

واکاوی وردایی زمانی- مکانی رطوبت جوی ایران زمین طی بازه زمانی ۱۹۷۹-۲۰۱۳

محمد دارند* - استادیار گروه آب‌وهواشناسی دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه کردستان، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۰۷/۰۱ تأیید نهایی: ۱۳۹۳/۰۹/۱۳

چکیده

برای این پژوهش از داده‌های ماهانه شبکه‌ای نم و ویژه و نم نسبی مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان‌مدت جوی^۱ طی بازه زمانی ۱۹۷۹/۱ تا ۲۰۱۳/۱۲ بهره گرفته شد. به کمک روش ناپارامتریک من‌کندال، معناداری روند مقادیر نم و ویژه و نم نسبی برای هر یک از یاخته‌های مکانی در ۹ تراز مختلف جوی در سطح اطمینان ۹۵ درصد آزموده شد. از تخمین‌زن شیب سن برای برآورد مقدار تغییرات کمک گرفته شد. یافته‌ها نشان داد اگرچه روند دو سنجه رطوبتی جو در کرانه‌های ساحلی دریاهای جنوب (خلیج فارس و دریای عمان) و جنوب غرب دریای خزر مثبت است، بر روی اغلب گستره ایران زمین از مقدار رطوبت جوی و نم نسبی کاسته شده است. به لحاظ مکانی، بیشترین مقدار تغییرات کاهشی در هر دو سنجه رطوبتی جو در گستره مکانی بین مدارهای ۳۴ تا ۳۶ درجه عرض شمالی ایران رخ نمود داشته است. همچنین، نیمرخ عمودی روند بیان‌کننده آن است که در لایه پایین وردسپهر، مقادیر نم و ویژه و نم نسبی پهنة ایران زمین بیشترین مقدار کاهشی را داشته است. سری زمانی استانداردشده میانگین پهنة ای بیان‌کننده آن است که به لحاظ زمانی از سال ۱۹۷۹ تا ۱۹۹۸، ناهنجاری مقادیر نم و ویژه و نم نسبی جو مثبت بوده است؛ در حالی که از سال ۱۹۹۹ تا پایان دوره آماری، ناهنجاری دو سنجه رطوبتی منفی بوده است.

کلیدواژه‌ها: ایران، داده‌های شبکه‌ای، رطوبت جو، وردایی زمانی- مکانی.

مقدمه

بخار آب مهم‌ترین کارکرد را در میان گازهای طبیعی گلخانه‌ای داشته، از راه مبادله گرمای نهان، مهم‌ترین روش انتقال انرژی در جو کره زمین به حساب می‌آید (هیلد و سودین، ۲۰۰۰). هنگامی که دمای جو زیاد می‌شود، ظرفیت جو برای نگهداری بخار آب افزایش می‌یابد. بر پایه معادله کلایوس- کلاپیرون رابطه دما با ظرفیت نگهداری آب در جو نمایی است و به طور تقریبی با افزایش ۱ درجه کلوین ۷ درصد گنجایش رطوبتی جو افزایش می‌یابد (شکل ۱ الف) (منیب و ویترا، ۱۹۶۷؛ آلن و اینگرام، ۲۰۰۲؛ ترینبرث و همکاران، ۲۰۰۵). محتمل است که با افزایش دما در مناطقی که ذخایر آب نامحدود است (نظیر اقیانوس‌ها) مقدار نم و ویژه نیز افزایش یابد؛ اگر نم نسبی ثابت بماند و تغییری نکند (ترینبرث، ۱۹۹۹). در مناطقی که رطوبت محدود است (نظیر بسیاری از مناطق خشک)، مقدار نم و ویژه کمتر افزایش می‌یابد و از این رو، دما به بیشترین حد خود می‌رسد و نم نسبی کاهش می‌یابد. همچنین، به طور کلی فرض بر این است که پراکنش

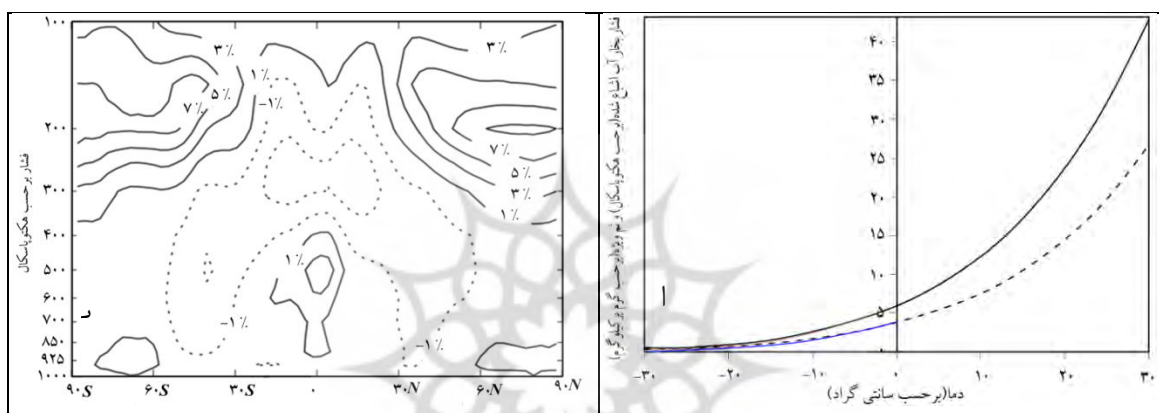
* E- mail: m.darand@uok.ac.ir

نم نسبی در جو در مقیاس‌های زمانی طولانی ثابت بماند (آلن و اینگرام، ۲۰۰۲). مهم‌ترین پیامد گرمایش پیش‌بینی‌شده الگوها بر اثر افزایش تمرکز گازهای گلخانه‌ای، افزایش بخار آب در جو است (فیلیپونا و همکاران، ۲۰۰۵). افزایش بخار آب در جو در هر پس‌خور مثبتی منجر به تغییر اقلیم خواهد شد (آرهنیوس، ۱۸۹۶؛ هانسن و همکاران، ۱۹۸۴؛ آلی و همکاران، ۲۰۰۷). آگاهی درباره تغییرات بخار آب در جو به دلیل دگرگونی‌های بسیار زیاد در تابش بسیار حایز اهمیت است. وردایی در رطوبت جوی تأثیر بسزایی بر چرخه هیدرولوژیکی (ترینبرث و همکاران، ۲۰۰۷)، شدت بارش (آلن و همکاران، ۲۰۰۲)، شدت بالقوه چرخندهای حاره‌ای (هولند، ۱۹۹۷)، استرس گرمایی انسان (استدمن، ۱۹۸۴)، زیست‌کره (اسکولز و همکاران، ۲۰۰۱) و بیلان انرژی دارد. بنابراین، برآورد دقیق تغییرات اخیر رطوبت جو برای درک تغییر اقلیم و کاهش ابهام‌های تغییرات اقلیمی آینده بر اثر انتشار گازهای گلخانه‌ای، بسیار ضروری است. بخار آب از راه همرفت و نشست هوا در راستای عمودی انتقال می‌یابد و بر اثر گردش جوی در راستای افقی نقل مکان می‌کند؛ بنابراین تغییر در مقدار مطلق رطوبت سطحی بر تغییرات رطوبت در ترازهای بالای جو نیز مؤثر است (مکارتی و تومی، ۲۰۰۴). اثر بخار آب در جو بر بیلان انرژی زمین از راه‌های زیر انجام می‌پذیرد:

الف) بخار آب انرژی را به شکل گرمای نهان در خود نگه می‌دارد و هنگام تراکم و بارش در جو، انرژی نهان‌شده آزاد می‌شود؛ ب) همانند گاز بر تابش موج بلند اثر می‌کند. بزرگ‌ترین و مهم‌ترین گاز، گلخانه‌ای است (ایلیوت، ۱۹۹۵؛ هاریس، ۱۹۹۷؛ کیل و ترینبرث، ۱۹۹۷) که در پس‌خور مثبتی انرژی زمین را نگه می‌دارد. بدون گازهای گلخانه‌ای متوسط دمای کره زمین به ۱۸- افت پیدا می‌کرد و ۳۲ درجه سردتر از دمای کنونی می‌شد (آهرنز، ۲۰۰۳؛ جونز و همکاران ۱۹۹۹)؛ ج) بخار آب سرچشمه شکل‌گیری ابرها به حساب می‌آید و ابرها بسته به ارتفاع، عرض جغرافیایی و ذراتی که در آن وجود دارد، تأثیر مهم و بسزایی بر ویژگی‌های تابش دارد (ژانگ و همکاران، ۱۹۹۵؛ کیل و ترینبرث، ۱۹۹۷؛ فیلیپونا و دور، ۲۰۰۴)؛ د) در نهایت، مقدار رطوبت جو، انرژی مورد نیاز برای تغییر دما را تعیین می‌کند (بیلک و همکاران، ۲۰۰۴). اگر بر پایه رابطه کلایزیوس - کلایپرون طی دوره آماری ۱۹۷۳-۲۰۰۲ میانگین جهانی دما به‌طور تقریبی ۰/۱۵ درجه سانتی‌گراد به‌ازای هر دهه افزایش یابد، با این فرض که مبنای دمای کره زمین ۱۴ درجه سانتی‌گراد و نم نسبی ۷۰ درصد باشد، محتمل است که میانگین روند نم ویژه کره زمین ۰/۰۷ گرم بر کیلوگرم به‌ازای هر دهه باشد. مقدار افزایش یادشده مشابه آن چیزی است که دای (۲۰۰۶) طی دوره ۱۹۷۵-۲۰۰۵ بر پایه داده‌های ناهمگن به آن دست یافت. وی نشان داد که به‌ازای هر دهه، ۰/۰۶ گرم بر کیلوگرم به مقدار رطوبت جو افزوده شده است. ویلیت و همکاران (۲۰۰۷) افزایش نم‌ویژه مشاهده‌شده سطحی را در کره زمین عمدتاً ناشی از فعالیت‌های انسانی می‌دانند. مارک و همکاران (۲۰۰۹) بر این باورند که بر اثر تغییر اقلیم اخیر، میانگین نم‌نسبی و ردسپهر در نیمکره شمالی بدون تغییر بوده است؛ در حالی که دما و نم‌ویژه افزایش یافته است. نم‌ویژه از سال ۱۹۷۰ به بعد ۱ تا ۵ درصد به‌ازای هر دهه افزایش یافته است. گافن و روس (۱۹۹۹) نشان دادند که بر روی اغلب گستره ایالات متحده آمریکا، نم‌ویژه و دمای نقطه شبنم طی فصول زمستان، بهار و تابستان در بازه زمانی ۱۹۶۱-۱۹۹۵ روند افزایشی معناداری داشته است. مقدار افزایش رطوبت شبانه اغلب بیشتر از مقدار افزایش روزانه است. در چین، وانگ و گافن (۲۰۰۱) در بازه زمانی طولانی‌تری به نتایج مشابهی دست یافتند. شواهد نشان داد که دما و مقدار رطوبت جو روند مثبت معناداری دارد؛ ولی روند نم‌نسبی

منفی است. روس و ایلیوت (۲۰۰۱) روند بخار آب تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی را بر روی نیمکره شمالی طی دوره ۱۹۷۳-۱۹۹۵ بررسی کردند. یافته‌ها نشان داد که بخار آب در آمریکای شمالی افزایش معناداری داشته است؛ در حالی که بر روی شمال شرق کانادا روند منفی بوده است. بر روی چین و جزایر اقیانوس آرام، روند بخار آب مثبت است. در مناطق دیگر از جمله بر روی اوراسیا، روند بخار آب طی بازه زمانی یادشده، هم مثبت و هم منفی است. مقدار بخار آب در اروپا و بخش‌های غربی روسیه به‌طور یکدست و یکپارچه کاهش یافته است. وین سنت و همکاران (۲۰۰۷) روند دما و رطوبت را در کانادا طی دوره آماری ۱۹۵۳-۲۰۰۵ بررسی کردند. یافته‌های آنها نشان داد که هماهنگ با افزایش دما، مقدار رطوبت نیز افزایش یافته است. طی فصول زمستان و بهار، گرمایش معنادار مناطق غربی و جنوبی هماهنگ با افزایش دمای نقطه شبنم و نم‌ویژه است؛ ولی نم‌نسبی روند کاهشی دارد. در تابستان، در جنوب شرق کشور، هماهنگ با افزایش دما، نم‌ویژه و دمای نقطه شبنم نیز روند مثبت و معناداری دارد. رایت و همکاران (۲۰۱۰) میانگین مداری تغییرات نم‌نسبی را در اقلیم گرم‌تر شناسایی و واکاوی کردند. آنها الگو را برای دو شرایط متفاوت در تغییرات گازهای گلخانه‌ای و گاز دی‌اکسید کربن اجرا کردند. نتایج نشان داد که واکنش نم‌نسبی در مناطق حاره‌ای و جنب‌حاره‌ای به تغییرات گردش جو و انتقال رطوبت، به‌ویژه حرکت قطب سوی سلول هدلی و رودباد جنب‌حاره‌ای و افزایش ارتفاع وردایست، بسیار وابسته است. طلایی و همکاران (۲۰۱۲) تغییرات نم‌نسبی و دمای نقطه شبنم را در مناطق ساحلی ایران طی دوره ۱۹۶۶-۲۰۰۵ بررسی کردند. آنها برای انجام دادن این کار، پنج ایستگاه همدید در سواحل شمالی و پنج ایستگاه در سواحل جنوبی را برگزیدند. نتایج پژوهش آنها نشان داد که نم‌نسبی سالانه در مناطق ساحلی شمالی و جنوبی کشور به‌ترتیب ۱/۰۳ و ۰/۲۸ درصد به‌ازای هر دهه افزایش یافته است؛ در حالی که دمای نقطه شبنم ۰/۲۹ و ۰/۱۵ درجه سانتی‌گراد به‌ازای هر دهه در مناطق شمالی و جنوبی کشور افزایش یافته است. گفتنی است در بین ۵۰ سری زمانی فصلی نم‌نسبی ایستگاه‌ها، تنها ۲ سری زمانی (پاییز و سالانه آبادان) معنادار است. اغلب سری زمانی فصلی دمای نقطه شبنم در ایستگاه‌ها معنادار است. مسعودیان و همکاران (۱۳۸۵) نواحی رطوبتی ایران را به‌کمک داده‌های فشار بخار آب ۶۲ ایستگاه همدید کشور بررسی کردند. یافته‌های آنها نشان داد که ایران دارای شش ناحیه رطوبتی است که به‌صورت کمربندهایی پیرامون سواحل کشور کشیده شده است. قائدی و مسعودیان (۱۳۸۶) به تحلیل ماهانه روند رطوبت پرداختند و نشان دادند که بیشتر نواحی ساحلی کشور با روند مثبت و نواحی مرتفع با روند منفی رطوبت روبه‌روست؛ البته باید در نظر داشت که روند رطوبت در ماه‌های مختلف متفاوت است. روند رطوبت ویژه در تراز میانی جو حاکی از این است که مرکز ایران بدون روند، مناطق شرق، غرب و شمال با روند منفی و تنها منطقه‌ای در کرانه‌های شمالی خلیج فارس با روند مثبت رطوبت همراه است. همچنین، در زمینه واکاوی روند رطوبت در ایران می‌توان به پژوهش قره‌خانی و قهرمان (۱۳۸۹) اشاره کرد. آنها برای پژوهش خود، ۲۲ ایستگاه همدید کشور را در بازه زمانی ۱۹۷۳-۲۰۰۳ برگزیدند. بر پایه یافته‌های آنها، بیشترین روند کاهشی رطوبت نسبی در فصول زمستان و تابستان و کمترین روند تغییرات کاهشی در فصل پاییز رخ نمود داشته است. رطوبت نسبی مهم‌ترین عامل نحوه پراکنش و رخنمود ابرهاست (سوندکویست، ۱۹۷۸؛ پرایس و وود، ۲۰۰۲). ابرناکی نیز بر بیلان انرژی جو مؤثر است. بسیاری از پژوهش‌ها نشان می‌دهد که واکنش نم‌نسبی جو به گرمایش هوا از الگوی میانگین مداری کاملاً مشخصی پیروی می‌کند (میچل و اینگرام، ۱۹۹۲؛ لورنز و دی‌ویور، ۲۰۰۷؛ شرود و

همکاران، ۲۰۱۰). این الگو همان‌طور که در شکل ۱ نشان داده شده است، به‌صورت کاهش نعل اسبی نم نسبی در وردسپهر بالایی حاره، برون حاره و وردسپهر بالایی برون حاره‌ای است که روند کاهشی آن در نیمکره جنوبی تا حدودی آشکارتر است؛ در حالی که روند نم نسبی در میانه وردسپهر حاره‌ای و لایه وردایست برون حاره‌ای افزایشی است. شواهد نشان می‌دهد که هماهنگ با گرمایش جهانی و رخنمود تغییر اقلیم، بسیاری از سنج‌های جوی ایران زمین نیز دستخوش تغییرات چشم‌گیری شده است. هدف از این پژوهش واکاوی وردایی زمانی - مکانی رطوبت جوی ایران زمین در بازه زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۳ است. برای این پژوهش از داده‌های شبکه‌ای مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان‌مدت جوی با تفکیک مکانی ۰/۱۲۵ درجه قوسی کمک گرفته شده است.



شکل ۱. الف) منحنی کلازیوس - کلابیرون برای ارتباط بین فشار بخار آب و نم ویژه اشباع شده؛ خط مشکی ممتد فشار بخار آب اشباع شده را در ارتباط با آب نشان می‌دهد و خط قرمز فشار بخار آب اشباع شده را در ارتباط با یخ نمایش می‌دهد. خط منقطع مشکی نشان‌دهنده نم ویژه اشباع شده در ارتباط با آب و خط آبی بیان‌کننده نم ویژه اشباع شده در ارتباط با یخ است. خطوط مقدار فشار بخار آب یا نم ویژه را در نم نسبی ۱۰۰ درصد نشان می‌دهد (منیب و ویترالد، ۱۹۶۷؛ آلن و اینگرام، ۲۰۰۲؛ ترینبرث و همکاران، ۲۰۰۵). ب) میانگین مداری تغییرات نم نسبی که بر پایه متوسط ۱۰ الگوی متفاوت گردش عمومی جو GCMs است. خطوط همچند منقطع بیان‌کننده کاهش نم نسبی بر پایه دو برابر شدن گاز دی‌اکسید کربن نسبت به شرایط کنونی است. فاصله خطوط همچنین ۲ درصد است (میچل و اینگرام، ۱۹۹۲؛ لورنز و دی‌ویور، ۲۰۰۷؛ شرود و همکاران، ۲۰۱۰).

داده‌ها و روش‌شناسی

برای انجام دادن این پژوهش از داده‌های ماهانه شبکه‌ای نم ویژه و نم نسبی ۹ تراز مختلف جوی مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان‌مدت جوی استفاده شد. تفکیک مکانی داده‌های به‌کارگرفته شده ۰/۱۲۵ درجه قوسی و بازه زمانی ۱۹۷۹/۱ تا ۲۰۱۳/۱۲ در نظر گرفته شد. بر پایه تفکیک مکانی داده‌ها، ۹۹۶۵ یاخته مکانی در داخل مرز سیاسی ایران زمین قرار می‌گیرد (شکل ۲). برای هریک از سنج‌های جوی، یک پایگاه داده در ابعاد ۴۲۰ × ۹۹۶۵ ایجاد شد که بر روی سطرها زمان (ماه) و بر روی ستون‌ها مکان (یاخته‌ها) قرار داشت. متوسط سالانه نم ویژه و نم نسبی برای هریک از یاخته‌ها جداگانه حساب شد. معناداری روند به کمک آزمون ناپارامتریک من‌کندال در سطح اطمینان ۹۵ درصد آزمون شد و برای برآورد مقدار تغییرات از تخمین‌زن شیب سن بهره گرفته شد. برای برآورد میانگین پهنه‌ای نم ویژه و نم نسبی سالانه ایران زمین، کسینوس عرض جغرافیایی ($\cos(lat)$) به‌مثابه وزن داده‌ها در نظر گرفته شد. برای نمونه، برای محاسبه میانگین پهنه‌ای نم ویژه از روابط زیر استفاده شد:

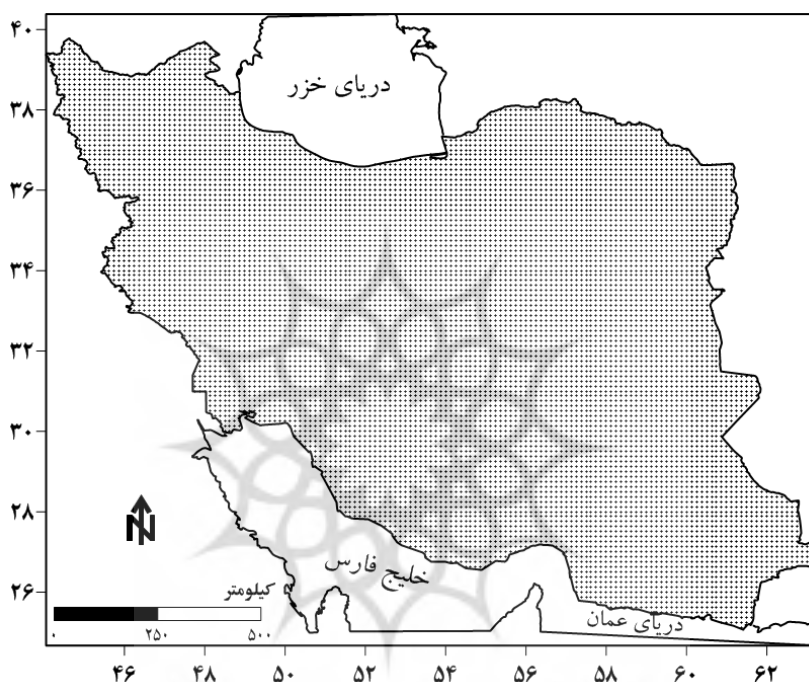
رابطه ۱

$$IranQ_j = \frac{\sum_{i=1}^n W_i Q_{i,j}}{\sum_{i=1}^n W_i}$$

$$W_i = \cos(lat_i)$$

رابطه ۲

که $IranQ_j$ میانگین وزنی نم ویژه در سال t ام بر روی ایران و $Q_{i,j}$ متوسط نم ویژه بر روی یاخته t ام در سال t ام است.

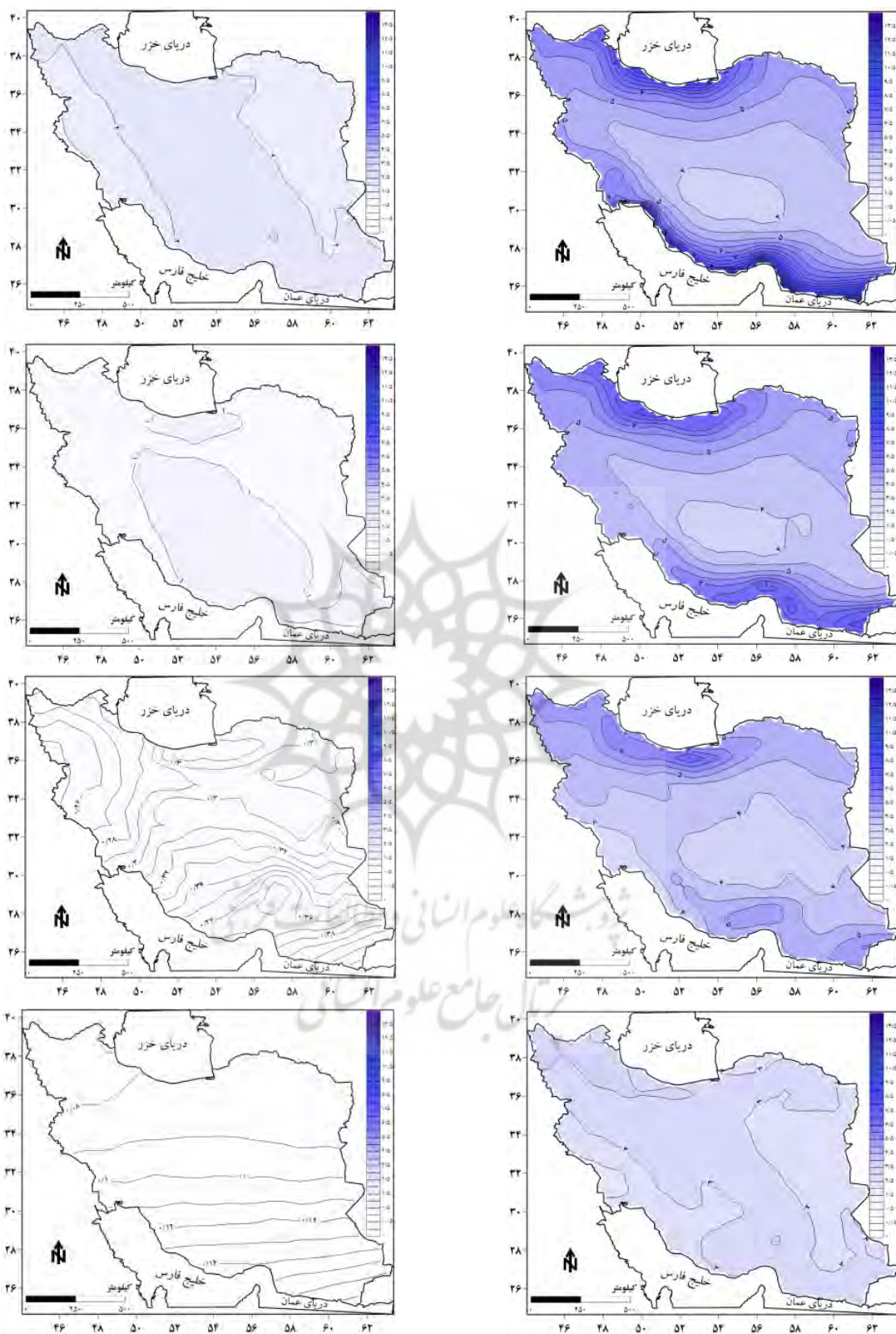


شکل ۲. موقعیت مکانی ۹۹۶۵ یاخته پایگاه داده مرکز اروپایی پیش بینی های میان مدت جوی بر روی ایران زمین

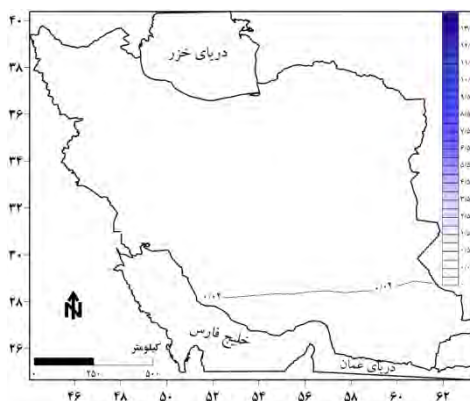
یافته‌های پژوهش

الف) نم ویژه

شکل ۳ متوسط بلندمدت نم ویژه را در ترازهای مختلف جوی ایران زمین نشان می‌دهد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود پراکنش مقدار نم ویژه به شدت تحت تأثیر نزدیکی به پهنه‌های بزرگ آب در جنوب و شمال ایران زمین است. بیشینه نم ویژه در سواحل جنوبی ایران مشاهده می‌شود. متوسط سالانه نم ویژه در بندرعباس به $۱۳/۶$ گرم بر کیلوگرم می‌رسد. طبیعی است که هرچه به سمت مناطق مرکزی حرکت کنیم، از مقدار رطوبت جو (نم ویژه) کاسته می‌شود. در مناطق یادشده، متوسط سالانه نم ویژه حدود ۴ گرم بر کیلوگرم است. در سواحل جنوبی دریای خزر، متوسط سالانه نم ویژه حدود ۹ گرم بر کیلوگرم است. با افزایش ارتفاع از مقدار رطوبت جو کاسته می‌شود. در ترازهای ۴۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال، مقدار نم ویژه ایران زمین کمتر از ۱ گرم بر کیلوگرم است.



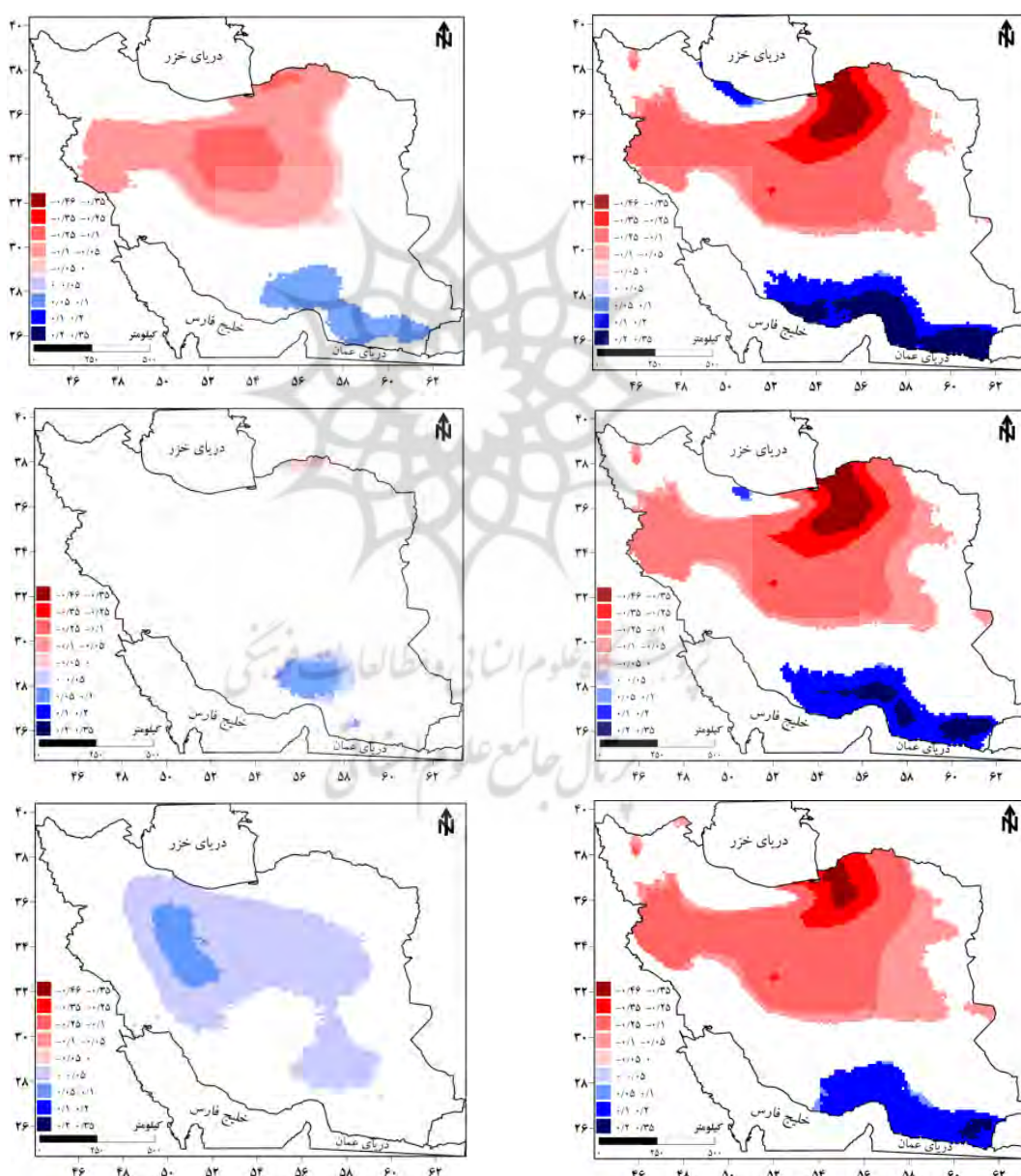
شکل ۳. میانگین بلندمدت نم و ویژه ایران در ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰ و ۷۰۰ (سمت راست) و ۶۰۰، ۵۰۰، ۴۰۰ و ۳۰۰ (سمت چپ) بر حسب $(g \cdot kg^{-1})$



شکل ۴. همانند شکل ۲ برای تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال

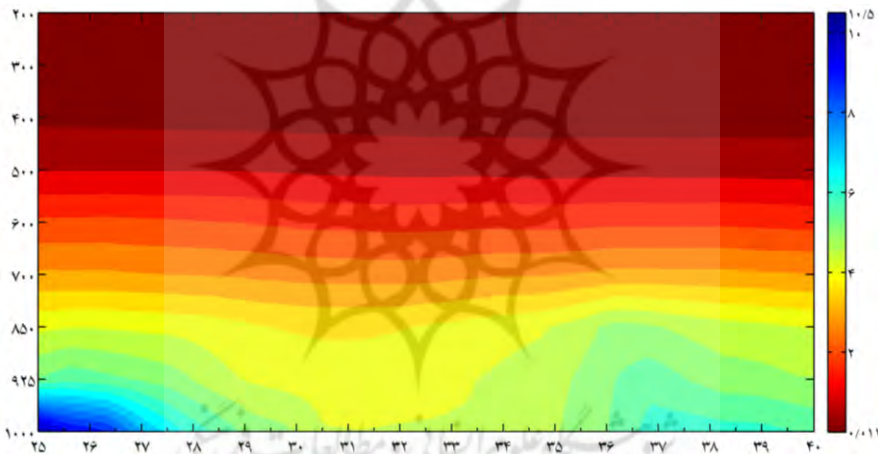
برازش آزمون ناپارامتریک و تخمین زنده شیب سن بر روی سری زمانی مقادیر نم ویژه در ترازهای مختلف جوی ایران نشان داد که در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، نم ویژه بر روی اغلب مناطق ساحل جنوبی خلیج فارس و دریای عمان روند معنادار و افزایشی دارد؛ به بیانی دیگر، طی دوره پژوهش مقدار رطوبت در تراز یادشده بر روی مناطق مذکور افزایش یافته است. بر روی سواحل جنوب غربی دریای خزر نیز مقدار رطوبت در تراز یادشده روند مثبت و معناداری را در سطح اطمینان ۹۵ درصد طی دوره پژوهش داشته است. روند افزایشی مقدار نم ویژه سواحل جنوبی بیشتر از روند افزایشی رطوبت در سواحل جنوب غربی دریای خزر است. در سواحل پهنه‌های آبی جنوبی ایران زمین، دریای عمان و خلیج فارس، مقدار نم ویژه در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، $0/2$ تا $0/35$ گرم بر کیلوگرم به‌ازای هر دهه افزایش یافته است. همچنین، یافته‌ها نشان داد که روند نم ویژه طی دوره یادشده در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر روی ۷۸ درصد از مناطق دارای روند معنادار، منفی است. به‌لحاظ پراکنش مکانی، روند کاهشی مقدار نم ویژه بر روی مناطق مرکزی، برخی مناطق غربی و شمال شرق کشور دیده می‌شود. روند کاهشی نم ویژه بر روی استان گلستان و بخش‌هایی از شمال شرق کشور نسبت به مناطق دیگر بیشینه بوده، برابر با $0/35$ تا $0/46$ به‌ازای هر دهه است. روند نم ویژه در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال نیز همانند تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال است؛ با این تفاوت که از گستره روند مثبت نم ویژه در جنوب غرب دریای خزر کاسته شده است. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بر روی سواحل دریای عمان و خلیج فارس، مقدار نم ویژه روند مثبت و معناداری داشته است. بر روی سواحل جنوبی دریای خزر برخلاف ترازهای زیرین (۱۰۰۰ و ۹۲۵ هکتوپاسکال) روند معناداری مشاهده نشد؛ در حالی که بر روی مناطق مرکزی و برخی مناطق غربی و شمال شرق کشور، روند نم ویژه همانند ترازهای زیرین منفی و معنادار است. بخش‌های شرقی سواحل دریای خزر و شمال شرق کشور همچنان بیشترین روند کاهشی نم ویژه را دارد. روند نم ویژه در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال بر روی $16/8$ درصد از مناطق دارای روند معنادار، مثبت است. روند مثبت نم ویژه در سواحل دریاچه‌های جنوبی به‌ویژه دریای عمان مشاهده می‌شود. مقدار افزایش نم ویژه به‌نسبت دیگر ترازهای زیرین کوچک‌تر است؛ حدود $0/05$ تا $0/1$ گرم بر کیلوگرم به‌ازای هر دهه به مقدار رطوبت در تراز یادشده افزوده شده است. گستره روند منفی نم ویژه نسبت به ترازهای زیرین تغییر نکرده است؛ ولی روند کاهشی نم ویژه به‌نسبت کوچک‌تر است. بر روی مناطق مرکزی ایران زمین و بخش‌هایی از سواحل شرقی دریای خزر، روند کاهشی رطوبت بیشینه است و $0/1$ تا $0/25$ گرم بر کیلوگرم به‌ازای هر دهه از مقدار نم ویژه کاسته شده است. در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال، به‌جز برخی مناطق

کوچک در شمال بندرعباس و شمال شرق کشور، روند معناداری در مقادیر رطوبت جو رخ نمود نداشته است. برخلاف دیگر ترازهای زیرین جو، گستره روند معنادار و مثبت نم ویژه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بیشتر از گستره روند منفی است. بر روی بخش‌های شرقی رشته کوه‌های زاگرس و مناطق مرکزی ایران زمین، روند رطوبت جو در تراز یادشده مثبت و معنادار است. مقدار افزایش رطوبت در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به نسبت کوچک است و بر روی تنها ۱۲ درصد از مناطق دارای روند معنادار، مقدار تغییرات بین ۰/۰۵ تا ۰/۱ گرم بر کیلوگرم به ازای هر ده سال است. در ترازهای بالاتر از ۵۰۰ هکتوپاسکال، روند تغییرات مقدار رطوبت به لحاظ آماری در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنادار نیست.

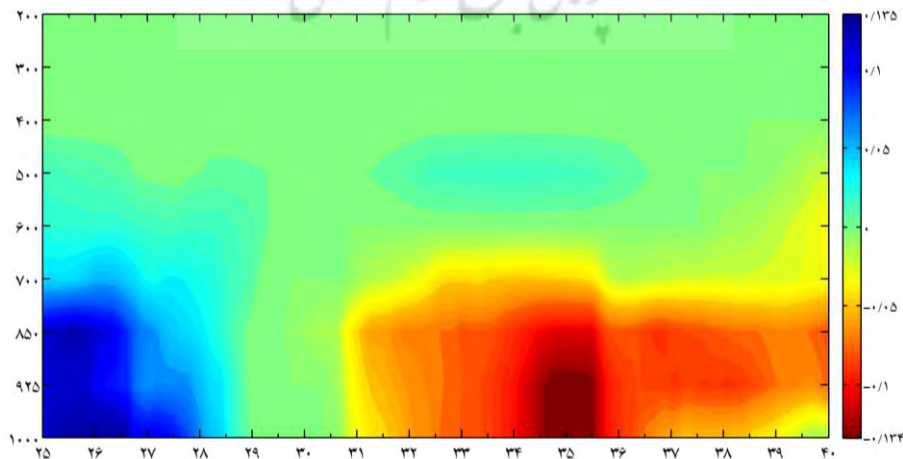


شکل ۵. روند نم ویژه به ترتیب در ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵ و ۸۵۰ هکتوپاسکال (سمت راست) و ۷۰۰، ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال (سمت چپ) بر حسب گرم بر کیلوگرم به ازای هر دهه ($g \cdot kg^{-1} \cdot decade^{-1}$)

نیمرخ عمودی میانگین بلندمدت مداری نم ویژه ایران از تراز ۱۰۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال بر حسب گرم بر کیلوگرم در شکل ۶ آمده است؛ بر پایه آن، نزدیکی به منابع رطوبت جو و پهنه‌های بزرگ آب، مهم‌ترین عامل در مقدار رطوبت جو به حساب می‌آید. سواحل دریاهای جنوبی و شمالی کشور به نسبت مناطق مرکزی دارای رطوبت بیشتری در جو است. مقدار رطوبت در جو ایران، در جنوب کشور بیشتر از شمال است. نیمرخ عمودی میانگین مداری نم ویژه بیان‌کننده آن است که با حرکت از عرض‌های جنوبی به سمت مناطق داخلی ایران، دسترسی به رطوبت کاهش می‌یابد. میانگین مداری نم ویژه عرض ۲۵ درجه شمالی ایران زمین برابر با ۱۰/۵ گرم بر کیلوگرم است. همچنین، با حرکت از ترازهای پایین به سمت ترازهای بالای جو نیز رطوبت موجود در جو کاهش می‌یابد. نیمرخ عمودی بیان‌کننده آن است که در سواحل شمالی ایران زمین به دلیل مانع بودن رشته کوه‌های البرز، مقدار نم ویژه بیشتر در راستای عمودی گسترش یافته است و ارتفاع خطوط هم‌مقدار در سواحل شمالی کشور بیشتر از عرض‌های جنوبی است. در سواحل جنوبی ایران به دلیل مانع نبودن رشته کوه‌های پیوسته غربی- شرقی، مقدار رطوبت جو به جای گسترش در راستای عمودی، بیشتر در راستای افقی گسترده شده است.



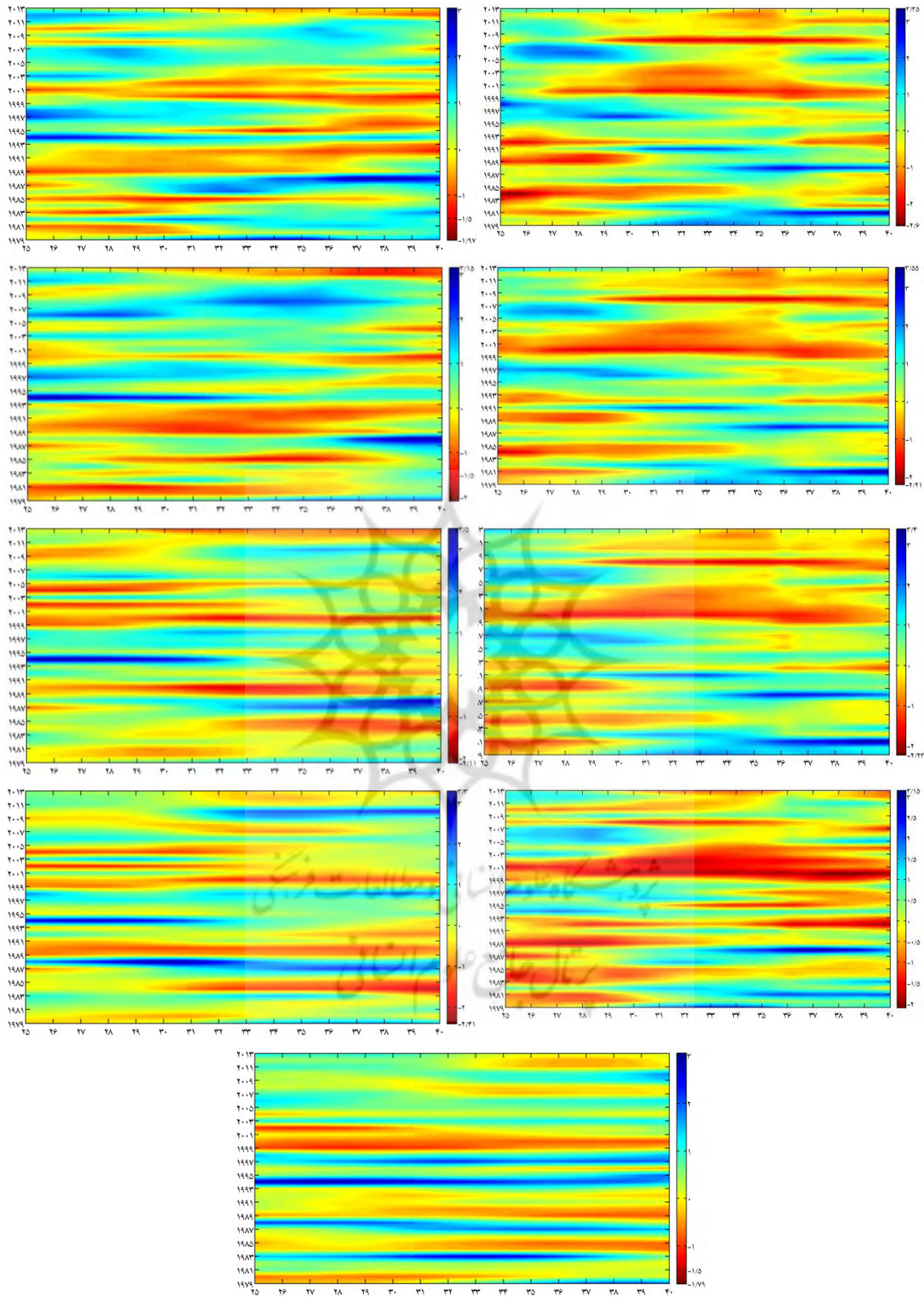
شکل ۶. نیمرخ عمودی میانگین بلندمدت مداری نم ویژه ایران بر حسب گرم بر کیلوگرم ($g. kg^{-1}$)



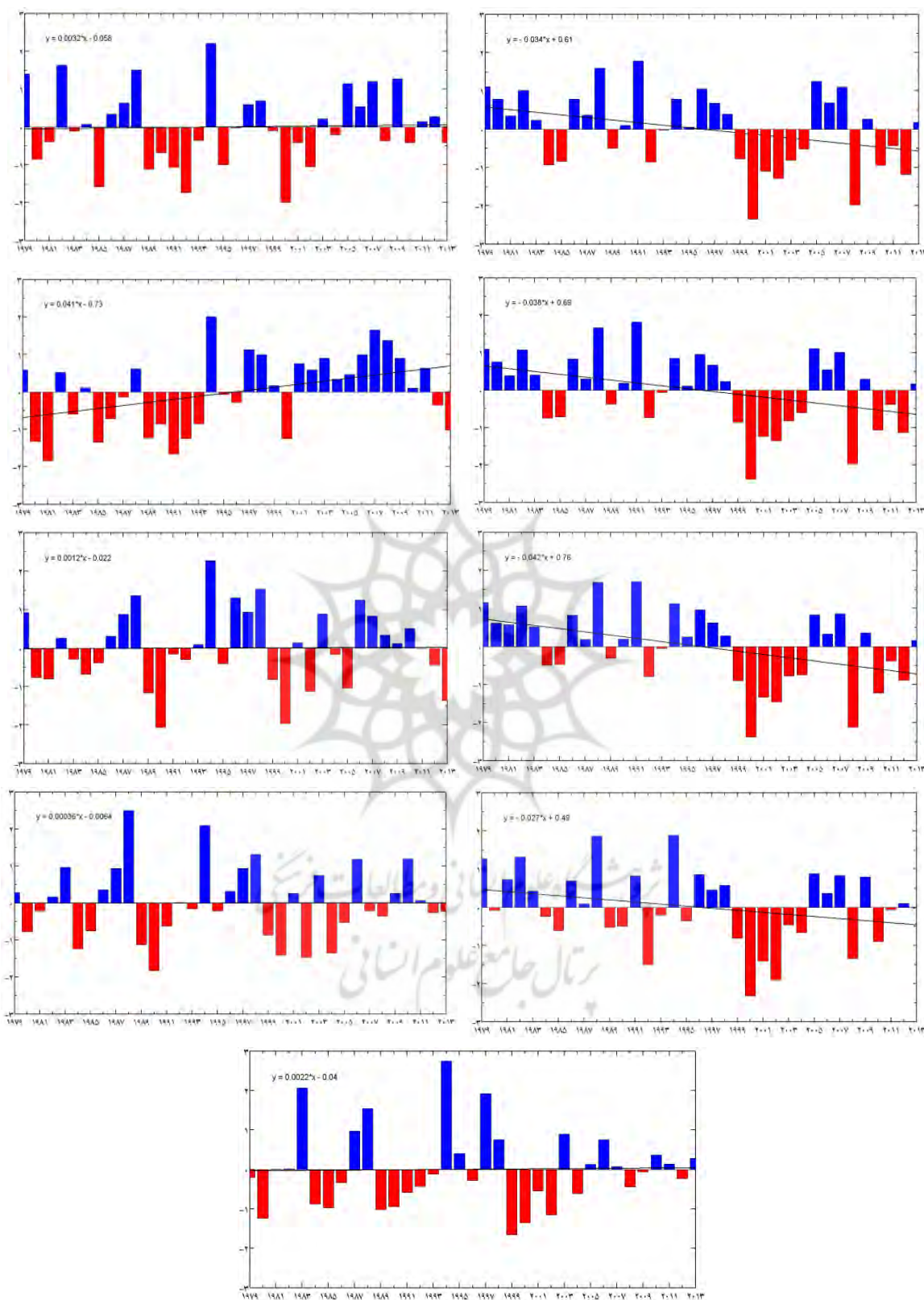
شکل ۷. نیمرخ عمودی میانگین مداری روند نم ویژه ایران بر حسب گرم بر کیلوگرم به ازای هر دهه ($g. kg^{-1}. decade^{-1}$)

در شکل ۷، نیمرخ عمودی میانگین مداری روند نم ویژه ایران بر حسب گرم بر کیلوگرم به‌ازای هر دهه نشان داده شده است؛ این شکل گویای آن است که مقدار نم ویژه در عرض‌های ۲۵ تا ۲۸/۵ درجه شمالی از تراز ۱۰۰۰ تا ۷۵۰ هکتوپاسکال طی دوره بررسی شده، روند مثبت و معناداری داشته است. میانگین مداری روند عرض‌های ۲۵ تا ۲۶/۵ درجه عرض شمالی از تراز دریا تا تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بیان‌کننده آن است که به‌طور متوسط به‌ازای هر دهه حدود ۰/۱۳۵ گرم بر کیلوگرم به مقدار رطوبت این لایه اضافه شده است؛ در حالی که از عرض‌های ۳۱ تا ۴۰ درجه شمالی از تراز ۱۰۰۰ تا ۷۵۰ هکتوپاسکال از مقدار رطوبت جوی ایران زمین کاسته شده است. بیشترین روند کاهش مقدار رطوبت در عرض ۳۵ درجه شمالی از تراز ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال دیده می‌شود. متوسط روند کاهش مقدار نم ویژه در این لایه برابر با ۰/۱۳۴ گرم بر کیلوگرم به‌ازای هر ده سال است. طی دوره بررسی شده، مقدار رطوبت موجود در ترازهای بالاتر از ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، وردایی چشمگیری داشته است.

برای آگاهی از وردایی زمانی نم ویژه ایران زمین، میانگین مداری ناهنجاری مقادیر نم ویژه از میانگین بلندمدت برای عرض‌های جنوبی تا شمال ایران زمین طی بازه زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۳ حساب شد. در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در اوایل دوره بررسی شده (۱۹۷۹-۱۹۹۴)، مقدار نم ویژه در عرض‌های جنوبی ایران زمین ناهنجاری منفی داشت؛ در حالی که در اواخر دوره بر روی مناطق یادشده، ناهنجاری مثبت مقدار رطوبت مشاهده شد؛ برعکس آن برای مناطق مرکزی ایران زمین صادق است. در مناطق مرکزی ایران زمین، در اوایل دوره بررسی، ناهنجاری مثبت ولی در اواخر دوره ناهنجاری منفی مشاهده شد. الگوی زمانی تغییرات میانگین مداری ناهنجاری نم ویژه ایران در ترازهای ۹۲۵ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال نیز همانند تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال است. نکته شایان توجه آن است که در سال ۲۰۰۱ پهنه ایران زمین از جنوب تا شمال، جو خشکی را در لایه ۱۰۰۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال داشته است و خشک‌ترین سالی است که ایران طی این دوره به‌خود دیده است. ناهنجاری منفی رطوبت در سال ۲۰۰۸ نیز بر روی اغلب گستره ایران زمین در لایه زیرین تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال مشاهده شد. در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال، نیمه شمالی کشور در اواسط دوره بررسی شده، ناهنجاری منفی چشمگیری داشت. برخلاف ترازهای زیرین جو، در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در اوایل دوره ناهنجاری منفی بر روی مناطق مرکزی ایران دیده شد؛ در حالی که در اواخر دوره آماری بر مقدار رطوبت جو در تراز یادشده افزوده شده است. در ترازهای بالاتر از ۵۰۰ هکتوپاسکال، ناهنجاری‌های نم ویژه ایران زمین از الگو و نظم خاصی پیروی نمی‌کند. در برخی سال‌ها ناهنجاری منفی و در برخی سال‌های دیگر ناهنجاری مثبت دیده می‌شود. در سال ۱۹۹۴ اغلب مناطق ایران زمین ناهنجاری منفی شدیدی در رطوبت داشته است؛ در حالی که طی سال‌های ۱۹۹۹ تا ۲۰۰۲ ناهنجاری مثبت رطوبت رخنمود داشته است.



شکل ۸. ناهنجاری میانگین مداری نم ویژه ایران به ترتیب در ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰ و ۷۰۰ (سمت راست) و ۶۰۰، ۵۰۰، ۴۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال (سمت چپ) و ۲۰۰ هکتوپاسکال (وسط) طی بازه زمانی ۱۹۷۹-۲۰۱۳



شکل ۹. برازش خط رگرسیون بر روی سری زمانی استانداردشده نم ویژه ایران در ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰ و ۷۰۰ (سمت راست) و ۶۰۰، ۵۰۰، ۴۰۰ و ۳۰۰ (سمت چپ) و ۲۰۰ هکتوپاسکال (وسط) طی بازه زمانی ۱۹۷۹-۲۰۱۳

برازش خط رگرسیون بر روی سری زمانی مقادیر استانداردشده نم ویژه پهنه ایران در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال طی بازه زمانی بررسی شده نشان داد که روند رطوبت در این تراز کاهشی است. طی اغلب سال‌های اواخر دوره آماری بررسی شده، مقادیر نم ویژه نسبت به میانگین بلندمدت ناهنجاری منفی داشته است؛ به جز برخی از سال‌های اواخر دوره پژوهش، از سال ۱۹۹۹ به بعد، روند کاهشی نم ویژه پهنه ایران زمین چشمگیر بوده است. بر پایه شیب خط رگرسیون برازش داده شده، هر ساله $0/034$ گرم بر کیلوگرم ($0/34$ گرم بر کیلوگرم به ازای هر دهه) از مقدار نم ویژه گستره ایران زمین کاسته شده است. بیشترین ناهنجاری منفی و مثبت مقدار نم ویژه جوی در تراز یادشده، به ترتیب در سال‌های ۲۰۰۰ و ۱۹۹۱ رخنمود داشته است؛ به بیانی دیگر، ایران زمین در سال ۲۰۰۰ خشک‌ترین و در سال ۱۹۹۱ مرطوب‌ترین جو را طی دوره بررسی شده داشته است.

در ترازهای ۹۲۵، ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال نیز سری زمانی مقادیر استانداردشده نم ویژه گستره ایران زمین مشابه با تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال است؛ با این تفاوت که در ترازهای ۹۲۵ و ۸۵۰ هکتوپاسکال، مقدار تغییرات ناهنجاری منفی نم ویژه جوی پهنه ایران به نسبت بیشتر است. در ترازهای یادشده، به ترتیب $0/38$ و $0/42$ گرم بر کیلوگرم به ازای هر دهه از مقدار رطوبت و نم ویژه کشور کاسته شده است. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، روند کاهشی نم ویژه ایران به نسبت کندتر از تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال است؛ در این تراز، $0/27$ گرم بر کیلوگرم به ازای هر ده سال از مقدار رطوبت جو کاسته شده است.

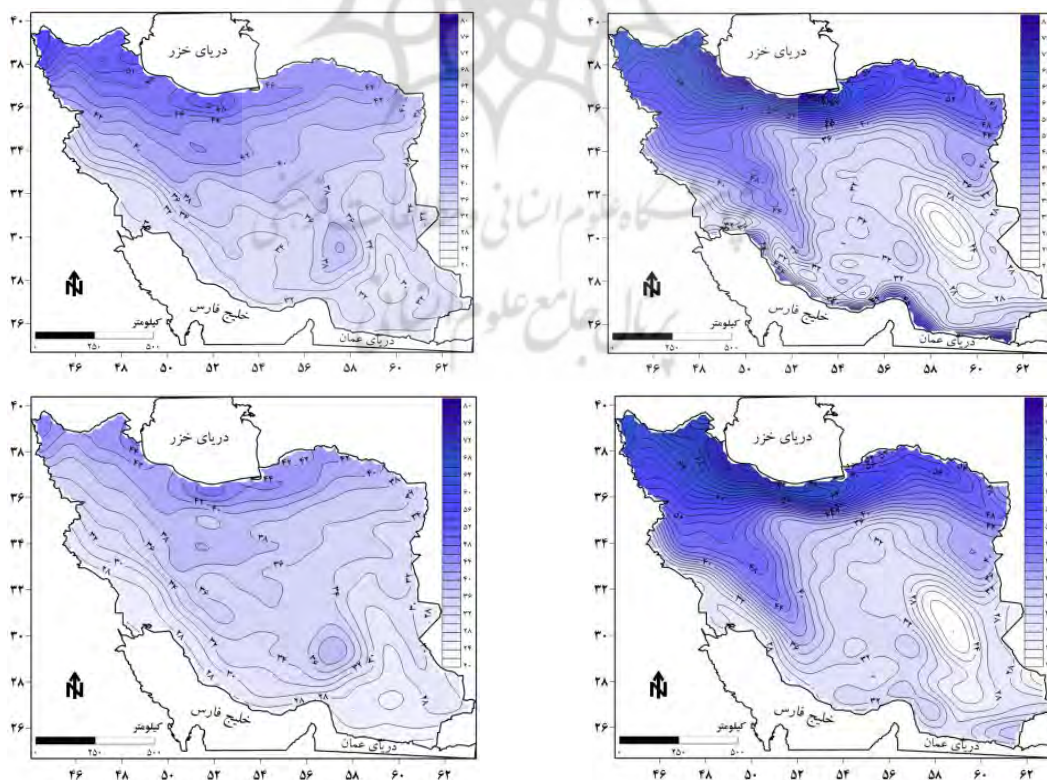
برخلاف ترازهای زیرین وردسپهر ایران که ناهنجاری رطوبت جوی اواخر دوره آماری اغلب منفی و کاهشی بود، در ترازهای ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، بسامد رخنمود ناهنجاری مثبت به نسبت بیشتر است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روند افزایشی نم ویژه جوی پهنه ایران زمین مشهودتر است؛ در این تراز، به طور متوسط به ازای هر دهه $0/41$ گرم بر کیلوگرم بر مقدار رطوبت جوی ایران افزوده شده است. در ترازهای بالاتر، وردایی رطوبت جوی ایران روند کاهشی یا افزایشی معناداری داشته است.

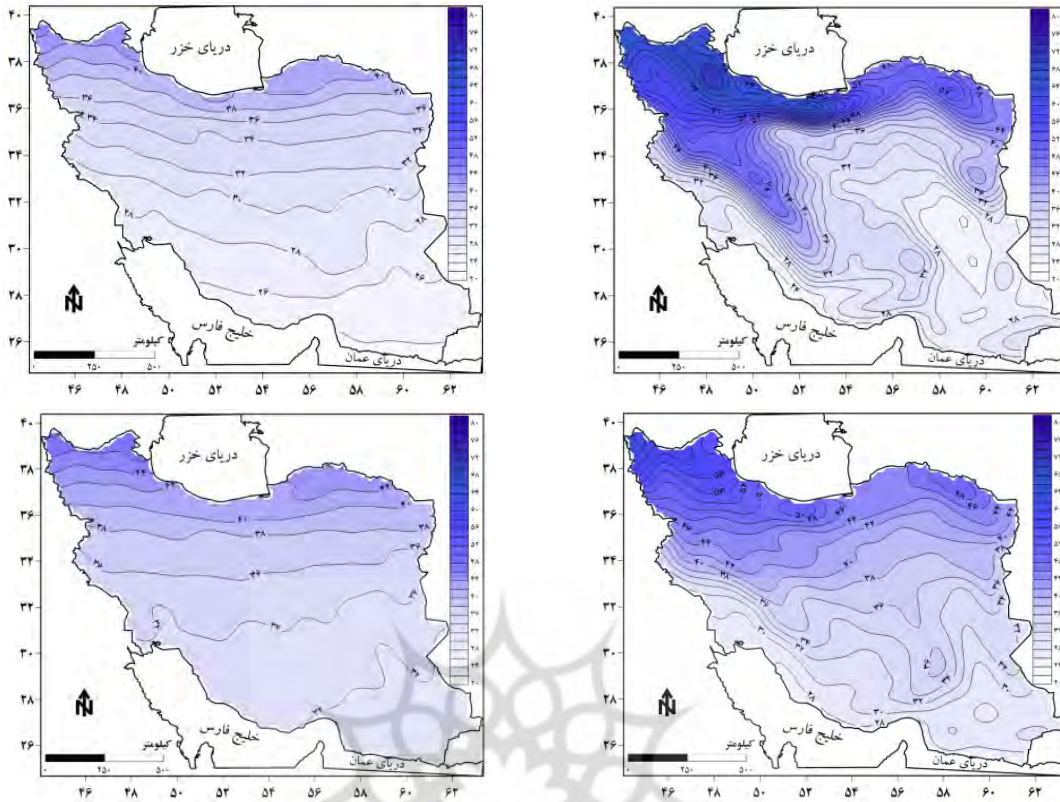
ب) نم نسبی

میانگین بلندمدت مقادیر نم نسبی ایران زمین در ترازهای مختلف جوی طی بازه زمانی ۱۹۷۹-۲۰۱۳ در شکل ۱۰ آمده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، برخلاف مقدار رطوبت (نم ویژه)، بیشینه رطوبت نسبی در سواحل جنوبی دریای خزر قرار دارد. در مناطق یادشده، متوسط سالانه رطوبت نسبی به حدود ۸۰ درصد می‌رسد. در ایران زمین، کمترین مقدار رطوبت نسبی در کویر لوت مشاهده می‌شود که به طور تقریبی برابر با ۲۲ درصد است. همچنین، برخلاف نم ویژه که تابع همسایگی با پهنه‌های بزرگ آب است، نم نسبی بیشتر تحت تأثیر دمای هواست. بر روی بلندی‌های شمال غرب ایران، مقدار نم نسبی بیشتر از کرانه‌های ساحلی دریا‌های جنوب ایران زمین است. هرچه به سمت ترازهای بالاتر جوی حرکت کنیم، تأثیر عامل دما بر پراکنش نم نسبی بیشتر خواهد شد.

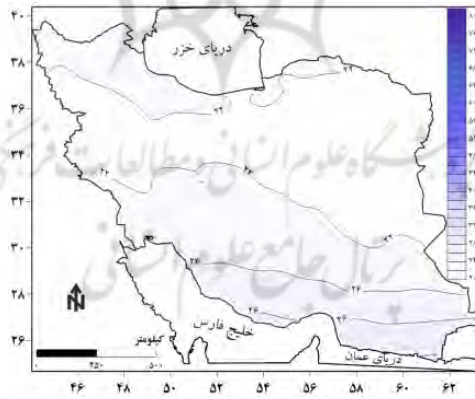
مناطق دارای روند معنادار طی دوره آماری بررسی شده و روند نم نسبی در سطح اطمینان ۹۵ درصد به ازای هر دهه در شکل ۱۲ نشان داده شده است. بر پایه نتایج برازش آزمون ناپارامتریک من‌کندال بر روی سری زمانی مقادیر نم نسبی

در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، به‌جز برخی مناطق جنوبی کشور و کرانه‌های جنوبی دریای خزر، روند نم نسبی بر روی اغلب گستره ایران زمین منفی و کاهشی است. یافته‌ها بیان‌کننده آن است که روند نم نسبی بر روی مناطق جنوبی کشور و کرانه‌های جنوبی دریای خزر، وردایی معناداری به‌لحاظ آماری در سطح اطمینان ۹۵ درصد دارد. به‌لحاظ مکانی، بیشترین مقدار کاهش نم نسبی جوی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، بر روی سمنان و جنوب شاهرود مشاهده می‌شود؛ به‌ازای هر دهه، از مقدار نم نسبی منطقه یادشده ۵ تا ۵/۸ درصد کاسته شده است. در ترازهای ۹۲۵، ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال نیز شرایطی همانند تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای وردایی مقادیر نم نسبی ایران مشاهده می‌شود؛ با این تفاوت که هرچه به سمت ترازهای بالاتر حرکت کنیم، از شدت روند کاهشی نم نسبی کاسته خواهد شد. طی دوره بررسی‌شده، روند نم نسبی در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال بر روی شمال شرق ایران زمین و برخی مناطق غربی کشور، کاهشی و معنادار است. بر روی اغلب مناطق یادشده که دارای روند معنادار است، مقدار کاهش نم نسبی ۱ تا ۲ درصد به‌ازای هر دهه است. برخلاف دیگر ترازهای جوی، در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نم نسبی بر روی بخش‌های شرقی رشته‌کوه زاگرس، بم و کرمان روند مثبتی طی دوره بررسی‌شده داشته است؛ این در حالی است که روند نم نسبی بر روی گستره کوچکی در بخش‌های شمال شرق و شمال غرب کشور، مثبت است. در ترازهای ۴۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال به‌جز برخی مناطق در شمال غرب و جنوب غرب کشور، روند نم نسبی بر روی ایران زمین، به‌لحاظ آماری معنادار است. در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، روند وردایی نم نسبی بر روی هیچ نقطه‌ای از ایران زمین معنادار نیست.



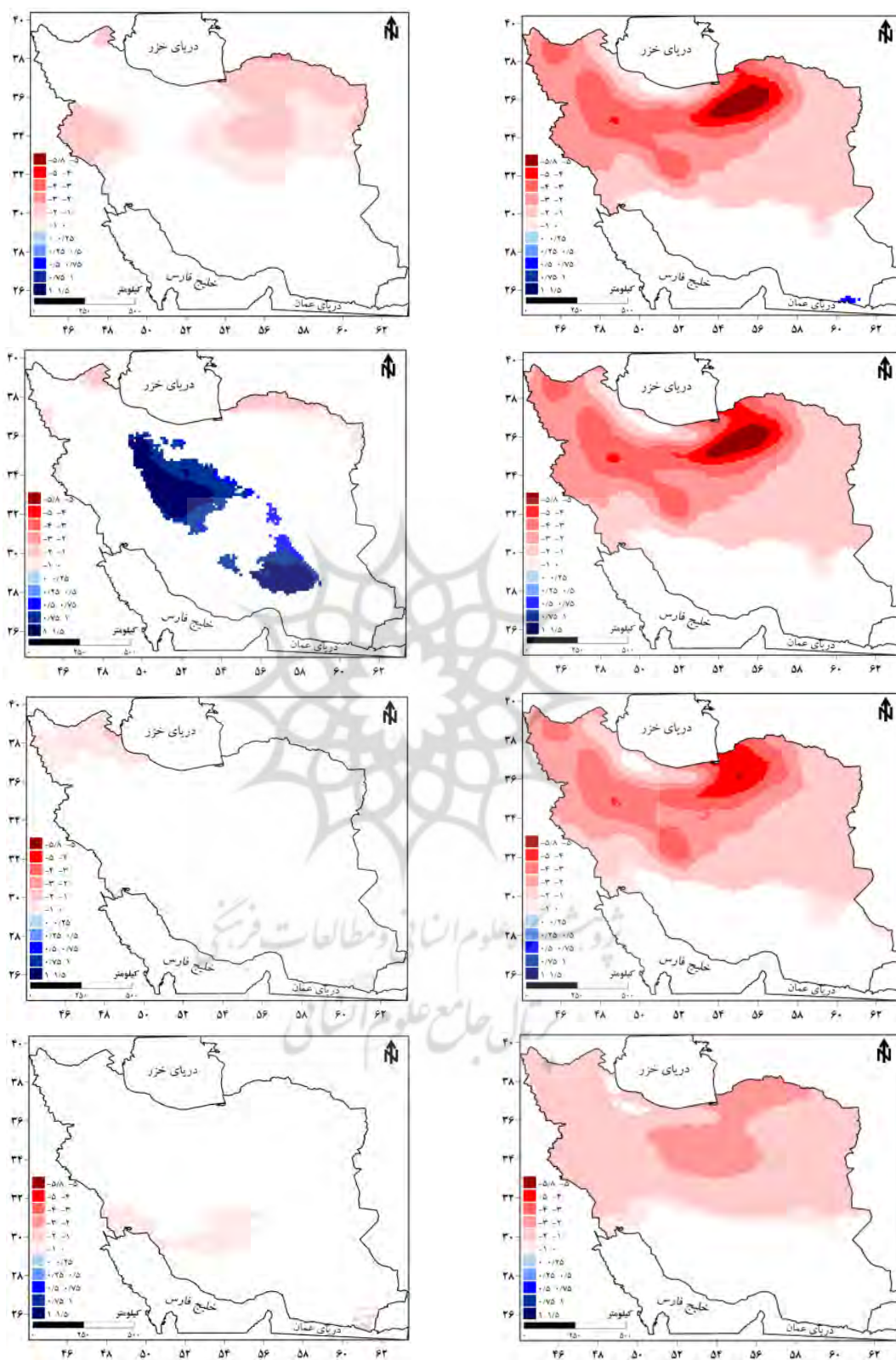


شکل ۱۰. میانگین بلندمدت رطوبت نسبی ایران در ترازهای ۳۰۰، ۴۰۰، ۵۰۰، ۶۰۰ و ۷۰۰ (سمت راست) و ۸۵۰، ۹۲۵، ۱۰۰۰ (سمت چپ) بر حسب درصد (%)

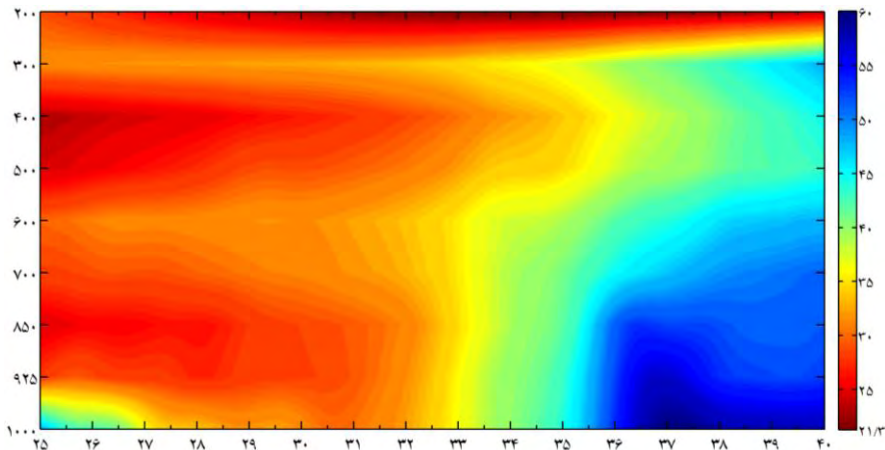


شکل ۱۱. همانند شکل ۱۰ برای تراز ۲۰۰۰ هکتوپاسکال

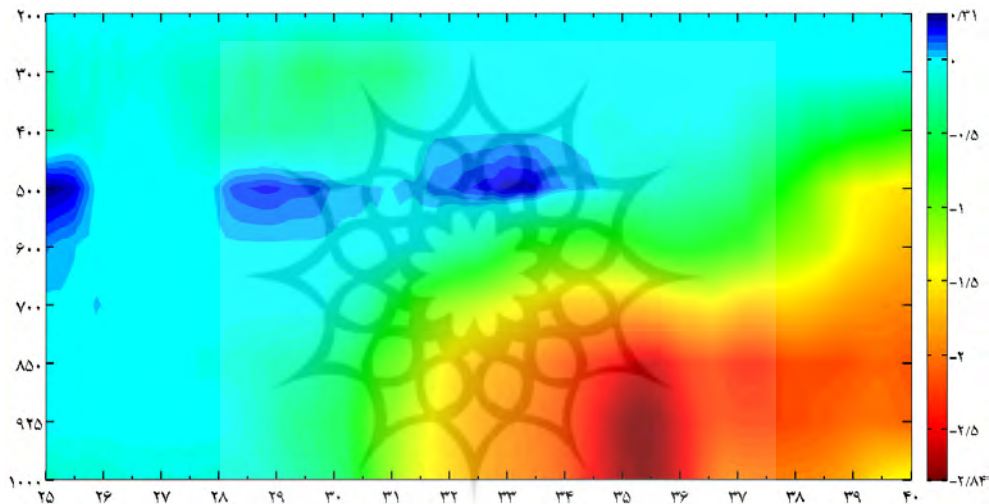
نیمرخ عمودی میانگین بلندمدت مداری نم نسبی از تراز ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که مقدار نم نسبی بخش‌های شمالی کشور دست کم دو برابر بیشتر از مقدار آن در نیمه جنوبی کشور است. در مدار ۳۵ تا ۴۰ درجه عرض شمالی، متوسط سالانه نم نسبی از تراز ۱۰۰۰ تا تقریباً ۶۰۰ هکتوپاسکال، بیش از ۵۰ درصد است. مدار ۳۷ درجه عرض شمالی، مدار بیشینه نم نسبی ایران زمین به حساب می‌آید. از جنوب ایران تا مدار ۳۲/۵ درجه عرض شمالی، به جز تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال روی دریاها و جنوبی کشور، از تراز ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ هکتوپاسکال متوسط نم نسبی کمتر از ۳۵ درصد است.



شکل ۱۲. روند نم نسبی به ترتیب در ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰ و ۷۰۰ (سمت راست) و ۶۰۰، ۵۰۰، ۴۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال (سمت چپ) بر حسب درصد به‌ازای هر دهه ($\% RH \cdot decade^{-1}$)



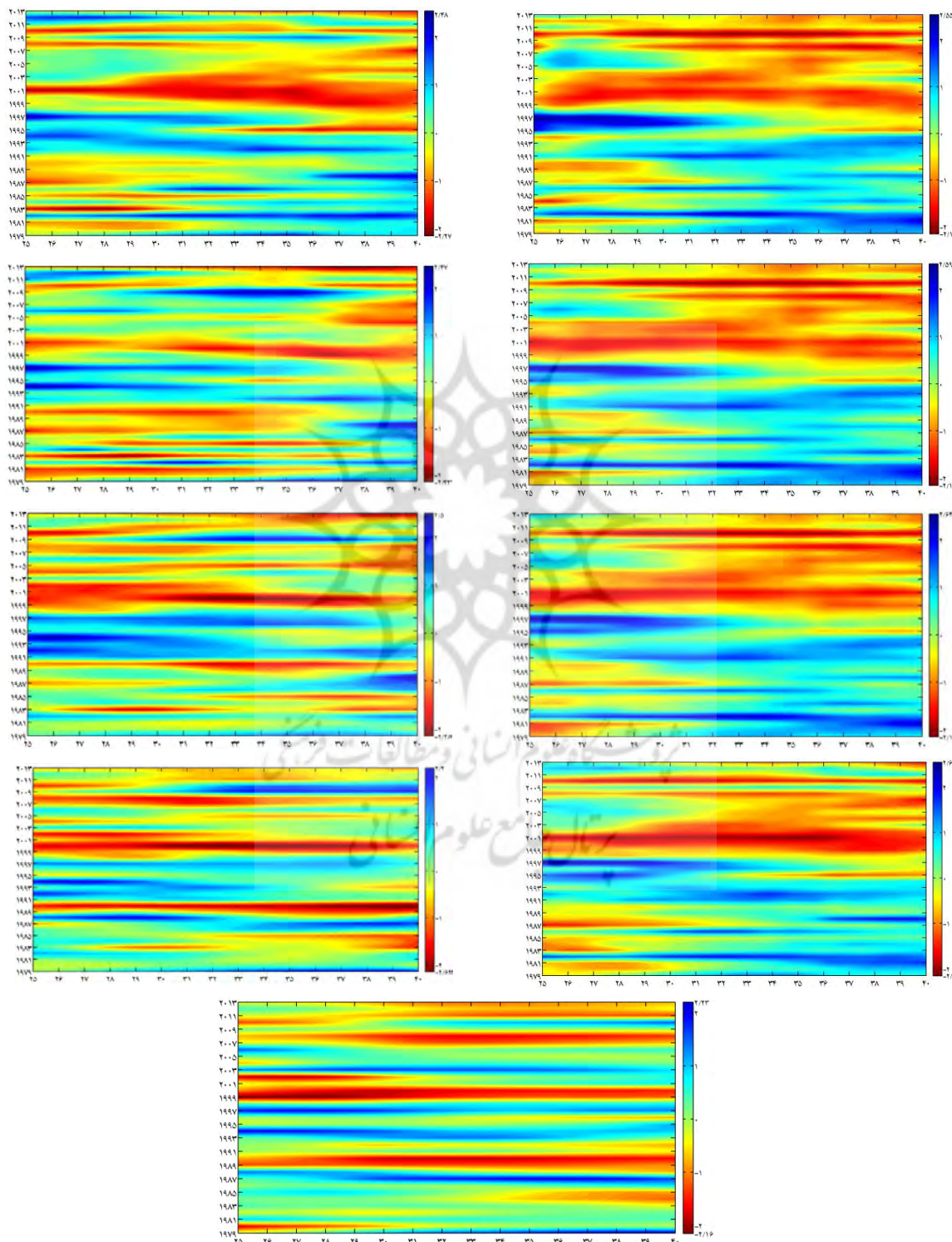
شکل ۱۳. نیمرخ عمودی میانگین بلندمدت مداری نم نسبی ایران بر حسب درصد



شکل ۱۴. نیمرخ عمودی میانگین مداری روند نم نسبی ایران بر حسب درصد به ازای هر دهه ($\% RH \cdot decade^{-1}$)

نیمرخ عمودی میانگین مداری روند نم نسبی ایران طی دوره بررسی شده نشان داد که به جز برخی مناطق در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، روند نم نسبی در اغلب گستره ایران زمین در ترازهای مختلف منفی و کاهشی است. روند کاهشی نم نسبی تراز ۱۰۰۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال در عرض ۳۲ تا ۴۰ درجه به نسبت بیشتر از ترازهای دیگر و مناطق دیگر ایران زمین است. بر روی مناطق یادشده، روند کاهشی نم نسبی جو به طور متوسط بیش از ۱/۵ درصد به ازای هر دهه است. در منطقه بین مدار ۳۵ تا ۳۶ درجه عرض شمالی، بیشترین روند کاهشی نم نسبی مشاهده می شود؛ به طور میانگین ۲/۸۴ درصد به ازای هر ده سال از مقدار نم نسبی تراز ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال منطقه یادشده کاسته شده است. برای اطلاع از زمان رخ نمود ناهنجاری در نم نسبی جو ایران زمین در هر یک از ترازهای بررسی شده، میانگین مداری مقدار ناهنجاری نسبت به میانگین بلندمدت حساب شد. یافته ها بیان کننده آن است که در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال از سال ۱۹۹۹ به بعد، نم نسبی نیمه شمالی ایران زمین ناهنجاری منفی داشته است؛ بیشترین ناهنجاری منفی در سال ۲۰۱۰ رخ نمود داشته است. نیمه شمالی کشور در اوایل دوره آماری این پژوهش، از سال ۱۹۷۹ تا ۱۹۹۸، ناهنجاری مثبتی داشته است. در ترازهای بالاتر، ۹۲۵ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال، نیز ناهنجاری مکانی- زمانی نم نسبی ایران زمین الگویی

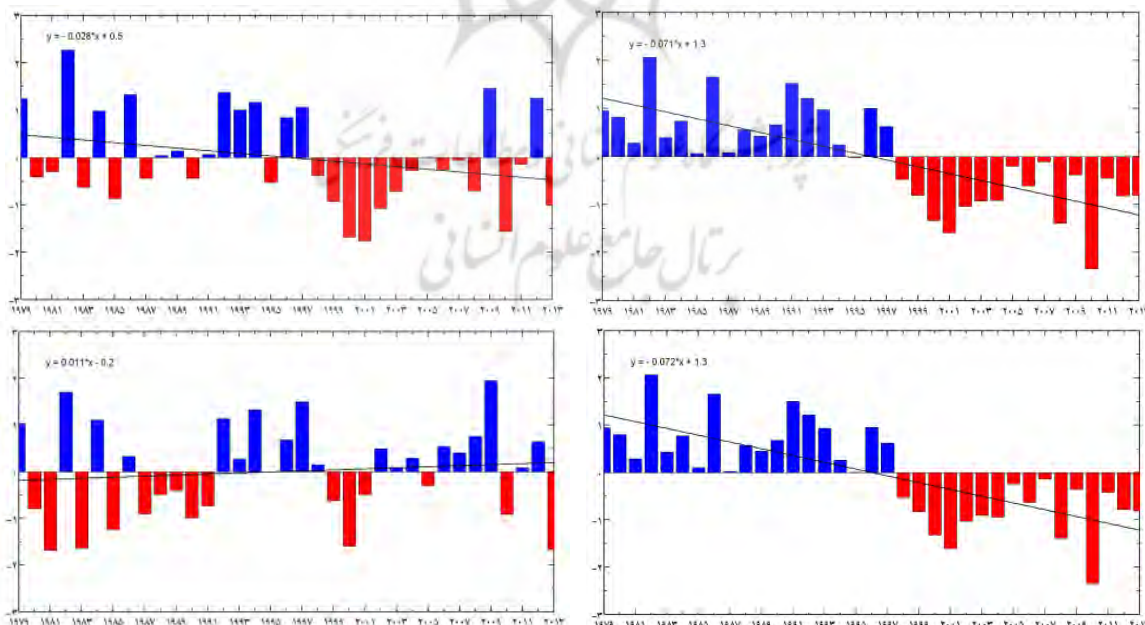
مشابه با تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال دارد. ناهنجاری نم نسبی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، بر روی برخی مناطق مخالف با ترازهای زیرین وردسپهر است. در برخی مناطق مرکزی ایران زمین، طی اواخر دوره این پژوهش، ناهنجاری مثبت به نسبت زیادی در مقادیر نم نسبی مشاهده می‌شود.

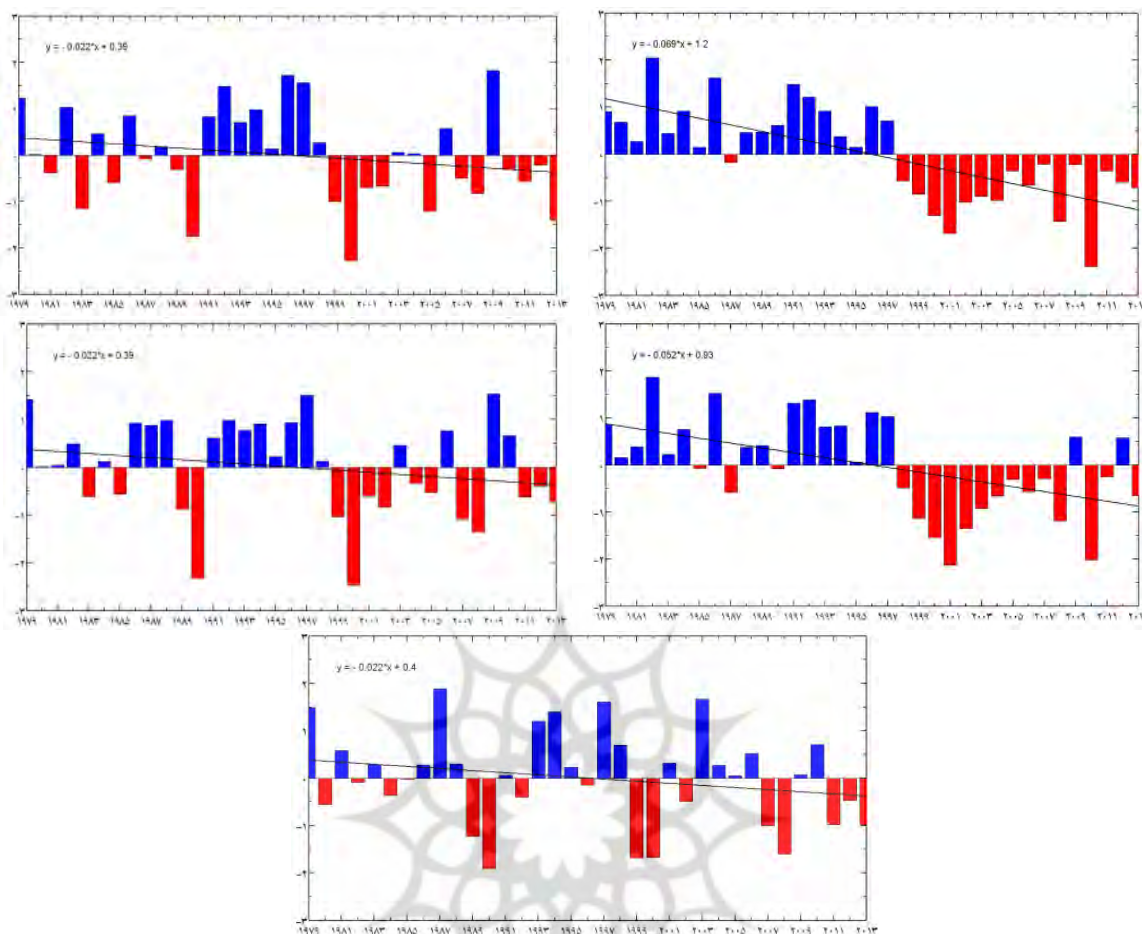


شکل ۱۵. ناهنجاری میانگین مداری نم نسبی ایران به ترتیب در ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰ و ۷۰۰ (سمت راست) و ۶۰۰، ۵۰۰، ۴۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال (سمت چپ) و ۲۰۰ هکتوپاسکال (وسط) طی بازه زمانی ۱۹۷۹-۲۰۱۳

در سال‌های ۱۹۹۹ تا ۲۰۰۱، ناهنجاری منفی شدیدی در مقادیر نم نسبی موجود در جو ترازهای ۴۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال ایران زمین دیده می‌شود. همان‌طور که پراکنش روند معنادار نم نسبی بر روی ایران زمین نیز در شکل ۱۲ نشان داد، به لحاظ آماری وردایی مقادیر نم نسبی در ترازهای یادشده، به جز در برخی مناطق، بر روی اغلب گستره در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنادار نیست.

برآزش خط رگرسیون بر روی سری زمانی استانداردشده نم نسبی در ترازهای واکاوی شده این پژوهش نشان داد که به جز در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، شیب مقادیر نم نسبی پهنة ایران زمین کاهش یافته است. همان‌طور که در شکل ۱۵ مشاهده می‌شود، ناهنجاری در نم نسبی جو گستره ایران طی دوره این پژوهش، دو دوره کاملاً متفاوت را به‌ویژه در ترازهای زیرین وردسپهر داشته است. از اوایل دوره این بررسی تا سال ۱۹۹۷، لایه زیرین جو ایران زمین ناهنجاری مثبت و از سال ۱۹۹۸ تا اواخر دوره، ناهنجاری منفی داشته است. بیشترین ناهنجاری منفی در مقدار نم نسبی لایه جوی یادشده در سال ۲۰۱۰ و بیشترین ناهنجاری مثبت در سال ۱۹۸۲ رخ نمود داشته است. در ترازهای ۱۰۰۰ و ۹۲۵ هکتوپاسکال، از میانگین نم نسبی پهنة ایران به‌ازای هر ده سال به ترتیب ۰/۷۱ و ۰/۷۲ گرم بر کیلوگرم کاسته شده است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، برخلاف دیگر ترازهای جوی واکاوی شده، بسامد رخداد ناهنجاری مثبت در مقادیر نم نسبی طی اواخر دوره این پژوهش به نسبت بیشتر از ناهنجاری منفی بوده است. اگرچه در نگاهی کلی می‌توان قضاوت کرد که طی سال‌های اخیر در ترازهای بالاتر از ۵۰۰ هکتوپاسکال، از مقدار نم نسبی گستره ایران زمین کاسته شده است، پیاپی و توالی ناهنجاری منفی سنجه جوی یادشده در مقایسه با وردسپهر پایینی از الگوی منظمی پیروی نمی‌کند.





شکل ۱۶. برازش خط رگرسیون بر روی سری زمانی استاندارد شده نم نسبی ایران در ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰ و ۷۰۰ (سمت راست) و ۶۰۰، ۵۰۰، ۴۰۰ و ۳۰۰ (سمت چپ) و ۲۰۰ هکتوپاسکال (وسط) طی بازه زمانی ۱۹۷۹-۲۰۱۳

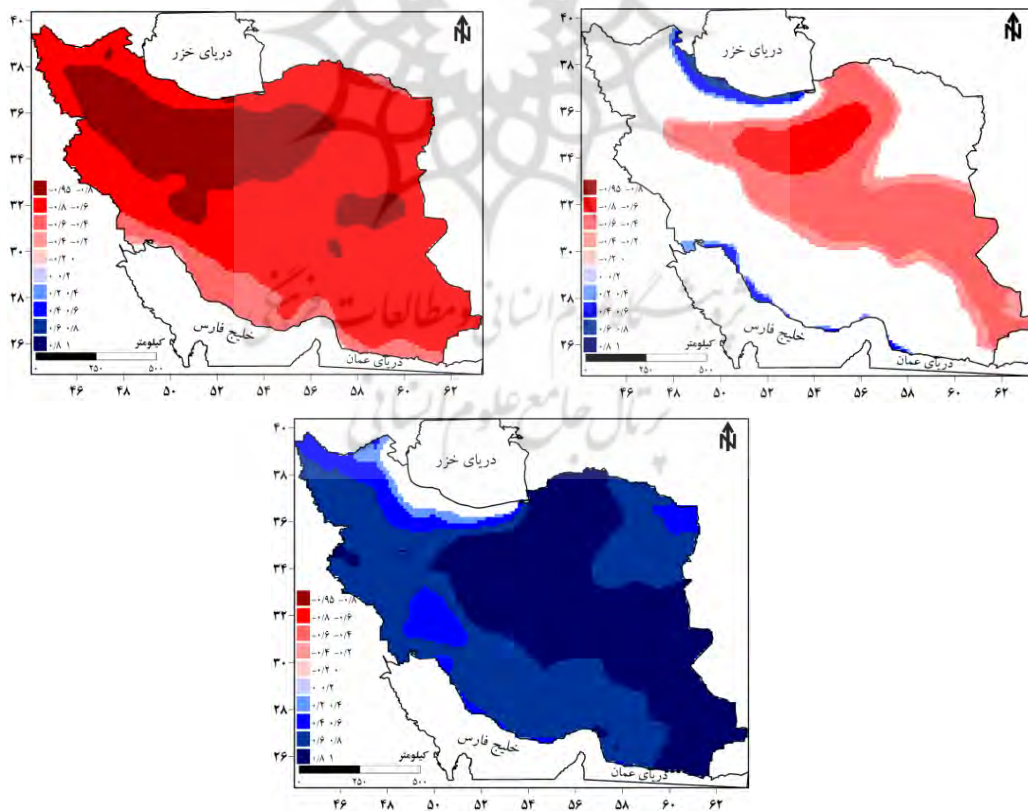
ج) ارتباط نم ویژه و نم نسبی با دما

ارتباط بین دمای هوا با مقدار نم ویژه در ایران زمین نشان داد که در نیمه شرقی، مناطق مرکزی ایران و بخش‌های غربی استان‌های خراسان شمالی و رضوی، همبستگی معکوس و معناداری بین سنجه‌های جوی یادشده وجود دارد؛ در حالی که این ارتباط بر روی کرانه‌های ساحل جنوبی دریای خزر و گستره بسیار کوچکی از کرانه‌های ساحلی دریا‌های جنوبی (خلیج فارس و دریای عمان) مثبت و معنادار است. بیشترین همبستگی منفی بین نم ویژه با دمای هوا در گستره مکانی بین مدار ۳۴ تا ۳۶ درجه عرض شمالی (جنوب رشته کوه‌های البرز، کاشان، جنوب سمنان و شهرکرد) مشاهده شد؛ مقدار این همبستگی بین $-0/6$ تا $-0/8$ است. همچنین، بیشترین همبستگی مثبت بین دمای هوا و نم ویژه بر روی کرانه‌های چسبیده سواحل جنوبی دریای خزر رخ نمود دارد و مقدار این همبستگی بین $0/8$ تا 1 است. بر روی دیگر مناطق ارتباط معناداری به لحاظ آماری در سطح اطمینان ۹۵ درصد مشاهده نشد.

با افزایش دما، ظرفیت و گنجایش رطوبتی هوا افزایش می‌یابد. نم نسبی جو تابعی از دمای هوا و مقدار مطلق رطوبت جو است؛ در صورتی که مقدار رطوبت ثابت باشد، با افزایش دما مقدار نم نسبی کاهش می‌یابد. از این رو، تغییر در نم نسبی هوا ارتباط تنگاتنگی با ویژگی‌های دمای آن مکان دارد. در شکل ۱۷، ارتباط بین دمای هوا با نم نسبی نشان

داده شده است. به لحاظ آماری، نم نسبی بر روی کل پهنه ایران زمین همبستگی معنادار و معکوسی با دمای هوا دارد. در برخی مناطق، این همبستگی کمتر است و در برخی نقاط، همبستگی بسیار زیادی بین دو سنجه جوی یادشده مشاهده می شود. از جنوب تبریز تا شهرکرد و از شرق استان کردستان تا شاهرود و بخش های غربی استان خراسان رضوی، بیشترین ارتباط و همبستگی بین دما و نم نسبی دیده می شود؛ بر روی این مناطق، مقدار همبستگی بین $0/8$ تا $0/95$ است. کمترین همبستگی مربوط به کرانه های ساحلی دریاهای جنوب است.

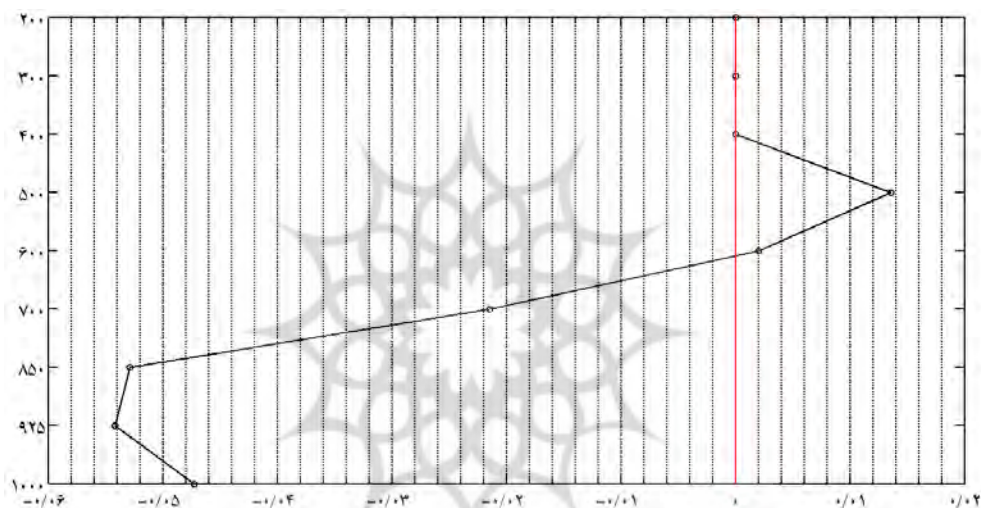
ارتباط بین نم نسبی با نم ویژه ایران زمین، به جز بر روی سواحل جنوبی دریای خزر، معنادار و مستقیم است؛ به بیانی دیگر، با افزایش مقدار رطوبت جو، نم نسبی در جو نیز افزایش می یابد. در نیمه شرقی، مناطق مرکزی ایران و بخش های غربی استان های خراسان شمالی و رضوی، همبستگی بین نم نسبی با نم ویژه بسیار زیاد است و مقدار این همبستگی بین $0/8$ تا 1 است. می توان گفت که بر روی این مناطق، مقدار نم نسبی در جو در بین دو عامل دما و رطوبت جوی، بیشتر تابعی از مقدار مطلق رطوبت در جو است. در کرانه های ساحلی دریای خزر، بین نم نسبی و نم ویژه ارتباط معناداری مشاهده نشد؛ بنابراین می توان گفت که در این گستره، مقدار نم نسبی موجود در جو، بیشتر تابعی از دمای هواست. بر روی برخی مناطق از جمله بلندی های البرز، شمال غرب، شمال شرق و زاگرس جنوبی نیز وابستگی نم نسبی به دمای هوا چشمگیر است.



شکل ۱۷. ارتباط بین دما با نم ویژه (سمت راست) و نم نسبی (سمت چپ) و ارتباط بین نم ویژه و نم نسبی (وسط) در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

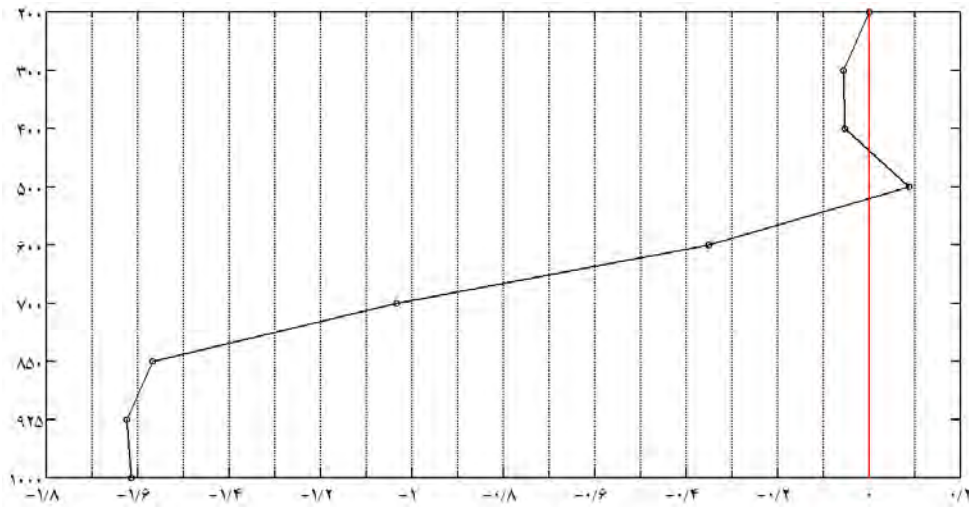
د) میانگین پهنه‌ای روند نم ویژه، نم نسبی و دمای هوا

یافته‌ها بیان‌کننده آن است که روند میانگین نم ویژه گستره ایران زمین طی دوره این بررسی، در لایه پایین وردسپهر (ترازهای زیر ۷۰۰ هکتوپاسکال) منفی و کاهشی است. بیشترین روند کاهشی در مقادیر رطوبت جوی ایران در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال مشاهده شد. میانگین پهنه‌ای روند کاهشی در تراز یادشده ۰/۰۵۴ گرم بر کیلوگرم به‌ازای هر دهه است. برخلاف لایه پایین وردسپهر، در لایه میانی وردسپهر (ترازهای ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال) روند نم ویژه ایران زمین مثبت و افزایشی است؛ میانگین روند افزایشی این دو تراز کندتر از متوسط روند کاهشی لایه زیرین وردسپهر است. نم ویژه ایران زمین در وردسپهر بالایی هیچ‌گونه تغییراتی نداشته است.

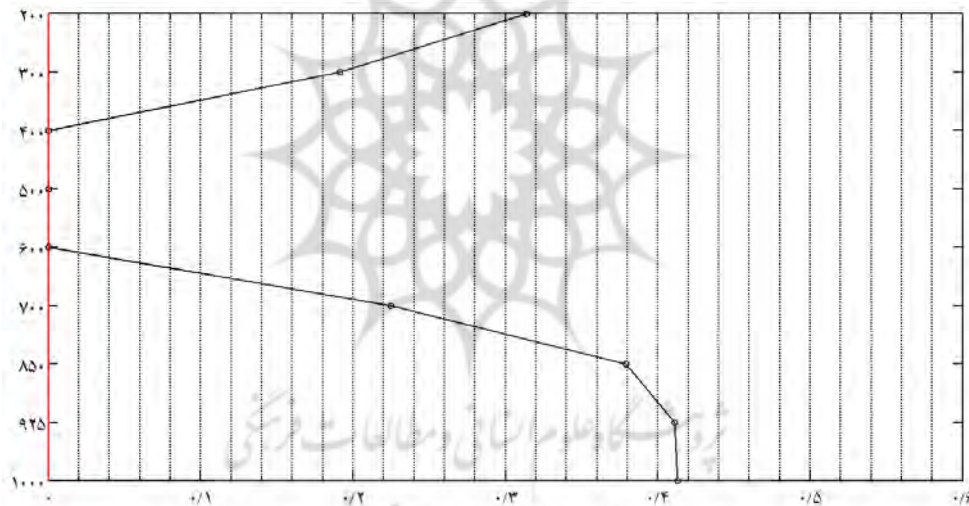


شکل ۱۸. نیمرخ عمودی میانگین پهنه‌ای روند نم ویژه ایران بر حسب گرم بر کیلوگرم به‌ازای هر دهه ($g.kg^{-1}.decade^{-1}$)

وردایی میانگین پهنه‌ای روند نم نسبی ایران مشابه با روند تغییرات نم ویژه است. روند نم نسبی گستره ایران در ترازهای زیرین وردسپهر، کاهشی است و تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال نسبت به دیگر ترازهای جوی بررسی شده با کاهش ۱/۶۲ درصدی بیشترین مقدار تغییرات را داشته است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، برخلاف دیگر ترازهای جوی، روند تغییرات نم نسبی ایران زمین افزایشی است. در ترازهای ۴۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال، روند نم نسبی پهنه ایران کاهشی است؛ ولی در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال روند معناداری مشاهده نشد. واکاوی وردایی مقادیر دما بر روی گستره ایران زمین نشان داد که دمای لایه پایین وردسپهر افزایش یافته است. افزایش دمای لایه در ترازهای ۱۰۰۰ و ۹۲۵ هکتوپاسکال، بیشتر از ترازهای بالاتر این لایه است و به ترتیب ۰/۴۱۳ و ۰/۴۱۱ درجه سانتی‌گراد به‌ازای هر دهه، متوسط پهنه‌ای دمای ایران زمین در ترازهای مذکور افزایش یافته است. در ترازهای ۶۰۰، ۵۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکال، میانگین پهنه‌ای روند دمای ایران زمین دستخوش تغییر نشده است. در لایه بالایی وردسپهر (ترازهای ۳۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال) نیز همانند لایه پایینی وردسپهر بر مقدار دما افزوده شده است.



شکل ۱۹. نیمرخ عمودی میانگین پهنه‌ای روند نم نسبی ایران بر حسب درصد به‌ازای هر دهه ($\% RH \cdot decade^{-1}$)



شکل ۲۰. نیمرخ عمودی میانگین پهنه‌ای روند دمای ایران بر حسب درجه سانتی‌گراد به‌ازای هر دهه ($^{\circ}C \cdot decade^{-1}$)

نتیجه‌گیری

هدف این پژوهش واکاوی وردایی مقادیر نم ویژه و نم نسبی ایران زمین در ترازهای مختلف جوی بود. برای انجام دادن آن از داده‌های یاخته‌ای مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان مدت جوی بهره گرفته شد. بر پایه تفکیک مکانی داده‌ها (۱۲۵/۰ درجه قوسی) و تفکیک زمانی (ماهانه) داده‌ها، برای هریک از دو سنجه جوی یادشده یک پایگاه داده در ابعاد 420×9965 ایجاد شد که بر روی سطرها زمان (ماه) و بر روی ستون‌ها مکان (یاخته‌های داخل ایران زمین) قرار داشت. متوسط سالانه نم ویژه و نم نسبی برای هریک از ۹۹۶۵ یاخته درون مرز سیاسی ایران زمین جداگانه حساب شد. معناداری روند به کمک آزمون ناپارامتریک من کندال در سطح اطمینان ۹۵ درصد آزموده شد و برای برآورد مقدار تغییرات از تخمین زن شیب سن بهره گرفته شد. یافته‌های این پژوهش نشان داد که به لحاظ آماری در سطح اطمینان ۹۵ درصد

مقدار نم ویژه و نم نسبی ایران طی این دوره وردایی معناداری داشته است. در لایه پایین وردسپهر، روند مقادیر نم ویژه و نم نسبی ایران زمین بر روی اغلب گستره کشور منفی و کاهشی است. از لحاظ مکانی، بیشترین مقدار تغییرات کاهشی در هر دو سنجه رطوبتی جو در گستره مکانی بین مدارهای ۳۴ تا ۳۶ درجه عرض شمالی ایران رخنمود داشته است. طی دوره بررسی شده، سمنان، شاهرود و گرگان بیشترین روند کاهشی رطوبتی را داشته‌اند. برخلاف اغلب گستره کشور، مقدار رطوبت جوی کرانه‌های ساحلی دریاهای جنوب (خلیج فارس و دریای عمان) و جنوب غرب دریای خزر، رو به افزایش است و روند مثبت معناداری دارد. گفتنی است وردایی نم نسبی مناطق یادشده از ایران زمین، به لحاظ آماری معنادار نیست. به طور کلی اگر بر پایه میانگین پهنه‌ای ایران زمین قضاوت کنیم، در ترازهای ۱۰۰۰ و ۹۲۵ هکتوپاسکال، به ترتیب ۰/۰۴ و ۰/۰۵ گرم بر کیلوگرم از مقدار رطوبت موجود در جو (نم ویژه) و ۱/۶۱ و ۱/۶۲ درصد از نم نسبی جوی به‌ازای هر دهه کاسته شده است. در میانه وردسپهر، به‌ویژه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، روند نم ویژه و نم نسبی تا حدودی افزایشی است. روند افزایشی سنجه‌های رطوبتی یادشده نسبت به کاهش آن در ترازهای زیرین جو کمتر است. به‌طور کلی در لایه بالایی وردسپهر ایران، دو سنجه رطوبتی جو دستخوش تغییرات چشمگیر و معناداری نشده‌اند.

واکاوی میانگین مداری ناهنجاری نم ویژه و نم نسبی جو طی دوره این پژوهش نشان داد که در نیمه شمالی کشور در اوایل دوره، از سال ۱۹۷۹ تا ۱۹۹۸، این ناهنجاری مثبت است؛ در حالی که از سال ۱۹۹۹ تا پایان دوره آماری (۲۰۱۳) ناهنجاری دو سنجه رطوبتی منفی است. برازش خط رگرسیون بر روی سری زمانی استانداردشده میانگین پهنه‌ای نم ویژه و نم نسبی ایران نیز گویای آن است که در لایه پایین وردسپهر از مقدار رطوبت موجود در جو (نم ویژه) و نم نسبی کاسته شده است و طی دوره بررسی شده، مقادیر رطوبتی ایران زمین، دو دوره کاملاً متفاوت داشته است.

اقلیم کره زمین بر اثر افزایش تمرکز گازهای گلخانه‌ای در جو، در حال گرم شدن است (هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم^۱، ۲۰۰۷). بر پایه یافته‌های پژوهشگران، افزایش دما و گرمایش جهانی منجر به افزایش مقدار رطوبت جوی کره زمین خواهد شد؛ در حالی که مقدار نم نسبی وردایی معناداری را نخواهد داشت؛ ولی واکاوی وردایی سنجه‌های رطوبتی در کرنل‌های مکانی کوچک‌تر ممکن است کاملاً هماهنگ با میانگین جهانی نباشد.

بر روی اقیانوس‌ها، افزایش دما منجر به افزایش تبخیر می‌شود و بنابراین، مقدار نم ویژه در جو افزایش می‌یابد؛ در حالی که ممکن است نم نسبی ثابت بماند و تغییر نکند. در مناطق دورتر از پهنه‌های بزرگ آب و مناطقی که مقدار تبخیر سالانه به‌طور چشمگیری بیشتر از بارش سالانه است، نظیر مناطق مرکزی ایران زمین، نم نسبی کاهش می‌یابد که ممکن است بر فرایندهای بوم‌شناختی و هیدرولوژیکی منطقه از جمله تبخیر و تعرق (فرند^۲، ۱۹۹۵)، رواناب، آتش‌سوزی جنگل (براون^۳ و همکاران، ۲۰۰۴) و رشد گیاهانی (لوشنر^۴، ۲۰۰۲) که به رطوبت حساس‌اند، تأثیر بسیار زیادی داشته باشد. با توجه به اینکه بخار آب، گازی گلخانه‌ای است، افزایش مقدار بخار آب و رطوبت در جو، در پس‌خور مثبتی منجر

1. Intergovernmental Panel on Climate Change

2. Friend

3. Brown

4. Leuschner

به گرمایش بیشتر سطح خواهد شد (هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم، ۲۰۰۷؛ دسلر و شرود، ۲۰۰۹). افزایش گاز گلخانه‌ای بخار آب در جو در کرانه‌های ساحلی دریاهای جنوب کشور و جنوب غرب دریای خزر، بیلان تابشی را دگرگون خواهد کرد و در پس‌خور مثبتی منجر به افزایش دما خواهد شد.

میانگین پهنه‌ای روند دمای ایران زمین طی دوره ۱۹۷۹-۲۰۱۳ نشان داد که دمای لایه پایین و ردسپهر افزایش یافته است. با توجه به اینکه افزایش گرمای لایه پایین و ردسپهر بیشتر از لایه‌های میانی و بالایی است، بیشترین وردایی و روند کاهشی نم و ویژه و نم نسبی پهنه ایران زمین نیز در ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵ و ۸۵۰ هکتوپاسکال رخنمود داشته است. به نظر می‌رسد که واکاوی وردایی سنجه‌های رطوبتی جو ایران زمین در ارتباط با تغییر و جابه‌جایی قطب سوی سلول هدلی و رودباد جنب‌حاره‌ای و تأثیر آن بر تغییرات بارش و ابرناکی ممکن است بسیار سودمند و مفید باشد.

منابع

- قائدی، س و مسعودیان، س.ا. (۱۳۸۶). «بررسی روند رطوبت جو ایران در نیم‌سده گذشته». دوفصلنامه پژوهش‌های علوم انسانی دانشگاه اصفهان. ش ۲۷. ص ۱۶۵-۱۷۳.
- قره‌خانی، ا و نوذر، ق. (۱۳۸۹). «بررسی روند تغییرات فصلی و سالانه رطوبت نسبی و نقطه شبنم در چند نمونه اقلیمی در ایران». نشریه آب و خاک. ج ۲۴. ش ۴. ص ۶۳۶-۶۴۶.
- مسعودیان، س.ا، قائدی، س. و محمدی، ب. (۱۳۸۵). «نواحی رطوبتی ایران». مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی. ش ۲۱. ص ۱-۱۴.
- Allan, R.P., Slingo, A. and Ringer, M.A. (2002). "Influence of dynamics on the changes in tropical cloud radiative forcing during the 1998 El Niño". J. Climate. No. 15. pp. 1979° 1986.
- Allen, M.R. and Ingram, W.J. (2002). "Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle". Nature. No. 419. pp. 224° 232.
- Alley, R.B., Berntsen, T., Bindoff, N.L., Chen, Z., Chidthaisong, A., Friedlingstein, P., Gregory, J.M., Hegerl, G.C., Heimann, M., Hewitson, B., Hoskins, B.J., Joos, F., Jouzel, J., Kattsov, V., Lohmann, U., Manning, M., Matsuno, T., Molina, M., Nicholls, N., Overpeck, J., Qin, D., Raga, G., Ramaswamy, V., Ren, J., Rusticucci, M., Solomon, S., Somerville, R., Stocker, T.F., Stott, P.A., Stouffer, R.J., Whetton, P., Wood, R.A. and Wratt, D. (2007). Climate change 2007: The Physical Science Basis, Summary for Policymakers.
- Arrhenius, S. (1896). "On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground". Phil. Mag. No. 41. pp. 237° 276.
- Brown, T.J., Hall, B.L., and Westerling, A.L. (2004). "The impact of twenty-first century climate change on wildland fire danger in the western United States: An applications perspective". Climatic Change. No. 62. pp. 365° 388.
- Dessler, A.E. and Sherwood, S.C. (2009). "Atmospheric Science: A Matter of Humidity". Science. No. 323. pp. 1020° 1021.
- "During the Last Half Century". Journal of Humanities Researches of University of Isfahan. No. 27. pp. 165-173.
- Elliott, W.P. and Gaffen, D.J. (1991). "On the utility of radiosonde humidity archives for climate studies". B. Am. Meteorol. Soc.. No. 72. pp. 1507° 1520.
- Friend, A.D. (1995). PGEN° An integrated model of leaf photosynthesis, transpiration, and conductance". Ecol. Model. No. 77. pp. 233° 255.
- Gaffen, D.J. and Ross, R.J. (1999). "Climatology and trends of U.S. surface humidity and temperature". J. Climate. No. 12. pp. 811° 828.

- Ghaedi, S. and Masoodian, S.A. (2007). "A Survey of the Atmospheric Water Vapor Trend of Iran. (In Persian)
- Ghara-khani, A. and Ghahreman, N. (2010). "Seasonal and Annual Trend of Relative Humidity and Dew Point Temperature in Several Climatic Regions of Iran". *Journal of Water and Soil*. Vol. 24. No. 4. pp. 636-646. (In Persian)
- Hansen, J., Lacis, A., Rind, D. and Russell, G. (1984). "Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms". *Geophys. Monogr. No. 29*. pp. 130° 163.
- Harries, J.E. (1997). "Atmospheric radiation and atmospheric humidity". *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. 123. No. 544. pp. 2173-2186.
- Held, I.M. and Soden, B.J. (2000). "Water vapour feedback and global warming". *Annu. Rev. Energy Environ*. No. 45. pp. 441° 475.
- Holland, G.J. (1997). "The maximum potential intensity of tropical cyclones". *J. Atmos. Sci*. No. 54. pp. 2519- 2541.
- Jones, P.D., Horton, E.B., Folland, C.K., Hulme, M., Parker, D.E. and Basnett, T.A. (1999). "The use of indices to identify changes in climatic extremes". *Clim. Change*. No. 42. pp. 131-149.
- Kiehl, J.T. and Trenberth, K.E. (1997). "Earth's Annual Global Mean Energy Budget". *Bull. Amer. Meteor. Soc*. No. 78. pp. 197° 208.
- Leuschner, C. (2002). "Air humidity as an ecological factor for woodland herbs: leaf water status, nutrient uptake, leaf anatomy, and pro-ductivity of eight species grown at low or high vpd levels". *Flora*. No. 197. pp. 262° 274.
- Lorenz, D J. and DeWeaver, E.T. (2007). "The response of the extratropical hydrological cycle to global warming". *J. Climate*. No. 20. pp. 3470° 3484.
- Manabe, S. and Strickler, R.F. (1964). "Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment". *J. Atmos. Sci*. No. 21. pp. 361-385.
- Mark, P., McCarthy, P., Thorne, W. and Titchner, H.A. (2009). "An Analysis of Tropospheric Humidity Trends from Radiosondes". *J. Climate*. No. 22. pp. 5820° 5838.
- Masoodian, S.A., Ghaedi, S. and Mohammadi, B. (2006). "Humidity Regions of Iran". *Journal of Geography and Planning*. No. 21. pp. 1-14. (In Persian).
- McCarthy, M.P. and Toumi, R. (2004). "Observed interannual variability of tropical tropospheric relative humidity". *J. Climate*. No. 1. pp. 3181-3191.
- Mitchell, J.F. B. and Ingram, W.J. (1992). "Carbon dioxide and climate: Mechanisms of changes in cloud". *J. Climate*. No. 5. pp. 5° 21.
- Philipona, R. and Dürr, B. (2004). "Greenhouse forcing outweighs decreasing solar radiation driving rapid temperature rise over land". *Geophysical Research Letters* 31. doi: 10.1029/2004GL020937.
- Philipona, R., Durr, B. Ohmura, A. and Ruckstuhl, C. (2005). "An-thropogenic greenhouse forcing and strong water vapor feed-back increase temperature in Europe". *Geophys. Res. Lett.* 32. L19809, doi: 10.1029/2005GL023624.
- Price, J. and Wood, R. (2002). "Comparison of probability density functions for total specific humidity and saturation deficit humidity, and consequences for cloud parametrization". *Quart. J. Roy. Meteor. Soc*. No. 128. pp. 2059° 2072.
- Ross, R.J. and Elliott, W.P. (2001). "Radiosonde-based Northern Hemisphere tropospheric water vapor trends". *J. Climate*. No. 14. pp. 1602° 1612.
- Scholze, M., Knorr, W., Arnell, N. and Prentice, C. (2005). "A climate change risk analysis for world ecosystems". *Proceedings of the National Academy of Sciences*. No. 103 (35). pp. 13116° 13120.
- Sherwood, S.C. (1996). "Maintenance of the free-tropospheric tropical water vapor distribution. Part II: Simulation by large-scale advection". *J. Climate*. No. 9. pp. 2919° 2934.
- Steadman, R.G. (1984). "A universal scale of apparent temperature". *J. Clim. Appl. Meteorol*. No. 23. pp. 1687-1674.
- Sundqvist, H. (1978). "A parameterization scheme for nonconvective condensation including prediction of cloud water content". *Quart. J. Roy. Meteor. Soc*. No. 104. pp. 677° 690.

- Talae, P.H., Sabziparvar, A.A. and Tabari, H. (2012). "Observed changes in relative humidity and dew point temperature in coastal regions of Iran". *Theor. Appl. Climatol.* Vol. 110 (3). pp. 385-393. (In Persian).
- Trenberth, K.E. (1999). "Atmospheric moisture recycling: Role of advection and local evaporation". *J. Climate.* No. 12. pp. 1368-1381.
- Trenberth, K.E. et al. (2007). Observations: Surface and atmospheric climate change, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contributions of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* edited by S. Solomon et al.. . U. K. Cambridge: Cambridge Univ. Press.
- Trenberth, K.E., Smith, L., Qian, T., Dai, A. and Fasullo, J. (2007). "Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data". *J. Hydrometeor.* No. 8. pp. 758° 769.
- Vincent, L.A., Wijngaarden, W.A. and Hopkinson, R. (2007). "Surface Temperature and Humidity Trends in Canada for 1953° 2005". *Journal of Climate.* No. 20. pp. 5100-5113.
- Wang, J.X.L. and Gaffen, D.J. (2001). "Late-twentieth-century climatology and trends of surface humidity and temperature in China". *J. Climate.* No. 14. pp. 2833° 2845.
- Willett, K.M., Gillett, N.P., Jones, Ph.D. and Thorne, P.W. (2007). "Attribution of observed surface humidity changes to human influence". *Nature.* No. 449. pp. 710-713.
- Wright, J.S., Sobel, A. and Galewsky, J. (2010). "Diagnosis of zonal mean relative humidity changes in a warmer climate". *J. Climate.* No. 23. pp. 4556-4569.
- Zhang, Y.C., Rossow, W.B. and Lacis, A.A. (1995). "Calculation of surface and top-of-atmosphere radiative fluxes from physical quantities based on ISCCP datasets: 1. Method and sensitivity to input data uncertainties". *J. Geophys. Res.* No. 100. pp. 1149-1165.

