

تحلیل همدیدی پدیده تگرگ در شمال غرب ایران بر مبنای شاخص‌های ناپایداری

برومند صلاحی^{۱*}، محمود بهروزی^۲

^۱ استاد آب و هواشناسی، دانشکده علوم اجتماعی، دانشگاه محقق اردبیلی.

^۲ دکتری اقلیم شناسی، دانشگاه ملایر.

تاریخ دریافت: ۹۹/۰۸/۲۴، تاریخ پذیرش: ۹۹/۱۱/۲۵

چکیده

تگرگ یکی از مهم‌ترین مخاطرات جوی است که همواره خسارات زیادی را بر محصولات کشاورزی وارد می‌کند از اینرو شناخت عوامل به وجود آورنده ی آن اهمیت زیادی دارد. این پژوهش، وقوع تگرگ در شمال غرب ایران بر مبنای شاخص‌های ناپایداری تحلیل گردید. بدین منظور، کدهای هواشناسی مربوط به تگرگ (۲۷، ۸۷، ۸۹، ۹۶ و ۹۹) در سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۸ استخراج و به‌صورت آماری مورد بررسی قرار گرفت. برای الگوبندی تگرگ، از شاخص‌های ناپایداری نظیر CAPE، LI، KI، TTI، L.C.L، PW و SWEAT استفاده شد. برای روزهای وقوع تگرگ، شاخص‌های ناپایداری از نمودار اسکیوتی ایستگاه تبریز محاسبه گردیدند. سپس، با استفاده از روش تحلیل سلسله مراتبی، روزهای وقوع تگرگ خوشه‌بندی شدند. در ادامه، یک روز نماینده از خوشه سوم انتخاب و به‌صورت همدیدی مورد بررسی قرار گرفت. نتایج خوشه‌بندی نشان داد رخداد‌های تگرگ در سه الگو جای گرفتند. در الگوی اول، شاخص‌های ناپایداری ضعیف بوده و تگرگ در مقیاس همدیدی اتفاق افتاده است. الگوی دوم، شرایط ناپایداری در جو و رخداد تگرگ و صعود هوا در منطقه را نشان داد. در الگوی سوم، شاخص‌های ناپایداری شدت توفان تندی و رخداد تگرگ را مشخص نمودند. در این الگو، مقدار انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی افزایش یافته که شنواری و صعود هوا را نشان می‌دهد. در روز نماینده الگوی سوم، تشکیل سردچال در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و وجود کم‌فشار در جنوب شرق ایران باعث ریزش تگرگ در شمال غرب ایران شده است.

کلمات کلیدی: تگرگ، شاخص‌های ناپایداری ترمودینامیک، شمال غرب ایران، تحلیل همدیدی.

مقدمه

توفان های تندری از مهم ترین و شدیدترین مخاطرات جوی هستند که هرساله علاوه بر نابود کردن مقدار زیادی محصولات کشاورزی و تأسیسات عمرانی، موجب تلفات انسانی در اقصی نقاط کره زمین می شوند (قویدل رحیمی، ۱۳۹۰). شدت توفان های تندری متفاوت بوده، گستره افقی آن ها چند ده کیلومتر و گستره قائم آن ها حدود ۱۰۰۰ متر است و در اکثر موارد، توفان های تندری با ابرهای کومه ای (cu)، کومه ای بار (cb) و برجی شکل (tcu) همراهند (تاج بخش و همکاران، ۱۳۸۸). توفان های تندری معمولاً با خود رعد و برق، تگرگ و بارش های سنگین به همراه دارند. حرکات تلاطمی موجود در این طوفان ها تا مسافت ۴۰ کیلومتری جلوی مسیر حرکت توفان نیز دیده می شود (فلاح قاله‌ری، ۱۳۹۰) (تاج بخش و همکاران، ۱۳۸۸). با همرفت شدید هوا در یک توفان تندری، تگرگ ایجاد می شود. رشد کافی ابر در بالای سطح یخبندان و وجود رودباد یا بادهای قوی در ترازهای بالا از عوامل تگرگ زا شدن توفان های تندری محسوب می شوند (لشکری، ۱۳۹۰). رخداد تگرگ تغییرات زمانی و مکانی زیادی دارد. نتایج مطالعات میکالیدز و کاناروس^۱ (۲۰۰۸)، لشکری و همکاران (۱۳۹۴) و میرموسوی و اکبرزاده (۱۳۸۸) نشان داد که رخداد تگرگ در نواحی کوهستانی بیش تر از جاهای دیگر است. از نظر زمانی نیز فصول بهار و تابستان بیشترین رخداد تگرگ را دارند (درگاهیان و همکاران، ۱۳۹۴) (موهوویچ و پلاکو^۲، ۲۰۱۳) (چانتراکت و همکاران^۳، ۲۰۱۵).

تگرگ یکی از پدیده های مخرب جوی است که خسارت های آن بر بخش های مختلف اقتصادی قابل تأمل است (وانگ^۴، ۲۰۱۱). خسارت تگرگ بر بخش کشاورزی کشور چین در سال ۲۰۰۴، بیش از یک میلیارد دلار بوده است (دانگ و همکاران^۵، ۲۰۰۶). تگرگ بر بخش وسیعی از محصولات پنبه در ایالت آریزونا ی آمریکا خسارت وارد کرده است؛ در سال های بین ۱۹۴۸-۲۰۰۹ میلادی در شهر پینال و ماریکوپای ایالت آریزونا ی آمریکا، تگرگ به ترتیب ۵۰۴۷۱۶

1. Michaelides & Kannaouros
2. Mohovic & Placko
3. Chantraket et al
4. Wang
5. Dong et al

و ۴۱۵۷۸۷ دلار بر مزرعه پنبه خسارت وارد کرد شده است؛ هم چنین در شهر ماریکوپا در همین ایالت به طور میانگین (۱۹۴۸-۲۰۰۹ میلادی) ۴۱۵۷۸۷ دلار بر مزرعه پنبه خسارت وارد شده است (وانگ^۶، ۲۰۱۱). در ایران نیز در استان فارس خسارت تگرگ بر بخش کشاورزی گزارش شده است. در بارش تگرگ ۱۰ فروردین ماه ۱۳۸۸، به ۲۶۰۰ تن از محصولات کشاورزی شهرستان فسا از قبیل گندم، جو، مرکبات، انار و سبزی ها خسارت وارد شد (امیدوار و همکاران، ۱۳۹۲). بارش باران و تگرگ در فصل بهار ۱۳۹۲ بیش از ۳۱۰ میلیارد تومان به استان اردبیل خسارت وارد کرده است.

مطالعات مختلفی در سطح جهان و ایران در خصوص تگرگ انجام شده است. اتیکن و براون^۷ (۲۰۰۱) نشان دادند که توپوگرافی نقش مؤثری در توزیع مکانی بارش تگرگ در کانادا ایفا می کند. گیایوتی و همکاران^۸ (۲۰۰۳) که میزان بخار آب در ترازهای پایین جو برای رخداد تگرگ در دشت گیولیای^۹ ایتالیا مهم است. سیوتاس و فلوکاس^{۱۰} (۲۰۰۳) نشان دادند که بیشترین فراوانی تگرگ در شمال یونان زمانی اتفاق می افتد که موج بادهای غربی با تراف همراه باشد. موهوویچ و پلاکو (۲۰۱۳) در رخداد پدیده تگرگ در کراتا^{۱۱} به نقش جبهه سرد پی بردند. پیندا^{۱۲} و همکاران (۲۰۱۶)، احمدی^{۱۳} و همکاران (۲۰۱۷)، بالتاسی^{۱۴} و همکاران (۲۰۱۷)، کلاک^{۱۵} و همکاران (۲۰۱۸)، لی^{۱۶} و همکاران (۲۰۱۸)، کونز^{۱۷} و همکاران (۲۰۲۰) و پابلو داویلای^{۱۸} و همکاران (۲۰۲۱) در تحلیل طوفان های تگرگ از نقشه های همدیدی و شاخص های ناپایداری ترمودینامیک استفاده کردند

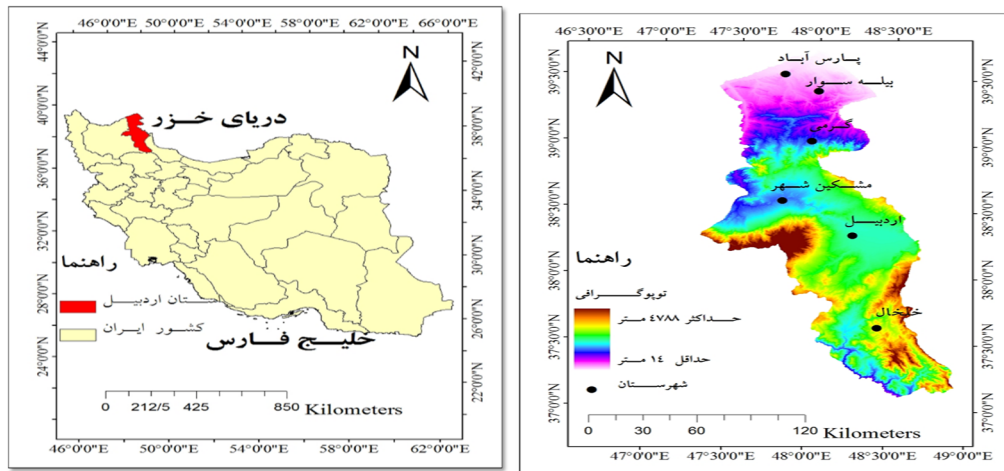
حجازی زاده (۱۳۷۹) در بررسی توفان های رعد و برقی غرب کشور به این نتیجه رسید که در دوره گرم سال در شمال غرب کشور، تعداد توفان های رعد و برقی در دوره آماری

6. Wang
7. Etkin and Brun
8. Giaiotti et al
9. Giulia
10. Sioutas and Flocas
11. Croata
12. Pineda
13. Ahmadi
14. Baltaci
15. Clark
16. Li
17. Kunz
18. Pablo Dávila

۱۹۷۱-۱۹۸۵ نسبت به جنوب غرب کشور قابل توجه بوده است. جلالی (۱۳۸۵) دریافت که اثرات الگوهای همدیدی و پارامترهای فیزیوگرافیک باعث شده تا توزیع تندرهای در ناحیه شمال غرب کشور ایران از سالی به سال دیگر تغییر کند. قندهاری و همکاران (۱۳۸۷) نفوذ زبانه پرفشار سرد سبیری از شمال شرق و تأثیر زبانه های کم‌فشار آفریقا بر روی جنوب غرب کشور را دلیل بارش‌های رگباری شدید این منطقه می‌داند. صادقی حسینی و رضائیان (۱۳۸۵) شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان را بررسی نمودند. ساری صراف و همکاران (۱۳۸۷) به این نتیجه رسیدند که مهم‌ترین علل وقوع بارش‌های رگباری حوضه جنوبی رود ارس عمدتاً دو عامل ناپایداری محلی و ورود جبهه سرد است. میرموسوی و اکبرزاده (۱۳۸۸) نتیجه گرفتند که در ایستگاه تبریز هراندازه سطح یخبندان کم تر از ۳۰۰۰ متر باشد، احتمال وقوع تگرگ کم و هر قدر فاصله سطح یخبندان تا قله ابر زیاد باشد، احتمال وقوع تگرگ بیش تر خواهد بود. صلاحی (۱۳۸۹) نشان داد که در مناطقی در اردبیل، خلخال و مشکین شهر وقوع توفان تندری دارای روند افزایشی و در پارس‌آباد روند کاهشی است. خالدی و همکاران (۱۳۸۹) وقوع توفان های تندری کرمانشاه را به واچرخند روی دریای عرب نسبت دادند. ثنائی نژاد و همکاران (۱۳۸۹) دریافتند که شاخص‌های ناپایداری مستخرج از نمودار Skew-T به‌طور روشن و واضح احتمال بالای وقوع تندر را در مشهد نمایان می‌سازند. صلاحی و همکاران (۱۳۹۱) علت اصلی رخداد توفان های تندری غرب کشور را با نفوذ چرخندهای با منشأ دریای مدیترانه و دریای سیاه مرتبط دانستند.

امیدوار و همکاران (۱۳۹۲) نشان دادند که ریزش تگرگ در استان فارس به دلیل اثر تشکیل و تقویت کم‌فشار بریده (سرد چال) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و ایجاد کم‌فشار و ناپایداری در سطح دریا است. رسولی و همکاران (۱۳۹۳) توزیع مکانی بارش‌های رعد و برقی مناطق کوهستانی شمال غرب ایران را مدل سازی نمودند. حجازی زاده و همکاران (۱۳۹۳) دریافتند که در شکل گیری سامانه های همرفتی میان‌مقیاس جنوب غرب ایران، شرایط توپوگرافی مهم است.

کمریان و همکاران (۱۳۹۳) دریافتند که کم‌فشار سودانی، پرفشار سبیری و کم فشار قطبی بیش ترین نقش را در رخداد توفان های تندری شمال غرب کشور ایران داشته است. صلاحی و عالی جهان (۱۳۹۴) چهار الگو در سطح زمین و چهار الگو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را برای تبیین توفان تندری دشت اردبیل به دست آوردند. درگاهیان و همکاران (۱۳۹۴) پدیده تگرگ را در استان لرستان به‌صورت آماری، ترمودینامیکی و همدیدی بررسی نمودند. لشکری و همکاران (۱۳۹۴) نشان دادند که بارش تگرگ در غرب ایران، نتیجه گسترش سامانه کم فشار دریای سرخ و سودان است. ایران پور و باقری (۱۳۹۵) نشان دادند که گسترش سامانه ی کم‌فشار واقع بر روی دریای سرخ و سودان است به بارش تگرگ در استان همدان منجر شده است. رضایی بنفشه و همکاران (۱۳۹۷) فرودهای عمیق ناشی از فعالیت‌های بادهای غربی و جبهه‌های سرد را از عوامل مهم در وقوع پدیده تگرگ در محدوده زاگرس شمالی می‌دانند. شایسته و همکاران (۱۳۹۷)، قهرمانی و صلاحی (۱۳۹۸) و سلیمی سبحان و همکاران (۱۳۹۸) نیز در بررسی علل همدید بارش تگرگ در مناطق مختلف ایران به وجود ناوه ها، حرکات صعودی هوا، چرخندگی مثبت و نفوذ رطوبت دریای مدیترانه و دریای سیاه اشاره کردند. مجرد و همکاران (۱۳۹۶)، خورشیددوست و همکاران (۱۳۹۶)، برنا (۱۳۹۷)، عباسی و خزایی (۱۳۹۸)، خزایی (۱۳۹۸) و نصیری قلعه بین و همکاران (۱۳۹۸) نیز در مطالعات خود به کاربرد شاخص‌های ناپایداری جوی در آشکارسازی توفان های تندری و تحلیل همدید آن‌ها پرداختند. مطالعات مذکور نشان داد که تحلیل شاخص‌های ناپایداری و ویژگی‌های ترمودینامیکی جو و تحلیل‌های همدید، روش های مناسبی در تبیین وقوع تگرگ هستند. منطقه مورد مطالعه (شهرستان مشکین شهر به عنوان نماینده شمال غرب ایران) دارای باغات و زمین های کشاورزی زیادی است که در طول سال دچار پدیده تگرگ می شوند. از آنجایی که برای مقابله با این پدیده ابتدا لازم است علل وقوع آن مشخص گردد لذا این پژوهش در صدد است تا با الگویابی تگرگ در این شهرستان بر مبنای شاخص‌های ناپایداری ترمودینامیک، بتوان گام‌های مؤثری در مواجهه با آن برداشت.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

مربوط به تگرگ هستند، جدا و به‌عنوان کد تگرگ شناسایی شد. پس از مدیریت و کنترل داده‌های مربوط به وقوع تگرگ، روند سری زمانی تگرگ سالانه در بازه زمانی مربوطه به‌صورت نمودار، وقوع تگرگ ماهانه و ساعتی نیز به‌صورت گراف در نرم‌افزار Minitab ترسیم و بررسی شد. جهت الگویابی بارش تگرگ، از شاخص‌های ناپایداری ترمودینامیک استفاده شد؛ بدین منظور، ناپایداری ترمودینامیکی جو در روز قبل و روز وقوع تگرگ روز منتخب به کمک مهم‌ترین شاخص‌های ناپایداری از قبیل انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی ($CAPE^{19}$)، شاخص ویتینگ (KI^{20})، شاخص شولتر (SI^{21})، شاخص برای محاسبه میزان همرفت، شاخص بالابری (LI^{22})، شاخص مجموع مجموعه‌ها (TTI^{23})، سطح تراکم صعود همرفتی ($L.C.L^{24}$) و آب قابل بارش (PW^{25}) انجام شد. بررسی چگونگی تحول بسته‌ها به‌صورت قائم و استخراج شاخص‌های مذکور، از نمودار اسکمیوتی^{۲۶} ایستگاه تبریز استفاده شد که این نمودار از سایت دانشگاه وایومینگ^{۲۷} قابل اخذ است. علت استفاده از نمودار اسکمیوتی و داده‌های جو بالای ایستگاه

- 19 . Convective Available Potential Energy
- 20 . K Index
- 21 . Showalter Index
- 22 . Lift Index
- 23 . Total Index
- 24 . Lifting Condensation Level
- 25 . Precipitation Water
- 26 . Skew- T
- 27 . University of Wyoming

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه، شهرستان مشکین شهر (به عنوان نماینده شمال غرب ایران) است که با موقعیت جغرافیایی ۳۸ درجه و ۲۳ دقیقه عرض شمالی و ۴۷ درجه و ۴۰ دقیقه طول شرقی با ارتفاع ۵/۱۵۶۸ متر از سطح دریا در استان اردبیل قرار دارد (شکل ۱). میانگین دمای سالانه این شهرستان، ۶/۱۰ درجه سلسیوس، بارش سالانه ۳۶۸ میلی‌متر، میانگین حداقل دمای سالانه ۸/۵ و حداکثر ۴/۱۵ درجه سلسیوس، میانگین رطوبت نسبی سالانه ۵۹ درصد و متوسط مجموع روزهای یخبندان ۹۸ روز در سال است (طاووسی و دل آرا، ۱۳۸۹). بر اساس طبقه‌بندی اقلیمی کوپن، منطقه مورد مطالعه دارای اقلیم مرطوب جنب حاره‌ای، در طبقه‌بندی دمارتن دارای اقلیم نیمه خشک، در طبقه‌بندی آمبرژه دارای اقلیم نیمه مرطوب سرد است و در طبقه‌بندی ایوانف در طبقه‌بندی قرار دارد (طاووسی و دل آرا، ۱۳۸۹).

به منظور استخراج الگوهای رخداد تگرگ منطقه مورد مطالعه بر مبنای شاخص‌های ناپایداری، ابتدا آمار روز‌هایی که بارش تگرگ طی بازه زمانی ۲۱ ساله از سال ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۸ میلادی به وقوع پیوسته، از سازمان هواشناسی دریافت شد. استخراج آمار بارش تگرگ به گونه‌ای بود که از بین ۱۰۰ کد مربوط به پدیده‌های هواشناسی که هر سه ساعت در ایستگاه همدید به ثبت می‌رسد، کدهای ۲۷، ۸۷، ۸۹، ۹۶ و ۹۹ که

جدول ۱. مقیاس طبقه‌بندی شاخص SI برای تعیین میزان ناپایداری و احتمال وقوع توفان (امیدوار و همکاران، ۱۳۹۲)

میزان ناپایداری	SI
ناپایداری متوسط	۰ تا ۴-
ناپایداری شدید	۴- تا ۷-
ناپایداری خیلی شدید	۸- و کمتر

جدول ۲. مقیاس طبقه‌بندی شاخص KI برای تعیین میزان همرفت پتانسیل (امیدوار و همکاران، ۱۳۹۲)

ردیف	میزان ناپایداری و حرکات همرفتی	ارزش شاخص KI
۱	همرفت پتانسیل کم	۱۵-۲۵
۲	همرفت پتانسیل متوسط	۲۶-۳۹
۳	همرفت پتانسیل زیاد	۴۰ و بیشتر

T_2 دمای توده هوا در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال است. مقیاس شاخص شولتر برای تعیین میزان پایداری و ناپایداری و نیز احتمال وقوع توفان، به شرح جدول (۶) می‌باشد:

شاخص (KI)

این شاخص برای محاسبه و آشکارسازی ناپایداری و همرفت در سطح فوقانی جو مورد استفاده قرار می‌گیرد و بر حسب درجه سلسیوس طبق رابطه (۲) به دست می‌آید (قویدل رحیمی، ۱۳۹۰).

$$KI = (T_{850} + T_{500}) + TD_{850} (T_{700} - TD_{700}) \quad (2)$$

در این معادله، T_{850} ، T_{500} و T_{700} همان دمای هوا در سطوح هکتوپاسکالی مربوط به درجه سلسیوس می‌باشد و TD دمای نقطه شبنم را نشان می‌دهد. با توجه به معادله فوق، هر چه میزان شاخص KI بیش تر شود، میزان بارش در ایستگاه زمینی افزایش می‌یابد که مقیاس آن در جدول (۷) ذکر شده است.

شاخص (TTI)

یکی از شاخص‌های سنجش ناپایداری به حساب می‌آید و از رابطه (۳) میزان آن محاسبه می‌گردد (امیدوار و همکاران، ۱۳۹۲):

$$TTI = (T_{850} - T_{500}) + (TD_{850} - T_{500}) \quad (3)$$

تبریز به‌جای ایستگاه مشگین‌شهر، عدم وجود رادیوگمانه و نمودار اسکیتی در ایستگاه مشگین‌شهر و ایستگاه اردبیل است و تبریز نزدیک ترین ایستگاه به منطقه مورد مطالعه بوده که به این دلیل از داده‌های ایستگاه تبریز استفاده شد. در ادامه، تمام این شاخص‌های ناپایداری برای روزهایی که تگرگ اتفاق افتاده بود، محاسبه شد. برای طبقه‌بندی و استخراج الگوهای ترمودینامیکی تگرگ، انواع روش‌های خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی آزمایش شد و در نهایت، بر اساس نتایج روش خوشه‌بندی وارد^{۲۸} با فاصله اقلیدسی^{۲۹}، بهترین روش شناخته و نتایج آن در پژوهش منعکس گردید.

شاخص شولتر (SI)

این شاخص رابطه‌ای است که بین دمای خشک و نقطه شبنم ۸۵۰ و دمای خشک سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال برقرار است. آن‌چه در شاخص شولتر مهم است این که ناپایداری در بین تراز ۸۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال رخ می‌دهد. هرچه مقدار شاخص شولتر به سمت منفی می‌رود میزان ناپایداری بالاتر می‌رود. این شاخص با استفاده از رابطه (۱) قابل محاسبه می‌باشد (امیدوار و همکاران، ۱۳۹۲):

$$SI = T_1 - T_2 \quad (1)$$

در این معادله، SI شاخص شولتر، T_1 دمای واقعی هوا و

28. Ward
29. Euclidean

جدول ۳. احتمال وقوع توفان تندری بر اساس شاخص TTI (امیدوار و همکاران، ۱۳۹۲)

ردیف	وضعیت	ارزش شاخص TTI
۱	احتمال کم حرکات همرفتی	تا ۴۴
۲	احتمال تندر همراه توفان و رعد و برق	۴۴ تا ۵۵
۳	احتمال توفان تندری شدید	۵۰ تا ۵۲
۴	توفان تندری حتمی	۵۲ تا ۵۶
۵	توفان تندری شدید	بیش از ۵۶

جدول ۴. مقدار آستانه شروع ناپایداری و وقوع توفان بر اساس شاخص LI (ناست ویگ و فورکز، ۲۰۰۰^۱، به نقل از قویدل رحیمی، ۱۳۹۰)

ردیف	وضعیت	LI
۱	احتمال وقوع رگبارهای باران و برف	-۲ تا ۰
۲	احتمال وقوع توفان	-۵ تا ۲ کمتر از
۳	احتمال توفان شدید	-۶ تا ۵ کمتر از
۴	احتمال وقوع تورنادو(دیوباد)	-۷ تا ۶ کمتر از

۱ - Knutsvig and Forks

می گردد، در نتیجه، دمای هوا ابتدا به نقطه شبنم رسیده و پس از آن قسمتی از رطوبت کم که نمی تواند به صورت بخار باقی بماند، متراکم می شود و به بارندگی تبدیل می گردد. میزان آب قابل بارش از رابطه (۵) قابل محاسبه است (امیدوار و همکاران، ۱۳۹۲):

$$PW = G - 1 \quad (5)$$

در این رابطه، G: نیروی جاذبه، q: رطوبت ویژه، p: فشار سطح زمین و ۵۰۰: فشار سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی می باشد. این شاخص، مقدار آب چگالیده شده و یا بخار آب را در هنگام وقوع بارش شدید نشان می دهد.

انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی (CAPE)

انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی، حداکثر انرژی جنبشی ممکن بسته هوای ناپایدار را صرف نظر از اثر بخار آب و آب چگالیده شده در شناوری، نشان می دهد. این شاخص یکی از شاخص های عمده برای پیش بینی های یک یا دو روزه ناپایداری و فقط نشان دهنده ناپایداری است و نمی تواند عامل ناپایداری را مشخص کند. مقادیر زیاد آن گویای اختلاف بیش تر بین دمای محیط و دمای بسته هوای بالارونده است. هر چه این اختلاف بیش تر باشد نیروی شناوری قوی تر و در نتیجه

این شاخص بیان گر تفاضل دمای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و دمای توده هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است.

شاخص بالاروی (LI)

یکی دیگر از شرایط دینامیکی ناپایداری هوا، میزان بالاروی توده هوا می باشد که شروع ناپایداری وقوع توفان را نشان می دهد و از طریق رابطه (۴) قابل محاسبه می باشد (امیدوار و همکاران، ۱۳۹۲):

$$LI = T_{500} - TD \quad (4)$$

در این معادله، T_{500} دمای توده هوا در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و TD دمای نقطه D به درجه سلسیوس است.

شاخص آب قابل بارش: (PW)

آب قابل بارش به صورت جرم بخار موجود در هوا از سطح زمین تا انتهای وردسپهر یا بین هر دو سطح فشار دلخواه در نظر گرفته می شود. با توجه به آن که میزان حداکثر رطوبتی که می تواند در حجم معینی از هوا وجود داشته باشد، به میزان دمای آن وابسته است و با آن نسبت مستقیم دارد، توده هوای مرطوب در اثر صعود فشار آن کم و در اثر انبساط سرد

جفت دسته یا گروه ممکن تعیین می‌شود. افرادی که در یک جفت از دسته‌ها دارای حداقل مجموع مربعات خطا باشند، در یک دسته قرار می‌گیرند. با استفاده از روش وارد مجموع مربعات خطا از رابطه ۸ به دست می‌آید.

$$E. S. S = \sum_{j=1}^k \left[\sum_{i=1}^{n_j} x_{ij}^2 - \frac{1}{n_j} \left[\sum_{i=1}^{n_j} x_{ij} \right]^2 \right] \quad (۸)$$

در این رابطه x_{ij} امتیاز فرد i در دسته j بوده و تعداد کل دسته‌ها در هر مرحله n_j تعداد افراد در هر دسته j است. این مجموع مربعات خطا را نمایه مجموع مربعات یا واریانس نیز می‌گویند (فرشاد فر، ۵۶۴: ۱۳۸۰). با این روش، روزهای وقوع تگرگ که از لحاظ شاخص‌های ناپایداری ترمودینامیکی شبیه هم بودند، در یک گروه مجزا قرار گرفتند. نتایج این گروه بندی به صورت دندروگرام نشان داده شد. پس از مشخص شدن الگوها، از هر الگو یک مورد بارش تگرگ به عنوان نمونه که بیشترین همبستگی را با اعضای گروه خود داشت انتخاب شده و به صورت همدیدی مورد بررسی قرار گرفت اما به دلیل محدودیت صفحات مقاله، از سه الگوی مذکور فقط به ارائه تحلیل همدید روز نماینده الگوی سوم و یک روز قبل از آن اکتفا شد. به منظور بررسی سامانه‌های جوی که منجر به بارش تگرگ در ایستگاه همدید مشکین‌شهر شده بود، از نقشه‌های هواشناسی سطوح معیار فشاری و داده‌های روزانه بازتحلیل مرکز محیطی (NCEP^{۳۰}) استفاده شد. بدین منظور، داده‌های روزانه متغیرهای اقلیمی مؤثر در وقوع تگرگ از قبیل فشار متوسط سطح دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰، دمای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال جو، امگا، وزش تاوایی و جریان باد، نم نسبی و همگرایی رطوبت از پایگاه داده‌های NCEP/NCAR وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس شناسی ایالت متحده استخراج و در محیط گرافیکی^{۳۱} Grads، نقشه‌ها طراحی و تحلیل شدند.

یافته‌های پژوهش

شکل ۲ مدل خطی و پلی‌نومیل مرتبه ۶ رخداد تگرگ در مشکین‌شهر را نشان می‌دهد. بر اساس این شکل، رخداد

شتاب بالارو بیش تر خواهد شد. مقدار این شاخص از طریق رابطه ۶ قابل محاسبه است (قویدل رحیمی، ۱۳۹۰).
(۶)

تراز تراکم هوای بالارونده (L.C.L)

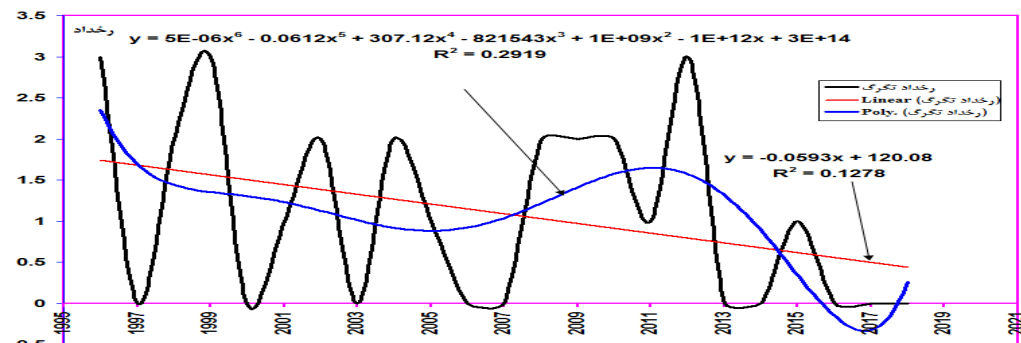
ترازی است که از طریق انتقال عمودی یک بسته‌های مرطوب و غیراشباع در یک تراز فشاری معین محاسبه می‌شود. به منظور استخراج الگوهای ترمودینامیکی مولد تگرگ، یک گروه بندی بر اساس متوسط فاصله اقلیدسی و به روش ادغام وارد انجام شد. بررسی و آزمون این روش نسبت به روش‌های گوناگون با واقعیت‌های ظاهری منطقه و دقت در انتخاب آن با حداقل طول در فواصل بین خوشه‌ها صورت پذیرفته است. از مزایای ضریب متوسط فاصله اقلیدسی آن است که اگر ماتریس داده‌ها دارای مقادیر ازدست‌رفته‌ای باشد، بازهم می‌توان از آن استفاده نمود و هم چنین، روش دسته بندی حداقل واریانس وارد در عمل کاربرد بیش تری نسبت به سایر روش‌ها دارد (فرشاد فر، ۵۶۳: ۱۳۸۰). از بین روش‌های مختلف طبقاتی روش ادغام برحسب متوسط گروه و روش دسته بندی حداقل واریانس وارد بیش تر از بقیه روش‌ها مورد توجه و استفاده اقلیم شناسان قرار گرفته است (موحدی و همکاران، ۱۳۹۲: ۳۸). در روش وارد، هر فرد یا عضوی (در این پژوهش، هرروز وقوع تگرگ) در گروهی جای می‌گیرد که مجموع انحرافات درون گروهی به حداقل رسیده باشد (مسعودیان، ۱۳۸۴). ضریب فاصله اقلیدسی از رابطه ۷ به دست می‌آید (گونگ و ریچمان، ۱۹۹۶: ۶۰):

$$e_{jk} = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_{ij} - x_{ik})^2} \quad (۷)$$

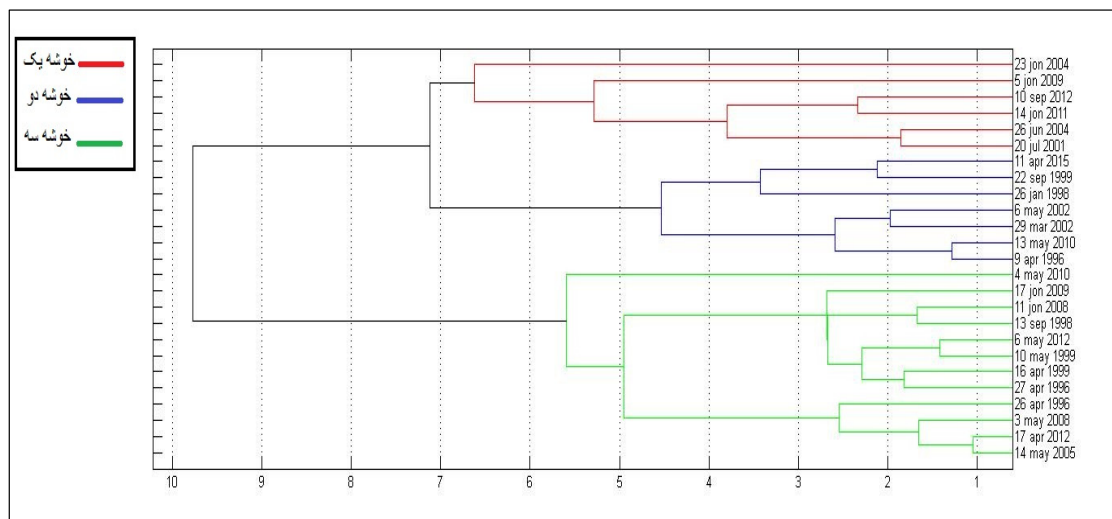
یعنی برای محاسبه دو فرد (شاخص‌های ناپایداری دو روز تگرگ) j و k ، داده‌های ستون‌های k و j ماتریس اصلی داده‌های استاندارد شده استفاده می‌شود و صفت به صفت تفاوت مقادیر آن‌ها به دست می‌آید، سپس مجموع مجذور مربع تفاوت‌ها محاسبه می‌گردد. در روش وارد برای ادغام افراد (شاخص‌های ناپایداری روزهای تگرگ) از مجموع مربعات خطا استفاده شده و در هر دسته مجموع مربعات خطا یک

30 . National Center for Environmental Prediction

31 . Grid Analysis and Display System



شکل ۲. مدل خطی و پلی نومیال مرتبه ۶ رخداد تگرگ در شهرستان مشکین شهر (۱۹۹۶-۲۰۱۸)



شکل ۳. نمودار دندروگرام تگرگ در منطقه مورد مطالعه بر اساس شاخص‌های ناپایداری ترمودینامیکی

بر اساس دندروگرام حاصل از تحلیل سلسله مراتبی، روزهای همراه با تگرگ به ۳ خوشه (الگو) تقسیم گردید. خوشه اول شامل شش روز از ۲۵ روز وقوع تگرگ در منطقه مورد مطالعه (۲۴ درصد) است. در این خوشه شدت شاخص‌های ناپایداری ضعیف است؛ شاخص شولتر در اغلب روزها مثبت است که حاکی از احتمال ضعیف بودن احتمال وقوع تگرگ است. شاخص بالاروی (LI) نیز مثبت بوده که احتمال ناپایداری ضعیف را نشان می‌دهد. شاخص ویتینگ (k) بین ۱۶ تا ۳۳ بوده که مؤید همرفت پتانسیل کم تا متوسط است. شاخص مجموع همرفت (TTI) بین ۴۰ تا ۵۰ بوده که احتمال کم همرفت و تندر همراه توفان و

تگرگ سالانه در طول دوره آماری، سیر نزولی داشته و از تعداد آن کاسته شده است. مدل پلی نومیال مرتبه ۶ نیز سیر نزولی را نشان می‌دهد؛ البته از سال ۲۰۰۸ تا سال ۲۰۱۲ سیر صعودی داشته است. بیشترین رخداد تگرگ در سال‌های ۱۹۹۶، ۱۹۹۹ و ۲۰۱۲ که ۳ بار تگرگ اتفاق افتاده و کمترین در سال‌های ۱۹۹۷، ۲۰۰۰، ۲۰۰۳، ۲۰۰۶، ۲۰۰۷، ۲۰۱۳، ۲۰۱۴ و ۲۰۱۶ تا ۲۰۱۸ بوده که تگرگ رخ نداده است. با استفاده از نمودار اسکپوتی، شاخص‌های ناپایداری برای روزهای رخداد تگرگ محاسبه گردید (جدول ۱) و با استفاده از تحلیل سلسله مراتبی و روش ادغام وارد با فاصله اقلیدسی، خوشه بندی و به‌صورت دندروگرام نشان داده شد (شکل ۳).

جدول ۱. شاخص‌های ناپایداری ترمودینامیک در روزهای وقوع تگرگ در منطقه مورد مطالعه

ردیف	زمان رخداد	SI	LI	KI	TTI	SWEAT	LCL (HPA)	CAPE (J/KG)	PW (mm)	خوشه
۱	۹/۴/۱۹۹۶	۳/۴	۵/۶	۵/۱۴	۳۹	۱۰۷	۶۴۲	۲۵۰	۶/۱۰	دوم
۲	۲۶/۴/۱۹۹۶	۲/۳	۶/۵	۲۴	۵۳	۹۹	۸۵۴	۶۲۰	۱۱	سوم
۳	۲۷/۴/۱۹۹۶	۲	۱/۳	۲۶	۵۶	۱۵۲	۸۴۳	۵۰۵	۶/۱۳	سوم
۴	۲۶/۱/۱۹۹۸	۲/۶	۹/۴	۱۹	۵۰	۱۶۳	۷۰۲	۱۲۰	۹/۱۴	دوم
۵	۱۳/۹/۱۹۹۸	۶/۳	۱/۲	۲۹	۵۳	۱۴۲	۷۰۰	۳۵۲	۱۳	سوم
۶	۱۶/۴/۱۹۹۹	-۱/۰	-۶/۰	۲۹	۵۸	۱۶۹	۷۶۵	۴۰۰	۱۱	سوم
۷	۱۰/۵/۱۹۹۹	۶/۰	۲/۰	۲۹	۵۲	۱۳۲	۷۵۰	۸۵۰	۲۱	سوم
۸	۲۲/۹/۱۹۹۹	۲/۱	۴/۱	۲۵	۴۴	۱۵۲	۶۵۰	۱۵۰	۱۹	دوم
۹	۲۰/۷/۲۰۰۱	۴/۲	۹/۲	۲۱	۴۰	۱۴۴	۶۸۰	۰۰	۲۲	اول
۱۰	۲۹/۳/۲۰۰۲	۹/۲	۶/۳	۱۷	۴۵	۱۲۳	۷۴۶	۱۰	۱۸	دوم
۱۱	۶/۵/۲۰۰۲	۱	۶/۱	۱۸	۳۸	۱۱۰	۶۵۰	۳۵	۳/۱۴	دوم
۱۲	۲۳/۶/۲۰۰۴	۱/۱	۴/۱	۲۲	۴۷	۱۱۶	۶۴۳	۰۰	۶/۱۲	اول
۱۳	۲۶/۶/۲۰۰۴	۱/۱	۴/۱	۲۳	۴۷	۱۱۶	۶۴۳	۰۰	۷/۱۱	اول
۱۴	۱۴/۵/۲۰۰۵	۲/۱	۲/۱	۲۷	۴۹	۱۰۴	۷۱۱	۶۳۵	۶/۱۴	سوم
۱۵	۳/۵/۲۰۰۸	۹/۱	۲	۲۶	۵۱	۶۹	۷۴۵	۷۰۰	۹/۱۷	سوم
۱۶	۱۱/۶/۲۰۰۸	۳/۱	۱/۱	۲۶	۴۸	۱۵۳	۷۳۶	۴۱۰	۱۴	سوم
۱۷	۵/۶/۲۰۰۹	۵/۶	۳/۹	۱۶	۳۵	۱۰۶	۵۴۰	۲۰۰	۵/۱۳	اول
۱۸	۱۷/۶/۲۰۰۹	-۵/۱	-۱	۲۹	۵۱	۱۹۳	۷۳۷	۱۲۵	۱۵	سوم
۱۹	۴/۵/۲۰۱۰	-۵/۶	-۹/۷	۳۱	۵۲	۱۵۸	۷۹۲	۳۲۰	۳/۱۴	سوم
۲۰	۱۳/۵/۲۰۱۰	۲/۴	۶/۸	۱۵	۴۰	۱۱۵	۶۵۱	۵۰	۶/۱۴	دوم
۲۱	۱۴/۶/۲۰۱۱	۳/۱	۹	۲۹	۴۸	۱۰۶	۵۷۸	۳۰	۱۶	اول
۲۲	۱۷/۴/۲۰۱۲	۱/۱	۴/۱	۲۶	۵۱	۱۱۲	۷۷۲	۳۲۵	۱۲	سوم
۲۳	۶/۵/۲۰۱۲	۱/۰	-۷/۰	۳۲	۵۱	۱۴۵	۷۶۲	۳۶۰	۱۶	سوم
۲۴	۱۰/۹/۲۰۱۲	-۲/۰	۸/۶	۳۳	۴۹	۱۶۱	۶۳۷	۸۰	۱۸	اول
۲۵	۱۱/۴/۲۰۱۵	-۶/۰	-۱	۲۲	۴۳	۱۷۸	۷۵۰	۷۰	۶/۱۴	دوم

رعد و برق را نشان می‌دهد. مقدار انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی در روزهای این خوشه کمتر از ۲۰۰ ژول بر کیلوگرم است که معرف ناپایداری ضعیف است. روزهای رخداد تگرگ در این خوشه در فصل تابستان رخ داده‌اند.

خوشه دوم شامل هفت روز از ۲۵ روز تگرگ در منطقه مورد مطالعه (۲۸ درصد) است. در این خوشه شاخص‌های ناپایداری جو شرایطی نسبتاً بهتر از خوشه اول دارند و تا حدودی توانسته شرایط دینامیکی تگرگ را نشان دهند. در زمان رخداد تگرگ، شاخص‌های ناپایداری در طبقه احتمال رخداد توفان تندی قرار دارند و با توجه به فراهم آمدن دیگر شرایط جو، تگرگ را پیش‌بینی کرده‌اند. در این خوشه، تگرگ همیشه در ساعات ۱۲ و ۱۵ رخ داده و در ماه‌های مختلف سال پراکنده شده‌اند.

در خوشه سوم که ۱۲ روز از ۲۵ روز تگرگ در منطقه مورد مطالعه (۴۸ درصد) در این خوشه جای دارد، بیشترین ناپایداری جو مشاهده شده است، به‌طوری که شاخص‌های ناپایداری شرایط ترمودینامیکی مساعد برای صعود همرفتی جو را نشان می‌دهند و شرایط ناپایداری در روزهای عضو این خوشه، بهتر از خوشه‌های اول و دوم است. در این خوشه تعداد روزهایی که شاخص شولتر منفی بوده بیشتر از خوشه‌های دیگر است که معرف شرایط ناپایدارتر جو نسبت به روزهای عضو خوشه‌های اول و دوم است. همین شرایط در شاخص بالاروی نیز دیده می‌شود که احتمال توفان و رگبار را بیشتر از روزهای عضو خوشه‌های اول و دوم نشان می‌دهد. شاخص ویتینگ نیز مؤید همرفت پتانسیل متوسط است. مقدار انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی در روزهای عضو این خوشه تا

است. در این روز، استان اردبیل در شرق سردچال و جلوی ناوه قرار دارد که این شرایط باعث همگرایی سطوح زیرین جو در منطقه شده و بسته‌ها را به ارتفاعات حمل کرده است. در استان اردبیل باد با سرعت ۲۷ کیلومتر در ساعت از سمت غرب می‌وزد (اشکال ۴ و ۵).

به دلیل استقرار سردچال تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در شمال غرب ایران، در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، مرکز پر ارتفاعی با ۱۵۶۰ ژئوپتانسیل متر در شمال دریای خزر تشکیل شده که پرفشار قوی هوای سرد را از جنوب روسیه به سمت دریای خزر و شمال ایران روانه کرده است (اشکال ۶ و ۷). ریزش هوای سرد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال باعث ناپایدار شدن جو سطح زمین شده است. در استان اردبیل باد با جهت شمالی که از پرفشار شمال دریای خزر نشأت گرفته، می‌وزد.

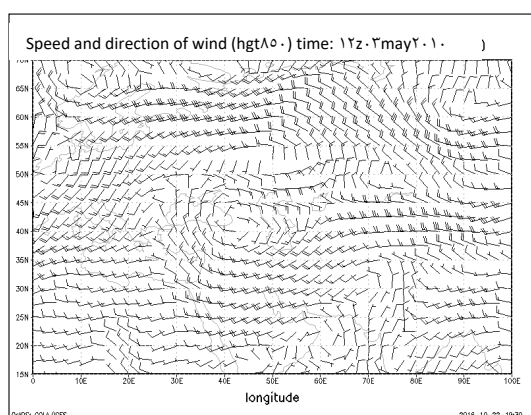
نقشه امگای روز ۳ می ۲۰۱۰ نشان می‌دهد که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، این مقدار برابر ۱/۰- پاسکال بر ثانیه است که نشان می‌دهد که بسته‌ها در تراز مذکور در منطقه مورد مطالعه ناپایدار است (اشکال ۸ و ۹) و صعود هوا در تراز پایین جو ضعیف بوده ولی در ارتفاعات بالاتر، بسته‌ها با سرعت بیشتری در حال صعود است. در روز قبل از رخداد تگرگ، مقدار تاوایی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در شمال ایران و استان اردبیل، بیش از ۲ است (شکل ۱۰) که نشان می‌دهد

۸۵۰ ژول بر کیلوگرم بوده است که نسبت به خوشه‌های قبل شرایط بهتری را برای وقوع تگرگ نشان می‌دهد. ریزش‌های تگرگی که در فصل بهار اتفاق افتاده است در این طبقه جای گرفته است دارد و نشان می‌دهد که در فصل بهار توفان‌های تندری قوی تری نسبت به سایر فصول سال اتفاق می‌افتد. در ادامه، با عنایت به محدودیت صفحات مقاله، از سه خوشه‌ی مذکور فقط به تحلیل همدید روز نماینده‌ی الگوی سوم و یک روز قبل از آن اکتفا شده است.

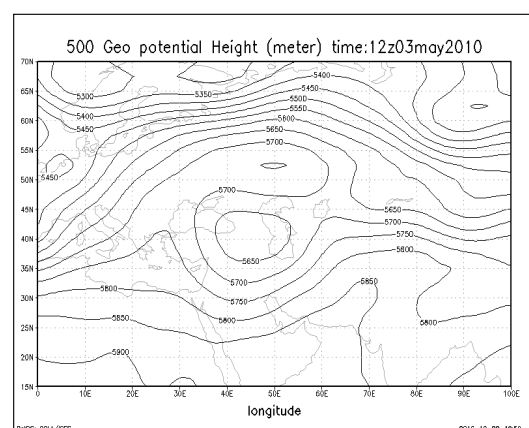
نتایج و بحث

الف - تحلیل همدید روز قبل نماینده الگوی سوم تگرگ در منطقه مورد مطالعه (۳ می ۲۰۱۰)

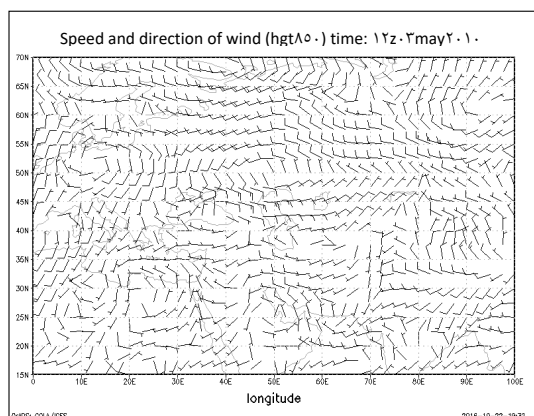
روز قبل از وقوع تگرگ در منطقه مورد مطالعه (۳ می ۲۰۱۰)، از جنوب اروپا تا شرق ایران، ناوه عمیقی تشکیل شده و در درون این ناوه، سردچالی در شمال غرب ایران به وجود آمده است. ایران در جلوی ناوه و استان اردبیل در جلوی سردچال قرار گرفته است. در سردچال، بادهای سرد از شمال غرب به سمت جنوب جریان یافته و حرکت باد به‌صورت پادساعت‌گرد (سیکلونی) است. در نیمه شرقی سردچال، تاوایی مثبت حاکم بوده که باعث همگرایی سطوح زیرین خود شده و بسته‌ها را ناپایدار کرده و به ارتفاعات بالاتر جو حمل کرده



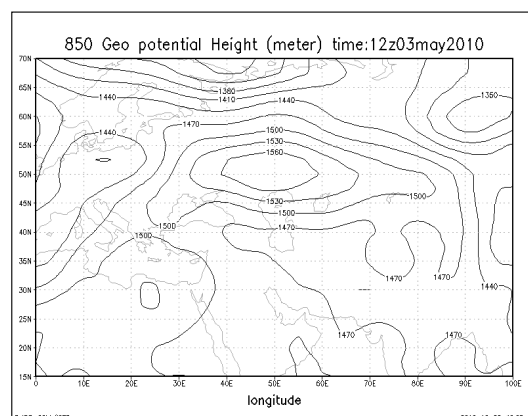
شکل ۵. سمت باد تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۳ می ۲۰۱۰



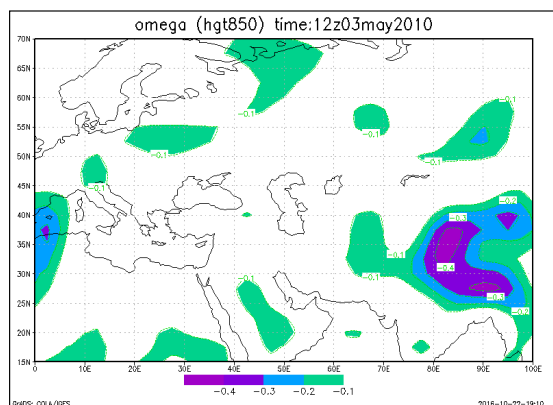
شکل ۴. ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۳ می ۲۰۱۰



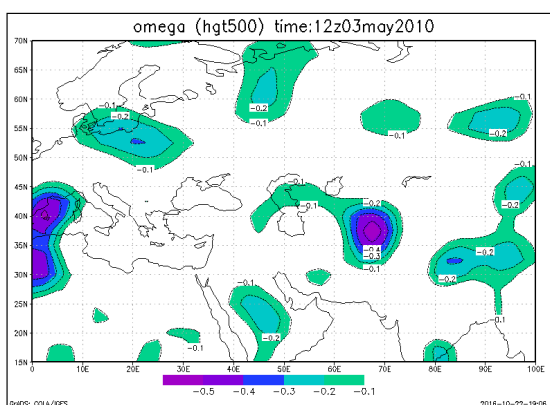
شکل ۷. سمت باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۳ می ۲۰۱۰



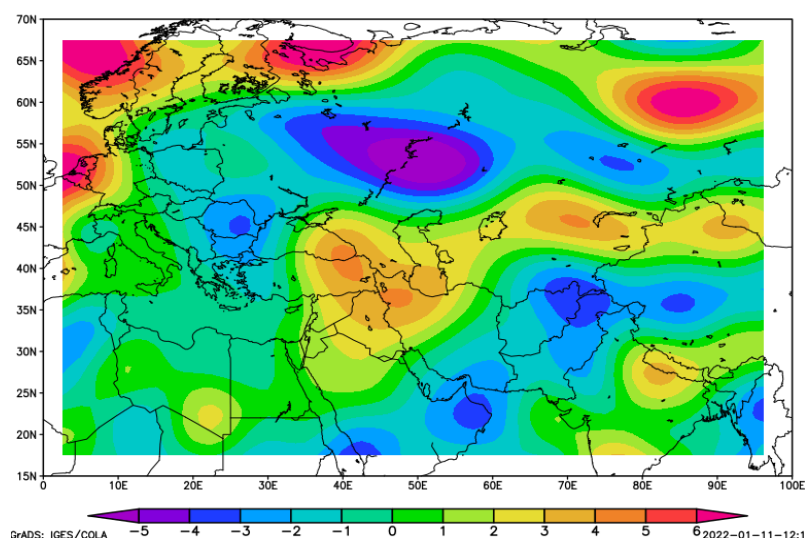
شکل ۶. ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۳ می ۲۰۱۰



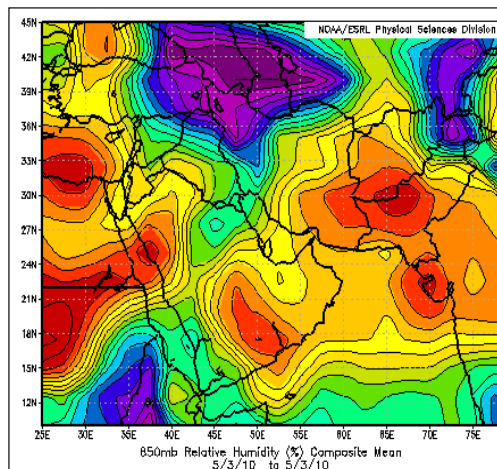
شکل ۹. امگای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۳ می ۲۰۱۰



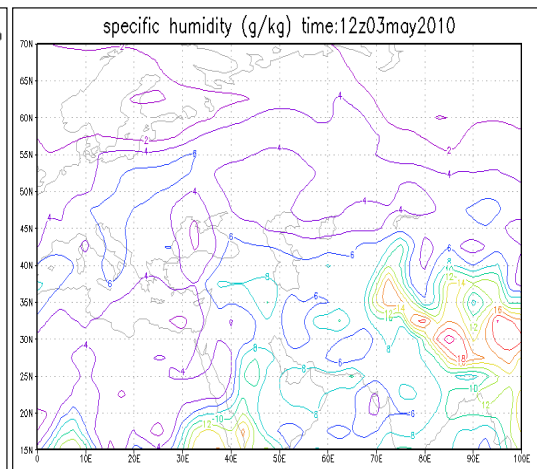
شکل ۸. امگای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۳ می ۲۰۱۰



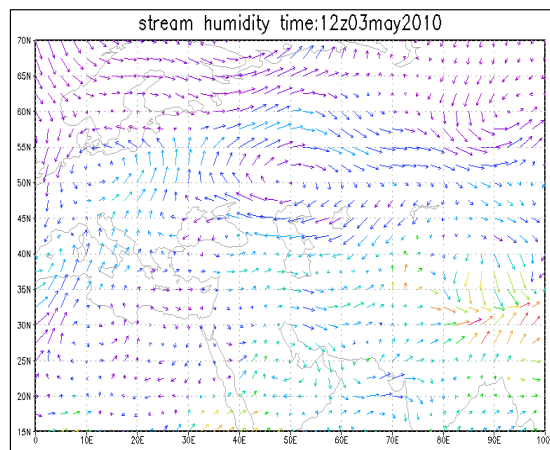
شکل ۱۰. تاوایی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۳ می ۲۰۱۰



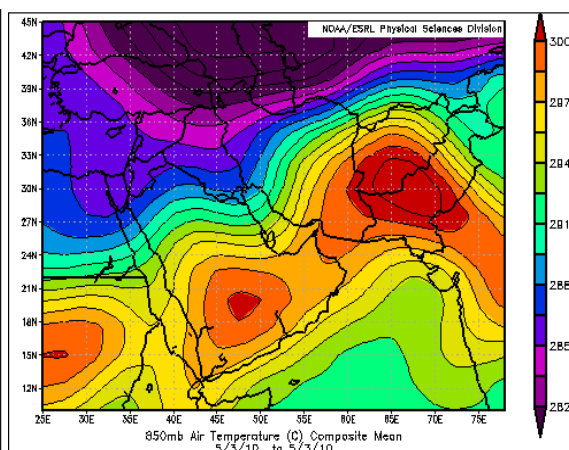
شکل ۱۲. رطوبت نسبی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۳ می ۲۰۱۰



شکل ۱۱. نم ویژه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۳ می ۲۰۱۰



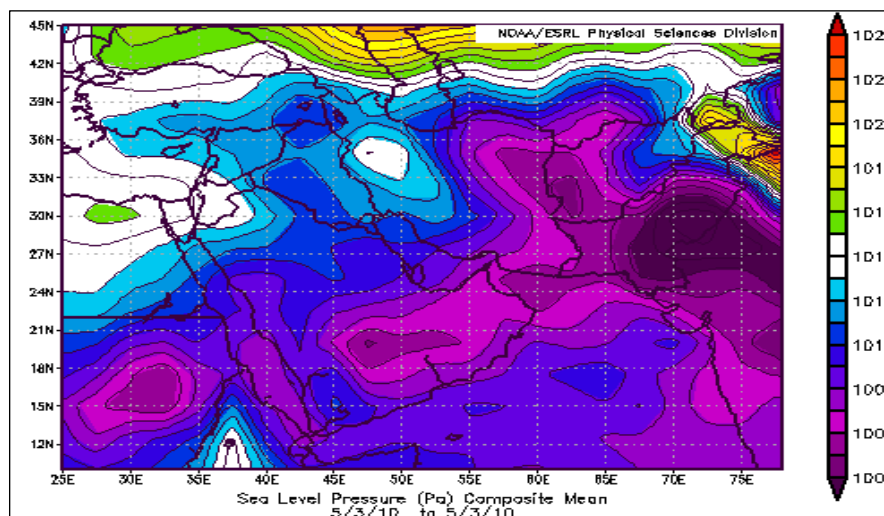
شکل ۱۴. وزش رطوبتی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۳ می ۲۰۱۰



شکل ۱۳. دمای هوای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۳ می ۲۰۱۰

وارد استان اردبیل شده است (اشکال ۱۱ و ۱۲). از طرف دیگر، رطوبت از سمت مدیترانه نیز به جو شمال غرب ایران تزریق شده است. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، دو هسته بیشینه دما وجود دارد؛ یکی در افغانستان و پاکستان و دیگری در مرکز عربستان که دمای مرکزی آن‌ها ۲۷ درجه سلسیوس است. گرادیان دما در ایران نسبت به کل منطقه بسیار شدید است، به‌طوری که دما در عربستان و کشورهای حوزه خلیج‌فارس شبیه به افغانستان، پاکستان و حتی شبه‌قاره هند است؛ همچنین دما در جنوب اروپا شبیه به سوریه، عراق، لبنان و اردن است؛ اما در کشور ایران از شمال به جنوب، بیش از ۱۸ درجه سلسیوس اختلاف دما وجود دارد (اشکال ۱۳ و ۱۴).

جو این منطقه از کشور در حالت ناپایداری قرار دارد و بسته‌ها به‌صورت همگرا در حال صعود به ارتفاعات بالاتر جو است. در روز قبل از وقوع تگرگ، در اردیبهشت‌ماه که جو نیم‌کره شمالی در حال گرم شدن است، رطوبت موجود در جو نیز در حال افزایش است و در عرض‌های پایین جغرافیایی مقدار نم ویژه بیشتر از مناطق شمالی است. مقدار نم ویژه استان اردبیل در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، ۸ گرم در کیلوگرم و نسبت به دیگر نقاط ایران از رطوبت بیشتری برخوردار است، زیرا جهت باد شمالی بوده و از سمت دریای خزر رطوبت وارد منطقه مورد مطالعه شده است. نقشه وزش رطوبتی نشان می‌دهد که در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، باد مرطوب از سمت دریای خزر



شکل ۱۵. فشار سطح زمین (هکتوپاسکال) روز ۳ می ۲۰۱۰

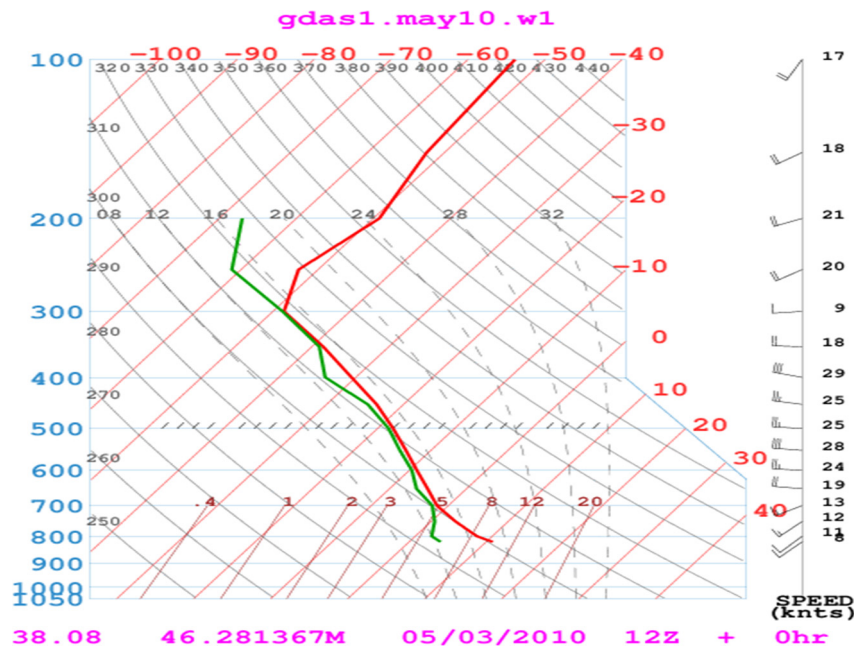
بارش، می‌بایست انرژی بیشتری در دسترس باشد تا بسته‌ها به ارتفاع حداقل ۷۰۰ هکتوپاسکال صعود کند (شکل ۱۶). شاخص شولتر در این روز ۵/۳- درجه بوده که ناپایداری جو را نشان می‌دهد. شاخص ویتینگ ۲۹ بوده که نشان می‌دهد احتمال ۶۰ درصد تندر به وقوع پیوندد. شاخص بالابری و مجموع بالابری نیز ناپایداری جو را نشان می‌دهند. مقدار آب قابل بارش ۱۲ میلی‌متر بوده است. بر روی نمودار اسکیتی منحنی دمای محیط و نقطه شبنم از تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال به سمت بالا، کاملاً به هم نزدیک است که نشان‌دهنده شناور بودن بسته‌هاست. در ارتفاع ۷۵۰ هکتوپاسکال، خط پایه ابر تشکیل شده است و در این تراز، بسته‌ها به نقطه اشباع رسیده و با اضافه شدن رطوبت و سرمایش بسته‌ها، رطوبت موجود به آب تبدیل می‌شود. بسته‌ها در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال شناور بوده که نشان می‌دهد هوا ناپایدار است؛ با اضافه شدن رطوبت به بسته‌ها یا سرد شدن بسته‌ها به علت صعود هوا (سبک و شناور بودن بسته‌ها) رطوبت موجود متراکم شده و به قطرات آب و یخ تبدیل شده است.

ب - تحلیل همید روز وقوع رخداد تگرگ در منطقه مورد مطالعه (۴ می ۲۰۱۰)
در روز وقوع تگرگ در منطقه مورد مطالعه، بر عمق

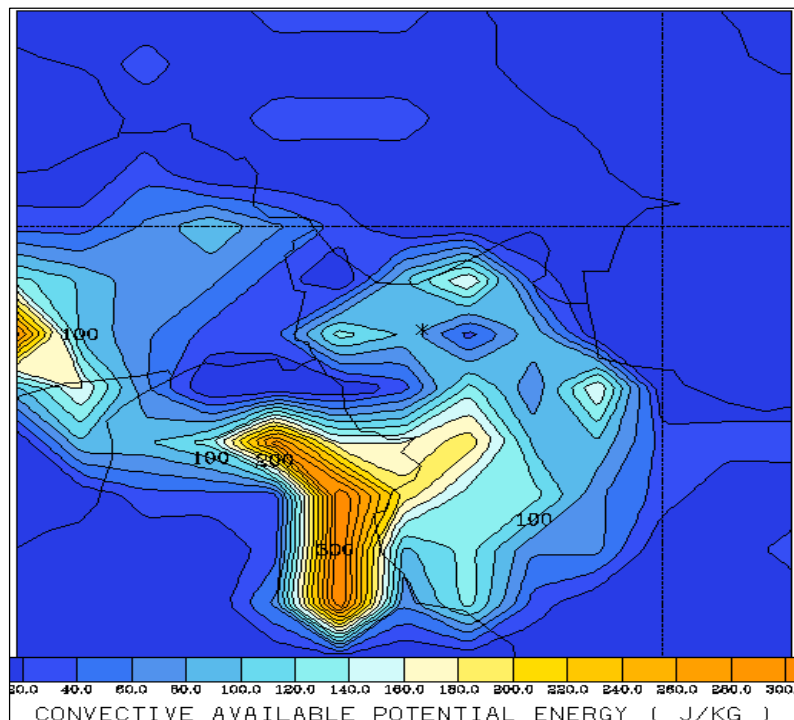
کمترین در استان اردبیل و بیشترین در استان سیستان به چشم می‌خورد که می‌تواند نشانه‌ای از ناپایداری در جو ایران باشد. دما در استان اردبیل کمتر از ۱۰ درجه سلسیوس بوده و با وجود رطوبت ۸ گرم در کیلوگرم، رطوبت نسبی به بیش از ۹۵ درصد رسیده است.

در روز قبل از وقوع رخداد تگرگ در منطقه مورد مطالعه، کم‌فشار گسترده‌ای در هند و پاکستان با مرکزیت کمتر از ۱۰۰۰ هکتوپاسکال تشکیل شده و زبانه‌های این مرکز کم‌فشار تا شمال شرق، شرق و جنوب شرق ایران نفوذ کرده است؛ اما در شمال غرب ایران شرایط فشار جو به گونه‌ای دیگر است و مرکز پرفشار با ۱۰۱۵ هکتوپاسکال در این منطقه از کشور تشکیل شده است. کم‌فشار پاکستان با حرکت پادساعت‌گرد، هوای گرم عرض‌های پایین را به سمت شمال روانه کرده و این هوای گرم در برخورد با زبانه پرفشار شمال غرب، به صورت آنتی سیکلونی و چرخش ساعت‌گرد به سمت استان اردبیل حرکت کرده است (شکل ۱۵).

در روز قبل از رخداد تگرگ، شاخص‌های ناپایداری ترمودینامیک از روی نمودار اسکیتی محاسبه شد (شکل ۱۶). مقدار انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی (CAPE) ۱۴۰ ژول بر کیلوگرم بوده (شکل ۱۷) که توانسته است بسته‌ها را تا ارتفاع ۹۰۰ هکتوپاسکالی بالا ببرد، اما برای تشکیل ابر و

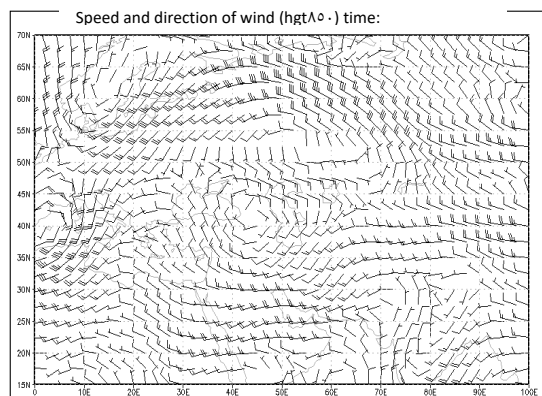


شکل ۱۶. نمودار اسکیتیو ایستگاه تبریز برای روز ۳ می ۲۰۱۰

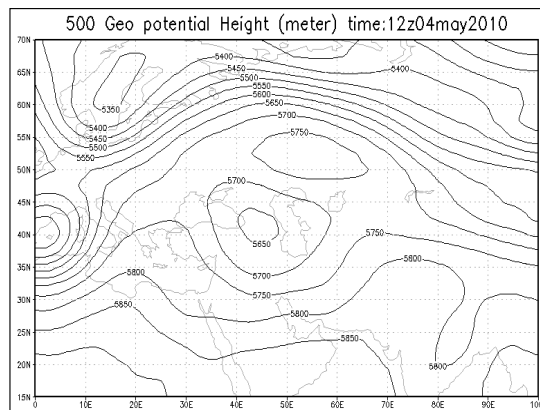


شکل ۱۷. مقدار CAPE شمال غرب ایران در روز ۳ می ۲۰۱۰

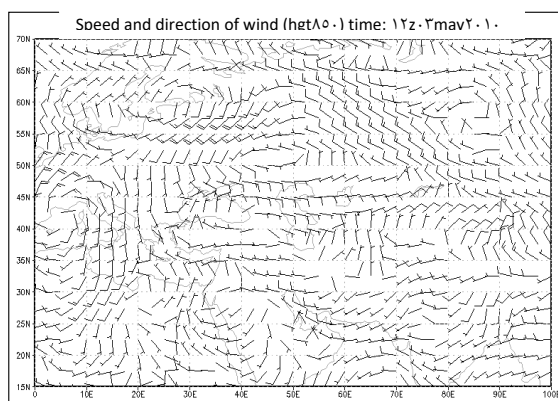
سردچال روز قبل که در شمال غرب ایران بود، افزوده شده است. استان همدان در جلوی سردچال قرار گرفته و در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، هوا با حرکت سیکلونی در حال چرخش است. واگرایی هوا در جو بالا، باعث همگرا شدن هوا در سطوح



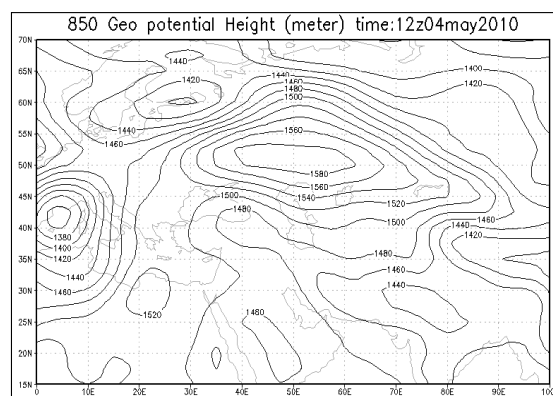
شکل ۱۹. سمت باد تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۴ می ۲۰۱۰



شکل ۱۸. ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۴ می ۲۰۱۰



شکل ۲۱. سمت باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ۴ می ۲۰۱۰



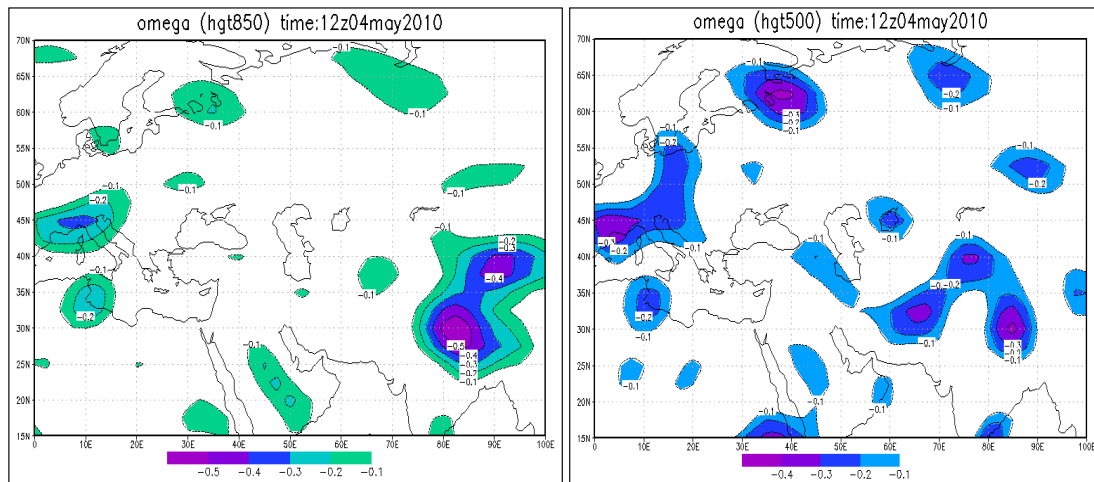
شکل ۲۰. ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (۴ می ۲۰۱۰)

که نشان می‌دهد که بسته‌ها در تراز مذکور در منطقه مورد مطالعه ناپایدار است و سرعت ناپایداری و بالتبع، صعود هوا نسبت به روز قبل تغییری نکرده است (اشکال ۲۲ و ۲۳). این شرایط باعث ناپایداری در جو منطقه مورد بررسی شده است. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، وضعیت تاوایی در روز قبل و روز وقوع ۲+ است که نشان می‌دهد در این تراز، جو دارای تاوایی مثبت و سیکلونی است که خود باعث همگرایی و صعود بسته‌های زیرین شده است (شکل ۲۴).

مقدار نم ویژه استان اردبیل در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، ۸ گرم در کیلوگرم و نسبت به دیگر نقاط ایران از رطوبت بیشتری برخوردار است، زیرا جهت باد شمالی بوده و از سمت دریای خزر رطوبت وارد منطقه مورد مطالعه شده است (اشکال ۲۵ و ۲۶). نقشه وزش رطوبتی نشان می‌دهد که در تراز ۸۵۰

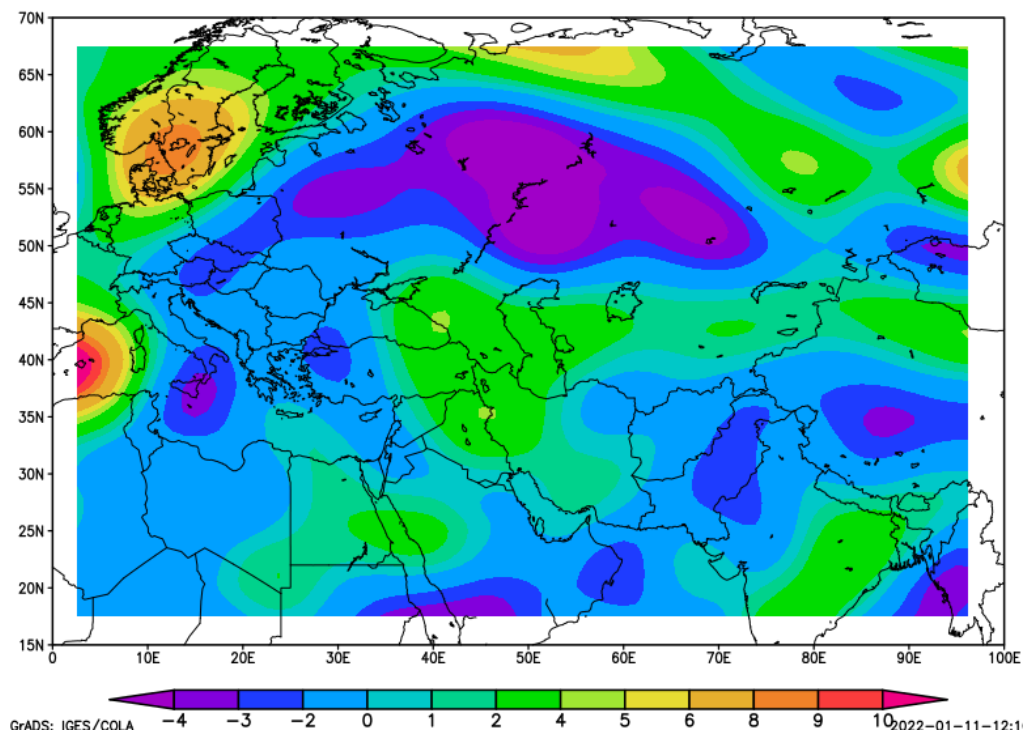
زیرین جو در منطقه مورد مطالعه شده که این شرایط به دلیل استقرار سردچال در آن منطقه است. در منطقه مورد مطالعه، باد با سرعت ۲۷ کیلومتر در ساعت از سمت غرب وزیده که می‌تواند نوید وزش باد مرطوب مدیترانه‌ای باشد. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، شبیه به روز قبل مرکز پرفشاری با ارتفاع ۱۵۸۰ متر در شمال دریای خزر تشکیل شده و در جنوب شرق ایران، ناوه‌ای با ۱۴۴۰ متر به وجود آمده است. زبانه ناوه کم ارتفاع تا شمال غرب ایران نیز ادامه یافته و هوای گرم عرض‌های پایین را وارد جو استان اردبیل کرده است. ناوه جنوب شرق، زبانه پر ارتفاع خزر را به سمت عقب رانده و خود در منطقه حاکم است (اشکال ۱۸ و ۱۹).

نقشه امگای روز ۴ می ۲۰۱۰ نشان می‌دهد که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، این مقدار برابر ۱/۰- پاسکال بر ثانیه است



شکل ۲۳. امگای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۴ می ۲۰۱۰

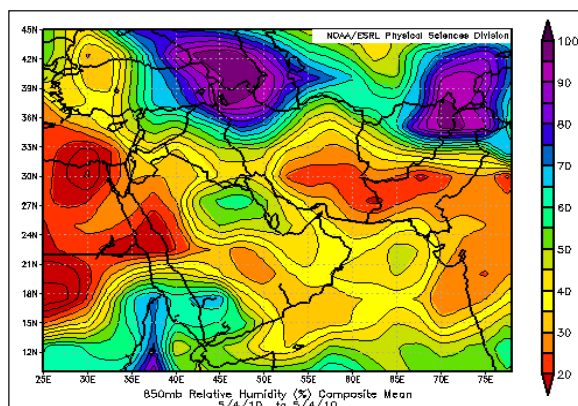
شکل ۲۲. امگای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۴ می ۲۰۱۰



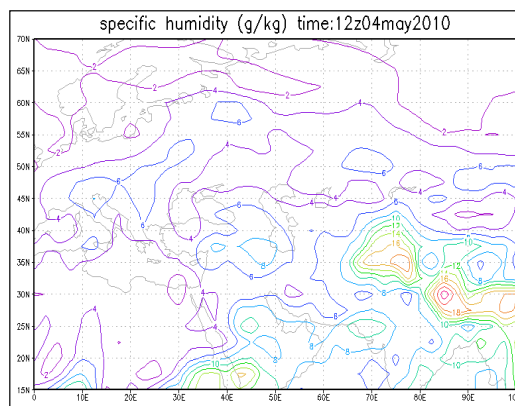
شکل ۲۴. تاوایی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۴ می ۲۰۱۰

مرکزی آن‌ها ۲۷ درجه سلسیوس است. گرادیان دما در ایران نسبت به کل منطقه بسیار شدید است، به‌طوری که دما در عربستان و کشورهای حوزه خلیج‌فارس شبیه به افغانستان، پاکستان و حتی شبه‌قاره هند است؛ همچنین دما در جنوب

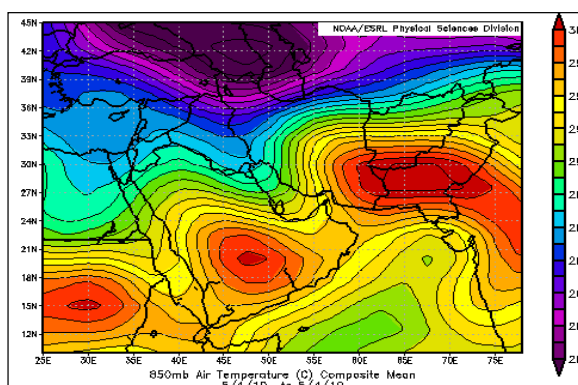
هکتوپاسکال، باد مرطوب از سمت دریای خزر و همچنین از سمت مدیترانه به جو شمال غرب ایران تزریق شده است. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، دو هسته بیشینه دما وجود دارد؛ یکی در افغانستان و پاکستان و دیگری در مرکز عربستان که دمای



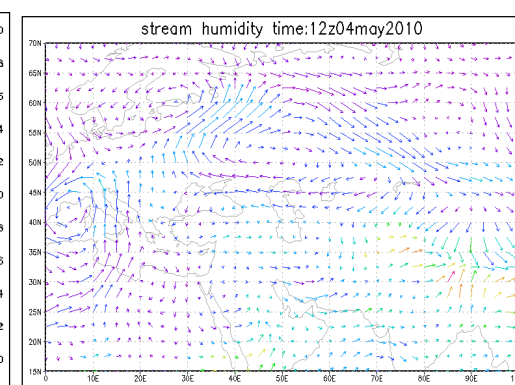
شکل ۲۶. رطوبت نسبی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۴ می ۲۰۱۰



شکل ۲۵. نم ویژه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۴ می ۲۰۱۰



شکل ۲۸. دمای هوای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۴ می ۲۰۱۰

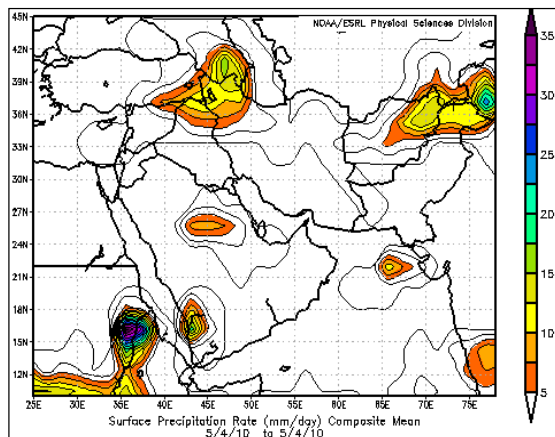


شکل ۲۷. وزش رطوبتی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۴ می ۲۰۱۰

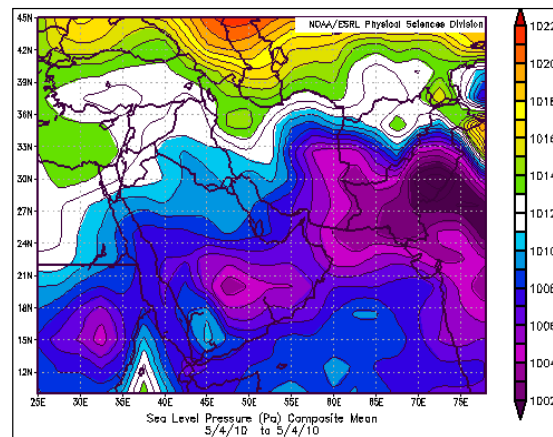
پرفشار به علت استقرار سردچال در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و همچنین مرکز پر ارتفاع تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال است. ریزش هوای سرد از تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به سطح زمین و برخورد آن با هوای گرم کم‌فشار پاکستان، گرادبان فشار و شدت باد در منطقه را افزایش داده است. برخورد هوای گرم و سرد در استان اردبیل، باعث صعود هوای گرم به ارتفاعات بالاتر جو شده است. رطوبت در استان اردبیل ۸ گرم بر کیلوگرم است که با توجه به هوای سرد حاکم در منطقه، رطوبت نسبی به ۱۰۰ درصد رسیده است. هوای مرطوب منطقه ناچار به صعود است که پس از صعود به ارتفاعات بالای جو، رطوبت بسته‌ها به مرحله تراکم رسیده و گرمای نهان آزاد شده و به‌عنوان انرژی ترمودینامیکی در صعود هوا مؤثر است. با توجه به اختلاف فشار در منطقه، شدت باد نیز افزایش یافته است که خود باعث برخورد قطرات

اروپا شبیه به سوریه، عراق، لبنان و اردن است؛ اما در کشور ایران از شمال به جنوب، بیش از ۱۸ درجه سلسیوس اختلاف دما وجود دارد. کمترین در استان اردبیل و بیشترین در استان سیستان به چشم می‌خورد که می‌تواند نشانه‌ای از ناپایداری جو ایران باشد. دما در استان اردبیل کمتر از ۱۰ درجه سلسیوس بوده و باوجود رطوبت ۸ گرم در کیلوگرم، رطوبت نسبی به ۱۰۰ درصد رسیده است (اشکال ۲۷ و ۲۷).

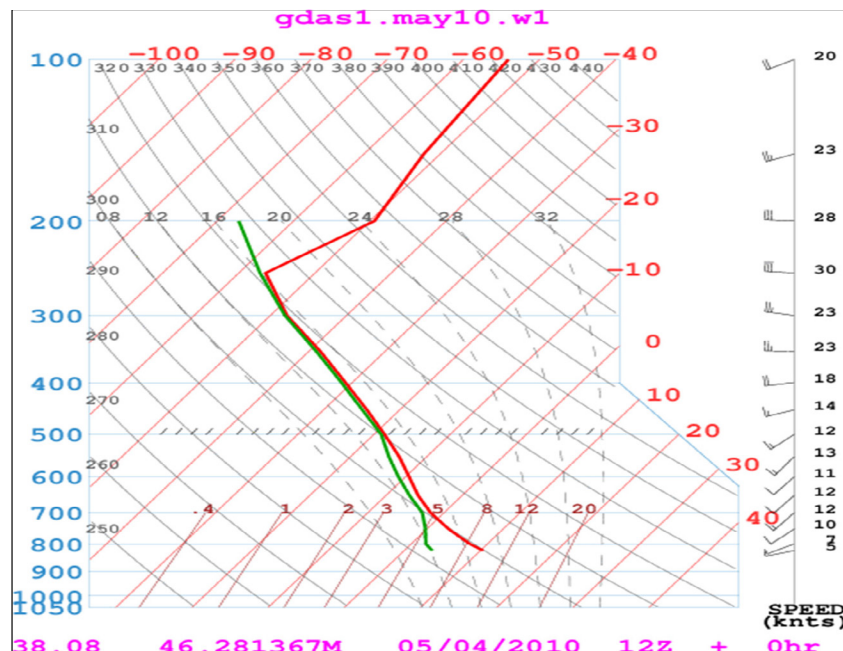
در روز وقوع تگرگ در منطقه مورد مطالعه، مرکز کم‌فشار قوی با مرکزیت کمتر از ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در شرق پاکستان شبیه به روز قبل وجود دارد. مرکز پرفشاری که روز قبل در شمال غرب تشکیل شده بود، در روز وقوع نیز مستقر است. در شمال غرب ایران منحنی فشار ۱۰۱۵ هکتوپاسکال بسته شده و به‌صورت آنتی سیکلون درآمد است (اشکال ۲۹ و ۳۰). تشکیل



شکل ۳۰. میزان بارش (mm/d) در روز ۴ می ۲۰۱۰



شکل ۲۹. فشار سطح زمین (هکتوپاسکال) روز ۴ می ۲۰۱۰

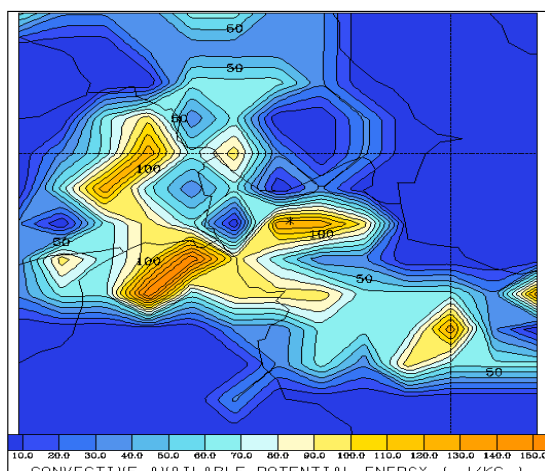


شکل ۳۱. نمودار اسکیتونی ایستگاه تبریز روز ۴ می ۲۰۱۰

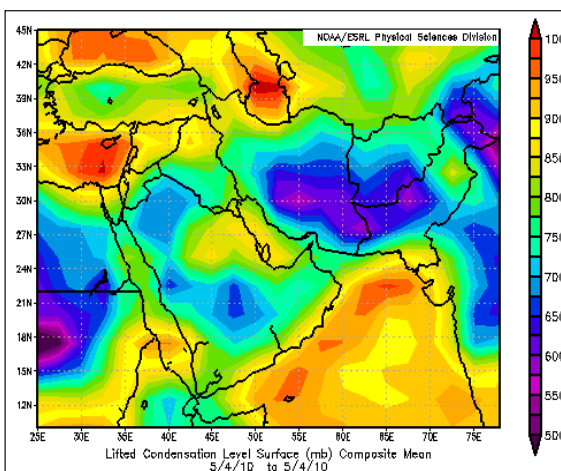
ناپایداری بیشتر می‌شود. در روز وقوع تگرگ در منطقه مورد مطالعه، این شاخص به $-5/6$ - رسیده که نشان‌دهنده شدت ناپایداری در جو منطقه مورد مطالعه است. مقادیر بالاتر KI می‌توانند بیان گر رطوبت و افت دمایی بیش تر و افزایش و تشدید بارش ها به سمت بارش‌های سنگین باشند. مقدار این شاخص در روز وقوع تگرگ ۳۱ بوده که نشان می‌دهد به احتمال ۶۰ تا ۸۰ درصد احتمال رخداد تگرگ وجود دارد.

آب موجود در بسته‌ها و وجود دمای زیر صفر، موجب تشکیل تگرگ در جو منطقه مورد مطالعه شده است.

بررسی دینامیکی شاخص‌های ناپایداری جو نشان می‌دهد شاخص شولتر که به دمای خشک و نقطه شبنم در تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال و دمای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مربوط می‌شود، اگر مقدار این شاخص کمتر از ۳ باشد، شرایط ناپایداری هوا برقرار است و در صورتی که این شاخص منفی باشد، شدت



شکل ۳۳. مقدار CAPE شمال غرب ایران در روز ۴ می ۲۰۱۰



شکل ۳۲. پایه ابرهای همرفتی (L.C.L) در روز ۴ می ۲۰۱۰

شاخص TTI که بیان گر تفاضل دمای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و دمای بسته‌هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است. مقدار این شاخص در روز وقوع تگرگ، ۵۲ بوده که نشان می‌دهد احتمال وقوع توفان تندری و رخداد تگرگ حتمی است. شاخص LI که شرایط بالاروی توده‌هوا را بررسی می‌کند. مقدار این شاخص در روز وقوع تگرگ ۹/۷- است که حتی وقوع توفان تورنادو را پیش بینی می‌کند. این مقدار شدت بالاروی هوا را نشان می‌دهد. آب قابل بارش (PW) که به مقدار آب چگالیده شده موجود در یک ستون هوای نمناک گفته می‌شود، در روز وقوع ۳/۱۴ میلی‌متر بوده است. شکل شماره (۱) مقدار انرژی همرفتی قابل‌دسترس (CAPE) در شمال غرب ایران را نشان می‌دهد. این شاخص یکی از مهم ترین شاخص‌های ناپایداری در توجیه شرایط رخداد تگرگ است. مقدار این انرژی در روز وقوع تگرگ در منطقه مورد مطالعه، بیش از ۱۰۰ ژول بر کیلوگرم بوده است.

جمع‌بندی

نتایج بررسی ها نشان داد که در طول دوره مورد مطالعه، رخداد تگرگ در منطقه مورد بررسی سیر نزولی داشته است. پس از استخراج شاخص‌های ناپایداری و انجام خوشه‌بندی با استفاده از تحلیل سلسله مراتبی و روش ادغام وارد با فاصله اقلیدسی، رخدادهای تگرگ بر اساس شاخص‌های ناپایداری به سه خوشه (الگو) طبقه‌بندی شدند. الگوی اول شامل شش روز از ۲۵ روز تگرگ در منطقه مورد مطالعه (۲۴ درصد) بود. در این الگو شدت شاخص‌های ناپایداری ضعیف بوده است به‌طوری که شاخص شولتر بین ۱ تا ۹/۱ در نوسان بوده که

شاخص TTI که بیان گر تفاضل دمای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و دمای بسته‌هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است. مقدار این شاخص در روز وقوع تگرگ، ۵۲ بوده که نشان می‌دهد احتمال وقوع توفان تندری و رخداد تگرگ حتمی است. شاخص LI که شرایط بالاروی توده‌هوا را بررسی می‌کند. مقدار این شاخص در روز وقوع تگرگ ۹/۷- است که حتی وقوع توفان تورنادو را پیش بینی می‌کند. این مقدار شدت بالاروی هوا را نشان می‌دهد. آب قابل بارش (PW) که به مقدار آب چگالیده شده موجود در یک ستون هوای نمناک گفته می‌شود، در روز وقوع ۳/۱۴ میلی‌متر بوده است. شکل شماره (۱) مقدار انرژی همرفتی قابل‌دسترس (CAPE) در شمال غرب ایران را نشان می‌دهد. این شاخص یکی از مهم ترین شاخص‌های ناپایداری در توجیه شرایط رخداد تگرگ است. مقدار این انرژی در روز وقوع تگرگ در منطقه مورد مطالعه، بیش از ۱۰۰ ژول بر کیلوگرم بوده است.

بر روی نمودار اسکیتی روز وقوع تگرگ، منحنی دمای محیط و نقطه شبنم از تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال تا ارتفاعات بالاتر جو کاملاً به هم نزدیک بوده که نشان از چگالش رطوبت موجود در ستون ارتفاعی جو دارد. منفی بودن شاخص شولتر حاکی از این است که دمای بسته‌هوا گرم‌تر از دمای محیط بوده و جو کاملاً در حالت ناپایداری قرار دارد؛ به عبارت دیگر، بسته‌هوا به‌صورت شناور بوده و به ارتفاعات بالاتر صعود می‌کند. از طرف دیگر، در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال که در ارتفاع

در طبقه ناپایداری ضعیف قرار دارد. شاخص بالابری (LI) مثبت بوده که نشان می‌دهد احتمال ناپایداری ضعیف است. شاخص ویتینگ (k) در این خوشه بین ۲۰ تا ۳۰ بوده که احتمال ۵۰ درصد توفان تندری را پیش‌بینی می‌کند. شاخص مجموع مجموع حرکات همرفتی (TTI) بین ۴۰ تا ۵۰ بوده که احتمال کم همرفت و تندر را نشان می‌دهد. مقدار انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی (CAPE) نیز کمتر از ۱۰۰ ژول بر کیلوگرم بوده است. روزهای رخداد تگرگ در این خوشه در فصل تابستان رخ داده است. الگوی دوم شامل هفت روز از ۲۵ روز تگرگ در منطقه مورد مطالعه (۲۸ درصد) است. در این الگو شاخص‌های ناپایداری جو تا حدودی توانسته است شرایط دینامیکی تگرگ را نشان دهند. در زمان رخداد تگرگ، شاخص‌های ناپایداری در طبقه احتمال رخداد توفان تندری قرار داشتند. در این الگو، تگرگ همیشه در ساعات ۱۲ و ۱۵ رخ داده و در ماه‌های مختلف سال پراکنده شده است. در الگوی سوم که ۱۲ روز از ۲۵ روز تگرگ در منطقه مورد مطالعه (۴۸ درصد) در این الگو قرار دارد، بیشترین ناپایداری جوی مشاهده شده، به‌طوری که شاخص‌های ناپایداری شرایط ترمودینامیکی مساعد برای صعود همرفتی جو را نشان می‌دهند. در این الگو شاخص شولتر منفی بوده و ناپایداری شدید جو منطقه را بازگو می‌کند؛ شاخص بالاروی نیز منفی بوده که احتمال توفان و رگبار را نشان می‌دهد؛ شاخص ویتینگ نشان می‌دهد که ۶۰ تا ۸۰ درصد احتمال تندر وجود دارد. مقدار انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی نیز بیش از ۵۰۰ ژول بر کیلوگرم بوده است. ریزش تگرگی که در فصل بهار اتفاق افتاده است در این طبقه جا دارد و این به‌خوبی مشخص می‌کند که در فصل بهار قوی‌ترین توفان‌های تندری اتفاق می‌افتد و با ناپایداری شدید جوی، شرایط برای ریزش تگرگ فراهم است.

در الگوی سوم، ۴ می ۲۰۱۰ به‌عنوان روز نماینده انتخاب و به‌صورت همدیدی و دینامیکی بررسی شد. بسته شدن منحنی‌های هم‌ارتفاع در جلوی ناوه دریای مدیترانه، باعث تشکیل سردچال در شمال غرب ایران شد. استان اردبیل در جلوی سردچال قرار گرفت و باعث تاوایی سیکلونی در منطقه شد. در سطح زمین استقرار مرکز کم‌فشار در جنوب شرق

ایران و پاکستان و پرفشار در شمال دریای خزر، باعث تشدید گرادیان فشار در شمال غرب ایران شد که این شرایط باعث ناپایداری هوا و صعود هوای سطحی به ارتفاعات جو در منطقه مورد مطالعه شد. تزریق رطوبت از دریای خزر به بسته‌هوا ناپایدار در منطقه، به‌عنوان انرژی ترمودینامیکی در صعود هوا شریک شده و باعث تشدید صعود هوا در منطقه مورد مطالعه شد. نتایج این پژوهش با مطالعات حجازی زاده (۱۳۷۹)، امیدوار و همکاران (۱۳۹۲)، کمریان و همکاران (۱۳۹۳)، صلاحی و عالی جهان (۱۳۹۴)، قندهاری و همکاران (۱۳۸۷) و سلیمی سبحان و همکاران (۱۳۹۸) همسویی دارد.

از لحاظ دینامیکی، بر روی نمودار اسکیتی روز وقوع تگرگ، منحنی دمای محیط و نقطه شبنم از تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال تا ارتفاعات بالاتر جو کاملاً به هم نزدیک بوده که نشان از چگالش رطوبت موجود در ستون ارتفاعی جو دارد. منفی بودن شاخص شولتر حاکی از این است که دمای بسته‌هوا گرم‌تر از دمای محیط بوده و جو کاملاً در حالت ناپایداری قرار دارد؛ به‌عبارت‌دیگر، بسته هوا به‌صورت شناور بوده و به ارتفاعات بالاتر صعود می‌کند. از طرف دیگر، در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال که در ارتفاع ۳۰۵۴ متری قرار دارد، دما ۷/۱- درجه سلسیوس و دمای نقطه شبنم در این تراز ۸/۲- درجه سلسیوس بوده که نشان می‌دهد رطوبت در این ارتفاع به مرحله تراکم رسیده و بخار آب و قطرات آب در ارتفاع ۳۰۵۴ متری از سطح زمین به یخ تبدیل شده‌اند. ارتفاع پایین سطح یخبندان به دلیل تشکیل جبهه سرد و خط تندر در منطقه مورد مطالعه است که با فرونشینی هوای سرد، هوای گرم منطقه با سرعت زیاد و انرژی ۱۰۰ ژول بر کیلوگرم به ارتفاعات جو صعود کرده و با توجه به رطوبت کافی که از سمت غرب وارد منطقه شده و سطح یخبندان پایین (ارتفاع ۳۰۵۴ متری)، تراکم رطوبت با سرعت زیاد اتفاق افتاده و باعث تشکیل و ریزش تگرگ در منطقه مورد مطالعه شده است که با کارهای رضایی بنفشه و همکاران (۱۳۹۷)، ساری صراف و همکاران (۱۳۸۷)، کلارک و همکاران (۲۰۱۸) و کونز و همکاران (۲۰۲۰) منطبق است.

مراجع

امیدوار، ک.، الفتی، س.، اقبالی بابادی، ف. و مرادی، خ.، ۱۳۹۲، واکاوی

ترمودینامیکی بارش‌های شدید ناشی از پدیده سردچال نواحی مرکزی و جنوب غرب ایران (مطالعه موردی: رخداد بارش ۱۱ آذر ۱۳۸۷)، جغرافیا و مخاطرات محیطی، ۲۰(۱)، ۱-۲۰.

امیدوار، ک.، فرشاد، ص. و زنگنه ایثالو، ا.، ۱۳۹۲، بررسی و تحلیل هم‌مدیدی سه رخداد تگرگ شدید در استان فارس، مجله جغرافیا و توسعه، ۳۰، ۱۷۸-۱۵۷.

ایران پور، فخرالدین. و باقری، سعید، ۱۳۹۵، تحلیل آماری هم‌مدیدی بارش تگرگ در استان همدان، نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۲۸(۷)، ۱۳۱-۱۱۵.

برنا، ر.، ۱۳۹۷، بررسی آماری - هم‌مدیدی توفان‌های تندرستی استان خوزستان، مدرس علوم انسانی (برنامه‌ریزی و آمایش فضا)، ۳(۲۲)، ۱-۲۵.

تاج بخش س.، غفاریان پ. میرزایی، ا.، ۱۳۸۸، روشی برای پیش بینی رخداد توفان‌های تندرستی با طرح دو بررسی موردی، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۵، ۱۴۶-۱۴۷.

ثنائی نژاد، س.، صالحی، ح. و بایانیان، ا.، ۱۳۸۹، تحلیل سینوپتیکی و دینامیکی پدیده‌های هم‌رفتی محلی به‌منظور بهبود پیش بینی آن‌ها (مطالعه موردی: توفان و تگرگ مورخه ۶ مرداد ۱۳۸۸ در مشهد)، کنفرانس ژئوفیزیک ایران.

جلالی، ا.، ۱۳۸۵، تحلیل زمانی- مکانی بارش‌های رعد و برق منطقه شمال غرب کشور، رساله دکتری تخصصی. دانشگاه تبریز، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی.

حجازی زاده، ز.، ۱۳۷۹، بررسی عوامل سینوپتیکی بارش طوفان‌های توام با رعد و برق در شمال غرب کشور، مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه تربیت‌معلم، ۸، ۲۶-۵.

حجازی زاده، ز.، کریمی، م.، ضیائی، پ. و رفعتی، س.، ۱۳۹۳، بررسی سامانه‌های هم‌رفتی میان‌مقیاس با استفاده از تصاویر دمای درخشندگی در جنوب غرب ایران، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۳۲، ۴۵-۶۹.

خالدی، ش.، خوش‌اخلاق، ف. و خزائی، م.، ۱۳۸۹، تحلیل هم‌مدیدی توفان‌های تندرستی سیلاب ساز استان کرمانشاه، فصل‌نامه چشم انداز جغرافیایی، ۱۳، ۳۲-۱۲.

خزایی، م.، ۱۳۹۸، بررسی و تحلیل شاخص‌های ناپایداری هم‌زمان با رخداد توفان تندرستی اهواز، اولین کنفرانس بین‌المللی و چهارمین کنفرانس ملی صیانت از منابع طبیعی و محیط زیست.

خورشیددوست، ع.، اسدی، م. و حاجی محمدی، ح.، ۱۳۹۶، بررسی ساختار منطقه‌ای جو در زمان رخداد توفان تندرستی همراه با تگرگ از ۱۶ تا ۱۸ جولای ۲۰۱۶ مورد مطالعه: شمال غرب ایران، تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، ۴(۲)، ۵۰-۳۷.

درگاهیان، ف.، علیجانی، ب.، رضایی، غ. و پرنو، ر.، ۱۳۹۴، تحلیل آماری، ترمودینامیکی و هم‌مدیدی پدیده تگرگ در استان لرستان، فصل‌نامه برنامه ریزی منطقه‌ای، ۱۸، ۱۳۰-۱۱۷.

رسولی، ع.، نصیری قلعه بین، س. و ولی زاده، خ.، ۱۳۹۳، مدل سازی توزیع مکانی بارش‌های رعد و برقی مناطق کوهستانی شمال غرب ایران، سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۲، نشریه پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۴، ۴۱۷-۴۰۷.

رضایی بنفشه، مجید، جهانبخش، سعید. و قادری، فاطمه، ۱۳۹۷، تحلیل اقلیم‌شناسی تگرگ در محدوده زاگرس شمالی در فصل رشد گیاهان، مخاطرات محیط طبیعی، ۱۷، ۵۲-۳۷.

ساری صراف، ب.، رسولی، ع.، کیانی، ط. و ملکیان، ا.، ۱۳۸۷، تحلیل هم‌مدید بارش‌های رگباری در حوضه جنوبی رود ارس، مجله علمی- پژوهشی فضای جغرافیایی، ۲۴، ۱۴۶-۱۲۳.

سلیمی سبحان، محمدرضا، حجازی زاده، زهرا، صیادی، فریبا. و قادری، فاطمه، ۱۳۹۸، تحلیل هم‌مدیدی و شناسایی شار رطوبت روزهای همراه با تگرگ در غرب ایران (مطالعه موردی: حوضه آبریز زاب، آذربایجان غربی)، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۱۱۰، ۷۳۱-۷۱۵.

شایسته، فریاد، علیجانی، بهلول. و سلیقه، محمد، ۱۳۹۷، نقش بی‌هنجاری‌های عمودی و ردسپهری در بارش‌های جامد مطالعه موردی: مخاطرات تگرگ در استان کرمانشاه. تحلیل فضایی مخاطرات محیطی. ۵(۱)، ۱۱۳-۱۲۶.

صادقی حسینی، س. و رضائیان، م.، ۱۳۸۵، بررسی تعدادی از شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای هم‌رفتی منطقه اصفهان، مجله فیزیک زمین و فضا، ۲، ۹۸-۸۳.

صلاحی، ب. و عالی جهان، م.، ۱۳۹۴، استخراج و تحلیل الگوهای سینوپتیکی منجر به توفان‌های تندرستی دشت اردبیل. نشریه پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۳، ۴۱۹-۳۹۹.

صلاحی، ب.، ۱۳۸۹، بررسی ویژگی‌های آماری و هم‌مدیدی توفان‌های تندرستی استان اردبیل، مجله پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۷۲، ۱۴۱-۱۲۹.

صلاحی، ب.، محمدی، ف. و همتی، ر.، ۱۳۹۱، بررسی توفان‌های تندرستی غرب کشور با رویکرد کاهش خسارات کشاورزی، همایش ملی توسعه پایدار در مناطق خشک و نیمه‌خشک.

طاووسی، ت. و دل آرا، ق.، ۱۳۸۹، پهنه بندی آب و هوایی استان اردبیل، مجله علمی و فنی نیوار، ۷۰-۷۱، ۵۲-۴۷.

عباسی، ا. و خزایی، م.، ۱۳۹۸، شناسایی و واکاوی شرایط هم‌زمان با رخداد توفان‌های رعد و برقی شدید ایستگاه سینوپتیک کرمانشاه، نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی، ۶۹، ۱۹۰-۱۷۵.

فرشاد فر، ع.، ۱۳۸۰، اصول روش‌های آماری چند متغیره، چاپ دوم، کرمانشاه، انتشارات دانشگاه رازی و طاق‌بستان.

فلاح قاله‌ری، غ.، ۱۳۹۰، اصول و مبانی هواشناسی، جلد اول، چاپ اول، مشهد، انتشارات پژوهشکده اقلیم‌شناسی.

قندهاری، ش.، مشکواتی، ا.، مزرعه فراهانی، م. و جعفری، س.، ۱۳۸۷، بررسی عملکرد موردی الگوی میان مقیاس MM5 در شبیه سازی بارش‌های رگباری حاصل از سلول‌های هم‌رفتی، نشریه جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، ۱۰، ۵۷-۴۱.

قوبدل رحیمی، ی.، ۱۳۹۰، کاربرد شاخص‌های ناپایداری جوی برای آشکارسازی و تحلیل دینامیک توفان تندرستی روز ۷ اردیبهشت ۱۳۸۹، تبریز، فصل‌نامه علمی- پژوهشی فضای جغرافیایی اهر، ۳۴، ۲۰۸-۱۸۲.

قهرمانی، سمانه، صلاحی، برومند، ۱۳۹۸، الگوبندی و تحلیل هم‌مدید سامانه‌های منجر به پدیده تگرگ در ایستگاه‌های منتخب آذربایجان غربی به منظور مدیریت مخاطرات محیطی، ششمین کنفرانس ملی پژوهش‌های کاربردی در مهندسی عمران، معماری و مدیریت شهری و پنجمین نمایشگاه تخصصی انبوه سازان مسکن و ساختمان استان تهران.

کمریان و، جلالی، م. و قوبدل رحیمی، ی.، ۱۳۹۳، تحلیل هم‌مدیدی توفان‌های تندرستی در شمال غرب ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان.

لشکری، ح.، ۱۳۹۰، اصول و مبانی تهیه و تفسیر نقشه‌ها و نمودارهای اقلیمی، جلد اول، چاپ اول، تهران، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی.

لشکری، ح.، پژوه، ف. و بیتار، م.، ۱۳۹۴، تحلیل هم‌مدید بارش تگرگ فراگیر در غرب ایران، فصل‌نامه فضای جغرافیایی، سال ۱۵، ۵۰، ۱۰۵-۸۳.

مجرد، ف.، کوشکی، س.، معصوم پور، ج. و میری، م.، ۱۳۹۶، تحلیل شاخص‌های ناپایداری توفان‌های تندرستی در ایران با استفاده از داده‌های بازتحلیل، تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، ۴(۴)، ۴۸-۳۳.

موحدی، س.، عساکره، ح.، سبزی پرور، ع.، مسعودیان، س. و مریانجی، ز.، ۱۳۹۲، بررسی تغییرات الگوی فصلی بارندگی در استان همدان، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، ۲۸(۲)، ۴۸-۳۳.

میرموسوی، س. و اکبرزاده، ی.، ۱۳۸۸، کاربست توزیع‌های پواسن و دو جمله‌ای منفی در برآورد احتمالات رخداد روزهای تگرگ

- 8, 897-931.
- Kunz, M., Wandel, J., Fluck, E., Baumstark, S., Mohr, S. and Schemm, S., 2020, Ambient conditions prevailing during hail events in central Europe, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, <https://doi.org/10.5194/nhess-2019-412>.
- Li, M., Zhang, D.L., Sun, J. and Zhang, Q., 2018, A Statistical Analysis of Hail Events and Their Environmental Conditions in China during 2008-15, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **57**(12), 2817-2833. DOI: <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-18-0109.1>
- Michaelides, S. and Kannaouros, C., 2008, Synoptic, thermodynamic and agro economic aspects of severe hail events in Cyprus, *Hazards Earth Syst*, **8**, 461-471.
- Mohovic, N. and Placko D., 2013, Synoptic and meso scale Analysis of hailstorms over Croatia on 22 and 23 June 2007, *Croatian meteorological environment*, **47**: 57-67.
- Pablo Dávila L. F., J. Rivas Soriano, L. J., Jiménez Alonsob, C. and Mora Garcíac, M., 2021, Synoptic patterns of severe hailstorm events in Spain, *Atmospheric Research*, **250**, 105397. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105397>.
- Pineda, N., Rigo, T. and Montanyà, J., 2016, Charge structure analysis of a severe hailstorm with predominantly positive cloud-to-ground lightning, *Atmospheric Research*, **178-179**, 31-44.
- Sioutas, M. and Flocas, H., 2003, Hailstorms in Northern Greece: Synoptic Patterns and Thermodynamic Environment, *Journal of Theoretical Applied Climatology*, **75**, 189-202.
- Wang, G., 2011, Assessing Cotton Yield Loss to Hail Damage in Southern Arizona. Arizona Cooperative Extension, the University of Arizona, College of Agriculture and Life Sciences, Tucson, Arizona 85721.
- (مطالعه موردی: استان آذربایجان شرقی)، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، ۴، ۸۴-۷۳.
- نصیری قلعه بین، س.، صلاحی، ب.، رسولی، ع. و خوش اخلاق، ف.، ۱۳۹۸، تحلیل مکانی و زمانی توفان‌های تندری در دشت اردبیل، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۵۱، ۱۶۲-۱۴۹.
- یارنال، ب.، ۱۹۹۳، ترجمه ابوالفضل مسعودیان ۱۳۸۵، اقلیم‌شناسی همدید، انتشارات دانشگاه اصفهان.
- Ahmadi, M., Jafari, F., Azirani, T. and Dadashiroudbari, A., 2017, Synoptic-Thermodynamic Analysis of Pervasive Hailstorm Case Study: Tehran, March 30, 2015. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, **5**, 155-175. doi: 10.4236/gep.2017.59012.
- Baltaci, H., Akkoyunlu, B.O. and Tayanc, M., 2018, An Extreme Hailstorm on 27 July 2017 in Istanbul, Turkey: Synoptic Scale Circulation and Thermodynamic Evaluation, *Pure and Applied Geophysics*, **175**, 3727-3740.
- Chantraket, P., Kirtsang, S., Detyothin, S., Nakburee, A. and Mongkala, A., 2015, Characteristics of Hailstorm over Northern Thailand during Summer Season, *Environment Asia Journal*, **8**, 101-114.
- Clark, M.R., Webb, J. D. C. and Kirk, P.J., 2018, Fine-scale analysis of a severe hailstorm using crowd-sourced and conventional observations, *Meteorological Applications*, **25**, 472-492.
- Dong, W. J. Q., Zhang, J. X. and Guo, Y., 2006, *Annals for Chinese Nature Disasters in 2004* (in Chinese), China Meteorological Press.
- Etkin, S. and Brun, E., 2001, Canada's Hail Climatology: 1977-1993.
- Giaiotti, D., Nordio, S. and Stel, F., 2003, The Climatology of Hail in the plain of Friuli Venezia Giulia, *Journal of Atmospheric Research*, **68**, 247-259.
- Gong, X. and Richman, M., 1996, On the application of cluster analysis for growing season precipitation in North American East of Rockies, *Journal of climate*,

Synoptic analysis of hail phenomenon in Northwest of Iran based on instability indices

Bromand Salahi^{1*}, Mahomud Behrouzi²

¹ Professor of climatology, Faculty of Social Science, University of Mohaghegh Ardabili

² Ph.D of Climatology, Malayer University

*Corresponding Author Email: bromand416@yahoo.com

Received: 14 November 2020, accepted: 13 February 2021

ABSTRACT

Hail is one of the most important weather hazards that always causes a lot of damage to agricultural products, so it is important to know the factors that cause it. In this research, the occurrence of hail analyzed based on instability indices in Northwest of Iran. For this purpose, meteorological codes related to hail (27, 87, 89, 96 and 99) in the years of 1995 to 2018 were extracted and analyzed statistically. Instability indices such as CAPE, LI, KI, TTI, L.C.L, PW and SWEAT were used for hail patterning. For the days of hail occurrence, instability indices were calculated from the skew-t diagram of Tabriz station. Then, hail occurrence days were clustered by using hierarchical cluster analysis method. After that, a representative day from the third cluster was selected and examined synoptically. The cluster results showed that hail occurrences were classified into three pattern. In the first pattern, the instability indices were weak and hail has occurred at the synoptic scale. The second pattern showed the instability conditions in the atmosphere with the occurrence of hail and the ascent of air in the region. In the third model, the instability indices showed the intensity of the thunderstorm and the occurrence of hail. In this model, the Convective Available Potential Energy (CAPE) has increased, which indicates the buoyancy and ascent of the air. In the third pattern representative day, the formation of cut-off low at 500 hectopascal level and the presence of low pressure in the Southeast of Iran has caused hail in Northwest of Iran.

Keywords: Hail, Thermodynamic instability indices, Northwest of Iran, Synoptic analysis.

HOW TO CITE THIS ARTICLE

Salahi, B.; Behrouzi, M. (2021). Synoptic analysis of hail phenomenon in Northwest of Iran based on instability indices. *J. Meteorol. Atmos. Sci.*, 4(1): 45-66

COPYRIGHTS

Copyright for this article is retained by the author(s), with publication rights granted to the JMAS Journal. This is an open-access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

