

بررسی روند تغییرات پرفشار سیبری و تاثیر آن بر میدان‌های هواشناختی در بازه زمانی ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸

معصومه احمدی حجت^{۱*}، فرهنگ احمدی گیوی^۲ و سهراب حجاج^۳

^۱ دانشجوی دکتری هواشناسی، گروه هواشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۲ دانشیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۳ دانشیار، گروه هواشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

(دریافت: ۹۰/۲/۲، پذیرش نهایی: ۹۲/۲/۲۴)

چکیده

یکی از مهم‌ترین سامانه‌های جوئی در فصل زمستان نیمکره شمالی و در منطقه اوراسیا که نقش مهمی در تغییر کمیت‌های جوئی دارد، پرفشار سیبری است. در این مقاله، روند خطی تغییرات سالانه شدت مرکز این سامانه و تاثیر آن روی برخی از کمیت‌های هواشناختی در مناطق فراحاره‌ای نیمکره شمالی در یک دوره ۶۰ ساله (از ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸) با استفاده از داده‌های NCEP/NCAR بررسی شد. نتایج نشان می‌دهد که فشار تراز دریا در مرکز پرفشار سیبری در ابتدای این دوره با روند ملایم $1/10$ hPa در هر دهه تقویت شده، اما از اوایل دهه هفتاد به بعد، با روند $1/12$ hPa در هر دهه تضعیف شده است. ضریب همبستگی بین شاخص پرفشار سیبری و دمای دومتري از سطح زمین در منطقه مرکزی پرفشار سیبری در طول دوره مورد بررسی برابر با $-0/46$ است که نشان‌دهنده روند افزایشی دما با آهنگ $0/13$ درجه سلسیوس در هر دهه بر روی این منطقه است. همچنین با محاسبه شاخص‌های دورپیوندی، مشاهده می‌شود که تاثیر این سامانه روی متغیرهای جوئی بسیار فراتر از محدوده استقرار آن است. ارتباط بسیار نزدیک با مانسون زمستانی شرق آسیا، افزایش شرایط مناسب برای چرخندزایی روی دریای مدیترانه و تقویت فرارفت هوای گرم از شمال افریقا تا شرق دریای مدیترانه و از آنجا تا شمال اروپا از جمله این تاثیرات هستند. به‌علاوه، نتایج حاکی از آن است که پرفشار سیبری یک پدیده محدود به سطوح پایین جو نیست و با جریان‌های هوا در سطوح فوقانی جو نیز در ارتباط است. برای نمونه، می‌توان به تقویت جت جنب‌حاره‌ای در شرق آسیا و دریای مدیترانه، وجود یک قطار موج از شرق اقیانوس اطلس تا غرب اقیانوس آرام به شکل مقادیر مثبت و منفی ضرایب همبستگی بین شاخص پرفشار سیبری و ارتفاع ژئوپتانسیلی سطوح میانی و بالاتر جو اشاره کرد.

واژه‌های کلیدی: شاخص پرفشار سیبری، روند خطی، دورپیوندی، مانسون زمستانی شرق آسیا، جت جنب‌حاره‌ای

The trend of the Siberian high pressure and its impacts on the meteorological fields during 1948-2008

Ahmadi-hojat, M.¹, Ahmadi-Givi, F.² and Hajjam, S.³

¹Ph.D. Student of Meteorology, Department of Meteorology, Science and Research Branch, Islamic Azad University of Tehran, Iran

²Assistant Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

³Assistant Professor, Department of Meteorology, Science and Research Branch, Islamic Azad University of Tehran, Iran

(Received: 22 Apr 2011, Accepted: 14 May 2013)

Summary

One of the most important atmospheric systems in the Eurasian continent during the Northern Hemisphere winter season is the Siberian high pressure. In this study, using the NCEP/NCAR reanalysis data for winters of 1948-2008, trend of changes in the intensity of the high system center and its effects on some meteorological fields are investigated. The results show that the 2m height Mean Temperature in central Siberian high region were -17.7 °C during the study period and the Mean Sea Level Pressure (MSLP) were

E-mail: ahmadihojat@irimio.ir

دورنگار: ۰۲۱-۶۶۰۷۰۰۸۸

تلفن: ۰۲۱-۶۶۰۷۰۰۲۳

نگارنده رابط:

over 1030hPa. The MSLP had a minor linear positive trend of 1.10hPa/dec (hPa per decade) at the beginning of the 60-years period. Also, a weak negative linear trend of -0.12hPa/dec occurs in early 1970s. There is a meaningful correlation (-0.46) between the Mean Temperature averaged on influence area of the central Siberian high and the Siberian High Index (SHI) during the study period, as in most cases enhancement (weakening) of the high center accompanied with cooling (warming) in the region. Calculations indicate a trend of 0.13 °C/dec warming for the area. The results show that the pressure gradient causes strong north monsoonal currents and thus cold advection toward far-east or east-Asia winter monsoon. Calculated correlation coefficients between the SHI and some meteorology fields indicate that the enhanced Siberian high provides suitable conditions for cyclogenesis over the Mediterranean Sea and development of warm advection from north Africa to east Mediterranean and then to north Europe. Another result indicates that when anti-cyclones over the Siberia form and develop, they act as a barrier to eastward movement of the extra-tropical cyclones. This leads the systems to move to higher latitudes and thus fewer cyclonic system pass from the Siberia and this reduce warm advection over the Siberia.

Furthermore, calculated tele-connection correlations show that the system affects atmospheric variables beyond its established region. Enhancement of pressure in the system normally leads to a strong pressure gradient between east Siberian high and west Aleutian high.

Correlation coefficients between the SHI and some meteorological fields in the extra-tropical regions of the north hemisphere indicate that the Siberian high could exert impacts on meteorology fields beyond its source region. Examples include a strong relationship between the SHI and the East Asian winter monsoon, enhancement of the suitable conditions for cyclogenesis over the Mediterranean Sea and warm advection intensification in North Africa toward the east Mediterranean Sea and north Europe. Beyond these features, there is intensification of the subtropical jet over the East Asia and the eastern Mediterranean Sea as well as the existence of a wave train in the form of positive and negative correlation coefficients between the SHI and the Geopotential height (GPH) field in middle and upper troposphere. These findings suggest that the Siberian high should not be considered simply as a local low-level phenomenon, and it exerts significant impacts on middle and upper-level circulations.

Keywords: Siberian high pressure index, Linear trend, Teleconnection, East Asian winter monsoon, Subtropical jet stream

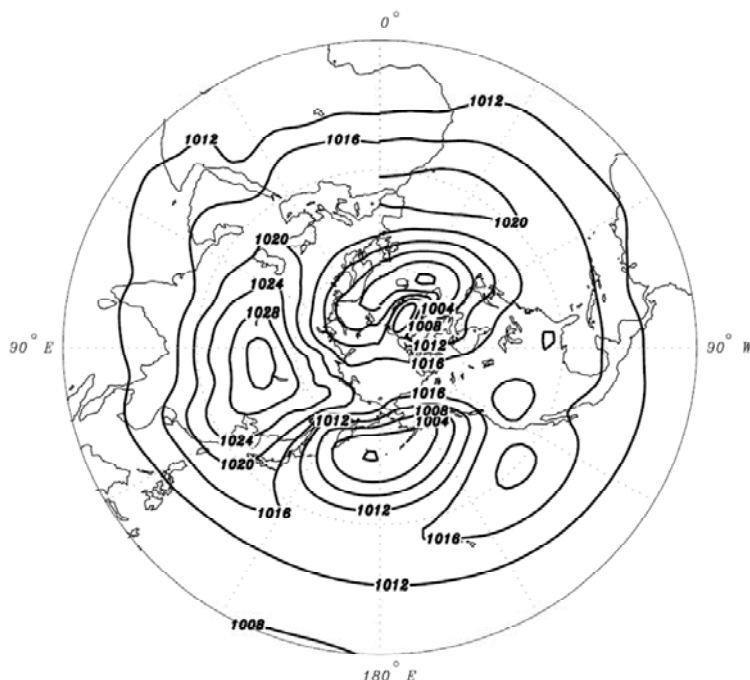
۱ مقدمه

بین سال‌های ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸ نشان داده شده است. با توجه به شکل، مقدار فشار به‌طور میانگین بیش از ۱۰۳۰ هکتوپاسکال است. زیانه‌های این پرفشار در زمان بیشینه فعالیت خود، علاوه بر بیشتر مناطق آسیا، بخش‌هایی از اروپا را نیز در بر می‌گیرد. همچنین گستره این پرفشار گاهی با یک پشته به‌سوی آلاسکا، تا جنوب شرق آسیا و خاورمیانه نیز ادامه می‌یابد (ماکروگیانیس و همکاران، ۱۹۸۱؛ پرزرکاس، ۱۹۸۵). لیدولف (۱۹۷۷) بیان کرد که

نقشه‌های همدیدی مربوط به فشار تراز دریا، حضور یک سامانه پرفشار نیمه‌پایای قوی در فصل سرد سال روی اوراسیا را نشان می‌دهد. این سامانه که معمولاً مرکز آن روی شمال مغولستان بسته می‌شود، می‌تواند تا بخش‌های وسیعی از آسیا گسترده شود. این الگوی همدیدی یا گردش واچرخندی بزرگ مقیاس جوئی، پرفشار سیبری نامیده می‌شود. در شکل ۱، میانگین بلندمدت زمستانی (دسامبر-ژانویه-فوریه) فشار تراز دریا در نیمکره شمالی

رود. کوهن و انتخابی (۱۹۹۹) تغییرات در گستردگی و وسعت پوشش برف در اور آسیا را با تغییرپذیری در گسترش و اچرخند سیبری مرتبط دانسته‌اند. درباره تحقیقات صورت گرفته روی پرفشار سیبری در داخل کشور نیز می‌توان به چند نمونه اشاره کرد. قشقایی (۱۳۷۵) اثر پرفشار سیبری بر بارش‌های پاییزی سواحل جنوبی دریای مازندران را مورد بررسی قرار داده و با مطالعه موردی بر روی داده‌های دو ایستگاه هواشناسی گرگان و انزلی در دوره ۱۹۹۱-۱۹۹۳، نتیجه گرفته است که ۴۵ درصد از بارندگی، در اثر پرفشار سیبری است. بلیغی (۱۳۷۶) زمان‌بندی ورود اثر پرفشار سیبری به خراسان و تأثیر همدیدی آن بر اقلیم منطقه را بررسی کرده است. نتایج او نشان می‌دهد که پرفشار سیبری در مراحل اولیه نفوذ در خراسان، سبب بارش می‌شود و با استقرار زبانه آن روی منطقه، بارش قطع می‌شود؛ به طوری که در هیچ‌یک از روزهای استقرار زبانه پرفشار، بارندگی و حتی ابرناکی در آسمان خراسان مشاهده نشده است.

این الگو همراه با سردترین و چگال‌ترین توده هوا در نیمکره شمالی است. بررسی‌های او حاکی از آن است که این پرفشار، یک سامانه گرمایی با هسته سرد، کم عمق و محدود به ترازهای پایین وردسپهر یعنی زیر تراز فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکال است. تحقیقات بعدی نشان می‌دهد با اینکه پرفشار سیبری دارای بیشترین دامنه فعالیت در وردسپهر پایین است، اما به‌طور غیرمحلی و در مقیاس نیمکره‌ای با جریان‌های وردسپهر بالا نیز در ارتباط است (پاناگیوتوپولس و همکاران، ۲۰۰۵). پرفشار سیبری در زمستان دارای بیشترین شدت است و از طریق سرمایه‌ش تابشی در سطح پوشیده از برف آسیا و همراه با حرکات نزولی بزرگ‌مقیاس، ماندگار می‌شود (دینگ و کریشنامورتی، ۱۹۸۷). لاک وود (۱۹۷۹) روشن ساخت در منطقه‌ای که به‌طور معمول مرکز پرفشار سیبری ظاهر می‌شود، ضخامت برف در سه ماه سرد سال بیش از ۵۰ سانتی‌متر است. از دیگر نتایج او، آن است که طول مدت پوشش برف در این منطقه می‌تواند از ۲۰۰ روز هم فراتر



شکل ۱. میانگین بلندمدت زمستانی (دسامبر-ژانویه-فوریه) فشار تراز دریا در نیمکره شمالی برحسب هکتو پاسکال از ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸ با استفاده از داده‌های NCEP/NCAR. بازه پربندی ۵ hPa است.

تراز دریا در منطقه مرکزی پُرفشار سیبری (۴۰-۶۵ درجه شمالی و ۸۰-۱۲۰ درجه شرقی) در زمستان هر سال (دسامبر-ژانویه-فوریه) محاسبه می‌شود. سپس بی‌هنجاری آنها نسبت به میانگین بلندمدت زمستانی در دوره مورد بررسی به دست می‌آید. در ادامه این بی‌هنجاری‌ها با تقسیم شدن بر انحراف معیار سری زمانی آنها، بدون بُعد می‌شود و مبنای محاسبات بعدی قرار می‌گیرد. این فرایند را می‌توان برای هر یک از میدان‌ها و در هر یک از نقاط شبکه‌ای تکرار کرد و شاخص نقطه‌ای آنها را به دست آورد.

۳ روند تغییرات میانگین فشار تراز دریا در منطقه مرکزی پُرفشار سیبری

سری زمانی تغییرات شاخص پُرفشار سیبری از ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸ در شکل ۲ نشان داده شده است. طی این دوره، مقدار میانگین فشار تراز دریا در منطقه مرکزی پُرفشار سیبری برابر با $1029/6 \text{ hPa}$ است و فشار تراز دریا در این منطقه با روند $0/42 \text{ hPa}$ در هر دهه تضعیف شده است. برای بررسی جزئیات بیشتر، دوره مورد بررسی بر اساس روند تغییرات شدت منطقه مرکزی پُرفشار سیبری، به بازه‌های زمانی متفاوت تقسیم شده و نتایج آن در جدول ۱ آورده شده است. مطابق این جدول، میانگین فشار تراز دریا در منطقه مرکزی پُرفشار سیبری طی دوره ۱۹۴۸-۱۹۶۳ با روند $1/10 \text{ hPa}$ در هر دهه تقویت و پس از آن با روند ملایم $0/12 \text{ hPa}$ در هر دهه تضعیف شده است. چنانچه از تقویت مجدد پُرفشار سیبری در سال‌های انتهایی دوره صرف نظر شود، آهنگ تضعیف در دوره ۱۹۶۳-۲۰۰۳ سریع‌تر و برابر با $0/39 \text{ hPa}$ در هر دهه خواهد بود. همچنین با توجه به ستون آخر این جدول که مربوط به واریانس است، یک روند تضعیف منسجم‌تر در طی دوره ۱۹۷۶-۲۰۰۳ با آهنگ $0/42 \text{ hPa}$ در هر دهه مشاهده می‌شود.

یوسفی (۱۳۸۲) با بررسی آمار بارش در ایستگاه‌های انزلی، بابلسر و گرگان در ماه‌های سپتامبر، اکتبر، نوامبر و دسامبر سال‌های ۱۹۷۱-۱۹۸۰ نشان داده است که پُرفشار سیبری فقط در حدود $0/9$ درصد از بارش‌های پاییزی حضور داشته است و علی‌رغم قشقای نتیجه گرفته است که این سامانه دارای پتانسیل بسیار ضعیفی برای بارش‌های پاییزی منطقه است. مهماندوست (۱۳۸۵) با استفاده از GIS به بررسی شدت و گسترش پُرفشار سیبری روی ایران پرداخته است. نتایج او حاکی از آن است که نفوذ زبانه پُرفشار سیبری از ۱۹۹۶ به بعد گسترش کمتری داشته و بیشینه گسترش پُرفشار سیبری مربوط به ماه فوریه است.

در پژوهش حاضر سعی شده است ابتدا با معرفی و محاسبه شاخص دقیقی برای پُرفشار سیبری، روند تغییرات سالانه آن در فصل زمستان و در طی یک دوره آماری ۶۰ ساله (از دسامبر سال ۱۹۴۸ تا فوریه سال ۲۰۰۸) عرضه شود. سپس با محاسبه و تحلیل ضرایب همبستگی، دورپیوند منطقه مرکزی پُرفشار سیبری با برخی از میدان کمیت‌های هواشناختی نظیر فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیلی، دمای هوا و میدان باد در مناطق فراحاره‌ای نیمکره شمالی مورد بررسی قرار گیرد.

۲ داده‌ها و روش تحقیق

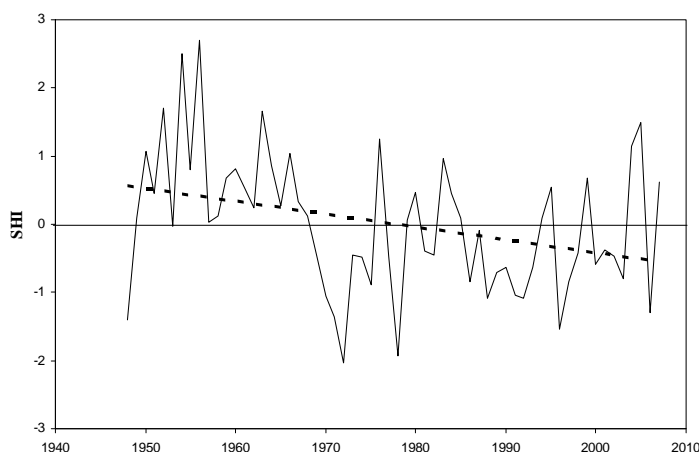
برای اجرای این تحقیق، از داده‌های شبکه‌ای باز تحلیل میانگین ماهانه فشار سطح زمین و فشار تراز دریا، دمای هوا، ارتفاع ژئوپتانسیلی و میدان باد برای دوره ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸ استفاده شده است. این داده‌ها با تفکیک افقی $2/5 \times 2/5$ درجه در دو راستای مداری و نصف‌النهاری از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و مرکز ملی تحقیقات جوئی (NCAR-NCEP) به دست آمده است. برای بررسی کمی روند تغییرات سالانه پُرفشار سیبری، نیاز به معرفی و محاسبه یک شاخص منطقه‌ای است. بدین منظور به روش پاناتوگیپولوس و همکاران (۲۰۰۵)، ابتدا میانگین فشار

تا فلات تبت به چشم می‌خورد که بیشترین مقادیر آن در شمال افریقا، غرب و جنوب اروپا، و شمال غرب ایران قرار دارد. در شکل ۳-ب، روند کاهش فشار تراز دریا در شمال آسیا و اقیانوس منجمد شمالی دیده می‌شود که تا بیش از ۲ hPa- در هر دهه می‌رسد. همچنین روند افزایش فشار به مقدار ۱ hPa در هر دهه در شرق اقیانوس اطلس وجود دارد که زبانه‌ای از آن از غرب اروپا تا شمال غرب ایران کشیده شده است.

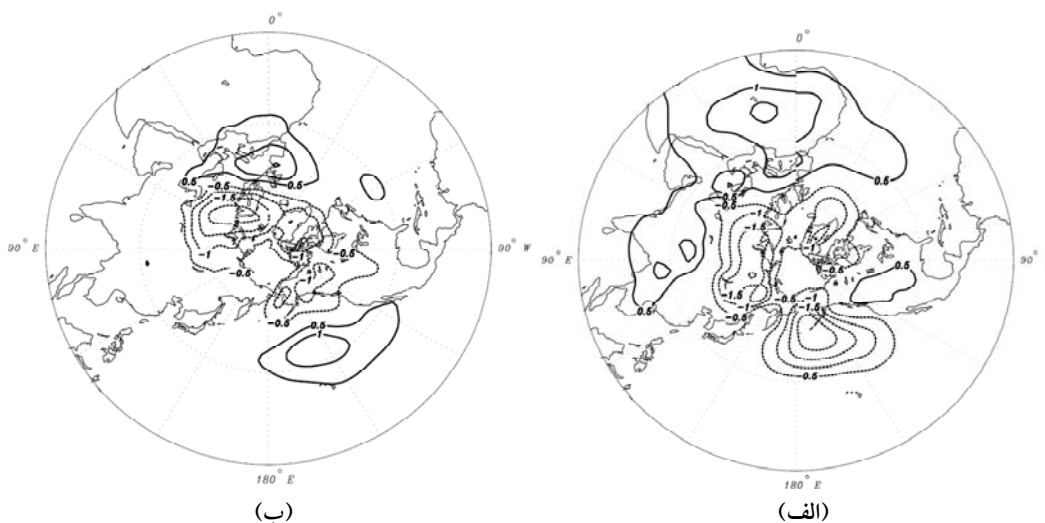
میانگین بی‌هنجاری‌های فشار تراز دریا در دوره ۱۹۷۶-۲۰۰۳ نسبت به میانگین بلندمدت از ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸ و همچنین توزیع جغرافیایی روند خطی تغییرات فشار تراز دریا در نیمکره شمالی در دوره ۱۹۷۶-۲۰۰۳ در شکل ۳ آورده شده است. با توجه به شکل ۳-الف، بی‌هنجاری‌های منفی فشار تراز دریا علاوه بر منطقه مرکزی پُرفشار سبیری، در شمال آسیا، شمال اقیانوس آرام و اقیانوس منجمد شمالی نیز دیده می‌شود. به علاوه، زبانه‌ای از بی‌هنجاری‌های مثبت، از اقیانوس اطلس

جدول ۱. ویژگی‌های تغییرات میانگین فشار تراز دریا در منطقه مرکزی پُرفشار سبیری در دوره‌های متفاوت از سری زمانی شاخص آن.

دوره	میانگین (هکتوپاسکال)	روند (هکتوپاسکال بر دهه)	واریانس (هکتوپاسکال)
۱۹۴۸-۲۰۰۸	۱۰۲۹/۶	-۰/۴۲	۴/۷۱
۱۹۴۸-۶۳	۱۰۳۱/۲	۱/۱۰	۴/۷۱
۱۹۶۳-۲۰۰۸	۱۰۲۹/۱	-۰/۱۲	۳/۷۰
۱۹۶۳-۲۰۰۳	۱۰۲۸/۹	-۰/۳۹	۳/۲۵
۱۹۷۶-۲۰۰۳	۱۰۲۸/۸	-۰/۴۲	۲/۵۱



شکل ۲. سری زمانی تغییرات شاخص پُرفشار سبیری (SHI) براساس میانگین بی‌هنجاری‌های فشار تراز دریا در منطقه مرکزی پُرفشار برای ماه‌های دسامبر-ژانویه-فوریه در دوره زمانی ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸ با استفاده از داده‌های NCEP/NCAR. انحراف معیار این سری زمانی ۲/۲ hPa است. روند خطی این سری زمانی با خط نقطه‌چین نشان داده شده است.



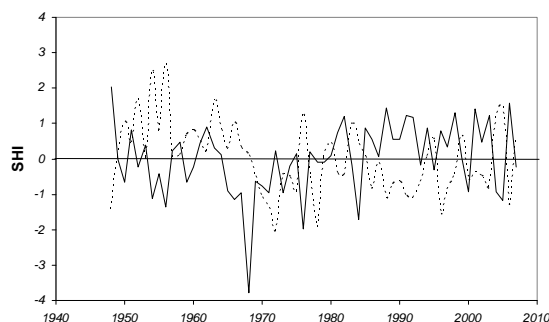
شکل ۳. (الف) میانگین بی‌هنجاری‌های فشار تراز دریا در دوره ۱۹۷۶-۲۰۰۳ نسبت به میانگین بلندمدت ۱۹۴۸-۲۰۰۸ برحسب هکتوپاسکال و (ب) توزیع جغرافیایی روند تغییرات فشار تراز دریا در همین دوره برحسب هکتوپاسکال در هر دهه. در شکل سمت چپ، خطوط توپو نشان‌دهنده روند صعودی و خطوط نقطه‌چین معرف روند نزولی فشار تراز دریا است.

شاخص پرفشار سیبری برحسب فشار تراز دریا و دمای دو متری از سطح زمین نشانگر آن است که بین این دو سری زمانی یک همبستگی معنی‌دار و منفی برابر با -0.46 وجود دارد؛ به طوری که در اغلب موارد، تقویت (تضعیف) منطقه مرکزی پرفشار سیبری با سرمایش (گرمایش) این منطقه همراه است.

لازم به ذکر است که هنگام تفسیر نقشه‌های فشار تراز دریا روی مناطق خشکی، باید به این نکته توجه داشت که معمولاً فشار تراز دریا با استفاده از فشار و دمای سطح زمین و بر طبق معادله هیدرواستاتیک محاسبه می‌شود (هولتون، ۲۰۰۴). بنابراین ممکن است که فشار سطح زمین در یک نقطه با گذشت زمان ثابت باشد، ولی فشار تراز دریا در همان نقطه به دلیل تغییر در دمای سطح زمین، تغییر کند. برای نشان دادن سهم تغییر دمای سطح زمین در تغییر فشار تراز دریا، از معادله هیدرواستاتیک به صورت رابطه (۱) استفاده می‌شود:

$$p_0 = p e^{\frac{Z}{H}} \quad (1)$$

که p فشار سطح ایستگاه، Z ارتفاع ایستگاه نسبت به

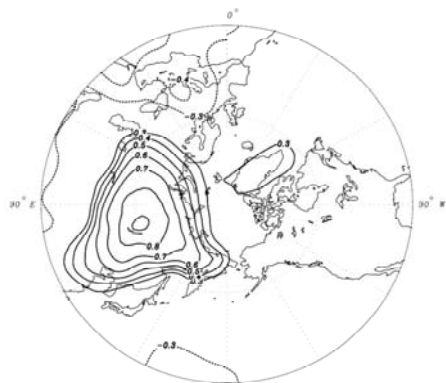


شکل ۴. سری زمانی تغییرات شاخص پرفشار سیبری برحسب دمای دو متری از سطح زمین (خطوط توپو) و فشار تراز دریا (خطوط نقطه‌چین). انحراف معیار سری زمانی برای دمای دو متری از سطح زمین برابر با $1.7^\circ C$ است.

۴ روند تغییرات میانگین دما در منطقه مرکزی پرفشار سیبری

سری زمانی شاخص پرفشار سیبری برحسب دمای دو متری از سطح زمین از ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸ در شکل ۴ نشان داده شده است. طی این دوره، میانگین دمای دو متری از سطح زمین در منطقه مرکزی پرفشار سیبری برابر $17/7^\circ C$ است و دما در این منطقه، در طی دوره مورد بررسی با روند $0/13^\circ C$ در هر دهه گرم‌تر شده است. مقایسه

تحلیل‌ها به اختصار داده می‌شود.



(الف)



(ب)



(ج)

شکل ۵. همبستگی بین شاخص پرفشار سیبری و برخی از میدان‌های هواشناختی برای میانگین ماه‌های دسامبر-ژانویه-فوریه در سال‌های ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸ با استفاده از داده‌های NCEP/NCAR: (الف) فشار تراز دریا، (ب) مولفه مداری باد در تراز ۲۵۰hPa و (ج) دمای تراز ۸۵۰hPa خطوط پُر معرف مقادیر مثبت و خطوط نقطه‌چین معرف مقادیر منفی هستند. مقادیر نشان داده شده، در سطح اعتماد ۹۵ درصد معنی‌دار است.

سطح تراز دریا و H مقیاس ارتفاع است که برای یک جو هم‌دما با دمای T ، با رابطه $H = -\frac{RT}{g}$ نشان داده می‌شود. در رابطه مقیاس ارتفاع، R ثابت گاز برای هوای خشک و g شتاب گرانی زمین است. مقدار تغییر در فشار تراز دریا، با دیفرانسیل‌گیری از معادله هیدرواستاتیک به صورت رابطه (۲) به دست می‌آید:

$$\Delta p_0 = p_0 \left(\frac{\Delta p}{p} - \frac{Z}{H} \frac{\Delta T}{T} \right) \left(1 - \frac{Z}{H} \right)^{-1} \quad (2)$$

برای مثال، در دوره ۱۹۷۶-۲۰۰۳، به ازای $Z = 400 \text{ m}$ ، $T = 251.4 \text{ K}$ ، $p_0 = 1032.3 \text{ hPa}$ و صرف‌نظر از تغییرات فشار سطح زمین ($\Delta p = 0$)، افزایش دمای رخ داده برابر با $\Delta T = 5.5 \text{ K}$ موجب کاهش فشار تراز دریا به میزان $\Delta p_0 = -1.3 \text{ hPa}$ خواهد شد که فقط ۲۹ درصد مقدار واقعی آن ($\Delta p_0 = -4.5 \text{ hPa}$) است. به این ترتیب گرمایش (سرمايش) مشاهده شده در منطقه مرکزی پرفشار سیبری، بدون وجود تغییر در فشار سطح زمین، به تنهایی برای توجیه تغییرات مشاهده شده در فشار تراز دریا کافی نیست. به عبارت دیگر، روند تغییرات مشاهده شده در شدت پرفشار سیبری نمی‌تواند در نتیجه برون‌یابی فشار سطح زمین برای رسیدن به فشار سطح تراز دریا باشد. وجود ضریب همبستگی قوی و مثبت ۰/۷ بین سری‌های زمانی شاخص پرفشار سیبری برحسب فشار تراز دریا و شاخص پرفشار سیبری برحسب فشار سطح زمین موید این مطلب است.

۵ اثر دورپیوندی پرفشار سیبری در نیمکره شمالی

رابطه بین تغییرپذیری شدت پرفشار سیبری و برخی از میدان‌های هواشناختی در مناطق فراهاره‌ای نیمکره شمالی، در شکل‌های ۵ و ۶ نشان داده شده است. این کار براساس محاسبه ضرایب همبستگی بین شاخص پرفشار سیبری برحسب فشار تراز دریا و شاخص نقطه‌ای این میدان‌ها صورت گرفته است. در ادامه نتایج مهم حاصل از این

۱-۵ فشار تراز دریا

همبستگی بین شاخص منطقه‌ای پُرفشار سیبری و میدان فشار تراز دریا در شکل ۵-الف آورده شده است. در این شکل، منطقه وسیعی از مقادیر مثبت ضرایب همبستگی در شمال آسیا مشاهده می‌شود که بیشینه آن در منطقه مرکزی پُرفشار سیبری است و زبان‌هایی از آن تا جنوب شرق چین، شرق روسیه و شمال دریای مازندران کشیده شده است. همچنین ضرایب همبستگی منفی روی دریای مدیترانه، جنوب اروپا و بخش‌هایی از غرب اقیانوس آرام به چشم می‌خورد. وجود ضرایب منفی روی دریای مدیترانه می‌تواند بیانگر آن باشد که تقویت پُرفشار سیبری به افزایش شرایط مناسب برای چرخندزایی روی دریای مدیترانه کمک می‌کند. این موضوع با نتیجه تحقیق راجرز (۱۹۹۷) سازگار است. او در بررسی تغییرپذیری رد توفان اطلس شمالی به رابطه بین تقویت پُرفشار سیبری و افزایش چرخندزایی در دریای مدیترانه پی برده است.

۲-۵ مولفه مداری باد در تراز 250 hPa

شکل ۵-ب همبستگی بین شاخص منطقه‌ای پُرفشار سیبری و مولفه مداری باد در تراز 250 hPa را نشان می‌دهد. در این شکل، با توجه به ضرایب همبستگی مثبت، انتظار می‌رود که با تقویت پُرفشار سیبری، جت جنب‌حاره‌ای در شرق آسیا و دریای مدیترانه به‌طور محسوسی تقویت یابد. منطقه دیگری که در آن همبستگی مثبت و معنی‌دار وجود دارد، در عرض‌های بالاتر و روی دریای کارا در شمال روسیه مشاهده می‌شود. از سوی دیگر در شمال اروپا و مناطق وسیعی از شمال آسیا، به‌طور چشمگیری باد تراز 250 hPa با تقویت پُرفشار سیبری تضعیف می‌شود. این نتایج حاکی از آن است که اگر چه پُرفشار سیبری دارای بیشترین دامنه فعالیت در پایین‌وردسپهر است، اما به‌طور غیرمحلی و در مقیاس نیمکره‌ای با جریان‌های بالای جو نیز در ارتباط است.

۳-۵ ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای گوناگون

شکل ۶ همبستگی بین شاخص منطقه‌ای پُرفشار سیبری و ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای گوناگون را نشان می‌دهد. همان‌طور که انتظار می‌رود، تشابه زیادی بین شکل ۵-الف و شکل ۶-الف وجود دارد. مهم‌ترین و برجسته‌ترین نکته‌ای که در مورد همبستگی بین شاخص پُرفشار سیبری و ارتفاع ژئوپتانسیلی می‌توان دید آن است که با افزایش ارتفاع، همبستگی‌ها در طرفین منطقه مرکزی پُرفشار سیبری به دو بخش مختلف تجزیه می‌شود؛ به‌طوری‌که در بخش پادجریان‌سوی آن مقادیر مثبت و در بخش جریان‌سوی آن مقادیر منفی وجود دارد. به‌عبارت‌دیگر، هنگام تقویت پُرفشار سیبری، ناه ارتفاع ژئوپتانسیلی در بخش جریان‌سو و پشته ارتفاع ژئوپتانسیلی در بخش پادجریان‌سوی آن تقویت خواهد شد. به‌علاوه، وجود یک قطار موج به شکل ضرایب مثبت و منفی ضرایب همبستگی در ترازهای میانی و بالاتر جو، بیانگر آن است که با وجود اینکه پُرفشار سیبری عمدتاً به‌منزله یک پدیده مربوط به سطوح پایین جو شناخته شده است، اما می‌تواند با گردش ترازهای فوقانی جو نیز در ارتباط باشد. همچنین یک ضریب همبستگی معنی‌دار منفی روی دریای مدیترانه و شمال اروپا مشاهده می‌شود که می‌تواند به معنای آن باشد که یک پُرفشار سیبری قوی در تقویت ناه و یا تضعیف پشته ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز میانی جو واقع در این مناطق، موثر است.

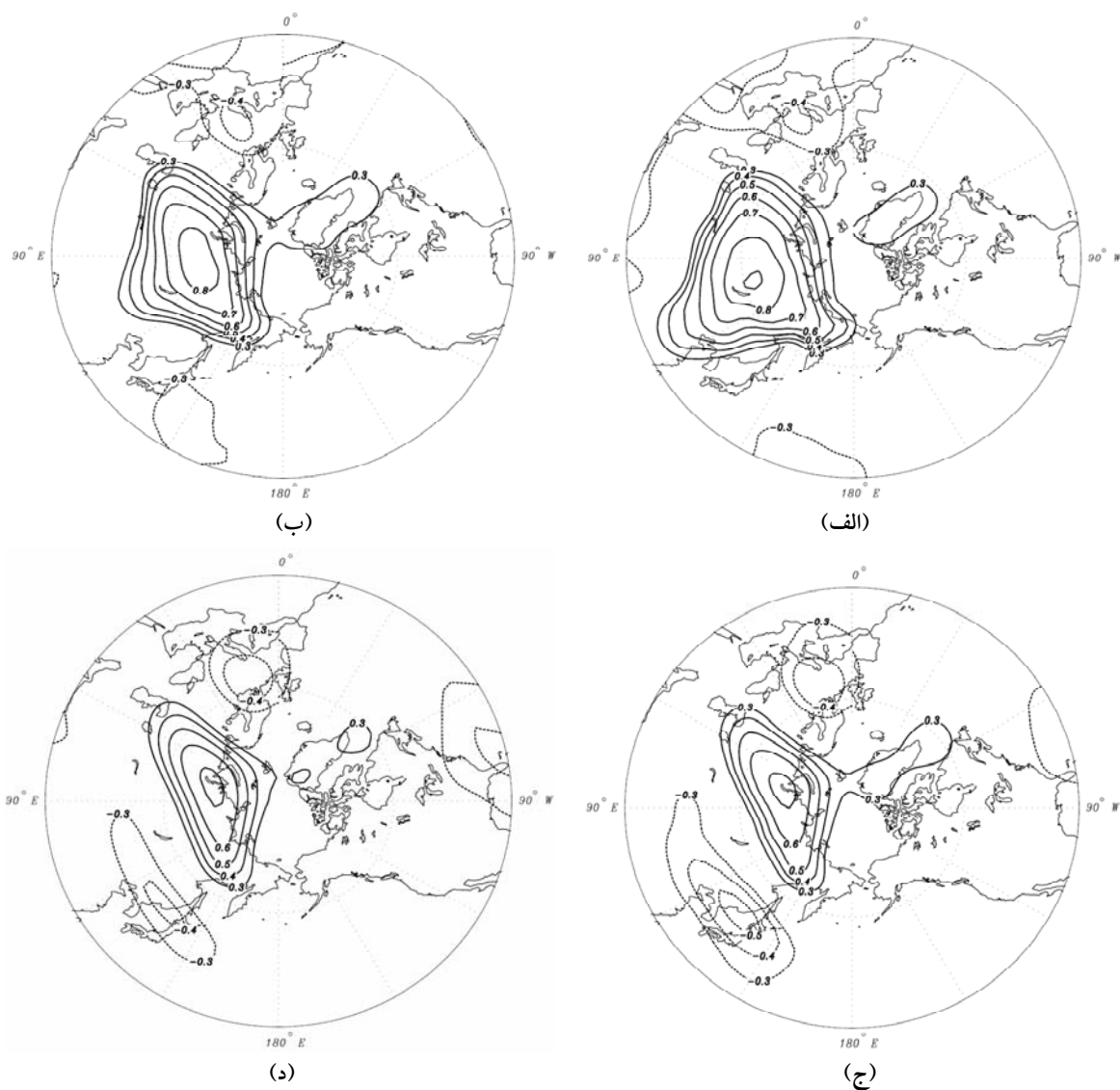
۴-۵ دمای تراز 850 hPa و مانسون زمستانی شرق

آسیا

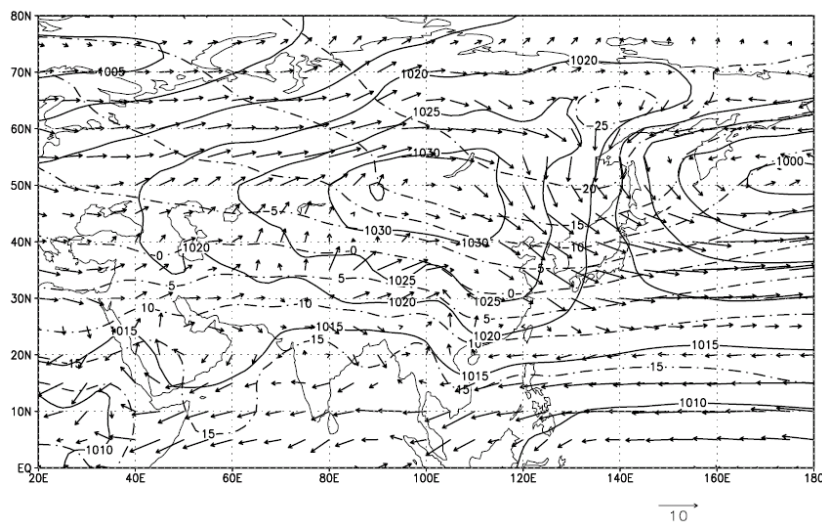
همبستگی بین شاخص منطقه‌ای پُرفشار سیبری و دمای تراز 850 hPa در شکل ۵ج آورده شده است. با توجه به این شکل، قوی‌ترین ضرایب همبستگی منفی در منطقه مرکزی پُرفشار سیبری مشاهده می‌شود که زبان‌هایی از آن تا دریای چین، اقیانوس آرام شمالی و جنوب شرق آسیا

شکل ۷ رسم شده است. مطابق شکل، وجود یک شیو قوی فشاری بین شرق پرفشار سیبری و غرب کم فشار آلوشین، موجب جریان‌های موسمی قوی شمالی و در نتیجه فرارفت هوای سرد به منطقه خاور دور می‌شود که از این پدیده معمولاً با عنوان مانسون زمستانی شرق آسیا یاد می‌شود.

کشیده شده است. از سوی دیگر، مقادیر مثبت ضرایب همبستگی در شرق دریای مدیترانه و شمال غرب ایران وجود دارد که تا شمال اروپا و دریا‌های کارا و لاپتف در شمال روسیه امتداد یافته است. برای تحلیل دقیق‌تر این مقادیر، میانگین بلندمدت زمستانی فشار تراز دریا، دما و میدان باد در تراز hPa ۸۵۰ بین سال‌های ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸ در



شکل ۶. همبستگی بین شاخص پرفشار سیبری و ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای: (الف) $1000 hPa$ ، (ب) $850 hPa$ ، (ج) $500 hPa$ و (د) $250 hPa$. مقادیر مثبت و منفی به ترتیب با خطوط پر و نقطه‌چین نشان داده شده است. مقادیر نشان داده شده، در سطح اعتماد ۹۵ درصد معنی دار است.



شکل ۷. میانگین بلندمدت زمستانی (۱۹۴۸-۲۰۰۸) فشار تراز دریا برحسب هکتوپاسکال (خطوط پر)، دمای تراز ۸۵۰ hPa برحسب درجه سلسیوس (خطوط خط و نقطه) و میدان باد در تراز ۸۵۰ hPa بازه پرنندی برای خطوط هم فشار ۵ hPa و برای خطوط هم دما ۵ درجه سلسیوس است. مقیاس بردارهای باد نیز در گوشه پایین و سمت راست شکل نشان داده شده است.

۶ نتیجه گیری

در این مقاله سعی شده است تا با استفاده از یک شاخص مناسب برای شدت فعالیت پُرفشار سیبری، روند تغییرات سالانه آن طی یک دوره ۶۰ ساله (از دسامبر ۱۹۴۸ تا فوریه ۲۰۰۸) و ارتباط آن با برخی از کمیت‌های هواشناختی بررسی شود. این شاخص براساس بی‌هنجاری‌های میانگین فشار تراز دریا در محدوده ۸۰-۱۲۰ درجه شرقی و ۴۰-۶۵ درجه شمالی در ماه‌های زمستانی هر سال (دسامبر-ژانویه-فوریه) تعریف می‌شود. همچنین با استفاده از این شاخص، همبستگی بین شدت فعالیت پُرفشار سیبری و برخی از میدان‌های هواشناختی، هم در محدوده مرکزی آن و هم در مناطق فراحاره‌ای نیمکره شمالی، بررسی شده است. نتایج نشان می‌دهد که یک روند تضعیف با آهنگ 0.42 hPa در هر دهه در شدت فعالیت منطقه مرکزی پُرفشار سیبری وجود دارد و در سال‌های انتهایی دوره مورد بررسی، شاهد تقویت مجدد این شاخص هستیم. ضریب همبستگی بین میانگین فشار تراز دریا و دمای دو متری از سطح زمین در منطقه

ژان و لی (۲۰۰۴) روشن ساختند که تشدید مانسون زمستانی شرق آسیا و در نتیجه هجوم هوای سرد به داخل این منطقه، با تقویت پُرفشار سیبری ارتباط تنگاتنگ دارد. از طرف دیگر، وقوع این پدیده موجب افزایش شیو نصف‌النهاری دما بین این منطقه و مناطق جنب‌حاره‌ای می‌شود که طبق رابطه باد گرمایی، افزایش چینش قائم باد و در نتیجه تقویت جت جنب‌حاره‌ای شرق آسیا را به دنبال دارد. در بخش قبل نیز نشان داده شد که با تقویت پُرفشار سیبری، جت جنب‌حاره‌ای در شرق آسیا شدت خواهد یافت. چینگ (۱۹۸۷) نیز تقویت میدان باد در ترازهای فوقانی جو را درحکم مشخصه‌ای از مانسون زمستانی مطرح کرده است. به‌علاوه، در غرب پُرفشار سیبری، جریان‌های جنوبی و جنوب غربی موجب فرارفت هوای گرم به شرق دریای مدیترانه، شمال اروپا، شمال غرب ایران و دریاهای کارا و لاپتف می‌شود. بنابراین می‌توان گفت که پُرفشار سیبری موجب شدت حرکت و اچرخندی و در نتیجه تقویت جریان‌های شمالی در شرق و تقویت جریان‌های جنوبی در غرب آن می‌شود.

جریان‌های جوّی و میدان‌های هواشناختی در ترازهای فوقانی جوّ نیز تاثیر داشته باشد. در این زمینه می‌توان به تقویت جت جنب‌حاره‌ای روی شرق آسیا و دریای مدیترانه در هنگام تقویت پُرفشار سیبری اشاره کرد. هم‌چنین مشاهده شد که همبستگی بین فعالیت منطقه مرکزی پُرفشار سیبری با ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای میانی و بالاتر جوّ، در دو بخش جریان‌سو و پادجریان‌سوی آن، دارای دو رفتار متفاوت است، به طوری که در بخش پادجریان‌سو تقویت پشته و در بخش جریان‌سوی آن تقویت ناوه ارتفاع ژئوپتانسیلی در زمان تقویت پُرفشار سیبری وجود دارد.

برای جزئیات بحث دینامیکی و ترمودینامیکی جامع در ارتباط با ساختار پُرفشار سیبری و عوامل موثر در تقویت آن در دوره ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸ به مقاله احمدی حجت و احمدی گیوی (۱۳۹۱) مراجعه شود. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که بخش جریان‌سوی پُرفشار سیبری دارای ساختار گرمایی و بخش پادجریان‌سوی آن دارای ساختار دینامیکی است. هم‌چنین مشاهده می‌شود که پُرفشار سیبری علاوه بر آثار در سطح زمین، می‌تواند با میدان‌های هواشناختی در بالای جوّ نیز در ارتباط باشد که نوسان وردایست در هنگام تقویت پُرفشار سیبری از آن جمله است. از دیگر نتایج این پژوهش آن که در مرحله تقویت پُرفشار سیبری، یک قطار موج شبه‌ایستای راسبی بیرونی در بالای جوّ وجود دارد، به طوری که یک پشته آن در بخش پادجریان‌سوی مرکز پُرفشار بلاک می‌شود. نگارندگان بیان می‌دارند که احتمالاً 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 جوّ، نقش موثری در تقویت پُرفشار سیبری و تقویت پشته بلاک شده واقع در بخش پادجریان‌سوی آن دارد.

مرکزی پُرفشار سیبری برابر ۰/۴۶- است. تحلیل ضریب همبستگی محاسبه شده بین شاخص پُرفشار سیبری و برخی از میدان‌های هواشناختی، حاکی از آن است که پُرفشار سیبری می‌تواند روی این کمیت‌ها حتی در مناطقی فراتر از حوزه استقرارش، تاثیرگذار باشد. در این خصوص می‌توان به افزایش شرایط مناسب چرخندزایی روی دریای مدیترانه، تقویت مانسون زمستانی شرق آسیا و افزایش فرارفت هوای سرد به این منطقه، فرارفت هوای گرم روی شرق دریای مدیترانه تا شمال اروپا و دریا‌های کارا و لاپتف در شمال روسیه، در هنگام تقویت پُرفشار سیبری اشاره کرد.

ضریب همبستگی بین میانگین فشار تراز دریا و میانگین فرارفت افقی دمای تراز ۸۵۰ hPa در منطقه مرکزی پُرفشار سیبری نشان می‌دهد که بین این دو کمیت، همبستگی قوی و منفی برابر با ۰/۶- وجود دارد. به عبارت دیگر، با تقویت پُرفشار سیبری، فرارفت هوای گرم به داخل منطقه مرکزی آن به شدت کاهش می‌یابد و این موضوع می‌تواند یکی از دلایل موثر در روند نزولی مشاهده شده در شدت پُرفشار سیبری باشد. زمانی که واچرخند روی سیبری شکل گرفته و توسعه می‌یابد، به صورت مانعی در مسیر حرکت شرق سوی چرخندهای فراحاره‌ای عمل می‌کند. در نتیجه، این سامانه‌ها به عرض‌های بالاتر و به سوی دریا‌های کارا و لاپتف سوق داده و منجر به فرارفت هوای گرم به این مناطق می‌شوند. به این ترتیب، چرخندهای کمتری از روی سیبری عبور می‌کند و در اثر آن فرارفت هوای گرم کاهش خواهد یافت. بنابراین یک دلیل برای توجیه روند نزولی در شدت پُرفشار سیبری آن است که چرخندهای بیشتری از روی آن عبور کرده‌اند و فرارفت هوای گرم به داخل منطقه مرکزی آن را افزایش داده‌اند.

نتیجه دیگر آنکه پُرفشار سیبری پدیده‌ای نیست که تنها محدود به سطوح پایین جوّ باشد، بلکه می‌تواند بر

- Monsoons, J. S. Fein and P. L. Stephens, Eds., John Wiley, 579-606.
- Cohen, J. and Entekhabi, D., 1999, Eurasian snow cover variability and Northern hemisphere climate predictability, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 345-348.
- Ding, Y. and Krishnamurti, T. N., 1987, Heat budget of the Siberian high and winter monsoon, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2428-2449.
- Holton, J. R., 2004, An introduction to dynamic meteorology, 4th Ed., Academic Press, 525pp.
- Jhun, J. G. and Lee, E. J., 2004, A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon, *J. Climate*, **17**, 711-726.
- Lockwood, J. G., 1979, World climatology, Arnold, London, 330 pp.
- Lydolf, P. E., 1977, Climates of the Soviet Union, Elsevier, 443 pp.
- Makrogiannis, T. J., Giles, B. D. and Flocas, A. A., 1981, The problem of the extension of the Siberian Anticyclone towards SE Europe and its relation to atmospheric circulation anomalies over the N. hemisphere, *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol. Ser. A*, **30**, 185-196.
- 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.
- Prezerakos, N. G., 1985, Some aspects of the existence of the so-called extension of the Siberian anticyclone towards the Balkans and Greece, *Z. Meteorol.*, **35**, 373-378.
- Rogers, J. C., 1997, North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic oscillation and climate variability of Northern Europe, *J. Climate*, **10**, 1635-1647.
- مراجع
- احمدی حجت، م. و احمدی گیوی، ف.، ۱۳۹۱، بررسی دینامیکی و ترمودینامیکی ساختار پرفشار سیبری و عوامل موثر در تقویت آن در دوره ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸، م. ژئوفیزیک ایران، ۶(۱)، ۱۰۷-۱۲۷.
- بلیغی، م.، ۱۳۷۶، زمان یابی ورود فرابارسیبری به خراسان و تأثیر سینوپتیکی آن بر اقلیم منطقه، پایان نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- قشقایی، ق.، ۱۳۷۵، بررسی اثر فرابار سیبری بر بارش های پاییزی سواحل جنوبی دریای خزر، پایان نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- مهماندوست، خ.، ۱۳۸۵، زمان یابی مطالعه ی شدت و گسترش پرفشار سیبری بر روی ایران با استفاده از GIS، پایان نامه کارشناسی ارشد اقلیم شناسی در برنامه ریزی محیطی، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- یوسفی، ح.، ۱۳۸۲، زمان یابی ورود پرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای خزر و تأثیر سینوپتیکی آن بر بارش های پاییزی منطقه. پایان نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران.
- Cheang, B. K., 1987, Short and long range monsoon prediction in Southeast Asia