

استخراج و تحلیل الگوهای سینوپتیک منجر به توفان‌های تندری دشت اردبیل

دکتر برومند صلاحی* - دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه محقق اردبیلی
مهدی عالی جهان- دانشجوی دوره دکتری تخصصی آب‌وهواشناسی سینوپتیک، دانشگاه محقق اردبیلی

پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۱۱/۱۱ تأیید نهایی: ۱۳۹۴/۰۲/۲۸

چکیده

پژوهش پیش‌رو به منظور شناسایی الگوهای سینوپتیک سطح زمین و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پانصد هکتوپاسکال رخداد توفان تندری در دشت اردبیل طی بازه بیست‌ساله (۱۹۹۲-۲۰۱۲) به انجام رسیده است. در این پژوهش، از داده‌های فشار سطح زمین، ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پانصد هکتوپاسکال و روش خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی وارد با فاصله اقلیدسی استفاده شده است. نتایج خوشه‌بندی، چهار الگو در سطح زمین و چهار الگو در تراز پانصد هکتوپاسکال را به دست داد. الگوهای سطح زمین شامل ۱. شکل‌گیری کم‌فشارهایی بر روی هندوستان و سیبری و پرفشارهایی بر روی اروپای شمالی و غرب چین؛ ۲. شکل‌گیری کم‌فشارهایی بر روی دره گنگ، خلیج فارس و شمال اروپا و پرفشارهایی بر روی سیبری و غرب چین؛ ۳. شکل‌گیری کم‌فشارهایی بر روی هند و خلیج فارس و پرفشارهایی بر روی سیبری و غرب چین؛ ۴. شکل‌گیری پرفشار در آسیای مرکزی و رخداد جبهه در شمال غرب کشور است. الگوهای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پانصد هکتوپاسکال شامل الگوهای ۱. شکل‌گیری ناوه بر روی شرق مدیترانه و قرارگیری اردبیل در شرق ناوه؛ ۲. شکل‌گیری بلوکینگ امگایی شکل بر روی شمال خزر و قرارگیری اردبیل در جنوب غرب آن؛ ۳. رخداد بلوکینگ بریده کم‌فشار بر روی مرکز و شرق ترکیه و قرارگیری اردبیل در شرق ناوه ایجاد شده از آن؛ ۴. رخداد بلوکینگ دوقطبی در اروپای مرکزی و قرارگیری منطقه بررسی شده در شرق ناوه است.

کلیدواژه‌ها: الگوهای سینوپتیک، توفان تندری، خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی، دشت اردبیل.

مقدمه

توفان‌های تندری تهدیدی بزرگ برای جوامع مدرن و دارایی‌های آنها محسوب می‌شوند. با وجود ویژگی‌های توفان‌های تندری که بیشتر در مقیاس محلی عمل می‌کنند، توفان‌های تندری شدید مرتبط با حوادث حدی از قبیل بارش‌های سنگین، تگرگ، تندباد یا گردبادها هستند که سبب ایجاد خسارت‌های شایان توجهی به امکانات کشاورزی، ساختمان‌ها یا زیرساخت‌ها می‌شوند (کونتس و همکاران، ۲۰۰۹: ۲۲۸۳). توفان‌های تندری سامانه‌های آب‌وهوایی، عمدتاً ثابت و بسیار موضعی‌اند که در منطقه‌ای محدود در حدود ۲۰ تا ۵۰ کیلومتر اثر می‌گذارند و به اندازه برجک‌های ابرهای کومولوس بستگی دارند. آنها با ابرهای رگباری همراه‌اند که در آنها تخلیه الکتریکی به صورت برق دیده و به صورت رعد در روی زمین شنیده می‌شود؛ همچنین نشان‌دهنده حد بالای توسعه شرایط همرفتی در هوای مرطوب‌اند. اهمیت بارش‌های

* E- mail: bromand416@yahoo.com

تولیدشده بر اثر توفان‌های تندری در این است که تا حد بسیار زیادی شدید و سیل‌آسایند و با ایجاد سیل سبب از دست رفتن رواناب ایجادشده می‌شوند (آدلکان، ۱۹۹۸: ۱۲۷۳). اصولاً توفان‌های تندری در فصل‌های گرم سال بر روی سطح خشکی‌ها و در دوره سرد سال بر روی اقیانوس‌ها بیشترین فراوانی را دارند (دای، ۲۰۰۱: ۱۰۹۳). عوامل زیادی بر وقوع توفان‌های تندری اثرگذارند که در این میان، مهم‌ترین آنها عبارت‌اند از وضعیت ترمودینامیکی و سینماتیک جو، توپوگرافی، پوشش سطح زمین، پیکربندی سواحل و جریان‌های اتمسفری (سیزنسکی و همکاران، ۲۰۱۴: ۶۰).

پژوهش‌های متعددی در زمینه تحلیل و طبقه‌بندی سینوپتیک توفان‌های تندری در سطح جهانی به‌انجام رسیده است؛ اما براساس جست‌وجوهای نگارندگان، پژوهشی مشابه پژوهش پیش‌رو انجام نگرفته است. رابین و دیویس - جونز (۱۹۸۶)، ساختار جوی منجر به رخداد توفان تندری را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که جبهه سرد تأثیر بسیار زیادی بر رخداد توفان تندری دارد. ون دلدن (۲۰۰۱)، شرایط سینوپتیکی توفان‌های تندری در غرب اروپا را بررسی کرد. او به این نتیجه دست یافت که وجود ظرفیت ناپایداری شدید در جو، خطوط همگرایی مرتبط با جبهه‌زایی و سیکلون‌زایی، توان زیاد وزش چرخندگی و همچنین پستی و بلندی‌ها، نسیم دریا و جریان گرمایی به رخداد توفان تندری منجر شده است. در پژوهشی دیگر، باکووسکا (۲۰۰۱ و ۲۰۰۳) تغییرپذیری بلندمدت توفان‌های تندری و بارش‌های تندری لهستان را بررسی کرد. او دریافت که جریان همرفتی شرقی، به‌ویژه در جنوب لهستان، بیشترین تأثیر را بر رخداد توفان تندری داشته است. تومی و ماکلا (۲۰۰۳) توفان‌های تندری فنلاند را طبقه‌بندی کردند. نتایج کار آنان حاکی از آن است که توفان‌های تندری سنگین و متوسط با توده هوای گرم و جبهه‌های سرد همراه‌اند. توفان‌های تندری توده هوایی بیشترین فراوانی خود را در توفان‌های جبهه‌ای، به‌ویژه در نیمه گرم سال از ژوئیه تا اوت دارند. هر دو نوع توفان تندری - هم توده هوایی و هم جبهه‌ای - ارتباط نزدیکی با توده هوای غربی اقیانوس اطلس دارند. لومباردو و همکاران (۲۰۰۹) به‌منظور بررسی رویدادهای حدی، به طبقه‌بندی و استخراج داده‌های منجر به توفان‌های تندری و غیرتندری پرداختند و به این نتیجه رسیدند که توفان‌های تندری همراه با بادهای شدید با دوره برگشت طولانی‌اند. کوهیوت و همکاران (۲۰۱۰) توفان‌های تندری شدید دریای مدیترانه را بررسی کردند. آنها به این نتیجه دست یافتند که رودباد جنوبی همراه با هوای گرم و مرطوب کم‌فشار در طول جبهه، شرایط لازم برای رخداد توفان تندری را فراهم کرده است. همچنین تواردوز (۲۰۱۰) به بررسی سینوپتیک چرخه روزانه بارش‌های تندری در کراکو لهستان پرداخت. او دریافت که توفان‌های تندری بعدازظهرها بر اثر جبهه‌های سرد رخ می‌دهند و جبهه گرم نسبت به جبهه‌های سرد سهم کمتری در رخداد توفان تندری دارد و این رخداد منوط به زمان عصر روز است. در پژوهشی دیگر، کولندویچ (۲۰۱۲) الگوهای سینوپتیک مرتبط با توفان‌های تندری در لهستان را بررسی کرد. او به این نتیجه رسید که هفت الگوی اتمسفری، به توفان تندری در لهستان منجر می‌شود: حرکت جبهه از غرب زمین‌های دارای فشار کم؛ حرکت جبهه از بالای زمین‌های گرم و مرطوب؛ حرکت جبهه از شمال زمین‌های پرفشار اسکاندیناوی؛ وجود کم‌فشار در مرکز و ترکیب آن با جبهه در بالای لهستان؛ عدم حضور جبهه و سامانه پرفشار در منطقه؛ وجود سامانه پرفشار بر فراز لهستان و درنهایت توفان‌های تندری که در پشت جبهه گرم به طرف جنوب لهستان حرکت می‌کنند. همچنین واپلر و جیمز (۲۰۱۴)، رخداد توفان‌های تندری و ویژگی‌های آن را از نظر سینوپتیکی در اروپای مرکزی بررسی کردند. آنها دریافتند که سامانه‌های مختلف سینوپتیکی اعم از سیکلون

جنوبی، آنتی‌سیکلون جنوب شرقی، سیکلون جنوب غربی و وقوع فرود در غرب اروپا شرایط لازم برای رخداد توفان تندری را فراهم کرده است.

پژوهشگران داخلی پژوهش‌های متعددی در زمینه تحلیل سینوپتیک توفان‌های تندری انجام داده‌اند؛ اما با توجه به پژوهش‌های صورت گرفته، بحث الگوبندی و استخراج الگوهای سطح زمین و سطوح فوقانی منجر به توفان تندری توجه پژوهشگران داخلی را به خود جلب نکرده است. جلالی و همکاران (۱۳۸۵) بارش‌های رخ داده بر اثر توفان‌های تندری در اهر را بررسی کردند. آنها به این نتیجه رسیدند که سامانه‌های سینوپتیکی و عوامل فیزیوگرافیک، به‌طور مشترک، در رخداد توفان‌های تندری و بارش‌های حاصل از آن مؤثرند. جلالی و جهانی (۱۳۸۷) بارش‌های تندری شمال غرب کشور را بررسی کردند. آنها به این نتیجه رسیدند که بارش‌های تندری در شمال غرب کشور از غرب به شرق و از جنوب غرب به شمال شرق کاسته می‌شود و در نتیجه مقدار بارش‌ها هم کمتر می‌شود. خالدی و همکاران (۱۳۸۹) سازوکارهای سینوپتیکی وقوع توفان تندری منجر به سیلاب استان کرمانشاه را بررسی کردند. براساس نتایج کار آنان، در تراز سطح زمین، زبانه پرفشار هوای سرد و خشک و در تراز بالا، سامانه پرفشار هوای گرم و مرطوب دریای عرب را به منطقه شارش کرده و واقع شدن منطقه بررسی شده در شرق ناوه، زمینه‌ساز صعود شدید هوا و ایجاد توفان تندری شده است. صلاحی (۱۳۸۹) ویژگی‌های آماری و همدیدی توفان تندری اردبیل را بررسی کرد و به این نتیجه رسید که قرارگیری منطقه بررسی شده در جلو ناوه شکل گرفته بر روی ترکیه و حمل رطوبت منابع رطوبتی دریای سرخ و خلیج فارس و از طرف دیگر، آرایش الگوهای فشار سطح زمین که رطوبت خزر را وارد منطقه کرده، زمینه‌ساز رخداد توفان تندری در این منطقه بوده است.

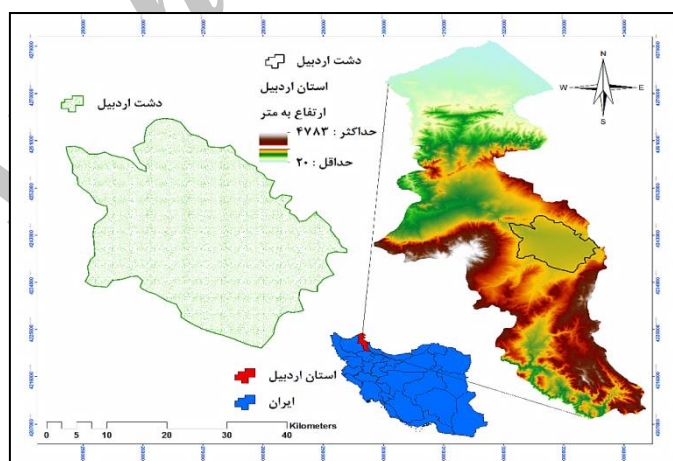
قویدل رحیمی (۱۳۹۰) در کاری ارزشمند، با استفاده از شاخص‌های ناپایداری جو به آشکارسازی و تحلیل توفان تندری تبریز پرداخت. وی به این نتیجه رسید که وقوع توفان تندری در ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز، به دلیل ورود جبهه هوای سرد و عوامل سینوپتیک شکل گرفت. در پژوهشی دیگر، قویدل رحیمی (۱۳۹۱) بارش‌های رعد و برقی ۴ و ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز را از نظر شرایط سینوپتیکی بررسی کرد. او به این نتیجه رسید که وقوع بلو کینگ و پیچانه جوی، ناپایداری و همرفت شدید هوا در تمام سطوح جوی از تراز هزار تا پانصد هکتوپاسکال، جریان تاوایی مثبت و تغذیه رطوبتی خزر در ترازهای سطح زمین و دریای مدیترانه و دریای سیاه در ترازهای فوقانی، زمینه‌های لازم برای رخداد توفان‌های تندری در تبریز را فراهم کرد. لشکری و آقاسی (۱۳۹۲) توفان‌های تندری تبریز را طی ده سال (۱۹۹۶-۲۰۰۵) بررسی کردند. بر اساس نتایج پژوهش آنان، شکل‌گیری و اچرخند بر روی روسیه؛ عبور زبانه‌های آن از شمال غرب کشور در ترازهای فوقانی؛ وجود چرخند بر روی جنوب شرق دریای سیاه که به عمیق‌تر شدن ناوه مهاجر بر روی شمال غرب منجر شد؛ ادغام دو سلول کم‌فشار سودانی و مدیترانه‌ای بر روی کویت و جنوب عراق؛ وجود کم‌فشار بر روی تنگه هرمز و شمال عربستان و انتقال گرما و رطوبت دریای عمان و خلیج فارس بر روی منطقه، شرایط لازم برای رخداد توفان تندری بر روی این منطقه را فراهم کرد.

استان اردبیل به دلیل واقع شدن در شمال غرب کشور، همواره تحت تأثیر توفان‌های تندری بوده است. به دلیل موقعیت جغرافیایی و شرایط محلی خاص این منطقه، همه‌ساله توفان‌های تندری متعددی در آن شکل گرفته، سبب

ایجاد خسارت‌های شدید در بخش کشاورزی، تأسیسات و زیرساخت‌ها می‌شود. بنابراین، بررسی این پدیده و شناسایی الگوهای سینوپتیک سطح زمین و سطوح فوقانی که به رخداد توفان‌های تندری در اردبیل منجر می‌شود، از ارزش و اهمیت حیاتی برای منطقه برخوردار است. پژوهش پیش‌رو سعی دارد با استفاده از خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی به شناسایی الگوهای فشار سطح زمین و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پانصد هکتوپاسکالی بپردازد که به رخداد توفان‌های تندری در اردبیل منجر شده است. از آنجا که پژوهشگران داخلی، پژوهشی در این زمینه انجام نداده‌اند و همچنین به علت اینکه این منطقه همه‌ساله تحت تأثیر این مخاطره جوی قرار دارد و خسارت‌های شدیدی را در ابعاد مختلف متحمل می‌شود، انجام دادن این پژوهش از اهمیت بسزایی برای منطقه برخوردار است.

مواد و روش‌ها

منطقه بررسی شده در این پژوهش، دشت اردبیل در شمال غرب ایران واقع است. این دشت در عرض جغرافیایی ۳۸ درجه و ۳ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۲۷ دقیقه شمالی و طول جغرافیایی ۳۷ درجه و ۵۵ دقیقه تا ۴۸ درجه و ۲۰ دقیقه شرقی قرار گرفته است. دشت اردبیل مشرف به ارتفاعات بخش غربی رشته کوه البرز (ارتفاعات تالش) و در امتداد دامنه شرقی سیلان است. مساحت آن در حدود ۹۹۰ کیلومترمربع است. متوسط بارش سالانه در ایستگاه سینوپتیک اردبیل، در حدود ۳۰۴ میلی‌متر است. در این دشت، اردیبهشت پر باران‌ترین ماه سال است. میانگین دمای سالانه در ایستگاه اردبیل، ۹ درجه سانتی‌گراد و کمینه دمای ثبت شده $-۳۳/۸$ درجه سانتی‌گراد است و متوسط تعداد روزهای یخبندان، ۱۳۰ روز در سال است و این دشت یکی از نواحی سردسیر ایران محسوب می‌شود (دانشور و ثوقی و دین‌پژوه، ۱۳۹۱: ۲۰).



شکل ۱. نقشه منطقه بررسی شده

برای انجام دادن این پژوهش، ابتدا داده‌های مربوط به توفان‌های تندری اردبیل از سازمان هواشناسی کل استان اردبیل اخذ شد. از بین کدهای مربوط به توفان تندری، از کدهای ۹۰ تا ۹۹ طی بازه زمانی بیست‌ساله (از سال ۱۹۹۲ تا ۲۰۱۲) استفاده شد. پس از بررسی اولیه، داده‌های توفان تندری اردبیل برای ۸۸ روز مشاهداتی که توفان تندری در آنها

رخ داده بود، شناسایی شد و از ۸۸ روز، ۴۳ روز که با ساعات‌های ۴ مشاهده‌ای داده‌های نوآ (۳:۳۰، ۹:۳۰، ۱۵:۳۰، ۲۱:۳۰) همخوانی داشت، برای الگوبندی انتخاب شد تا پژوهش صورت گرفته از نظر زمانی به هیچ‌روی تناقضی با داده‌های سطوح فوقانی جو نداشته و از نظر تفسیر و تحلیل، توجیه‌پذیر باشد. سپس برای الگوبندی و استخراج الگوهای سطح زمین و سطوح فوقانی جو، داده‌های مربوط به فشار سطح زمین و ارتفاع ژئوپتانسیل از تارنمای مرکز ملی پیش‌بینی محیطی (NCEP)^۱ اخذ شد. برای انجام دادن این پژوهش، از روش محیطی به گردشی استفاده شد؛ به این صورت که ابتدا براساس داده‌های ثبت‌شده در ایستگاه اردبیل، توفان‌های تندری رخ داده شناسایی شد و سپس با استفاده از خوشه‌بندی به استخراج و شناسایی الگوهای سطح زمین و سطوح فوقانی جو که به رخداد این پدیده منجر شدند، اقدام شد. برای طبقه‌بندی و استخراج الگوهای فشار سطح زمین و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پانصد هکتوپاسکال، انواع روش‌های خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی آزمایش شد و در نهایت، براساس نتایج روش خوشه‌بندی وارد با فاصله اقلیدسی، بهترین روش شناخته شد و نتایج آن در پژوهش پیش‌رو منعکس شد. برای ترسیم نقشه الگوها ابتدا نقشه‌های روزهای پژوهش با برنامه‌نویسی در محیط گرس^۲ به داده‌های رقومی تبدیل شد و پس از خوشه‌بندی، به نرم‌افزار Surfer منتقل شد و در نهایت، با استفاده از روش کریجینگ، میان‌یابی شد و آن‌گاه نقشه‌ها ترسیم شد. برای بررسی ناپایداری جوی در روزهای توفان تندری و بررسی وضعیت تلاویی و امگای جو، از هر الگوی فشار سطح زمین و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پانصد هکتوپاسکال، یک روز به‌منزله روز شاخص که دارای بیشترین همبستگی با الگوی استخراجی بود، انتخاب شد.

روش کار الگوریتم خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی، ادغام نزدیک‌ترین خوشه‌ها در روش پایین به بالا (خوشه‌بندی تجمعی) یا تقسیم خوشه‌ها در داخل خوشه‌های مجزا در روش بالا به پایین (خوشه‌بندی شکافتی) است. در الگوریتم خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی تجمعی، ابتدا هریک از الگوها در یک خوشه قرار می‌گیرند، سپس دو خوشه بسیار نزدیک به همدیگر، با هم ادغام می‌شوند و این فرایند تا جایی ادامه پیدا می‌کند که یک خوشه شامل تمام الگوها تشکیل شود (راشدی و همکاران، ۲۰۱۵: ۴۸۷).

در روش خوشه‌بندی وارد، با فرض اینکه N عنصر در خوشه وجود دارد، شروع با خوشه N که دقیقاً شامل یک عنصر است، جست‌وجوی ماتریس مشابه برای خوشه‌های جفت که بسیار شبیه همدیگرند و کاهش تعداد خوشه‌ها به یک خوشه از طریق ادغام خوشه‌های جفت که بسیار شبیه به همدیگرند صورت می‌گیرد. هدف روش وارد در هر مرحله از خوشه‌بندی، پیدا کردن کمترین افزایش مربع خطای درون‌گروهی در دو خوشه‌ای است که با هم ادغام می‌شوند (یا فاصله بین مرکز خوشه‌های ادغام شده است). مجموع مربع خطای درون‌گروهی (K) در یک مرحله با گروه‌های K ، متغیرهای Z و با وجود N_i عنصر در هریک از گروه‌ها، این‌گونه تعریف می‌شود:

1. www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis
2. GrADS

$$v_T(K) = \sum_{k=1}^K \left(\sum_{j=1}^J \left(\sum_{i=1}^{N_i} (x_{ijk} - \bar{x}_{jk}(i))^2 \right) \right)$$

$$\bar{x}_{jk}(i) = \frac{1}{N_i} \sum_{i=1}^{N_i} x_{ijk} \quad (1)$$

$$\sum_{i=1}^K N_i = N$$

که در آن، x_{ijk} ارزش متغیر زام، از مشاهده‌های k ام در گروه k ام و $\bar{x}_{jk}(i)$ میانگین ارزش درون گروهی است. فاصله اقلیدسی بین نقاط Z_i, Z_j برای نمونه N تا عنصر، این گونه محاسبه می‌شود:

$$d_M^v(Z_i, Z_j) = (Z_i - Z_j)^T C^{-1} (Z_i - Z_j) \quad (2)$$

$$C = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Z_i - \bar{Z})(Z_i - \bar{Z})^T, i, j = 1, 2, \dots, N$$

در رابطه ۲، \bar{Z} به معنای میانگین است.

سپس برای تعمیم دادن فاصله‌های متغیرهای منطقه‌ای از رابطه ۳ استفاده می‌شود:

$$d_{MG}^v(Z_i, Z_j) = (Z_i - Z_j)^T [C(\cdot) + C(h)] (Z_i - Z_j), i, j = 1, 2, \dots, N, (i \neq j) \quad (3)$$

که در آن، $C(0)$ ماتریس واریانس-کوواریانس نمونه است و $C(h)$ ماتریس اتوکواریانس با لاگ $h = \|Z_i - Z_j\|$ است. با استفاده از این رویکرد، مجموع تغییرپذیری برابر است با:

$$V_T(K) = \sum_{k=1}^K \left(\sum_{i,j \in C_k} d_{MG}^v(Z_i, Z_j) \right) \quad (4)$$

در هر مرحله، دو خوشه‌ای که متغیرهای از دست‌رفته آنها به کمترین حد رسید، با همدیگر ادغام می‌شوند. سپس مجموع متغیرها، با رابطه ۵ اندازه‌گیری می‌شود:

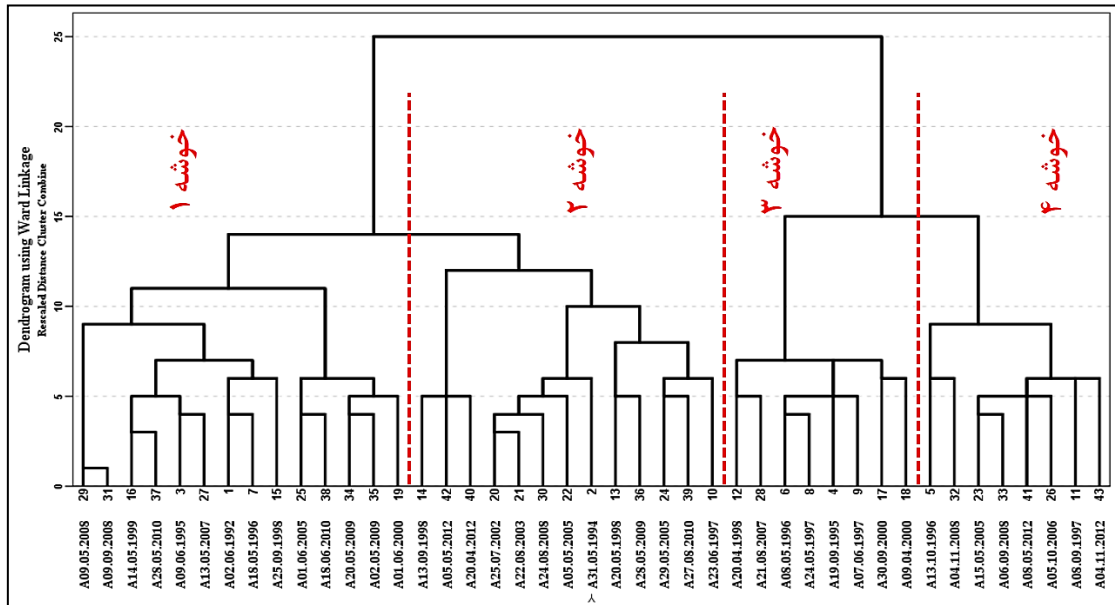
$$V_T(K-1) = \sum_{k=1}^{K-1} \left(\sum_{i,j \in C_k} d_{MG}^v(Z_i, Z_j) \right) + \sum_{i,j \in C_{(k_1, k_2)}} d_{MG}^v(Z_i, Z_j), k \neq k_1, k_2 \quad (5)$$

و متغیرهای از دست‌رفته نیز با رابطه ۶ محاسبه می‌شود (هرواداسالا و خراوتا براقولات، ۲۰۰۴: ۸۸۲):

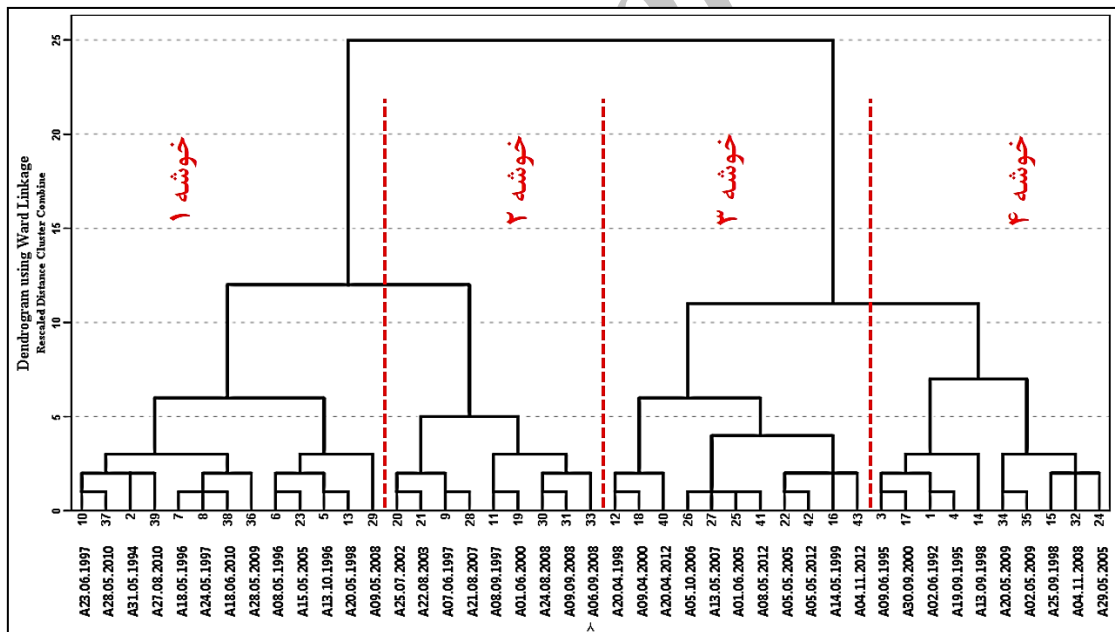
$$\Delta V(K, K-1) = V_T(K-1) - V_T(K) \quad (6)$$

یافته‌های پژوهش

برای شناسایی الگوی فشار سطح زمین و تراز پانصد هکتوپاسکال رخداد توفان تندی در اردبیل، ابتدا داده‌های فشار سطح زمین و تراز پانصد هکتوپاسکال استخراج شد و سپس با استفاده از روش خوشه‌بندی وارد و با بهره جستن از فاصله اقلیدسی، ۴۳ روز توفان تندی مشاهده شده، خوشه‌بندی شد. خوشه‌بندی ۴۳ روز مشاهداتی، با یک برش چهارخوشه‌ای - هم در داده‌های فشار سطح زمین و هم در ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پانصد هکتوپاسکال - الگوهای رخداد توفان‌های تندی اردبیل را به خوبی توجیه کرد. نتایج خوشه‌بندی در نمودارهای دندروگرام (شکل‌های ۲ و ۳) نشان داده شده است.



شکل ۲. نمودار دندروگرام فشار سطح زمین

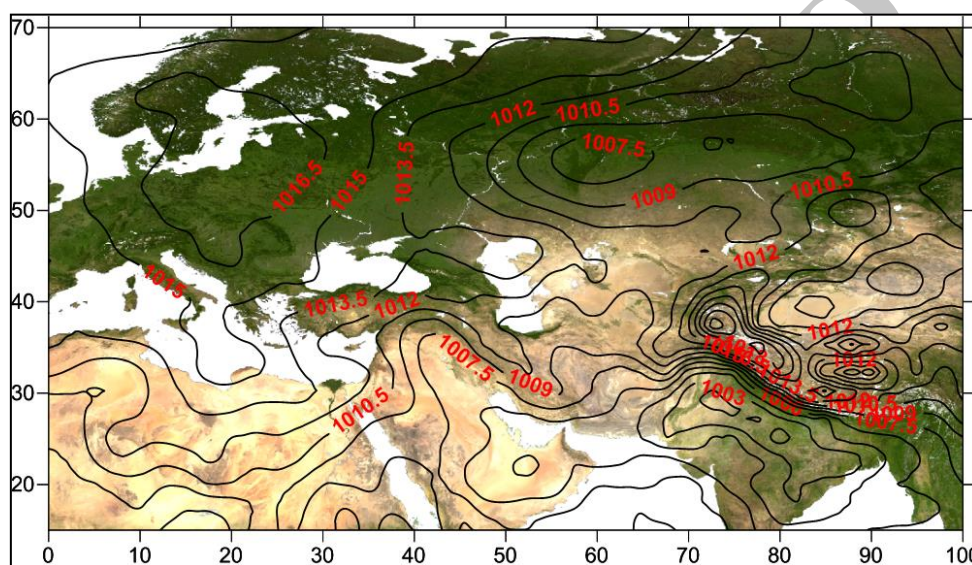


شکل ۳. نمودار دندروگرام ارتفاع ژئوپتانسیل تراز بانصد هکتوپاسکال

الگوی ۱ فشار سطح زمین

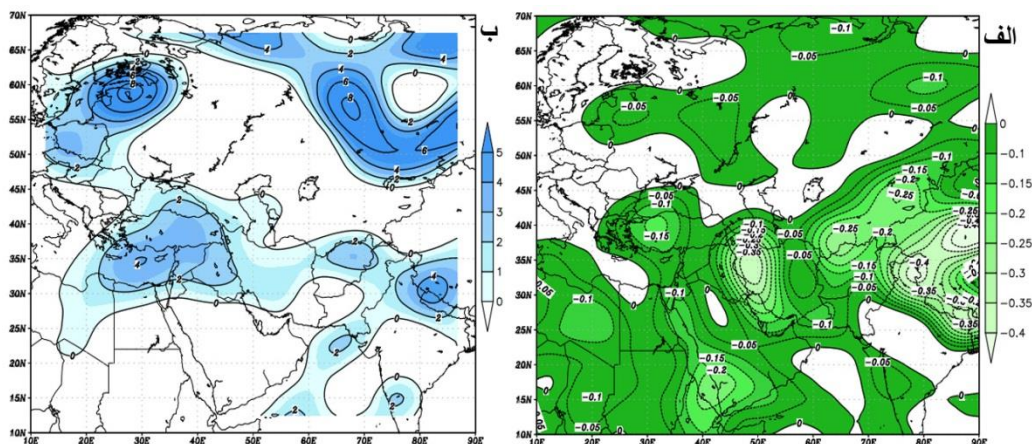
این الگو که از چهارده روز توفان تندری شکل گرفته، در شکل ۴ نشان داده شده است. با توجه به شکل ۴، نخستین پدیده‌ای که دیده می‌شود، شکل‌گیری کم‌فشار حرارتی دره گنگ (موسمی هند) با فشار هسته مرکزی هزار هکتوپاسکال بر روی هندوستان و پاکستان و کشیده شدن زبانه‌هایی از آن بر روی ایران است. از سویی، مرکز کم‌فشاری با فشار

مرکزی ۱۰۰۷ هکتوپاسکال بر روی سیبری و دو پرفشار حرارتی با فشار هسته مرکزی ۱۰۱۷ هکتوپاسکال بر روی شمال اروپا و ۱۰۲۲ هکتوپاسکال بر روی غرب چین شکل گرفته است. شکل‌گیری این الگوی فشار حرارتی در سطح زمین، جریان‌های شمال غربی - جنوب شرقی و غربی - شرقی را بین پرفشارها و کم‌فشارها سبب شده و با شدت بخشیدن به جریان همگرایی در حد فاصل بین مراکز پرفشار و کم‌فشار، شرایط ناپایداری قوی و جوی کاملاً کژفشاری را بر روی منطقه بررسی شده که در حد فاصل بین سامانه‌های فشاری قرار دارد، چیره کرده است. مجموع شرایط گفته شده با جذب و حمل رطوبت منابع رطوبتی مسیر گذر سامانه‌های فشاری (منابع رطوبتی دریای سیاه، مدیترانه و خزر) زمینه‌ساز رخداد توفان تندری در اردیبهل شده است.



شکل ۴. الگوی ۱ فشار سطح زمین

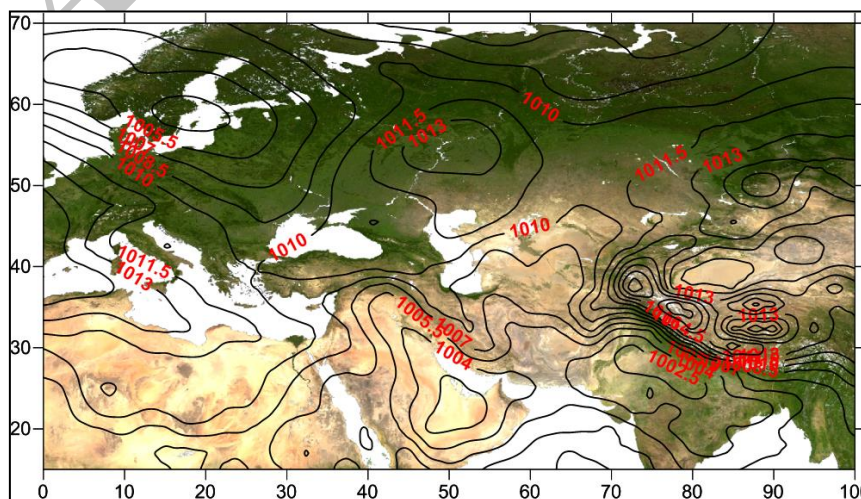
وضعیت جریان چرخندگی در ۱۱ خرداد ۱۳۸۴، در تمام ترازهای مطالعاتی از تراز پانصد تا هزار هکتوپاسکال، به‌طور کامل مثبت بود. مثبت بودن جریان چرخندگی در تمام ترازهای یادشده حاکی از شکل‌گیری جریانی کاملاً پادساعتگرد بر روی این منطقه است. جریان پادساعتگرد شکل گرفته، همگرایی توده هوا را در پی داشت و جریان همگرایی نیز به صعود توده هوا بر جو بالای اردیبهل و در نهایت تشکیل ابر و بارش منجر شد. نقشه امگای همین روز بارشی در تمام ترازهای پانصد تا هزار هکتوپاسکال منفی بود. هسته منفی امگا در این روز در ترازهای پانصد تا هفتصد هکتوپاسکال بر بالای دریای سیاه، ترکیه و مدیترانه بود و از تراز ۸۵۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، هسته مرکزی هم با سرعت 0.2 ، 0.3 و 0.5 پاسکال بر ثانیه بر روی غرب کشور و کوه‌های زاگرس مستقر شد. وجود این چنین الگوی امگایی بر بالای این منطقه، جریان به شدت ناپایدار و منقلبی را بر منطقه مسلط کرد. امگای منفی دلالت بر جریان همگرایی داشت و در نتیجه، صعود توده هوای مهاجم به داخل منطقه را سبب شد. با شکل‌گیری امگای منفی، توده هوای مرطوب موجود، بر جو بالای اردیبهل صعود کرد و در نتیجه با شدت یافتن ناپایداری‌های تولیدشده، به شکل‌گیری ابر و بارش در آن منجر شد.



شکل ۵. الف) نقشه چرخندگی؛ ب) نقشه امگای ساعت ۱۲ GMT ۱۱ خرداد ۱۳۸۴

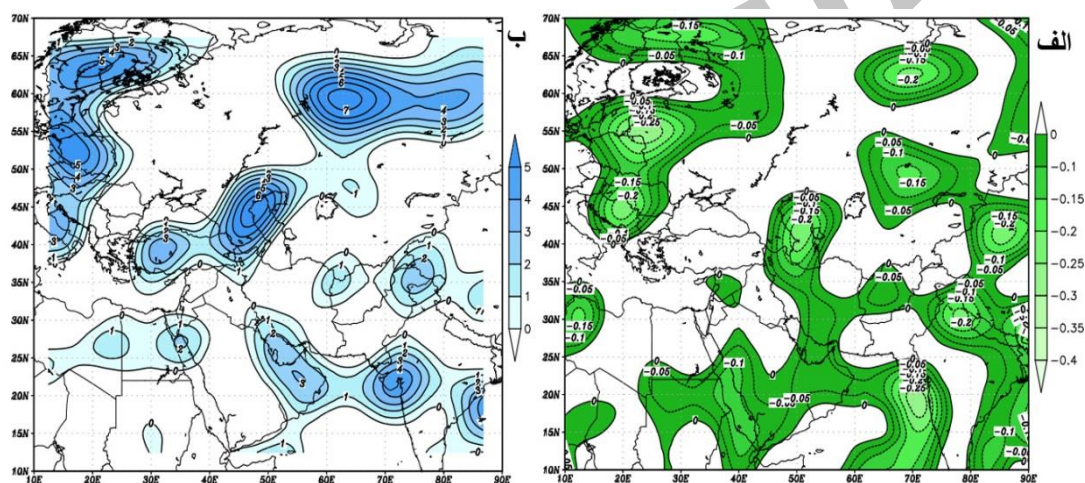
الگوی ۲ فشار سطح زمین

نخستین پدیده‌ای که در الگوی ۲ نقشه فشار سطح زمین مشاهده می‌شود (شکل ۶) شکل‌گیری کم‌فشار حرارتی دره گنگ با فشار هسته مرکزی ۱۰۰۲ هکتوپاسکال بر روی هندوستان و جنوب خلیج فارس است که زبانه‌های آن، کشور ایران را هم تحت تأثیر قرار داده است. همچنین، کم‌فشاری دیگر بر روی شمال اروپا (کم‌فشار ایسلند) با فشار هسته مرکزی ۱۰۰۴ هکتوپاسکال شکل گرفته است. از سویی، پرفشاری قوی بر روی غرب چین با فشار هسته مرکزی ۱۰۲۰ هکتوپاسکال و دو مرکز فشار به نسبت قوی بر روی روسیه و غرب اروپا با فشار هسته مرکزی ۱۰۱۳ و ۱۰۱۵ هکتوپاسکال مستقر شده است. وقوع این الگوی فشاری در سطح زمین، جوی کاملاً متشنج و ناپایدار بر روی ایران و منطقه مد نظر در این پژوهش، چیره کرده است. با وجود این الگوی فشاری، شیو فشاری شرقی-غربی، شمالی-جنوبی و غربی-شرقی بین پرفشارها و کم‌فشارهایی که بر این منطقه سیطره دارند، ایجاد شده و بر شدت جریان همگرایی بین کم‌فشارها و پرفشارها افزوده است. فرایند گفته‌شده، ایجاد ناپایداری شدید کرده، با تسلط جریان سیکلونی بر روی منطقه و حمل رطوبت منابع رطوبتی مسیر گذر خود، به رخداد توفان تندری در اردبیل منجر شده است.



شکل ۶. الگوی ۲ فشار سطح زمین

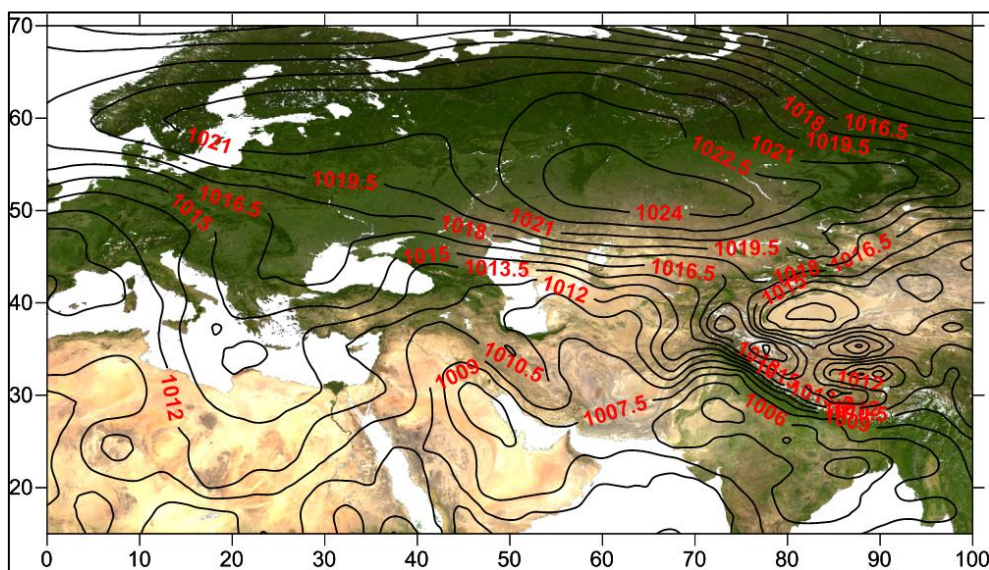
بررسی نقشه‌های تاوایی ۲ تیر ۱۳۷۶ نشان‌دهنده مثبت بودن آن در تمام ترازهای مطالعاتی بود. در تمام ترازها بر روی اردبیل، جریان سیکلونیک برقرار بود که در نتیجه آن، صعود هوای مرطوب نفوذ کرده به منطقه را در پی داشت. جریان همگرایی شکل گرفته بر بالای جو اردبیل، به شدت بخشیدن به ناپایداری در آن منجر شد و با صعود شدید، ابرهای کومولونیمبوس تشکیل داد و توفان تندی را سبب شد. وضعیت امگای جو در این روز بارشی نیز از بالاسویی جریان هوا در جو حکایت داشت. در این روز، منطقه اردبیل زیر امگای منفی قرار داشت که هسته مرکزی آن در تراز پانصد هکتوپاسکال بر روی مرکز خزر و با نزدیک شدن به سطح زمین در جنوب دریای خزر مستقر شد. در ترازهای یادشده، منحنی -0.2 و -0.1 پاسکال بر تائیه بر روی اردبیل قرار داشت که نشان‌دهنده شدت یافتن جریان صعودی در این منطقه بود. استقرار امگای منفی بر جو بالای منطقه، شرایط ناپایداری به آن بخشید و با صعود هوای مرطوب، زمینه‌ساز رخداد توفان تندی در منطقه شد.



شکل ۷. الف) نقشه چرخندگی؛ ب) نقشه امگای ساعت ۱۸ GMT ۲ تیر ۱۳۷۶

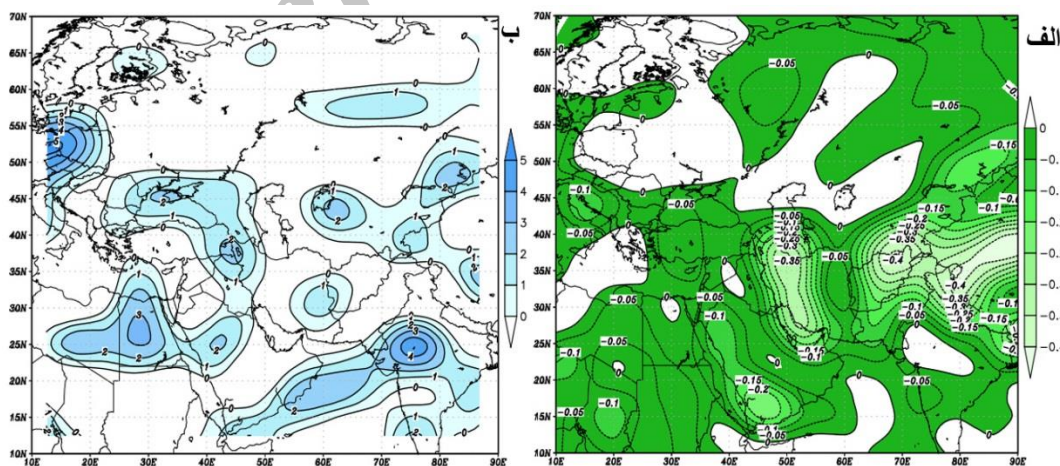
الگوی ۳ فشار سطح زمین

نقشه الگوی ۳ فشار سطح زمین (شکل ۸) حاکی از تسلط سامانه سیکلونی در جنوب و سامانه آنتی-سیکلونی در شمال منطقه است. در این الگو، کم‌فشار موسمی هند نیز تأثیر بسزایی بر رخداد توفان تندی اردبیل دارد. این کم‌فشار با فشار هسته مرکزی 1004 هکتوپاسکال و 1005 هکتوپاسکال به ترتیب بر روی هندوستان و جنوب غرب خلیج فارس شکل گرفته و زبانه‌های حاصل از آن نیز کشور ایران را تحت تأثیر خود قرار داده است. از سویی، پرفشار سیبری با فشار هسته مرکزی 1025 هکتوپاسکال بر روی مرکز روسیه شکل گرفته و همچنین پرفشاری دیگر نیز همانند دو الگوی پیشین، بر روی غرب چین مستقر شده است. رخداد این الگوی فشاری در سطح زمین، جریان فشاری عمودی-افقی بر روی منطقه ایجاد کرده و شرایط کاملاً ناپایداری را بر روی آن مستقر ساخته است. اختلاف فشار شمالی-جنوبی رخ داده، رطوبت منابع رطوبتی شمالی (خزر و دریای سیاه) را به منطقه منتقل کرده است و از طرفی با شکل‌گیری کم‌فشار بر روی جنوب غرب خلیج فارس و کشیده شدن زبانه‌های آن به داخل خاک ایران و تسلط جریان پادساعتگرد بر روی منطقه، شرایط لازم برای صعود شدید هوای مرطوب موجود فراهم شده و به رخداد توفان تندی در اردبیل منجر شده است.



شکل ۸. الگوی ۳ فشار سطح زمین

وضعیت جریان تاوایی و امگا در ۳۰ مرداد ۱۳۸۶، نشان‌دهنده ناپایداری جو در این منطقه است. در ترازهای پانصد تا هزار هکتوپاسکال، هم جریان تاوایی و هم امگا در این روز، جریان بالاسو و صعودی داشت. در تمام ترازهای یادشده، جریان چرخندگی کاملاً مثبت بود و امگای حاکم بر منطقه نیز کاملاً منفی بود. استقرار جریان چرخندگی و امگای این چینی بر بالای جو منطقه، گواهی بر شدت ناپایداری‌های حاکم بر جو اردبیل بود. این ناپایداری، موجب شدت یافتن جریان همگرایی سطح زمین شد و در پی آن با شدت یافتن جریان ناپایداری، وجود توده هوای مرطوب در آسمان اردبیل سبب صعود هوای مرطوب و تولید ابر و بارش شد.

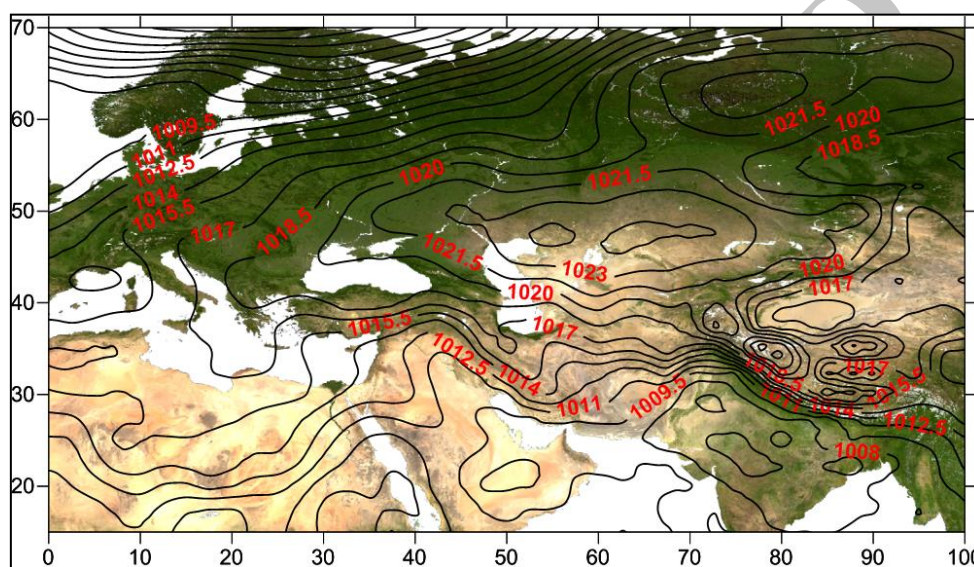


شکل ۹. الف) نقشه چرخندگی؛ ب) نقشه امگای ساعت ۱۲ GMT ۳۰ مرداد ۱۳۸۶

الگوی ۴

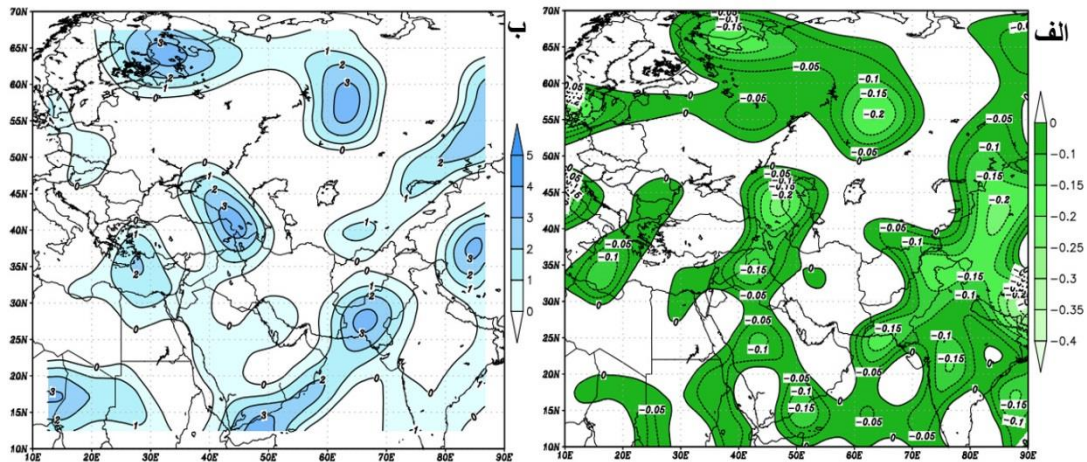
در الگوی ۴ (شکل ۱۰) شدت کم‌فشار موسمی هند کمتر شده، در بیشترین فشار خود به ۱۰۰۶ هکتوپاسکال بر روی هند

می‌رسد. عمده‌ترین الگوی جوی که در این نقشه مشاهده می‌شود، وقوع پرفشار با فشار هسته مرکزی ۱۰۲۵ هکتوپاسکال بر روی آسیای مرکزی است که کل منطقه تا نیمه جنوبی کشور را تحت تأثیر خود قرار داده است. از سوی دیگر، با فشرده شدن خطوط هم‌فشار در جنوب غرب، غرب و شمال غرب کشور می‌توان گفت که هوای گرم نفوذ کرده از جنوب با هوای سرد وارد شده از شمال برخورد کرده است و موجب تشکیل جبهه هوا و متشنج و باروکیلینیک شدن هوا در ناحیه شمال غرب کشور شده است. این فرایند سبب صعود شدید هوای گرم نفوذ کرده از جنوب بر اثر هوای سرد و سنگین وارد شده از شمال شده و با کاستن دمای هوای گرم و مرطوب و رسیدن آن به دمای نقطه شبنم، همراه با شکل‌گیری ابرهای کومولونیمبوس سبب رخداد بارش‌های تندری در منطقه شده است.



شکل ۱۰. الگوی ۴ فشار سطح زمین

در ۱۶ شهریور ۱۳۸۷، وضعیت چرخندگی در ترازهای پانصد هکتوپاسکال، منفی بود و در تراز هفتصد هکتوپاسکال، منحنی صفر تاوایی بر جو اردبیل استقرار داشت که نشان‌دهنده جریان نزولی در تراز پانصد هکتوپاسکال و حاکمیت هوایی پایدار بود؛ اما از تراز ۸۵۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، شرایط به شکل دیگری تغییر یافت و تاوایی مثبت بر جو اردبیل استقرار پیدا کرد. این شرایط حاکی از مهیا بودن جو برای صعود هوا و تولید ناپایداری بود. در ترازهای یادشده، با شدت یافتن ناپایداری و با صعود هوای مرطوب زیرین، شرایط برای رخداد توفان تندری کاملاً مهیا بود. این ناپایداری با استقرار امگای منفی در تمام ترازهای مطالعاتی کامل شد. در تمام ترازها، امگای منفی بر جو اردبیل مستقر بود. هسته مرکزی این امگا در غرب خزر و بر بالای کشور آذربایجان بود که منحنی‌های آن با سرعت ۰/۱- پاسکال بر ثانیه بر روی اردبیل کشیده شد. چنین شرایطی، جوی ناپایدار بر اتمسفر منطقه حاکم کرد و سبب صعود هوای مرطوب مهاجم به اردبیل شد و در نهایت، با شدن یافتن ناپایداری، شرایط لازم برای رخداد توفان تندری را مهیا کرد.

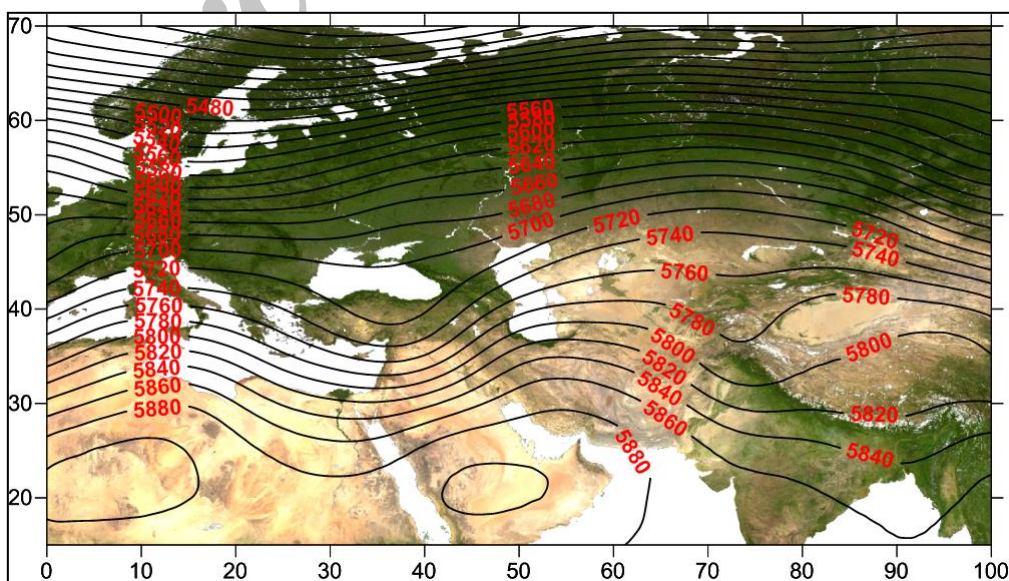


شکل ۱۱. الف) نقشهٔ چرخندگی؛ ب) نقشهٔ امگای ساعت ۶ GMT ۱۶ شهریور ۱۳۸۷

الگوهای ارتفاع ژئوپتانسیل

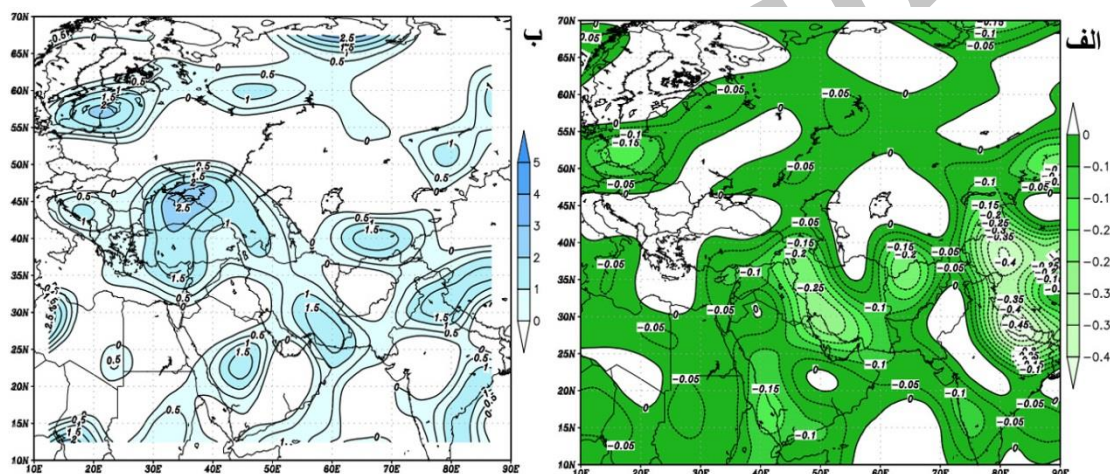
الگوی ۱ ارتفاع ژئوپتانسیل

پدیدهٔ غالبی که در الگوی ۱ ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پانصد هکتوپاسکال (شکل ۱۲) به چشم می‌خورد، شکل‌گیری ناوهٔ عمیقی است که از شرق مدیترانه تا شمال دریای سرخ کشیده شده است. براساس این الگو، این منطقه (اردبیل) در شرق ناوهٔ یادشده قرار گرفته که محل بیشترین تاوایی و صعود هوای مرطوب است. رخداد این چنین الگوی جوی در تراز پانصد هکتوپاسکال، جوی کاملاً باروکیلینیک و کژفشار بر روی منطقه مسلط کرده است. با عبور موج بادهای غربی از روی دریای مدیترانه و طی مسیر طولانی، از نظر رطوبتی به‌خوبی تغذیه شده و با حمل آن به شرق ناوه که محل بیشینه ناپایداری و صعود هوا و شکل‌گیری ابر است، سبب تولید بارش‌های تندری در اردبیل شده است.



شکل ۱۲. الگوی ۱ ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پانصد هکتوپاسکال

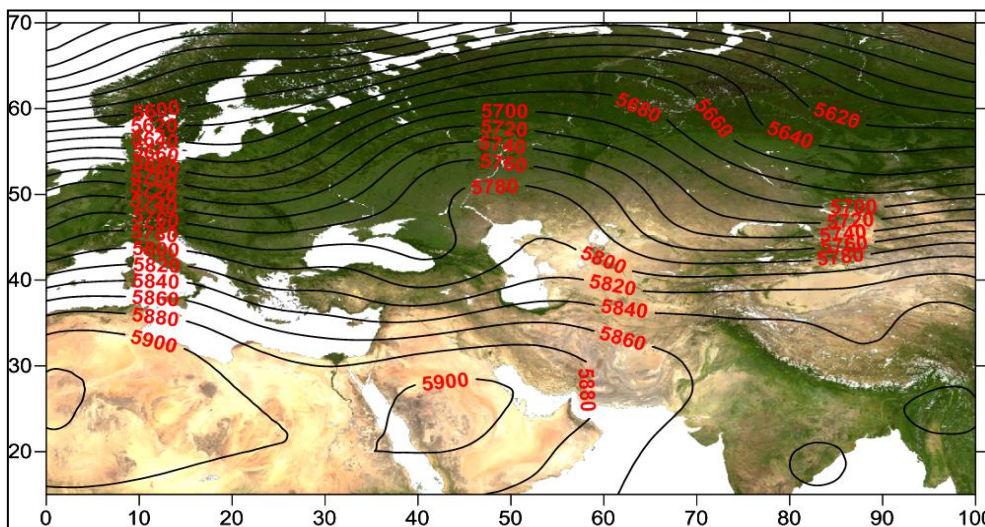
از ۳۰ اردیبهشت ۱۳۷۷ برای تحلیل ناپایداری جو استفاده شد. نقشه‌های تاوایی این روز نشان‌دهنده صفر و منفی بودن آن تا تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بود. در ترازهای ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال، تاوایی صفر و در تراز هفتصد هکتوپاسکال، جریان تاوایی منفی بر جو بالای منطقه مستقر بود که دلالت بر فرونشست هوا داشت؛ اما ترازهای ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال دارای منحنی ۱ چرخندگی بر بالای جو اردبیل بود. در ترازهای نزدیک سطح زمین، شرایط برای صعود توده هوای گرم و مرطوب فراهم بود و ناپایداری لازم برای تولید توفان تندری در بالای جو منطقه مهیا شده بود. همچنین، در این روز جریان امگا در تمام ترازهای مطالعاتی کاملاً منفی بود. در این روز، همه شمال غرب کشور زیر سلطه امگای منفی بود. منفی بودن امگا شرایط کژفشاری بر جو منطقه بخشید و بر شدت ناپایداری‌ها افزود. شکل‌گیری همگرایی در جو و شدت بخشیدن آن با منفی شدن امگا و مثبت بودن چرخندگی، به صعود شدید هوای مرطوب منجر شد و در پی آن، رخداد توفان تندری به وقوع پیوست.



شکل ۱۳. الف) نقشه چرخندگی؛ ب) نقشه امگای ساعت ۱۲ GMT ۳۰ اردیبهشت ۱۳۷۷

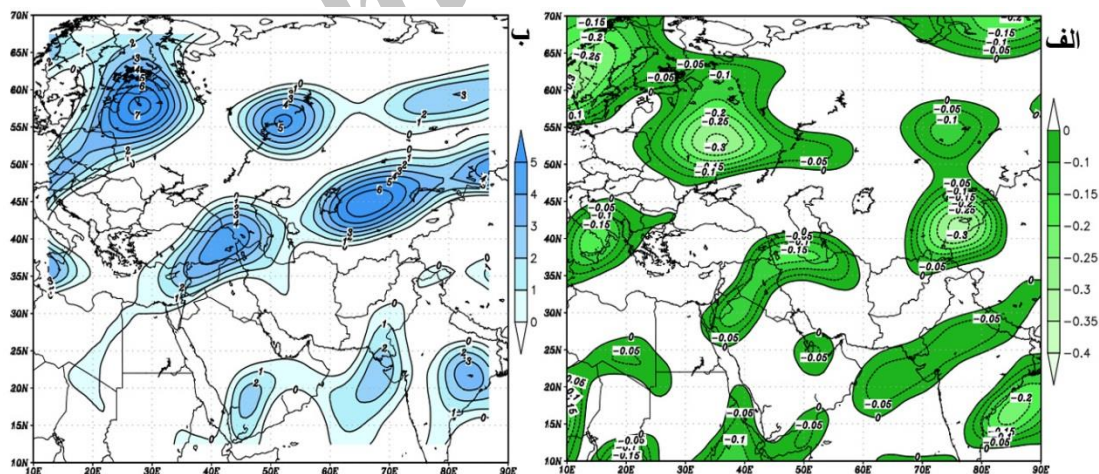
الگوی ۲ ارتفاع ژئوپتانسیل

پدیده غالبی که در الگوی ۲ ارتفاع ژئوپتانسیل به چشم می‌خورد (شکل ۱۴) رخداد بلوکیگ امگایی شکل بر روی شمال خزر است. در پی رخداد این پدیده و قرارگیری منطقه بررسی شده در قسمت جنوب غرب بلوکیگ یادشده که محل صعود هوا و اغتشاشات و ناپایداری‌هاست، جوی کاملاً ناپایدار بر روی اردبیل حکمفرما شده است. موج بادهای غربی با عبور از غرب تا شرق مدیترانه از نظر رطوبتی تغذیه و سبب تأمین عمده رطوبت این بارش شده است. این امواج با حمل این رطوبت به سمت شمال غرب کشور و کشیده شدن فرود بادهای غربی بر روی منطقه و قرارگیری اردبیل در شرق ناوه که محل بیشینه تاوایی است، موجب صعود هوای مرطوب حمل شده از مدیترانه شده و با متراکم شدن و تشکیل ابر بر روی این منطقه، توفان تندری را سبب شده است.



شکل ۱۴. الگوی ۲ ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پانصد هکتوپاسکال

برای پژوهش درباره وضعیت ناپایداری جو، ۱۷ شهریور ۱۳۷۶ بررسی شد. در این روز، شرایط هم از نظر تاوایی و هم از نظر امگا کاملاً برای توفان تندری فراهم بود. در تمام ترازهای پانصد تا هزار هکتوپاسکال، چرخندگی مثبت و امگای منفی بر جو اردبیل مستقر بود. رخداد الگویی این چنین، جوی ناپایدار به منطقه بخشید. تاوایی مثبت و امگای منفی دلالت بر صعود هوا و تشدید فرایند همگرایی در جو داشت. با شدت یافتن جریان سیکلونی و پادساعتگرد، هوای مرطوب مهاجم به داخل منطقه صعود پیدا کرد و چون شدت ناپایداری بیشتر بود، به تشکیل ابر کومولونیمبوس منجر شد و توفان تندری به راه انداخت.

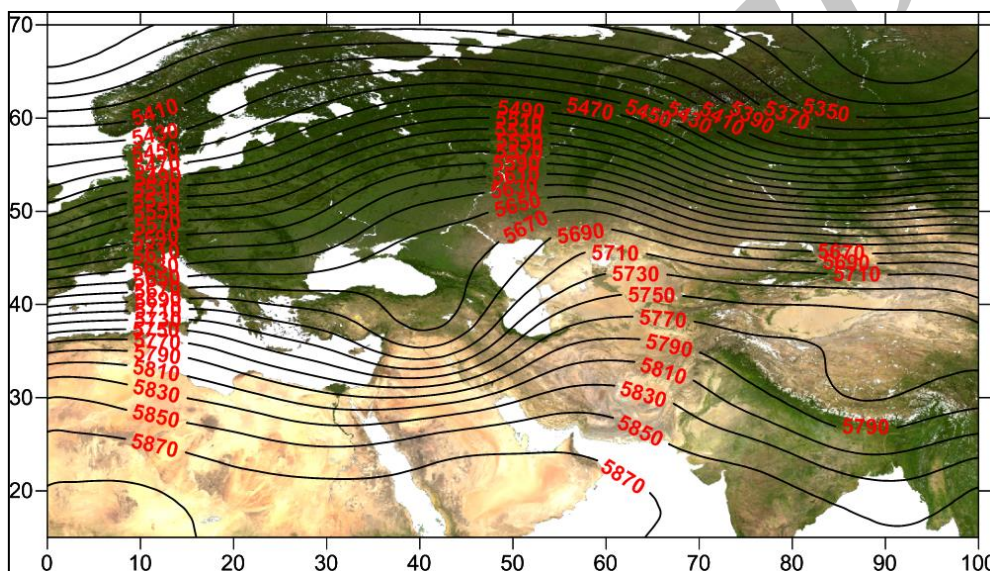


شکل ۱۵. الف) نقشه چرخندگی؛ ب) نقشه امگای ساعت ++ GMT ۱۷ شهریور ۱۳۷۶

الگوی ۳ ارتفاع ژئوپتانسیل

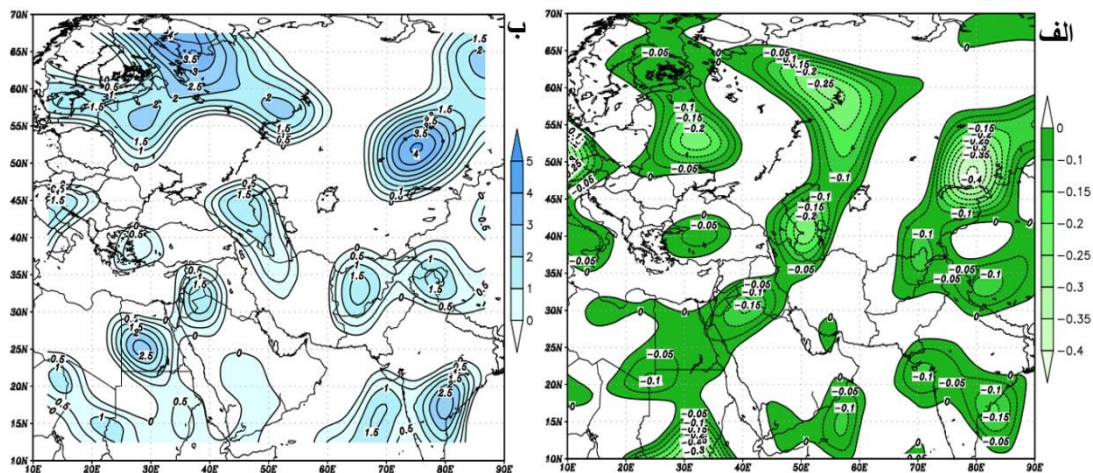
در الگوی ۳ ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پانصد هکتوپاسکال (شکل ۱۶) نخستین پدیده‌ای که جلب توجه می‌کند، رخداد بلوکی‌نگ بریده کم‌فشار بر روی شرق دریای سیاه و ترکیه است؛ در نتیجه شکل‌گیری این بریده کم‌فشار، ناوهای بر روی ترکیه، سوریه و عراق شکل گرفته و فرودهای حاصل از آن، شمال غرب کشور و منطقه مد نظر در این پژوهش را تحت

تأثیر خود قرار داده است. با توجه به ویژگی بلوکینگ‌های بریده کم‌فشار که هر جا شکل بگیرند، وضعیت جوی کاملاً ناپایداری را بر روی منطقه حاکم می‌کنند و با وجود این الگوی جوی، بر روی این منطقه جوی کاملاً ناپایدار استیلا داشته است. با توجه به سازوکار بلوکینگ‌های بریده کم‌فشار که حرکت چرخندی و پادساعتگرد در آنها جریان دارد و به دلیل شکل‌گیری آن بر روی دریای سیاه، با حرکت چرخندی خود قسمتی از رطوبت بارش تندی اردبیل را مهیا کرده است. از سویی، با گذر موج بادهای غربی از سرتاسر دریای مدیترانه و حمل رطوبت آن به سوی شمال غرب کشور، تغذیه رطوبتی دوچندان شده است. تمام شرایط یادشده با ناپایدار بودن جو منطقه، به صعود شدید هوای مرطوب منجر شده و با ایجاد تراکم و شکل‌گیری ابر، رخداد توفان تندی در اردبیل را در پی داشته است.



شکل ۱۶. الگوی ۳ ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پانصد هکتوپاسکال

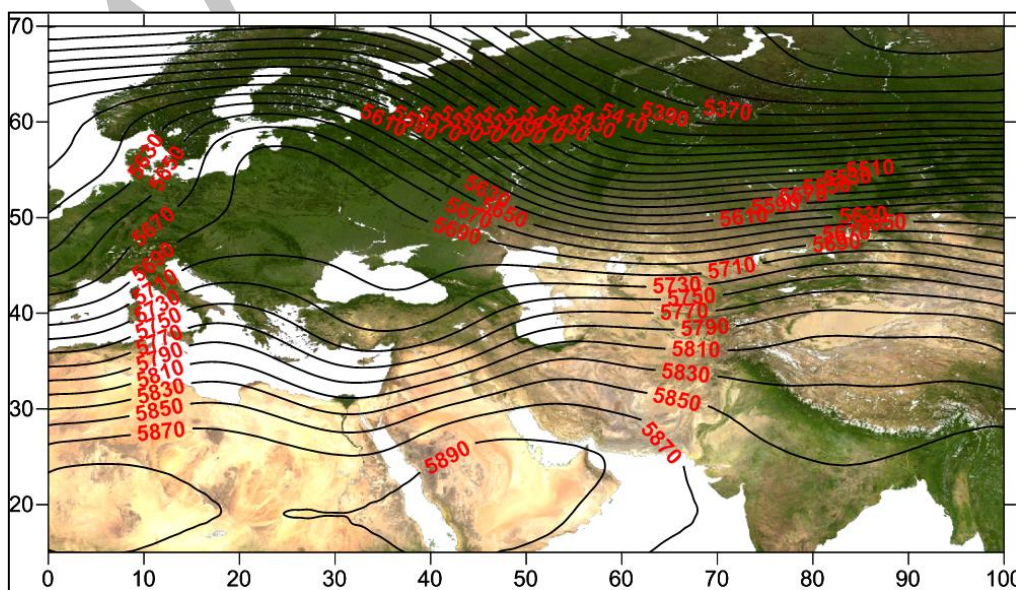
در ۱۴ آبان ۱۳۹۱، منحنی صفر چرخندی در ترازهای پانصد و هفتصد هکتوپاسکال بر فراز جو منطقه قرار داشت که حاکی از عدم چرخندی منفی و مثبت در جو بود؛ اما از تراز ۸۵۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، منحنی ۰/۵ بر روی اردبیل مستقر بود که نشان‌دهنده ناپایداری و همگرایی وضعیت جو در این ترازها بود. وجود این چرخندی مثبت در ترازهای حوالی سطح زمین، نشان‌دهنده صعودی بودن هوا در این ترازها بود. هوای ناپایدار شکل‌گرفته در این منطقه، موجب صعود توده هوای مرطوب شد و در نتیجه، زمینه‌ساز رخداد توفان تندی شد. از سویی، وضعیت امگای جو نیز در تمام ترازهای مطالعاتی منفی بود. وجود بلوکینگ بریده کم‌فشار در سطوح فوقانی، به طور طبیعی هوای منقلبی را بر منطقه مسلط می‌کرد که این فرایند از امگای منفی حاکم بر جو منطقه نیز مشخص بود. در تمام ترازهای مطالعاتی، منحنی ۰/۱- پاسکال بر ثانیه بر جو منطقه قرار داشت. در نتیجه استقرار این الگوی امگایی، در جو اردبیل هوای بسیار منقلبی حاکم شد و به همین دلیل، شرایط برای صعود توده هوا فراهم شد؛ چراکه امگای منفی دلالت بر همگرایی توده هوا و تولید ناپایداری و در نتیجه، صعود توده هوا داشت. مجموعه شرایط بیان شده، وجود امگای منفی و چرخندی مثبت در ترازهای سطح زمین، ناپایداری‌های لازم برای صعود توده هوا و رخداد توفان تندی را فراهم کرد.



شکل ۱۷. الف) نقشه چرخندگی؛ ب) نقشه امگای ساعت ۱۲ GMT ۱۴ آبان ۱۳۹۱

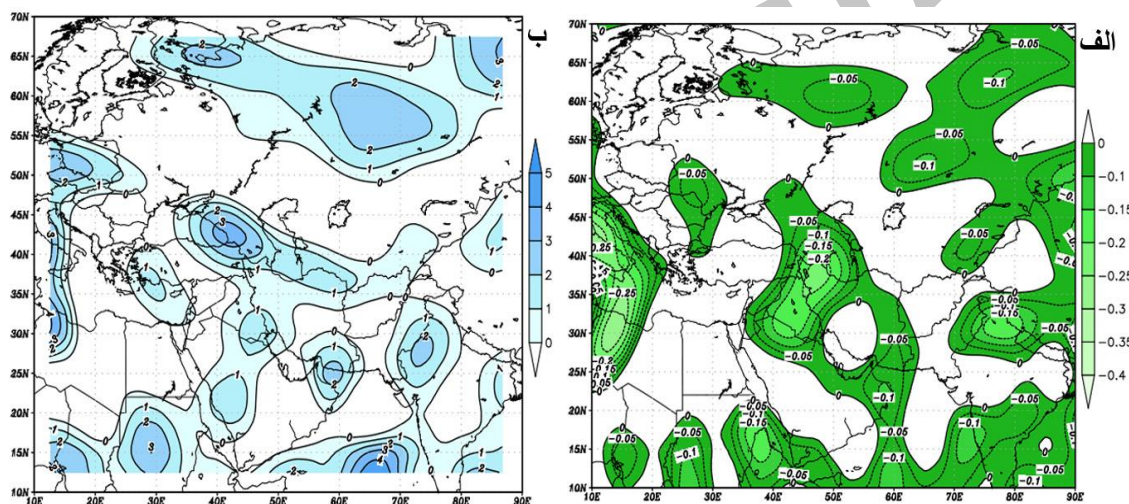
الگوی ۴ ارتفاع ژئوپتانسیل

در نخستین نگاه، الگوی غالب شماره ۴ ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پانصد هکتوپاسکال (شکل ۱۸) شکل‌گیری بلوکینگ دوقطبی بر روی اروپای مرکزی است که با توجه به خاصیت این نوع بلوکینگ، دوقطبی شدن جریان بادهای غربی را در پی داشته است. با شکل‌گیری این بلوکینگ، ناوه عمیقی در شرق مدیترانه ایجاد شده که تا شمال دریا سرخ هم کشیده شده است. منطقه مد نظر در این پژوهش، در قسمت شرق ناوه قرار گرفته است؛ جایی که شرایط ناپایداری غالب است و صعود هوا و تولید بارش صورت می‌گیرد. همانند سه الگوی پیشین، منبع عمده رطوبتی بارش تندری از مدیترانه تأمین شده است. موج بادهای غربی با گذر از روی دریای مدیترانه، منبع عمده رطوبتی بارش تندری را تأمین کرده است. رطوبت حمل‌شده از مدیترانه با غالب بودن شرایط کژفشاری بر روی منطقه مد نظر، به دلیل قرار گرفتن در شرق ناوه، موجب صعود هوای مرطوب شده و به شکل‌گیری توفان تندری در اردبیل منجر شده است.



شکل ۱۸. الگوی ۴ ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پانصد هکتوپاسکال

از روز شاخص ۹ مهر ۱۳۷۹، برای بررسی وضعیت تاوایی و امگای الگوی ۴ توفان تندی اردبیل استفاده شد. نقشه‌های امگای ترازهای پانصد تا هزار هکتوپاسکال این روز حاکی از منفی بودن آن در تمام ترازها بود. هسته مرکزی این امگای منفی در شمال غرب کشور و برابر با -0.25 پاسکال بر ثانیه در تراز پانصد هکتوپاسکال و -0.15 پاسکال بر ثانیه در دیگر ترازهای مطالعاتی بود. وجود این الگوی امگایی حاکی از جوی کاملاً باروکیلینیک و ناپایدار بود. امگای منفی دلالت بر شدت یافتن جریان‌های همگرایی داشت و در نتیجه، هوای بسیار منقلب و صعودی را بر جو اردبیل غالب کرد که به صعود هوای مرطوب آورده شده به این منطقه منجر شد. وضعیت چرخندگی در تراز پانصد و هفتصد هکتوپاسکال به صورت منفی و سوبسیدانسی بود؛ اما از تراز ۸۵۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، تاوایی مثبت بر جو منطقه استقرار داشت که ناپایداری و صعود هوای حاکم در جو اردبیل را سبب می‌شد. مجموعه شرایط یادشده شرایط لازم برای تولید ناپایداری، صعود هوا و تولید توفان تندی را فراهم کرد.



شکل ۱۹. الف) نقشه چرخندگی؛ ب) نقشه امگای ساعت ۶ GMT ۹ مهر ۱۳۷۹

نتیجه گیری

با توجه به نتایج خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی وارد بر اساس فاصله اقلیدسی، چهار الگوی فشار سطح زمین و چهار الگوی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پانصد هکتوپاسکال که به رخداد توفان تندی در اردبیل منجر شدند، شناسایی شد. الگوهای سطح زمین که به رخداد توفان تندی منجر شدند، شامل الگوی ۱: شکل گیری کم فشارهایی بر روی هندوستان (کم فشار موسمی هند) و سیبری و پرفشارهایی بر روی اروپای شمالی و غرب چین است. شکل گیری این الگوی فشار حرارتی در سطح زمین، جریان‌های شمال غربی - جنوب شرقی و غربی - شرقی را بین پرفشارها و کم فشارها سبب شده و شرایط ناپایداری قوی و جوی کژفشاری را بر روی منطقه بررسی شده که در حد فاصل بین سامانه‌های فشاری قرار دارد، مستولی کرده است. مجموع شرایط یادشده زمینه‌ساز رخداد توفان تندی در اردبیل شده است. الگوی ۲: شکل گیری کم فشارهایی بر روی دره گنگ، خلیج فارس و شمال اروپا و پرفشارهایی بر روی سیبری و غرب چین است. با وجود این الگوی فشاری، شیو فشاری شرقی - غربی، شمالی - جنوبی و غربی - شرقی بین پرفشارها و کم فشارهایی که بر منطقه

بررسی شده سیطره دارند، ایجاد شده و بر شدت جریان همگرایی بین کم‌فشارها و پرفشارها افزوده است. این فرایند، ناپایداری شدیدی را ایجاد کرده و با تسلط جریان پادساعتگرد بر روی منطقه و حمل رطوبت منابع رطوبتی مسیر گذر خود، به رخداد توفان تندری در اردبیل منجر شده است. الگوی ۳: شکل‌گیری کم‌فشارهایی بر روی هند و خلیج فارس و پرفشارهایی بر روی سیبری و غرب چین، مهم‌ترین اثر را بر رخداد توفان‌های تندری اردبیل دارند. رخداد این الگوی فشاری در سطح زمین، جریان فشاری عمودی-افقی بر روی منطقه ایجاد کرده و شرایط کاملاً ناپایداری را بر روی آن مستقر ساخته است. این شرایط، توفان تندری اردبیل را در پی داشته است. الگوی ۴: شکل‌گیری پرفشار در آسیای مرکزی و رخداد جبهه در شمال غرب کشور است. این فرایند سبب صعود شدید هوای گرم نفوذ کرده از جنوب بر اثر هوای سرد و سنگین وارد شده از شمال شده و با کاهش دمای هوای گرم و مرطوب و رسیدن آن به دمای نقطه شبنم همراه با شکل‌گیری ابرهای کومولونیمبوس سبب رخداد بارش‌های تندری در منطقه شده است.

همچنین، الگوهای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پانصد هکتوپاسکال که به رخداد توفان تندری منجر شدند، شامل الگوی ۱: شکل‌گیری ناوه بر روی شرق مدیترانه و قرارگیری اردبیل در شرق ناوه شکل گرفته، سبب صعود هوای مرطوب حمل شده از دریای مدیترانه شده و با صعود شدید هوا، رخداد توفان تندری اردبیل را سبب شده است. الگوی ۲: شکل‌گیری بلوکینگ امگایی شکل بر روی شمال خزر و قرارگیری اردبیل در جنوب غرب آن که محل تولید ناپایداری و صعود شدید هواست، به وقوع توفان تندری در اردبیل منجر شده است. الگوی ۳: رخداد بلوکینگ بریده کم‌فشار بر روی مرکز و شرق ترکیه و قرارگیری اردبیل در شرق ناوه ایجاد شده از آن، الگوی سوم در زمینه رخداد توفان تندری در اردبیل است. با توجه به این الگو و خاصیت بلوکینگ بریده کم‌فشار که با حرکت پادساعتگرد خود، ناپایداری بسیار شدیدی تولید می‌کند، سبب ایجاد توفان تندری شده است. الگوی ۴: رخداد بلوکینگ دوقطبی در اروپای مرکزی و قرارگیری منطقه بررسی شده در این پژوهش، در شرق ناوه است. قرارگیری منطقه در شرق ناوه، ناپایداری‌های لازم برای صعود هوای مرطوب انتقال یافته از مدیترانه را ایجاد کرده و رخداد توفان تندری در اردبیل را در پی داشته است. در تمام روزهای بررسی شده، امگای منفی و تاوایی مثبت وجود داشت.

نتایج این پژوهش با نتایج پژوهش دیگر پژوهشگران همانند جلالی و همکاران (۱۳۸۵)، خالدی و همکاران (۱۳۸۹)، صلاحی (۱۳۸۹)، قویدل رحیمی (۱۳۹۱ و ۱۳۹۰)، لشکری و آقاسی (۱۳۹۲) همسو بوده، به گونه‌ای اثبات‌کننده نتایج کار آنان است. این پژوهشگران به تأثیر سامانه‌های فشاری سطح زمین و وقوع کم‌فشارهایی بر روی دره گنگ و خلیج فارس، وقوع پرفشار بر روی روسیه و از سوی، قرار گرفتن منطقه در شرق ناوه و وقوع بلوکینگ در ترازهای فوقانی در رخداد توفان‌های تندری اشاره داشتند که این شرایط از الگوهای فشار سطح زمین و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پانصد هکتوپاسکال استخراج شده در این پژوهش، به خوبی شناسایی می‌شود.

منابع

- جلالی، ا. و جهانی، م. (۱۳۸۷). «بررسی پراکنش مکانی بارش‌های تندری شمال غرب ایران». فصلنامه فضای جغرافیایی. س. ۸، ش ۲۳. ص ۳۲-۵۰.
- جلالی، ا.، رسولی، ع.ا. و ساری صراف، ب. (۱۳۸۵). «توفان‌های تندری و بارش‌های ناشی از آن در محدوده شهر اهر». نشریه دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز. ش ۲۴. ص ۱۸-۳۳.
- خالدی، ش.، خوش‌اخلاق، ف. و خزایی، م. (۱۳۸۹). «تحلیل همدیدی توفان‌های تندری سیلاب‌ساز استان کرمانشاه». نشریه چشم‌انداز جغرافیایی (علمی - پژوهشی). س ۵، ش ۱۳. ص ۱۲-۳۲.
- دانشور وثوقی، ف. و دین پژوه، ی. (۱۳۹۱). «بررسی روند تغییرات کیفیت آب زیرزمینی دشت اردبیل با استفاده از روش اسپیرمن». نشریه محیط شناسی، س ۳۸، ش ۴. ص ۱۷-۲۸.
- صلاحی، ب. (۱۳۸۹). «بررسی ویژگی‌های آماری و همدیدی طوفان‌های تندری استان اردبیل». پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. ش ۷۲. ص ۱۲۹-۱۴۱.
- قوبدل رحیمی، ی. (۱۳۹۱). «تحلیل سینوپتیک بارش‌های رعد و برقی ۴ و ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز». نشریه علمی - پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی. س ۱۶، ش ۴۲. ص ۲۲۳-۲۳۸.
- _____ (۱۳۹۰). «کاربرد شاخص‌های ناپایداری جوی برای آشکارسازی و تحلیل دینامیک توفان تندری روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز». فصلنامه علمی - پژوهشی فضای جغرافیایی. س ۱۱، ش ۳۴. ص ۱۸۲-۲۰۸.
- لشکری، ح. و آقاسی، ن. (۱۳۹۲). «تحلیل سینوپتیک توفان تندری تبریز در فاصله زمانی ۱۹۹۶-۲۰۰۵». نشریه علمی - پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی. س ۱۷، ش ۴۵. ص ۲۰۳-۲۳۴.
- Adelekan, I.O. (1998). "spatio - temporal variations in thunderstorm rainfall". *international journal of climatology int. j. climatol.* 18. pp. 1273-1284.
- Bielec-Bałkowska, Z. (2003). "Long-term variability of thunderstorm occurrence in Poland in the 20th century". *Atmospheric Research.* 67-68. pp. 35-52.
- _____ (2001). "Long-term variability of thunderstorms and thunderstorm precipitation occurrence in Cracow, Poland, in the period 1896-1995". *Atmospheric Research.* 56. pp. 161-170.
- Cohuet, J.B., Romero, R., Homar, V., Ducrocq, V. and Ramis, C. (2011). "Initiation of a severe thunderstorm over the Mediterranean Sea". *Atmospheric Research.* 100. pp. 603-620.
- Czernecki, B., Taszarek, M., Kolendowicz, L. and Szyga-Pluta, K. (2015). "Atmospheric conditions of thunderstorms in the European part of the Arctic derived from sounding and reanalysis data". *Atmospheric Research.* 154. pp. 60-72.
- Dai, A. (2001). "Global precipitation and thunderstorm frequencies". Part I: *seasonal and interannual variations. J. Clim.* 14 (6). pp. 1092-1111.
- Daneshvar Vosoughi, F. And Din Pazuh, Y. (2012). "Analysis the trend of Ardabil plain ground water quality change with using of spearman method". *Journal of Ecology.* V. 38. No. 4. Pp. 17-28. (In Persian)
- Ghavidel-Rahimi, A. (2011). "The use of indicators for the detection and analysis of dynamic instability thunderstorm days 25 April 2010 Tabriz". *Journal of Geographical Space Research.* Vol. 11. No. 34. pp. 182-208. (In Persian).
- _____ (2012). "Synoptic analysis rain lightning 24 and 25 April 2010 Tabriz". *Journal of Geography and Planning.* Vol. 16. No. 42. pp.223-238. (In Persian).
- Hervada-Salaa, C. and Jarauta-Bragulat, E. (2004). "A program to perform Ward's clustering method on several regionalized variables". *Computers & Geosciences.* 30. pp. 881-886.
- Jalali, A. and Jahani, M. (2008). "Thunder investigate the spatial distribution of rainfall in North West Iran". *Journal of geographic space, the eighth year.* No. 23. pp. 32-50. (In Persian).

- Jalali, A., Rasouli, A.A. and Sari-Sarraf, B. (2006). "Thunder and rain storms caused by the limits of Ahar". *Journal of Tabriz University College of Humanities and Social Sciences*. No. 24. pp. 18-33. (In Persian).
- Kolendowicz, L. (2012). "Synoptic patterns associated with thunderstorms in Poland". *MeteorologischeZeitschrift*. Vol. 21. No. 2. pp. 145-156.
- Kunz, M., Sander, J. and Kottmeier, Ch. (2009). "Recent trends of thunderstorm and hailstorm frequency and their relation to atmospheric characteristics in southwest Germany". *international journal of climatology int. j. climatol*. 29. pp. 2283–2297.
- Khaledi, Sh., Khoshakhlagh, F. and Khazayi, M. (2010). "Thunderstorms flood Synoptic analysis of Kermanshah Province". *Journal of geographical perspective (scientific- research)*. fifth Year. No. 13. pp. 12-32. (In Persian).
- Lashkari, H. and Agassi, N. (2013). "Synoptic analysis Tabriz thunderstorm in the period (2005-1996)". *Journal of Geography and planning*. Vol. 17. Issue. 45. pp. 203-234. (In Persian).
- Lombardo, F.T., Main, J.A. and Simiu, E. (2009). "automated extraction and classification of thunderstorm and non-thunderstorm wind data for extreme-value analysis". *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*. 97. pp.120–131.
- Salahi, B. (2010). "Thunder storms Synoptic Survey and statistical features of Ardebil". *Research-natural Geography*. No. 72. pp. 141-129.
- Rabin, R.M. and Davies-Jones, R.P. (1986). "Atmospheric structure ahead of thunderstorms". *Endeavour*. Vol. 10. Issue. 1. pp. 20–27.
- Rashedi, E., Mirzaei, A. and Rahmati, M. (2015). "an information theoretic approach to hierarchical clustering combination". *Neurocomputing*. 148. pp. 487–497.
- Tuomi, T.J. and Mäkelä, A. (2003). "Synoptic Classification of Thunderstorms in Finland". *Geophysica*. 39 (1-2). pp. 3-30.
- Twardosz, R. (2010). "Short Communication A synoptic analysis of the diurnal cycle of thunderstorm precipitation in Krak´ow (Southern Poland)". *international journal of climatology int. j. climatol*. 30. pp. 1008–1013.
- Van Delden, A. (2001). "the synoptic setting of thunderstorms in Western Europe". *Atmospheric Research*. 56. pp. 89–110.
- Wapler, K. and James, P. (2014). "Thunderstorm occurrence and characteristics in Central Europe under different synoptic conditions". *Atmospheric Research*. pp. 1-14.