

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۸/۲۳

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۴/۲۰

تحلیل آماری و سینوپتیکی توفان‌های تندری استان کهگیلویه و بویر احمد

حسن لشکری

دانشیار گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه شهید بهشتی

زهرا یارمرادی

دانشجوی دکتری اقلیم دانشگاه لرستان

حسن موسوی

دانشجوی دکتری اقلیم شناسی دانشگاه شهید بهشتی

چکیده:

کننده‌ی این توفان‌ها انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت سپس شدیدترین مورد را با توجه به معیارهای لحاظ شده انتخاب و به صورت کاملاً مسوط تشریح شد. نتایج نشان داد که عامل بوجود آورنده این تندرهای، سامانه‌های سودانی بوده که به دلیل برخورداری از پتانسیل رطوبت پذیری بالا (به دلیل شکل گیری بروی خشکی‌های گرم جنب استوا) و دریافت رطوبت فراوان از دریا‌های گرم عرب و عمان و دریای سرخ از انرژی پتانسیل بالایی برخوردار هستند. در نتیجه با آزادسازی گرمای بادرروی قابل توجه توفان‌های تندری شدیدی را بروی استان ایجاد می‌کند. لازم به ذکر است که توپوگرافی منطقه در تقویت و تشدید این توفان‌ها بی تاثیر نبوده است.

بشر با وجود سود جستن از عملکردهای مثبتِ بیشمار آب و هوا، همواره از عملکردهای منفی و سوء آن آسیب دیده و با مخاطرات طبیعی ناشی از آب و هوا دست به گریبان بوده است. توفان تندری فراوانترین و شدیدترین این نوع مخاطرات است که هر ساله علاوه بر نابودی مقدار زیادی محصولات کشاورزی و تأسیسات عمرانی، تلفات انسانی زیادی در نقاط مختلف دنیا را موجب می‌شود و همه ساله در کشور عزیزمان ایران این پدیده را با شدت و ضعف‌هایی تجربه می‌کنیم. استان کهگیلویه و بویر احمد به دلیل دارا بودن موقعیتی کوهستانی ناحیه مناسب برای تشدید و گسترش توفان‌های تندری می‌باشد. در این پژوهش برای بررسی توفان‌های تندری شدید کهگیلویه و بویر احمد، ابتدا کدهای مربوط به پدیده‌ی توفان تندریدر دوره آماری ۱۹۹۰ تا ۲۰۱۰ از سازمان هواشناسی کشور استخراج گردید. سپس داده‌های فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، رطوبت و امگا از پایگاه داده‌های NCEP/NCAR دریافت و در نرم افزار GRADS ترسیم شد. در نهایت، تعداد ۷۰ مورد توفان تندریدی جهت بررسی منشأ رطوبتی و عوامل سینوپتیکی ایجاد

کلمات کلیدی: کهگیلویه و بویر احمد، توفان تندری، تحلیل

سینوپتیک، آماری، کم فشار سودانی

مقدمه

عملکرد محیط طبیعی سیاره‌ی زمین یا محیط ساخته شده‌ی انسانی به‌وسیله‌ی آب و هوا کنترل و دگرگون می‌شود و به عنوان بخش مهمی از محیط زندگی بر تمام کارهای انسان تاثیر میگذارد (کمال امید وار، ۱۳۸۹).

بشر با وجود سود جستن از عملکردهای مثبت بیشمار آب و هوا، همواره از عملکردهای منفی و سوء آن آسیب دیده و با مخاطرات طبیعی ناشی از آب و هوا (مخاطرات آب وهوایی) دست به گریبان بوده است. مخاطرات طبیعی هر ساله در نقاط مختلف جهان، جان هزاران انسان را میگیرد و درصد بالایی از این تلفات محصول مخاطرات آب وهوایی بوده است (فرج زاده، ۱۳۹۲). از انواع مخاطرات آب و هوایی میتوان توفان‌های تندری، خشکسالی، سیل منطقه‌ای، آتش سوزی در جنگل‌ها و مراتع و مزارع (البته منظور آن دست از آتش سوزی‌هایی - است که در اثر صاعقه و یا گرمباد بوجود آمده‌اند)، سرما و گرمزدگی و صاعقه و..... را نام برد. این پدیده از فراوانترین و شدیدترین مخاطرات آب وهوایی است که هر ساله علاوه بر نابودی مقدار زیادی محصولات کشاورزی و تأسیسات عمرانی، تلفات انسانی زیادی در نقاط مختلف دنیا را موجب می‌شود. تنها بین سالهای ۱۹۵۳ تا ۱۹۵۷ در آمریکا، خسارتهای مالی ناشی از توفان تندری بالغ بر ۳/۶ میلیارد دلار برآورد شده و بعد از دیوبادها در رده دوم بلایای طبیعی (از نظر میزان خسارات مالی) قرار گرفته است (چانگنون^۱، ۲۰۰۳).

از توفان تندری، تعاریف بسیاری از سوی علمای این علم ارائه شده است. توفان تندری، ماشین ترمودینامیکی‌یی است که در آن انرژی پتانسیل^۲ از گرمای نهان^۳ حاصل از تراکم در شرایط رطوبتی یا ناپایداری حاصل به انرژی جنبشی^۴ تبدیل شده و باعث جابجایی هوا می‌گردد و بیشتر در فصول انتقالی مشاهده می‌شوند (علیجانی، ۱۳۷۹). یا توفان تندری یکی از پدیده‌های مهم آب و هوایی است که باعث گردش آب در طبیعت، توازن

انرژی حرارتی زمین و برقراری جریان الکتریکی بین زمین و اتمسفر می‌شود (چانگنون، ۲۰۰۱). خصوصیات بارز یک توفان مانند باد شدید، رعد و برق و رگبار بسیار شدید ناشی از تشکیل یک سلول همرفتی بزرگ در اتمسفر است.

ایران به علت موقعیت خاص جغرافیایی از آب و هوای متنوعی برخوردار است و نوسانات آب و هوایی شدیدی را دارا می‌باشد (علیجانی، ۱۳۸۵) که در همه ساله مخاطرات اقلیمی را با شدت و ضعف‌هایی تجربه می‌کند. به طور مثال تنها از سال ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۷ میزان خسارت مالی وارد شده به - بخش‌های مختلف اقتصادی کشورمان ایران از چهار پدیده سیل، بارش سنگین، رعد و برق و تگرگ که همگی پدیده‌های همراه با توفان‌های تندری می‌باشند، بیش از ۶۶۴ میلیارد تومان برآورد شده است که رقم قابل توجهی می‌باشد. همچنین میزان مرگ و میر ناشی از این پدیده‌ها در این بازه‌ی زمانی ۲۷۴۸ نفر بوده و افراد مجروح شده نیز افزون بر ۱۳۰۷۰ نفر و تعداد خانه‌های آسیب دیده نیز ۸۲۱۷۸ واحد بوده است (فرج‌زاده، ۱۳۹۲).

استان کهگیلویه و بویر احمد در جنوب غربی ایران واقع شده است، به دلیل دارا بودن موقعیتی کوهستانی ناحیه مناسب برای تشدید و گسترش بارندگی می‌باشد و شرایط سینوپتیکی و خصوصیت ترمودینامیکی سامانه‌هایی که این بخش از کشور را متاثر می‌سازند به گونه‌ای است که از انرژی پتانسیل بالایی برخوردار بوده که به دلیل ایجاد ناپایداری شدید بارشهای رگباری حتی در دوره‌ی سرد سال ایجاد می‌کند. از آنجا که معیشت اکثر مردم این استان از طریق کشاورزی و دامپروری تامین می‌شود، زندگی آنها وابستگی شدیدی به ریزشهای جوی دارد. بارشهای شدید و توفانهای تندری با توجه به خصوصیات ترمودینامیکی سامانه‌های بوجود آورنده آنها به دلیل همراهی با باد شدید، رگبارهای باران و برف و تگرگ و رعد و برق گاهی خسارتهای زیادی به مزارع و مراتع و جنگل‌ها و را به بار آورده است.

1 - Changnon
2 - Potential Energy
3 - Potential heat
4 - Kenetic Energy

را آشکار می‌کند. آب و هواشناسی ۶ ساعته و بارش در دشت فرولی در ونیز^۷ توسط منزاتو^۸ مورد توجه قرار گرفت. وی در این پژوهش دریافت که توفان تندری به‌طور مکرر در دشت فرولی ونیز در بعد از ظهر و عصر از ماه ژوئن تا آگوست رخ می‌دهد (منزاتو، ۲۰۰۷). میکلد و همکاران^۹ (۲۰۰۸)، به ارزیابی همدیدی، ترمودینامیکی و آگروکلیمایی تگرگ شدید در قبرس^{۱۰} پرداختند. به منظور شناخت دقیق‌تر، سازکارهای دینامیکی و ترمودینامیکی شکل‌گیری تگرگ را مورد مطالعه قرار دادند. در این مطالعه تگرگ‌های شدید رخ داده در قبرس را در دوره‌ی ۱۰ ساله ارزیابی و به دو خوشه ناپایداری حرارتی و گزفشاری^{۱۱} جبهه‌ای تقسیم و سپس سیر تغییرات زمانی - مکانی را نیز بررسی کرده‌اند. چادهیری^{۱۲} (۲۰۰۸)، با بررسی انواع ابر در تولید توفان تندری شدید با استفاده از محاسبات به این نتیجه رسید که تشکیل ابر کومولونیمبوس در ساعت ۰۶ گرینویچ شرایط مساعدی را برای پیدایش توفان تندری شدید در طول فصل قبل از موسمی بر فراز کلکته فراهم می‌کند. سایدلکی^{۱۳} (۲۰۰۸)، به منظور تحلیل توفان‌های رخ داده در دوره (۲۰۰۵-۱۹۹۵)، در اروپا با استفاده از داده‌های گمانه‌زن جمع‌آوری شده توسط دانشگاه ایومینگ، به واکاوی فراوانی توزیع پارامترهایی مانند CAPE، TT، CIN، KI و شاخص SWEAT به صورت ماهانه پرداخته است. میانگین ماهانه مقدار CAPE را در شرق مدیترانه و کشورهای ساحلی مجاور آن ۳۰۰ ژول بر کیلوگرم به‌دست آورده است. نمایه CIN، را در ماه‌های فصل تابستان در جنوب محدوده مورد مطالعه، ۱۰۰ ژول بر کیلوگرم به‌دست آورده است. شاخص‌های KI، TT و SWEAT که افتاهنگ بین ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و همچنین رطوبت ترازهای زیرین را محاسبه می‌کنند، نشان دادند که

افزایش دمای اتمسفر در طی توفان تندری توسط سرما و همکاران^۱ (۲۰۰۳)، مورد مطالعه قرار گرفت. از این پژوهش چنین حاصل شد که درجه‌ی حرارت الکترون و یون در طول وقوع توفان تندری پیوسته افزایش می‌یابد. همچنین اندازه‌گیری میدانی و مطالعه‌ی تجربی مشخصه‌های سرعت باد در طی توفان تندری مورد مطالعه قرار گرفته و مشاهده شده که نیمرخ‌های باد در طول توفان تندری به وسیله چندین عامل از جمله فاصله از مرکز سلول توفان تندری، شدت توفان و ناهمواری زمین متأثر می‌گردد (چوی^۲، ۲۰۰۴). دربخش اروپایی روسیه حدود ۵۰ درصد از توفان‌های تندری وابسته به جبهه‌ی سرد، ۲۳ درصد جبهه‌ی گرم و ۲۸ درصد به همگرایی درون توده‌ی هوا مربوط هستند. در این قسمت از روسیه فراوانی توفان‌ها با افزایش دمای سطحی به حداکثر خود می‌رسد. فعالیت این توفان‌ها در جولای به سراسر مرکز و شمال اروپا و در آگوست به بخش‌هایی از سویس و در سپتامبر و اکتبر به بخش‌های غربی فرانسه و مرکزی انگلستان کشیده می‌شود (دایره‌المعارف جهانی آب و هواشناسی، ۲۰۰۵). در مطالعه‌ی ایزابلا پنه ویانا^۳ براساس ۲۷ سال داده‌های ارزیابی خسارت سیستم دفاع داخلی دریالتی در جنوب برزیل به نام سانتا کاترینا^۴ انجام داده‌اند و توزیع زمانی و مکانی وقوع توفان‌های تندری شدید را بررسی کرده و میزان آسیب‌پذیری ساکنان منطقه را بسیار برآورد کرده‌اند و نشان دادند که فراوانی توفان‌های تندری شدید در سال‌های اخیر بویژه برای فصل‌های بهار و تابستان بیشتر شده است. در سال ۲۰۰۷ ساختار ترمودینامیکی بالای توفان تندری همرفتی در ایالت مونتانا^۵ توسط وانگ^۶ (۲۰۰۷)، مورد مطالعه قرار گرفت. این مطالعه، ناپایداری و ساختار شکننده موج را در هنگام همدمای دمای پتانسیل در بالای توفان تندری شبیه‌سازی شده

7 - F.V.G

8 - Manzato

9 - Michealides & et al

10 - Cyprus

11 - Depression

12 - Chaudhuri

13 - Sidlecki

1 - Sherma & et al

2 - Choi

3 - Isabela Pena Viana

4 - Santa Catarina

5 - Montana

6 - Wang

۱۳۸۹ تبریز که با استفاده از شاخص‌های ترمودینامیک و نمودار اسکویوتی انجام گرفته است نشان می‌دهد که وقوع توفان تندری بستگی به حرکات قائم همرفتی در ترازهای ۶۵۰، ۷۰۰ و ۷۵۰ هکتوپاسکالی داشته و اگر در هر تراز مذکور همزمان صورت گیرد، ناپایداری و به تبع آن توفان تندری شدیدتر خواهد بود. همچنین وقوع توفان تندری در روز فوق در محدوده شاخص شوالتر نتایج بهتری نسبت به دیگر شاخص‌های ارزیابی و پیش‌بینی توفان تندری دارد (قوی‌دل رحیمی، ۱۳۸۹)، لشکری و امینی (۱۳۸۹)، به واکاوی همدید و پهنه‌بندی بارش تگرگ در خراسان بزرگ پرداخته‌اند. نتایج مطالعات آنها نشان داد که حداکثر بودن فراوانی رخداد تگرگ در این ناحیه علاوه بر ارتفاع زیاد ایستگاه‌ها از سطح دریا به محل ورود سامانه‌های همراه با بارش تگرگ وابسته می‌باشد. خوشحال دستجردی و علیزاده (۱۳۸۹)، نیز به بررسی توفان‌های تندری سیلاب ساز استان کرمانشاه طی یک دوره آماری ۲۵ ساله (۲۰۰۵ - ۱۹۸۷)، چهار سیلاب شناسایی گردید: که سه مورد از سیلاب‌های ایجادشده (۲۵ و ۲۶ اکتبر ۱۹۸۷ و ۷ نوامبر ۱۹۸۴)، از یک الگو پیروی کرده، به طوری که در تراز دریا زبانه‌ی پرفشاری هوای سرد و خشک را به منطقه‌ی مورد مطالعه شارش کرده و در ترازهای بالاتر سامانه پرفشاری هوای گرم و مرطوب دریای عرب را به منطقه‌ی مورد مطالعه و جلوی ناوهای واقع شده در غرب کشور شارش می‌کند. در سیلاب ۲۴ دسامبر ۱۹۸۷ سامانه‌ی کم فشار بزرگی که غرب آسیا را در بر گرفته، غرب کشور و منطقه‌ی مورد مطالعه را پوشش میدهد و در ترازهای بالاتر، منطقه‌ی مورد مطالعه کاملاً در جلوی ناوهای عمیق غربی قرار گرفته است. همچنین در بررسی نقشه‌های نم ویژه مشخص شد که بیشترین فرارفت رطوبت در چهار سیلاب ذکرشده از دریای عرب تأمین شده است (خالدی و همکاران، ۱۳۹۰). به منظور تعیین الگوی همدیدی توفان‌های تندری شمال غرب ایران در دوره آماری ۱۱ ساله (۲۰۰۵ - ۱۹۹۵)، توفان‌های تندری ۱۴ ایستگاه همدیدی مورد واکاوی

ناحیه‌ی آلپ و حوزه‌ی کارپتین^۱ دارای بیشترین شرایط ناپایداری بوده‌اند و نقش کوه‌نگاری را به‌عنوان مهمترین نقش در ایجاد توفان دانسته است. مهلی و میلر^۲ (۲۰۱۰)، به کمک داده‌های رادار و داده‌های سطح زمین در داکوتای شمالی، در پی ویژگی‌های آب و هواشناسی توفان‌های تندری بودند. آنها به این نتیجه رسیدند که حداکثر فعالیت توفان تندری در خرداد ماه و تیرماه در بعدازظهر و اوایل صبح می‌باشد. لوگینوف و همکاران (۲۰۱۰)، در مطالعه‌ای تغییرات تعدادی از توفان‌های تندری و خصوصیات شکل‌گیری آنها در بلاروس را مورد بررسی قرار دادند. نتایج بدست آمده نشان داد که توفان‌های تندری از تنوع زمانی و مکانی بالا و به طور کلی از توزیع فضایی متنوعی برخوردار بودند. سری زمانی وقوع این رخداد نیز از طریق روش‌های آماری محاسبه گردید. نتایج بدست آمده نشان داد در مناطق کوهستانی رخداد این پدیده بیشتر از سایر نواحی بوده است. دیویس^۳ (۲۰۱۲)، تغییرات روزانه توفان‌های تندری را در فرودگاه هیش و لندن بررسی کرد. نتایج پژوهش‌های وی نشان داد که اکثر توفان‌های تندری در بعد ازظهر و فقط در بعضی مواقع نیمه‌های شب رخ می‌دهد. بررسی سال به سال افزایش آسیب‌های ناشی از توفان‌های تندری در بخشی از کشور رومانی (میک^۴ ۲۰۱۱) به توصیف ماهیت این پدیده و علل رخداد آن پرداخته است. در این پژوهش ۱۵ ایستگاه هواشناسی انتخاب شده است و پراکنش زمانی-مکانی پدیده جستجو شده است. بیشترین رخداد آن در ماه ژوئن (خرداد) برآورد شده است. تحقیقات شن یانگ و همکاران^۵ (۲۰۱۳)، در دره‌ی شان در مرکز چین نشان می‌دهد که، افزایش هواویزها در جو مانع گرم شدن سطح زمین و در واقع مانع اثرات تابشی و میکروفیزیکی در سطح زمین می‌گردد که در پی آن بارش‌های تندری کاهش چشمگیری خواهد داشت. بررسی توفان تندری ۵ اردیبهشت

¹ - Carpathain

² - Mohee & Miller

³ - Davis

⁴ - mic

⁵ - Xin yang & et al

قرار گرفت. نتیجه پژوهش بیان کننده‌ی این نکته است که توفان شدید و فراگیر در شمال غرب در دوره آماری مذکور ناشی از الگوی ادغامی سودانی-مدیترانه‌ای است (آقاسی، ۱۳۹۰). میراحمدی (۱۳۹۱)، به منظور بررسی ویژگی‌های آماری توفان‌های تندری در کوه‌رنگ بختیاری در دوره آماری ۱۹ ساله با استفاده از روش تجزیه مولفه روند سریهای زمانی (روند خطی و پلی‌نومینال درجه ۶)، برای بیان نوسان‌های زمانی توفان‌های تندری دریافت که بیشترین وقوع توفان تندری در ایستگاه همدید کوه‌رنگ در فصل بهار و ماه آوریل می‌باشد. همچنین مدل‌های روند خطی و پلی‌نومینال درجه ۶ نشان دادند که در ایستگاه مربوطه توفان‌های تندری روند کاهشی دارند. اکبری (۱۳۹۱)، به منظور تعیین شاخص‌های دینامیک و ترمودینامیک بارش‌های سیل‌زای جنوب غرب ایران با مطالعه‌ی حوضه آبریز کارون بزرگ با استفاده از داده‌های دوباره پردازش شده JRA25 و همچنین بر پایه‌ی محاسبات تعدادی از شاخص‌های دینامیکی و ترمودینامیکی به این نتیجه رسید که، توفان‌های منتخب در جنوب غربی ایران، ناشی از سامانه‌ی ترکیبی بارش‌زای مدیترانه‌ای - سودانی بوده‌اند که بویژه در فصول سرد سال منجر به رخداد بارش شده‌اند و شاخص‌های دینامیکی و ترمودینامیکی همگرایی جریان نمناکی، فرارفت رطوبت، تاوایی پتانسیلی، سرعت قائم، نسبت آمیختگی، دمای پتانسیل و دمای پتانسیل هم‌ارز پیش از شروع بارش تا خاتمه‌ی بارش تغییرات قابل ملاحظه‌ای نشان داده‌اند ولی از آنجا که در رخداد بارش‌های سیل‌آسا، حدهای تعیین شده، دارای ضریب تغییرات زیاد در توفان‌های منتخب بوده‌اند. لذا بررسی‌های آینده برای امکان-سنجی پیش بینی و رخداد بارش سیل‌آسا در منطقه مورد مطالعه مورد نیاز است. افتادگان (۱۳۹۱)، واکاوی همدیدی بارش‌های مخاطره‌آمیز فراگیر در شمال‌غرب ایران را مورد مطالعه قرار داد که نتایج کلی در ارتباط با الگوهای همدیدی بارش‌های سنگین در تراز فشاری سطح دریا دو حالت را نشان داد. در حالت اول تضعیف پرفشارهای عرض‌های بالای منطقه

که زبانه‌های کم فشار ایسلند به منطقه رسیده و شرایط کم فشاری را بوجود آورده و در حالت دیگر زبانه‌های پرفشارهای شمالی منطقه و کم فشارهای شرق مدیترانه در روز بارش سنگین در منطقه شمال غرب شیب فشاری شدیدی را ایجاد کرده‌است. در ترازهای میانی جو نیز سه الگو وجود داشت که در حالت اول ریزش هوای سرد و خشک از ناوه ایسلند به ناوه‌ی شرق دریای مدیترانه، حالت دوم ادغام ناوه مدیترانه و دریای سرخ و حالت سوم گسترش ناوه غرب روسیه و آسیای شمالی تا مرکز و حتی جنوب دریای سرخ می‌باشد. ماهوتچی در بررسی ۵۸۴ روز توفان تندری در منطقه شمال شرق ایران متوجه شد که ۷۲ درصد روزهای تندری در فصل بهار رخ داده و شدت این توفان‌ها را تابع رطوبت و حرکات دینامیکی می‌داند. ضمناً محقق مذکور خاطر نشان کرده که الگوهای بندال دو قطبی اروپای شرقی، بندال دو قطبی شمال شرق، پرفشار و کم فشار شمال شرق ایران ترکیب رطوبت و امگای منفی را در تقویت و تشدید توفان‌های تندری شمال شرق نشان می‌دهند (ماهوتچی، ۱۳۹۲)

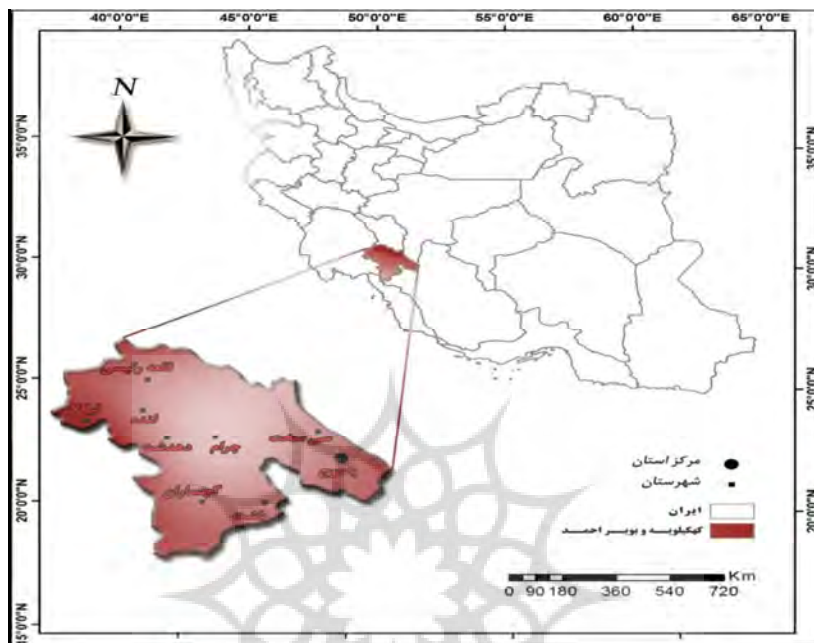
مواد و روش‌ها

موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

استان کهگیلویه و بویراحمد با مساحتی بالغ بر ۱۶۲۶۴ کیلومترمربع (حدود یک درصد مساحت کشور) بین ۲۹° و ۲۷° ۳۱' عرض شمالی و بین طول‌های شرقی ۴۹° ۵۳' و ۵۱° واقع شده است و از شمال با استان چهار محال و بختیاری، از جنوب با استان‌های فارس و بوشهر، از شرق با استان‌های اصفهان و فارس و از غرب با استان خوزستان محدود شده است (شکل ۱). در جدول (۱) نیز نام و موقعیت جغرافیایی نقاط شهری استان آورده شده است. استان کهگیلویه و بویراحمد در جنوب غربی ایران واقع شده است، به دلیل دارا بودن موقعیتی کوهستانی ناحیه مناسب برای تشدید و گسترش بارندگی می‌باشد و شرایط سینوپتیکی و خصوصیت ترمودینامیکی سامانه‌هایی که این بخش از کشور را متاثر می‌سازند به گونه‌ای است که از انرژی پتانسیل بالایی

خصوصیات ترمودینامیکی سامانه‌های بوجود آورنده آنها به دلیل همراهی با باد شدید، رگبارهای باران و برف و تگرگ و رعد و برق گاهی خسارتهای زیادی به مزارع و مراتع و جنگل‌ها و را به بار آورده است.

برخوردار بوده که به دلیل ایجاد ناپایداری شدید بارشهای رگباری حتی در دوره‌ی سرد سال ایجاد می‌کند. از آنجا که معیشت اکثر مردم این استان از طریق کشاورزی و دامپروری تامین می‌شود، زندگی آنها وابستگی شدیدی به ریزشهای جوی دارد. بارشهای شدید و توفانهای تندری با توجه به



شکل (۱): نقشه‌ی موقعیت استان کهگیلویه و بویر احمد و نقاط شهری این استان

جدول (۱): فهرست ایستگاه‌های سینوپتیک استان کهگیلویه و بویر احمد

ایستگاه	ارتفاع به متر	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	سال تأسیس
یاسوج	۱۸۳۱	۴۱° ۳۰'	۳۴° ۵۱'	۱۹۸۷
سی سخت	۲۱۴۸	۵۰° ۳۰'	۲۸° ۵۱'	۲۰۰۷
دوگنبدان	۷۲۶	۲۰° ۳۰'	۴۹° ۵۰'	۱۹۸۲
امامزاده جعفر	۷۱۰	۱۷° ۳۰'	۵۵° ۵۰'	۲۰۰۶
دهدشت	۷۹۵	۴۷° ۳۰'	۳۵° ۵۰'	۲۰۰۸
لیکک	۶۵۰	۵۳° ۳۰'	۵° ۵۰'	۲۰۱۱

مشخصات آنها آورده شده است.

۲- سپس داده‌های اخذشده را از نظر کامل بودن گزارشات و همچنین مطابقت با دوره‌ی آماری این مطالعه (۲۰۱۰-۱۹۹۰) کنترل شد و تعدادی از ایستگاه‌ها همانند ایستگاه دهدشت و سی سخت و لیکک و امامزاده جعفر به دلیل نداشتن آمار کافی و پوشش ندادن بازه‌ی زمانی مطالعه حذف شدند و در

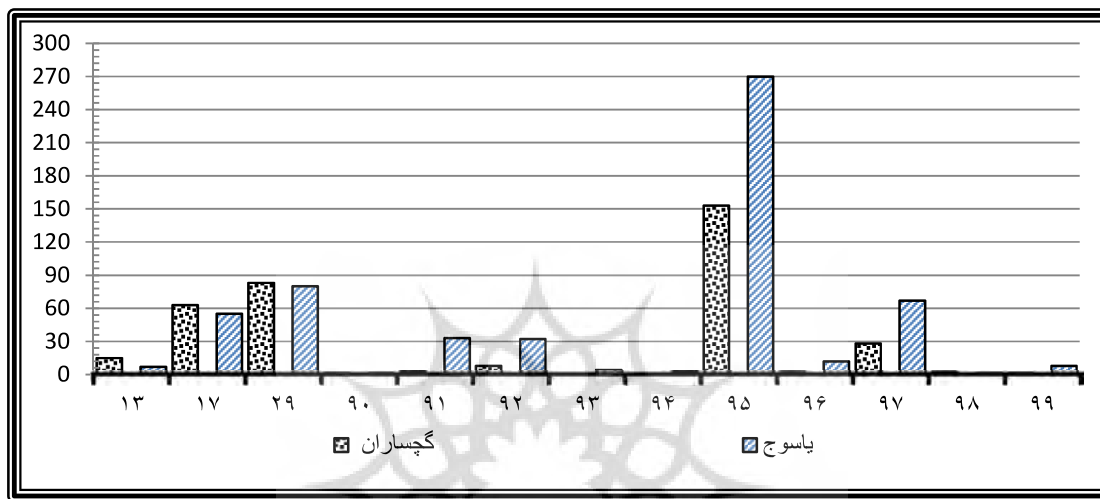
بعد از انجام مطالعات کتابخانه‌ای جهت حصول یک شناخت کلی از موضوع و اشراف به نظریه‌ها و تئوری‌های مربوط به توفان تندری به ترتیب مراحل زیر طی شده است.

۱- آمار روزانه‌ی مربوط به ایستگاه‌های سینوپتیک استان کهگیلویه و بویر احمد از مرکز ماشینی سازمان هواشناسی اخذ گردید که در جدول (۱) فهرست این ایستگاه‌ها و سایر

سازمان هواشناسی استخراج گردید. در مجموع ۹۱۷ بار کد توفان تندری در دو ایستگاه یاسوج (۵۷۳ بار در ۳۵۷ روز) و گچساران (۳۴۴ بار در ۲۵۷ روز) به ثبت رسیده بود. فراوانی وقوع تندر سالانه و فصلی و ماهانه برای هر یک از ایستگاهها بررسی و مقایسه شده است. فراوانی هر یک از این کدها را برای دو ایستگاه شاخص استان در شکل (۲) مشاهده می کنید که جزئیات مربوط به این کدها را در جدول (۲) آورده ایم.

نهایت دو ایستگاه یاسوج و گچساران باقی مانده است و ایستگاه یاسوج به عنوان نماینده بخش مرتفع و سردسیر در نظر گرفته شده و ایستگاه گچساران به عنوان نماینده بخش کم ارتفاع و گرمسیر در نظر گرفته شد.

۳- از میان کلیه کدهای پدیده های هواشناسی که در دیده بانی گزارش می شوند، کدهای مربوط به پدیده ی توفان تندری (که این کدها شامل: ۱۳، ۱۷، ۲۹ و ۹۱ تا ۹۹) از داده های



شکل (۲): فراوانی کدهای توفان تندری در دو ایستگاه استان؛ دوره ی آماری، ۲۰۱۰-۱۹۹۰.

جدول (۲): جزئیات کدهای هوای فعلی و گذشته ی توفان تندری در طی دیدبانی هواشناسی (هاکلندر و دلدن، ۲۰۰۳).

وضعیت هوا	کد هوای فعلی (تندر شنبه می شود)	شدت	وضعیت هوا	کد هوای گذشته (تندر شنبه شد)	شدت
رعد و برق بدون بارش	۱۷	*****	برق بدون رعد	۱۳	*****
رعد و برق همراه با بارش ملایم و متوسط برف یا باران یا مخلوطی از هر دو	۹۵	متوسط یا ملایم	بارش ملایم یا بدون بارش همراه با رعد و برق در ساعات گذشته	۲۹	*****
رعد و برق همراه با تگرگ	۹۶	متوسط یا ملایم	بارش همراه با رعد و برق در ساعات گذشته	۹۱	ملایم
رعد و برق همراه با بارش شدید برف یا باران یا مخلوطی از هر دو	۹۷	شدید	بارش همراه با رعد و برق در ساعات گذشته	۹۲	متوسط یا شدید
رعد و برق همراه با توفان گرد و غبار و ماسه	۹۸	*****	بارش برف یا باران یا مخلوطی از هر دو و یا تگرگ و رعد و برق در ساعات گذشته	۹۳	ملایم
رعد و برق همراه با بارش شدید تگرگ	۹۹	شدید	بارش برف یا باران یا مخلوطی از هر دو و یا تگرگ و رعد و برق در ساعات گذشته	۹۴	متوسط یا شدید

استفاده قرار گرفته اند. در این مرحله از ۵۷۳ توفان تندری ثبت شده در یاسوج به ۳۵۸ توفان تندری که در ۲۴۳ روز به وقوع پیوسته بود، باقی ماند و از ۳۴۴ توفان تندری گچساران ۱۸۶

۴- کدهای ۱۳، ۲۹، ۹۱، ۹۲، ۹۳ و ۹۴ که مربوط به هوای گذشته بوده اند و نیز کد ۱۷ که بارش ندارد از میان کدهایی که باید بررسی می شدند حذف شده و کدهای ۹۵ تا ۹۹ مورد

ب) حداقل دو ساعت از ساعات پایش هشت گانه ایستگاه‌های سینوپتیک یکی از کدهای ۹۵ تا ۹۹ ثبت شده باشد که با دخیل کردن این معیار ۲۱۵ روز به ۱۷ روز کاهش یافت.

ج) توفان تندری در حداقل دو روز پیاپی اتفاق افتاده باشد که با توجه به این معیار، ۱۷ روز توفان تندری به ۱ روز کاهش یافت. در تاریخ ۱۳ دسامبر ۱۹۹۱ مطابق با ۲۲ آذر ۱۳۷۰ در ایستگاه یاسوج ۱۲۰ میلی‌متر و ایستگاه گچساران نیز ۱۱۷ میلی‌متر بارش همراه با توفان تندری دریافت داشته‌اند. مشخصات وضع هوای دو ایستگاه دوگنبدان و یاسوج را در جدول (۳) آورده‌ایم.

مورد که در ۱۴۴ روز به وقوع پیوسته باقی ماند.

۵- از آنجا که مطالعه هر ۵۴۴ توفان تندری رخ داده در استان کاری عبث و وقت گیر بوده لذا از میان آنها ۱ نمونه انتخاب شده تا به طور کاملاً مشروح مورد بررسی قرار گیرد. معیارهای انتخاب این کیس‌های مطالعاتی عبارت بودند از: الف) فراگیر بودن توفان تندری (هر دو ایستگاه توفان تندری گزارش داده شده باشند) که با وجود این معیار ۲۱۵ روز تندری باقی ماند.

جدول (۳): وضع هوای حال حاضر دو ایستگاه گچساران و یاسوج در روز ۱۳ دسامبر ۱۹۹۱.

	0			3			6			9			12			15			18			21		
	N	WW	VV	N	WW	VV	N	WW	VV	N	WW	VV	N	WW	VV	N	WW	VV	N	WW	VV	N	WW	VV
یاسوج	8	95	2000	8	97	2000	8	95	2000	8	97	1000	8	97	1000	8	97	1000	8	97	1000	8	62	5000
گچساران	*	**	****	8	97	1000	8	17	5000	8	97	1000	8	97	1000	8	97	1000	*	**	****	*	**	****

همانگونه که در جدول بالا مشخص می‌باشد آسمان هر دو ایستگاه تمام ابری بوده و در ایستگاه گچساران برای ساعات ۳، ۹، ۱۲ و ۱۵ کد ۹۷ که به معنای رعد و برق به همراه بارش شدید بوده و برای ساعت ۶ به وقت گرینویچ نیز کد ۱۷ ثبت شده است که به معنایی وقوع توفان تندری بدون بارش می‌باشد. در ساعاتی که کد ۹۷ گزارش شده نیز میدان دید به ۱۰۰۰ متر محدود شده است. در ایستگاه یاسوج نیز کدهای ۹۵ (رعد و برق با بارش متوسط) و ۹۷ به تناوب تکرار شده تا در ساعت ۲۱ که کد ۶۲ ثبت شده است.

۶- به منظور منشأیابی سامانه‌ی عامل بارش سنگین و توفان تندری حادث شده در این تاریخ اقدام به مطالعه شرایط سینوپتیکی ۷ روز قبل از حدوث توفان تندری شده‌ایم چراکه توفان تندری انتخاب شده برای بررسی، روز هفتم یک موج بارش ۹ روزه بوده که در مجموع این موج بارشی ایستگاه‌های یاسوج و گچساران به ترتیب ۳۵۱ و ۲۹۶ میلی‌متر بارش دریافت کردند.

۸- از آنجا که یکی از اهداف این مطالعه شناسایی الگوهای همدیدی توفان‌های تندری استان کهگیلویه و بویر احمد بوده لذا به منظور کشف الگوهای همدیدی این تندرنا نقشه‌های سینوپتیکی سطح دریا (Slp) و ترازهای ۸۵۰ و ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال مربوط به ۷۰ مورد از روزهای وقوع تندر از سایت مرکز ملی پیش بینی آمریکا (NCEP) اخذ شده و محورناوهای سطوح ۸۵۰ و ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال بروی

۷- به منظور بررسی شرایط توفان تندری برای هر یک از روزهای قبل و بعد از وقوع توفان تندری با استفاده از داده‌های

برای ایستگاه گچساران در سال ۱۹۹۱ (۱۷ روز تندی) رخ- داده و کمینه‌ی آن در ۱۹۹۰ برای ایستگاه یاسوج و برای ایستگاه گچساران در سال ۱۹۹۲ حادث شده است. در این استان هیچ سالی نبوده که تندر در آن رخ نداده باشد. در مجموع ۴۰/۷٪ بارش یاسوج در روزهای همراه با تندر دریافت شده است که این میزان برای ایستگاه گچساران ۳۲/۳٪ بوده است. به طور متوسط در ایستگاه یاسوج هر ساله ۲۰/۵ مورد تندر رخ داده و در ایستگاه گچساران در هر سال به طور متوسط ۹/۴ مورد رخداد توفان تندی رخ داده است.

نقشه‌ای خام (برای هر سطح یک نقشه) ترسیم گردید و برای نقشه‌های سطح زمین نیز جهت ورود سامانه به منطقه‌ی مورد مطالعه بروی نقشه‌ای خام ترسیم شد.

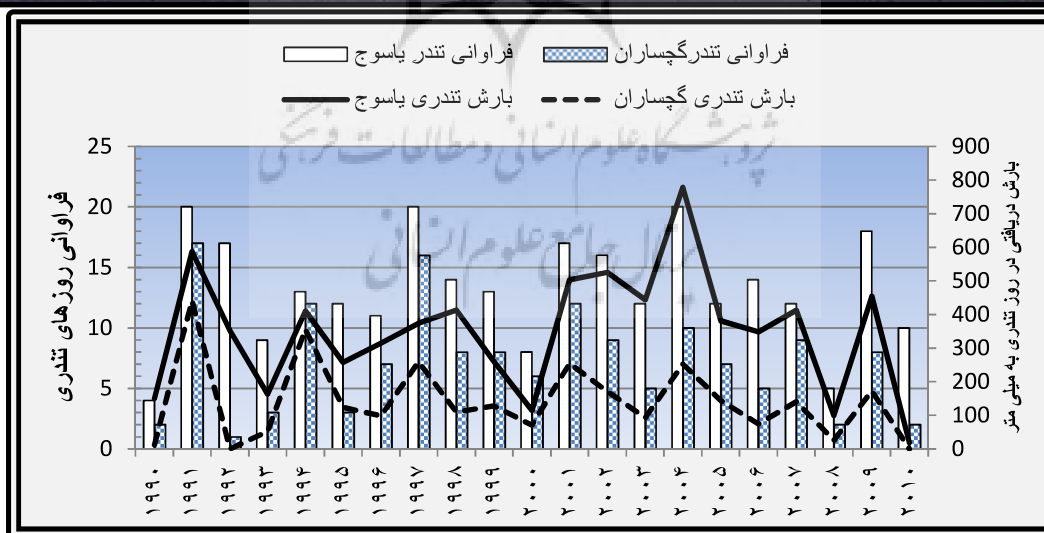
بحث و یافته‌ها

پراکنش سالانه‌ی توفان‌های تندی

جدول (۴) و شکل (۳) فراوانی روزهای همراه با تندر را در سالهای مورد مطالعه نشان می‌دهند. همانطور که ملاحظه می‌شود بیشینه‌ی فراوانی روز همراه با تندر برای ایستگاه یاسوج در سالهای ۱۹۹۱ و ۱۹۹۷ و ۲۰۰۴ (۲۰ روز تندی) و

جدول (۴): فراوانی حدوث توفان تندی و میزان بارش حاصل از آنها به صورت سالانه در دوره‌ی آماری ۱۹۹۰-۲۰۱۰

سال	سهم تندر از بارش هر سال	بارش تندی گچساران	فراوانی تندر گچساران	سهم تندر از بارش هر سال	بارش تندی یاسوج	فراوانی تندی یاسوج
1990	5.0	12	2	29.1	149.9	4
1991	62.4	441	17	50.8	586.7	7.2
1992	0.0	0	1	35.6	352.4	6.1
1993	61.3	52	3	16.3	162.6	3.2
1994	64.5	356.4	12	48.5	410	4.7
1995	24.1	123	3	36.3	257.8	4.3
1996	18.9	98.6	7	30.5	315.1	4.0
1997	45.0	258.1	16	52.0	373.8	7.2
1998	19.3	110	8	49.8	413.7	5.1
1999	27.0	128.1	8	30.8	259.7	4.7
2000	21.0	70.8	6	18.5	114.3	2.9
2001	47.2	253.8	12	51.8	502.8	6.1
2002	41.0	170.4	9	57.5	525.2	5.8
2003	21.4	93	5	49.7	443.7	4.3
2004	37.0	251.9	10	60.2	779	7.2
2005	27.9	144.1	7	45.2	381.2	4.3
2006	16.5	74.4	5	36.5	348.2	5.1
2007	36.1	140.5	9	51.7	412.7	4.3
2008	18.9	26	2	33.8	99.4	1.8
2009	39.6	173	8	53.7	454.8	6.5
2010	0.0	0	2	16.0	19	3.6
mean	30.2	141.8	7.2	40.7	350.6	4.8



شکل (۳): فراوانی حدوث توفان تندی و میزان بارش حاصل از آنها به صورت سالانه در دوره‌ی آماری ۱۹۹۰-۲۰۱۰.

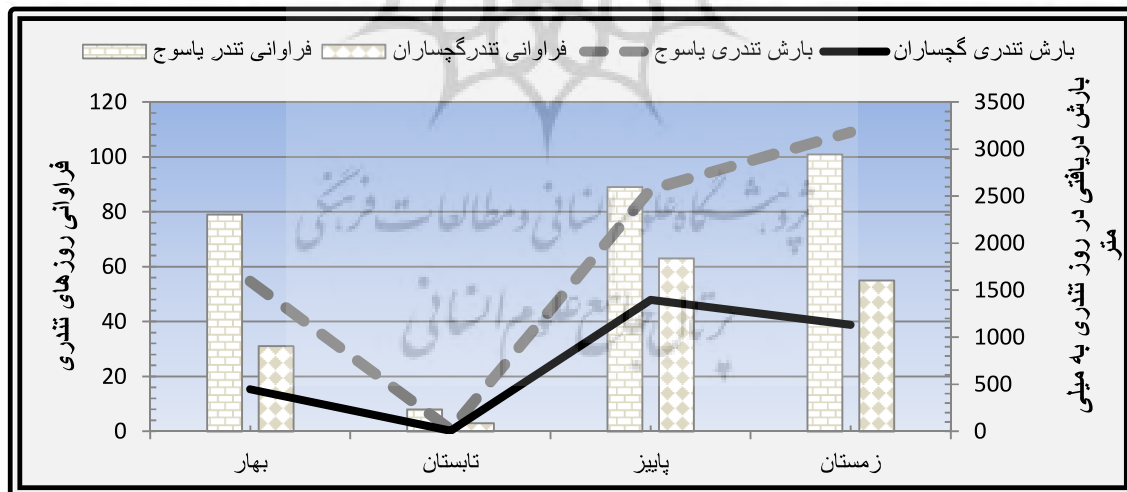
پراکنش فصلی توفان‌های تندری در استان کهگیلویه و بویر احمد

جدول (۵) و شکل (۴) پراکنش فصلی روزهای تندری را در دو ایستگاه شاخص استان نمایش می‌دهند. در ایستگاه یاسوج بیشینه فصلی رخداد توفان تندری (بیش از ۳۶٪) در فصل زمستان بوده است. با وجودی که بیشینه بارش تندری یاسوج در فصل زمستان رخ داده ولی با توجه به اینکه در این فصل اهم بارش یاسوج (بیشینه بارش زمستانی ایران) دریافت می‌شود، درصد کمتری از بارش فصلی (۳۴٪) را نسبت به فصول دیگر (۵۵٪ بارش پاییز و ۵۲٪ بارش بهار در روزهای تندری دریافت شده) به خود اختصاص داده است. بیشینه دوم فصل پاییز بوده که ۳۲٪ تندرهای یاسوج در این فصل رخ داده است. در ایستگاه گچساران هم بیشینه رخداد توفان

تندری و هم بیشینه بارش تندری در فصل پاییز به وقوع پیوسته و بیشینه دوم فصلی فراوانی رخداد تندر این ایستگاه فصل زمستان است. در فصل بهار با ضعیف‌تر شدن حلقه‌ی بادهای غربی، پرفشار آזור به سمت عرضهای بالاتر حرکت می‌کند. این استان نیز در عرضهای پایین قرار گرفته و در همان اوایل بهار پرفشار آזור بر جو آن مستولی گشته و مانع از صعود هوا و بارش باران می‌شود از این رو فصل بهار در این استان فصل کم بارشی است بطوری که فقط ۱۲٪ بارش سالانه در این فصل دریافت می‌گردد. بطور متوسط هر فصل ایستگاه یاسوج ۶۹ تندر داشته است و متوسط فصلی لیستگاه گچساران ۲۵ مورد رخداد توفان تندری می‌باشد.

جدول (۵): فراوانی فصلی روزهای تندری در دو ایستگاه شاخص استان به همراه بارش حاصل از این تندرهای در هر یک از فصول.

سهم تندر از بارش هر فصل	بارش تندری گچساران	فراوانی درصد	فراوانی تندر گچساران	سهم تندر از بارش هر فصل	بارش تندری یاسوج	فراوانی درصد	فراوانی تندر یاسوج
37.7	446.7	20.4	31	52.2	1594.3	28.5	79
5.3	4.8	2.0	3	20.2	19.6	2.9	8
47.9	1395.3	41.4	63	54.9	2568.6	32.1	89
23.9	1130.3	36.2	55	34.0	3179.5	36.5	101
29	744	25	38	40	1841	25	mean



شکل (۴): فراوانی فصلی روزهای تندری در دو ایستگاه شاخص استان به همراه بارش حاصل از این تندرهای در هر یک از فصول.

پراکنش ماهانه توفان‌های تندری در استان کهگیلویه و بویر احمد

در جدول (۶) و شکل (۵) که فراوانی ماهانه رخداد توفان تندری استان را نشان می‌دهد ملاحظه می‌شود که برای هر دو

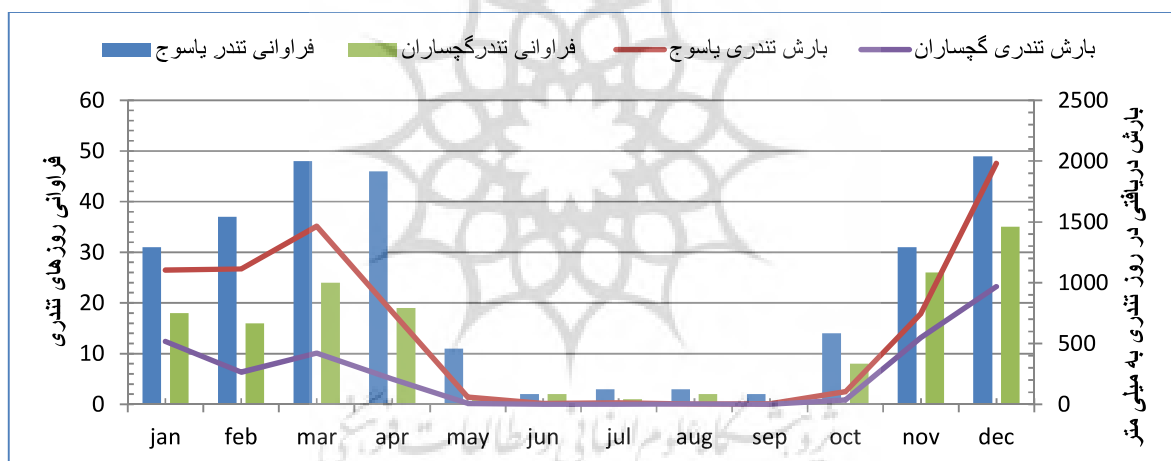
ایستگاه شاخص استان بیشینه رخداد ماهانه توفان تندری و همین‌طور مقدار بارش دریافتی حاصل از بارش تندری، ماه دسامبر بوده و کمینه رخداد آن در ایستگاه یاسوج در ماه‌های ژوئیه و سپتامبر (برای هر ماه ۲ توفان تندری در کل

دوره‌ی مطالعه ۲۳ تندر در ایستگاه یاسوج رخ داده است. بطور متوسط در هر ماه از کل دوره‌ی مطالعه ۲۳ تندر در ایستگاه یاسوج رخ داده و برای ایستگاه گچساران این مقدار به کمتر از ۱۳ تندر کاهش یافته است.

دوره‌ی مطالعه (مطالعه) است. ولی کمترین مقدار بارش تندری در ایستگاه یاسوج در ماه آگوست دریافت گشته است. کمینه‌ی بارش تندر و کمینه‌ی میزان بارش دریافتی حاصل از تندر در ایستگاه گچساران در ماه سپتامبر بوده که در این ماه هیچ‌گونه

جدول (۶): فراوانی تندر ماهانه و مقدار بارش حاصل از تندر در دو ایستگاه شاخص استان در دوره‌ی آماری (۱۹۹۰-۲۰۱۰).

	فراوانی تندر یاسوج	فراوانی درصد	بارش تندری یاسوج	فراوانی تندر گچساران	فراوانی درصد	بارش تندری گچساران
jan	31	11.2	1103.3	18	11.8	516.9
feb	37	13.4	1114.1	16	10.5	264.3
mar	48	17.3	1465	24	15.8	421.2
apr	46	16.6	760.1	19	12.5	207.1
may	11	4.0	59.6	1	0.7	7
jun	2	0.7	8	2	1.3	1
jul	3	1.1	12	1	0.7	0.8
aug	3	1.1	3.2	2	1.3	4
sep	2	0.7	4.4	0	0.0	0
oct	14	5.1	105.3	8	5.3	36.2
nov	31	11.2	746.8	26	17.1	550.3
dec	49	17.7	1980.2	35	23.0	968.3
mean	23.1	8.3	613.5	12.7	8.3	248.1

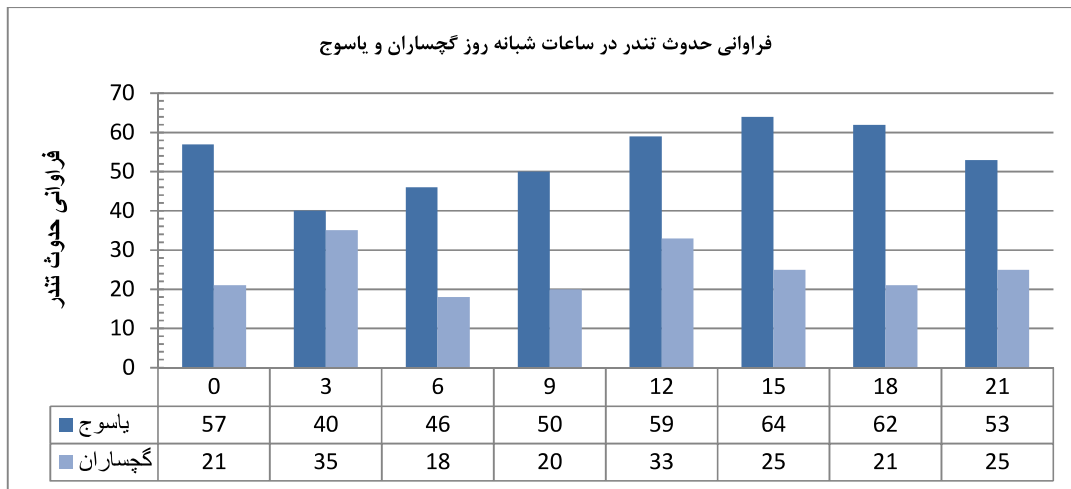


شکل (۵): فراوانی تندر ماهانه و مقدار بارش حاصل از تندر در دو ایستگاه شاخص استان در دوره‌ی آماری (۱۹۹۰-۲۰۱۰).

ظهر (۳۳ مورد رخداد) به وقت گرینویچ (۱۵:۲۴ به وقت محلی) بوده است. در ساعت ۳ به وقت گرینویچ (۶:۲۶ به وقت محلی) در ایستگاه یاسوج کمترین رخداد توفان تندری (۴۰ مورد) به ثبت رسیده است و کمترین فراوانی ساعتی تندری ایستگاه گچساران (۱۸ مورد) بین ساعات ۶ تا ۹ به وقت گرینویچ (۹:۲۴ تا ۱۲:۲۴ به وقت محلی) بوده است. در مجموع وقوع توفان در طول شبانه روز پراکنده بوده چراکه ۵۰٪ توفان‌های تندری رخ داده در طول شب و ۵۰٪ دیگر هم در طول روز اتفاق افتاده است.

پراکنش ساعتی توفان‌های تندری در استان کهگیلویه و بویر احمد

شکل (۶) پراکنش تندری را در ساعات شبانه‌روز (به فواصل ۶ ساعته) نمایش داده شده است. بیشترین فراوانی رخداد تندر برای یاسوج در ساعت ۱۵ (۶۴ مورد توفان تندری) و ساعت ۱۸ (۶۲ مورد توفان تندری) به وقت گرینویچ یا به ترتیب در ساعت ۲۱:۲۶ و ۱۸:۲۶ به وقت محلی بوده است. در حالی که برای ایستگاه گچساران این بیشینه‌ها در ۳:۰۰ بامداد (۳۵ مورد رخداد) به وقت گرینویچ (۶:۲۴ به وقت محلی) و ساعت ۱۲



شکل (۶): فراوانی ساعتی رخداد تندر در دو ایستگاه شاخص استان طی دوره‌ی آماری ۲۰۱۰-۱۹۹۰.

تحلیل توفان تندری رخداده در مورخه‌ی ۱۳ دسامبر

۱۹۹۱

شرایط سینوپتیکی و ترمودینامیکی روز ۱۳ دسامبر

۱۹۹۱، روز اوج بارش

شکل (ب) نقشه‌ی اُمگا و فشار تراز دریا را در روز ۱۳ دسامبر ۱۹۹۱ به تصویر می‌کشد. در این نمونه‌ی مطالعاتی مرکز کم-فشار سودانی با فشار مرکزی ۱۰۰۰/۵ هکتوپاسکال بروی جنوب شرق سودان و شمال غرب اتیوپی بسته شده است. زبانه این کم‌فشار با راستای جنوب غربی - شمال شرقی پس از عبور از شبه جزیره‌ی عربستان از سمت جنوب غرب وارد ایران شده است و در همان راستا تا شمال شرق ایران امتداد دارد. همان‌طور که مشاهده می‌شود پرفشار آזור با فشار مرکزی ۱۰۳۷/۵ هکتوپاسکال بروی فرانسه بسته شده و زبانه‌های آن تمام عرض دریای مدیترانه و شمال آفریقا را در بر گرفته و زبانه‌ی شرقی با گسترش خود ترکیه و دریای مازندران در بر گرفته و با پرفشار سبیری یکپارچه شده است. به این ترتیب جریانات شمالی را بروی شرق مدیترانه و مصر تشدید کرده و با فرارفت سرد به پشت سامانه‌ی سودانی باعث تقویت آن شده است. همانگونه که در شکل مشاهده می‌گردد میزان اُمگا در منطقه‌ی مورد مطالعه از ۰/۰۵- تا ۰/۰۱- متغیر است.

شکل (۶-الف) نقشه‌ی جریان باد و رطوبت ویژه را در همین روز برای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به نمایش گذاشته است. در

محل تشکیل هسته‌ی پرفشار در دریای عمان یک هسته‌ی واگرایی جریان باد که با گردش ساعت‌گرد سبب هدایت جریان باد از روی دریای عرب به سمت سودان و جنوب غرب ایران شده و باعث انتقال رطوبت و گرمای فراوان به این مناطق شده است. هسته‌ی رطوبی بروی منطقه‌ی مورد مطالعه ۱۲ گرم بر کیلوگرم است.

شکل (۶-پ) نقشه‌ی هم‌ارتفاع و اُمگای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال را در ۱۳ دسامبر ۱۹۹۱ نشان داده است. پراارتفاع آזור با منحنی هم‌ارتفاع ۱۶۲۰ ژئوپتانسیل متر بر فراز شمال ایتالیا بسته شده و زبانه‌های آن در اثر گسترش جنوب سو شمال آفریقا را پوشش داده و باعث انتقال هوای سرد به شمال آفریقا می‌شود. پرفشار آזור نیز با منحنی هم‌ارتفاع ۱۶۲۰ ژئوپتانسیل متر بر فراز مرکز چین بسته شده و زبانه‌های آن در جهت غرب گسترش پیدا کرده و جنوب شرق ایران را پوشش داده و هسته‌ای ثانویه را بر فراز دریای عمان بوجود آورده است. کم‌ارتفاع سودانی بر فراز جنوب شرق سودان با منحنی هم‌ارتفاع ۱۴۹۰ ژئوپتانسیل متر بسته شده است. کم‌ارتفاع بریده‌ای نیز بر شمال عراق مشاهده می‌گردد.

شکل (۶-ت) نقشه‌ی جریان باد و رطوبت ویژه را در همین روز برای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به نمایش گذاشته است. همانند روزهای قبل و تراز پایین‌تر بر فراز دریای عمان مرکز واگرایی از جریان باد تشکیل شده و بر فراز ترکیه نیز مرکز

همگرایی جریان باد مشاهده می‌شود. در این روز در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بر فراز جنوب غرب ایران و سودان هسته‌های رطوبی تشکیل شده است که حاصل فرارفت هوای گرم و مرطوب از فراز دریای عرب به این مناطق بوده است.

شکل (۶-ب) نقشه‌ی هم‌ارتفاع ژئوپتانسیل و اُمگای تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال را در روز ۱۳ دسامبر ۱۹۹۱ به تصویر کشیده است. در این نقشه مرکز کم ارتفاع بریده‌ای همانند تراز پایین‌تر با منحنی هم‌ارتفاع ۳۰۰۰ ژئوپتانسیل متر بروی شمال مصر و جنوب ترکیه بسته شده است. با نفوذ جنوب‌سوی این مرکز چرخندی با هسته‌ی هوای سرد باعث ایجاد ناوه‌ی عمیقی بروی مصر و سودان شده است. این ناوه‌ی عمیق شده با تزریق تاوایی مثبت بروی منطقه‌ی مورد مطالعه باعث تقویت هرچه بیشتر سامانه‌ی سودانی و تبدیل این سامانه‌ی حرارتی به سامانه‌ی ترمودینامیکی شده است. در این روز منطقه‌ی مورد مطالعه در بهترین موقعیت از جلو ناوه قرار دارد. جریانات نصف‌النهاری جنوب‌غربی شرایط ناپایداری مناسب را در لایه‌ی میانی وردسپهر فراهم نموده است. در این روز هسته‌ای از اُمگای منفی بر فراز منطقه‌ی مورد مطالعه مشاهده می‌گردد که میزان آن از ۰/۲- تا ۰/۱- پاسکال بر ثانیه متغیر است. و بر فراز یاسوج که در این روز ۱۲۰ میلی‌متر بارش داشته است، اُمگا به حداکثر رسیده است که نشان از حرکات صعودی در پایین‌تر از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد.

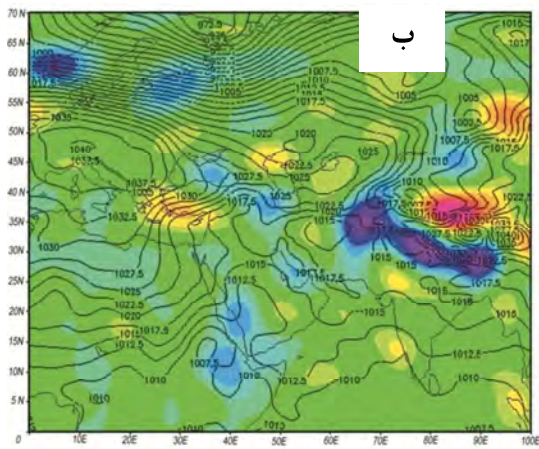
شکل (۶-ج) نقشه‌ی جریان باد و رطوبت ویژه را در همین روز برای تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به نمایش گذاشته است. هسته‌ی واگرایی جریان باد بر فراز دهلی نو در این روز بر فراز مسقط ظاهر شده است و باعث فرارفت هوای گرم و مرطوب از فراز دریای عرب و عمان به منطقه‌ی مورد مطالعه و سودان و اتیوپی شده است که بر فراز منطقه‌ی مورد مطالعه هسته‌ی رطوبی ۶ گرم بر کیلوگرم و بر فراز سودان و اتیوپی نیز هسته‌ی رطوبی هسته‌ی رطوبی ۹ گرم بر کیلوگرم را بوجود آورده است. شکل (۶-چ) نیز میزان سرعت باد را در این تراز برای

همین تراز به نمایش گذاشته است. همانطور که در این شکل ملاحظه می‌شود هسته‌ی سرعتی ۱۸ متر بر ثانیه از فراز منطقه‌ی مورد مطالعه عبور کرده است که این سرعت بالای جریان باد باعث تقویت صعود هوا در پایین‌تر از این تراز شده است.

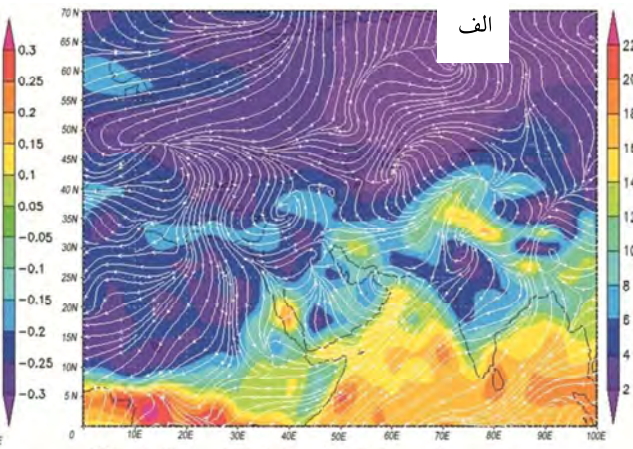
شکل (۶-ح) نقشه‌ی هم‌ارتفاع ژئوپتانسیل و اُمگای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را در روز ۱۳ دسامبر ۱۹۹۱ به تصویر کشیده است. همانند ترازهای پایین‌تر کم‌ارتفاع بریده‌ای بر فراز شرق ترکیه مشاهده می‌گردد که نسبت به روز قبل کمی به سمت شرق حرکت کرده و جنوب غرب ایران را در زیر منطقه‌ی حداکثر وزش تاوایی مثبت قرار داده است و موجب تزریق ناپایداری در سطوح پایین‌تر شده است. در این روز نیز بر فراز همه‌ی وسعت ایران حرکات صعودی برقرار است چرا که هسته‌ای وسیع از اُمگای منفی بر فراز آن سایه افکنده است. بروی منطقه‌ی مورد مطالعه میزان اُمگای منفی ۰/۲- پاسکال بر ثانیه است.

شکل (۶-خ) نقشه‌ی توزیع رودبادها را در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ۱۳ دسامبر ۱۹۹۱ را به نمایش می‌گذارد. با توجه به شدت و عمق رودباد جنب حاره در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، رودباد مذکور تا تراز ۵۰۰ نیز کشیده شده است. در این روز به علت هسته‌ی سرعت رودباد جنب حاره‌ای در جلوی ناوه‌ی تراز ۵۰۰، بین طولهای جغرافیایی ۲۴ تا ۶۵ درجه‌ی شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۲۳ تا ۳۹ درجه شمالی با سرعت ۴۵ متر بر ثانیه تشکیل شده است و زبانه‌ی آن با سرعت ۴۰ متر بر ثانیه از فراز منطقه‌ی مورد مطالعه گذشته است و سیکلون سطح زمین را همراهی و تقویت کرده است.

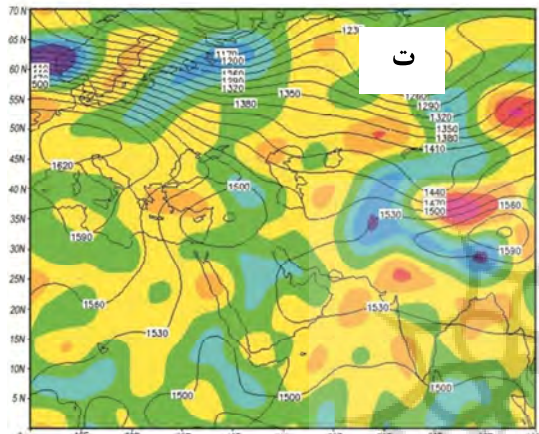
شکل (۶-د) نقشه‌ی توزیع رودبادها را در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ۱۳ دسامبر ۱۹۹۱ را به نمایش می‌گذارد. همانطور که مشاهده می‌شود در این تراز بادهای با سرعت بیش از ۵۰ متر بر ثانیه بر فراز منطقه مورد مطالعه جریان داشته است و بیشه‌ی سرعت در بین طولهای ۲۲ و ۵۱ درجه‌ی شرقی و عرضهای ۲۴ تا ۳۳ درجه‌ی شمالی قرار گرفته است.



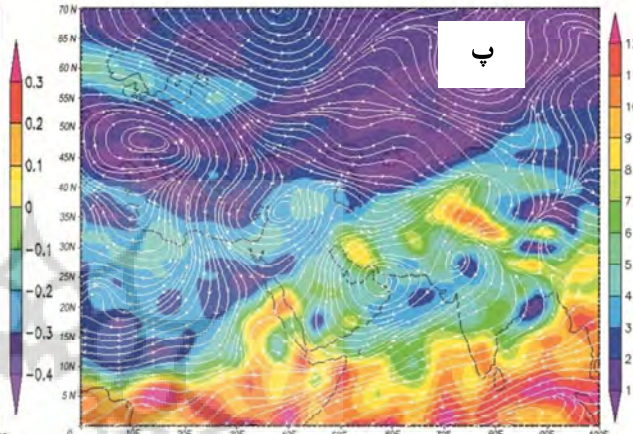
نقشه فشار تراز دریا و اومگای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در روز ۱۳ دسامبر ۱۹۹۱.



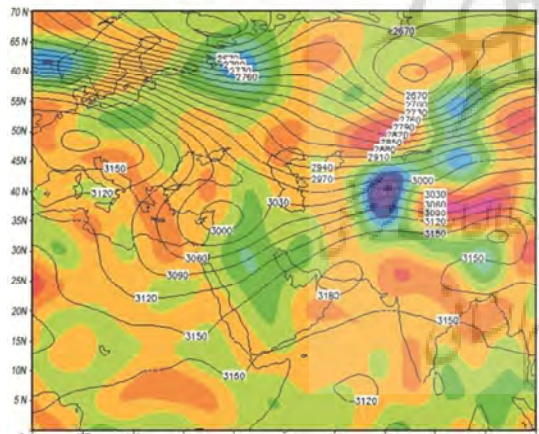
نقشه توزیع رطوبت و جریان باد در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در روز ۱۳ دسامبر ۱۹۹۱.



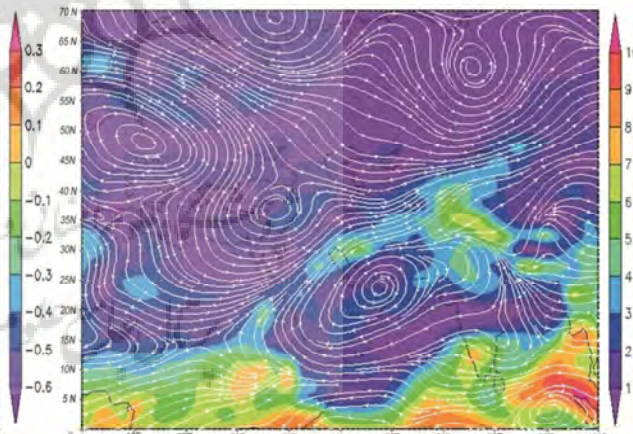
نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل و مقادیر امگا در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در روز ۱۳ دسامبر ۱۹۹۱.



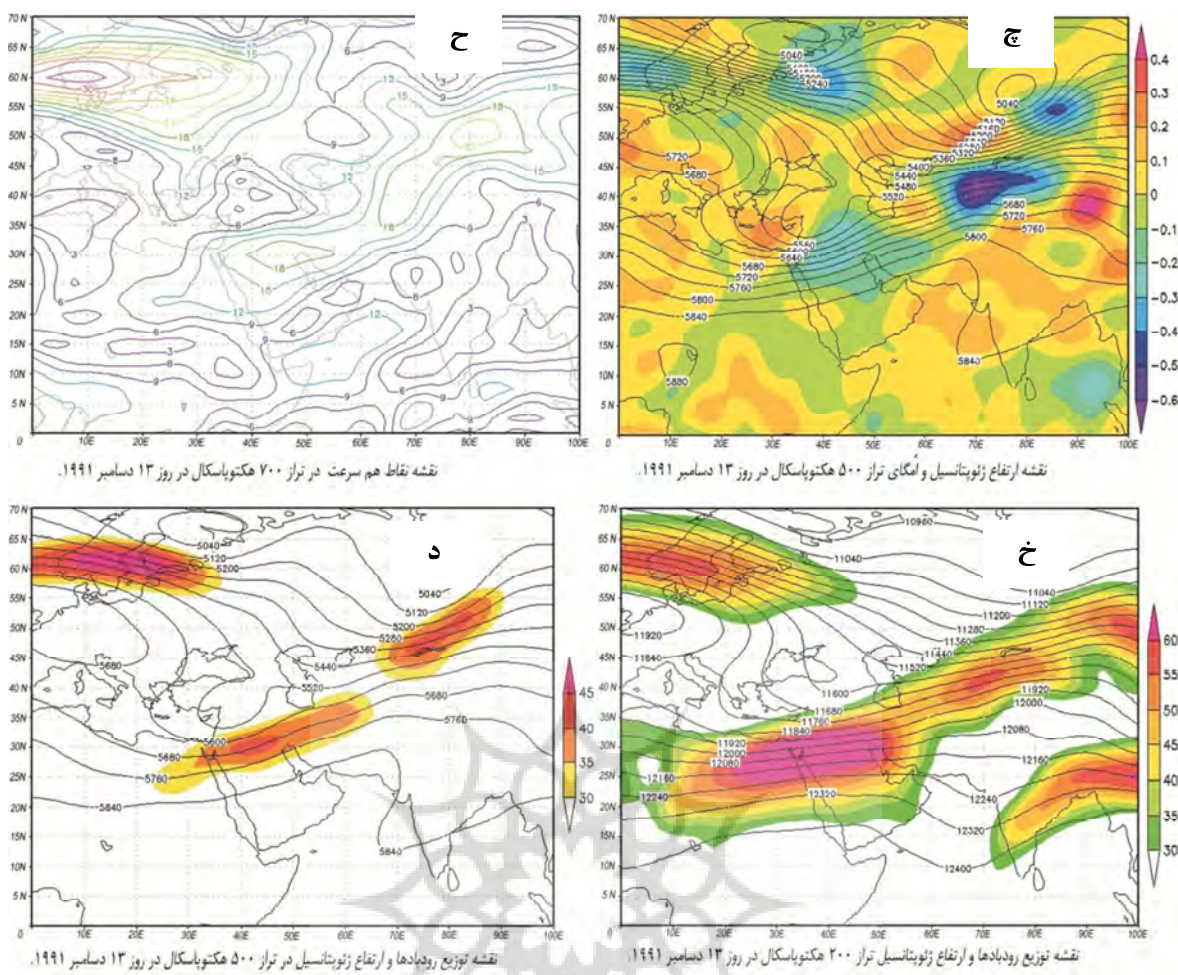
نقشه جریان باد و توزیع رطوبت ویژه در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در روز ۱۳ دسامبر ۱۹۹۱.



نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل و مقادیر امگا در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در روز ۱۳ دسامبر ۱۹۹۱.



نقشه جریان باد و توزیع رطوبت ویژه در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در روز ۱۳ دسامبر ۱۹۹۱.



شکل (۶): نقشه‌های ترازهای مختلف جوی در روز توفان تندری ۱۳ دسامبر ۱۹۹۱

نتیجه گیری

حرکت سریع‌تر پرفشار جنب حاره به سمت عرض‌های بالاتر نسبت به حرکت جنوب‌سوی خود در فصل پاییز، استان کهگیلویه و بویر احمد در زیر سیطره‌ی پرفشار آזור قرار می‌گیرد. بنابراین صعود همرفتی حاصل از گرم‌شدن سطح زمین در بعد از ظهرهای بهار، از طرف ترازهای بالاتر حمایت نمی‌شود و ناپایداری‌های محلی آن نمی‌توانند تا سطح اشباع شدن، بسته‌ی هوا بسته‌ی هوا را صعود دهند. بیشترین فراوانی ماهانه‌ی رخداد تندر در استان کهگیلویه و بویر احمد متعلق به ماه دسامبر بوده است که در مجموع بیش از یک پنجم از روزهای تندری رخ داده در استان کهگیلویه و بویر احمد در ماه دسامبر اتفاق افتاده است. بیشینه‌ی رخداد توفان تندری در ساعات پائین عناصر اقلیمی در ایستگاه‌های سینوپتیک برای دو ایستگاه استان کهگیلویه و بویر احمد متفاوت بوده است. در

بارش تندری بخش مهمی از بارش دریافتی استان کهگیلویه و بویر احمد می‌باشد چرا که در مجموع از کل بارش دریافتی ایستگاه یاسوج و گچساران در دوره‌ی آماری ۱۹۹۰ تا ۲۰۱۰ به ترتیب ۴۱٪ و ۳۰٪ آن حاصل بارش‌های تندری بوده است و این بارش‌های تندری برای معاش مردم این استان که اغلب مشغول به دامپروری و کشاورزی هستند، علی‌رغم زیان‌هایی که به دنبال دارد بسیار حیاتی است. پراکنش فصلی رخداد توفان تندری در اکثر مناطق ایران بیشینه‌ی حدوث تندر در فصل بهار بوده است. و این در حالی است که بیشینه‌ی رخداد توفان تندری در استان کهگیلویه و بویر احمد در فصل زمستان بوده است. در این استان فراوانی حدوث تندر در فصل بهار بعد از فصول زمستان و پاییز قرار دارد. در فصل بهار به دلیل

زمینه‌ی مطالعه‌ی توفان‌های تندری و دیگر پدیده‌های جوی نیاز به داده‌هایی از جو بالا است که فقط در چند ایستگاه محدود از کشور اقدام به ثبت آنها توسط رادیوسوندها می‌شود. لذا پیشنهاد می‌گردد که حداقل برای هر ایستگاه سینوپتیک در سطح کشور داده‌های جو بالا را پایش و ثبت کنند تا بتوان تصویری بهتر از ساختار لایه‌های جوی بر فراز ایران داشته باشیم و نتایج مطالعات را بتوان به واقعیت نزدیکتر کرد. در نهایت توصیه می‌شود که در مطالعه‌ی توفان‌های تندری به منظور واکاوی فعل و انفعالات صورت گرفته در ابرهای تندری و میزان رطوبت آن و ضخامت ابر و ... از داده‌های تصاویر ماهواره‌ای استفاده گردد.

منابع

- ۱- آقاسی، نوشین (۱۳۹۰)، تحلیل سینوپتیکی توفان‌های تندری شمال غرب، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه شهید بهشتی.
- ۲- افتادگان خوزانی، اصغر (۱۳۹۱)، واکاوی هم‌دیدگی بارش‌های مخاطره آمیز فراگیر در شمال غرب ایران، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده‌ی جغرافیای دانشگاه تهران.
- ۳- خالدی، شهریار، فرامرز خوش‌اخلاق و مهدی خزایی (۱۳۹۰)، تحلیل هم‌دیدگی توفان‌های تندری سیلاب‌ساز استان کرمان‌شاه، مجله‌ی علمی-پژوهشی چشم‌انداز جغرافیایی، شماره‌ی ۱۴، صص ۳۲-۱۲.
- ۴- خوشحال دستجردی، جواد و تیمور علی‌زاده (۱۳۸۹)، بررسی هم‌دیدگی و ترمودینامیک رگبار موجد سیلاب ۱۳۸۸/۶/۲۴ در استان خراسان رضوی، فصل‌نامه‌ی مدرس علوم انسانی، دوره‌ی ۱۴، شماره‌ی ۴، صص ۱۰۹-۸۷.
- ۵- علیجانی، بهلول و محمدرضا کاویانی (۱۳۷۳)، مبانی آب و هوا شناسی، تهران، انتشارات سبز.
- ۶- علیجانی، بهلول (۱۳۸۸)، اقلیم شناسی سینوپتیک، انتشارات سمت، تهران.
- ۷- علیجانی، بهلول؛ آب و هوای ایران، چاپ سوم، انتشارات پیام‌نور، ۱۳۷۹.
- ۸- فرج زاده - مخاطرات اقلیمی - ۱۳۹۲

ایستگاه گچساران بیشینه‌ی حدوث در ساعت ۳ به وقت گرینویچ و یا ۶:۳۰ دقیقه به وقت محلی بوده است در حالی که برای ایستگاه یاسوج در ساعت ۱۵ گرینویچ یا ۱۸:۳۰ دقیقه به وقت محلی بوده است. ولی برای هر دو ایستگاه در ماه دسامبر که بیشترین حدوث تندر و بیشترین بارش تندری استان دریافت می‌گردد، ساعت ۳ به وقت گرینویچ و یا ساعت ۶:۳۰ به وقت محلی بوده است. عامل توپوگرافی و ناهمواری در ایجاد و تقویت و تشدید توفان‌های تندری در استان کهگیلویه و بویر احمد نقش بسزایی دارد. همچنین نتایج یافته‌های حاصل از بررسی‌های سینوپتیکی و ترمودینامیکی توفان‌های تندری همراه با بارش نشان داد که عامل بوجود آورنده این تندرها، سامانه‌های سودانی بوده است. این سامانه‌ها با خصوصیت حاره‌ای خود و به دلیل برخورداری از پتانسیل رطوبت پذیری بالا (به دلیل شکل‌گیری بروی خشکی‌های گرم جنب استوا) و دریافت رطوبت فراوان از دریا‌های گرم عرب و عمان و دریای سرخ از انرژی پتانسیل بالایی برخوردار هستند. در نتیجه در صورت وجود شرایط مناسب و حرکات بالاسو، به دلیل آزادسازی گرمای بادرروی قابل توجه توفان‌های تندری شدیدی را بروی استان ایجاد میکند. لازم به ذکر است که توپوگرافی منطقه در تقویت و تشدید این توفان‌ها بی‌تأثیر نبوده است.

پیشنهادات:

از آن‌جا که توفان‌های تندری یک پدیده‌ی میان‌مقیاس یاخورد مقیاس می‌باشد لذا داده‌های مرکز ملی پیش بینی آمریکا (NCEP) که ابعاد آنها ۲/۵ درجه‌ی جغرافیایی در ۲/۵ درجه‌ی جغرافیایی است، برای بررسی توفان‌های تندری مناسب نیستند چرا که مساحتی که هر یک از این پیکسل‌ها در عرض ۳۰ درجه جغرافیایی پوشش می‌دهد به بیش از ۴ برابر مساحت استان کهگیلویه و بویر احمد بالغ می‌شود. بنابراین توصیه می‌شود که برای مطالعه‌ی تندرها از داده‌هایی با ابعاد کوچکتر استفاده گردد. و اینکه برای سنجش ناپایداری در

- 21- Easterling, D. R; Regionalization of thunderstorm rainfall in the contiguous U.S Int. J. Climatol. Vol.9, 1989.pp74-78.
- 22- Mic. Loredana-Elena. (2011). Thunderstorms phenomena in the Prahova's corridor, outstanding climatic hazards, Riscuri si catastrofe. Vol. 9, No. 1: 133-145.
- 23- Manzato, A. 2006. The 6 h climatology of thunderstorms and rainfalls in the friuli Venezia Giulia plain. Atmospheric Research, xx(article in press). 13 pgs.
- 24- Mohee. Faizul M, Miller. Craig. (2010).Climatology of thunderstorm for North Dakota,2002–2006, Metrology and climatology. 49: 1881-18.
- 25- Michealides, S.C and et al, 2008. Synoptic, Thermodynamic and Agroecomic Aspects of Sever Hail Events in Cyprus. Natural Hazards Earth System Science, Vol. 8(3), pp. 461-471.
- 26- Siedlecki, Mariusz, 2009. Selected instability indicec in europe. Theoretical Applied Climatology, Vol. 96,pp. 85-94.
- 27- Stringer&et al, foundations of Climatology - Delhi : Surjeet Publications, 1982.
- 28- Susanna Bielec-Be, Kowska, 2003. Long-term variability of thunderstorm occurrence in Poland in the 20th century. Atmospheric Research 67-68, 2003,pp 35-52.
- 29- Tubbs,M.A.(1972). Summer thunderstorm over southern California. Monthly Weather Review.pp 37-42.
- 30- Wallace, M. J.(1975).Duirnal variation in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous U.S.A, Monthly Weather Review,103,pp106-119.
- 31- Xin Yang, zhanyu Yao, zhanqing Li,tianyi fn, 2013. Heavy air pollution suppresses summer thunderstorms in central china. Journal of atmospheric and Solar, Terrestrial Physics 95-96, pp28-40.
- 32- <http://www.irimo.ir/services/climate/813>.
<http://www.ostan-kb.ir/kohgiluye-history-fa.html>
- ۹- قويدل رحیمی، یوسف(۱۳۸۹)، کاربرد شاخص‌های ناپایداری جوی برای آشکارسازی و تحلیل دینامیک توفان تندی روز ۱۳۸۹/۲/۵ تبریز، فصلنامه علمی- پژوهشی فضای جغرافیایی، سال یازدهم، شماره ۳۴، صص ۲۰۸-۱۸۲.
- ۱۰- کمال امیدوار- اقلیم شناسی دینامیک-۱۳۸۹
- ۱۱- میراحمدی، اکبر(۱۳۹۱)، بررسی ویژگی‌های آماری توفان تندی در کوه‌رنگ بختیاری، همایش ملی انتقال آب بین حوضه‌ای (چالش‌ها و فرصت‌ها)، صص ۶-۱.
- ۱۲- لشکری، حسن و میترا امینی(۱۳۸۹)، تحلیل سینوپتیک و پهنه‌بندی بارش تگرگ در خراسان بزرگ برای دوره‌ی آماری ۲۰۰۵-۱۹۹۶، نشریه‌ی جغرافیا و برنامه‌ریزی دانشگاه تبریز، شماره‌ی ۳۱، صص ۱۰۸-۵۱.
- ۱۳- لشکری، حسن(۱۳۸۲)؛ مکانسم تکوین و توسعه‌ی مرکز کم فشار سودان و نقش آن بروی بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره‌ی ۴۶، صص ۱۸.
- ۱۴- لشکری، حسن(۱۳۹۰)، اصول و مبانی تهیه و تفسیر نقشه‌ها و نمودارهای اقلیمی، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
- ۱۵- لشکری، حسن(۱۳۹۰)؛ تهیه و تفسیر نقشه و نمودارهای اقلیمی، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
- 16- Changnon, S (2000). Trends in hail in the United state, Atmospheric Research ,No 64.
- 17- Changnon, S, A, (2001), "Thunderstorm rainfall in the conterminous United States", Bull. Amer. Meteor. Soc., 82(9): 1925-1940.pp43-49.
- 18- Changnon, S, A; Measures of economic impacts of weather extremes;Bull .Amer. Meteor. Soc, 84(12, 2003.pp24-27.
- 19- D.K.Sharmaa, Jag dish rain, M. Israailb, p. Subrahmanyamc, P. Choprac, S.C.Gargc,2004. Enhancement in ionospheric temperatures during Thunderstorms. Journal of Atmospheric and Solar – Terrestrial Physics 66,2004,pp 51-56.
- 20- Davis. N. E.. (2012). Diurnal variation of thunder at Heathrow airport, London, Weather. 24: 66-72.