

مطالعه بی‌هنجاری دمای زمستان ایران با استفاده از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR

پرویز ایران‌نژاد^{1*}، فرهنگ احمدی‌گیوی¹ و نسیم نیکویی²

¹دانشیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

²دانش‌آموخته کارشناسی ارشد هواشناسی، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

(تاریخ دریافت: 94/10/26، تاریخ پذیرش: 95/03/26)

چکیده

در این پژوهش به بررسی تغییرپذیری زمانی و مکانی و بی‌هنجاری دمای هوا در ارتفاع دو متر از سطح زمین در فصل زمستان در سه مقیاس شامل کل ایران، شش منطقه مشخص شده بر اساس طول و عرض جغرافیایی و در مقیاس یاخته شبکه داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR به صورت میانگین ماهانه در سال‌های 1950 تا 2010 پرداخته شده است. نخست داده‌های بازتحلیل شده دما از نظر کیفیت، بررسی و سال‌های پیش از 1967 به دلیل کیفیت پایین از مطالعه حذف شد. بررسی‌ها نشان داد که تغییرات میانگین دمای زمستان ایران سنجه مناسبی برای بیان تغییرات بین‌سالانه میانگین زمستانی دمای مناطق مختلف است. از 44 سال مطالعه شده، بزرگ‌ترین بی‌هنجاری‌های مثبت دما در زمستان‌های 1970، 1979، 1999 و 2010 و بزرگ‌ترین بی‌هنجاری‌های منفی در زمستان‌های 1972، 1973، 1989 و 2008 رخ داده است. بررسی میانگین الگوی بی‌هنجاری میدان‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی، دما و باد در زمستان‌های بی‌هنجار گرم و سرد در حوزه بین 10 تا 60 درجه شمالی و 10 درجه غربی تا 80 درجه شرقی نشان داد که مراکز بیشینه بی‌هنجاری این کمیت‌ها در سال‌های گرم و سرد ایران کاملاً عکس یکدیگرند. دو مرکز بیشینه بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی در سال‌های بی‌هنجار سرد و گرم ایران، یکی در منطقه شمال‌غرب اروپا و دیگری در شمال‌شرق دریای کاسپین قرار دارند. بر اساس تفاوت بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 250 هکتوپاسکال در این دو مرکز، شاخصی برای بیان بی‌هنجاری دمای زمستان در ایران معرفی شد. تحلیل همبستگی نشان داد که همبستگی مثبت معنی‌دار بین میانگین دمای زمستان ایران و هم‌چنین میانگین دمای زمستان مناطق مختلف کشور و شاخص معرفی شده وجود دارد. به دلیل شباهت الگوی دورپیوند به‌دست آمده در این پژوهش با دو دورپیوند EA/WR و NCP همبستگی بین شاخص‌های این دو دورپیوند و دمای زمستان ایران تحلیل شد. نتایج نشان‌دهنده توانایی بالاتر شاخص معرفی شده نسبت به دو شاخص دیگر برای بیان دمای زمستان ایران است.

واژه‌های کلیدی: ایران، اروپا، دریای کاسپین، بی‌هنجاری دما، بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی، دورپیوند، EA/WR، NCP

1 مقدمه

در میان عوامل متعدد تاثیرگذار بر اقلیم مناطق مختلف، پدیده‌های کم‌بسامد جوئی، به دلیل تاثیر طولانی‌تر و گسترده‌تر، بیشتر مورد توجه و تاکید پژوهشگران بوده است. از آنجا که این پدیده‌های کم‌بسامد علاوه بر محل شکل‌گیری خود بر وضعیت جوئی مناطق بسیار دورتر نیز مؤثر هستند، "دوریوند" نامیده می‌شوند. الگوهای دورپیوندی موجب تغییرات بزرگ‌مقیاس در امواج و گردش جوئی شده و بر دما، بارش، مسیر توفان، موقعیت و شدت جریان‌های جتی اثر می‌گذارد (برای مثال هارل، 1995 و هارل و فان-لون، 1997). بنابراین، این الگوها اغلب مسئول بی‌هنجاری‌های اقلیمی‌ای هستند که هم‌زمان در مناطق گوناگون و فواصل دور رخ می‌دهند. پژوهش‌های بسیاری در این زمینه انجام شده است که برای نمونه می‌توان به بررسی بی‌هنجاری‌های مربوط به نوسان اطلس شمالی (NAO: North Atlantic Oscillation) و نوسان قطبی (AO: Arctic Oscillation) (والاس و گاترلر، 1981؛ تامسون و والاس، 1998)، اثر فازهای سرد و گرم ال‌نینو نوسان جنوبی (ENSO: El Nino Southern Oscillation) بر بی‌هنجاری‌های دما، بارش، جریان جتی و مسیر توفان اطلس (ژنگ و هلد، 1999؛ اورلانسکی، 2005)، اثر دورپیوند شرق اطلس - غرب روسیه (EA-WR) بر بی‌هنجاری‌های واقع در اروپا و آسیا به‌ویژه در فصل سرد سال (کریچاک و همکاران، 2002؛ برانوا و هوت، 2008) اشاره کرد. با داشتن اطلاعات کافی از ویژگی‌های اقلیم یک منطقه و هم‌چنین چگونگی تغییرات آن در آینده بهتر می‌توان در باره سیاست‌گذاری‌های کلان و مدیریت جامع آن منطقه تصمیم گرفت. در این راستا، دما به‌عنوان یک کمیت اساسی اقلیمی که تاثیرات مهم و مستقیم بر زندگی بشر دارد، مورد توجه خاص پژوهشگران بوده است.

نتایج مطالعات چند دهه اخیر حاکی از آن است که در بسیاری از زمستان‌ها شاهد بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی دما در ایران بوده‌ایم. برای مثال، حسین‌پور و همکاران (1391) بی‌هنجاری‌های زمستان 1386 را از دیدگاه دینامیک بزرگ‌مقیاس مورد بررسی قرار دادند و نتیجه گرفتند که به‌طور میانگین سرمای شدید زمستان 2007-2008 در قسمت‌هایی از آسیا و آمریکا با فاز منفی نوسان دهه‌ای آرام (PDO: Pacific Decadal Oscillation) و قسمتی دیگر نیز با فاز لاینیای متوسط تا قوی‌ای که در نیمه دوم سال 2007 آغاز به رشد کرده و در فوریه 2008 به بیشترین مقدار خود رسید، مرتبط بوده است. محمدآبادی کمرئی (1390) عوامل بی‌هنجاری دمای زمستان 2009-2010 را از دو دیدگاه دینامیکی و انرژی تحلیل و نتایج حاصل را با عوامل احتمالی سرمای بی‌هنجار زمستان 2007-2008 مقایسه کرده است. وی به این نتیجه رسیده است که معکوس شدن مکان بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی، در ارتباط با تغییر فازهای NAO، ENSO و AO بوده است. در دو پژوهش دیگر، پرهیزکار و احمدی‌گیوی (1388) به مطالعه اثر فازهای سرد و گرم ENSO بر میانگین‌های فصلی و سالانه دما و بارش ایران و نضرافصفهانی و همکاران (1387) به تاثیر فازهای مثبت و منفی NAO بر کمیت‌های هواشناختی خاورمیانه و جنوب‌غرب آسیا پرداخته‌اند.

با توجه به مطالب فوق، مطالعه سازوکارهای دینامیکی گوناگون که بر بی‌هنجاری‌های آب و هوای ایران اثرگذار هستند، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. هدف این پژوهش، بررسی توزیع فراوانی، روند و بی‌هنجاری‌های دمای زمستان ایران و هم‌چنین مطالعه ارتباط احتمالی بین الگوهای میدان‌های هواشناختی با این بی‌هنجاری‌ها است.

2 داده‌ها و روش کار

در این بررسی از میانگین‌های ماهانه دمای هوا در تراز دو متر از سطح زمین حاصل از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR با تفکیک افقی $1/875$ درجه در دو راستای مداری و نصف‌النهاری برای دوره 1950 تا 2010 استفاده شده است. با محاسبه توزیع فراوانی و شدت بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی دما، روند رخداد این بی‌هنجاری‌ها برای کل ایران مورد مطالعه قرار گرفته است. بر اساس نتایج حاصل در این بخش و با توجه به نتایج پژوهش‌های پیشین (برای مثال: ینگ و همکاران، 2002؛ اینویی و ماتسوموتو، 2004؛ پل‌مان و گریت‌باک، 2006؛ چنگ و فو، 2002؛ کینتر و همکاران، 2004)، در این مطالعه داده‌های پیش از سال 1967 به دلیل دقت و کیفیت پایین حذف شده و دوره چهل و چهار ساله بررسی شده است. افزون بر مطالعه برای کل کشور، ایران به شش منطقه (سه قسمت در عرض جغرافیایی و دو قسمت در طول جغرافیایی) تقسیم و بررسی‌ها برای هر منطقه و هم‌چنین در مقیاس یاخته شبکه داده‌های بازتحلیل در سطح کشور انجام شده است.

در ادامه، الگوی میانگین برخی از میدان‌های هواشناختی ترسیم و ارتباط احتمالی بین آنها و بی‌هنجاری‌های دمای ایران در فصل زمستان بررسی شده است. برای انجام این تحلیل‌ها، داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR شامل کمیت‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی، دما، مولفه‌های افقی سرعت باد در ترازهای 250، 300، 500، 700 و 850 هکتوپاسکال و فشار سطح زمین مربوط به فصل زمستان به صورت میانگین ماهانه به کار رفته است. منطقه مورد مطالعه از 10 درجه غربی تا 80 درجه شرقی و 10 تا 60 درجه شمالی انتخاب شده است. با مشاهده الگوهای فوق، برای بررسی بی‌هنجاری‌های دما، شاخصی بر پایه بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تعریف شده است.

3 تحلیل زمانی و مکانی میانگین دمای زمستان ایران

3-1 میانگین دمای زمستان ایران

در این مطالعه میانگین‌های زمستانی دمای هوای تراز دو متر از سطح زمین در ایران در دوره 61 ساله (1950 تا 2010) حاصل از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR بررسی شده است. زمستان دربرگیرنده ماه‌های ژانویه و فوریه هر سال و ماه دسامبر سال پیش در نظر گرفته شده و بی‌هنجاری دما نیز به شکل انحراف برابر یا بیش از یک انحراف معیار از میانگین بلندمدت دمای زمستانی تعریف شده است.

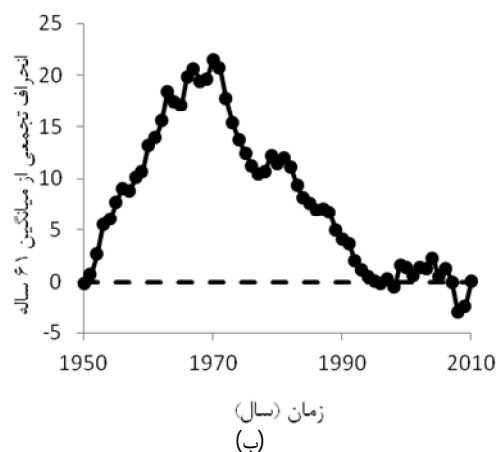
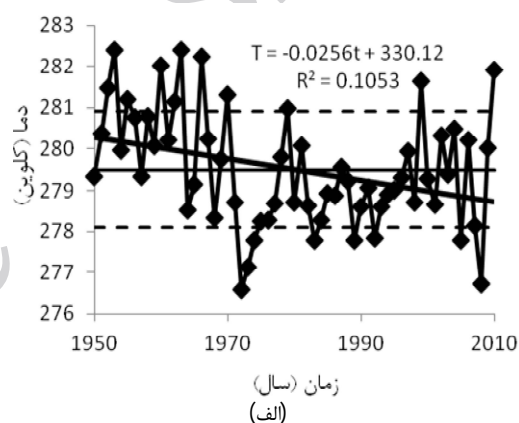
با استفاده از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR، مقادیر میانگین بلندمدت فصل زمستان و میانگین فصل زمستان هر سال برای کمیت دمای ایران از سال 1950 تا 2010 محاسبه و در شکل 1-الف نشان داده شده است. خط پر افقی میانگین بلندمدت دمای فصل زمستان و خط چین‌ها اندازه‌های میانگین به اضافه یک و منهای یک انحراف معیار (به ترتیب آستانه بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی) را نمایش می‌دهند. با توجه به شکل 1-الف، در این دوره 11 سال با زمستان بی‌هنجار گرم دیده می‌شود که 8 سال آن در 20 ساله نخست، یعنی بین 1950 و 1970 وجود دارد. از 8 سال بی‌هنجار سرد، هیچ سالی در دوره 20 سال نخست وجود ندارد. شکل 1-ب اندازه تجمعی انحراف از میانگین بلندمدت دمای زمستان را در دوره 61 ساله نمایش می‌دهد. در این شکل، مجموع انحرافات از میانگین دمای زمستان تا حدود سال 1968 به طور تقریباً یک‌سویه افزایش و پس از آن کاهش یافته است.

مطالعات چندی در رابطه با کیفیت داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR و اعتبار آن انجام شده است. از عوامل موثر در کیفیت داده‌های بازتحلیل می‌توان به تعداد، نوع و کیفیت داده‌های گواردشده اشاره کرد. چون تعداد و کیفیت مشاهدات با زمان بهبود یافته و سامانه‌های

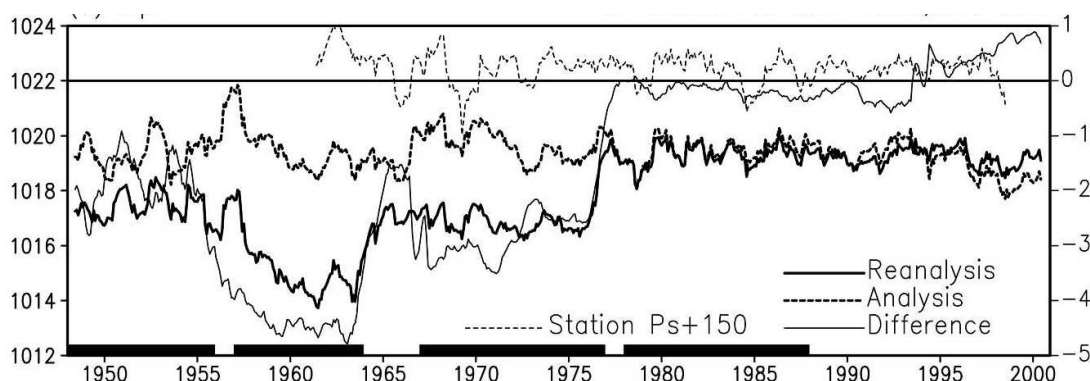
وو و همکاران (2005) تغییرات زمانی داده‌های فشار سطح دریا و ارتفاع ژئوپتانسیلی بازتحلیل NCEP/NCAR را با داده‌های حاصل از تحلیل عینی و داده‌های ایستگاهی در مغولستان مقایسه کردند. شکل 2 مقادیر مربوط به بازتحلیل و تحلیل عینی شده فشار سطح دریا همراه با تفاوت فشار سطح دریای این دو سری داده را در دوره 1948 تا 2002 نشان می‌دهد. برای مقایسه، میانگین فشار سطحی هشت ایستگاه مغولستان نیز در شکل آمده است. مطابق شکل، از اواخر دهه 1970 تا سال 2010، تفاوت‌ها کوچک و در دوره 1957-63 تفاوت‌ها بسیار بزرگ است. با توجه به شکل 1 و در نظر گرفتن نتایج پژوهش‌های فوق و به دلیل قابل اعتماد نبودن داده‌های همدیدی پیش از سال 1967 (پل‌مان و گریت‌باک، 2006)، در مطالعه حاضر داده‌های پیش از 1967 از بررسی‌ها حذف و به دوره 44 ساله 1967 تا 2010 پرداخته شده است. نتایج مشابه شکل 1 برای دوره 1967 تا 2010 در شکل 3 ارائه شده است.

در شکل 3-الف با حذف سال‌های 1950 تا 1967 شیب نمودار مثبت شده است، یعنی به ازای هر سال 0/017 کلون افزایش دما مشاهده می‌شود؛ در صورتی که در بازه زمانی 61 ساله، 0/026 کلون کاهش دما در هر سال وجود دارد. روند تغییرات دما در دوره 44 ساله حتی در سطح 5% معنی‌دار نیست. در شکل 3-الف دیده می‌شود که دمای زمستان ایران به‌طور میانگین در 6 سال 1970، 1979، 1999، 2002، 2004 و 2010 بی‌هنجار گرم و در 8 سال 1972، 1973، 1974، 1983، 1989، 1992، 2005 و 2008 بی‌هنجار سرد بوده است. با حذف سال‌های 1950 تا 1967، مقادیر انحراف تجمعی دما که برای دوره 61 ساله (شکل 1-ب) در سال‌های نخست تقریباً به‌طور یک‌سویه افزایشی بود و در سال 1970 به حدود 20 درجه می‌رسید، تغییر کرده و در دامنه کوچک‌تر حدود 4 تا -7 درجه تغییر می‌کند (شکل 3-ب). از مقایسه شکل‌های 1 و 3

مشاهداتی نظیر ماهواره‌ها و هواپیماها نیز افزوده شده است، انتظار می‌رود که کیفیت بازتحلیل نیز با زمان بهبود یافته و داده‌های اخیر معتبرتر از داده‌های قدیمی باشد. ینگ و همکاران (2002) نشان دادند که کیفیت داده‌های فشار سطحی بازتحلیل NCEP/NCAR در منطقه آسیا پیش از 1968 پایین است و این امر می‌تواند به دلیل تعداد اندک و خطای داده‌های فشار سطحی باشد. آنها همچنین نشان دادند که فشار سطح دریای داده‌های بازتحلیل در آسیا در دوره پیش از 1968 نسبت به پس از آن در زمستان بیشتر و در تابستان کم‌تر بوده و در نتیجه چرخه سالانه آن قوی‌تر است.

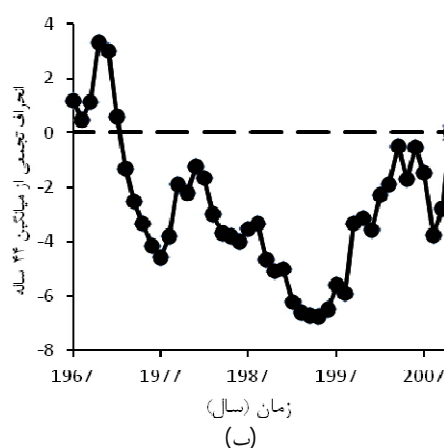
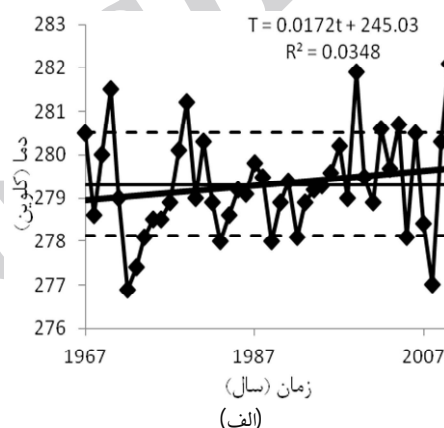


شکل 1. الف) میانگین دمای ایران در فصل زمستان برحسب زمان. خط راست پُر میانگین بلندمدت و خط‌چین‌ها میانگین به‌اضافه و منهای یک انحراف معیار دما در دوره 1950 تا 2010 و ب) انحراف تجمعی میانگین دمای زمستان برای 61 سال.



شکل 2. میانگین لغزان دوازده ماهه فشار سطح دریا (hPa)، میانگین گیری شده روی منطقه $35-55^{\circ}\text{N}$ و $80-120^{\circ}\text{E}$ حاصل از بازتحلیل NCEP-NCAR (خط پر ضخیم)، تحلیل عینی (خط چین ضخیم)، تفاوت تحلیل عینی از بازتحلیل (خط پر نازک؛ محور قائم سمت راست). منحنی خط چین نازک میانگین فشار سطحی هشت ایستگاه مغولستان است که به آن مقدار 150 hPa اضافه شده است (برگرفته از وو و همکاران، 2005).

می توان نتیجه گرفت که مقادیر دمای میانگین زمستانی در دوره 44 ساله همگن تر و تصادفی تر شده و برخلاف داده های دوره 61 ساله دارای دو دوره گرم و سرد همراه با روند کاهشی بارز نیست. میانگین 44 ساله دمای زمستان ایران $279/3\text{ K}$ است. سردترین زمستان در سال 1972 با دمای متوسط $276/9\text{ K}$ و گرم ترین زمستان در سال 2010 با دمای متوسط $282/1\text{ K}$ رخ داده است.



شکل 3. (الف) میانگین دمای ایران در فصل زمستان برحسب زمان. خط راست پُر میانگین بلندمدت و خط چین ها میانگین به اضافه و منهای یک انحراف معیار دما در دوره 1967 تا 2010 و (ب) انحراف جمعی میانگین دمای زمستان برای 44 سال.

2-3 بررسی منطقه ای دما

با توجه به کوهساری (توپوگرافی) پیچیده و گستردگی جغرافیایی ایران، به ویژه در راستای عرض جغرافیایی، میانگین دمای کل کشور ممکن است شاخص مناسبی برای بیان میانگین دما در مناطق مختلف کشور نباشد. برای آزمون این گزاره، در ادامه پژوهش، ایران را به 6 منطقه (3 قسمت در عرض و 2 قسمت در طول جغرافیایی) تقسیم کرده و چگونگی تغییرات دمای فصل زمستان مناطق مختلف را با یکدیگر و با میانگین های مربوط به کل ایران مقایسه می کنیم. شکل 4 شبکه داده های بازتحلیل بر روی ایران و موقعیت مناطق شش گانه را نمایش می دهد.

(شمال شرق، شرق و جنوب شرق) است. با توجه به تعریف بی‌هنجاری در این پژوهش، سال‌های 1972، 1973، 1989 و 2008 به‌عنوان سال‌های با زمستان بی‌هنجار سرد و سال‌های 1970، 1979، 1999 و 2010، که تمامی شش منطقه بی‌هنجار گرم بوده است، به‌عنوان سال‌های با زمستان بی‌هنجار گرم ایران در نظر گرفته شده است.

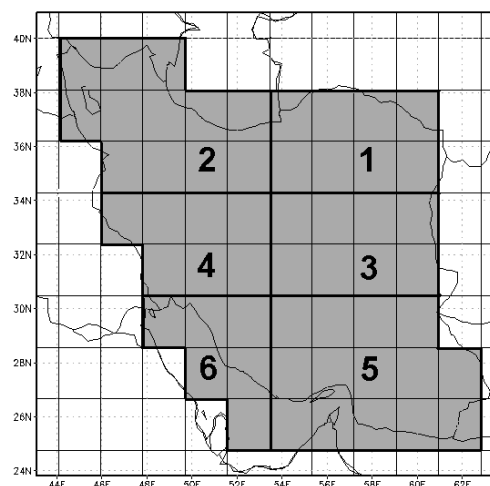
جدول 1 نشان می‌دهد که ضرایب همبستگی بین میانگین دمای زمستان هر یک از شش منطقه با مناطق دیگر و با میانگین دمای کل کشور در سطح 1% معنی‌دار و مثبت است. بزرگ بودن نسبی ضرایب همبستگی این معنی را می‌دهد که تغییرات بین‌سالانه میانگین دمای زمستانی ایران شاخص مناسبی برای تغییرات بین‌سالانه میانگین دمای زمستانی همه مناطق ایران است.

جدول 1. ضرایب همبستگی بین میانگین دمای فصل زمستان مناطق مختلف ایران.

منطقه	شمال شرق	شمال غرب	شرق	غرب	جنوب شرق	جنوب غرب	ایران
شمال شرق	0/890	0/939	0/914	0/964	0/899	0/880	1
شمال غرب	0/819	1	0/720	0/897	0/717	0/655	1
شرق	1	0/838	0/867	0/869	0/751	0/791	1
غرب	1	1	0/880	0/776	0/879	0/853	1
جنوب شرق	1	1	1	1	1	1	1
جنوب غرب	1	1	1	1	1	1	1

3-3 بررسی دما در مقیاس شبکه

در ادامه، دمای زمستان ایران در مقیاس خردتر، یعنی در مقیاس یاخته شبکه داده‌های بازتحلیل، مطالعه شده است. برای بررسی تغییرات دما در مقیاس شبکه بر روی ایران، به‌طور نمونه، همبستگی دمای زمستانی شمال‌غربی‌ترین نقطه شبکه با هر یک از نقاط شبکه داده‌های بازتحلیل در ایران تعیین و در شکل 5 نمایش داده شده است. مطابق شکل، همبستگی مثبت و معنی‌دار بین دمای همه نقاط



شکل 4. شبکه داده‌های بازتحلیل بر روی ایران و موقعیت نواحی شش‌گانه مورد مطالعه.

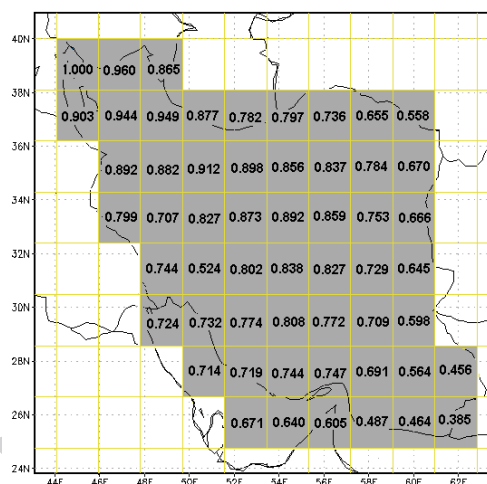
نتایج نشان داد که تقریباً در هر شش منطقه تعیین شده، دمای زمستانی در دوره 44 ساله با آهنگی کند افزایش یافته است و نیز تغییرات سال به سال دمای زمستانی مناطق مختلف همخوانی زیادی با یکدیگر دارند و در سال‌هایی که میانگین دمای زمستانی ایران بی‌هنجار است، بی‌هنجاری مشابه در همه یا بیشتر مناطق ایران وجود دارد. با این که تغییرات بین‌سالانه دما در مناطق گوناگون همخوانی خوبی با هم دارند، ولی اندازه نوسانات حول میانگین بلندمدت دما در این مناطق متفاوت است؛ به‌طوری که سال‌های دارای بی‌هنجاری سرد و گرم در مناطق مختلف و در کل کشور کاملاً یکسان نیست. به‌طور مثال، در حالی که میانگین دمای زمستانی ایران در 8 سال به‌طور بی‌هنجار منفی است، تعداد سال‌های با بی‌هنجاری منفی دمای در منطقه جنوب شرق 9 سال و در منطقه شرق 5 سال است. تنها در دو سال (1972 و 1973) میانگین دمای ایران و میانگین دما در همه مناطق شش‌گانه دارای بی‌هنجاری منفی است. در برخی سال‌ها (1992 و 2005)، بی‌هنجاری منفی دمای ایران ناشی از بی‌هنجاری دما در بخش غربی (شمال غرب، غرب و جنوب غرب) و در سال 1974 به دلیل بی‌هنجاری منفی دما در بخش شرقی

میانگین زمستان‌های بی‌هنجار سرد و گرم، شاخصی بر اساس بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی برای بیان بی‌هنجاری‌های دمای زمستانی ایران ارائه شده است.

1-4 میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی

شکل 6 میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 250 هکتوپاسکال در حوزه مطالعاتی را برای میانگین 44 ساله زمستانی، میانگین زمستان چهار سال با بزرگ‌ترین بی‌هنجاری مثبت دما و چهار سال با بزرگ‌ترین بی‌هنجاری منفی دمای ایران و همچنین میانگین بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی هر یک از این چهار سال را نشان می‌دهد. در شکل 6-الف، مربوط به میانگین بلندمدت، مشاهده می‌شود که در عرض‌های میانی یک موج بلند کم‌دامنه همراه با یک پشته بر روی بریتانیا و دانمارک و یک ناوه ضعیف روی اکراین مستقر است. پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی روی ایران تقریباً مداری است و از جنوب به شمال به دلیل کاهش دمای میانگین هوای سطوح زیرین کاهش دارد. در زمستان‌های بی‌هنجار گرم ایران (شکل 6-ب)، دو پشته و ناوه فوق‌اندکی به سمت غرب جابه‌جا و ناوه تقویت شده است. این الگو می‌تواند موجب فرارفت هوای سرد به منطقه غرب اروپا شود. در این سال‌ها یک پشته ضعیف در شمال ایران و در امتداد غرب دریای کاسپین دیده می‌شود که می‌تواند فرارفت هوای گرم به این منطقه را با خود همراه داشته باشد. با توجه به شکل 6-ب، ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 250 هکتوپاسکال در بیشتر مناطق ایران، به‌جز بخشی از جنوب شرق، بیش از میانگین بلندمدت است. در شکل 6-ج که میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 250 هکتوپاسکالی برای چهار سال بی‌هنجاری منفی دمای سطحی ایران را نشان می‌دهد، پشته و ناوه موجود در میانگین بلندمدت و زمستان‌های گرم هر دو به مقدار زیادی به سمت شرق جابه‌جا و عمیق‌تر شده‌اند. در این سال‌های سرد، ناوه واقع بر سبیری تا نواحی شمالی ایران

شبهه و نقطه شمال‌غربی وجود دارد؛ هرچند که همبستگی، همان‌طور که انتظار می‌رود، با فاصله از شمال‌غرب کاهش می‌یابد، به‌طوری که کوچک‌ترین ضرایب همبستگی در نقاط واقع در جنوب شرق کشور دیده می‌شود.



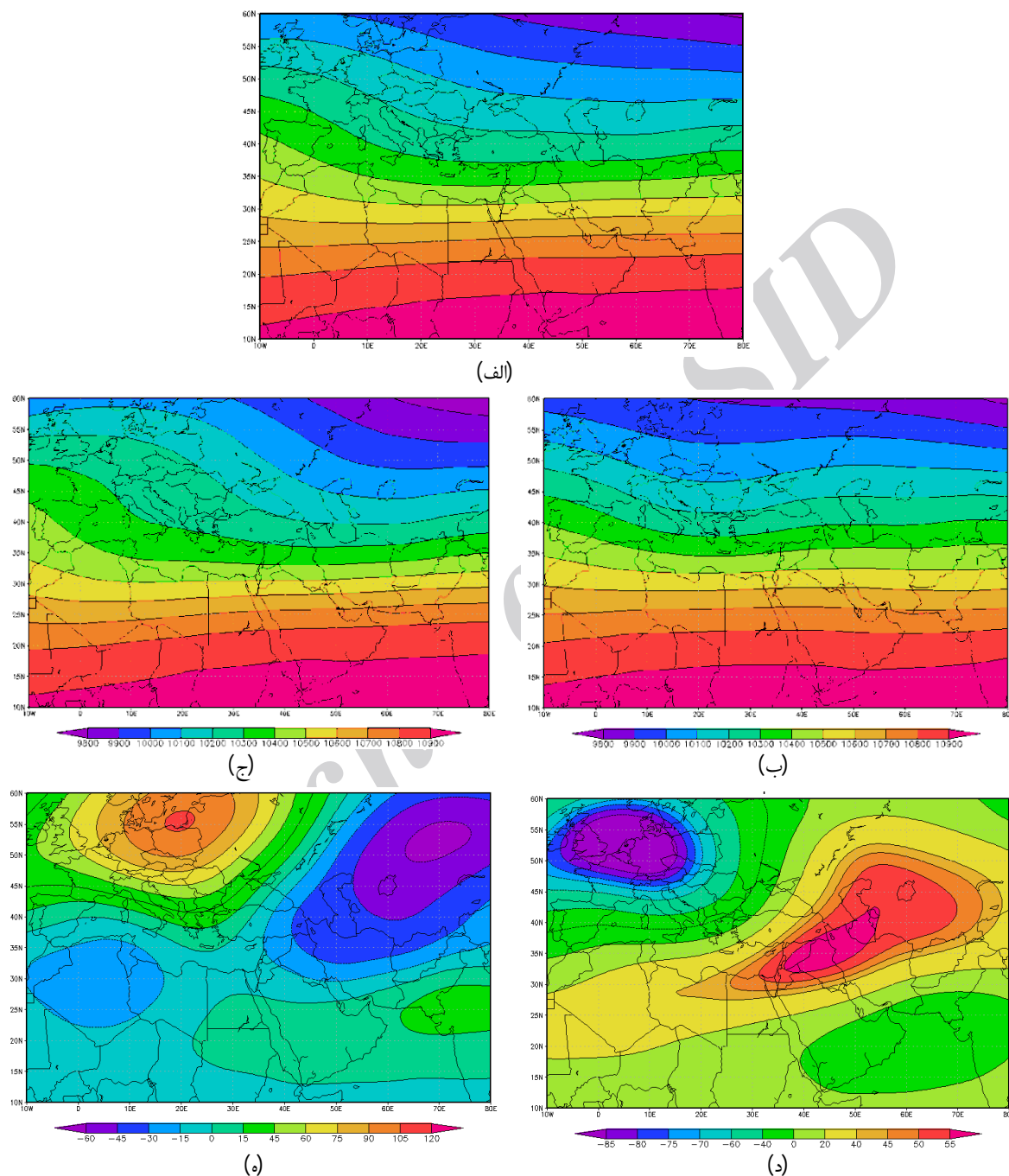
شکل 5. ضرایب همبستگی بین میانگین دمای زمستان نقاط مختلف شبکه داده‌های بازتحلیل و شمال‌غربی‌ترین نقطه شبکه بر روی ایران.

4 تحلیل میدان‌های هواشناختی در زمستان‌های بی‌هنجار سرد و گرم

در ادامه با استفاده از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR شامل کمیت‌های هواشناختی فشار سطحی، مولفه‌های افقی سرعت باد، دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای 250، 300، 500، 700 و 850 هکتوپاسکال به‌صورت میانگین ماهانه برای ماه‌های زمستانی دسامبر، ژانویه و فوریه از سال 1966-67 تا 2009-10، ارتباط احتمالی بین الگوهای این میدان‌ها و بی‌هنجاری دمای ایران در سال‌هایی که به‌عنوان گرم‌ترین و سردترین معرفی شد، بررسی گردیده است. منطقه مورد مطالعه از 10 درجه غربی تا 80 درجه شرقی و 10 تا 60 درجه شمالی انتخاب شده است. در بخش پایانی این مطالعه نیز با توجه به الگوهای میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی به‌دست آمده برای

زمستان‌های بی‌هنجار سرد و گرم ایران در عرض‌های پایین و مناطق حاره‌ای است.

کشیده شده و می‌تواند موجب فرارفت هوای سرد شود. نکته قابل توجه دیگر در شکل 6 عدم وجود ساختار موجی ارتفاع ژئوپتانسیلی در میانگین بلندمدت و میانگین



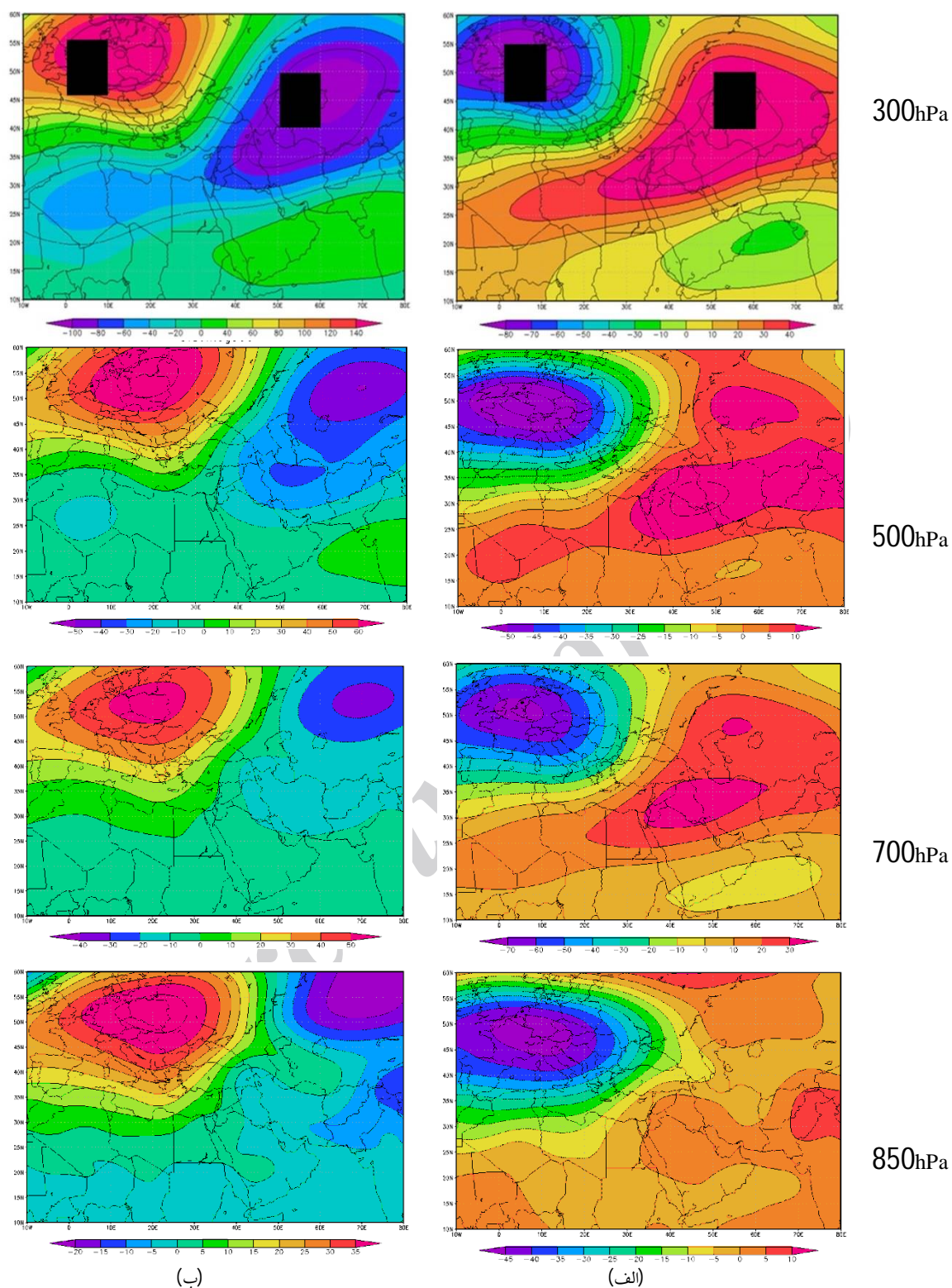
شکل 6. میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 250 هکتوپاسکال برای (الف) زمستان 44 سال، (ب) زمستان چهار سال با بی‌هنجاری مثبت دما و (ج) زمستان چهار سال با بی‌هنجاری منفی دمای ایران. (د) و (ه) به ترتیب میانگین بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی برای چهار زمستان با بی‌هنجاری مثبت دما و چهار زمستان با بی‌هنجاری منفی دما.

بی‌هنجار گرم در ایران، یک هسته بی‌هنجاری منفی ارتفاع ژئوپتانسیلی در غرب اروپا شکل گرفته است که از تراز 850 تا 250 هکتوپاسکال به‌طور برجسته وجود دارد. این هسته بی‌هنجاری منفی در ترازهای پایین‌تر نسبت به ترازهای بالا به سمت جنوب شرق گسترش دارد، به‌طوری‌که در تراز 850 هکتوپاسکال تمامی اروپا را پوشش می‌دهد. هم‌چنین، در سال‌های گرم ایران یک هسته بی‌هنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی بر روی شمال ایران و دریای کاسپین وجود دارد که تا نواحی شمال کاسپین کشیده شده است. هسته‌های بی‌هنجاری مثبت و منفی در ترازهای زیرین برجسته‌تر و مشخص‌تر است و در ترازهای زیرین، احتمالاً به دلیل تاثیر کوهساری و ویژگی‌های متفاوت پوشش سطحی، بی‌نظمی در آن افزایش می‌یابد.

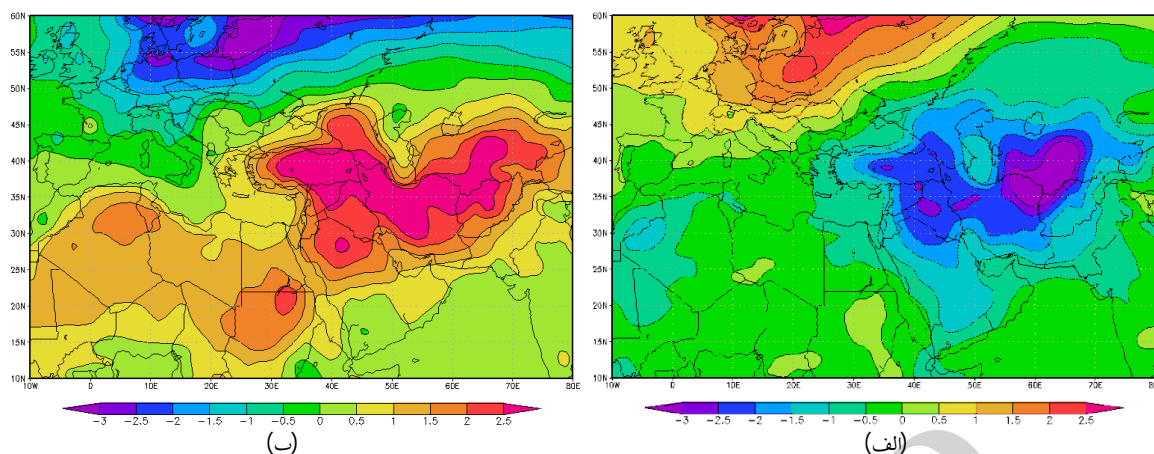
در زمستان‌های سرد ایران، یک هسته بی‌هنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی در شمال غرب اروپا و در همه ترازهای وردسپهر وجود دارد (شکل‌های 6ه و 7ب). در این سال‌ها یک هسته بی‌هنجاری منفی ارتفاع ژئوپتانسیلی نیز بر روی سبیری مشاهده می‌شود که به سمت ایران گسترش یافته و تمام ایران را تا تراز 500 هکتوپاسکال پوشش می‌دهد. مراکز هر دو هسته بی‌هنجاری در زمستان‌های سرد ایران، نسبت به میانگین زمستان‌های گرم، به سمت شمال شرق جابه‌جا شده است. در ترازهای بالاتر، یاخته ضعیف بی‌هنجاری مثبت ارتفاع شکل گرفته بر روی دریای عرب ناحیه کوچکی از جنوب ایران را دربر می‌گیرد. با توجه به ارتباط فیزیکی بین ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 850 هکتوپاسکال و دمای هوای سطوح زیرین، این بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی (شکل 7) بیانگر بی‌هنجاری سرد در اروپا در زمستان‌های گرم ایران و بی‌هنجاری گرم در اروپا در زمستان‌های سرد ایران است (شکل 8).

برای نمایش بهتر جزئیات، میدان میانگین بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 250 هکتوپاسکال برای چهار زمستان گرم و چهار زمستان سرد ایران به ترتیب در شکل‌های 6-د و 6-ه نشان داده شده است. با توجه به شکل 6د، به‌روشنی یک هسته بی‌هنجاری منفی ارتفاع حدود 85 ژئوپتانسیل‌متر بر روی غرب اروپا و دریای شمال و یک هسته بی‌هنجاری مثبت ارتفاع در حدود 55 ژئوپتانسیل‌متر در شمال ایران دیده می‌شود. این هسته بی‌هنجاری مثبت به سمت شرق کشیده شده و نواحی شمال دریای کاسپین را دربر می‌گیرد. هم‌چنین مشاهده می‌شود که در زمستان‌های گرم ایران یک هسته بی‌هنجاری منفی ارتفاع روی دریای عرب وجود دارد که تا بخش‌های جنوبی سیستان و بلوچستان گسترده شده است. در شکل 6-ه، بر عکس شکل 6-د، هسته بی‌هنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی در شمال غرب اروپا و هسته منفی در سبیری ایجاد شده است که تا شمال ایران امتداد دارد. مراکز هر دو هسته بی‌هنجاری در زمستان‌های سرد ایران، نسبت به میانگین زمستان‌های گرم، به سمت شمال شرق جابه‌جا شده است. در سال‌های سرد، یک مرکز ضعیف بی‌هنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی روی دریای عرب شکل گرفته که نواحی کوچکی از جنوب شرق ایران را دربر می‌گیرد. نکته حائز اهمیت، تغییر علامت این بی‌هنجاری در زمستان‌های گرم و سرد ایران است. با توجه به شکل 6-ه، در این سال‌های سرد به‌طور متوسط بی‌هنجاری منفی ارتفاع ژئوپتانسیلی در ایران وجود دارد.

در شکل 7 میانگین بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای 300 تا 850 هکتوپاسکال برای چهار سال دارای بی‌هنجاری مثبت و چهار سال دارای بی‌هنجاری منفی دمای زمستان ایران نشان داده شده است. با توجه به شکل‌های 6-د و 7-الف می‌توان دید که در زمستان‌های



شکل 7. میانگین بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی (برحسب gpm) ترازهای 300، 500، 700 و 850 hPa برای (الف) چهار سال دارای بی‌هنجاری مثبت و (ب) چهار سال دارای بی‌هنجاری منفی میانگین دمای زمستان ایران. مناطق سیاه در شکل‌های تراز 300hPa، مراکز اصلی بی‌هنجاری انتخاب شده برای محاسبه شاخص ارتفاع ژئوپتانسیلی معرفی شده در این پژوهش است.



شکل 8. میدان میانگین بی‌هنجاری دمای تراز دو متر از سطح زمین برای چهار سال با بزرگ‌ترین بی‌هنجاری (الف) مثبت و (ب) منفی دمای متوسط ایران.

2-4 میدان فشار سطح زمین

در الگوهای بی‌هنجاری فشار سطح زمین (شکل نشان داده نشده است)، در زمستان‌های گرم ایران در بیش‌تر مناطق کشور افت فشار نسبت به میانگین بلندمدت وجود داشته و فقط در قسمت غرب و جنوب غرب بی‌هنجاری فشار مثبت است. در زمستان‌های سرد نیز در مناطق جنوبی و شمالی کشور افزایش فشار نسبت به میانگین بلندمدت دیده می‌شود. این نتایج با استفاده از ارتباط دینامیکی بین فشار سطحی، حرکت‌های قائم، ضخامت و دمای میانگین لایه توجیه‌پذیر است (هولتون، 2004). نکته حائز اهمیت دیگر آن که در زمستان‌های گرم و سرد ایران، بر روی اروپا و دریای مدیترانه به ترتیب بی‌هنجاری‌های شدید منفی و مثبت فشار وجود دارد که مقدار آنها تقریباً یکسان بوده، ولی محل مراکزشان اندکی متفاوت است.

3-4 میدان دما

از مقایسه میدان بی‌هنجاری دما در ترازهای مختلف با میدان بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی می‌توان نتیجه گرفت که هماهنگی با بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی، دمای وردسپهر زیرین (500 هکتوپاسکال تا سطح زمین) در زمستان‌های بی‌هنجار گرم از میانگین بلندمدت بیشتر است.

به‌طور کلی از تحلیل‌های فوق می‌توان نتیجه گرفت که احتمالاً بین ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای مختلف در مناطق شمال ایران و شمال غرب اروپا در فصل زمستان، به‌ویژه در ترازهای زیرین وردسپهر، رابطه منفی وجود دارد. با توجه به الگوهای بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای مختلف در زمستان‌های با بی‌هنجاری گرم و سرد ایران (شکل‌های 6 و 7)، به‌روشنی دیده می‌شود که مکان مراکز اصلی بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی ارتفاع ژئوپتانسیلی در زمستان‌های گرم و سرد عکس یکدیگر هستند. این همبستگی منفی بین ارتفاع ژئوپتانسیلی مراکز اصلی بی‌هنجاری‌ها بیانگر یک الگوی دورپیوندی در جو نیمکره شمالی در این منطقه است. الگوی مشاهده‌شده با توجه به مراکز عمل دورپیوندی شباهت زیادی به الگوی دورپیوندی EA-WR (بارنستون و لایوزی، 1987) و هم‌چنین الگوی NCP (کوتیل و بناروک، 2002) دارد. وجود این دورپیوند در منطقه مورد مطالعه و بر اساس الگوی توزیع جغرافیایی بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی، شاخصی برای بررسی بی‌هنجاری میانگین دمای زمستانی ایران ارائه و رابطه دمای زمستانی ایران با شاخص فوق و دو شاخص EA-WR و NCP در بخش 5 بررسی و مورد مقایسه قرار می‌گیرد.

نواحی جنوب ایران دارای بی‌هنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی هستند. در بی‌هنجاری‌های میدان باد، هم در ترازهای زیرین و هم در ترازهای زیرین، الگوی دوقطبی مشابه الگوی دوقطبی موجود در میدان‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی (شکل 7) و دما در زمستان‌های بی‌هنجار گرم و سرد ایران به صورت هماهنگ دیده می‌شود.

5 تعریف شاخص

چون مرکز تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیلی به طور تقریبی در دو ناحیه شمال اروپا و شمال دریای کاسپین دیده شد و با توجه به تغییر مکان مراکز اصلی بی‌هنجاری در ترازهای مختلف و زمستان‌های متفاوت، در این مطالعه اختلاف بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی دو هسته اصلی، یکی در $(45-55^{\circ}\text{N}, 0-10^{\circ}\text{E})$ و دیگری در $(50-60^{\circ}\text{E}, 50^{\circ}\text{N}-50^{\circ}\text{N})$ (40)، که بیش‌ترین بی‌هنجاری‌ها را داشته‌اند به عنوان شاخص انتخاب شد (شکل 7). در این بررسی برای محاسبه شاخص، مقدار بی‌هنجاری مرکز غربی (شمال اروپا) از مرکز شرقی (شمال دریای کاسپین) کم شده است.

در شکل 9 نمودار پراکنش میانگین دمای زمستان ایران در مقابل شاخص محاسبه شده در ترازهای مختلف نشان داده شده است. ضرایب همبستگی بین میانگین دمای زمستان ایران و شاخص فوق در همه ترازها مثبت و در ترازهای بالاتر بزرگ‌تر است. اندازه ضرایب همبستگی با نزدیک شدن به سطح زمین کاهش می‌یابد، اما تا تراز 700 هکتوپاسکال هنوز در سطح 5% معنادار است. بزرگ‌ترین اندازه ضریب همبستگی بین دمای ایران و شاخص مبتنی بر ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز 250 هکتوپاسکال به دست آمده است. این شاخص به تنهایی تقریباً 43% بردایی میانگین دمای زمستانی ایران را بیان می‌کند (شکل 9 الف). از این رو، این شاخص به عنوان بهترین شاخص برای تغییرات سال به سال دمای زمستان در ایران معرفی می‌شود.

این موضوع را می‌توان از وجود بی‌هنجاری مثبت دما (شکل نشان داده نشده است) و بی‌هنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی تا تراز 500 هکتوپاسکال استنباط کرد. نکته شایان توجه آن که بی‌هنجاری دمای تراز 300 هکتوپاسکال در نیمه جنوبی ایران منفی، ولی بی‌هنجاری ارتفاع در ترازهای 300 و 250 هکتوپاسکال تنها در بخش بسیار کوچکی از جنوب شرق منفی است. این ویژگی نشان می‌دهد که در نیمه جنوبی کشور، دما و در نتیجه ضخامت لایه بین 500 و 250 هکتوپاسکال به طور منفی بی‌هنجار است، در حالی که میانگین دما در کل ستون هوای زیر 250 هکتوپاسکال در همه ایران (به جز بخش کوچک جنوب شرق ایران با بی‌هنجاری سرد) دارای بی‌هنجاری گرم است.

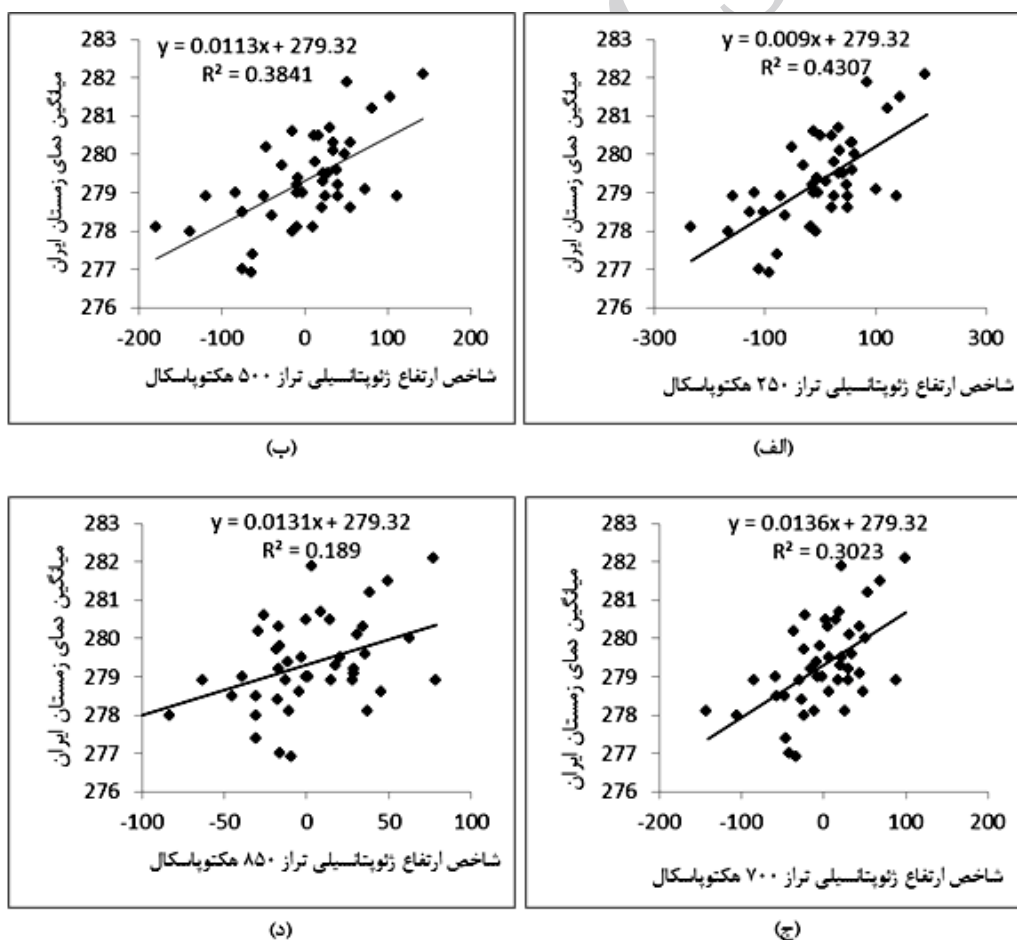
4-4 میدان باد

میدان باد مربوط به زمستان‌های بی‌هنجار گرم ایران، نشان می‌دهد که در جنوب ایران، شرق دریای سرخ، شمال اروپا و شرق آسیا بی‌هنجاری منفی تندی باد و در شمال ایران، به ویژه شمال غرب ایران، شمال دریای مدیترانه، شمال غرب آفریقا و غرب اروپا بیشینه بی‌هنجاری مثبت تندی باد حاکم است. لازم به ذکر است که به دلیل شباهت الگوهای میدان باد با میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی از ارائه آنها صرف نظر شده است. در زمستان‌های بی‌هنجار سرد ایران، کاملاً برخلاف زمستان‌های بی‌هنجار گرم، در جنوب ایران و شمال اروپا بی‌هنجاری مثبت تندی باد و هم‌چنین در شمال غرب ایران و غرب اروپا بی‌هنجاری منفی تندی باد مشاهده می‌شود. در تراز 250 هکتوپاسکال، در زمستان‌های بی‌هنجاری مثبت دما، یک هسته بی‌هنجاری منفی ارتفاع ژئوپتانسیلی روی دریای عرب وجود دارد. به عکس، در زمستان‌های سردتر از میانگین بلندمدت یک هسته ضعیف از بی‌هنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی روی دریای عرب تشکیل می‌شود و

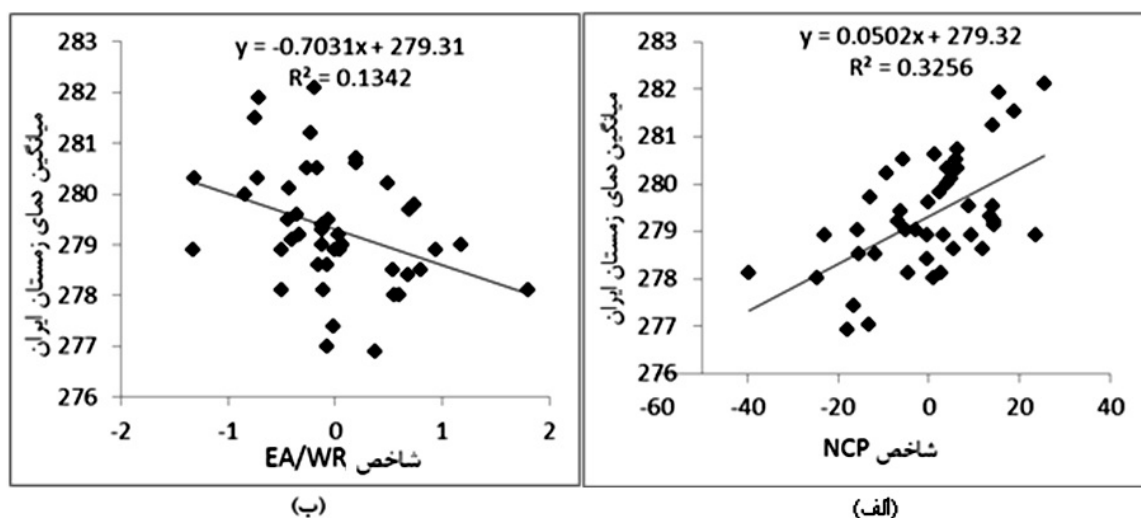
شاخص NCP محاسبه شده است. نتایج نشان می‌دهد که همبستگی بین شاخص جدید و شاخص‌های EA-WR (0/790) و به‌ویژه NCP (0/943) بسیار بالا است، به‌طوری که شاخص NCP حدود 89% وردایی شاخص جدید در تراز 500 هکتوپاسکال را بیان می‌کند. برای مقایسه، هم‌چنین همبستگی بین میانگین دمای فصل زمستان ایران با شاخص‌های EA-WR (برگرفته از مرکز پیش‌بینی اقلیم CPC) و NCP در شکل 10 آورده شده است. مقایسه شکل‌های 9 و 10 نشان می‌دهد که شاخص معرفی شده (حتی بر پایه ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 500 hPa) نسبت به دو شاخص دیگر، بخش بزرگ‌تری از وردایی میانگین دمای زمستان ایران را بیان می‌کند.

محاسبه ضریب همبستگی بین میانگین دمای زمستانی نقاط مختلف شبکه داده‌های بازتحلیل با شاخص ارائه شده نشان می‌دهد که ضرایب همبستگی برای همه نقاط مثبت و، به‌جز تعداد اندکی نقطه در جنوب شرق ایران، در سطح 1% معنی‌دار است. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که شاخص جدید تا اندازه زیادی وردایی میانگین زمستان نقاط مختلف کشور را بیان می‌کند.

با توجه به شباهت زیاد مراکز عمل دورپیوند مشاهده شده با الگوهای دورپیوندی EA-WR و NCP و در نظر گرفتن این که این دو شاخص بر پایه ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 500 هکتوپاسکال هستند، همبستگی بین شاخص جدید در تراز 500 هکتوپاسکال با شاخص EA-WR و



شکل 9. همبستگی بین میانگین دمای سطحی زمستان ایران و شاخص معرفی شده در (الف) تراز 250، (ب) تراز 500، (ج) تراز 700 و (د) تراز 850 هکتوپاسکال.



شکل 10. همبستگی بین میانگین دمای زمستان ایران با (الف) شاخص NCP و (ب) شاخص EA-WR.

دما و مولفه‌های افقی باد در سطوح فشاری گوناگون و فشار سطح زمین استفاده شده است.

در ابتدای این پژوهش، کیفیت میانگین‌های دمای زمستان ایران حاصل از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR مورد بررسی قرار گرفت و سال‌های پیش از 1967 به دلیل نامطلوب بودن داده‌های آن از نظر کیفی، از بررسی حذف گردید. برای مطالعه دقیق‌تر و جزئی‌تر روند تغییرات دما در نقاط مختلف کشور، کل ایران واقع در شبکه محاسباتی به شش منطقه (سه منطقه در راستای عرض جغرافیایی و دو منطقه در راستای طول جغرافیایی) تقسیم شد. در بررسی منطقه‌ای، مشاهده شد که میانگین دمای زمستان در دوره بلندمدت 44 ساله تقریباً در هر شش منطقه با آهنگی کند افزایش یافته است. به‌علاوه، تغییرات سال به سال دمای میانگین زمستان مناطق مختلف همخوانی زیادی با یکدیگر دارند و در سال‌هایی که میانگین دمای زمستان ایران بی‌هنجار است، بی‌هنجاری مشابه در همه یا بیشتر مناطق ایران وجود دارد. همبستگی بین میانگین دمای زمستان هر یک از شش منطقه با مناطق دیگر و با میانگین دمای کل کشور در سطح 1% معنی‌دار است. در مقیاس کوچک‌تر، یعنی در مقیاس شبکه داده‌های بازتحلیل، نیز

6 جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

در این پژوهش به بررسی بی‌هنجاری دمای ایران در فصل زمستان بین سال‌های 1950 تا 2010 پرداخته شده است. هدف این مطالعه، تحلیل روند و بی‌هنجاری‌های دمای زمستان ایران، رابطه بین این بی‌هنجاری‌ها، یافتن شاخصی مناسب برای تعیین بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی و شدت آنها و همچنین شناسایی ارتباط احتمالی بین الگوی میدان‌های هواشناختی با این بی‌هنجاری‌ها بوده است. برای این منظور، نخست میانگین دمای زمستانی برای کل ایران به‌عنوان یک مجموعه، برای شش منطقه تعیین شده بر اساس طول و عرض جغرافیایی و هم‌چنین در مقیاس یاخته شبکه داده‌ها، بررسی و سال‌های بی‌هنجار مثبت و منفی دما تعیین شده است. در ادامه، میانگین بلندمدت و میانگین در سال‌های بی‌هنجار مثبت و منفی دمای ایران مربوط به میدان فشار سطح زمین و میدان‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی، دما، مولفه‌های افقی سرعت باد در ترازهای مختلف در حوزه محدود به 10 درجه غربی تا 80 درجه شرقی و 10 تا 60 درجه شمالی تحلیل شده است. برای این بررسی‌ها، از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR به‌صورت میانگین ماهانه دمای تراز 2 متر از سطح زمین و ارتفاع ژئوپتانسیلی،

بی‌هنجار مثبت دما در شمال دریای کاسپین دارای بی‌هنجاری مثبت و در منطقه اروپا بی‌هنجاری منفی است و در سال‌های بی‌هنجار سرد عکس این وضعیت حاکم است.

با توجه به نتایج، شاخصی بر پایه بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی برای بیان میانگین دمای زمستان ایران تعیین شد. همبستگی این شاخص با میانگین دمای فصل زمستان ایران در ترازهای مختلف محاسبه و نشان داده شد که ضرایب همبستگی بین میانگین دمای زمستان ایران و شاخص ارائه شده بر اساس ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای مختلف مثبت است و این که ضریب همبستگی بین دمای سطح ایران و شاخص جدید در ترازهای بالاتر بیش‌تر است. اندازه ضرایب همبستگی با نزدیک شدن به سطح زمین کاهش می‌یابد، اما تا تراز 700 هکتوپاسکال هنوز در سطح 5% معنادار است. افزون بر این، ضریب همبستگی بین دمای میانگین زمستانی هر یک از نقاط شبکه داده‌ها بر روی ایران با شاخص جدید (بر پایه ارتفاع تراز 250 هکتوپاسکال)، به‌استثنای چند نقطه واقع در جنوب‌شرق سیستان و بلوچستان، در سطح 1% معنی‌دار است.

شاخص معرفی شده در این پژوهش دارای همبستگی قوی با شاخص‌های EA-WR و NCP است. از این رو، همبستگی بین دمای زمستان ایران و شاخص معرفی شده با همبستگی بین دمای زمستان ایران و شاخص‌های EA-WR و NCP نیز مقایسه شد. نتایج گویای آن است که شاخص معرفی شده نسبت به دو شاخص دیگر، بخش بزرگ‌تری از وردایی میانگین دمای زمستان ایران را بیان می‌کند.

منابع

پرهیزکار، د. و احمدی گیوی، ف.، 1388، بررسی اثر انسو بر توزیع بارش سالانه ایران در دوره 2000-1971: مجله فیزیک زمین و فضا، 35(4)، 95-113.

دیده شد که همبستگی مثبت و معنی‌داری بین دمای همه نقاط شبکه وجود دارد. در نتیجه می‌توان گفت که تغییرات بین‌سالانه میانگین دمای زمستانی ایران سنجه مناسبی برای تغییرات بین‌سالانه میانگین دمای زمستانی در همه مناطق ایران است.

با بررسی بی‌هنجاری میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای مختلف در منطقه مورد مطالعه مشاهده شد که بین بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی در مناطق شمال ایران و شمال‌غرب اروپا در فصل زمستان، به‌ویژه در ترازهای زیرین و ردسپهر، رابطه منفی وجود دارد. این امر بدان معنی است که در سال‌هایی که ایران دارای بی‌هنجاری مثبت (منفی) دما در زمستان است، در قسمت شمال اروپا بی‌هنجاری منفی (مثبت) و در نواحی شمال کاسپین بی‌هنجاری مثبت (منفی) ارتفاع ژئوپتانسیلی مشاهده می‌شود. از طرفی در زمستان‌های گرم ایران یک هسته بی‌هنجاری منفی ارتفاع روی دریای عرب وجود دارد که تا بخش‌های جنوبی سیستان و بلوچستان گسترده می‌شود.

با توجه به الگوهای بی‌هنجاری میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای مختلف در زمستان‌های بی‌هنجاری گرم و سرد ایران دیده شد که مکان مراکز اصلی بیشینه بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی ارتفاع ژئوپتانسیلی در سال‌های گرم و سرد عکس یکدیگر هستند. این همبستگی منفی بین بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای مختلف و بی‌هنجاری گرم و سرد ایران به‌روشنی بیانگر یک الگوی دورپیوندی در جو نیمکره شمالی در این منطقه است. از مقایسه بی‌هنجاری میدان دما با بی‌هنجاری میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای مختلف می‌توان نتیجه گرفت که هماهنگی با بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی، دمای وردسپهر میانی در زمستان‌های بی‌هنجار گرم از میانگین 44 ساله زمستان بیشتر و در زمستان‌های بی‌هنجار سرد از میانگین 44 ساله زمستان پایین‌تر است. میدان باد نیز مانند میدان‌های دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی در سال‌های

- reanalysis and ERA-40 for the period 1960–99: *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 951–958.
- Kinter, J. L., Fennessy, M. J., Krishnamurthy, V., and Marx, L., 2004, An evaluation of the apparent interdecadal shift in the tropical divergent circulation in the NCEP–NCAR reanalysis: *J. Climate*, **17**, 349–361.
- Krichak, S. O., Kishcha, P., and Alpert, P., 2002, Decadal trends of main Eurasian oscillations and the Mediterranean precipitation: *Theor. Appl. Climatol.*, **72**, 209–220.
- Kutiel, H., and Benaroch, Y., 2002, North Sea-Caspian Pattern (NCP) — an upper level atmospheric teleconnection affecting the eastern Mediterranean: Identification and definition: *Theor. Appl. Climatol.*, **71**, 17–28.
- Orlanski, I., 2005, A new look at the Pacific storm track variability: Sensitivity to tropical SSTs and to upstream seeding: *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1367–1390.
- Pohlmann, H., and Greatbatch, J. R., 2006, Discontinuities in the late 1960's in different atmospheric data products: *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L22803, DOI: 10.1029/2006GL027644.
- Thompson, D. W. J., and Wallace, J. M., 1998, The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields: *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297–1300.
- Wallace, J. M., and Gutzler, D. S., 1981, Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter: *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784–812.
- Wu, R. J., Kinter, L., Kirtman, B. P., 2005, Discrepancy of interdecadal changes in the Asian region among the NCEP–NCAR reanalysis, objective analyses, and observations: *J. Climate*, **18**, 3048–3067.
- Yang, S., Lau, K. M., and Kim, K. M., 2002, Variations of the East Asian jet stream and Asian–Pacific–American winter climate anomalies: *J. Climate*, **15**, 306–325.
- Zhang, Y. Q., and Held, I. M., 1999, A linear stochastic model of a GCM's midlatitude storm tracks: *J. Atmos. Sci.*, **56**, 3416–3435.
- حسین‌پور، ف.، محب‌الحجه، ع. ر. و احمدی گیوی، ف.، 1391، دینامیک مسیرهای توفان در زمستان 2007-2008 از دیدگاه انرژی: *مجله فیزیک زمین و فضا*، **38**(4)، 175-187.
- محمدآبادی‌کمرنی، آ.، 1390، بررسی بی‌هنجاری‌های آب‌وهوایی زمستان 1388 از دیدگاه دینامیک بزرگ‌مقیاس و مقایسه با زمستان 1386: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- نصراصفهانی، م. ع.، احمدی گیوی، ف. و محب‌الحجه، ع. ر.، 1387، اثر نوسان اطلس شمالی (NAO) بر برخی کمیت‌های هواشناختی و ردسپهر در خاورمیانه و جنوب غرب آسیا: *مجله ژئوفیزیک ایران*، **2**(2)، 51-64.
- Barnston, A. G., and Livezey, R. E., 1987, Classification, seasonality and persistence of low frequency atmospheric circulation patterns: *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1083–1126.
- Beranova, R., and Huth, R., 2008, Time variations of the effects of circulation variability modes on European temperature and precipitation in winter: *Int. J. Climatol.*, **28**, 139–158.
- Chang, E. K. M., and Fu, Y., 2002, Interdecadal variations in Northern Hemisphere winter storm track intensity: *J. Climate*, **15**, 642–658.
- Holton, J. R., 2004, *An Introduction to Dynamic Meteorology*: Elsevier Academic Press, 535 pp.
- Hurrell, J. W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic oscillation: Regional temperatures and precipitation: *Science*, **269**, 676–679.
- Hurrell, J. W., and Van Loon, H. V., 1997, Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation: *Climate Change*, **36**, 301–326.
- Inoue, T., and Matsumoto, J., 2004, A comparison of summer sea level pressure over East Eurasia between NCEP–NCAR

A study of winter temperature anomalies in Iran by using the NCEP/NCAR reanalysis dataset

Parviz Irannejad^{*1}, Farhang Ahmadi-Givi¹ and Nasim Nikouei²

¹ Associate Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

² M. Sc. Graduate of Meteorology, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 16 January 2016, Accepted: 15 June 2016)

Summary

Air temperature is one of the principal climate variables with important direct and indirect socio-economic impacts. Among different factors affecting the climate variability of different regions, the low-frequency atmospheric phenomena have attracted the attention of climatologists because of their role in the fluctuations of the climate system in time scales on the order of years and decades. Since these phenomena affect the atmospheric conditions of regions far from their sources, they are called teleconnection patterns. Teleconnection patterns cause large-scale changes in the atmospheric circulation and affect air temperature, precipitation, storm tracks and the position and intensity of jet streams. Therefore, they are of great significance for determining regional climate anomalies.

In this study, anomalies in the mean winter surface (2 m level) temperature of Iran are investigated for the period 1950 to 2010. Winter of each year is defined as January and February of that year and December of the previous year. The study is conducted in three different scales, including Iran as the whole, six different regions of Iran separated according to three latitude and two longitude bands and the grid scale, using the monthly mean NCEP/NCAR reanalysis data. First, the reanalysis data of temperature were quality controlled, and years before 1967 were excluded from the study because of the poor quality of the data. Statistical analysis showed that there are significant positive correlations between the mean winter temperatures of different regions and between the mean winter temperature of each region and that averaged over Iran. The largest positive temperature anomalies in the 44 winters occurred in 1970, 1979, 1999 and 2010 and the largest negative anomalies occurred in the winters of 1972, 1973, 1989 and 2008.

Analysis of the mean winter geopotential height fields at different pressure levels in a domain covering 10–60 °N and 10°W –80 °E showed that there is a center of positive (negative) height anomaly over North-West Europe (North-East Atlantic) and a center of negative (positive) height anomaly over North-East Caspian Sea when the mean winter surface air temperature of Iran is anomalously low (high). The correlation coefficient is higher for upper atmospheric levels, and stays significant at 95% confidence level down to the 700 hPa level. In this regard, a new teleconnection index is introduced in the paper, to study the mean winter temperature anomalies in Iran, calculated as the mean winter 250hPa geopotential height anomaly over 50–60°E, 40–50°N minus that over 0–10 °E, 45–55 °N. This resembles a teleconnection pattern which is similar to that of the East Atlantic/West Russia (EA/WR: Barnston and Livezey, 1987; Krichak et al., 2012) and the North Sea–Caspian Pattern (NCP; Kutil and Benaroch, 2002). The new index has a significant correlation with the EA/WR, and particularly with the NCP index. We found a significant positive correlation between the average winter temperature in different regions of Iran and the introduced index which was much higher than those between the mean winter temperature of Iran and both EA/WR and NCP teleconnection indices. Comparison between the temperature and geopotential height anomalies at different levels reveals that the middle troposphere temperature is anomalously high (low) in winters that geopotential height is positively (negatively) anomalous. Also, the wind field shows a positive (negative) anomaly over the Caspian Sea and a negative (positive) anomaly over Europe when the mean winter air temperature in Iran is higher (lower) than normal.

Keywords: Iran, Europe, Caspian Sea, temperature anomaly, geopotential height anomaly, teleconnection, EA/WR, NCP

*Corresponding author: