

وردایی دمای هوای ایران از سطح زمین تا پوش سپهر زیرین به عنوان نمایه‌ای از تغییر اقلیم در بازه زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۴

محمد دارند*

استادیار، گروه آب و هواشناسی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه کردستان، ایران

(دریافت: ۹۳/۶/۸، پذیرش نهایی: ۹۳/۱۱/۲۸)

چکیده

برای این پژوهش داده‌های ماهانه دمای سطح زمین تا پوش سپهر زیرین ایران زمین از مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی (ECMWF) طی بازه زمانی ۱۹۷۹/۱ تا ۲۰۱۴/۴ استخراج شد. تفکیک مکانی داده‌های به‌کارگرفته شده ۰/۱۲۵ درجه قوسی است که برپایه آن ۹۹۶۵ یاخته مکانی داخل مرز سیاسی ایران زمین قرار می‌گیرد. ماتریسی در ابعاد ۴۲۴×۹۹۶۵ ایجاد شد که روی سطرها زمان (ماه) و روی ستون‌ها مکان (یاخته‌های درون ایران زمین) قرار داشت. وردایی دما در ۱۵ تراز مختلف جوی از سطح زمین تا ۱۰ هکتوپاسکال در بالای جو واکاوی شد. داده‌های دمای ثبت‌شده در ترازهای یادشده توسط رادیوسوندهای ۱۱ ایستگاه جو بالای ایران برای ارزیابی دقت و مقایسه با داده‌های مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی استفاده شد. از دو آزمون ناپارامتریک من‌کنندال و تخمینگر شیب سن برای سنجش معناداری روند و برآورد روند تغییرات بهره‌برده شد. یافته‌های این پژوهش نشان داد که به‌کار بستن داده‌های مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی برای واکاوی وردایی دمای سطح زمین تا پوش سپهر زیرین ایران زمین بسیار سودمند و مفید است؛ چرا که تفکیک مکانی-زمانی بالای داده‌ها در راستای افقی و عمودی، امکان داوری دقیق‌تر با جزئیات بسیار بیشتر و بهتر را درباره تغییرات رفتار دمای سطح زمین تا پوش سپهر زیرین در مقایسه با داده‌های تصاویر ماهواره‌ای واحد سنجنده موج کوتاه (MSU) و رادیوسوندها فراهم می‌کند. همچنین یافته‌ها نشان داد که به لحاظ آماری در سطح اطمینان ۹۵ درصد روند افزایشی دمای سطح زمین، وردسپهر پایینی و بالایی و روند کاهشی دمای پوش سپهر زیرین طی دوره مورد مطالعه معنادار است. اگرچه وردایی دمای وردسپهر میانی در سطح اطمینان یادشده معنادار نیست ولی برازش خط رگرسیون روی سری زمانی دمای استانداردشده، بیانگر افزایش روند دمای این لایه در دهه اخیر است. روند افزایشی دمای سطح پهنه ایران زمین ۰/۶۵ درجه سانتی‌گراد به ازای دهه است و در مقایسه با سایر ترازهای جو بالای ایران بیشتر است. گرمایش لایه وردسپهر پایینی بیشتر از وردسپهر بالایی است. پراکنش مکانی روند تغییرات دما بیانگر آن است که در رویه زمین روند افزایش دمای گستره مکانی بین مدار ۳۴ تا ۳۷ درجه از سایر مناطق بیشتر است. روی برخی مناطق جنوبی البرز و شرق زاگرس به ازای هر دهه بین ۱/۳ تا ۱/۶ درجه سانتی‌گراد به میانگین دمای سالانه افزوده شده است. به‌طور کلی سطح زمین و وردسپهر پایینی نیمه شمالی کشور از نیمه جنوبی گرم‌تر شده‌اند. وردایی مثبت و معنادار دمای وردسپهر بالایی نیمه جنوبی کشور، افزایش ارتفاع لایه وردیست و جابه‌جایی شمال سوی سلول هدلی را در پی خواهد داشت و این تأییدی بر یافته‌های سایر پژوهشگران است. روند کاهشی دمای پوش سپهر زیرین به جز در برخی مناطق شمال شرق کشور، یک‌دست است و آهنگ کاهشی آن بین ۰/۲- تا ۰/۳- درجه سانتی‌گراد به ازای هر دهه است. در تراز ۵۰ هکتوپاسکال روند کاهشی دمای پوش سپهر زیرین بیشینه است و به ازای هر دهه حدود ۰/۴۳ درجه سانتی‌گراد از دمای تراز یادشده کاسته شده است. به لحاظ زمانی از سال ۱۹۹۸ به بعد ناهنجاری مثبت دمای روبه و وردسپهر پایینی شروع شده است. بیشترین ناهنجاری مثبت در سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۰۱ اتفاق افتاده است.

واژه‌های کلیدی: ایران، داده‌های شبکه‌ای، دمای جو بالا، دمای روبه، نمایه تغییر اقلیم

۱ مقدمه

گرمای تابنده شده به آن و آهنگ سرمایه‌گذاری است که در اثر حضور گازهای گلخانه‌ای به‌ویژه دی‌اکسیدکربن، ازن و بخار آب حاصل می‌شود (آندریوس و همکاران، ۱۹۸۷). درحالی‌که نیمرخ عمودی دمای وردسپهر نتیجه ترازمندی فرایندهای تابشی مرتبط با گازهای گلخانه‌ای، هواویزها و ابرها (استیفنس و وبستر، ۱۹۸۱؛ گودی و

نیمرخ دمای جو زمین بیانگر ترازمندی بین تابش، همرفت و سیستم دینامیکی گرمایش و سرمایه‌گذاری روبه و جو زمین است. تابش خورشید سرچشمه اصلی انرژی سیاره زمین است (هارتمن، ۱۹۹۴). بخش عمده‌ای از انرژی خورشیدی را زمین و بقیه آن را جو زمین جذب می‌کند. به‌طور کلی نیمرخ گرمایی پوش سپهر، حاصل ترازمندی

بسازی دارند (هیورل و ترنبرث، ۱۹۹۸؛ وینتر و اسپچابل، ۱۹۹۸). اما چالش عمده به‌کارگیری داده‌های رادیوسوندها جهت پایش مکانی تغییرات دمای جو بالا نیز این است که روی سطح زمین توزیع یکنواختی ندارند. دسته سوم منبع داده برای دمای جو بالا، پروژه‌های واکاوی داده‌ها (پایگاه‌های داده) هستند که برای انجام آن نیازمند آرشیو طولانی از داده‌های هواشناختی و مدل‌های پیش‌بینی عددی هستیم. برای ارزیابی و مقایسه بین داده‌های واکاوی با داده‌های حاصل از تصاویر ماهواره‌ای و رادیوسوندها پژوهش‌های بسیاری در مناطق مختلف جهان انجام گرفته است. برای نمونه می‌توان به پژوهش شاه و ریند (۱۹۹۸) و سانتر و همکاران (۱۹۹۹) برای کل کره زمین، راندل و همکاران (۲۰۰۰) در منطقه حاره، راندل و وو (۱۹۹۹) در پوش‌سپهر مناطق قطبی و مارشال (۲۰۰۲) در جنوبگان اشاره کرد. به‌طور کلی یافته‌های این پژوهش‌ها بیانگر آن است که هماهنگی قابل قبولی بین سه پایگاه داده یادشده وجود دارد. پژوهش‌های بسیار زیادی در ارتباط با واکاوی دمای جو و رویه زمین اجرا شده است. برونداد اغلب مدل‌های گردش عمومی جو نشان می‌دهند که به دلیل افزایش گازهای گلخانه‌ای در جو، وردسپهر میانی در حال گرم‌شدن است. این تغییرات در لایه جو بسیار آشکارتر از گرمایش سطحی است (بارنت و اسپچلیسنگر، ۱۹۸۷). گافن و همکاران (۲۰۰۰) وردایی ساختار دمای عمودی وردسپهر حاره را در دو بازه زمانی ۱۹۶۰ تا ۱۹۹۷ و ۱۹۷۹ تا ۱۹۹۷ با بهره‌گیری از داده‌های رادیوسوند بررسی کردند. یافته‌های آن‌ها نشان داد که از سال ۱۹۷۹ آهنگ گرمایش رویه زمین بیشتر از لایه‌های جو بالای وردسپهر است. بینگتسون و هودگنز (۲۰۱۱) به کمک داده‌های تصاویر MSU از مناطق اقیانوسی حاره‌ای در بازه زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۰۸ به این نتیجه دست یافتند که روند افزایش دمای ترازهای پایین جو بیشتر از ترازهای میانی جو است. چرستی و همکاران (۲۰۰۷) در پژوهش خود به این نتیجه رسیدند که گرمایش ترازهای بالایی وردسپهر در مقایسه با رویه زمین کمتر است. برنامه علمی تغییر اقلیم ایالات متحده آمریکا (CCSP) به این مطلب اشاره دارد که برپایه

یانگ، ۱۹۸۹) همراه با نقش بسیار قابل توجه رطوبت و جنبش‌های دینامیکی است (هولتون، ۱۹۷۹؛ هیلد، ۱۹۸۲؛ کیهل، ۱۹۹۲). در یک نگاه کلی، نتیجه اندرکنش بین تابش، جابه‌جایی رطوبت و جنبش‌های دینامیکی آن است که دما با افزایش ارتفاع در هر مکانی کاهش می‌یابد. سازوکارهای دینامیکی بزرگ مقیاس به گونه‌ای است که دما را در راستای افقی و قائم، یکنواخت توزیع می‌کند (هارتمن، ۱۹۹۴)؛ این درحالی است که این سازوکارها روی کره زمین یکسان نیستند. الگوهای گردش عمده جوی نظیر گردش هدلی و واکر (هولتون، ۱۹۷۹؛ هارتمن، ۱۹۹۴) نقش مهمی در ترازمندی انرژی جو در حاره و جنب حاره (حدود ۳۰ درجه عرض جغرافیایی) دارند و ساختار گرمایی این گونه مناطق را تحت تأثیر خود قرار می‌دهند (ترینبرث و استیانیاک، ۲۰۰۳). بنابراین برای شناخت ساختار عمودی دمای جو علاوه بر ترازمندی تابش، همرفت و انتقال دما، نقش گردش‌های جوی بزرگ مقیاس بسیار بااهمیت است. وردایی در ساختار دمای عمودی لایه جو به عنوان یکی از نخستین نمایه‌های تغییر اقلیم معرفی و پیشنهاد شده است (مارشال، ۲۰۰۲). وردایی دمای جو بالا در مقدار بخار آب، افت روند دما، ابرناکی (کولمن، ۲۰۰۱؛ هارتمن و لارسون، ۲۰۰۲) و کنش الگوهای گردش‌های جوی (هیلد، ۱۹۹۳؛ بوتلر و همکاران، ۲۰۱۰) نقش مهمی دارد. رادیوسوندها نخستین منبع برای واکاوی دمای جو بالا هستند. آن‌ها در مقایسه با تصاویر ماهواره‌ای واحد سنجنده موج کوتاه (MSU) چندین مزیت عمده دارند: اول اینکه سری زمانی داده‌های رادیوسوندها از تصاویر ماهواره‌ای (MSU) طولانی‌تر هستند؛ تصاویر ماهواره‌ای (MSU) از سال ۱۹۷۹ به بعد در دسترس هستند. دوم اینکه تفکیک عمودی تصاویر ماهواره‌ای (MSU) بسیار پایین‌تر است؛ رادیوسوندها شرایط جوی ۱۱ تراز فشاری را بین تراز ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال گزارش می‌کنند (سیدل و همکاران، ۲۰۱۲). سوم اینکه تغییرات رطوبت جوی وردسپهر، چرخش ماهواره و ویژگی‌های ابزارهای به‌کار بسته شده همگی بر دقت نسبی سنجنده و قابلیت شناسایی تغییرات جزئی ساختار عمودی دمای جو نقش

$$IranT_j = \frac{\sum_{i=1}^n W_i T_{i,j}}{\sum_{i=1}^n W_i} \quad (1)$$

$$W_i = \cos(lat_i) \quad (2)$$

که در آن، T_j میانگین وزنی دما در ماه ژانویه روی ایران و $T_{i,j}$ متوسط دما روی یاخته ژانویه در ماه ژانویه است.

سپس روند دمای جو بالای ایران زمین در ۱۱ تراز استاندارد جوی از ۱۰۰۰ تا ۱۰ هکتوپاسکال به کمک آزمون ناپارامتریک من کندال در سطح اطمینان ۹۵ درصد آزمون شد. برای برآورد شیب و روند از تخمینگر شیب سن بهره گرفته شد.

۳. یافته‌های پژوهش

شکل ۲ مقادیر ضریب تعیین (R^2) ارتباط بین داده‌های میانگین ماهانه دمای ثبت شده از جو بالای ایران توسط رادیوسوندها و مقادیر دمای نزدیک‌ترین یاخته مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی را نشان می‌دهد. بازه زمانی برداشت دمای جو بالای ایران توسط بیشتر رادیوسوندها، از سال ۱۹۹۴ به بعد است. همان‌طور که مشاهده می‌شود در ترازهای زیرین و در سپهر مقادیر ضریب تعیین ارتباط بین سری زمانی میانگین ماهانه دمای دو پایگاه داده بیشتر از ترازهای بالایی و در سپهر و پوش سپهر است. مقادیر دمای رویه زمین (ارتفاع دو متری) که با تراز صفر در شکل نشان داده شده است، بیشترین همبستگی را با مقادیر دمای مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی نشان می‌دهد. از تراز ۱۵۰ هکتوپاسکال به بالا در برخی ایستگاه‌ها ضریب تعیین ارتباط بین دو سری داده کاهش یافته است. طی بازه زمانی مورد مطالعه داده‌های دمای برداشت شده توسط رادیوسوندها در ترازهای زیرین جو کامل تر از ترازهای بالایی است و در اغلب روزهای سال داده‌های دمای ثبت شده توسط رادیوسوندها برای ترازهای زیرین جو در دسترس است. در حالی که در ترازهای بالایی جو (به ویژه تراز ۱۵۰ هکتوپاسکال به بالا) در برخی ماه‌های سال روی برخی ایستگاه‌های جو بالا تنها دمای یک روز ثبت شده است. بنابراین برآورد میانگین ماهانه دمای رادیوسوندها فقط با داشتن داده دمای یک روز دور از واقعیت بوده و

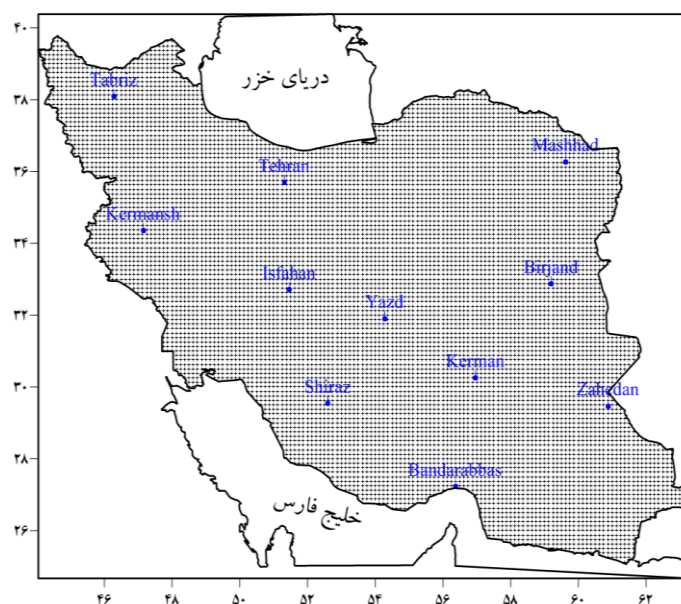
اغلب پایگاه‌های داده مشاهده‌ای گرمایش رویه و سطح زمین بیشتر از لایه وردسپهر است؛ در حالی که در اغلب مدل‌ها گرمایش ترازهای بالای جو بیشتر از رویه زمین است (کارل و همکاران، ۲۰۰۶). در ایران مسعودیان (۱۳۸۴) با بهره‌گیری از داده‌های شبکه‌ای 15×15 کیلومتر روند دمای ایران را در بازه زمانی ۱۹۵۱ تا ۲۰۰۰ واکاوی کرد. یافته‌های وی بیانگر آن است که آهنگ افزایش دمای شبانه‌روزی ایران زمین ۲ درجه به ازای هر صد سال است. روند افزایش دما اغلب در مناطق کم‌ارتفاع و گرم دیده می‌شود. این در حالی است که بلندی‌ها روند کاهشی دما را تجربه کرده‌اند. هدف از این پژوهش واکاوی وردایی دمای رویه و جو بالای ایران به عنوان نمایه‌ای از تغییر اقلیم در بازه زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۴ است که بر پایه داده‌های شبکه‌ای مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی (ECMWF) انجام گرفته است.

۲. داده و روش شناسی

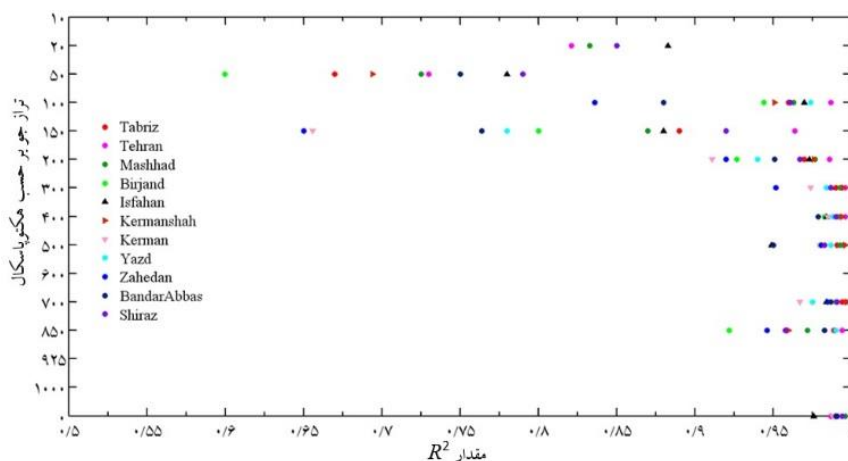
برای اجرای این پژوهش داده‌های شبکه‌ای دمای ماهانه سطح زمین تا پوش سپهر زیرین ایران زمین از مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی (ECMWF) در بازه زمانی ۱۹۷۹/۱ تا ۲۰۱۴/۴ استخراج شد. تفکیک مکانی داده‌های به کار گرفته شده 0.125 درجه قوسی است و 9965 یاخته مکانی داخل مرز سیاسی ایران زمین قرار می‌گیرد. بر پایه تفکیک زمانی-مکانی یادشده، پایگاه داده‌ای در ابعاد 424×9965 ایجاد شد که روی سطرها زمان (ماه) و روی ستون‌ها مکان (یاخته‌ها) قرار داشت. همچنین داده‌های دمای ثبت شده مربوط به ۱۱ رادیوسوند در ایستگاه‌های جو بالای ایران زمین نیز از مرکز ملی اقیانوس و جوشناسی ایالات متحده آمریکا (NCEP/NCAR) استخراج شد. سری زمانی دمای ثبت شده نزدیک‌ترین یاخته مکانی به ایستگاه جو بالا، از مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی انتخاب و با مقادیر دمای ثبت شده توسط رادیوسوندها مقایسه شد. برای برآورد میانگین پهنه‌ای دمای سالانه ایران زمین کسینوس عرض جغرافیایی ($\cos(lat)$) به عنوان وزن داده‌ها در نظر گرفته شد.

است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، وردایی و افت‌وخیز مقادیر دمای لایه‌های مختلف جو هماهنگ با مقادیر دمای رویه زمین است. در ترازهای پایین و ردسپهر این هماهنگی بیشتر است. به‌طور کلی می‌توان گفت که از سال ۱۹۹۸ به بعد دمای رویه و ردسپهر ایران زمین ناهنجاری مثبتی از خود نشان می‌دهد. رخ‌نمود بی‌هنجاری و جهش در سری زمانی دمای رویه زمین با یافته‌های علیجانی و همکاران (۱۳۹۰) در ارتباط با وردایی زمانی کمینه و بیشینه‌های دمایی سالانه ایران که بر پایه داده‌های ایستگاهی انجام شده است، هماهنگ است. دمای لایه ۱۰۰-۲۰ هکتوپاسکال برخلاف سایر لایه‌های جوی زیرین با دمای رویه زمین ارتباط معکوسی نشان می‌دهد (شکل ۵). در اوایل دوره بی‌هنجاری مقادیر استاندارد شده دمای لایه یادشده مثبت است و از سال‌های ۱۹۹۳ و ۱۹۹۴ به بعد بی‌هنجاری منفی را تجربه کرده است. لایه ۱۰۰-۲۰ هکتوپاسکال در پوش‌سپهر قرار دارد و از ویژگی‌های مهم آن، تولید و وجود گاز ازون است. پژوهش‌ها نشان می‌دهند که به دلیل افزایش گازهای گلخانه‌ای لایه ازون در حال تخریب است. بنابراین به دنبال آن دمای این لایه از پوش‌سپهر در دهه‌های اخیر روند نزولی را تجربه کرده است (فیو و همکاران، ۲۰۰۶؛ هودسون و همکاران، ۲۰۰۶؛ فیو و همکاران، ۲۰۱۰).

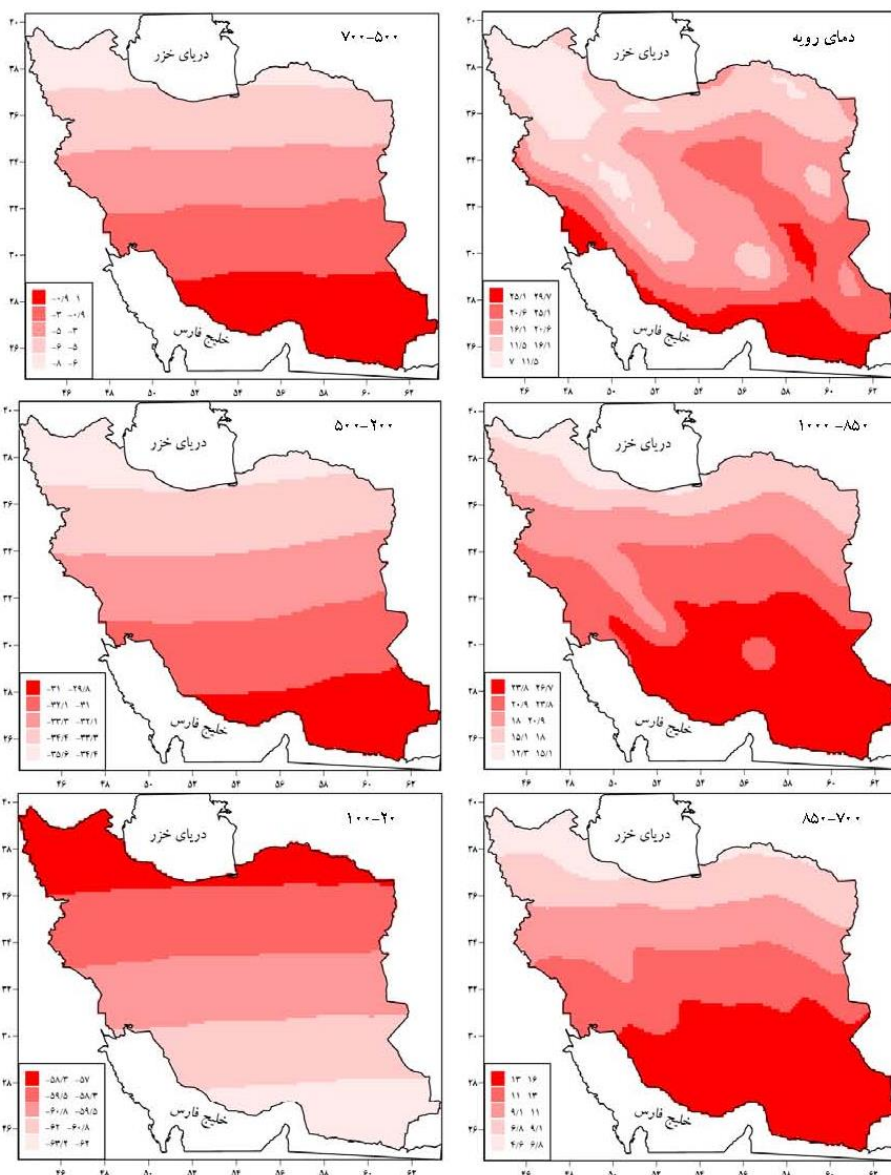
همبستگی کمتری با میانگین دمای مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی در ترازهای بالا نشان داده است. با وجود این در سطح اطمینان ۹۹ درصد همبستگی و ارتباط بین داده‌های رادیوسوندها در نقاط برداشت‌شده با داده‌های نزدیک‌ترین یاخته مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی در تمام ترازهای جو معنادار است. توزیع مکانی متوسط سالانه دمای رویه (۲ متری بالای سطح زمین) و لایه‌های مختلف جوی ایران زمین بر پایه داده‌های مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی در شکل ۳ آمده است. متوسط سالانه دما روی رشته‌کوه‌های زاگرس، البرز و بلندی‌های پراکنده در بخش‌های جنوبی و شرق ایران زمین بین ۷ تا ۱۱/۵ درجه سانتی‌گراد است. درحالی که روی سواحل جنوبی و بیابان لوت میانگین سالانه دما بین ۱ تا ۲۵/۷ درجه سانتی‌گراد است. توزیع مکانی متوسط دمای لایه ۱۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال نیز تا حدودی همانند پراکنش مکانی دما در رویه زمین است. به‌طور کلی می‌توان گفت که پراکنش مکانی مقادیر دما در رویه زمین و لایه ۱۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال از ناهموازی‌ها پیروی می‌کند. درحالی که در ترازهای بالاتر و ردسپهر توزیع مکانی دما بیشتر تابع عرض جغرافیایی است. سری زمانی مقادیر استاندارد شده دمای رویه زمین و لایه‌های مختلف جوی در شکل ۴ آمده



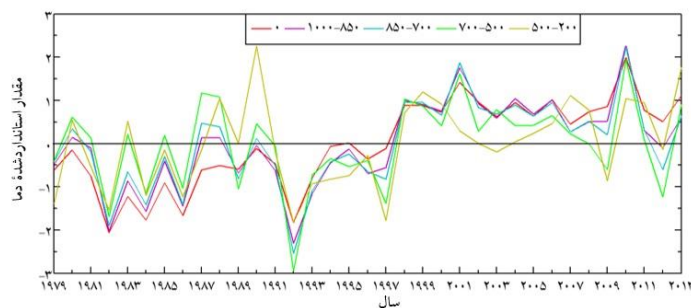
شکل ۱. موقعیت مکانی یاخته‌های مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی (ECMWF) و ایستگاه‌های جو بالا روی ایران زمین.



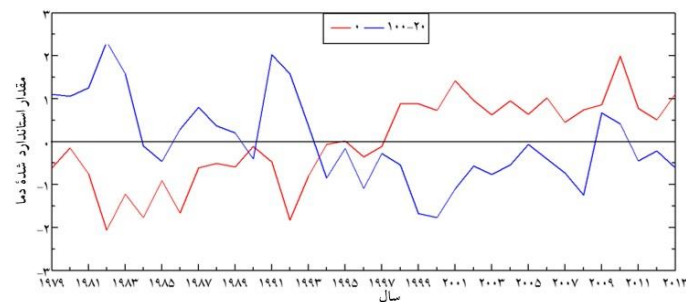
شکل ۲. مقادیر ضریب تعیین (R^2) ارتباط بین داده‌های رادیوسوند ایستگاه‌های جو بالای ایران با داده‌های مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی (ECMWF).



شکل ۳. میانگین سالانه دمای رویه (۲ متری بالای سطح زمین)، لایه ۷۰۰-۸۵۰، ۸۵۰-۱۰۰۰، ۱۰۰۰-۲۰۰ و ۲۰۰-۱۰۰ هکتوپاسکال (سمت چپ) ایران زمین.



شکل ۴. سری زمانی مقادیر استاندارد شده دمای رویه زمین و لایه‌های مختلف جو در بازه زمانی مورد مطالعه.



شکل ۵. سری زمانی مقادیر استاندارد شده دمای رویه زمین و لایه ۲۰-۱۰۰ هکتوپاسکال جو در بازه زمانی مورد مطالعه.

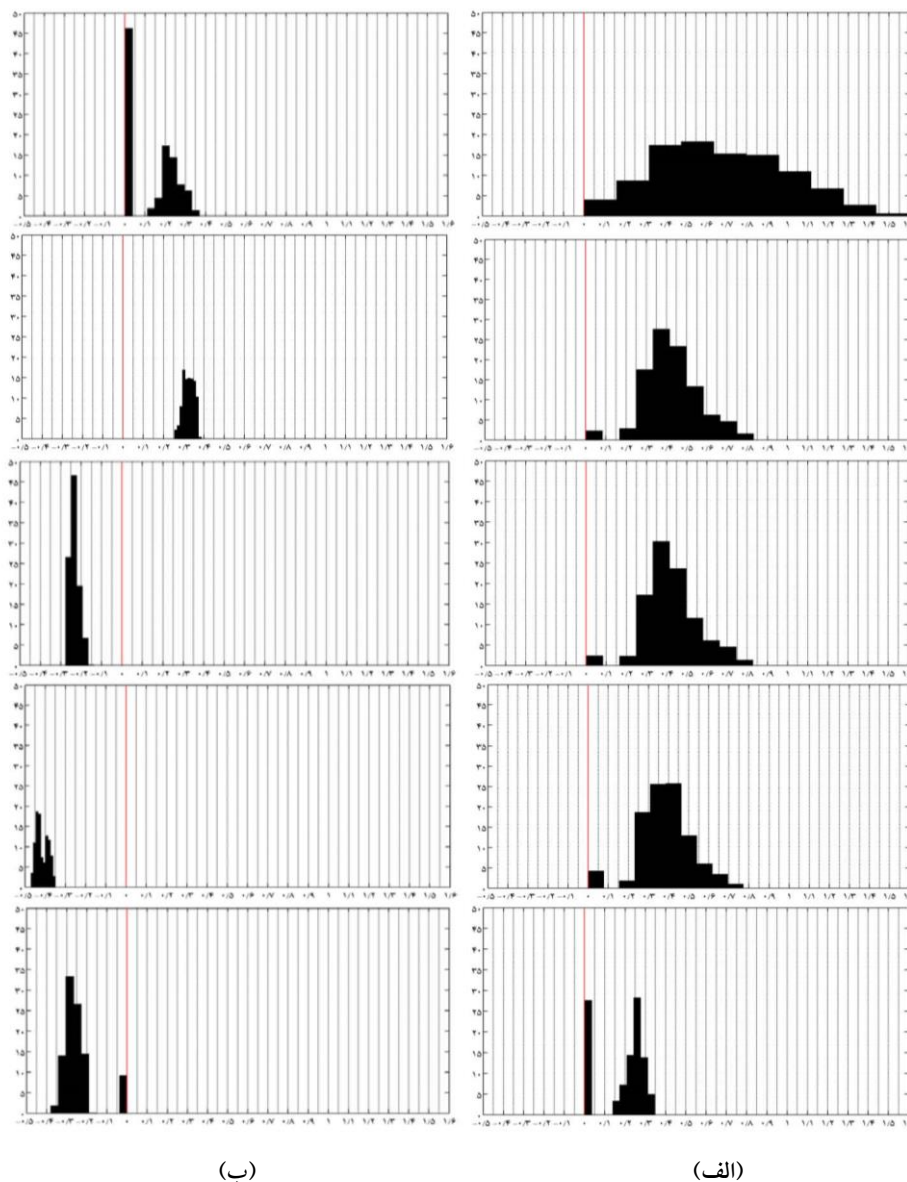
برخی مناطق نیمه شمالی کشور و جنوب رشته کوه البرز تغییرات دما در مقایسه با مناطق دیگر بیشتر است. دمای تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال ایران زمین در مقایسه با ترازهای زیرین و ردسپهر و ردایی کمتری از خود نشان می‌دهد. روند تغییرات دمای لایه ۸۵۰-۷۰۰ هکتوپاسکال روی برخی مناطق غربی، مرکز و نیمه شرقی کشور بین ۰/۳ تا ۰/۵ درجه سانتی گراد به ازای هر دهه است. دمای جو در ترازهای ۶۰۰، ۵۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکال و ردایی معناداری را به لحاظ آماری در سطح اطمینان ۹۵ درصد از خود نشان نمی‌دهد. در ترازهای بالایی و ردسپهر روند تغییرات دمای تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال شایان توجه است. دمای لایه تراز ۵۰۰-۲۰۰ هکتوپاسکال ایران نیز همانند دمای دو لایه ۸۵۰-۷۰۰ و ۱۰۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال مثبت است. در لایه یاد شده روند تغییرات کشور به طور یک دست بین ۰/۱ تا ۰/۳ درجه سانتی گراد به ازای هر دهه است. روند تغییرات ۰/۱۵ درجه سانتی گراد به ازای هر دهه بیشترین گستره و فراوانی را دارد. در تراز ۱۵۰ هکتوپاسکال روند و ردایی دمای ایران به لحاظ آماری معنادار نیست. برخلاف سایر لایه‌های جوی و ردسپهر، دمای لایه ۱۰۰-۲۰ هکتوپاسکال لایه پوش سپهر ایران زمین روند منفی و معناداری را در دوره مورد مطالعه در سطح اطمینان ۹۵

گستره روند تغییرات دمای رویه و جو بالای ایران زمین در دوره مورد مطالعه در شکل‌های ۶ و ۷ نشان داده شده است. یافته‌ها بیانگر آن است که دمای رویه ایران زمین در مقایسه با دمای سایر ترازهای جو بالا، و ردایی بیشتری را تجربه کرده است. روند تغییرات دمای رویه در حدود ۲۰ درصد از گستره ایران زمین بین ۰/۵ تا ۰/۶ درجه سانتی گراد به ازای هر دهه است. به لحاظ مکانی روند تغییرات دمای رویه نیمه شمالی کشور بیشتر از نیمه جنوبی آن است. مناطق جنوبی رشته کوه زاگرس و مناطق شرقی زاگرس بین مدارهای ۳۴ تا ۳۶/۵ درجه، بیشترین و ردایی دمای رویه زمین را نشان می‌دهد. به طور متوسط روند افزایش دمای رویه زمین روی برخی مناطق یاد شده بین ۱/۳ تا ۱/۶ درجه سانتی گراد به ازای هر دهه است. دمای رویه برخی مناطق سواحل جنوبی کشور در دوره مورد مطالعه تغییرات معناداری نشان نمی‌دهد (شکل ۹). گستره تغییرات آهنگ دمای ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵ و ۸۵۰ هکتوپاسکال ایران زمین تقریباً مشابه است. در ترازهای یاد شده روند تغییرات ۰/۳ تا ۰/۵ درجه سانتی گراد به ازای هر دهه، بیشترین فراوانی و گستره از ایران را در بر دارد. پراکنش و توزیع مکانی روند تغییرات دما در لایه ۱۰۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال نشان داد که روی

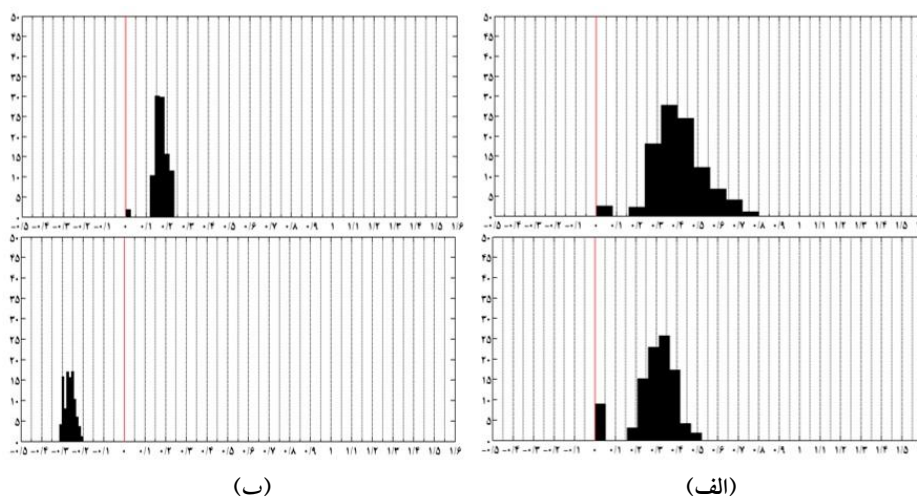
جو افزایشی است. روند تغییرات دو تراز یادشده به ترتیب برابر با ۰/۳۸ و ۰/۲۳ درجه سانتی گراد به ازای ده سال است. دمای ترازهای ۶۰۰، ۵۰۰، ۴۰۰ و ۱۵۰ هکتوپاسکال به لحاظ آماری وردایی معناداری طی دوره مورد مطالعه از خود نشان نمی دهند. دمای ترازهای بالایی وردسپهر (۳۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال) نیز به ترتیب با روند تغییرات ۰/۱۹ و ۰/۳۱ درجه سانتی گراد رو به افزایش است. برخلاف روند افزایشی دمای وردسپهر، روند دمای پوش سپهر کاهش می آید. آهنگ کاهش دمای پوش سپهر در تراز ۵۰ هکتوپاسکال بیشینه است و به ازای هر دهه حدود ۰/۴۳ درجه سانتی گراد از دمای آن کاسته شده است.

درصد از خود نشان می دهد. در لایه یادشده روند تغییرات دمای تراز ۵۰ هکتوپاسکال در مقایسه با دو تراز ۱۰۰ و ۲۰ هکتوپاسکال بیشتر است و در بیشتر گستره ایران زمین در تراز یادشده بین ۰/۲- تا ۰/۳- درجه سانتی گراد به ازای هر دهه است.

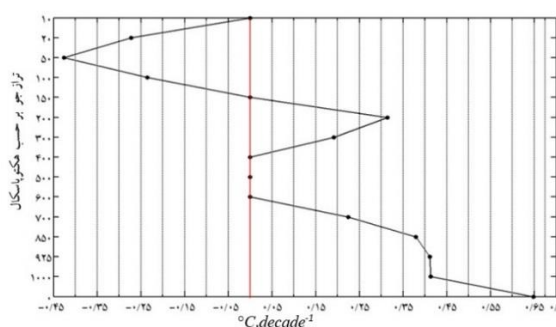
شکل ۸ نیز متوسط روند تغییرات دمای رویه و جو بالای پهنه ایران زمین را در دوره مورد مطالعه نشان می دهد. بر پایه آن می توان گفت دمای رویه پهنه ایران زمین ۰/۶۵ درجه سانتی گراد به ازای هر دهه افزایش یافته است. روند تغییرات دمای دو تراز ۱۰۰۰ و ۹۲۵ هکتوپاسکال حدود ۰/۴۱ به ازای هر دهه است. دمای دو تراز ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال نیز همانند ترازهای زیرین



شکل ۶. گستره روند معنادار دمای جو ایران به ترتیب در رویه زمین، ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰، ۷۰۰ هکتوپاسکال (سمت راست) و ترازهای ۳۰۰، ۲۰۰، ۱۰۰، ۵۰ و ۲۰ هکتوپاسکال (سمت چپ) در سطح اطمینان ۹۵ درصد.



شکل ۷. الف) گستره روند معنادار دمای جو ایران به ترتیب در لایه‌های ۱۰۰۰-۸۵۰ و ۸۵۰-۷۰۰ هکتوپاسکال و (ب) لایه‌های ۲۰۰-۵۰۰ و ۲۰-۱۰۰ هکتوپاسکال در سطح اطمینان ۹۵ درصد.



شکل ۸. میانگین روند دمای جوی په‌نه ایران در ترازهای مختلف به ازای ده سال.

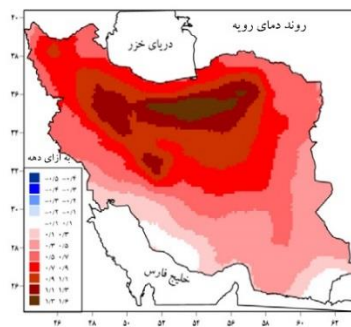
درجه سانتی‌گراد سردترین مدار و تراز جوی است. نتایج حاصل از تحلیل روند روی سری زمانی دمای رویه و جو بالای ایران زمین نشان داد که دمای لایه‌های پایین و بالای وردسپهر روبه افزایش است. دمای لایه میانی وردسپهر جو ایران وردایی معناداری را تجربه نکرده است. دمای لایه پوش سپهر رو به کاهش است. عرض‌های جغرافیایی ۳۴ تا ۳۶/۵ درجه بیشترین گرمایش رویه و لایه وردسپهر پایینی را تجربه کرده‌اند. علت آن خارج از هدف این پژوهش است ولی به نظر می‌رسد افزایش جمعیت، توسعه شهر، تغییرات زیاد کاربری اراضی و افزایش فراوانی صنایع و کارخانه‌ها در پیرامون تهران و استان‌های هم‌جوار نقش مهمی در آهنگ بیشینه گرمایش مناطق یادشده داشته باشد. گرمایش و روند مثبت دمای وردسپهر بالایی عرض‌های جنوبی ایران زمین در لایه ضخیم‌تری از جو (از تراز ۱۷۰ تا ۴۰۰ هکتوپاسکالی) در مقایسه با عرض‌های شمالی کشور رخ نمود داشته است. روند کاهشی دمای لایه پوش سپهر عرض‌های جنوبی

نیمرخ عمودی میانگین مداری دمای سالانه ایران و وردایی آن در دوره مورد مطالعه در شکل‌های ۱۰ و ۱۱ آمده است. همان‌طور که انتظار می‌رود هرچه از سمت عرض‌های جنوبی کشور به سمت شمال حرکت کنیم، از دمای ترازهای پایین وردسپهر کاسته می‌شود. عرض جغرافیایی ۲۷/۵ درجه با دمای ۲۹/۶ درجه سانتی‌گراد در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال گرم‌ترین مدار ایران زمین است. عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر از مدار یادشده به دلیل قرارگرفتن په‌نه‌های آبی خلیج فارس و دریای عمان میانگین دمای به نسبت کمتری را نشان می‌دهند. همچنین نیمرخ عمودی میانگین مداری دما بیانگر آن است که ارتفاع وردیست از جنوب به سمت شمال ثابت نیست و با شیب ملایمی به سمت شمال از ارتفاع آن کاسته می‌شود. برخلاف ترازهای پایین وردسپهر در لایه پوش سپهر هرچه از سمت جنوب به سمت شمال حرکت کنیم، بر دمای لایه افزوده می‌شود. در تراز ۱۰۰ هکتوپاسکال از پوش سپهر عرض جغرافیایی ۲۵ درجه با دمای ۷۵/۴-

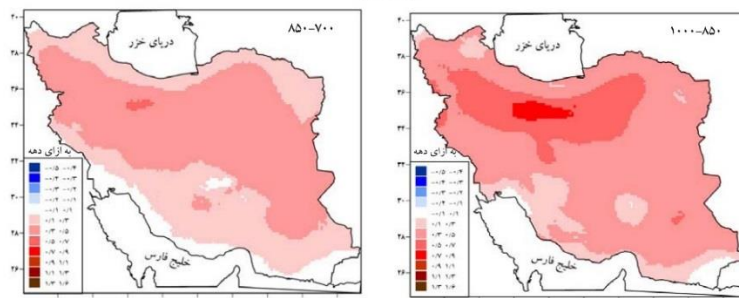
به طور کلی اگرچه افزایش دمای برخی ترازهای وردسپهر ایران زمین به لحاظ آماری معنادار نیست ولی برازش خط رگرسیون روی سری زمانی دمای استاندارد شده رویه تا تراز ۱۵۰ هکتوپاسکال بیانگر افزایش دمای رویه و کل لایه وردسپهر است. شیب ناهنجاری مثبت دمای رویه و ترازهای زیرین وردسپهر در مقایسه با ترازهای میانی و بالایی بیشتر است. در حالی که شیب خط رگرسیون برازش داده شده روی سری زمانی دمای استاندارد شده ترازهای ۱۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال منفی است. در تراز ۱۰۰ هکتوپاسکال دمای بیشتر سال‌های دو دهه اخیر ناهنجاری منفی و کاهشی از خود نشان می‌دهد. در دو تراز ۵۰ و ۲۰ هکتوپاسکال از سال ۱۹۹۴ به بعد روند کاهشی دما مشاهده می‌شود. برازش خط رگرسیون روی سری زمانی دمای لایه‌های جوی نیز بیانگر روند افزایشی دما در وردسپهر و روند کاهشی دما در پوش سپهر است.

ایران بیشتر از عرض‌های شمالی است و به طور متوسط حدود ۰/۵- درجه سانتی گراد به ازای هر درجه از دمای تراز ۵۰ هکتوپاسکالی عرض‌های جنوبی کشور کاسته شده است.

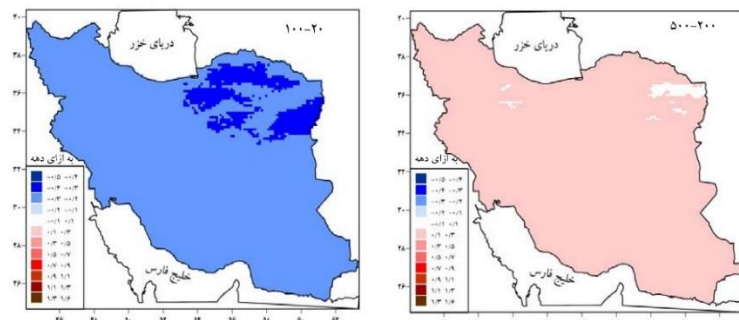
برازش خط رگرسیون روی سری زمانی دمای استاندارد شده رویه و جو بالای پهنه ایران زمین در شکل‌های ۱۲ و ۱۳ آمده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود از سال ۱۹۹۸ به بعد دمای رویه، وردسپهر پایینی و بالایی ناهنجاری مثبتی را از خود نشان می‌دهد. روند ناهنجاری مثبت دمای رویه و وردسپهر پایینی در سال‌های ۲۰۱۱ و ۲۰۰۱ از سایر سال‌های دیگر مورد مطالعه بیشتر است. در سال‌های یاد شده متوسط دما بیش از ۱/۵ انحراف معیار از میانگین بلندمدت دما فاصله دارد. همچنین رویه و لایه وردسپهر ایران زمین در سال‌های ۱۹۹۲ و ۱۹۸۲ سردترین سال‌ها را تجربه کرده‌اند.



(الف)

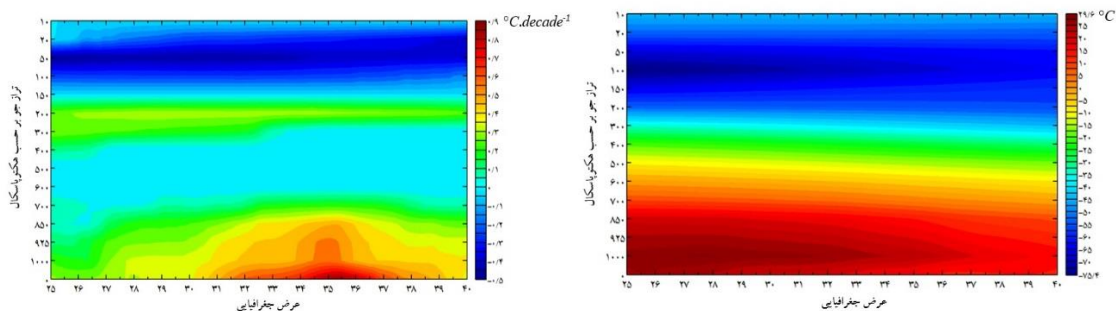


(ب)



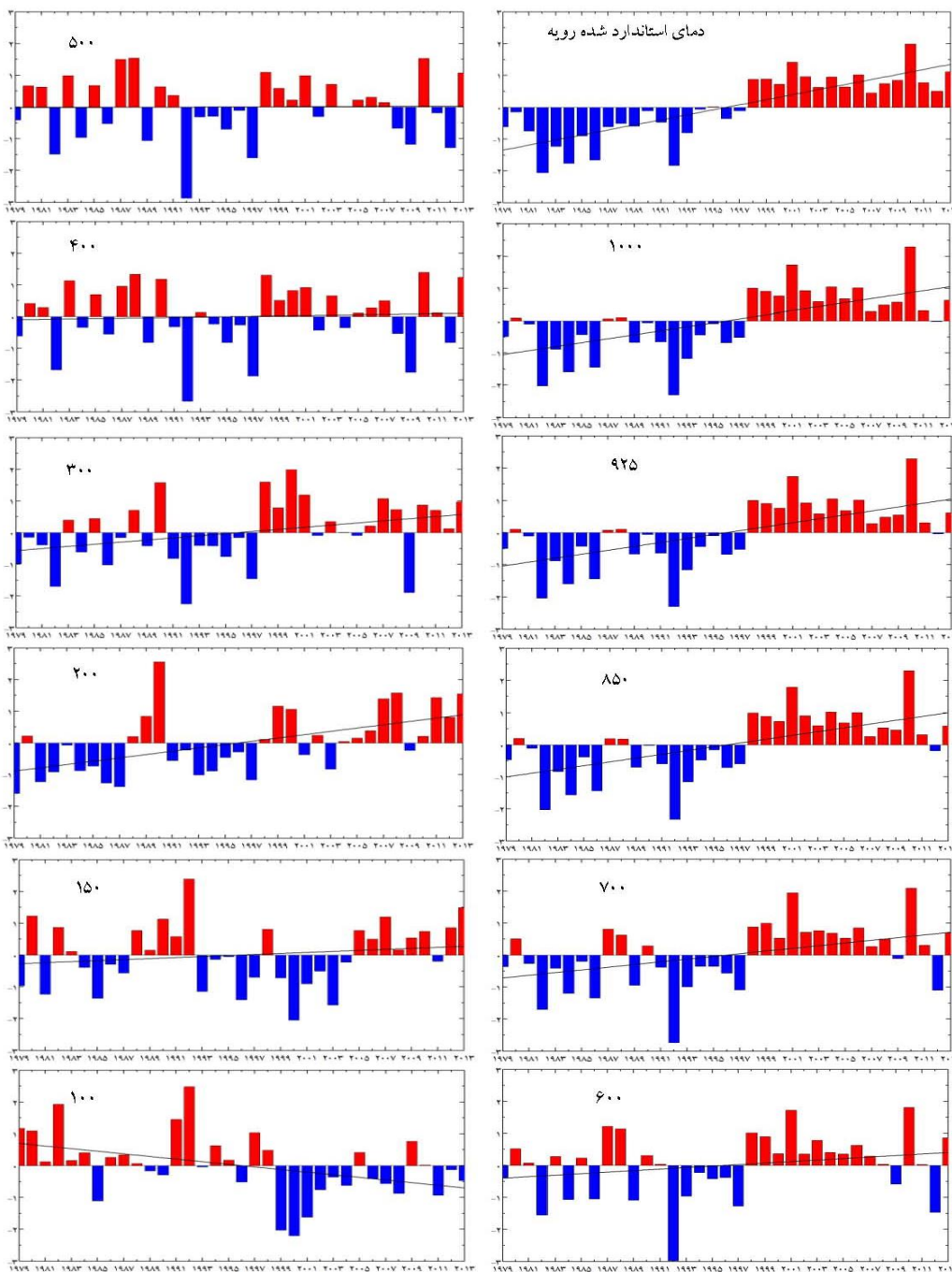
(ج)

شکل ۹. (الف) روند دمای رویه (ارتفاع ۲ متری)؛ (ب) لایه‌های ۸۵۰-۱۰۰۰، ۷۰۰-۸۵۰ و ۲۰۰-۵۰۰ (ج) و ۱۰۰-۲۰۰ هکتوپاسکال به ازای هر دهه.



شکل ۱۱. نیمرخ عمودی روند دمای ایران به ازای ده سال.

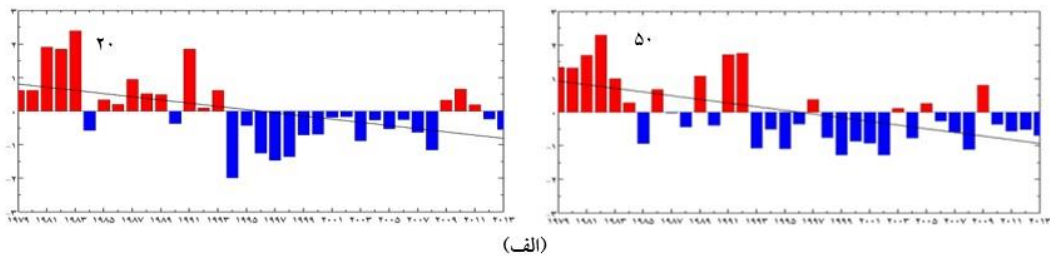
شکل ۱۰. نیمرخ عمودی میانگین مداری دمای سالانه ایران.



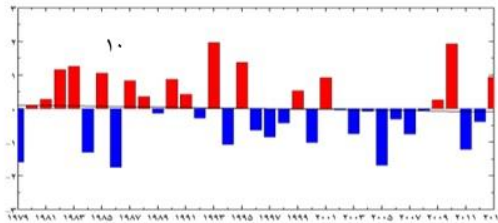
(ب)

(الف)

شکل ۱۲. برازش خط رگرسیون روی سری زمانی دمای استانداردشده به ترتیب رویه، (الف) ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰، ۷۰۰ و ۶۰۰ هکتوپاسکال و (ب) ترازهای ۵۰۰، ۴۰۰، ۳۰۰، ۲۰۰، ۱۵۰ و ۱۰۰ هکتوپاسکال.

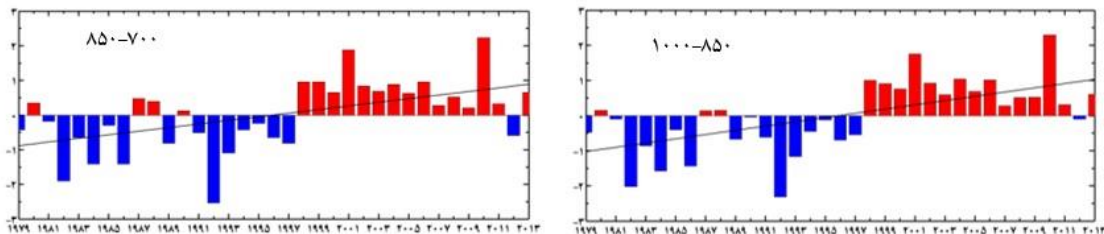


(الف)

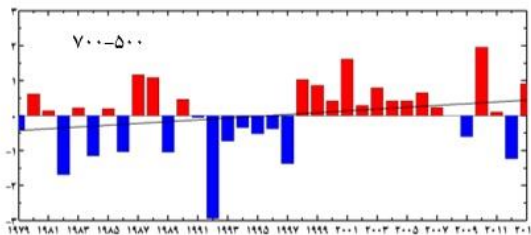


(ب)

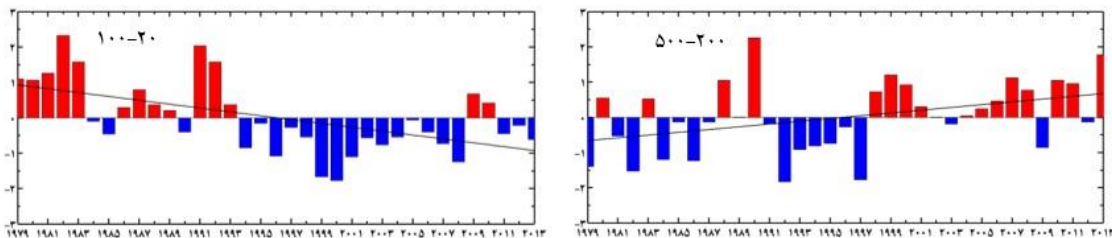
شکل ۱۳. (الف) برازش خط رگرسیون روی سری زمانی دمای استاندارد شده ترازهای ۵۰ و ۲۰ هکتوپاسکال و (ب) ۱۰ هکتوپاسکال.



(الف)



(ب)



شکل ۱۴. برازش خط رگرسیون روی سری زمانی دمای استاندارد شده به ترتیب (الف) لایه ۸۵۰-۱۰۰۰، ۸۵۰-۷۰۰، ۷۰۰-۵۰۰، ۵۰۰-۲۰۰ هکتوپاسکال و (ب) ۲۰۰-۱۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال.

۴. نتیجه گیری

مرکز یاد شده مقادیر دمای ثبت شده جو بالا توسط رادیوسوندها در ۱۱ ایستگاه جو بالای ایران زمین با دمای نزدیک ترین یاخته مکانی مقایسه شد. روند و آهنگ روند به ترتیب به کمک آزمون های من کندال و تخمینگر شیب سن در سطح اطمینان ۹۵ درصد آزمون و برآورد شد. یافته های این پژوهش نشان داد که به لحاظ آماری

هدف از این پژوهش واکاوی وردایی دمای سطح زمین تا پوش سپهر زیرین ایران به عنوان نمایه ای از تغییر اقلیم در بازه زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۴ بود. برای انجام آن از داده های مرکز پیش بینی میان مدت جوی اروپایی (ECMWF) استفاده شد. برای ارزیابی دقت داده های

روی برخی مناطق جنوب رشته کوه البرز و بخش‌های شرقی زاگرس به ازای هر دهه بین ۱/۳ تا ۱/۶ درجه سانتی گراد به دمای رویه زمین افزوده شده است. روند کاهش دمای پوش سپهر زیرین به جز برخی مناطق شمال شرق کشور یک‌دست است و آهنگ کاهش آن بین ۰/۲- تا ۰/۳- درجه سانتی گراد به ازای هر دهه است. پژوهشگران دلیل افزایش دمای وردسپهر را افزایش ازون، آلاینده‌ها و گازهای گلخانه‌ای در وردسپهر می‌دانند و کاهش دمای پوش سپهر را به خالی شدن و کاهش ازون پوش سپهر ربط می‌دهند (استوفیر و مانیب، ۱۹۹۹؛ ساتر و همکاران، ۱۹۹۶ و ۲۰۰۰؛ هودسون و همکاران، ۲۰۰۶؛ فیو و همکاران، ۲۰۱۰). افزایش دمای وردسپهر به جابه‌جایی در مدل هدلی (سیدل و همکاران، ۲۰۰۸) و رودباد جنب حاره (فیو و لین، ۲۰۱۱؛ ریچلر، ۲۰۰۹) به سمت قطب و تغییر در الگوهای گردش جوی (آلن و همکاران، ۲۰۱۲) منجر خواهد شد.

مراجع

- علیچانی، ب.، محمودی، پ.، سلیقه، م. و ریگی بخش، ا. ب.، ۱۳۹۰، بررسی تغییرات کمینه و بیشینه‌های سالانه دما در ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۱۰۲، ۱۰۱-۱۲۲.
- مسعودیان، س. ا.، ۱۳۸۴، بررسی روند دمای ایران در نیم سده گذشته، م. پژوهش‌های جغرافیایی، ۵۴، ۲۹-۴۵.
- Allen, R. J., Sherwood, S. C., Norris, J. R. and Zender, C. S., 2012, Recent northern hemisphere tropical expansion primarily driven by black carbon and tropospheric ozone, *Nature.*, 485, 350-354.
- Andrews, D. G., Holton, J. R. and Leovy, C. B., 1987, *Middle atmosphere dynamics*, 498 pp., Academic, San Diego, Calif.
- Barnett, T. P. and Schlesinger, M. E., 1987, Detecting changes in global climate induced by greenhouse gases, *J. Geophys. Res.*, 92, 14 772-14 780.
- Bengtsson, L. and Hodges, K. I., 2011, On the evaluation of temperature trends in the tropical troposphere, *Clim. Dyn.*, 36, 419-430.
- Butler, A. H., Thompson, D. W. J. and Heikes, R., 2010, The steady-state atmospheric circulation response to climate change-like

همبستگی بسیار بالا و معناداری بین داده‌های دمای رادیوسوندها و مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی در رویه، ترازهای زیرین و میانی وردسپهر وجود دارد. بنابراین به کارگیری داده‌های مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی برای واکاوی روند دمای جو بالا بسیار مناسب است. دقت و تفکیک زمانی-مکانی بالای داده‌های پایگاه یادشده به سایر روش‌ها ارجحیت بیشتری دارد. یافته‌های این بخش از پژوهش تأییدی بر یافته‌های بینگسون و هودگر (۲۰۱۱) است. برازش آزمون ناپارامتریک من‌کنندال روی سری زمانی سالانه دمای سطح زمین تا پوش سپهر زیرین ایران زمین نشان داد که به لحاظ آماری مقادیر دما در دوره مورد مطالعه روند معناداری از خود نشان می‌دهد. روند دمای سطح زمین، لایه پایینی و بالایی وردسپهر افزایشی است، درحالی که روند دمای پوش سپهر زیرین کاهش‌ی است. یافته‌های این پژوهش با نتایج فیو و همکاران (۲۰۰۶)، فیو و همکاران (۲۰۱۱) و والیس و همکاران (۲۰۱۲) هماهنگ است. آهنگ افزایشی دمای رویه پهنه ایران زمین برابر با ۰/۶۵ درجه سانتی گراد به ازای هر دهه است و به نسبت بیشتر از ترازهای دیگر است. اگرچه روند وردایی دمایی برخی ترازهای میانی وردسپهر ایران به لحاظ آماری در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنادار نیست، ولی برازش خط رگرسیون روی سری زمانی ناهنجاری دمایی ترازهای یادشده بیانگر روند افزایشی دماست. از لحاظ زمانی دمای رویه و ترازهای پایینی وردسپهر از سال ۱۹۹۸ به بعد رو به افزایش است. بیشترین ناهنجاری دمای رویه و لایه وردسپهر پایینی به سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۰۱ مربوط است که دما نسبت به میانگین بلندمدت بیش از ۱/۵ انحراف معیار است. به‌طور کلی روند افزایش دمای رویه و وردسپهر پایینی نیمه شمالی کشور بیشتر از نیمه جنوبی است. دمای وردسپهر بالایی نیمه شمالی کشور به لحاظ آماری معنادار نیست. روند افزایشی دمای وردسپهر بالایی نیمه جنوبی کشور به افزایش ارتفاع وردیست منجر خواهد شد که تأییدی بر یافته‌های سیدل و ریندل (۲۰۰۶) است. روند افزایش دمای گستره مکانی بین مدارهای ۳۴ تا ۳۷ درجه به نسبت بیشتر از سایر مناطق ایران زمین است.

- thermal forcings in a simple general circulation model, *J. Clim.*, 23, 3474-3496.
- Christy J. R., Norris, W. B., Spencer, R. W. and Hnilo, J. J., 2007, Tropospheric temperature change since 1979 from tropical radiosonde and satellite measurements, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 112: D06102, DOI:10.1029/2005JD006881.
- Colman, R. A., 2001, On the vertical extent of atmospheric feedbacks, *Clim. Dyn.*, 17, 391-405.
- Fu, Q. and Lin, P., 2011, Poleward shift of subtropical jets inferred from satellite-observed lower-stratospheric temperatures, *J. Clim.*, 24, 5597-5603.
- Fu, Q., Johanson, C. M., Wallace, J. M. and Reichler, T., 2006, Enhanced mid-latitude tropospheric warming in satellite measurements, *Science*, 312, 1179.
- Fu, Q., Manabe, S. and Johanson, C. M., 2011, On the warming in the tropical upper troposphere: models versus observations, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L15704, doi:10.1029/2011GL04810.
- Fu, Q., Solomon, S. and Lin, P., 2010, On the seasonal dependence of tropical lower-stratospheric temperature trends, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 2643-2653.
- Gaffen, D. J., Santer, B. D., Boyle, J. S., Christy, J. R., Grahan, N. E. and Ross, R. J., 2000, Multidecadal changes in the vertical temperature structure of the tropical troposphere, *Science*, 287, 1242-1245.
- Goody, R. M. and Yung, Y. L., 1995, *Atmospheric radiation: theoretical basis*, Second edition, Oxford University Press.
- Hartmann, D. L. and Larson, K., 2002, An important constraint on tropical cloud-climate feedback, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1951, doi: 10.1029/2002GL015835.
- Holton, J. R., 1979, *An introduction to dynamic meteorology*, Second edition, Academic Press, New York, 416 pp.
- Held, I. M., 1982, On the height of the tropopause and the static stability of the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, 39, 412-417.
- Held, I. M., 1993, Large-scale dynamics and global warming, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 74, 228-241
- Hudson, R. D., Andrade, M. F., Follette, M. B. and Frolov, D., 2006, The total ozone field separated into meteorological regimes. Part II: Northern Hemisphere mid-latitude total ozone trends, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 5183-5191.
- Hurrell, J. W. and Trenberth, K. E., 1998, Difficulties in obtaining reliable temperature trends: reconciling the surface and satellite microwave sounding unit records, *J. Climate*, 11, 945-967.
- Karl, T. R., Hassol, S. J., Miller, C. D. and Murray, W. L., 2006, Temperature trends in the lower atmosphere: steps for understanding and reconciling differences, a report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Climatic Data Center: Asheville, NC; 164.
- Kiehl, J. T., 1992, *Atmospheric general circulation modeling*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Marshall, G. J., 2002, Trends in Antarctic geopotential height and temperature: a comparison between radiosonde and NCEP-NCAR reanalysis data, *J. Climate*, 15, 659-674.
- Randel, W. J. and Wu, F., 1999, Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratospheres due to ozone depletion, *J. Climate*, 12, 1467-1479.
- Randel, W. J., Wu, F. and Gaffen, D. J., 2000, Interannual variability of the tropical tropopause derived from radiosonde data and NCEP reanalyses, *J. Geophys. Res.*, 105, 509-523.
- Reichler, T., 2009, Changes in the atmospheric circulation as indicator of climate change, in Trevor M. Letcher, editor: *climate change: changes in the atmospheric circulation as indicator of climate change*, Elsevier, pp. 145-164.
- Santer, B. D., Taylor, K. E., Wigley, T. M. L., Johns, T. C., Jones, P. D., Karoly, D. J., Mitchell, J. F. B., Oort, A. H., Penner, J. E., Ramaswamy, V., Schwarzkopf, M. D., Stouffer, R. J. and Tett, S., 1996, A search for human influences on the thermal structure of the atmosphere, *Nature*, 382, 39-46.
- Santer, B. D., Hnilo, J. J., Boyle, J. S., Doutriaux, C., Fiorino, M., Parker, D. E., Taylor, K. E. and Wigley, T. M. L., 1999, Uncertainties in observationally-based estimates of temperature change in the free atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 104, 6305-6333.
- Santer, B. D., Wigley, T. M. L., Boyle, J. S., Gaffen, D. J., Hnilo, J. J., Nychka, D., Parker, D. E. and Taylor, K. E., 2000, Statistical significance of trends and trend differences in layer-average atmospheric temperature time series, *J. Geophys. Res.*, 105, 7337-7356.
- Shah, K. P. and Rind, D., 1998, Comparing upper tropospheric and lower stratospheric temperatures: microwave sounding unit, radiosonde, COSPAR International Reference Atmosphere, and National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research reanalysis monthly mean climatologies, *J. Geophys. Res.*, 103, 31569-31591.
- Seidel, D. J. and Randel, W. J., 2006, Variability and trends in the global tropopause estimated from radiosonde data, *J. Geophys. Res.*, 111, D21101, doi: 10.1029/2006JD007363.
- Seidel, D. J., Fu, Q., Randel, W. J. and Reichler, T. J., 2008, Widening of the tropical belt in a

- changing climate, *Nat. Geosci.*, 1, 21-24.
- Seidel, D. J., Free, M. and Wang, J. S., 2012, Reexamining the warming in the tropical upper troposphere: models versus radiosonde observations, *J. Geophys. Res.*, 39, 1-5.
- Stephens, G. L. and Webster, P. J., 1981, Clouds and climate: sensitivity of simple systems, *J. Atmos. Sci.*, 38, 235-245.
- Stouffer, R. J. and Manabe, S., 1999, Response of a coupled ocean-atmosphere model to increasing atmospheric carbon dioxide: sensitivity to the rate of increase, *J. Clim.*, 12, 224-2237.
- Struthwolf, M. E., 1995, Forecasting maximum temperatures through use of an adjusted 850- to 700-mb thickness technique, *Weather and forecasting*, 10, 160-171.
- Trenberth, K. E. and Stepaniak, D. P., 2003, Covariability of components of poleward atmospheric energy transports on seasonal and interannual timescales, *J. Climate*, 16, 3691-3705.
- Wallace, J. M., Fu, Q., Smoliak, B. V., Lin, P. and Johanson, C. M., 2012, Simulated versus observed patterns of warming over the extratropical northern hemisphere continents during the cold season, *PNAS.*, 109, 14337-14342.
- Wentz, F. J. and Schabel, M., 1998, Effects of orbital decay on sat-ellite-derived lower-tropospheric temperature trends, *Nature*, 394, 661-664.