

تحلیل آماری، ترمودینامیکی و همدیدی پدیده تگرگ در استان لرستان

فاطمه درگاهیان^۱: دکتری اقلیم‌شناسی، مرکز تحقیقات هواشناسی کاربردی استان لرستان، خرم‌آباد، ایران
بهلول علیجانی: استاد اقلیم‌شناسی، مدیر قطب علمی مخاطرات محیطی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران
غلامحسین رضایی: دانشجوی دکتری جغرافیا و اقلیم‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران
رحمان پرنو: کارشناس ارشد هواشناسی، مرکز تحقیقات هواشناسی استان خوزستان، اهواز، ایران

چکیده

تگرگ یکی از بلایای جوی خطرناک است که اغلب همراه با طوفان‌های تندری بوده و از ناپایداری جو باروکلینیک در مقیاس سینوپتیک ناشی می‌شود. به منظور تحلیل آماری، ترمودینامیکی و همدیدی پدیده تگرگ در استان لرستان داده‌های مربوط به کد پدیده تگرگ از بانک اطلاعات هواشناسی استان در طول دوره آماری ۱۳۷۸-۱۳۹۲ استخراج گردید. به منظور درک توزیع مکانی و زمانی آن با استفاده از نرم‌افزار *Arc GIS* رخداد آن پهنه‌بندی و مناطق مستعدتر وقوع آن شناسایی شد. سپس رخدادها با توجه به وضعیت غالب سینوپتیکی به دو خوشه ناپایداری همرفتی-حرارتی که بیشتر در فصل گرم رخ می‌دهد و خوشه کم فشار جبهه‌ای که بیشتر در فصل سرد و زمان حاکمیت بادهای غربی و تسلط سیستم‌های جبهه‌ای رخ می‌دهد، تقسیم شدند. برخی از ویژگی‌های دینامیکی رخدادهای سرد و گرم استخراج و مورد مقایسه قرار گرفت، نتایج نشان داد که بر اساس شاخص‌های دینامیکی مقادیر ناپایداری در خوشه گرم نسبت به دوره سرد بیشتر است. ویژگی‌های همدیدی مربوط به یک رخداد سرد و یک رخداد گرم در سطوح زمین، ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال و همچنین نقشه همدمای سطح زمین و ۵۰۰ هکتوپاسکال و نقشه‌های امگا که بیان‌کننده میزان ناپایداری هستند در روز رخداد تگرگ مورد مقایسه و تجزیه و تحلیل قرار گرفت، نتایج به دست آمده نشان داد که میزان ناپایداری در رخداد گرم بیشتر از سرد بوده است. شناسایی سیستم‌های ناپایدار مولد تگرگ و مناطق مستعد رخداد آن می‌تواند از طریق کاهش خسارات ناشی از آن منجر به توسعه پایدار در برنامه‌ریزی‌های منطقه‌ای شود.

واژه‌های کلیدی: تگرگ، ویژگی‌های ترمودینامیکی، الگوی سینوپتیک، خوشه گرم و سرد، لرستان.

^۱ نویسنده مسئول: fatemeh.dargahian@gmail.com ۰۹۱۶۷۱۹۳۳۱۴

بیان مسأله:

پدیده تگرگ می‌تواند به بخش‌های کشاورزی و سایر بخش‌های اقتصادی خسارت جدی وارد کند (Romona et al, 2012). این پدیده تغییرات زمانی و مکانی زیادی دارد. به طور کلی رخداد آن در نواحی کوهستانی بیشتر از جاهای دیگر است. به طوری که مطالعه توزیع جغرافیایی خسارات ناشی از رخدادهای تگرگ در قبرس نیز نشان می‌دهد که نواحی مستعد تگرگ، عمدتاً در نواحی کوهستانی قرار دارد (Michaelides, 2008). مطالعه اقلیم‌شناسی پدیده تگرگ در کشور چین در دوره آماری ۱۹۶۱ تا ۲۰۰۵ نیز مؤید آن است که رخداد آن در مناطق کوهستانی بیشتر از سایر مناطق می‌باشد (Zng, 2008). البته این پدیده به طور موردی بر روی نواحی دشت و سواحل نیز وجود دارد، اما می‌توان گفت که رخداد آن در جزایر نادر است (Nicolaidis et al, 2008). تگرگ اغلب همراه با طوفان‌های تندری بوده و از ناپایداری جو باروکلینیک در مقیاس سینوپتیک ناشی می‌شود، هرچند که هر نوع ناپایداری و طوفان تندری، منجر به تگرگ با اندازه مناسب که به زمین برسد، نمی‌شود. اختلاف این نوع طوفان با دیگر طوفان‌های تندری، در شدت حرکت‌های بالا سو است و آن به حدی است که شرایط رشد دانه‌های تگرگ را فراهم می‌سازد. برای معلق نگه داشتن یک دانه تگرگ با قطر ۱۰ سانتی متر، سرعت حرکات بالا سو باید به ۵۰ متر بر ثانیه برسد. چنین حرکات بالا سویی بیشتر در توده هوای بسیار ناپایدار همرفتی دیده می‌شود. البته باید توجه داشت که تنها اثر همرفت قادر به تولید چنین سرعت‌هایی نیست و باید با فرآیند فرازش جبهه‌ای یا همگرایی در ترازهای پایین نیز همراه باشد (پژوهشکده هواشناسی، ۱۳۸۵).

آمار مربوط به برخی از پارامترهای آب و هواشناسی نظیر دما، بارش، رطوبت که تنها با یک کد ثبت و مخابره می‌گردند به راحتی قابل دسترس می‌باشند اما آمار مربوط به رخداد پدیده‌های خاصی مانند تگرگ به دلیل رخداد آن با سایر پدیده‌ها تنها با اطلاع از کدهای مربوطه امکان‌پذیر است. به منظور استخراج موارد رخداد تگرگ باید از کدهای مربوطه استفاده کرد، اما از آن جایی که این کدها فقط مربوط به ساعات سینوپ و هر سه ساعت یکبار می‌باشند و رخداد پدیده تگرگ در بیشتر موارد در مقیاس زمانی کمتر از یک ساعت رخ می‌دهد، بنابراین آمار موجود بسیار کمتر از تعداد واقعی رخدادهای رخداد می‌باشد. رخداد این پدیده موردی بوده و بالطبع داده‌های مربوط به آن از دیدگاه آماری از نوع داده‌های گسسته و با احتمال رخداد بسیار کم می‌باشد. به همین دلیل در برخی مطالعات بهترین توزیع‌های آماری برای مطالعه آن را توزیع پواسون (صناعی و همکاران، ۱۳۸۵) و در برخی دیگر توزیع دو جمله‌ای منفی و توزیع پوسوان (میرموسوی و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۶) در نظر گرفته‌اند. استان لرستان با توجه به واقع شدن در ارتفاعات زاگرس مرکزی که محل گذار توده‌های هوای بارانزا است و همچنین واقع شدن در یکی از مناطق بیشینه رخداد تگرگ (غرب)، دارای پتانسیل لازم برای وقوع تگرگ بوده و از نظر فراوانی رخداد تگرگ حائز اهمیت می‌باشد. در این تحقیق به منظور تحلیل آماری، ترمودینامیکی و همدیدی پدیده تگرگ در استان لرستان داده‌های مربوط به کد پدیده تگرگ از بانک اطلاعات هواشناسی استان در طول دوره آماری ۱۳۷۸-۱۳۹۲ استخراج گردید و با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS به منظور درک توزیع مکانی و زمانی، رخداد آن پهنه‌بندی و مناطق مستعدتر وقوع آن شناسایی و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

پیشینه تحقیق:

از آن جایی که برای وقوع تگرگ شاخص‌های ناپایداری باید تا آستانه‌های خاصی برسد، بنابراین مطالعه اقلیم-شناختی و شاخص‌های دینامیکی مؤثر بر رخداد آن به منظور دستیابی به آستانه‌هایی از ناپایداری منجر به رخداد تگرگ در هر منطقه به طور جداگانه به دلیل متفاوت بودن سایر شرایط، از اهمیت شایانی برخوردار است. شاخص-

های ناپایداری در تشکیل تگرگ در ایستگاه تبریز مطالعه و نتایج ناشی از آن نشان داد که هر اندازه سطح یخبندان کمتر از ۳۰۰۰ متر باشد، احتمال وقوع تگرگ کمتر و هر چقدر فاصله سطح یخبندان تا قله ابر زیاد باشد، احتمال وقوع تگرگ بیشتر خواهد شد (موسوی و همکاران، ۱۳۸۸). به منظور بررسی علت بارش تگرگ روز ۵ اردیبهشت در تبریز تعدادی از شاخص‌های ناپایداری مورد بررسی قرار گرفته و نتایج نشان داده که تنها وجود ناپایداری‌های محلی منجر به وقوع تگرگ نشده بلکه وقوع این پدیده بر اثر ورود جبهه هوای سرد و همراهی عوامل سینوپتیکی مورد نیاز انجام گرفته است (قویدل، ۱۳۸۹). به طور کلی می‌توان گفت که دو فصل طوفان تندی در ایران قابل تشخیص است. (کاشانی، ۱۳۷۰ اردکانی و همکاران، ۱۳۸۶ فرج زاده و همکاران، ۱۳۹۱). این دو فصل یکی فصل انتقالی گرم است که شامل ماه‌های مارس، آوریل و می و در برخی ایستگاه‌ها با شدت کمتر، ماه ژوئن می‌باشد. دیگری فصل انتقالی سرد است که شامل ماه‌های اکتبر، نوامبر و در برخی از ایستگاه‌ها با فعالیت کمتر، در ماه سپتامبر می‌باشد (فرج زاده و همکاران، ۱۳۹۱).

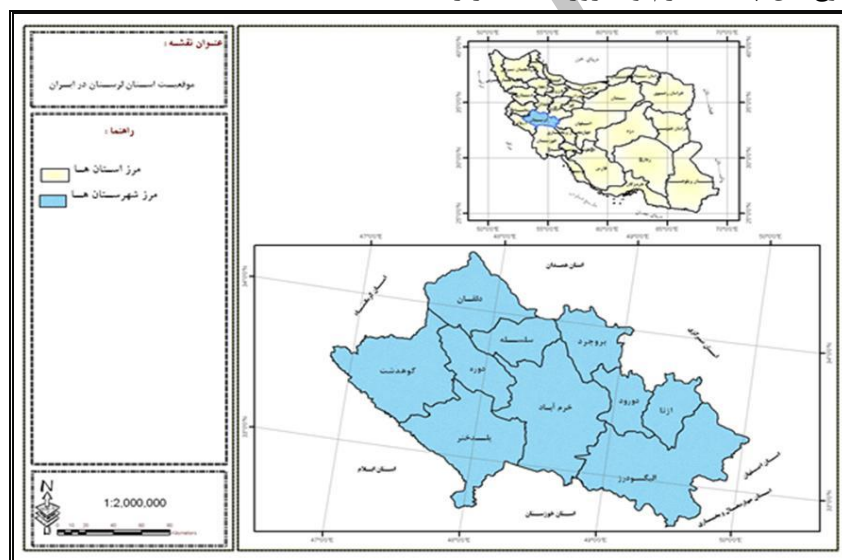
در مجموع مطالعات مربوط به تگرگ را می‌توان به دو گروه تقسیم کرد، یکی مطالعات اقلیم شناختی و بلندمدت، که بیشتر توزیع جغرافیایی و کانون‌های تمرکز وقوع پدیده تگرگ را در سطح کشور مکان‌یابی نموده است و غرب و شمال غرب کشور به عنوان کانون‌های اصلی رخداد این پدیده شناسایی شده‌اند که از جمله این مطالعات می‌توان به بررسی توزیع مکانی پدیده‌ی بارش تگرگ در ایران بر اساس آمار مشاهده‌ای در ۶۷ ایستگاه سینوپتیک کشور در یک دوره‌ی آماری ۲۰ ساله، ۲۰۰۵-۱۹۸۶، (فرج زاده و همکاران، ۱۳۹۱)، بررسی فراوانی و چگونگی توزیع بارش تگرگ بر اساس اطلاعات ۳۵ ایستگاه سینوپتیک در یک دوره سی‌ساله، ۱۹۹۰-۱۹۶۱، (سیف، ۱۳۷۵) و بررسی فراوانی رخداد تگرگ در سطح استان‌های کشور (صناعی و همکاران، ۱۳۸۲)، اشاره کرد. گروه دوم مطالعات مربوط به این پدیده از دیدگاه همدیدی و ترمودینامیکی است که بیشتر موردی بوده و در مقیاس استانی می‌باشد؛ از جمله این مطالعات می‌توان به بررسی همدیدی ترمودینامیکی بارش تگرگ در استان اصفهان (امینی و همکاران، ۱۳۸۲)، بررسی برخی از شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای همرفتی در منطقه اصفهان (صادقی و همکاران، ۱۳۸۵) تحلیل همدیدی پدیده تگرگ در خراسان شمالی (اردکانی و همکاران، ۱۳۸۶)، بررسی شاخص‌های ناپایداری تشکیل تگرگ در تبریز (میرموسوی و همکاران، ۱۳۸۸)، تحلیل شرایط همدیدی مساعد جهت وقوع تگرگ در خراسان بزرگ (لشگری و همکاران، ۱۳۸۸)، تحلیل سینوپتیکی و دینامیکی پدیده‌های همرفتی محلی به منظور بهبود پیش‌بینی آنها (ثنایی نژاد و همکاران، ۱۳۸۹)، واکاوی همدیدی بارش تگرگ فراگیر در شمال غرب ایران (خوش اخلاق و همکاران، ۱۳۹۱)، بررسی و تحلیل همدیدی سه رخداد تگرگ شدید در استان فارس، (امیدوار و همکاران، ۱۳۹۲)، اشاره کرد. این مطالعه ترکیبی از هر دو گروه مطالعات مربوط به تگرگ محسوب می‌شود. با این تفاوت که نسبت به سایر مطالعات دارای جنبه‌های نوآوری از قبیل گروه‌بندی رخدادهای تگرگ به دوخوشه ناپایداری حرارتی و ناپایداری کم فشار جبهه‌ای است که در آن با استفاده از ۵ شاخص دینامیکی و همچنین شرایط سینوپتیکی میزان ناپایداری در هر دو گروه مورد بررسی و مقایسه قرار گرفته شده است.

در کشور چین طی دو دوره آماری متفاوت اقلیمی، کوتاه مدت (۶۰-۱۹۵۱) و بلندمدت (۲۰۰۵-۱۹۶۱) مطالعه جامعی از رخداد تگرگ انجام شده است: که هدف آن مستند کردن توزیع جغرافیایی سالانه فراوانی رخداد تگرگ و تغییرات فصلی و روزانه آن است، که بر اساس یافته‌های آن فصل تگرگ در این کشور اواخر بهار و اوایل پاییز است (زانک و همکاران، ۲۰۰۵). در کشور فنلاند به علت عدم اطلاعات کافی ناشی از پوشش جنگل‌های وسیع، وجود مناطق دریاچه‌ای و جمعیت کم، اطلاعات کمی در مورد این پدیده وجود دارد (Ari-Petteri, 2009). مطالعات

اقلیم‌شناختی روند رخداد‌های تگرگ در چهار منطقه چین نیز انجام شده است (Baoguo et al, 2010). اما اخیراً به علت علاقه شدید عموم مردم به رخداد‌های شدید آب و هوایی یک شبکه نقطه به نقطه با استفاده از روش‌های فن-آوری اطلاعات و تجهیزات جدید برای گزارش تگرگ، از گزارشات مشاهده‌ای و ثبتی آن در بعضی کشورها توسعه پیدا کرده است (Cintineo, 2012). در مقیاس روزانه مطالعه اقلیم شناختی تگرگ در استرالیا در ۳۶۰ ایستگاه برای دوره آماری (۱۹۹۲-۲۰۰۹)، بیشترین فراوانی رخداد تگرگ را در ساعات ۱۱ تا ۲۳ به وقت محلی نشان داده است. بعلاوه بیشترین رخدادها در ماه‌های ژوئیه و جولای، زمستان نیمکره جنوبی، می‌باشد (Manzato, 2012).

معرفی منطقه مورد مطالعه:

استان لرستان با مساحت ۲۸۵۵۹ کیلومتر مربع در غرب ایران، ۱/۷ درصد از کل مساحت کشور را در بر می‌گیرد. این استان بین مدارهای ۳۲ درجه و ۳۷ دقیقه تا ۳۴ درجه و ۲۲ دقیقه عرض شمالی و ۴۶ درجه و ۵۱ دقیقه تا ۵۰ درجه و ۳ دقیقه طول شرقی از نصف النهار گرینویچ قرار گرفته است. (شکل شماره ۱). این استان در منطقه زاگرس میانی و در مسیر ورود سیستم‌های مدیترانه‌ای و سودانی قرار دارد. بنابراین به طور بالقوه دارای پتانسیل رخداد پدیده تگرگ می‌باشد، پس در صورت مساعد بودن سایر شرایط سینوپتیکی و دینامیکی از خسارات ناشی از آن در امان نخواهد بود. از آن جایی که منطقه مورد مطالعه از نظر کشاورزی، باغداری و دامداری دارای اهمیت ویژه‌ای در سطح کشور می‌باشد و رخداد این پدیده می‌تواند خسارات جدی به این بخش‌ها وارد کند؛ لذا شناسایی مناطق مستعدتر وقوع این پدیده لازم و ضروری به نظر رسید.



شکل ۱- نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه

مواد و روش تحقیق:

در این پژوهش رخداد‌های تگرگ در یک دوره مشترک آماری ۱۵ ساله (۱۳۷۸-۱۳۹۲) برای کلیه ایستگاه‌های سینوپتیک از طریق کدهای مربوط به این پدیده؛ ۲۷، ۸۹، ۹۰، ۹۳ تا ۹۷ و ۹۹ از فایل دفاتر سینوپتیک هواشناسی استان استخراج گردید. این پدیده از نظر مکانی به طور نقطه‌ای رخ می‌دهد و تنها در صورتی که دیده بان آن را در محدوده ایستگاه مشاهده کند، ثبت می‌شود. این در حالی است که در مناطق فاقد ایستگاه سینوپتیک بخصوص در نواحی کوهستانی این پدیده به کرات رخ می‌دهد. لذا از گزارش‌های وضعیت جوی روزانه موجود در مرکز پیش بینی استان نیز استفاده شد. به منظور درک توزیع مکانی و زمانی رخداد آن در سطح استان با استفاده از نرم افزار Arc GIS رخداد این پدیده پهنه بندی شد. فراوانی رخداد نیز در مقیاس ماهانه و فصلی به شکل نمودار نشان داده شد.

رخداد‌های تگرگ بر اساس شرایط سینوپتیکی غالب شان به دو گروه تقسیم شدند: ۱- خوشه ناپایداری حرارتی- همرفتی ۲- خوشه ناپایداری کم فشار جبهه ای (مایکل‌دس، ۲۰۰۸). فراوانی رخداد هر یک از خوشه‌ها به طور جداگانه بررسی و شاخص‌های ناپایداری آنها محاسبه و مورد مقایسه قرار گرفت. به منظور بررسی شرایط ترمودینامیکی رخداد‌های سرد و گرم با توجه به این که منطقه مورد مطالعه فاقد ایستگاه جو بالا می باشد، از مقادیر مربوط به شاخص‌های ناپایداری ایستگاه جو بالای کرمانشاه به سبب نزدیکی، شباهت اقلیمی و فیزیکی- توپوگرافی استفاده شد. این داده‌ها از سایت دانشگاه وایومینگ به آدرس <http://www.weather.uwyo.edu> برای ساعت 12:UTC اخذ شده است، به منظور بررسی شرایط ترمودینامیکی رخداد تگرگ، از بین تمام شاخص‌ها اطلاعات مربوط به ۵ شاخص که برای تمام رخدادها موجود بود، در رخداد‌های سرد و گرم بررسی و مقایسه شده است.

شاخص شولتر: این شاخص به دمای خشک و نقطه شبنم در سطح ۸۵۰ میلیباری و دمای سطح ۵۰۰ میلی باری مربوط می شود و آن را با Si نشان می‌دهند که بر اساس فرمول $Si = T_{500} - T'$ محاسبه می‌شود. بر اساس تجربه ثابت شده که اگر مقدار این شاخص کمتر از ۳ باشد شرایط ناپایداری هوا برقرار است و در صورتی که این شاخص منفی شود شدت ناپایداری بیشتر می شود (قائمی و همکاران، ۱۳۷۱: ۲).

شاخص k : شاخصی است بر مبنای درجه حرارت به منظور بررسی شدت ناپایداری در منطقه. نحوه محاسبه آن طبق فرمول: $K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})$ می باشد. در این فرمول T دما و Td دمای نقطه شبنم در سطح ۸۵۰ و ۷۰۰ میلیباری می باشد (منبع پیشین، ص ۱۴).

شاخص TT : این شاخص از دو مؤلفه تشکیل شده است ۱- مؤلفه قائم VT ، ۲- مؤلفه افقی CT که اولی نشان دهنده پایداری ایستایی بسته هوا یا لپس ریت بین سطح ۸۵۰ و ۵۰۰ میلیباری است و دومی نشان دهنده اختلاف دمای نقطه شبنم در سطح ۸۵۰ و ۵۰۰ میلیباری است (منبع قبلی، ص ۱۵) بنابراین:

$$TT = VT + CT$$

$$VT = T_{850} - T_{500}$$

$$CT = Td_{850} - Td_{500}$$

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (Td_{850} - Td_{500})$$

شاخص $SWEAT$: این شاخص ناپایداری با ترکیب چندین پارامتر مانند رطوبت سطوح پایینی، شاخص ناپایداری TT ، سرعت باد در سطوح پایینی و میانی یعنی سطح ۸۵۰ و ۵۰۰ میلیباری و فرارفت هوای گرم، در یک شاخص پتانسیل بالقوه ناپایداری را برآورد می‌کند (تاجبخش و همکاران، ۱۳۸۸). بنابراین این شاخص دربرگیرنده اغلب پارامترهای دینامیکی و ترمودینامیکی است و بر اساس فرمول زیر محاسبه می شود.

$$SWEAT = 12[Td(850mb)] + 20(TT-49) + 2(f8) + f5 + 125(s+0.2)$$

$f8$ و $f5$ سرعت باد در ۸۵۰ و ۵۰۰ میلیباری برحسب نات می باشد. s سینوس منحنی زاویه جهت باد در سطح ۸۵۰ و ۵۰۰ میلیباری می باشد.

شاخص PW : این شاخص مربوط به میزان آب قابل بارش می‌باشد. اگر میزان این شاخص بین ۱/۵ تا ۲ سانتیمتر باشد پتانسیل لازم برای تولید تگرگ‌های بزرگ وجود دارد.

شرایط سینوپتیکی یک رخداد در هر خوشه به طور نمونه مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. که نقشه‌های مورد نیاز آن برای سطوح زمین، ۵۰۰، ۷۰۰ هکتوپاسکال از سایت $NCEP^1/NCAR^2$ برای ساعت 12:00 UTC³ در

¹. Temperature Dew point

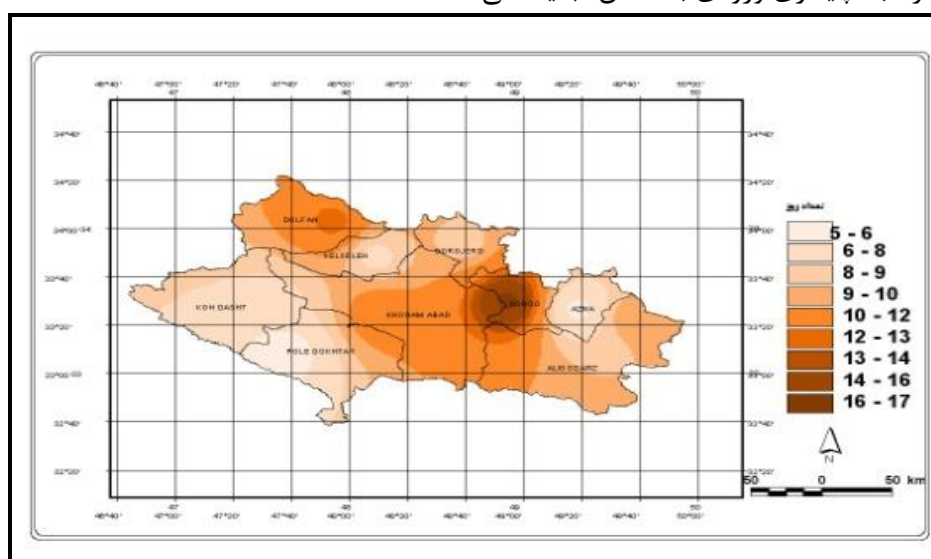
². Vertical temperature

³. Horizontal temperature

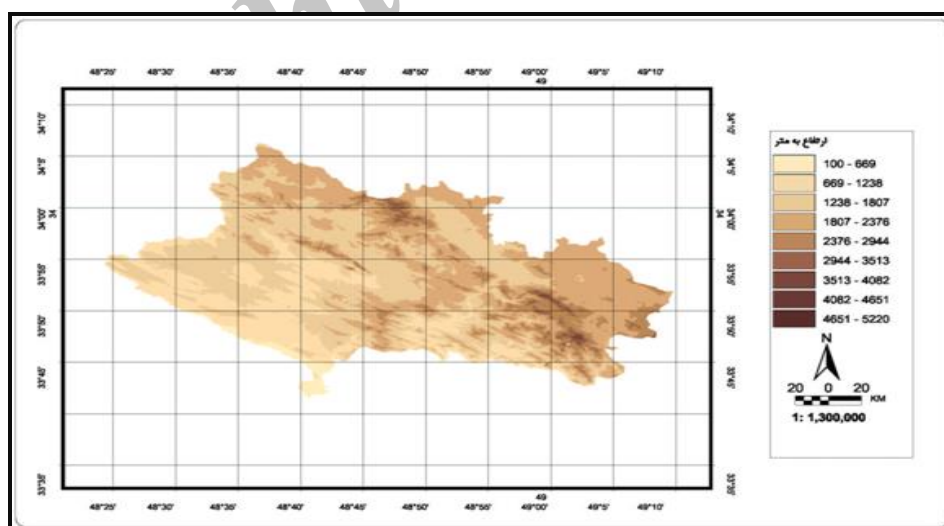
یک شبکه ۲/۵ در ۲/۵ از عرض ۲۰ تا ۶۰ شمالی و طول جغرافیایی ۸۰ تا ۸۰ شرقی دریافت شد و مورد مقایسه تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

یافته‌های تحقیق:

تحلیل فراوانی رخداد‌های تگرگ: از نظر توزیع مکانی همانطور که در شکل شماره ۲ نیز نشان داده شده است؛ بیشترین فراوانی رخداد این پدیده در ایستگاه درود و کمترین رخداد آن در ایستگاه پلدختر می‌باشد. با توجه به نقشه توپوگرافی استان (شکل شماره ۳) و مسیر ورود سیستم‌های باران آور، مناطق مرتفع‌تر از فراوانی رخداد بالاتری برخوردار بودند. بنابراین توزیع مکانی آن از عامل ارتفاع و به تبع آن تأثیر شکل و نحوه قرار گیری ارتفاعات بر روی سیستم‌های همراه با ناپایداری ورودی به استان تبعیت می‌کند.



شکل ۲- توزیع مکانی پدیده تگرگ در استان لرستان طی دوره آماری ۷۸-۱۳۹۲



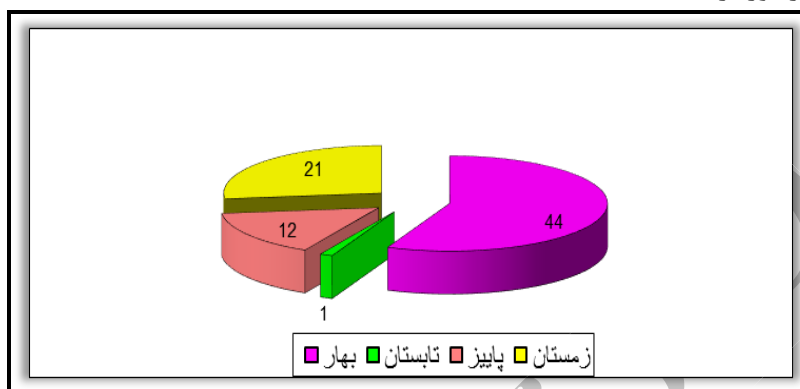
شکل ۳- نقشه توپوگرافی استان لرستان

¹ - National Centers For Environmental Prediction

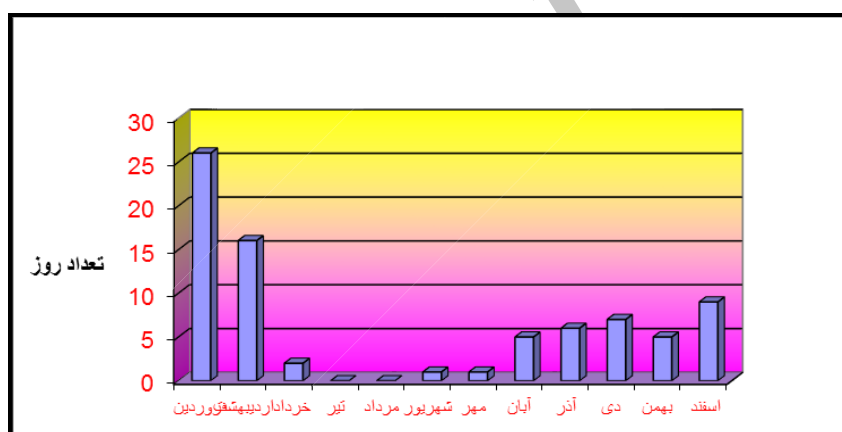
² - National Centers For Atmospheric Research

³ - Universal Time, Coordinated

بررسی توزیع زمانی رخدادهای بارش نیز نشان می‌دهد که بیشترین رخداد این پدیده از نظر فصلی در فصل بهار که بیشترین شرایط برای وقوع آن مهیاست، رخ می‌دهد. (شکل شماره ۴). توزیع ماهانه آن نیز همانطور که در شکل شماره ۵ نشان می‌دهد بیشترین فراوانی را در فروردین ماه و سپس اردیبهشت و اسفند به ترتیب دارا می‌باشد. با توجه به عرض جغرافیایی و به تبع آن شرایط اقلیمی منطقه، رخدادهای اسفند ماه را می‌توان جزو رخدادهای گرم به حساب آورد؛ در نتیجه فراوانی رخداد تگرگ در موقع گذار از فصل سرد به گرم از رخداد قابل ملاحظه‌ای نسبت به گذار از گرم به سرد برخوردار است.



شکل ۴- توزیع زمانی و فصلی پدیده تگرگ در استان لرستان طی دوره آماری ۷۸-۱۳۹۲



شکل ۵- توزیع ماهانه تگرگ در استان لرستان طی دوره آماری ۷۸-۱۳۹۲

تحلیل ترمودینامیکی:

به منظور بررسی ویژگی‌های ترمودینامیکی تگرگ، شاخص‌هایی بیشتر استفاده می‌شوند که به نظر می‌رسند بیشتر خصوصیات ترمودینامیکی اتمسفر بویژه موقع رخداد تگرگ را بیان می‌کنند، که عبارتند از: شاخص خطر هوای شدید ($SWEAT^1$)، شاخص K^2 ، شاخص S^3 ، شاخص TT^4 ، شاخص انرژی پتانسیل همرفتی قابل دسترس ($CAPE^5$)، سطح تراکم همرفتی (CCL^6)، نمره ریچارتسون (BRN^7)، آب قابل بارش (P^1)، خط همدمای صفر

¹. Severe Weather Threat index

². K index

³. Showalter index

⁴. Totals totals index

⁵. Convective Available Potential Energy

⁶. Convective condensation level

⁷. Bulk Richardson's Number

درجه دمای تر (WBZ^2)، شاخص سطح تعادل (EL^3) شاخص (KO^4)، شاخص دمای سطح قله ابر (CTT^5)، گسترش عمودی ابر همرفتی بالای سطح صفر ($EL-FZ^6$) در بین پارامترهای فوق اطلاعات مربوط به ۵ شاخص برای تمام رخدادها موجود بود. بنابراین در بررسی ترمودینامیکی این پدیده تنها از ۵ شاخص استفاده شده است و سایر شاخص ها با وجود اهمیت شان به دلیل عدم وجود داده های کافی استفاده نشدند.

شاخص شولتر: این شاخص به دمای خشک و نقطه شبنم در سطح ۸۵۰ میلیباری و دمای سطح ۵۰۰ میلی باری مربوط می شود. بر اساس تجربه ثابت شده که اگر مقدار این شاخص کمتر از ۳ باشد شرایط ناپایداری هوا برقرار است و در صورتی که این شاخص منفی شود، شدت ناپایداری بیشتر می شود. این شاخص به طور جداگانه برای رخدادهای فصل گرم و سرد محاسبه شده است. تجزیه و تحلیل نتایج نشان داد که این شاخص در رخدادهای فصل گرم تنها در ۲ درصد موارد بیشتر از ۳ بوده است و در ۹۸ درصد موارد کمتر از ۳ بوده که شرایط ناپایداری هوا برقرار بوده است. و در ۱۸ درصد موارد بین ۱ تا ۳ و در ۵۹ درصد موارد کمتر از ۱ بوده است، در حالی که در رخدادهای سرد موارد کمتر از ۱ در حدود ۲۰ درصد بوده است و در ۸۰ درصد موارد ۲ و بیشتر بوده است.

شاخص k : شاخصی است بر مبنای درجه حرارت به منظور بررسی شدت ناپایداری در منطقه. مقادیر مربوط به این شاخص در فصل گرم در ۵۷ درصد موارد بین ۲۵ تا ۴۰ می باشد که نشان دهنده ناپایداری شدید می باشد و تنها در ۶ درصد موارد مقدار این شاخص کمتر از ۲۰ بوده است همانطور که در جدول شماره ۱ نشان داده شده در رخدادهای فصل سرد در ۴۸ درصد موارد مقدار این شاخص ۲۵-۴۰ می باشد و در ۲۸ درصد موارد کمتر از ۲۰ بوده است.

شاخص TT : مقادیر مربوط به این شاخص در دوره گرم در ۶۶ درصد موارد بین ۵۰ تا ۵۵ بوده است که نشان دهنده ناپایداری بالا می باشد و تنها در ۶ درصد موارد مقدار این شاخص کمتر از ۴۰ بود و در ۲۸ درصد مقدار آن بین ۴۰ تا ۵۰ بوده است. در دوره سرد مقادیر این شاخص در ۳۶ درصد بین ۵۰ تا ۵۵ بوده که نشان دهنده ناپایداری شدید می باشد. ۵۲ درصد بین ۴۵ تا ۵۰ و ۱۲ درصد کمتر از ۴۰ را نشان می دهد.

شاخص $SWEAT$: مقادیر این شاخص در دوره گرم و سرد به ترتیب تنها در ۱۶ و ۲ درصد موارد بیش از ۲۵۰ بوده که نشان دهنده وجود ناپایداری شدید بوده و در ۵۳ درصد موارد در رخدادهای گرم مقدار این شاخص بین ۱۰۰ تا ۲۵۰ بوده که نشان دهنده وجود پتانسیل ناپایداری نسبتاً شدید می باشد، که برای رخدادهای سرد ۴۸ درصد می باشد.

شاخص PW : این شاخص مربوط به میزان آب قابل بارش می باشد. اگر میزان این شاخص بین ۱/۵ تا ۲ سانتیمتر باشد پتانسیل لازم برای تولید تگرگ های بزرگ وجود دارد بر اساس این شاخص در رخدادهای گرم ۳۳ درصد و در رخدادهای سرد ۱۶ درصد دارای پتانسیل بالا برای تگرگ هستند.

¹ -Precipitable water

² -Wet Bulb Zero degree isotherm

³ -Equilibrium Level

⁴ -KO index

⁵ -Cloud Top Temperature

⁶ -vertical extend of the convective cloud above freezing level

جدول ۱- مقایسه شاخص‌های ناپایداری در رخدادهای سرد و گرم در استان

	شاخص	سرد	گرم
S	۳>	%۴۰	%۲
	۳-۱	%۴۰	%۱۸
	۱<	%۲۰	%۵۹
K	۴۰-۲۵	%۴۸	%۵۷
	۲۰-۲۵	%۲۴	%۳۷
	۲۰<	%۲۸	%۶
TT	۵۰>	%۳۶	%۶۶
	۵۰-۴۵	%۵۲	%۲۸
	۴۰<	%۱۲	%۶
SEVER	۲۵۰>	%۲	%۱۶
	۲۵۰-۱۰۰	%۴۸	۵۳%
	۱۰۰<	%۴۸	%۳۰
PW	۱۵>	۱۶	%۳۳
	۱۵-۱۰	%۲۸	%۴۹
	۱۰<	%۵۶	%۱۸

منبع: یافته‌های تحلیلی نگارندگان، ۱۳۹۳.

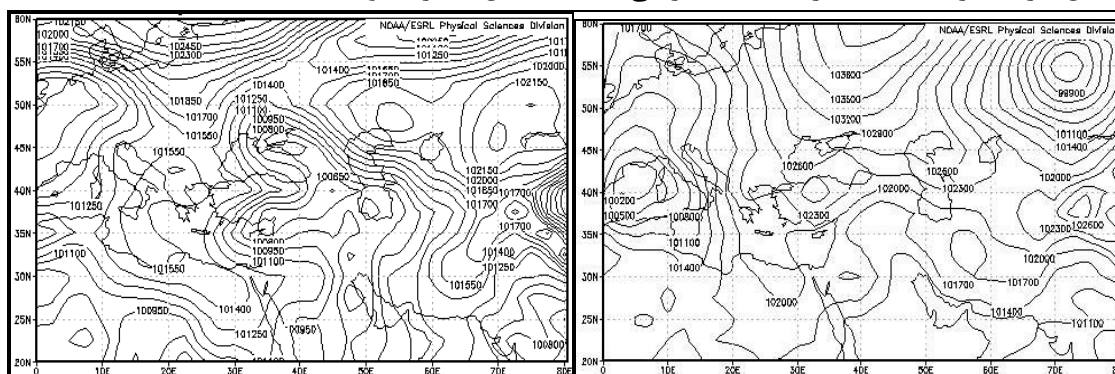
تحلیل همدیدی:

منطقه مورد مطالعه در دوره سرد سال در سیطره بادهای غربی قرار دارد که به طور متناوب تحت تأثیر سیکلون‌ها و آنتی سیکلون‌های مهاجر بوده و دارای بارش جبهه‌ای یا سیستمی می‌باشد. در دوره گرم، در زمان وقوع این پدیده، بادهای غربی در منطقه کما بیش وجود دارند؛ اما بارش‌ها عمدتاً از نوع همرفتی هستند و از آنجایی که گرم شدن سطح زمین و پایین بودن ارتفاع سطح یخبندان در اواخر فصل زمستان و اوایل فصل بهار بیشتر از هر زمان دیگری مهیاست، بنابراین رخدادهای مربوط به خوشه گرم یا همان ناپایداری همرفتی بیشتر از رخدادهای سرد می‌باشد. در خوشه گرم نسبت به خوشه سرد هر چند که عامل همرفت نقش کلیدی را به عهده دارد اما؛ باید با فرآیند فرازش جبهه‌ای یا همگرایی در ترازهای پایین نیز همراه باشد. به طوری که در رخداد گرم مورخ ۲۰۰۹/۰۴/۱۶، نقشه‌های همدیدی معرف یک کم فشار بریده با هسته سرد در شرق دریای مدیترانه است که دامنه آن در منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است. این شرایط با جبهه سرد روی منطقه همراهی دارد. در این پژوهش فصل بهار به عنوان دوره گرم در نظر گرفته شده است. با توجه به عرض جغرافیایی و شرایط اقلیمی منطقه مورد مطالعه اسفند ماه نیز جزو ماه‌های دوره گرم به حساب آمد. منطقه مورد مطالعه در دوره سرد سال جزو مناطق بیشینه بارش در غرب کشور محسوب می‌شود بنابراین به علت برخورداری از بارش‌های سیستمی پتانسیل برخورداری تگرگ از نوع جبهه‌ای را دارا می‌باشد. در زیر به منظور بررسی شرایط سینوپتیکی نقشه‌های مربوط به سطح زمین، سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و شرایط رطوبت در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال، نقشه‌های امگا و نقشه هم‌دما در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای یک رخداد گرم مورخ ۲۰۰۹/۰۴/۱۶ و یک رخداد سرد ۲۰۱۱/۱۱/۰۶ بررسی می‌شود.

سطح زمین:

بررسی نقشه‌ها نشان داد که در روز رخداد گرم کل کشور و از جمله منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر کم فشار قرار دارد. در روز قبل از رخداد تگرگ یک کم فشار ۱۰۰۲ از سمت دریای سرخ و یک کم فشار ۱۰۰۴ از سمت مدیترانه در غرب منطقه مورد مطالعه قرار گرفتند؛ که در روز رخداد دو تا مرکز کم فشار با هم ادغام شده و یکی

شده است و در نتیجه در روز رخداد گرم یک کم فشار بسته با فشار ۱۰۰۵ در روی منطقه مورد مطالعه قرار گرفته و شرایط ناپایداری سطح زمین را برای رخداد تگرگ فراهم کرده است. در روز رخداد سرد یک زبانه نسبی کم فشار از سمت جنوب سبب بالا آوردن جریانات گرم و جنوبی به منطقه بوده است. این زبانه با خط هم فشار ۱۰۱۴ در منطقه خود را نشان داده است. از مقایسه شرایط هم فشار در نقشه سطح زمین دو رخداد گرم و سرد می توان نتیجه گرفت که در رخداد گرم کم فشار قوی تری حاکم بوده در صورتی که در رخداد سرد تنها زبانه نسبی از کم فشار موجود بوده و در ضمن دارای تقریباً ۱۰ میلیبار اختلاف فشار می باشند. (اشکال شماره ۶ و ۷).

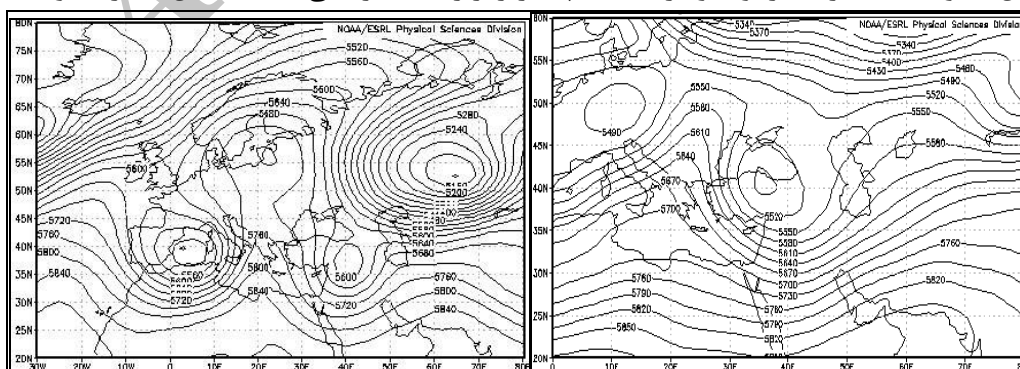


شکل ۷- الگوی سطح زمین در ۲۰۱۱/۱۱/۶

شکل ۶- الگوی سطح زمین در ۲۰۰۹/۴/۱۶

سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال:

در رخداد گرم یک مرکز بسته کم ارتفاع ۵۵۰ میلیباری در عرض جغرافیایی ۴۰ تا ۴۵ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۳۵ تا ۴۰ درجه غربی تشکیل شده که ترف آن عمیق بوده و از عرض ۴۰ درجه شمالی تا عرض ۲۰ درجه شمالی ادامه دارد. کل کشور ما از شمال غرب تا جنوب غرب در قسمت جلو این ترف عمیق واقع شده است. فاصله خطوط هم ارتفاع کم بوده و منطقه مورد مطالعه بین خطوط کنتور ۵۶۴ و ۵۶۷ واقع شده است. در رخداد سرد یک مرکز کم ارتفاع بسته با ارتفاع ۵۶۰ میلیبار در عرض جغرافیایی ۳۵ تا ۴۰ درجه شمالی و ۴۰ تا ۴۵ درجه غربی وجود دارد. طول ترف از عرض ۳۵ درجه شمالی تا ۲۵ درجه جنوبی است. کل نیمه غربی کشور در قسمت جلو ترف قرار دارد و از منطقه مورد مطالعه خط کنتور ۵۷۲ عبور می کند. مقایسه دو رخداد نشان می دهد که برای رخداد تگرگ در فصل گرم باید هسته کم ارتفاع قوی تر و ترف عمیق تر باشد، بنابراین در رخداد گرم ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال حدود ۵ دکامتر کمتر بوده و در نتیجه ناپایدارتر از رخداد سرد می باشد. (اشکال شماره ۸ و ۹).

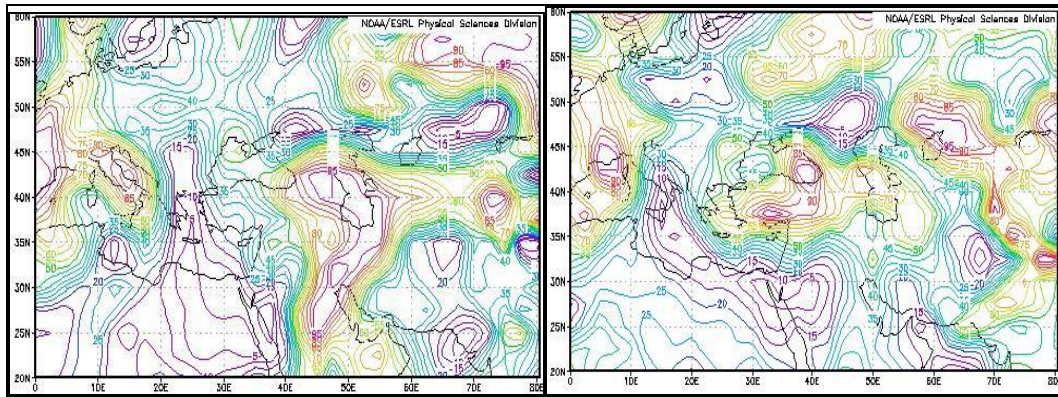


شکل ۹- الگوی سطح ۵۰۰ در ۲۰۱۱/۱۱/۶

شکل ۸- الگوی سطح ۵۰۰ در ۲۰۰۹/۴/۱۶

رطوبت سطح ۷۰۰:

اشکال شماره ۱۰ و ۱۱ بیانگر میزان رطوبت در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال برای هر دو رخداد گرم و سرد می باشد، که نشان می‌دهد در طی رخداد گرم میزان رطوبت ۸۰ درصد بوده که از سمت دریای مدیترانه به منطقه نفوذ کرده است. در طی رخداد سرد خط هم مقدار رطوبت ۹۵ درصد در منطقه مشاهده می‌شود که از دو منبع دریای سرخ و مدیترانه تغذیه شده است. میزان رطوبت در رخداد سرد بیشتر بوده است که به دلیل پایین بودن دما رطوبت زودتر به حالت اشباع نزدیک شده است. اما در رخداد گرم به علت بالا بودن دما رطوبت بیشتری لازم است تا هوا به حالت اشباع نزدیک شود، زیرا رطوبت نسبی وضعیت هوا را از نظر نزدیک شدن به درجه اشباع نشان می‌دهد.

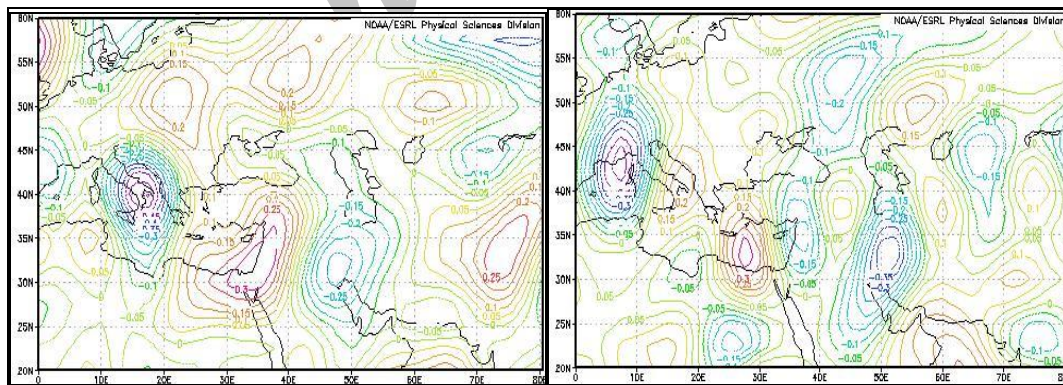


۱۱- الگوی سطح ۷۰۰ در ۲۰۱۱/۱۱/۶

شکل ۱۰- الگوی سطح ۷۰۰ در ۲۰۰۹/۴/۱۶

نقشه امگا:

این مؤلفه تبیین کننده میزان حرکت قائم هوا در جو می‌باشد. از آن جایی که فشار با ارتفاع کاهش می‌یابد پس در هراتزای مقادیر منفی سرعت قائم، بیانگر صعود هوا و مقادیر مثبت نشان دهنده نزول هوا می باشد. بررسی نقشه-های امگا در هر دو رخداد، در شکل های ۱۲ و ۱۳ نشان می‌دهد که در روز رخداد گرم خط هم مقدار -0.35 بر روی منطقه مورد نظر مشاهده می‌شود. این در حالی است که در رخداد سرد خط هم مقدار -0.25 است. بنابراین با وجود ناپایداری لازم در هر دو مورد، در رخداد گرم ناپایداری بیشتر از رخداد سرد می‌باشد. (اشکال شماره ۱۲ و ۱۳).



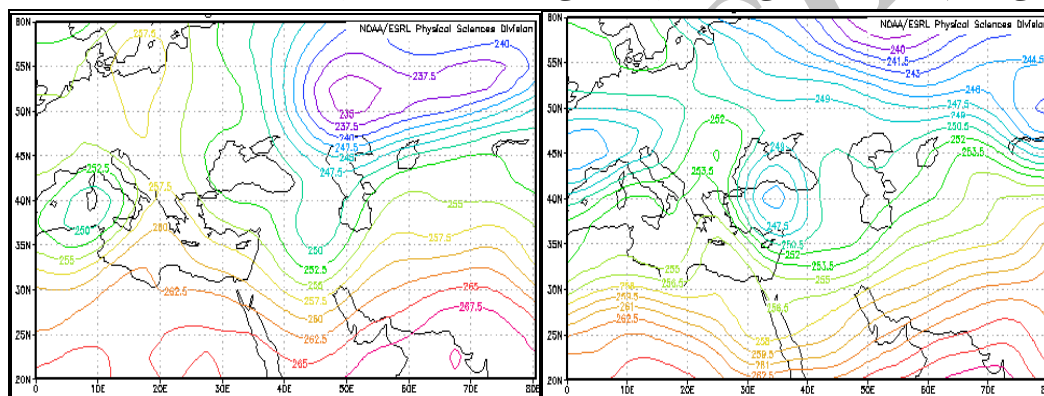
شکل ۱۳-نقشه امگا در ۲۰۱۱/۶/۱۱

شکل ۱۲- نقشه امگا در ۲۰۰۹/۴/۱۶

همدمای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال:

نقشه همدمای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین در روز وقوع پدیده تگرگ در تمام موارد (گرم و سرد) مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان داد که بالا بودن اختلاف دمای بین این دو سطح نقش مهمی را در رخداد این پدیده دارد. به طوری که برای رخداد این پدیده باید دمای سطوح بالای جو به اندازه کافی سرد باشد. دما در روز

رخداد این پدیده در ۸۰ درصد موارد در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در حدود ۱۸- و کمتر بوده است. البته این در شرایطی است که باید در سطح زمین جریانات گرم و مرطوب جنوبی وجود داشته باشد. شایان ذکر است که رخداد دماهای ۱۸- و کمتر در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در دوره سرد سال که ما رخداد های سرد را از آن استخراج کردیم طبیعی به نظر برسد بنابراین در بیشتر موارد دمای پایین در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال موجود است و فقط همراهی جریانات جنوبی که به اندازه کافی گرم و مرطوب شده باشند را می‌طلبد؛ اما در فصل گرم بخصوص فصل بهار چه بسا به علت وجود جریانات گرم و مرطوب جنوبی و وجود امواج ناپایدار سطوح میانی جو بارش خوبی رخ می‌دهد اما به علت بالا بودن دما در سطوح بالا جو منجر به رخداد تگرگ نگردد به همین دلیل تنها در صورت وجود اختلاف دما تا حد کافی بین سطح زمین و سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال شرایط برای رخداد تگرگ مهیا گردد. بررسی ۵۲ مورد رخداد نشان داد که در فصل گرم بویژه فصل بهار تفاوت بین دمای سطح زمین و ۵۰۰ زیاد بوده و دمای سطح ۵۰۰ در بیشتر موارد در حدود ۱۸- سانتیگراد و کمتر بوده است (شکل شماره ۱۴ و ۱۵). بنابراین همراهی جریانات گرم و مرطوب که منجر به بالا رفتن دمای سطح زمین شده و پایین بودن دمای سطح ۵۰۰ منجر به رخداد این پدیده شده است، آگاهی و علم به این شرایط می‌تواند به پیش بینی احتمال رخداد این پدیده خسارت را کمک کند.



شکل ۱۴- نقشه همدمای سطح ۵۰۰ در ۲۰۰۹/۴/۱۶ شکل ۱۵- نقشه همدمای سطح ۵۰۰ در ۲۰۱۱/۶/۱۱

نتیجه گیری:

پدیده تگرگ مختص به فصل خاصی از سال نمی‌باشد. اما بررسی مطالعات گذشته و بویژه مطالعه حاضر نشان داد که برخی مناطق از جمله استان لرستان که در غرب کشور در ارتفاعات زاگرس میانی و در مسیر عبور بادهای باران آور غربی و سیستم های سودانی قرار دارد، از موقعیت مکانی خوبی برای رخداد پدیده تگرگ برخوردار می‌باشند. بررسی زمانی رخداد آن نیز نشان داد که این پدیده بیشتر در فصول گذر و البته بیشتر در گذر از فصل سرد به گرم به علت همراهی بیشتر پدیده همرفت با سایر شرایط سینوپتیکی رخ می‌دهد. به طوری که بیشترین رخداد در ماه فروردین و اردیبهشت رخ داده است و از نظر مکانی بیشترین رخداد ها با مناطق مرتفع و پر باران منطبق بوده است. به طور کلی می‌توان گفت که برای رخداد تگرگ مقدار شاخص های مربوط به ناپایداری هوا باید به اندازه کافی برسد. نتایج نشان داد که در رخداد های فصل گرم یعنی خوشه ناپایداری همرفتی، ۵ شاخص ناپایداری مورد استفاده، مقادیر ناپایداری شدیدتری را نسبت به رخداد ها فصل سرد یعنی خوشه کم فشارهای جبهه‌ای به همراه داشته‌اند. هر چند که توجه به این نکته ضروری می‌باشد که برای وقوع رخداد تگرگ در فصل گرم علاوه بر فراهم بودن شرایط همرفتی فراهم بودن سایر شرایط در سطوح بالای جو بویژه ناپایداری سطح ۵۰۰ از اهمیت و ضرورت زیادی برخوردار بود و در رخداد های که در فصل گذار گرم به سرد رخ می‌دهند؛ نقش پدیده همرفت کم رنگ شده و وجود کم فشار جبهه‌ای

همراه با سایر شرایط، ناپایداری لازم برای تشکیل دانه‌های تگرگ و ریزش آن را فراهم کرده است. شرایط سینوپتیکی برای یک مورد از هر گروه در سطوح مختلف نیز موید وجود ناپایداری بیشتر برای مورد گرم بود. بررسی دماهای سطح ۵۰۰ و سطح زمین در هردو مورد نیز نشان داد که اختلاف دما بین سطح ۵۰۰ و سطح زمین و پایین بودن دمای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بویژه در فصل گرم از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. در نتیجه این مطالعه با شناسایی توزیع زمانی و مکانی تگرگ و شناسایی آستانه‌های ناپایداری بر اساس شاخص‌هایی که اطلاعات آنها موجود است و نیز شناخت الگوی سینوپتیکی؛ شرایط رخداد آن تا حدودی قابل پیش‌بینی می‌باشد، با صدور پیش‌آگاهی‌های لازم از خسارات آبی و شدید در منطقه جلوگیری کرد و به این ترتیب به برنامه‌ریزی منطقه‌ای و توسعه پایدار از طریق کاهش خسارات کمک کرد.

منابع و مآخذ:

۱. امینی، لیلا و محمدرضا بروجنی (۱۳۸۲): «بررسی همدیدی- ترمودینامیکی بارش تگرگ در استان اصفهان»، یازدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران.
۲. امیدوار، کمال؛ صفرپور، فرشاد و اسماعیل زنگنه اینانلو (۱۳۹۲): «بررسی و تحلیل همدیدی سه رخداد تگرگ شدید در استان فارس»، نشریه جغرافیا و توسعه، شماره ۳۰، زاهدان، صص ۱۷۸-۱۵۷.
۳. امیدوار، کمال؛ الفتی، سعید؛ اقبالی، فریبا و خدیجه مرادی (۱۳۹۲): «واکاوی ترمودینامیکی بارش های سنگین ناشی از پدیده سردچال در نواحی مرکزی و جنوب غرب ایران»، نشریه جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره ۵، مشهد، صص ۱۹-۱.
۴. پژوهشکده هواشناسی (۱۳۸۵۹): «بررسی وقوع پدیده‌های بهمن، طوفان تندی و تگرگ در مناطق مختلف ایران»، گزارش سوم. جلد اول. تعیین پتانسیل وقوع بلایای جوی و اقلیمی در کشور، تهران.
۵. تاجبخش، سحر؛ غفاریان، پروین و ابراهیم میرزایی (۱۳۸۸): «روشی برای پیش‌بینی رخداد طوفان های تندی با طرح دو بررسی موردی»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۴، تهران، صص ۱۳۷-۱۶۶.
۶. ثنایی نژاد، حسن؛ صالحی، حسن و ایمان بابائیان (۱۳۸۹): «تحلیل سینوپتیکی و دینامیکی پدیده های همرفتی محلی به منظور بهبود پیش‌بینی آنها مطالعه موردی طوفان تگرگ مورخ ۶ مرداد ۱۳۸۸ در مشهد»، چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران، صص ۲۳۴-۲۳۷.
۷. صنایعی، بهرام؛ باستانی، خداداد و فاطمه رفیع‌بخش (۱۳۸۲): «بررسی مدل آماری پدیده تگرگ در کشور»، مجله نیوار، شماره ۴۸ و ۴۹، مشهد.
۸. صادقی، علیرضا و مهتاب رضائیان (۱۳۸۵): «بررسی برخی از شاخصهای ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای همرفتی در منطقه اصفهان»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۲، تهران، صص ۸۳-۹۸.
۹. خوش اخلاق، فرامرز؛ محمدی، حسین؛ شمسی پور، علی اکبر و اصغر افتادگان خوزانی (۱۳۹۱): «واکاوی همدید بارش تگرگ فراگیر در شمال غرب ایران» جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره ۲، مشهد، صص ۶۹-۵۵.
۱۰. سیف، مهرداد (۱۳۷۵): «بررسی توزیع بارش تگرگ در ایران و مطالعه موردی آن»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.
۱۱. فرج زاده، منوچهر و طاهر مصطفی پور (۱۳۹۱): «تحلیل زمانی و مکانی بارش تگرگ در ایران»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۲۸، زاهدان، صص ۶۶-۵۵.

۱۲. قویدل رحیمی، یوسف (۱۳۹۰): «کاربرد شاخص‌های ناپایداری جوی برای آشکارسازی و تحلیل دینامیک طوفان تندی روز اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز»، فصلنامه فضای جغرافیایی، شماره ۳۴، اهر، صص ۲۰۸-۱۸۲.
۱۳. قائمی، هوشنگ و محمود عدل (۱۳۷۱): ناپایداری و طوفان‌های رعد و برقی، انتشارات سازمان هواشناسی کشور، تهران.
۱۴. لشگری، حسن و میترا امینی (۱۳۸۹): «تحلیل سینوپتیکی و پهنه بندی بارش تگرگ در خراسان بزرگ برای دوره آماری (۱۹۹۶-۲۰۰۰)»، نشریه جغرافیا و برنامه ریزی، شماره ۳۱، تبریز.
۱۵. میرموسوی، سیدحسین و یونس اکبرزاده (۱۳۸۸): «مطالعه شاخص‌های ناپایداری در تشکیل تگرگ در ایستگاه هواشناسی تبریز»، مجله فضای جغرافیایی، شماره ۱۶، اهر، صص ۲۵-۹.
۱۶. میرموسوی، سیدحسین و یونس اکبرزاده (۱۳۸۸): «کاربست توزیع‌های پواسن و دوجمله‌ای منفی در برآورد احتمالات رخداد روزهای تگرگ مطالعه موردی: استان آذربایجان شرقی»، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره ۳۶، مشهد، صص ۳۸-۱۵.

17. Baoguo Xie, Qinghong Zhang, Yuqing Wang, (2010): *Observed Characteristics of Hail Size in Four Regions in China during 1980–2005. Journal of Climate* 23:18, 4973-4982.
18. Borowska, L., A. Ryzhkov, D. Zrnić, C. Simmer, R. Palmer, (2011): *Attenuation and Differential Attenuation of 5-cm-Wavelength Radiation in Melting Hail. J. Appl. Meteor. Climatol.*, 50, 59–76.
19. Cintineo, John L., Travis M. Smith, Valliappa Lakshmanan, Harold E. Brooks, Kiel L. Ortega, (2012.): *An Objective High-Resolution Hail Climatology of the Contiguous United States. Wea. Forecasting*, 27, 1235–1248.
20. Depue, Tracy K., Patrick C. Kennedy, Steven A. Rutledge, (2007): *Performance of the Hail Differential Reflectivity (HDR) Polarimetric Radar Hail Indicator. J. Appl. Meteor. Climatol.*, 46, 1290–1301.
21. Manzato, Agostino, (2012): *Hail in Northeast Italy: Climatology and Bivariate Analysis with the Sounding-Derived Indices. J. Appl. Meteor. Climatol.* 51, 449–467.
22. Michaelides, S. and. Kannaouros C, (2008): *Synoptic, thermodynamic and agro-economic aspects of severe hail events in Cyprus, Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, 461–471,
23. Romina N. Mezher, Moira Doyle, Vicente Barros, (2012): *Climatology of hail in Argentina. Atmospheric Research* 114-115, 70-82.
24. Ari-Petteri Tuovinen, Ari-Juhani Punkka, Jenni Rauhala, Harri Hohti, and David M. Schultz, (2009): *Climatology of Severe Hail in Finland: 1930–2006. Mon. Wea. Rev.*, 137, 2238–2249.
25. Viktor S. Makitov and Marinika V. Barekova , (2007): *Analysis of Synoptic Condition of hail clouds development and some possibilities of now casting of storms. European Conference on Severe Storms 10 - 14 September.*
26. Zhang, Q., (2008): *Climatology of Hail in China: 1961–2005, Department of Meteorology, and International Pacific Research Center, University of Hawaii at Mania.*