پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دورهٔ ۵۱، شمارهٔ ۱، بهار ۱۳۹۸
ص ۱۶۲- ۱۴۹

تحلیل مکانی و زمانی توفان‌های تندری در دشت اردبیل

سحر نصیری قلعه‌بین- دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی سینوپتیک، دانشگاه محقق اردبیلی
برومند صلاحی*- استاد گروه آموزشی جغرافیای طبیعی، دانشکدهٔ ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه محقق اردبیلی
علی‌اکبر رسولی- استاد سنجش از دور، دانشگاه تبریز
فرامرز خوش‌اخلاق- استاد دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۴/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۴/۱۰

چکیده

توفان‌های تندری، به‌دلیل رفتار بسیار نامنظم در ابعاد مکانی و زمانی، در منطقهٔ شمال غرب ایران از پدیده‌های آب و هوایی حائز اهمیت به‌شمار می‌روند، زیرا این نوع بارش‌ها نقش بسیار مهمی در فعالیت‌های اجتماعی و اقتصادی مانند تولید محصولات کشاورزی، استفاده از زمین زراعی، و مدیریت منابع آب دارند. در این پژوهش، به‌منظور شناسایی الگوهای سینوپتیک توفان‌های تندری طی بازهٔ زمانی ۱۹۶۱-۲۰۱۶، از داده‌های ایستگاهی بارش شدید بیش از ۵۰ میلی‌متر و داده‌های فشار ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال استفاده شده است. روش نقشه‌های خودسازمان‌ده SOM و آزمون پتیت در نرم‌افزار R به‌منظور شناسایی الگوهای بارش به‌کار گرفته شده است. براساس نتایج، نُه الگوی جوی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داده شده و تصاویر مربوط به هر الگو در نرم‌افزار Grads ترسیم شده است. این الگوها نشان می‌دهند که در بارش‌های شدید بهاره رخداد بلوکینگ امگایی‌شکل، تشکیل ناوهٔ عمیقی بر روی شمال خزر، و پدیدهٔ بلوکینگ رکس؛ در الگوهای تابستان بلاکینگ حلقهٔ آتش و بلاکینگ کم‌فشار بریده؛ در الگوی زمستان بلوکینگ رکس؛ و در الگوی پاییز یک ناوهٔ عمیق در بخش شمالی ایران و بلوکینگ کم‌فشار بریده دیده می‌شود. بیشترین درصد بارش متعلق به الگوی B3 با ۴۵درصد فراوانی و کمترین مقدار بارش متعلق به الگوی A1 با ۲۰درصد است.

واژگان کلیدی: اردبیل، الگوهای گردش جوی، توفان تندری.

مقدمه

توفان تندری ازجمله پدیده‌های هواشناسی میان‌مقیاس است که در اغلب نقاط دنیا مشاهده می‌شود و تهدیدی بزرگ برای جوامع مدرن و دارایی آن‌ها به‌شمار می‌رود. با وجود ویژگی‌های توفان‌های تندری، که بیشتر در مقیاس محلی عمل می‌کنند، توفان‌های تندری شدید با حوادث حدی از قبیل بارش‌های سنگین، تگرگ، تندباد، یا گردبادها مرتبط‌اند که سبب ایجاد خسارت‌های شایان توجهی در امکانات کشاورزی، ساختمان‌ها، یا زیرساخت‌ها می‌شوند (کونز و همکاران، ۲۰۰۹). این رخداد طبیعی، در عین دارابودن مزایایی ازجمله درپی‌داشتن بارش در بیشتر موارد و جذابیت بصری، به‌دلیل همراه‌داشتن آذرخش و به‌دلیل رخداد ناگهانی، جزو شدیدترین و مخرب‌ترین بلایای طبیعی است که همه‌ساله، علاوه‌بر ایجاد خسارات شدید در بخش‌های مختلف اقتصادی، باعث تلفات انسانی نیز می‌شود (ایران‌پور و همکاران، ۱۳۹۴؛ خالصی، ۱۳۹۳).

* نویسندهٔ مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۴۵۱۵۹۲۲
E-mail: salahi@uma.ac.ir

توفان‌های همرفتی معمولاً، نسبت به سیکلون‌های مناطق حاره‌ای، در مناطق کوچک‌تری اثر می‌گذارند. ازاین‌رو، اثر تخریبی آن‌ها اغلب کمتر از مقدار واقعی برآورد می‌شود. درحالی‌که این توفان‌ها متداول‌تر از دیگر مخاطرات طبیعی‌اند و می‌توانند در هر جایی رخ دهند (جلالی و همکاران، ۱۳۸۷). اصولاً توفان‌های تندری در فصل‌های گرم سال بر روی سطح خشکی‌ها و در دورهٔ سرد سال بر روی اقیانوس‌ها بیشترین فراوانی را دارند (دای، ۲۰۰۱). عوامل زیادی در وقوع توفان‌های تندری اثر می‌گذارند که در این میان مهم‌ترین آن‌ها عبارت‌اند از وضعیت ترمودینامیکی و سینماتیک جو، توپوگرافی، پوشش سطح زمین، پیکربندی سواحل، و جریان‌های اتمسفری (سیزرنکی و همکاران، ۴۲۰۱۵.

دربارهٔ تحلیل‌های سینوپتیک و طبقه‌بندی توفان‌های تندری و بارش‌های شدید مطالعات متعددی انجام شده است. رابین و دیوید جونز (۱۹۸۶) ساختار دینامیکی توفان تندی را مطالعه کردند و نتیجه گرفتند که جبههٔ سرد تأثیر قابل توجهی در ساختار توفان دارد. ون‌دلند (۲۰۰۱) شرایط سینوپتیک توفان رعد و برق در اروپای غربی را بررسی کرد و نتیجه گرفت که وجود شدت نوسان در جو، خط همگرایی مرتبط با پتانسیل نوسانات بالا، همچنین ارتفاع، نسیم دریا، و شار حرارت به رویداد توفان مرتبط است.. تامی و مکلای (۲۰۰۳) توفان‌های رعد و برق فنلاند را مطالعه کردند. نتایج مطالعهٔ آن‌ها نشان می‌دهد که رعد و برق سنگین و متوسط با جبههٔ هوای گرم و سرد مرتبط است. رعد و برق بیشترین فراوانی را در توفان‌های جبهه‌ای به‌خصوص در ماه‌های گرم‌تر سال جولای تا اوت دارد. در تحقیق دیگر، کولونویچی (۲۰۱۲) الگوهای سینوپتیک مرتبط با رعد و برق در لهستان را مطالعه کرد و نتیجه گرفت که هفت الگوهای اتمسفری به بارش رعد و برق در لهستان منجر می‌شود. همچنین، وپلر و جیمز (۲۰۱۴) وقوع رعد و برق و مشخصات سینوپتیکی آن را بررسی کردند. آن‌ها دریافتند که سیستم‌های مختلف سینوپتیک، از جمله سیکلون‌های جنوبی، سیکلون شرقی، و سیکلون جنوب شرقی، برای رویداد توفان با وقوع رعد و برق مورد نیاز است.

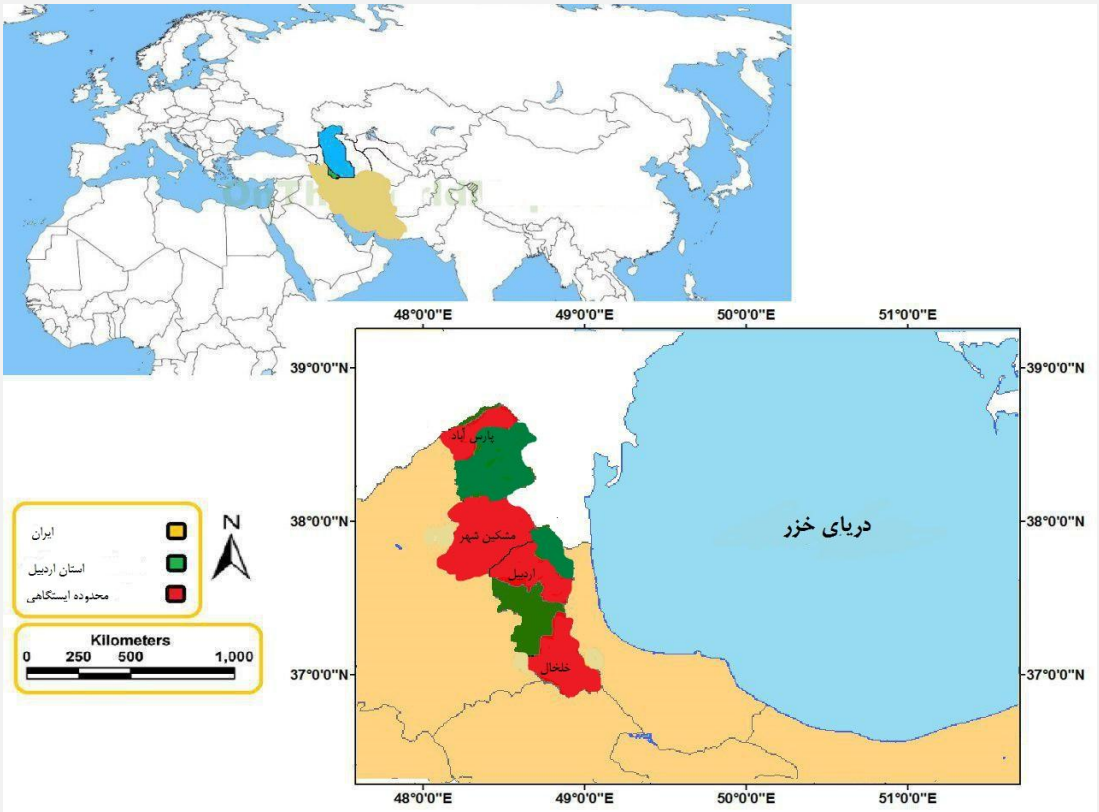
در پژوهش‌های داخلی جلالی و همکاران (۱۳۸۷) بارش‌های رخداده بر اثر توفان‌های تندری در اهر را بررسی کردند. آن‌ها به این نتیجه رسیدند که سامانه‌های سینوپتیکی و عوامل فیزیوگرافیک، به‌طور مشترک، در رخداد توفان‌های تندری و بارش‌های حاصل از آن مؤثرند. صلاحی (۱۳۸۹) ویژگی‌های آماری و همدیدی توفان تندری در اردبیل را بررسی کرد و به این نتیجه رسید که قرارگیری منطقهٔ بررسی‌شده در جلوی ناوهٔ شکل‌گرفته بر روی ترکیه و حمل رطوبت مناسب 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 (۱۳۹۱)، با استفاده از شاخص‌های ناپایداری جو، به آشکارسازی و تحلیل توفان تندری تبریز پرداخت. وی به این نتیجه رسید که وقوع توفان تندری در تبریز، در ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹، به‌سبب ورود جبههٔ هوای سرد و عوامل سینوپتیک شکل گرفت. لشکری و آقاسی (۱۳۹۲) توفان‌های تندری تبریز را طی ده سال (۱۹۹۶–۲۰۰۵) بررسی کردند. براساس نتایج پژوهش آنان، شکل‌گیری واچرخند بر روی روسیه؛ عبور زبانه‌های آن از شمال غرب کشور در ترازهای فوقانی، وجود چرخند بر روی جنوب شرق دریای سیاه که به عمیق‌ترشدن ناوهٔ مهاجر بر روی شمال غرب منجر شد؛ ادغام دو سلول کم‌فشار سودانی و مدیترانه‌ای بر روی کویت و جنوب عراق؛ وجود کم‌فشار بر روی تنگهٔ هرمز و شمال عربستان، و انتقال گرما و رطوبت دریای عمان و خلیج فارس بر روی منطقه، شرایط لازم را برای رخداد توفان تندری بر روی این منطقه فراهم کرد.

استان اردبیل، به‌دلیل واقع‌شدن در شمال غرب کشور، همواره تحت تأثیر توفان‌های تندری بوده است. به‌دلیل موقعیت جغرافیایی و شرایط محلی خاص این منطقه، همه‌ساله توفان‌های تندری متعددی در آن شکل می‌گیرد و 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 در این منطقه برخوردار است. در این مقاله، الگوهای گردش جوی روزانهٔ توفان‌های تندری براساس روزهای بارش شدید در مقیاس بزرگ در منطقهٔ شمال غرب ایران، استان اردبیل، با استفاده از تکنیک نقشه‌های خودسازمان‌ده SOM و آزمون پتیت بررسی می‌شود. سپس، نتایج بالقوهٔ الگوهای گردش جوی برای توصیف تغییرات بارش اردبیل نیز ارائه می‌شود. سپس توضیح داده‌ها و روش اتخاذشده در این مطالعه شامل شرح مختصری از مناطق موردمطالعه ارائه می‌شود. در بخش آخر نتایج اصلی، شامل الگوهای خوشهٔ SOM و ارتباط آن‌ها با بارش‌های شدید ارائه می‌شود. و سرانجام خلاصه و نتیجهٔ تحقیق ارائه می‌شود.

منطقهٔ مورد مطالعه

دشت اردبیل در شمال غربی ایران حد فاصل عرض جغرافیایی ۳۸ درجه و ۳ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۲۷ دقیقهٔ شمالی و طول جغرافیایی ۳۷ درجه و ۵۵ دقیقه تا ۴۸ درجه و ۲۰ دقیقهٔ شرقی قرار گرفته است (شکل ۱). دشت اردبیل به بخش‌های غربی کوه‌های البرز (کوه‌های تالش) مشرف است و در امتداد شرقی دامنهٔ سبلان قرار دارد. مساحت آن در حدود ۹۹۰ کیلومتر مربع است. متوسط بارش سالانه در ایستگاه سینوپتیک اردبیل در حدود ۳۰۴ میلی‌متر است. اردیبهشت پُرباران‌ترین ماه سال در اردبیل است. میانگین دمای سالانه در ایستگاه اردبیل ۹ درجهٔ سانتی‌گراد و کمینهٔ دمای ثبت‌شده ۳۳٫۸- درجهٔ سانتی‌گراد و متوسط تعداد روزهای یخبندان ۱۳۰ روز در سال است، بنابراین، جزو نواحی سردسیر ایران به‌شمار می‌رود (دانشور و دین‌پژوه، ۱۳۹۱؛ صلاحی و عالی‌جهان، ۱۳۹۴).



شکل ۱. محدودهٔ منطقهٔ مورد مطالعه

مواد و روش‌ها

در این پژوهش از داده‌های ایستگاهی بارش شدید روزانه بیش از ۵۰ میلی‌متر (براساس داده‌های مشاهداتی، مشاهده شد روزانه بیش از ۵۰ میلی‌متر به‌ندرت در ادربیل باران می‌بارد) از سال ۱۹۶۱–۲۰۱۶ مربوط به چهار ایستگاه هواشناسی اردبیل استفاده شده است؛ این اطلاعات براساس اطلاعات داده‌های سازمان هواشناسی استان اردبیل تهیه شده است. علاوه‌براین، براساس روزهای بارش شدید، داده‌های فشار ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (GH500) با وضوح فضایی ۲.۵ درجهٔ عرض جغرافیایی ۲.۵ درجهٔ طول جغرافیایی برای مشخصات گردش جوی از مرکز ملی پیش‌بینی محیط زیست و تحقیقات جوی گرفته شده است و درنهایت در نرم‌افزار R توسط سیستم شبکهٔ عصبی و آزمون پتیت گروه‌بندی و در نرم‌افزار Grads پردازش شده‌اند.

در شبکهٔ خودسازمان‌ده (SOM)، که شاخه‌ای از سیستم شبکهٔ عصبی مصنوعی است، از روش یادگیری رقابتی برای آموزش استفاده می‌شود که مبتنی بر مشخصه‌های خاصی از مغز انسان توسعه‌یافته است. سلول‌ها در مغز انسان در نواحی مختلف طوری سازمان‌دهی شده‌اند که در نواحی حسی مختلف با نقشه‌های محاسباتی مرتب و معنی‌دار ارائه می‌شوند. برای نمونه، ورودی‌های حسی لامسه–شنوایی و ... با یک ترتیب هندسی معنی‌دار به نواحی مختلف مرتبط‌اند.

در یک شبکهٔ خودسازمان‌ده که با SOM (Self Organization Map) یا برخی مواقع به‌صورت (Self Organization Feature Map) SOFM نشان داده می‌شود، واحدهای پردازشگر در گره‌های یک شبکهٔ یک‌بُعدی، دوبُعدی یا بیشتر قرار داده می‌شوند. واحدها در یک فرایند یادگیری رقابتی نسبت به الگوهای ورودی منظم می‌شوند. محل واحدهای تنظیم‌شده در شبکه به‌گونه‌ای نظم می‌یابد که برای ویژگی‌های ورودی یک دستگاه مختصات معنی‌دار روی شبکه ایجاد شود. بنابراین، یک نقشهٔ خودسازمان‌ده یک نقشهٔ توپوگرافیک از الگوهای ورودی را تشکیل می‌دهد که در آن محل قرارگیری واحدها متناظر ویژگی‌های ذاتی الگوهای ورودی است.

یادگیری رقابتی که در این قبیل شبکه‌ها به‌کار گرفته می‌شود بدین‌صورت است که در هر قدم یادگیری واحدها برای فعال‌شدن با یکدیگر به رقابت می‌پردازند. در پایان یک مرحله رقابت فقط یک واحد برنده می‌شود که وزن‌های آن نسبت به وزن‌های سایر واحدها به‌شکل متفاوتی تغییر داده می‌شود. این نوع از یادگیری را یادگیری بی نظارت (unsupervised) می‌نامند.

سیستم شبکهٔ عصبی مصنوعی SOM را نخست کوهنن (۱۹۹۵) بررسی کرد و هیوستن و کن (۲۰۰۲) آن را به علوم جوی معرفی کردند.

پارامتر مهم دیگر اندازهٔ نقشه‌های SOM است که به خروجی شبکهٔ عصبی خود حساس است. بااین‌حال، از طریق بررسی دو معیار q-error وt-error، می‌توان ارزیابی اتصالات نقشهٔ عصبی را به داده‌های اصلی به‌طور عینی تعیین کرد.

$$q-error=\frac{1}{N}\sum_{I=1}^{N}\left|\overrightarrow{X_1}-M_{\overrightarrow{X_I}}\right| \qquad (1)$$

$$t-error=\frac{1}{N}\sum_{I=1}^{N}U(\overrightarrow{X_I}) \qquad (2)$$

که $\sum_{I=1}^{N}\left\|\overrightarrow{X_1}\right.$ بهترین نمونهٔ منطبق بر بردار دادهٔ مربوطه است. $\vec{X}_1$ و N تعداد بردارهای داده است. اگر $\vec{X}_1$ مجاور با u $(\overrightarrow{x_i})$ باشد و معادل ۱ و ۰، در این صورت q-error نشان‌دهندهٔ یک خوشه‌بندی خوب است (روسی و همکاران، ۲۰۱۵).

اندازهٔ بهینهٔ SOM می‌تواند با تشخیص تغییر ناگهانی t-error با استفاده از مشابهت آزمون من- کندال انتخاب شود. در این مقاله، SOM (i × j) برای اندازه‌های مختلف ارزیابی شد. (i × j) به میزان ۳ در ۱۰ افزایش می‌یابد. درنتیجه، ۶۴ ترکیب برای داده‌های ورودی برای اجتناب از نقاط تغییر چندگانه بررسی شد. آزمون غیرپارامتری پتیت (۱۹۷۹) برای تشخیص تغییر ناگهانی در مجموعه‌ای از مجموع خطای q و خطای T مربوط به نقشهٔ SOM ایجاد شده است.

تست پتیت آزمونی ناپارامتری است که پتیت آن را در سال ۱۹۷۹ توسعه داد. این روش برای پیداکردن نقاط تغییر در یک سری زمانی به‌کار برده می‌شود. در این مطالعه از این آماره برای پیداکردن تغییر ناگهانی در داده‌های بارش استفاده شد. تست پتیت آزمونی با پایهٔ رتبه‌ای و بدون توزیع برای تشخیص تغییرات معنی‌دار در میانگین سری زمانی است و این موضوع هنگامی اهمیت دارد که هیچ فرضیه‌ای در مورد زمان تغییر موجود نباشد.

آزمون پتیت

آزمون ناپارامتریک پتیت (۱۹۷۹) معمولاً برای تشخیص نقطهٔ تغییر در سری‌های هیدرولوژیکی یا سری‌های اقلیمی با داده‌های پیوسته استفاده می‌شود. آزمون پتیت معمولاً فرض H0 را آزمون می‌کند. متغیرها از یک یا چند توزیع، که دارای پارامتر مکان مشابه‌اند، معمولاً هیچ نقطهٔ تغییری ندارند، ولی در مقابل همدیگر دارای نقطهٔ تغییرند. آمار غیرپارامتری به شرح زیر است:

$$K_T = max|U_t, t|,$$

که

$$U_{t,T} = \sum_{i=1}^{t} \sum_{j=t+1}^{T} sgn(X_I - X_J)$$

نقطهٔ تغییر سری در KT واقع شده است. با توجه به اینکه آمار بیانگر آن است. احتمال مشخص برای K_T تقریباً برای $P \leq 0.5$ با $P \cong 2\ EXP(\frac{-6K_T^2}{T^3+T^2})$

یافته‌های تحقیق

الگوهای گردش جوی طبقه‌بندی‌شده و توزیع فصلی آن‌ها

نخست الگوهای گردش جوی به‌وسیلهٔ مضرب‌های نقشه‌های خودسازمان‌ده (SOM) گروه‌بندی شد (توپولوژی ۳ × ۳۶ SOM). سپس، با استفاده از آزمون پتیت در مجموعه‌ای از مجموع خطای q-errorr و t-errorr نقطهٔ تغییر تعیین شد (نقطهٔ اول در جدول ۱ که مربوط به ۳ × ۳ SOM است). براساس نقطهٔ تغییر (۳ × ۳)، نُه الگوی گردش جوی شناسایی شد که می‌تواند تغییرات موقعیت‌های سینوپتیکی را در منطقهٔ اردبیل توصیف کند. علاوه‌براین، نقشه‌های ایجادشده مربوط به هر الگو در نرم‌افزار گردس نیز در شکل ۲ ارائه شده است.

اعداد با فونت بولد نشان می‌دهد که گره‌های ۳ × SOM۳ به‌واسطهٔ تشخیص نقطهٔ تغییر ناگهانی با استفاده از آزمون پتیت به‌طور عینی انتخاب شده‌اند.

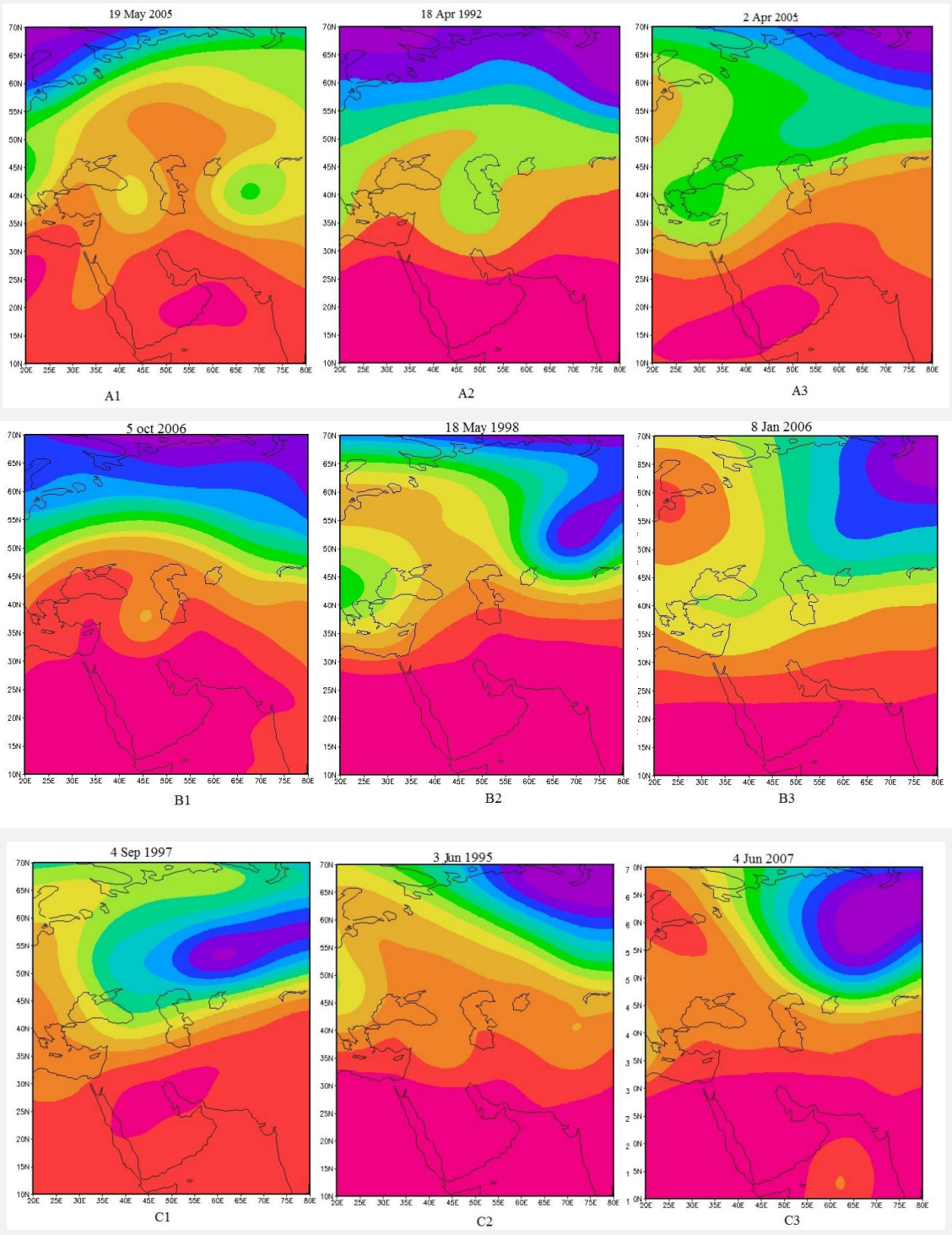
توپولوژی نقشه‌های خودسازمان‌ده با بیشترین شبیه‌سازی همسایگی و الگوهای متفاوتی که از یکدیگر فاصله دارند طبقه‌بندی می‌شود (جانسون،۲۰۱۰). در مجموع، سه گروه متمایز الگوهای انتقالی در شکل ۲ دیده می‌شود. مضرب‌های SOM تعداد گروه‌ها را نشان می‌دهند که با استفاده از آزمون پتیت مضرب تعداد گروه‌ها را نشان می‌دهند و با استفاده از آزمون پتیت مضرب ۳ × ۳ انتخاب شد و باعث شد روزهای توفان تندری در نُه گروه طبقه‌بندی شود. هر گروه شامل چند روز است که برای مطالعهٔ بهتر یک روز انتخاب شده است.

جدول ۱. الگوهای گردش SOM

som size	q-errorr	t-errorr	som size	q-errorr	t-errorr
۳*۳	۳/۴	۰/۰	۳*۷	۱/۷۳	۰/۱۹
۴*۳	۳/۱	۰/۲	۴*۷	۱/۷۸	۰/۳۳
۵*۳	۲/۵	۰/۰	۵*۷	۱/۴۸	۰/۱۹
۶*۳	۲/۳	۰/۳	۶*۷	۱/۳۹	۰/۴۳
۷*۳	۱/۹	۰/۱	۷*۷	۱/۱۵	۰/۲۹
۸*۳	۱/۷	۰/۱	۸*۷	۱/۱۲	۰/۲۴
۹*۳	۱/۶	۰/۳	۹*۷	۰/۹۸	۰/۱۹
۱۰*۳	۱/۷	۰/۲	۱۰*۷	۰/۷۰	۰/۲۴
۳*۴	۳/۰	۰/۰	۳*۸	۱/۶۸	۰/۱۰
۴*۴	۲/۲	۰/۰	۴*۸	۱/۸۰	۰/۳۳
۵*۴	۲/۰	۰/۲	۵*۸	۱/۲۷	۰/۲۹
۶*۴	۱/۷	۰/۱	۶*۸	۱/۱۵	۰/۱۴
۷*۴	۱/۶	۰/۰	۷*۸	۱/۰۶	۰/۲۴
۸*۴	۱/۵	۰/۲	۸*۸	۱/۹۰	۰/۲۹
۹*۴	۱/۲	۰/۱	۹*۸	۰/۸۴	۰/۳۸
۱۰*۴	۱/۴	۰/۱	۱۰*۸	۱/۱۷	۰/۱۴
۳*۵	۲/۵	۰/۲	۳*۹	۱/۷۷	۰/۱۰
۴*۵	۲/۲	۰/۱	۴*۹	۱/۴۰	۰/۲۴
۵*۵	۱/۷	۰/۱	۵*۹	۱/۳۹	۰/۲۴
۶*۵	۱/۸	۰/۲	۶*۹	۱/۰۰	۰/۱۴
۷*۵	۱/۸	۰/۲	۷*۹	۱/۰۳	۰/۲۴
۸*۵	۱/۱	۰/۰	۸*۹	۱/۸۷	۰/۰۵
۹*۵	۱/۱	۰/۱	۹*۹	۰/۹۹	۰/۳۳
۱۰*۵	۱/۰	۰/۳	۱۰*۹	۰/۶۷	۰/۱۹
۳*۶	۲/۱	۰/۱	۳*۱۰	۱/۵۰	۰/۰۰
۴*۶	۲/۱	۰/۲	۴*۱۰	۱/۲۵	۰/۱۰
۵*۶	۱/۶	۰/۳	۵*۱۰	۰/۸۲	۰/۱۹
۶*۶	۱/۵	۰/۲	۶*۱۰	۱/۲۳	۰/۳۳
۷*۶	۱/۱	۰/۳	۷*۱۰	۰/۷	۰/۱۴
۸*۶	۱/۱	۰/۳	۸*۱۰	۰/۹۶	۰/۳۳
۹*۶	۱/۱	۰/۴	۹*۱۰	۰/۷۸	۰/۱۴
۱۰*۶	۱/۳	۰/۲	۱۰*۱۰	۰/۶۳	۰/۲۹

تحلیل نقشه‌های روزهای بارش شدید مربوط به الگوی گردش جوی و توزیع فصلی آن‌ها

تصاویر ارتفاع ژئوپانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روزهای بارش شدید توفان تندری برای هر یک از الگوها، که توسط SOM گروه‌بندی شده‌اند، در نرم‌افزار گردس تهیه شده است. این تصاویر در شکل ۲ نشان داده شده‌اند.



شکل ۲. تصاویر ارتفاع ژئوپانسیل تراز ۵۰۰ روزهای انتخابی

بارش شدید ایستگاهی مربوط به هر نوع گروه سیستم گردش اتمسفری توسط SOM ترسیم شده است. در ادامه، هریک از انواع سیستم گردش جوی و مشخصات سینوپتیکی آن‌ها توصیف می‌شود. شکل ۲ نشان‌دهندهٔ نُه الگوی HGT500 به‌دست‌آمده از تحلیل SOM است. هر الگو شامل چند روز است که توسط SOM طبقه‌بندی شده است. برای مطالعهٔ بهتر، یک روز به‌عنوان نمونه با ضریب همبستگی R2 انتخاب شد.

همان‌طورکه در تصویر بالا مشاهده می‌شود، بیشتر الگوهای بارش شدید اردبیل مربوط به فصل بهار و ماه‌های آوریل و می است؛ یعنی ماه‌های فروردین و اردیبهشت که زمان رخداد بارش تندری در اردبیل است. گروه A از سه روز تشکیل شده است که مربوط به فصل بهار است.

در تصویر A1، که مربوط به ۱۹ می ۲۰۰۵ است، اولین پدیده‌ای که دیده می‌شود رخداد بلوکینگ امگایی‌شکل بر روی شمال خزر است. در پی رخداد این پدیده و قرارگیری منطقهٔ بررسی‌شده در بخش جنوب غرب بلوکینگ 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 عمدهٔ رطوبت این بارش شده است. این امواج با حمل این رطوبت به سمت شمال غرب کشور و کشیده‌شدن فرود بادهای غربی بر روی منطقه و قرارگیری اردبیل در شرق ناوه، که محل بیشینهٔ تاوایی است، موجب صعود هوای مرطوب حمل‌شده از مدیترانه شده و با متراکم‌شدن و تشکیل ابر بر روی این منطقه توفان تندری را سبب شده است.

در تصویر A2، که مربوط به ۱۸ آوریل ۱۹۹۲ است، ناوهٔ عمیقی بر روی دریای خزر و منطقهٔ شمال غرب ایران دیده می‌شود. رخداد این چنین الگوی جوی در تراز پانصد هکتوپاسکال جوی کاملاً باروکلینیک و ناپایدار بر روی منطقه ایجاد 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 بیشینهٔ ناپایداری و صعود هوا و شکل‌گیری ابر است، سبب تولید بارش‌های تندری در اردبیل شده است.

در تصویر A3، که مربوط به ۲ آوریل ۲۰۰۵ است، پدیدهٔ بلوکینگ رکس دیده می‌شود. بلوکینگ رکس مجموعه‌ای با یک پشتهٔ پُرارتفاع قوی در مجاورت یک ناوهٔ کم‌ارتفاع قوی است و پشتهٔ بزرگ در شمال ناوهٔ عمیق قرار دارد. این پشتهٔ پُرارتفاع بلوکینگ رکس، که شامل موج بادهای غربی است، ضمن عبور از مسیر طولانی، دارای رطوبت زیادی است. استان اردبیل در شرق بلوکینگ رکس و محل پشتهٔ پُرارتفاع قرار دارد. پشتهٔ پرارتفاع محل بیشینه ناپایداری و صعود هوا و شکل‌گیری ابر است،که قرارگیری در محل پشته سبب تولید بارش‌های تندری در اردبیل شده است.

گروه B از سه روز تشکیل شده است که این روزها مربوط به پاییز، بهار، و زمستان است. تصویر B1 مربوط به ۵ اکتبر ۲۰۰۶ است. در این تصویر بلوکینگ کم‌فشار بریده دیده می‌شود. کم‌فشارهای بریده زمانی رخ می‌دهند که بادهای تراز بالا به طرف عرض‌های بالا تغییر می‌کنند و یک چرخش کم‌ارتفاع (کم‌فشار) در پشت خود به‌جای می‌گذارند. این کم‌ارتفاع در تراز بالا چندین کنتور بسته دارد. این نوع سامانه نیز می‌تواند برای چند روز در یک منطقه باقی بماند و برای منطقهٔ زیرین خود هوای بارانی را به‌ارمغان بیاورد.

در تصویر B2، که مربوط به ۱۸ می ۱۹۹۸ است، قرارگرفتن اردبیل در قسمت شرق و پُرارتفاع یک ناوهٔ عمیق در سمت شمالی اروپا دیده می‌شود. این ناوه شامل موج بادهای غربی است که از سوی دریای سرخ روانهٔ ایران می‌شوند. موج بادهای غربی، به‌دلیل داشتن رطوبت دریای سرخ، باعث ایجاد جوی باروکلینیک و صعود هوا و تشکیل ابر و درنهایت باران تندری می‌شود.

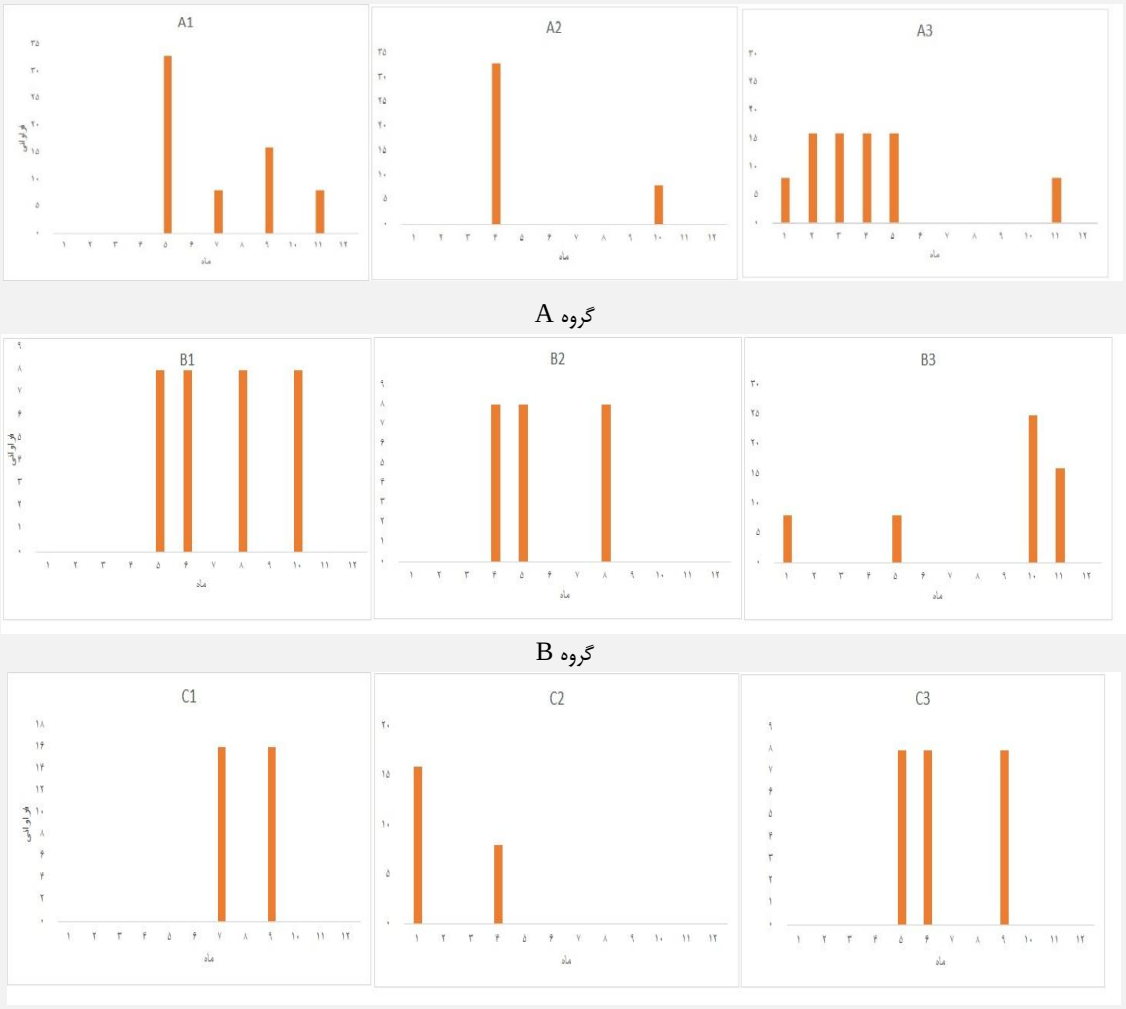
تصویر B3 مربوط به روز ۸ ژانویهٔ ۲۰۰۶ است. در این تصویر بلوکینگ رکس دیده می‌شود که این سیستم مجموعه‌ای با یک پشتهٔ پُرارتفاع قوی در مجاورت یک ناوهٔ کم‌ارتفاع قوی است. اردبیل در سمت شرق ناوهٔ کم‌ارتفاع قرار دارد که محل صعود موج بادهای غربی است و باعث ایجاد جو باروکلینیک و بارش‌های تندری است.

تصویر C1 مربوط به روز ۴ سپتامبر ۱۹۹۷ است. در این روز یک ناوهٔ عمیق در بخش شمالی ایران دیده می‌شود. این

ناوهٔ عمیق، که لبریز از هوای سرد عرض‌های شمالی است، اردبیل در شرق این ناوهٔ عمیق قرار دارد که محل صعود هوای مرطوب و باران‌های شدید است.

تصویر C2 مربوط به سوم ژوئن ۱۹۹۵ است. در این تصویر شاهد بلاکینگ حلقهٔ آتش یا بریده هستیم. این نوع بلاکینگ در فصل تابستان رخ می‌دهد. در این حالت هوای مرکز سامانهٔ پُرفشار بسیار پایدار است، ولی کلاهک لبه‌های سامانه به حدی ضعیف است که اجازه می‌دهد تا در بعد از ظهر پدیدهٔ همرفت به‌وقوع بپیوندد. این پدیدهٔ همرفت به‌صورت حلقه‌ای حول سامانهٔ پُرفشار دیده خواهد شد. توفان‌های تندری بعد از ظهری نیز در جهت ساعت‌گرد حول سامانه می‌چرخند.

تصویر C3 مربوط به فصل تابستان و ۴ ژوئن ۲۰۰۷ است. در این تصویر بلاکینگ کم‌فشار بریده دیده می‌شود. کم‌فشار بریده، که یک ناوهٔ عمیق است، زمانی رخ می‌دهد که بادهای تراز بالا به‌طرف عرض‌های بالا تغییر می‌کنند و یک چرخش کم‌ارتفاع (کم‌فشار) در پشت خود به‌جای می‌گذارند. این نوع سامانه نیز می‌تواند برای چند روز در یک منطقه باقی بماند و برای منطقهٔ زیرین خود هوای بارانی به‌ارمغان بیاورد.



شکل ۳. توزیع فراوانی ماهانه[1] برای هر یک از نُه الگوی سیستم گردش جوی

۱. ترتیب ماه‌ها میلادی است.

شکل ۳ فراوانی نُه الگوی سیستم گردش جوی را طبق روزهای توفان تندری در هر ماه در طی سال‌های ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۶ نشان می‌دهد. این الگوها مربوط به روزهای شدید بارندگی است. طبق این تصویر، ماه می یا اردیبهشت با ۳۰درصد بیشترین فراوانی را در گروه A1 دارند. همچنین، ماه‌های جولای، سپتامبر، و نوامبر به‌ترتیب ۵درصد، ۱۰درصد، و ۱۵درصد فراوانی دارند. در گروه A2 ماه آوریل یا فروردین با ۳۴درصد بیشترین و ماه اکتبر در فصل پاییز با ۵درصد کمترین فراوانی را دارند. در گروه A3 ماه‌های فوریه، مارچ، آوریل، و می ۱۵درصد فراوانی دارند. ماه نوامبر و ژانویه در این گروه ۱۵درصد فراوانی دارند.

در گروه B1 ماه‌های می، ژوئن، آگوست، و اکتبر ۸درصد فراوانی دارند. همچنین، در گروه B2 ماه‌های آوریل، می، و آگوست نیز ۸درصد فراوانی دارند. در گروه B3 ماه ژانویه و ماه می ۸ درصد فراوانی دارند. همچنین این دو ماه بیشترین فراوانی را با ۲۵درصد و ۱۵درصد ماه‌های اکتبر و نوامبر دارد.

در گروه C1 ماه‌های جولای و سپتامبر ۱۶درصد فراوانی دارند. در گروه C2 ماه‌های ژانویه و آوریل به‌ترتیب ۱۶درصد و ۸درصد فراوانی دارند و در گروه C3 ماه‌های می، ژوئن، و سپتامبر ۸درصد فراوانی دارند.

تغییرات فصلی فراوانی الگوهای سیستم گردش جوی و ارتباط آن‌ها با الگوهای اصلی

تغییرات سالانهٔ الگوهای طبقه‌بندی‌شدهٔ مربوط به تغییرات سالانهٔ بارش شدید در شکل ۴ نشان داده شده است.

شکل ۴. فراوانی‌های فصلی ۱۸ الگوی گردش جوی و میزان بارش شدید آن‌ها

شکل ۴ فراوانی تغییرات سالانهٔ الگوهای گردش جوی منطقهٔ مورد مطالعه را در سال‌های ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۶ نشان می‌دهد. این تصاویر هر یک متعلق به چهار فصل سال و فراوانی درصد بارش در هر یک از الگوهاست. در فصل بهار بیشترین درصد بارش متعلق به الگوی گروه B3 با ۴۵درصد فراوانی و کمترین مقدار بارش متعلق به گروه الگوی A1 با ۲۰درصد است؛ درحالی‌که این الگو در فصول دیگر دارای کمترین مقدار بارش است. تقریباً همهٔ الگوها به‌جز الگوی C3 در فصل بهار دارای

مقداری بارش‌اند. الگوهای A1 و C1 (۴۵درصد)، B1 (۳۵درصد)، و C3 (۲۰درصد) الگوهای پُربارش فصل تابستان است. الگوی C1 با (۴۵درصد) فقط در فصل زمستان دارای مقداری بارش است. الگوی C3 فقط در فصل بهار و تابستان دارای مقداری بارش با ۲۵درصد و ۱۵درصد است و در بارش فصول پاییز و زمستان هیچ نقشی ندارد. در فصل پاییز الگوهای A1 (۲۸درصد)، A2 (۱۰درصد)، B1 (۱۵درصد)، و B3 (۴۵درصد) دارای بیشترین مقدار بارش و الگوهای پُربارش‌اند. در فصل زمستان فقط الگوهای A3 با ۳۵درصد و B3 با ۲۰درصد الگوهای دارای بارش‌اند. به‌نظر می‌رسد فصل بهار فصل پُرباران اردبیل است. فصل بهار به‌ویژه ماه اردیبهشت فصل باران‌های تندری در شمال غرب ایران و استان اردبیل است. اردبیل در این فصل تحت تأثیر سامانه‌های فرود مدیترانه‌ای است. بارش تندری در این فصل به‌دلیل 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 بیشینهٔ ناپایداری و صعود هوا و شکل‌گیری ابر است، سبب تولید بارش‌های تندری در اردبیل می‌شود. فصل پاییز تحت تأثیر پُرفشار سیبری است که ماهیتی بری و سرد دارد و از شمال و شمال شرق وارد می‌شود و پس از عبور از دریای خزر و جذب بخار آن استان اردبیل را تحت تأثیر قرار می‌دهد. این جریان نیز بیشترین بخار خود را در دامنه‌های شرقی تالش برجای می‌گذارد. ورود این جریان هوایی در نواحی شمالی و مرکزی و جنوبی استان با سرما و افزایش میزان رطوبت هوا همراه است و در مناطق دیگر، به‌ویژه در مناطق مرتفع، سرما و یخبندانی خشک را سبب می‌شود.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش الگوهای گردش جوی روزانه مربوط به روزهای بارندگی شدید بیش از ۵۰ میلی‌متر در منطقهٔ شمال غرب ایران در اردبیل در دورهٔ ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۶ به‌طور عینی با استفاده از تکنیک SOM مطالعه و با استفاده از روش آزمون پتیت نُه الگوی گردش جوی شناسایی شد. بیشتر الگوهای بارش شدید اردبیل مربوط به فصل بهار و ماه‌های آوریل و می است؛ یعنی ماه‌های فروردین و اردیبهشت که زمان رخداد بارش تندری در اردبیل است. الگوهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، که به رخداد توفان تندری منجر شدند، در بارش‌های شدید بهاره رخداد بلوکینگ امگایی‌شکل، تشکیل ناوهٔ عمیقی بر روی شمال خزر، و پدیدهٔ بلوکینگ رکس، این چنین الگوی جوی در تراز پانصد هکتوپاسکال، جوی کاملاً باروکیلینیک و ناپایدار بر روی منطقه ایجاد کرده است که سبب تولید بارش‌های تندری در اردبیل شده است. در الگوهای تابستان بلاکینگ حلقهٔ آتش و بلاکینگ کم‌فشار بریده این نوع بلاکینگ در فصل تابستان رخ می‌دهد. حالت هوای مرکز سامانهٔ پُرفشار بسیار پایدار است. بلاکینگ کم‌فشار یک ناوهٔ عمیق است و زمانی رخ می‌دهد که بادهای تراز بالا به‌طرف عرض‌های بالا تغییر می‌کنند و یک چرخش کم‌ارتفاع (کم‌فشار) در پشت خود به‌جای می‌گذارند. در الگوی پاییز یک ناوهٔ عمیق در بخش شمالی ایران و بلوکینگ کم‌فشار بریده دیده می‌شود. این ناوهٔ عمیق، که لبریز از هوای سرد عرض‌های شمالی است، اردبیل در شرق این ناوهٔ عمیق قرار دارد که محل صعود هوای مرطوب و بارش باران‌های شدید است. در الگوی زمستان بلوکینگ رکس، که این سیستم مجموعه‌ای با یک پشتهٔ پُرارتفاع قوی در مجاورت یک ناوهٔ کم‌ارتفاع قوی است، اردبیل در سمت شرق ناوهٔ کم‌ارتفاع قرار دارد که محل صعود موج بادهای غربی است که باعث ایجاد جو باروکلینیک و بارش‌های تندری است.

همچنین، در گروه A1 بیشترین فراوانی را ماه می یا اردیبهشت با ۳۰درصد دارد. در گروه A2 بیشترین فراوانی را ماه آوریل یا فروردین با ۳۴درصد و کمترین فراوانی را ماه اکتبر در فصل پاییز با ۵درصد دارد. در گروه A3 ماه‌های فوریه، مارچ، آوریل، و می ۱۵درصد فراوانی دارند. همچنین، در گروه B2 نیز ماه‌های آوریل، می، و آگوست ۸درصد فراوانی دارند. در گروه B3 بیشترین فراوانی را با ۲۵درصد و ۱۵درصد ماه‌های اکتبر و نوامبر دارند. در گروه C1 ماه‌های جولای

و سپتامبر ۱۶درصد فراوانی دارند. در گروه C2 ماه‌های ژانویه و آوریل ۱۶درصد و ۸درصد فراوانی دارند و در گروه C3 ماه‌های می، ژوئن، و سپتامبر ۸درصد فراوانی دارند. در فصل بهار بیشترین درصد بارش متعلق به الگوی B3 با ۴۵درصد فراوانی و کمترین مقدار بارش متعلق به الگوی A1 با ۲۰درصد است. الگوهای A1 و C1 (۴۵درصد)، B1 (۳۵درصد)، و C3 (۲۰درصد) الگوهای پُربارش فصل تابستان است. الگوی C1 با ۴۵درصد فقط در فصل زمستان دارای مقداری بارش است. الگوی C3 فقط در فصل بهار و تابستان دارای مقداری بارش با ۲۵درصد و ۱۵درصد است. در فصل پاییز الگوهای A1 (۲۸ درصد)، A2 (۱۰درصد)، B1 (۱۵درصد)، و B3 (۴۵درصد) الگوهای پُربارش‌اند. در فصل زمستان فقط الگوهای A3 (با ۳۵درصد) و B3 (با ۲۰درصد) الگوهای دارای بارش‌اند.

منابع

ایران‌پور، ف.؛ یزدان‌پناه، ح. و حنفی، ع. (۱۳۹۴). تجزیه و تحلیل ترمودینامیکی توفان‌های تندر در ایستگاه‌های هواشناسی همدان، مجلهٔ جغرافیا و مخاطرات طبیعی، ش۱۳: ۱۱۶-۱۱۷.

جلالی، ا. (۱۳۸۵). تحلیل زمانی و مکانی بارش‌های رعد و برقی منطقهٔ شمال غرب ایران، پایان‌نامهٔ دکتری، دانشگاه تبریز.

جلالی، ا. و جهانی، م. (۱۳۸۷). بررسی پراکنش مکانی بارش‌های تندری شمال غرب ایران، فصلنامهٔ فضای جغرافیایی، ش ۲۳: ۱۴۰-۱۴۵.

خالصی، ف. (۱۳۹۳). واکاوی زمانی توفان‌های تندری در ایران، دوفصل‌نامهٔ آب و هواشناسی کاربردی، ش ۱: ۴۸-۴۹.

دانشور وثوقی، ف. و دین‌پژوه، ی. (۱۳۹۱). بررسی روند تغییرات کیفیت آب زیرزمینی دشت اردبیل با استفاده از روش اسپیرمن، نشریهٔ محیط‌شناسی، دورهٔ ۳۸، ش ۴: ۱۷-۱۸.

قویدل رحیمی، ی. (۱۳۹۱). تحلیل سینوپتیک بارش‌های رعد و برقی ۴ و ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹، نشریهٔ علمی- پژوهشی جغرافیا، برنامه‌ریزی تبریز، ش۴۲: ۲۲۲-۲۲۴.

صلاحی، ب. (۱۳۸۹). بررسی ویژگی‌های آماری و همدیدی توفان‌های تندری استان اردبیل، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ش۷۲: ۱۳۰-۱۳۲.

صلاحی، ب. و عالی‌جهان، م. (۱۳۹۴). استخراج و تحلیل الگوهای سینوپتیک منجر به توفان‌های تندری دشت اردبیل، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دورهٔ ۴۷، ش ۳: ۴۰۰-۴۰۲.

لشکری، ح. و آقاسی، ن. ی. (۱۳۹۲). تحلیل سینوپتیک توفان تندری تبریز در فاصلهٔ زمانی ۱۹۹۶- ۲۰۰۵، نشریهٔ علمی- پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی، ش ۴۵: ۲۰۲-۲۰۶.

Bielec-Ba¸ Kowska, Z. (2003). Long-term variability of thunderstorm occurrence in Poland in the 20th century, Atmospheric Research, 67-68: 35-52.

Cassano, EN.; Lynch, AH.; Cassano, JJ. and Koslow, MR. (2006). Classification of synoptic patterns in the western Arctic associated with extreme events at barrow, Alaska, USA. Clim Res, 30: 83-97.

Dai, A. (2001). Global precipitation and thunderstorm frequencies, Part I: seasonal and interannual variations. J. Clim., 14(6): 1092-1111.

Daneshvar Vosoughi, F. and Dinpaypooh, Y. (2012). Investigating the process of underground water quality changes in Ardebil plain using Spearman method, Journal of Ecology, 38(4).

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.

Ghavidel Rahimi, Y. (2012). Synoptic Analysis of Thunderstorms and Thunderstorms May 4th and 5th, 2010, Geographical Research Journal, Tabriz Planning No. 42.

Hewitson, B.C. and Crane R.G. (2002). Self-organizing maps: applications to synoptic climatology, Clim Res, 22: 13-36.

Jalali, U. (2006). The temporal and spatial analysis of rainfall in the northwest Iran, PhD thesis, Tabriz University.

Johnson, N.C. and Feldstein, SB. (2010). The continuum of North Pacific Sea level pressure patterns: intra seasonal, annual, and inter decadal variability. J Clim, 23: 851-867.

Iranpour, F.; Yazdanpaq, H. and Hanafi, A. (2015). Thermodynamic analysis of Thunder storms at Hamedan meteorological stations, Geography Magazine and natural hazards, No. 13.

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: 2283-2297.

Kohonen, T. (2001). Springer series in information sciences, In: Self-Organizing Maps, 3rd ed., Vol 30. Springer, Berlin.

Kohonen, T. (1995). Springer series in information sciences. In: Self-Organizing Maps, Vol 30. Springer, Berlin.

Kolendowicz, L. (2012). Synoptic patterns associated with thunderstorms in Poland, MeteorologischeZeitschrift, 21(2): 145-156.

Lashkari, H. and Aghasi, N. (2013). Synoptic Analysis of the Thunderbolt Tandris in Tabriz during the period 1996-2005, Journal of Geography and Planning Research, No. 45.

Pettitt, A.N. (1979). A non-parametric approach to the change pointproblem, Appl Stat, 28(2):126-135.

Rousi, E.; Anagnostopoulou, C.; Tolika, K. and Maheras, P. (2015.) Representing teleconnection patterns over Europe: a comparison of SOMand PCA methods, Atmos Res, 152: 123-137.

Rabin, R.M. and Davies-Jones, R.P. (1986). Atmospheric structure ahead of thunderstorms, Endeavour, 10(1): 20-27.

Selahi, B. and Ezzhjaran, M. (2015). Extraction and analysis of synoptic patterns leading to Thunder storms in Ardebil plain, Natural geographic research, 47(3).

Tuomi, T.J. and Mäkelä, A. (2003). Synoptic Classification of Thunderstorms in Finland, Geophysica, 39(1-2): 3-30.

Van Delden, A. (2001). The synoptic setting of thunderstorms in Western Europe, Atmospheric Research, 56: 89-110.

Wapler, K. and James, P. (2014). Thunderstorm occurrence and characteristics in Central Europe under different synoptic conditions, Atmospheric Research, pp. 1-14.