

مطالعه دینامیک سامانه‌های چرخندی روی ایران از دیدگاه تاوایی

پتانسیلی: مطالعه موردی برای آذر ماه ۱۳۸۲

فرهنگ احمدی گیوی*، علیرضا محب‌الحجه* و مریم قرایلو*

* مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۶۴۶۶-۱۴۱۵۵

(دریافت مقاله: ۱۳۸۱/۱۱/۱۷، پذیرش مقاله: ۱۳۸۱/۱۱/۲۴)

چکیده

پارامترهای دینامیکی و فیزیکی متعددی در مطالعه سامانه‌های جوی به کار برده می‌شود. یکی از این پارامترهای دینامیکی، تاوایی پتانسیلی است که در غیاب اصطکاک و فرایندهای دررو، پایستار است. با توجه به پایستاری این کمیت، می‌توان از آن درحکم یک ردیاب دینامیکی در تشکیل و تحول سامانه‌های سطح زمین استفاده کرد. در این مقاله، سامانه‌های جوی واقع در کشور ایران در آذر ماه ۱۳۸۲ از دیدگاه تاوایی پتانسیلی بررسی خواهند شد. برای این کار، ابتدا با استفاده از داده‌های اداره ملی اقیانوسی و جوی (NOAA)، تاوایی پتانسیلی ارتل در بیست تراز مختلف هم‌فشاری محاسبه شده است. سپس با محاسبه دمای پتانسیلی روی همه سطوح هم‌فشاری، تاوایی پتانسیلی برای نمونه‌هایی از سطوح هم‌دمای پتانسیلی به منظور بررسی نقش هریک از عوامل سطح زمین، سطوح میانی و زیرین در مراحل مختلف چرخندزایی، درون‌یابی شده است. با تحلیل توزیع افقی و قائم تاوایی پتانسیلی، می‌توان ساختار افقی و قائم سامانه‌های چرخندی و تحول آن‌ها را از دیدگاه دینامیکی مطالعه کرد. ویژگی‌های مهم نتایج پژوهش صورت گرفته این است که مرحله تکوین چرخند سطحی فقط با حضور بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی سطوح زیرین آغاز شده است. در مرحله بلوغ سامانه برهم‌کنش سه عامل شامل تاوایی پتانسیلی سطوح زیرین، تاوایی پتانسیلی ناشی از فرایندهای دررو و تاوایی پتانسیلی ناشی از فرارفت‌های گرم سطوح زیرین منجر به چرخندزایی شده است و مرحله میرایی چرخندزایی، مصادف با تضعیف و قطع رابطه بین سه بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی سطوح زیرین، میانی و سطح زمین است.

واژه‌های کلیدی: تاوایی پتانسیلی، سطوح هم‌دمای پتانسیلی، درون‌یابی، چینه‌بندی پایدار، چرخندزایی

۱ مقدمه

جوی محسوب می‌شود. میدان تاوایی پتانسیلی برای توصیف تحول الگوهای جریان در طول رویدادهای هم‌دیدگی برجسته قابل استفاده است. برای توضیح اثرات اصطکاک و گرمایش دررو رابطه زیر که در واقع مشتق مادی (material derivative) یا تام تاوایی پتانسیلی ارتل (PV) است، به کار می‌رود:

$$\frac{D}{Dt} PV = \frac{1}{\rho} (\xi_a \cdot \nabla \theta + \nabla \times \mathbf{F} \cdot \nabla \theta) \quad (1)$$

$$PV = \frac{1}{\rho} \xi_a \cdot \nabla \theta \quad (2)$$

که ρ چگالی جرمی، \mathbf{F} بردار نیروی اصطکاک، θ دمای پتانسیلی و ξ_a بردار تاوایی مطلق یا کرل میدان سرعت سه‌بعدی در چارچوب لخت است. جمله اول

تاوایی پتانسیلی، یکی از کمیت‌های کلیدی است که به صورت یک ابزار فرایابی در فهم دینامیک پدیده‌های جوی و اقیانوسی مورد استفاده قرار می‌گیرد. به علت ویژگی‌های خاص این کمیت که در مقاله بنیادین هاسکینز و همکاران (۱۹۸۵) به تفصیل ذکر شده است، استقبال روزافزونی از کاربرد این کمیت در بررسی پدیده‌های متفاوت جوی از قبیل چرخندزایی، جبهه‌زایی، تاشدگی وردایست، ناپایداری کژفشار، انتشار امواج راسبی و بندال (بلاکینگ) به چشم می‌خورد.

الف- تاوایی پتانسیلی در یک شاره کژفشار و تراکم‌پذیر در حین حرکت سه‌بعدی بی‌دررو و ناوشکسان پایسته می‌ماند که قیدی قوی در حرکت‌های بزرگ‌مقیاس

دمای مطلق T که پس از پردازش و آماده سازی داده‌های اداره ملی اقیانوسی و جوی به دست آمده‌اند، تاوایی پتانسیلی برای نمونه‌هایی از سطوح هم‌دمای پتانسیلی درون‌یابی می‌شود. این سطوح به گونه‌ای انتخاب می‌شوند که نقش ناوه سطوح زبرین، فرایندهای دررو (آزاد شدن گرمای نهان) در سطوح میانی و کژفشاری در سطح زمین را نشان دهند. شبکه مورد استفاده شبکه منظمی با گام‌های شبکه‌ای $\delta\lambda$ و $\delta\varphi$ برابر یک درجه در راستای y, x و شامل بیست و شش سطح فشاری است که در این مطالعه فقط از بیست سطح فشاری با گام شبکه‌ای قائم ۵۰ هکتوپاسکال استفاده شده است. هدف ما در بررسی اولیه نقشه‌های هم‌دیدگی و داده‌ها، شناسایی سامانه‌های جوی است که منطقه خاورمیانه و ایران را طی یک ماه تحت تأثیر قرار داده‌اند. در مرحله بعد، این سامانه‌ها از نظر هم‌دیدگی مورد بررسی بیشتر قرار گرفته‌اند و در مرحله نهایی، دینامیک آن‌ها از دیدگاه تاوایی پتانسیلی مطالعه می‌شود (برای جزئیات بیشتر ر.ک. به فرایلو ۱۳۸۳ مراجعه شود).

۲ معرفی روش عددی به کار رفته

برای محاسبه تاوایی پتانسیلی روی سطوح هم‌دمای پتانسیلی، ابتدا تاوایی پتانسیلی روی سطوح هم‌فشاری طبق رابطه زیر محاسبه می‌شود (بلوشتاین، ۱۹۹۲):

$$PV = -g(fK + \nabla_p \times V) \cdot \nabla_p \theta \quad (3)$$

یا

$$PV = -g \left\{ \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) p + f - \frac{\partial p}{\partial \theta} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right) \right\} \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (4)$$

که g شتاب گرانی، p فشار، f پارامتر کوریولیس تابعی از عرض جغرافیایی، u, v مؤلفه‌های افقی سرعت و θ دمای پتانسیلی است. فرض تاوایی پتانسیلی به صورت

سمت راست رابطه (۱)، گرمایش دررو و جمله دوم اثر اصطکاک را نشان می‌دهد. با توجه به این رابطه، تاوایی پتانسیلی در غیاب اصطکاک و فرایندهای دررو، پایستار است.

ب- با در نظر گرفتن شرایط لازم و فرض‌های مشخصی، استنتاج میدان‌های فشار، دما و باد از توزیع تاوایی پتانسیلی امکان‌پذیر است. یعنی، تاوایی پتانسیلی برای بازیابی میدان جریان واقعی، وارون‌پذیر است. برای مثال، یکی از این فرض‌ها شرط توازن است که میدان‌های جرم را به میدان‌های حرکت ارتباط می‌دهد. ساده‌ترین شرط توازن، تقریب شبه زمین گرد است. به علاوه، حالت مرجع اولیه و شرایط مرزی نیز باید تعیین شود. بنابراین، با وجود خاصیت‌های پایستاری و وارون‌پذیری تاوایی پتانسیلی، امکان بررسی دینامیکی با کمیتی نرده‌ای در شرایط مرزی خاص قابل تجسم است (دیویس و امانوئل، ۱۹۹۱).

پ- با استفاده از این کمیت می‌توان برخی از فرایندهای جوی را برحسب برهم‌کنش بی‌هنجاری‌های تاوایی پتانسیلی با ساختار زمینه جو توصیف کرد. برای مثال، وقتی یک بی‌هنجاری قوی تاوایی پتانسیلی واقع در سطوح زبرین روی ناحیه کژفشار سطح زمین حرکت می‌کند، معمولاً چرخندزایی رخ می‌دهد و گردش‌های ثانویه (حرکات قائم) موجب توسعه آن می‌شود. علاوه بر این، با فرض چشم‌پوشی از اثرات غیرخطی کوچک، اصل برهم‌نهی برای توصیف برهم‌کنش بی‌هنجاری‌های تاوایی پتانسیلی در سطوح مختلف جوی که منجر به تغییراتی در گردش‌های این سطوح می‌شود، قابل استفاده است.

در این مقاله، سامانه‌های جوی واقع در ایران در آذر ماه ۱۳۸۲ از دیدگاه تاوایی پتانسیلی بررسی می‌شود. برای این کار، با محاسبه دمای پتانسیلی روی همه سطوح هم‌فشاری با استفاده از مؤلفه‌های سرعت افقی (u, v) و

شرط حالت ساده‌ای از جو واقعی است که برای جلوگیری از پیچیدگی معادلات در نظر گرفته می‌شود. برای این منظور، در هنگام فراخوان زیر برنامه درونیابی برای هر نقطه شبکه‌ای، ابتدا الگوریتم تنظیم ساده‌ای برای تبدیل هرگونه چینه‌بندی ناپایدار به چینه‌بندی پایدار و تقریباً خنثی اجرا می‌شود (محب الحجه و مرادی، ۱۳۸۱).

در انتخاب مناسب‌ترین سطوح هم‌دمای پتانسیلی برای فرایابی تاوایی پتانسیلی، عرض جغرافیایی، فصل و وضعیت اقلیمی ناحیه مورد مطالعه اهمیت دارد. در انتخاب سطوح هم‌دمای پتانسیلی مناسب، برای مثال در مطالعه عوامل سطوح زیرین جو، ابتدا توزیع تاوایی پتانسیلی در سطح هم‌فشاری ۳۰۰ هکتوپاسکال، که تقریباً تراز مربوط به وردایست است را به دست می‌آوریم. سپس سطح هم‌دمای پتانسیلی را انتخاب می‌کنیم که الگوهای تاوایی پتانسیلی روی این سطح تطابق بیشتری با الگوهای تاوایی پتانسیلی به دست آمده در سطح هم‌فشاری ۳۰۰ هکتوپاسکال داشته باشد.

در پاره‌ای از موارد در عرض‌های پایین شبکه، سطح هم‌دمای پتانسیلی مورد بررسی پایین‌تر از سطح هم‌فشاری ۱۰۰۰ هکتوپاسکال قرار می‌گرفت. بنابراین الگوریتمی نیز اجرا می‌شود که دمای پتانسیلی این نقاط را برابر دمای پتانسیلی سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال قرار می‌دهد.

۳ تحلیل هم‌دید

در بررسی اولیه با هدف شناسایی سامانه‌های جوی طی این یک ماه، نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی مربوط به سطوح هم‌فشاری ۱۰۰۰، ۸۵۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال در ساعت‌های ۰۰۰۰، ۰۶۰۰، ۱۲۰۰ و ۱۸۰۰ UTC مورد مطالعه هم‌دید قرار گرفت.

۱-۳ ویژگی‌های کلی دوره مورد مطالعه

از ویژگی‌های بارز این ماه، وقوع دو بندال در اوایل و

همیسته با جو ایده‌آل ساکن موسوم به $PV = -fg \frac{\partial \theta_s}{\partial p}$ که عبارت فوق برای جو استاندارد نشان می‌دهد که به ازای $f = 10^{-4} s^{-1}$ و تغییر دمای پتانسیلی $10 K$ در سطح فشاری ۱۰۰ هکتوپاسکال، مقدار PV تقریباً $10^{-6} m^2 s^{-1} Kkg$ است. از این رو مقدار $10^{-6} m^2 s^{-1} Kkg$ معادل یک واحد PV در نظر می‌گیرند و به اختصار به صورت PVU نشان می‌دهند. در سطح مقطع قائم PV جو، مقادیر نزدیک به $2 PVU$ حوالی وردایست مناطق برون‌جاری دیده می‌شود که این مقدار برای تعریف وردایست دینامیکی این مناطق، بالاتر از 20 درجه شمالی و پایین‌تر از 20 درجه جنوبی به کار می‌رود.

در برنامه محاسباتی نوشته شده، ابتدا دمای پتانسیلی روی سطوح هم‌فشاری، طبق رابطه پواسون به شکل زیر محاسبه می‌شود (هولتون، ۱۹۹۲):

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad (5)$$

که T دمای مطلق، p_0 فشار استاندارد (معمولاً ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در نظر گرفته می‌شود)، p فشار، $R = 287 Jkg^{-1}K^{-1}$ ثابت گازها برای هوای خشک و $C_p = 1005 Jkg^{-1}K^{-1}$ گرمای ویژه در فشار ثابت است. سپس، تاوایی پتانسیلی روی سطوح هم‌فشاری با استفاده از تقریب‌های تفاضل متناهی مرتبه دوم در داخل حوزه و مرتبه اول روی مرزهای افقی و قائم محاسبه می‌شود.

در مرحله بعد، با استفاده از درونیابی هرمیت مکعبی برگرفته از کاهانر و همکاران (۱۹۸۹)، برای نمونه‌هایی از سطوح هم‌دمای پتانسیلی، تاوایی پتانسیلی درونیابی می‌شود. این درونیابی، در صورتی میسر است که توزیع θ در راستای قائم دارای تغییرات یکنواخت باشد؛ یعنی از نظر فیزیکی باید شرط چینه‌بندی پایدار برقرار باشد. این

شانزدهم، قسمت‌های شمال شرق کشور ایران را در بر می‌گیرد. با عبور کامل این سامانه در ساعت UTC ۰۶:۰۰ روز هفدهم از ایران، شاهد استقرار جریان‌های مداری در کل کشور هستیم که تا ساعت UTC ۰۶:۰۰ روز هجدهم ادامه دارد.

۴ تحلیل دینامیکی

در این بخش، مورد چرخندزایی انتخابی از دیدگاه تاوایی پتانسیلی ارتل بررسی می‌شود. بدین منظور، میدان تاوایی پتانسیلی (PV) روی دو سطح هم‌دمای پتانسیلی ۳۱۵ و ۲۹۵ کلوین برای ساعت‌های ۰۶:۰۰، ۰۷:۰۰ و ۱۲:۰۰ و UTC ۱۸:۰۰ محاسبه و ترسیم شد که برای اختصار فقط میدان PV مربوط به ساعت UTC ۰۷:۰۰ ارائه می‌شود. علاوه بر نقشه‌های فوق، نقشه‌های فشار سطح زمین و همچنین سرعت‌های قائم در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال تهیه و از آن‌ها در تحلیل دینامیکی سامانه استفاده شده است. از بررسی نقشه‌های سرعت قائم می‌توان به نقش فرایندهای دررو، فرارفت هوای گرم و فرارفت هوای سرد در سطوح زیرین و در نتیجه به مراکز حرکت‌های بالارو و پایین‌رو پی برد. انتخاب دو سطح هم‌دمای پتانسیلی یادشده نیز برای بررسی نقش PV های سطوح زیرین و میانی در تحول چرخندهای سطح زمین صورت گرفته است. در صورت وجود پایداری ایستایی کم، امکان برهم کنش PV های مربوط به ناوه سطوح زیرین، فرایندهای دررو و کژفشاری سطح زمین فراهم می‌شود.

دو دلیل عمده برای استفاده از نقشه‌های PV در مقایسه با نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی می‌توان نام برد. نخست آنکه نقشه‌های PV ساختار ریز دینامیک سامانه‌ها و تحولات آن‌ها را با زمان نشان می‌دهند. دلیل دوم مربوط به اهمیت بی‌هنجاری‌های PV نزدیک وردایست (تقریباً ۳۰۰ هکتوپاسکال) است به طوری که وقتی چرخندزایی با برهم کنش بی‌هنجاری‌های PV سطوح

اواخر ماه بود. این سامانه‌های بندال، شرایط جوی پایداری را بر منطقه حاکم کردند و باعث شدند که سامانه‌های فعال متعددی طی این دوره وجود نداشته باشد. در ادامه با توجه به بررسی نقشه‌های هم‌دیدگی طی آذرماه، مورد چرخندزایی سیزدهم تا هجدهم آذر که سبب بارندگی‌های شدیدی در منطقه شد و دارای چرخه عمر مشخص شامل مراحل تکوین، بلوغ و میرایی بود، مورد مطالعه هم‌دیدگی دقیق‌تر قرار گرفت. لازم به ذکر است که سامانه دیگری در اوایل ماه به وقوع پیوسته بود که امکان دسترسی به داده‌های مورد نیاز مربوط به آن میسر نشد.

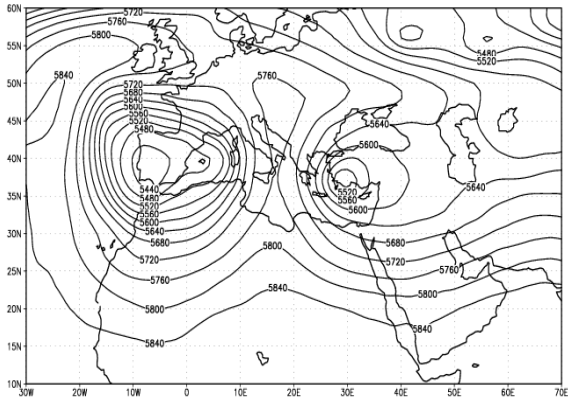
۲-۳ بررسی نقشه‌های ۵۰۰ هکتوپاسکال چرخندزایی

روز سیزدهم تا هجدهم آذرماه ۱۳۸۲

شکل ۱ پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت UTC ۰۷:۰۰ روزهای سیزدهم تا هجدهم آذرماه را نشان می‌دهد (برای اختصار فقط نقشه‌های مربوط به ساعت UTC ۰۷:۰۰ این روزها ارائه شده است). در ساعت UTC ۰۷:۰۰ روز سیزدهم (شکل ۱-۱a)، دیده می‌شود که در طرفین پربند ۵۷۶۰ متر روی ایتالیا، دو کم ارتفاع بسته با هسته سرد وجود دارد که مرکز کم ارتفاع اولی روی اسپانیا و دومی در شرق دریای مدیترانه جای دارد. کم ارتفاع بسته واقع بر شرق دریای مدیترانه، در اثر ریزش هوای سرد عرض‌های بالاتر به سوی شمال و شمال شرق دریای سرخ جابه‌جا می‌شود. این کم ارتفاع در ساعت UTC ۱۸:۰۰ روز چهاردهم باز می‌شود و ناوه آن در حین حرکت، جنوب غرب و جنوب ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهد و باعث بارندگی خوبی در روز پانزدهم در این نواحی می‌شود.

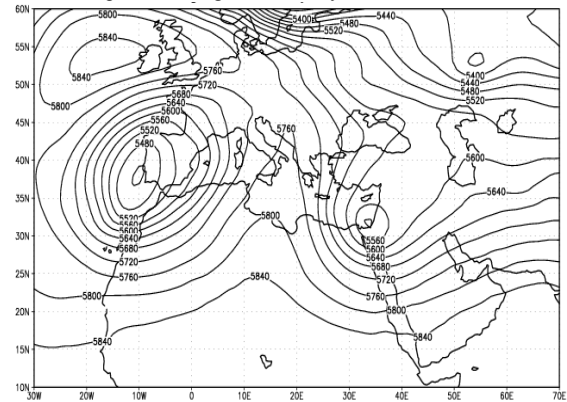
در ساعت UTC ۰۷:۰۰ روز شانزدهم (شکل ۱-۱d)، اثر این سامانه روی نواحی شمال ایران و دریای خزر نیز دیده می‌شود. با حرکت سامانه به سمت شمال شرق، ناوه آن تضعیف می‌شود و در ساعت UTC ۱۲:۰۰ روز

Geopotential height 500mb day 13 time 0000 UTC



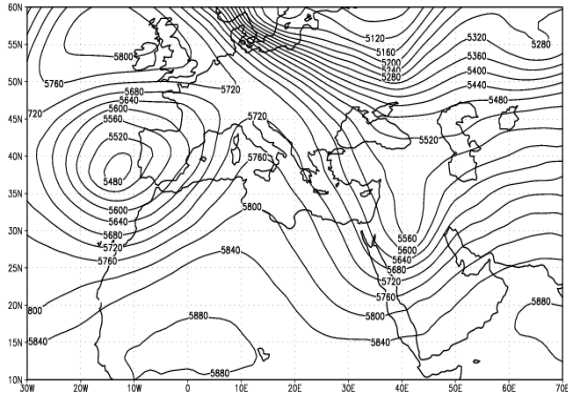
(a)

Geopotential height 500mb day 14 time 0000 UTC



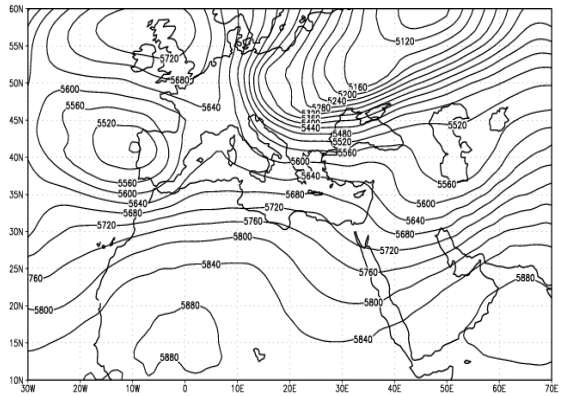
(b)

Geopotential height 500mb day 15 time 0000 UTC



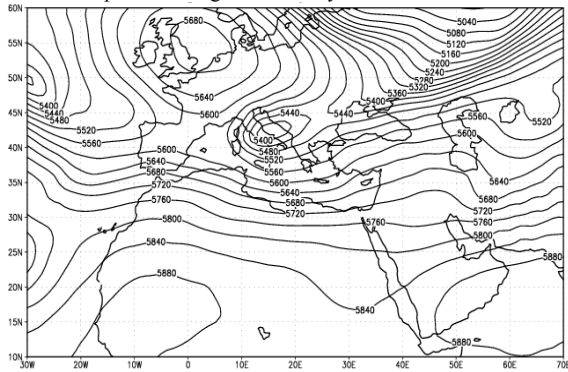
(c)

Geopotential height 500mb day 16 time 0000 UTC



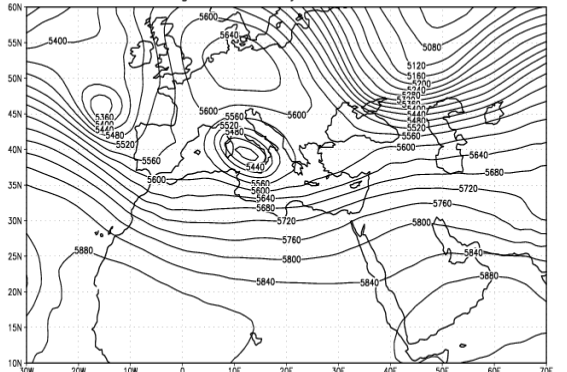
(d)

Geopotential height 500mb day 17 time 0000 UTC



(e)

Geopotential height 500mb day 18 time 0000 UTC



(f)

شکل ۱. گره ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ۰۰۰۰ UTC روزهای سیزدهم (a)، چهاردهم (b)، پانزدهم (c)، شانزدهم (d)، هفدهم (e) و هجدهم آذرماه ۱۳۸۲. فاصلهٔ پرندها ۴۰ متر است.

زبرین و زبرین رخ می‌دهد، این سازوکار به‌خوبی قابل مشاهده است.

علت استفاده از نقشه‌های PV روی سطح هم‌فشاری ۷۰۰ هکتوپاسکال یا معادل آن در سطح هم‌دمای پتانسیلی ۲۹۵ کلون، نخست برای بررسی و مشاهده گسترش و عمق نفوذ PV های سطوح زبرین و دوم برای بررسی نقش فرایندهای دررو در ایجاد PV های سطوح زبرین است. این PV های سطوح میانی که مستقل از PV های سطوح زبرین هستند، منشأ وردسپهری دارند و مربوط به سطوح زبرین هستند؛ در حالی که PV های سطوح زبرین منشأ پوش سپهری دارند. در تشخیص این PV ها می‌توان با رسم پربندهای رطوبت نسبی و انطباق آن‌ها بر نقشه‌های PV، به منشأ آنها پی‌برد. PV های سطوح زبرین دارای رطوبت فوق‌العاده کم و تقریباً خشک ولی PV های سطوح پایین دارای رطوبت بسیار زیادند.

روش دیگر تشخیص PV ها، این است که اگر PV سطح زبرین مستقیماً در زیر PV سطوح زبرین قرار گیرد، وجود آن مربوط به تأثیر PV های سطوح زبرین در سطوح زبرین است و بنابراین منشأ پوش‌سپهری دارند؛ ولی اگر PV های سطوح زبرین در غرب PV های سطوح زبرین قرار گرفته باشند، آنها در اثر فرایندهای دررو (عمدتاً آزاد شدن گرمای نهان) به‌وجود می‌آیند و منشأ وردسپهری دارند.

نتایج مهم حاصل از بررسی نقشه‌های میدان تاوایی پتانسیلی روی سطوح هم‌دمای پتانسیلی، نقشه‌های فشاری سطح زمین و سرعت‌های قائم در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال در مراحل متفاوت چرخندزایی را می‌توان به اختصار به شرح زیر بیان کرد. در ساعت UTC ۰۰۰۰ روز سیزدهم (شکل ۲-ا)، در سطح زبرین مرکز تاوایی پتانسیلی با پربند بسته به بزرگی ۵ PVU در شمال شرق دریای مدیترانه قرار دارد. در همین روز منطبق بر موقعیت این مرکز بسته، در سطوح میانی (شکل ۳-ا) مرکز بسته

۱ PVU در شمال شرق مدیترانه و ۰/۵ PVU در نواحی مرکزی دریای سرخ به چشم می‌خورد. مراکز بسته تاوایی پتانسیلی سطوح میانی که دقیقاً در زیر مراکز تاوایی پتانسیلی سطوح زبرین قرار می‌گیرند و رطوبت نسبی بسیار کمی دارند (نشان داده نشده است)، ناشی از گسترش و نفوذ به لایه‌های پایین مراکز PV زبرین‌اند. به معنای دیگر پایداری ایستایی ضعیف جو اجازه داده است که مراکز تاوایی پتانسیلی سطوح زبرین به سطوح پایین‌تر نفوذ کنند. اثری از مراکز PV با منشأ وردسپهری که ناشی از فرایندهای دررو و گرمای نهان هستند و همچنین حرکت‌های صعودی در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال وجود ندارد (شکل ۴-ا). نشانه‌ای از وجود چرخند در نقشه‌های سطح زمین این روز مشاهده نمی‌شود (شکل نشان داده نشده است).

طی ۲۴ ساعت بعد (شکل ۲-ب)، مرکز تاوایی پتانسیلی ۵ PVU روی شمال شرق دریای مدیترانه ضمن تضعیف تا ۴ PVU به سمت جنوب شرق حرکت کرده و روی شمال دریای سرخ قرار گرفته است. در شرق این تاوایی پتانسیلی سطوح زبرین، یک مرکز ۰/۵ PVU با منشأ وردسپهری (شکل ۳-ب، ناشی از فرایندهای دررو) و حرکت‌های صعودی به بزرگی 2 cms^{-1} (شکل ۴-ب) در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال به چشم می‌خورد. با توجه به شکل ۵-ا مرکز بسته کم‌فشاری در شمال دریای سرخ و شرق PV های سطوح زبرین در این روز دیده می‌شود. طی ۱۲ ساعت مرکز بسته فوق از بین رفته و زبانه کم‌فشار گسترده‌ای در این ناحیه وجود دارد (شکل ۵-ب).

همان‌طور که در شکل ۲-۲ مشاهده می‌شود، در ساعت UTC ۰۰۰۰ روز پانزدهم، دو مرکز بسته ۴ PVU یکی نواحی شمال عربستان سعودی و عراق و دیگری جنوب غرب دریای سیاه را در بر گرفته است. در شرق مرکز بسته واقع بر عربستان سعودی، دو مرکز بیش از ۰/۵ PVU روی بخش مرکزی و جنوب غربی ایران در

هفدهم (شکل ۳-۳) است. از آنجا که هیچ اثری از وجود بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی سطوح زیرین در شکل ۲-۳ و ناوۀ سطوح زیرین در شکل ۱-۳ مشاهده نمی‌شود، به نظر می‌رسد که منشأ این بی‌هنجاری سطوح میانی عوامل محلی (رشته کوه‌های زاگرس) و سطوح زیرین (کشیدگی زبانه کم‌فشار واقع بر شرق دریای سرخ تا نواحی جنوبی و غرب ایران) باشد. تعیین نقش این نوع عوامل محلی به صورت کمی یا جملات موجود در سمت راست رابطه (۱) نیاز به داده‌ها و محاسبات بیشتر دارد که خارج از موضوع این مقاله است. مقداری از تاوایی در روز هجدهم (شکل ۳-۴)، بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی سطوح میانی یاد شده به شدت ضعیف شده است و مراکز محدود $0.5/PVU$ روی جنوب غرب و غرب ایران به چشم می‌خورد.

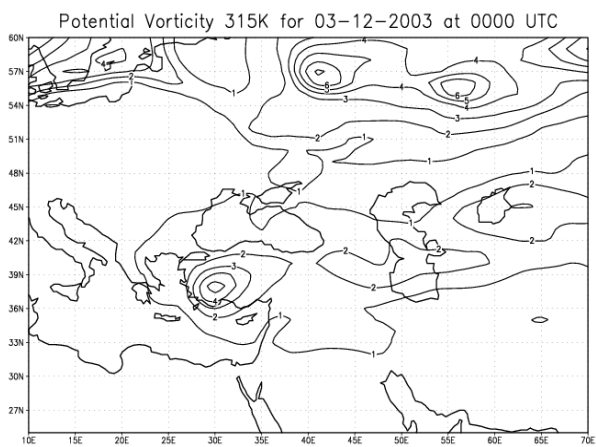
۵ نتیجه‌گیری

پس از مقاله بنیادین هاسکینز و همکاران (۱۹۸۵)، مطالعات نظری، شبیه‌سازی‌های عددی و مطالعات موردی متعددی از چرخندزایی با استفاده از مفهوم تاوایی پتانسیلی صورت گرفته است. در مطالعات موردی سعی شده است که دینامیک چرخندزایی بر اساس بی‌هنجاری‌های تاوایی پتانسیلی مربوط به هر یک از سه عامل اصلی، شامل ناوۀ سطوح زیرین، فرایندهای دررو در سطوح میانی و کژفشاری سطوح زیرین و همچنین برهم‌کنش بین آنها تحلیل شود (مانند هاسکینز و بریسفورد ۱۹۸۸؛ دیویس و همکاران ۱۹۹۳؛ رید و همکاران ۱۹۹۳؛ استولینگا ۱۹۹۶؛ فلمن و دیویس ۱۹۹۸؛ مالت و همکاران ۱۹۹۹؛ احمدی‌گیوی و همکاران ۲۰۰۴). در همه این نوع مطالعات، سه مرحله مشخص در چرخه عمر چرخندها (مرحله آغازین، مرحله تقویت و مرحله میرایی) مشاهده می‌شود. نقش هر یک از عوامل سه‌گانه فوق در مراحل مختلفی از چرخندزایی متفاوت بوده است و نتایج ارائه شده مربوط به هر چرخند مورد مطالعه نیز تفاوت دارد.

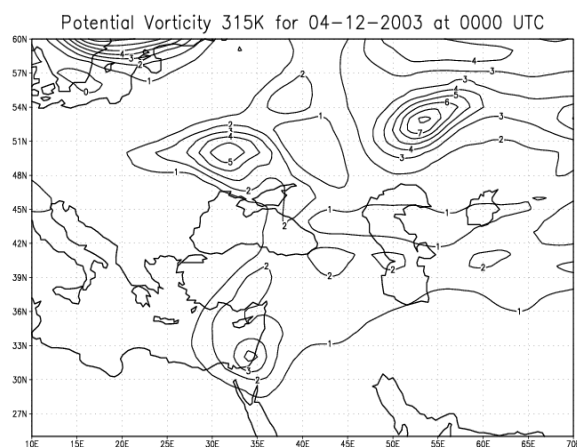
سطوح میانی (شکل ۳-۳) قرار دارد. با بررسی پربندهای رطوبت نسبی در این منطقه، می‌توان نتیجه گرفت که فرایندهای دررو، منشأ این بی‌هنجاری‌های PV سطوح میانی است. هماهنگی با این بی‌هنجاری‌های PV سطوح زیرین و میانی حرکت‌های صعودی با بیشینه 14 cms^{-1} دیده می‌شود (شکل ۳-۴). نقشه سطح زمین نیز حاکی از گسترش زبانه کم‌فشار واقع بر شرق دریای سرخ تا نواحی مرکزی و جنوبی ایران است (شکل‌های ۳-۵ و ۳-۵). در واقع می‌توان گفت که در این مرحله از چرخه عمر چرخندزایی، بی‌هنجاری‌های PV سطوح زیرین، میانی و سطح زمین در تقویت سامانه و ناپایداری موثر بوده‌اند.

در روز شانزدهم، دو مرکز تاوایی پتانسیلی $4/PVU$ روز قبل با هم ادغام و به صورت زبانه‌ای وسیع از بی‌هنجاری PV با مرکز $3/PVU$ روی نواحی جنوب دریای خزر، شمال غرب و غرب ایران کشیده شده‌اند (شکل ۳-۲). در نقشه تاوایی پتانسیلی سطوح میانی (شکل ۳-۳) هیچ نشانه‌ای از بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی قابل توجه روی ایران مشاهده نمی‌شود. حرکت‌های صعودی شدید روز قبل نیز تقریباً از بین رفته و حرکت‌های نزولی با مرکز 4 cms^{-1} به چشم می‌خورد (شکل ۳-۴). در نقشه سطح زمین این روز (شکل ۳-۵)، به جز جابه‌جایی اندک پربندهای هم‌فشار به سمت عرض‌های بالاتر، تغییر محسوسی دیده نمی‌شود. از شکل‌های روز شانزدهم می‌توان نتیجه گرفت که اثر بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی سطوح زیرین و همچنین بی‌هنجاری‌های تاوایی پتانسیلی سطوح میانی مرتبط با آن کاهش یافته است.

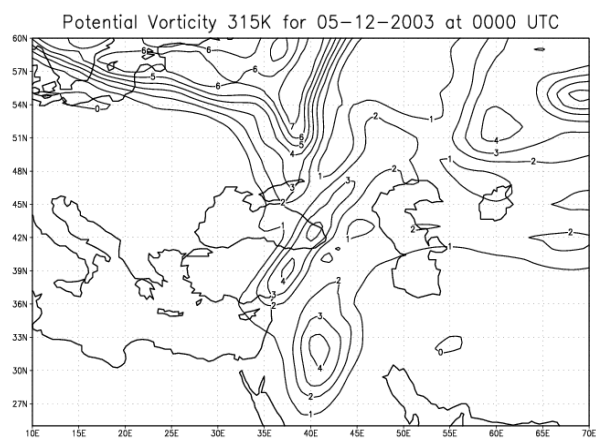
در روز هفدهم (شکل ۳-۲) بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی سطوح زیرین به طور کامل از کشور ایران خارج می‌شود و در روز بعد (شکل ۳-۲) هیچ پربندی از تاوایی پتانسیلی روی ایران وجود ندارد. نکته حائز اهمیت در نقشه‌های تاوایی پتانسیلی سطوح میانی، وجود مرکز $1/5/PVU$ روی نواحی مرکزی و غرب ایران در روز



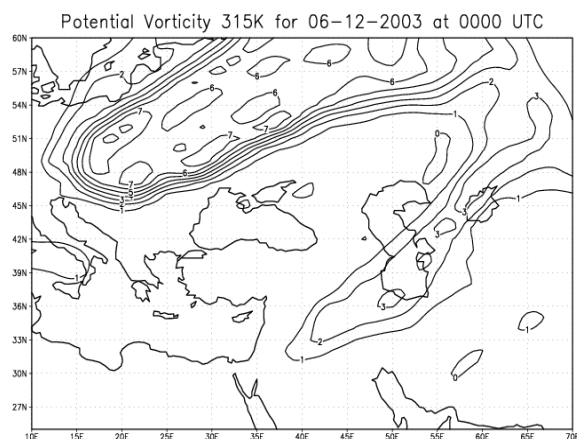
(a)



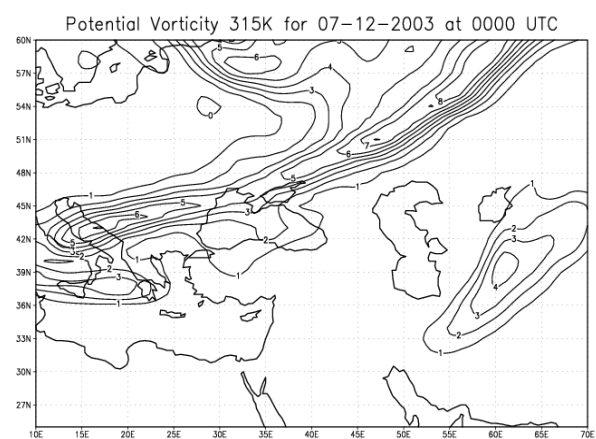
(b)



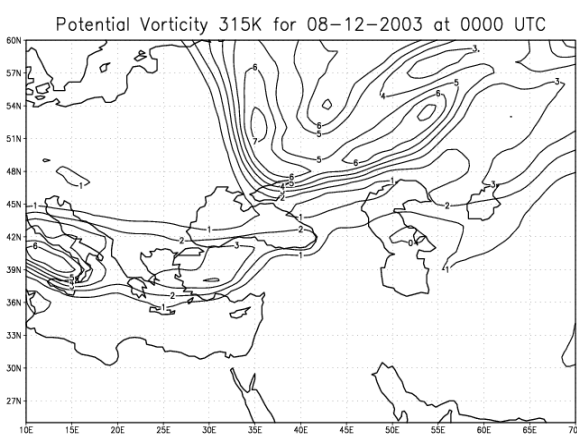
(c)



(d)



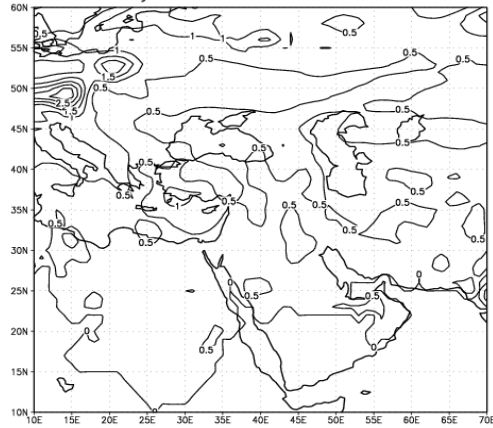
(e)



(f)

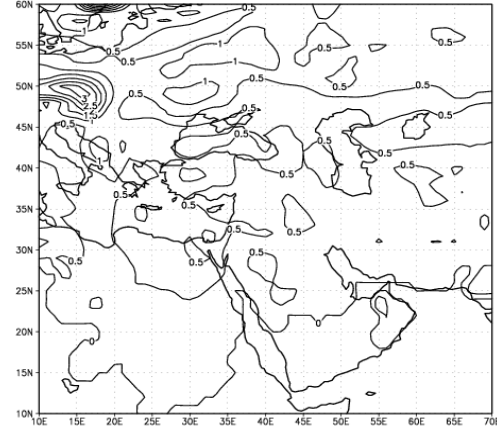
شکل ۲. مانند شکل ۱ ولی برای تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح هم‌دمای پتانسیلی ۳۱۵ کلون. بازه پرنده‌ی تاوایی پتانسیلی برابر ۱ PVU است.

Potential Vorticity 295K for 03-12-2003 at 0000 UTC



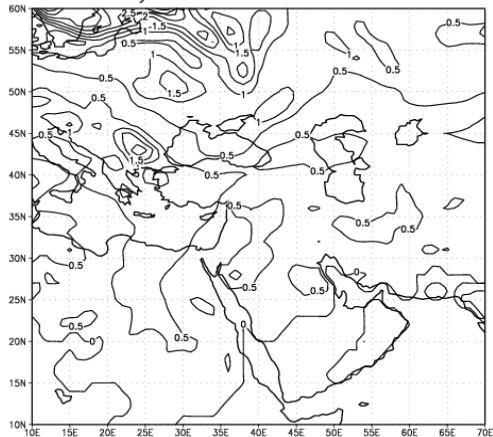
(a)

Potential Vorticity 295K for 04-12-2003 at 0000 UTC



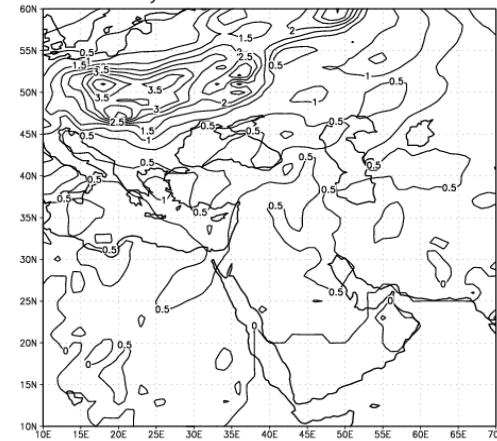
(b)

Potential Vorticity 295K for 05-12-2003 at 0000 UTC



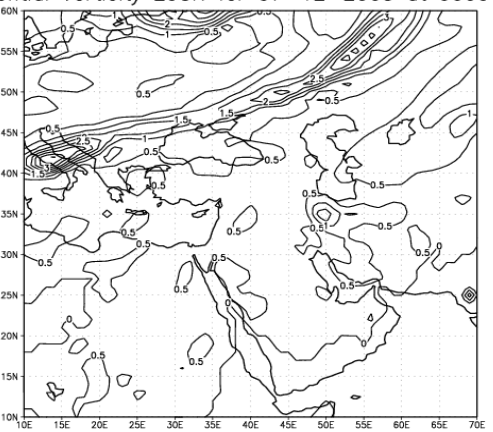
(c)

Potential Vorticity 295K for 06-12-2003 at 0000 UTC



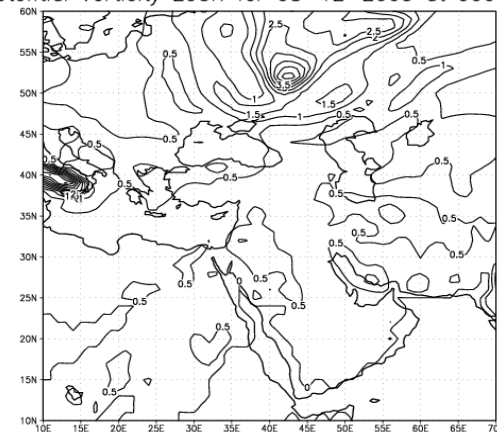
(d)

Potential Vorticity 295K for 07-12-2003 at 0000 UTC



(e)

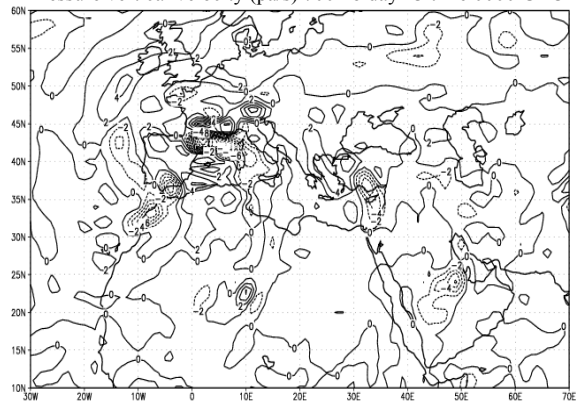
Potential Vorticity 295K for 08-12-2003 at 0000 UTC



(f)

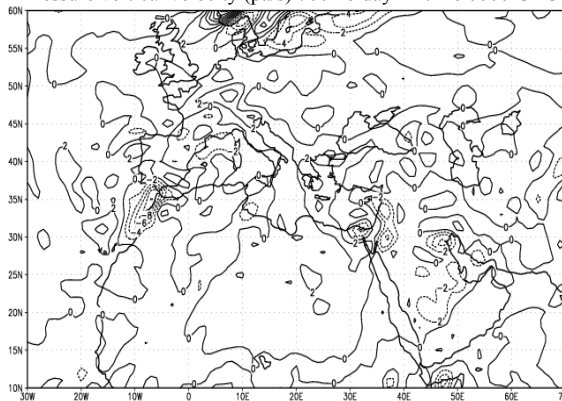
شکل ۳. مانند شکل ۱ ولی برای تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح هم‌دمای پتانسیلی ۲۹۵ کلونین. بازهٔ پربندی تاوایی پتانسیلی برابر ۰/۵ PVU است.

Pressure vertical velocity (pa/s) 700mb day 13 time 0000 UTC



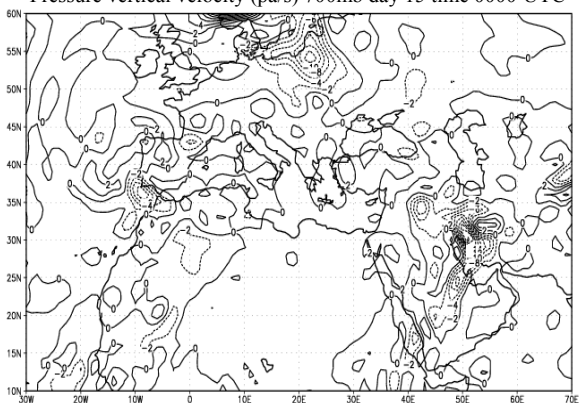
(a)

Pressure vertical velocity (pa/s) 700mb day 14 time 0000 UTC



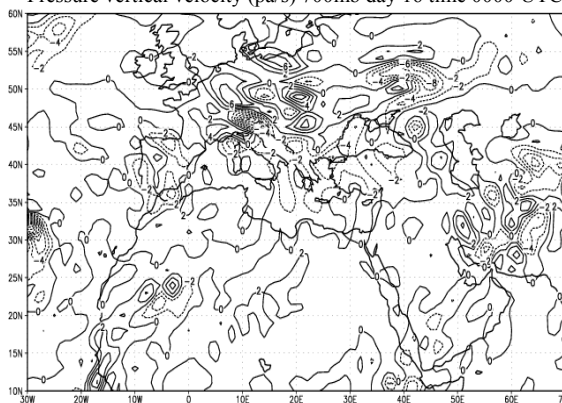
(b)

Pressure vertical velocity (pa/s) 700mb day 15 time 0000 UTC



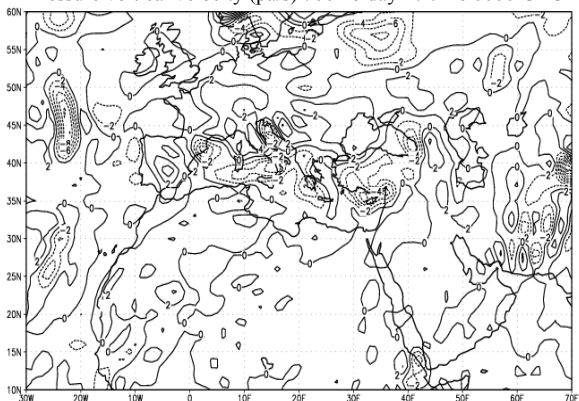
(c)

Pressure vertical velocity (pa/s) 700mb day 16 time 0000 UTC



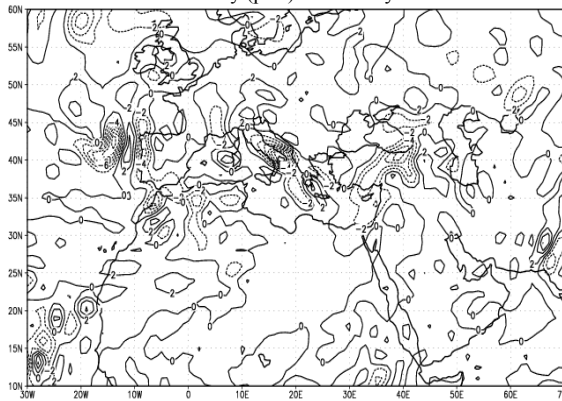
(d)

Pressure vertical velocity (pa/s) 700mb day 17 time 0000 UTC



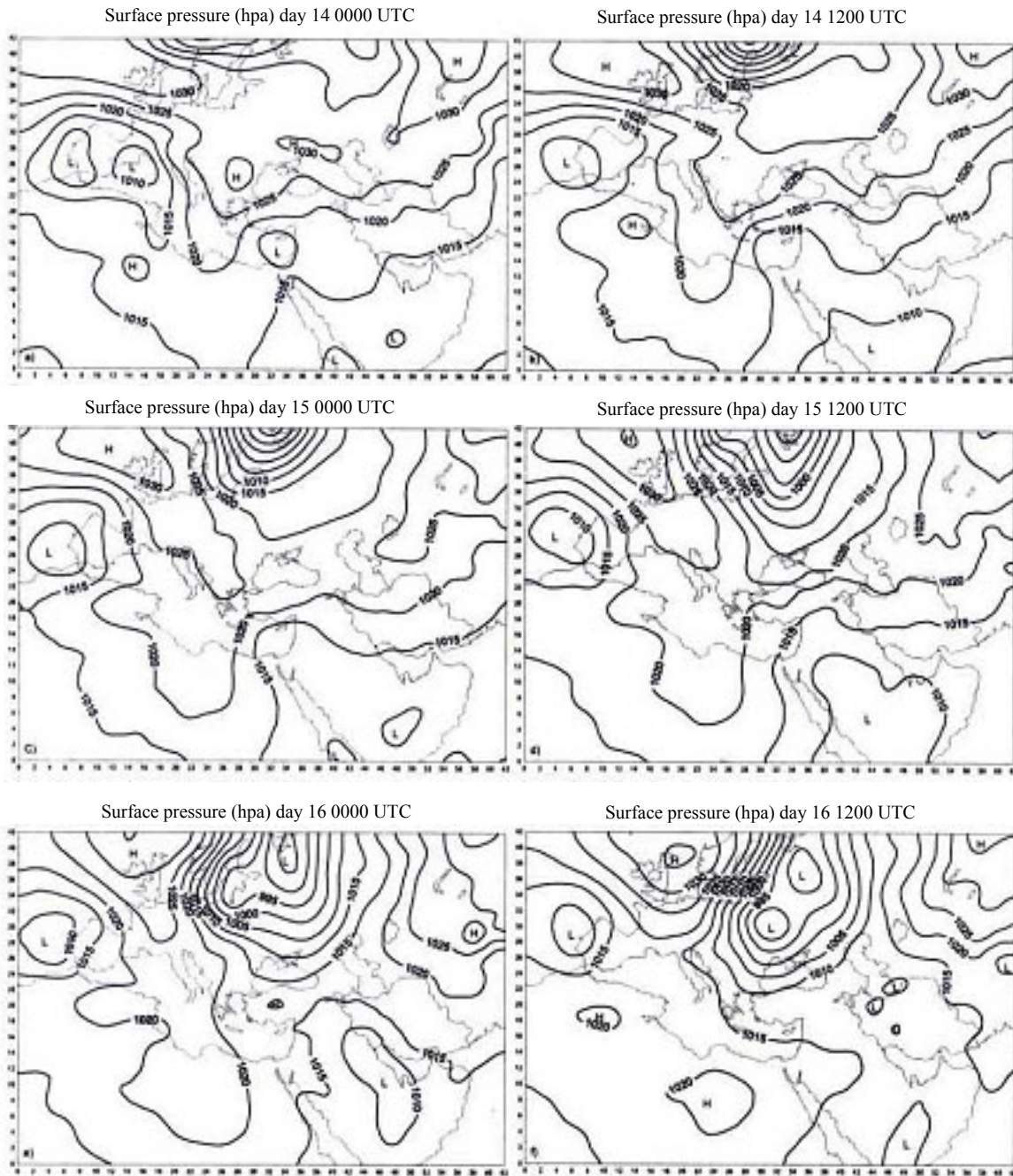
(e)

Pressure vertical velocity (pa/s) 700mb day 18 time 0000 UTC



(f)

شکل ۴. مانند شکل ۱ ولی برای سرعت قائم در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال. واحد مقادیر برحسب cm/sec است. مقادیر مثبت (حرکت‌های نزولی) و منفی (حرکت‌های صعودی) به ترتیب با پریندهای پر و خط‌چین مشخص شده‌اند.



شکل ۵. گرتة فشاری در سطح زمین بر حسب هکتوپاسکال برای (a) ساعت ۰۰۰۰ UTC روز چهاردهم، (b) ساعت ۱۲۰۰ UTC روز چهاردهم، (c) ساعت ۰۰۰۰ UTC روز پانزدهم، (d) ساعت ۱۲۰۰ UTC روز پانزدهم، (e) ساعت ۰۰۰۰ UTC روز شانزدهم و (f) ساعت ۱۲۰۰ UTC روز شانزدهم آذر ۱۳۸۲. عددهای روی محورها معرف تعداد نقاط شبکه‌ای در راستای X, Y و فاصله پربندها ۵ هکتوپاسکال است.

ناشی از فرایندهای دررو است و همچنین حرکت‌های قائم ناشی از فرارفت‌های گرم و سرد سطوح زیرین وجود دارد که مشارکت و برهم‌کنش بین آنها منجر به چرخندزایی شده است. لازم به ذکر است اثر عواملی چون توپوگرافی به‌طور ضمنی در مقدار تاوایی پتانسیلی ارتل محاسبه شده، وجود دارد. مرحله میرایی چرخندزایی مقارن با تضعیف هر یک از سه عامل به‌ویژه قطع ارتباط آنها است.

منابع

فرایلو، م.، ۱۳۸۳، مطالعه دینامیک سامانه‌های چرخندی بر روی ایران از دیدگاه تاوایی پتانسیلی برای آذرماه ۱۳۸۲، پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

محب‌الحجه، ع. ر. و مرادی، م.، ۱۳۸۱، فرایابی تاوایی پتانسیلی راسی-ارتل روی سطوح هم‌دمای پتانسیلی، همایش پیش‌بینی عددی وضع هوا، تهران، سازمان هواشناسی کشور، ۱۷ مهرماه، ۱۳۸۱.

- Ahmadi-Givi, F., Craig, G. C., and Plant, R. S., 2004, The dynamics of a midlatitude cyclone with very strong latent-heat release: Q. J. Roy. Meteor. Soc., **130**, 295-323.
- Bluestein, H. R., 1992, Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitude: Vol. II. Oxford University Press, 594.
- Davis, C. A., and Emanuel, K. A., 1991, Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis: Mon. Wea. Rev., **119**, 1929-1953.
- Davis, C. A., Stoelinga, M. T., and Kuo, Y. H., 1993, The integrated effect of condensation in numerical simulations of extratropical cyclogenesis: Mon. Wea. Rev., **121**, 2309-2330.
- Fehlmann, R., and Davis, H. C., 1998, Role of salient PV-elements in an event of frontal wave cyclogenesis: Q. J. Roy. Meteor. Soc., **124**, 1-22.
- Holton, J. R., 1992, An Introduction to Dynamic Meteorology. Academic Press, 511.
- Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., and Robertson, A. W., 1985, On the use and significance of isentropic potential vorticity maps: Q. J. Roy. Meteor. Soc., **111**, 877-946.

برای نمونه در کارهای هاسکینز و بریسفورد (۱۹۸۸) و فلمن و دیویس (۱۹۹۸) نشان داده شده است که سازوکار اصلی چرخندزایی در چرخندهای مورد بررسی، عمدتاً ناشی از بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی سطوح زیرین و وجود کژفشاری شدید در سطح زمین است و بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی مربوط به فرایندهای دررو نقش قابل توجهی نداشته است. از سوی دیگر مطالعات موردی رید و همکاران (۱۹۹۳)، استولینگا (۱۹۹۶) و احمدی‌گیوی و همکاران (۲۰۰۴) نشان می‌دهد که نقش تاوایی پتانسیلی مربوط به فرایندهای دررو، به‌ویژه آزاد شدن گرمای نهان، در هر سه مرحله از چرخندزایی بسیار بیشتر از نقش کژفشاری سطح زمین بوده و در مرحله تقویت چرخند، اثر آن برابر اثر بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی سطوح زیرین است. در این مقاله نیز سعی شده است که دینامیک سامانه‌های چرخندی واقع بر ایران در آذرماه ۱۳۸۲ از دیدگاه تاوایی پتانسیلی بررسی شود.

بررسی نقشه‌های هم‌دیدگی سطوح هم‌فشاری مختلف در آذرماه ۱۳۸۲ نشان می‌دهد که دو بندال در اوایل و اواخر ماه در منطقه رخ داده است. وقوع این پدیده‌های جوی سبب شده است که شرایط نسبتاً پایداری روی ایران حاکم باشد و سامانه‌های چرخندی زیادی شکل نگیرد یا در اثر عوامل سطوح زیرین تقویت نشود. به همین علت فقط سامانه چرخندی با چرخه عمر مشخص طی آذرماه (سیزدهم تا هجدهم) تعیین شد که دینامیک آن از دیدگاه تاوایی پتانسیلی مورد مطالعه قرار گرفت.

در چرخه عمر چرخند مورد بررسی در این مقاله نیز سه مرحله مشخص ذکر شده، مشاهده می‌شود. در مرحله تکوین چرخند سطحی، فقط بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی سطوح زیرین حضور دارد، بدون آنکه عوامل سطوح میانی و سطح زمین نقش مؤثری داشته باشند. در مرحله بلوغ سامانه، سه عامل شامل بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی سطوح زیرین، بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی سطوح میانی که

- Hoskins, B. J., and Berrisford, P., 1988, A potential vorticity perspective of the storm of 15-16 October 1987: *Weather*, **43**, 122-129.
- Kahaner, D., Moler, C., and Nash, S., 1989, *Numerical Methods and Software*. Prentice Hall, 495.
- Mallet, I., Cammas, J. P., Mascart, P., and Bechtold, P., 1999, Effects of cloud diabatic heating on the early development of the FASTEX IOP 17 cyclone: *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 3439-3467.
- Reed, R. J., Grell, G. A., and Kuo, Y. H., 1993, The ERICA IOP5 storm. Part I: Analysis and simulation: *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1577-1594.
- Stoelinga, M. T., 1996, A potential vorticity-based study of the role of diabatic heating and friction in a numerically simulated baroclinic cyclone: *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 849-874.