

## بررسی دینامیکی و ترمودینامیکی ساختار پُرفشار سیبری و عوامل موثر در

تقویت آن در دوره ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸

معصومه احمدی حجت<sup>۱</sup> و فرهنگ احمدی گیوی<sup>۲\*</sup>

<sup>۱</sup> دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران  
<sup>۲</sup> موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۳/۱۰، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۹/۳۰)

### چکیده

در این تحقیق با شناسایی ۲۵ مورد از قوی‌ترین رویدادهای پُرفشار سیبری در یک دوره ۶۰ ساله (۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸)، ساختار این سامانه جوئی و برخی از عوامل موثر در تقویت آن از دیدگاه دینامیکی و ترمودینامیکی مورد بررسی قرار می‌گیرد. این کار با استفاده از داده‌های NCEP/NCAR در دوره مورد تحقیق صورت می‌گیرد. نتایج نشان می‌دهد که بخش جریان‌سوی پُرفشار سیبری دارای ساختار گرمایی و بخش پادجریان‌سوی آن دارای ساختار دینامیکی است. همچنین مشاهده می‌شود که پُرفشار سیبری فقط یک سامانه محدود به سطح زمین نیست و می‌تواند با میدان‌های هواشناختی در بالای جو نیز در ارتباط باشد که نوسان وردایست در هنگام تقویت پُرفشار سیبری از آن جمله است. به‌علاوه، ساختار گردش میدان باد به گونه‌ای است که با اینکه عموماً پُرفشار سیبری به‌منزله یک واچرخند سطح زمین شناخته شده است، اما در سطوح فوقانی، یک چرخند در بخش جریان‌سو و یک واچرخند در بخش پادجریان‌سوی آن شکل می‌گیرد. از دیگر نتایج آن که در مرحله تقویت پُرفشار سیبری، یک قطار موج شبه‌ایستای راسبی بیرونی در بالای جو وجود دارد، به‌طوری‌که یک پشته آن در بخش پادجریان‌سوی مرکز پُرفشار بند می‌آید (بالک می‌شود). به نظر می‌رسد که جفت‌شدگی و برهم‌کنش بین بی‌هنجاری‌های واچرخندی ناشی از هوای سرد سطح زمین با گردش‌های ناشی از بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی قطار موج راسبی موجود در بالای جو، نقش موثری در تقویت پُرفشار سیبری و تقویت پشته بند آمده واقع در بخش پادجریان‌سوی آن دارد.

واژه‌های کلیدی: پُرفشار سیبری، تاوایی پتانسیلی، نوسان وردایست، موج شبه‌ایستای راسبی بیرونی، بندالی (بالکینگ)

## Examination of dynamical and thermodynamical structures of the Siberian high pressure and its amplification during the period of 1948-2008

Masomeh Ahmadi-Hojat<sup>1</sup> and Farhang Ahmadi-Givi<sup>2\*</sup>

<sup>1</sup>Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 31 May 2011, accepted: 21 December 2011)

## Summary

The purpose of this paper was to study the dynamical and thermodynamical structures of the Siberian high pressure (SH) and some of the effective parameters in its development. The data used were from the National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research (NCEP–NCAR) reanalysis winter time data for a 60-year period (1948-2008). To identify the most significant feature points using the Siberian High Index (SHI) the 25 strongest cases were selected from the period of the study. The range of the fields investigated included the mean sea level pressure, the lower- and upper-tropospheric geopotential heights, wind, temperature, and the potential vorticity (PV), as well as the pressure field on the tropopause surface ( $PV = 2$  PVU) and the wave activity vector.

The results showed that in the sea level pressure field, the Siberian high pressure has been strengthening around its climatological position at the developing stage until the peak time. After that the high pressure has started to extend and its central cell has been divided into two distinct cells with one moving southeastward into the Far East and consequently cold surge over there while the ridge of the other cell extends westerly toward Europe and the North East of Iran.

The composite maps of the anomalies suggest that the vertical structures of the SH are different in the downstream and upstream portions of the surface high. A noticeable feature was that the downstream portion of the SH exhibited a thermal structure, while its upstream portion showed a dynamical structure. In addition, although the SH was generally recognized as an anticyclonic circulation in the lower troposphere, the vertical structure of the wind anomalies indicated that there were cyclonic and anticyclonic circulations in the upper troposphere, respectively, in the downstream and upstream parts of the central area ( $40\text{-}65^\circ\text{N}$ ,  $80\text{-}120^\circ\text{E}$ ) of the SH.

At the amplification stage of the SH, the appearance of negative pressure anomalies over the Mediterranean Sea implies that this stage can enhance favorable conditions for cyclogenesis over the Mediterranean Sea. This indicates that the SH could have some impacts on the meteorological fields outside its source area.

The other finding was that the SH may have profound effects on the meteorological fields in the middle- and upper-troposphere. Examples include the occurrence of a tropopause folding in the downstream side of the SH and the formation of a blocking ridge, as a part of a quasi-stationary external Rossby wave train, in the upstream side when the surface high is amplified.

The calculation of the horizontal component of the wave activity flux for the stationary Rossby wave revealed that the Rossby wave originated from the Euro-Atlantic sector and the blocking ridge was a component of this approaching wave. Also, during the development of the blocking ridge, the wave activity flux diverges from the negative height anomalies located at the upstream of the ridge and converges into the amplifying blocking ridge.

By evaluating each term of the horizontal temperature advection based on a composite field for the 850 hPa level, it was found that the advection of the basic state temperature by wind anomalies had an important role in developing a surface cold high throughout the amplification stage of the Siberian high pressure.

Finally, through a qualitative analysis, it was seen that the coupling between the negative PV anomalies at the surface due to the low-level cold anomalies and upper-level positive PV anomalies due to the tropopause folding lead to the amplification of the SH as well as the blocking ridge. The main conclusion was that the SH was not simply a local thermal system along with the restricted effects in the low-level troposphere.

**Key words:** Siberian high, potential vorticity, tropopause folding, quasi-stationary external Rossby wave, blocking

## ۱ مقدمه

پرفشار سیبری یک سامانه نیمه‌دائمی سطح زمین است که در فصل زمستان نیمکره شمالی روی قاره اورآسیا شکل می‌گیرد. فشار میانگین بلندمدت مرکز این سامانه بالغ بر ۱۰۳۰ hPa است. در میانگین‌های اقلیمی، پرفشار سیبری جزء سامانه‌های وردسپهر پایین است و در طبقه‌بندی‌ها نیز سامانه‌ای گرمایی محسوب می‌شود (ناکامورا و تاکایا، ۲۰۰۵). نتایج برخی از تحقیقات حاکی از آن است که پرفشار سیبری دارای بزرگ‌ترین دامنه در بخش زیرین وردسپهر است، اما به‌طور غیرمستقیم با جریانات بالای وردسپهر نیز در مقیاس نیمکره‌ای در ارتباط است (پاناگیوتوپولس و همکاران، ۲۰۰۵). به‌علاوه، روشن شده است که این پدیده با دیگر پدیده‌های جوئی دارای برهم‌کنش است. برای نمونه، می‌توان به مونسون زمستانی شرق آسیا اشاره کرد که اثری تعیین‌کننده بر اقلیم سطح زمین این منطقه در فصل سرد سال دارد و تغییرات دمای میانگین فصلی این منطقه به شدت متأثر از پرفشار سیبری است (دینگ، ۱۹۹۰؛ گنگ و هو، ۲۰۰۴). برخی از تحقیقات پیشین مربوط به پرفشار سیبری، بر تغییرپذیری میان‌فصلی و میان‌سالانه آن براساس گردش وردسپهری پایین و یا بودجه گرمایی شامل اثر تابشی تأکید دارند. دینگ و کریشنامورتی (۱۹۸۷) از طریق تحلیل بودجه گرمایی، نتیجه گرفتند که سرمایش شدید دررو به همراه یک فرونشینی بزرگ‌مقیاس، در ایجاد سریع یک پرفشار حوالی پرفشار سیبری مؤثر است که پیامد غالب آن، وقوع ناگهانی هوای سرد یا کشند سرما (cold surge) در عرض‌های میانی شرق دور است. به‌طور متوسط ۲۰ تا ۳۰ کشند سرما طی یک فصل زمستان مشاهده شده است (دینگ و کریشنامورتی، ۱۹۸۷؛ دینگ، ۱۹۹۰).

نتایج برخی از پژوهش‌ها حاکی از آن است که تقویت پرفشار سیبری با بی‌هنجاری‌های گردش در بالای وردسپهر ناشی از عبور امواج راسبی، در ارتباط است (سودا، ۱۹۵۷؛ ژانگ و هیچمن، ۱۹۸۲). تاکایا و ناکامورا (۲۰۰۵) ضمن نشان دادن ارتباط بین تقویت پرفشار سیبری با وقوع بندالی در غرب آن، نتیجه گرفتند که نقش برهم‌کنش بین بی‌هنجاری‌های تاوایی پتانسیلی بالای وردسپهر با بی‌هنجاری‌های تاوایی پتانسیلی ناشی از هوای سرد سطح زمین، در تقویت پرفشار سیبری دارای اهمیت زیادی است. درباره تحقیقات صورت گرفته روی پرفشار سیبری در داخل کشور نیز می‌توان به چند نمونه اشاره کرد. علیجانی (۱۳۶۹) روشن ساخت که پرفشار سیبری منشا دینامیکی دارد و سرد شدن سطح زمین وسیع سیبری اثر دینامیکی امواج بادهای را تشدید می‌کند. چوخواچی‌زاده مقدم (۱۳۷۶) به بررسی الگوهای همدیدی پرفشار سیبری و اثرات آن بر دمای شمال شرق ایران پرداخته و با استفاده از اطلاعات هواشناسی ۹ ایستگاه شمال شرق در سال‌های ۱۹۸۴-۱۹۸۸، نشان داده است که وقوع کاهش دما در فصل سرد سال در این منطقه به علت تقویت مرکز پرفشار سیبری است. میزان تقویت این مرکز نیز بستگی به الگوی امواج غربی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی دارد. تحقیق محمدنژاد و همکاران (۱۳۸۸) حاکی از آن است که بین بازه نوسان سالانه پرفشار سیبری و بارش در مناطق غرب، شمال غرب و قسمتی از شرق ایران ضریب همبستگی مثبت و بین ۰/۳ تا ۰/۶ است، ولی بازه این نوسان در فراوانی چرخندهای حوزه مدیترانه و دریای سرخ اثری ندارد. در پژوهش‌های صورت گرفته در خارج و به ویژه در داخل کشور، بیشتر اثر پرفشار سیبری بر کمیت‌های اقلیمی

$$PV = -g \left[ \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)_p \right. \\ \left. + f - \frac{\partial p}{\partial \theta} \left( \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right) \right] \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (2)$$

که  $u$  و  $v$  مولفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد،  $f = 2\Omega \sin(\phi)$  پارامتر کوریولیس و  $g$  شتاب گرانش زمین است. در رابطه پارامتر کوریولیس،  $\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$  سرعت زاویه‌ای چرخش زمین و  $\phi$  عرض جغرافیایی است.

برای محاسبه ضریب همبستگی بین شدت منطقه مرکزی پُرفشار سیبری و سایر میدان‌های هواشناختی، ابتدا یک شاخص منطقه‌ای به صورت بی‌هنجاری میانگین روزانه فشار تراز دریا در منطقه مرکزی پُرفشار سیبری (۶۵-۴۰ درجه شمالی و ۱۲۰-۸۰ درجه شرقی) نسبت به میانگین بلندمدت فشار تراز دریا در آن منطقه محاسبه می‌شود. این روش را می‌توان برای هریک از میدان‌ها و در هریک از نقاط شبکه‌ای تکرار کرد و شاخص منطقه‌ای آنها را به دست آورد (پاناگیوتوپولس و همکاران، ۲۰۰۵). در ادامه، ضریب همبستگی بین میانگین شاخص منطقه‌ای پُرفشار سیبری و کمیت‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای متفاوت و تراز فشاری وردایست محاسبه شده است.

برای شناسایی قوی‌ترین رویدادهای پُرفشار سیبری در دوره مورد بررسی ۶۰ ساله، به طریق زیر عمل می‌کنیم. ابتدا، برای هر روز از فصل زمستان (از اول دسامبر تا پایان ماه فوریه) هر سال، شاخص پُرفشار سیبری محاسبه می‌شود. دوره‌ای که حداقل به مدت ۸ روز پی‌درپی مقدار این شاخص مثبت بوده است، درحکم یک رویداد قوی شناخته می‌شود (تاکیا و ناکامورا، ۲۰۰۵). با این روش، ۲۵ مورد از قوی‌ترین این رویدادها تعیین شده است. به‌طور معمول، هریک از این ۲۵ رویداد طوری بوده است که ابتدا شدت فعالیت منطقه مرکزی پُرفشار سیبری به

مناطق خاص مانند دما و بارش یا پدیده‌های دیگر بررسی شده و بسیار اندک به دینامیک و عوامل موثر در شکل‌گیری و تقویت این سامانه پرداخته شده است. در تحقیق حاضر سعی شده است با استفاده از محاسبه شاخص مناسب برای پُرفشار سیبری و شناسایی قوی‌ترین رویدادهای آن در طی یک دوره ۶۰ ساله (از ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸)، ضمن به‌کارگیری روش تحلیل ضرایب همبستگی، ساختار پُرفشار سیبری از دیدگاه دینامیکی و ترمودینامیکی مورد بررسی قرار گیرد.

## ۲ داده‌ها و روش تحقیق

در این پژوهش، از داده‌های بازتحلیل میانگین روزانه و ماهانه فشار تراز دریا و همچنین ارتفاع ژئوپتانسیلی، دمای هوا و مولفه‌های مداری و نصف‌النهاری میدان باد در ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰، ۷۰۰، ۵۰۰، ۴۰۰، ۳۰۰، ۲۵۰، ۲۰۰، ۱۵۰ و ۱۰۰ هکتوپاسکال استفاده شده است. این داده‌ها با تفکیک افقی  $2/5 \times 2/5$  درجه در دو راستای مداری و نصف‌النهاری برای دوره مورد بررسی از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و مرکز ملی تحقیقات جوئی (NCEP/NCAR) به دست آمده‌اند. علاوه بر این، دمای پتانسیلی،  $(\theta)$ ، روی سطوح هم‌فشار یاد شده، با استفاده از رابطه پواسون به صورت زیر به دست آمده است (هولتون، ۲۰۰۴):

$$\theta = T \left( \frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad (1)$$

که  $T$  دمای مطلق،  $p_0$  فشار استاندارد جو (برابر با hPa ۱۰۰۰)،  $p$  فشار،  $R = 287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$  ثابت عمومی گازها برای هوای خشک و  $C_p = 1005 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$  ظرفیت گرمای ویژه هوا در فشار ثابت است. تاوایی پتانسیلی در سطوح هم‌فشار نیز از رابطه زیر محاسبه شده است (بلوشتاین، ۱۹۹۲):

تغییر می‌کند، به طوری که زبانه‌ای از آن در جهت جنوب شرقی وارد جنوب شرق آسیا می‌شود و زبانه دیگری از آن تا اروپا امتداد می‌یابد.

جدول ۱ مقادیر شاخص مداری که به صورت اختلاف فشار تراز دریا بین عرض‌های ۳۵ و ۵۵ درجه شمالی و در راستای نصف‌النهار ۹۰ درجه شرقی (که از محدوده منطقه مرکزی پرفشار سیبری می‌گذرد) تعریف می‌شود (هاسچک، ۱۹۸۰) را در هر یک از مراحل تقویت و تضعیف پرفشار سیبری نشان می‌دهد. براساس این جدول، در مرحله تقویت و با افزایش شاخص مداری، از گسترش مداری پرفشار سیبری کاسته می‌شود؛ اما در مرحله تضعیف، با کاهش شاخص مداری مجدداً و با آهنگ سریع‌تری این پرفشار در راستای مداری بسط می‌یابد. بی‌هنجاری‌های فشار تراز دریا نسبت به میانگین بلندمدت زمستانی در شکل ۱ نیز به این نتایج تاکید دارد. به‌ویژه آنکه در مرحله تقویت پرفشار سیبری، بی‌هنجاری‌های منفی فشار تراز دریا که ابتدا در شمال اروپا دیده می‌شود، به تدریج به سمت دریای مدیترانه انتقال می‌یابد که می‌تواند نشانگر آن باشد که این مرحله به افزایش شرایط مناسب برای چرخندزایی روی دریای مدیترانه کمک می‌کند. همچنین مشاهده می‌شود که در مرحله تضعیف پرفشار سیبری، هسته بی‌هنجاری‌های مثبت که در مرکز پرفشار وجود دارد، به تدریج به دو هسته جداگانه تجزیه می‌شود. یکی از این هسته‌ها در جهت جنوب شرق حرکت می‌کند و بی‌هنجاری‌های مثبت را به مناطق جنوب شرق آسیا منتقل می‌کند. زبانه‌های هسته دوم نیز که در غرب هسته اول شکل گرفته است، یکی از سمت شمال

تدریج افزایش می‌یابد تا اینکه به بیشینه حد خود می‌رسد و پس از آن از شدت فعالیت این منطقه کاسته و پرفشار تضعیف می‌شود. بنابراین دوره عمر هریک از این رویدادها نسبت به روزی که بیشترین شدت فعالیت در مرکز پرفشار مشاهده شود (روز ۰)، شامل چهار روز قبل از آن (روز -۴) تا چهار روز پس از آن (روز +۴) است و به ۹ روز تقسیم می‌شود. در ادامه، میانگین کمیت‌های هواشناختی موردنظر برای هریک از روزهای متناظر در بین ۲۵ رویداد قوی، محاسبه شده و مبنای تحقیقات بعدی قرار گرفته است.

### ۳ مشخصه‌های ۲۵ مورد رویداد بسیار قوی پرفشار

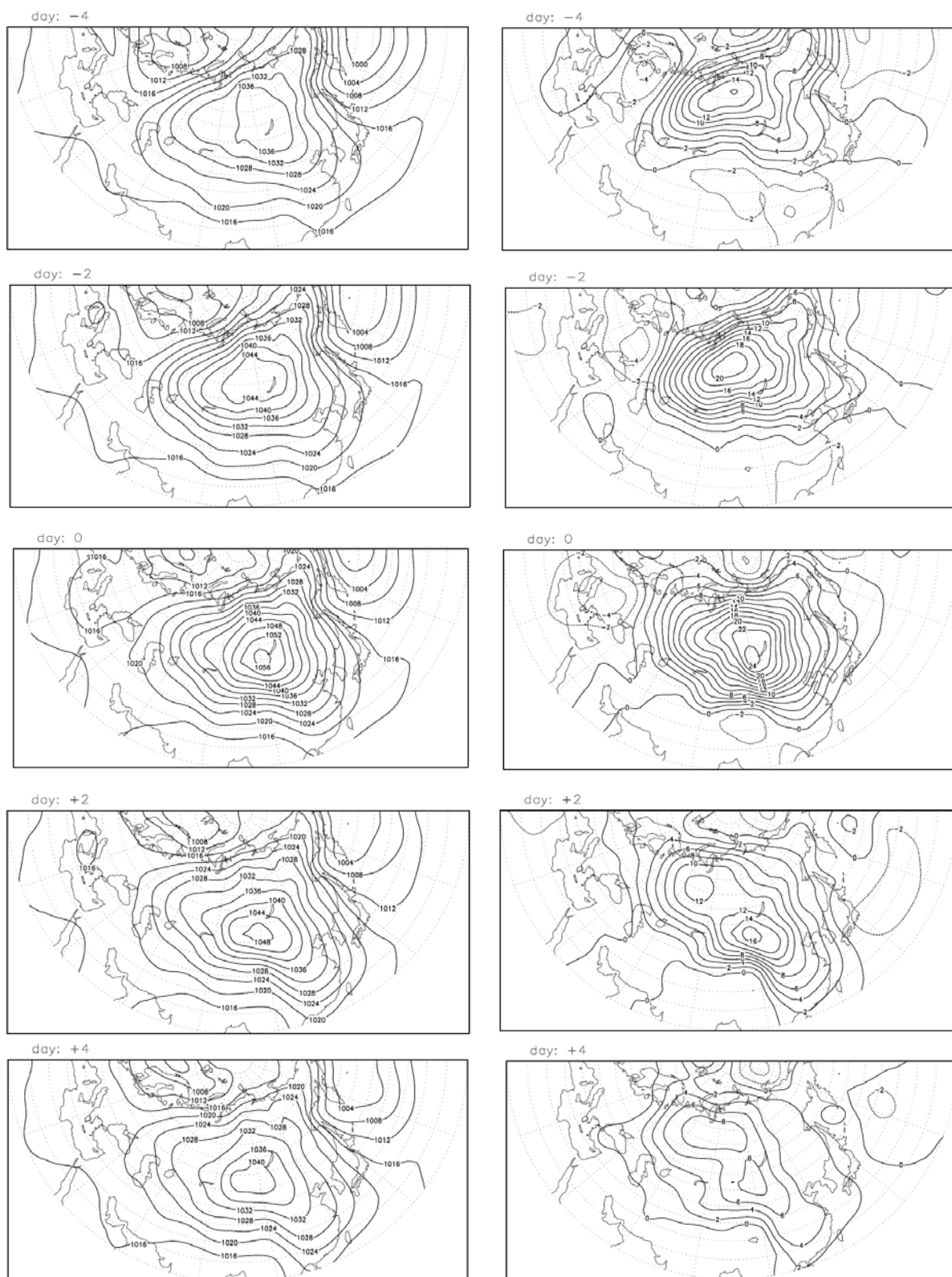
#### سیبری در سطح زمین و سطوح فوقانی

#### ۱-۳ تحول زمانی فشار تراز دریا

تحول زمانی میانگین فشار تراز دریا و بی‌هنجاری‌های آن برای ۲۵ مورد از قوی‌ترین رویدادهای پرفشار سیبری در دوره ۶۰ ساله، در شکل ۱ نشان داده شده است. با توجه به شکل، دیده می‌شود که فشار تراز دریا ابتدا در مرحله تقویت (از روز -۴ تا روز صفر) و در اطراف موقعیت اقلیمی پرفشار سیبری به تدریج افزایش می‌یابد و خطوط هم‌فشار نیز متراکم‌تر می‌شوند. در این مرحله، فشار مرکزی از ۱۰۳۶ hPa در روز -۴ به ۱۰۵۶ hPa در روز صفر می‌رسد. پس از آن پرفشار سیبری وارد مرحله تضعیف می‌شود (از روز صفر تا روز +۴) و طی آن فشار مرکزی به تدریج کاهش می‌یابد و به ۱۰۴۰ hPa در روز +۴ می‌رسد. همچنین، در این مرحله، پرفشار سیبری بسط می‌یابد و محور گسترش آن نیز نسبت به مرحله تقویت

جدول ۱ مقادیر میانگین شاخص مداری ۲۵ مورد از قوی‌ترین رویدادهای پرفشار سیبری در دوره مورد بررسی بر حسب هکتوپاسکال در مراحل تقویت (از روز -۴ تا ۰) و تضعیف (از روز ۰ تا +۴). برای تعریف شاخص مداری به متن مراجعه شود.

روز	-۴	-۳	-۲	-۱	۰	+۱	+۲	+۳	+۴
مقدار شاخص	-۸/۸۳	-۱۰/۹۷	-۱۶/۷۶	-۲۳/۲۱	-۲۳/۱۰	-۱۷/۱۴	-۱۱/۵۰	-۹/۵۴	-۵/۳۷



**شکل ۱.** تحول زمانی میانگین فشار تراز دریا (ستون سمت چپ) و بی‌هنجاری‌های آن (ستون سمت راست) برحسب هکتوپاسکال برای ۲۵ مورد از قوی‌ترین رویدادهای پرفشار سیبری. بازه پرنبدی برای فشار تراز دریا ۴ hPa و برای بی‌هنجاری‌های آن ۲ hPa است.



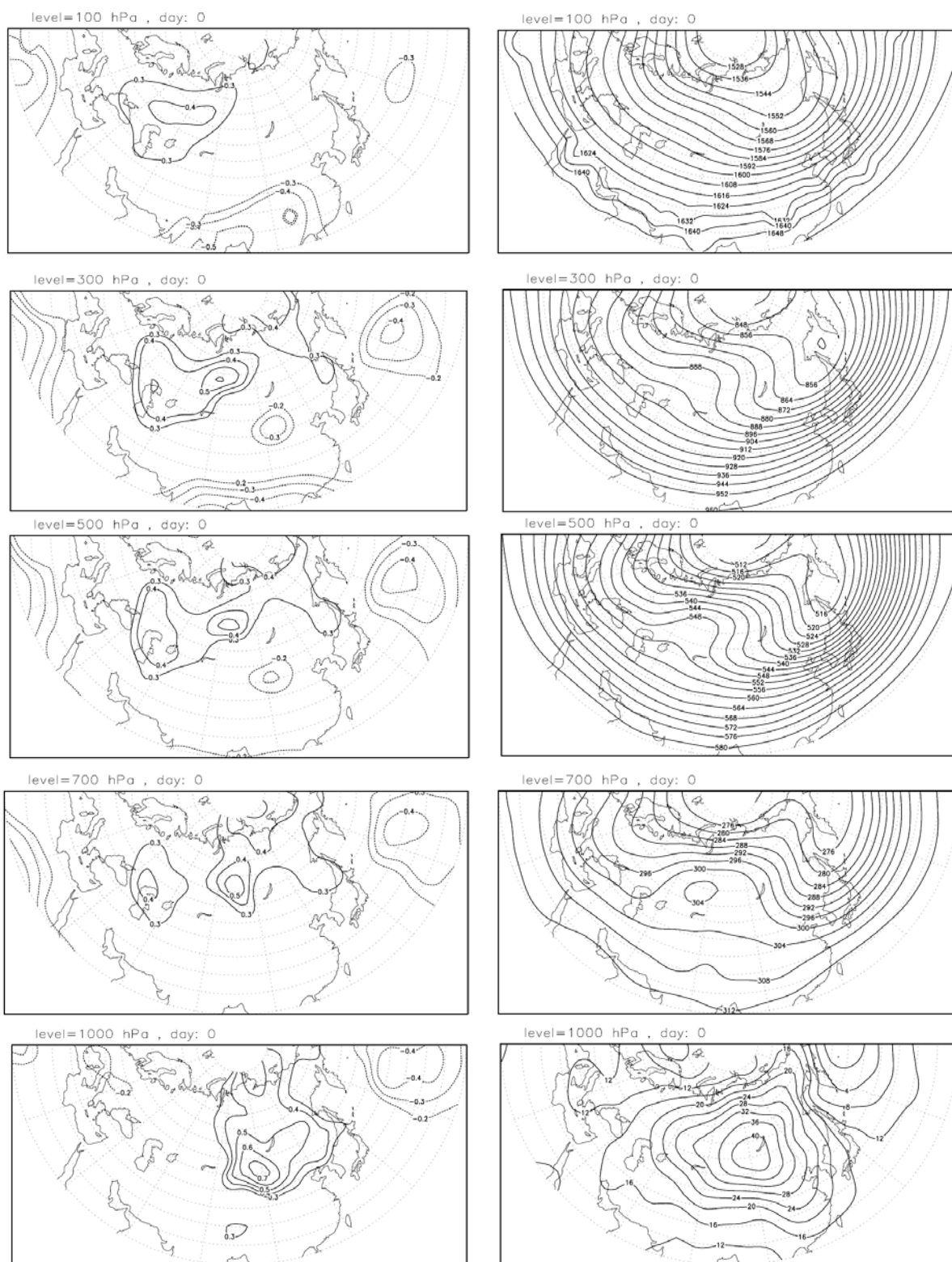
ژئوپتانسیلی در بخش پادجریان سوی منطقه مرکزی پرفشار و تقویت ناوه در بخش جریان سوی آن هستیم. همچنین با توجه به میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی در شکل ۲، دیده می‌شود که با افزایش ارتفاع، یک قطار موج راسبی در وردسپهر فوقانی شکل می‌گیرد، به طوری که یک ناوه آن در بخش جریان سو و یک پشته آن در بخش پادجریان سوی منطقه مرکزی پرفشار سیبری قرار دارد. از آنجا که این قطار موج مربوط به نیمه بالایی وردسپهر است، می‌توان از آن با عنوان موج راسبی شبه‌ایستای بیرونی (External quasi-stationary Rossby wave) (تاکایا و ناکامورا، ۲۰۰۵) یاد کرد. چنین ساختار در همه مراحل تقویت پرفشار سیبری مشاهده می‌شود که در ادامه آن را مورد بررسی بیشتر قرار می‌دهیم.

برای بررسی تحول زمانی قطار موج راسبی فوق، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی و بی‌هنجاری‌های آن در تراز ۲۵۰ hPa برای مراحل تقویت و تضعیف ۲۵ مورد رویداد بسیار قوی پرفشار سیبری در شکل ۳ نشان داده شده است. با توجه به شکل، یک قطار موج شبه‌ایستای راسبی دیده می‌شود که در مراحل تقویت و تضعیف، یک ناوه آن در بخش جریان سوی مرکز پرفشار وجود دارد و تغییرات آن چندان قابل توجه نیست. اما در بخش پادجریان سوی مرکز پرفشار سیبری، یک پشته ارتفاع ژئوپتانسیلی بند می‌آید به طوری که شدت آن در مرحله تقویت پرفشار، به آرامی افزایش می‌یابد تا اینکه در روز بیشینه فعالیت پرفشار به بیشینه فعالیت خود می‌رسد و پس از آن به تدریج تضعیف می‌شود. این مطلب در مورد بی‌هنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی در شکل ۴ نیز صدق می‌کند. براین اساس، تغییرات بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع ژئوپتانسیلی در محل ناوه چندان قابل توجه نیست، اما تغییرات بی‌هنجاری‌های مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی در محل پشته چشمگیر است. بنابراین به نظر می‌رسد که پرفشار سیبری در دو بخش جریان سو و پادجریان سوی مرکز آن، دارای دو ساختار

شرق وارد ایران می‌شود و موجب فرارفت هوای سرد به این منطقه می‌شود و زبانه دیگری از این هسته، در راستای مداری تا اروپا گسترش می‌یابد و از این رو بی‌هنجاری‌های منفی که در مرحله تقویت در آنجا مشاهده می‌شود، به تدریج ناپدید می‌شود.

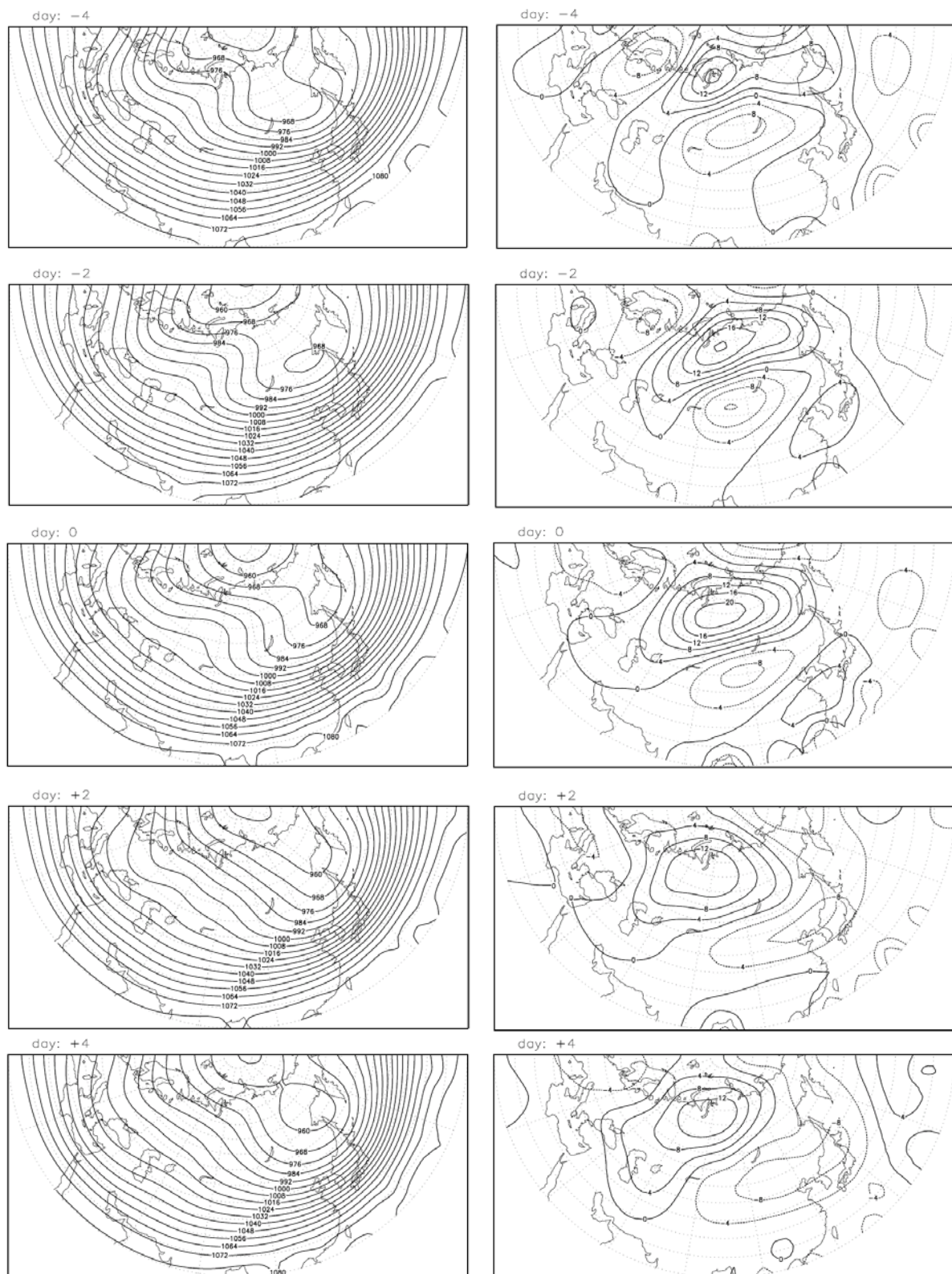
### ۲-۳ تحول زمانی موج راسبی شبه‌ایستا در وردسپهر فوقانی

برای بررسی اثرات قائم پرفشار سیبری، ضریب همبستگی بین میانگین شاخص منطقه‌ای پرفشار سیبری و میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای متفاوت جوئی برای روز بیشینه فعالیت ۲۵ مورد رویداد بسیار قوی پرفشار سیبری، محاسبه و نتایج آن در شکل ۲ آورده شده است. در تراز ۱۰۰۰ hPa، همبستگی مثبت و چشمگیری در محدوده منطقه مرکزی پرفشار دیده می‌شود. با افزایش ارتفاع تا تراز ۸۵۰ hPa هرچند از مقدار این ضرایب همبستگی کاسته می‌شود، اما همچنان همبستگی‌های قوی در منطقه مرکزی پرفشار وجود دارد. در تراز ۷۰۰ hPa و بالاتر از آن، ضرایب مثبت در بخش پادجریان سوی منطقه مرکزی به چشم می‌خورد، ولی در بخش جریان سوی آن، ضرایب به تدریج کاهش می‌یابند و در تراز ۵۰۰ hPa از بین می‌روند. نکته قابل توجه، وجود ضرایب همبستگی منفی در بخش جریان سوی منطقه مرکزی در تراز ۵۰۰ hPa و همچنین تجزیه شدن ضرایب همبستگی به دو قسمت شامل مقادیر مثبت در بخش پادجریان سو و مقادیر منفی در بخش جریان سو است. این تجزیه شدن در ترازهای ۲۵۰ و ۳۰۰ hPa نیز وجود دارد، ولی از تراز ۲۰۰ hPa به بالا، مقادیر منفی به تدریج کاهش می‌یابند و معنی‌داری خود را از دست می‌دهند. به عبارت دیگر، هنگام تقویت پرفشار سیبری، پشته ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای پایین وردسپهر و روی محدوده پرفشار سیبری تقویت می‌شود؛ اما در سطوح بالاتر جو شاهد تقویت پشته ارتفاع

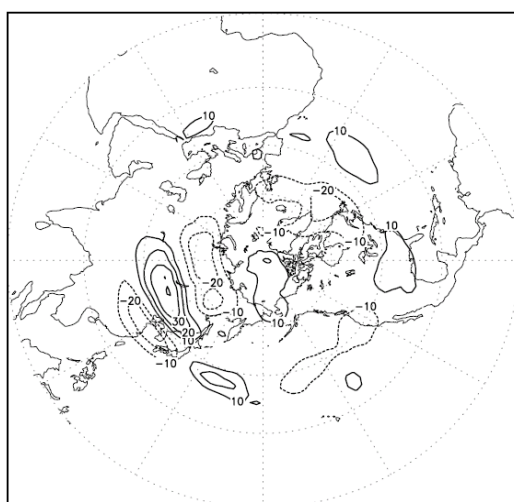


**شکل ۲.** ضریب همبستگی بین میانگین شاخص منطقه‌ای پرفشار سیبری و میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای متفاوت (ستون سمت چپ) همراه با میدان میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی برحسب دکامتر در همان ترازها (ستون سمت راست) برای ۲۵ مورد از قوی‌ترین رویدادهای پرفشار سیبری. ترتیب ترازها از پایین به بالا ۱۰۰۰، ۷۰۰، ۵۰۰، ۳۰۰ و ۱۰۰ hPa است و ضرایب همبستگی در سطح اعتماد ۹۵ درصد رسم شده است.

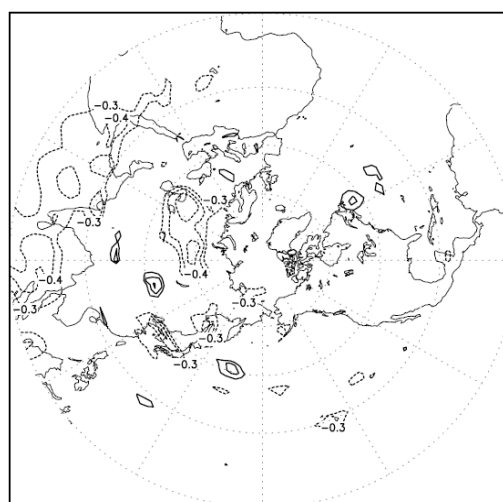




**شکل ۳.** تحول زمانی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۲۵۰ hPa (ستون سمت چپ) و بی‌هنجاری‌های آن (ستون سمت راست) برای ۲۵ مورد از قوی‌ترین رویدادهای پرفشار سیبری در دوره مورد بررسی. بازه پربندی برای ارتفاع ژئوپتانسیلی ۸ دکامتر و برای بی‌هنجاری‌های آن ۴ دکامتر است.



(ب)



(الف)

شکل ۴. الف) ضریب همبستگی بین میانگین شاخص منطقه‌ای پرفشار سیبری و تراز فشاری وردایست و ب) بی‌هنجاری‌های فشار سطح وردایست نسبت به میانگین بلندمدت زمستانی آن در روز بیشینه فعالیت ۲۵ رویداد بسیار قوی پرفشار سیبری. در شکل ب، ضرایب همبستگی در سطح اعتماد ۹۵ درصد رسم شده است.

می‌خورد. بنابراین انتظار می‌رود که هنگام تقویت پرفشار سیبری، تراز فشاری وردایست دچار نوسان شود. مطابق شکل ۴-ب که بی‌هنجاری‌های فشار وردایست نسبت به میانگین بلندمدت را نشان می‌دهد، در بخش جریان‌سوی منطقه مرکزی پرفشار، فشار تراز وردایست افزایش (یا ارتفاع آن کاهش) و در بخش پادجریان‌سوی آن، فشار کاهش (یا ارتفاع آن افزایش) می‌یابد. برای مشاهده بهتر این موضوع، تغییرات میانگین بلندمدت زمستانه فشار تراز وردایست و همچنین میانگین آن برای روز بیشینه فعالیت ۲۵ مورد رویداد بسیار قوی پرفشار سیبری نسبت به طول جغرافیایی در شکل ۵-الف آورده شده است. شکل ۵-ب مسیر نمایه قائم مربوط به شکل ۵-الف را نشان می‌دهد. از ویژگی‌های مهم این مسیر آن است که از مرکز منطقه پرفشار سیبری (۹۰ درجه شرقی) می‌گذرد و مراکز بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۲۵۰ hPa و فشار وردایست را به یکدیگر متصل می‌کند. به علاوه، این مسیر در امتداد بردار فعالیت موج (که بعداً بررسی خواهد شد) و در نتیجه در راستای

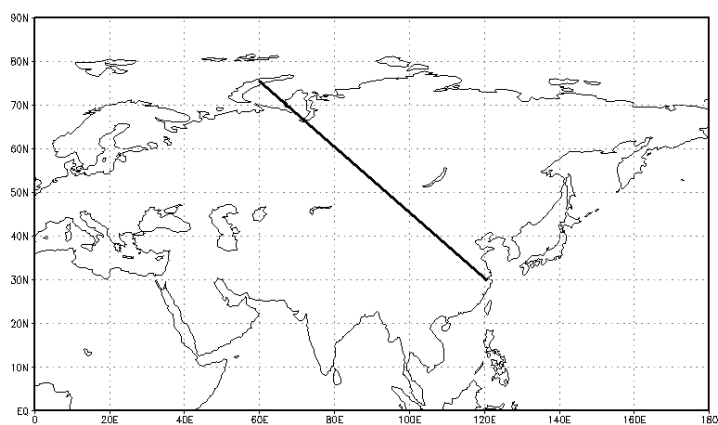
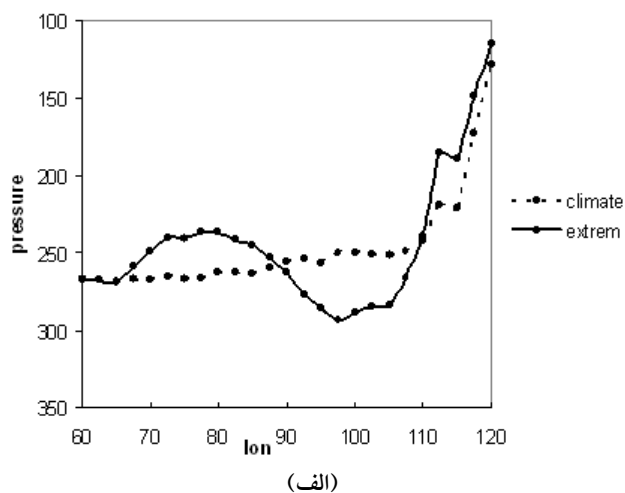
متفاوت است که در بخش‌های بعد با جزئیات بیشتری به این موضوع پرداخته خواهد شد.

### ۳-۳ نوسان وردایست

در بخش قبل روشن شد که پرفشار سیبری فقط یک سامانه محدود به سطح زمین نیست و می‌تواند با میدان‌های هواشناختی بالای وردسپهر، نظیر ارتفاع ژئوپتانسیلی سطوح فشاری نیز در ارتباط باشد. در این قسمت رفتار یکی دیگر از میدان‌های مهم هواشناختی در بالای جو، یعنی وردایست، هنگام تقویت پرفشار سیبری مورد بررسی قرار می‌گیرد. برای بررسی اثر تقویت پرفشار سیبری روی تراز فشاری وردایست، ضریب همبستگی بین میانگین تراز فشاری وردایست و شاخص منطقه‌ای پرفشار سیبری در روز بیشینه فعالیت ۲۵ مورد از رویدادهای بسیار قوی این پرفشار در دوره مورد بررسی در شکل ۴-الف نشان داده شده است. در این شکل، ضرایب همبستگی مثبت در بخش جریان‌سوی منطقه مرکزی پرفشار سیبری و ضرایب همبستگی منفی در بخش پادجریان‌سوی آن به چشم

به طوری که در سمت راست طول جغرافیایی ۹۰ درجه شرقی، یک فرورفتگی تا حدود تراز ۳۰۰ hPa و در سمت چپ آن یک برآمدگی تا فشار ۲۳۵ hPa دیده می شود. مقایسه بین شکل های ۳ و ۴ حاکی از آن است که در هنگام تقویت پرفشار سیبری، بخش های جریان سو و پادجریان سوی منطقه مرکزی آن، دارای دو رفتار جداگانه هستند. مطابق شکل ۳، تقویت پشته ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۲۵۰ hPa و یا بی هنجاری های مثبت ارتفاع در بخش پادجریان سوی منطقه مرکزی پرفشار سیبری، بسیار

انتشار موج راسبی شبه ایستای موجود در بالای جو است. با توجه به شکل ۵-الف، در نمودار تغییرات میانگین بلندمدت زمستانه فشار تراز وردایست، تغییرات خاصی در طرفین منطقه مرکزی پرفشار سیبری به چشم نمی خورد و فقط در قسمت انتهایی آن (۱۲۰ درجه شرقی) یک بیشینه فشار وجود دارد که مربوط به موقعیت اقلیمی فشار وردایست است. اما در نمودار مربوط به روز بیشینه فعالیت ۲۵ مورد از رویدادهای بسیار قوی پرفشار سیبری، علاوه بر وجود بیشینه فوق، یک نوسان نیز مشاهده می شود؛



ADS: OJUA/IGES

2011-02-08-10:05

(ب)

**شکل ۵. الف** تغییرات میانگین بلندمدت زمستانه فشار تراز وردایست نسبت به طول جغرافیایی (نقطه چین) همراه با میانگین مربوط به روز بیشینه فعالیت ۲۵ مورد از قوی ترین رویدادهای پرفشار سیبری در دوره مورد بررسی (خط پُر) و (ب) مکان جغرافیایی نمایه قائم در شکل الف.

بی‌هنجاری‌های منفی به وجود می‌آید. یک بیشینه مقدار از بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع ژئوپتانسیلی نیز در حدود ترازهای ۳۰۰ و ۲۵۰ hPa به چشم می‌خورد. با توجه به شکل ۶-الف مشاهده می‌شود که در ترازهای فوقانی و ردسپهر یک قطار موج راسبی در اطراف پُرفشار سیبری وجود دارد، به طوری که در بخش جریان‌سوی مرکز پُرفشار، بی‌هنجاری‌های منفی و در بخش پادجریان‌سوی آن، بی‌هنجاری‌های مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که ساختار بخش جریان‌سوی منطقه مرکزی پُرفشار سیبری، با توجه به وجود پُرفشار واقع در سطح زمین و کم‌ارتفاع در بالای جو، یک ساختار گرمایی است. یکی از عوامل موثر در هسته سرد این پُرفشار گرمایی، فرارفت هوای سرد ناشی از جریانات شمالی در این منطقه است. از سوی دیگر، بخش پادجریان‌سوی مرکز پُرفشار سیبری نیز با توجه به وجود پُرفشار در سطح زمین و ارتفاع زیاد در بالای جو، دارای ساختار دینامیکی است. از عوامل موثر در هسته گرم این پُرفشار دینامیکی، فرارفت هوای گرم ناشی از جریانات جنوبی واقع در شاخه غربی پُرفشار سیبری روی این منطقه است.

#### ۴-۲ ساختار کُزفشاری

نمایه قائم میانگین دمای پتانسیلی همراه با میدان باد افقی برای روز بیشینه فعالیت ۲۵ مورد رویداد بسیار قوی پُرفشار سیبری در شکل ۶-ج نشان داده شده است. مطابق شکل، فرارفت افقی هوای سرد شدیدی در سطوح زیرین و در بخش جریان‌سوی مرکز پُرفشار مشاهده می‌شود. با افزایش ارتفاع، این فرارفت هوای سرد به تدریج کاهش می‌یابد و در حدود تراز ۳۰۰ hPa به صفر می‌رسد و پس از آن، در بالاتر از تراز ۲۰۰ hPa یک فرارفت هوای گرم قابل توجه به چشم می‌خورد. عکس این فرارفت‌ها و با شدت ضعیف‌تر در بخش پادجریان‌سوی مرکز پُرفشار وجود

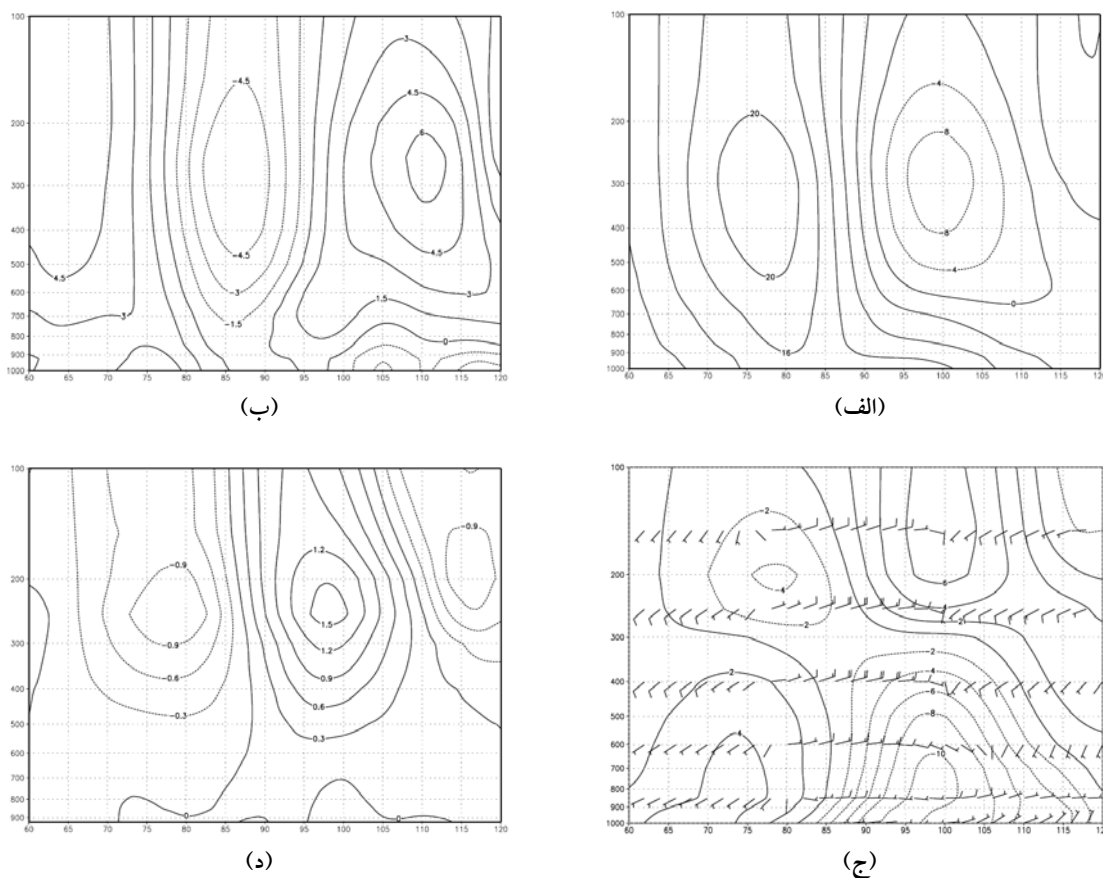
شدیدتر از تقویت ناوه ارتفاع ژئوپتانسیلی و یا بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع در بخش جریان‌سوی آن است. از سوی دیگر، با توجه به شکل ۴-ب، کاهش ارتفاع وردایست که در بخش جریان‌سوی منطقه مرکزی پُرفشار سیبری مشاهده می‌شود، شدیدتر از افزایش ارتفاع وردایست در بخش پادجریان‌سوی آن است. بنابراین به نظر می‌رسد که به علت فقدان تقارن، بخش جریان‌سوی بیشتر متأثر از ناوه واقع در غرب اقیانوس آرام و همچنین حرکات چرخندی پوش‌سپهری ناشی از تاشدگی وردایست (Tropopause folding) است. درحالی‌که بخش پادجریان‌سوی، متأثر از پشته بلاک شده قطار موج راسبی و در نتیجه حرکات و چرخندی ناشی از آن است.

#### ۴ ساختار قائم پُرفشار سیبری

در این بخش، برخی از ویژگی‌های ساختار قائم پُرفشار سیبری در روز بیشینه فعالیت آن، از دیدگاه ترمودینامیکی و دینامیکی مورد بررسی قرار می‌گیرد. برای این منظور، نمایه قائم انتخابی در راستای مسیری است که در شکل ۵-ب نشان داده شده است.

#### ۴-۱ ساختار گرمایی و دینامیکی

نمایه قائم میانگین بی‌هنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی برای روز بیشینه فعالیت ۲۵ مورد رویداد بسیار قوی پُرفشار سیبری در شکل ۶-الف آورده شده است. با توجه به شکل، روی منطقه مرکزی پُرفشار سیبری و طرفین آن در سطوح زیرین جو، بی‌هنجاری‌های مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی تا حدود تراز ۷۰۰ hPa وجود دارد. با افزایش ارتفاع، مشاهده می‌شود که بی‌هنجاری‌های مثبت در بخش پادجریان‌سوی مرکز پُرفشار همچنان وجود دارد و در حوالی تراز ۳۰۰ و ۲۵۰ hPa به بیشینه مقدار خود می‌رسد. اما در بخش جریان‌سوی مرکز پُرفشار، با افزایش ارتفاع، بی‌هنجاری‌های مثبت از بین می‌رود و به تدریج



شکل ۶. نمایه قائم ساختار پرفشار سیبری در روز بیشینه فعالیت ۲۵ مورد از قوی‌ترین رویدادهای آن، براساس بی‌هنجاری‌های: الف) ارتفاع ژئوپتانسیلی، ب) مولفه نصف‌النهاری میدان باد، ج) دمای پتانسیلی و میدان باد افقی و د) تاوایی پتانسیلی. بازه پربندی در شکل‌های الف تا د به ترتیب برابر با ۴ متر، ۱/۵ متر بر ثانیه، ۲ درجه کلون و ۰/۳ PVU است ( $IPVU = 10^{-6} m^2 s^{-1} K kg$ ). در این شکل‌ها محور افقی معرف طول جغرافیایی و محور قائم معرف فشار برحسب هکتوپاسکال است و مکان نمایه قائم در راستای مسیری است که در شکل ۵ نشان داده شده است.

آن افزوده می‌شود که این از ویژگی‌های جو فشارورده هم‌ارز (Equivalent barotropic) است.

#### ۳-۴ ساختار گردش میدان باد

نمایه قائم میانگین مولفه نصف‌النهاری سرعت باد برای روز بیشینه فعالیت مربوط به ۲۵ مورد رویداد بسیار قوی پرفشار سیبری در شکل ۶-ب آورده شده است. با توجه به شکل، در سطوح زیرین و ردسپهر، در منطقه مرکزی پرفشار سیبری سرعت نصف‌النهاری قابل توجهی وجود ندارد؛ اما در بخش جریان‌سوی مرکز پرفشار (۱۰۵ درجه شرقی)، مقادیر منفی که نشان‌دهنده جریانات شمالی و در

دارد، به طوری که در این منطقه، فرارفت هوای گرم در سطح زمین و فرارفت هوای سرد در سطوح فوقانی جو دیده می‌شود. نکته قابل توجه دیگر آنکه در طرفین بی‌هنجاری سرد سطح زمین (۹۰ درجه شرقی)، شیو افقی دمایی شدیدی وجود دارد که طبق رابطه باد گرمایی، چینش قائم باد شدیدی به همراه خواهد داشت. با توجه به شکل، در بخش جریان‌سوی بی‌هنجاری دمایی سرد سطح زمین، تغییر جهت باد با ارتفاع به صورت چرخندی است که نشانگر جو کزفشار است. همچنین در بخش پادجریان‌سوی بی‌هنجاری دمایی سرد سطح زمین، جهت باد با افزایش ارتفاع تغییر نمی‌کند، فقط به تدریج بر مقدار



درجه سلسیوس در روز سردتر و در جهت پادجریان سوی آن، با آهنگ ۱/۵ درجه سلسیوس در روز گرم تر می شود. این موضوع باعث می شود تا لکه سرد در جهت جنوب شرق توسعه یابد (شکل ۷-ب). این وضعیت در روزهای بعدی نیز تکرار می شود.

حال به بررسی اثر فرارفت افقی دما طی فرایند تقویت پرفشار سیبری پرداخته می شود. در این راستا، ابتدا میدان های دما و باد افقی (U و T) به صورت مجموع دو جمله شامل حالت پایه و پریشیدگی نسبت به حالت پایه در نظر گرفته شده و می توان رابطه زیر را برای فرارفت افقی دما نوشت:

$$-U \cdot \nabla T = -\bar{U} \cdot \nabla \bar{T} - \bar{U} \cdot \nabla T' - U' \cdot \nabla \bar{T} - U' \cdot \nabla T', \quad (3)$$

در اینجا از میانگین زمستانی بلندمدت میدان های دما و باد افقی در طی دوره ۶۰ ساله در حکم حالت پایه استفاده شده و پریشیدگی این کمیت ها (مربوط به ۲۵ مورد رویداد بسیار قوی پرفشار سیبری) نسبت به میانگین بلندمدت به دست آمده است. مقایسه بین مقادیر محاسبه شده هریک از جمله های موجود در سمت راست رابطه (۳) نشان می دهد که جمله سوم، یعنی فرارفت دمای حالت پایه بر اثر پریشیدگی میدان باد، از نظر بزرگی بر سایر جملات غالب است. از این رو تحول زمانی میدان پریشیدگی باد همراه با دمای حالت پایه (میانگین بلندمدت) در تراز ۸۵۰ hPa در شکل های ۷-ج و ۷-د و همچنین فرارفت دمای حالت پایه بر اثر پریشیدگی میدان باد در همین تراز در شکل های ۷-ه و ۷-و آورده شده است. با توجه به شکل ها، دیده می شود که جریانات شمالی ناشی از بی هنجاری های واچرخندی میدان باد واقع در شرق بی هنجاری های منفی دما، موجب فرارفت هوای سرد در جهت جنوب شرق آن شده است و سبب می شود که لکه سرد به تدریج در این جهت بسط یابد. در نتیجه، زمانی که پرفشار سیبری در حال تقویت است، منطقه ی

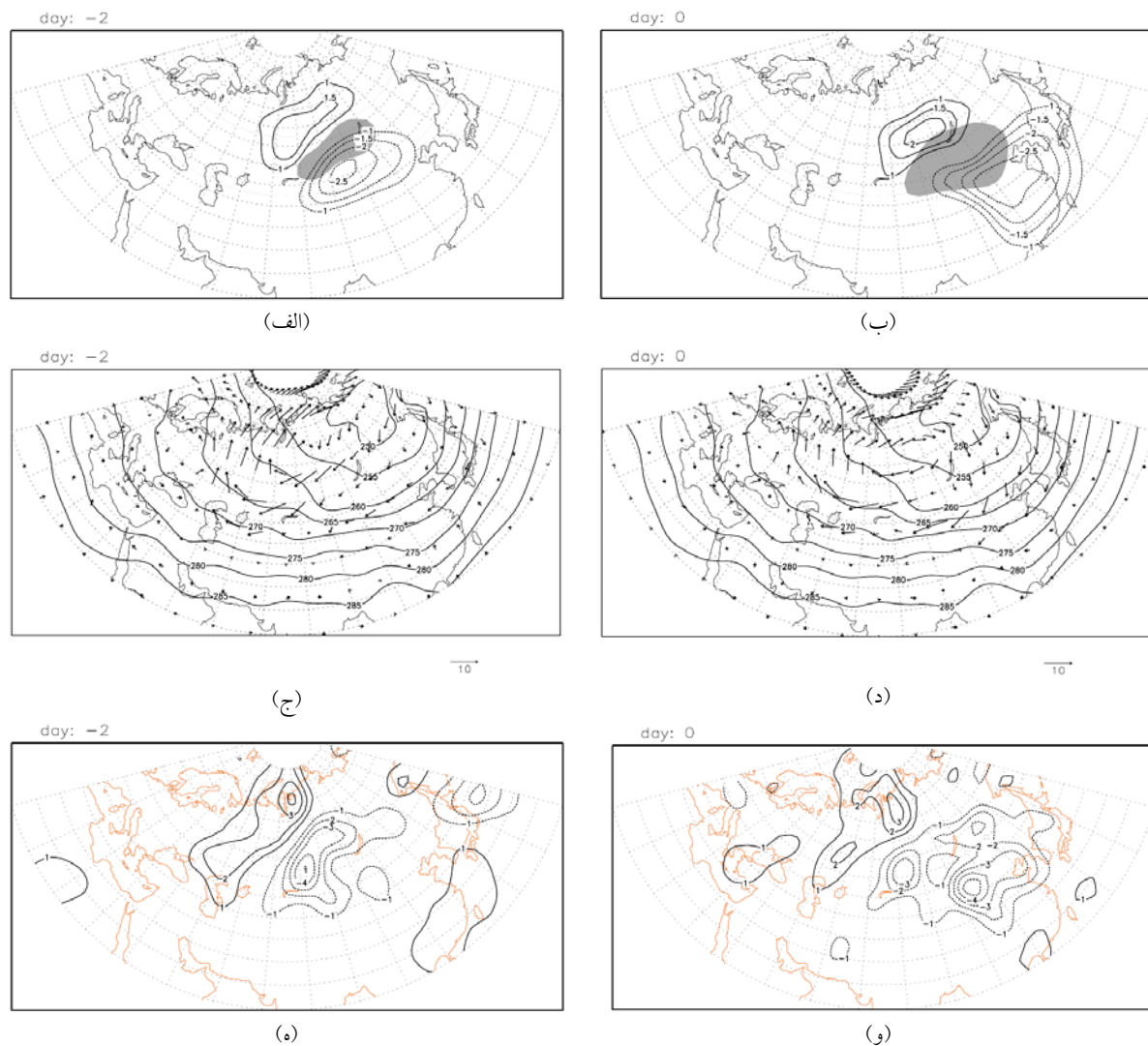
بخش پادجریان سوی آن (۷۵ درجه شرقی)، مقادیر مثبت که نشانگر جریانات جنوبی است، مشاهده می شود. بدین ترتیب یک واچرخند حول مرکز پرفشار شکل می گیرد که طبق انتظار، جریانات شمالی واقع در شاخه شرقی آن از جریانات جنوبی واقع در شاخه غربی آن، قوی تر است. به علاوه، در این شکل دیده می شود که با افزایش ارتفاع و در بالای جو، یک قطار موج شامل مقادیر مثبت و منفی از بی هنجاری مولفه نصف النهاری باد به وجود می آید. در حدود تراز ۳۰۰ hPa و بر روی منطقه مرکزی پرفشار سیبری، مقادیر منفی معرف جریانات شمالی و در طرفین مرکز پرفشار، هم در بخش جریان سو و هم در بخش پادجریان سو، بی هنجاری های مثبت معرف جریانات جنوبی به چشم می خورد. به عبارت دیگر، هر چند پرفشار سیبری در حکم یک واچرخند سطح زمین شناخته شده است، اما ساختار میدان باد آن در بالای جو، به گونه ای است که یک مرکز بی هنجاری چرخندی در بخش جریان سو و یک مرکز بی هنجاری واچرخندی در بخش پادجریان سوی مرکز پرفشار وجود دارد. با مقایسه شکل های ۶-الف و ۶-ب دیده می شود که مراکز بی هنجاری های چرخندی و واچرخندی ذکر شده، در بالای جو کاملاً بر مراکز بی هنجاری های مثبت و منفی ارتفاع ژئوپتانسیلی موجود در همان سطوح منطبق است.

##### ۵ تقویت ترمودینامیکی پرفشار سیبری

تحول زمانی میانگین بی هنجاری های دما در تراز ۸۵۰ hPa همراه با گرایش دما در این تراز برای مرحله تقویت ۲۵ مورد از قوی ترین رویدادهای پرفشار سیبری در شکل های ۷-الف و ۷-ب نشان داده شده است. نواحی سایه دار در این شکل، نشانگر بی هنجاری های دمایی کمتر از منهای ۶ درجه سلسیوس، لکه های سرد (Cold spot) است. مشاهده می شود که در روز ۲-، دمای هوا به طور مشخص در جهت جریان سوی لکه سرد با آهنگ تقریبی منهای ۲/۵

آسیا دارد. از سوی دیگر، شاخه جریانات جنوبی بی‌هنجاری‌های و اچرخندی میدان باد، موجب فرارفت هوای گرم در بخش پادجریان سوی لکه سرد، از شرق دریای سیاه و شمال دریای مازندران تا شمال اروپا می‌شود.

شامل بی‌هنجاری‌های منفی دما به تدریج در جهت جنوب شرق توسعه پیدا می‌کند. از این رو، این جمله نقش موثری در توسعه منطقه شامل بی‌هنجاری‌های منفی دما و در نتیجه تقویت و حرکت پرفشار در جهت جنوب شرق لکه سرد و نفوذ تدریجی آن به داخل عرض‌های میانی جنوب شرق



**شکل ۷.** (الف) و (ب) میانگین بی‌هنجاری‌های دما و گرایش زمانی آن در تراز  $850\text{hPa}$  برای دو روز قبل و همچنین در روز بیشینه فعالیت  $25$  مورد از قوی‌ترین رویدادهای پرفشار سیبری در دوره مورد بررسی. بی‌هنجاری‌های دمای کمتر از منهای  $6$  درجه سلسیوس به صورت سایه‌دار مشخص شده و بازه پربندی در گرایش زمانی دما  $0/5$  درجه سلسیوس بر روز است. (ج) و (د) میدان پربندی باد همراه با دمای حالت پایه (برحسب درجه کلونین) و (ه) و (و) فرارفت دمای حالت پایه با پربندی میدان باد (با پربندی‌های به فواصل یک درجه سلسیوس بر روز) در تراز  $850\text{hPa}$  مقیاس بردارهای باد در گوشه پایین و سمت راست شکل‌ها نشان داده شده است.

## ۶ تقویت دینامیکی پُرفشار سیبری

## ۱-۶ بُردار شار فعالیت موج

برای اغتشاش‌های کم‌دامنه‌ای که روی یک جریان زمینه ایستا سوار هستند، نظریه تعمیم یافته الیاسین-پالم و رابطه پایستاری زیر را می‌توان نوشت (اندرو و مک‌اینتایر، ۱۹۷۶):

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{F} = D, \quad (4)$$

که  $A$  و  $\mathbf{F}$  به ترتیب چگالی فعالیت موج و بردار شار فعالیت موج (Wave activity flux) است. کمیت  $D$  اثرات اصطکاک و فرایندهای دررو را نشان می‌دهد که برای امواج پایستار برابر با صفر است.  $A$  و  $D$  مانند  $\mathbf{F}$  تابعی از کمیت‌های پیچکی هستند.

واگرایی بردار  $\mathbf{F}$  محلی را که بسته موج از آنجا منتشر و همگرایی آن محلی را که انرژی موج در آنجا میرا و یا جذب می‌شود، نشان می‌دهد. بنابراین محاسبه این کمیت در شناخت چشمه‌ها و یا چاهک‌های انرژی امواج جوی اهمیت شایانی دارد. پس از کار اندرو و مک‌اینتایر (۱۹۷۶)، شار الیاسین-پالم (Eliassen-Palm flux) به‌طور فزاینده‌ای در تحلیل انتشار امواج راسبی مورد استفاده قرار گرفته است. این شار، یک کمیت میانگین‌گیری مداری است که می‌تواند فقط به فهم انتشار دوئعدی امواج راسبی در صفحه نصف‌النهاری کمک کند. مولفه نصف‌النهاری آن با منفی شار تکانه غربی قطب‌سو و مولفه قائم آن با شار گرمای قطب‌سو متناسب است. پلام (۱۹۸۵) این کار را توسعه داده و شار فعالیت موج را برای اغتشاش‌های خطی شبه‌زمین‌گرد واقع بر یک جریان مداری به‌دست آورد. فرض مداری بودن جریان زمینه این محدودیت را به دنبال داشت که صرفاً امواج ایستا را در بر می‌گیرد. در ادامه، تاکایا و ناکامورا (۲۰۰۱) با تعمیم کار پلام و با در نظر گرفتن مولفه نصف‌النهاری جریان زمینه، رابطه‌ای را برای بردار شار فعالیت موج به‌دست آوردند که هم برای امواج مانا و هم برای پیچک‌های گذرای شبه‌زمین‌گرد به کار می‌رود.

مولفه افقی این بُردار به نام بُردار  $\mathbf{W}$ ، برای امواج راسبی ایستای شبه‌زمین‌گرد (Quasi-geostrophic stationary Rossby wave) که روی یک جریان زمینه ایستا سوار هستند، برابر است با (تاکایا و ناکامورا، ۲۰۰۱):

$$\mathbf{W} = \frac{p \cos \phi}{2|U|} \left[ \begin{array}{l} \frac{U}{a^2 \cos^2 \phi} \left[ \left( \frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda^2} \right] + A \\ \frac{U}{a^2 \cos^2 \phi} \left[ \frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \phi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \phi} \right] + B \end{array} \right] \quad (5)$$

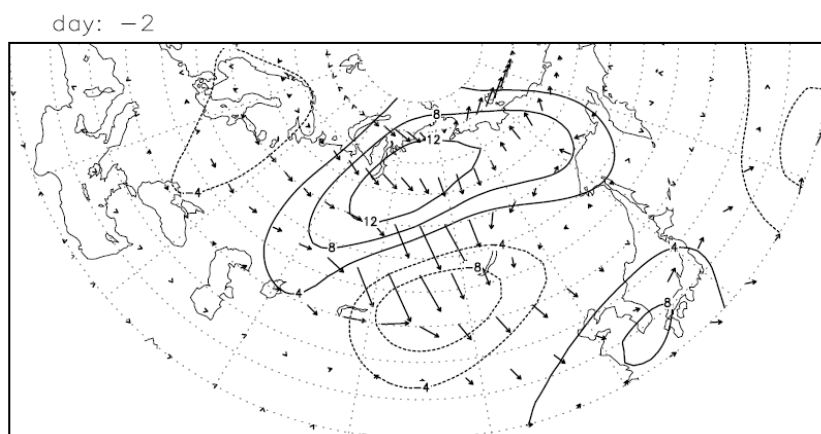
$$A = \frac{V}{a^2 \cos \phi} \left[ \frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \phi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \phi} \right]$$

$$B = \frac{V}{a^2} \left[ \left( \frac{\partial \psi'}{\partial \phi} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \phi^2} \right],$$

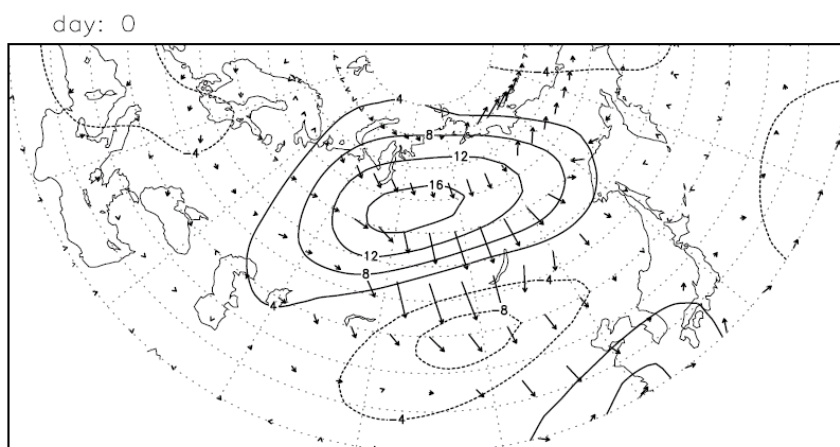
که  $\lambda$  و  $\phi$  به ترتیب برابر با طول و عرض جغرافیایی،  $\psi'$  پریشیدگی تابع جریان،  $U$  و  $V$  مولفه‌های مداری و نصف‌النهاری جریان زمینه  $U$ ، فشار  $p$  و شعاع زمین  $a$  است. در این پژوهش، از میانگین بلندمدت زمستانی در حکم جریان زمینه استفاده می‌شود و امواج راسبی شبه‌ایستا با محاسبه بی‌هنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی در هریک از مراحل تقویت و یا تضعیف پُرفشار سیبری، نسبت به میانگین بلندمدت آن به‌دست می‌آیند. براین اساس پریشیدگی تابع جریان  $\psi'$  در رابطه فوق، برحسب بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی  $\phi'$  از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\psi' = \frac{g}{f(\phi)} \phi', \quad (6)$$

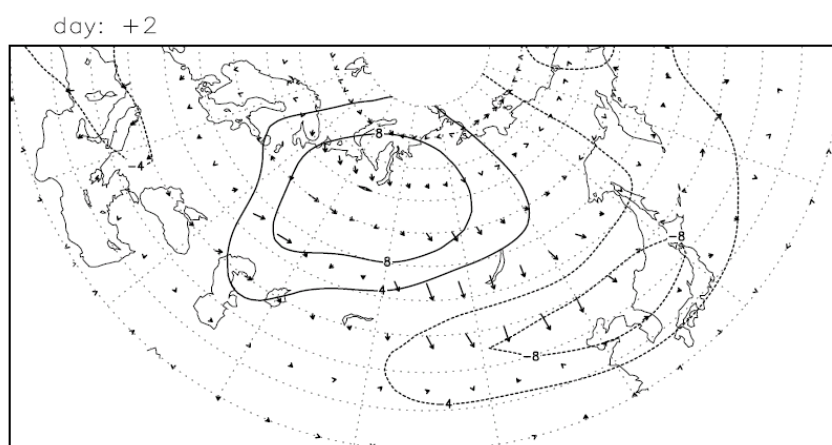
تحول زمانی میانگین مولفه افقی بردار شار فعالیت موج ( $\mathbf{W}$ ) همراه با بی‌هنجاری‌های تابع جریان در تراز ۲۵۰ hPa مربوط به ۲۵ مورد از رویدادهای بسیار قوی پُرفشار سیبری، در شکل ۸ آورده شده است. این شکل انتشار یک بسته موج راسبی را که از مناطق شمال غرب اروپا سرچشمه می‌گیرد، نشان می‌دهد. همچنین در این شکل مشخص است پشته‌ای که در منطقه پادجریان سوی منطقه مرکزی پُرفشار سیبری مشاهده می‌شود، در حکم بخشی از همین قطار موج راسبی است. در این تحول زمانی، ابتدا (روز ۴-) یک مرکز بی‌هنجاری منفی ارتفاع



(الف)



(ب)



(ج)

15 →

شکل ۸. (الف) تا (ج) تحول زمانی میانگین بردار شار فعالیت موج ( $\mathbf{W}$ ) و بی‌هنجاری‌های تابع جریان در تراز ۲۵۰ hPa به ترتیب از دو روز قبل تا دو روز پس از روز بیشینه فعالیت ۲۵ مورد از قوی‌ترین رویدادهای پرفشار سیبری در دوره مورد بررسی. بازه پرنبدی برای بی‌هنجاری‌های تابع جریان  $4 \times 10^{-5} m^2 s^{-1}$  بوده و مقیاس بردار  $\mathbf{W}$  برحسب  $m^2 s^{-2}$ ، در گوشه پایین و سمت راست شکل‌ها نشان داده شده است.

دمای پتانسیلی بیشینه است، واقع شده‌اند (هولتون، ۲۰۰۴). به‌علاوه مقایسه بین شکل‌های ۶-ج و ۶-د حاکی از آن است که مراکز بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی تاوایی پتانسیلی به‌ترتیب بر مراکز بی‌هنجاری‌های چرخندی و واچرخندی میدان باد در سطوح فوقانی جوّ منطبق است. بنابراین انتظار می‌رود که این دو مرکز مثبت و منفی بی‌هنجاری میدان تاوایی پتانسیلی در سطوح فوقانی جوّ و در طرفین منطقه مرکزی پُرفشار سبیری، با القای بی‌هنجاری‌های میدان باد در سطح زمین، در فرارفت افقی دمای میانگین و در نتیجه تحول پُرفشار سبیری موثر باشند (هاسکینز و همکاران، ۱۹۸۵). از سوی دیگر، بی‌هنجاری‌های منفی دمای موجود در سطح زمین (لکه سرد) نیز می‌تواند موجب القای بی‌هنجاری‌های واچرخندی میدان باد در سطوح زیرین و فوقانی جوّ شود (هاسکینز و همکاران، ۱۹۸۵) و از این طریق، هم در تحول پُرفشار سبیری در سطح زمین و هم در تحول قطار موج راسبی در بالای جوّ اثرگذار باشد.

همان‌طور که در بخش ۵ در باره تراز  $hPa$  ۸۵۰ توضیح داده شد، بی‌هنجاری‌های واچرخندی میدان باد موجب فرارفت هوای سرد در شرق و فرارفت هوای گرم در غرب بی‌هنجاری هوای بسیار سرد (لکه سرد) در سطح زمین و منجر به تقویت و حرکت شرق‌سوی آن می‌شود. همچنین مشاهده شد که بی‌هنجاری‌های منفی دما در سطح زمین، موجب تقویت بی‌هنجاری‌های واچرخندی میدان باد در سطح زمین و فرارفت‌های آن می‌شود. در نتیجه، این عامل به توسعه لکه سرد سطح زمین و پُرفشار سبیری در جهت جنوب شرق کمک می‌کند و این فرایند به‌طور مداوم تکرار می‌شود. بدین ترتیب اگر به پُرفشار سبیری فقط به‌منزله یک پدیده سطح زمین نگریسته شود، این پُرفشار و لکه سرد سطح زمین، دارای حرکت سریع شرق‌سو است و فرصت لازم برای جفت شدن با امواج راسبی سطوح فوقانی جوّ را نخواهد داشت. اما از سوی

ژئوپتانسیلی در محدوده ۶۰ درجه شمالی و ۴۰ درجه شرقی و یک مرکز بی‌هنجاری مثبت ارتفاع در محدوده ۷۰ درجه شمالی و ۴۰ درجه شرقی دیده می‌شود. در طی مراحل تقویت پُرفشار سبیری، واگرایی بردار  $W$  از روی مرکز بی‌هنجاری منفی ارتفاع و تقریباً عمود بر پربندهای بی‌هنجاری ارتفاع، و همگرایی بردار  $W$  روی پشته بند آمده به چشم می‌خورد که موجب تقویت آن می‌شود. این موضوع حاکی از آن است که بردار شار  $W$  که از منطقه اروپا-اطلس سرچشمه می‌گیرد، نقش مهمی در تقویت پشته بند آمده واقع در بخش پادجریان‌سوی ناحیه مرکزی پُرفشار سبیری دارد. در طی مراحل تضعیف پُرفشار سبیری، واگرایی بردار  $W$  از پشته بند آمده و همگرایی آن روی بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع واقع در بخش جریان‌سوی این پشته وجود دارد که در نتیجه آن، بندالی واقع در بخش پادجریان‌سوی منطقه مرکزی پُرفشار سبیری به تدریج تضعیف و میرا می‌شود.

## ۲-۶ برهم‌کنش پُرفشار سبیری با امواج سطوح فوقانی جوّ از دیدگاه تاوایی پتانسیلی

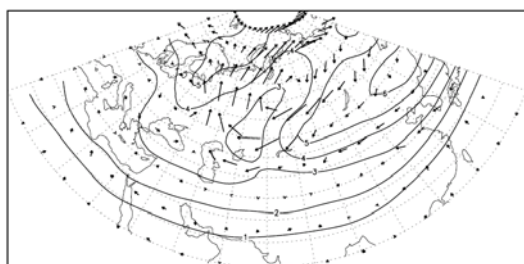
نمایه قائم بی‌هنجاری‌های میدان تاوایی پتانسیلی در امتداد مسیر نشان داده شده در شکل ۵-ب برای روز بیشینه فعالیت ۲۵ مورد رویداد بسیار قوی پُرفشار سبیری در شکل ۶-د آورده شده است. در این شکل، یک قطار موج از بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی تاوایی پتانسیلی در سطوح بالای وردسپهر و در حدود تراز  $hPa$  ۲۵۰ به چشم می‌خورد، به‌طوری‌که یک مرکز بی‌هنجاری مثبت در بخش جریان‌سو و یک مرکز بی‌هنجاری منفی در بخش پادجریان‌سوی مرکز پُرفشار سبیری وجود دارد. مقایسه این شکل و شکل‌های ۶-الف و ۶-ب نشان می‌دهد که این مراکز مثبت و منفی بی‌هنجاری‌های تاوایی پتانسیلی، به‌ترتیب در محل بی‌هنجاری‌های منفی و مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی و همچنین در مکان‌هایی که گرادیان قائم



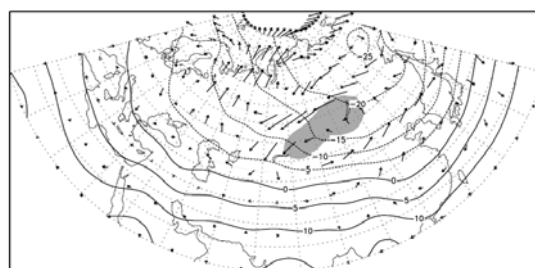
مرحله تقویت پرفشار سیبری، موجب گند شدن انتقال شرق سوی لکه سرد سطح زمین می شود و از این رو امکان جفت شدن پرفشار سیبری با موج راسبی سطوح فوقانی جو فراهم می شود.

همچنین انتظار می رود که بی هنجاری های القا شده تاوایی پتانسیلی در سطوح فوقانی و رده سپهر ناشی از بی هنجاری های منفی دمای سطح زمین، نقش موثری در تحول بسته موج راسبی سطوح فوقانی داشته باشد. برای نشان دادن این موضوع، با توجه به شکل ۹-ب مشاهده می شود که جریان های جنوبی مربوط به بی هنجاری های میدان باد در تراز ۲۵۰ hPa ناشی از القای تراز ۸۵۰ hPa می تواند موجب فرارفت و اچرخندی تاوایی در مکان پشته بند آمده شود. از طرف دیگر، جریان های شمالی القا شده در تراز ۲۵۰ hPa موجب فرارفت چرخندی تاوایی در منطقه بی هنجاری های منفی تاوایی پتانسیلی شده و سبب عمیق تر شدن ناوه موجود در این منطقه می شود. بدین ترتیب بی هنجاری های و اچرخندی موجود در سطح زمین می تواند در حکم یک عامل واداشت عمل کند و موجب تقویت امواج راسبی در سطوح فوقانی جو شود.

دیگر در ابتدای این بخش بیان شد که بی هنجاری های تاوایی پتانسیلی مربوط به امواج راسبی در سطوح فوقانی جو نیز می تواند با القای بی هنجاری های میدان باد در سطح زمین، در تحول بی هنجاری های میدان باد و دمای سطح زمین موثر باشد. برای بررسی برهم کنش بین پرفشار سیبری و امواج راسبی سطوح فوقانی جو و همچنین آثار اشاره شده در فوق، بی هنجاری های میدان باد در تراز hPa ۲۵۰ همراه با میانگین بلندمدت دما در تراز hPa ۸۵۰ در شکل ۹-الف و بی هنجاری های میدان باد در تراز hPa ۸۵۰ همراه با تاوایی پتانسیلی در تراز hPa ۲۵۰ در شکل ۹-ب آورده شده است. این شکل ها مربوط به دو روز قبل از روز بیشینه فعالیت ۲۵ مورد از قوی ترین رویدادهای پرفشار سیبری است. طبق شکل ۹-الف انتظار می رود که با القای گردش چرخندی در تراز hPa ۸۵۰ ناشی از بی هنجاری چرخندی باد در تراز hPa ۲۵۰، فرارفت هوای گرم در شرق و فرارفت هوای سرد در غرب لکه سرد سطح زمین به وجود آید که کاملاً مخالف فرارفت های قبلی است. بنابراین بی هنجاری های تاوایی پتانسیلی مربوط به بسته موج فرودی شبه ایستا در سطوح فوقانی جو، در



(ب)



(الف)

**شکل ۹. الف)** میانگین بی هنجاری های میدان باد در تراز hPa ۲۵۰ همراه با میانگین بلندمدت دمای هوا در تراز hPa ۸۵۰ و **ب)** میانگین بی هنجاری های میدان باد در تراز hPa ۸۵۰ همراه با تاوایی پتانسیلی در تراز hPa ۲۵۰ در دو روز قبل از روز بیشینه فعالیت ۲۵ مورد رویداد بسیار قوی پرفشار سیبری. بازه پرندهی برای دمای هوا ۵ درجه سلسیوس و تاوایی پتانسیلی ۱ PVU است. در شکل الف بی هنجاری های دمای کمتر از منهای ۶ درجه سلسیوس با زمینه سایه دار و مقیاس بردارهای باد نیز در گوشه پایین و سمت راست دو شکل نشان داده شده است.

## ۷ نتیجه گیری

در این مقاله سعی شده است تا با شناسایی قوی‌ترین رویدادهای پُرفشار سیبری در دوره مورد بررسی (۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸)، برخی از ویژگی‌های فیزیکی و دینامیکی ساختار آن بررسی شود. برای این کار، ابتدا یک شاخص منطقه‌ای به صورت میانگین روزانه از بی‌هنجاری فشار تراز دریا در منطقه مرکزی پُرفشار سیبری (۴۰-۶۵ درجه شمالی و ۸۰-۱۲۰ درجه شرقی) نسبت به میانگین بلندمدت زمستانی (دسامبر-ژانویه-فوریه) در نظر گرفته شد. سپس با استفاده از این شاخص، ۲۵ مورد از قوی‌ترین رویداد پُرفشار سیبری شناسایی و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. این تحقیق نیز با استفاده از تحلیل ضرایب همبستگی و همچنین عملی ساختن محاسبات فرایابی برای برخی از کمیت‌های هواشناختی صورت گرفته است.

نتایج نشان می‌دهد زمانی که پُرفشار سیبری در حال تقویت است، ابتدا حول موقعیت اقلیمی خود متراکم‌تر می‌شود تا اینکه به بیشینه شدت فعالیت خود می‌رسد. پس از آن وارد مرحله تضعیف می‌شود و با آهنگ سریع‌تری در راستای شمال غربی- جنوب شرقی گسترش می‌یابد. همچنین مشاهده می‌شود که یک موج راسبی شبه‌ایستا در نیمه فوقانی وردسپهر (تراز ۵۰۰ hPa و بالاتر از آن) وجود دارد، به طوری که یک ناوه آن در بخش جریان‌سوی مرکز پُرفشار قرار دارد و یک پشته آن در بخش پادجریان‌سو بند می‌آید. محاسبه و تحلیل کمیت‌هایی از قبیل تاوایی پتانسیلی و بردار شار فعالیت موج حاکی از آن است که بخش جریان‌سوی مرکز پُرفشار، بیشتر متاثر از ناوه موجود در غرب اقیانوس آرام و همچنین القای بی‌هنجاری‌های چرخندی ناشی از تاشدگی وردایست در این منطقه است؛ درحالی که بخش پادجریان‌سو بیشتر متاثر از انتشار امواج راسبی با منشا شمال اروپا-اقیانوس اطلس است. نتایج محاسبه فرارفت افقی دما نشان می‌دهد که در مرحله تقویت پُرفشار سیبری، فرارفت هوای سرد در بخش

جریان‌سوی مرکز بی‌هنجاری هوای سرد موجود در سطح زمین (لکه سرد) و فرارفت هوای گرم در بخش پادجریان‌سوی آن به وجود می‌آید و به علاوه در رابطه فرارفت افقی دما، فرارفت دمای میانگین به سبب بی‌هنجاری میدان باد دارای بیشترین نقش است. این فرارفت هوای سرد در جلوی لکه سرد سطح زمین، موجب حرکت شرق‌سوی آن و در نتیجه حرکت پُرفشار سیبری در آن جهت می‌شود. همچنین می‌توان گفت که اگر به پُرفشار سیبری فقط به منزله یک واچرخند سطح زمین نگریسته شود، این سامانه پس از شکل‌گیری به سرعت در جهت شرق حرکت خواهد کرد؛ اما با در نظر گرفتن برهم‌کنش آن با بی‌هنجاری‌های تاوایی پتانسیلی ناشی از امواج سطوح فوقانی، حرکت شرق‌سوی آن کندتر می‌شود و در نتیجه تقویت آن بیشتر خواهد بود.

## منابع

چوخاچی زاده مقدم، م. ب.، ۱۳۷۶: بررسی الگوهای سینوپتیکی فرابار سیبری و اثرات آن بر دمای شمال شرق ایران. رساله دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه تهران.  
علیجانی، ب.، ۱۳۶۹: چگونگی تشکیل فرابار سیبری و اثر آن بر اقلیم شرق ایران. تحقیقات جغرافیایی، شماره ۱۷، صفحه ۴۱-۵۱.

محمدنژاد، ع.، احمدی گیوی، ف. و ایران‌نژاد، پ.، ۱۳۸۸: اثر بازه‌های نوسان سالانه کمربند پُرفشار جنب‌حاره و پُرفشار سیبری بر چرخندزایی مدیترانه و بارش ایران. مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۵(۴)، ۱۱۵-۱۳۰.

Andrews, D. G., and McIntyre, M. E., 1976: Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2031-2048.

Bluestein, H. R., 1992: Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitude. Vol. II. Oxford University Press, 594 pp.

Ding, Y., 1990: Build-up, air mass transformation and propagation of Siberian high and its

- role of successive downstream development in East Asian polar air outbreaks. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1224-1237.
- Panagiotopoulos, F., Shahgedanova, M., Hannachi, A., and Stephenson, D. B., 2005: Observed trends and teleconnections of the siberian high: A recently declining center of action. *J. Climate*, **18**, 1411-1422.
- Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217-219.
- Suda, K., 1957: The mean pressure field characteristic to persistent cold waves in the Far East. *J. Meteor. Soc. Japan*, **35**, 192-198.
- Takaya, K., and Nakamura, H., 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Takaya, K., and Nakamura, H., 2005: Mechanism of interseasonal amplification of the cold siberian high. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4423-4440.
- relation to cold surge in East Asia. *Meteoro. Atmos. Phys.*, **44**, 281-292.
- Ding, Y., and Krishnamurti, T. N., 1987: Heat budget of the Siberian high and winter monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2428-2449.
- Gong, D. Y., and C. H. Ho, 2002: Siberian high and climate change over middle to high Latitude Asia. *Theoretical and Applied Climatology*, **72**, 1-9.
- Gong D. Y., and C. H. Ho, 2004: Intra-seasonal variability of wintertime temperature over East Asia. *Int. J. Climateol.*, **24**, 131-144.
- Holton, J. R., 2004: *An Introduction to Dynamics Meteorology*. 4th Ed., Academic Press, 525pp.
- Hoskins, B. J., McIntyre M. E., and A. W. Robertson, 1985: On the use and significant of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.
- Huschke, R. E. (ed.) 1980: *The Glossary of Meteorology*. Boston, Massachusetts, American Meteorological Society Press.
- Joung, C. H., and Hitchman, M. H., 1982: On the