

تغییرپذیری شدت پرفشار سیبری در دوره تشدید گرمایش جهانی

طاهر صفرراد - دکتری اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

قاسم عزیزی^۱ - دانشیار اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

حسین محمدی - استاد اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

حسنعلی فرجی سبکبار - دانشیار جغرافیای انسانی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۶/۱۱ تاریخ تصویب: ۱۳۹۳/۹/۲۹

چکیده

تغییرپذیری زمانی و مکانی شدت پرفشار سیبری (SHI^۲)، در دوره تشدید گرمایش جهانی موضوع پژوهش پیش‌روست؛ به این دلیل از داده‌های ماهانه SLP (NCEP/NCAR Reanalysis 1) جهت استخراج شاخص SHI به‌عنوان بیشترین مقدار فشار در قلمرو مکانی آن استفاده شده است. با تحلیل داده‌های آنومالی دمای سطح زمین (مرکز ملی داده‌های اقلیمی^۳)، دو دوره متمایز قبل از سال ۱۹۷۳ و بعد از این سال تشخیص داده شد. در نهایت معنادار بودن تغییرات زمانی و مکانی SHI طی دو دوره مورد مطالعه، با آزمون‌های مقایسه‌ای مورد بحث و نتیجه‌گیری قرار گرفت. با استخراج SHI و موقعیت مکانی مراکز آن در ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه، مشخص شد که در دوره بعد از سال ۱۹۷۳ (تشدید گرمایش جهانی)، SHI تضعیف شده و دامنه تغییرات سالانه آن نسبت به دوره قبل، کاهش محسوسی داشته که بیشتر تحت تأثیر کاهش مقادیر حداکثر SHI بوده است. همچنین مشخص شد که در این دوره، مراکز SHI به سمت 50°N و 90°E جابجا شده‌اند. افزون بر آن، هم‌فشار ۱۰۲۰/۵ و هم‌فشار ۱۰۳۴ هکتوپاسکال به سمت غرب انتقال یافته‌اند، کاهش مساحت قابل ملاحظه‌ای در هم‌فشار ۱۰۳۴ هکتوپاسکال طی دوره تشدید گرمایش جهانی مشاهده شده است که با توجه به کاهش مقادیر حداکثر SHI قابل توجیه است.

کلیدواژه‌ها: شدت پرفشار سیبری، تغییرپذیری مکانی، تغییرپذیری زمانی، آزمون‌های مقایسه‌ای، گرمایش جهانی.

۱. مقدمه

تئوری گرمایش جهانی از فرضیه تعادل بین انرژی ورودی خورشید و مقدار تابش مادون قرمز خروجی زمین منتج می شود. گازهای گلخانه‌ای جو (مهم‌ترین آن‌ها بخار آب، دی‌اکسید کربن و متان) مقدار انرژی خروجی زمین (تابش موج بلند) را کنترل می‌کنند. با اضافه شدن دی‌اکسید کربن به جو در اثر فعالیت‌های انسانی، انرژی مادون قرمز بیشتری در لایه‌های پایینی زمین باقی می‌ماند؛ بنابراین مقدار خروج انرژی از مقدار ورود آن کمتر می‌گردد. این امر افزایش دما را در پی دارد و تا زمانی که این تعادل دوباره احیا شود، گرمایش جهانی ادامه خواهد داشت. مطلب فوق تئوری گرمایش جهانی را به صورت پایه‌ای تبیین می‌کند. واژه گرمایش جهانی در متون اقلیم‌شناسی غالباً عبارتی جهت ارجاع اثر فعالیت‌های انسانی بر اقلیم است. گرمایش جهانی به‌عنوان یکی از شناسه‌های تغییر در سامانه اقلیم، به وسیله فرایندهای طبیعی و فعالیت‌های انسانی ایجاد می‌گردد به عبارت دیگر، گرمایش جهانی افزایش مشاهده شده در متوسط دمای اقیانوس‌ها و جو زمین است. علت اصلی این افزایش، رهاسازی گازهای گلخانه‌ای ناشی از احتراق سوخت‌های فسیلی و جنگل‌زدایی در مقیاس وسیع ذکر شده است (وایولا^۱ و همکاران ۱۹۶۴:۲۰۱۰).

افزایش دمای جهانی سبب تغییراتی در گردش جو و متعاقب آن سازماندهی مجدد سامانه اقلیم می‌گردد؛ به عبارت دیگر، چون اقلیم به واسطه چرخه جوی، برهم‌کنش آن با جریان‌های اقیانوسی بزرگ مقیاس و عوارض سطح زمین تعیین می‌گردد. پس هرگونه تغییر در چرخه جوی، تغییر در اقلیم مناطق مختلف را در پی دارد. پرفشار سبیری به‌عنوان یک مرکز فعالیت جوی شبه ایستا^۲ و نیمه مانا^۳، مهم‌ترین سامانه جوی نیمکره شمالی محسوب می‌گردد که طی فصل زمستان با میانگین فشار مرکزی حدود ۱۰۳۰ هکتوپاسکال مشخص می‌شود. این سامانه قوی آنتی سیکلونی، در نواحی داخلی آسیا مستقر است و کنترل اقلیم بخش‌های وسیعی از این قاره را بر عهده دارد. پرفشار سبیری غالباً در ماه اکتبر در واکنش به سرمایش مداوم و شدید تروپوسفر زیرین بر فراز سطوح پوشیده از برف آسیا شکل می‌گیرد و تا اواخر ماه آوریل دوام دارد (گانگ و هو^۴، ۲۰۰۲: ۲؛ تاکایا و ناکامورا^۵، ۲۰۰۵: ۴۴۲۳ و شاگدانانوا^۶، ۲۰۰۲: ۷۰).

شرایط اقلیمی قاره آسیا در فصل زمستان تا حد بسیار زیادی تحت تأثیر فعالیت مرکز پرفشار سبیری قرار دارد (گانگ و هو، ۲۰۰۲: ۲). از طرفی شدت پرفشار سبیری اصلی‌ترین عامل در تعیین قدرت موسمی زمستانه شرق

-
- 1 Viola
 - 2 Quasi Stationary
 - 3 Semipermanent
 - 4 Gong & Ho
 - 5 Takaya & Nakamura
 - 6 Shahgedanova

آسیا است (جانگ^۱ و همکاران، ۲۰۱۱: ۱). همین‌طور آنومالی‌های حرارتی فصل زمستان در چین (یین^۲، ۱۹۹۹: ۳۰۶)، وقوع ناگهانی هوای سرد یا کشند سرما^۳ در عرض‌های میانی شرق دور (یی وی^۴، ۱۹۹۰: ۲۸۱)، وقوع بلاکینگ در بخش‌های مرکزی و غربی سیبری (تاکایا و ناکامورا، ۲۰۰۵: ۴۱۳۷)، کاهش رطوبت نسبی، کاهش دما، جلوگیری از بارش‌های محلی و اوروگرافیک و وقوع یخبندان‌های فراگیر در ایران (یوسفی و عزیززی، ۱۳۸۴: ۲۱۱؛ موسوی بایگی و اشرف، ۱۳۹۰: ۱۷۷؛ حلیان و شبانکاری، ۱۳۹۱: ۱۶۴؛ محمودی و همکاران، ۱۳۹۲: ۳۳؛ احمدی حجت و همکاران، ۱۳۹۲: ۱۲۷) متأثر از شدت و موقعیت پرفشار سیبری هستند. علیرغم اهمیت زیاد و گسترده‌گی وسیع پرفشار سیبری در نیمکره شمالی، تغییرپذیری زمانی و مکانی آن کمتر شناخته شده است (پاناگیوتوپولوش^۵ و همکاران، ۲۰۰۵: ۱۴۱۱)

روند گرمایش جهانی از اواسط دهه ۱۹۷۰ رو به افزایش گذاشت که همزمان با آن، تغییرات میانگین فشار تراز دریا در نیمکره شمالی و تغییرات معنادار چرخه جوی در بسیاری از نواحی جهان (ترنت برث و هورل^۶، ۱۹۹۴: ۳۰۳؛ ناکامورا و همکاران، ۱۹۹۷: ۲۲۱۵؛ وانگ^۷ و همکاران، ۲۰۰۷: ۱۲) گزارش شده است. هرگونه افزایش دماتطبق معادله بارومتری منجر به کاهش تغییرات فشار تراز دریا می‌شود؛ به عبارت دیگر انتظار می‌رود پرفشار سیبری تحت تأثیر گرمایش جهانی ضعیف گردد، چنانچه بعد از سال‌های ۱۹۷۷/۱۹۷۶ به‌طور مشخصی این امر اتفاق افتاده است (پاناگیوتوپولوش و همکاران، ۲۰۰۵: ۱۴۲۱). شواهد بررسی شده توسط هاری و وئدا^۸ (۲۰۰۶: ۴) و رومانیک^۹ و همکاران (۲۰۱۴) نیز رابطه گرمایش جهانی و تضعیف SHI را تأیید می‌کند. پرفشار سیبری از سال ۱۹۷۸ تا ۲۰۰۱ دارای روند منفی ۲/۵- هکتوپاسکال در هر دهه بوده است (پاناگیوتوپولوش و همکاران، ۲۰۰۵: ۱۴۱۱) البته در دهه‌های اخیر شدت این روند ملایم‌تر شده است (جانگ و همکاران، ۲۰۱۱: ۸). پژوهش‌های فراوانی، تغییرپذیری زمانی SHI را بررسی نموده‌اند؛ اما تغییرپذیری مکانی آن کمتر مورد توجه قرار گرفته است. همین‌طور به نحوه تغییرپذیری زمانی و مکانی SHI به‌صورت توأمان در دوره تشدید گرمایش جهانی نیز کمتر توجه شده است؛ بنابراین پژوهش حاضر با هدف شناسایی تغییرات زمانی و مکانی SHI در محدوده 40-65°N و 80-120°E طی ماه‌های DJF به‌عنوان قلمرو اصلی پرفشار سیبری طی دوره تشدید گرمایش جهانی، ارائه می‌شود.

1 Jeong

2 Yin

3 Cold Surge

4 Yihui

5 Panagiotopoulos

6 Trenberth and Hurrell

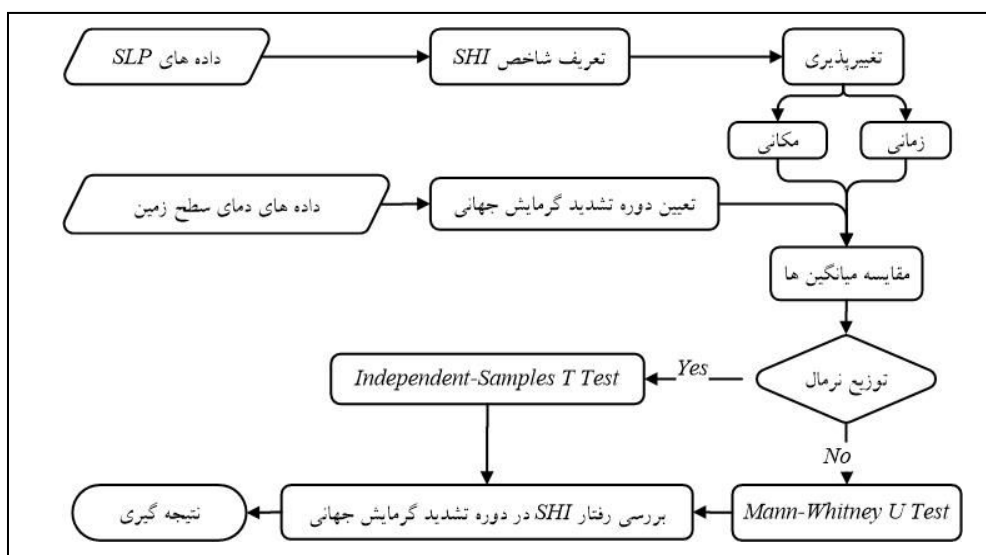
7 Wang

8 Hori & Ueda

9 Romanić

۲. مواد و روش‌ها

در پژوهش حاضر برای شناسایی تغییرات زمانی و مکانی SHI از داده‌های ¹ CEP/NCAR Reanalysis استفاده است (کالنی^۲ و همکاران، ۱۹۹۶). داده‌های مزبور، ستر جهانی از تمام مشاهدات در دسترس را فراهم می‌نمایند و با قدرت تفکیک مکانی ۲/۵ درجه طول و عرض جغرافیایی به صورت میانگین ماهانه می‌باشند. شاخص SHI به‌عنوان بیشترین مقدار فشار در قلمرو مکانی SH تعریف شده است که با تحلیل و بررسی آن، تغییرات مکانی و زمانی SHI در دوره تشدید گرمایش جهانی مورد بررسی و واکاوی قرار خواهد گرفت. برای مشخص شدن دوره تشدید گرمایش جهانی از داده‌های سالانه آنومالی دمای سطح زمین (استخراج شده از مرکز ملی داده‌های اقلیمی^۳) استفاده شده است. بدین صورت که با گردآوری این داده‌ها و بهره‌گیری از روش رگرسیون، بازه زمانی مورد مطالعه (۱۹۴۸ تا ۲۰۱۳) به دو دوره که به‌طور متمایزی شدت گرمایش جهانی متفاوتی را ارائه می‌کنند تقسیم بندی شده است. این دو دوره در ادامه به‌عنوان دوره گرمایش جهانی خفیف و دوره گرمایش جهانی تشدید شده نام گذاری شدند. معنادار بودن تغییرات زمانی و مکانی SHI طی دو دوره مورد مطالعه با آزمون‌های مقایسه‌ای مورد بحث و نتیجه‌گیری قرار گرفته است (شکل ۱).



شکل ۱ روند نمای انجام تحقیق

۱-۲. شدت پرفشار سیبری

بیشتر مطالعات پیشین، SH را در محدوده 40°N و 70°E تا 120°E طی ماه‌های دسامبر تا فوریه مورد بررسی قرار داده‌اند (جدول ۱). در پژوهش پیش رو، حداکثر مقدار SLP در محدوده 40°N و 80°E

۱ استخراج شده از سایت NOAA National Center for Environmental Prediction

۲ Kalnay

۳ National Climatic Data Center

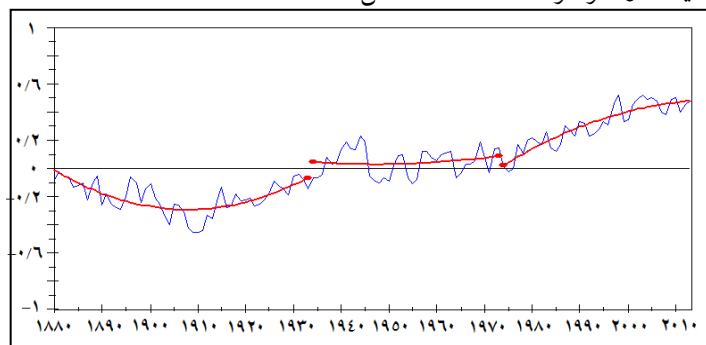
120°E طی ماه‌های DJF به‌عنوان قلمرو اصلی SH در نظر گرفته خواهد شد.

جدول ۱ قلمرو مکانی و زمانی پرفشار سیبری در مطالعات پیشین

پژوهش	قلمرو مکانی	قلمرو زمانی
Panagiotopoulos et al., 2005	40-65 °N	DJF
Huang et al., 2011	80-120 °E	DJF
Jeong et al., 2011		DJF
Gong and Ho., 2002	40-60 °N	JFM
Zhang, Lu, and Guan., 2012	70-120 °E	DJF
Kuang et al., 2014		DJF
Wu and Wang., 2002	40-60 °N	DJF
Jong-GhapJhun and Lee., 2004	80-120 °E	DJF
Tubi and Dayan., 2013		DJF

۲-۲. دوره‌های گرمایش جهانی خفیف و تشدید شده

برای بررسی داده‌های سالانه آنومالی دماهای کره زمین از سری زمانی داده‌های (۱۸۸۰ تا ۲۰۱۳) با استفاده از روش رگرسیون استفاده شده است. نتایج حاصل از این محاسبات مشخص ساخت که روند داده‌های این دوره ۱۳۳ ساله به‌طور آشکاری به سه دوره کوچک‌تر قابل تقسیم بندی هستند. سه دوره زمانی، ۱۸۸۰ تا ۱۹۳۳، ۱۹۳۴ تا ۱۹۷۳ و ۱۹۷۴ تا ۲۰۱۳ به ترتیب دارای آنومالی منفی، نزدیک به صفر و بالاتر از صفر می‌باشند. دوره زمانی اخیر (۱۹۷۴ تا ۲۰۱۳) با روند افزایشی و شیب تندتر، به‌عنوان دوره تشدید گرمایش جهانی و دوره زمانی ۱۹۳۴ تا ۱۹۷۳ با شیب خط نزدیک به صفر به‌عنوان دوره گرمایش جهانی خفیف در نظر گرفته شده است (شکل ۲).



شکل ۲ سری زمانی دمای سطح کره زمین و خطوط برازش داده شده روی آن

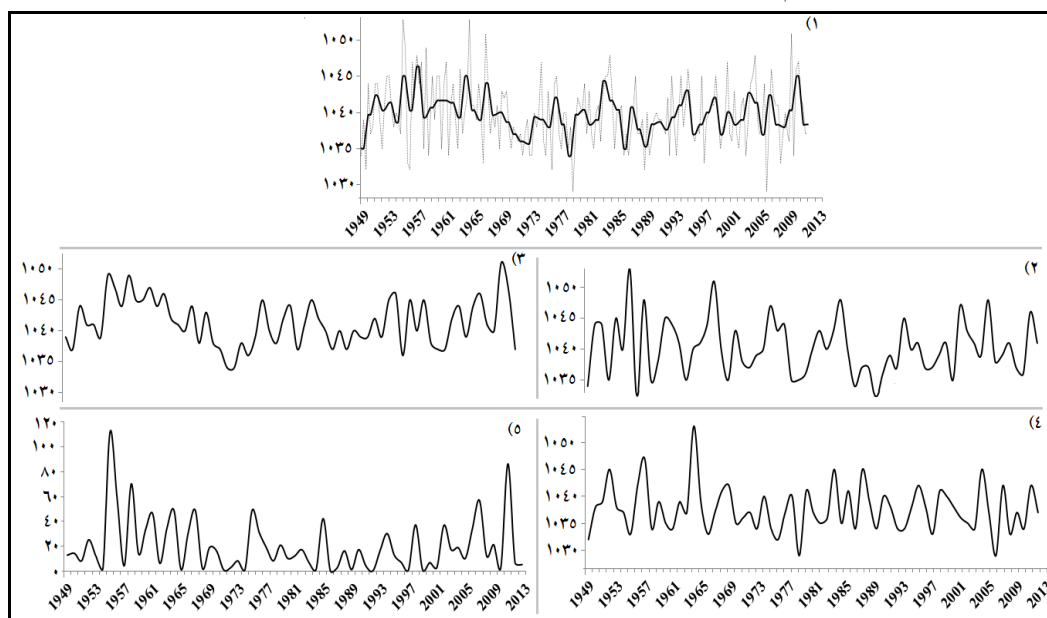
در رابطه با انتخاب این دوره‌ها هیچ پیش‌داوری قبلی صورت نگرفته است و این دوره‌ها صرفاً بر اساس برازش خط، بر داده‌های سالانه آنومالی دمای کره زمین با روش چند جمله‌ای درجه دوم انتخاب شده‌اند. متذکر می‌شود که در انتخاب سال ۱۹۷۴/۱۹۷۳ به‌عنوان پایان دوره گرمایش جهانی خفیف و شروع دوره تشدید گرمایش جهانی، جابجایی اقلیمی اواسط دهه ۱۹۷۰ که در اقیانوس آرام رخ داده است و به‌واسطه آن چرخه جوی، تغییرات معناداری را در بسیاری از نواحی جهان سبب شده است، مد نظر قرار نگرفته است، بلکه نتیجه تنها بر اساس رفتار سری زمانی داده‌های سالانه آنومالی دمای زمین بوده است.

۳. بحث و نتایج

۳-۱. تغییرات زمانی پرفشار سبیری

SHI در سال‌های ۱۹۴۸ تا ۲۰۱۳ طی ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه از طریق داده‌های شبکه‌بندی شده به دست آمدند، برای درک بهتر تغییرات زمانی SHI، ۶ سری زمانی، شامل سری زمانی SHI در ماه‌های دسامبر تا فوریه، سری‌های زمانی هر یک از ماه‌های دسامبر، ژانویه، فوریه و سری زمانی میانگین و واریانس سالانه SHI در ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه ترسیم شدند که در شکل ۳ به ترتیب از ۱ تا ۵ شماره‌گذاری شده‌اند.

تضعیف SHI در سال‌های ۱۹۷۰ تا ۱۹۸۰ و بازیابی شدت آن در دهه‌های اخیر کاملاً مشهود است. خلاصه آماری داده‌های SHI در جدول ۲ آورده شده است. میانگین و انحراف معیار SHI در همه سری‌های زمانی مورد مطالعه، با شروع دوره تشدید گرمایش جهانی کاهش پیدا کرده‌اند. مقدار کاهش SHI کمتر از ۱ هکتوپاسکال است؛ اما نکته قابل توجه، کاهش قابل توجه متوسط سری زمانی واریانس سالانه طی دوره تشدید گرمایش جهانی است. به این معنی که تغییرات سالانه SHI در دوره تشدید گرمایش جهانی کاهش چشمگیر داشته است. برای نشان دادن این مطلب روی نمودارهای سری زمانی، مقدار ۲ انحراف معیار در طرفین میانگین ($Mean \pm 2SD$) که بیانگر حدود ۹۵ درصد از موارد مورد بررسی هستند، محاسبه (جدول ۳) و ترسیم گردیدند (شکل ۴). در شکل ۴، $Mean \pm 2SD$ با نقطه‌چین و متوسط هر دوره با خط قرمز نشان داده شده است. برای درک بهتر، Error Bar سری‌های زمانی بر اساس دو انحراف معیار نیز ترسیم شده است که در سمت راست شکل ۴ نشان داده شده است.

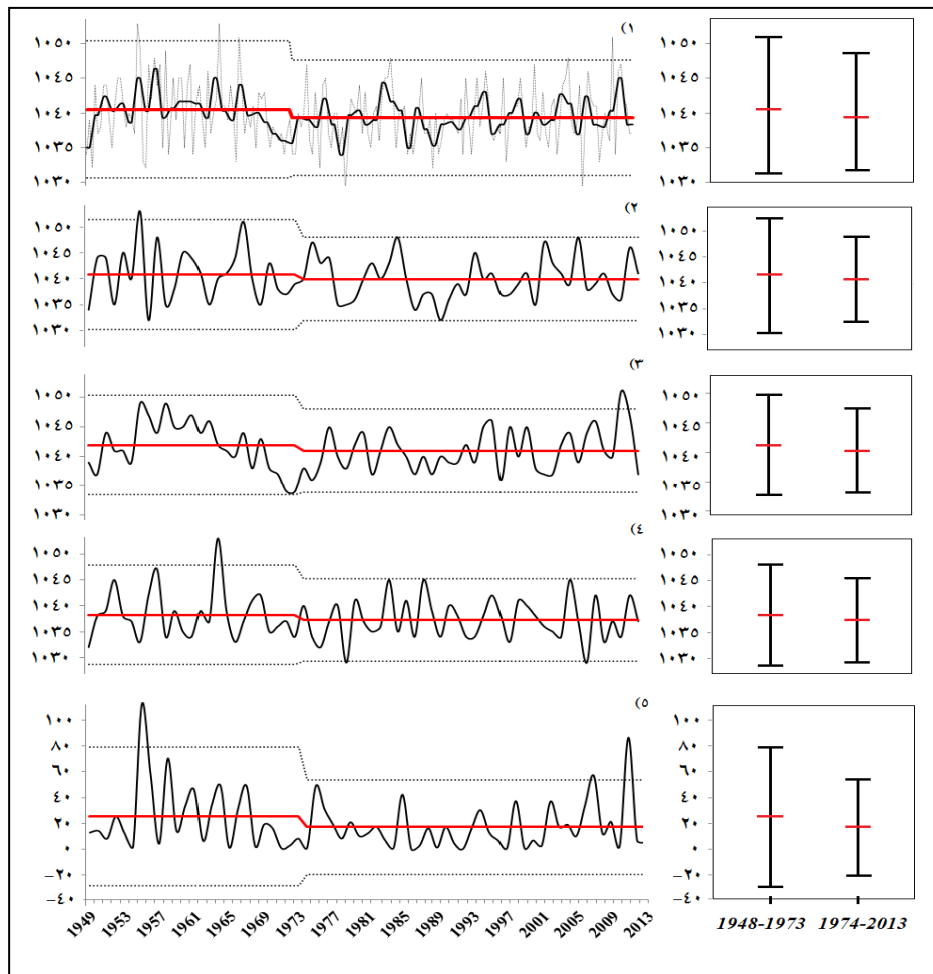


شکل ۳ سری‌های زمانی SHI، (۱) خط خاکستری سری زمانی SHI در ماه‌های دسامبر تا فوریه را برای هر سال و خط مشکی میانگین آن را نشان می‌دهد. اعداد ۲ تا ۴ به ترتیب SHI در ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه را نشان می‌دهد. (۵) سری زمانی واریانس SHI در ماه‌های دسامبر تا فوریه را برای هر سال نمایش می‌دهد.

جدول ۲ خلاصه آماری SHI در دوره تشدید گرمایش جهانی و قبل از آن

		ماه‌یانه	دسامبر	ژانویه	فوریه	واریانس سالانه
۱۹۴۸-۱۹۷۳	متوسط	۱۰۴۰/۵۱	۱۰۴۰/۸۴	۱۰۴۱/۹۲	۱۰۳۸/۲۴	۲۵/۲۰
	حداقل	۱۰۳۲/۰۰	۱۰۳۲/۰۰	۱۰۳۴/۰۰	۱۰۳۲/۰۰	۱/۰۰
	حداکثر	۱۰۵۳/۰۰	۱۰۵۳/۰۰	۱۰۴۹/۰۰	۱۰۵۳/۰۰	۱۱۲/۰۰
	انحراف معیار	۴/۹۶	۵/۳۲	۴/۲۵	۴/۸۲	۲۶/۷۷
۱۹۷۴-۲۰۱۳	متوسط	۱۰۳۹/۳۱	۱۰۳۹/۹۳	۱۰۴۱/۰۰	۱۰۳۷/۲۸	۱۷/۰۵
	حداقل	۱۰۲۹/۰۰	۱۰۳۲/۰۰	۱۰۳۶/۰۰	۱۰۲۹/۰۰	۰/۰۰
	حداکثر	۱۰۵۱/۰۰	۱۰۴۸/۰۰	۱۰۵۱/۰۰	۱۰۴۵/۰۰	۸۶/۰۰
	انحراف معیار	۴/۱۶	۴/۰۲	۳/۵۷	۳/۹۸	۱۸/۱۹
۱۹۴۸-۲۰۱۳	متوسط	۱۰۳۹/۷۵	۱۰۴۰/۲۸	۱۰۴۱/۳۵	۱۰۳۷/۶۵	۲۰/۱۸
	حداقل	۱۰۲۹/۰۰	۱۰۳۲/۰۰	۱۰۳۴/۰۰	۱۰۲۹/۰۰	۰/۰۰
	حداکثر	۱۰۵۳/۰۰	۱۰۵۳/۰۰	۱۰۵۱/۰۰	۱۰۵۳/۰۰	۱۱۲/۰۰
	انحراف معیار	۴/۴۹	۴/۵۴	۳/۸۴	۴/۳۱	۲۲/۰۶

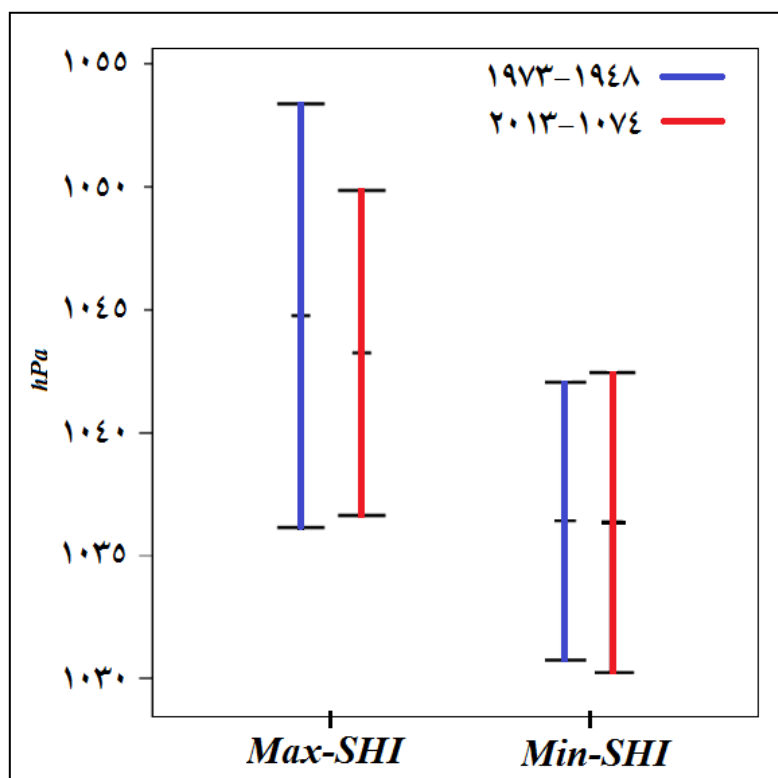
با توجه به شکل ۴ نیز مشخص می‌گردد که با کاهش میانگین SHI در دوره تشدید گرمایش جهانی، تغییرات سالانه نیز کاهش یافته است. به طوری که محدوده تغییرات حدود ۹۵ درصدی SHI (فاصله $\text{mean} \pm 2\text{SD}$)، در دوره تشدید گرمایش جهانی کاهش محسوسی یافته است. این کاهش تغییرات، در همه سری‌های زمانی مورد بررسی، مشاهده شده است. افزون بر این، مقدار تغییر رخ داده در پراکندگی سری‌های زمانی که با Error Bars نمایش داده شده است نشان می‌دهد که در دوره تشدید گرمایش جهانی، مقادیر $\text{Mean} + 2\text{SD}$ بیشتر از مقادیر $\text{Mean} - 2\text{SD}$ دستخوش تغییر شده‌اند؛ به عبارت دیگر، کاهش تغییرات سالانه SHI، بیشتر تحت تأثیر کاهش مقادیر بیشینه بوده است، تا افزایش مقادیر کمینه (در جدول ۳، اختلاف $\text{Mean} \pm 2\text{SD}$ در دوره تشدید گرمایش جهانی از دوره گرمایش جهانی خفیف نشان داده شده است)؛ بنابراین مقادیر حداکثر و حداقل SHI در ماه‌های DJF مورد توجه قرار گرفتند. در شکل ۵، Error Bars حداکثر و حداقل SHI در دو دوره گرمایش جهانی خفیف و دوره تشدید گرمایش جهانی بر اساس $\text{Mean} \pm 2\text{SD}$ در ماه‌های DJF به تفکیک، نشان داده شده است. کاهش مقادیر بیشینه SHI و افزایش مقادیر کمینه SHI در دوره تشدید گرمایش جهانی به وضوح دیده می‌شود که سبب کاهش دامنه تغییرات SHI در دوره تشدید گرمایش جهانی شده است و واضح است که نرخ کاهش مقادیر بیشینه به مراتب بیشتر از نرخ افزایش مقادیر کمینه است، بنابراین به نظر می‌رسد که کاهش تغییرات سالانه SHI در دوره تشدید گرمایش جهانی بیشتر به سبب کاهش حداکثر مقدار SHI بوده است.



شکل ۴ خط چین، $Mean \pm 2SD$ و خط قرمز متوسط هر دوره را در سری‌های زمانی SHI نشان می‌دهد (۱) سری زمانی SHI در ماه‌های دسامبر تا فوریه، (۲) سری زمانی SHI در ماه دسامبر، (۳) ژانویه (۴) فوریه و (۵) سری زمانی واریانس SHI در ماه‌های دسامبر تا فوریه را برای هر سال نشان می‌دهد. در سمت راست نمودارها، Error bars بر اساس دو انحراف معیار ترسیم شده‌اند.

جدول ۳ مقادیر $Mean \pm 2SD$ سری‌های زمانی SHI در دو دوره تشدید گرمایش جهانی و قبل از آن

		ماه‌هیانه	دسامبر	ژانویه	فوریه	واریانس سالیانه
۱۹۴۸-۱۹۷۳	Mean+2SD	۱۰۵۰/۴۲	۱۰۵۱/۴۸	۱۰۵۰/۴۲	۱۰۴۷/۸۹	۷۸/۷۴
	Mean-2SD	۱۰۳۰/۶۰	۱۰۳۰/۲۰	۱۰۳۳/۴۲	۱۰۲۸/۵۹	-۲۸/۳۴
۱۹۷۴-۲۰۱۳	Mean+2SD	۱۰۴۷/۶۳	۱۰۴۷/۹۶	۱۰۴۸/۱۳	۱۰۴۵/۲۴	۵۳/۴۴
	Mean-2SD	۱۰۳۰/۹۹	۱۰۳۱/۹۰	۱۰۳۳/۸۷	۱۰۲۹/۳۲	-۱۹/۳۴
اختلاف دو دوره	Mean+2SD	۲/۷۹	۳/۵۲	۲/۲۹	۲/۶۵	۲۵/۳۱
	Mean-2SD	-۰/۳۹	-۱/۷۰	-۰/۴۵	-۰/۷۳	-۹/۰۱



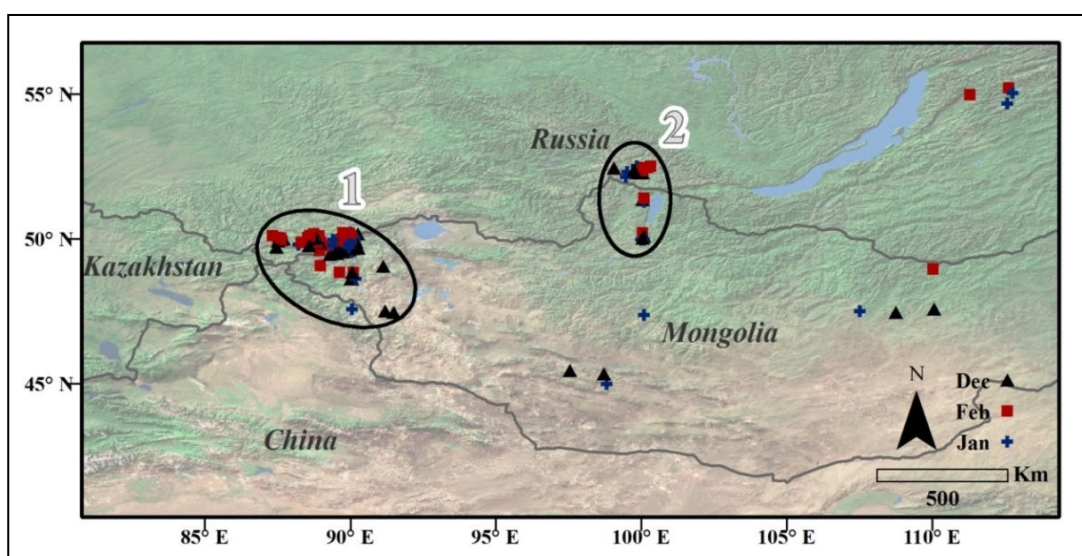
شکل ۵ Error Bars حداکثر و حداقل SHI در دو دوره مورد مطالعه بر اساس $\text{Mean} \pm 2\text{SD}$.

۲-۳. تغییرات مکانی پرفشار سیبری

برای بررسی تغییرات مکانی SHI طی دو دوره متمایز گرمایش جهانی، موقعیت مکانی SHI در ماه‌های دسامبر تا فوریه بر اساس مکانی که دارای بیشترین فشار تراز دریا در قلمرو مکانی SH باشد، استخراج شده و در شکل ۶ نشان داده شده است. مشاهده می‌گردد که مکان‌گزینی SHI تحت تأثیر شرایط محلی و اقلیمی، غالباً در دو ناحیه مجزا با عناوین زون ۱ (۵۰ درجه شمالی و ۹۰ درجه شرقی) و زون ۲ (۵۲/۵ درجه شمالی و ۱۰۰ درجه شرقی) استقرار داشته است. این مکان‌ها در شکل ۶ با بیضوی نشان داده شده‌اند.

فراوانی مراکز SHI در ماه‌های دسامبر تا فوریه طی سال‌های ۱۹۴۸ تا ۲۰۱۳ در جدول ۴ نشان داده شده است. برای این محاسبات از داده‌های ماهانه SLP استفاده شده است. در نتیجه برای هر ماه، یک مرکز SHI (مکانی که دارای بیشترین SLP در قلمرو مکانی SH باشد) شناسایی شده است؛ بنابراین مجموع کل مراکز هر ماه برابر با ۶۵ مورد (۱۹۴۸-۲۰۱۳) حاصل شده است. در جدول ۴ فراوانی تعداد مراکز شناسایی شده به تفکیک ماه‌های مورد مطالعه و محل شکل‌گیری آن‌ها منتقل گردیده است. مشاهده می‌گردد که طی این

سال‌ها، ۱۹۵ مرکز (دوره آماری ۶۵ ساله می‌باشد و در ۳ ماه مطالعه شده است، بنابراین $۱۹۵=۳ \times ۶۵$) ثبت شده است. از این تعداد ۱۶۰ مرکز (معادل ۸۲/۰۵ درصد) در زون ۱، ۲۳ مرکز (معادل ۱۱/۷۹ درصد) در زون ۲ و ۱۲ مرکز (۶/۱۵ درصد) در سایر نواحی تشکیل شده‌اند. توزیع ماهانه مراکز SHI نیز نشان می‌دهد که از مجموع ۱۶۰ مرکز مشاهده شده در زون ۱، ۵۴ مرکز (۳۳/۷۵ درصد) مربوط به ماه دسامبر، ۵۳ مرکز (۳۳/۱۳ درصد) مربوط به ماه ژانویه و ۵۳ مرکز (۳۳/۱۳ درصد) دیگر نیز مربوط به ماه فوریه می‌باشند. در رابطه با زون ۲ نیز، از ۲۳ مرکز مشاهده شده طی سال‌های ۱۹۴۸ تا ۲۰۱۳، ۷ مرکز (۳۰/۴۳ درصد) مربوط به ماه دسامبر، ۷ مرکز (۳۰/۴۳ درصد) مربوط به ماه ژانویه و ۹ مرکز (۳۹/۱۳ درصد) مربوط به ماه فوریه می‌باشد.

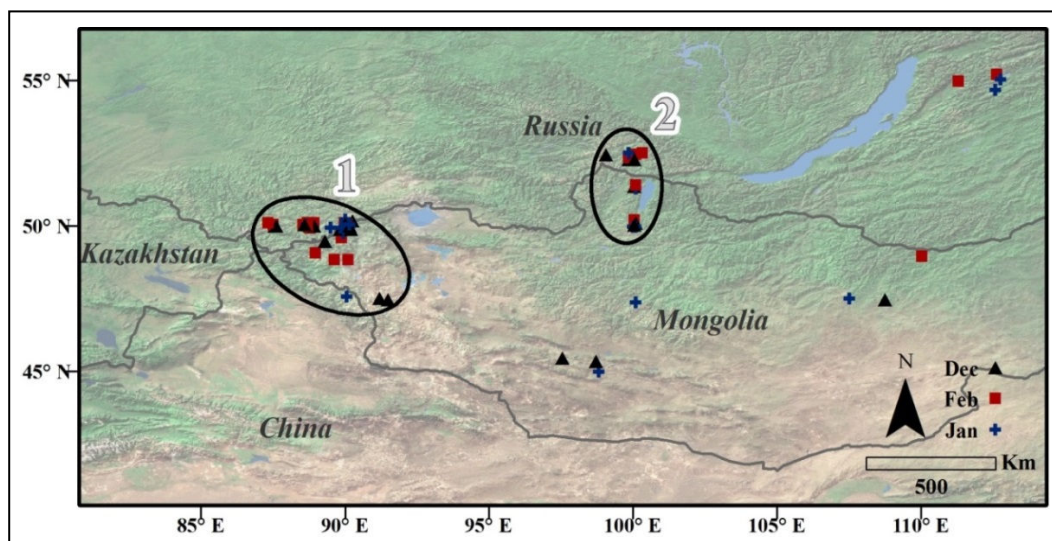


شکل ۶ موقعیت مراکز SHI در ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه طی سال‌های ۱۹۴۸ تا ۲۰۱۳

جدول ۴ فراوانی مراکز SHI به تفکیک ماه‌های مورد مطالعه و محل شکل‌گیری آن‌ها در سال‌های ۱۹۴۸ تا ۲۰۱۳

فراوانی	درصد											
	توزیع ناحیه ای				توزیع ماهیانه							
	ناحیه ۱	ناحیه ۲	سایر	مجموع	ناحیه ۱	ناحیه ۲	سایر	مجموع				
دسامبر	۵۴	۷	۴	۶۵	۳۳/۷۵	۳۰/۴۳	۳۳/۳۳	۸۳/۰۸	۱۰/۷۷	۶/۱۵	۱۰۰	
ژانویه	۵۳	۷	۵	۶۵	۳۳/۱۳	۳۰/۴۳	۴۱/۶۷	۸۱/۵۴	۱۰/۷۷	۷/۶۹	۱۰۰	
فوریه	۵۳	۹	۳	۶۵	۳۳/۱۳	۳۹/۱۳	۲۵/۰۰	۸۱/۵۴	۱۳/۸۵	۴/۶۲	۱۰۰	
مجموع	۱۶۰	۲۳	۱۲	۱۹۵	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	متوسط	۸۲/۰۵	۱۱/۷۹	۶/۱۵	۱۰۰

مکان‌گزینی SHI تحت تأثیر گرمایش جهانی یکی از سؤالات اساسی این تحقیق می‌باشد به همین سبب، جداسازی مراکز SHI بر اساس دوره‌های تشدید گرمایش جهانی و قبل از آن مورد توجه قرار گرفت. محل تشکیل مراکز SHI در ماه‌های دسامبر تا فوریه طی سال‌های ۱۹۴۸ تا ۱۹۷۳ (گرمایش جهانی خفیف) در شکل ۷ نشان داده شده است.



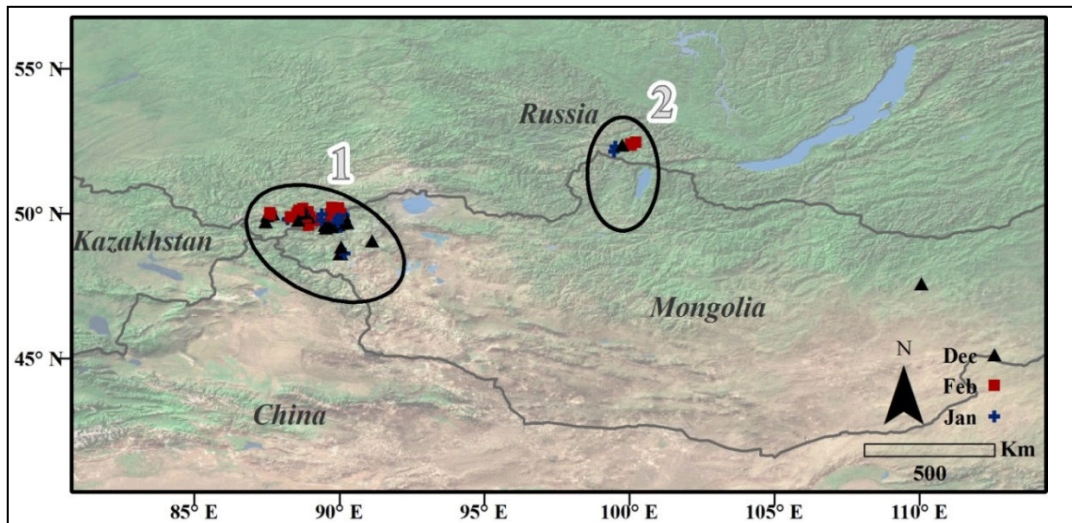
شکل ۷ موقعیت مراکز SHI در ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه در دوره گرمایش جهانی خفیف پراکندگی مراکز SHI در دوره گرمایش جهانی خفیف، بیانگر پراکندگی آن‌ها در پهنه گسترده‌ای از قلمرو SH است. بیشترین تعداد مراکز در زون ۱ تشکیل شده‌اند که حدود ۶۲/۶۷ درصد از کل مراکز را شامل می‌شوند و سهم هر یک از ماه‌های دسامبر تا ژانویه حدود ۳۱ تا ۳۴ درصد می‌باشد (جدول ۵).

جدول ۵ فراوانی مراکز SHI به تفکیک ماه‌های مورد مطالعه و محل شکل‌گیری آن‌ها در سال‌های ۱۹۴۸ تا ۱۹۷۳

فراوانی	درصد											
	توزیع ناحیه ای				توزیع ماهیانه							
	ناحیه ۱	ناحیه ۲	سایر	مجموع	ناحیه ۱	ناحیه ۲	سایر	مجموع				
دسامبر	۱۶	۶	۳	۲۵	۳۴/۰۴	۳۵/۲۹	۲۷/۲۷	۶۴/۰۰	۲۴/۰۰	۱۲/۰۰	۱۰۰	
ژانویه	۱۵	۵	۵	۲۵	۳۱/۹۱	۲۹/۴۱	۴۵/۴۵	۶۰/۰۰	۲۰/۰۰	۲۰/۰۰	۱۰۰	
فوریه	۱۶	۶	۳	۲۵	۳۴/۰۴	۳۵/۲۹	۲۷/۲۷	۶۴/۰۰	۲۴/۰۰	۱۲/۰۰	۱۰۰	
مجموع	۴۷	۱۷	۱۱	۷۵	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	متوسط	۶۲/۶۷	۲۲/۶۷	۱۴/۶۷	۱۰۰

موقعیت مراکز SHI در دوره تشدید گرمایش جهانی (شکل ۸) نشان می‌دهد در این دوره مراکز به سمت محدوده اول متمرکز شده‌اند چنانکه ۹۴/۱۷ درصد مراکز تشکیل شده در محدوده اول، ۵ درصد در محدوده دوم و کمتر از یک درصد مراکز در سایر نواحی قرار دارند؛ که نشان دهنده کاهش پراکندگی مکانی مراکز SHI در دوره تشدید گرمایش جهانی است (جدول ۶).

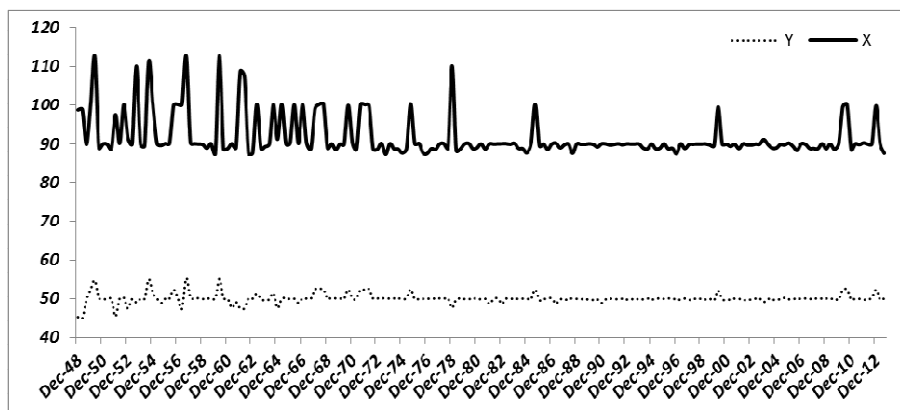
سری زمانی طول و عرض جغرافیایی SHI (شکل ۹) نیز کاهش پراکندگی مراکز SHI را نشان می‌دهد بدین صورت که بعد از سال‌های ۱۹۷۴، مراکز SHI با فراوانی خیلی بیشتری در 50°N و 90°E تشکیل شده‌اند.



شکل ۸ موقعیت مراکز SHI در ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه در دوره تشدید گرمایش جهانی

جدول ۵ فراوانی مراکز SHI به تفکیک ماه‌های مورد مطالعه و محل شکل‌گیری آن‌ها در سال‌های ۱۹۷۴ تا ۲۰۱۳

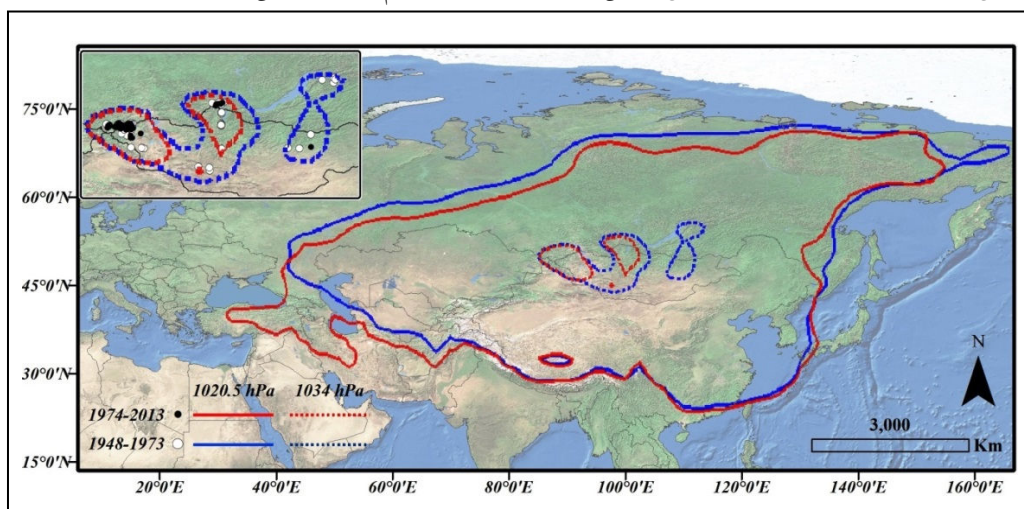
فراوانی	درصد											
	توزیع ناحیه‌ای				توزیع ماهیانه							
	ناحیه ۱	ناحیه ۲	سایر	مجموع	ناحیه ۱	ناحیه ۲	سایر	مجموع				
دسامبر	۳۸	۱	۱	۴۰	۳۳/۶۳	۱۶/۶۷	۱۰۰/۰۰	۹۵/۰۰	۲/۵۰	۲/۵۰	۱۰۰	
ژانویه	۳۸	۲	۰	۴۰	۳۳/۶۳	۳۳/۳۳	۰/۰۰	۹۵/۰۰	۵/۰۰	۰/۰۰	۱۰۰	
فوریه	۳۷	۳	۰	۴۰	۳۲/۷۴	۵۰/۰۰	۰/۰۰	۹۲/۵۰	۷/۵۰	۰/۰۰	۱۰۰	
مجموع	۱۱۳	۶	۱	۱۲۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	متوسط	۹۴/۱۷	۵/۰۰	۰/۸۳	۱۰۰



شکل ۹ سری زمانی تغییرات مکانی SHI در راستای طول (خط ممتد) و عرض جغرافیایی (خط نقطه‌چین).

با مشخص شدن جابجایی مراکز SHI، انتظار می‌رود که گستره آن نیز دچار تغییر شده باشد بنابراین دو کتسور ۱۰۲۰/۵ (در منابع مختلف از جمله گزارش IPCC (۲۰۱۳:۲۲۴) به‌عنوان مرز SHI تعیین شده است) و ۱۰۳۴

هکتوپاسکال (با توجه به جدول ۳ بیش از ۹۵ درصد میانگین سالانه SHI، فشارشان از ۱۰۳۴ هکتوپاسکال بیشتر است از این رو، این کنتور به عنوان محدوده‌ای که مراکز SHI در داخل آن تشکیل می‌شوند، مورد توجه قرار گرفته است، مراکز SHI در گوشه بالا سمت چپ شکل ۱۰ نمایش داده شده است و مشخص است که این محدوده، موقعیت مراکز SHI را در بیش از ۹۵ درصد موارد شامل می‌شود.) طی دو دوره مورد مطالعه، ترسیم شدند. با استخراج کنتورهای ذکر شده در ماه‌های دسامبر تا فوریه طی سال‌های ۱۹۴۸ تا ۲۰۱۳، میانگین هر یک از این کنتورها طی دو دوره تشدید گرمایش جهانی و قبل از آن محاسبه و ترسیم شدند (شکل ۱۰).



شکل ۱۰ هم‌فشارهای ۱۰۲۰/۵ و ۱۰۳۴ هکتوپاسکال در دو دوره مورد مطالعه، موقعیت مراکز SHI در بالا سمت راست با رنگ تیره (دوره گرمایش جهانی خفیف) و روشن (دوره گرمایش جهانی تشدید شده) نشان داده شده‌اند. جابجایی زبانه ۱۰۲۰/۵ هکتوپاسکال به سمت غرب همزمان با تشدید گرمایش جهانی کاملاً مشهود است علاوه بر آن گستره تشکیل مرکز پرفشار سیبری نیز با کاهش مساحت در نواحی غربی تر مستقر شده است. کاهش مساحت کنتور ۱۰۳۴ هکتوپاسکال می‌تواند به دلیل کاهش مقادیر بیشینه SHI باشد (به شکل ۹ رجوع شود). به این معنی که در قلمرو مکانی SHI، مقادیر بیشینه کاهش بیشتری را نسبت به مقادیر کمینه تجربه کرده‌اند بنابراین جمله مطرح شده در بخش تغییرات زمانی SHI دال بر اینکه در دوره تشدید گرمایش جهانی، مقادیر بیشینه بیشتر از مقادیر کمینه دستخوش تغییر شده‌اند، تأیید می‌گردد.

۳-۳. معنادار بودن تغییرات زمانی و مکانی SHI

معنادار بودن تغییرات زمانی و مکانی SHI طی دو دوره تشدید گرمایش جهانی و قبل از آن، با استفاده از آزمون T مستقل^۱ قابل بررسی است. پیش نیاز انجام این آزمون، نرمال بودن داده‌هایی است که می‌خواهیم معناداری تفاوت میانگین طی دو دوره را در آن‌ها بررسی کنیم؛ زیرا در صورت نرمال نبودن داده‌ها، بایستی از معادله ناپارامتری این

1 Independent Samples T Test

آزمون یعنی یو من - وایت نی^۱ استفاده گردد. معنادار بودن تغییرات زمانی، شامل میانگین و واریانس SHI طی ماه‌های دسامبر تا فوریه و ویژگی SHI در هر یک از ماه‌ها، همچنین معنادار بودن تغییرات مکانی، از طریق بررسی تغییر در موقعیت مکانی (طول و عرض جغرافیایی) SHI طی دو دوره مورد مطالعه بررسی شدند. نتایج حاصل از آزمون نرمال بودن داده‌ها از طریق آزمون کلموگروف - اسمیرنف^۲ در جدول ۶ نشان داده شده است. در این آزمون چون آماره Z با مقدار به دست آمده ۰/۹۲۵، ۰/۷۹۱، ۰/۹۱۷، ۱/۰۶۲ و ۱/۵۹۹ در سطح کوچک‌تر از 0.05 به ترتیب برای سری‌های زمانی SHI در ماه ژانویه، فوریه، دسامبر و واریانس و متوسط ماه‌های فوق معنادار نیست (داده‌ها نرمال هستند) بنابراین، از آزمون T مستقل برای بررسی تفاوت میانگین آن‌ها در دوره مورد مطالعه استفاده می‌گردد. از طرف دیگر، آماره Z برای سری‌های زمانی طول (X) و عرض (Y) جغرافیایی مراکز SHI با مقدار به دست آمده ۴/۵۶ و ۶/۹۱ در سطح کوچک‌تر از ۰/۰۵ معنادار است (داده‌ها نرمال نیستند) لذا برای بررسی تفاوت میانگین آن‌ها بایستی از معادل ناپارامتری آزمون T مستقل یعنی یو من - وایت نی استفاده گردد.

جدول ۶ نتایج آزمون کلموگروف - اسمیرنف

	میانگین	طول جغرافیایی	واریانس سالیانه	متوسط سالیانه	فوریه	ژانویه	دسامبر	تعداد
	۱۹۵	۱۹۵	۶۵	۶۵	۶۵	۶۵	۶۵	۱۹۵
Kolmogorov-Smirnov Z	۶/۹۱	۴/۵۶	۱/۶۰	۱/۰۶	۰/۷۹	۰/۹۳	۰/۹۲	۵/۷۸
Asymp. Sig	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۲۱	۰/۵۶	۰/۳۶	۰/۳۷	۰/۰۰

اولین مرحله در تفسیر نتایج T مستقل، بررسی برابری یا عدم برابری واریانس سری‌های زمانی در دو دوره مورد نظر است که برای این منظور از آزمون لون استفاده می‌گردد. در اینجا (جدول ۷) با توجه به عدم معناداری آزمون لون با سطح خطای بزرگ‌تر از 0.05، برابری واریانس‌ها طی دو دوره پذیرفته می‌شود؛ بنابراین از نتایج ردیف اول استفاده می‌گردد. نتایج (Sig>0.05) بیانگر آن است که سری‌های زمانی SHI طی دو دوره مورد بحث تفاوت معنی‌داری با یکدیگر ندارند و با اطمینان می‌توان گفت که SHI طی دو دوره گرمایش جهانی خفیف و تشدید شده با هم مشابه بوده‌اند، همچنین اختلاف میانگین در سطح اطمینان ۹۵ درصد در دو طرف صفر قرار دارد، که این نتیجه نیز نشان می‌دهد میانگین سری‌های زمانی SHI طی دو دوره با هم یکسان هستند.

1 MannWhitney U Test

2 One Sample KolmogorovSmirnov Test

نتایج آزمون یو من- وایت نی در جدول ۸ ارائه شده است با استناد به مقدار آزمون Z ($-۱/۱۲۷$ ، $-۰/۹۸۷$) به ترتیب برای سری‌های زمانی ماهیانه و واریانس سالیانه) که در سطح خطای کوچک‌تر از $۰/۰۵$ معنادار نیست. می‌توان گفت از نظر آماری تفاوت معناداری در این سری‌های زمانی طی دو دوره مورد مطالعه وجود ندارد؛ اما مقدار آزمون Z برای سری‌های زمانی طول (X) و عرض (Y) جغرافیایی (به ترتیب برابر با $-۴/۳۹۲$ و $-۳/۱۱۲$) در سطح خطای کوچک‌تر از $۰/۰۱$ معنادار است به این معنی که از نظر آماری، تفاوت معناداری در مقادیر طول و عرض جغرافیایی SHI در دو دوره تشدید گرمایش جهانی و گرمایش جهانی خفیف وجود دارد، به بیان دیگر، جابجایی‌های مشاهده شده SHI در دوره تشدید گرمایش جهانی به لحاظ آماری معنادار هستند.

جدول ۷ نتایج حاصل از آزمون T مستقل برای سری‌های زمانی مورد مطالعه

	Levene's Test		Independent-Samples T Test						اختلاف در سطح اطمینان ۹۵	
	F	Sig.	t	df	Sig	Mean	Std.	Lower	Upper	
ژانویه	۱/۱۷	۰/۲۸	۰/۹۴	۶۳/۰۰	۰/۳۵	۰/۹۲	۰/۹۸	-۱/۰۴	۲/۸۸	
			۰/۹۰	۴۴/۴۶	۰/۳۷	۰/۹۲	۱/۰۲	-۱/۱۴	۲/۹۸	
فوریه	۰/۱۷	۰/۶۸	۰/۸۸	۶۳/۰۰	۰/۳۸	۰/۹۷	۱/۱۰	-۱/۲۴	۳/۱۷	
			۰/۸۴	۴۳/۸۸	۰/۴۱	۰/۹۷	۱/۱۵	-۱/۳۶	۳/۲۹	
دسامبر	۲/۳۷	۰/۱۳	۰/۷۹	۶۳/۰۰	۰/۴۳	۰/۹۲	۱/۱۶	-۱/۴۱	۳/۲۴	
			۰/۷۴	۴۰/۹۴	۰/۴۶	۰/۹۲	۱/۲۴	-۱/۵۹	۳/۴۲	
متوسط سالیانه	۰/۲۲	۰/۶۴	۱/۵۳	۶۳/۰۰	۰/۱۳	۱/۰۰	۰/۶۵	-۰/۳۰	۲/۲۹	
			۱/۴۸	۴۵/۳۵	۰/۱۵	۱/۰۰	۰/۶۷	-۰/۳۶	۲/۳۵	

جدول ۸ نتایج حاصل از آزمون یو من- وایت نی برای سری‌های زمانی مورد مطالعه

	واریانس سالیانه	ماهیانه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
Mann-Whitney U	۴۱۶/۵	۴۱۲۲/۵	۲۸۱۶/۰	۳۳۰۸/۰
Wilcoxon W	۱۲۳۶/۵	۱۱۳۸۲/۵	۱۰۰۷۶/۰	۱۰۵۶۸/۰
Z	-۱/۱۲۷	-۰/۹۸۷	-۴/۳۹۵	-۳/۱۱۲
Asymp. Sig	۰/۲۶	۰/۳۲	۰/۰۰	۰/۰۰

۴. نتیجه گیری

با شروع تغییرات میانگین فشار تراز دریا در نیمکره شمالی از دهه ۱۹۷۰، تغییرات محسوسی در ویژگی‌های زمانی و مکانی SHI مشاهده شده که با افزایش بی‌سابقه میانگین دمای کره زمین همزمان بوده است. بدین صورت که با شروع تشدید گرمایش جهانی (۱۹۷۴-۲۰۱۳)، از یک طرف SHI تضعیف شده است و از طرف دیگر، دامنه تغییرات سالانه آن نسبت به دوره قبل (۱۹۴۸-۱۹۷۳) کاهش محسوسی را نشان داده است. این کاهش تغییرات

سالانه، ناشی از کاهش مقادیر بیشینه و افزایش مقادیر کمینه بوده است، البته تغییرات سالانه SHI بیشتر تحت تأثیر کاهش مقادیر حداکثر بوده است تا افزایش مقادیر حداقل.

تغییرات مکانی SHI در دوره تشدید گرمایش جهانی (که در سطح خطای کوچک‌تر از ۰/۰۱ معنادار است) به صورت کاهش پراکندگی مکانی مراکز SHI نمایان شده است. بدین نحو که با افزایش میانگین دمای جهانی، مراکز SHI به سمت ۵۰ درجه شمالی و ۹۰ درجه شرقی جابجا شده‌اند. علاوه بر آن، منحنی‌های هم فشار ۱۰۲۰/۵ (به عنوان حداکثر گستردگی SH) و ۱۰۳۴ هکتوپاسکال (به عنوان محدوده‌ای که مراکز حداکثر SHI در آن تشکیل می‌شوند) به سمت غرب انتقال یافته‌اند، کاهش مساحت قابل ملاحظه‌ای در ایزوبار ۱۰۳۴ هکتوپاسکال طی دوره تشدید گرمایش جهانی مشاهده شده است که با توجه به کاهش مقادیر حداکثر SHI قابل توجیه است.

با توجه به این نکته، که در اواسط دهه ۱۹۷۰، چرخه جوی تغییرات معناداری را در بسیاری از نواحی جهان متحمل شده است، به نظر می‌رسد تغییرات مکانی SHI در این سال‌ها، به دلیل تغییرات وسیع‌تری در گردش جوی رخ داده باشد. بدین نحو که جابجایی سامانه کم فشار آلوشین به سمت غرب طی زمستان‌های ۱۹۷۷ تا ۱۹۸۸ (هارتمان و وندلر^۱، ۲۰۰۵: ۴۸۲۴) و تغییرپذیری دمای اقیانوس‌ها در اواخر دهه ۱۹۷۰ که روند طولانی مدت NAM/NAO را سبب گردید، منجر به جابجایی SH شده باشد؛ اما نکته مهم، این مطلب است که تمام این تغییرات با افزایش بی سابقه میانگین دمای سطح زمین، همزمان بوده است؛ بنابراین می‌توان اظهار داشت که افزایش دمای جهانی سبب تغییراتی در گردش جوی و متعاقب آن سازماندهی مجدد سامانه اقلیم شده است. فهم دقیق‌تر جزئیات سازوکار فیزیکی و دینامیک واقعی که منجر به این جابجایی شده است، نیاز به پژوهش، زمان و داده‌های بیشتری دارد.

کتابنامه

- احمدی حجت، معصومه؛ احمدی گیوی، فرهاد؛ حجام، سهراب؛ ۱۳۹۲. بررسی روند تغییرات پرفشار سیبری و تأثیر آن بر میدان‌های هواشناختی در بازه زمانی ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸. مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۹، شماره ۲، صص ۱۲۷ - ۱۳۸.
- حلبیان، امیرحسین؛ شبانکاری، مهران؛ ۱۳۹۱. نقش پرفشار سیبری در پراکنش دماهای کمینه روزانه ایران. جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی. سال ۲۳، پیاپی ۴۸، شماره ۴، صص ۱۵۱ - ۱۶۶.
- محمودی، پیمان؛ خسروی، محمود؛ مسعودیان، ابوالفضل؛ علیجانی، بهلول؛ ۱۳۹۲. ناهنجاری‌های هم‌دیدگی منجر به یخبندان‌های فراگیر ایران. جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره اول، صص ۱۷ - ۳۴.
- موسوی بابگی، محمد؛ اشرف، بتول؛ ۱۳۹۰. مطالعه الگوهای سینوپتیکی منجر به خشکسالی‌های پاییزه و زمستانه در استان خراسان رضوی. مجله پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، جلد ۱۸، شماره ۴، صص ۱۶۷ - ۱۸۴.

1 Hartmann &Wendler

2 Northern Annular Mod/North Atlantic Oscillation

یوسفی، حسن؛ عزیزی، قاسم؛ ۱۳۸۴. زمان یابی ورود پرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای خزر. فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره ۹، شماره ۴، صص ۱۹۳-۲۱۳.

AhmadiHojat, M., AhmadiGivi, F., Hejam, S., 2012. Examination Of Dynamical And Thermodynamical Structures Of The Siberian High Pressure And Its Amplification During The Period Of 1948-2008. *Iranian Journal Of Geophysics* 6 (1), 107-127.

Azizi, Gh., Yosefi, H., 2006. Time Detection Of Siberian High Pressure Arrival To The Southern Coasts Of Caspian Sea. *Modarres Human Sciences* 9 (4 -Tom 43), 81-100.

Halabian, A., Shabankari, M., 2013. The Role Of Siberian High In Distribution Of The Daily Minimum Temperatures In Iran. 23 (4), 151-166.

Mahmoodi, P., Khosravi, M., Masoudian, S., Alijani, B., 2012. Synoptic Anomalies Resulting In Pervasive Frosts In Iran. *Geography And Environmental Hazards* 1(1), 17-34.

MousaviBaygi, M., Ashraf, B., 2012. The Study Of Synoptic Patterns That Caused Autumn And Winter Droughts In Khorasan Razavi Province. *Journal Of Water And Soil Conservation* 18 (4), 167-184.

Gong, DY., Ho, CH., 2002. The Siberian High And Climate Change Over Middle To High Latitude Asia. *Theoretical And Applied Climatology* 72(1-2), 1-9.

Hartmann, B., Wendler, G., 2005. On The Significance Of The 1976 Pacific Climate Shift In The Climatology Of Alaska. *Journal Of Climate* 18, 4824-4839.

Hori, M. E., Ueda, H., 2006. Impact Of Global Warming On The East Asian Winter Monsoon As Revealed By Nine Coupled Atmosphere-Ocean Gcms. *Geophysical Research Letters* 33(3).

[Http://Www.Esrl.Noaa.Gov/Psd/Cgi-Bin/Db_Search/Searchmenus.Pl](http://Www.Esrl.Noaa.Gov/Psd/Cgi-Bin/Db_Search/Searchmenus.Pl)

[Http://Www.Ncdc.Noaa.Gov](http://Www.Ncdc.Noaa.Gov)

IPCC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution Of Working Group I To The Fifth Assessment Report Of The Intergovernmental Panel On Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex And P.M. Midgley (Eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom And New York, NY, USA, 1535 Pp, Doi:10.1017/CBO9781107415324.

Jeong, J.H., Ou, T., Linderholm, H. W., Kim, B.M., Kim, S.J., Kug, J.S., Chen, D., 2011. Recent Recovery Of The Siberian High Intensity. *Journal Of Geophysical Research: Atmospheres* (1984-2012), 116(D23).

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin Of The American Meteorological Society* 77, 437-471.

Nakamura, H., Lin, G., Yamagata, T., 1997. Decadal Climate Variability In The North Pacific During The Recent Decades, *Bulletin Of The American Meteorological Society* 78, 2215-2225.

- Panagiotopoulos, F., Shahgedanova, M., Hannachi, A., Stephenson, D. B., 2005. Observed Trends And Teleconnections Of The Siberian High: A Recently Declining Center Of Action. *Journal Of Climate* 18(9), 1411-1422.
- Romanić, D., Ćurić, M., Jovičić, I., Lompar, M., 2014. Long-Term Trends Of The “Koshava” Wind During The Period 1949–2010. *International Journal Of Climatology (Early View)*, N/A-N/A. DOI: 10.1002/Joc.3981.
- Shahgedanova, M., 2002. *The Physical Geography Of Northern Eurasia*. Oxford University Press.
- Takaya, K., Nakamura, H., 2005. Mechanisms Of Intraseasonal Amplification Of The Cold Siberian High. *Journal Of The Atmospheric Sciences* 62(12), 4423-4440.
- Trenberth, K.E., Hurrell, J.W., 1994. Decadal Atmosphere-Ocean Variations In The Pacific. *Climate Dynamics* 9, 303–319.
- Viola, F.M., Paiva, S.L.D., Savi, M.A., 2010. Analysis Of The Global Warming Dynamics From Temperature Time Series. *Ecological Modelling* 221, 1964–1978. DOI: 10.1016/J.Ecolmodel.2010.05.001.
- Wang, L., Chen, W., Huang, R.H., 2007. Changes In The Variability Of North Pacific Oscillation Around 1975/1976 And Its Relationship With East Asian Winter Climate, *Journal Of Geophysical Research* 112(D11110), 1-13, DOI: 10.1029/2006JD008054.
- Yihui, D., 1990. Build-Up, Air Mass Transformation And Propagation Of Siberian High And Its Relations To Cold Surge In East Asia. *Meteorology And Atmospheric Physics* 44(1-4), 281–292.
- Yin, Z. Y., 1999. Winter Temperature Anomalies Of The North China Plain And Macroscale Extratropical Circulation Patterns. *International Journal Of Climatology* 19(3), 291–308. Doi: 10.1002/(SICI)1097-0088(19990315)19:3<291::AID-JOC334> 3.0.CO;2-B.