

جغرافیا و توسعه شماره ۳۹ تابستان ۱۳۹۴

وصول مقاله: ۱۳۹۱/۰۵/۲۸

تأیید نهایی: ۱۳۹۲/۰۴/۲۷

صفحات: ۹۳-۱۰۶

تحلیل الگوهای فضایی و زمانی سامانه‌های همرفتی با بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر در جنوب غرب ایران

دکتر زهرا حجازی‌زاده^۱، دکتر پرویز ضیائی‌ان^۲، دکتر مصطفی کریمی^۳، دکتر سمیه رفعتی^۴

چکیده

در این تحقیق ویژگی‌های فضایی و زمانی رخداد سامانه‌های همرفتی در جنوب غرب ایران، طی سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۵ با استفاده از تصاویر ادغامی دمای درخشندگی حاصل از باند مادون قرمز ماهواره‌های زمین آهنگ Meteosat، GOES و GMS، مورد بررسی قرار گرفت. سامانه‌های همرفتی بر اساس آستانه‌های دما و مساحت به ترتیب برابر ۲۲۸ درجه کلون و ۱۰۰۰ کیلومترمربع در تصاویر دمای درخشندگی شناسایی و مسیریابی شدند.

در مجموع ۲۶۸ سامانه همرفتی در زمان رخداد بارش سنگین (بر اساس WMO با مجموع بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر و همچنین ثبت پدیده رگبار حداقل در ۳ ایستگاه) شناسایی شد. نتایج نشان داد که ماه‌های دسامبر و آوریل به ترتیب با ۶۹ و ۶۷ مورد پررخدادترین و ماه فوریه تنها با ۵ مورد کم‌رخدادترین ماه‌های سال از نظر بارش همرفتی بوده‌اند. تعداد رخداد سامانه‌هایی با طول عمر و وسعت زیاد، قابل توجه بوده است، که نشان‌دهنده نقش مهم عوامل دینامیک در شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی این منطقه است. فراوان‌ترین جهت حرکت از جنوب غرب به سمت شمال شرق (۵۳ درصد) و از غرب به سمت شرق (۳۸ درصد) بود، بنابراین جهت حرکت سامانه‌های همرفتی با جهت حرکت کلی جریان‌های جوی در این منطقه مطابقت داشته و توسط جریان‌های در سطوح میانی جو تعیین شده است. همان‌طور که انتظار می‌رفت محل شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی تحت تأثیر توپوگرافی منطقه است، به این صورت که بیشینه محل شکل‌گیری این سامانه‌ها در دامنه‌ی رو به باد زاگرس بوده و در دامنه‌ی بادپناه کوه‌های زاگرس به ندرت سامانه‌ای تشکیل شده است. بطور کلی فراوانی رخداد از جنوب غرب منطقه به سمت شمال شرق ابتدا افزایش و سپس کاهش یافته است. بنابراین میزان رخداد از شرایط توپوگرافی تأثیر پذیرفته و فراوانی رخداد در ارتفاعات بیشتر بود. اما پراکندگی رخداد و میزان تأثیرپذیری آن از توپوگرافی، در ماه‌های مختلف سال تفاوت‌هایی داشته؛ بطوری که در ماه‌های گرم سال بیشترین و در ماه‌های سرد سال کمترین هماهنگی با توپوگرافی دیده شده است.

کلیدواژه‌ها: سامانه‌های همرفتی، الگوهای فضایی و زمانی، تصاویر دمای درخشندگی، جنوب غرب ایران.

hejazizadeh@tmu.ac.ir
zeaian@tmu.ac.ir
mostafakarimi.a@ut.ac.ir
rafati@sjau.ac.ir

۱- استاد آب و هواشناسی، دانشگاه خوارزمی
۲- دانشیار سنجش از دور و GIS، دانشگاه خوارزمی
۳- استادیار جغرافیا طبیعی، دانشگاه تهران
۴- استادیار جغرافیا، دانشگاه سیدجمال‌الدین اسدآبادی (نویسنده مسؤول)

مقدمه

سامانه‌های همرفتی (CSs)^۱ که بارش‌های شدید و اغلب سیل‌آسا تولید می‌کنند، مسبب تلفات جانی و مالی و به تبع آن مسایل اقتصادی و اجتماعی قابل ملاحظه‌ای هستند. از سوی دیگر در نواحی جنب حاره‌ای، بخش عمده‌ای از بارش کل را شکل می‌دهند (Cotton & Anthes, 1989: 289) و در فراهم نمودن آب برای اهداف مختلف نیز اهمیت بسزایی دارند. بنابراین شناسایی و بررسی دقیق سامانه‌های همرفتی برای درک شرایط هواشناسی و اقلیمی اهمیت اساسی دارد و پیش‌بینی آن‌ها برای کاهش آسیب‌پذیری ناشی از رخدادهای شدید آب و هوایی ضروری است. این سامانه‌ها ابرهایی با دمای پایین هستند که از دو بخش همرفتی و پوشنی‌دیس^۲ تشکیل می‌شوند. بخش همرفتی شامل هسته‌های سردتر با گسترش عمودی و بخش پوشنی‌دیس دارای زمینه‌ای یکنواخت‌تر و بارشی سبک‌تر است (Thomas et al, 2010: 3164). تفاوتی آشکار بین بارش‌هایی با منشأ همرفتی و پوشنی‌دیس وجود دارد، که نباید با طبقه‌بندی بارش ناشی از توفان و جبهه مرتبط دانست (Llasat, 2001: 1385). بارش همرفتی به ابرهایی از نوع همرفتی مثل کومه‌ای بار^۳ و بارش پوشنی‌دیس به ابرهایی از نوع پوشنی‌دیس از قبیل باراپوشنی^۴ نسبت داده شده است. برخی بارش همرفتی را معادل بارش حاصل از توفان تندری در نظر گرفته‌اند، در حالی که بر اساس تعریف WMO^۵ رخداد توفان‌های تندری همیشه همراه با پدیده رعد و برق است ولی در بارش‌های همرفتی این پدیده همیشه رخ نمی‌دهد. برخی دیگر بارش‌های همرفتی را به عنوان بارش‌هایی با شدت بیش از ۴۸-۵۰ mm/h^۶ تعریف می‌کنند، درحالی‌که که همه‌ی بارش‌های با منشا

همرفتی از این آستانه تجاوز نمی‌کنند و همه‌ی بارش‌های متجاوز از این آستانه خصوصیات بارش‌های همرفتی را ندارند (Llasat, 2001: 1386). بررسی سامانه‌های همرفتی یا از طریق داده‌های سنتی (رادیو سوند، ایستگاه‌های باران سنجی، شبکه‌های ثبت رعد و برق) و یا از طریق داده‌های حاصل از سنجش از دور انجام می‌شود. شناخت و پیش‌بینی این سامانه‌ها به داده‌هایی با قدرت تفکیک فضایی و زمانی بالایی نیاز دارد. نسل جدید سنجنده‌های فضایی زمین‌آهنگ با قدرت تفکیک فضایی و زمانی بهتر برای تحلیل پدیده‌های میان‌مقیاس بسیار مناسب هستند. با وجود این که تطابق اندکی بین دمای درخشندگی باند مادون قرمز و میزان بارش همرفتی وجود دارد، دمای درخشندگی خیلی پایین، شاخص خوبی برای شناسایی ابرهای سرد و غالباً بارش‌زای مرتبط با همرفت است (Yuter & Houze, 1998: 54). سطح ابرهای همرفتی به دلیل نزدیکی به وردایست^۷، به‌سادگی در تصاویر مادون قرمز شناسایی می‌شوند. این تصاویر که بطور گسترده‌ای برای مطالعه‌ی سامانه‌های همرفتی مورد استفاده قرار می‌گیرند (Feidas & Cartalis, 2001; Carvalho & Jones, 2001; Mathon & Laurent, 2001; Morel & Senesi, 2002; Sanchez et al., 2003; Augusto et al., 2003; Hong et al., 2005; Futyan & Del Genio, 2007; Vila et al, 2008; Tadesse & Anagnostou, 2010)، عموماً برای درک چگونگی تکامل این سامانه‌ها و همچنین مسیریابی آن‌ها به کار می‌روند (Tadesse & Anagnostou, 2009: 36). اگر چه استفاده از این تصاویر برای شناسایی و مسیریابی این سامانه‌ها متداول است، کاربرد آن‌ها برای توصیف فرایندهای همرفتی با مقیاس فضایی کمتر از ۲۰ km و مقیاس زمانی کمتر از یک ساعت محدود است (Carvalho et al, 2002: 1). به منظور تشخیص این سامانه‌ها نیاز است درخشندگی^۷ تصویر به دما

- 1-Convective Systems
- 2-Stratiform
- 3-Cumulonimbus
- 4-Nimbostratus
- 5-World Meteorology Organization

6-Tropopause
7-luminance

استفاده از رادارهای فرکانس پایین که تنها ذراتی به اندازه‌ی بارش را شناسایی می‌کنند (ذرات تشکیل-دهنده‌ی ابر و حتی برخی بارش‌های سبک را شناسایی نمی‌کنند)، به دست می‌آیند. داده‌های 2A23 یکی از محصولات رادار هواشناسی TRMM PR⁵ است.

این محصول شامل اطلاعاتی در مورد نوع بارش (پوشنی دیس یا همرفتی)، شناسایی باند روشن و باران گرم است. رادار TRMM PR اولین نوع رادار فضایی است که بروی ماهواره‌ی TRMM تعبیه شده است. این رادار در فرکانس ۱۳/۸ گیگاهرتز عمل می‌کند و توزیع سه بعدی بارش را در سطوح خشکی و اقیانوس، مورد پایش قرار می‌دهد (Kummerow et al, 2000: 1975). در این محصول برای طبقه‌بندی نوع بارش از دو الگوی عمودی (V) و افقی (H) استفاده شده است. در هر دو روش بارش به سه نوع پوشنی دیس، همرفتی و سایر موارد طبقه‌بندی شده است. در روش V ابتدا باندهای روشن شناسایی می‌شوند. اگر باند روشن وجود داشته باشد، بارش در طبقه‌ی پوشنی دیس قرار می‌گیرد، اما اگر باند روشن وجود نداشته باشد و بیشینه مقدار Z از آستانه‌ی همرفتی تجاوز کند نوع بارش در طبقه همرفتی قرار می‌گیرد.

انواع دیگر در طبقه سایر موارد قرار می‌گیرند. روش H براساس روش جداسازی بارش پوشنی دیس، همرفتی دانشگاه واشنگتن (Steiner et al, 1995) است. در این روش الگوی افقی بیشینه Z، مورد بررسی قرار می‌گیرد. چنانچه بیشینه Z از آستانه همرفتی بیشتر باشد یا در مقایسه با زمینه قابل ملاحظه باشد، سلول به عنوان مرکز فعالیت همرفتی شناسایی می‌شود و سلول‌های مجاور آن هم به عنوان سلول‌های همرفتی شناسایی می‌شوند. چنانچه این شرایط موجود نباشد، اما میزان انعکاس از آستانه پوشنی دیس بیشتر باشد، بارش در طبقه‌ی پوشنی دیس قرار می‌گیرد و در غیر این صورت در طبقه‌ی سایر موارد قرار می‌گیرد.

تبدیل شوند. بطور کلی دماهای فیزیکی پدیده‌ها نمی‌تواند به طور مستقیم از تصاویر ماهواره‌ای استنباط شود. هر چند بر اساس فرض جسم سیاه، دمای درخشندگی جسم سیاه معادل می‌تواند برای سطح فوقانی ابرها از طریق کانال مادون قرمز به دست آید. این فرض تنها برای ابرهای ضخیم مثل سلول‌های همرفتی معتبر است. هرچند عناصر دیگر مثل گازها و هواویزهایی که بین ابر مورد نظر و سنجنده‌ی ماهواره قرار می‌گیرند، ممکن است با فرآیندهایی مثل جذب یا پخش بخشی از تابش منتشر شده از ابر تغییراتی اعمال نمایند.

اخیراً تصاویر دمای درخشندگی حاصل از باند مادون قرمز ماهواره‌های زمین آهنگ Meteosat، GOES و GMS، توسط مرکز پیش‌بینی اقلیمی NWS/NCEP برای ایجاد یک مجموعه با پوشش جهانی^۱ با یکدیگر ادغام شده است. این تصاویر دارای قدرت تفکیک مکانی ۴ کیلومتر مربع و قدرت تفکیک زمانی ۳۰ دقیقه هستند (Janowiak et al, 2001: 205). همچنین به لحاظ خطای حاصل از زاویه دید^۲ تصحیح شده‌اند (Janowiak et al, 2001: 207).

این خطا باعث می‌شود در مکان‌هایی که نسبت به نادیر^۳ ماهواره دورتر هستند دمای درخشندگی تخمین تخمین شده به علت اثرات هندسی^۴ و کاهش میزان انرژی در طول مسیر، سردتر از مکان‌های مشابه نزدیک نادیر ماهواره باشد. برای تصحیح این خطا از یک روش تجربی استفاده شده است. در این روش با استفاده از ماهواره‌های GOES که دارای نواحی هم‌پوشانی نسبتاً بزرگی هستند، دماهای درخشندگی یک مکان در محدوده‌ی هم‌پوشانی، با زاویه‌ی دید مختلف، مقایسه شدند و تصحیح بر اساس این مقایسه انجام گرفت. بیشتر اطلاعات درباره‌ی ساختار سامانه‌های همرفتی حاصل اطلاعات راداری هستند. این اطلاعات عمدتاً با

1-Global merged IR brightness temperature data

2-Viewing angle

3-Nadir

4-Geometric

5-TRMM Precipitation Radar

(پوشنی دیس یا همرفتی) در آن مشخص شده است) و محصول موزاییک شده دمای درخشندگی NWS/NCEP هستند. دلیل استفاده از این تصاویر، علاوه بر تخمین مناسب مقادیر دمای درخشندگی، دسترسی آسان و کم بودن تصاویر مخدوش یا مفقود آن در سطح منطقه‌ی مورد مطالعه بوده است. این تصاویر از پایگاه <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/precipitation> اخذ شد. مشخصات و موقعیت ایستگاه‌های سینوپتیک در شکل (۱) نشان داده شده است.

شناسایی و مسیریابی سامانه‌های همرفتی

با توجه به این که در شناسایی سامانه‌های همرفتی بر اساس تصاویر ماهواره‌ای نیاز به کنترل و تایید با استفاده از داده‌های زمینی وجود دارد، ابتدا بر اساس آمار بارش (۶ ساعته) و پدیده (۳ ساعته) ایستگاه‌های سینوپتیک واقع در سه استان جنوب غرب ایران شامل خوزستان، کهگیلویه و بویر احمد و چهارمحال و بختیاری طی سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۵ زمان رخداد سامانه‌های همرفتی تعیین شد و سپس از بین آنها تنها سامانه‌هایی انتخاب شدند که در زمان رخداد آنها حداقل در یک ایستگاه بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر (در طول ۶ ساعت) و در سه ایستگاه هواشناسی، فعالیت همرفتی (رگبار، توفان‌های رعد و تگرگ) ثبت شده بود. علت انتخاب چنین معیارهایی، با توجه به حجم بالای داده‌ها و محدودیت زمانی، طولانی‌تر کردن دوره‌ی مورد مطالعه و شناسایی سامانه‌های همرفتی وسیع‌تر با بارش سنگین (WMO, 2009: 51) بوده است. در نهایت برای شناسایی سامانه‌های همرفتی از آستانه‌های دما و مساحت در تصاویر دمای درخشندگی حاصل از باند مادون قرمز استفاده شد. به این صورت که پیکسل‌های مجاور که دمای درخشندگی کمتر و مساحتی بیشتر از آستانه‌ی تعیین شده داشته‌اند، به عنوان سلول‌های همرفتی معرفی شدند (Woodley et al, 1980: 389).

مطالعاتی که تاکنون درباره‌ی بارش‌های همرفتی در ایران انجام شده، در رابطه با تحلیل سینوپتیک حوادث موردی (حجازی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۶، عزیزی و صمدی، ۱۳۸۶؛ موسوی و اشرف، ۱۳۸۹) و یا حوادث اتفاق افتاده در طول دوره‌ی آماری (لشکری و همکاران، ۱۳۸۷؛ لشکری، ۱۳۷۵؛ سبزی پرور، ۱۳۷۰) بوده است و تعدادی دیگر هم در ارتباط با ویژگی‌های آماری بارش‌های رگباری (قهرمان، ۱۳۸۷؛ خوشحال و قویدل، ۱۳۸۶) انجام شده است. اما از آنجا که بررسی دقیقی در رابطه با محل تشکیل، مسیر حرکت، محدوده گسترش و توزیع فضایی و زمانی سامانه‌های همرفتی انجام نشده است، ضرورت بررسی ویژگی‌های فضایی و زمانی رخداد این سامانه‌ها اجتناب ناپذیر است.

داده‌ها و روش شناسایی

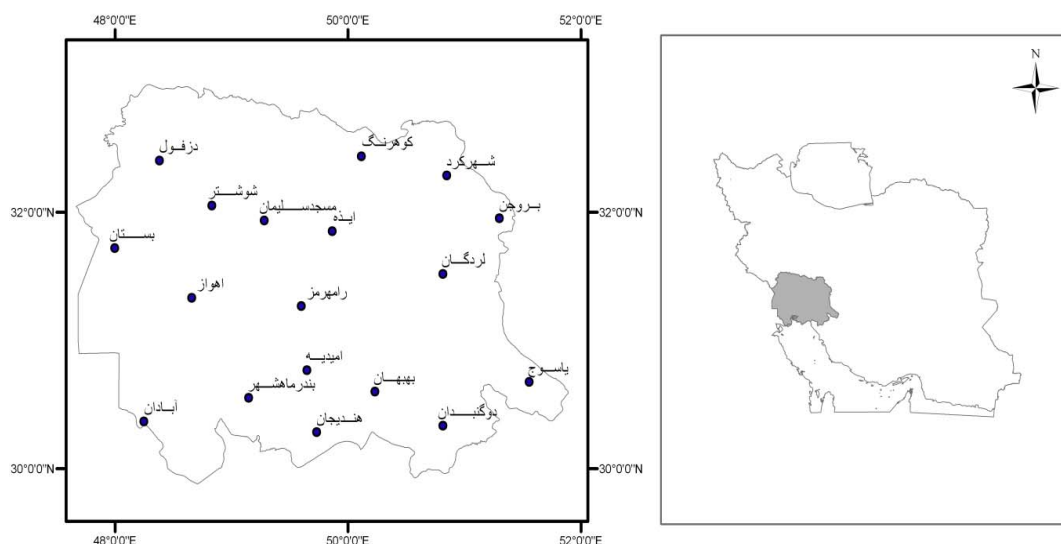
منطقه‌ی مورد مطالعه

بارش‌های همرفتی شدید همه‌ساله در مناطق مختلف ایران خسارت‌های زیاد و در مواردی غیر قابل جبران به وجود می‌آورند (Golestani et al, 2000: 991). از سوی دیگر این بارش‌ها در جنوب غرب ایران بخش عمده‌ای از بارش کل را تشکیل می‌دهند و نقش مهمی در تأمین منابع آب دارند. به همین دلیل سه استان خوزستان، کهگیلویه و بویراحمد و چهارمحال و بختیاری به عنوان منطقه‌ی مورد مطالعه در این تحقیق انتخاب شد، که در محدوده‌ی $29^{\circ} 51' 04'' N$ تا $33^{\circ} 1' 1'' N$ عرض جغرافیایی و $47^{\circ} 36' 04'' E$ تا $51^{\circ} 54' 04'' E$ طول جغرافیایی قرار دارد.

داده‌های مورد استفاده

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه شامل داده‌های بارش (۶ ساعته) و پدیده (سه ساعته) ایستگاه‌های سینوپتیک سازمان هواشناسی، محصول 2A23 (یکی از محصولات رادار هواشناسی TRMM PR¹ که نوع بارش

1-Tropical Rainfall Measuring Mission Precipitation Radar



شکل ۱: موقعیت ایستگاه‌های سینوپتیک و محدوده‌ی منطقه‌ی مورد مطالعه

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲

و اطلاعاتی در مورد نوع بارش (پوشنی دیس یا همرفتی)، ارایه می‌دهد، صورت گرفت.

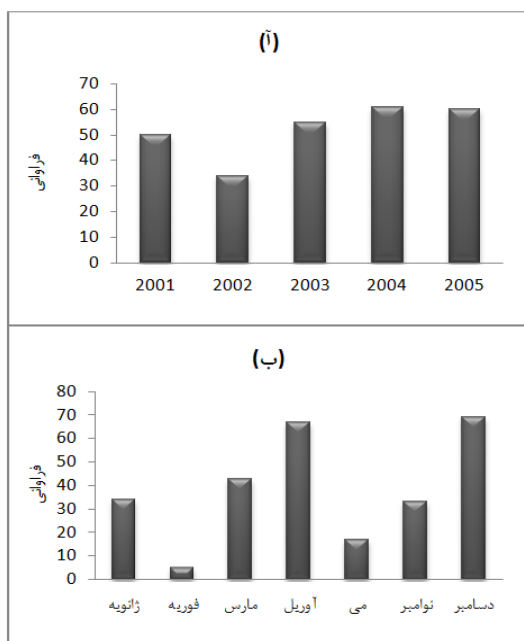
از آنجا که ترجیح این مطالعه شناسایی مناطق تحت تأثیر بارش ناشی از سامانه‌های همرفتی بود، از آستانه‌ی دمایی نسبتاً پایین ۲۲۸ درجه کلوین استفاده شد، که بر اساس آن مناطق تحت بارش سامانه‌های همرفتی در اغلب موارد، به خوبی شناسایی می‌شد.

تعیین آستانه‌ی مساحت برای شناسایی سامانه‌های همرفتی بر اساس پیشنهاد مورل و سنسی صورت گرفت (Morel & Senesi, 2002b: 1975). بنابراین از آستانه‌ی 1000 km^2 برای مسیریابی این سامانه‌ها در تصاویر دمای درخشندگی استفاده شد. آنها طی بررسی‌هایشان به این نتیجه رسیدند که مسیریابی سامانه‌هایی با مساحت کمتر از 1000 کیلومتر مربع در تصاویری با قدرت تفکیک زمانی ۳۰ دقیقه شبه‌آمیز است. با استفاده از نرم‌افزار Envi تصاویر زمین مرجع شدند، سپس نواحی که دمای درخشندگی آنها کمتر از آستانه بود شناسایی، به فرمت shape file تبدیل و به نرم‌افزار ArcGIS منتقل شدند. در نرم‌افزار ArcGIS ابتدا مرکز

انتخاب دقیق آستانه دما تا اندازه‌ای اختیاری است و به قدرت تفکیک مکانی و طول موج داده‌های مورد استفاده بستگی دارد (Futyan & Del Genio, 2007: 5044). مورل و سنسی (Morel & Senesi, 2002a: 1961) آستانه دمایی بین 243 K تا 223 دقیق است. در این مطالعه برای تعیین آستانه‌ی دمای مناسب جهت شناسایی سامانه‌های همرفتی، از داده‌های پدیده ایستگاه‌های هواشناسی سینوپتیک استفاده شد. پدیده‌های رگبار، توفان‌های رعد و تگرگ به عنوان تظاهرات سامانه همرفتی در نظر گرفته شدند. چگونگی شناسایی سامانه‌های همرفتی بر اساس آستانه‌های 245 تا 220 درجه کلوین در منطقه مورد مطالعه با استفاده از پدیده ثبت شده در ایستگاه‌های سینوپتیک مورد ارزیابی قرار گرفت. اما از آنجا که این داده‌ها تراکم چندانی مناسبی ندارند، برای اطمینان بیشتر مقایسه‌ای هم با طبقه‌بندی بارش حاصل از 2A23 که یکی از محصولات رادار هواشناسی TRMM PR¹ است

1-TRMM Precipitation Radar

دسامبر و آوریل به ترتیب با ۶۷ و ۶۹ مورد پررخدادترین و ماه فوریه تنها با ۵ مورد کم‌رخدادترین ماه‌های سال هستند. میانگین رخداد ماهانه برابر ۳۸ مورد با انحراف معیاری در حدود ۲۴ مورد است.



شکل ۲: توزیع فراوانی سامانه‌های همرفتی آ: سالانه ب: ماهانه
مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲

همان‌طور که ملاحظه می‌شود نوسان رخداد ماهانه بسیار زیاد است. در ماه آوریل رخداد سامانه‌های همرفتی به دلیل افزایش گرمایش روزانه قابل توجه است. اما با استیلاي پرفشار جنب‌حاره‌ای در فصل گرم رخداد سامانه‌های بارش‌زا به ویژه سامانه‌های همرفتی که تا ارتفاعات بسیار بالا (نزدیک وردایست) گسترش می‌یابند، بسیار محدود می‌شود. همین عامل در جنوب‌غرب ایران باعث می‌شود از ماه می تا ماه نوامبر بارش قابل توجهی رخ ندهد. ولی با عقب‌نشینی پرفشار جنب‌حاره‌ای دوباره در ماه نوامبر شاهد رخداد این سامانه‌ها هستیم. میزان رخداد در ماه دسامبر به اوج می‌رسد، درحالی‌که در ماه ژانویه و به ویژه فوریه که هوا سردتر می‌شود، به مقدار قابل توجهی کاهش

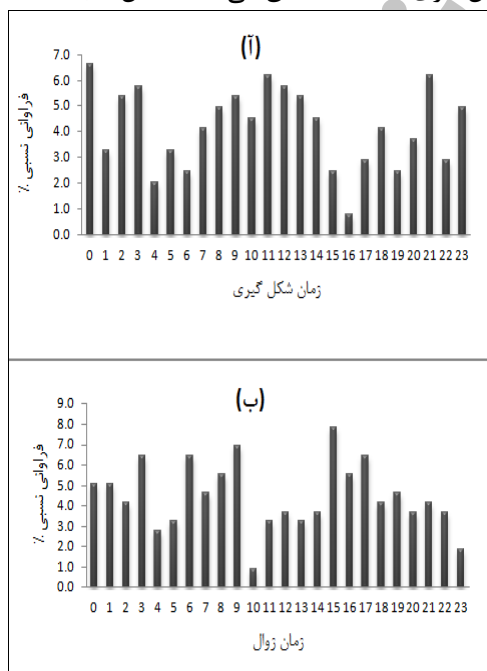
هر سلول همرفتی تعیین شد. سپس با اتصال مراکز سلول‌هایی که در تصاویر متوالی با یکدیگر هم‌پوشانی داشتند، مسیرها تعیین شدند. اگر دو سامانه ادغام می‌شدند، مسیریابی سامانه بزرگتر ادامه می‌یافت و به مسیر سامانه کوچکتر پایان داده می‌شد و اگر یک سامانه به دو بخش تقسیم می‌شد، بخش بزرگتر ادامه‌ی مسیر را تعیین می‌نمود. برای جلوگیری از ناپایداری‌هایی مثل تغییرات ناگهانی جهت، مساحت و غیره در سامانه که به دلیل تقسیم‌ها و ادغام‌های متوالی کاذب در مسیر سامانه‌های ابر به وجود می‌آید، در مواردی که چند هسته‌ی سرد در نزدیکی هم قرار داشته‌اند و مسیر مشابهی را طی می‌کردند، به عنوان یک سامانه در نظر گرفته شدند. در نهایت پارامترهایی مثل محل و زمان شکل‌گیری، محل و زمان از بین رفتن، بیشینه مساحت، طول عمر و گستره مسیر طی شده هر سامانه ثبت شد و تحلیل نهایی بر اساس توزیع فضایی و زمانی این پارامترها انجام شد.

مباحث و یافته‌ها

فراوانی رخداد سامانه‌های همرفتی در سال‌های مورد مطالعه در شکل (۲) نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، در سال ۲۰۰۲ (۳۴ مورد) و در سال ۲۰۰۵ (۶۱ مورد) به ترتیب شاهد کمترین و بیشترین رخداد سامانه‌های همرفتی بوده‌ایم. میانگین رخداد سالانه برابر ۵۲ مورد با انحراف معیاری در حدود ۱۱ مورد است. بنابراین نوسان رخداد نسبتاً بالاست که به علت تغییر شرایط جوی و سینوپتیک لازم و مطلوب برای شکل‌گیری این سامانه‌ها است.

شکل (۲) فراوانی رخداد سامانه‌های همرفتی را طی ماه‌های سال نشان می‌دهد. در ماه‌های ژوئن تا اکتبر سامانه‌ای مطابق با معیارهای انتخاب شده (بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر در حداقل یک ایستگاه و رخداد رگبار حداقل در سه ایستگاه) وجود نداشت. ماه‌های

گرینویچ (۱۹:۳۰ به وقت محلی) کاهش می‌یابد. اما در طول شب روند ویژه‌ای مشاهده نمی‌شود، به این دلیل که عوامل دینامیکی مسبب شکل‌گیری بیشتر سامانه‌هایی است که در این زمان شکل می‌گیرند. نکته‌ی قابل توجه این است که بیشینه فراوانی شکل‌گیری در طول شب و در طول روز تقریباً برابر است. دلیل آن این است که با انتخاب معیار ثبت رگبار در حداقل ۳ ایستگاه و آستانه‌ی مساحتی برابر ۱۰۰۰ کیلومتر مربع برای بررسی و مسیریابی سامانه‌های همرفتی، سامانه‌های کوچکتر که وابستگی بیشتری به روند گرمایش روزانه نشان می‌دهند حذف شده است. به همین علت تفاوتی در میزان فراوانی شکل‌گیری سامانه‌ها در طول شب و روز مشاهده نمی‌شود. روند روزانه زوال سامانه‌ها را نیز به همان شکل می‌توان تفسیر نمود با این تفاوت که بیشینه فراوانی زوال سامانه‌ها در طول روز حدود ۵ تا ۶ ساعت پس از زمان رخداد بیشینه فراوانی شکل‌گیری سامانه‌ها اتفاق می‌افتد (شکل ۴ ب).

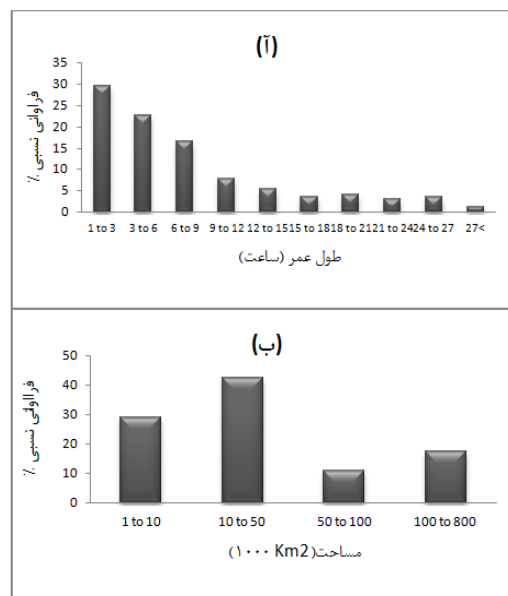


شکل ۴: توزیع فراوانی آ: زمان شکل‌گیری و

ب: زمان زوال سامانه‌های همرفتی

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲

می‌یابد. توزیع فراوانی طول عمر سامانه‌ها در شکل (آ۳) نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود فراوانی رخداد با افزایش طول عمر کاهش می‌یابد و حدود ۳۰ درصد سامانه‌ها طول عمری بین ۱ تا ۳ ساعت داشته‌اند. اما رخداد سامانه‌هایی با طول عمر زیاد نیز قابل توجه است، بطوری که ۲۲ درصد سامانه‌ها طول عمری بیش از ۱۲ ساعت داشته‌اند.



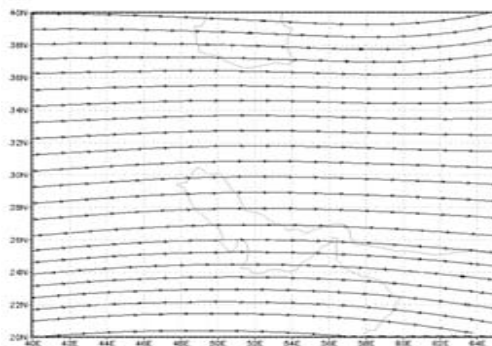
شکل ۳: توزیع فراوانی آ: طول عمر

ب: مساحت سامانه‌های همرفتی

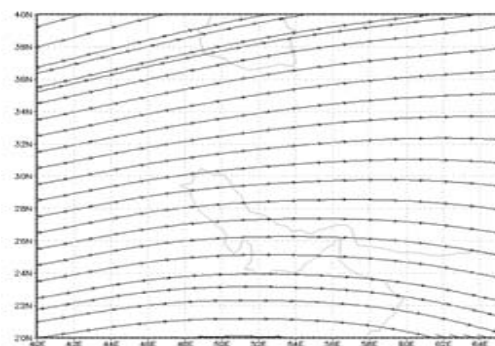
مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲

شکل (۳ ب) توزیع فراوانی مساحت سامانه‌ها را نشان می‌دهد. بیشتر سامانه‌ها (حدود ۷۰ درصد) مساحتی بین ۱ تا ۵۰ هزار کیلومتر مربع داشته‌اند. ولی رخداد سامانه‌های همرفتی وسیع که مساحتی بیش از ۱۰۰ هزار کیلومتر مربع داشته‌اند، نیز قابل توجه است (۱۸٪). همان‌طور که شکل (آ۴) نشان می‌دهد، در طول روز شکل‌گیری سامانه‌ها از روند روزانه گرمایش تبعیت می‌کند، به این ترتیب که از ساعت ۴ به وقت گرینویچ (۷:۳۰ به وقت محلی) تا ساعت ۱۱ به وقت گرینویچ (۱۴:۳۰ به وقت محلی) فراوانی شکل‌گیری سامانه‌ها افزایش و پس از آن تا ساعت ۱۶ به وقت

شکل (۶) میانگین خطوط جریان ماه‌های ژانویه و آوریل و شکل (۷) میانگین خطوط جریان در روزهای بارش همرفتی ماه‌های ژانویه و آوریل را در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، هم میانگین جهت جریان ماه آوریل و هم میانگین جهت جریان روزهای رخداد سامانه همرفتی در ماه آوریل نسبت به ماه ژانویه نصف‌النهاری‌تر است که تفاوت توزیع جهت حرکت هم در ماه ژانویه به همین علت است. بنابراین جهت حرکت سامانه‌های همرفتی با جهت حرکت کلی جریانات جوی در این منطقه مطابقت نشان می‌دهد و توسط جریانات در سطوح میانی جو تعیین می‌شود.



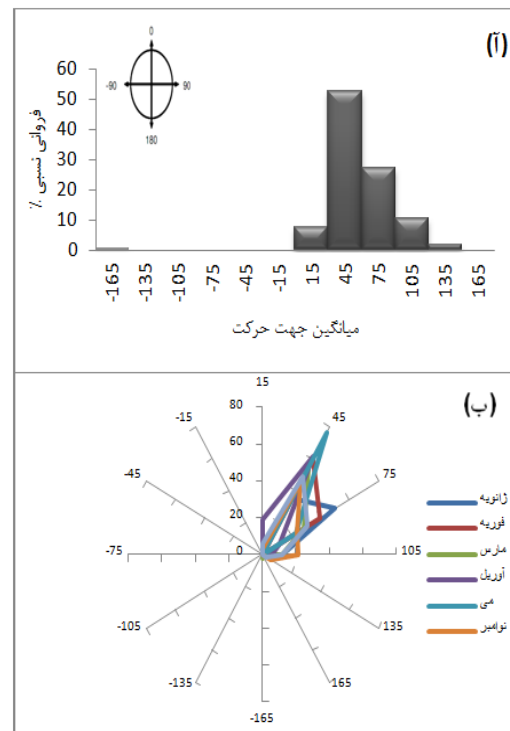
(ب)



شکل ۶: میانگین خطوط جریان در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال
آ: ژانویه ب: آوریل

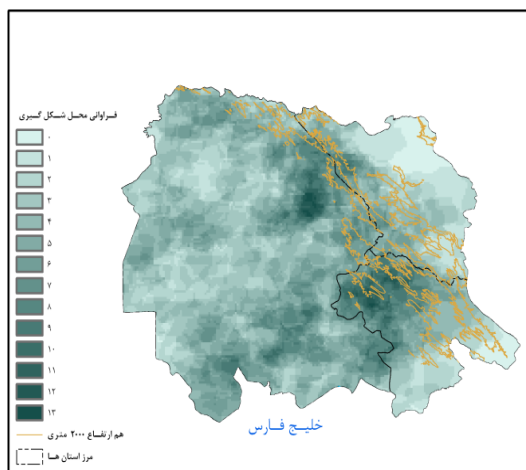
مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲

توزیع فراوانی جهت حرکت سامانه‌ها در شکل (۵) نشان داده شده است. جهت حرکت سامانه‌ها از صفر (به سمت شمال) تا ۱۵۰ درجه (به سمت جنوب شرق) متغیر بوده است و تنها یک مورد جهت حرکت به سمت جنوب غرب ثبت شده است. فراوان‌ترین جهت حرکت از جنوب غرب به سمت شمال شرق (۵۳ درصد) و از غرب به سمت شرق (۳۸ درصد) بوده است. الگوی توزیع جهت حرکت در تمام ماه‌ها مشابه است و فراوان‌ترین جهت حرکت از جنوب غرب به سمت شمال شرق (۳۰ تا ۶۰ درجه) است به استثنای ماه ژانویه که فراوان‌ترین جهت حرکت کمی به سمت شرق (۶۰ تا ۹۰ درجه) متمایل شده است (شکل ۵ب).

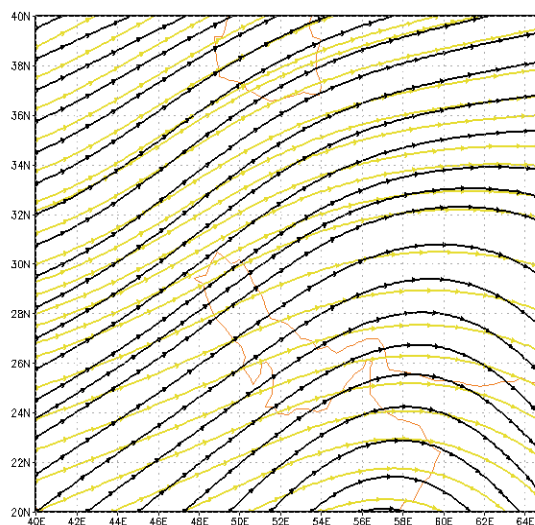


شکل ۵: فراوانی نسبی جهت حرکت سامانه‌ها
در آ: کل دوره ب: ماه‌های مختلف
مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲

سامانه در تصاویر متوالی ادغام شده و به یک چند ضلعی واحد و سپس به فرمت سلولی تبدیل شد. در نهایت مجموع رخداد سامانه‌های همرفتی برای هر پیکسل محاسبه گردید. همان طور که ملاحظه می‌شود در ماه ژانویه فراوانی رخداد سامانه همرفتی از شمال غرب به جنوب شرق روند افزایشی و سپس روند کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۹ آ). بنابراین این روند از توپوگرافی منطقه تبعیت نمی‌کند و بیشتر تابع جهت جریان است (شکل ۸). در ماه فوریه رخداد سامانه‌های همرفتی به حداقل می‌رسد و فراوان‌ترین محل رخداد آن‌ها هم شمال منطقه است (شکل ۹ ب). پراکندگی فضایی سامانه‌های همرفتی در ماه مارس نسبت به ماه ژانویه هماهنگی بیشتری با توپوگرافی منطقه نشان می‌دهد (شکل ۹ ج).

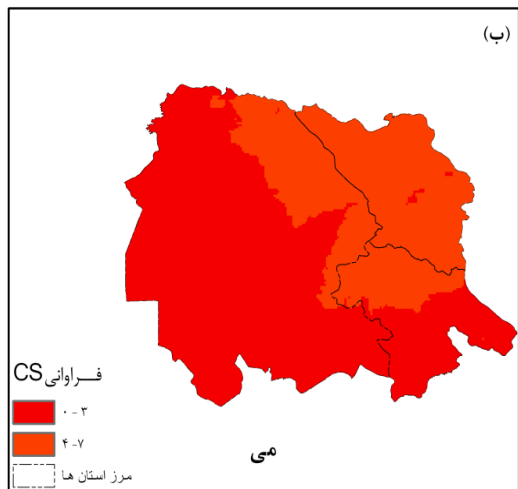
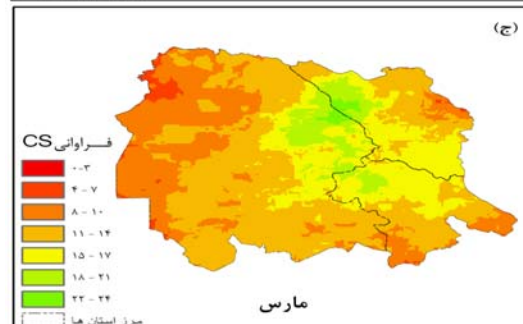
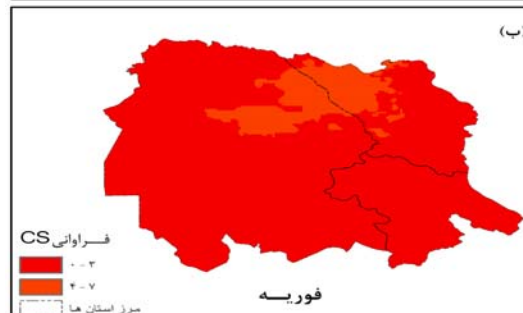
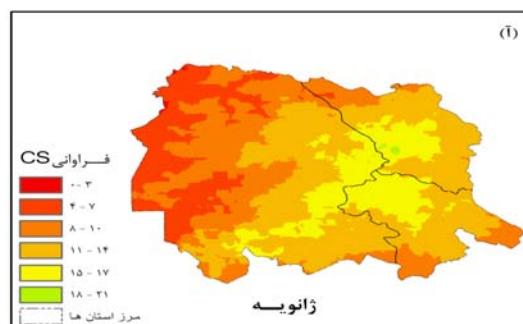
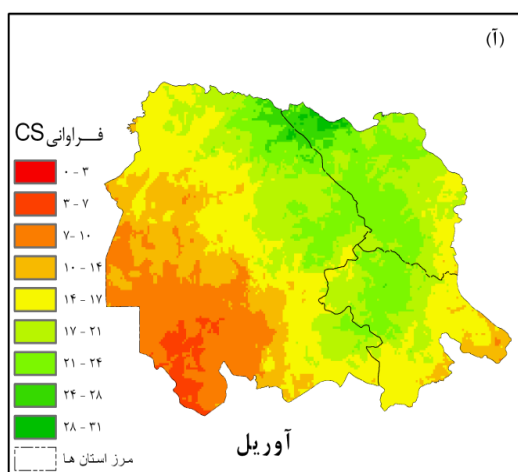


شکل ۸: پراکندگی فضایی محل شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی
مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲



شکل ۷: میانگین خطوط جریان در روزهای رخداد سامانه‌های همرفتی رنگ مشکی اوریل و رنگ زرد ژانویه
مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲

شکل (۸) پراکندگی محل شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی را که به طور طبیعی شکل گرفتند (نه در اثر تقسیم)، نشان می‌دهد. برای تهیه نقشه‌ی پراکندگی محل شکل‌گیری، چندضلعی که محل اولین ظهور سامانه را نشان می‌داد، به لایه‌ای با فرمت سلولی^۱ تبدیل و نقشه‌ی پراکندگی به عنوان مجموع این لایه‌ها در نظر گرفته شد. همان طور که انتظار می‌رود محل شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی از توپوگرافی منطقه تبعیت می‌کند، به این صورت که بیشینه محل شکل‌گیری این سامانه‌ها در دامنه رو به باد زاگرس دیده می‌شود و در دامنه بادپناه کوه‌های زاگرس به ندرت سامانه‌ای تشکیل می‌شود. دومین بیشینه محل شکل‌گیری در جنوب و جنوب غرب منطقه قرار گرفته است. شکل‌های ۹، ۱۰، ۱۱ و ۱۲ فراوانی فضایی رخداد سامانه‌های همرفتی را در ماه‌های مختلف سال و کل دوره نشان می‌دهند. در محاسبه فراوانی رخداد، برای جلوگیری از تأثیر سرعت حرکت سامانه، گستره



شکل ۱۰: پراکندگی فضایی رخداد سامانه‌های همرفتی

در آ: آوریل؛ ب: می

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲

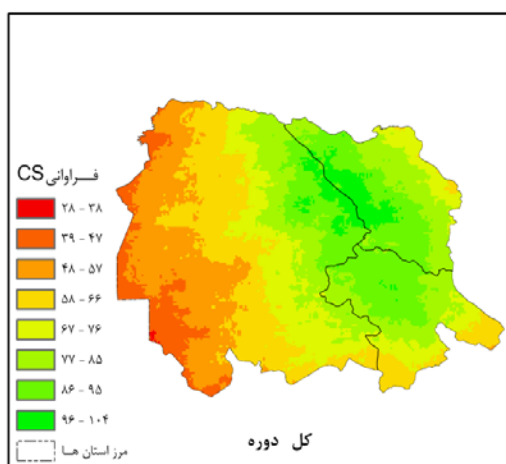
شکل ۹: پراکندگی فضایی رخداد سامانه‌های همرفتی

در آ: ژانویه؛ ب: فوریه؛ ج: مارس

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲

در ماه دسامبر دوباره شرایط تغییر کرده و به سمت شرق فراوانی رخداد افزایش یافته است و حالت میانه‌ای را نسبت به ماه‌های گرم و سرد در هماهنگی با توپوگرافی نشان می‌دهد (شکل ۱۱ ب). این پراکندگی نشان می‌دهد که ماه دسامبر در این منطقه زمان گذار ویژگی‌های اقلیمی از ماه‌های گرم به ماه‌های سرد سال است.

اما در ماه آوریل، می و نوامبر فراوانی رخداد کاملاً از توپوگرافی منطقه تبعیت می‌کند (شکل ۱۰، آ، ب، ۱۱). بطوری‌که از جنوب غرب به سمت شمال شرق فراوانی رخداد با افزایش ارتفاع، بیشتر می‌شود. علت آن نقش مهم‌تر اروگرافی در شکل‌گیری سامانه‌ها و تغییر جهت حرکت جریانات جوی است. دلیل دیگری که می‌توان برای توجیه آن ارایه نمود این است که سامانه کوه بارشی آوریل ناشی از ورود رطوبت است ولی سامانه‌های ژانویه بیشتر ناشی از شرایط چرخند و جبهه است.



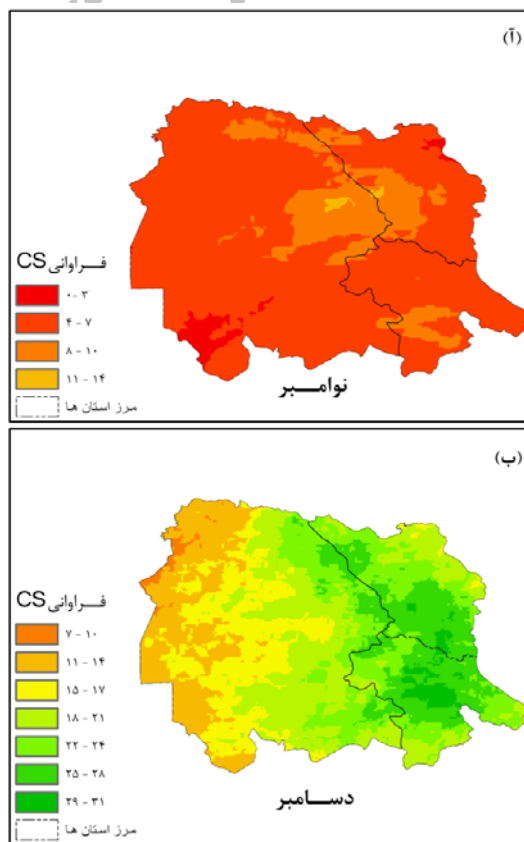
شکل ۱۲: پراکندگی فضایی رخداد سامانه‌های همرفتی در کل دوره
 مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲

نتیجه

هدف این مطالعه توصیف ویژگی‌های فضایی و زمانی سامانه‌های همرفتی با بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر طی سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۵ در جنوب غرب ایران بوده است. سامانه‌های همرفتی با استفاده از تصاویر ادغامی دمای درخشندگی حاصل از باند مادون قرمز ماهواره‌های زمین آهنگ GOES, Meteosat و بر اساس آستانه‌های دما و مساحت به ترتیب برابر ۲۲۸ درجه کلوین و ۱۰۰۰ کیلومترمربع شناسایی و مسیریابی شدند.

نرم‌افزارهای Envi و ArcGIS برای نمایش، جستجو و تحلیل تصاویر به کار رفتند. در مجموع ۲۶۸ سامانه همرفتی در طی ساعات بارشی (با مجموع بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر در طول ۶ ساعت و ثبت پدیده رگبار حداقل در ۳ ایستگاه) شناسایی شد. نتایج نشان داد که ماه‌های دسامبر و آوریل به ترتیب با ۶۹ و ۶۷ مورد پررخدادترین و ماه فوریه تنها با ۵ مورد کم‌رخدادترین ماه‌های سال هستند و میانگین رخداد ماهانه برابر ۳۸ مورد با انحراف معیاری در حدود ۲۴ مورد است.

شکل ۱۲ پراکندگی فضایی رخداد سامانه‌ها را در کل دوره مورد مطالعه نشان می‌دهد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، فراوانی رخداد از جنوب غرب منطقه به سمت شمال شرق ابتدا افزایش و سپس کاهش می‌یابد، بطوری‌که میانگینی از پراکندگی رخداد دو ماه آوریل و دسامبر را نشان می‌دهد. بنابراین روند آن از توپوگرافی منطقه تبعیت می‌کند و میزان رخداد در ارتفاعات بیشتر است. چون بخش عمده سامانه‌های همرفتی در ماه‌های دسامبر و آوریل رخ داده، روشن است که پراکندگی فضایی کل دوره شبیه توزیع فضایی سامانه‌های همرفتی این دو ماه باشد.



شکل ۱۱: پراکندگی فضایی رخداد سامانه‌های همرفتی در
 آ: نوامبر؛ ب: دسامبر

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲

مقایسه جهت جریان در ماه‌های مختلف نشان داد که جهت جریان در سطوح میانی جو ماه‌های آوریل، دسامبر و نوامبر نسبت به ماه ژانویه نصف‌النهاری‌تر است که تفاوت توزیع جهت حرکت هم در ماه ژانویه را توجیه می‌کند. بنابراین جهت حرکت سامانه‌های همرفتی توسط جریان‌ات در سطوح میانی جو تعیین می‌شود. محل شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی از توپوگرافی منطقه تبعیت می‌کند، به این صورت که بیشینه محل شکل‌گیری این سامانه‌ها در دامنه رو به باد زاگرس دیده می‌شود و در دامنه بادپناه کوه‌های زاگرس به ندرت سامانه‌ای تشکیل می‌شود. به طور کلی فراوانی رخداد از جنوب غرب منطقه به سمت شمال شرق ابتدا افزایش و سپس کاهش می‌یابد. بنابراین این روند از توپوگرافی منطقه تبعیت می‌کند و میزان رخداد در ارتفاعات بیشتر است. اما پراکندگی رخداد و میزان تأثیرپذیری آن از توپوگرافی در ماه‌های مختلف سال تفاوت‌هایی نشان می‌دهد. بطوری که در ماه آوریل بیشترین و در ماه ژانویه کمترین هماهنگی با توپوگرافی دیده می‌شود. در پایان می‌توان گفت که هماهنگی بیشتر رخداد این سامانه‌ها با روند توپوگرافی در ماه آوریل و هماهنگی کمتر آن در ماه ژانویه مؤید این است که سامانه‌های کوه بارشی آوریل ناشی از ورود رطوبت است ولی سامانه‌های ژانویه بیشتر ناشی از شرایط چرخند و جبهه است.

رخداد سامانه‌هایی با طول عمر و وسعت زیاد، قابل توجه است؛ بطوری که ۲۲ درصد سامانه‌ها طول عمری بیش از ۱۲ ساعت و ۱۸ درصد سامانه‌ها مساحتی بیش از ۱۰۰ هزار کیلومترمربع داشته‌اند. این درحالی است که در اروپا با بررسی سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس معلوم شد که تنها در ۵/۶ درصد موارد، سامانه‌هایی با وسعت بیش از ۱۰۰ هزار کیلومترمربع شکل می‌گیرند در مطالعه مورل و سنسی سامانه‌هایی به عنوان سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس شناسایی شدند که بیشینه‌ی مساحتی حداقل برابر ده‌هزار کیلومتر مربع داشته‌اند. دلیل این اختلاف را می‌توان در اهمیت نقش عوامل دینامیک در شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی منطقه مورد مطالعه جستجو نمود و با توجه به این‌که رخداد سامانه‌هایی با وسعت و طول عمر زیاد قابل ملاحظه است، می‌توان اظهار نمود که عوامل دینامیک در شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی این منطقه نقش بسزایی دارند. جهت حرکت سامانه‌ها از صفر (به سمت شمال) تا ۱۵۰ درجه (به سمت جنوب شرق) متغیر بوده است و تنها یک مورد جهت حرکت به سمت جنوب غرب ثبت شده است. فراوان‌ترین جهت حرکت از جنوب‌غرب به سمت شمال‌شرق (۵۳ درصد) و از غرب به سمت شرق (۳۸ درصد) بوده است. بنابراین جهت حرکت سامانه‌های همرفتی با جهت حرکت کلی جریان‌ات جوی در این منطقه مطابقت نشان می‌دهد. الگوی توزیع جهت حرکت در تمام ماه‌ها مشابه است و فراوان‌ترین جهت حرکت از جنوب‌غرب به سمت شمال‌شرق است به استثنای ماه ژانویه که فراوان‌ترین جهت حرکت کمی به سمت شرق متمایل شده است.

- Carvalho, L.M.V., Jones, C (2001). A satellite method to identify structural properties of Mesoscale Convective Systems based on maximum spatial correlation tracking technique (MASCOTTE). *J. Appl. Meteorol*, 40, 1683-1701.
- Carvalho, L.M.V., Lavallee, D., Jones, C (2002). Multifractal properties of evolving convective systems over tropical South America. *Geophysical Research Letters*, 29, 1-4. DIO: 0,10.1029/2001GL014276.
- Cotton, R.W., Anthes, R.A (1989). Storms and cloud dynamics. *Int. Geophys. Ser.*, 44, 883.
- Golestani, Y., Noorian, A.M., Hudak, D. R (2000). Design Considerations for the Two C- and One S-Band Doppler Weather Radars in the Islamic Republic of Iran. *Phys. Chem. Earth (B)*, 25(10-12), 991-994.
- Feidas, H., Cartalis, C (2001). Monitoring mesoscale convective cloud systems associated with heavy storms with the use of Meteosat imagery. *Journal of Applied Meteorology* 40, 491-512.
- Futyan, J. M., Del Genio, A. D (2007). Deep Convective System Evolution over Africa and the Tropical Atlantic. *Journal of Climate*, 20, 5041-5060. doi: 10.1175/JCLI4297.1.
- Hong, G., Heygster, G., Miao, J.G., Kunzi, K (2005). Detection of tropical deep convective clouds from AMSU-B water vapor channels measurements. *J. Geophys. Res.* 110, D05205. doi:10.1029/2004JD004949.
- Janowiak, J. E., Joyce, R. L., Yarosh, Y (2001). A real-time global half-hourly pixel resolution infrared dataset and its applications. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 82 (2), 205-217.
- Kummerow, C., Simpson, J., Thiele, O., Barnes, W., Chang, A.T.C., Stocker, E., Adler R.F., Hou, A., Kakar, R., Wentz, F., Ashcroft, P., Kozu, T., Hong, Y., Okamoto, K., Iguchi, T., Kuroiwa, H., Im, E., Haddad, Z., Huffman, G., Ferrier, B., Olson, W.S., Zipser, E., Smith, E.A., Wilhelm, T.T., North, G., Krishnamurti, T. and Nakamura, K (2000). The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. *J. Appl. Meteor.*, 39, 1965-1982.

منابع

- حجازی‌زاده، زهرا (۱۳۷۹). بررسی عوامل سینوپتیکی بارش و توفان‌های توام با رعد و برق در غرب کشور، مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی تربیت معلم. شماره ۸. صفحات ۵-۲۶.
- حجازی‌زاده، زهرا؛ زین‌العابدین جعفرپور؛ نادر پروین (۱۳۸۶). بررسی و شناسایی الگوهای سینوپتیکی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مولد سیلاب‌های مخرب و فراگیر سطح حوضه آبریز دریاچه ارومیه، علوم جغرافیایی. جلد ۷. شماره ۱۰. صفحات ۱۵۵-۱۲۵.
- خوشحال، جواد؛ یوسف قویدل (۱۳۸۶). شناسایی ویژگی‌های سوانح محیطی منطقه شمال غرب ایران (نمونه مطالعاتی: خطر توفان‌های تندری در تبریز)، فصلنامه مدرس علوم انسانی. ۱۱ (ویژه‌نامه جغرافیا). صفحات ۱۱۵-۱۰۱.
- سبزی‌پور، علی‌اکبر (۱۳۷۰). بررسی سینوپتیکی سامانه‌های سیل‌زا در جنوب غرب ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تهران. مؤسسه ژئوفیزیک.
- عزیزی، قاسم؛ زهرا صمدی (۱۳۸۶). تحلیل الگوی سینوپتیکی سیل ۲۸ مهرماه ۱۳۸۲ استان گیلان و مازندران. پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۶۰. صفحات ۷۳-۶۱.
- قهرمان، بیژن (۱۳۸۷). تحلیل باران‌های کوتاه مدت در خراسان، علوم مهندسی آب‌خیزداری ایران. سال دوم. شماره ۴. صفحات ۷۳-۶۶.
- لشکری، حسن؛ منیژه اصغرپور (۱۳۸۷). تحلیل سینوپتیکی عوامل ایجاد بارش‌های سیل‌زا در استان گلستان، فصلنامه مدرس علوم انسانی. دوره ۱۲. شماره ۲. صفحات ۲۱۱-۱۸۱.
- Augusto, L., Machado, T., Laurent, H., (2003). The convective system area expansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence. *Monthly Weather Review*, 132, 714-725.

- Rigo, T., Llasat, M.c (2007). Analysis of mesoscale convective systems in Catalonia using meteorological radar for the period 1996-2000. *Atmospheric Research*, 83, 458-472.
- Sanchez, J.L., Fernandez, M.V., Fernandez, J.T. Tuduri, E., Ramis, C (2003). Analysis of mesoscale convective systems with hail precipitation. *Atmospheric Research*, 67-68, 573-588.
- Steiner, M., Houze, Jr. R. A., Yuter, SE (1995). Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *J. Appl. Meteorol.*, 34, 1978-2007.
- Tadesse, A., Anagnostou, E.N. (2009). Characterization of warm season convective systems over US in terms of Cloud to Ground lightning, cloud kinematics, and precipitation. *Atmospheric Research* 91, 36-46.
- Llasat, M. C (2001). An objective classification of rainfall events on the basis of their convective features: application to rainfall intensity in the northeast of Spain. *Int. J. Climatol.* 21, 1385-1400. DOI: 10.1002/joc.692.
- Mathon, V., and H. Laurent (2001). Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 377-406.
- Morel, C., Senesi, S (2002). A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery. I: Methodology. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 128, 1953-1971.
- Morel, C., Senesi, S (2002). A Climatology of Mesoscale Convective Systems over Europe using satellite infrared imagery. II: Characteristics of European Mesoscale Convective Systems. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 128, 1973-1995.

Archive of SID