

مطالعات جغرافیایی مناطق خشک

سال پنجم، شماره بیستم، تابستان ۱۳۹۴

دریافت مقاله: ۹۴/۵/۱۶ تأیید نهایی: ۹۴/۸/۴

صص ۴۵-۳۴

تغییر پذیری ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و

نقش آن در نوسانات دمای ماه ژانویه ایران

بهلول علیجانی، استاد اقلیم شناسی دانشکده علوم جغرافیایی - دانشگاه خوارزمی
محمد رضایی، دانشجوی دکتری اقلیم شناسی ماهواره‌ای - دانشگاه تربیت مدرس
فرزانه جعفری، دانشجوی دکتری اقلیم شناسی سینوپتیک - دانشگاه شهید بهشتی
فرشاد پژوه*، دانشجوی دکتری اقلیم شناسی سینوپتیک - دانشگاه خوارزمی

چکیده

هرگونه تغییر در عناصر اقلیمی را می‌توان در تغییر الگوهای فشار جست‌وجو کرد. در این پژوهش با نگرش گردشی به محیطی، اثر تغییرات الگوهای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر دمای ماه ژانویه مطالعه شده است. به این منظور، داده‌های ماه ژانویه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و دمای سطح زمین در یک دوره آماری ۵۰ ساله (۲۰۱۰-۱۹۶۱) از مرکز پیش‌بینی‌های محیطی گرفته شد. در گام بعد همبستگی مقادیر استاندارد شده‌ی داده‌های مذکور نشان داد که بیش‌ترین ارتباط بین دمای سطح زمین و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه‌ی جنوب غرب کشور با ضریب $0/82$ و کم‌ترین با $0/59$ در شمال غرب کشور قرار دارد. سپس به منظور کاهش حجم داده‌ها و استخراج الگوهای اصلی با ایجاد ماتریسی به ابعاد 24 (تعداد نقاط در گستره ایران) در 50 (تعداد سال‌ها)، تحلیل مؤلفه‌های اصلی با آرایه S روی ماتریس مقادیر استاندارد شده‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال اعمال، و 4 مؤلفه حاصل گردید و به روش وریمکس (Varimax) چرخانده شد. در هر یک از 4 الگوی یاد شده انطباق بسیار خوبی بین ناهنجاری ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با ناهنجاری دما ملاحظه گردید. به گونه‌ای که کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل منجر به کاهش دما و پدیدآیی ژانویه‌های سردتر شده است؛ به عبارتی دیگر، شکل‌گیری پشته‌ی ضعیف و افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل و عدم ریزش هوای سرد عرض‌های بالا، ژانویه‌های گرم‌تری را به وجود آورده است. از نتایج جالب توجه می‌توان به این نکته اشاره کرد که وجود جریانات مداری در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در الگوی دوم، نوعی ناهنجاری منفی برای جنوب شرق ایران به حساب می‌آید که منجر به بروز ژانویه‌های سردتر در این منطقه شده است.

واژگان کلیدی: نگرش گردشی به محیطی، ناهنجاری ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، ناهنجاری دما، تحلیل مؤلفه‌های اصلی، ایران.

۱- مقدمه

ایران به دلیل گستردگی زیاد به لحاظ طول و عرض جغرافیایی، وجود پیچیدگی پیکربندی ناهمواری‌ها و قرارگیری در معرض یورش توده‌های هوا، از نظر دمایی شرایط ویژه‌ای دارد. ساختار کلی دما تحت تأثیر عرض جغرافیایی، ارتفاع و توده‌های هوا قرار دارد، به طوری که با تغییر هر یک از این عوامل، دما نیز تغییر خواهد کرد؛ به عبارت دیگر، شرایط کلی دما تابعی از عرض جغرافیایی و ارتفاع است و عوامل دیگری مانند پهنه‌های آبی و پوشش‌های سطحی زمین که از آن‌ها با عنوان عوامل محلی یاد می‌شود در شکل‌گیری ساختار دمای هر مکان نقش دارند. هر چند به نظر می‌رسد که تغییرات دما از الگوی کلی پیروی می‌کنند که تابعی از تغییرات زاویه‌ی تابش خورشید و چگونگی توزیع انرژی گرمایی در طول ماه‌های گرم سال است، اما با این حال، دما در طی زمان ثابت نیست و افت و خیزهایی در آن مشاهده می‌شود. برای مثال، در فصل سرد مشاهده شده‌است که ناگهان هوای نسبتاً گرم یا ملایمی وارد منطقه می‌شود؛ و یا در فصل گرم هوای نسبتاً خنکی چندین روز حاکمیت می‌یابد. به این‌گونه یورش‌های هوای سرد یا گرم فرارفت دمایی اطلاق می‌گردد (مسعودیان، ۱۳۹۰، ۷۹).

تحقیقات صورت گرفته در زمینه‌ی تغییر اقلیم در جهان، حاکی از این واقعیت است که تغییر هرچند کوچک در دما موجب تغییر در وقوع پدیده‌های حدی، نظیر خشکسالی، بارش‌های سنگین و طوفان می‌شود (Beshner and Tompson, 1996: 636) در مطالعه‌ای با بررسی ۱۹ ایستگاه هواشناسی در اروپای شمالی و مرکزی، مشخص شد که دمای حداقل تقریباً در همه ایستگاه‌های مورد بررسی و دمای متوسط و حداکثر در شمال و مرکز اروپا افزایش یافته‌است (Brunt and Sigro, 2007: 54). با بررسی دماها طی نیم سده‌ی گذشته در نیم کره شمالی افزایش حداقل‌های دمای روزانه و شبانه نسبت به حداکثر دماهای روزانه بیشتر بوده‌است (Karl, et al, 1991: 2253). در پژوهشی که توسط (Houghton, et al, 1992: 69) صورت گرفت، مشخص شد که شدت گرما باعث به وجود آمدن بیماری‌ها، مرگ‌ومیر و استرس‌های گرمایی می‌شود. از جمله مطالعات در زمینه‌ی رخداد شب‌های گرم، توسط (Deo, et al, 2007: 635) انجام شده‌است که افزایش دماهای روزانه را با افزایش حداقل دماهای شبانه همراه دانسته‌اند.

در واکاوی رخداد موج‌های سرمای شرق آسیا در ارتباط با گردش‌های جوی، نتایج نشان داد که ناهنجاری‌های باد در ترازهای زیرین جو، بوسیله‌ی ناهنجاری‌های گردشی ترازهای بالای جو ایجاد شده و منجر به شیو دما در راستای نصف‌النهاری و وزش سرمای بسیار شدیدی در شرق آسیا می‌شوند (Park, et al, 2008: 791) نتایج بررسی موج گرمایی ماه مارس ۱۹۸۰ را که در مرکز و شمال آرژانتین به مدت ۲ هفته استقرار داشت، نشان داد که در این زمان، کمینه‌ی دمای روزانه، بیش از ۲۷ درجه سلیوس و میانگین دما بیش از ۳۰ درجه سلسیوس بود. بررسی ایشان نشان داد که استقرار و اچرخند در تمام ترازهای ورد سپهر بر فراز منطقه و پایداری جو موجب تداوم گرما شده بود (Competella and Rusticucci, 1998: 217). در مطالعه‌ی فرارفت‌های گرم در منطقه‌ی یونان به عنوان یکی از عوامل ایجادکننده‌ی بارش، ۱۲۵ فرارفت گرم انتخاب و مشاهده شد که بزرگترین فرارفت گرم در نتیجه‌ی جابه‌جایی سیستمی با دو کم‌فشار است که به وسیله یک پرفشار مجزا شده‌است (Metaxsand and Repapis, 1978, 60). در تحلیل فرارفت‌های افقی دما در امواج ناپایدار حراری با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای، دمای سطحی آب سه منطقه‌ی استوایی در سالهای ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۵ معلوم گردید که ۲۵ درصد گرمایش منطقه، ناشی از فرارفت دمایی است (Markus, et al, 2007: 411).

(عزیزی، ۱۳۸۳: ۹۹) در ارزیابی سینوپتیکی یخبندان‌های فراگیر در نیمه غربی ایران به این نتیجه رسید که در تمامی روزهایی که پدیده یخبندان رخ داده‌است، یک سیستم کم‌ارتفاع در شمال دریای خزر و در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود. این سیستم معمولاً با سیستم کم‌ارتفاع نسبتاً قوی در غرب خود و در روی دریای مدیترانه همراه‌است. در مقاله‌ای تحت عنوان تحلیل هم‌دید پوششی فراگیرترین روز گرم ایران طی دوره آماری ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۶، عوامل هم‌دید فراگیری بیش از ۹۶،۷ درصد از پهنه‌ی ایران را در حضور شرایط متباین فشار و به تبع آن جهت جریان‌ات جوی گرم بر روی کشور، حضور یک ناوه در نواحی گرم و خشک و قرار گرفتن ایران در بخش جلویی محور ناوه، قرار گرفتن کشور در

ربع ورودی جنوبی رودباد و در نهایت وزش گرم در تمامی ترازهای مورد بررسی جو دانسته‌اند (عساکره و همکاران، ۱۳۹۲: ۳۵). در ۷۰ درصد از موارد سرماهای شدید در شمال غرب ایران، اکثراً با استقرار ناوهای عمیق بر روی شمال ایران و قرار گرفتن منطقه‌ی مورد مطالعه در قسمت عقب آن و همچنین وجود یک پرفشار در سطح زمین رخ می‌دهند (علیجانی و هوشیار، ۱۳۸۷، ۱۶). در واکوی اثرات پرفشار آזור بر دماهای بیشینه‌ی ایران مرکزی، تسلط زبانه پرفشار از تراز ۷۰۰ تا تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال سبب سیطره هوای گرم و خشک بر گستره‌ی وسیعی از ایران می‌گردد (حلییان، ۱۳۸۹: ۵۲). (فهامی، ۱۳۸۰) ضمن بررسی پرفشار جنب حاره و ارتباط آن با تابستان‌های گرم ایران مرکزی نشان داد که موقعیت محور، مرکز ارتفاع زیاد جنب حاره‌ای و جهت باد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای وقوع دماهای حداکثر و میزان ابرناکی و فرارفت هوا برای تعیین دمای حداقل، عوامل مهمی هستند. از مطالعات (منتظری، ۱۳۹۰) نیز مشخص گردید که با گذشت زمان و نزدیک شدن به زمان حال از تعداد روزهای دمای فرین سرد ایران کاسته، به روزهای فرین گرم افزوده شده است. در بررسی تحلیل همید گرمای فرین استان اصفهان سال ۱۳۸۲، عامل رویداد فرین گرم در سال ۸۲ را شکل‌گیری فرود عمیق در بادهای غربی و امتداد آن بر روی سودان و عربستان است؛ در نتیجه هوای گرم، عرض‌های پایین را به طرف ایران هدایت نموده و رویداد فرین گرم را موجب شده است. و در فصل گرم سال، استان اصفهان به طور عمده تحت نفوذ سه جریان هوای گرم قرار می‌گیرد که عبارتند از کم فشار حرارتی کویر مرکزی- جریان کم فشار هند- کم فشارهای حرارتی صحراهای عربستان و افریقا (منتظری و مهدیه، ۱۳۹۰).

این پژوهش در نظر دارد که با روش گردشی به محیطی که کمتر مورد استفاده پژوهشگران اقلیم شناسی در ایران قرار گرفته، ارتباط ناهنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را بر نوسانات دمای ژانویه، طی بازه زمانی ۲۰۱۰-۱۹۶۱ بررسی کند.

۲- مواد و روش‌ها

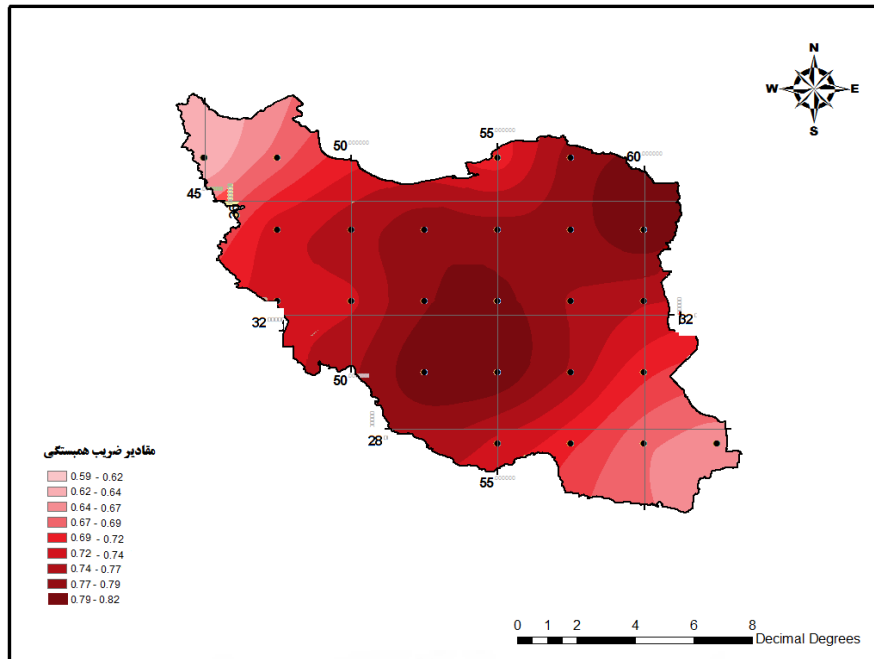
با توجه به فاصله ی ۲/۵ درجه‌ای داده‌های^۱ NCEP، ۲۴ نقطه در محدوده‌ی مرزهای داخلی ایران قرار می‌گیرد؛ بنابراین ابتدا داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ و دمای سطح زمین برای ماه ژانویه‌ی در دوره‌ی ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۰ برای این نقاط استخراج شد. جدول ۱ ویژگی داده‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

جدول ۱: ویژگی متغیرهای جو بالا و سطح زمین استفاده شده در تحقیق حاضر

ردیف	نوع متغیر	مقیاس زمانی داده‌ها	دوره آماری
۱	ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ماه ژانویه	ماهانه	۲۰۱۰-۱۹۶۱
۲	دمای سطح یا نزدیک به سطح زمین ماه ژانویه	ماهانه	۲۰۱۰-۱۹۶۱

سپس جهت محاسبه همبستگی این دو متغیر بر یکدیگر، داده‌های مذکور با استفاده از شاخص Z استاندارد شد. نقشه‌ی پراکنش مقادیر همبستگی مقادیر استاندارد شده‌ی دمای سطح زمین و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال حاکی از ارتباط قوی آن در تمام مناطق کشور، از جمله مناطق مرکزی و شمال شرق می‌باشد. بیش‌ترین میزان همبستگی در منطقه‌ی جنوب غرب کشور به ۰/۸۲ و کم‌ترین آن در شمال غرب به میزان ۰/۵۹ می‌باشد. شکل ۱ نقشه‌ی پراکنش مقادیر همبستگی را نشان می‌دهد.

¹ National Centers for Environmental Prediction



شکل ۱: نقشه پراکنش مقادیر همبستگی استاندارد شده‌ی دمای سطح زمین و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

روش به کار گرفته شده در این تحقیق روش گردشی به محیطی می‌باشد. هدف این بود که ارتباط تغییرات (ناهنجاری‌های) ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ بر روی دمای سطح زمین بررسی شود؛ بنابراین، مقادیر استاندارد شده‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماتریسی به ابعاد ۲۴ (تعداد نقاط) در ۵۰ (تعداد سال‌ها) مرتب گردید. سپس جهت تقلیل سال‌های مورد مطالعه و همچنین دسته‌بندی سال‌های با الگوی مشابه، با استفاده از روش تحلیل عاملی و نوع چرخش واریماکس، داده‌های مذکور به ۴ عامل کاهش داده شد که مجموعاً ۹۷/۵ درصد واریانس داده‌ها را تبیین کردند. در جدول ۲ میزان تبیین هر یک از عامل‌ها به تفکیک مشاهده می‌شود.

جدول ۲: درصد واریانس عامل‌های انتخابی

عامل‌ها	میزان تبیین واریانس (درصد)	درصد تجمعی
عامل اول	۴۸	۴۸
عامل دوم	۲۴/۳	۷۲/۳
عامل سوم	۱۸/۴	۹۰/۷
عامل چهارم	۶/۸	۹۷/۵

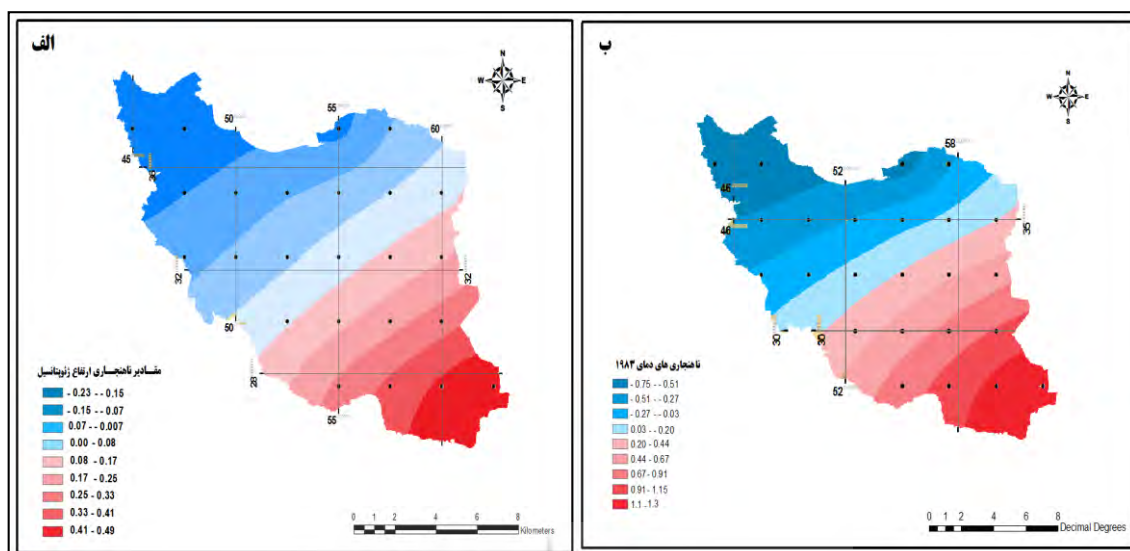
سپس نقشه‌ی مربوط به هر الگو ترسیم شد و برای شناسایی هسته‌ی بیشینه‌ی ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل، سالی که بیش‌ترین همبستگی را با هر عامل داشت، انتخاب شد.

۳- بحث و نتایج

۳-۱- الگوی اول:

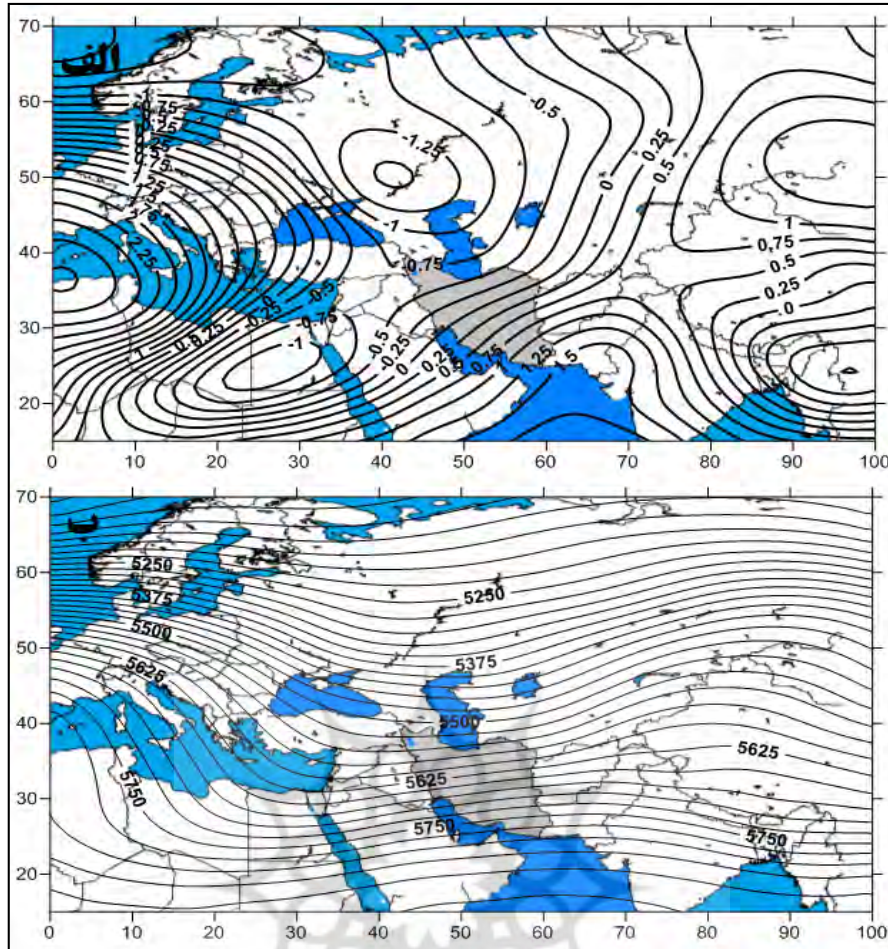
الگوی اول شامل ۲۴ سال بوده و ۴۸ درصد از واریانس داده‌ها را تبیین می‌کند. در میان این سال‌ها سال ۱۹۸۳ بیش‌ترین همبستگی را با متوسط ناهنجاری به میزان ۰/۹۹/۱۰۰ دارا بوده؛ بنابراین سال مذکور جهت بررسی هسته‌ی مرکزی بیشینه‌ی

ناهنجاری انتخاب شد. در شکل (۲-الف) متوسط ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل متعلق به سال‌های الگوی اول در شکل (۲-ب) مقادیر استاندارد شده‌ی دمای سطح زمین در ژانویه ۱۹۸۳ به نمایش گذاشته شده‌است.



شکل ۲- الف: متوسط ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل متعلق به سال‌های الگوی اول، ب: مقادیر استاندارد شده‌ی دمای سطح زمین در ژانویه ۱۹۸۳

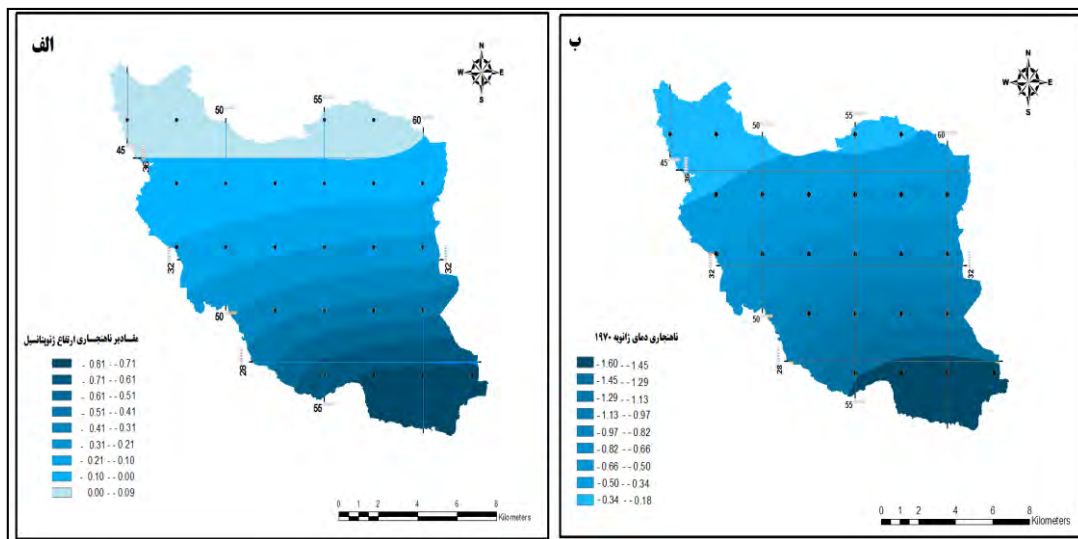
شکل (۳-الف) مقادیر ناهنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در سال‌های مربوط به الگوی اول نشان می‌دهد که بیش‌ترین میزان ناهنجاری منفی و مثبت به ترتیب در شمال غرب و جنوب شرق کشور بوده‌است. آرایش نقشه‌ی ناهنجاری دمای سطح زمین در سال ۱۹۸۳ در (شکل ۳-ب)، نیز به خوبی با تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل در ارتباط است؛ بنابراین در سال ۱۹۸۳ منطقه‌ی شمال غرب و جنوب شرق کشور به ترتیب ماه سردتر و گرم‌تری را نسبت به میانگین بلندمدت سپری کرده‌اند. در ابعاد بزرگ‌تر و یا به عبارتی در مقیاس هم‌دید مشخص می‌شود که بیشینه‌ی ناهنجاری منفی بر روی شمال غرب دریای خزر قرار داشته و منطقه شمال غرب کشور را تحت تاثیر قرار داده‌است. آرایش ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ متر از حوالی عرض جغرافیایی ۵۵ درجه به سوی شمال غرب کشور امتداد یافته و با ریزش هوای سرد عرض‌های بالا ماه سردتری را رقم زده‌است.



شکل ۳- الف: ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ژانویه ۱۹۸۳ ب: آرایش ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ژانویه ۱۹۸۳

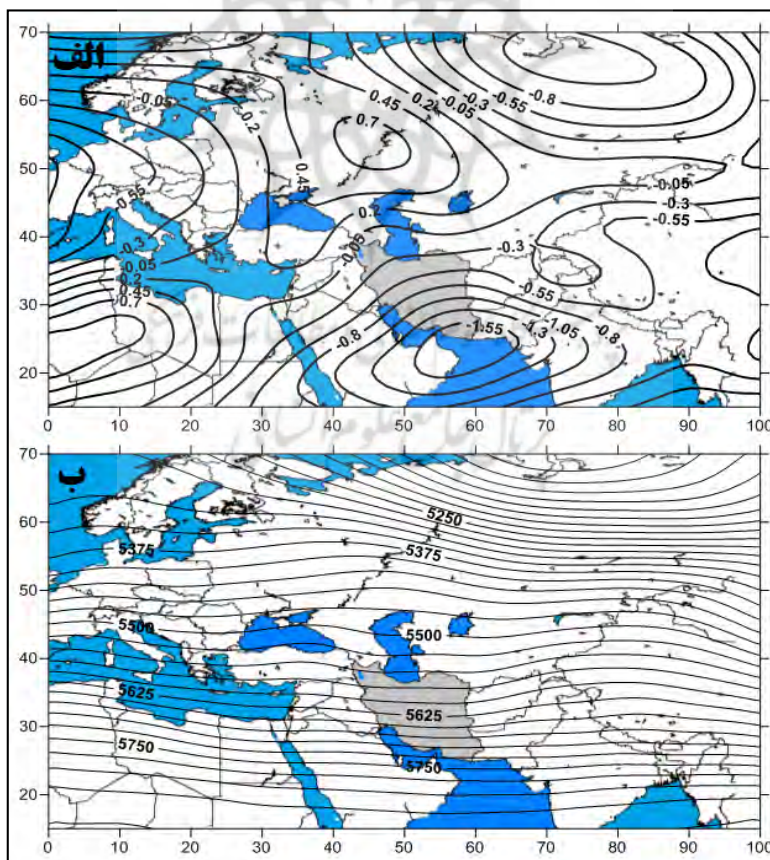
۲-۳- الگوی دوم

الگوی دوم دربرگیرنده ۱۳ سال بوده، که مجموعاً ۲۴/۳ درصد از واریانس داده‌ها را تبیین می‌کند. در میان این سال‌ها سال ۱۹۷۰ بیش‌ترین همبستگی را با متوسط ناهنجاری الگو به میزان ۰/۹۹/۹۹ دارا بوده؛ بنابراین سال مذکور جهت بررسی هسته مرکزی پیشینه ناهنجاری انتخاب شد. در این الگو پیشینه ناهنجاری منفی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در جنوب شرق کشور مشاهده می‌شود. مقادیر استاندارد شده‌ی دمای سطح زمین در ماه ژانویه سال ۱۹۷۰ نیز این امر را به خوبی تأیید می‌کند. در شکل (۴-الف) متوسط ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل متعلق به سال‌های الگوی اول، و در شکل (۴-ب) مقادیر استاندارد شده‌ی دمای سطح زمین در ژانویه ۱۹۸۳ به نمایش گذاشته شده‌است.



شکل ۴- الف: متوسط ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل الگوی دوم ، ب: مقادیر استاندارد شده دمای سطح زمین در ژانویه ۱۹۷۰

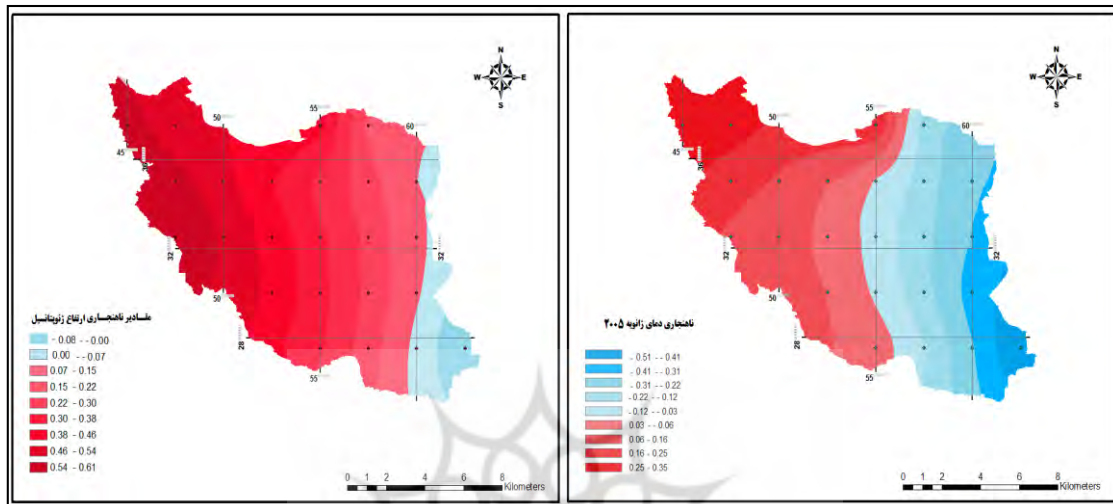
با توجه به شکل (الف-۵) هسته‌ی بیشینه‌ی ناهنجاری منفی رخ داده در این الگو بر روی دریای عمان قرار گرفته‌است. آرایش خطوط هم ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. شکل (ب-۵) که انحنای خطوط هم ارتفاع بسیار کم و جریانات مداری بوده که این امر مانع انتقال هوای گرم‌تر عرض‌های پایین به قسمت‌های جنوب شرقی کشورمان شده‌است و در نتیجه ماه سردتری را در این منطقه از کشورمان شاهد بوده‌ایم.



شکل ۵- الف: ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ژانویه ۱۹۷۰ ب: آرایش ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ژانویه ۱۹۷۰

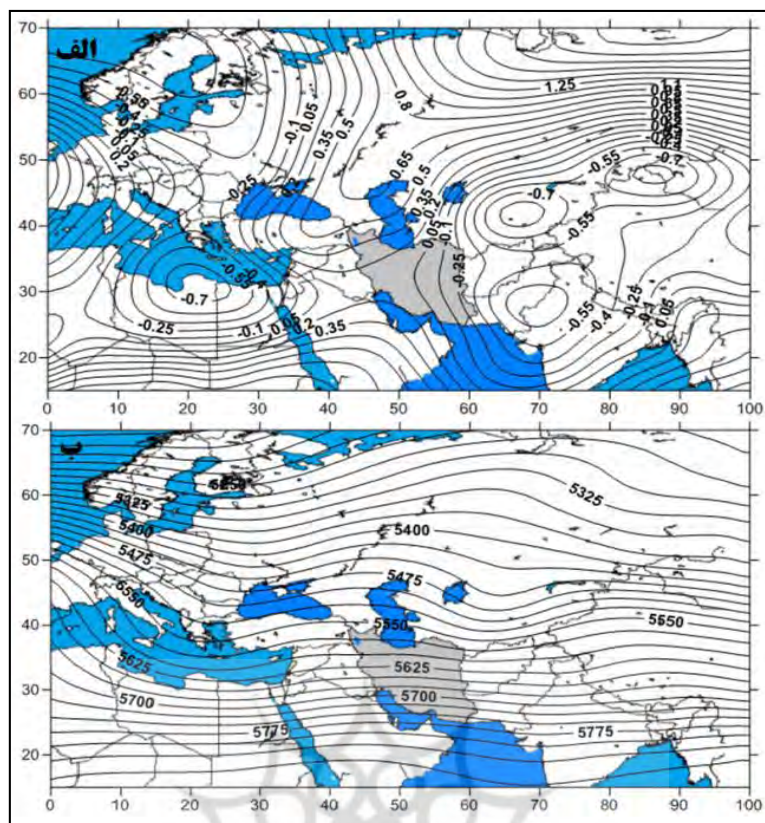
۳-۳- الگوی سوم

الگوی سوم دربرگیرنده ۸ سال می‌باشد و ۱۸/۳ درصد از واریانس داده‌ها را تبیین می‌کند. در میان این سال‌ها سال ۲۰۰۵ بیش‌ترین همبستگی را با متوسط ناهنجاری به میزان ۰/۹۴/۱۰۰ دارد؛ بنابراین سال مذکور جهت بررسی هسته‌ی مرکزی بیشینه‌ی ناهنجاری انتخاب شد. در شکل (۶-الف) متوسط ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل ۸ سال مذکور و در شکل (۶-ب) مقادیر استاندارد شده‌ی دمای سطح زمین در ژانویه ۲۰۰۵ به نمایش گذاشته شده‌است.



شکل ۶- الف: متوسط ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل الگوی سوم ، ب: مقادیر استاندارد شده‌ی دمای سطح زمین در ژانویه ۲۰۰۵

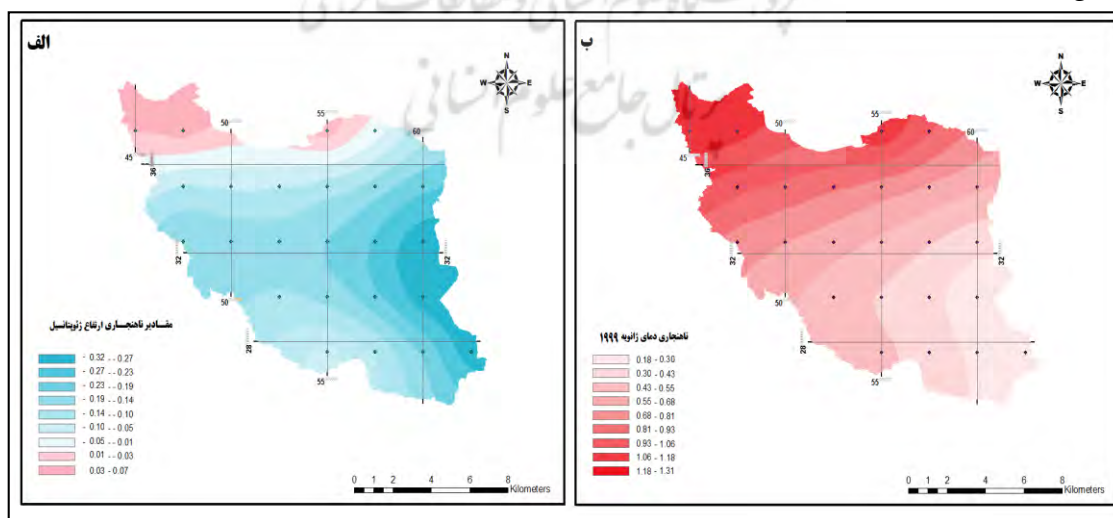
در طی این الگو هسته‌ی بیشینه‌ی ناهنجاری مثبت در بخش شمال شرقی کشور روسیه قرار داشته که بخش‌های زیادی از کشورمان به ویژه نوار غربی را نیز دربر گرفته‌است. نقشه‌ی مقادیر استاندارد شده‌ی دمای سطح زمین در ماه ژانویه ۲۰۰۵ نیز نشان می‌دهد در این سال دمای مناطق نیمه‌ی غربی کشور بیش از متوسط میانگین بوده که علت این امر را می‌توان وجود پشته‌ای که از عرض‌های جغرافیایی بالا تا مناطق شمال غرب کشور امتداد داشته، ذکر نمود. همچنین دو هسته‌ی ناهنجاری منفی در جنوب دریاچه ی بایکال و کشور پاکستان واقع شده، که ناشی از ناوه‌ی کم‌عمقی است که بر روی این منطقه واقع شده‌است. همین عامل موجب شده که مناطق شرقی کشور ناهنجاری منفی داشته باشند. در شکل (۷-الف) ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل و در شکل (۷-ب) آرایش ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ژانویه ۱۹۷۰ نشان می‌دهد.



شکل ۷- الف: ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ژانویه ۱۹۷۰ ب: آرایش ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ژانویه ۱۹۷۰

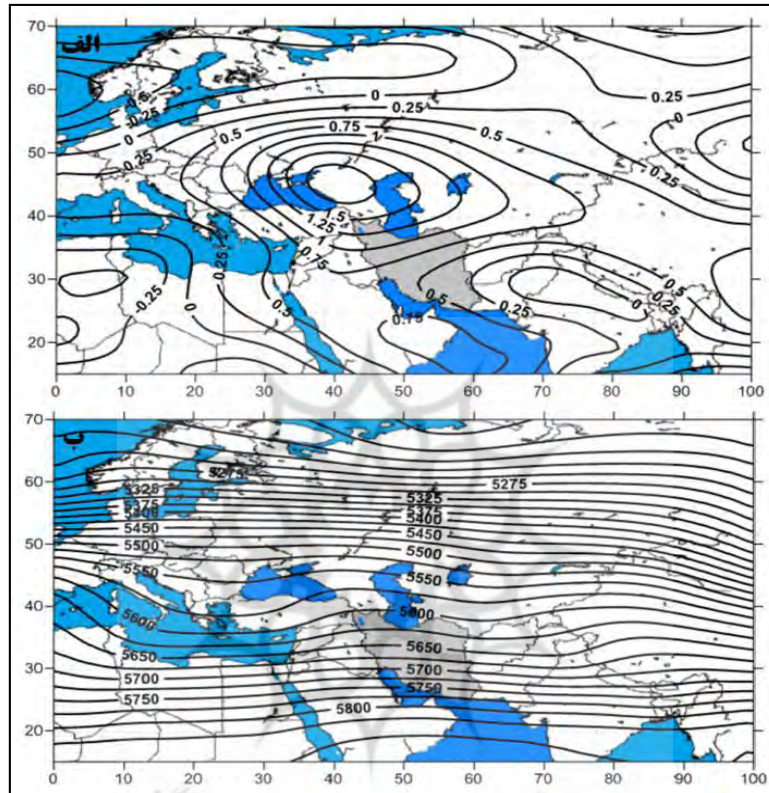
۴-۳- الگوی چهارم

الگوی چهارم دربرگیرنده‌ی ۶ سال است که ۶/۸ درصد از واریانس داده‌ها را تبیین می‌کند. در میان این ۶ سال، سال ۱۹۹۹ بیش‌ترین همبستگی را با متوسط ناهنجاری به میزان ۰/۸۳ دارا بوده‌است. در شکل (۸-الف) متوسط ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل الگوی چهارم، و در شکل (۸-ب) مقادیر استاندارد شده‌ی دمای سطح زمین در ژانویه ۱۹۹۹ به نمایش گذاشته شده‌است.



شکل ۸- الف: متوسط ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل الگوی چهارم، ب: مقادیر استاندارد شده‌ی دمای سطح زمین در ژانویه

در الگوی چهارم مقادیر ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل به میانگین نزدیک بوده و بیشترین میزان افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل نسبت به میانگین در شمال غرب کشور مشاهده می‌شود؛ اما نقشه‌ی مقادیر استاندارد شده‌ی دمای سطح ژانویه‌ی ۱۹۹۹، نشان می‌دهد که در این سال تمام مناطق کشور ماه گرم‌تری را نسبت به میانگین درازمدت داشته‌اند که دلیل این امر را می‌توان استقرار هسته‌ی بیشینه‌ی ناهنجاری مثبت بر روی شمال شرق دریای سیاه دانست که ناشی از پشته‌ی ضعیفی است که بر روی این منطقه قرار گرفته‌است. در شکل (۹-الف) ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل و در شکل (۹-ب) آرایش ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ژانویه‌ی ۱۹۹۹ نشان می‌دهد.



شکل ۹- الف: ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ژانویه‌ی ۱۹۹۹ ب: آرایش ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ژانویه‌ی ۱۹۹۹

۴- نتیجه گیری

شناخت شرایط اقلیمی غیرمعمول و غیر منتظره امکان اتخاذ تدابیر مدیریتی متناسب با مخاطرات اقلیمی را آسان‌تر می‌سازد. به منظور شناسایی الگوهای گردشی جو با دمای ماه ژانویه‌ی ایران با اعمال PCA با آرایه S روی داده‌های استاندارد شده ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، تعداد ۴ مؤلفه حاصل و با روش وریمکس چرخانده شدند. یافته‌های تحقیق ویژگی‌های بارز زیر را در خصوص این الگوها و ارتباط آن‌ها با دمای ماه ژانویه‌ی ایران نشان می‌دهند: در الگوی اول وجود ناوه‌ی کم‌عمق در شرق دریای مدیترانه با وزش مداری قوی حاکم بر روی ایران هوای سرد عرض‌های بالا را بر روی ایران انتقال داده‌است. در این وضعیت شمال غرب ایران بیشترین مقدار ناهنجاری منفی و جنوب شرق ایران بیشترین ناهنجاری مثبت را دارا بوده‌اند. در الگوی دوم انحنای خطوط بسیار کم بوده و جریانات مداری و باروتروپیک بوده‌است. در این الگو بیشینه‌ی ناهنجاری منفی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در جنوب شرق ایران مشاهده می‌شود. هسته‌ی بیشینه‌ی ناهنجاری منفی رخ داده در این الگو بر روی دریای عمان قرار گرفته‌است؛ بنابراین وجود جریانات

مداری نوعی ناهنجاری منفی دمایی را برای جنوب شرق ایران به وجود آورده است. در الگوی سوم پشته‌ی ضعیفی شرایط فرو نشینی هوا را از عرض‌های جغرافیایی بالا تا مناطق شمال غرب کشور فراهم آورده است، از سوی دیگر ناوه‌ی ضعیفی نیز در شرق دریاچه آرال ملاحظه می‌شود. این شرایط منجر به ناهنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیل در نیمه‌ی غربی ایران و ناهنجاری منفی در مرزهای شرقی ایران شده است. و نهایتاً در الگوی چهارم با شکل‌گیری پشته‌ی ضعیفی در شرق دریای سیاه، منجر به شکل‌گیری هسته‌ی بیشینه‌ی ناهنجاری مثبت در این منطقه شده است. در این شرایط تمامی مناطق کشورمان به ویژه در شمال غرب ارتفاع ژئوپتانسیل بیشتری داشته‌اند.

لازم به ذکر است که ناهنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیل در تمامی الگوها، منجر به بروز دماهای بالا و برعکس شده است. تشخیص این‌که چه الگویی منجر به ناهنجاری مثبت و منفی دمای ماه ژانویه در ایران شده، خروجی اصلی پژوهش حاضر بوده است. کارایی این الگوها زمانی نمود پیدا می‌کند که بدانیم جریان‌اتمداری تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال منجر به وقوع ژانویه‌های سردتر در جنوب شرق ایران شده است.

۵- منابع

- ۱- حلبیان، امیرحسین (۱۳۸۹). تحلیل هم‌دید ارتباط پرفشار آزور با دماهای بیشینه‌ی ایران، تحقیقات جغرافیایی، ش ۹۶، صص ۷۸-۵۲.
- ۲- عزیزی، قاسم (۱۳۸۳). ارزیابی سینوپتیکی یخبندان‌های فراگیر بهاری در نیمه‌ی غرب ایران، فصلنامه‌ی مدرس علوم انسانی، دوره ۸، شماره ۱، صص ۹۹-۱۱۵.
- ۳- عساکره، حسین، مسعودیان، سید ابوالفضل، شادمان، حسن (۱۳۹۲). تحلیل هم‌دید پوششی فراگیرترین روز گرم ایران طی سال ۱۳۴۰ تا سال ۱۳۸۶، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره ۷، صص ۳۵-۵۲.
- ۴- علیجانی، بهلول، هوشیار، محمود (۱۳۸۷). شناسایی الگوهای سینوپتیکی سرماهای شدید شمال غرب ایران، فصلنامه پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی ایران، شماره ۶۵، صص ۱-۱۶.
- ۵- فهامی، لیدا (۱۳۸۰). بررسی و مطالعه پرفشار جنب حاره و ارتباط آن با تابستان‌های گرم در ایران؛ پایان‌نامه کارشناسی ارشد؛ راهنمایی حسین اردکانی، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال.
- ۶- مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۹۰). آب و هوای ایران؛ چاپ اول، مشهد: نشر شریعه‌ی توس.
- ۷- منتظری، مجید. مهدیه، مرجان (۱۳۹۰). تحلیل هم‌دید گرمای فرین استان اصفهان اسفند ۱۳۸۲، اصفهان، مجموعه‌ی مقالات همایش ملی بوم‌های بیابانی.
- ۸- منتظری، مجید، افیونی زاده، سمانه (۱۳۹۰). تحلیل روند فراوانی وقوع دماهای فرین سرد و گرم در ایران ۱۳۴۰-۱۳۸۲، اصفهان؛ مجموعه مقالات همایش ملی بوم‌های بیابانی.
- 9- Basher T. Tompson J (1996). Relationship of air temperatures in Newzeland to regional anomalies in sea surface temperature and atmospheric circulation, international journal of climatology, Volume 16, 4: pp635-650.
- 10- Brunt M., J. Sigro, P. D. Jones, O. Saladdie, E. Agurilar, A. Moberg, D. Lister and A. Walther (2007). Long - term changes in extreme temperatures and precipitation in Spin, institute estudis catalans, Barcelona. pp.54-60.
- 11- Competella, C. M, Rusticucci. (1998), Synoptic Analysis of an extreme heat wave over Argentina in March 1980. Meteorological Applications. 5: pp217-226.
- 12- Deo, RC. McAlpine, CA. Syktus, J. McGowan, HA. And Phinn, S. (2007), On Australian heat waxes: time series analysis of extreme tem perture events in Australia, 1950-2005, International congress on modeling and simulation. MODISM International congress on modeling and simulation, Christchurch, Newzealand, pp 626-635.
- 13- Houghton, JH. Callander, BA. And Varney, SK. (1992). Climate change: the Supplementary report to the IPCC, scientific Assessment, 200: pp 69-75.
- 14- Karl, TR. Kulka, G. Razuvayev, VN. Changery, MG. Quayle, RG. Heim, RR. Esterling, DR. and Cong, B. (1991), Global warming: Evidence for asymmetric diurnal temperature change, Geophy, Res.Lett. 18: pp 2253-2265.

- 15- Markus, J. Meghan, F. Cronin, William S. Kessler and Denis Shea, (2007), Observed Horizontal Temperature Advection by Tropical Instability Waves, National Center for Atmospheric Research, 9: pp 411-425.
- 16- Metaxasand, D.A. Repapis. C.C. (1978) large warm advection over athens: a climatological and synoptical study Fälle mit bedeutender Warmluftadvektion über Athen: Eine klimatologische und synoptische Studie, Theorecal and applied climatology. Volume 26, Number 1 : pp 51-60.
- 17- Park, T.W, Jeong, J.H, Ho, CH.H and KIM, S.J,(2008),Characteristics of Atmospheric Circulation Associated with Cold Surge Occurrences in East Asia:A Case Study During 2005/06 Winter, Advances in Atmospheric Scinces, VOL. 25, 5: pp 791–804.
- 18- www.esrl.noaa.gov/psd/data.ncep.reanalysis.pressure.

