



دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر
فصلنامه‌ی علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی

سال هجدهم، شماره‌ی ۶۱
بهار ۱۳۹۷، صفحات ۸۱-۶۳

*مسعود جلالی^۱
وهاب کمریان^۲

تحلیل الگوهای فضایی توفان‌های تندری در شمال غرب ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۲/۰۹

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۰/۲۴

چکیده

یکی از بلاهای طبیعی که هر ساله در سراسر جهان خسارات مالی و جانی زیادی ایجاد می‌نماید توفان‌های تندری و پدیده‌های ناشی از آن هستند. به منظور بررسی توزیع مکانی توفان‌های تندری داده‌های هواشناسی ۱۶ ایستگاه شمال غرب کشور با دوره مشترک آماری ۲۲ ساله (۲۰۰۹-۱۹۸۸) از سازمان هواشناسی کشور اخذ شد. سپس کدهای مربوط به توفان‌های تندری (۱۷، ۲۹ و ۹۱ تا ۹۹) استخراج گردید. از آنجا که شناخت الگوی پدیده‌ها نقش به‌سزایی در شناسایی رفتار آن در طی زمان و مکان دارد؛ بنابراین جهت مطالعه الگوی مکانی توفان‌های تندری از روش تحلیل الگوی خودهمبستگی مکانی و شاخص انسلین موران محلی بهره گرفته شد. نتایج نشان داد که از نظر مکانی بیشینه توفان‌های تندری بر نواحی مرتفع و کوهستانی منطقه منطبق است. در حالی که از نظر زمانی بیشینه توفان‌های تندری در ماه‌های اردیبهشت و خرداد رخ داده است. نتایج حاصل از همبستگی تفکیکی و رگرسیون خطی، نشان داد که از بین عوامل جغرافیایی مانند ارتفاع، طول و عرض جغرافیایی تأثیر عامل ارتفاع قوی‌تر از دو عامل دیگر می‌باشد.

کلید واژه‌ها: توفان تندری، تحلیل فضایی، شاخص موران محلی انسلین، کریجینگ، شمال غرب ایران.

مقدمه

توفان تندری، ماشین ترمودینامیکی است که در آن انرژی پتانسیل^۳ از گرمای نهان حاصل از تراکم در شرایط رطوبتی یا ناپایداری جابجایی قائم هوا به سرعت به انرژی جنبشی^۴ از جریان‌های قائم هوا تبدیل می‌شود (Jafarpoor, 2006: 96). این امر سبب بارندگی‌های سیل‌آسا، تگرگ، بادهای توفانی و توفان تندری می‌گردد (Salahi, 2010: 12). توفان‌ها در صورتی که با رطوبت توام باشند توفان تندری و اگر خشک باشند توفان گردوخاک ایجاد می‌کنند (Alijani, 2008: 95). روزهای تندری نماینده ناپایداری‌های شدیدی است که با تندر و آذرخش همراه است (Masoodian, 2011: 141). توفان‌های تندری در روی دریاها بزرگ و اقیانوس‌ها حداکثر فراوانی خود را در شب‌ها دارند، زیرا درجه افت محیطی دما در هوای نزدیک‌تر به سطح آب‌ها در شبانگهان بیش‌تر می‌گردد، ولی در برخی مناطق قاره‌ای بزرگ جهان نظیر ناحیه وسیعی در غرب میانه ایالات متحده آمریکا، نبراسکا، کانزاس و سایر نواحی کوچک‌تر در آریزونا و جنوبی نیز توفان تندری شبانه مشاهده می‌گردد (Jafarpoor, 2006: 97). در ایران، در گوشه شمال‌غربی و جنوب‌شرقی تندر شاخصه اقلیم به‌شمار می‌رود. در شمال‌غرب ناپایداری‌های بهاری که از یک‌سو متأثر از شرایط ناهمواری و از سوی دیگر ناشی از سامانه‌های غربی است تندر را پدید می‌آورد. در گوشه جنوب‌شرق به مرکزیت سراوان تندر ناشی از نفوذ سامانه‌های موسمی است. هسته پر تندر غرب ایران به مرکزیت ایلام به سبب گرمایش شدید و همرفت محلی پدید آمده است؛ اما محور بوشهر-یاسوج مسیر ورود سامانه‌های پر رطوبت فرود دریای سرخ به ایران است (Masoodian, 2011: 141). از نظر توزیع زمانی و مکانی، بیش‌ترین توفان‌های تندری در اردیبهشت ماه در ارتفاعات آذربایجان، کردستان و خراسان رخ می‌دهد. تعداد آن‌ها به طرف جنوب کاسته شده و به حداقل خود در سواحل جنوب و دشت لوت می‌رسد (Alijani, 2008: 96). توفان‌های تندری و پدیده‌های ناشی از آن، مانند تگرگ، بارش‌های سنگین و سیل‌آسا و باد شدید مهم‌ترین سوانح اقلیم‌شناختی هستند که بخش وسیعی از تحقیقات آب و هواشناسی دنیا را به خود اختصاص داده‌اند. آگاهی از نحوه توزیع زمانی و مکانی این پدیده می‌تواند از بروز خطرات ناشی از رخداد توفان‌های تندری در منطقه شمال‌غرب ایران تا حدودی بکاهد. (Easterling (1989: 367 بر اساس منشأ و میزان بارشی که هر سامانه تندری می‌تواند تولید کند، به پهنه‌بندی مناطق مختلف آمریکا پرداخته است. همچنین فراوانی تغییرات روزانه بارندگی و فراوانی رعد و برق توسط Wallace (1975: 409) و Robinson & Easterling (1988: 385) مورد مطالعه قرار گرفته است. (Changnon (2001: 643 در تحقیقی با استفاده از آمار صد ساله ۸۶ ایستگاه هواشناسی در بازه زمانی (۱۸۹۶ تا ۱۹۹۵) به بررسی رخداد توفان‌های تندری در ایالات متحده پرداخته‌اند. نتایج نشان داد که نوسانات توفان تندری در بازه‌های ده ساله تحت تاثیر عوامل محلی رخ داده است اما نوسانات زمانی رخ داده در دوره‌های ۲۰ ساله و بیش‌تر نشان دادند که سیستم‌های سینوپتیک در مقیاس‌های بزرگ عامل ایجاد این توفان‌ها بوده‌اند. به‌طور کلی طی صد سال اخیر روند وقوع توفان‌های تندری در آمریکا با افزایش همراه بوده است، این افزایش از

3- Potential Energy

4- Kinetic Energy

غرب آمریکا به سمت جنوب این کشور روندی افزایشی داشته است. (Bentley & Mote 2002: 363) با استفاده از تصاویر ماهواره لندست، صدمات ناشی از توفان‌ها را به تصویر کشیده‌اند. (Westerling & Geshunove 2003: 575) نشان دادند که صاعقه‌های ناشی از توفان‌های تندری مهم‌ترین عامل طبیعی آتش‌سوزی‌های جنگل‌ها و مراتع آمریکا به شمار می‌آیند. (Morin et al 2006: 843) در مطالعه‌ای به‌منظور شناسایی الگوهای مکانی در رخداد بارندگی حاصل از توفان‌های تندری و واکنش هیدرولوژیک حوضه‌های آبریز در جنوب آریزونا، با به‌کارگیری رادارهای هواشناسی و با کمک داده‌های بارشی ناشی از توفان‌های تندری به این نتیجه رسیدند که بین بالاترین رواناب ایجاد شده در این حوضه، با ۵ سلول تجزیه شده از توفان تندری همبستگی بالایی وجود دارد. (Chaudhuri 2006: 643) با به‌کارگیری مدل ترکیبی به‌منظور برآورد عمق بی‌ثباتی همرفتی پتانسیل در زمان رخداد توفان تندری شدید، به بررسی نقش انواع شاخص‌ها در پیدایش رعدوبرق شدید در فصل موسمی در قسمت‌های شمال‌شرقی هند پرداخت و نتیجه گرفت که رخداد توفان رعدوبرق نیاز به یک بی‌ثباتی مشروط تا ارتفاع ۴/۵ کیلومتری دارد؛ به عبارت بهتر برای پیدایش رعدوبرق شدید در فصول موسمی، در جو باید یک بی‌ثباتی همرفتی پتانسیل تا ارتفاع ۳/۵ کیلومتری و بیش‌تر وجود داشته باشد. (Loginov et al 2010: 175) در مطالعه‌ای تغییرات تعدادی از توفان‌های تندری و خصوصیات شکل‌گیری آن‌ها را در بلاروس مورد بررسی قرار داده‌اند. نتایج به‌دست آمده نشان داد که توفان‌های تندری از تنوع زمانی و مکانی بالایی برخوردار است. در ایران نیز مطالعاتی با رویکردهای مختلف آماری، هم‌دید و دینامیکی بر روی پدیده‌ی توفان‌های تندری صورت گرفته است. (Rasouly 2005: 8) با بررسی تغییرات درازمدت فراوانی و میزان بارش‌های حاصل از پدیده‌های رعدوبرق در منطقه شمال‌غرب کشور به این نتیجه رسید که باران‌های تندری اغلب در بهار و طی ساعات بعد از ظهر و اوایل شب اتفاق می‌افتد. (Jalali et al 2006: 33) در بررسی تغییرات بلندمدت فراوانی بارش‌های حاصل از توفان‌های تندری شهر اهر طی دوره آماری (۱۳۸۰-۱۳۶۵) به این نتیجه رسیدند که اغلب بارش‌های مذکور در فصل‌های بهار و تابستان و طی ساعات بعدازظهر و اوایل شب رخ می‌دهند. (Khoshhal dastejerdi & Gavidel Rahimi 2007: 182) در بررسی فراوانی وقوع توفان تندری در تبریز نتیجه گرفتند که در مقیاس زمانی ماهانه، اردیبهشت ماه و در بازه زمانی فصلی، بهار دارای بیش‌ترین فراوانی وقوع توفان‌های تندری هستند. (Salahi 2010: 122) با بررسی ویژگی‌های آماری توفان‌های تندری استان اردبیل نشان داده است که روند وقوع توفان‌های تندری در ایستگاه اردبیل، خلخال و مشکین‌شهر افزایشی و در ایستگاه پارس‌آباد روند کاهشی دارد. (Gavidel Rahimi 2011: 16) در تحلیل دینامیکی توفان‌های تندری تبریز، از شاخص‌های ناپایداری مختلف استفاده نمود و با بررسی ناپایداری جوی و حرکات قائم جو در سه تراز ۶۵۰، ۷۰۰ و ۷۵۰ هکتوپاسکال در روز ۵ اردیبهشت (۱۳۸۹) نشان داد که وقوع بارش ۱۷/۵ میلی‌متری و تگرگ در روز مذکور نمی‌تواند به علت ناپایداری محلی هوا باشد، بلکه ناشی از تاثیر ورود جبهه‌ی هوای سرد و عوامل سینوپتیکی انجام گرفته است. تحقیق حاضر نیز با هدف تحلیل الگوی مکانی پدیده‌ی توفان‌های تندری، در منطقه‌ی شمال‌غرب ایران انجام گرفته است.

مواد و روش‌ها

برای انجام تحقیق حاضر، داده‌های روزانه ساعت‌های مختلف (۰۰:۰۰، ۰۳:۰۰، ۰۶:۰۰، ۰۹:۰۰، ۱۲:۰۰، ۱۵:۰۰، ۱۸:۰۰ و ۲۱:۰۰) ایستگاه سینوپتیک طی دوره‌ی آماری ۲۰۰۹-۱۹۸۸ از سازمان هواشناسی کل کشور اخذ گردید. سپس با بهره‌گیری از نرم‌افزار Matlab کدهای مربوط به توفان‌های تندری (۱۷ و ۲۱، ۹۱ تا ۹۹) استخراج شدند. در مرحله بعد فراوانی وقوع توفان‌های تندری در مقیاس سالانه و ماهانه به دست آمد. جهت بررسی میزان همبستگی بین عوامل محلی (توپوگرافی) با رخداد تندرهای از همبستگی پیرسون^۵ (تفکیکی) رابطه (۱) و رگرسیون خطی استفاده شد. ضریب همبستگی تفکیکی بیانگر رابطه بین دو متغیر در حالتی است که نفوذ یک یا چند متغیر دیگر حذف شده باشد (Asakereh, 2011: 193). به منظور بررسی دقیق‌تر تاثیر عوامل مکانی شامل طول جغرافیایی، عرض جغرافیایی و ارتفاع و تشخیص موثرترین عامل روی توفان تندری منطقه از تکنیک همبستگی تفکیکی بهره گرفته شده است.

$$r_{xy.z} = \frac{r_{xy} - r_{xz}r_{yz}}{\sqrt{1-r_{xz}^2}\sqrt{1-r_{yz}^2}} \quad \text{رابطه (۱)}$$

در رابطه ۱ r_{xy} همبستگی متغیر X و Y و $r_{xy.z}$ رابطه متغیر X و Y با حذف اثر متغیر Z است. در این نوع همبستگی با فرض یکسان و ثابت بودن همه مشاهدات مربوط به Z، همبستگی بین متغیرهای X و Y محاسبه می‌شود. به منظور تحلیل مکانی توفان‌های تندری از روش موران انسلین محلی استفاده شد. این تحلیل اطلاعات مفیدی در مورد ارتباط درونی عوارض به دست می‌دهد، بدین صورت که الگوی پراکنش عوارض با در نظر گرفتن مقادیر خصیصه مورد مطالعه از کدام الگوی خوشه‌ای، تصادفی و یا پراکنده تبعیت می‌کند (Alijani et al, 2013: 5). با استفاده از امتیاز Z استاندارد و P-Value به ارزیابی و معنادار بودن شاخص پرداخته می‌شود. شاخص موران برای خودهمبستگی مکانی به صورت رابطه (۲) محاسبه می‌شود:

$$I = \frac{n}{S_0} \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij} z_i z_j}{\sum_{i=1}^n z_i^2} \quad \text{رابطه (۲)}$$

در اینجا z_i تفاضل بین مقادیر خصیصه عارضه i با میانگین آن ($x_i - \bar{X}$) می‌باشد، در اینجا انحرافات فضایی توفان تندری مد نظر است. w_{ij} وزن مکان بین عارضه z و i همسایگی نقاط می‌باشد. n تعداد کل عوارض جغرافیایی موجود در لایه مورد استفاده بوده و S_0 جمع کل وزن‌های مکانی می‌باشد که به صورت رابطه (۳) حاصل می‌شود:

$$S_0 = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij} \quad \text{رابطه (۳)}$$

امتیاز Z استاندارد برای آماره‌ی موران از طریق رابطه‌ی (۴) محاسبه می‌شود:

$$Z_i = \frac{1-S(I)}{\sqrt{V(I)}} \quad \text{رابطه (۴)}$$

در رابطه ۴ $S(I)$ و $V(I)$ به ترتیب میانگین و انحراف معیار موران جهانی می‌باشد. دامنه‌ی حاصل از موران جهانی بین ۱ تا -۱ می‌باشد؛ بنابراین آن دسته از مقادیر شاخص موران که معنادار و بزرگ‌تر از صفر باشند، بیانگر همبستگی مکانی مثبت است که می‌تواند دارای ارزش بالا و پایین باشد. چنانچه آماره مذکور نزدیک به ۱ باشد بیانگر آن است که بین یاخته‌ها اختلاف مکانی جهانی کمی وجود دارد. آن دسته از مقادیر شاخص موران که معنادار و کوچک‌تر از صفر باشند، نشان‌دهنده‌ی همبستگی مکانی منفی بوده و تفاوت مکانی آشکار بین نقطه‌های هم‌جوار دارد. از آنجایی که شاخص موران جهانی، فقط نوع الگو را مشخص می‌کند، لذا به‌منظور مشخص شدن توزیع مکانی الگو به‌صورت نقشه، از تحلیل خوشه و ناخوشه^۶ که به شاخص انسلین محلی موران معروف است استفاده شده است. آماره محلی موران I به‌صورت رابطه (۵) به‌دست می‌آید:

$$I = \frac{x_i - \bar{X}}{S_i^2} \sum_{j=1, j \neq i}^n w_{ij}(x_j - \bar{X}) \quad \text{رابطه (۵)}$$

که در آن x_i خصیصه‌ی عارضه i و \bar{X} میانگین خصیصه مربوط و w_{ij} وزن مکانی بین عارضه i و j می‌باشد و S_i^2 نیز از رابطه‌ی (۶) حاصل می‌شود:

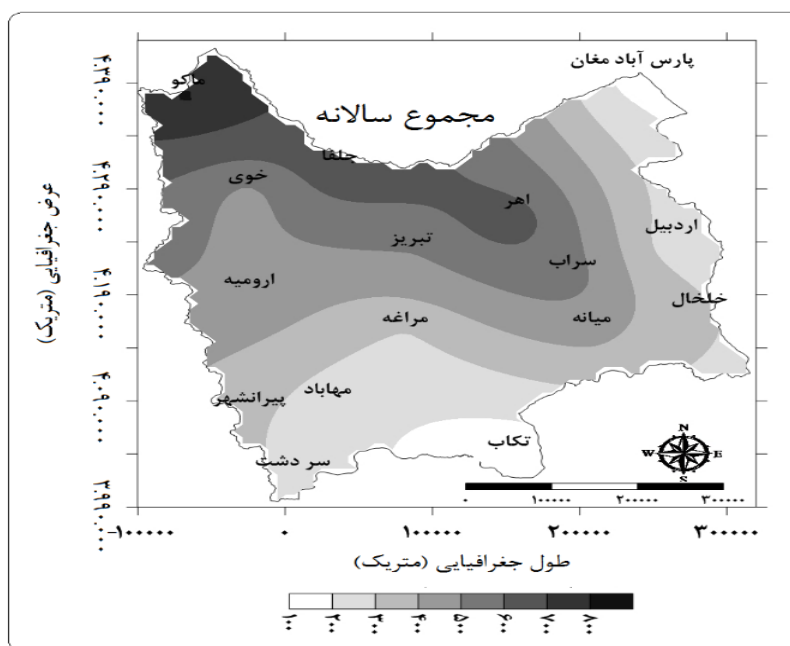
$$S_i^2 = \frac{\sum_{j=1, j \neq i}^n w_{ij}}{n-1} - \bar{X}^2 \quad \text{رابطه (۶)}$$

که در آن n برابر با تعداد کل عارضه‌هاست (Alijani et al, 2013: 6). اگر مقدار I مثبت باشد به معنای آن است که عارضه مورد نظر توسط عوارض مشابه خود محاصره شده است؛ پس عارضه مورد نظر بخشی از آن خوشه است. اگر مقدار I منفی باشد به معنای آن است که عارضه مورد نظر توسط عوارضی که اصلاً مشابهتی با آن ندارند محاصره شده است. این نوع عارضه در حقیقت ناخوشه نامیده می‌شود. شاخص موران محلی فقط در چارچوب امتیاز استاندارد محاسبه شده و P -Value قابل تفسیر و تحلیل است. لایه خروجی ایجاد شده توسط این ابزار دارای خوشه‌های مقادیر زیاد (HH)، خوشه‌های مقادیر کم (LL) و ناخوشه است که در آن یک مقدار زیاد توسط مقادیر کم محاصره شده‌اند (HL). تک‌دانه‌هایی که در آن عارضه دارای مقدار کم توسط عوارض دارای مقادیر زیاد (LH) محاصره شده‌اند و از

نظر آماری معنادار (سطح ۵ درصد) هستند را از یکدیگر متمایز می کند.

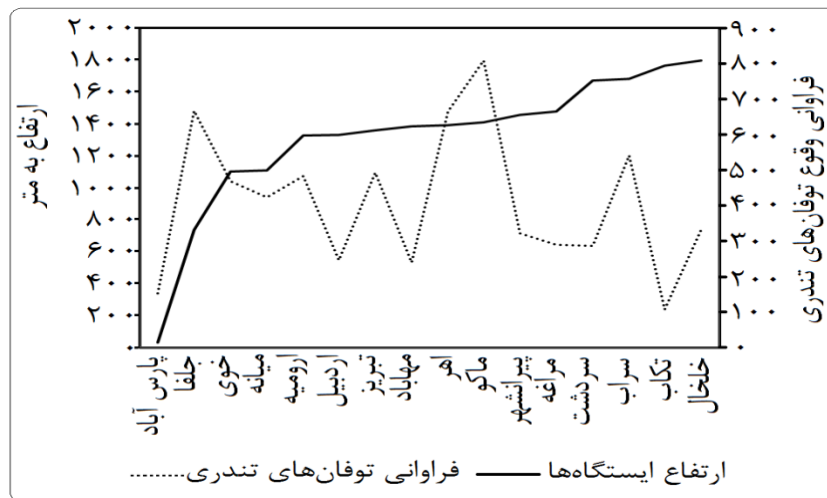
یافته‌ها و بحث

(شکل ۱)، پراکندگی فراوانی مجموع سالانه توفان‌های تندری شمال غرب ایران را نشان می دهد، به عقیده علیجانی دلیل این نوع پراکندگی هوای ناپایدار با رطوبت کافی در منطقه است که شرایط را برای ایجاد توفان‌های تندری فراهم می نماید (Alijani, 2008: 90) به نحوی که در شرق ماکو سالانه حدود ۱۲ توفان تشکیل می شود. در مجموع فراوان‌ترین روزهای توفان تندری در منطقه‌ی کوهستانی غرب کشور رخ می دهد.



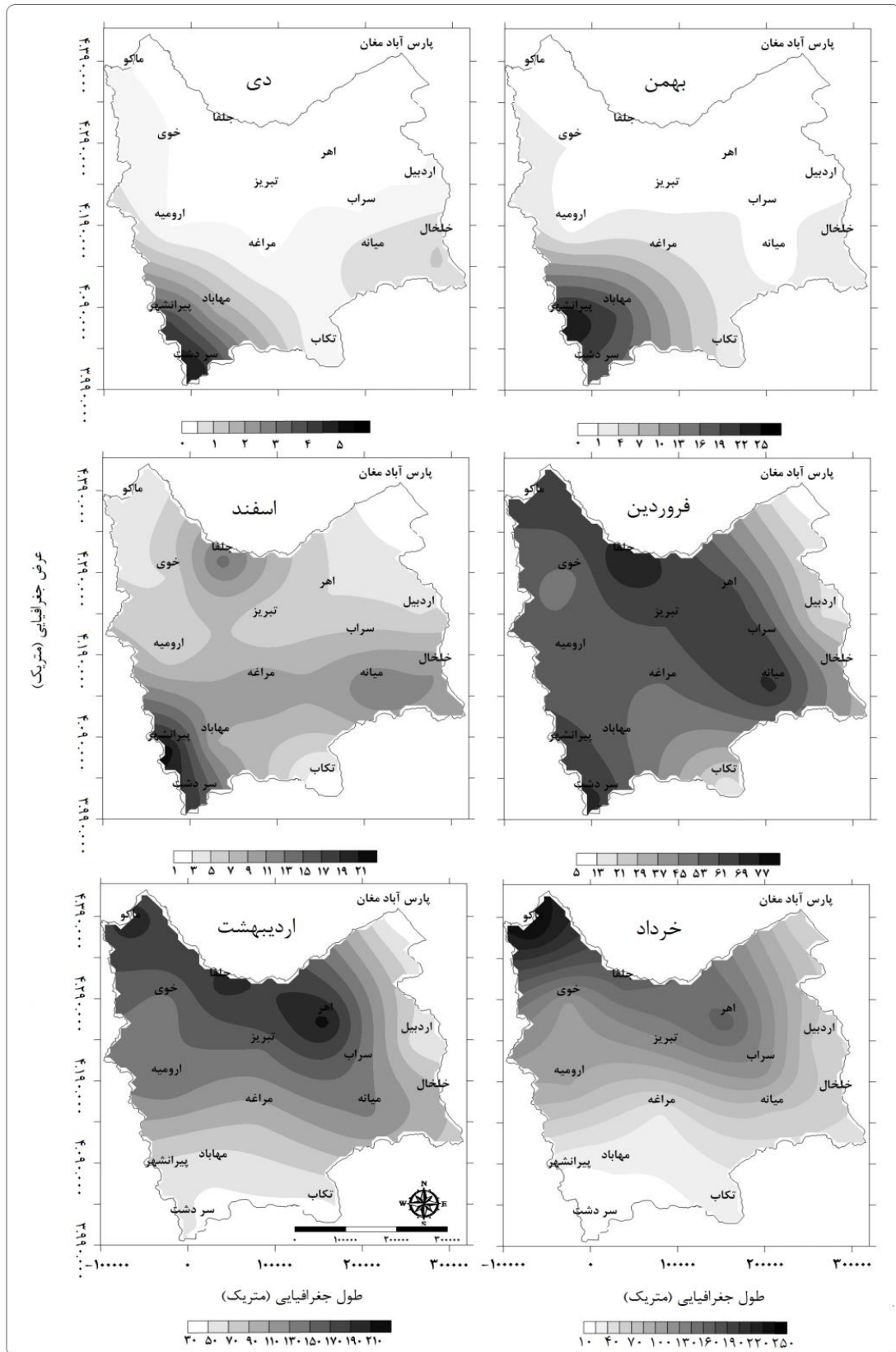
شکل ۱: پراکندگی مکانی مجموع سالانه فراوانی رخداد توفان‌های تندری

متوسط ارتفاع ایستگاه‌های منتخب حدود ۱۳۱۵ متر می باشد، در این بین ۱۲ ایستگاه، ارتفاعشان بالاتر از متوسط است؛ بنابراین نواحی مرتفع و کوهستانی شامل ایستگاه‌های خلخال، تکاب، سراب، سردشت، مراغه، پیرانشهر، ماکو، مهاباد، تبریز، اردبیل، ارومیه، خوی، اهر و تبریز هستند که بیشترین فراوانی سالانه توفان‌های تندری را به خود اختصاص داده‌اند. لیکن در این بین ایستگاه ماکو با ارتفاع ۱۴۱۱/۳ متر ۸۰۹ مورد در صورتی که ایستگاه خلخال با ارتفاع ۱۷۶۹ متر ۳۳۱ مورد وقوع توفان تندری را ثبت نموده است. از سوی دیگر ایستگاه تکاب با ارتفاع ۱۷۶۵ متر با ۱۰۸ مورد در صورتی که ایستگاه پارس آباد مغان با ۳۱/۹ متر از سطح حدود ۱۵۳ مورد توفان تندری تجربه نموده است. سایر ایستگاه‌ها نیز از این بی‌نظمی تبعیت کرده‌اند به نحوی که ایستگاه جلفا با ۷۳۶/۲ متر ارتفاع نسبت به اهر با ارتفاع ۱۳۹۰/۵ متر، تقریباً از لحاظ فراوانی مقادیر مشابهی را به ترتیب، ۶۶۷ و ۶۶۵ مورد، تجربه نموده‌اند؛ اما در مجموع در سایر ایستگاه‌ها تطبیقی بین میزان توفان تندری و مقدار ارتفاع مشاهده می شود (شکل ۲).



شکل ۲: نمودار ارتفاع ایستگاه‌های مورد مطالعه به همراه فراوانی وقوع توفان‌های تندری در شمال غرب ایران (۱۹۸۸-۲۰۰۹)

به منظور شناسایی نوسانات زمانی توفان‌های تندری در مقیاس ماهانه، فراوانی وقوع تندررها بر روی نقشه‌ها ترسیم شدند (شکل ۳). همان طور که مشاهده می‌شود، بیشینه تندررها در دی ماه تقریباً $37/5$ درصد منطقه را پوشش داده و از حیث فراوانی وضعیت آرامی را سپری کرده است به نحوی که بیشینه رخداد ۵ مورد و کمینه آن ۱ مورد بوده است. در بهمن ماه وضعیت به گونه‌ای دیگر است به طوری که بیشینه رخداد از ۲۵ مورد و کمینه نیز از ۱ مورد تجاوز نمی‌کند. از حیث مکانی برخی ایستگاه‌ها نظیر مراغه که در دی ماه شاهد رخداد توفان‌های تندری بوده است، در بهمن ماه رخدادی را تجربه نمی‌کند. در اسفند ماه پوشش $88/5$ درصدی تندررها در سطح منطقه دیده می‌شود. در این ماه بیشینه به ۲۱ مورد و کمینه نیز به ۱ مورد کاهش یافته است. در اسفند ماه مناطق جنوب غرب که ایستگاه‌های سردشت، پیرانشهر و مهاباد در آن واقع شده‌اند بیشترین وقوع تندررها را داشته‌اند. در فصول سرد سال اغتشاشات سطوح بالای ناشی از بادهای غربی که عمدتاً از شمال ایران می‌گذرند (Alijani, 2006: 106) شرایط را برای ناپایداری جو، مهیا نموده و به همین دلیل بیشترین رخداد توفان تندری در ارتفاعات و نواحی کوهستانی مشاهده می‌شود. در فروردین ماه تقریباً $93/8$ درصد منطقه تندررها دیده می‌شوند.



شکل ۳. نقشه‌های پراکندگی توفان‌های تندی در فصول زمستان و بهار

از جلفا به اطراف از تعداد وقوع تندرهای کاسته می‌شود به طوری که ایستگاه پارس آباد مغان با کم‌ترین تندرهای مواجه می‌شود. در فروردین ماه بیشینه رخداد با ۷۷ رویداد و کمینه نیز با ۵ مورد ثبت شده است. اردیبهشت ماه هسته‌ی بیشینه تندرهای کمی جابجا شده و به عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر کشیده می‌شود و در ایستگاه اهر متمرکز می‌گردد. از اهر به سمت اطراف از وقوع تندرهای کاسته شده است. در این ماه روند رخداد تندرهای با افزایش نسبی همراه بوده به نحوی که کل منطقه را پوشش داده است. در خرداد ماه هسته‌ی بیشینه از اهر به سمت شمال جابجا شده و در ماکو مستقر می‌گردد. در این ماه ایستگاه‌های سردشت و پیرانشهر وضعیت آرامی را از نظر وقوع تندرهای سپری می‌نمایند.

(شکل ۴) پراکندگی توفان‌های تندری را در دو فصل تابستان و پاییز نشان می‌دهد. در تیرماه هسته‌ی بیشینه‌ی تندرهای همچنان در ماکو متمرکز شده است. در تیرماه فراوانی رخداد تندرهای نسبت به فصل بهار با کاهش همراه بوده به نحوی که بیشینه ۱۱۰ مورد و کمینه نیز ۱۰ مورد را تجربه می‌نماید. درصد پوشش نیز به $81/3$ درصد کاهش می‌یابد. مرداد ماه شیب کاهشی در فراوانی رخداد تندرهای کمی شتاب می‌گیرد ولی هسته‌ی بیشینه‌ی آن همچنان در ماکو مستقر است که به سمت مرکز منطقه در حال کاهش است. درصد پوشش نسبت به تیرماه تغییر محسوسی پیدا نکرده ولی از حیث فراوانی بیشینه به حداکثر ۹۰ مورد و کمینه نیز به حداقل ۱۰ مورد کاهش پیدا کرده است. از شهریور ماه پوشش تندرهای تمام منطقه را فرا گرفته ولی فراوانی همچنان روند کاهشی دارد. هسته‌ی بیشینه همچنان در ماکو قرار گرفته است و به سمت مرکز و شمال شرق در حال کاهش است. در مهرماه، منطقه‌ی شمال غرب شاهد انتقال هسته‌ی بیشینه‌ی تندرهای از ماکو به سمت ایستگاه سراب می‌باشد. به نحوی که از مرکز به اطراف منطقه فراوانی تندرهای در حال کاهش است. درصد پوشش تندرهای در سطح منطقه نسبت به شهریور کاهش پیدا کرده به نحوی که فقط $87/5$ درصد از کل منطقه را پوشش می‌دهد.

در مرداد و شهریور ماه با استقرار مرکز پرفشار از ورود بادهای غربی به منطقه کاسته شده و از فراوانی توفان تندری در سطح منطقه کم می‌شود. در مهرماه بیشینه رخداد حداقل ۴۱ مورد و کمینه نیز به حداکثر ۶ مورد تقلیل پیدا می‌کند. در آبان ماه، همانند دی و بهمن، هسته‌ی تمرکز توفان‌ها به جنوب غرب با مرکزیت پیرانشهر منتقل می‌گردد. درصد پوشش به $68/8$ درصد کاهش یافته ولی بر فراوانی رخداد افزوده می‌شود به نحوی که بیشینه به حداقل ۵۰ مورد و کمینه به حداکثر ۵ مورد می‌رسد. در آذرماه درصد پوشش توفان‌ها به کم‌ترین حد خود ($18/8$) درصد می‌رسد. هسته‌ی وقوع تندرهای به سردشت در جنوب غرب منطقه منتقل شده و بیشینه به حداقل ۲۰ مورد و کمینه نیز به حداکثر ۵ مورد کاهش پیدا می‌کند.

نتایج حاصل از همبستگی تفکیکی نشان داد که با حذف اثر متغیرهای اقلیمی از روی رخدادهای توفان تندری مقادیر همبستگی، در جهت افزایش و یا کاهش تغییر می‌نماید (جدول ۱)، به نحوی که در شاخص‌ترین وضعیت با حذف اثر عرض جغرافیایی از روی رابطه‌ی توفان‌تندری با ارتفاع ضریب همبستگی و (ضریب تعیین) ۰/۵۴۴ و ۲۹/۶ درصد حاصل شد که در مقایسه با میزان همبستگی پیرسون به مقدار ۰/۲۸ و (۷/۸۴ درصد) با افزایش همراه بوده که به تبع آن ضریب تعیین نیز تغییر کرده است.

جدول ۱- همبستگی تفکیکی مشخصات مکانی با توفان تندری در شمال غرب ایران

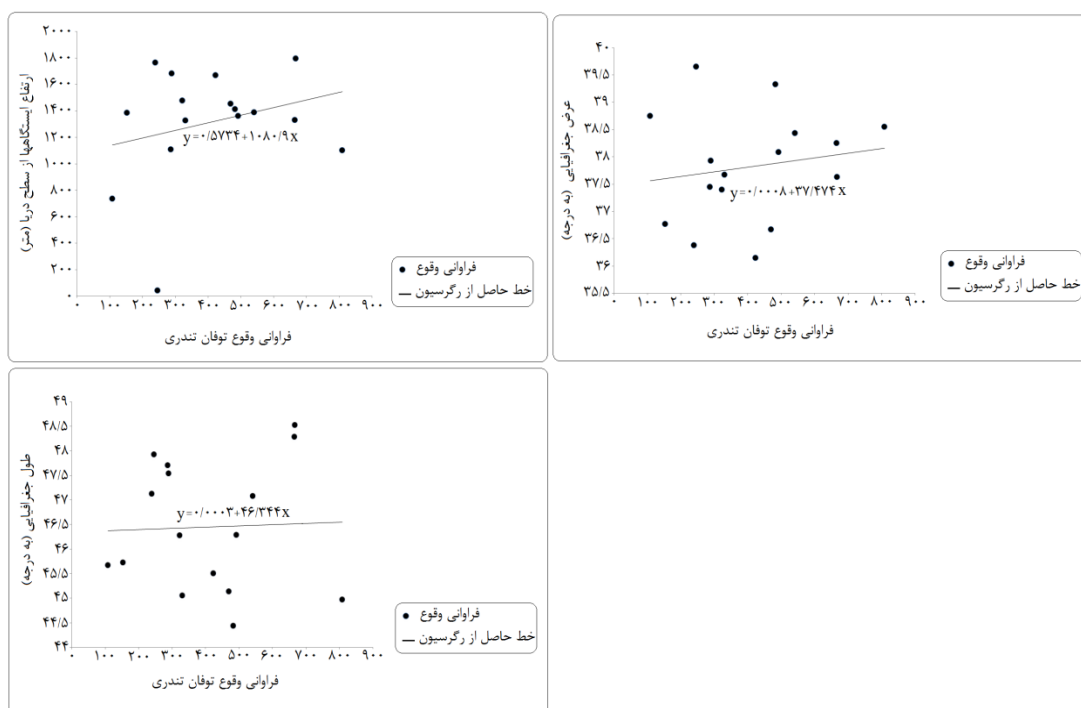
همبستگی بین متغیر X و Y	حذف اثر متغیر Z	ضریب همبستگی	ضریب تعیین	جهت تغییر در ضرایب نسبت به ضریب همبستگی پیرسون
توفان تندری و طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	۰/۰۲۷	(۰/۰۷ درصد)	کاهش ۰/۰۱۱
توفان تندری و ارتفاع	عرض جغرافیایی	۰/۵۴۴	(۲۹/۶ درصد)	افزایش ۰/۲۸
توفان تندری و عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	۰/۱۶۱	(۲/۶ درصد)	کاهش ۰/۰۰۳
توفان تندری و ارتفاع	طول جغرافیایی	۰/۲۶۲	(۶/۸۶ درصد)	افزایش ۰/۰۰۲
توفان تندری و طول جغرافیایی	ارتفاع	۰/۰۲۷	(۰/۰۷ درصد)	کاهش ۰/۰۱۱
توفان تندری و عرض جغرافیایی	ارتفاع	۰/۵۱۸	(۲۶/۸۳ درصد)	افزایش ۰/۳۵۴

این امر بیانگر آن است که در شمال غرب ایران بخشی از افزایش رخداد توفان تندری که تصور می‌شد، تنها با ارتفاع توجیه می‌شود، حاصل تغییر در عرض جغرافیایی است که در رابطه‌ی ارتفاع-عرض جغرافیایی در ضریب همبستگی ساده قابل مشاهده نبود. افزایش قابل توجه دیگر، در ارتباط بین عرض جغرافیایی با توفان‌تندری است که با حذف اثر ارتفاع از روی رابطه‌ی توفان‌تندری با عرض جغرافیایی، مقدار ضریب همبستگی ۰/۵۱۸ یا (۲۶/۸۳ درصد) حاصل می‌گردد. این مقدار نسبت به همبستگی پیرسون ساده ۰/۳۵۴ یا (۱۲/۵۳ درصد) افزایش داشته است. این امر نشان دهنده تأثیر تعدیل‌کنندگی ارتفاع در کاهش مقدار ضریب پیرسون است. متغیرهای دیگر با حذف اثر یک متغیر مزاحم، ضرایب‌شان نسبت به ضریب پیرسون ساده با کاهش همراه بوده است (جدول ۲).

جدول ۲- ماتریس همبستگی پیرسون مشخصات مکانی با توفان تندری در شمال غرب ایران

توفان تندری	ارتفاع	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	
۰/۰۳۸	-۰/۰۵۱	۰/۰۷۱	۱	طول جغرافیایی
۰/۱۶۴	-۰/۶۶۱	۱	-	عرض جغرافیایی
۰/۲۶۰	۱	-	-	ارتفاع
۱	-	-	-	توفان تندری

بنابراین در منطقه‌ی شمال غرب رابطه‌ی بین تندرها با ارتفاع بارزتر از رابطه‌ی تندرها با عرض و طول جغرافیایی می‌باشد. برای بیان بهتر همبستگی می‌توان از رگرسیون خطی بهره برد. رگرسیون زمانی نتیجه‌ی دقیق و مورد اعتماد را نشان می‌دهد که بین داده‌ها همبستگی بالایی وجود داشته باشد. در این بین بیش‌ترین همبستگی، بعد از ارتفاع با درصد (تغییرات توأم با توفان تندی) به عرض جغرافیایی با $۲۶/۸۳$ درصد تعلق دارد. نمودار رگرسیون خطی دو متغیره برای ارتفاع، عرض و طول جغرافیایی با توفان تندی ترسیم گردیده است (شکل ۵).



شکل ۵: نمودار خطی رگرسیون بین ارتفاع، طول و عرض جغرافیایی با توفان تندی در شمال غرب ایران

همان طوری که در نمودارهای حاصل از رگرسیون دو متغیره نیز دیده می‌شود، بیش‌ترین ارتباط بین ارتفاع و توفان تندی دیده می‌شود (شکل ۵). معادله‌ی رگرسیون حاصل از ارتباط بین ارتفاع و توفان تندی نشان می‌دهد که خط رگرسیون با مبدأ ارتفاع $۱۰۸۰/۹$ آغاز می‌گردد. مقدار $+۰/۵۷۳۴$ گویای شیب خط راستی است که از میان نقاط ایستگاهی می‌گذرد به تعبیر دیگر به ازای هر متر افزایش ارتفاع $۰/۵۷۳۴$ به رخداد توفان تندی در منطقه افزوده می‌شود. برای ارتباط بین عرض جغرافیایی و توفان تندی نیز تفسیری مشابه می‌توان ارائه نمود، به این ترتیب که ارتباط این دو متغیر از عرض $۳۷/۴۷$ درجه شروع می‌گردد به نحوی که با افزایش یک درجه در عرض جغرافیایی حدود $۰/۰۰۰۸$ مورد به توفان تندی اضافه می‌گردد. کوچکی مقدار حاصل شده نشان از تأثیر کم‌تر تندرها از عرض جغرافیایی نسبت به ارتفاع دارد. طول جغرافیایی معمولاً در اکثر رخدادهای اقلیمی تأثیر ناچیزی دارد. در رخداد توفان‌های تندی نیز طول جغرافیایی اثر خیلی کم‌تری نسبت به عرض جغرافیایی و ارتفاع دارد به طوری که به ازای هر درجه افزایش در طول جغرافیایی $۰/۰۰۰۳$ مورد رخداد به توفان‌های تندی اضافه می‌شود.

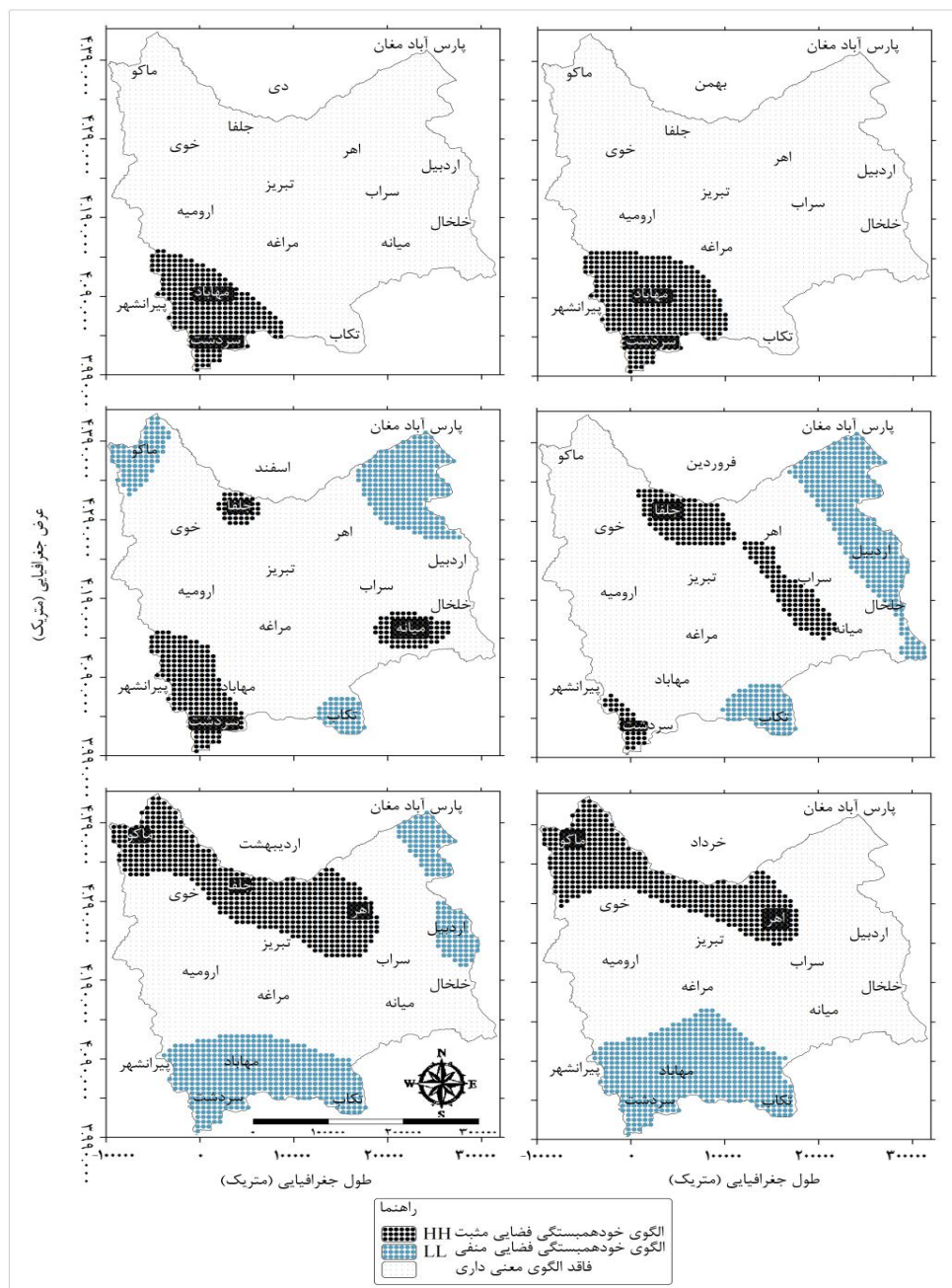
- الگوی خودهمبستگی مکانی تندرها

(شکل‌های ۶ و ۷)، نتایج حاصل از تحلیل خودهمبستگی مکانی توفان‌های تندری منطقه شمال غرب ایران را نشان می‌دهند. در این اشکال طیف‌های مشکی رنگ بیانگر الگوی خودهمبستگی‌های مثبت و طیف‌های آبی رنگ نشانگر الگوی خودهمبستگی منفی می‌باشد. نتایج نشان می‌دهند که در ۲۲ سال گذشته نواحی مرتفع‌تر در امتداد کوه‌های سهند، سبلان و محدوده‌ی رشته‌کوه‌های آرات که ایستگاه ماکو قرار دارد، فراوانی رخداد توفان‌های تندری تشکیل الگوی خوشه‌ای بالا را می‌دهند یا به عبارتی در این نواحی توفان‌های تندری از الگوی خودهمبستگی مکانی مثبت تبعیت می‌کنند. همان‌طور که ملاحظه می‌شود در دی و بهمن ماه ایستگاه‌های پیرانشهر، سردشت و مهاباد دارای الگوی خودهمبستگی مکانی مثبت بوده و در سایر ایستگاه‌ها وقوع توفان‌های تندری فاقد الگو است. در اسفند و فروردین ماه ایستگاه‌های جلفا، میانه، سراب و اهر نیز از الگوی خودهمبستگی مکانی مثبت تبعیت کرده که نشان‌دهنده‌ی آن است که با تغییر فصل، الگوی رخداد توفان‌های تندری نیز از منفی به مثبت و یا برعکس میل می‌کند. در اردیبهشت و خرداد ماه نیز، نواحی شمال و شمال غرب منطقه، در معرض توفان‌های تندری قرار می‌گیرند. تیر، مرداد و شهریور ماه با استقرار پرفشار جنب‌حاره‌ای آزور و استیلای آن بر نواحی مرکزی ایران و نیز خروج بادهای غربی از منطقه، اکثر ایستگاه‌ها دارای خودهمبستگی مکانی مثبت بوده تا این‌که در ماه‌های فصل پاییز این تغییر الگو به استان آذربایجان شرقی مختص می‌شود.

جدول ۳- مساحت تحت پوشش روند توفان‌های تندری در شمال غرب ایران

ماه	HH	LL	LH	HL
فروردین	۱۰/۴	۱۶/۲	۰	۰
اردیبهشت	۱۶/۵	۲۰/۹	۰	۰
خرداد	۱۷/۰	۱۸/۶	۰	۰
تیر	۱۴/۱	۱۹/۸	۰	۰
مرداد	۹/۸	۱۶/۳	۰	۰
شهریور	۱۴/۳	۱۸/۲	۰	۰
مهر	۱۶/۷	۱۵/۵	۰	۰
آبان	۱۱/۴	۴/۲	۰	۰
آذر	۸/۳	۰	۰	۰
دی	۱۰/۲	۰	۰	۰
بهمن	۱۴/۱	۰	۰	۰
اسفند	۰	۰	۰	۰
کل دوره	۱۷/۹	۱۸/۵	۰	۰

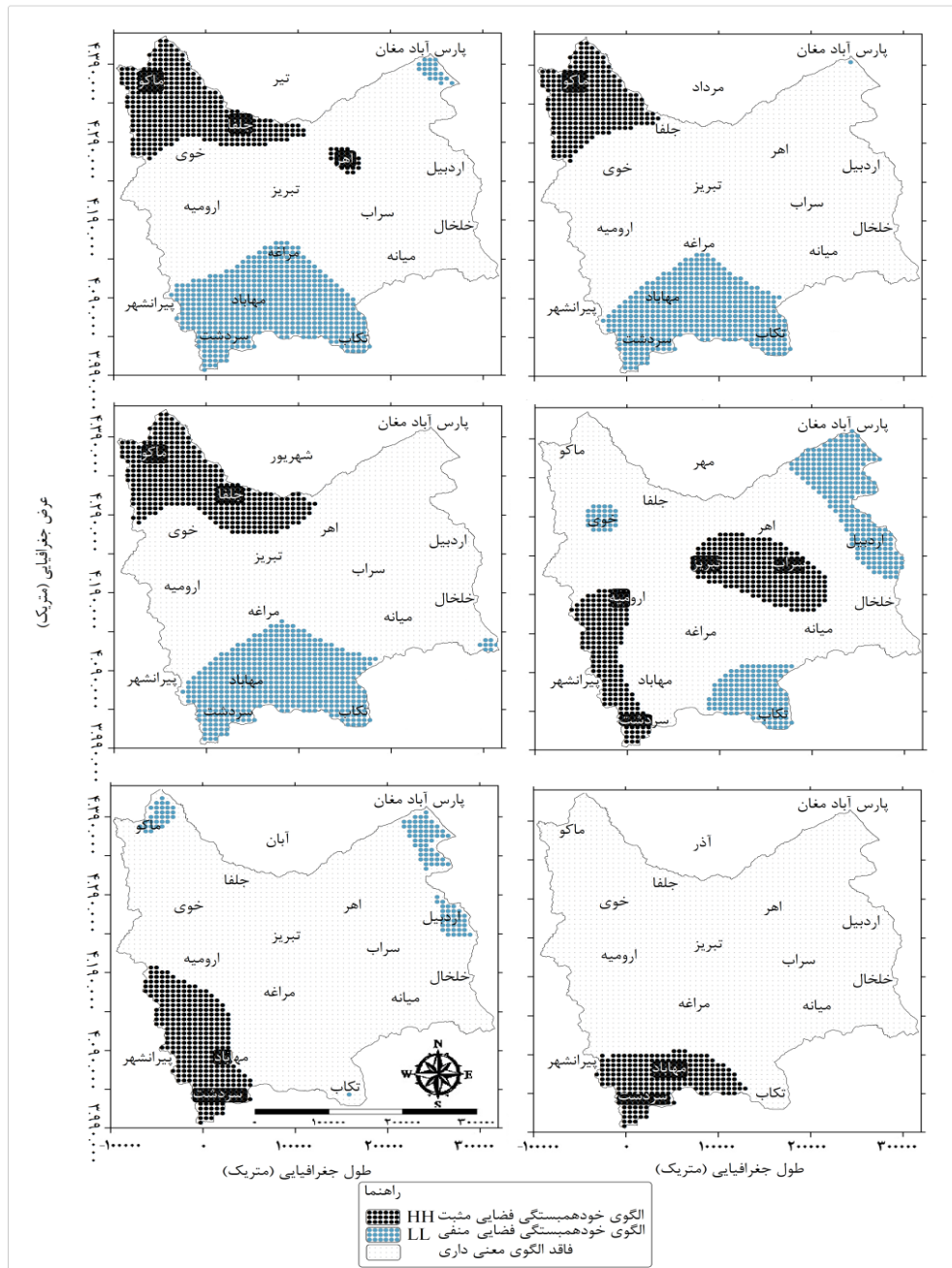
(جدول ۳)، مقادیر خوشه‌های مثبت و منفی خودهمبستگی مکانی شمال غرب ایران را نشان می‌دهد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود در ماه‌های دی و بهمن مقادیر خودهمبستگی مثبت بوده و به ترتیب $۱۰/۲$ و $۱۴/۱$ درصد پهنه را پوشش می‌دهند و سایر نواحی دارای خودهمبستگی منفی هستند.



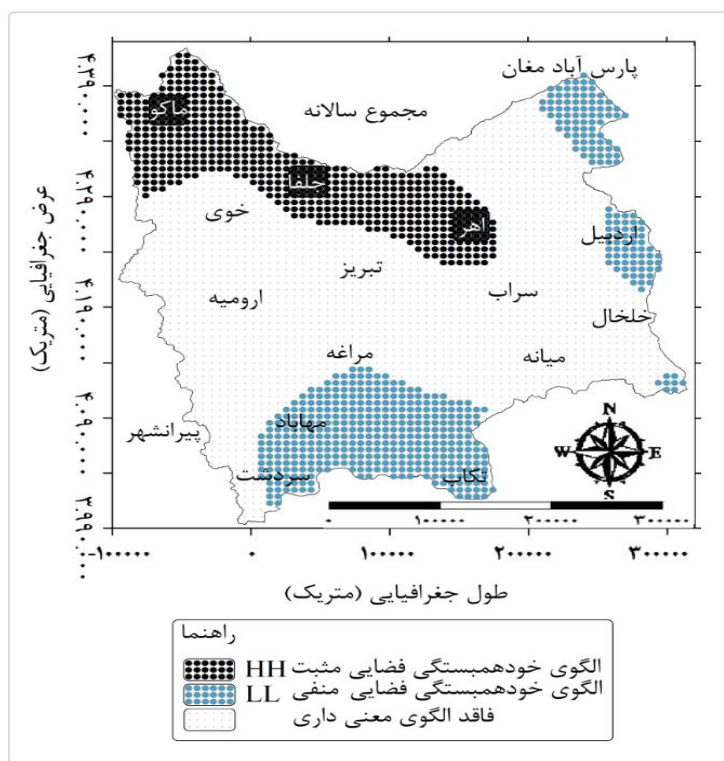
شکل ۶: الگوی مکانی حاکم بر روند رخداد توفان‌های تندری در فصول زمستان و بهار

در اسفند ماه پراکندگی خوشه‌ها با مقادیر بالا و کم به صفر کاهش پیدا می‌کند ولی در فروردین و اردیبهشت و خرداد به ترتیب با $۱۰/۴$ ، $۱۶/۵$ و ۱۷ درصد، نشان‌دهنده‌ی پیروی بیش از نیمی از پهنه از خوشه‌های با مقادیر بالا

می‌باشد. تیر و مرداد و شهریور نیز به ترتیب با $14/1$ ، $9/8$ و $14/3$ درصد نسبت به سه ماهه اول سال مقادیر نسبتاً کم‌تری از خوشه‌های بالا را به خود اختصاص داده‌اند. در دیدی کلی مقادیر با خوشه‌های بالا (طیف مشکی) نشان‌دهنده‌ی احتمال بیشینه توفان تندری در پهنه را نشان می‌دهند و مقادیر با خوشه‌های کم (طیف آبی) نشان‌دهنده‌ی احتمال کمینه توفان تندری در این مناطق از پهنه می‌باشد.



شکل ۷: الگوی مکانی حاکم بر روند رخداد توفان‌های تندری در فصول تابستان و پاییز



شکل ۸: الگوی مکانی سالانه حاکم بر روند رخداد توفان‌های تندی

به‌طور کلی همان‌گونه که در (شکل ۸) نیز مشاهده می‌شود، الگوهای خودهمبستگی مثبت در مناطقی واقع شده‌اند که بیشینه رخداد توفان تندی را در ۲۲ سال گذشته کسب نموده‌اند. این مناطق بر ارتفاعات و تا حدودی به سمت نواحی پست و جلگه‌ای نیز کشیده شده‌اند، پس می‌توان این فرضیه را مدنظر قرار داد که علاوه بر عوامل محلی نظیر، ناهمواری‌ها، ارتفاعات، زاویه تابش خورشید و پوشش گیاهی، عوامل بیرونی هم در تنوع الگوی مکانی رخداد توفان‌های تندی در منطقه تأثیر دارند.

نتیجه‌گیری

در تحقیق حاضر بر روی فراوانی وقوع توفان‌های تندی در شمال غرب ایران که طی دوره آماری ۱۹۸۸-۲۰۰۹ رخ داده‌اند، تحلیل آماری و مکانی صورت گرفته است. در این مطالعه با توجه به آماره‌های خطا، روش کریجینگ ساده از خطای کم‌تری برای میان‌یابی تندرهای برخوردار بوده، بنابراین از روش مذکور برای میان‌یابی تندرهای استفاده شده است. نتایج نشان داد که نواحی مرتفع، عمدتاً محل بیشینه‌ی رخداد تندرهای بوده است. در گذر از فصل گرم به سرد و بالعکس، محل بیشینه به سایر نقاط منتقل می‌گردد. ماه‌های اردیبهشت و خرداد بیش‌ترین فراوانی رخداد را به خود اختصاص داده‌اند. به منظور کشف ارتباط بین تندرهای و عوامل مکانی از تکنیک همبستگی که منتج به رگرسیون می‌گردد، استفاده گردید. نتایج حاکی از بالاترین درصد ارتباط تندرهای با ارتفاع و سپس با عرض و طول جغرافیایی

بوده است. به منظور درک بهتر سازوکار توفان‌های تندری در سطح منطقه از تحلیل مکانی استفاده شد. این تکنیک مناطق وقوع توفان تندری را با خوشه‌های مقادیر بالا و مناطقی که عدم رخداد توفان تندری دارند با خوشه‌های کم، نشان می‌دهد. به این ترتیب نواحی مرتفع در فصل بهار و بخصوص ماه‌های اردیبهشت و خرداد، بالاترین مقادیر الگوی خودهمبستگی مثبت را به خود اختصاص داده‌اند، به بیان دیگر، ارتفاعات بعد از الگوهای جوّی بیش‌ترین تأثیر را در رخداد تندرهای داشته‌اند.

References

- Alijani, B., (2008), "*The climate of Iran*", Theran: Payam Noor University Press, 221 p. [In Persian].
- Alijani, B., Doostkamyan, M., Ashrafi, S., Shakeri, F., (2015), "Investigate of spatial autocorrelation patterns of variation within decades of rainfall during the last half century", *geography and urban planning - regional*, 14: 88-71. [In Persian].
- Asakereh, H., (2011), "*Fundamentals of statistical climatology*", Zanjan: Zanjan University Press, 540 p. [In Persian].
- Bentley, M., Mote, T., (2002), "Using land sat to identify thunderstorm damage in agricultural regions", *Bull, Am, Meteor, Soc*, 83 (3): 363-376.
- Chaudhuri, S., (2006), "A hybrid model to estimate the depth of potential convective instability during severe thunderstorms", *Soft Compute*, 10: 643-648
- Changnon, A. S., Changnon, D., (2001), "Long-term fluctuations in thunderstorm activity in the United States", *Climatic Change*, 50: 489-503.
- Easterling, D. R., (1989), "Regionalization of thunderstorm rainfall in the contiguous U.S.", *Int, J, climatology*, 9: 367-579.
- Gavidel Rahimi, y., (2011), "The use of atmospheric instability indices for the detection and dynamic analysis thunderstorms 5 may 2011 in Tabriz", *Quarterly geographical space*, 34: 182-208. [In Persian].
- Geshunove, A. L., Westerling, T., (2003), "Climate and wildfire in the Western United State", *Bull, Amir, Meteor, Soc*, 84 (5): 595-604.
- Jafar Poor, A., (2006), "*Fundamentals of climatology*", Tehran: Payam Noor University Press. [In Persian].
- Jalali, A., Rasouly, A. A., Sari Sarraf, B., (2006), "Thunderstorms and rain in the city of Ahar", *Geography and Planning*, 24: 18-33. [In Persian].
- Khoshhal dastjerdi, J., Ghavidel Rahimi, y., (2007), "Identifying characteristics of environmental accidents North West of Iran case study: Risk of thunderstorms in Tabriz", *Modares Humanities Quaterly*, 53: 101-116. [In Persian].
- Loginov, V. F., Volchek, A. A., Shpoka, I. N., (2010), "Estimati", *Russian meteorology and Hydrology*, 35 (3): 175-181.
- Rasouly, A. A., (2005), "Modelling of thunderstorm rainfalls in Tabriz city in terms of the risk of flooding", *natural disasters International Conference*, 5-7 October, Tabriz: University of Tabriz. [In Persian].
- Masoodian, S. A., (2011), "*The climate of Iran*", Sharia toos press, Mashhad, 288 p.
- Salahi, B., (2010), "Investigate of statistical synoptic properties of thunderstorms Ardebil province", *The studies of physical geography*, 72: 129-142. [In Persian].
- Morin, E., Goodrich, D. C., Maddox, R. A., Gao, X., Gupta, V. H., Sorooshian, S., (2006) "Spatial patterns in thunderstorm rainfall events and their coupling with watershed hydrological response", *Advances in Water Resources*, 29: 843-860.
- Robinson P. J., Easterling, D. R., (1988), "Synoptic-scale variability in the probability of precipitation from thunderstorms in the United State", *Physical Geography*, 9: 385-395.
- Wallace, M. J., (1975), "Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over

the conterminous United State, *Monthly weather review*, 103: 406-419.