



جغرافیا و روابط انسانی، بهار ۱۴۰۲، دوره ۵، شماره ۴، صص ۳۶۹-۳۵۲

واکاوی همدیدی امواج سرمایی شهر اردبیل و برآورد دوره‌های بازگشت و تغییرات آن در سال‌های آینده

مهدی فروتن^۱، برومند صلاحی^{۲*}

۱- دانشجوی دکتری رشته آب‌وهوا شناسی، دانشگاه محقق اردبیلی، دانشکده علوم اجتماعی، گروه جغرافیای طبیعی، اردبیل، ایران،

۲- استاد آب‌وهوا شناسی، دانشگاه محقق اردبیلی، دانشکده علوم اجتماعی، گروه جغرافیای طبیعی، اردبیل، ایران،

bromand416@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۲/۰۹

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۱/۰۳

چکیده

وقوع پدیده یخبندان همه‌ساله حوادث ناگواری به همراه دارد. به همین خاطر هدف از این مقاله شناسایی الگوهای جوی مؤثر بر کاهش دمای شهر اردبیل با روش محیطی به گردشی و تعیین دوره‌های بازگشت آن با مدل آماری Hyfran-plus و بررسی تغییرات آن در سال‌های آینده طبق سناریوهای مختلف ریزگردان sdsM می‌باشد. برای بررسی همدیدی، داده‌های میانگین دما از اداره آب‌وهواشناسی استان اردبیل اخذ شد و روزهای با دمای زیر ۱۰- درجه سانتی‌گراد طی دوره آماری (۱۳۵۵-۱۴۰۰) به عنوان فرین انتخاب شدند سپس روند سری زمانی فراوانی روزهای یخبندان با روش کم‌ترین مربعات خطا در الگوی رگرسیون خطی مشخص شد و نتایج آن روند کاهشی را از سال ۱۳۷۰ به بعد نشان داد. سرانجام برای تحلیل همدید عوامل جوی، روز ۲۵ دی ماه ۱۳۸۶ به عنوان نماینده از طریق روش خوشه‌ای سلسله‌مراتبی ward انتخاب گردید. در ادامه داده‌های سطوح فوقانی جو از وب‌سایت (NCEP/NCAR) دریافت شد و نقشه‌های سینوپتیکی فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، بردار باد، امگا، تاوایی، ضخامت جو و دمای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به صورت ترکیبی در محیط نرم‌افزار گرس برای روز نماینده و روز قبل از آن ترسیم شد. نتایج حاصل از تحلیل این نقشه‌ها نشان دادند سیستم پرفشار حرارتی سیبری نقش مؤثری در انتقال هوای سرد عرض‌های شمالی به سمت منطقه مورد مطالعه داشته است. در کنار این پدیده قرارگیری منطقه مطالعاتی در جلوی پشته اروپا شرایط چرخندگی منفی هوا را در پی داشته است که نتیجه آن تقویت جریانات نزولی و کاهش دمای هوا بوده است. در مرحله بعد به منظور برآورد دوره‌های بازگشت امواج سرما از مدل آماری Hyfran-plus استفاده شد و نتیجه آن نشان داد آزمون ایستایی (wald-wolfowitz) و توزیع آماری Normal دقت بیشتری در تعیین دوره‌های بازگشت امواج سرما داشته است و نتایج حاصل از آزمون Chi-Squared نیز نشان داد که می‌توان در سطح معنی‌دار ۵ درصد به استخراج نتایج حاصل از آن اطمینان کرد. در وهله آخر به منظور پیش‌بینی تغییرات پارامتر دما با استفاده از مدل گردش عمومی CanESM2 تحت سه سناریوی RCP2.6 و RCP4.5 و RCP8.5 چشم انداز آبی دوره (۲۰۲۰-۲۰۵۰) بررسی گردید. نتایج آن نشان داد مدل توانایی لازم را در همانندسازی میانگین دما داشته است بر اساس نتایج بدست آمده از داده‌های مدل CanESM2 روند تغییرات سری زمانی متوسط دمای سالانه افزایش نسبی دما را طی دوره‌های آبی نسبت به دوره پایه در هر سناریو نشان داد و هم‌چنین در ماه‌های می، جولای، آگوست و سپتامبر افزایش دما تا حداکثر ۱ درجه سلسیوس پیش‌بینی شد.

واژه‌های کلیدی

موج سرما، واکاوی همدیدی، SdsM, Hyfran-plus، شهر اردبیل،



مقدمه

موج سرما یک پدیده جوی است که از طریق سردی هوا یا استیلای آن در یک ناحیه وسیع آشکار می‌شود و در یک دوره مشخص با هوای به شدت سردی همراه هستند که بادهای شدید اثر این موج سرما را افزایش می‌دهد (قاسمی‌فر و ناصرپور، ۱۳۹۶:۱۳۸). از آنجایی که سطح زمین انرژی خورشیدی را به صورت نابرابر دریافت می‌کند دمای هوا تغییرات زیادی دارد و موجب تغییر در دیگر عناصر هواشناسی می‌شود. یکی از این اشکال تغییرات، کاهش دما تا نقطه انجماد است که به آن یخبندان می‌گویند (امیدوار و ابراهیمی، ۱۳۹۱:۸۱)؛ به عبارتی دیگر یخبندان و امواج سرما ناشی از تغییر دما در طول زمان است و به تغییر درجه حرارت به زیر صفر درجه سانتی‌گراد گفته می‌شود (فرج‌زاده، ۱۳۹۲:۷۶) و به دو گروه تقسیم می‌شود: یخبندان تابشی و وزشی. یخبندان تابشی زمانی رخ می‌دهد که طی شب‌های صاف و آرام، تابش موج بلند شبانه از سطح زمین باعث کاهش دمای سطحی شود اما یخبندان وزشی زمانی به وقوع می‌پیوندد که یک توده هوای سرد و خشک از روی منطقه‌ای عبور کند و معمولاً با جو آمیخته همراه است و باعث افت دما به زیر صفر درجه سانتی‌گراد می‌شود (مسعودیان و دارند، ۱۳۹۲:۱۲۹).

این پدیده از زیان‌آورترین بلایای طبیعی محسوب می‌شود که خسارات جانی و مالی به دنبال دارد و علاوه بر خطرات آن بر حیات موجودات زنده نقش اساسی در مسائل اقتصادی، زیست‌محیطی، عمرانی و کشاورزی دارد (لشکری و همکاران، ۱۳۹۳:۷۶). یخبندان همچنین به باغ‌های میوه و سبزی زیان وارد می‌نماید و باعث متلاشی شدن بتون‌های جدیدالاحداث و راه‌های آسفالت‌شده می‌شود. در بخش زراعت، ساختمان، حمل‌ونقل و در صورت تشدید تخم گیاهان درون خاک نیز از آن صدمه می‌بیند (علیجانی، ۱۳۸۱:۱۵۷). همه‌ساله در ایران و به‌خصوص در نواحی شمال غرب دمای پایین و سرمای شدید برحسب شدت و استمرارشان فعالیت‌های انسانی را مختل نموده و بر بخش کشاورزی، حمل‌ونقل و سایر مسائل زیست‌محیطی تأثیر می‌گذارد (جامعی و همکاران، ۱۳۹۳:۱۵۹). از جمله این حوادث، در سال ۱۳۸۵، به ۱۵ درصد از مزارع نیشکر خوزستان حدود ۱۵۰ میلیارد ریال خسارت ناشی از یخبندان وارد شد نمونه دیگر آن در فروردین‌ماه سال ۱۳۸۶ به دلیل یخبندان شدید، ۸۵۰۰ هکتار به اراضی کشاورزی در الیگودرز زیان وارد شد (هژبرپور و علیجانی، ۱۳۸۶:۹۰). همین موج سرما به رخداد ۱۵۴۰ فقره تصادف‌های فوتی که منجر به مرگ ۲۲۶ نفر و مجروحیت ۵۱۴ نفر در استان اردبیل گشت (رضازاده و علیجانی، ۱۳۹۶:۱۸۴). بنابراین مطالعه متغیر دما به‌عنوان یکی از اصلی‌ترین عنصر پدیدآورنده اقلیم و همچنین شناسایی الگوهای جوی مسبب آن اهمیت بسزایی در مطالعات اقلیمی دارد و هدف کلی از ارائه این تحقیق پیدا کردن عوامل جوی مولد موج سرما با ارائه تصویری از جابجایی الگوهای جوی و مشاهده رفتار آن‌ها و برآورد دوره‌های بازگشت امواج سرما و تغییرات آن در سال‌های آتی در شهر اردبیل است تا امکان پیش‌آگاهی رخداد یخبندان فراهم آید و برنامه‌ریزان را در امر اجرای برنامه‌های مختلف از وضعیت اقلیمی آگاه نماید.

مطالعات زیادی در زمینه بررسی همدیدی پدیده یخبندان و تغییرات آن در داخل و خارج از ایران انجام گرفته از جمله: روستیکوکی* و وارگلاس[□] (۱۹۹۵)، برخی از شرایط سینوپتیک را که در آن‌ها فاجعه‌های دما رخ داده بود را مورد بررسی قرار دادند و نتایج آن‌ها نشان داده در سردترین روزها بادهای جنوب شرقی به شمال (از اقیانوس اطلس) در اطراف یک سیستم پرفشار بر روی قسمت جنوبی آرژانتین می‌وزد. کمپتلا[□] و روستیکوکی[□] (۱۹۹۸)، به تحلیل سینوپتیکی دمای شدید مارس ۱۹۸۰ در آرژانتین پرداختند و نشان دادند تداوم یک سیستم آنتی‌سیکلون در تمام سطوح تروپوسفر و گسترش جو باروتروپیک به جنوب منجر به حفظ مقادیر بالای دما و رطوبت شده و همچنین تابش شدید خورشید مهم‌ترین علت افزایش دما بوده است. جئونگ** و همکاران (۲۰۰۵)، تأثیر نوسان مادن‌جولیان بر دمای هوا و موج سرد در شرق آسیا را مورد بررسی قرار دادند و نتایج آن‌ها نشان داد بیشتر موج‌های شدید سرمای هوا وقتی اتفاق می‌افتد که مرکز همرفت MJO بیش از اقیانوس هند واقع شده باشد. کانی[□] و همکاران (۲۰۰۸)، تأثیر الگوهای سینوپتیکی را در تولید روزهای بسیار سرد در ۳۴ کشور اروپایی از سال ۱۹۵۵ تا ۱۹۹۸ مورد بررسی قرار دادند. ژو[□] و همکاران (۲۰۰۹)، دمای پایین ژانویه ۲۰۰۸ در جنوب چین را تحلیل سینوپتیکی نموده و سه عامل را شناسایی کردند: ۱- انسداد مداوم بالای سیبری که منجر به جذب هوای خشک و سرد سیبری به مرکز و جنوب چین شده بود ۲- یک جریان مداوم جنوب غربی در ارتباط با ارتفاع نیمه گرمسیری غربی اقیانوس آرام منجر به افزایش رطوبت از خلیج بنگال به مرکز و جنوب چین گشته بود ۳- لایه وارونگی عمیق در تروپوسفر تحتانی همراه با پوشش برف گسترده در بیشتر مناطق مرکزی و جنوبی چین؛ که این عوامل را در رخداد این پدیده مؤثر دانسته‌اند.

حسن[□] و همکاران (۲۰۱۴)، به منظور شبیه‌سازی و کاهش مقیاس پارامتر بارش و دما از ریزگردان SDSM و Lars wg استفاده کردند و نتایج این دو مدل نشان دهنده روند افزایشی کلی در مقادیر میانگین دمای روزانه بود اما برای پارامتر بارش نشان دادند SDSM تغییر نسبتاً بیشتری را در میزان بارندگی سالانه نسبت به LARS-WG ارائه می‌دهد. روستا و همکاران (۲۰۱۶)، به تجزیه و تحلیل آماری و سینوپتیکی الگوی ضخامت جو یخ‌های فراگیر ایران پرداختند آن‌ها با استفاده از داده‌های مربوط به حداقل دمای روزانه طی یک دوره آماری ۵۰ ساله (۲۰۱۰-۱۹۶۱) از ۴۵۱ ایستگاه آب‌وهواشناسی در مواردی که دما حداقل دو روز زیر صفر درجه سانتی‌گراد بود و ۵۰ درصد از کل ایران را پوشش می‌داد را انتخاب کردند و نتیجه گرفتند که سیستم پرفشار سیبری و در مواردی ترکیب آن با سیستم پرفشار اروپای شرقی نقش بسزایی در

* - Rusticucci

† - Vargas

‡ - Campetella

§ - Rusticucci

** - Jeong

†† - Cony

‡‡ - Zhou

§§ - Hassan

بروز یخبندان‌های فراگیر در ایران داشته است. آناگنوستوپولو*** و همکاران (۲۰۱۷)، هوای سرد ژانویه سال ۲۰۱۷ را مورد تجزیه و تحلیل اقلیمی و سینوپتیکی قرار دادند. عالی جهان و همکاران (۲۰۱۸)، الگوهای زمانی و مکانی امواج سرد زیر ۱۵- درجه سانتی‌گراد را طی دوره آماری ۱۴۲ ساله (۲۰۱۲-۱۸۷۱) مورد تحلیل سینوپتیکی قرار داده و نتیجه آن‌ها نشان داد سامانه پرفشار سیبری همراه با جریان هوای شمالی منجر به انتقال امواج سرد از عرضه‌های شمالی به سمت شمال غرب ایران شده است.

لشکری و کیخسروی (۱۳۸۷)، به منظور شناخت عوامل مؤثر دینامیکی و همدیدی بر پدیده یخبندان در ایران ترازهای مختلف جوی را مورد تحلیل سینوپتیکی قرار دادند و نتیجه گرفتند که وجود یک مرکز کم‌ارتفاع روی شمال سیبری و زبان حاصل از آن که امتداد شمال-جنوبی داشته باعث ریزش هوای سرد قطبی به سمت نواحی جنوب ایران شده است. کریمی و همکاران (۱۳۹۱)، امواج سرماهای فراگیر ایران را مورد تحلیل همدیدی قرار دادند نتایج پژوهش آن‌ها نشان داد الگوی پرفشار سیبری با هجوم به سمت عرض‌های پایین هفت موج سرما تشکیل داده و هم‌زمان با آن وجود پشته‌هایی با ارتفاع ۵۸۰۰ متر و ریزش هوای سرد در سمت شرق آن به تشدید این امواج سرما کمک نموده است. لشکری و همکاران (۱۳۹۳)، به تحلیل همدید دمای پایه برف در شمال غرب ایران پرداختند. آن‌ها بر اساس قدرت فراگیر بارش برف ۱۵ سامانه را انتخاب نموده و آن‌ها را بر اساس دمای سطحی به دو گروه دسته‌بندی کردند. نتایج تحلیل آن‌ها نشان داد که سامانه پرفشار سیبری در کاهش دمای سطحی در گروه اول نقش مهمی داشته و در گروه دوم، عبور کم‌فشار شمالی در کنار پشته فشاری ناشی از پرفشار مهاجر اروپا به منطقه مطالعاتی عامل فرارفت هوای سرد به منطقه مطالعاتی بوده است.

عساکره و شاهبایی کوتنایی (۱۳۹۴)، الگوهای جوی فراگیرترین روز سرد ایران طی سال‌های ۱۳۳۹ تا ۱۳۸۸ را تحلیل همدیدی نمودند و نتیجه آن‌ها نشان داد وجود یک سامانه بندالی در غرب و مرکز اروپا و سامانه کم‌ارتفاعی در شمال روسیه باعث ریزش هوای سرد جنب قطبی از نواحی شمالی اسکاندیناوی به طرف ایران شده است. قاسمی‌فر و ناصرپور (۱۳۹۵)، به تحلیل همدید امواج گرما و سرما در سواحل جنوبی دریای خزر پرداختند و نشان دادند که مراکز پرفشار اروپای شرقی، سیبری، کوه‌های آلپ و کم‌فشار اورال موج‌های سرد را رقم زده و مراکز کم‌فشار عربستان، پاکستان و خلیج فارس موجب تشکیل موج گرم بوده‌اند. دوستکامیان و همکاران (۱۳۹۵)، امواج سرمایشی و فراگیر شمال غرب ایران را مورد تحلیل آماری و همدیدی قرار دادند. آن‌ها داده‌های میانگین دمای روزانه ۴۰ ایستگاه همدیدی شمال غرب را با روش درونیایی فضایی کریجینگ و نرم‌افزار matlab، ۵۰۸۲ یاخته با ابعاد ۱۵ در ۱۵ کیلومتر به دست آوردند و ۱۱۹۶ روز سرد را با روش خوشه‌بندی ward به چهار الگو تقسیم کردند. نتایج این الگوها نشان داد نحوه آرایش پرفشار سیبری و پرفشار مهاجر غربی نقش مهمی در هدایت هوای سرد عرض‌های شمالی به سمت شمال غرب ایران داشته است.

سلاجقه و همکاران (۱۳۹۵)، به پیش‌بینی متغیرهای اقلیمی توسط مدل چندگانه خطی sdsms در دوره آینده بر پایه سناریو A2 پرداختند و نتایج کار آن‌ها نشان داد مقدار بارش میانگین سالانه در دوره‌های ۲۰۱۵-۲۰۴۰ و ۲۰۴۰-۲۰۶۵ نسبت به

*** - Anagnostopoulou

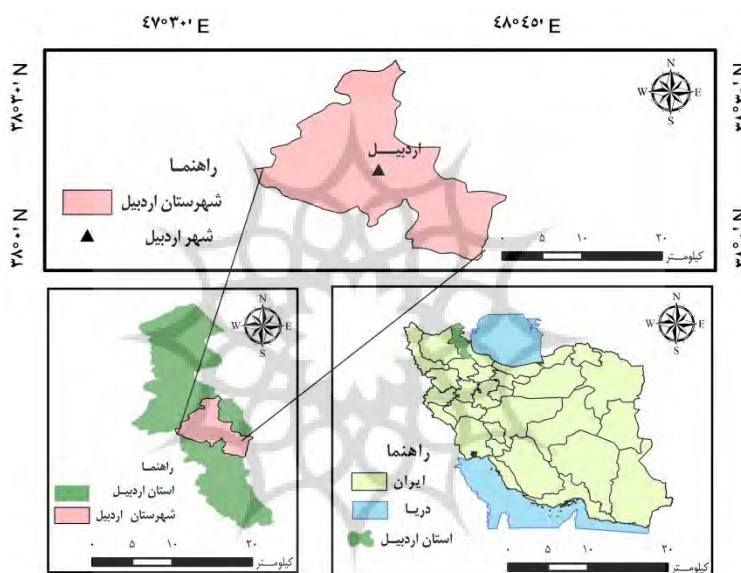
دوره پایه کاهش خواهد یافت درحالی که دمای متوسط کمینه و بیشینه نسبت به دوره پایه فزایش خواهد یافت. شیدائیان و همکاران (۱۳۹۶)، به مقایسه مدل شبکه عصبی (ANN) با Sdsm در کوچک مقیاس سازی دما در دشت تجن در مازندران پرداختند آن‌ها برای ارزیابی عملکرد مدل‌ها از ضریب همبستگی، ضریب تعیین، و جذر مربعات میانگین خطا بین مقادیر مشاهداتی و پیش‌بینی شده دما استفاده کردند و نشان دادند مدل sdsms کارایی بهتری نسبت به مدل شبکه عصبی ANN در کوچک مقیاس سازی دما داشته است. عساکره و شادمان (۱۳۹۷)، به ارزیابی توان مدل sdsms در همانندسازی میانگین دمای شهر ارومیه پرداختند دستاورد کار آن‌ها نشان داد هر چقدر بازه زمانی برای میانگین‌گیری بیش‌تر باشد میانگین‌های دمایی همانندسازی شده به واقعیت نزدیک می‌باشد اما کاربرد این مدل در بیشینه‌ها و کمینه‌ها چندان مناسب و دقیق نبوده است.

براتی و همکاران (۱۳۹۷)، شهرهای رکورددار سرما در ایران را مورد تحلیل هم‌دیدگی قرار دادند و نشان دادند هرگاه کانون‌های پرفشار سیبری در سرزمین میان دریاچه بایکال و دریاچه بالخاش گروه‌گرایی نشان دهند پایین‌ترین دماها در شهرهای ایران به وقوع می‌پیوندد. محمدی و همکاران (۱۳۹۹)، به مقایسه مدل‌های آماری و تجربی در تعیین منحنی‌های شدت-مدت-فراوانی بارش در شهر ایلام پرداختند. آن‌ها از مدل‌های تجربی قهرمان و آبخضر، وزیری، بل و Hyfran-plus استفاده کردند و نشان دادند توزیع آماری گاما معکوس نسبت به سایر توزیع‌های مورد بررسی دقت بیش‌تری در تعیین دوره بازگشت شدت بارش دارد و حداکثر اختلاف شدت بارش‌ها در تداوم‌های طولانی، کمتر از ۱/۶ درصد و در تداوم‌های کوتاه مدت کمتر از ۲۰/۲ درصد می‌باشد. عبادی‌فر و همکاران (۱۳۹۹)، به برآورد دبی سیلاب برای مطالعات ساماندهی سرخه‌حصار در محدوده شهرک ولی عصر شهر ری از قابلیت نرم‌افزار Hyfran-plus بهره گرفتند و نشان دادند در دوره‌های بازگشت ۲۵، ۵۰ و ۱۰۰ سال دبی پیک سیلاب رودخانه به‌ترتیب برابر با ۱۱۸، ۱۲۸ و ۱۳۷ مترمکعب در ثانیه به‌دست خواهد آمد. دسترنج و رستمی (۱۳۹۹)، به ارزیابی و پیش‌بینی تغییرات اقلیم در دهه‌های آینده با استفاده از خروجی‌های مدل گردش عمومی HadCM3 تحت سناریوی انتشار A2 و B2 و روش ریزمقیاس‌نمایی آماری و مدل SDSM استفاده نمودند و به این نتیجه دست یافتند که درجه حرارت حداکثر، حداقل و میانگین در دوره‌های ۲۰۹۹-۲۰۷۰ و ۲۰۴۹-۲۰۲۰ نسبت به دوره مشاهداتی ۲۰۰۸-۱۹۷۹ افزایش خواهد یافت.

با توجه به تحقیقات انجام‌گرفته نقش یخبندان در زندگی جوامع بشری پراهمیت بوده و از آنجایی که شهر اردبیل موقعیت کوهستانی و اقلیم سردی دارد و بیش‌تر متأثر از این پدیده قرار می‌گیرد لذا ضرورت یافته با دیدگاه هم‌دیدگی به بررسی این پدیده پرداخته شود و برای دوره‌های بازگشت و تغییرات آن در سال‌های آینده برنامه‌ریزی شود.

محدوده مورد مطالعه

شهر اردبیل به عنوان مرکز استان اردبیل در شمال غرب ایران قرار گرفته است. مختصات جغرافیایی آن ۴۸ درجه و ۱۵ دقیقه تا ۴۸ درجه ۱۹ دقیقه طول شرقی و ۳۸ درجه و ۱۱ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۱۷ دقیقه عرض شمالی می باشد. این شهرستان مساحتی بالغ بر ۱۱۰۸۱ کیلومتر مربع و ۱۵۰۰ متر ارتفاع از سطح دریاهای آزاد دارد. همچنین این شهرستان از سه بخش و ده دهستان تشکیل یافته است (ایمانی و همکاران، ۱۳۹۷: ۱۹۰). طبق سرشماری سال ۱۳۹۵ جمعیتی بالغ بر ۵۹۲۳۷۴ نفر داشته و دارای ۴ منطقه و ۴۴ ناحیه شهری است. ناحیه ۷ از منطقه ۴ بیشترین تراکم جمعیت و ناحیه ۱۱ از منطقه ۲ کمترین تراکم جمعیت را دارد (هاشمی معصوم آباد و همکاران، ۱۳۹۹: ۹۵). شهر اردبیل دارای بخش های کوهستانی سرد و جلگه های معتدل است که تنوعات اقلیمی قابل توجهی دارد و سردی هوا ویژگی اقلیمی آن محسوب می شود به گونه ای که در پست ترین نقاط آن که اقلیمی معتدل دارد حدود ۶۰ روز از سال شرایط یخبندان حاکم است (سبحانی و همکاران، ۱۳۹۸: ۱۵۴). شکل ۱، موقعیت جغرافیایی شهر اردبیل را در استان و ایران نشان می دهد.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی شهر اردبیل در ایران و استان اردبیل

داده ها و روش ها

در این کار پژوهشی سعی بر این بوده که با رویکرد محیطی به گردشی به شناسایی عوامل جوی رخداد یخبندان پی برده شود و دوره های بازگشت و تغییرات آن در سال های آینده مورد واکاوی قرار بگیرد. در این راستا ابتدا داده های میانگین دما برای ایستگاه سینوپتیک اردبیل طی دوره آماری بیست ساله (۱۳۵۵-۱۴۰۰) از سازمان آب و هواشناسی استان اردبیل دریافت گردید سپس روزهایی که دمای زیر ۱۰- درجه سانتی گراد داشته اند به عنوان یخبندان شدید شناخته شدند. برای بررسی روند سری های زمانی از الگوی رگرسیون خطی استفاده شد. مراحل انجام رگرسیون خطی طبق روابط ذیل به دست می آید: (علیاری و اسماعیل نژاد، ۱۴۰۰: ۲۰).

$$Z_t = a + b^t + e_t$$

(رابطه ۱)

در رابطه فوق (۱)، Z_t بیانگر متغیر اقلیمی، T زمان ($T=1,2,\dots,n$)، a عرض از مبدأ، b شیب خط (تغییر به ازای زمان) و et خطا (باقیمانده یا انحراف‌های برآورد) خوانده می‌شود. a و b را ضرایب رگرسیون می‌گویند. این الگو با هدف نمایش تغییرات تدریجی، خطی راست از بین داده‌ها برازش می‌دهد. مقدار b متوسط تغییر به ازای هر واحد زمان (روند) را نشان می‌دهد. تنوع در روش‌های برآورد شیب عرض از مبدأ و شیب خط باعث تشکیل الگوهای رگرسیونی متفاوتی می‌شود که در این تحقیق از روش کم‌ترین مربعات خطا استفاده شد. در این روش هدف اصلی برازش خطی مستقیم از بین سری زمانی است بدین گونه که مجموع مربع خطاها کمینه شود. برآورد این روش مطابق رابطه ۲ و ۳ به دست می‌آید.

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n (T_i - \bar{T})(Z_i - \bar{Z})}{\sum_{i=1}^n T_i - \bar{T}} \quad \text{رابطه ۲}$$

$$a = \bar{Z} - b\bar{T} \quad \text{رابطه ۳}$$

در اینجا \bar{T} و \bar{Z} به ترتیب میانگین زمان و متغیر اقلیمی است.

پس از شناخت روند فراوانی روزهای یخبندان در طی سال‌های آماری مورد مطالعه سعی در تحلیل هم‌دید عوامل جوی این پدیده شد. برای رعایت اختصار روز ۲۵ دی‌ماه سال ۱۳۸۶ با متوسط دمای $22/45^{\circ}\text{C}$ از طریق روش خوشه‌ای سلسله مراتبی ward، به عنوان فرین اقلیمی و نماینده دوره‌های یخبندان انتخاب و تحلیل گردید. از آنجایی که در روش مذکور تعداد گروه‌ها نامعلوم است بنابراین براساس تکنیک‌های مختلف گروه‌های همگن را شناسایی می‌نماید و به صورت نمودار درختی نشان می‌دهد (فرج‌زاده، ۱۳۹۴:۹۹). در ادامه کار، از وب‌سایت مرکز ملی پیش‌بینی محیطی (NCEP/NCAR) مؤلفه‌های omega ، hgt ، Slp ، uwnd ، vwnd و air تهیه شدند و نقشه‌های ترکیبی فشار تراز سطح دریا با ارتفاع ژئوپتانسیل و بردار باد تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، سرعت قائم هوا با تاوایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و ضخامت جو با دمای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای روز نماینده و روز قبل از آن ترسیم شد. نقشه‌های سینوپتیکی در محیط نرم‌افزار گردس ترسیم شدند. در مرحله آخر برای تعیین دوره‌های بازگشت امواج سرما در شهر اردبیل از مدل آماری Hydrological Frappency Analysis Plus Dss استفاده شد. این نرم‌افزار مخفف عبارت Hydrological Frappency Analysis Plus Dss است که

□ - Sea level pressure، مؤلفه فشار تراز سطح دریا

□ - Geopotential Height، مؤلفه ارتفاع ژئوپتانسیل

□ - مؤلفه سرعت قائم هوا

□ - *** مؤلفه باد مداری

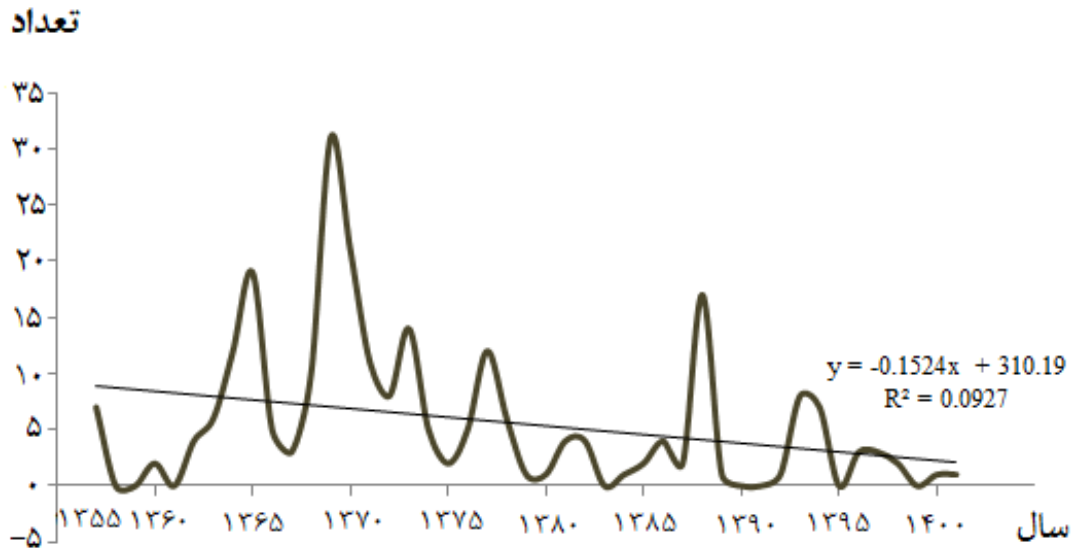
□ - مؤلفه باد نصف‌النهاری

□ - مؤلفه دمای هوا

در ابتدا برای تجزیه و تحلیل آماری و فرکانس حوادث شدید طراحی شده بود. این نرم افزار برای مطالعاتی که نیاز به تناسب آماری در یک سری داده های مستقل و یکسان توزیع داشته باشد به کار برده می شود و در زمینه های مختلف فنی از جمله هواشناسی، مهندسی، علوم پزشکی و محیط زیست استفاده می شود (عبادی فر و همکاران، ۱۳۹۹:۱۲). با استفاده از این مدل بهترین آزمون و توزیع برای برازش آماری که نتایج نزدیک به واقعیت را نشان داد انتخاب و جهت تعیین توزیع آماری بهینه با استفاده از آزمون Chi-Squared در این نرم افزار مشخص شد که می توان به استخراج نتایج اطمینان کرد. در مرحله آخر در جهت همانندسازی تغییرات این پارامتر در سال های (۲۰۵۰-۲۰۲۰)، از داده های مدل جهانی CanESM2 تحت سه سناریو (RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 8.5) استفاده گشت. این مدل چهارمین نسل از مدل های آب و هوایی است که توسط مرکز مدل سازی و تحلیل آب و هوایی کانادا زیر نظر سازمان محیط زیست این کشور توسعه یافته است و در آن کل زمین به صورت سلول های ۱۲۸*۶۴ درجه شبکه بندی شده است. داده های این مدل برای دوره (۲۰۰۵-۱۹۶۱) به صورت آنومالی محاسبه شده است. داده های تاریخی مدل تا سال ۲۰۰۵ با به کارگیری داده های باز تحلیل NCEP برای واسنجی و طراحی روابط ریزمقیاس گردانی مورد استفاده قرار می گیرند و داده های سال ۲۰۰۶-۲۱۰۰ نیز برای برآورد چشم انداز تغییرات اقلیمی دهه های آتی مورد استفاده قرار می گیرند (هوشیار و همکاران، ۱۳۹۵:۳۱۱). در این کار تحقیقی از داده های ۴۵ ساله NCEP از سال ۱۹۶۱-۲۰۰۵ برای کالیبره و ارزیابی کردن مدل و از داده های مدل CanESM2 تحت سه سناریو (RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 8.5) جهت بررسی چشم انداز تغییرات پارامتر دما در دوره (۲۰۲۰-۲۰۵۰) استفاده شد.

یافته ها و بحث

شکل ۲، روند سری های زمانی دماهای زیر ۱۰- درجه سانتی گراد را طی دوره آماری چهل و شش ساله (۱۳۵۵-۱۴۰۰) بر اساس الگوی رگرسیون خطی (کمترین مربعات خطا) نشان می دهد. طبق این شکل تا سال ۱۳۷۰، تعداد روزهای با میانگین دمای زیر ۱۰- درجه سانتی گراد، روند افزایشی داشته و بعد از آن تا کنون این روند واژگون گشته و بر اساس معادله به دست آمده روند کاهشی را شاهد هستیم.



شکل ۲- روند دماهای زیر ۱۰- درجه سانتی گراد در منطقه مورد مطالعه طی دوره آماری (۱۳۵۵-۱۴۰۰) شکل ۳، نمودار دندروگرام را برای دوره آماری ۱۳۵۵-۱۴۰۰ نشان می‌دهد. بر حسب این شکل دماهای زیر ۱۰- درجه سانتی گراد برای دوره مذکور به صورت دو خوشه با دمای سرد و خیلی سرد با چندین زیرمجموعه ترسیم و از هم تفکیک شدند و سرانجام روز ۲۵ دی ماه سال ۱۳۸۶ با متوسط دمای ۲۲/۴۵- درجه سانتی گراد به عنوان روز نماینده انتخاب گردید.

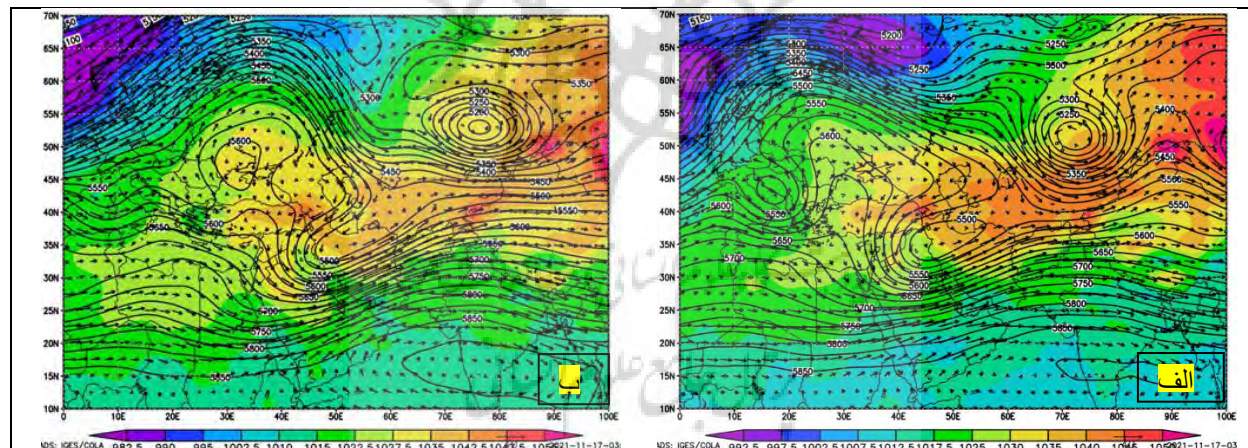


شکل ۳- نمودار درختی خوشه‌بندی داده‌ها طی دوره آماری (۱۳۵۵-۱۴۰۰)

وضعیت فشار تراز سطح دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل و بردار باد (روز نماینده: ۲۵ دی ماه ۱۳۸۶)

بر اساس شکل (۴، الف) وضعیت فشار تراز سطح دریا (شکل رنگی) برای روز ۲۴ دی ماه سال ۱۳۸۶ نشان می‌دهد یک سامانه پرفشار قدرتمندی با چندین کانون متمرکز بخش اعظمی از قاره آسیا را درنوردیده است. یک هسته آن با فشار ۱۰۵۰ هکتوپاسکال در روی دریای خزر مستقر گشته و زبانه ۱۰۴۰ هکتوپاسکال آن بر فراز منطقه مورد مطالعه کشیده شده است بنابراین سیستم حاکم بر منطقه مطالعاتی سامانه پرفشار حرارتی بوده است. حرکت برونگرد این سامانه باعث انتقال هوای سرد سیبری بر منطقه مورد مطالعه گشته است. در روز اوج یخبندان شرایط روز قبل همچنان پابرجا بوده و با تداوم نفوذ بیشتر هوای سرد عرض‌های بالا به سمت منطقه مورد مطالعه جوی باروتروپیک و پایداری به ارمغان آورده است.

وضعیت ارتفاع ژئوپتانسیل و بردار باد تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۴، الف) برای روز مورد بررسی نشان می‌دهد یک بلوکینگ سردچالی از نوع کم‌فشار بریده در نیمه شمالی ایران به وجود آمده و یک مسیر انحنایی شکل را در کانال حرکت جریانات غربی و شمالی ایجاد کرده است. همین عامل باعث شده بادهای غربی که در کانال تاوه قطبی حرکت داشته‌اند با گذر از روی دریای خزر و سرد شدن از زیر آورنده هوای سردی بر منطقه مورد مطالعه شده‌اند. در روز ۲۵ دی ماه (شکل ب) سردچال واقع در شمال ایران نابود گشته و مشابه این پدیده در شمال دریای سیاه استقرار داشته است. حاصل آن تشکیل یک فراز بزرگی در شمال شرق اروپا بوده که پس از محور فراز جریانات غربی و شمالی با سرعت هرچه تمام به سمت عرض‌های پایین یورش برده‌اند نکته دیگری که از این وضعیت درمی‌یابیم قرارگیری منطقه مورد مطالعه در محل پشت محور فرود بوده که چرخندگی منفی و شرایط واچرخندی هوا به تشدید هم‌گرایی در سطوح فوقانی جو و واگرایی در عرض‌های پائین انجامیده و باعث حاکمیت جوی پایدار شده است.



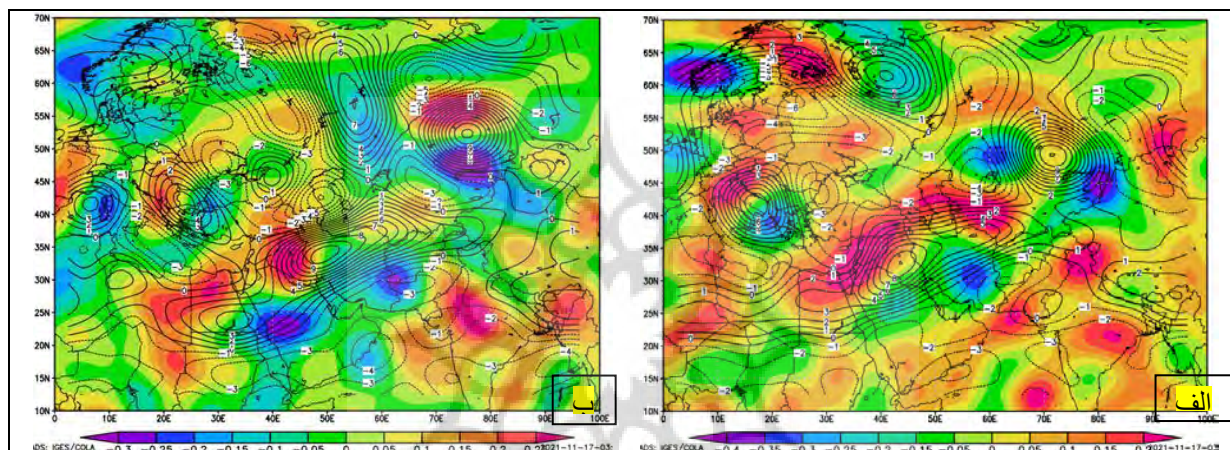
شکل ۴- نقشه ترکیبی فشار تراز دریا با ارتفاع ژئوپتانسیل و بردار باد تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز الف) ۲۴ دی ماه،

ب) ۲۵ دی ماه ۱۳۸۶

وضعیت حرکات قائم هوا و تاوایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (روز نماینده: ۲۵ دی ماه ۱۳۸۶)

مطابق شکل (۵، الف) نقشه امگا (شکل رنگی) برای روز ۲۴ دی ماه سال ۱۳۸۶ نشان می‌دهد یک هسته امگای مثبتی در شمال غرب ایران به وجود آمده و این بدان معنی است که با تقویت واگرایی در سطح زمین، جوی پایدار در منطقه حاکم

شده است. با قدرتمند گشتن سیستم پرفشار در منطقه و نزول شدید هوا بر میزان افت دما و پایداری هوا افزوده شده به گونه‌ای که هسته امگای مثبت در روز اوج سرما (شکل ب) متمرکز گشته و بیشینه آن به $+0/3$ پاسکال بر ثانیه رسیده و در روی منطقه مورد مطالعه $+0/1$ پاسکال بر ثانیه به مقدار فشار هوا افزوده است و جوی باروتروپیک را شاهد بوده‌ایم. بر اساس شکل (۵، الف) نقشه تاوایی برای روز ۲۴ دی ماه سال ۱۳۸۶ مشاهده می‌شود یک هسته تاوایی مثبت بزرگی در غرب ایران به وجود آمده و زبانه $+3$ تاوایی بر منطقه مورد مطالعه احاطه داشته است بنابراین گردش هوا در منطقه مطالعاتی موافق با حرکت وضعی زمین بوده است. در روز ۲۵ دی ماه (شکل ب) مصادف با اوج سرما یک جدالی را بین هسته مثبت تاوایی شرق ایران و هسته منفی تاوایی روی دریای خزر شاهد هستیم که جبهه این دو پدیده در شمال غرب ایران رخ داده است. گسترش و نفوذ هسته منفی تاوایی مذکور بر جو منطقه مطالعاتی باعث شده مقدار تاوایی در آتمسفر منطقه به -2 تاوایی برسد و شرایط عمودی هوا نسبت به روز قبل واژگون گشته و وضعیت آنتی سیکلونی و نزولی یابد.

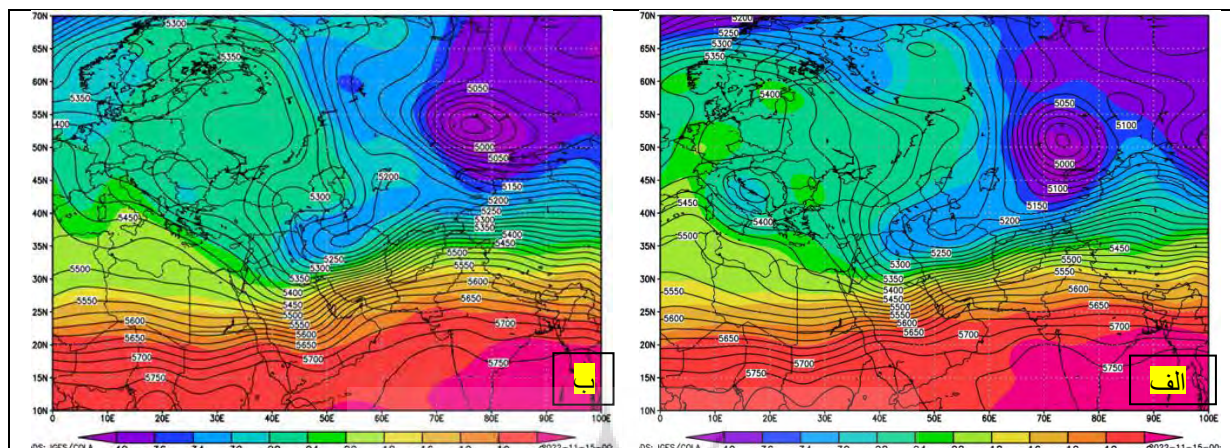


شکل ۵- نقشه ترکیبی امگا و تاوایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (الف) ۲۴ دی ماه، (ب) ۲۵ دی ماه ۱۳۸۶

وضعیت دمای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و ضخامت جو (روز نماینده: ۲۵ دی ماه ۱۳۸۶)

شکل (۶، الف) وضعیت دمای تراز ۵۰۰ میلی بار (شکل رنگی) و ضخامت جو را برای روز ۲۴ دی ماه سال ۱۳۸۶ نشان می‌دهد. با توجه به وضعیت سامانه پرفشار سیبری و گسترش آن به سمت نواحی شمال ایران متعاقب آن هوای سرد و خشک این سامانه نیز بر قسمت‌های شمالی ایران نفوذ یافته و مناطق مورد مطالعه را تحت تأثیر خود قرار داده است به طوری که در فراز جو منطقه مورد مطالعه دمای هوا تا -30 درجه سانتی گراد کاهش یافته است. وضعیت ضخامت جو نیز برای این روز بدین گونه بوده که هر چه به سمت عرض‌های بالای ایران پیش می‌رویم از میزان ضخامت جو کاسته شده و این شرایط حاکی از هوای سرد و انقباض هوا دارد. این فرایند کاهش گنجایش هوا تا شرق دریاچه آرال که هسته توده هوای سرد مذکور نیز در آن جا واقع شده ادامه داشته است. این هسته با جود این که در روز ۲۵ دی ماه (شکل ب) به سمت

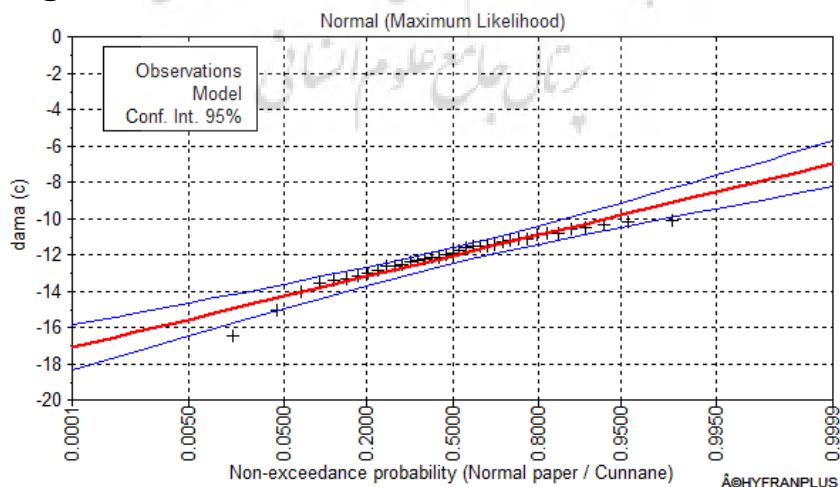
شمال شرق حرکت نموده ولی زبانه آن همچنان بر شمال ایران حاکمیت داشته است در کنار این وضعیت، دیگر شرایط جوی از قبیل نفوذ هر چه بیش تر بادهای سرد شمالی به سمت قسمت های شمالی ایران به افت دما تا -30 درجه سانتی گراد در جو منطقه مورد مطالعه منجر شده و ضخامت جو منطقه مورد مطالعه نیز به 5200 متر رسیده که گویای جوی کاملاً نزولی و پایدار بوده است.



شکل ۶- نقشه ترکیبی دمای تراز 500 هکتوپاسکال و ضخامت جو الف (ب ۲۴ دی ماه، ب ۲۵ دی ماه ۱۳۸۶)

نرم افزار Hyfran-plus

در این نرم افزار آزمون های مختلف مورد بررسی قرار گرفت و مشخص شد از بین آن ها آزمون ایستایی (wald-wolfowitz) با مقدار p -value $0/152$ فرض H_0 را در سطح معنی دار 5 درصد پذیرفته است و از بین توزیع های آماری نتایج حاصل از Normal نسبت به سایر توزیع های مورد بررسی دارای بیشترین دقت در تعیین دوره های بازگشت امواج سرما داشته است و فرض H_0 را در سطح معنی دار 5 درصد پذیرفته است. شکل ۷، توزیع آماری Normal، را نشان می دهد که محور عمودی بیانگر دما بر حسب درجه سانتی گراد و محور افقی توزیع آماری بر حسب احتمال وقوع، خط قرمز (توزیع نمایی)، خطوط آبی (آستانه های انتخاب شده در حدود 95 درصد) و پلاس ها (توزیع داده ها) می باشد.



شکل ۷- توزیع آماری Normal

جدول ۱، نتایج آماری حاصل از توزیع Normal را نشان می‌دهد که در آن (T) مربوط به سال‌های آینده، (q) مقدار احتمال وقوع، (XT) مقدار دوره بازگشت هر سال برحسب معادله نمایی، (standard) مقدار استاندارد شده ستون سوم و (confidence interval) مقدار آستانه خطوط آبی مربوط به شکل ۷ را نشان می‌دهد. به عنوان مثال، میانگین یخبندان شهر اردبیل با دوره بازگشت ۵۰ سال برابر ۱۴/۹- درجه سانتی‌گراد خواهد بود.

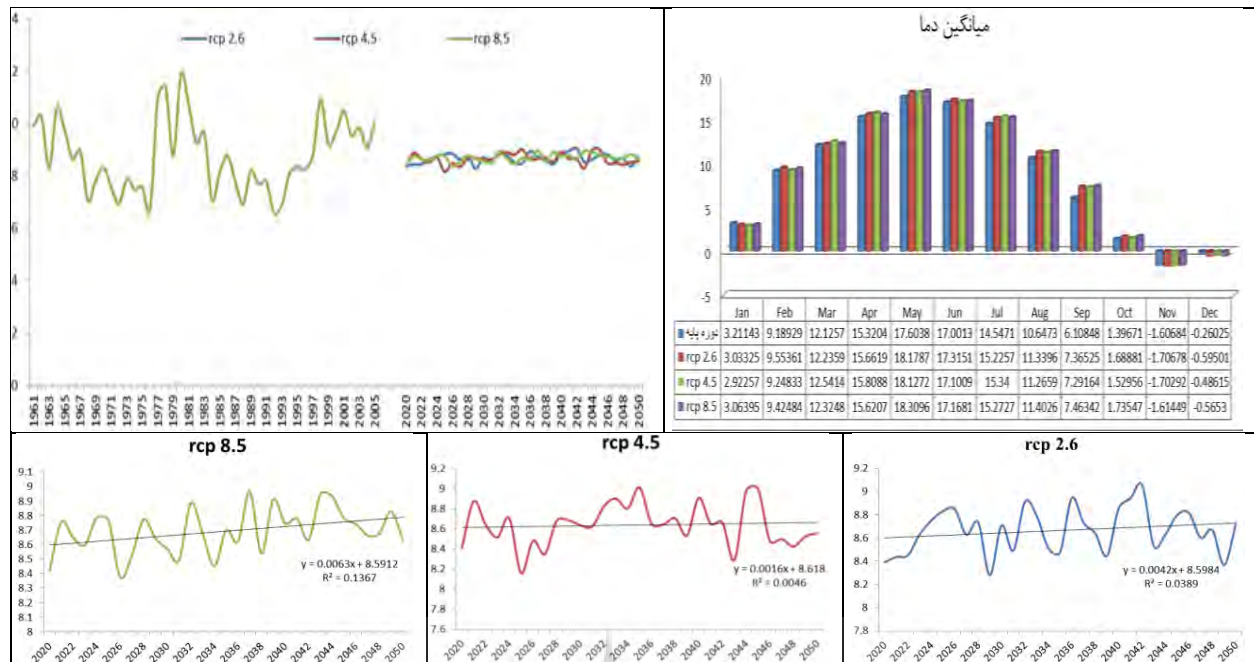
جدول ۱- نتایج آماری حاصل از توزیع Normal

T	q	XT	Standard	Confidence interval
۱۰۰۰۰	۰/۰۰۰۱	-۱۷/۱	۰/۶۳۷	-۱۸/۴_ -۱۵/۹
۲۰۰۰	۰/۰۰۰۵	-۱۶/۵	۰/۵۷۳	-۱۷/۷_ -۱۵/۴
۱۰۰۰	۰/۰۰۱۰	-۱۶/۳	۰/۵۴۴	-۱۷/۳_ -۱۵/۲
۲۰۰	۰/۰۰۵۰	-۱۵/۶	۰/۴۷۰	-۱۶/۵_ -۱۴/۶
۱۰۰	۰/۰۱۰۰	-۱۵/۲	۰/۴۳۵	-۱۶/۱_ -۱۴/۴
۵۰	۰/۰۲۰۰	-۱۴/۹	۰/۳۹۸	-۱۵/۶_ -۱۴/۱
۲۰	۰/۰۵۰۰	-۱۴/۳	۰/۳۴۶	-۱۵/۰_ -۱۳/۶
۱۰	۰/۱۰۰۰	-۱۳/۸	۰/۳۰۴	-۱۴/۴_ -۱۳/۲
۵	۰/۲۰۰۰	-۱۳/۲	۰/۲۶۱	-۱۳/۷_ -۱۲/۷
۳	۰/۳۰۰۰	-۱۲/۸	۰/۲۳۹	-۱۳/۲_ -۱۲/۳
۲	۰/۵۰۰۰	-۱۲/۱	۰/۲۲۴	-۱۲/۵_ -۱۱/۶

در مرحله آخر جهت تعیین توزیع آماری بهینه با استفاده از آزمون Chi-Squared در این نرم‌افزار مشخص شد که می‌توان در سطح معنی‌دار ۵ درصد به استخراج نتایج اطمینان کرد.

ریزگردان Sdsm

نتایج سناریوهای بدبینانه، متوسط و خوش‌بینانه ریزگردان Sdsm را برای دوره (۲۰۲۰-۲۰۵۰) به همراه دوره پایه (۱۹۶۱-۲۰۰۵) در شکل ۸ (الف)، مشاهده می‌شود. مدل در همانندسازی میانگین‌های ماهیانه دمای شهر اردبیل کارایی مناسبی را داشته است. در ماه‌های می، جولای، آگوست و سپتامبر افزایش دما تا حداکثر ۱ درجه سلسیوس پیش‌بینی می‌شود. شکل ب، روند تغییرات سری زمانی متوسط دمای سالانه را نشان می‌دهد نتایج حاکی از افزایش نسبی پارامتر دما طی دوره‌های آتی نسبت به دوره پایه در هر سناریوی مورد مطالعه می‌باشد. این وضعیت در ترند لاین کشیده شده برای هر سناریو کاملاً مشخص است.



شکل ۸- میانگین مشاهداتی دما و همانندسازی سناریوهای مختلف آن برای دوره (۲۰۲۰-۲۰۵۰)

نتیجه گیری

این تحقیق به منظور بررسی همدیدی امواج سرمای شهر اردبیل طی دوره آماری (۱۴۰۰-۱۳۵۵) با روش محیطی به گردشی و تعیین دوره‌های بازگشت امواج سرما با استفاده از مدل آماری Hyfran-plus و بررسی تغییرات پارامتر دما در دوره (۲۰۲۰-۲۰۵۰) با استفاده از مدل ریزگردان Sdsm انجام گرفته است. نتایج حاصل از تحلیل نقشه‌های سینوپتیکی نشان دادند در روز نماینده دوره‌های یخبندان سیستم پرفشار سیبری بخش اعظمی از آسیای مرکزی و نیمه‌ی شمالی ایران را تحت تسلط خود داشته و با حرکت ساعتگرد خود باعث انتقال جریان هوای سرد قطبی و عرض‌های شمالی به سمت منطقه مورد مطالعه شده است. وضعیت ارتفاع ژئوپتانسیل برای روزهای اوج سرما نشان داد قرارگیری منطقه مورد مطالعه در جلوی محور فراز واقع در اروپا باعث شده چرخندگی منفی و فرونشست هوا شود و ریزش جریانات هوای سرد عرض‌های شمالی را تشدید نماید. شرایط بردار باد برای روزهای مورد بررسی نشان داد جریانات بادهای غربی پس از عبور از پشته‌ی واقع در شمال اروپا و برخورد با مراکز بلوکینگ به سمت عرض‌های پایین نزول کرده و در شمال غرب ایران متأثر از جریانات همگرایی در پشت فرود ناوه‌ی جنوب غرب ایران قرار گرفته و با سرعت بیشتری به سمت منطقه مورد مطالعه ریزش کرده است. وضعیت حرکات قائم هوا برای روزهای اوج سرما نشان داد وجود هسته امگای مثبت بر جو منطقه مورد مطالعه مبین جوی پایدار و افت دما بوده است همچنین حاکمیت هسته منفی تاوایی بر شمال غرب ایران و زبانه صفر آن بر روی منطقه مطالعاتی جوی باروتروپیک و آرامی را به ارمغان آورده است. وضعیت دما نیز نشان داد توده هوای سردی از سمت شمال شرق ایران توسط حرکت برونگرد پرفشار سیبری بر قسمت‌های شمال ایران هجوم آورده و با کاهش دمای هوا میزان ضخامت جو نیز کاهش یافته که در نقشه ضخامت جو کاملاً مشهود بوده است. روند دماهای زیر ۱۰- درجه

سانتی‌گراد نیز برای دوره آماری یادشده روند کاهشی را از سال ۱۳۷۰ به بعد نشان داد. نتایج حاصل از نرم‌افزار Hyfran-plus نشان داد آزمون ایستایی (wald-wolfowitz) و توزیع آماری Normal دقت بیشتری در تعیین دوره‌های بازگشت امواج سرما داشته است و نتایج حاصل از آزمون Chi-Squared نیز نشان داد که می‌توان در سطح معنی‌دار ۵ درصد به استخراج نتایج حاصل از آن اطمینان کرد. نتایج حاصل از بررسی سناریوهای مختلف ریزگردان Sdsm نیز نشان داد روند دما در سال‌های آتی (۲۰۲۰-۲۰۵۰) افزایش نسبی خواهد داشت و در ماه‌های می، جولای، آگوست و سپتامبر افزایش دما تا حداکثر ۱ درجه سلسیوس پیش‌بینی می‌شود.

مطابق تحقیقاتی که در پیشینه این مقاله آورده شده نتایج این تحقیق نیز منعکس‌کننده نتایج کار آن‌ها بوده است. در زمینه سینوپتیکی همان‌طور که عساکره و شاهبایی کوتنایی (۱۳۹۴) وجود یک سامانه بندالی در غرب و مرکز اروپا و سامانه کم‌ارتفاعی در شمال روسیه را در ریزش هوای سرد جنب قطبی از نواحی شمالی اسکاندیناوی به‌طرف ایران مؤثر دانسته‌اند. عالی‌جهان و همکاران (۲۰۱۸) بیان داشتند که سامانه پرفشار سیبری همراه با جریان هوای شمالی منجر به انتقال امواج سرد از عرضه‌های شمالی به سمت شمال غرب ایران شده است. در زمینه تغییر اقلیم نیز سلاجقه و همکاران (۱۳۹۵)، متغیرهای اقلیمی را توسط مدل Sdsm بر پایه سناریو A2 بررسی کردند و نشان دادند دمای متوسط کمینه و بیشینه در دوره‌های ۲۰۱۵-۲۰۴۰ و ۲۰۴۰-۲۰۶۵ افزایش خواهد یافت. بنابراین با عنایت به نتایج کار این محققان متوجه می‌شویم نتایج حاصل از این تحقیق نیز با نتایج پژوهش آن‌ها همسویی است.

منابع

- امیدوار، کمال. ابراهیمی، عاطفه. (۱۳۹۱). تحلیل همدیدی موج سرمای شدید ۱۶ تا ۲۵ دی‌ماه ۱۳۸۶ در ایران مرکزی (استان‌های اصفهان، کرمان و یزد)، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره ۱، ص ۹۸-۸۱.
- ایمانی، بهرام. یزدانی، محمدحسن. سولماز، روحی‌پور. (۱۳۹۷). امکان‌سنجی استقرار صنایع در شهرستان اردبیل، فصلنامه برنامه‌ریزی توسعه شهری و منطقه‌ای، شماره ۴، ص ۲۰۷-۱۸۳.
- براتی، غلامرضا. مرادی، محمد. شیر، فاطمه. (۱۳۹۷). واکاوی همدید شهرهای رکورددار سرما در ایران، فصلنامه جغرافیای طبیعی، شماره ۳۹، ص ۸۰-۶۹.
- جامعی، جاوید. مسگری، ابراهیم. عاشوری، امامعلی. (۱۳۹۳). پیش‌بینی سرما و یخبندان‌های دیررس بهاره حوضه زاب با استفاده از مدل پرسپترون مدل چندلایه، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۲۳، ص ۱۷۴-۱۵۷.
- دسترنج، علی. رستمی، محمد. (۱۳۹۹). ارزیابی و پیش‌بینی تغییرات اقلیم در دهه‌های آینده با استفاده از

- ریزمقیاس‌نمایی مدل‌های گردش عمومی جو (GCMs)، جغرافیا و روابط انسانی، دوره ۳، شماره ۱، ص ۲۶۸-۲۵۲.
- رضازاده، یعقوب. علیجانی، بهلول. (۱۳۹۶). تحلیل آماری سینوپتیکی امواج سرمایی خسارت‌بار شمال غرب ایران، نشریه علمی - پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی، شماره ۶۱، ص ۱۸۳-۲۰۲.
 - سبجانی، بهروز. صفریان زنگیر، وحید. دیهم ساریخان، رباب. (۱۳۹۸). مدل‌سازی توزیع مکانی بارش‌های رعدوبرقی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و برآورد آب قابل بارش، مورد مطالعه: شهرهای استان اردبیل، دو فصلنامه علمی-پژوهشی، پژوهش‌های بوم‌شناسی شهری، شماره ۱، ص ۱۵۱-۱۶۴.
 - سلاجقه، علی. رفیعی ساردوئی، الهام. مقدم‌نیا، علیرضا. ملکیان، آرش. عراقی‌نژاد، شهاب. خلیقی سیگارودی، شهرام. صالح‌پورجم، امین. (۱۳۹۵). پیش‌بینی متغیرهای اقلیمی توسط مدل چندگانه خطی sdsM در دوره آینده بر پایه سناریو A2، نشریه مدیریت بیابان، شماره ۷، ص ۱۲-۲۵.
 - شیدائیان، مجید. ضیاتبار احمدی، میرخالق. فضل‌اولی، رامین. (۱۳۹۶). مقایسه مدل شبکه عصبی مصنوعی ANN و SdsM در کوچک‌مقیاس‌سازی دما، علوم و مهندسی آبیاری، شماره ۲، ص ۵۹-۷۳.
 - عبادی‌فر، مجید. حسینی ابری، سیدعلی. عبادی‌فر، امین. شمس‌آبادی‌زاده، مهدی. (۱۳۹۹). برآورد دبی سیلاب طراحی برای مطالعات ساماندهی رودخانه سرخه‌حصار (محدوده شهرک ولی عصر شهر ری)، نشریه علمی علوم و مهندسی آب، شماره ۲۸، ص ۷-۱۹.
 - عساکره، حسین. شادمان، حسن. (۱۳۹۷). ارزیابی توان مدل sdsM در همانندسازی میانگین دمای شهر ارومیه، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۹، شماره ۴، ص ۸۹-۱۰۸.
 - عساکره، حسین. شاهبایی کوتنایی، علی. (۱۳۹۴). تحلیل هم‌دید الگوی جوی فراگیرترین روز سرد ایران طی سال‌های ۱۳۳۹-۱۳۸۸، نشریه علمی-پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی، شماره ۶۴، ص ۲۱۱-۲۲۸.
 - علیار، قربان. اسماعیل‌نژاد، مرتضی. (۱۴۰۰). شناسایی روند تغییرات متغیرهای اقلیمی در مناطق کوهستانی (مورد مطالعه: ولایت بامیان افغانستان)، فصلنامه مطالعات جغرافیایی مناطق کوهستانی، سال ۲، شماره ۲، ص ۱۷-۲۹.
 - علیجانی، بهلول. (۱۳۸۱). آب‌وهوای ایران، انتشارات تهران، دانشگاه پیام نور.
 - فرج‌زاده، منوچهر. (۱۳۹۴). تکنیک‌های اقلیم‌شناسی، سازمان مطالعه و تدوین کتب علوم انسانی دانشگاه‌ها (سمت).
 - قاسمی‌فر، الهام. ناصرپور، سمیه. (۱۳۹۶). تحلیل سینوپتیکی امواج گرما و سرما در سواحل جنوبی دریای خزر، فصلنامه علمی - پژوهشی اطلاعات جغرافیایی، شماره ۱۰۳، ص ۱۰۲-۱۴۶.
 - کریمی، صادق. نگارش، حسین. طاووسی، تقی. علیجانی، بهلول. (۱۳۹۱). تحلیل هم‌دید امواج سرماهای

فراگیر ایران مورد: موج سرمای دی و بهمن ۱۳۸۳ استان چهارمحال و بختیاری، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۹، ص ۵۵-۷۶.

• لشکری، حسن. پژوه، فرشاد. بیتار، محمد. جعفری، فرزانه. (۱۳۹۳). واکاوی همدید موج‌های سرمای بهاره استان آذربایجان غربی در سال‌های ۱۳۸۲ و ۱۳۸۴، نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، شماره ۱، ص ۹۱-۷۵.

• لشکری، حسن. تقی‌زاده، حبیبیه. مرادی، محمد. نجفی، محمدسعید. (۱۳۹۳). تحلیل همدید دمای پایه بارش برف در شمال غرب ایران، نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، شماره ۱۹ و ۲۰، ص ۱۱-۲۲.

• محمدی، مزده. مامی‌زاده، جعفر. احسان‌زاده، اقبال. (۱۳۹۹). مقایسه مدل‌های آماری در تعیین منحنی‌های شدت-مدت-فراوانی بارش (مطالعه موردی: شهر ایلام)، نشریه علمی پژوهشی مهندسی آبیاری و آب ایران، شماره ۴۱، ص ۲۵۶-۲۶۸.

• مسعودیان، سید ابوالفضل. دارند، محمد. (۱۳۹۲). تحلیل همدید یخبندان‌های فراگیر و بادوام ایران، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره ۲، ص ۱۲۹-۱۴۰.

• هاشمی معصوم‌آباد، رضا. غفاری گیلانده، عطا. محمدی، علیرضا. (۱۳۹۹). تحلیل فضایی پراکنش کاربری آموزشی شهر اردبیل با استفاده از آمار فضایی در GIS، دو فصلنامه علمی پژوهش‌های بوم‌شناسی شهری، شماره ۱، ص ۹۱-۱۰۶.

• هژبرپور، قاسم. علیجانی، بهلول. (۱۳۸۶). تحلیل همدید یخبندان‌های استان اردبیل، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۰، ص ۸۹-۱۰۶.

• هوشیار، محمود. سبحانی، بهروز. حسینی، سید اسعد. (۱۳۹۷). چشم‌انداز تغییرات دماهای حداکثر ارومیه با استفاده از ریزگردانی آماری خروجی مدل CanESM2، سال ۲۳، شماره ۶۳، صص ۳۰۵-۳۲۵.

- Aalijahan, M., Salahi, B., Ghavidel, Rahimi, Y., Farajzadeh Asl, M. (2018). A new approach in temporal-spatial reconstruction and synoptic analysis of cold waves in the northwest of Iran, *Theoretical and Applied Climatology* Vol. 137. p 341-352.
- Anagnostopoulou, Ch., Tolika, K., Lazoglou, G., Maheras, P. (2017). The Exceptionally Cold January of 2017 over the Balkan Peninsula: A Climatological and Synoptic Analysis, *Atmosphere* Vol. 8. p 1-14.
- Campetella, C., Rusticucci, M. (1998). Synoptic analysis of an extreme heat wave over Argentina in March 1980, *Meteorol* Vol. 5. p 217-226.
- Cony, M., Hernandez, E., Teso, TD. (2008). Influence of synoptic scale in the generation of extremely cold days in Europe, *Atmósfera* Vol. 21. p 389-481.
- Jeong, JH., Hoi Ho, Ch., Kim, BM., Kwon, WT. (2005). Influence of the Madden-

Julian Oscillation on wintertime surface air temperature and cold surges in east Asia, Journal of geophysical research Vol. 110. p 1-7.

- **Rousta, I., Doostkamian, M., Haghighi, E., Mirzakhani, B. (2016). Statistical-Synoptic Analysis of the Atmosphere Thickness Pattern of Irnss ee rvasive Frosts, Climate Vol. 4. p 1-19.**
- **Rusticucci, M., Vargas, W. 1995. Synoptic situations related to spells of extreme temperatures over Argentina, meteorological applications Vol. 2. p 291-300.**
- **Zhou, W., Chan, GCL., Chen, W., Ling, J., Pinto, JG., Shao, Y. (2009). Synoptic-Scale Controls of Persistent Low Temperature and Icy Weather over Southern China in January 2008, Monthly Weather Review Vol. 137. p 3978–3991.**
- **Zulkarnain Hassan, Supiah Shamsudin, Sobri Harun (2014). Application of SDSM and LARS-WG for simulating and downscaling of rainfall and temperature. Theoretical and Applied Climatology. 116, p 243–257.**

