

## همزمانی سردچال‌های جوی عرض‌های میانه و رودبادهای سطح پایین در تداوم بارش‌های روزانه غرب و شمال غرب ایران

نسیم حاجی‌خانی (کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران)

[nasimhajikhani11@gmail.com](mailto:nasimhajikhani11@gmail.com)

جعفر معصوم‌پور سماکوش (دانشیار اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران، نویسنده مسئول)

[j.masoompour@razi.ac.ir](mailto:j.masoompour@razi.ac.ir)

فیروز مجرد (دانشیار اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران)

[f.mojarad@razi.ac.ir](mailto:f.mojarad@razi.ac.ir)

صص ۳۰۱ - ۲۷۳

### چکیده

هدف اصلی پژوهش حاضر آشکارسازی نقش همزمانی سردچال‌های جوی عرض‌های میانه و رودبادهای سطح پایین<sup>۱</sup> در تداوم بارش‌های روزانه غرب و شمال غرب ایران است. این مقاله از معیار نیتو و روییتا برای شناسایی سردچال و معیار بونر برای رودباد سطح پایین بهره گرفته است. بدین منظور از نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل، ضخامت جو، تاوایی، سرعت قائم هوا (امگا)، رطوبت ویژه، باد مداری و نصف‌النهاری استفاده گردیده است. داده‌های مورد نیاز این پژوهش از دو پایگاه داده‌های مرکز ملی پژوهش‌های جوی و داده‌های مرکز پیش‌بینی میان‌مدت اروپا اخذ شده است. داده‌های روزانه بارش برای دوره ۲۰۱۴-۱۹۹۵ از سازمان هواشناسی کشور دریافت شده‌اند. نتایج نشان‌داد که از مجموع دوره‌های بارشی، شصت مورد با سردچال‌های جوی ارتباط مستقیم دارند. این سردچال‌ها از نظر موقعیت مکانی در سه منطقه شرق دریای مدیترانه، خاورمیانه و شرق دریای سیاه قرار گرفته‌اند. بیشترین فراوانی وقوع این پدیده مربوط به فصل زمستان و با یک بیشینه در ماه

### 1. low-level jets

ژانویه است. سردچال‌های با تداوم دو روز، بیشترین فراوانی را دارا می‌باشند و در اکثر موارد با رودبادهای سطح پایین همراه می‌باشند. بیشینه این رودبادهای در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال مشاهده شده، که اکثر آنها از نوع ضعیف بوده‌اند. محاسبه مقدار انتقال رطوبت جوی (شار رطوبت) نشان داد که اقیانوس هند و بعد از آن به ترتیب اقیانوس اطلس، دریای مدیترانه، دریای سرخ، دریای عرب و دریای سیاه، منابع اصلی رطوبت دوره‌های بارشی تداومی ناشی از سردچال هستند. در مواقع رخداد بارش‌های تداومی، پدیده سردچال در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، شرایط صعود و ناپایداری را فراهم می‌کند، و همزمان با آن، رودبادهای سطح پایین در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال، از یک سو سبب تشدید همگرایی سطحی شده و از طرف دیگر باعث افزایش انتقال رطوبت به سطوح میانی جو می‌شوند. همراهی و همزمانی این دو پدیده، نهایتاً تشدید و تداوم بارش تداومی را در منطقه غرب و شمال‌غرب ایران به دنبال داشته است.

کلمات کلیدی: تداوم بارش روزانه، رودباد سطح پایین، سردچال‌های جوی، شار رطوبت، شمال‌غرب و غرب ایران.

#### ۱. مقدمه

سردچال یا کم‌فشار بریده‌شده، فرودی است که در شاخه نصف‌النهاری، از جریان اصلی بادهای غربی جدا شده و به صورت یک کم‌ارتفاع پر از هوای سرد، در منطقه گرم بادهای غربی قرار می‌گیرد و ناپایداری ایجاد می‌کند. سردچال، مانند موج‌های کوتاه در ناحیه زیرین خود ناپایداری به وجود می‌آورد و چون بیشتر اوقات در یک منطقه ساکن می‌ماند، به بارش‌های دراز مدت منجر می‌شود (کاویانی و علیجانی، ۱۳۹۳، ص. ۳۱۸).

سردچال‌ها اکثراً دارای عمر ۲ تا ۳ روزه در منطقه تحت تسلط خود هستند و باعث ایجاد ناپایداری می‌شوند. همزمانی این پدیده با رودبادهای سطح پایین که باعث همگرایی در سطوح زیرین جو می‌شود، سبب تأمین رطوبت کافی شده، و علاوه بر ایجاد بارش‌های مداوم، باعث ایجاد بارش‌های سنگین و سیل‌آسا نیز می‌شوند که به صورت مستقیم و غیر مستقیم تأثیر منفی یا مثبتی بر جنبه‌های مختلف زندگی مردم غرب و شمال‌غرب از لحاظ اقتصادی،

اجتماعی و سیاسی می‌گذارند. از این رو همراهی توأمان سردچال‌های جوی و رودبادهای سطح پایین در وقوع بارش بسیار حائز اهمیت می‌باشد و هدف پژوهش حاضر نیز آشکارسازی نقش همزمانی سردچال‌های جوی عرض‌های میانی و رودبادهای سطح پایین در تداوم بارش‌های روزانه غرب و شمال‌غرب ایران است.

## ۲. پیشینه تحقیق

از گذشته تاکنون، پژوهش در مورد پدیده‌های گردش عمومی جو در مقیاس جهانی یکی از موضوعات مهم در علوم جوی بوده است، که سردچال‌های جوی نیز از این موضوع مستثنی نبوده‌اند. سردچال‌های جوی در دو نیمکره شمالی و جنوبی شرایط متفاوتی داشته و دارند که این موضوع از چشم پژوهشگران علوم جوی دور نمانده است.

در نیمکره جنوبی، سه سازوکار در ارتباط با سردچال وجود دارد که می‌تواند هوا را از استراتوسفر به تروپوسفر انتقال دهد، این سازوکارها عبارتند از: کاهش همرفت در تروپوپوز، کاهش (تحلیل) ارتفاع تروپوپاز به وسیله رودباد، اغتشاش در اطراف سردچال در تروپوپاز (پرایس<sup>۱</sup> و واگان، ۱۹۹۳). در این نیمکره، فصلی بودن سردچال در هر سطح فشاری متفاوت است و به ترتیب در فصول تابستان، پاییز و زمستان در ترازهای ۲۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکالی ظاهر می‌شوند (ربویتا<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۰) و هفتاد تا هشتاد درصد آنها تا سه روز نیز تداوم دارند (ربویتا و همکاران، ۲۰۱۰؛ کامپتلا<sup>۳</sup> و پسیا، ۲۰۰۷).

از مجموع ۱۲۵۳ سردچال‌های شناسایی شده در نیمکره جنوبی، بیشتر آنها در اطراف سه قاره آمریکای جنوبی (۴۲ درصد)، آفریقا (۱۰ درصد) و استرالیا (۴۸ درصد) به وقوع می‌پیوندند و تعداد کمی در اقیانوس‌ها رخ داده و همچنین ارتباطی بین فراوانی وقوع سردچال و پدیده انسو یافت نشد (فوآنزالیدا<sup>۴</sup>، سانچز، و گارود، ۲۰۰۵). از طرفی سیستم سردچال در جنوب استرالیا، به وسیله یک رودباد سطح پایین (LLJ)، رطوبت لازم برای بارندگی را از

1. Price & Vaughan
2. Reboita et al.
3. Campetella & Possia
4. Fuenzalida, Sánchez & Garreaud

اقیانوس‌های گرمسیری (دریای مرجانی) به عرض‌های جغرافیای بالا منتقل می‌کند (کی، لسللی، و ژئو، ۱۹۹۹). در جنوب آمریکای جنوبی نیز نواحی اقیانوس آرام و بعد از آن اقیانوس اطلس و مناطق قاره‌ای، بیشترین وقوع سردچال‌ها را به خود اختصاص داده‌اند، اما زمان وقوع سردچال‌های مناطق قاره‌ای طولانی‌تر است (کامپتلا و پسیا، ۲۰۰۷).

ویژگی آب‌وهوایی سردچال‌ها در نیمکره شمالی به چهار دسته تقسیم می‌شود که عبارتند از: ۱. وجود سه منطقه اصلی وقوع سردچال (جنوب اروپا و سواحل شرقی اقیانوس اطلس و بعد از آن به ترتیب منطقه شرق اقیانوس آرام شمالی و منطقه شمالی چین- سیبری، اما منطقه اروپا مطلوب‌ترین منطقه برای وقوع سردچال است) ۲. چرخه فصلی شناخته‌شده با بیشترین فراوانی وقوع در فصل تابستان و کمترین فراوانی وقوع در فصل زمستان، ۳. طول عمر کوتاه سیستم‌های سردچال (تداوم آن‌ها معمولاً بین دو تا سه روز است و خیلی کم تداوم پنج روزه دارند) ۴. سردچال‌ها ساکن و ایستا هستند یا گردش نامنظم دارند (نیتو<sup>۶</sup> و همکاران، ۲۰۰۵).

مطالعه ساختار عمودی سردچال‌ها در منطقه مدیترانه نشان داد که ۴۱ درصد کل سردچال‌ها کمتر از ۲۴ ساعت ماندگاری دارند (پورکو<sup>۷</sup>، گارسیا، مداگلیا، پرودی، و مگنای، ۲۰۰۷). در شرق آسیا و شمال چین، بلوکی‌ها به‌گونه چشمگیری در تشکیل و حفظ سردچال‌ها مؤثرند و باران‌های موسمی تابستانی تأثیرات درخور توجهی بر روی بارش‌های شدید و سنگین مربوط به سردچال‌ها دارند (ژائو و سان، ۲۰۰۷)، که شدت توفان‌های ناشی از سردچال به شرایط جوی و به‌ویژه رطوبت بستگی دارد. اگر شرایط مساعد باشد، سردچال‌ها می‌توانند بارندگی‌های ملایم تا سنگین را در سراسر یک منطقه تولید کنند. مطالعات در سراسر دریای مدیترانه نشان می‌دهد که اوج شدت بارش همدید در ۳۰۰ تا ۴۰۰ کیلومتری از مرکز سردچال قرار دارد (پورکو، گارسیا، مداگلیا، پرودی و مگنای، ۲۰۰۷).

رودبادهای سطح پایین دریای کارائیب دارای دو بیشینه وقوع در فصل تابستان و زمستان، و دو کمینه وقوع در فصل بهار و پاییز هستند. رودبادهای شکل گرفته در تابستان با حداکثر فشار سطح دریا، حداقل سیکلون‌زایی و حداقل بارش در ماه جولای در این منطقه ارتباط

1. Qi, Leslie & Zhao

2. Nieto et al

3. Porcù, Carrassi, Medaglia, Prodi & Mugnai

دارند (وان<sup>۸</sup>، ۲۰۰۷). با افزایش دما در فصل گرما، رودبادهای سطح پایین از جنوب برزیل تا فرودی که در سراسر آرژانتین استقرار یافته است، گسترش می‌یابند. ناهنجاری‌های گردش جوی در سطوح بالا و پایین به تشدید رودبادهای سطح پایین منجر می‌شود، که این امر موجب تشدید منطقه همگرایی اقیانوس اطلس جنوبی شده و از طریق نفوذ جبهه سرد در یک ناحیه، منجر به تقویت همرفت در ناحیه خروجی رودبادهای سطح پایین می‌شود. این رودبادهای در تمام طول سال رخ می‌دهند و هوای مرطوب استوایی آمازون را به جنوب برزیل - شمال آرژانتین منتقل می‌کنند و بیشترین فراوانی را در فصل گرم داشته و ارتباط قوی بین وقوع ال‌نینو و شدت رودبادهای سطح پایین نیز وجود دارد (مارنگو، سوارس، سالو، و نیکولینی، ۲۰۰۴).

بارش‌های فراگیر و سنگین ایران ناشی از تقویت سه سامانه عمده پرفشار تبت، پرفشار اقیانوس اطلس شمالی و کم‌فشار ایسلند - قطبی هستند. زمانی که این سه سامانه با هم تقویت شوند، گرادیان فشار بر روی ایران افزایش یافته و با تشکیل یک جو باروکلینک، بارش‌های فراگیر و سنگینی در ایران رخ می‌دهد که بیشینه میانگین آن‌ها روی نواحی مرتفع کوه‌های زاگرس است (عزیزی و علیزاده، ۱۳۹۳). وقوع کم ارتفاع‌های بریده در ایران از ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۵ روند مثبت و افزایشی داشته است که بیشترین فراوانی در فصل بهار و با یک بیشینه در ماه مارس مشخص شده است. اکثر این کم ارتفاع‌ها دارای ماندگاری ۲ روزه داشته‌اند. فراوانی کم ارتفاع‌های بریده در ایران در سال‌های لائینا عموماً بالاتر از میانگین و در سال‌های ال‌نینو کمتر از میانگین می‌باشند. فازهای منفی نوسان اطلس شمالی نیز با فراوانی کمتر کم ارتفاع‌های بریده و فازهای مثبت آن با فراوانی بیشتر این سیستم‌ها همراهی دارند (عزیزی، مرادی، و رضایی، ۱۳۹۷).

در مطالعات داخلی، عامل اصلی وقوع بارش‌های شدید در نواحی مرکزی، شمال‌غرب و جنوب‌غرب ایران را استقرار سردچال بر روی دریای خزر (امیدوار، صفرپور، محمدآبادی، و الفتی، ۱۳۸۹؛ ذکی‌زاده، سلیقه، ناصرزاده، و اکبری، ۱۳۹۷)، مرکز ایران (امیدوار، صفرپور،

---

1. Wang

2. Marengo, Soares, Saulo & Nicolini

محمدآبادی، و الفتی، ۱۳۸۹)، غرب دریای سیاه (آرزومندی و حجازی‌زاده، ۱۳۹۲) و شرق دریای مدیترانه (اشجعی باشکند، ۱۳۷۹؛ عساکره، حسامی، و شامحمدی، ۱۳۹۵) دانسته‌اند که موجب انتقال سامانه‌های ناپایدار غربی به عرض‌های پایین شده (امیدوار، صفروپور، محمدآبادی، و الفتی، ۱۳۸۹؛ راستی و امیدوار، ۱۳۹۳)، و سبب وقوع حرکات قائم همرفتی در ترازهای پایین‌تر از پانصد هکتو پاسکال و ریزش هوای سرد عرض‌های بالا می‌شوند (امیدوار، الفتی، اقبالی‌بابادی، و مرادی، ۱۳۹۲). این ویژگی به‌همراه ناپایداری حرارتی شدید در سطح زمین، زمینه ریزش باران سنگین را فراهم آورده است (آرزومندی و حجازی‌زاده، ۱۳۹۲).

گسترش کم‌فشار گنگ در جنوب آسیا و تشکیل زبانه‌ای از آن بر روی فلات ایران و تقابل با پرفشار آزور در ماه می و به‌ویژه نیمه دوم این ماه، باعث شکل‌گیری رودبادهای سطح پایین بر روی خلیج فارس می‌شود. در اوج ماه‌های گرم سال (ژوئن، ژولای و نیمه اول آگوست)، کم‌فشار گنگ به حداکثر قدرت و گستردگی خود رسیده و کم‌فشار شکل گرفته بر روی فلات مرکزی نیز تقویت می‌شود. این سازوکار سبب می‌گردد تا رودبادهای سطح پایین به اوج و گسترش خود برسند. به دنبال کاهش قدرت و فراوانی این کم‌فشارها بر روی فلات ایران، فراوانی و شدت رودبادهای تراز پایین خلیج فارس نیز کاهش پیدا می‌کنند، به‌طوری که در نیمه دوم سپتامبر به ندرت در این منطقه رودباد سطح پایینی شکل می‌گیرد. این رودبادهای شکل‌گیری همگرایی رطوبت بر روی فلات ایران نقشی ندارند، بلکه نفوذ کم‌فشار گنگ به فلات ایران است که شرایط همگرایی رطوبت را بر روی فلات ایران فراهم می‌سازد (ساری صراف و آب‌خرابات، ۱۳۹۵).

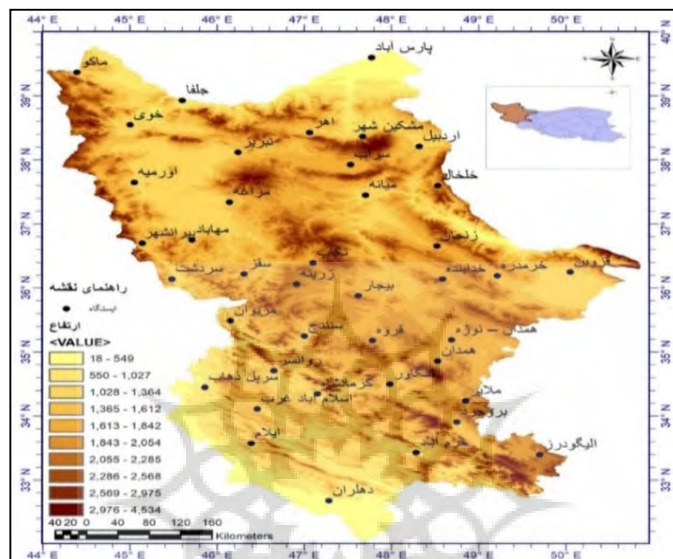
اندرکنش بین زبانه‌های پرفشار جنب حاره بر روی عربستان، تبت و ایران و چرخند حاره-ای، زمینه فعالیت و جابه‌جایی چرخندهای حاره‌ای را فراهم نموده است. عمده‌ترین عامل شکل‌گیری این چرخند، همگرایی ایجاد شده در تراز دریا توسط جریان‌های قائم بالاسو و واگرایی ایجاد شده در هسته رودباد سطح پایین جو است. در تمامی روزهای فعالیت چرخند، سرعت رودباد تراز پایین جو نسبت به رودباد تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بیشتر می‌باشد که نشان‌دهنده شکل‌گیری و توسعه این چرخند حاره‌ای از ترازهای زیرین جو به ارتفاعات بالاتر می‌باشد (قویدل رحیمی، عباسی، و فرج‌زاده، ۱۳۹۶).

رودادهای سطح پایین پس از عبور از مناطق شرقی ایران، وارد بخش شمالی اقیانوس هند شده و در برخورد با بادهای تجاری جنوبی، منطقه‌ای از همگرایی را در این منطقه به وجود می‌آورند، که شدت یا ضعف رودباد سطح پایین سبب همگرایی دریای عرب می‌شود. به طوری که در زمان شدت رودباد تراز پایین سیستان، منطقه همگرایی در عرض‌های جنوبی‌تر و در زمان ضعف آن، در عرض‌های شمالی‌تر مستقر می‌گردند (آب‌خرابات، ۱۳۹۷).

### ۳. روش‌شناسی تحقیق

برای بررسی همزمانی بین سردچال‌های جوی با رودباد سطح پایین و نقش آن در تداوم بارش روزانه، از داده‌های بارش روزانه چهار ایستگاه غرب و شمال‌غرب کشور (شکل ۱)، در یک دوره بیست ساله (۲۰۱۴-۱۹۹۵) استفاده شده است. داده‌ها از پایگاه سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید.

دوره بارشی روزانه به این صورت تعریف شد که حداقل در پنجاه درصد از ایستگاه‌ها، بارش دو روز و بیشتر تداوم داشته باشد. پس از بررسی آماری دوره‌های بارشی، جهت شناسایی پدیده سردچال، از معیار نیتو (2005) و رویوتا<sup>۱۱</sup> (2010)، از داده‌های شبکه‌بندی مرکز ملی پیش‌بینی محیطی آمریکا (NCEP/NCAR) استفاده شده است. برای نشان دادن ناپایداری جوی ایجاد شده توسط پدیده سردچال در منطقه مورد مطالعه، نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و نقشه‌های چرخندگی، سرعت قائم هوا (امگا)، جریان هوا برای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و نقشه فشار سطح دریا ترسیم و تحلیل شدند. برای مشخص کردن الگوهای اصلی پدیده سردچال از روش بصری استفاده شده است، به‌صورتی که ابتدا تمام نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل مربوط به روزهای همراه با پدیده سردچال ترسیم شدند، سپس با توجه به موقعیت شکل‌گیری پدیده سردچال، آن‌ها را دسته‌بندی کرده و نقشه‌های میانگین هر الگو ترسیم گردید.



شکل ۱. نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه و ایستگاه‌های منتخب

ماخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

### ۳.۱. پارامترهای شناسایی پدیده سردچال

معیارهای استفاده شده برای شناسایی پدیده سردچال عبارتند از (نیتو و همکاران، ۲۰۰۵، ص. ۳۰۸۷-۳۰۸۸؛ روییتا و همکاران، ۲۰۱۰، ص. ۲):

گردش سیکلونی منحنی بسته: این مرحله شامل شناسایی حداقل ارتفاع ژئوپتانسیل نقاط در سطوح مورد نظر است. نقاطی که ارتفاع ژئوپتانسیل آنها حداقل از شش نقطه (۸ نقطه) پیرامونشان کمتر باشند انتخاب می‌شوند و سپس نقاطی که اختلاف ارتفاع ژئوپتانسیل در آن‌ها، ۱۰ ژئوپتانسیل متر باشد در نظر گرفته می‌شوند.



جدا شدن سیکلون بسته از جریان اصلی بادهای غربی: این سازوکار نیازمند تغییر در جهت بادهای غربی در سطح مورد نظر است، به صورتی که سرعت باد به سمت جنوب منحنی بسته به حداقل برسد.

ضخامت معادل جو: برای بررسی شرایط ضخامت معادل، اختلاف دما بین سطوح فشاری ۱۰۰۰-۵۰۰ محاسبه می‌شود، به صورتی که ضخامت شرق نقطه مرکزی باید بیشتر از ضخامت نقطه مرکزی باشد.

### ۲.۳. شناسایی رودبادهای سطح پایین

#### ۲.۳.۱. طبقه‌بندی رودباد سطح پایین براساس معیار بونر<sup>۱۱</sup> (۱۹۶۸)

براساس معیار بونر، رودبادهای سطح پایین به سه دسته ضعیف، قوی و شدید تقسیم می‌شوند:

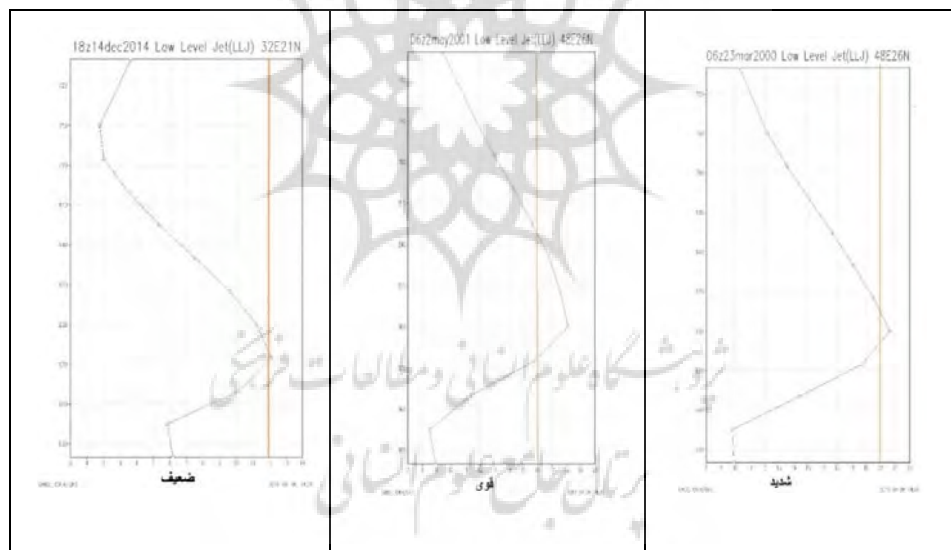
#### جدول ۱. معیارهای طبقه‌بندی رودباد سطح پایین

مأخذ: بونر، ۱۹۶۸، ص. ۸۳۶

طبقه‌بندی شدت رودباد	محدوده سرعت رودباد برحسب متر بر ثانیه	حداقل اختلاف لازم با ترازهای بالاتر و پایین‌تر از تراز رودباد برحسب متر بر ثانیه
ضعیف	۱۲ تا ۱۶	۶
قوی	۱۶ تا ۲۰	۸
شدید	بیش از ۲۰	۱۰

برای شناسایی و ترسیم رودباد سطح پایین از مجموعه داده‌های مرکز پیش‌بینی میان‌مدت اروپا (ECMWF) استفاده شده است. این داده‌ها در یک بازه زمانی بیست ساله (۱۹۹۵ تا ۲۰۱۴) با تفکیک مکانی ۱\*۱ درجه، در مقیاس روزانه و بین عرض‌های جغرافیایی ۲۰ تا ۴۰ درجه شمالی و طول‌های ۲۵ تا ۶۴ درجه شرقی در ترازهای ۱۰۰۰؛ ۹۷۵؛ ۹۵۰؛ ۹۲۵؛ ۹۰۰؛ ۸۷۵؛ ۸۵۰؛ ۸۲۵؛ ۸۰۰؛ ۷۰۰ گردآوری شده و برای ترسیم ۱۶۶۱۴۰ نمودار (برای هر یاخته ۲۱۳ نمودار)، جهت مشخص کردن ارتفاع رودباد سطح پایین مورد استفاده قرار گرفته است.

این نمودارها به صورت یک پیکان نمایش داده شده‌اند (شکل ۲)، که دارای یک نقطه حداکثری (که معیار سرعت رودباد سطح پایین است که بین ۱۲ تا ۲۰ متر بر ثانیه است) و دو نقطه حداقل سرعت باد در ترازهای بالا و پایین که نسبت به نقطه حداکثری قرار گرفته‌اند. با استفاده از این نمودار (شکل ۲) و طبق معیار بونر (۱۹۶۸)، سرعت و ترازهای وقوع رودباد سطح پایین مورد بررسی قرار گرفت (جدول ۱). استفاده از داده‌های میانگین روزانه طبق (شکل ۳) و معیار بونر خروجی‌های صحیح و درخور قابل قبولی ارائه نشد، به همین دلیل از داده‌های ساعتی با دقت زمانی شش ساعته شامل ساعات ۰۶، ۱۲، ۱۸، ۰۰ استفاده شده است. هر یاخته دارای ۶۴۴ نمودار و در مجموع ۵۰۲۳۲۰ هزار نمودار ترسیم شد و مورد بررسی قرار گرفت. سپس مشخصات ۴۴۸۹ نمودار که شرایط رودباد سطح پایین را داشتند (شکل ۲) و معیار بونر (جدول ۱)، ثبت شدند.



شکل ۲. نمودار سرعت قائم رودباد براساس معیار طبقه‌بندی شدت رودباد سطح پایین بونر

ماخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

برای نمایش مقادیر انتقال رطوبت، داده‌های باد مداری، نصف‌النهاری و رطوبت ویژه از مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان‌مدت جو (ECMWF) با تفکیک  $1^*1$  درجه در ترازهای ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال اخذ و با کمک رابطه ۱-۱ (لاورس<sup>۱۲</sup> و ویلارینی، ۲۰۱۳، ص. 3259) مقدار انتقال رطوبت مجموع (IVT) که به عنوان رودخانه جوی نیز بیان می‌شود، در ستون جو محاسبه، و خروجی آن به صورت نقشه‌های انتقال رطوبت با برنامه‌نویسی در نرم-افزار گردس ترسیم شد.

$$IVT = \sqrt{\left(\frac{1}{g} \int_{1000}^{100} qW \, dp\right)^2 + \left(\frac{1}{g} \int_{1000}^{100} qV \, dp\right)^2} \quad (1-1)$$

که در آن IV انتگرال قائم انتقال بخار آب،  $q$  رطوبت ویژه برحسب  $kg/kg$  و  $u$  و  $v$  به ترتیب مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد برحسب متر بر ثانیه ( $m s^{-1}$ )،  $g$  شتاب گرانش و  $dp$  اختلاف فشار بین دو سطح فشار مجاور است.

#### ۴. مبانی نظری

الگوهای گردش جوی نقش مهمی در پیدایش پدیده‌های محیطی، به‌ویژه در مناطق معتدله دارند و شناسایی الگوهای گردش جوی کنترل‌کننده آب‌وهوایی ایران و ویژگی‌های آنها بسیار ضروری است. با شناسایی الگوهای گردش جو، می‌توان تغییرات، فراوانی، شدت و توزیع مکانی متغیرهای اقلیمی مانند بارش را بررسی و دلایل فیزیکی آن را بیان کرد (فتاحی و شیراوند، ۱۳۹۳، ص. ۹۸).

سردچال‌های جوی، یکی دیگر از سیستم‌های سطوح بالای اتمسفر هستند که بر اثر تشدید جریان‌های نصف‌النهاری بادهای غربی ایجاد می‌شوند. وقتی وزش بادهای غربی، نصف-النهاری باشد، فرودهای غربی عمیق‌تر می‌شود و تا عرض‌های جغرافیایی پایین گسترش می‌یابد، به‌گونه‌ای که در طرف غرب فرود، هوای سرد از عرض‌های بالا مستقیماً به طرف جنوب سرازیر می‌شود و در طرف شرق نیز هوای گرم منطقه حاره به عرض‌های خیلی بالاتر از

معمول می‌رسد. پس از مدتی، ارتباط این فرود از جریان اصلی مانند یک رودخانه از جریان شمالی آن بریده می‌شود و به صورت یک سیستم حلقوی در طرف استوایی جریان اصلی بادهای غربی در جنوب مسیر رودباد جبهه قطبی تشکیل می‌شود (پالمن<sup>۱۳</sup> و نیوتن، ۱۹۶۹، ص. ۲۰۹).

سردچال‌ها علاوه بر سرد بودن، کانون تمرکز چرخندگی مثبت نیز هستند؛ بنابراین موقعی - که در عرض‌های جنوبی‌تر، از مسیر اصلی جریان‌های غربی در بالای سرزمین‌های نسبتاً گرم قرار می‌گیرند، ناپایداری شدید ایجاد کرده، سبب تشکیل ابر و نزولات جوی می‌شود (علیجانی، ۱۳۹۰، ص. ۱۳۴).

سردچال‌ها همچنین می‌توانند به عنوان مناطق حداکثر تاوایی پتانسیل بر روی سطوح هم - آنتروپی (بدون تغییر) شناسایی شوند. گرادیان قوی تاوایی پتانسیلی (PV) با رودبادها منطبق می‌شود و برای حرکت امواج راسبی در نقش یک هدایت‌گر عمل می‌کند. شکست امواج راسبی در تروپوسفر بالایی (نزدیک تروپوپاوز) می‌تواند هوای استراتوسفری را به سمت جنوب سوق دهد و در نهایت موجب شکل‌گیری سردچال شود (آپنزلر<sup>۱۴</sup>، ۱۹۹۶). پیدایش این سیستم‌ها در عرض‌های میانی می‌تواند به جدایی یک منطقه با تاوایی پتانسیلی بالا از منبع قطبی‌اش بینجامد که این امر باعث جدا شدن آن به صورت یک ناحیه جداگانه شود؛ بنابراین تاوایی پتانسیل می‌تواند به عنوان یک کمیت مفید دیگر برای شناسایی سردچال در نظر گرفته شود (نیتو<sup>۱۵</sup>، اسپرنجر، ورنلی، تریگو، و جیمنو، ۲۰۰۸، ص. ۲۵۷).

سردچال می‌تواند موجب بارش‌های آرام و سنگین در سراسر منطقه وسیع شود. بیشترین اهمیت و تأثیر سردچال را می‌توان در سیستم‌های آب‌وهوایی جنوب اروپا و شمال آفریقا دید و با توجه به میزان بارش، موجب برخی وقایع فاجعه‌بار در آب‌وهوا می‌شود (هررا<sup>۱۶</sup>، پویول، مارتین، پراسا، و رودریکوز، ۲۰۰۱).

- 
1. Palmén & Newton
  2. Appenzeller
  3. Nieto, Sprenger, Wernli, Trigo & Gimeno
  4. Herrera, Puyol, Martín, Presa, & Rodríguez

علاوه بر سردچال‌ها، رودبادهای نیز نقش تعیین‌کننده‌ای در رخداد‌های جوی دارند. رودبادهای سطح پایین (LLJs)، پدیده‌ای منطقه‌ای با بیشینه سرعت باد در جو پایین هستند (استنسرود<sup>۱۷</sup>، ۱۹۹۶) که ساز و کار مهمی برای انتقال نصف‌النهاری حرارت و رطوبت به شمار می‌آیند (چینت<sup>۱۸</sup>، بلجا ارس، کوهلر، مرکرتته، و ویتربو، ۲۰۰۵؛ مارنگو، سوارس، سالو، و نیکولینی، ۲۰۰۴) و همراهی آن با پدیده‌های متوسط و بزرگ مقیاس جوی می‌تواند سبب انتقال رطوبت و شکل‌گیری بارش شود.

بونر (۱۹۶۸) برای شناسایی رودباد سطح پایین معیارهای زیر را بیان می‌کند:

- سرعت باد باید مساوی یا بیشتر از ۱۲ متر بر ثانیه با حداقل اختلاف شش متر بر ثانیه باشد.
- سرعت باد باید مساوی یا بیشتر از ۱۶ متر بر ثانیه با حداقل اختلاف هشت متر بر ثانیه باشد.
- سرعت باد بیش از بیست متر بر ثانیه با حداقل اختلاف ده متر بر ثانیه باشد (بونر، ۱۹۶۸، ص. ۸۳۶).

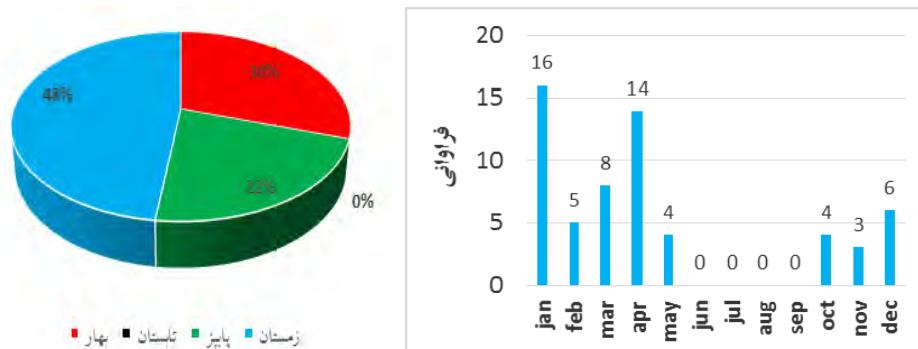
#### ۵. یافته‌های تحقیق

##### ۵.۱. توزیع زمانی سردچال‌های جوی

در طول دوره آماری ۲۰ ساله، در مجموع ۶۰ سردچال موثر بر بارش غرب و شمال‌غرب کشور با تداوم حداقل دو روز شناسایی شده‌اند که ماه ژانویه با ۱۶ رخداد، بیشترین فراوانی وقوع ماهانه (شکل ۳ الف)، و فصل زمستان با ۴۸ درصد (۲۹ رخداد) بیشترین فراوانی وقوع سردچال را دارا است و در فصل تابستان نیز این پدیده مشاهده نشده است (شکل ۳ ب).

1. Stensrud

2. Cheinet, Beljaars, Köhler, Morcrette & Viterbo



شکل ۳. توزیع ماهانه (الف) و فصلی (ب) سردچال‌های جوی طی دوره آماری (۱۹۹۵ تا ۲۰۱۴)

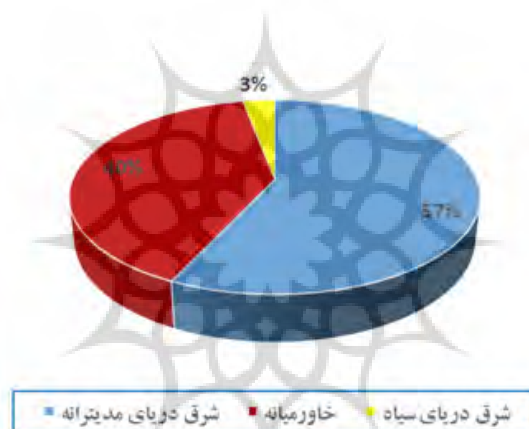
توزیع سالانه پدیده سردچال مؤثر بر بارش‌های تداومی دو روزه و بیشتر نشان می‌دهد که بیشترین فراوانی به ترتیب مربوط به سال ۲۰۰۰، با ۶ رخداد و ۲۰۰۴ با ۵ رخداد است. کمترین رخدادها مربوط به سال‌های ۱۹۹۹، ۲۰۰۵ و ۲۰۰۹ می‌باشد که برای هر کدام یک مورد مشاهده شده است. به طور کلی، نوسان سالانه شکل سینوسی دارد و احتمالاً به دلیل شدت یا تضعیف بادهای غربی و پرفشار جنب حاره در طی این سال‌ها است (شکل ۴). در حالی که طبق مطالعه عزیزی و همکاران (۱۳۹۷)، وقوع کم ارتفاع بریده شده مؤثر بر ایران روند مثبت و افزایشی داشته است. ذکر این نکته ضروری است که در این پژوهش پدیده سردچال مستقل از سایر کم‌ارتفاع‌های بریده‌شده در نظر گرفته شده است ولی در یافته‌های عزیزی و همکاران (۱۳۹۷)، تمامی کم‌ارتفاع‌های بریده‌شده حاصل از انواع بلوکینگ‌ها در نظر گرفته شده‌اند.



شکل ۴. توزیع سالانه سردچال‌های جوی طی دوره آماری (۱۹۹۵ تا ۲۰۱۴)

### ۲.۵. توزیع مکانی سردچال‌های جوی

طی دوره آماری، سردچال‌های مؤثر بر بارش‌های تداومی روزانه غرب و شمال‌غرب ایران، در سه منطقه شرق دریای مدیترانه، منطقه خاورمیانه و منطقه شرق دریای سیاه، شکل گرفته‌اند که شرق دریای مدیترانه با ۵۷ درصد، مساعدترین منطقه شکل‌گیری سردچال می‌باشد (شکل ۵). در حالی که نیتو و همکاران (۲۰۰۵)، در مطالعه سردچال‌ها در نیمکره شمالی، سه منطقه جنوب اروپا و سواحل شرقی اقیانوس اطلس، منطقه شرق اقیانوس آرام شمالی و منطقه شمالی چین- سیبری را منطقه اصلی وقوع سردچال، و منطقه اروپا را مطلوب‌ترین منطقه برای وقوع آن معرفی کرده‌اند.



شکل ۵. توزیع مکانی سردچال‌های جوی طی دوره آماری (۱۹۹۵ تا ۲۰۱۴)

بررسی چرخه ماندگاری پدیده سردچال از زمان پیدایش تا زوال نشان دهنده این است که سردچال‌ها تداوم دو تا سه روزه دارند، و بیشترین فراوانی را سردچال‌های با تداوم دو روزه داشته‌اند. در یافته‌های نیتو و همکاران (۲۰۰۵)، و عزیزی و همکاران (۱۳۹۷)، بیشتر سردچال‌ها تداوم دو روزه داشته‌اند و بعد از آن سردچال‌های با ماندگاری سه روزه قرار دارند، به‌طوری‌که که با افزایش طول عمر سردچال‌ها، از فراوانی وقوع آن‌ها کاسته می‌شود.

### ۳.۵. رودبادهای سطح پایین و همزمانی آن با پدیده سردچال

در این تحقیق همزمانی سردچال‌های جوی عرض‌های میانه و رودبادهای سطح پایین در تداوم بارش‌های روزانه غرب و شمال‌غرب ایران مورد مطالعه قرار گرفت. همانطور که قبلاً گفته شد، در مجموع، ۶۰ سردچال در طول ۲۰ سال بر تداوم بارش روزانه در غرب و شمال‌غرب ایران مؤثر بوده‌اند. با توجه به اینکه معیار بررسی رودبادهای سطح پایین معیار بونر است، بر همین مبنا در ۵۸ رخداد سردچال، رودبادهای سطح پایین با آن همراهی و تعامل داشته‌اند (شکل ۶).



شکل ۶. توزیع همزمانی پدیده سردچال و رودبادهای سطح پایین

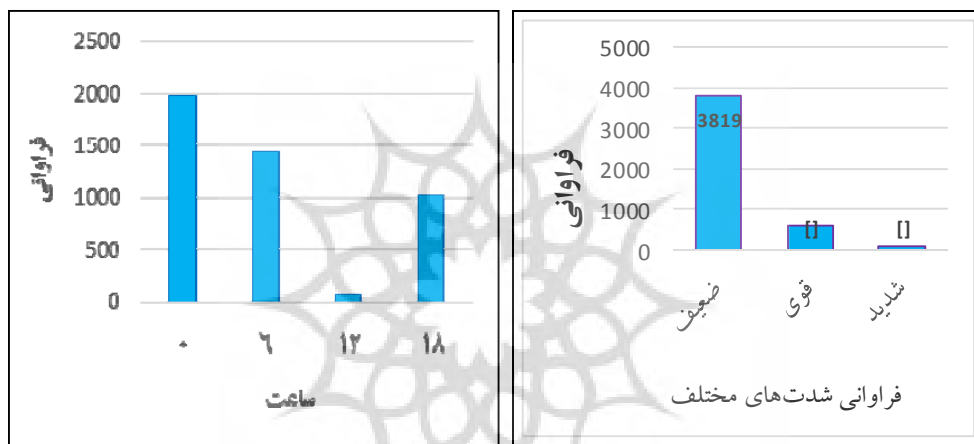
نتایج بررسی رودبادهای سطح پایین در ترازهای مختلف جوی، نشان داد که با افزایش ارتفاع، از فراوانی وقوع این رودبادهای کاسته می‌شود. تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال، بیشترین فراوانی شکل‌گیری رودبادهای سطح پایین را دارد (شکل ۷).



شکل ۷. فراوانی وقوع رودبادهای سطح پایین در ترازهای جوی



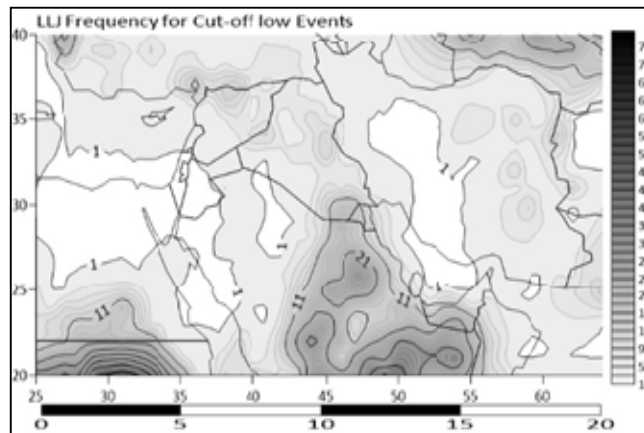
رودبادهای سطح پایین در طول روز دارای نوسانات هستند، به طوری که در ساعت صفر بیشترین و ساعت ۱۲ کمترین فراوانی را داشته‌اند (شکل ۸). این نتایج با نتایج رفعتی و همکاران (۱۳۹۴) که اظهار داشتند رودبادهای سطح پایین، بیشترین فراوانی را در ساعت ۱۸ و سپس در ساعت صفر دارند، مغایر است. بررسی رودبادهای سطح پایین از نظر شدت و سرعت، نشان داد که رودبادهای سطح پایین که همزمان با پدیده سردچال شکل گرفته‌اند، از نوع ضعیف هستند و بعد از آن به ترتیب رودبادهای قوی و شدید قرار دارند (شکل ۹).



شکل ۸. فراوانی وقوع ساعتی رودبادهای سطح پایین

شکل ۹. فراوانی شدت رودبادهای سطح پایین

بررسی رودبادهای سطح پایین برای عرض‌های ۲۰ تا ۴۰ درجه شمالی و طول ۲۵ تا ۶۴ درجه شرقی انجام، و مشخص شد که بیشترین فراوانی وقوع رودبادهای سطح پایین بین عرض‌های ۲۰ تا ۲۳ درجه شمالی و طول ۴۶ تا ۵۰ درجه شرقی رخ داده است، که نقش مهمی در انتقال رطوبت عرض‌های پایین بخصوص، رطوبت اقیانوس هند و دریای سرخ و انتقال آن به عرض‌های بالاتر دارند. رودباد سطح پایین در سه منطقه عمده شکل‌گیری سردچال (شرق دریای مدیترانه، شرق دریای سیاه، خاورمیانه) از فراوانی متوسطی برخوردارند و اکثر این رودبادهای از سرعتی ضعیفی برخوردار هستند (شکل ۱۰).



شکل ۱۰. فراوانی رودبادهای سطح پایین برای وقایع سردچال جوی

رودبادهای سطح پایین که همزمان با پدیده سردچال شکل گرفته‌اند، اکثراً در دو قسمت غرب و شرق سردچال قرار می‌گیرند. با شکل‌گیری سردچال یا کم‌ارتفاع بریده‌شده در سطوح میانی و بالایی جو، در سطح زمین کم‌فشار شکل می‌گیرد، که این کم‌فشار سطح زمین باعث مکش هوای اطراف و شکل‌گیری همگرایی در سطح شده، و با واگرایی بالایی همراه می‌شود. رودبادهای سطح پایین با همگرایی که در سطوح زیرین جو ایجاد می‌کنند، شرایط را برای تشدید واگرایی بالایی فراهم کرده و باعث افزایش انتقال قائم هوا، افزایش تاوایی و چرخندگی مثبت در منطقه سردچال می‌شوند. از سوی دیگر همگرایی ایجادشده توسط این رودبادهای سطح پایین جو که بیشترین حجم رطوبت موجود در جو را به خود اختصاص داده‌اند، شرایط را برای انتقال هرچه بیشتر رطوبت فراهم می‌کند، به‌طوری که تشدید رودبادهای سطح پایین با افزایش واگرایی بالایی و همگرایی در سطوح زیرین جو، منجر به تشدید پدیده سردچال و ناپایداری‌های جوی حاصل از این پدیده می‌شود. پدیده سردچال و رودبادهای سطح پایین، شرایط را برای انتقال رطوبت و تشکیل، تداوم و افزایش بارش فراهم آورده است و یافته‌های کی و همکاران (۱۹۹۹) نیز این مهم را تأیید می‌کند. یافته‌های رفعتی و همکاران (۱۳۹۴) نشان داد که حضور رودبادهای سطح پایین در منطقه، هوای گرم و

مرطوب عرض‌های پایین‌تر (دریای عرب و سرخ) را منتقل کرده و همگرایی سطح پایین را تشدید می‌کند که با یافته‌های پژوهش حاضر نیز مطابقت دارد.

همانطور که پیش‌تر گفته شد، در ارتباط با تشکیل سردچال‌های جوی مؤثر بر بارش تداومی روزانه غرب و شمال غرب ایران، سه الگوی سردچال‌های شرق دریای مدیترانه، الگوی خاورمیانه و الگوی شرق دریای سیاه شناسایی شده‌اند که به آن‌ها خواهیم پرداخت.

#### ۵. ۴. الگوی سردچال‌های جوی شرق دریای مدیترانه

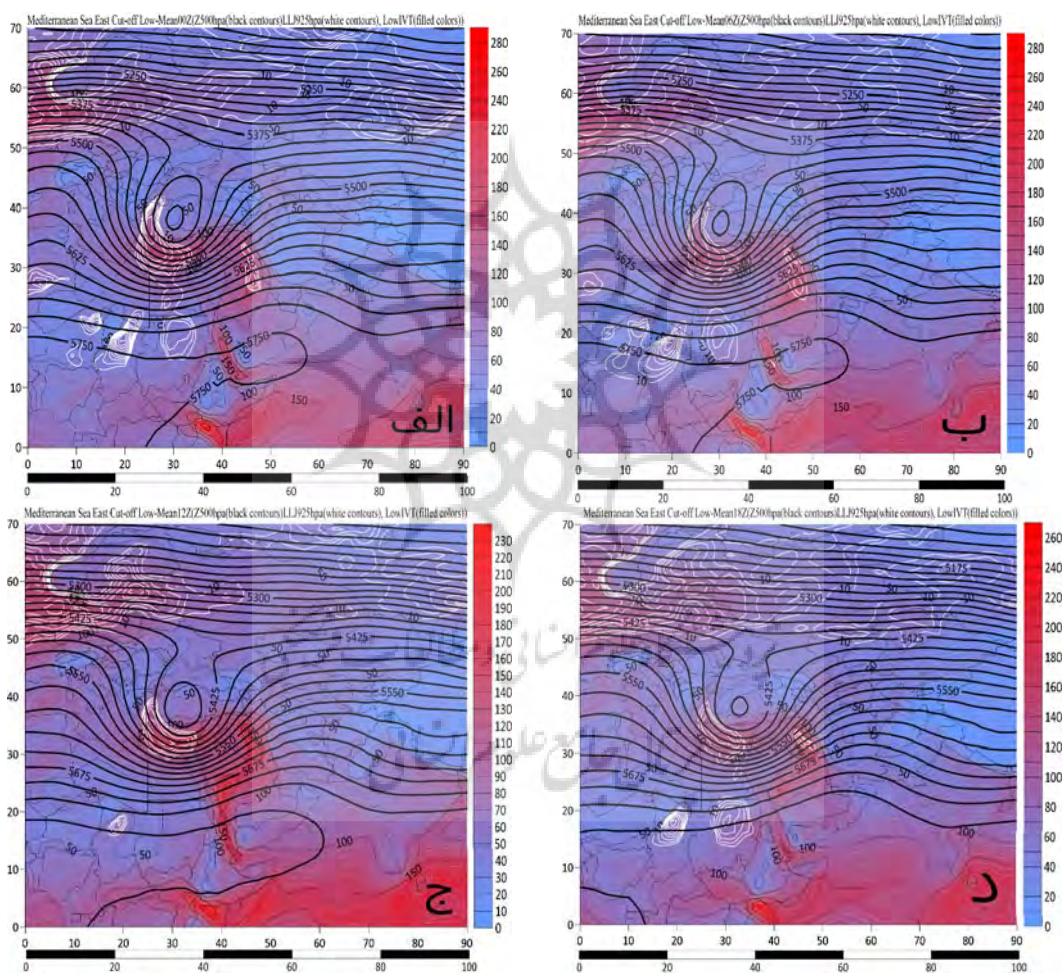
در این الگو نحوه آرایش خطوط ارتفاعی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به گونه‌ای است که بر اثر وزش نصف‌النهاری بادهای غربی، فرود عمیقی با دامنه ۲۰ درجه طول و عرض جغرافیایی در شرق دریای مدیترانه منجر به تشکیل سردچال‌های جوی شده، که باعث ریزش هوای سرد عرض‌های بالاتر به عرض‌های پایین‌تر شده است (شکل ۱۱).

همزمان با شکل‌گیری سردچال، در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال و در قسمت غربی سردچال-های جوی، رودباد ضعیفی با حالت نصف‌النهاری شکل گرفته، که با همگرایی بر روی دریای مدیترانه، رطوبت دریای مدیترانه و اقیانوس اطلس را به منطقه سردچال منتقل می‌کند. از طرف دیگر رودبادهای سطح پایین قسمت شرقی، باعث افزایش و آگرایی بالایی و صعود هوا می‌شوند و رطوبت و هوای گرم عرض‌های پایین را از اقیانوس هند، دریای سرخ، اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه به منطقه مورد مطالعه انتقال می‌دهند (شکل ۱۱ الف).

در ساعت ۰۶، همزمان با جابجایی سیکلون بسته سردچال، رودبادهای سطح پایین نیز جابجا شده، ولی از شدت این رودبادها نسبت به ساعت قبل کاسته شده است (شکل ۱۱ ب) در ساعت ۱۲، سیکلون بسته سردچال قسمت‌های زیادی از ترکیه را در بر گرفته و به نواحی غربی و شمال‌غربی ایران نزدیک‌تر شده است. در این ساعت، رودبادهای سطح پایین با امتداد شمال‌غربی - جنوب‌شرقی در جنوب‌غربی تا جنوب سردچال، رطوبت دریای مدیترانه را به منطقه منتقل می‌کنند. در این ساعت رطوبت منتقل شده ناشی از همگرایی بر روی اقیانوس هند و دریای سرخ به حداکثر خود بر روی مناطق شرقی سردچال رسیده است (شکل ۱۱ ج).

در ساعت ۱۸، پدیده سردچال نسبت به ساعت‌های اولیه تشکیل، تضعیف شده، و رودباد سطح پایین در عقب سردچال همچنان با شدت ضعیف قرار دارد. در قسمت شرقی سردچال

که رودباد سطح پایین در ساعت ۱۲ از بین رفته بود، دوباره شکل گرفته که افزایش واگرایی و افزایش انتقال رطوبت را به همراه دارد (شکل ۱۲ د). ۳۴ مورد (۵۷ درصد) از سردچال‌های رخ داده در این الگو قرار دارند که به‌طور میانگین ۲۴ (۶۰ درصد) ایستگاه از بارش‌های سردچال‌های این منطقه بهره برده‌اند. بارش متوسط ایستگاه‌ها در این الگو ۲۳ میلی‌متر بوده است.



شکل ۱۱. نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، رودباد سطح پایین تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال و شار رطوبت تراز پایینی جو (۷۰۰-۱۰۰۰) برای ساعت‌های ۰۰ (الف)، ۰۶ (ب)، ۱۲ (ج) و ۱۸ (د).

### ۵. الگوی خاورمیانه

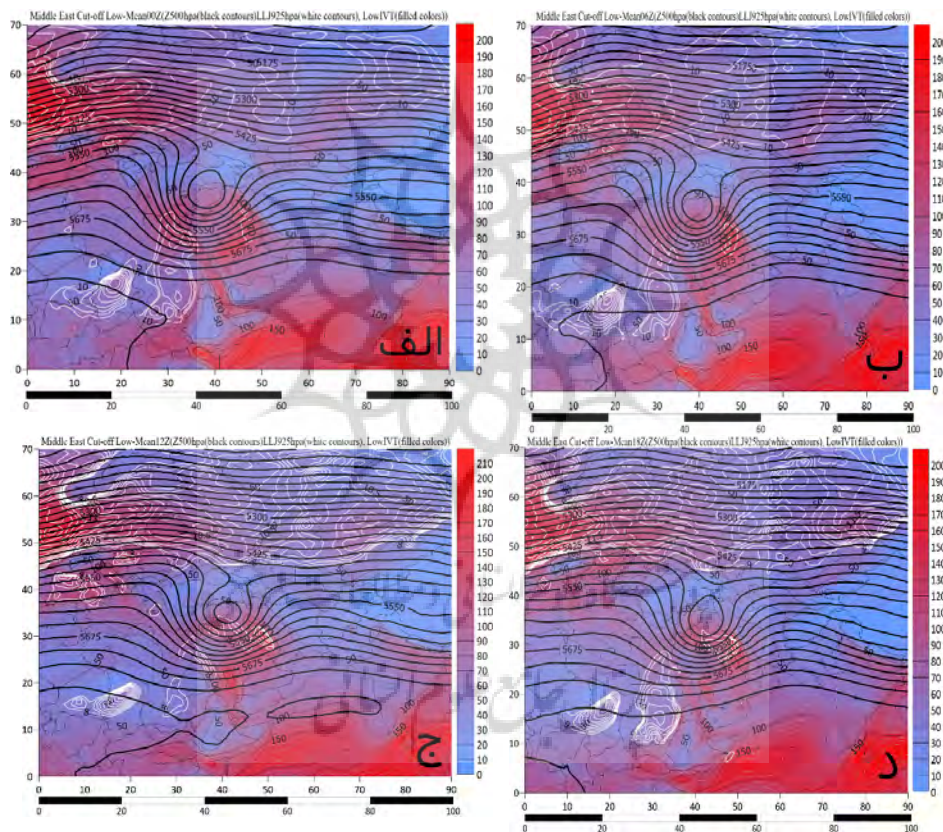
ریزش هوای سرد عرض‌های بالا به عرض‌های پایین و کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل دلیلی بر نصف‌النهاری شدن بادهای غربی است که باعث عمیق‌تر شدن ناوه حاصل از آن و شکل‌گیری پدیده کم‌ارتفاع بریده شده با ارتفاع ۵۴۰۰ ژئوپتانسیل متر با ماهیتی سرد به نام سردچال می‌شود که بین عرض‌های ۳۵ تا ۴۵ درجه شمالی بر روی منطقه خاورمیانه با مرکزیت سوریه شکل گرفته است (شکل ۱۲).

در این الگو در قسمت جلوی سردچال، رودباد سطح پایین با حالت نصف‌النهاری قرار گرفته که رطوبت اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه را به منطقه سردچال منتقل می‌کند. در این ساعت، همگرایی بر روی اقیانوس هند باعث افزایش انتقال رطوبت از این اقیانوس به سمت عرض‌های بالاتر شده، و رودباد سطح پایین جلوی سردچال نیز با ایجاد واگرایی، شرایط را برای تشدید صعود و ایجاد ناپایداری فراهم کرده، و علاوه بر این، هوای گرم و مرطوب دریای سرخ را به منطقه سردچال منتقل می‌کند (شکل ۱۲ الف).

در ساعت ۶، پدیده سردچال به سمت شرق خود جابجایی شده و کانون آن بر روی عراق و سوریه قرار می‌گیرد، به طوری که قسمتی از منحنی بسته نواحی شمال‌غربی ایران را در بر گرفته است. در این زمان رودباد سطح پایین که در ساعت قبل بر روی جنوب‌غربی پدیده سردچال قرار داشت، از شدت آن کاسته شده و رطوبت کمتری را انتقال داده است، درحالی‌که رودبادهای جلوی سردچال با شدت قبلی فعال هستند (شکل ۱۲ ب).

در ساعت ۱۲، سردچال‌های این الگو به حرکت خود به سمت شرق ادامه داده، به طوری که سیکلون بسته حاصل از آن به مناطق غربی ایران می‌رسد و رودبادهای سطح پایین قسمت جنوبی سردچال، رطوبت دریای سرخ را با شدت بیشتری به منطقه مورد مطالعه سوق می‌دهند (شکل ۱۲ ج). در ساعت ۱۸، رودباد سطح پایینی که بر روی شمال آفریقا قرار داشته همچنان در همان منطقه مستقر بوده و در قسمت شرقی سردچال، رودباد سطح پایین شرایط را برای صعود هر چه بیشتر هوا و رطوبت و افزایش ناپایداری فراهم کرده است. در نتیجه، رطوبت اقیانوس هند، اطلس، دریای سرخ و دریای مدیترانه که به محل سردچال رسیده، توسط رودباد سطح پایین به منطقه مورد مطالعه سوق پیدا کرده است. کانون سردچال بر روی عراق و

نواحی غربی و شمال‌غربی ایران قرار دارد. با توجه به اینکه این پدیده با صعود هوا و چرخندگی مثبت همراه است و هسته رودباد سطح پایین همراه آن نیز سبب افزایش سرعت قائم هوا و چرخندگی شده، بنابراین همزمانی این دو پدیده (رودباد سطح پایین و سردچال) باعث افزایش ناپایداری جوی می‌شود. در این الگو ۲۴ (۴۰ درصد) سردچال رخ داده است، که در این الگو به طور میانگین ۲۷ (۶۵ درصد) ایستگاه بارشی با متوسط ۱۴ میلی‌متر از همزمانی سردچال با رودباد سطح پایین، دریافت کرده‌اند (شکل ۱۲ د).



شکل ۱۲. نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، رودباد سطح پایین تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال و شار رطوبت تراز پایینی جو (۷۰۰-۱۰۰۰) برای ساعت‌های ۰۰ (الف)، ۰۶ (ب)، ۱۲ (ج) و ۱۸ (د).

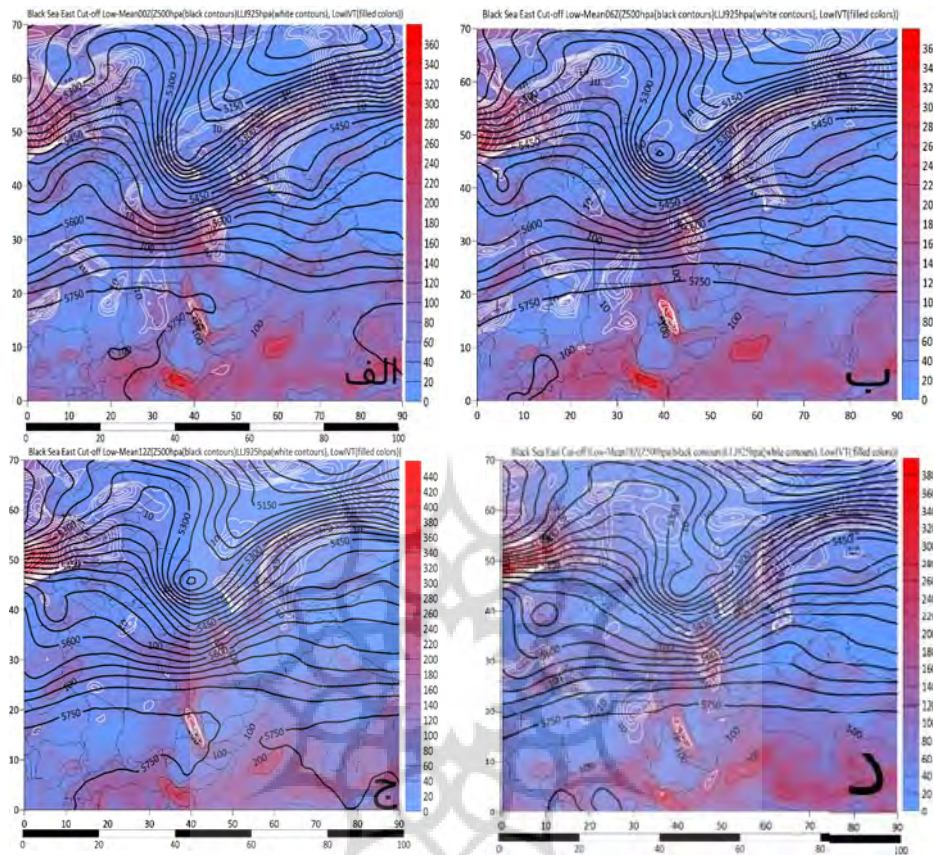
### ۵. ۶. الگوی سردچال شرق دریای سیاه

در این الگو، در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، نصف‌النهاری شدن بادهای غربی، فرودی عمیق با محور شمال‌شرقی-جنوب‌غربی را در شرق دریای سیاه شکل داده که سبب ریزش هوای سرد عرض‌های بالاتر و گرادیان ارتفاعی شدید شده است، و همزمان با آن، هسته‌های رودباد سطح پایین نیز در همه جهت‌ها آن قرار دارند. این رودبادها به‌واسطه تقویت شرایط صعود و حرکت قائم هوا، موجب تشدید واگرایی بالایی و انتقال رطوبت دریای مدیترانه و دریای سرخ به غرب و شمال‌غربی ایران شده‌اند (شکل ۱۳ الف).

در ساعت ۶، که نمایان‌گر شکل‌گیری مرحله دوم سردچال است، سیکلون بسته از جریان نصف‌النهاری بادهای غربی جدا شده و در قسمت عقب فرود رودباد سطح پایین قرار گرفته و رطوبت دریای سیاه را منتقل می‌کند. رودبادی که از مرکز عراق تا شمال‌شرقی عربستان شکل گرفته همچنان سبب تشدید واگرایی، افزایش ناپایداری و انتقال رطوبت اقیانوس هند، دریای سرخ و همچنین رطوبت مدیترانه شده است (شکل ۱۳ ب).

در ساعت ۱۲، از عمق سردچال کاسته شده و رودباد سطح پایین عقب آن به حداقل سرعت خود رسیده، اما در مقابل، رودباد جلویی سردچال با همان شدت قبلی تداوم داشته و شرایط واگرایی و انتقال رطوبت را فراهم کرده که باعث ناپایداری می‌شود. در این ساعت رودبادی که بر روی عراق و شمال‌شرقی عربستان بوده از بین رفته و رودبادی بر روی دریای سرخ شکل گرفته که با همگرایی بر روی این دریا، هوای گرم و مرطوب عرض‌های پایین را به سمت غرب و شمال‌غرب ایران منتقل می‌کند (شکل ۱۳ ج).

در ساعت ۱۸، پدیده سردچال از بین رفته ولی ناوه ایجادشده به‌واسطه آن همچنان وجود دارد. رودباد سطح پایینی بر روی دریایی سرخ با همان سرعت قبلی قرار دارد. رودباد سطح پایینی شمال عراق تا شمال عربستان واگرایی را در این منطقه حفظ کرده و رطوبت و هوای گرم عرض‌های پایین را به غرب و شمال‌غرب ایران انتقال می‌دهد. الگوی شرق دریای سیاه با ۲ مورد سردچال (۳ درصد) کمترین فراوانی وقوع را داشته که میانگین بارش این الگو ۱۸ میلی‌متر می‌باشد که به طور متوسط باعث بارش در ۳۱ (۷۷ درصد) ایستگاه شده است (شکل ۱۳ د).



شکل ۱۳. نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، رودباد سطح پایین تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال و شار رطوبت تراز پایینی جو (۷۰۰-۱۰۰۰) برای ساعت‌های ۰۰ (الف)، ۰۶ (ب)، ۱۲ (ج) و ۱۸ (د). پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی

## ۶. نتیجه‌گیری و پیشنهادها

### ۱.۶. نتیجه‌گیری

در بررسی توزیع ماهانه سردچال‌های جوی مشخص گردید که ماه ژانویه با ۱۶ رخداد در طول ۲۰ سال، بیشترین فراوانی وقوع را داشته است. از لحاظ فصلی، فصل زمستان با ۴۸ و بعد از آن فصل بهار با ۳۰ درصد بیشترین فراوانی را داشته‌اند که با گسترش و غلبه بادهای غربی در عرض‌های میانه سازگاری و همخوانی دارد.



در بررسی سالانه توزیع پدیده سردچال، در مجموع ۶۰ رخداد شناسایی شده‌اند، که بیشترین فراوانی را سال ۲۰۰۶ با ۶ رخداد به خود اختصاص داد. نوسان وقوع سالانه پدیده سردچال سینوسی است که می‌تواند ناشی از تقویت یا تضعیف بادهای غربی و پرفشار جنب حاره در عرض‌های میانه باشد.

از نظر موقعیت مکانی، سه الگوی شرق دریای مدیترانه با ۵۷ درصد، مساعدترین منطقه شکل‌گیری سردچال‌های جوی مؤثر بر غرب و شمال‌غرب ایران، الگوی خاورمیانه با ۴۰ درصد، و الگوی شرق دریای سیاه با ۳ درصد در ارتباط با پدیده سردچال شناسایی شده‌اند. به لحاظ ماندگاری و طول عمر، بیشترین فراوانی با سردچال‌های با تداوم دو روزه است، و بعد از آن سردچال‌ها با تداوم سه روزه قرار دارند و کلاً سردچال‌های با تداوم بیشتر از سه روز در منطقه مورد مطالعه شکل نگرفته‌است، که با یافته‌های نیتو و همکاران (۲۰۰۵) مطابقت دارد و نشان از این دارد که سردچال‌های با تداوم ۲ و بعد ۳ روزه بیشترین فراوانی وقوع را در نیمکره شمالی داشته‌اند.

بررسی فراوانی وقوع رودبادهای سطح پایینی که همزمان با سردچال شکل گرفته‌اند، نشان داد که تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال بیشترین فراوانی وقوع رودبادهای سطح پایین را دارا می‌باشد. از نظر نوسانات روزانه، ساعت صفر بیشترین فراوانی وقوع و بعد از آن ساعت ۶ قرار دارد. بررسی رودبادهای سطح پایین برای عرض‌های ۲۰ تا ۴۰ درجه شمالی و طول ۲۵ تا ۶۴ درجه شرقی، نشان داد که بیشترین فراوانی وقوع رودبادهای سطح پایین بین عرض‌های ۲۰ تا ۲۳ درجه شمال و طول ۴۶ تا ۵۰ درجه شرقی رخ داده است و از ۶۰ سردچال شکل گرفته، ۵۸ مورد آن‌ها با رودباد سطح پایین همراه بوده‌اند. در سه منطقه عمده شکل‌گیری سردچال شامل شرق دریای مدیترانه، منطقه خاورمیانه، و شرق دریای سیاه، رودبادهای ضعیف بیشترین فراوانی وقوع را داشته‌اند.

تغییر جهت بادهای غربی از مداری به حالت نصف‌النهاری سبب ریزش هوای سرد عرض‌های بالا به عرض‌های پایین شده، و در این وضعیت سردچال‌ها یا کم‌ارتفاع‌های بریده‌شده از جریان اصلی بادهای غربی جدا می‌شوند. این کم‌ارتفاع‌های بریده‌شده با کم‌فشار

سطح زمین همراه شده و منجر به تقویت همگرایی پایینی و واگرایی بالایی و در نهایت تقویت حرکات عمودی، صعود هوا، افزایش چرخندگی مثبت و ناپایداری می‌شود. رودبادهای سطح پایین که سبب تشدید همگرایی در سطوح زیرین جو می‌شوند، از یک سو شرایط را برای تشدید واگرایی بالایی ناشی از پدیده سردچال و از سوی دیگر افزایش انتقال رطوبت را فراهم می‌سازند، به طوری که تشدید رودبادهای سطح پایین، تشدید ناپایداری حاصل از پدیده سردچال را به دنبال دارد. منبع رطوبتی این بارش‌ها نیز ترکیبی بوده و از اقیانوس هند، اقیانوس اطلس، دریای سرخ، دریای مدیترانه، دریای عرب و دریای سیاه نشأت گرفته است.

در تراز پایینی جو (۷۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال)، اقیانوس هند و در ترازهای میانی (۵۰۰-۷۰۰) و بالایی (۵۰۰-۱۰۰ هکتوپاسکال)، اقیانوس اطلس منابع اصلی تأمین رطوبت بارش‌های تداومی منطقه مورد مطالعه بوده‌اند که توسط سردچال‌ها و همراهی رودباد سطح پایین با آن به غرب و شمال‌غرب ایران منتقل شده‌اند که در نهایت بارش‌های مداوم را به همراه داشته‌اند. نتایج نشان داد که منابع اصلی رطوبت این بارش‌ها، اقیانوس هند و بعد از آن به ترتیب اقیانوس اطلس، دریای مدیترانه، دریای سرخ، دریای عرب و دریای سیاه هستند.

## ۲.۶. پیشنهادات

- بررسی ارتباط رودباد جبهه قطبی، تاوه قطبی و سردچال در تداوم بارشی بیش از یک روز
- نقش الگوهای دورپیوندی و سردچال‌های عرض‌های میانی در ایجاد بارش

### کتاب‌نامه

۱. اشجعی باشکند، م. (۱۳۷۹). بررسی و ارائه مدل‌های سینوپتیکی بارش‌های سنگین در شمال غرب ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد به راهنمایی محمد خیراندیش، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.

۲. امیدوار، ک.؛ الفتی، س.؛ فریبا اقبالی بابادی، ف. و مرادی، خ. (۱۳۹۲). واکاوی ترمودینامیکی بارش‌های سنگین ناشی از پدیده سردچال در نواحی مرکزی و جنوب غربی ایران (مطالعه موردی: رخداد بارش ۱۱ آذر ۱۳۸۷). *جغرافیا و مخاطرات محیطی*، (۵)، ۱۹-۱.
۳. امیدوار، ک.؛ صفرپور، ف.؛ محمود آبادی، م. و الفتی، س. (۱۳۸۹). تحلیل هم‌مدیدی اثرهای سردچال در وقوع بارش‌های شدید در نواحی مرکز و جنوب غرب ایران. *برنامه‌ریزی و آمایش فضا*، ۴ (۶۸)، ۱۸۹-۱۶۱.
۴. آب‌خرابات، ش. (۱۳۹۷). شناسایی منطقه همگرایی دریای عرب و نقش رودبادهای تراز پایین سیستان در شکل‌گیری آن. *مجله فیزیک زمین و فضا*، (۱)، ۱۶۱-۱۴۷.
۵. آرزومندی، ل.؛ حجازی‌زاده، ز. (۱۳۹۲). تحلیل سینوپتیکی بارش سنگین مارس ۲۰۰۹ ایران مرکزی. *نخستین کنفرانس ملی آب و هواشناسی ایران*.
۶. ذکی‌زاده، م.؛ سلیقه، م.؛ ناصرزاده، م.؛ و اکبری، م. (۱۳۹۷). تحلیل آماری و سینوپتیکی مؤثرترین الگوی رودباد ایجادکننده بارش‌های سنگین ایران. *مجله مخاطرات محیط طبیعی*، (۱۵)، ۴۸-۳۱.
۷. راستی، ف.؛ امیدوار، ک. (۱۳۹۳). تحلیل هم‌مدیدی اثر سردچال در وقوع شدیدترین بارش مشهد طی دوره آماری ۴۹ ساله (۱۳۴۰-۱۳۸۹). *دومین همایش ملی پژوهش‌های کاربردی در جغرافیا و گردشگری*. تهران، دانشگاه جامع علمی کاربردی.
۸. رفعتی، س.؛ فتح‌نیا، ا.؛ کریمی، م. (۱۳۹۵). تأثیر رودبادهای سطح پایین در شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی میان مقیاس در جنوب غرب ایران. *پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی*، (۱)، ۸۲-۶۹.
۹. ساری صراف، ب.؛ آب‌خرابات، ش. (۱۳۹۸). تحلیل سینوپتیک-دینامیک روند شکل‌گیری الگوهای رودباد تراز پایین خلیج فارس و بررسی نقش آن در شار رطوبت منطقه. *مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی*، (۶۸)، ۱۹۳-۱۷۹.
۱۰. عزیزی، ق.؛ مرادی، م.؛ رضایی، ح. (۱۳۹۷). اقلیم‌شناسی کم‌ارتفاع بریده مؤثر بر ایران و ارتباط آن با ENSO و NAO. *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، (۱)، ۱۷۳-۱۵۸.
۱۱. عزیزی، ق.؛ علیزاده، ت. (۱۳۹۳). ارتباط بین تیپ الگوهای گردش تراز دریا، با بارش فراگیر در ایران. *مجله پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی*، (۳)، ۳۱۰-۲۹۷.
۱۲. عساکره، ح.؛ حسامی، ن.؛ و شامحمدی، ز. (۱۳۹۵). واکاوی هم‌مدید بارش‌های سنگین ناشی از سردچال در حوزه‌بازفت (مطالعه موردی: بارش ۱۸ تا ۲۳ اسفند ۱۳۸۹). *محیط زیست و مهندسی آب*، (۳)، ۲۳۵-۲۱۹.

۱۳. علیجانی، ب. (۱۳۹۰). اقلیم‌شناسی سینوپتیک، تهران: انتشارات سمت.
۱۴. فتاحی، ا؛ شیاروند، ه. (۱۳۹۳). بررسی الگوهای گردش جوی روزهای همراه با باش برف سنگین در غرب ایران. *تحلیل فضایی مخاطرات محیطی*، (۱)، ۹۷-۱۰۷.
۱۵. قویدل رحیمی، ی؛ عباسی، الف؛ فرج‌زاده، م. (۱۳۹۷). واکاوی دینامیک و ترمودینامیک شدیدترین چرخند حاره‌ای مؤثر بر سواحل جنوبی ایران. *مجله تحلیل فضای مخاطرات طبیعی*. (۱)، ۹۷-۱۱۲.
۱۶. کاویانی، م؛ علیجانی، ب. (۱۳۹۳). *مبانی آب و هواشناسی*. تهران: انتشارات سمت.

17. Appenzeller, C. (1996). *HC Davies WA Norton. Fragmentation of stratospheric intrusions. J. Geophys. Res, 101, 1435-1456.*
18. Bonner, W. D. (1968). *Climatology of the low level jet. Mon. Wea. Rev, Vol. 96, No. 12, 833-850.*
19. Campetella, C. M., & Possia, N. E. (2007). *Upper-level cut-off lows in southern South America. Meteorology and Atmospheric Physics. 96(1-2), 181-191*
20. Cheinet, S., Beljaars, A., Köhler, M., Morcrette, J. J., & Viterbo, P. (2005). *Assessing physical processes in the ECMWF model forecasts using the ARM SGP observations. ECMWFARM Report Series, No. 1.*
21. Fuenzalida, H. A., Sánchez, R., & Garreaud, R. D. (2005). A climatology of cutoff lows in the Southern Hemisphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 110 (D18)*, (doi:10.1029/2005JD005934.)
22. Herrera, R. G., Puyol, D. G., Martín, E. H., Presa, L. G., & Rodríguez, P. R. (2001). Influence of the North Atlantic oscillation on the Canary Islands precipitation. *Journal of Climate, 14(19), 3889-3903.*
23. Lavers, D. A., & Villarini, G. (2013). The nexus between atmospheric rivers and extreme precipitation across Europe. *Geophysical Research Letters, 40(12), 3259-3264.*
24. Marengo, J. A., Soares, W. R., Saulo, C., & Nicolini, M. (2004). Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability". *Journal of climate, 17(12), 2261-2280.*
25. Nieto, R., Gimeno, L., de La Torre, L., Ribera, P., Gallego, D., García-Herrera, R., & Lorente, J. (2005). Climatological features of cutoff low systems in the Northern Hemisphere. *Journal of climate, 18(16), 3085-3103.*
26. Nieto, R., Sprenger, M., Wernli, H., Trigo, R. M., & Gimeno, L. (2008). Identification and climatology of cut-off lows near the tropopause. *Annals of the New York Academy of Sciences, 1146 (1), 256-290.*
27. Palmén, E. H., & Newton, C. W. (1969). *Atmospheric circulation systems: their structure and physical interpretation. Vol. 13, Academic press, 1th edition.*

28. Porcù, F., Carrassi, A., Medaglia, C. M., Prodi, F., & Mugnai, A. (2007). A study on cut-off low vertical structure and precipitation in the Mediterranean region. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 96(1-2), 121-140
29. Price, J. D., & Vaughan, G. (1993). The potential for stratosphere-troposphere exchange in cut-off-low systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 119(510), 343-365.
30. Qi, L., Leslie, L. M., & Zhao, S. X. (1999). Cut-off low pressure systems over southern Australia: climatology and case study. *International Journal of Climatology*, 19(15), 1633-1649.
31. Reboita, M. S., Nieto, R., Gimeno, L., Da Rocha, R. P., Ambrizzi, T., Garreaud, R., & Krüger, L. F. (2010). Climatological features of cutoff low systems in the Southern Hemisphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D17), (doi:10.1029/2009JD013251.)
32. Stensrud, D. J. (1996). Importance of low-level jets to climate: A review. *Journal of Climate*, 9(8), 1698-1711.
33. Wang, C. (2007). Variability of the Caribbean low-level jet and its relations to climate. *Climate dynamics*, 29(4), 411-422.
34. Zhao, S., Sun, J. (2007). Study on cut-off low-pressure systems with floods over Northeast Asia. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 96 (1-2), 159-180.