضور بندال در منطقه افزایش می‌یابد. به علاوه، بندال موجب افزایش طول عمر و تغییر جهت حرکت چرخند به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر می‌شود. حجازی‌زاده و صداقت (۱۳۸۸: ۱)، با بهره‌گیری از داده‌های بازتحلیل شده NCEP/NCAR با پوشش زمانی روزانه و تفکیک مکانی ۲/۵×۲/۵ درجه، مسیرهای چرخندی خاورمیانه را برای فصل زمستان مورد مطالعه قرار داد. نتایج این مطالعه حاکی از آن است که تأثیر ناهمواری‌ها در تشکیل نواحی چرخندزایی به مراتب بیشتر از هدایت مسیرهای چرخندها می‌باشد. جعفربیگلو و همکاران (۱۳۸۸: ۷۱) با بررسی ۶۶ سامانه چرخندی که مقارن با ترسالی‌های غرب میانه ایران هستند، دریافتند که مراکز چرخندزایی مدیترانه، سودان، دریای سرخ و بین‌النهرین در دوره‌های ترسالی شدید به عنوان مهمترین عامل در ایجاد بارش به شمار می‌روند. همچنین، دامنه شرقی زاگرس را با تأثیرپذیری از عواملی همچون تأثیر ناهمواری‌ها و شکل ناوه و کم فشار ثانویه در پیش‌باد کوهستان زاگرس، به عنوان یک منطقه چرخندزایی ذکر کردند. عطائی و فاطمی‌نیا (۱۳۹۲: ۱۴۳) با بررسی ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰، ۷۰۰، ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال با گام‌های زمانی ۶ ساعته، چرخندهای ایران را طی سال ۱۳۷۶ مورد تحلیل زمانی ـ مکانی قرار دادند. نتایج این مطالعه حاکی از آن است که از بُعد قائم، تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با اختصاص ۲۷/۲ درصد و تراز ۸۵۰ با اختصاص ۱۱ درصد از فراوانی چرخندهای واقع برروی ایران به ترتیب بیشترین و کمترین تراز چرخندزایی را شامل می‌شوند. از منظر زمانی نیز فصل زمسان به عنوان پربسامدترین فصل و تابستان به عنوان کم‌بسامدترین فصل شناسایی شدند. حیدری و خوش اخلاق (۱۳۹۴: ۷۲)، با ارزیابی تأثیر گرمایش جهانی بر مرکز چرخندزایی شرق مدیترانه و ارتباط آن با ناهنجاری‌های بارش نیمه‌ی غربی ایران با استفاده از آزمون روندیابی، مدل HADGEMI و دو سناریوی AIB و A2 به این نتیجه رسیدند که روند تغییرات مؤلفه‌های فشار و دما در شرق مدیترانه افزایشی و معنادار بوده که در این خصوص بیشترین افزایش در ترازهای بالای جو اتفاق افتاده و همچنان این روند افزایشی ادامه دارد. همچنین بر پایه سناریوی A2 و AIB، در طی سه دهه اخیر مقادیر فشار تراز دریا در ابتدای دهه تا انتهای آن به ترتیب ۱/۷ تا ۳ و ۱/۸ تا ۲/۲ هکتوپاسکال نسبت به متوسط فشار ۱۹۶۰–۱۹۹۰ افزایش داشته است. به طور کلی نتایج این مطالعه نشان داد که دما و فشار جو در شرق دریای مدیترانه افزایش داشته و این افزایش

براساس نتایج مدل‌سازی تا سال ۲۰۵۰ ادامه خواهد داشت.

به طور کلی این پژوهش‌ها نشان می‌دهند که اندرکنش اختلافی سامانه‌های جوی ترازهای زیرین و زبرین جو در دامنه روبه باد کوهستان موجب شکل‌گیری و یا بازتولید چرخند بادپناه در دامنه پشت به باد کوهستان می‌شود. از این رو به سبب تنوعی که در کوهستان‌ها وجود دارد و همچنین اندرکنش‌های متفاوتی که سامانه‌های جوی برحسب مکان و زمان با این آنها انجام می‌هند، چرخندزایی بادپناه در یک کوهستان به‌رغم پیروی از دو تئوری کلی ارائه شده اما دارای الگوهای رفتاری نسبتاً متفاوتی با چرخند بادپناه کوهستان‌های دیگر است که این موضوع مطالعه جداگانه‌ای برای فرایند چرخندزایی هر کوهستان را می‌طلبد.

در این راستا، با توجه به جهت شمالی غربی ـ جنوب‌شرقی کوهستان زاگرس، گسترده‌گی عرضی و طولی تقریباً وسیع، تنوع توپوگرافیکی و همچنین در معرض قرار گرفتن بادهای غربی در بیشتر ماه‌های سال، معلوم می‌شود که این کوهستان سه ویژگی عمده جهت انسداد و بالابری جریان‌های نزدیک شونده به خود را دارند. از سویی این کوهستان نسبت به بادهای غربی و سامانه‌های فشار همراه آنها تقریباً به حالت عمود قرار دارند. بنابراین انتظار می‌رود که این سامانه‌ها در هنگام برخورد با کوه‌های زاگرس، در دامنه‌های رو به باد آنها صعود کرده و ضمن ایجاد بارش فراوان و آزادسازی گرمای نهان، سرانجام در دامنه بادپناه نزول نموده و در صورت مهیا بودن سایر شرایط، باعث تشکیل و تقویت چرخندهای بادپناهی شوند. در این راستا هدف از پژوهش حاضر مطالعه و بررسی شرایط چرخندزایی در بادپناه کوهستان زاگرس بوده و شناسایی اینکه چرخندزایی بادپناه زاگرس براساس کدام یک از تئوری‌ها ارائه شده برای چرخندزایی بادپناهی شکل می‌گیرد.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش، چرخندزایی در بادپناه کوهستان زاگرس در مقیاس همدید مورد بررسی قرار گرفت. جهت سوق به این هدف نیاز به سری داده‌هایی با تفکیک فضای و زمانی مناسب بود. بدین منظور از مجموعه پایگاه داده نگاشته شده در ECMWF[1] ورژن ERA Interim

[1].European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)

استفاده شد. تفکیک مکانی داده‌های مورد استفاده در این مطالعه عبارت از ۲/۵ درجه در راستای قوس افقی با گام‌های ارتفاعی ۵۰ هکتوپاسکال در راستای قائم از ترازهای ارتفاعی ۱۰۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال هستند. پایش زمانی این داده‌ها ۶ ساعته و مربوط به سال‌های ۱۹۹۹ تا ۲۰۰۵ می‌باشند. این داده‌ها شامل دمای هوا، باد مداری و نصف‌النهاری، ارتفاع ژئوپتانسیل، تاوایی پتانسیل و رطوبت ویژه هستند.

بررسی‌های اولیه نشان داد که سامانه‌های ناپایدار تحت الگوهای ارتفاعی بخصوصی در تراز میانه جو از جنوب غرب، شمال غرب و غرب به دامنه‌های رو به باد زاگرس نزدیک می‌شوند. به طوری که بررسی نقشه‌های تراز میانه جو نشان داد که چگونگی آرایش ناوه و پشته این تراز ارتفاعی نقش مهمی در تعیین مسیر و حرکت این سامانه‌ها به سمت زاگرس دارد چرا که بر حسب نوع واشاری و یا همشاری سیستم ناوه ـ پشته، وزش تاوایی چرخندی چینشی، انحنایی و باد نازمینگرد آن و در نهایت مسیری که ناوه می‌پیماید متفاوت است. به طور کلی شرایط حاکم بر این سامانه‌ها و مسیری که آنها می‌پیمایند تا به زاگرس نزدیک شوند نقش مهمی در چگونگی اندرکنش آنها با زاگرس دارد. بنابراین ضرورت دارد که چگونگی نزدیک شدن این سامانه‌ها به زاگرس بررسی شود. بدین منظور، در ادامه با استفاده از معادله باد نازمینگرد (رابطه ۱) این مهم مورد بررسی قرار گرفت. زیرا باد نازمینگرد بیانگر عدم ترازمندی زمینگرد باد است و در واقع تغییر باد هم در فضا و هم در زمان سبب این عدم ترازمندی زمینگرد و ایجاد باد نازمینگرد می‌شود (لینچ و کاسانو[2] ۲۰۰۶ ، ۱۲۳).

$$\vec{V}_{ag} = \frac{1}{f^2}\nabla\frac{\partial\varphi}{\partial t} + \left[\left[u_g\frac{\partial u_g}{\partial x} + v_g\frac{\partial u_g}{\partial y}\right]\hat{i} + \left[u_g\frac{\partial v_g}{\partial x} + v_g\frac{\partial v_g}{\partial y}\right]\hat{j}\right] \quad (۱)$$

در رابطه ۱، $\vec{V}_{ag}$ مولفه باد نازمینگرد، f پارامتر کوریولیس، t زمان، φ ارتفاع ژئوپتانسیل، u_g و v_g به ترتیب مولفه‌های زمینگرد باد مداری و نصف النهاری، x و y نیز به ترتیب

2.Lynch and Cassano

راستای مداری و نصف‌النهاری هستند. مولفه‌های باد نازمینگرد (رابطه ۱) در جهت افقی شامل مولفه باد همگرایش فشار و مولفه وزش هستند که همگرایی مولفه اولی و واگرایی مولفه دومی سبب افت ارتفاع ژئوپتانسیل می‌شود (هولتن[3]،۲۰۰۴: ۱۷۳). مولفه وزش شامل واشاری ـ هم‌شاری (بخش اول داخل کروشه) و عبارت انحناء (بحش دوم داخل کروشه) بوده که تعیین مکان واشاری و همشاری امواج جوی می‌تواند گویایی حرکت شمالی یا جنوبی موج باشد (بلوشتاین[4] ۱۹۹۳: ۲۰۷). در واقع این عبارت به طور ضمنی نشاندهنده محل قرارگیری بیشینه سرعت باد و در نتیجه بیشینه وزش تاوایی است. لازم به ذکر است که قبل از تشخیص واشاری و همشاری نیاز بود که محور ناوه مشخص شود بدین منظور از عبارت تاوایی انحنایی در مختصات طبیعی جهت شناسایی آن استفاده شد (رابطه ۲).

$$\zeta_c = V\frac{\partial \theta_b}{\partial s} \qquad (۲)$$

در رابطه ۲، ζ_c تاوایی انحنایی، V سرعت باد افقی، θ_b جهت باد و s راستای مسیر باد می‌باشند. در ادامه جهت تشخیص افت ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانه و تراز پایین به ترتیب از معادله گرایش فشار (رابطه ۳) و واگرایی باد همگرایش فشار(قسمت اول رابطه ۱) استفاده شد.

$$\left(\nabla_p^2 + \frac{f_0^{\,2}}{\mathrm{s}}\frac{\partial^2}{\partial p^2}\right)\chi \qquad (۳)$$

در رابطه ۳، ∇_p^2 عملگر لاپلاس و χ عبارت از تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل نسبت به زمان $\left(\frac{\partial \varphi}{\partial t}\right)$، f_0 پارامتر کوریولیس عرض مرجع، s پایداری ایستا و p فشار هوا است.

در آخر، به سبب نقش مهمی که گرمایش بادرو بخصوص آزاد شدن گرمای نهان در تاوایی پتانسیل و به پیرو آن در گرایش ارتفاع ژئوپتانسیل ایفا می‌کند، آهنگ آزادسازی گرمای

3 - Holton
4 -Bluestein

نهان بر اساس روش ارائه شده توسط امانئول[5] (۱۹۸۷: ۱۵۶۰) محاسبه شد.

$$H = \frac{d\theta}{dt} = \omega\left(\frac{\partial\theta}{\partial p} - \frac{\gamma_m}{\gamma_d}\frac{\theta}{\theta_e}\frac{\partial\theta_e}{\partial p}\right) \qquad (۴)$$

در رابطه ۴، H معرف آزادسازی گرمای نهان، ω سرعت قائم، θ_e دمای پتانسیل معادل و γ_d، γ_m به ترتیب افت آهنگ بی دروی خشک و مرطوب هستند.

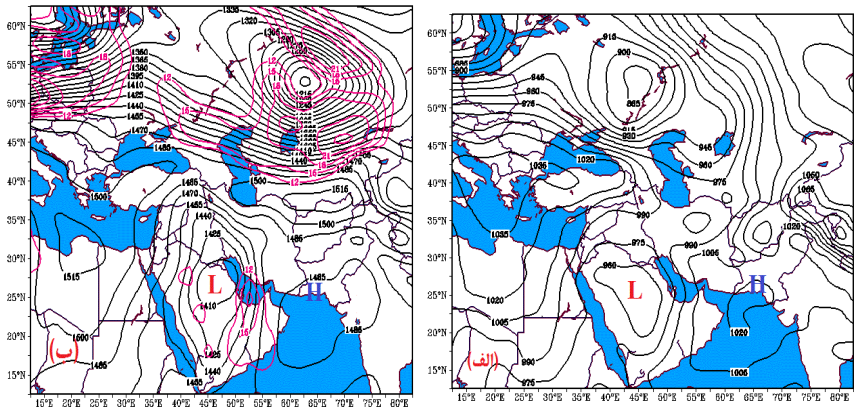
یافته‌ها

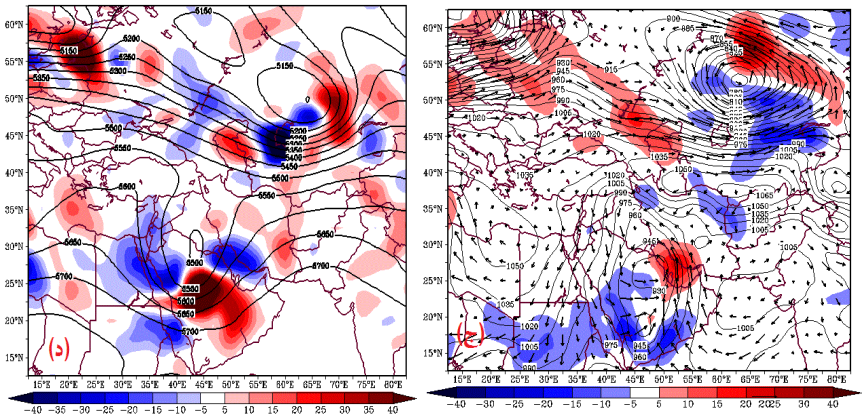
بررسی نقشه‌های ترازهای زیرین جو نشان می‌دهد که در برخی موارد چرخندهای نزدیک شونده به دامنه‌های رو به باد زاگرس، تحت موج کژفشار تراز میانه و زبرین جو منجر به تشکیل یک چرخند ثانویه در بادپناه زاگرس می‌شوند. بنابراین وجود یک چرخند اولیه در دامنه رو به باد کوهستان زاگرس جهت شکل‌گیری چرخند بادپناه لازم است. بدین ترتیب ردیابی چرخندهای نزدیک شونده به دامنه رو به باد کوهستان زاگرس نشان می‌هد که چرخندهای که هم‌عرض و حتی بالاتر از عرض مدیترانه به سمت شرق حرکت می‌کردند در صورتی به زاگرس نزدیک می‌شدند که همراه با یک الگوی پشته همشار ـ ناوه واشار در تراز میانه جو باشند. در عین حال چرخندهایی که همراه با یک ناوه همشار بودند در مسیر حرکت شرق‌سوی خود قبل از رسیدن به زاگرس به شمال شرق تغییر مسیر می‌دادند. از سویی چرخندهایی که در منطقه دریای سرخ و یا سودان تشکیل شده بودند برای رسیدن به زاگرس ضرورت داشت که تحت یک الگوی متقارن (بیشینه سرعت در پایه ناوه باشد) و یا پشته واشار ـ ناوه همشار قرار گیرند تا به زاگرس نزدیک شوند. در عین حال چرخندهای که در منطقه یاد شده تحت یک الگوی پشته همشار ـ ناوه واشار قرار داشتند هرگز به سمت زاگرس حرکت نمی‌کردند. بنابراین با توجه به عرض جغرافیایی چرخند اولیه و چگونگی آرایش پشته ـ ناوه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، مسیر چرخندهای نزدیک شونده به زاگرس متفاوت است. با این وجود در بسیاری از موارد مشاهده شد که ماهیت الگوی ناوه و پشته تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در مسیر حرکت

5- Emanuel

شرق‌سوی خود از واشاری به همشاری و یا بالعکس تغییر می‌کند که این به سبب تغییر مکان رودباد در موج کژفشار اتفاق می‌افتد.

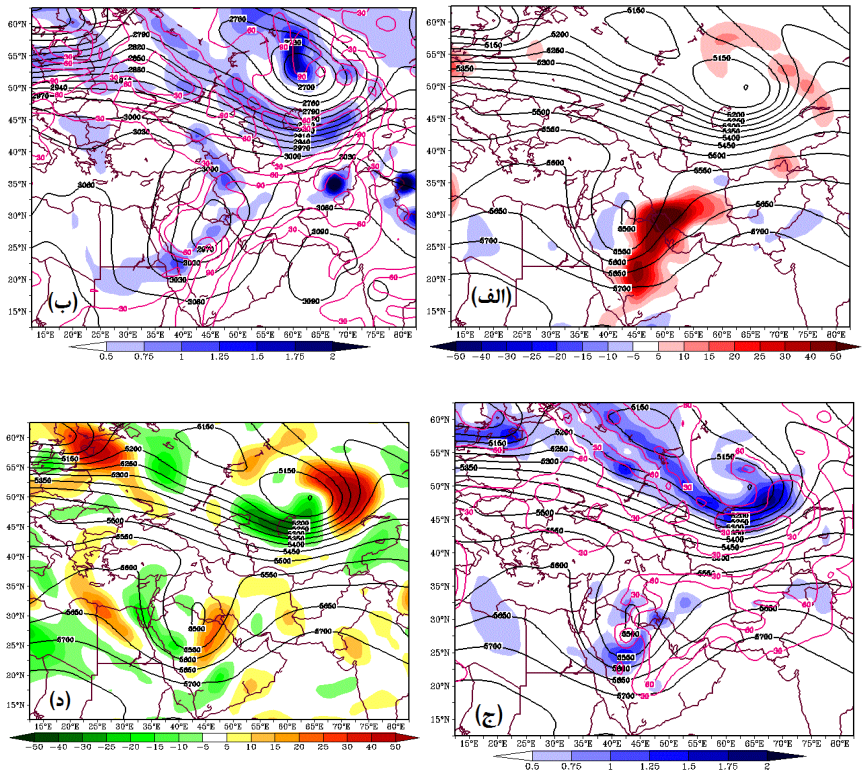
بررسی چرخندهای که از جنوب غرب به زاگرس نزدیک می‌شوند نشان می‌دهد که قبل از اینکه این چرخندها در راستای محدوده خلیج فارس و یا غرب ایران قرار گیرند یک واچرخند برروی گستره‌ای از دریای عمان ـ دریای عرب و خلیج فارس قرار دارد (شکل ۱ الف). بدین ترتیب وقتی که این چرخندها به محدوده خلیج فارس و جنوب غرب ایران نزدیک می‌شوند یک گردایان دمای ـ فشار شدید بین این دو سامانه ایجاد شده که برآیند آن شکل‌گیری یک رودباد تراز پایین با چینش شدید قائم است (شکل ۱ ب). اغلب این رودبادها حالت نصف النهاری داشته که موجب تشدید شار رطوبت و گرما (شکل ۱ ج) به بخش شرقی چرخند می‌شوند. این فرایند از یک سو سبب تشدید چرخند تراز پایین و از سوی دیگر باعث ایجاد و تشدید وزش اختلافی منفی دما نسبت به ارتفاع شده (شکل ۱ د) که به پیروی از آن باعث گرایش مثبت در ارتفاع پیش باد پشته می‌شود.





شکل ۱) الف: ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت ۰۰ زولو. ۱۹۹۹/۲/۲۸، حرف H نماد پرفشار و حرف L نماد کم فشار تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال. ب: کنتورهای سیاه و قرمز به ترتیب نماد ارتفاع ژئوپتانسیل و رودباد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ج: کنتورهای سیاه مُعرف ارتفاع ژئوپتانسیل، پیکان‌ها نماد سرعت باد افقی، رنگ مثبت نماد وزش گرم و رنگ منفی نماد وزش سرد تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال. د: رنگ منفی و مثبت به ترتیب معرف وزش اختلافی منفی و مثبت دما، کنتورهای سیاه نماد ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال. ب، ج و د: مربوط به ساعت ۱۲ زولو ۱۹۹۹/۳/۱ هستند.

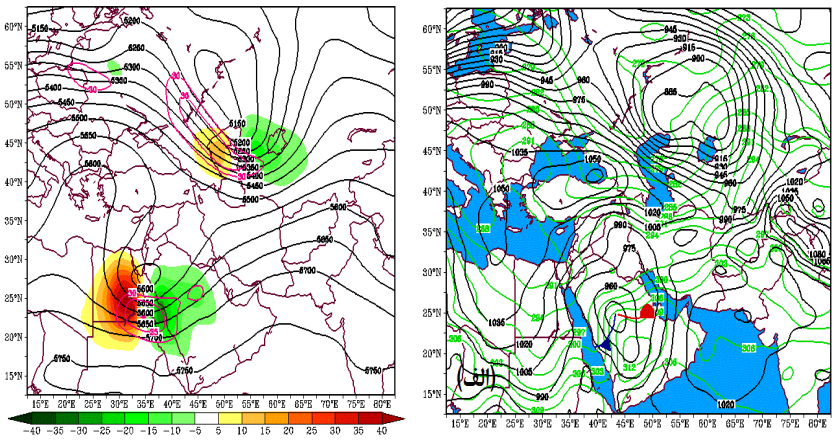
از سویی، وجود رطوبت بسیار زیاد همراه با شرایط توپوگرافیکی کوهستان زاگرس (صعود دینامیکی متاثر از زاگرس) آزاد شدن بیشینه گرمای نهان در تراز میانه جو (شکل ۱ د) ایجاد تاوایی پتانسیل در تراز ۷۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال را به همراه دارد (شکل ۲ الف و ب) که به نوبه خود در افت ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای یاد شده نقش مهمی ایفا می‌کند (شکل ۲ ج).



شکل ۲) الف: رنگ‌های منفی و مثبت به ترتیب معرف آزادسازی و مصرف گرمای نهان بخار آب تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال. ب و ج: به ترتیب نقشه تاوایی پتانسیل تراز ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، خطوط سیاه و قرمز به ترتیب مُعرف کنتورهای ارتفاعی و کنتورهای نم نسبی. د: رنگ مثبت و منفی به ترتیب مبین افت و افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال. کلیه این نقشه‌ها مربوط به ساعت ۱۲ زولو ۱۹۹۹/۳/۱ هستند.

بدین ترتیب در برخی موارد، گرمایش بادرو نقش تعدیل کننده‌ی اثر وزش دمای اختلافی را در مورد این چرخندها بر عهده دارد. چنانکه مشاهده شد گرمایش بادرو با ایجاد تاوایی پتانسیل در تراز ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال موجب جلوگیری از افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل ناشی از وزش اختلافی دما می‌شود. یک نمونه بارز از این فرایند، سامانه چرخندی است که در ساعت ۱۸ زولوی ۲۸ فوریه ۱۹۹۹ در شرق دریای سرخ برروی شبه جزیره عربی (۳ الف) تحت یک

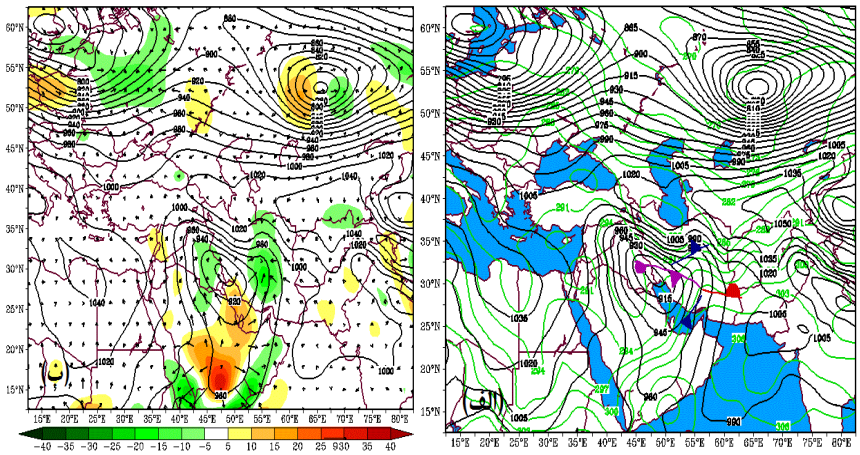
موج با پشته همشار ـ ناوه همشار قرار داشت (شکل ۳ ب). بررسی نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال آشکار کرد که انحنای شدید پشت‌باد پشته باعث همشاری پشته شده بود چرا که رودباد و بیشینه وزش تاوایی چینشی در پشت باد ناوه قرار دارند و انتظار می‌رود که در ساعات آتی عملکرد این مولفه‌ها بتواند انحنای پشته و کجی مثبت ناوه را کاهش داده و سامانه ارتفاعی شکل متقارن گرفته و به سمت شمال شرق حرکت کند.



شکل ۳) الف: کنتورهای سبز رنگ و سیاه به ترتیب دمای پتانسیل و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال، نیم‌دایره قرمز نماد جبهه گرم و مثلث نماد جبهه سرد. ب: کنتورهای سیاه و قرمز به ترتیب معرف ارتفاع ژئوپتانسیل و رودباد تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، رنگ‌های مثبت و منفی به ترتیب بیان‌گر مناطق هم‌شار و واشار. این نقشه‌ها مربوط به ساعت ۱۸ زولو ۱۹۹۹/۲/۲۸ هستند.

در روزهای بعد، همچنانکه چرخند به دامنه روبه باد زاگرس نزدیک می‌شود شتاب شرق سوی آن کاهش یافته، در حالی که ناوه تراز میانه جو دچار این کاهش شتاب نشده و به حرکت شرق سوی خود ادامه می‌دهد. در ساعت صفر زولوی روز ۲ مارس سامانه چرخندی در غرب زاگرس به صورت یک چرخند بندآمده متشکل از دو جبهه سرد و گرم و یک جبهه بندآمده شکل می‌گیرد. از سویی زبانه‌ای از این سامانه به سمت شرق یعنی پشت باد زاگرش کشیده شده که باعث تشکیل جبهه‌ی گرم می‌شود (شکل ۴ الف) که در محل آن افت ارتفاعی

شدیدی در دامنه پشت‌باد زاگرس اتفاق می‌افتد (شکل ۴ ب).

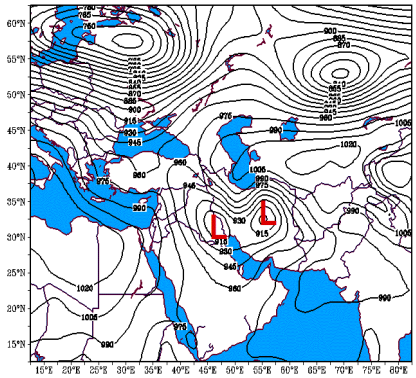


شکل ٤) الف: نیم دایره و مثلث بنفش شناسه جبهه بندآمده، مابقی مشابه شکل ۳ الف هستند. ب: رنگ‌های منفی و مثبت به ترتیب نماد همگرایی و واگرایی باد همگرایش فشار، پیکان‌ها معرف باد همگرایش فشار، خطوط کنتور معرف ارتفاع ژئوپتانسیل. این نقشه‌ها مربوط به تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال ساعت ۰۰ زولو ۲ مارس ۱۹۹۹ هستند.

به طور کلی این جبهه گرم نشاندهندی ناوه فشار مرتبط با چرخند غرب زاگرس است که زمینه جو کژفشار جهت ایجاد یک چرخند جدید را فراهم می‌کند. در ساعت ۱۲ زولوی روز ۲ مارس، ناوه تراز میانه جو ضمن عبور از زاگرس موجب ناپایداری شدید منطقه کژفشار واقع در دامنه شرقی زاگرس شده که بر اثر این فرایند یک چرخند در شرق زاگرس تشکیل می‌شود. شایان ذکر است که بعد از تشکیل این سامانه، چرخند بندآمده هنوز در غرب زاگرس وجود دارد (شکل ۵).

از سویی بررسی‌های انجام شده موید آن است که سامانه‌های چرخندی جریان شمال غربی تحت یک ناوه واشار ـ پشته همشار در تراز میانه به سمت زاگرس حرکت می‌کنند. این سامانه‌های ارتفاعی دارای یک رودباد هستند که بیشینه سرعت آن در پیش‌باد ناوه قرار دارد (شکل ۶ الف) بنابراین وزش تاوایی چینشی به مرکز ناوه در تراز میانه جو نقش مهمی در

تکوین این سامانه‌ها ایفا می‌کند.

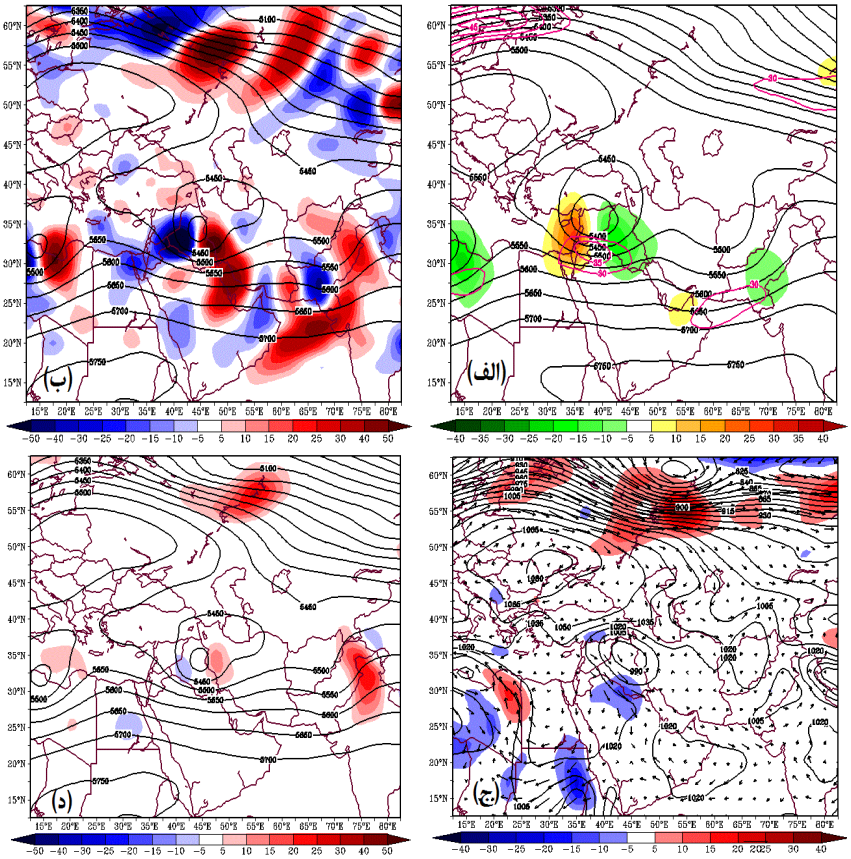


شکل ۵) نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال ساعت ۱۲ زولوی ۲ مارس۱۹۹۹، حرف L شناسه کم فشار.

در این راستا برخلاف سیستم ارتفاعی چرخندهای جنوب غربی، وزش اختلافی دما مرتبط با این سامانه‌ها در دامنه رو به باد زاگرس مثبت است (شکل ۶ ب) چرا که این سامانه‌ها از هوای گرم و مرطوب خلیج فارس بهره اندکی می‌برند (شکل ۶ ج). از این گذشته، آزاد شدن گرمان نهان در تراز میانه نیز به اندازه‌ای نیست که نقش مهمی در گرایش ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانه برعهده گیرد. به طور کلی همزمان با نزدیک شدن چرخندهای یادشده به دامنه‌های رو به باد زاگرس، یک ناوه گرمایی در دامنه پشت به باد زاگرس شکل می‌گیرد (شکل ۷ ب) در واقع این ناوه بادپناه بستر چرخند بادپناهی است که متعاقباً به وجود می‌آید. از سوی با تشکیل چرخند بادپناه، بیشینه بادهای تراز پایین بر روی دریای عمان قرار دارند که در صورت تشکیل یک رودباد تراز پایین، موجب تشدید شار گرما و رطوبت از طریق نیمه راست خروجی خود به داخل چرخند می‌شوند. بنابراین این رودباد همزمان و یا اندکی پس از تشکیل چرخند شکل می‌گیرد که وجود آن برای تداوم و تعمیق چرخند ضرورت دارد (شکل ۷ ج).

در این راستا، به عنوان نمونه به یک چرخند اولیه که در ساعت ۰۶ زولو روز ۲۰ ژانویه

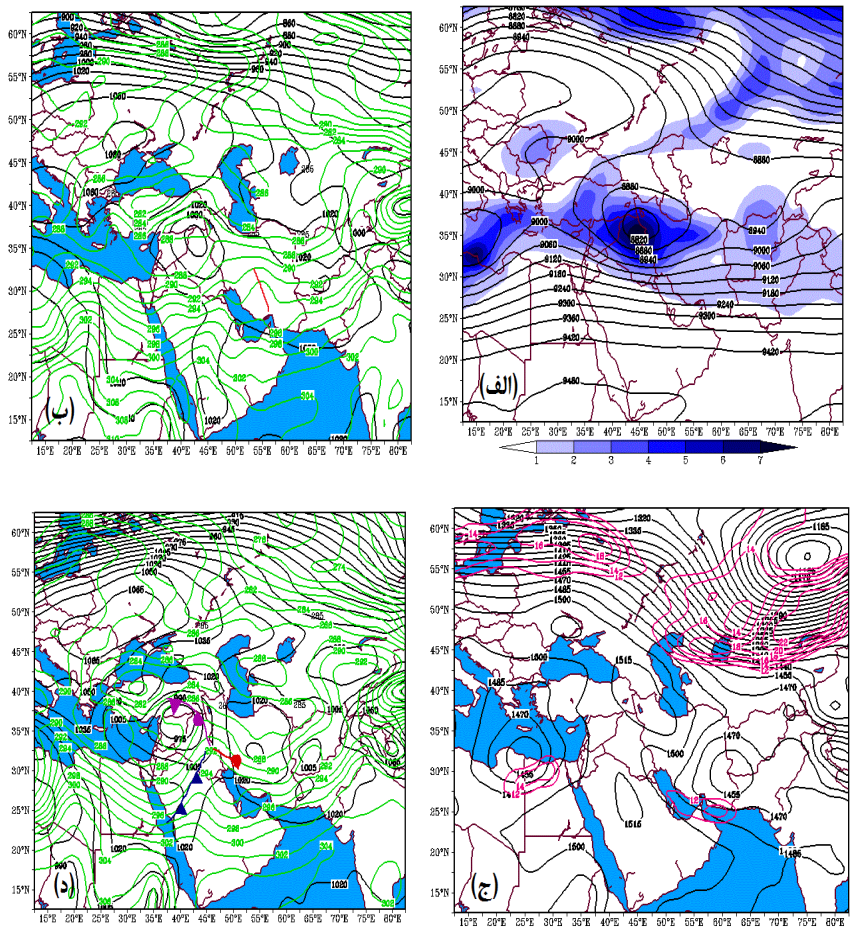
۱۹۹۹ در انتهای شمال‌شرق مدیترانه برروی کشور ترکیه به صورت یک سامانه بندائی شامل دو جبهه گرم و سرد و یک جبهه بندائی قرار دارد، می‌توان اشاره کرد (شکل ۷ د).



شکل ٦) الف: مشابه شکل ۳ ب بوده اما برای ساعت ۰٦ زولوی ۱۹۹۹/۱/۲۰. شکل ب: مشابه شکل ۱د. ج: مشابه شکل ۱ ج. د: مشابه شکل ۲ الف. شکل‌های ب، ج و د: مربوط به ساعت صفر زولوی ۱۹۹۹/۱/۲۱ هستند.

در این روز یک کم ارتفاع بریده با هم‌شاری شدید در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال وجود دارد که محور این سامانه در راستای مرکز سامانه تراز پایین قرار داشت که این مورد به نوبه خود شناسه‌ای از وجود چرخند بندآمده در تراز پایین است (شکل ۶ ب). در ۱۲ ساعت بعد، همزمان

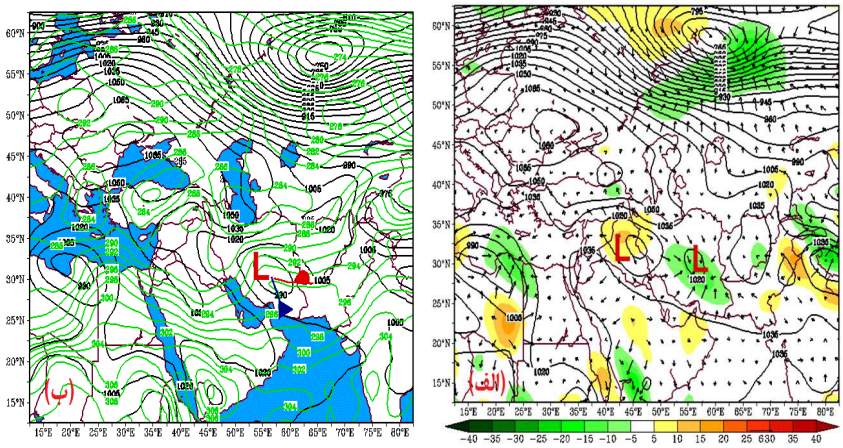
با جابه جایی این سامانه به سمت جنوب شرق یک ناوه بادپناه در دامنه پشت به باد زاگرس شکل می‌گیرد (شکل ۷ ب). در ۴۸ با قرار گرفتن این سامانه در غرب زاگرس، یک سامانه چرخندی با افت ارتفاع شدید در محل ناوه بادپناه تشکیل شده است.



شکل ۷) الف: تاوایی پتانسیل ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال ساعت صفر زولو ۱۹۹۹/۱/۲۱.
ب: خطوط سبز و سیاه به ترتیب دمای پتانسیل و ارتفاع ژئوپتانسیل، خط قرمز نماد ناوه بادپناه تراز ۹۰۰

هکتوپاسکال ساعت ۱۸ زولو ۱۹۹۹/۱/۲۰. ج: کنتورها و نمادها مشابه شکل ۱ ب ساعت صفر زولو ۱۹۹۹/۱/۲۲ و د: کنتورها و نمادها مشابه شکل ۳ ب و ٤ الف اما برای ساعت ٦ زولو ۱۹۹۹/۱/۲۰.

در ۵۴ ساعت بعد، یعنی ۱۲ زولوی ۲۱ /۱ /۱۹۹۹، با عبور ناوه ارتفاعی تراز میانه از زاگرس و قرارگیری پشت باد آن در امتداد سامانه چرخندی، چرخند یاد شده ضمن تقویت به سمت جنوب شرق حرکت کرده است.



شکل ۸) الف: کنتورهای سیاه معرف ارتفاع ژئوپتانسیل، پیکانها نماد باد همگرایش فشار، رنگ منفی و مثبت به ترتیب معرف همگرایی و واگرایی باد همگرایش فشار، حرف L نماد کم فشار ساعت ٦ زولو ۱۹۹۹/۱/۲۱. ب: کنتورهای سیاه و سبز به ترتیب معرف ارتفاع ژئوپتانسیل و دمای پتانسیل، نیم دایره قرمز و مثلث آبی نماد به ترتیب نماد جبهه گرم و سرد ۱۲ زولو ۱۹۹۹/۱/۲۱. الف و ب متعلق به ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال.

بدیهی است که این سامانه دارای دو جبهه سرد و گرم بوده و مُعرف یک چرخند جدید است (شکل ۸ ب) در صورتی که چرخند اولیه در غرب زاگرس با جبهه‌های گرم، سرد و بندآمده نشاندهنده یک چرخند در حال فرو پاشی بود.

نتیجه‌گیری

این پژوهش با هدف بررسی گونه‌ای از چرخندهای بادپناه که در طی سال‌های ۱۹۹۹ تا

۲۰۰۵ در پشت باد کوهستان زاگرس اتفاق افتاده بودند انجام گرفت. نتایج بررسی‌های انجام شده نشان داد که جهت شکل‌گیری چنین سامانه‌های در بادپناه کوهستان زاگرس، وجود یک چرخند اولیه در دامنه رو به باد آن ضرورت دارد. از این نظر مشخص شد که این چرخندهای اولیه تحت سامانه‌های ارتفاعی جریان‌های غربی از شمال غرب و جنوب غرب به سمت دامنه‌های رو به باد زاگرس حرکت می‌کنند که این دستاورد با نتایج مطالعه علیجانی (۱۳۸۵: ۳۵) حجازی‌زاده و صداقت (۱۳۸۹: ۱) و لشکری (۱۳۸۱: ۱۳۳) همسو است. افزون بر این، در مطالعه حاضر روشن شد که آرایش و نوع سیستم پشته و ناوه یعنی همشاری ـ واشاری موج ترازهای میانه و زبرین جو و موقعیت جغرافیایی این چرخند اولیه نقش ضروری در تعیین مسیر آنها به سمت زاگرس بر عهده دارند. بنابراین مشخص شد که بر پایه چه شرایط همدید ـ دینامیکی در ترازهای زبرین جو، چرخندها به سمت زاگرس حرکت می‌کنند. وانگهی، از آنجای که وجود یک چرخند اولیه پیش‌شرط رخداد چنین چرخندزایی در دامنه بادپناه زاگرس بود لذا چرخندزایی در این منطقه براساس تئوری تعدیل‌سازی اروگرافیکی ناپایداری کژفشار تبیین می‌شود.

به طور کلی بررسی‌های انجام شده در مورد چرخندهای که از جنوب غرب به دامنه بادپناه زاگرس می‌رسند نشان داد که همزمان با نزدیک شدن این چرخندها به زاگرس یک رودباد تراز پایین به طور نصف النهاری برروی خلیج فارس تشکیل شده که با شار شدید دما و رطوبت به نیمه شرقی چرخند سبب تقویت آن در دامنه‌های پیش باد زاگرس می‌شود. از این گذشته با نزدیک شدن چرخند به زاگرس شتاب آن در تراز پایین کاهش می‌یابد در صورتی که ناوه تراز بالا به حرکت خود ادامه می‌دهد به طوری که محور شدیدترین انحنای چرخندی ناوه در راستای مرکز چرخند تراز پایین قرار می‌گیرد و حلقه‌های از همدماهای سرد پیرامون بخش‌های از چرخند را احاطه می‌کنند. بدین ترتیب چرخند در پیش‌باد زاگرس وارد مرحله بندایی می‌شود. در ادامه، ناوه تراز میانه جو ضمن عبور از زاگرس با تأثیرپذیری از این چرخند بندآمده بر روی منطقه‌ی کژفشاری که همزمان در بادپناه زاگرس شکل گرفته قرار می‌گیرد و باعث چرخندزایی در بادپناه زاگرس می‌شود. از سوی دیگر، همزمان با نزدیک شدن سامانه‌های شمال غربی به زاگرس یک ناوه بادپناه در پشت باد آن تشکیل می‌شود که با قرارگیری سامانه

ارتفاعی تراز بالا برروی این ناوه بادپناه، چرخندزایی بادپناه از طریقی دیگر اتفاق می‌افتد که این یافته با نتیجه مطالعه علیجانی (۱۳۸۵: ۳۵) مطابقت دارد که در جنوب شرق زاگرس چرخند تشکیل می‌شود.

منابع

- احمدی گیوی، فرهنگ؛ نجیبی‌فر، یونس، (۱۳۸۳)، «مطالعه چرخندزایی در پشت به باد کوه‌های آلپ و اثر آن بر آب و هوای خاورمیانه برای دوره‌ی یک ساله»، ***نشریه فیزیک و فضا***، شماره ۲، صص ۱-۱۹.
- جعفر بیگلو، منصور، خوش اخلاق، فرامرز و اوجی، روحا...، (۱۳۸۸)، موقعیت و فراوانی فصبی مسیرهای چرخندی در ترسالی‌های غرب میانی ایران. **پژوهش‌های جغرافیای طبیعی** شماره ۶۸. صص ۷۱-۸۴.
- حجازی‌زاده، زهرا؛ صداقت، مهدی، (۱۳۸۸)، «مسیریابی رقومی سیکلون‌های خاورمیانه در دوره سرد سال»، ***پژوهش‌های جغرافیای طبیعی***، شماره ۶۹. صص ۱-۱۷.
- حیدری، محمد امین؛ خوش اخلاق، فرامرز، (۱۳۹۴)، اثر گرمایش جهانی بر مرکز چرخندزایی شرق مدیترانه و ارتباط آن با ناهنجاری بارش نیمه غربی ایران، **نشریه مطالعات جغرافیایی مناطق خشک**، شماره ۲۲، صص ۷۲-۸۸.
- شبرنگ، لاله؛ ایرانژاد، پروین؛ احمدی گیوی، فرهنگ، (۱۳۸۷)، «اثر بلاکینگ در چرخندزایی دریای مدیترانه»، ***سیزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران***، تهران. صص ۳۴۶-۳۴۹.
- عطائی، هوشمند؛ فاطمی‌نیا، فخری، (۱۳۹۲)، تحلیل زمانی ـ مکانی چرخندهای ایران در سال ۱۳۷۶ خورشیدی، **تحقیقات جغرافیایی**، شماره ۱۰۸، صص ۱۴۳-۱۶۲.
- علیجانی، بهلول، (۱۳۸۵)، ***«آب و هوای ایران»***، انتشارات پیام نور. چاپ هفتم.
- لشکری، حسن، (۱۳۸۱)، «مسیریابی سامانه های کم فشار ورودی به ایران»، ***فصلنامه برنامه ریزی و آمایش فضا دانشگاه مدرس***، شماره ۲ صص ۱۳۳-۱۵۷.

- مرادی، محمد؛ مشکواتی، امیر حسین؛ آزادی، مجید؛ علی اکبری بیدوختی، عباسعلی، (۱۳۸۶)، «بررسی تحلیل شارش هوای روی کوهستان»، ***نشریه فیزیک زمین و فضا***، جلد ۲۳ شماره ۱، صص ۱۵۵-۱۳۵.

- Bluestein, H.B., (1993), "***Synoptic-Dynamic Meteorology in Mild latituds***", V: 2, Oxford Univercity Press. New York.

- Boot, J.F., Rieder,H.E.,Lee, D.E. and Kushnir,Y., (2015), "The paths of extratropical cyclones associated with wintertime high wind events in the Northeast United States", ***J. Applied Meteo***,vol 54, pp:1510-1522.

- Chung, C. S., K. Hage, and E. Reinelt., (1976), "On lee cyclogenesis and airflow in the Canadian Rocky Mountains and the East Asian Mountains", ***J. Mon. Wea. Rev***., 104, 878–891.

- Davis, C. A., (1997), "The modification of baroclinic waves by the Rocky Mountains", ***J. Atmos. Sci***., 54, 848–868.

- Emanuel, K. A., M. Fantini, and A. J. Thorpe., (1987), "Baroclinic instability in an environment of small stability to slantwise moist convection. Part I: Two-dimensional models", ***J. Atmos. Sci***., *44,* 1559–1587.

- Evans,J.L. and Braun, A., (2012), "A Climatology of Subtropical Cyclones in the South Atlantic", ***J. Climate . Sci***, vol 25, pp: 7328-7340.

- Hobbs, P.V., Locatelli, J.D., and Martin, J (1996) "A new conceptual model for cyclones generated in the lee of the Rocky Mountains", ***Bull. Amer. Met. Soi***., 77 (6): 1169–78.

- Holton, J.R., (2004), "***An Introduction to Dynamic Meteorology***", Academic Press, New York.

- Lynch, A.H., and Cassano, J.J., (2007), "***Applied Atmosphericn Dynamics***", Academic Press, New York.

- Newton,C.W (1956), "Miechanisms of circulation change during a lee cyclogenesis", ***J. Atmos. Sci***, Vol 13.pp 528-539.

- Pichler, H. and R. Steinacker., (1987), "On the synoptics and dynamics of orographically induced cyclones in the Mediterranean", ***J. Meteor. Atmos. Phys***., 36, 108–117.

- Schultz, D.M. and Doswell, C.A., (2000), "Analyzing and Forecasting Rocky Mountain Lee Cyclogenesis Often Associated with Strong Winds", ***J. Atmos. Sci***, v: 15, pp: 152-173.

- Smith, R. B (1984), "A theory of lee cyclogenesis", ***J. Atmos. Sci***., 41, 1159–1168.

- Speranza, A., A. Buzzi, A. Trevisan, and P. Malguzzi., (1985), "A theory of deep cyclogenesis in the lee of the Alps: Part I, Modification of baroclinic instability by localized topography", ***J. Atmos. Sci***., 42, 1521–1535.

- Tibaldi, S., A. Buzzi, and A. Speranza., (1990), "Orographic cyclogenesis. In Extra tropical Cyclones", ***J. Atmos. Sci***., 107–28.