نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال هفتم، شماره ۴، زمستان ۱۳۹۹
صفحات ۶۵ – ۸۸

بررسی ویژگی‌ها و شرایط جوی تشکیل سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس پدیدآورنده‌ی سیل (پژوهش موردی: ۴ و ۵ فروردین ۱۳۹۸)

سمیه رفعتی[۱]. استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه سید جمال‌الدین اسدآبادی، اسدآباد، ایران.

دریافت مقاله :۱۳۹۹/۰۷/۱۰ پذیرش نهایی:۱۳۹۹/۱۰/۲۵

چکیده

در این مطالعه سعی شد ویژگی‌های سامانه‌های میان‌مقیاس همرفتی پدیدآوردنده‌ی سیل روزهای ۴ و ۵ فروردین ۹۸ با کاربرد تصاویر ماهواره‌ای تعیین و سپس شرایط جوی رخداد آن‌ها بررسی شود. برای این منظور تصاویر متئوست نسل دوم با تفکیک مکانی ۳ کیلومتر و تفکیک زمانی ۱۵ دقیقه و همچنین داده‌های بازکاوی ECMWF با تفکیک مکانی ۰/۱۲۵ درجه طول و عرض جغرافیایی به کار گرفته شد. به طور کلی نتایج این پژوهش نشان داد سه سامانه‌ی همرفتی میان‌مقیاس با بیشینه مساحتی بین ۷۳ تا ۶۶۰ هزار کیلومتر مربع و ویژگی‌های حرکتی متفاوت در روزهای ۴ و ۵ فروردین ۱۳۹۸ بخش‌های مختلفی از ایران را تحت تاثیر قرار دادند. در روزهای رخداد، ریزش هوای سرد عرض‌های بالا توسط پرفشار آزور و تزریق هوای گرم و مرطوب توسط پرفشار روی دریای عمان و دریای عرب صورت گرفته که باعث فعال شدن منطقه همگرایی دریای سرخ به همراه سامانه‌ی مدیترانه‌ای شده است. این شرایط پدیدآوردنده‌ی رودباد سطح پایین، جفت شدن رودباد سطوح پایین و بالا و تقویت یکدیگر شده که نتیجه آن تقویت، تداوم و گسترش سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس بوده است. همچنین احتمالا چینش عمودی قابل توجه باد نیز منجر به شکل‌گیری سلول‌های همرفتی جدید در مناطقی دور نسبت به منشا سلول‌های اولیه شد.

واژه های کلیدی: بارش شدید، رودباد سطح بالا، رودباد سطح پایین، چینش عمودی باد، تصاویر MSG

۱.نویسنده مسئول: Email:Rafati @sjau.ac.ir

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]

مقدمه

بارش‌های سیل‌آسا یکی از مهم‌ترین عوامل مخاطرات طبیعی است. بیش‌تر بارش‌های سنگین با سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس (MCSs) مرتبط هستند (Zipser, ۱۹۸۲) که عمدتا به دلیل درجه بالای سازمان‌یافتگی[۱] ساختارهای بارش همرفتی آن‌ها است. سازمان‌یافتگی این سامانه‌ها امکان تداوم طولانی‌تر و گستردگی بیش‌تر را فراهم می‌آورد (Rigo et al, ۲۰۱۹). بر اساس مطالعه هوز (Houze, ۲۰۰٤)، MCSs حاصل پیوند همرفت جوی و جریانات جوی با مقیاس بزرگ‌تر هستند. این پیوند عمدتا به وسیله‌ی حرکات صعودی قویی در داخل سامانه‌ها ایجاد می‌شود که در اغلب موارد به وردایست می‌رسد و باعث تعدیل گرما در جو می‌شود.

در مطالعات بسیاری به سهم مهم سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در تولید بارش‌های سیل‌آسا در عرض‌های جغرافیایی میانی و پایین اشاره شده است. به عنوان نمونه در مطالعه ریگو و لست (۲۰۰۷) مشخص شد بیش از ٪۵۰ رخداد بارش‌های سنگین ثبت شده در کاتالونیا توسط MCSs ایجاد شده‌اند (Rigo and Llasat, ۲۰۰۷)، یا در مطالعه‌ی دیگری روشن شد این نوع سامانه‌ها مسوول بیش‌تر سیل‌های مخرب بخش‌های مختلف مدیترانه بوده‌اند (Llasat et al., ۲۰۱٦). مطالعاتی در مرکز و شرق ایالات متحده نیز نشان داد که درصد زیادی (در حدود ٪۶۰ تا ٪۷۰) از رخدادهای بارش‌های فرین پدیدآورنده‌ی سیل‌های برق‌آسا با بارش ۲۴ ساعته‌ای بیش از دوره‌ی بازگشت ۵۰ سال، از سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس ناشی شده بودند (Schumacher and Johnson, ۲۰۰۵; ۲۰۰٦).

وجود هوای سرد در سطح زمین با اختلاف دمای زیاد نسبت به هوای گرم اطراف[۲]، که به وسیله‌ی جریان خروجی اولین سلول‌ها ایجاد و با جریان خروجی همرفت‌های بعدی پشتیبانی می‌شود، هم‌کنشی با هوای اطراف ایجاد می‌کند که می‌تواند شرایط لازم را برای ادامه یافتن فعالیت همرفتی فراهم کند (Peters and Schumacher, ۲۰۱۵). به طور کلی طول عمر سامانه‌های میان‌مقیاس همرفتی به دو فاکتور مهم وابسته است: ۱. درجه سازمان یافتگی همرفت در ریزمقیاس و میان‌مقیاس در سامانه بارشی و ۲. موقعیت نسبی منطقه همرفت اصلی با در نظر گرفتن مسیر سامانه بارشی (Parker and Johnson, ۲۰۰٤; Lane and Moncrieff, ۲۰۱۵; Moncrieff and Lane, ۲۰۱۵). از این جهت محققین طبقه‌بندی‌های متفاوتی بر اساس تصاویر راداری و طبقه‌بندی‌های اولیه (Maddox, ۱۹۸۰; Houze et al., ۱۹۹۰; Bluestein and Jain, ۱۹۸۵ or Bluestein et al., ۱۹۸۷) ارایه کرده‌اند. به طور ویژه دو نوع MCSs بارش‌های فرین تولید می‌کنند. نوع اول MCSs شبه پایدار[۳] هستند که در آن‌ها نواحی بارشی همرفتی تقریبا ثابت است، به این صورت که سلول‌های جدید در بالادست سلول‌های همرفت قدیمی‌تر تولید می‌شوند. نوع دوم MCSs خطی[۴] هستند که حرکت سلوهای همرفتی عمدتا به موازات خط و پشت‌سرهم است، که باعث تداوم حضور سلول‌های همرفتی در یک ناحیه مشخص می‌شود (Corfidi et al., ۱۹۹٦; Doswell et al., ۱۹۹٦; Schumacher and Johnson, ۲۰۰۵; Schumacher, ۲۰۰۹).

---

[۱] شکل و اندازه سامانه و آرایش سلول‌های همرفتی در آن

[۲] .Cold Pool

[۳] .backbuilding

[٤] .training-line/adjoining-stratiform

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]

اولین شرط تشکیل چنین سامانه‌هایی فراهم شدن مداوم عناصر همرفت مرطوب در محل MCS توسط عواملی با مقیاس همدید است. عناصر همرفت مرطوب به طور معمول شامل منبع هوای گرم و مرطوبی است که توسط رودباد سطح پایین فراهم می‌شود و به بیشینه CAPE و کمینه مهار همرفتی موجود در بالای سطح زمین منجر می‌شود. تحلیل‌ها نشان می‌دهد چنین رخدادهایی بیش‌تر در لایه ناپایدار مشروط در امتداد همگرایی حاشیه شمالی رودباد سطح پایین[۱] و صعود بزرگ‌مقیاس مرتبط با آن به وجود می‌آیند (Augustine and Caracena, ۱۹۹٤; Laing and Fritsch, ۲۰۰۰; Moore et al., ۲۰۰۳; Schumacher and Johnson, ۲۰۰۵; ۲۰۰٦; Peters and Schumacher, ۲۰۱٤). مطالعات در مقیاس سینوپتیک نشان دادند سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس تحت شرایط جوی مشخصی مثل جبهه‌ی سطح زمین همراه با ناوه سطح بالا، یا ناپایداری شدید در مجاورت پرفشار جنب‌حاره‌ای رخ می‌دهند. به عنوان نمونه بنا به نتایج مطالعات متعدد در کره جنوبی مشخص شده است که رودباد سطح پایین جنوب‌غربی، فرارفت هوای سرد مرتبط با آشفتگی‌های سطح بالا، ناپایداری پتانسیل، فرارفت هوای گرم و مرطوب نشات گرفته از جنوب و مرکز چین و رودباد قوی سطح بالا شرایط مطلوب برای رخداد سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس و بارش سنگین هستند (Kim and Lee, ۲۰۰٦). پیترز و شوماخر سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاسی که بارش‌های سنگین تولید کردند را با کاربرد تحلیل مولفه اصلی به دو زیر گروه نوع فصل گرم و نوع سینوپتیک تقسیم نمودند. در این مطالعه نشان داده شد که هر دو نوع MCSs در طرف سرد مرز جبهه‌ای سطح پایین نسبتا ثابتی داخل منطقه‌ای با بیشینه همگرایی سطح پایین و وزش گرم بوجود می‌آیند. نوع سینوپتیک که گسترش بیش‌تری دارد عموما در جلوی تراف سطح بالا رخ می‌دهد. واداشت مقیاس سینوپتیک در نوع سینوپتیک قوی‌تر بوده در حالی که رطوبت سطح پایین در نوع فصل گرم بیش‌تر بوده است (Peters and Schumacher, ۲۰۱۴). مادوکس (Maddox, ۱۹۸۳) براساس تجزیه و تحلیل ده MCCs[۲] که در ایالات متحده مرکزی توسعه یافته‌اند، نتیجه گرفت که این سامانه‌ها در منطقه‌ی همگرایی و صعود میان‌مقیاسی توسعه یافته‌اند که عمدتا توسط وزش هوای گرم سطح پایین ایجاد شده‌اند. اگرچه این صعود در جلوی فرود ضعیف سطح میانی رخ می‌دهد، اما او دریافت که واداشت سطوح پایین بر آن تسلط دارد. هرچند فرود به تقویت توسعه همرفتی از طریق مشارکت خود در ساختار ترمودینامیک ناپایداری مشروط و تغییر جهت بادهای سطح پایین کمک می‌کند، که برای سازمان‌دهی و توسعه MCC لازم است. لینگ و فریتش (Laing and Fritsch, ۲۰۰۰) بر اساس مطالعه خود و چندین مطالعه دیگر، تحلیل‌شان را به ۵ مرکز جهانی توسعه MCC (آفریقا، استرالیا، چین آمریکای جنوبی و ایالات متحده) گسترش دادند. آن‌ها بر اساس ۱۲ رخداد برای هر مرکز، دریافتند که شرایط جوی شکل‌گیری این سامانه‌ها خیلی مشابه است که شامل نواحی کژفشاری قابل توجه به همراه مقادیر محلی بالای چینش عمودی باد[۳] سطوح پایینی جو و CAPE است. شکل‌گیری همرفت در جایی رخ می‌دهد که بیشینه‌ی رطوبت مطلق و کمینه‌ی پایداری استاتیک در رودباد سطح پایین با دمای تر پتانسیل بالا وجود دارد.

۱ .southerly low-level jet
۲ .Mesoscale Convective Complexes
۳ .Vertical wind shears

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]

چینش عمودی باد نیز همان‌طور که اشاره شد یکی از عوامل مهم تعیین کننده توسعه سامانه‌های میان‌مقیاس همرفتی است. مطالعات زیادی اثر چینش عمودی باد را بر شدت و سازمان‌یافتگی این سامانه‌ها بررسی کردند (Coniglio et al., ۲۰۰۴; Weisman and Rotunno, ۲۰۰۶; Takemi, ۲۰۰۶). هم‌کنش جریان خروجی با چینش عمودی باد چرخه زندگی همرفت و به ویژه طول عمر و ساختار دینامیکی خط تندر را تحت تاثیر قرار می‌دهد (Rotunno et al., ۱۹۸۸). این جریانات اگر به محیطی مطلوب برسند، می‌توانند همرفت را در فواصل زیادی از منشا خود، آغاز کنند (Carbone et al., ۱۹۹۰)، به عنوان نمونه در صورت برخورد با جریانات خروجی و خطوط همگرایی دیگر (Moncrieff and Liu, ۱۹۹۹). در مطالعه‌ی کنیلیو و همکاران (Coniglio et al., ۲۰۰۷) بر روی سامانه‌های با عمر طولانی، چینش عمودی باد در لایه‌ای خیلی عمیق به عنوان عاملی مهم در ارتباط با طول عمر سامانه نشان داده شد. لین و مونکریف (Moncrieff and Lane ۲۰۱۵; Lane and Moncrieff ۲۰۱۵) سامانه‌های میان‌مقیاس همرفتی با طول عمر زیاد را به منظور یافتن پدیده‌های کلیدی که این چرخه‌های عمر طولانی را توجیه می‌کند، به طور عددی شبیه‌سازی و بررسی نمودند. آن‌ها متوجه شدند که گسترش در جهت بردار چینش باد[۱] یا خلاف جهت آن[۲] نقشی تعیین کننده بازی می‌کند. هرچند درک محققین از این سامانه‌ها هنوز محدود است، به ویژه در رابطه با فرایندهایی که باعث سازمان‌یافتگی آن‌ها می‌شوند (Lane and Moncrieff, ۲۰۱۵).

در ایران محققین بسیاری به بررسی الگوهای همدیدی رخداد سامانه‌های مولد سیل پرداختند (سبزی‌پرور، ۱۳۷۰؛ مولا، ۱۳۷۴؛ لشکری، ۱۳۷۵؛ رئوفی‌فرد، ۱۳۷۶؛ نصیری، ۱۳۷۸؛ امیری، ۱۳۷۸؛ پرنده، ۱۳۷۸؛ حجتی‌زاده، ۱۳۸۱؛ لشکری، ۱۳۸۲، انصاری، ۱۳۸۲؛ مفیدی، ۱۳۸۲؛ مفیدی و زرین، ۱۳۸۴ الف و ب؛ رحیمی و همکاران ۱۳۸۹). بر اساس تعداد زیادی از این مطالعات منشا بارش‌های رگباری، شدید و سیل‌آسا در جنوب، جنوب‌غرب، غرب و حتی نواحی داخلی ایران سامانه‌ی کم‌فشار سودانی یا زبانه‌ی کم‌فشار دریای سرخ معرفی شده است. این سامانه‌های بدون جبهه که در بدو تشکیل به صورت یک مرکز همگرایی کم‌عمق در شمال‌شرق آفریقا مشاهده می‌شوند، حتی به عنوان مهم‌ترین سازو کار بارش‌زا در برخی از مناطق شرق مدیترانه و ایران شناخته شده‌اند (مفیدی و زرین، ۱۳۸۴). از سوی دیگر مشخص شده است که رخداد سامانه‌های همرفتی منجر به بارش‌های سنگین در جنوب‌غرب ایران تا اندازه زیادی وابسته به گسترش و نفوذ زبانه‌ی کم‌فشار سودانی است و بخش گسترده‌ای از سامانه‌هایی که جنوب‌غرب ایران را تحت تاثیر قرار دادند، در امتداد منطقه‌ی همگرایی دریای سرخ شکل گرفتند (رفعتی و همکاران، ۱۳۹۳). با توجه به دمای پتانسیل و ظرفیت رطوبتی بالای این سامانه‌های حاره‌ای/جنب‌حاره‌ای، بارش‌های شدید و سیل‌آسا یکی از مشخصه‌های آن‌ها است (مفیدی، ۱۳۸۲). هرچند برخی از کم‌فشارهای سودانی صرفا با جابجایی به سمت جنوب و تشدید و تقویت جت جنب‌حاره به وجود می‌آیند (در برخی موارد جت تا عرض ۱۰ درجه شمالی به سمت جنوب منتقل می‌شود)، اما غالبا نفوذ ناوه عرض‌های میانی به همراه تقویت جت جنب‌حاره بر روی منطقه موجب تشکیل، تکوین و گسترش کم‌فشارهای منطقه دریای سرخ می‌گردد (مفیدی، ۱۳۸۲). مفیدی و زرین (۱۳۸۴الف) با بررسی ۱۸ توفان با منشا سودانی نشان دادند پشته‌ای بر روی نیمه غربی مدیترانه و غرب اروپا به همراه ناوه عمیقی بر شرق مدیترانه (که تا دریای سرخ میانی نفوذ

۱ .downshear-propagating
۲ .upshear-propagating

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]

نموده)، همراه با پشته‌ای بر جنوب‌شرق ایران از مولفه‌های اصلی تراز ۵۰۰ ه.پ برای گسترش کم‌فشار سودانی هستند، که به دنبال نفوذ تاوه قطبی پوش‌سپهری به وردسپهر شکل گرفته است. همچنین نتیجه‌گیری نمودند موقعیت هسته جت جنب‌حاره در خاورمیانه و امتداد محور آن در ترازهای فوقانی وردسپهر ضمن کنترل الگوی گردش تراز میانی، مسیرهای ورود کم‌فشارهای سودانی به ایران را کنترل می‌کند. شکل‌گیری و تقویت پرفشار در حد فاصل شرق عربستان تا بخش‌های میانی دریای عرب نیز با تزریق هوای گرم و مرطوب دریای عرب به منطقه برای رخداد این بارش‌ها نقش مهمی ایفا می‌کند (رضیی و همکاران، ۱۳۸۸؛ رفعتی و همکاران، ۱۳۹۳). رفعتی و همکاران (۱۳۹۵) تاثیر رودبادهای سطح پایین (LLJ) در شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در جنوب‌غرب ایران را بررسی نمودند. نتایج این مطالعه نشان داد عمده سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس (بیش از ٪۸۰) در شرایطی تشکیل شدند که LLJ در منطقه حضور داشته و هوای گرم و مرطوب عرض‌های پایین‌تر (دریای عرب و سرخ) را به منطقه مورد مطالعه تزریق و همگرایی سطح پایین را تشدید کرده است.

بر اساس نتایج مطالعات پیشین می‌توان ادعا نمود سامانه‌های سودانی در بسیاری موارد موجد شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس به ویژه در جنوب‌غرب ایران هستند. با وجود این‌که مطالعات بسیاری تا کنون در ایران بر روی این سامانه‌ها و چگونگی شکل‌گیری آن‌ها انجام شده است اما نقش برخی از مولفه‌های جوی شکل‌گیری و تشدید آن‌ها مثل چینش عمودی باد، رودبادهای سطوح بالا و پایین کم‌تر مورد توجه بوده است. بنابراین هدف از انجام این مطالعه این است که در کنار بررسی عوامل شناخته شده پدیدآوردنده‌ی شکل‌گیری این سامانه‌ها، به نقش این عوامل نیز پرداخته شود، تا راهگشای مطالعات بیش‌تری در این زمینه باشد. برای این منظور سیل‌های روزهای ۴ و ۵ فروردین ۹۸ که به لحاظ شدت و فراگیری در دهه‌های گذشته کم‌تر سابقه داشته است به عنوان نمونه جهت انجام این مطالعه انتخاب شده است.

داده و روش کار

با توجه به شکل (۱) بیشینه بارش با مقداری بیش از ۱۱۰ میلی‌متر در روزهای ۲۴ و ۲۵ مارس ۲۰۱۹ (۴ و ۵ فروردین ۱۳۹۸) و در امتداد طول جغرافیایی ۵۰ تا ۵۳ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۲۹ تا ۳۲ درجه شمالی رخ داده است. بنابراین این دو روز به عنوان روزهای مطالعه انتخاب شدند. برای ردیابی و بررسی ویژگی‌های مکانی سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در این مطالعه باند پنجره فروسرخ (۱۰/۸ میکرومتر) تصاویر متئوست نسل دوم (MSG) در روزهای ۲۴ و ۲۵ مارس ۲۰۱۹ (۴ و ۵ فروردین ۱۳۹۸)، با قدرت تفکیک مکانی ۳ کیلومتر و قدرت تفکیک زمانی ۱۵ دقیقه از سایت یومت‌ست[1] استخراج شد. پس از واسنجی (رابطه‌ی ۱) و زمین‌مرجع کردن تصاویر، دمای درخشندگی محاسبه شد (رابطه‌ی ۲).

$$R = CAL_offset + CAL_slope * Count \qquad \textbf{رابطه‌ی (۱)}$$

R: رادیانس طیفی با واحد $mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}$

[1] WWW.EUMETSAT.INT

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]

CAL_offset: افست ثابت بین مقدار پیکسل و رادیانس فیزیکی با واحد $mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}$

CAL_slope: ضریب کالیبریشن خطی با واحد $mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}$

Count: مقدار پیکسل که بین ۰ و ۱۰۲۳ متغیر است

رابطه‌ی (۲)

$$T_b = \left[C_2 \nu_c / \log\left(\frac{C_1 {\nu_c}^3}{R} + 1 \right) - B \right] / A$$

C_1: $1/19104 \times 10^{-5}$ $mW\ m^{-2}\ sr^{-1}(cm^{-1})^{-4}$

C_2: $1/43877\ K(cm^{-1})^{-1}$

ν_c: طول موج مرکزی باند ۹۳۰/۶۵۹

A و B: ضرایب ثابت که برای باند پنجره مادون قرمز ۱۰/۸ میکرومتر به ترتیب برابرند با ۰/۹۹۸۳ و ۰/۶۲۷

انتخاب دقیق آستانه دما برای شناسایی سامانه‌های همرفتی تا اندازه‌ای اختیاری است و به قدرت تفکیک مکانی و طول موج داده‌های مورد استفاده بستگی دارد (Futyan and Del Genio, ۲۰۰۷). برای شناسایی ابرهای مرتبط با سامانه‌ی همرفتی، از آستانه‌ی دمایی (TIR) در دامنه ۲۴۰ تا ۲۵۸ درجه کلوین (Maddox, ۱۹۸۰; Machado et. Al., ۱۹۹۸; Miller and Fritsch, ۱۹۹۱; Mapes and Houze, ۱۹۹۳; Laing and Fritsch, ۱۹۹۳; Llasat et al., ۱۹۹۹; Tadesse and Anagnostou, ۲۰۰۹, ۲۰۱۰) و برای شناسایی ابرهای همرفتی فعال از آستانه‌ی دمایی در دامنه ۲۰۸ تا ۲۲۱ درجه کلوین استفاده شده است (Maddox, ۱۹۸۰; Chen et. Al., ۱۹۹۶; Machado et. Al., ۱۹۹۸; Augusto et al., ۲۰۰۳; Viana et al., ۲۰۰۹; Thomas et al., ۲۰۱۰). گروه‌هایی از چنین پیکسل‌هایی ممکن است شامل ابرهای پوشنی‌دیس هم باشند، که احتمالاً آن‌ها نیز بارش‌های سنگینی تولید خواهند کرد. مچادو و همکاران (Machado et al., ۱۹۹۲) نشان دادند که توزیع اندازه و آماره‌های حاصل از آستانه‌های ۲۰۷ یا ۲۱۸ به ویژه برای سامانه‌های همرفتی بزرگ‌تر، خیلی متفاوت نیستند. بنابراین در این مطالعه از آستانه ۲۱۸ درجه کلوین بهره برده شد. در مورد معیار حداقل طول یا مساحت در تعریف سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس، در بین محققین توافقی وجود ندارد و این معیار بیش‌تر بر اساس ویژگی‌های منطقه‌ای و آستانه‌ی دمای انتخاب شده تعیین می‌شود. در مطالعات پیشین از آستانه‌هایی برابر ۱۰ هزار کیلومترمربع (Morel and Senesi, ۲۰۰۲) تا آستانه‌هایی برابر ۵۰ هزار کیلومترمربع (Maddox, ۱۹۸۰) و صد هزار کیلومترمربع نیز (Fritsch et al, ۱۹۸۶; Maddox et al., ۱۹۷۹) به کار گرفته شده است. در این مطالعه بنا به مطالعه حجازی‌زاده و همکاران (۱۳۹۳) از آستانه ۱۰هزار کیلومتر مربع استفاده شد. به عبارت دیگر سامانه‌ای به عنوان MCSs شناسایی شد که در مراحلی از زندگی مساحتی بیش از ۱۰هزار کیلومتر مربع داشته است و طول عمر آن حداقل ۳ ساعت بوده است. جهت بررسی پراکندگی بارش تولید شده توسط این سامانه‌ها داده‌های بارش روزانه پایگاه GPCC به کار گرفته شد. مطالعات انجام شده نشان‌دهنده‌ی دقت بالای مقادیر بارش برآورد شده این پایگاه است (دارند و زند کریمی، ۱۳۹۵).

همچنین برای درک شرایط جوی رخداد سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در روزهای مطالعه، نخست داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل، مولفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد، دمای پتانسیل، رطوبت نسبی، سرعت قائم (اومگا) و CAPE از پایگاه داده ECMWF با تفکیک مکانی ۰/۱۲۵ درجه طول و عرض جغرافیایی استخراج شدند و سپس نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل، جریان باد، رودبادهای سطح پایین و سطح بالا، دمای پتانسیل، رطوبت نسبی و وزش رطوبت، سرعت قائم و

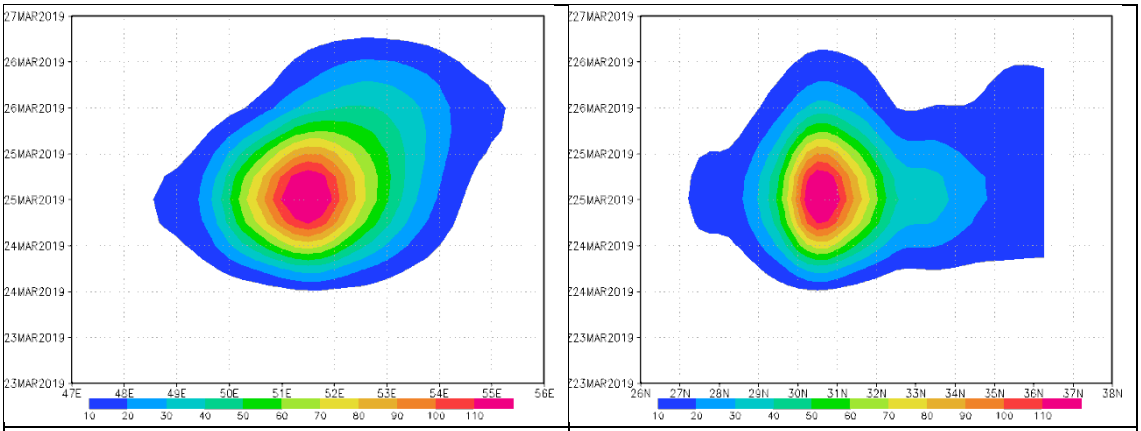
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]

CAPE و همچنین نمودار هوف‌مولر رطوبت نسبی و سرعت قایم و نمودار هودوگراف ترسیم و تفسیر شدند. در این مطالعه الگوی فشار، جهت و سرعت باد در دو سطح ۸۵۰ و ۳۰۰ ه.پ مورد بررسی قرار می‌گیرند. به دلیل اهمیت رودباد سطح بالا در تقویت همرفت عمیق بررسی شرایط سطح ۳۰۰ ه.پ. در این مطالعه مورد توجه قرار گرفته است. همچنین با توجه به این‌که سطح میانی (۵۰۰ ه.پ.) در مطالعات بسیاری مورد توجه بوده است، در این مطالعه از بررسی شرایط این سطح صرف‌نظر شد.

برای محاسبه فرارفت رطوبت از رابطه‌ی زیر در نرم‌افزار گردس استفاده شد. در این رابطه qadv وزش رطوبت بر حسب گرم بر کیلوگرم در ثانیه و q، u و v به ترتیب عبارتند از رطوبت ویژه، باد مداری و باد نصف‌النهاری هستند. تغییرات جزیی با استفاده از تابع cdiff محاسبه شد (قویدل رحیمی، ۱۳۹۱).

qadv = -۱*((u*dqx)/(cos(lat*۳،۱٤۱٦/۱۸۰)*dx)+v*dqy/dy)/٦،۳۷e٦



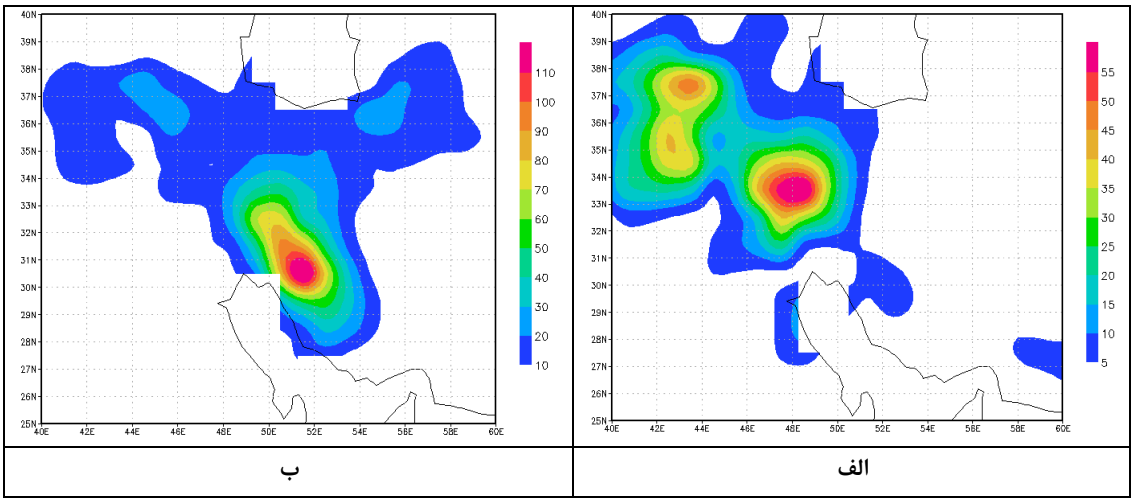
شکل ۱. مقادیر بارش در روزهای ۲۳ تا ۲۷ مارس ۲۰۱۹ در امتداد الف) طول جغرافیایی ۵۱/۵ درجه شرقی و عرض‌های ۲۶ تا ۳۸ درجه شمالی ب) عرض ۳۱/۵ درجه شمالی و طول‌های ۴۷ تا ۵۶ شرقی

شرح و تفسیر نتایج

در روز ۲۴ مارس بیشینه بارش در غرب کشور با مقداری بیش از ۵۵ میلی‌متر و بیشینه دومی نیز در همسایگان غربی ایران، ترکیه و عراق، با مقدار بیش از ۴۰ میلی‌متر مشاهده می‌شود. در روز ۲۵ مارس مرکز بیشینه بارش کمی به سمت جنوب‌شرق (استان کهکیلویه و بویراحمد و شمال استان فارس) جابه‌جا شده است و بیشینه بارش به بیش از ۱۱۰ میلی‌متر رسیده است که مقدار قابل توجهی است (شکل ۲).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]



شکل ۲. پراکندگی مقادیر بارش در روزهای الف) ۲۴ مارس ب) ۲۵ مارس ۲۰۱۹

- **ردیابی سامانه‌ها در تصاویر SEVIRI**

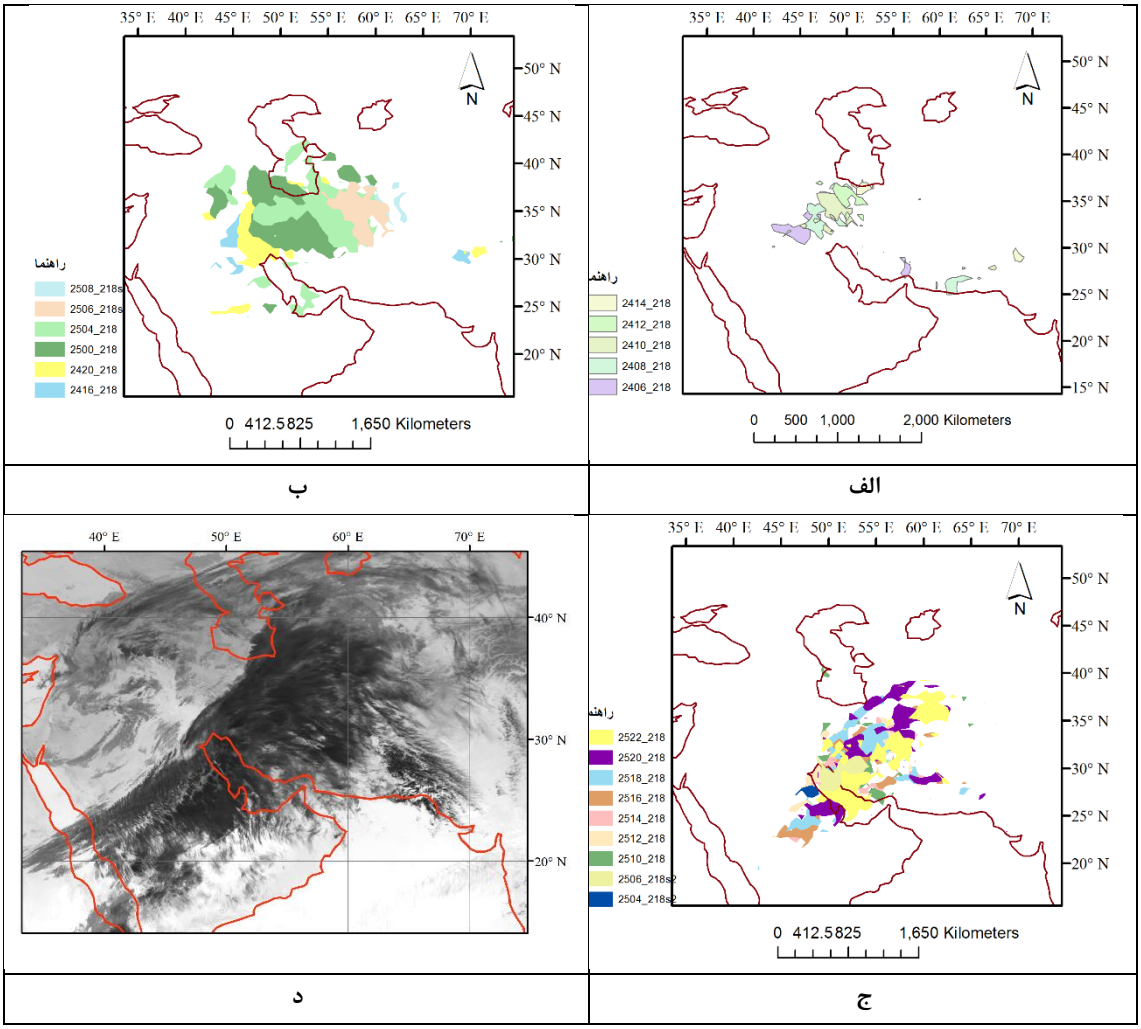
چندین سامانه همرفتی میان‌مقیاس در روزهای مطالعه بخش‌های مختلفی از ایران را تحت تاثیر قرار دادند. همان‌طور که در شکل (۳ الف) نشان داده شده است، از ساعات اولیه صبح تا ساعت ۱۴ (۱۷:۳۰ به وقت محلی) روز ۲۴ مارس (۴ فروردین) سامانه‌ای غرب تا شمال ایران را تحت تاثیر قرار داد. هسته سرد این سامانه (بخشی با دمای کمتر از ۲۱۸ درجه کلوین) در شکل نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود وسعت هسته سرد این سامانه نسبت به سامانه‌های تشکیل شده در ساعات بعدی چندان گسترده نبود (بیشینه مساحت حدود ۷۳ هزار کیلومتر مربع) و جهت حرکت آن جنوب‌غربی-شمال‌شرقی بوده است.

سامانه دوم از ساعت ۱۶ UTC (۱۹:۳۰ به وقت محلی) در غرب ایران شکل گرفت و با حرکت به سمت شمال‌شرق-شرق تا ساعت ۸ (۱۱:۳۰ به وقت محلی) روز ۲۵ مارس تداوم داشته و تا شمال‌شرق ایران را تحت تاثیر قرار داده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود (شکل ۳ب) وسعت هسته سرد این سامانه (دمای کمتر از ۲۱۸ درجه کلوین) نسبت به سامانه قبلی بسیار گسترده‌تر (بیشینه مساحت ۶۶۰ هزارکیلومتر مربع) بوده است.

سامانه سوم که در ساعت ۴ (۷:۳۰ به وقت محلی) روز ۲۵ مارس در سواحل جنوبی خلیج‌فارس در کشور عربستان سعودی تشکیل شد، ویژگی‌های کاملا متفاوتی با دو سامانه پیشین نشان می‌دهد. این سامانه در طول عمر خود حرکت قابل توجهی نداشته و بنابراین شبه پایدار بوده است. اما در طول زمان به سمت شمال‌شرق در امتداد شمال‌شرقی – جنوب‌غربی گسترشی خطی یافته است و هسته سرد آن تا اندازه‌ای به سمت جنوب‌شرق تغییر مکان داده است (شکل ۳ج). بیشینه وسعت این سامانه در حدود ۴۴۰ هزارکیلومتر مربع بوده است که قابل توجه می‌باشد.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]



شکل ۳. محدوده‌ی پوشش و حرکت سامانه‌ی همرفتی میان‌مقیاس (در راهنما روز، ساعت و آستانه‌ی دمای درخشندگی به کار رفته نشان داده شده است. به عنوان نمونه ۲۱۸ _۲۵۱۲ : ساعت ۱۲ (UTC) روز ۲۵ مارس،آستانه ۲۱۸ درجه کلوین) الف) نخست، روز ۲۴ مارس ب) دوم، اواخر روز ۲۴ و اوایل روز ۲۵ مارس ج) سوم، روز ۲۵ مارس د) تصویر باند فروسرخ حرارتی از سامانه روز ۲۵ مارس

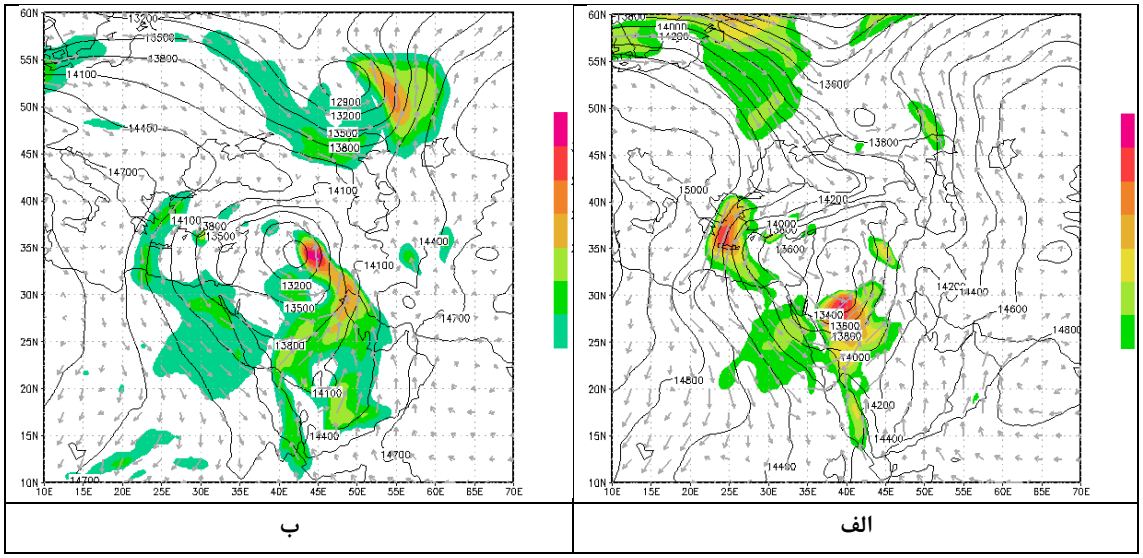
- **شرایط جوی رخداد سامانه‌های میان‌مقیاس همرفتی**

در روزهای ۲۴ و ۲۵ مارس در سطح ۸۵۰ ه.پ. پرفشار آزور در جنوب اروپا و شمال آفریقا با ریزش هوای سرد عرض‌های شمالی در حاشیه شرقی‌اش، غرب فرود شرق اروپا، اختلاف فشار قابل توجهی در منطقه ایجاد کرد. در ساعت صفر روز ۲۵ مارس بخش جنوبی فرود شرق اروپا از آن جدا شده و به شکل کم‌فشار قویی (کم‌ارتفاعی با کمینه‌ای کم‌تر از ۱۲۹۰ متر) بین مدیترانه و ایران تا روز ۲۶ مارس مستقر شد. از سوی دیگر مرکز پرفشاری بر روی دریای عمان و عرب قرار گرفت که باعث تزریق هوای گرم و مرطوب در حاشیه غربی‌اش به منطقه (غرب ایران و شرق کم‌فشار) شد (شکل ۴). این‌چنین در ساعت صفر روز ۲۵ مارس، برخورد این جریانات شمال‌غربی با جریانات جنوبی-جنوب‌شرقی باعث فعال شدن منطقه همگرایی از مرکز دریای سرخ تا جنوب‌غرب ایران در امتداد شمال‌شرقی-جنوب‌غربی شد (شکل ۴ب).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]

این شرایط در بیش‌تر الگوهای شناسایی شده منجر به رخداد سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در مطالعه رفعتی و همکاران (۱۳۹۳) مشاهده شده است. اختلاف فشار ایجاد شده حاصل از این الگو، باعث شکل‌گیری رودباد سطح پایین (LLJ) نیز شد که منطقه همگرایی تا شرق سامانه کم‌فشار مدیترانه (با بیشینه سرعتی بیش از ۳۰ m/s در ساعت صفر روز ۲۵ مارس) را پوشاند. همان‌طور که در بخش بعد نشان داده خواهد شد، این رودباد در تزریق سریع هوای گرم و مرطوب عرض‌های پایین به سامانه کم‌فشار شرق مدیترانه تاثیر بسزایی داشته است. انتقال هوای گرم و مرطوب توسط LLJ به شکل‌گیری و تداوم همرفت و آزادسازی گرمای نهان به تقویت همگرایی و طول عمر بیش‌تر سامانه‌های همرفتی منجر می‌شود. نتایج مطالعه رفعتی و همکاران (۱۳۹۵) نشان داد عمده سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس (بیش از ٪۸۰) در شرایطی تشکیل شدند که LLJ در منطقه حضور داشته است و میانگین اندازه و طول عمر بزرگ‌ترین و بادوام‌ترین سامانه‌های تشکیل شده در روزهای همراه با رخداد رودبادهای سطح پایین نسبت روزهای بدون رخداد آن با ٪ ۹۵ اطمینان بیش‌تر بوده است. بررسی رابطه بین سیستم همرفتی میان‌مقیاس و رودباد سطح پایین در آمریکای جنوبی نیز نشان داد، رودباد سطح پایین با انتقال گرما و رطوبت از حوضه آمازون به حوضه لاپلاتا (Marengo et al., ۲۰۰٤)، به توسعه و تداوم MCSs کمک می‌کند (Nicolini et al., ۲۰۰۲). این تأثیر به‌ویژه برای همرفت یا توفان‌های شبانه مهم است، چون دمای پتانسیل بالای فراهم شده توسط LLJ گرایش به صعود دارد. فرآیند مذکور منبعی از هوای ناپایدار فراهم می‌کند که علیرغم پایداری لایه مرزی، توفان می‌تواند تداوم یابد (Trier et al., ۲۰۰٦).

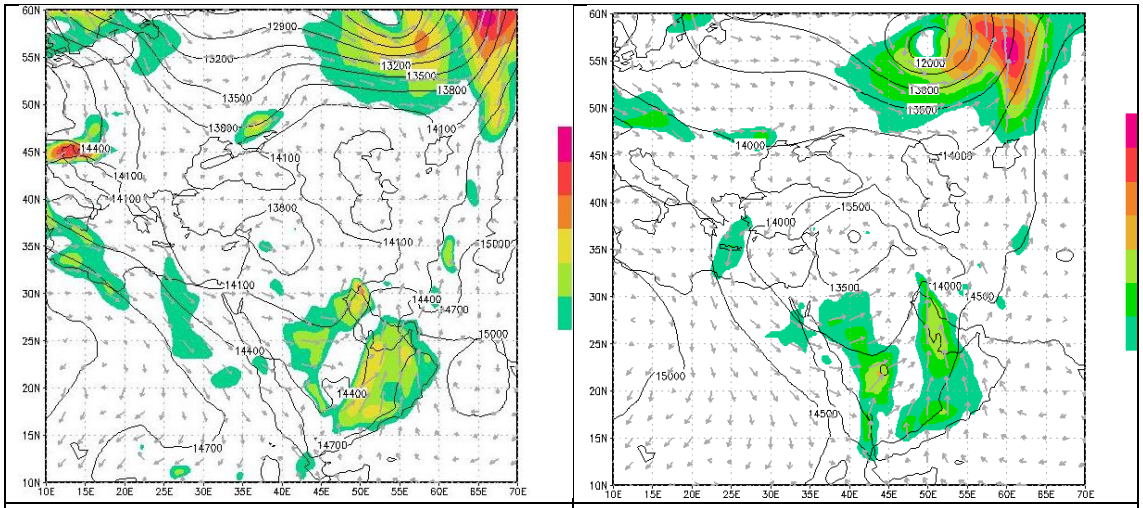
شرایط بیان شده طی ساعات بعد با کاهش تضاد حرارتی و اختلاف فشار به تدریج تغییر کرد و گسترش و قدرت رودباد سطح پایین، کم‌فشار مدیترانه و منطقه همگرایی دریای سرخ تضعیف شد. بر روی ایران منطقه‌ی تزریق هوای گرم و مرطوب به سمت شرق جابجا شد و این‌چنین سامانه و مرکز بارش حاصل از آن به سمت شرق حرکت کرد (شکل ۲ب).



الف ب

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]

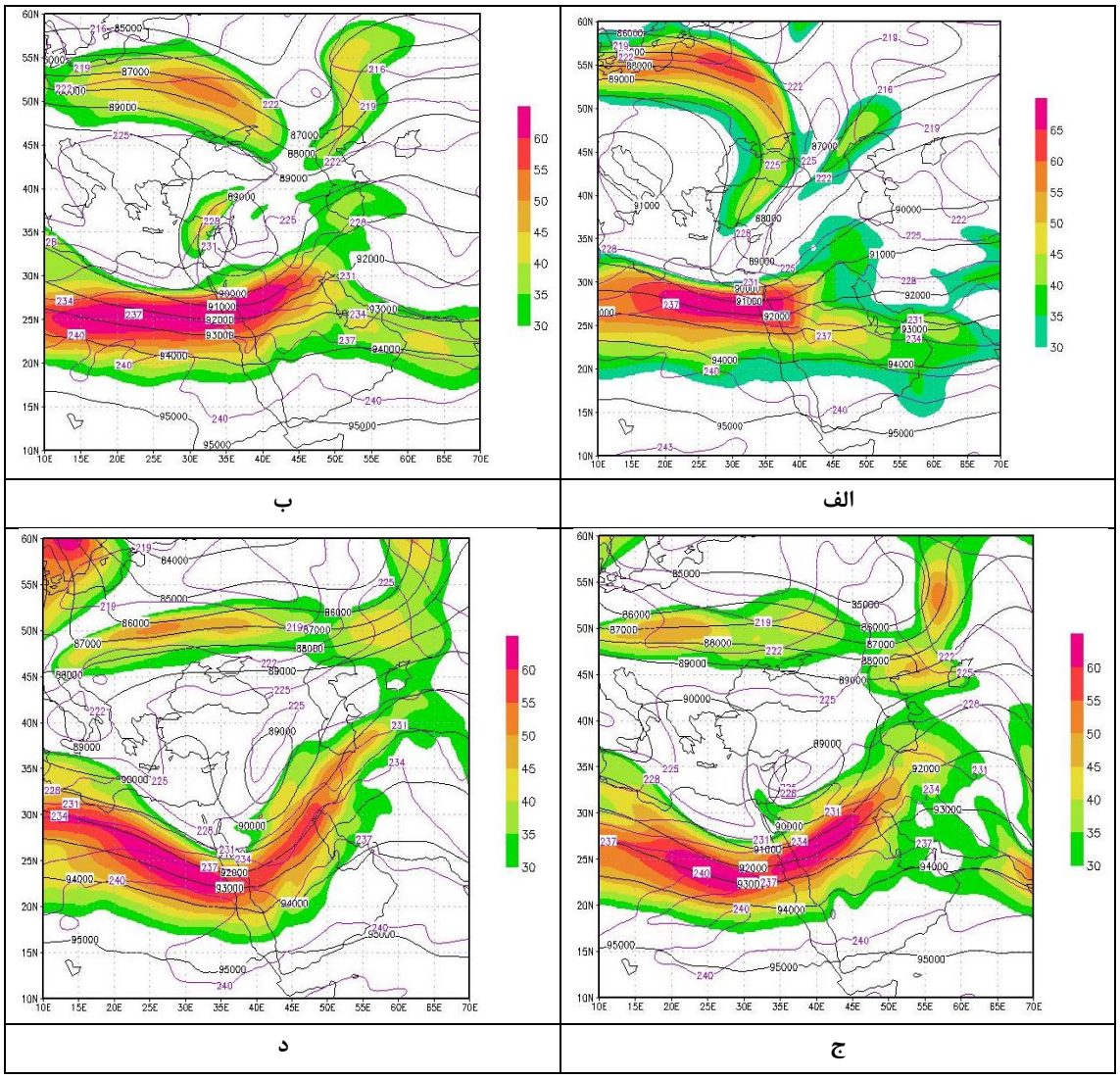


شکل ۴. نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل (خطوط سیاه)، سرعت باد (سطوح رنگی) و جریان (پیکان خاکستری) سطح ۸۵۰ ه.پ. در الف) ساعت ۱۲ روز ۲۴ مارس، ب) ساعت صفر روز ۲۵ مارس، ج) ساعت ۱۲ روز ۲۵ مارس و د) ساعت صفر روز ۲۶ مارس

شکل (۵) ارتفاع ژئوپتانسیل و سرعت باد را در روزهای مطالعه در سطح ۳۰۰ ه.پ نشان می‌دهد. در ساعت ۱۲ روز ۲۴ مارس رودباد جنب‌حاره که از شمال آفریقا تا جنوب ایران را پوشانده، بیشینه‌ی سرعتی بیش از ۶۵ متر بر ثانیه داشت. همان‌طور که ملاحظه می‌شود از بخش‌های شمالی دریای سرخ تا غرب ایران در نیمه‌ی چپ خروجی هسته رودباد جنب حاره قرار گرفتند، بنابراین حرکت صعودی در این بخش از رودباد و این منطقه به عوامل دیگر برای تشدید جریان صعودی کمک کرده است. رودباد جبهه‌ی قطبی نیز در غرب فرود شرق اروپا با بیشینه‌ی سرعتی بیش از ۶۰ متر بر ثانیه در ریزش هوای سرد شمال اروپا به شرق مدیترانه تاثیر بسزایی داشت. در ساعت صفر روز ۲۵ مارس فرود شرق اروپا که در ساعات پیشین تا شرق مدیترانه کشیده شده بود از جریان اصلی بریده شده و سردچالی در شرق مدیترانه تشکیل شد. کم‌فشار قوی سطح پایین بین مدیترانه و ایران درست در زیر این سردچال مستقر بوده است. این سردچال همچنان تا روزهای بعد ماهیت خود را حفظ کرد و به سمت شمال‌شرق حرکت کرد. بنابراین حرکت صعودی شرق این سردچال طی مسیر خود غرب ایران را از اوایل روز ۲۵ تا روز ۲۶ مارس تحت تاثیر قرار داده و همچنین با حرکت صعودی نیمه چپ خروجی رودباد جنب‌حاره بر هم منطبق شده و یکدیگر را تقویت کردند.

تقریبا از اوایل روز ۲۵ مارس جریانات سطح ۳۰۰ ه.پ. در عرض‌های پایین‌تر نیز از حالت مداری خارج شده و فرودی عمیقی در منطقه خاورمیانه تشکیل دادند و به تبع آن هسته رودباد جنب‌حاره نیز از حالت مستقیم خارج شد و به صورت موجی شکل در امتداد فرود مستقر شد. بدین ترتیب غرب ایران در جلوی فرود این سطح قرار گرفت و حرکت صعودی جلوی فرود غرب ایران را تحت تاثیر قرار داد. شکل ابر در زمان گسترش سامانه همرفتی میان‌مقیاس سوم (از ساعت ۴ تا ۲۲ روز ۲۵ مارس) از الگوی جریان سطوح بالایی وردسپهر پیروی کرده و به صورت نواری از جنوب‌غرب به شمال‌شرق کشیده شده است که با محور جت جنب‌حاره و موقعیت هسته آن مطابقت دارد. این ویژگی به گفته مفیدی و زرین (۱۳۸۴الف) توسط بارت و اشتینکهل (۲۰۰۴) نیز به خوبی نشان داده شده است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]

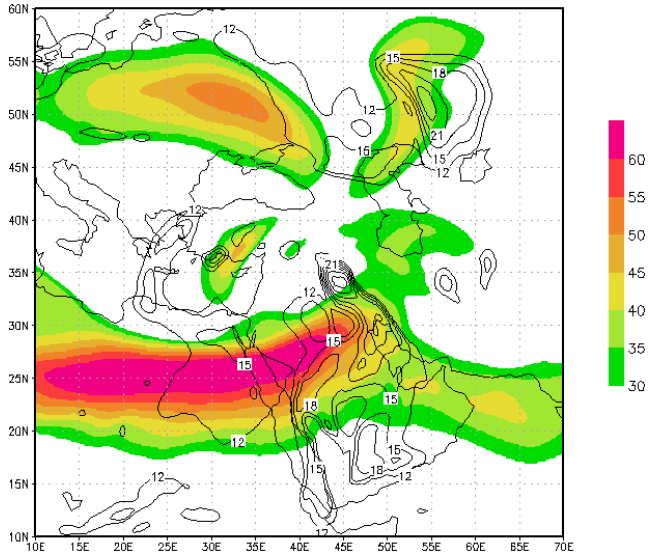


شکل ۵. نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل (خطوط سیاه)، دما (خطوط بنفش) و سرعت باد (سطوح رنگی) سطح ۳۰۰ ه.پ. در الف) ساعت ۱۲ روز ۲۴ مارس، ب) ساعت صفر روز ۲۵ مارس، ج) ساعت ۱۲ روز ۲۵ مارس و د) ساعت صفر روز ۲۶ مارس

موقعیت رودبادهای سطوح بالا و پایین در ارتباط با یکدیگر در شکل (۶) نشان داده شده است. جفت شدن رودباد سطح پایین و رودباد سطح بالا باعث تقویت همرفت در ناحیه خروجی LLJ در بخش غربی ایران شد. یوسیلینی و جانسن چگونگی ارتباط رودباد سطوح بالا و پایین را در مطالعه خود تشریح نمودند (Uccellini, and Johnson, ۱۹۷۹). تقویت همرفت منجر به تشدید LLJ می‌شود به‌طوری‌که انرژی لازم برای همرفت ناشی از همگرایی تقویت شده در سطوح پایین، برای مدت طولانی‌تری فراهم می‌شود و فرآیند همرفت، عمیق‌تر و متشکل‌تر می‌شود. در نتیجه با توسعه سامانه همرفتی میان‌مقیاس، جریانی واگرا در سطوح بالاتر حاکم شده و رودباد سطح بالا در پایین دست از طریق تولید یک سلول مستقیم در جنوب (قوی‌تر) و یک سلول فرعی در شمال (ضعیف‌تر) تقویت می‌شود (Zipser et al., ۲۰۰٤). سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس بین رودباد سطح بالا در شمال و رودباد سطح پایین در جنوب مشاهده می‌شوند (Lee et al., ۱۹۹۸). بنابراین در روزهای رخداد سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس و سیل‌های مرتبط با آن، تقویت جت جنب‌حاره

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]

مطابق با نظر مفیدی (۱۳۸۲)، در منطقه دریای سرخ به دو شکل رخ داده است: الف) انتقال هوای گرم و مرطوب از دریای عرب و اقیانوس هند به طور مستقیم به آفریقای حاره‌ای و فرآیندهای همرفتی متعاقب آن که در نهایت تقویت رودباد جنب‌حاره را در جانب شمالی سلول هدلی موجب شده است. ب) نفوذ ناوه عرض‌های میانی به شرق مدیترانه که موجب افزایش شیب فشار بر روی منطقه شد. اما در روزهای مطالعه حالت ایده‌الی که بنا به گفته مفیدی (۱۳۸۲، به نقل از Whitney, ۱۹۷۷) رخ می‌دهد و آن شرایطی است که جت قطبی (۳۰۰ میلی‌باری) در جلوی ناوه ترازهای میانی به منطقه شرق مدیترانه وارد شده و با جت جنب حاره‌ای (تراز ۲۵۰ میلی‌باری) اصطلاحا یکی شود، رخ نداده است.

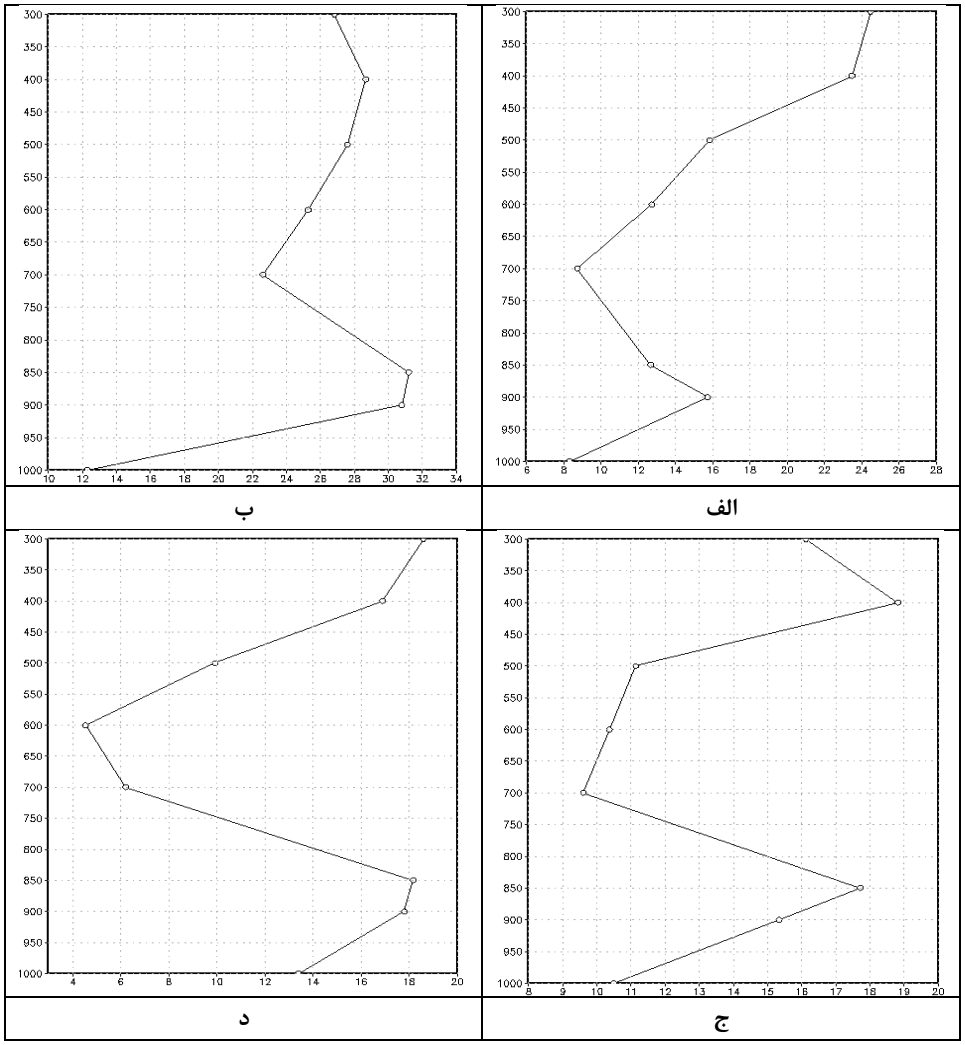


شکل ۶. نقشه سرعت باد سطح ۳۰۰ ه.پ. (سطوح رنگی)، و سطح ۸۵۰ ه.پ. (خطوط سیاه) در ساعت صفر روز ۲۵ مارس

بررسی نیمرخ سرعت باد در نقاطی با بیشینه سرعت باد (LLJ) در سطح ۸۵۰ ه.پ. نشان داده است، اختلاف بین بیشینه سرعت باد در سطوح پایین (۸۵۰ یا ۹۰۰ ه.پ.) و کمینه سرعت باد در سطوح میانی (۷۰۰ یا ۶۰۰ ه.پ.) بیش از Ym/s و در برخی موارد به بیش از ۱۰ m/s رسید که قابل توجه است (شکل ۷). همچنین هودوگراف دو ایستگاه جو بالا در امتداد منطقه همگرایی دریای سرخ (جده در ساحل شرقی دریای سرخ و دمام در ساحل جنوبی خلیج‌فارس) در شکل (۸) نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، چینش عمودی باد قابل توجه بوده که به شکل‌گیری سلول‌های همرفتی جدید در پایین‌دست آن منجر شد. این فرایند نتیجه هم‌کنش ناپایداری ایجاد شده توسط جبهه سرد تشکیل شده در سلول همرفتی پیشین و ناپایداری ایجاد شده توسط چینش عمودی باد است که هردو در یک محدوده به حرکت صعودی منجر شده و یکدیگر را تقویت می‌کنند (شکل ۹). طی این رویداد در هر دو ایستگاه دمام و جده بزرگی چینش عمودی باد تا حدود ۶ کیلومتری از سطح زمین به بیش از $8\times10^{-3}\ s^{-1}$ رسید، که مقدار قابل ملاحظه‌ای است و می‌تواند به رخداد توفان‌های چند سلولی یا ابرسلولی منجر شود (Weisman and Klemp, ۱۹۸۶). چرا که جریانات صعودی حاصل از چینش عمودی باد با رسیدن به جریانات خروجی سلول‌های همرفتی موجود و یا خطوط همگرایی می‌توانند همرفت را در فواصل زیادی از منشا خود، آغاز کنند (Carbone et al., ۱۹۹۰). هانتریزر و همکاران (Huntrieser et al., ۱۹۹۷) نشان دادند در روزهای رخداد همرفت عمیق در سوییس، بردار چینش عمودی باد نسبت به ارتفاع در جهت

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]

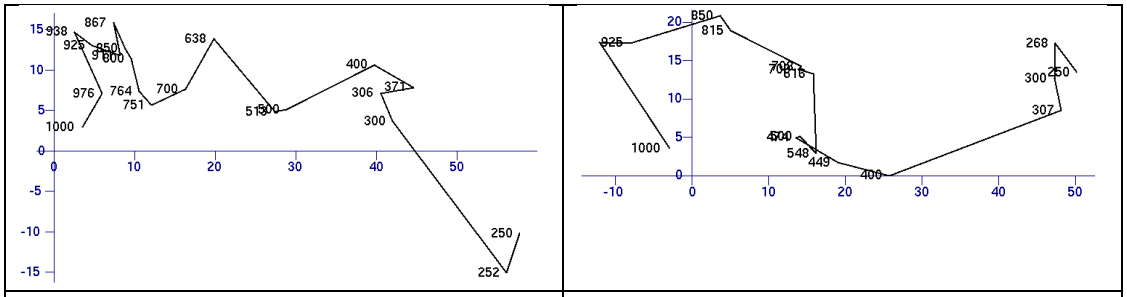
عقربه ساعت چرخش دارد و با رودباد سطح پایین جنوب‌غربی در سطح ۷۰۰ ه.پ. همراه است. چرخش بردار چینش عمودی باد در جهت عقربه در هر دو ایستگاه دمام و جده در سطوح زیر ۴۵۰ ه.پ. مشهود است (شکل۸).



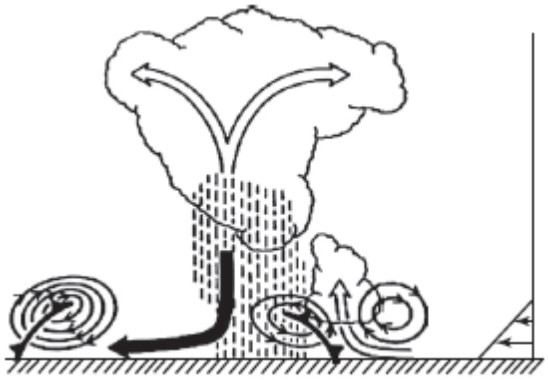
شکل ۷. نیمرخ سرعت باد در سطوح مختلف جو الف) ساعت ۱۸ روز ۲۴ مارس در عرض جغرافیایی ۱۸ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۹ درجه شرقی ب) ساعت صفر روز ۲۵ مارس در عرض جغرافیایی ۳۴ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۵ درجه شرقی ج) ساعت ۶ روز ۲۵ مارس در عرض جغرافیایی ۱۸ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۸ درجه شرقی و د) ساعت ۱۲ روز ۲۵ مارس در عرض جغرافیایی ۱۸ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۵۲ درجه شرقی

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]



شکل ۸. هودوگراف ساعت صفر روز ۲۵ مارس در ایستگاه جو بالای الف) دمام ب) جده

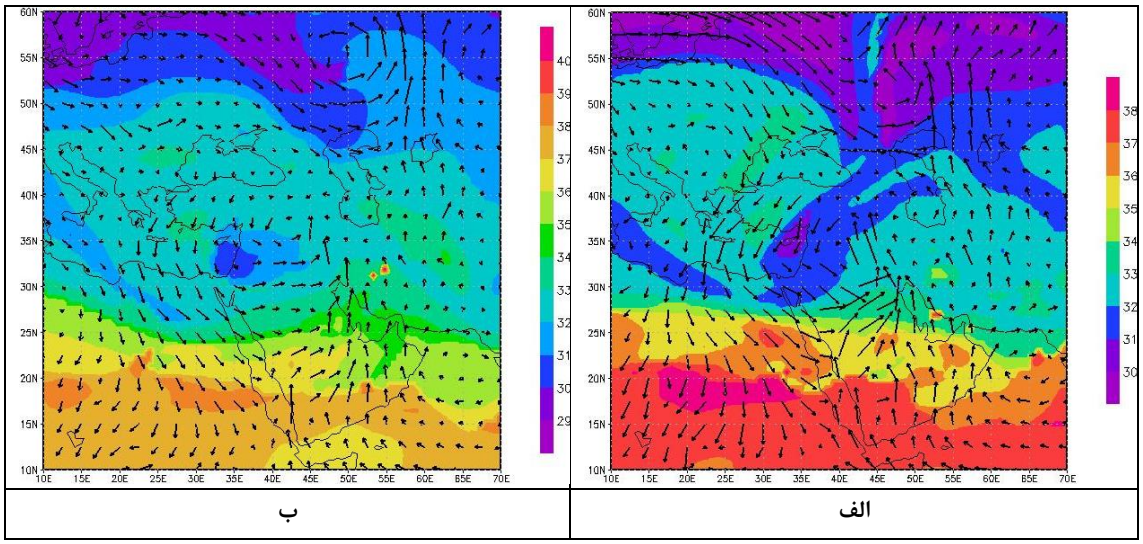


شکل ۹. طرحی شماتیک از چگونگی تقویت و هم‌کنش حرکت صعودی ناشی از چینش عمودی باد و جبهه سرد تولید شده از جریان خروجی (هوای سرد) سلول همرفتی اولیه (Weisman, ۲۰۰۳)

همان‌طور که پیش از این نیز بیان شد در روز قبل رخداد سیل ریزش هوای سرد عرض‌های بالا (شمال اروپا) به شرق دریای مدیترانه باعث افزایش شدید اختلاف فشار در این منطقه شد، به طوری که اختلاف دمای منطقه کمینه‌ی دمای پتانسیل در شرق مدیترانه با محیطش در حدود ۳۰ درجه کلوین بوده است (شکل ۱۰). همین اختلاف دما و درنتیجه اختلاف فشار باعث شکل‌گیری رودباد سطح پایین شده که در منطقه همگرایی دریای سرخ به شدت در انتقال هوای گرم و مرطوب به غرب ایران موثر بوده است. در نتیجه در ساعات اوج فعالیت همرفتی در مرکز ایران، اختلاف دمای منطقه بیشینه‌ی دمای پتانسیل (بیش از ۳۷۰ درجه کلوین) با محیط اطرافش در حدود ۳۰ درجه کلوین بوده که برای شکل‌گیری توفان همرفتی نقش موثری ایفا کرده است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]

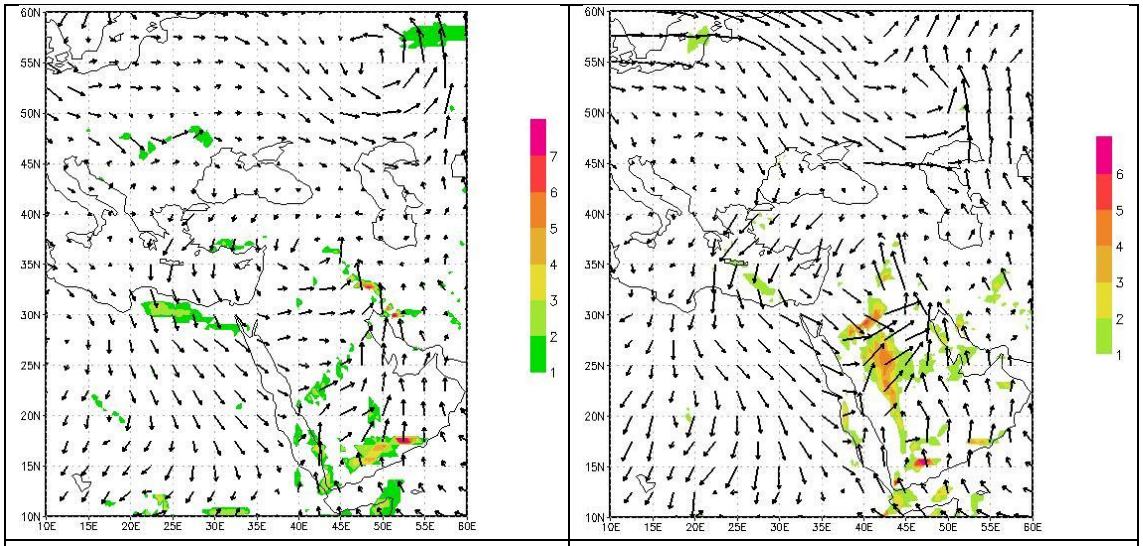


شکل ۱۰. نقشه‌ی دمای پتانسیل و سرعت و جهت باد الف) ساعت ۱۸ روز ۲۴ مارس ب) ساعت ۶ روز ۲۵ مارس

با توجه به نقشه وزش رطوبت در ساعات فعالیت سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس (شکل ۱۱)، فعالیت رودباد سطح پایین از روز قبل رخداد بارش سنگین، رطوبت قابل توجهی به منطقه تزریق کرده است. وزش رطوبت در ساعت ۱۸ روز ۲۴ مارس بیشینه‌ای را بر روی عربستان تا منطقه‌ی بین کشور ایران و دریای مدیترانه ایجاد کرد، که با گذشت زمان به صورت تدریجی با جابجایی منطقه همگرایی دریای سرخ و رودباد سطح پایین به سمت شرق، منطقه‌ی بیشینه وزش رطوبت نیز به سمت ایران حرکت کرد. این مرکز در روز ۲۵ مارس به جنوب‌غرب و غرب ایران جابه‌جا شد و بدین‌ترتیب منطقه‌ی بیشینه فعالیت همرفتی را نیز به سمت شرق هدایت کرد. با نگاهی به شکل (۲) مشخص می‌شود محل بیشینه رخداد بارش با محل تزریق هوای گرم و مرطوب در سطح پایین مطابقت دارد. در روز ۲۵ مارس مرکز بیشینه بارش پیرو محل تزریق هوای گرم و مرطوب کمی به سمت جنوب‌شرق (استان کهکیلویه و بویراحمد و شمال استان فارس) جابه‌جا شد. وزش رطوبت و به تبع آن فعالیت همرفتی تا ساعات پایانی روز ۲۵ مارس ادامه یافت. با توجه به این‌که سرعت حرکت سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس به وسیله‌ی مکان بیشینه‌ی همگرایی رطوبت سطح پایین نسبت به همرفت موجود تنظیم می‌شود (Corfidi, ۲۰۰۳)، الگوی جریان همدیدی نقش انکارناپذیری بر رفتار و ویژگی‌های این سامانه‌ها داشته است.

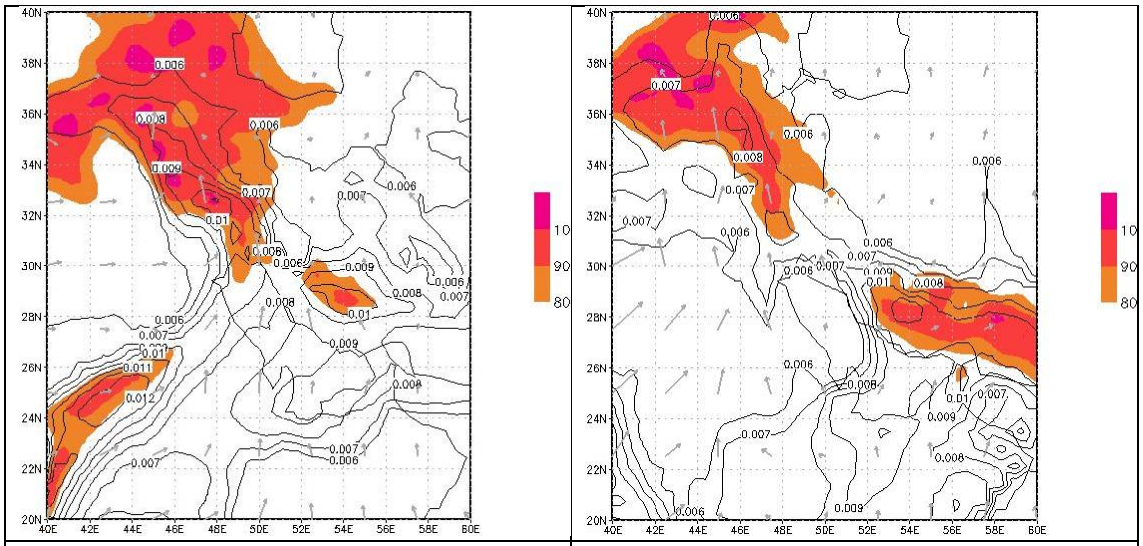
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]



شکل ۱۱. نقشه وزش رطوبت بر حسب گرم بر کیلوگرم در ثانیه (در راهنمای نقشه به دلیل کوچک بودن مقادیر وزش اعداد در ۱۰ میلیون ضرب شده‌اند) الف) ساعت ۱۸ روز ۲۴ مارس ب) ساعت ۶ روز ۲۵ مارس

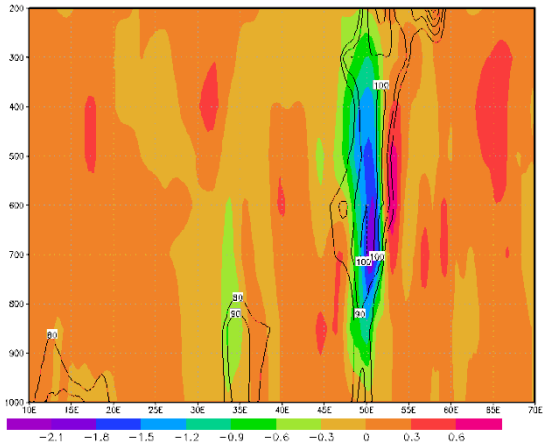
در نتیجه‌ی الگوی جریان مشاهده شده، بیشینه‌ی رطوبت نسبی (بیش از ٪۹۰) و رطوبت ویژه در امتداد منطقه همگرایی دریای سرخ، غرب و جنوب ایران شکل گرفت (شکل ۱۲). به طوری‌که رطوبت ویژه درجنوب ایران در منطقه نسبتا گسترده‌ای به بیش از ۰/۰۱ کیلوگرم در کیلوگرم رسید و در روز رخداد سیل (روز ۲۵ مارس) در بخش‌هایی از جنوب‌غرب ایران از مقدار ۰/۰۱ کیلوگرم در کیلوگرم فراتر رفت. در روزهای بعد به تدریج با تغییر وزش جریانات، منطقه‌ی بیشینه رطوبت به سمت شرق جابجا شد.



شکل ۱۲. نقشه رطوبت نسبی بیش از ٪۸۰ (سطوح رنگی) و رطوبت ویژه (خطوط سیاه) در الف) ساعت ۱۲ روز ۲۴ مارس ب) ساعت ۶ روز ۲۵ مارس

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]

نمودار هوف‌مولر رطوبت نسبی (بیش‌تر از ٪۸۰) و اومگا برای عرض جغرافیایی ۳۰/۵ در ساعت ۶ روز ۲۵ مارس در امتداد طول جغرافیایی ۱۰ تا ۷۰ درجه شرقی در شکل (۱۳) نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، رطوبت نسبی در منطقه رخداد بیشینه بارش (طول جغرافیایی حدود ۵۰ درجه شرقی) از سطح زمین تا سطوح بالای جو (۲۰۰ ه.پ) بیش از ٪۹۰ و حرکت جو صعودی است.

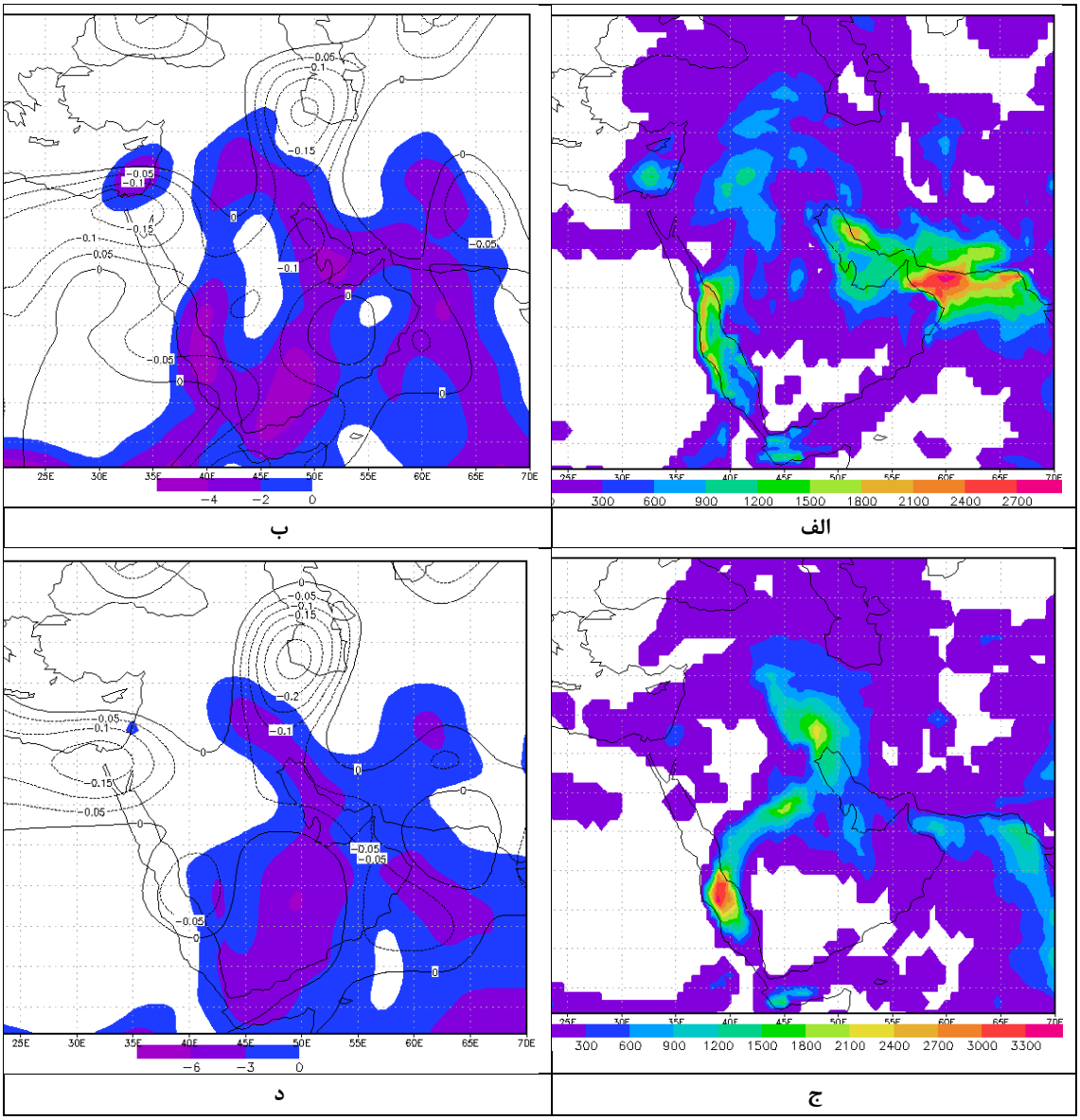


شکل ۱۳. نمودار هوف‌مولر رطوبت نسبی بیش از ٪۸۰ (خطوط سیاه) و اومگا (سطوح رنگی) در ساعت ۶ روز ۲۵ مارس در عرض جغرافیایی ۳۰/۵ درجه شمالی

در ساعات اوج فعالیت همرفتی در سطح ایران ناپایداری بر بخش گسترده‌ای از ایران به ویژه بخش‌های جنوبی و غربی ملاحظه می‌شود (شکل ۱۶). در ساعت ۱۸ روز ۲۴ مارس بیشینه‌ی CAPE در دریای عمان (بیش از $J\ kg^{-1}$ ۲۷۰۰) و بیشینه‌های دوم و سومی (بیش از $J\ kg^{-1}$ ۱۸۰۰) بر روی خلیج‌فارس و دریای سرخ دیده می‌شود. همچنین کمینه‌ی شاخص بالاروی در دریای سرخ و خلیج‌فارس قرار گرفت و به طور کلی مقدار این شاخص در جنوب و غرب ایران به کم‌تر از K ۴- نیز رسید که نشان‌گر رخداد همرفت شدید است. در حالی‌که بیشینه‌ی سرعت عمودی صعودی (کمینه اومگا) در جنوب‌غرب دریای مازندران و جنوب‌شرق دریای مدیترانه واقع شد. در ساعات بعد نیز تقریبا شرایط مشابهی قابل مشاهده است. در ساعت ۰۶ روز ۲۵ مارس همان‌طور که ملاحظه می‌شود، منطقه بیشینه‌ی ناپایداری (بیشینه‌ی CAPE و کمینه‌ی شاخص بالاروی) که نسبت به ساعات پیش شدت گرفته تقریبا از نیمه جنوبی دریای سرخ در امتداد منطقه همگرایی به سمت غرب ایران کشیده شد و در غرب ایران شاخص CAPE به بیش از $J\ kg^{-1}$ ۲۱۰۰ رسید (شکل ۱۴ ج).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]



شکل ۱۴. الف) نقشه CAPE و ب) شاخص بالاروی (سطوح رنگی) و اومگا (خطوط سیاه) در ساعت ۱۸ روز ۲۴ مارس ج) و د) به ترتیب همانند الف و ب در ساعت ۶ روز ۲۶ مارس

نتیجه‌گیری

به طور کلی نتایج این پژوهش نشان داد سه سامانه همرفتی میان‌مقیاس در روزهای ۴ و ۵ فروردین ۱۳۹۸ بخش‌های مختلفی از ایران را تحت تاثیر قرار دادند. بیشینه مساحت هسته سرد سامانه نخست حدود ۷۳ هزار کیلومتر مربع وسعت داشته و از غرب تا شمال ایران را پیموده است. سامانه دوم که از غرب تا شمال‌شرق ایران را تحت تاثیر قرار داده، بیشینه مساحتی در حدود ۶۶۰ هزارکیلومتر مربع داشته است. هسته سرد سامانه شبه پایدار سوم نیز با گسترشی خطی (شمال‌شرقی – جنوب‌غربی) و بیشینه مساحتی در حدود ۴۴۰ هزارکیلومتر مربع، به میزان کمی به سمت جنوب‌شرق حرکت کرده است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]

شرایط همدیدی شکل‌گیری این سامانه‌ها همان الگوی رایج شکل‌گیری سامانه‌های سودانی و سامانه همرفتی میان‌مقیاس بوده است. در این الگو ریزش هوای سرد عرض‌های بالا توسط پرفشار آزور و تزریق هوای گرم و مرطوب توسط پرفشار روی دریای عمان و دریای عرب صورت گرفته که باعث فعال شدن منطقه همگرایی دریای سرخ به همراه سامانه‌ی مدیترانه‌ای شده است. این شرایط باعث شکل‌گیری منطقه‌ی کمینه‌ی دمای پتانسیل در شرق مدیترانه با اختلاف دما و فشار قابل توجه با محیط شده که نتیجه‌ی آن شکل‌گیری رودباد سطح پایین بوده است. این رودباد به شدت در انتقال هوای گرم و مرطوب به غرب ایران موثر بوده است. به طوری‌که در ساعات اوج فعالیت همرفتی در مرکز ایران، اختلاف دمای پتانسیلی در حدود ۳۰ درجه کلوین با محیط اطراف به وجود آورده که برای شکل‌گیری توفان همرفتی نقش موثری ایفا کرده است. انتقال هوای گرم و مرطوب توسط LLJ به شکل‌گیری و تداوم همرفت و آزادسازی گرمای نهان به تقویت همگرایی و طول عمر بیشتر سامانه‌های همرفتی منجر شده است. از سوی دیگر جفت شدن رودباد سطوح پایین و بالا، با تقویت سامانه‌ی همرفتی میان‌مقیاس در بخش غربی ایران و تقویت جریانی واگرا در سطوح بالاتر، رودباد سطح بالا را تقویت کرده است، که این نیز به نوبه خود به تقویت سامانه همرفتی منجر شده است. احتمالا چینش عمودی قابل توجه باد نیز به شکل‌گیری سلول‌های همرفتی جدید در مناطقی دور نسبت به منشا شکل‌گیری اولیه منجر شد. در ساعات اوج فعالیت همرفتی ناپایداری بر بخش گسترده‌ای از ایران به ویژه بخش‌های جنوبی و غربی قابل ملاحظه بود و بیشینه‌ی آن از نیمه جنوبی دریای سرخ در امتداد منطقه همگرایی به سمت غرب ایران کشیده شد.

بنابراین مولفه‌های مختلف سامانه‌ی سودانی در شکل‌گیری، تداوم و توسعه سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس نقش مهمی دارند و به نظر می‌رسد رودباد سطح پایین، چینش عمودی باد و هم‌کنش آن با منطقه‌ی همگرایی دریای سرخ و جریان خروجی سلول‌های همرفت اولیه نقش بسیار موثری بر رخداد این پدیده داشته باشند. بدین گونه بررسی‌های دقیق‌تر این موضوع با کاربرد مدل‌های عددی میان‌مقیاس احتمالا جنبه‌های ناشناخته‌ای از اقلیم ایران را مشخص خواهد نمود.

منابع

امیری، هدایت. ۱۳۷۸. *بررسی سینوپتیکی بارش‌های سیل‌زا در حوضه آبریز روخانه زهره*. پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی. دانشگاه شهید بهشتی.

انصاری، سپهدار. ۱۳۸۲. *بررسی سینوپتیکی سیستم‌های سیل‌زا در حوضه‌های آبریز منطقه کهکیلویه و بویراحمد*. پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی. دانشگاه تربیت معلم.

پرنده، اکرم. ۱۳۷۸. *بررسی سینوپتیکی سیستم‌های سیل‌زا در حوضه آبریز رودخانه دالکی*. پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی. دانشگاه تربیت مدرس.

حجازی‌زاده، زهرا؛ مصطفی کریمی، پرویز ضیاییان و سمیه رفعتی. ۱۳۹۳. بررسی سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس با استفاده از تصاویر درخشندگی در جنوب‌غرب ایران. *نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی*، **۱۴** (۳۲): ۴۵-۶۹.

حجتی‌زاده، رحیم. ۱۳۸۱. *بررسی سینوپتیکی سیلاب رودهای دامنه غربی زاگرس (با تاکید بر حوضه‌های کرخه، کارون-دز)*. رساله‌ی دکترای جغرافیای طبیعی (آب و هواشناسی). دانشگاه اصفهان.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]

دارند، محمد و سوما زندکریمی. ۱۳۹۵. ارزیابی دقت داده‌های بارش مرکز اقلیم‌شناسی بارش جهانی بر روی ایران. *ژئوفیزیک ایران*، **۱۰** (۳): ۱۱۳-۹۵.

رحیمی، داریوش؛ جواد خوشحال و تیمور علیزاده. ۱۳۸۹. تحلیل آماری-همدیدی بارش‌های سنگین مناطق خشک ایران (مطالعه‌ی موردی: استان کرمان). *جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای*، **۱۴**: ۵۱-۶۹.

رضیئی، طیب؛ عباس مفیدی و آذر زرین. ۱۳۸۸. مراکز فعالیت و الگوهای گردش جو زمستانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روی خاورمیانه و ارتباط آن‌ها با بارش ایران. *فیزیک زمین و فضا*، **۳۵** (۱): ۱۲۱-۱۴۱.

رفعتی، سمیه؛ زهرا حجازی‌زاده و مصطفی کریمی. ۱۳۹۳. تحلیل همدیدی شرایط رخداد سامانه‌های همرفتی با بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر در جنوب‌غرب ایران. *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، **۴۶** (۲): ۱۳۷-۱۵۶.

رفعتی، سمیه؛ امان‌اله فتح‌نیا و مصطفی کریمی. ۱۳۹۵. تاثیر رودبادهای سطح پایین در شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در جنوب‌غرب ایران. *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، **۴۸** (۱): ۶۹-۸۲.

رئوفی‌فرد، محمود. ۱۳۷۶. *بررسی سینوپتیکی سیل در استان قم*. پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی. دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.

سبزی‌پرور، علی‌اکبر. ۱۳۷۰. *بررسی سینوپتیکی سیستم‌های سیل‌زا در جنوب‌غرب ایران*. پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی. موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

قویدل رحیمی، یوسف. ۱۳۹۱. نگاشت و تفسیر سینوپتیک اقلیم با استفاده از نرم افزار Grads ،چاپ دوم، انتشارات سها دانش، تهران، ۲۰۸ ص.

لشکری، حسن. ۱۳۷۵. *الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید در جنوب‌غرب ایران*. رساله‌ی دکتری جغرافیای طبیعی. دانشگاه تربیت مدرس.

لشکری، حسن. ۱۳۸۲. مکانیسم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم‌فشار سودان و نقش آن بر روی بارش‌های جنوب و جنوب‌غرب ایران. *پژوهش‌های جغرافیایی*، (۴۶): ۱-۱۸.

مفیدی، عباس. ۱۳۸۲. اقلیم‌شناسی سینوپتیکی بارش‌های سیل‌زا با منشا منطقه‌ی دریای سرخ در خاورمیانه. *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، **۷۵**: ۷۱-۹۳.

مفیدی، عباس و آذر زرین. ۱۳۸۴ الف. بررسی سینوپتیکی تاثیر سامانه‌های کم‌فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل‌زا در ایران. *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، **۷۷**: ۱۱۳-۱۳۶.

مفیدی، عباس و آذر زرین. ۱۳۸۴ ب. تحلیل سینوپتیکی ماهیت سامانه‌های کم‌فشار سودانی (مطالعه موردی؛ توفان دسامبر ۲۰۰۱)، *فصل‌نامه جغرافیایی سرزمین*، **۶**: ۲۴-۴۸.

مولا، عباس. ۱۳۷۴. *بررسی سینوپتیکی-دینامیکی سیل کرمان در بهمن ۱۳۷۱*. پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی. موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

نصیری، بهروز. ۱۳۷۸. *تحلیل الگوی سینوپتیکی و دینامیکی بارش‌ها در حوضه کرخه و دز*. رساله‌ی دکتری جغرافیای طبیعی. دانشگاه تربیت مدرس.

Augustine, J.A. and F. Caracena. ۱۹۹٤. Lower-tropospheric precursors to nocturnal MCS development over the central United States. *Weather and Forecasting*, ۹: ۱۱٦–۱۳٥.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]

Augusto, L.; T. Machado and H. Laurent. ۲۰۰۳. The convective system area expansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence. *Monthly Weather Review*, **۱۳۲**: ۷۱٤-۷۲٥.

Bluestein, H.B. and M.H. Jain. ۱۹۸٥. Formation of mesoscale lines of precipitation: severe squall lines in Oklahoma during the spring. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **٤۲** (۱٦): ۱۷۱۱-۱۷۳۲.

Bluestein, H.B.; G.T. Marx and M.H. Jain. ۱۹۸۷. Formation of mesoscale lines of precipitation: nonsevere squall lines in Oklahoma during the spring. *Monthly Weather Review*, **۱۱٥** (۱۱): ۲۷۱۹-۲۷۲۷.

Carbone, R. E.; J. W. Conway, N. A. Crook and M. W. Moncrieff. ۱۹۹۰. The generation and propagation of a nocturnal squall line. Part I: Observations and implications for mesoscale predictability. *Monthly Weather Review*, ۱۱۸: ۲٥–٤۹.

Chen, S. S.; R. A. Houze and B. E. Mapes. ۱۹۹٦. Multiscale variability of deep convection in relation to large-scale circulation in TOGACOARE. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **٥۳**: ۱۳۸۰–۱٤۰۹.

Coniglio, M. C.; D. J. Stensrud and L. J. Wicker. ۲۰۰٦. Effects of upper-level shear on the structure and maintenance of strong quasi-linear mesoscale convective systems, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **٦۳**(٤): ۱۲۳۱–۱۲٥۲. doi:۱۰.۱۱۷٥/jas۳٦۸۱.۱.

Coniglio, M.C.; H.E., Brooks, S.J. Weiss and S.F. Corfidi. ۲۰۰۷. Forecasting the maintenance of quasi-linear mesoscale convective systems. *Weather and Forecasting*. **۲۲** (۳): ٥٥٦-٥۷۰.

Corfidi, S. F.; J. H. Merritt and J. M. Fritsch. ۱۹۹٦. Predicting the movement of mesoscale convective complexes. *Weather and Forecasting*, ۱۱: ٤۱–٤٦. doi:۱۰,۱۱۷٥/۱٥۲۰-۰٤۳٤(۱۹۹٦)۰۱۱,۰۰٤۱: PTMOMC.۲,۰.CO;۲.

Corfidi, S. F. ۲۰۰۳. Cold Pools and MCS Propagation: Forecasting the Motion of Downwind-Developing MCSs, *Weather and Forecasting*, ۱۸: ۹۹۷-۱۰۱۷.

Doswell, C. A., H. E. Brooks, and R. A. Maddox, ۱۹۹٦: Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Weather and Forecasting*, ۱۱: ٥٦۰–٥۸۱. doi:۱۰,۱۱۷٥/۱٥۲۰-۰٤۳٤(۱۹۹٦)۰۱۱,۰٥٦۰: FFFAIB.۲,۰.CO;۲.

Fritsch, J.M.; R.J. Kane and C.R. Chelius. ۱۹۸٦. The contribution of mesoscale convective weather systems to the warm-season precipitation in the United States. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **۲٥**: ۱۳۳۳–۱۳٤٥.

Futyan, J. M. and A. D. Del Genio. ۲۰۰۷. Deep Convective System Evolution over Africa and the Tropical Atlantic. *Journal of Climate*, **۲۰**: ٥۰٤۱-٥۰٦۰. doi: ۱۰,۱۱۷٥/JCLI٤۲۹۷,۱

Houze, R.A.J. ۲۰۰٤. Mesoscale convective systems. *Reviews of Geophysics*, **٤۲** (RG٤۰۰۳), ۱-٤۳.

Houze, R.A.J.; B.F. Smull and P. Dodge. ۱۹۹۰. Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma. *Monthly Weather Review*, ۱۱۸ (۳): ٦۱۳-٦٥٤.

Huntrieser, H.; H.H. Schiesser, W. Schmid and A. Waldvogel. ۱۹۹۷. Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland. *Weather and Forecast*ing, **۱۲**: ۱۰۸–۱۲٥.

Kim, H. W. and D. K. Lee. ۲۰۰٦. An observational study of mesoscale convective systems with heavy rainfall over the Korean Peninsula, *Weather and Forecast*ing, **۲۱**: ۱۲٥–۱٤۸.

Laing, A.G. and J.M. Fritsch. ۱۹۹۳. Mesoscale convective complexes in Africa. *Monthly Weather Review*, **۱۲۱**: ۲۲٥٤–۲۲٦۳.

Laing, A. G. and J. M. Fritsch. ۲۰۰۰. The large-scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes. *Monthly Weather Review*, ۱۲۸: ۲۷٥٦–۲۷۷٦.

Lane, T.P. and M.W. Moncrieff. ۲۰۱٥. Long-lived mesoscale systems in a low-convective inhibition environment. Part I: upshear propagation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, ۷۲ (۱۱): ٤۲۹۷-٤۳۱۸.

Llasat, M. C.; C. Ramis and L. Lanza. ۱۹۹۹. Storm Tracking and Monitoring Using Objective Synoptic Diagnosis and Cluster Identifcation from Infrared Meteosat Imagery. *Meteorology and Atmospheric Physics*, ۷۱: ۱۳۹-۱٥٥

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]

Llasat, M.C.; R. Marcos, M. Turco, J. Gilabert and M. Llasat-Botija. ۲۰۱٦. Trends in flash flood events versus convective precipitation in the Mediterranean region: the case of Catalonia. *Journal of Hydrology*, ٥٤١: ۲٤-۳۷.

Machado, L.A.T.; M. Desbois and J. P. Duvel. ۱۹۹۲. Structural characteristics of deep convective systems over tropical Africa and Atlantic Ocean. *Monthly Weather Review*, ۱۲۰: ۳۹۲-٤۰٦.

Machado, L.A.T.; W.B. Rossow, R.L. Guedes and A.W., Walker. ۱۹۹۸. Life cycle variations of Mesoscale Convective Systems over the Americas. *Monthly Weather Review*, ۱۲٦: ۱٦۳۰–۱٦٥٤.

Maddox, R.A.; C.H. Chapell and L.R. Hoxit. ۱۹۷۹. Synoptic and meso-a scale aspects of flashflood events. *Bulletin of the American Meteorological Society*, ٦۰ (۲): ۱۱٥–۱۲۳.

Maddox, R.A. ۱۹۸۰. Mesoscale convective complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, ٦۱ (۱۱): ۱۳۷۴-۱۳۸۷.

Maddox, R.A. ۱۹۸۳. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. *Monthly Weather Review*, ۱۱۱: ۱٤۷٥–۱٤۹۳.

Mapes, B. E. and R.A.J. Houze. ۱۹۹۳. Cloud clusters and superclusters over the oceanic warm pool. *Monthly Weather Review*, ۱۲۱: ۱۳۹۸-۱٤۱٥.

Marengo, J. A.; W. R. Soares, C. Saulo and M. Nicolini. ۲۰۰٤. Climatology of the low level jet east of the Andes as derived from the NCEP–NCAR reanalyzes, Characteristics and temporal variability. *Journal of Climate*, ۱۷: ۲۲٦۱–۲۲۸۰.

Miller, D. and J.M. Fritsch. ۱۹۹۱. Mesoscale convective complexes in the Western Pacific region. *Monthly Weather Review*, ۱۱۹: ۲۹۷۸–۲۹۹۲.

Moncrieff, M.W. and C.Liu. ۱۹۹۹. Convection Initiation by Density Currents: Role of Convergence, Shear, and Dynamical Organization, *Monthly Weather Review*, ۱۲۷: ۲٤٥٥-۲٤٦٤.

Moncrieff, M.W. and T.P. Lane. ۲۰۱٥. Long-lived mesoscale systems in a low-convective inhibition environment. Part II: downshear propagation. *Journal of the Atmospheric Sciences*,۷۲ (۱۱): ٤۳۱۹-٤۳۳٦.

Moore, J. T.; F. H. Glass, C. E. Graves, S. M. Rochette and M. J. Singer. ۲۰۰۳. The environment of warm-season elevated thunderstorms associated with heavy rainfall over the central United States. *Weather and Forecasting*, ۱۸: ۸٦۱–۸۷۸.

Morel, C.and S. Senesi. ۲۰۰۲. A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, ۱۲۸: ۱۹٥۳–۱۹۷۱.

Nicolini, M.; C. Saulo, J.C. Torres, P. Salio. ۲۰۰۲. Strong South American low level jet events characterization during warm season and implications for enhanced precipitation. *Meteorologica*, ۲۷: ٥۹–٦۹.

Parker, M. and R. Johnson. ۲۰۰٤. Structures and dynamics of quasi-۲D mesoscale convective systems. *Journal of the Atmospheric Sciences*, ٦۱: ٥٤٥-٥٦۷.

Peters, J.M. and R. S. Schumacher ۲۰۱٤. Objective categorization of heavy-rain-producing MCS synoptic types by rotated principal component analysis. *Monthly Weather Review*, ۱٤۲: ۱۷۱٦–۱۷۳۷. doi:۱۰,۱۱۷٥/MWR-D-۱۳-۰۰۲۹٥,۱.

Peters, J.M. and R.S. Schumacher. ۲۰۱٥. Mechanisms for organization and echo training in a flash-flood-producing mesoscale convective system. *Monthly Weather Review*, ۱٤۳ (٤): ۱۰٥۸-۱۰۸٥.

Rigo, T. and M.C. Llasat. ۲۰۰۷. Analysis of mesoscale convective systems in Catalonia using meteorological radar for the period ۱۹۹٦-۲۰۰۰. *Atmospheric Research*, ۸۳ (۲): ٤٥۸-٤۷۲.

Rigo, T.; M., Berenguer and M.C. Llasat. ۲۰۱۹. An improved analysis of mesoscale convective systems in the western Mediterranean using weather radar. *Atmospheric Research*, ۲۲۷: ۱٤۷-۱٥٦.

Rotunno, R.; J. B. Klemp and M. L. Weisman. ۱۹۸۸. A theory for strong, long-lived squall lines. *Journal of the Atmospheric Sciences*, ٤٥(۳): ٤٦۳–٤۸٥.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]

Schiesser, H.; Jr. R. Houze and H. Huntrieser. ۱۹۹۵. The mesoscale structure of severe precipitation systems in Switzerland. *Monthly Weather Review,* **۱۲۳** (۷): ۲۰۷۰-۲۰۹۷.

Schumacher, R.S. and R.H. Johnson. ۲۰۰۵. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Monthly Weather Review,* **۱۳۳** (٤): ۹٦۱-۹۷٦.

Schumacher, R.S. and R.H. Johnson. ۲۰۰٦. Characteristics of U.S. extreme rain events during ۱۹۹۹–۲۰۰۳. *Weather and Forecasting,* **۲۱**: ٦۹–۸۵. doi:۱۰,۱۱۷۵/WAF۹۰۰,۱.

Schumacher, R. S. ۲۰۰۹. Mechanisms for quasi-stationary behavior in simulated heavy-rain-producing convective systems. *Journal of the Atmospheric Sciences,* **٦٦**: ۱۵٤۳–۱۵٦۸.

Tadesse, A. and E.N. Anagnostou. ۲۰۰۹. Characterization of warm season convective systems over US in terms of Cloud to Ground lightning, cloud kinematics, and precipitation. *Atmospheric Research,* **۹۱**: ۳٦–٤٦.

Tadesse, A. and E.N. Anagnostou. ۲۰۱۰. African convective system characteristics determined through tracking analysis. *Atmospheric Research*, **۹۸**: ٤٦۸–٤۷۷.

Takemi, T. ۲۰۰٦. Impacts of moisture profile on the evolution and organization of midlatitude squall lines under various shear conditions. *Atmospheric Research,* **۸۲**(۱–۲): ۳۷–۵٤.

Thomas, C.; T. Corpetti and E. Mémin. ۲۰۱۰. Data Assimilation for Convective-Cell Tracking on Meteorological Image Sequences. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing,* **٤۸**(۸): ۳۱٦۲-۳۱۷۷.

Trier, S. B.; C. A., Davis, D. A. Ahijevych, M. L.Weisman and G. H. Bryan. ۲۰۰٦. Mechanisms supporting long-lived episodes of propagating nocturnal convection within a ۷-day WRF model simulation. *Journal of Atmospheric Science,* **٦۳**: ۲٤۳۷-۲٤٦۱.

Uccellini, L. W. and D. R. Johnson. ۱۹۷۹. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Monthly Weather Review,* **۱۰۷**: ٦۸۲-۷۰۳.

Viana, D. R.; F. E. Aquino, R. Burgobraga and N. Ferreira. ۲۰۰۹. Mesoscale Convective Complexes in Rio Grande Do Sul between October and December of ۲۰۰۳ and associated precipitation. *Revista Brasileira de Meteorologia,* **۲٤**(۳): ۲۷٦-۲۹۱.

Weisman, M.L. and J.B. Klemp. ۱۹۸٦. *Characteristics of isolated convective storms.* In: Ray, P.S. (Ed.), Mesoscale Meteorology and Forecasting. American Meteorological Society. Boston.

Weisman, M.L. ۲۰۰۳. *Convective Storms: Overview.* Encyclopedia of Atmospheric Sciences ۲nd Edition, ۳: ٤۰۱-٤۱۰. http://dx.doi.org/۱۰,۱۰۱٦/B۹۷۸-۰-۱۲-۳۸۲۲۲۵-۳,۰۰٤۹۰-٤

Weisman, M. L. and R. Rotunno. ۲۰۰٤. A theory for strong long-lived squall lines. *Journal of Atmospheric Science,* **٦۱**(٤): ۳٦۱–۳۸۲. doi:۱۰,۱۱۷۵/۱۵۲۰-۰٤٦۹(۲۰۰٤)۰٦۱<۰۳٦۱:atfsls>۲,۰.co;۲.

Zheng, L.; J. Sun, X. Zhang and C. Liu. ۲۰۱۳. Organizational modes of mesoscale convective systems over Central East China. *Weather and Forecasting,* **۲۸** (۵): ۱۰۸۱-۱۰۹۸.

Zipser, E. J. ۱۹۸۲. *Use of a conceptual model of the life-cycle of mesoscale convective systems to improve very short-range forecasts*. Nowcasting, K. Browning, Ed., Academic Press.

Zipser, E. J.; P. Salio and M. Nicolini. ۲۰۰٤. Mesoscale Convective Systems activity during SALLJEX and the relationship with SALLJ. *CLIVAR Exchanges,* **۲۹**: ۱٤-۱۹.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.29252/jsaeh.7.4.28.65]