

The Lee Cyclogenesis Mechanism in the Zagros Mountain

Saeed Jahanbakhsh ^{1*}, Ali Mohammad Khorshiddoust ², Hamid Mirhashemi ³

¹ Department of Climatology, Faculty of Planning and Environmental Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

² Department of Climatology, Faculty of Planning and Environmental Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

³ Department of Climatology, Faculty of Planning and Environmental Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Abstract

The Zagros Mountains, oriented from northwest to southeast, are barriers against western winds. This study was conducted to find a mechanism for describing specific type of cyclogenesis occurrence in the Zagros leeward. Therefore, by examining six cycles in this category, it became clear that as the cycle approaches the Zagros domains, there is an interaction between the cyclogenesis system and the Zagros Mountains, which leads to the formation of a particular thermal structure. Thus, a high pressure center is formed in the Zagros Mountains in the thermal winds. Such thermal abnormalities coincide with a decrease in static stability and dragging of the atmosphere and increasing relative tensile strength in the Zagros windfall. Then, perturbation potential vortices in upper levels stay on the lower perturbation potential temperature, atmosphere heat stress increased and cyclogenesis can occur in the leeward. On the other hand, the average underlying temperature (1000-700) and upper (500-300) levels showed that the most important effect of the mountains is to alter the mean distribution of low levels of potential temperature and hence to change the baroclinic waves. In fact, the Zagros Mountains, with increased meridional gradient of the potential temperature in the lower layer of the atmosphere, cause a sharp difference acceleration between upper layer and low layer of thermal disturbances. Accordingly, the Zagros Mountains, in terms of creating changes in the tilt of in Baroclinicity waves, provide the basis for the cyclogenesis in its eastern parts. So, this kind of cyclogenesis is based on the mechanism of orographic modification of baroclinic waves.

Key words: Lee Cyclogenesis, Baroclinic Waves, the Zagros Mountain, Q Vector, Potential Vortices.

سازوکار شکل‌گیری چرخند در بادپناه کوهستان زاگرس

سعید جهانبخش*، گروه آب و هواشناسی، دانشکده برنامه‌ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
علی محمد خورشیددوست، گروه آب و هواشناسی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
حمید میرهاشمی، گروه آب و هواشناسی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

وصول: ۱۳۹۴/۱۱/۱۱ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۰/۱۵، صص ۱۹۲-۱۷۷

چکیده

کوهستان زاگرس با جهت‌گیری شمال غربی - جنوب شرقی، سدی در برابر جریان‌های غربی محسوب می‌شود. مطالعه حاضر به منظور یافتن سازوکاری برای تشریح نوع ویژه‌ای از رخداد چرخندزایی در بادپناه زاگرس انجام شد. بررسی شش نمونه چرخندزایی نشان داد هم‌زمان با نزدیک شدن چرخند به دامنه‌های روبه‌باد زاگرس، اندرکنشی بین این سامانه چرخندی و کوهستان زاگرس اتفاق می‌افتد که به شکل‌گیری ساختار گرمایی ویژه‌ای منجر می‌شود؛ به این ترتیب که مرکز پرفشاری در ارتفاعات زاگرس و ناوه گرمایی در بادپناه آن شکل می‌گیرند و چنین ناهنجاری گرمایی با کاهش پایداری ایستا و کشیده شدن جو و افزایش تاوایی نسبی در بادپناه زاگرس مصادف می‌شود. در ادامه، با قرارگیری اغتشاش تاوایی پتانسیل تراز بالایی جو روی اغتشاش گرمایی تراز زیرین، میزان کژفشاری جو افزایش می‌یابد و چرخندزایی بادپناه اتفاق می‌افتد. بررسی میانگین دمای پتانسیل لایه زیرین (۱۰۰۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال) و بالایی (۵۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال) جو نشان داد مهم‌ترین تأثیر کوهستان زاگرس، تغییر توزیع هم‌دماهای پتانسیل لایه زیرین جو و متعاقباً تغییر کژفشاری امواج برخوردکننده با آن است. به واقع، کوهستان زاگرس با افزایش شیو نصف‌النهاری دمای پتانسیل در لایه زیرین جو باعث ایجاد اختلاف شدید شتاب بین اغتشاش‌های گرمایی تراز بالا و تراز پایین می‌شود. کوهستان زاگرس برحسب تغییری که در کژی امواج کژفشار به وجود می‌آورد، زمینه لازم را برای فرایند چرخندزایی بادپناه در بخش‌های شرقی خود فراهم می‌کند؛ این نوع چرخندزایی بر نظریه تعدیل اروگرافیکی امواج کژفشار مبتنی است.

واژه‌های کلیدی: چرخندزایی بادپناه، موج کژفشار، کوهستان زاگرس، بردار کیو، تاوایی پتانسیل.

مقدمه

برون حاره را به دو کلاس چرخندهای نوع A و B طبقه‌بندی کردند: چرخندهای نوع A بر اقیانوس اطلس شمالی غلبه دارند و به سوی بندائی کلاسیک نمو می‌یابند. چرخندهای نوع B روی آمریکای شمالی و شرق کوه‌های راکی شناسایی شده‌اند. این چرخندها زمانی توسعه می‌یابند که یک ناوه بالای از پیش موجود روی یک کمربند وزش گرم در تراز پایین (به طور ضعیفی کژفشار است) پیشروی کند (Petterssen, 1944: 457; Smeybe, 1971). امروزه، دو نظریه نیز شامل نظریه امواج کژفشار بادپناه (Smith, 1983: 1159) و نظریه تعدیل‌سازی اورگرافیکی ناپایداری کژفشار (Speranza et al., 1985: 1521) در زمینه چرخندزایی بادپناه ارائه شده‌اند. پژوهش‌های انجام‌شده در زمینه چرخندزایی بادپناه در کوهستان آلپ نشان می‌دهند چرخندزایی بر اساس جریان شمال‌غربی و جنوب‌غربی به ترتیب مرتبط با نظریه‌های یادشده مرتبط است (Pichler and Steinacker, 1987: 108; Egger, 1972: 320; Taffermer and Egger, 1990: 2417). مطالعه‌های انجام‌شده در باره چرخندزایی بادپناه کوهستان راکی نشان می‌دهند از آنجاکه که وجود چرخند اولیه در دامنه پیش‌باد کوهستان راکی شرط چرخندزایی در دامنه بادپناه آن است، چرخندزایی در این منطقه با نظریه تعدیل‌سازی اورگرافیکی ناپایداری کژفشار تشریح می‌شود (Hess and Wanger, 1948: 3; Newton, 1956: 528; Hobbs et al., 1996: 452).

Newton (۱۹۵۶)، با در نظر گرفتن چرخه عمر چرخند مخربی که طی روزهای ۱۶ تا ۲۱ نوامبر ۱۹۴۸ در ایالات متحده رخ داده، به بررسی سازوکار تغییر گردش طی چرخندزایی بادپناه پرداخته است. نتایج مطالعه وی نشان داد چرخندزایی در زمانی و مکانی

Solberg و Bjerknæs با ارائه نظریه جبهه قطبی در سال ۱۹۲۰ که تا دهه ۱۹۵۰، الگوی غالب برای تبیین چرخندهای برون‌حاره بود، شناخت پدیده چرخندزایی را به افق جدیدی وارد کردند. ایده اصلی نظریه یادشده بر این اصل استوار بود که تشکیل، تکامل و زوال چرخندها در امتداد جبهه قطبی زوی می‌دهند. با افزایش مشاهده‌های تراز بالا Sutcliffe (۱۹۳۹) و Bjerknæs و Holmboe (۱۹۴۴)، اهمیت نقش واگرایی و ردسپهر بالایی را در چرخندزایی تشخیص دادند (Sutcliffe, 1939: 519; Bjerknæs and Holmboe, 1944: 1) و با چنین دستاوردهایی، دیدگاه مرسوم چرخند جبهه‌ای به تدریج اصلاح شد. دیدگاه‌های نوین ارائه‌شده درباره فرایند چرخندزایی بر شناخت و اصلاح‌های انجام‌شده در زمینه رشد و تکامل جبهه‌های هوا مبتنی هستند و به ویژه، دیدگاه‌های منوط به ماهیت بندایی دستخوش تغییرات اساسی شده‌اند. نظریه جبهه‌زایی Bjerknæs، برخی مسائل را به طور کامل تبیین نمی‌کند از جمله مسائلی که در نقشه کمربند دماهای متضاد واقع در سطح زمین که مشخصاً با توپوگرافی (سد شدن هوای سرد و ناوه‌های بادپناه) یا ناپیوستگی سطح زمین (جبهه‌های ساحلی؛ کران‌های برف و یخ روی زمین یا در اقیانوس) مرتبط هستند و مسائلی که در نتیجه تعدیل‌سازی جبهه‌ها ناشی از سدهای کوهستانی اتفاق می‌افتند (Williams et al., 1992: 287)؛ از این رو با اتکا بر این نظریه نمی‌توان به فرایند چرخندزایی در بسیاری از مناطق اشراف یافت.

Petterssen و Smeybe (۱۹۷۱) نشان دادند همه چرخندها مانند امواج جبهه‌ای درون یک کمربند کژفشار توسعه نمی‌یابند و در این زمینه چرخندهای

ایجاد می‌کنند (Hobbs et al., 1996: 452). Schultz و Doswell (۲۰۰۰) با ردیابی یک کمینه فشار از ساحل غربی آمریکای شمالی تا بادپناه کوهستان راکی دریافتند ورود کمینه فشار به شیب‌های بادپناه کوهستان راکی با دور شدن ناوه بادپناه از کوهستان هم‌زمان است. آنها با مشاهده اینکه تغییرات دمای ایستگاه‌ها هم‌زمان با ورود این ناوه فشار، با دماهای معمولی مرتبط با عبور جبهه سازگاری ندارد، نتیجه گرفتند ناوه فشار متحرک روی غرب آمریکای شمالی مشابه جبهه نیست و ناوه غیرجبهه‌ای است. آنها مهاجرت ناوه فشار را ناشی از بیشینه تاوایی تراز بالا عنوان کردند که عهده‌دار چرخندزایی بادپناه است (Schultz and Doswell, 2000: 173). Evans و Braun (۲۰۱۲) با بررسی اقلیم‌شناسی چرخندهای جنب حاره‌ای در اطلس جنوبی دریافتند این چرخندها برخلاف چرخندهای اطلس شمالی به شکل نسبتاً یکنواختی طی سال اتفاق می‌افتند؛ با وجود این، مکان پیدایش و سازوکارهای عهده‌دار این پیدایش، تغییرپذیری فصلی را نشان می‌دهند. ایشان، چرخندزایی بادپناه در دامنه‌های شرقی رشته کوه آند در برزیل (منطقه مساعد برای همرفت) را سازگاری برای پیدایش چرخندهای جنب حاره‌ای اطلس جنوبی شناسایی کردند (Evans and Braun, 2012: 7328). احمدی گیوی و نجیبی فر (۱۳۸۳) چرخندزایی بادپناه کوهستان آلپ و اثر آن بر آب‌وهوای خاورمیانه و ایران را طی سال ۲۰۰۲ بررسی و با محاسبه ضخامت لایه بین ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و تاوایی نسبی ۵۰۰ هکتوپاسکال در پژوهش خود، کژفشاری سطوح زیرین و وزش تاوایی نسبی در سطوح بالایی را مطالعه کردند. نتایج مطالعه یادشده نشان دادند رفتار چرخندهای بادپناهی در فصل‌های مختلف سال متفاوت و تعداد چرخندهای

مشخص‌تر است که حرکت‌های بالاسو در وردسپهر میانه (زیر محور رودباد و نزدیک انحنای بین ناوه و پشته) بر نواری از بیشینه نزول در سطح منطبق باشند (Newton, 1956: 528). Tibaldi و همکاران (۱۹۹۰) با مطالعه چرخندزایی بادپناه در کوهستان آلپ، ویژگی‌های کلی پدیده یادشده را ارائه کردند.

۱- غالباً چرخندزایی بادپناه در آلپ همراه با ناوه مقیاس هم‌دید از پیش موجود یا چرخند دارای اندرکنش با توپوگرافی اتفاق می‌افتد.

۲- توسعه چرخند بادپناه پیش از شکل‌گیری تباین گرمایی قوی مرتبط با نفوذ جبهه سرد در بادپناه کوهستان شروع می‌شود.

۳- دو فاز تعمیق برای این چرخندها وجود دارد: در فاز اول، چرخندی بسیار سریع اما سطحی توسعه می‌یابد (عمق قائم آن اندک است) و در فاز دوم: چرخندی با سرعت کمتر اما گسترده در کل وردسپهر روی می‌دهد (Tibaldi et al., 1990: 107).

Hobbs و همکاران (۱۹۹۶) الگوی مفهومی جدیدی برای چرخندهای ایجادشده در بادپناه کوهستان‌های راکی ارائه کردند. ایشان با آزمودن چرخندها با مدل مفهومی خود به این نتیجه رسیدند که وقتی ناوه موج‌کوتاهی به سوی شرق روی کوهستان‌های راکی و به داخل ایالات متحده حرکت می‌کند ممکن است به تبع آن ویژگی‌های مهمی شکل گیرند:

الف - یک ناوه خشک (ناوه بادپناهی که دارای ویژگی‌های خط خشک است)

ب- یک جبهه قطبی، یک رودباد تراز پایین و دو باند بارشی با مقیاس هم‌دید به نام‌های باند بارشی جبهه سرد بالا و باند بارشی پیش از ناوه خشک که بارش شدید و وضع هوای طاقت‌فرسایی را جلوی ناوه خشک

می‌یابند. همچنین، دامنه شرقی زاگرس را به سبب تأثیر ناهمواری و شکل ناوه و کم فشار ثانویه در پیش باد کوهستان زاگرس، به عنوان یک منطقه چرخندزایی ذکر کردند (جعفریگلو و همکاران، ۱۳۸۸: ۷۱).

چنانکه مشهود است کوهستان زاگرس با گستردگی شمال غربی - جنوب شرقی به طور تقریباً عمود در معرض جریان‌های ناپایدار و مغتشش غربی قرار دارد؛ از این رو، به نظر می‌رسد که این رشته‌کوه همانند کوهستان‌های میان‌مقیاس و بزرگ‌مقیاس، نقش بارزی در تعدیل، انسداد و بالاروی جریان‌های نزدیک شونده داشته باشد. از آنجاکه ممکن است کوهستان زاگرس نیز همانند سایر کوهستان‌ها، نقش بارزی در بازتولید و تولید سامانه‌های چرخندی ایفا کند و در مطالعه‌های یادشده، دامنه‌های شرقی زاگرس جزو مناطق چرخندزایی شمرده شده‌اند، مطالعه حاضر انجام شد. مطالعه حاضر در پی آنست که با بررسی نمونه‌هایی از فرایند چرخندزایی دریابد سازوکار تشکیل چرخند بادپناه در شرق زاگرس چگونه است و این سازوکار در قالب کدام نظریه مرسوم ارائه شده برای چرخندزایی بادپناه تبیین و بررسی می‌شود.

داده‌ها و روش‌ها

متغیرهای استفاده شده در مطالعه حاضر عبارتند از: سرعت باد افقی (u و v)؛ سرعت باد قائم در مختصه عمودی فشار (w)؛ دمای هوا (T)؛ ارتفاع ژئوپتانسیل سطوح فشار (z). داده‌های این متغیرها در ابعاد ۱ و ۰/۵ درجه در راستای قوس افقی و فاصله قائم ۵۰ هکتوپاسکال در راستای قائم از تراز ۱۰۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال شده‌اند. این داده‌ها از پایگاه داده نگاشته شده در ECMWF^۱ ورژن ERA Interim با پایش زمانی

واقع در خلیج جنوا (ضعیف و قوی) در فصل سرد سال به طور درخور توجهی بیشتر از فصل گرم سال است (احمدی گیوی و نجیبی فر، ۱۳۸۳: ۱). علیجانی (۱۳۸۵) در سال ۱۹۷۹ با بررسی نقشه‌های هوای ساعت ۱۲ زولو، مسیرهای چرخندی را به طور دستی تعیین و مشخص کرد چرخندهای خاورمیانه در چهار مرکز اصلی چرخندزایی شامل دریای آدریاتیک، دریای یونان، جزیره قبرس و جنوب شرق زاگرس ایجاد و در سه مسیر اصلی A، B و C به منطقه وارد می‌شوند (علیجانی، ۱۳۸۵: ۳۵). حجازی زاده و صداقت (۱۳۸۸)، با بهره‌گیری از داده‌های تحلیل شده NCEP/NCAR با پوشش زمانی روزانه و تفکیک مکانی $2/5 \times 2/5$ درجه، مسیرهای چرخندی خاورمیانه را در فصل زمستان مطالعه کردند. نتایج مطالعه یادشده نشان می‌دهند تأثیر ناهمواری‌ها در تشکیل نواحی چرخندزایی به مراتب بیشتر از هدایت مسیر چرخندهاست (حجازی زاده و صداقت، ۱۳۸۸: ۱). شبرنگ و همکاران (۱۳۸۷) با مطالعه اثرات بندالی بر ویژگی‌های چرخندزایی دریافت زمانی که چرخند مدیترانه‌ای در حضور سامانه بندال رخ دهد، مؤلفه‌های افقی سرعت باد، شرقی‌تر و جنوبی‌تر می‌شوند. مقادیر تاوایی نسبی و تاوایی پتانسیل، فرارفت دما، سرعت قائم، نم نسبی و مقادیر بارش نیز در شرایط حضور بندال در منطقه افزایش می‌یابند. همچنین بندال موجب افزایش طول عمر و تغییر جهت حرکت چرخند به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر می‌شود (شبرنگ و همکاران، ۱۳۸۷: ۳۴۶). جعفریگلو و همکاران (۱۳۸۸) با بررسی ۶۶ سامانه چرخندی مقارن با ترسالی‌های غرب میانه ایران دریافتند مراکز چرخندزایی مدیترانه، سودان، دریای سرخ و بین‌النهرین در دوره‌های ترسالی شدید، مهم‌ترین عامل ایجاد بارش به شمار

^۱ European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)

مختصاتی، مؤلفه‌های گداری و چینشی بردار کیو به ترتیب به شکل رابطه‌های ۲ و ۳ ارائه می‌شوند.

$$Q_n = \frac{Q \cdot \nabla \theta}{|\nabla \theta|} \left[\frac{\nabla \theta}{|\nabla \theta|} \right] = Q_n n \quad (2)$$

$$Q_s = \frac{Q \cdot (k \times \nabla \theta)}{|\nabla \theta|} \left[\frac{(k \times \nabla \theta)}{|\nabla \theta|} \right] = Q_s s \quad (3)$$

در گام دیگری، برای آگاهی از چگونگی رفتار امواج کژفشار هنگام برخورد با کوهستان زاگرس، جو به دو بخش، جو زیرین از تراز ۱۰۰۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال و جو بالایی از تراز ۵۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال تقسیم شد. سپس توزیع میانگین دمای پتانسیل و اغتشاش‌های دمای پتانسیل برای شناخت آثار زاگرس بر امواج کژفشار ارزیابی شدند. ناهنجاری تاوایی پتانسیل تراز بالایی در برابر ناهنجاری دمای پتانسیل تراز زیرین ترسیم شد تا بر اساس آن، شناخت بهتری از سیر تکاملی چرخند به‌عنوان اغتشاشی مبتنی بر عوامل سازنده آن یعنی تاوایی پتانسیل تراز بالا و دمای پتانسیل تراز زیرین حاصل شود.

در ادامه، از الگوی RegCM4.1 برای مطالعه چگونگی تأثیر کوهستان زاگرس بر موج کژفشار استفاده شد. الگوی یادشده، الگوی اقلیمی منطقه محدود، غیرهیدروستاتیک و دارای سامانه لانه‌گزینی یک طرفه است که برای ریزگردانی دینامیکی در مقیاس منطقه‌ای استفاده می‌شود (Pal et al., 2007: 1400). این الگوی با استفاده از طرزحاره شاخص‌سازی همرفت کو (kuo) برای دوره چهارده ماهه اجرا شد. دو ماه اول، spin-up استفاده شدند و تحلیل‌ها به‌طور مطالعه نمونه‌ای از ماه سوم به بعد انجام شدند. تعداد شبکه‌ها در راستای طول و عرض جغرافیایی به ترتیب

شش ساعته برداشت شدند. بررسی‌های اولیه نشان دادند با نزدیک شدن سامانه چرخندی به کوهستان زاگرس، ساختار کژفشاری آن با تأثیرپذیری از کوهستان دچار تغییرات اساسی می‌شود و هم‌زمان ناوه بادپناهی در دامنه‌های شرقی آن تشکیل می‌شود. از آنجا که صعود و نزول هوا نقش اساسی در شکل‌گیری ناوه‌های بادپناه و چرخندها برعهده دارد. ابتدا واگرایی بردار کیو و مؤلفه‌های آن یعنی مؤلفه چینشی و گداری محاسبه شدند؛ زیرا بردار کیو نه تنها حالت شبه‌زمین‌گرد تابع جبهه‌زایی است، رابطه واگرایی آن نیز تقریبی از رابطه امگای شبه‌زمین‌گرد است (Martin, 2006: 1174).

$$\vec{Q} = f_0 \gamma \left[\left[-\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial x} \cdot \nabla \theta \right] \hat{i}, \left[-\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial y} \cdot \nabla \theta \right] \hat{j} \right] \quad (1)$$

در رابطه ۱، \vec{Q} : بردار کیو، f_0 : نیروی کوریولیس در عرض مرجع، \vec{V}_g : بردار باد افقی و θ : دمای پتانسیل و $\gamma = (R/f p_0)(p_0/p)^{c_p/c_p}$ است که در آن R برابر با ۲۷۸ (ژول برکلوین در کیلوگرم)، f : نیروی کوریولیس، p_0 فشار هوا در تراز مرجع (۱۰۰۰ هکتوپاسکال)، p : فشار هوا، c_p و c_v به ترتیب برابر با ۷۱۷ و ۱۰۰۴ (ژول برکلوین در کیلوگرم) هستند. اهمیت فیزیکی رابطه بردار کیو اینست که آهنگ تغییر شیو دمای پتانسیل زمین‌گرد شامل تغییر در بزرگی و جهت شیو دمای پتانسیل را نشان می‌دهد و از این‌رو، نماینده شبه‌زمین‌گرد بردار تابع جبهه‌زایی است (Martin, 1999: 2407)؛ بر اساس این، بردار کیو به دو مؤلفه متقاطع (گداری) و هم‌راستا (چینشی) با هم‌دماهای پتانسیل تجزیه می‌شود. در مختصات طبیعی، n در امتداد شیو دماهای پتانسیل و s ، ۹۰ درجه در جهت پادساعت‌گرد n است. در چنین سیستم

نقشی که در رخداد چرخندزایی بادپناه در دامنه‌های شرقی کوهستان زاگرس ایفا می‌کنند، بسیار شبیه به یکدیگر است. از آنجاکه مکان تشکیل و مسیر حرکتی سامانه‌های یادشده نسبت به دامنه‌های غربی زاگرس، شمال غربی جنوب شرقی است، از آنها در مطالعه حاضر با عنوان سامانه‌های نزدیک‌شونده به دامنه‌های غربی زاگرس در راستای شمال‌غربی یاد می‌شود. در ادامه، چرخندزایی بادپناهی که در روز ۱۹۹۹/۱/۲۱ اتفاق افتاده است، نماینده ۶ نمونه چرخندزایی، انتخاب و تبیین می‌شود. در ساعت ۶ زولو روز ۱۹۹۹/۱/۲۰ سیستم رودباد - جبهه در تراز میانه جو قرار دارد.

مطابق الگوی شپیرو (Keyser and Shapiro, 1986) (452) این یک سیستم شمال‌غربی بوده که هم‌اکنون در فاز کم‌ارتفاع بریده قرار دارد (شکل ۲). در این سیستم، یک بیشینه وزش سرد در سمت استوای جبهه در پیش‌باد بیشینه تاوایی و یک بیشینه وزش گرم در پشت‌باد بیشینه تاوایی قرار دارد. ناوه این سیستم دارای واشاری است که در کل دوره چرخندزایی حفظ می‌شود. در ترازهای زیرین، مرکز کم‌فشاری در ۳۶ درجه شمالی و ۴۱ درجه شرقی قرار دارد. این سامانه، چرخندی بندآمده است (شکل ۳) و یا به عبارتی، چرخند در مرحله پس از بلوغ قرار دارد. بررسی میانگین دمای پتانسیل و واگرایی بردار کیو در ستون جو متناظر با این کم‌فشار (۹۰۰ تا ۶۰۰ هکتوپاسکال) بیان‌کننده وجود بیشینه دمای پتانسیل به شکل پشته گرمایی در راستای ۴۵ درجه شرقی و متناظر با هم‌گرایی بردار کیو در کل لایه بررسی شده است (شکل ۴). سهم مؤلفه چینی برادر کیو در ایجاد هم‌گرایی در راستای پشته گرمایی بسیار بیشتر از مؤلفه گذاری آن است؛ درواقع، این یکی از ویژگی‌های بندایی

۱۹۲ و ۱۶۰ شبکه با قدرت تفکیک ۲۰ کیلومتر انتخاب شد. نقطه مرکزی محدوده مدنظر با طول و عرض جغرافیایی به ترتیب ۴۵ و ۳۵ درجه انتخاب شد. محدوده انتخاب‌شده برای الگوسازی، تقریباً کل خاورمیانه را در برمی‌گیرد. شکل (۱)، محدوده مطالعه و جزئیات توپوگرافی در اجرای الگو با قدرت تفکیک ۲۰ کیلومتر را نشان می‌دهد.

داده‌ها و آزمایش‌ها

برای به‌کارگیری داده‌های شرایط مرزی اولیه و ثانویه از داده‌های ERA-interim با تفکیک افقی ۱/۵ درجه و گام زمانی ۶ ساعته استفاده شد. داده‌های یادشده شامل ارتفاع ژئوپتانسل، مؤلفه مداری و نصف‌النهار باد، دمای هوا و سرعت قائم برای ۲۳ تراز فشاری و فشار سطحی، نم‌نسبی برای ۸ تراز بودند. از داده‌های^۱ GLCC برای داده‌های توپوگرافی، پوشش گیاهی و کاربری اراضی، بافت خاک، عمق آب دریاها و دریاچه-ها با قدرت تفکیک افقی ۳۰ ثانیه، به‌منظور استفاده از داده‌های پوشش سطحی استفاده می‌شود (سازمان زمین‌شناسی آمریکا (USGS)). داده‌های GLCC از ماهواره NOAA سنجنده AVHRR از آوریل ۱۹۹۲ تا مارس ۱۹۹۳ (شمسی‌پور، ۱۳۹۲، ۲۰۳). و داده‌های دمای سطح آب دریا (SST) از اداره ملی جو و اقیانوس آمریکا (NOAA)، به‌شکل هفتگی و با قدرت تفکیک افقی ۱ درجه دریافت شدند.

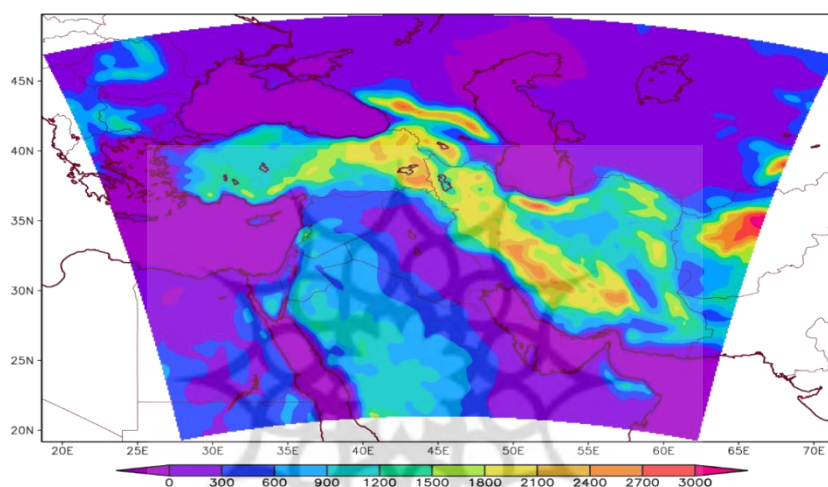
یافته‌های پژوهش

سامانه‌های چرخندی بررسی شده در مطالعه حاضر، ۶ سامانه هستند که سازوکار تشکیل و تکامل آنها و

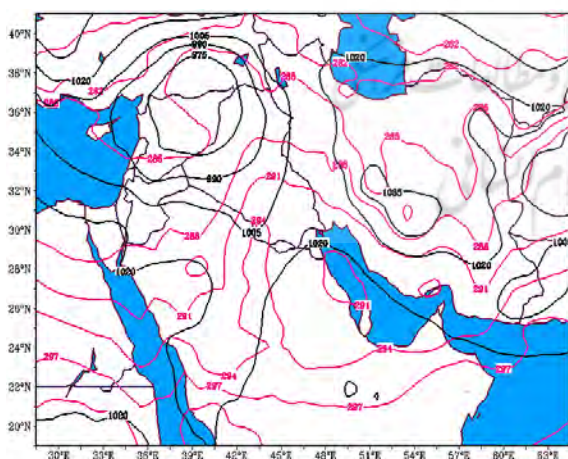
^۱ Global Land Cover Characterization

شدید را در بادپناه زاگرس نشان می‌دهد (شکل ۵). میزان اغتشاش دمای پتانسیل لایه زیرین (تراز ۱۰۰۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال) در بادپناه زاگرس، منفی (شکل ۶) و مقدار آن در تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال حدود منفی ۶ درجه است؛ این در حالیست که اغتشاش تاوایی پتانسیل در لایه بالایی جو (تراز ۵۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۷)) و تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال مثبت است.

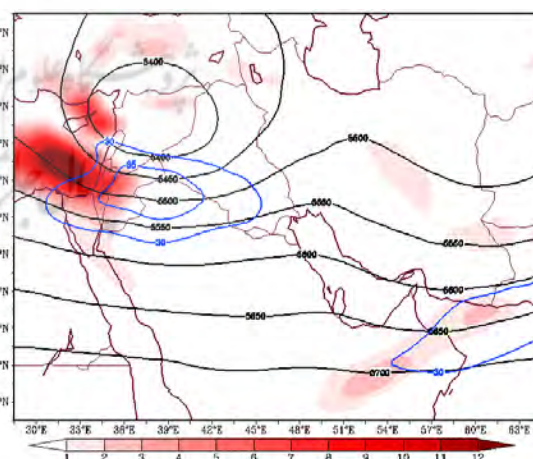
چرخندهای عرض میانه است که در این مرحله از چرخه عمر آنها، مؤلفه چینشی بردار کیو با چرخش اختلافی بردار شیو دمای پتانسیل موجب شکل‌گیری پشته گرمایی و بیشینه صعود هوا می‌شوند (مارتین، ۲۰۰۶: ۱۱۷۴). سرمایش و نزول هوا در بخش‌های شرقی زاگرس جریان دارد؛ به طوری که دمای پتانسیل در بادپناه زاگرس، از سطح تا تراز ۷۵۰ هکتوپاسکال به شکل قبه‌ای برآمده آرایش یافته است که سرمایش



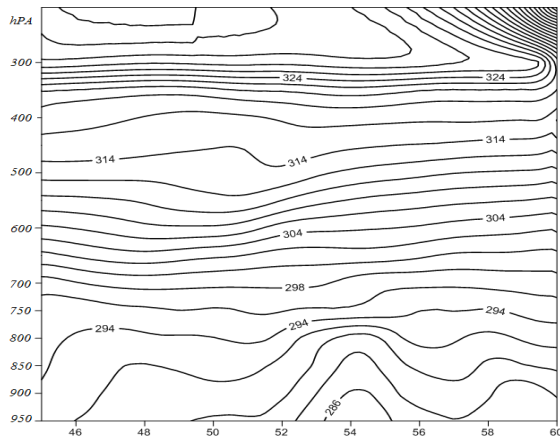
شکل ۱. محدوده و جزئیات توپوگرافی (واحد: متر) در سه اجرای الگو با قدرت تفکیک ۲۰ کیلومتر



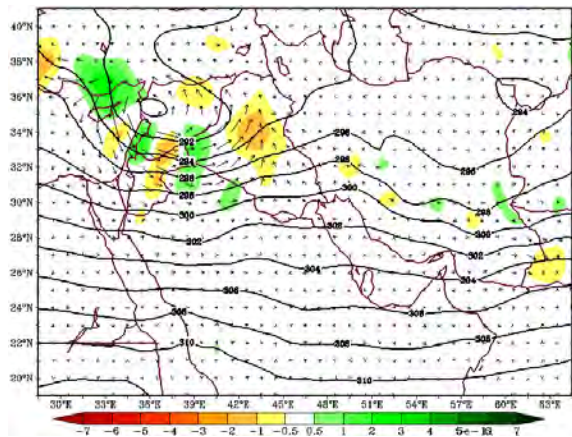
شکل ۳. دمای پتانسیل - ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال. خطوط قرمز (هم‌دمایها، K). خطوط سیاه (هم‌ارتفاعها، واحد: m). ساعت ۶ زولو ۱۹۹۹/۱/۲۰



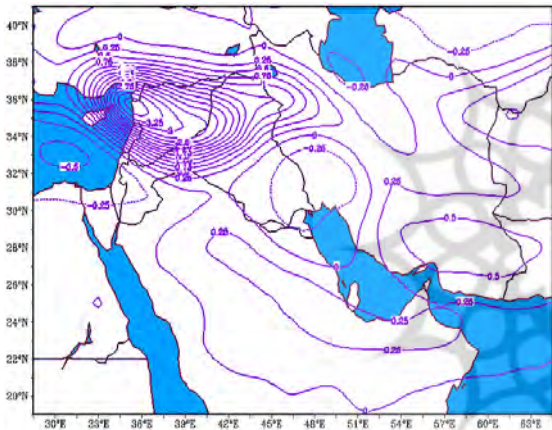
شکل ۲. رودباد - جبهه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال. خطوط سیاه (هم‌ارتفاعها، واحد: m)، خطوط آبی (هم‌سرعتها، واحد: $m s^{-1}$). مناطق رنگی (جبهه‌ها، واحد: $1 \cdot 10^{10} K m^{-1} s^{-1}$). ساعت ۶ زولو ۱۹۹۹/۱/۲۰



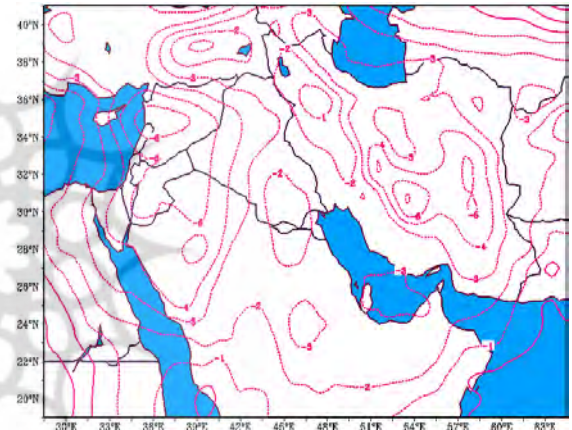
شکل ۵. نیمرخ قائم دمای پتانسیل (واحد: K) در راستای مدار ۳۱ درجه، ساعت ۶ زولو ۱۹۹۹/۱/۲۰



شکل ۶. اگتشافش دمای پتانسیل لایه ۷۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (واحد: K). ساعت ۶ زولو ۱۹۹۹/۱/۲۰



شکل ۷. اگتشافش تاوایی پتانسیل لایه ۳۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال (واحد: $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}$) ساعت ۶ زولو روز ۱۹۹۹/۱/۲۰



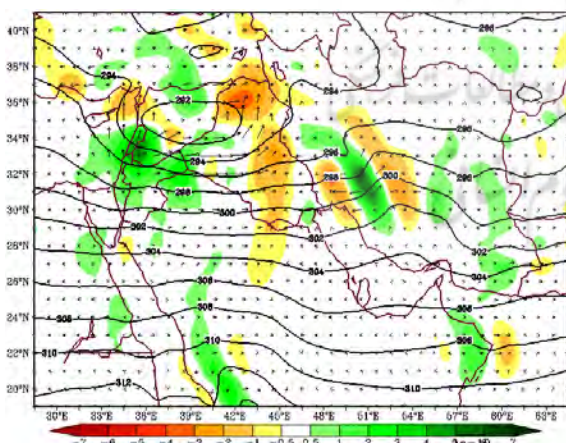
شکل ۸. اگتشافش دمای پتانسیل لایه ۷۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (واحد: K) ساعت ۶ زولو روز ۱۹۹۹/۱/۲۰

تشکیل یک ناهنجاری گرمایی در شرق زاگرس می‌شود. ناوه بادپناه یادشده بر بیشینه دمای پتانسیل در سطح زمین و بیشینه دمای پتانسیل و هم‌گرایی بردار کیو در لایه ۹۰۰ تا ۶۰۰ هکتوپاسکال مبتنی است (شکل‌های ۸ و ۹). جهت باد هم‌گرایش فشار نیز به سمت کمینه ارتفاع در این ناوه بادپناه و یکی از ویژگی‌های مهم ناوه‌های بادپناه است. هم‌گرایی بردار کیو در این محل، صعود هوای و برقراری گردش گرمایی مستقیمی را نشان می‌دهد که در آن، هوای گرم صعود و هوای سرد نزول می‌کند. مطابق رابطه تاوایی شبه‌زمین‌گرد، صعود هوا از راه کشیدگی

در ساعت ۱۲ زولو، هم‌زمان با حرکت سامانه چرخندی به سمت زاگرس، یک ناوه بادپناه در بخش‌های شرقی زاگرس و یک سامانه وچرخندی با هسته سرد روی زاگرس میانه شکل می‌گیرند. این سامانه وچرخندی، نقش مهمی در انحراف جریان‌های هوا در پیش‌باد (پشت باد) زاگرس به سمت شمال (جنوب) دارد و همراه با ناوه بادپناه، نقش مهمی در چرخندزایی در بادپناه زاگرس طی ساعات بعدی ایفا می‌کند. این تأثیر از کوهستان منتج می‌شود؛ به شکلی که کوهستان، موجی وچرخندی در جریان هوا ایجاد می‌کند و هم‌زمان سبب

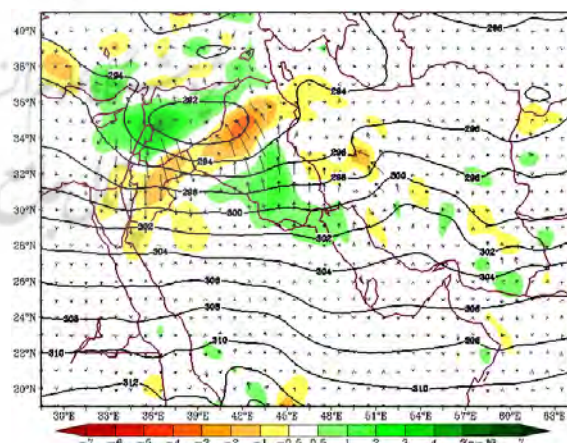
چنانکه از نیم‌رخ قائم دمای پتانسیل در دو پایش زمانی ساعت ۶ و ۱۸ زولو (شکل ۱۰) روشن است، فاصله هم‌فشاری بین دمای‌های پتانسیل ۲۹۴ و ۲۹۸ کلون در بادپناه زاگرس بسیار بیشتر از همان دماهای پتانسیل روی زاگرس در طی این ۱۲ ساعت است؛ از این رو، پایداری ایستا در ساعت ۱۸ زولو در بادپناه زاگرس کاهش چشم‌گیری یافته که ناشی از فرونشینی هوای گذرنده از زاگرس است. از آنجاکه در رابطه اُمگای شبه‌زمین‌گرد، توابع نیرو به‌طور معکوس با پایداری ایستا متناسب هستند (Bluestein, 1993: 22) این فرایند مزید بر علت می‌شود تا رخداد چرخندزایی در ترازهای زیرین تشدید شود؛ زیرا با مقدار واحدی از صعود هوا یا سایر رانه‌های مؤثر در چرخندزایی، میزان افت فشار در ساعت ۱۸ زولو به مراتب بیشتر از ساعت ۶ زولو است. بر حسب پایستگی تاوایی پتانسیل، تاوایی مطلق در بادپناه زاگرس با کاهش پایداری ایستا، افزایش می‌یابد که هم‌گرایی و افت فشار در بادپناه زاگرس را نشان می‌دهد.

ستون هوا، تاوایی نسبی زمین‌گرد را افزایش می‌دهد و به تبع آن، فشار افت می‌کند. صعود و نزول مرتبط با هم‌گرایی - واگرایی بردار کیو روی زاگرس و بادپناه آن از راه کشیدگی ستون هوا و تولید تاوایی با شکل‌گیری موج گرمایی همراه می‌شود. چنین موج گرمایی، مؤلفه‌ای ضروری از محیط چرخندزایی است که هم از رابطه گرایش ارتفاع شبه‌زمین‌گرد (Holton, 2004: 157) و هم از دیدگاه تاوایی پتانسیل (Hoskins et al., 1985: 877) مشخص می‌شود. به‌طور کلی، بررسی مؤلفه‌های بردار کیو نشان می‌دهد هم‌گرایی مؤلفه چینشی بردار کیو عامل صعود هواست و مؤلفه‌گذاری (نشاندنده صعود جبهه‌ای) نقش بارزی در صعود هوا در روز ۱۹۹۹/۱/۲۰ ندارد. گفتنی است این شرایط به ترازهای زیرین جو مربوط و ممکن است شرایط در تراز بالا و میانه‌جو برای چرخندزایی فراهم نباشد. در ادامه، وضعیت تراز بالا و میانه‌جو بر حسب اغتشاش تاوایی پتانسیل ارزیابی می‌شود تا دریابیم ترازهای بالا نیز دارای رانه چرخندزایی دارند یا خیر.



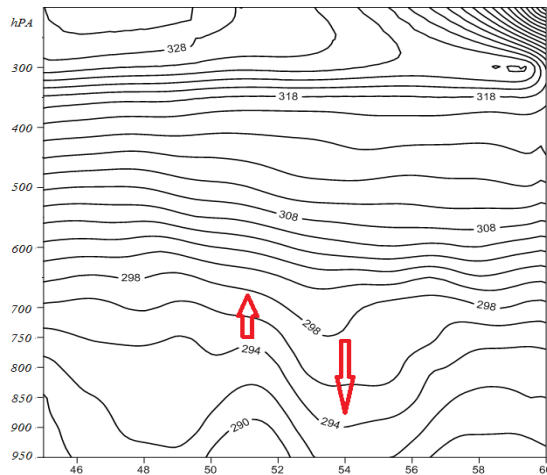
شکل ۹. توزیع مکانی دمای پتانسیل لایه ۶۰۰-۹۰۰

هکتوپاسکال (خطوط ممتد، واحد: K) و میانگین واگرایی (مثبت) هم‌گرایی (منفی) مؤلفه چینشی بردار کیو (واحد: $1 \times 10^{15} \text{ m kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) ساعت ۱۲ زولو ۱۹۹۹/۱/۲۰



شکل ۸. توزیع مکانی دمای پتانسیل لایه ۶۰۰-۹۰۰

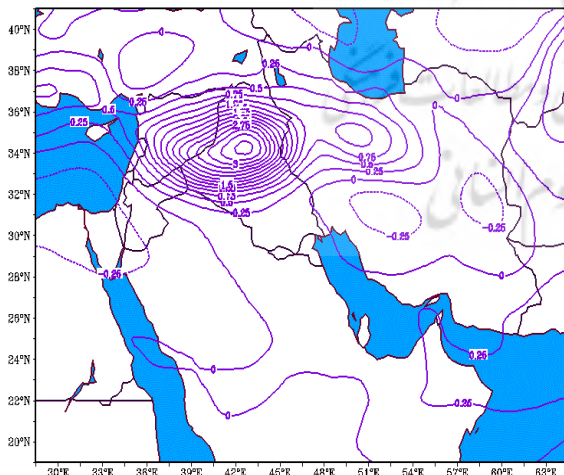
هکتوپاسکال (خطوط ممتد، واحد: K) و میانگین واگرایی (مثبت) هم‌گرایی (منفی) مؤلفه گذاری بردار کیو (واحد: $1 \times 10^{15} \text{ m kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) و ساعت ۱۲ زولو ۱۹۹۹/۱/۲۰



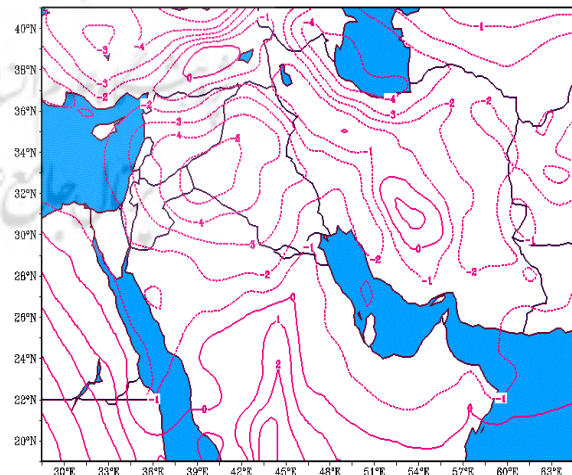
شکل ۱۰. نیم‌رخ قائم دمای پتانسیل (واحد: K) در راستای مدار ۳۱ درجه، ساعت ۱۸ زولو ۱۹۹۹/۱/۲۰

همواره پاسخ به اغتشاش رانه‌های زمین‌گرد دارای تأخیر زمانی و پاسخ به رانه نازمینگرد بی‌درنگ است؛ از آنجاکه اغتشاش تاوایی پتانسیل در دامنه رانه زمین‌گرد قرار دارد، نباید انتظار داشت با رخداد مقادیر مثبت دمای پتانسیل، بی‌درنگ شاهد واکنش آن در مقادیر تاوایی پتانسیل باشیم.

ارزیابی اغتشاشات تراز زیرین و بالایی نشان می‌دهد ناهنجاری دمای پتانسیل تراز زیرین در بادپناه زاگرس، مقادیر مثبتی دارد (شکل ۱۱)، و ناهنجاری تاوایی پتانسیل تراز بالایی در بادپناه زاگرس به مقادیر منفی گرایش دارد (شکل ۱۲). از این رو، شرایط تراز بالا و میانه جو برای رخداد چرخند فراهم نیست و برهم نهی دو اغتشاش تراز زیرین و بالایی متناسب نیست.



شکل ۱۲. توزیع مکانی اغتشاش تاوایی پتانسیل لایه ۳۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۱۸ زولو ۱۹۹۹/۱/۲۰ (واحد: $1 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}$)



شکل ۱۱. توزیع مکانی اغتشاش دمای پتانسیل لایه ۷۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (واحد: K) ساعت ۱۸ زولو ۱۹۹۹/۱/۲۰

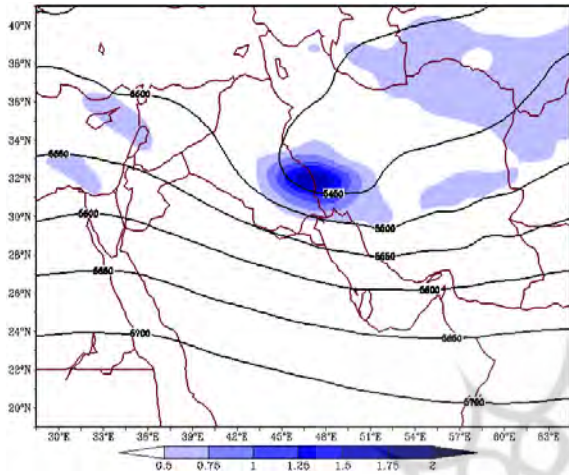
پایین جو از بین می‌رود و با قرارگیری جبهه سرد در بخش شرقی زاگرس و متعاقباً اندرکنش با ناهنجاری گرمایی بادپناه، چرخندزایی در بادپناه زاگرس اتفاق می‌افتد؛ در این زمینه، کجی موج قائم کژفشار گرمایی به طور شدیدی افزایش می‌یابد. ارزیابی ناهنجاری دمای پتانسیل و تاوایی پتانسیل نشان می‌دهد هر دو اغتشاش، مقادیر مثبتی دارند و اغتشاش دمای پتانسیل در نیمه چپ اغتشاش تاوایی پتانسیل قرار دارد. این آرایش، افزایش کژفشاری و تقویت متقابل هر دو اغتشاش را نشان می‌دهد. مشاهده میانگین هم‌دماهای پتانسیل لایه زیرین جو (ترازهای ۷۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال) نیز نشان می‌دهد کوهستان زاگرس سبب تغییر توزیع هم‌دماهای پتانسیل می‌شود (شکل ۱۷)، به طوری که شیوهای شدید دمای پتانسیل از توپوگرافی تبعیت می‌کنند. این شیوهای شدید دارای جهت کوهستان زاگرس یعنی شمال غربی - جنوب شرقی هستند؛ بنابراین، مقدار شیو نصف‌النهاری دمای پتانسیل روی زاگرس به مراتب بیشتر از مقادیر آن در غرب زاگرس است (شکل ۱۸). همچنین، مقادیر دمای پتانسیل در پشت‌باد زاگرس در راستای پادساعت‌گرد به سمت شمال‌شرق چرخش یافته‌اند. درکل، با نزدیک‌شدن موج کژفشار به کوهستان زاگرس، اغتشاش‌های گرمایی در تراز زیرین جو به این شیوهای شدید برخورد می‌کنند؛ بنابراین موج در تراز پایین از شتاب بیشتری نسبت به موج گرمایی در تراز بالا برخوردار می‌شود و کژی موج افزایش می‌یابد. میزان کژی قائم موج کژفشار در پیش‌باد زاگرس خنثی است و میزان این کژی با تأثیرپذیری از زاگرس افزایش می‌یابد و موج کژفشار به طور درخور توجهی رشد پیدا می‌کند.

در ساعت‌های ۰۰ و ۰۶ زولو ۲۱ ژانویه، سرمایش پیش‌باد باعث شده است که واچرخند ضمن تقویت به سمت جنوب کشیده شود و ناوه بادپناه از زاگرس فاصله گیرد. با منحرف‌شدن بخشی از سامانه چرخندی به سمت شمال، گردشی چرخندی در شمال واچرخند روی زاگرس برقرار می‌شود؛ به این ترتیب، شیوهای نصف‌النهاری دمای پتانسیل به شکل مثبت و منفی روی زاگرس شکل می‌گیرند و این عامل، کژفشار افقی را روی زاگرس تشدید می‌کند. در ساعت ۱۲ زولو ۲۱ ژانویه، مرکز کم‌ارتفاع بریده یا سیستم رودباد - جبهه تراز میانه جو (شکل ۱۳)، همراه با بیشینه تاوایی پتانسیل حدود ۲ پی‌وی روی کوهستان زاگرس قرار می‌گیرد. زبانه‌ایی از این مرکز تاوایی پتانسیل با عبور از زاگرس در جهت مداری تا بادپناه زاگرس ادامه می‌یابد (شکل ۱۴). و به عبارتی ناهنجاری تاوایی پتانسیل تراز بالا (شکل ۱۵) با ناهنجاری گرمایی تراز پایین (شکل ۱۶) در شرق زاگرس هم‌فاز می‌شود. به‌طورکلی این بیشینه تاوایی پتانسیل به تاوایی پتانسیل آرام سپهر مربوط است که به سبب شیب پایین‌سوی تروپوپاوز به سمت تراز میانه جو کشیده شده است. بر حسب این فرایند، مقدار تاوایی مطلق در تراز میانه جو افزایش یافته است و به تبع آن، وزش تاوایی و افت ارتفاع به ترتیب افزایش و کاهش پیدا یافته‌اند.

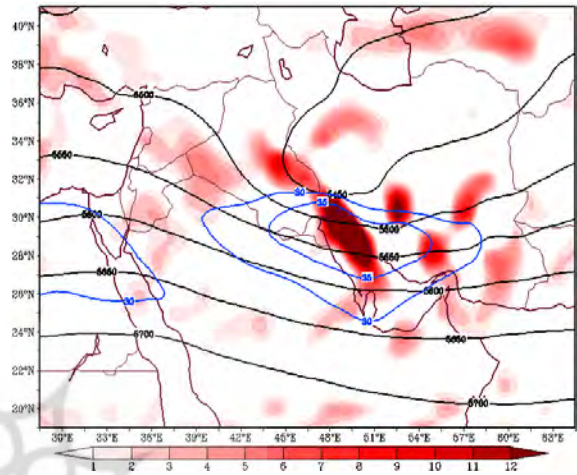
دو منطقه جبهه‌زایی، یکی در تقاطع با محور بیشینه سرعت رودباد در امتداد خلیج‌فارس و دیگری در راستای بادپناه زاگرس قرار می‌گیرند (هر دو منطقه جبهه‌زایی، از رانه جبهه‌زایی کژی ناشی می‌شوند) و بنابراین، صعود قائم هوا در بادپناه زاگرس تشدید می‌شود. هم‌زمان، سامانه واچرخندی زاگرس در تراز

نشان می‌دهد. مطابق شکل (۱۹) شیو دماهای پتانسیل از راستای کوهستان زاگرس تبعیت می‌کند. توزیع مکانی این دماها نیز به شدت در امتداد کوهستان طبقه‌بندی شده است.

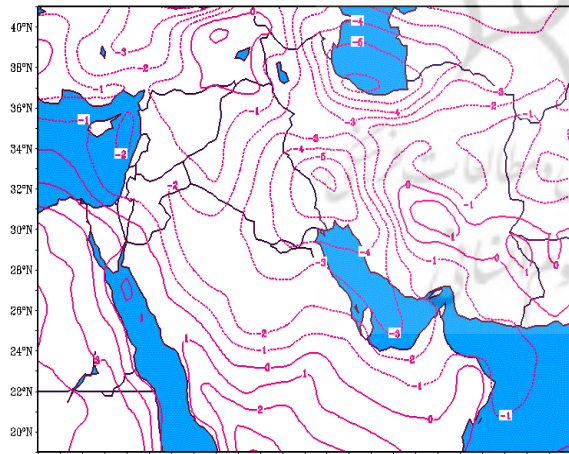
در رویکرد دیگری، توزیع دماهای پتانسیل در محدوده بررسی شده با الگوی RegCM4.1 ریزمقیاس‌نمایی شد. نتایج این الگو، نقش کوهستان زاگرس در تغییر آرایش توزیع دماهای پتانسیل لایه‌های زیرین جو را



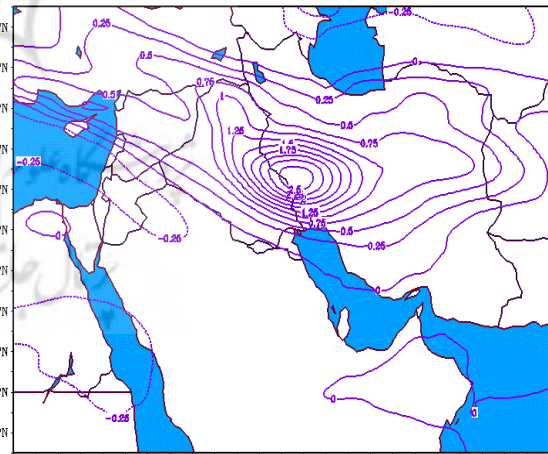
شکل ۱۴. پراکنش تاوایی پتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (واحد: $1 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}$) ساعت ۱۲ زولو ۱۹۹۹/۱/۲۱



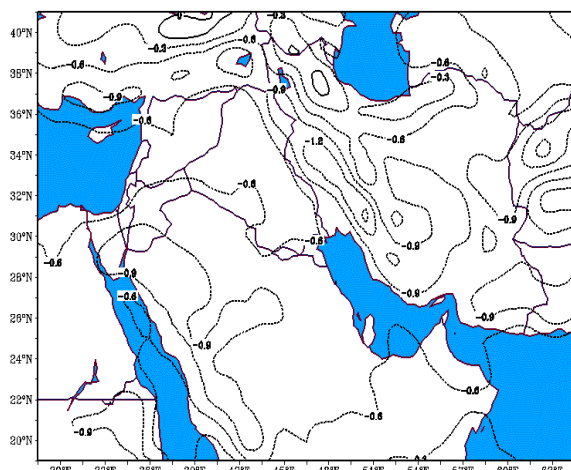
شکل ۱۳. توزیع سه بُعدی رودباد - جبهه تراز ۵۰۰ هکتو - پاسکال (واحد جبهه: $1 \times 10^{10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ، واحد رودباد: m s^{-1}) ساعت ۱۲ زولو ۱۹۹۹/۱/۲۱



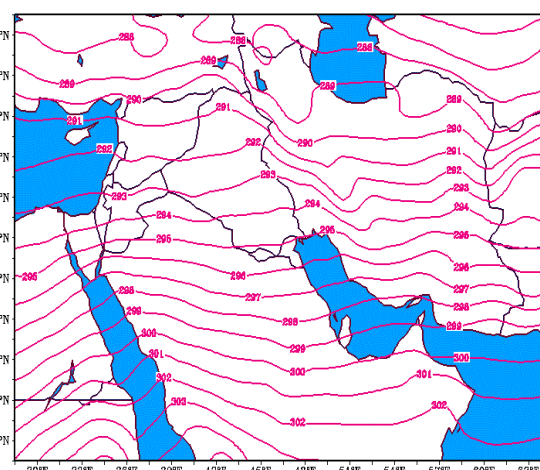
شکل ۱۶. توزیع مکانی اغتشاش دمای پتانسیل لایه ۷۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (واحد: K) ساعت ۱۲ زولو ۱۹۹۹/۱/۲۱



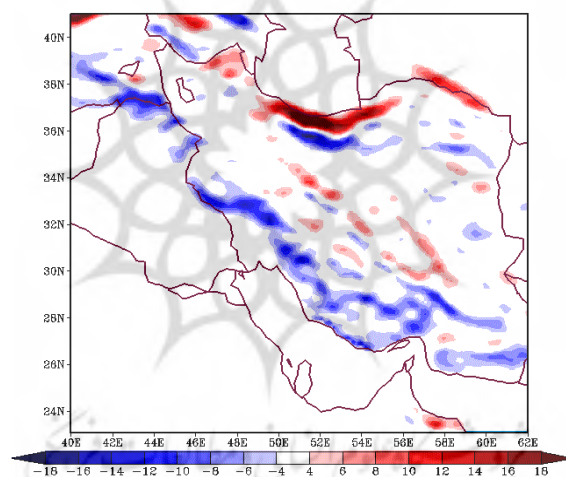
شکل ۱۵. توزیع مکانی اغتشاش تاوایی پتانسیل لایه ۳۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال (واحد: $1 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}$) ساعت ۱۲ زولو ۱۹۹۹/۱/۲۱



شکل ۱۸. توزیع مکانی شیو نصف‌النهاری دمای پتانسیل لایه ۷۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (واحد: $1 \times 10^5 \text{ K m}^{-1}$).



شکل ۱۷. توزیع مکانی میانگین دمای پتانسیل لایه ۷۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (واحد: K).

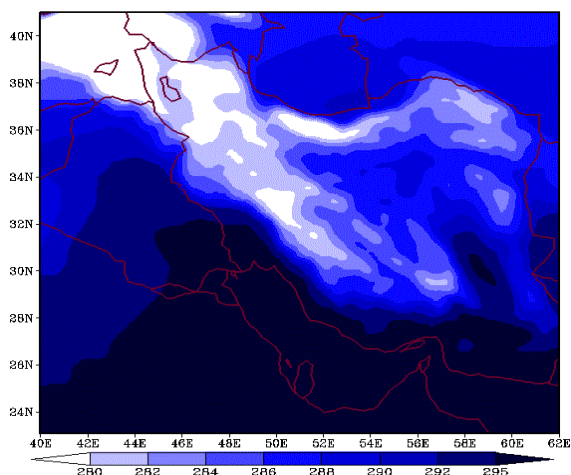


شکل ۱۹. توزیع مکانی میانگین شیو نصف‌النهاری دمای پتانسیل (واحد: $1 \times 10^5 \text{ K m}^{-1}$).

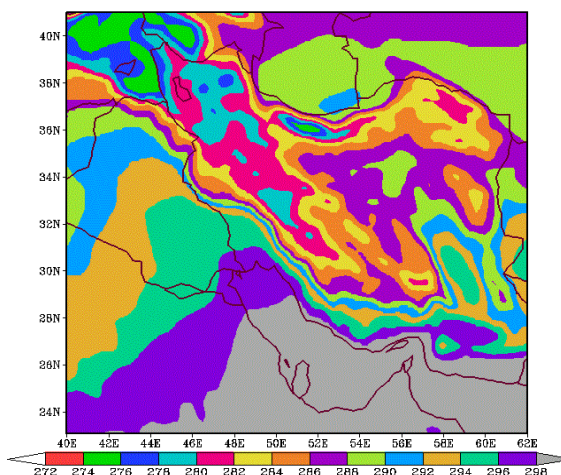
خروجی از مدل RegCM4.1

(شکل ۲۱). در نتیجه شدت جبهه‌های گرم و سرد چرخندهای نزدیک‌شونده به زاگرس به سبب برهم‌نهی شیو دمای آنها با شیو دمای کوهستان به ترتیب در پیش‌باد افزایش و کاهش پیدا می‌کند.

(شکل ۲۰) و دماهای متفاوت با فاصله اندک و به شکل افقی کنار هم قرار گرفته‌اند. این آرایش دمایی در پیش‌باد کوهستان به مراتب شدیدتر از پشت‌باد آن است (براساس فاصله طیف‌های متفاوت رنگی). توزیع دمای پتانسیل در راستای مداری، در پیش‌باد و پشت‌باد به ترتیب منفی و مثبت آرایش یافته است



شکل ۲۱. توزیع مکانی میانگین دمای پتانسیل
(واحد: K). خروجی از مدل RegCM4.1



شکل ۲۰. توزیع مکانی میانگین دمای پتانسیل
(واحد: K) خروجی از مدل RegCM4.1

بالایی جو (۵۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال) نیز اغتشاش‌های تاوایی پتانسیل با تأثیرپذیری از جبهه‌زایی کژی، رانه دینامیکی تراز بالا را برای رخداد چرخندزایی در بادپناه زاگرس بر عهده دارند؛ به این ترتیب که با قرارگیری سیستم رودباد - جبهه در ترازهای میانه و بالای جو، وزش تاوایی زمین‌گرد ناشی از آن به همراه اغتشاش گرمایی شکل گرفته در بادپناه زاگرس، ترکیبی ایجاد می‌کنند که به چرخندزایی بادپناه در کوهستان زاگرس منجر می‌شود. نتایج نشان دادند یکی از مهم‌ترین تأثیرهای کوهستان زاگرس، تغییر توزیع هم‌دماهای پتانسیل است؛ به‌طوری که کوهستان زاگرس سبب افزایش شیو نصف‌النهاری دماهای پتانسیل می‌شود و این دستاورد با نتایج ریز مقیاس نمایی با الگوی RegCM4.1 مطابقت دارند. اغتشاش‌های گرمایی (امواج کژفشار) هنگام مواجه شدن با شیوهای شدید نصف‌النهاری، متحمل شتاب درخور توجهی در ترازهای زیرین می‌شوند؛ چنین شتاب‌هایی برای اغتشاش‌های گرمایی در ترازهای

نتیجه‌گیری

در مطالعه حاضر، ۶ نمونه چرخندزایی بادپناه بررسی شدند که منوط به وجود یک چرخند اولیه نزدیک‌شونده به زاگرس در راستای شمال‌غربی بودند. بررسی‌ها نشان دادند بین سامانه‌های چرخندی که به زاگرس نزدیک می‌شوند و ناوه گرمایی تشکیل شده در دامنه‌های شرقی زاگرس رابطه وجود دارد و اندرکنش این سامانه‌های غربی با کوهستان زاگرس سبب افزایش جریان روی زاگرس می‌شود؛ به این ترتیب، سامانه واپرخندی روی زاگرس میانه تشکیل و هم‌زمان با نزول هوا در دامنه شرقی زاگرس، میزان پایداری ایستای جو به‌طور فزاینده‌ای کاهش یافته که این فرایند منجر به برقراری ناوه بادپناه شده است. ارزیابی مؤلفه‌های بردار کیو، نقش مؤلفه چینی را در ایجاد این ناوه بادپناه بسیار مؤثرتر از مؤلفه گذاری نشان داد. بنابراین، عوامل هم‌دید نقش بارزی در شکل‌گیری این ناوه بادپناه دارند و رانه جبهه‌زایی نقش چندانی در شکل‌گیری آن ندارد. در ترازهای

منابع

احمدی گیوی، فرهنگ و یونس نجیبی فر، (۱۳۸۳). مطالعه چرخندزایی در پشت به باد کوه‌های آلپ و اثر آن بر آب و هوای خاورمیانه برای دوره‌ی یک ساله، مجله فیزیک و فضا، دوره ۳۰، شماره ۲، صص ۱۹-۱.

جعفر بیگلو، منصور؛ خوش اخلاق، فرامرزی؛ روح‌ا... اوجی، (۱۳۸۸). موقعیت و فراوانی فصلی مسیرهای چرخندی در ترسالی‌های غرب میانی ایران. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۱، شماره ۶۸، صص ۸۴-۷۱.

حجازی‌زاده، زهرا و مهدی صداقت، (۱۳۸۸). مسیریابی رقومی سیکلون‌های خاورمیانه در دوره سرد سال، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۱، شماره ۶۹، صص ۱۷-۱.

شبرنگ، لاله؛ ایرانژاد، پروین؛ فرهنگ احمدی گیوی، (۱۳۸۷). اثر بلاکینگ در چرخندزایی دریای مدیترانه، سیزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران، صص ۳۴۶-۳۴۹.

شمسی‌پور، علی‌اکبر، (۱۳۹۲). مدل‌سازی آب و هوایی: نظریه و روش، چاپ ۱، تهران، انتشارات دانشگاه تهران.

علیجانی، بهلول، (۱۳۸۵). آب و هوای ایران، چاپ ۷، تهران، انتشارات پیام نور.

Bjerknes, J., J. Holmboe. (1944). On the theory of cyclones, Journal of Meteorology, Vol 1(1): 1-22.

Bluestein, H. B. (1992). Synoptic-dynamic Meteorology in Midlatitudes: Observations and theory of weather systems (Vol. 2): Taylor & Francis, 594p.

بالایی جو اتفاق نمی‌افتد و این فرایند سبب افزایش کژی موج می‌شود. اگر میزان کژی در پیش‌باد زاگرس، چندان زیاد نباشد، سبب رشد اغتشاش و کژفشاری سیستم می‌شود و اگر کژی موج در پیش‌باد زاگرس به نسبت زیاد باشد، پس از عبور از زاگرس سبب کاهش اغتشاش و کژفشاری موج می‌شود. زیرا کژی در این حالت سبب جداگزینی اغتشاش‌های گرمایی تراز پایین از تراز بالا می‌شود.

همان‌طور که گفته شد هم‌دماهای پتانسیل در بادپناه زاگرس، آرایش متفاوتی نسبت به هم‌دماهای متمرکز شده روی کوهستان دارند و هم‌دماها در بادپناه به شکل چرخندی گشت می‌یابند؛ از این رو، چون گشت چرخندی هم‌دماها بیشتر از گشت چرخندی هم ارتفاع‌هاست، پس از تشکیل ناوه بادپناه، وزش سردی در ابتدای تشکیل ناوه در غرب آن برقرار می‌شود که زمینه لازم برای تشکیل جبهه سرد را فراهم می‌کند. به طور کلی، کوهستان زاگرس با تغییراتی که در کژفشاری امواج نزدیک‌شونده به خود ایجاد می‌کند، سبب بروز اغتشاش‌های گرمایی و متعاقباً رخداد چرخندزایی می‌شود؛ چنین چرخندزایی براساس نظریه تعدیل اروگرافیکی امواج کژفشار تبیین می‌شود. نظریه یادشده به روشنی بیان می‌کند کوهستان‌ها با تعدیل و تغییر سامانه‌های کژفشار سبب رویداد چرخندزایی بادپناه می‌شوند. گفتنی است پیچیدگی‌های فراوانی در ارتباط کوهستان زاگرس و امواج کژفشار وجود دارند که ممکن است سبب رخداد چرخندهای متنوع دیگری شوند که با سایر نظریه‌های ارائه‌شده در ادبیات علوم جوی مطابقت بیشتری داشته باشند. در هر حال، مطالعه حاضر بر بخش کوچک و نوع ویژه‌ای از چرخندزایی بادپناه در زاگرس مبتنی است.

- Pettersen, S., D. L. Bradbury, and K. Pedersen. (1962). The Norwegian cyclone models in relation to heat and cold sources, *Journal of Geophysica Norvegica*, 24: 243-280.
- Petterssen, S., S.J. Smebye. (1971). On the development of extratropical cyclones, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol 97(414): 457-482.
- Pichler, H., R. Steinacker. (1987). On the synoptics and dynamics of orographically induced cyclones in the Mediterranean, *Journal of Meteorology and Atmospheric Physics*, Vol 36(1-4): 108-117.
- Schultz, D.M., C.A. Doswell. (2000). Analyzing and forecasting Rocky Mountain lee cyclogenesis often associated with strong winds, *Journal of Weather and forecasting*, Vol 15(2): 152-173.
- Smith, R. B. (1984). A theory of lee cyclogenesis, *Journal of the atmospheric sciences*, Vol 41(7): 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: Modifications of baroclinic instability by localized topography, *Journal of the atmospheric sciences*, Vol 42(14): 1521-1535.
- Sutcliffe, R. (1939). Cyclonic and anticyclonic development, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol 65(282): 518-524.
- Tafferfer, A., J. Egger. (1990). Test of theories of lee cyclogenesis: ALPEX cases, *Journal of the atmospheric sciences*, Vol 47(20): 2417-2428.
- Tibaldi, S., A. Buzzi, and A. Speranza. (1990): Orographic cyclogenesis, *Extr-atropical Cyclones, The Erik Palmén Memorial Volume*, C.W. Newton and E.O. Holopainen, Eds, American Meteorological Society, 107-127.
- Williams, R., M.S. Peng, and D. Zankofski. (1992). Effects of topography on fronts, *Journal of the atmospheric sciences*, Vol 49(4): 287-305.
- Egger, J. (1972). Numerical experiments on the cyclogenesis in the Gulf of Genoa, *Journal of Contributions to Atmospheric Physics*, Vol 45(32): 320-346.
- Evans, J.L., A. Braun. (2012). A climatology of subtropical cyclones in the South Atlantic, *Journal of Climate*, Vol 25(21): 7328-7340.
- Hess, S.L., H. Vagner. (1948). Atmospheric waves in the northwestern United States, *Journal of Meteorology*, Vol 5 (1): 1-19.
- Hobbs, P.V., J.D. Locatelli, and J.E. Martin. (1996). A new conceptual model for cyclones generated in the lee of the Rocky Mountains, *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol 77(6): 1169-1178.
- Holton, J.R. (2004). An introduction to dynamic meteorology (Vol. 88): Elsevier Academic press, 535p.
- Hoskins, B.J., M. McIntyre, and A.W. Robertson. (1985). On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol 111(470): 877-946.
- Keyser, D., M. Shapiro. (1986). A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zones, *Journal of Monthly Weather Review*, Vol 114(2): 452-499.
- Martin, J.E. (1999). The separate roles of geostrophic vorticity and deformation in the midlatitude occlusion process, *Journal of Monthly Weather Review*, Vol 127(10): 2404-2418.
- Martin, J.E. (2006). The role of shearwise and transverse quasigeostrophic vertical motions in the midlatitude cyclone life cycle, *Journal of Monthly Weather Review*, Vol 134(4): 1174-1193.
- Newton, C. (1956). Mechanisms of circulation change during a lee cyclogenesis, *Journal of Meteorology*, Vol 13(6): 528-539.
- Pal, J.S., F. Giorgi, X. Bi, N. Elguindi, F. Solmon, X. Gao, . . . J. Winter. (2007). Regional climate modeling for the developing world: the ICTP RegCM3 and RegCM3, *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol 88(9): 1395-1410.