نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال نهم، شماره ۱، بهار ۱۴۰۱

صفحات ۱۶۹ – ۱۹۶

واکاوی مقایسه‌ای رخدادهای فرین برفی ایران با تأکید بر موقعیت تاوه‌قطبی و الگوهای پیوند از دور

معصومه علی دادی[۱]؛ دانش آموخته دکتری اقلیم شناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی، تهران، ایران.

بهلول علیجانی؛ استاد اقلیم شناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی، تهران، ایران.

محمدحسین ناصرزاده؛ دانشیار اقلیم شناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی، تهران، ایران.

زهرا حجازی زاده؛ استاد اقلیم شناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی، تهران، ایران.

دریافت مقاله :۱۳۹۷/۱۰/۰۵ پذیرش نهایی:۱۳۹۸/۰۷/۱۳

چکیده

رخداد فرین برفی که ممکن است در هر زمانی از دوره سرد سال رخ دهد، اثرات اقتصادی و اجتماعی مهمی را به همراه دارد. بنابراین، پیامدهای اقتصادی و اجتماعی ناشی از این رخدادها، اهمیت شناسایی سازوکارهای همدیدی مرتبط با رخدادهای فرین برفی را آشکار می‌سازد. به‌منظور دست‌یابی به این هدف، با استفاده از داده‌های روزانه بارش و دمای ایران در دوره آماری ۲۰۱۶-۱۹۵۱ و براساس معیارهای چندگانه، دو دوره سه-روزه رخداد فرین برفی ایران در دوره‌های ۹-۷ فوریه ۱۹۷۲ و ۴-۲ فوریه ۱۹۸۸، شناسایی شد. پس از انتخاب نمونه‌ها، واکاوی آماری نمایه‌های پیوندازدور انجام شد و سپس، با استفاده از داده‌های بازواکاوی NCEP-NCAR، به ترسیم الگوهای ترکیبی از وضعیت سطح زمین و وردسپهر زیرین، میانی و زِبرین به‌شکل میانگین سه-روزه پرداخته شد. نتایج به‌دست‌آمده از واکاوی نمایه‌های پیوندازدور و مطابقت آن‌ها با الگوهای همدیدی، نشانگر ضعیف‌شدن تاوه قطبی وردسپهری و تقسیم‌شدن آن به‌شکل چند مرکز در دوره‌های رخداد فرین برفی مورد بررسی است. در رخداد ۹-۷ فوریه ۱۹۷۲، گرچه این مراکز به‌سمت عرض‌های میانی جابه‌جا شده‌اند ولی به‌طور کامل از منطقه شمالگان دور نشده و تا اندازه‌ای موقعیت خود را در این منطقه حفظ کرده‌اند. در رخداد ۴-۲ فوریه ۱۹۸۸، مراکز تاوه، جابه‌جایی استواسوی بیشتری به عرض‌های میانی نشان داده‌اند که پدیدار شدن فازهای منفی NAM و AO نیز نمایانگر چنین وضعیتی است. به‌هرحال، در هر دو رخداد، مرکز قوی و اصلی تاوه قطبی وردسپهری، در نیمکره شرقی و بنابراین در موقعیتی نزدیک به ایران قرار داشته است. ضعیف‌شدن رودباد جنب‌حاره در نیمکره شرقی و به‌ویژه در محدوده دریای مدیترانه، سبب انتقال زبانه‌هایی از تاوایی پتانسیل به‌سمت عرض‌های میانی شده است. پیشروی استواسوی این زبانه‌ها، شکل‌گیری ناوه‌های ارتفاعی را در مناطق غربی و شرقی دریای مدیترانه سبب شده که همراه با پشته پرارتفاع میان آن‌ها، به شکل‌گیری الگوهای بندال امگا و شارش شکافته‌شده به‌ترتیب در رخدادهای فوریه ۱۹۷۲ و ۱۹۸۸ در این محدوده جغرافیایی منجر شده است. مرز جنوبی پیشروی ناوه‌ها را پربند معرّف لبه تاوه با ارتفاع ۵۵۲ ژئوپتانسیل دکامتر مشخص کرده که تا نیمه جنوبی ایران امتداد داشته است و در دوره رخداد فرین فوریه ۱۹۷۲ در مقایسه با الگوی مربوطبه رخداد فرین فوریه ۱۹۸۸، پیشروی استواسوی بیشتری به عرض‌های میانی و درنتیجه، بر فراز ایران داشته است.

واژه های کلیدی: رخداد فرین برفی، پیوندازدور، تاوه قطبی، لبه تاوه، الگوهای بندالی.

[۱]. نویسنده مسئول: Email: am.alidadi۲۶@gmail.com

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

مقدمه

رخدادهای فرین آب‌وهوایی، می‌تواند پیامدهای شدیدی برای محیط محلی و جمعیت به‌همراه داشته باشد و مسئول بخش قابل توجهی از خطرات مرتبط با آب‌وهوا شناخته شود (Smith and Lawson, ۲۰۱۲: ۲٦). هر ساله رخدادهای فرین برفی، به‌سبب ایجاد موانع در ترابری‌های ریلی، جاده‌ای و هوایی، روانی حمل‌ونقل را با مشکلاتی مواجه می‌کنند. آن‌ها هم‌چنین می‌توانند به‌سبب سنگینی باری که به ساختمان‌ها تحمیل می‌کنند، منجر به ویرانی آن‌ها شوند و یا سیلاب‌های ناشی از ذوب برف، ایجاد کنند. برف‌های فرین در ترکیب با بادهای شدید و بسته‌های ناپایدار برف، به شکل‌گیری بهمن‌های برفی، کمک بیشتری می‌کنند (Blanchet et al., ۲۰۰۹: ۱). این رخدادها، با تعطیل کردن کسب‌وکارها و ایجاد مشکلات حمل‌ونقل، به‌طور مؤثری بر جوامع انسانی تأثیرگذارند (Morin et al., ۲۰۰۸: ۳۱۵). پیامدهای اقتصادی ناشی از این رخدادها، انجام پژوهش در راستای بارش‌های فرین برفی را توجیه می‌کند. بنابراین به منظور شناسایی سازوکارهای همدیدی مرتبط با رخدادهای فرین برفی که نقش مهمی را از دیدگاه آب‌وهواشناسی ایفا می‌کند (Bednorz, ۲۰۰۸: ۱۳۳)، انجام پژوهش‌های مرتبط با این پدیده جوی، در چند دهه اخیر فزونی یافته است. این پژوهش‌ها از طریق واکاوی همدیدی داده‌های مشاهده‌ای و مدل‌سازی عددی، نشانگر فرآیندهایی فیزیکی است که شرایط را برای رخداد فرین برفی، مساعد می‌کند و به‌دنبال آن، اطلاعات ارزشمندی را برای درک بهتر از این رخدادها فراهم می‌آورد و همچنین، پیش‌بینی‌های عملیاتی آن‌ها را بهبود می‌بخشد. به‌سبب کمبود سری‌های زمانی بلندمدت و قابل اطمینان داده‌های جوی، مشخصه‌های آماری رخداد فرین برفی هنوز در اغلب مناطق جهان، نامشخص است (Sun et al., ۲۰۱۰: ۱).

تاکنون مطالعات بسیاری در سطح جهان، در زمینه ارتباط میان وضعیت تاوه قطبی و یا الگوهای پیوندازدور با بارش انجام شده است که در این مطالعات، بیشترین تأکید بر روی تأثیر جداگانه هریک از این مؤلفه‌ها بر بارش مناطق مختلف جهان بوده است. بررسی ارتباط بین النینو-نوسان جنوبی با بارش برف ایالات متحده آمریکا در دوره آماری ۱۹۹۷-۱۹۵۱، برای رخدادهای برف مربوط به هفت النینوی قوی و پنج لانینای قوی و مقایسه نتایج آن‌ها با بارش‌های برف ۳۴ زمستان دیگر نشان داد که طی زمستان‌های همراه با لانینای قوی، بارش‌های برف فراتر از معمول، در شمال‌غربی ایالات متحده آمریکا و شمال دریاچه‌های بزرگ، رخ داده است (Kunkel and Angel, ۱۹۹۹: ۱۹٤۲٥). در بررسی تغییرات دوره‌های خشک و مرطوب در دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۱ در منطقه تکله مکان، همبستگی معنی‌داری بین بارش سالانه در منطقه و موقعیت تاوه قطبی اثبات شد. زمانی که طول تاوه قطبی در ماه فوریه تمایل غرب‌سو و عرض آن در ماه سپتامبر، تمایل شمال‌سو داشته، مقدار بارش سالانه بالاتر از میانگین بارش منطقه بوده است (Yujiang and Jiangfeng, ۱۹۹۹: ۵۷). نتایج به‌دست آمده از طبقه‌بندی الگوهای گردش جوی مربوط به روزهای بارش برف سنگین در آندورا با استفاده از روش خوشه‌بندی *K*-means، هفت الگوی گردشی را نشان داد که بیشتر آن‌ها با مؤلفه باد اطلس و بقیه الگوها با یک فرارفت مدیترانه‌ای آشکاری که توان ترکیب با هوای سرد قاره‌ای را دارد، در ارتباط بوده است (Esteban et al., ۲۰۰۵: ۳۱۹). واکاوی الگوهای گردشی روزانه ایجادکننده بارش برف سنگین در زمین‌های کمارتفاع لهستان–آلمان، تأییدکننده ارتباط منفی قوی بین پیدایش پوشش برف و نمایه نوسان اطلس شمالی در اروپا بوده است (Bednorz, ۲۰۰۸: ۱۳۳) واکاوی عمق برف در آمریکای شمالی و الگوهای

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

پیوندازدور، همبستگی‌های قوی همزمان و باتأخیری را بین عمق برف و دو حالت آب‌وهوایی اصلی یعنی الگوهای PDO[۱] و PNA[۲] در آمریکای شمالی و در سراسر فصل برفی نشان داده است (Yan and Gavin, ۲۰۰۹: ۲۱۷). نتایج بررسی ارتباط بین وردش‌پذیری پوشش‌برف اروپایی با الگوهای بزرگ‌مقیاس جوی، نشانگر همبستگی شدید وردش‌پذیری زمانی و مکانی پوشش‌برف به نوسان شمالگان (AO) در طول زمستان بوده درحالی‌که در فصل‌های دیگر، همبستگی ضعیف‌تری بین پوشش‌برف و الگوهای دیگر وردش‌پذیری آب‌وهوا وجود داشته است (Bartolini et al, ۲۰۱۰: ۹۳). استفاده از روش تجزیه ارزش مفرد[۳] به منظور بررسی واکنش دما، برف و عمق برف در آمریکای شمالی به وضعیت آب‌وهوای زمستانی نشان داد که نمایه بالای فاز نوسان اطلس شمالی، ناهنجاری مثبت دمای زمستانی را بر روی قسمت شرقی آمریکای شمالی و نمایه بالای فاز نوسان آرام-آمریکای شمالی، بی‌هنجاری‌های منفی برف زمستانی را در سراسر مناطق عرض‌های میانی آمریکای شمالی ایجاد کرده است (Ghatak et al., ۲۰۱۰: ۲۳۲۰). بررسی بارش برف بی‌هنجار ۲۰۱۰-۲۰۰۹ در نیمکره شمالی با انسو و نوسان اطلس شمالی، نشان داد که NAO[۴] منفی و رخداد El Niño، مسئول بارش‌های بی‌هنجار برف نیمکره شمالی در زمستان ۲۰۱۰-۲۰۰۹ بوده است (Seager et al., ۲۰۱۰: ۱). واکاوی زمستان استثنایی (دسامبر-فوریه) ۲۰۰۹ در عرض‌های جغرافیایی میانی تا بالایی نیمکره شمالی، دو رخداد AO منفی در زمستان ۲۰۱۰-۲۰۰۹ را با مقادیر پایین بی‌سابقه‌ای در ژانویه ۲۰۰۹ و فوریه ۲۰۱۰ نمایان ساخته است (Li et al., ۲۰۱۲: ٥٦٧). نتایج واکاوی ارتباط میان پنج الگوی پیوند از دور و نوسان رخداد روزهای همراه با بارش بیشینه در منطقه اروپا-مدیترانه، همبستگی‌های مثبت معنی‌داری را بین نمایه‌های NAO، AO[٥] و SCAND[٦] و فراوانی بارش بیشینه در غرب مدیترانه، همبستگی‌های مثبت (منفی) بین نمایه EAWR[۷] و فراوانی بارش بیشینه در شرق (غرب) مدیترانه و همبستگی مثبت بین نمایه Nino۳،٤ و فراوانی بارش بیشینه بر فراز شبه‌جزیره ایبری و خاورمیانه نشان داده است (Krichak et al., ۲۰۱٤: ٦٧٩). در بررسی وردش‌پذیری برف در ژاپن و ارتباط آن با واداشت حاره‌ای، همرفت حاره‌ای در زمستان‌های همراه با برف سنگین، مسئول پیدایش گردش واچرخندی بر فراز قاره آسیا و گردش چرخندی بی‌هنجار پس از آن در اطراف ژاپن شناخته شد (Ueda et al., ۲۰۱٤: ۱). انجام طبقه‌بندی همدیدی بارش در کوهستان‌های برفی استرالیا، یازده الگوی همدیدی متمایز را مشخص کرد که این الگوها، همراه با بیشترین مقدار بارش، به‌طور معمول با مسیرهای رطوبتی منشأ گرفته از شمال‌شرق به شمال‌غرب استرالیا مرتبط بودند (Theobald et al., ۲۰۱٥: ۱۷۱۳). در پژوهش‌هایی نیز به ارتباط میان وضعیت تاوه قطبی و نمایه‌های پیوندازدور پرداخته شده است. ساختار اطلس شمالی (NAO) منجر به حالتی از وردش‌پذیری زمستانی جو می‌شود که به شدت به وضعیت تاوه قطبی پوش‌سپهری بستگی دارد. چنان‌چه تاوه قطبی قوی باشد، یک الگوی پیوندازدور و در هنگام ضعف آن، دو الگوی مستقل در پوش‌سپهر بالایی نمایان می‌شود (Graf and Walter, ۲۰۰٥: ۱). مطالعه چرخه حیات پیوندازدور اطلس شمالی تحت شرایط تاوه‌های قطبی ضعیف و قوی، نشان داد که در رژیم مربوط به تاوه قطبی ضعیف، رشد بی‌هنجاری به‌طور عمده به‌وسیله

[۱] Pacific Dicadal Oscillation
[۲] Pacific North American pattern
[۳] singular value decomposition
[٤] North Atlantic Oscillation
[٥] Arctic Oscillation
[٦] Scandinavia Pattern
[۷] East Atlantic/West Russia Pattern

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

شارش‌های تاوایی پیچانه گذرای کم-بسامد تحریک می‌شود، در رژیم تاوه قوی نیز فرارفت کم‌دامنه تاوایی نسبی ناشی از کنش و واکنش پیچانه‌های کم-بسامد با پیچانه‌های ایستا می‌باشد (Walter and Graf, ۲۰۰٦: ٤٦٧). نتایج ارائه شده از بررسی تأثیر دینامیکی تاوه قطبی پوش‌سپهری بر روی گردش وردسپهر پایینی نشان داد با تقویت تاوه پوش‌سپهری، شار عمودی فعالیت امواج از وردسپهر به پوش‌سپهر کاهش می‌یابد. همچنین نتایج آزمون نشان داد که واکنش وردسپهر به تاوه قطبی پوش‌سپهری تقویت شده، همبستگی کاملی با فاز مثبت نوسان اطلس شمالی دارد (Borovko and Krupchatnikov, ۲۰۰۹: ۱۱۸). بررسی وردش‌پذیری درون‌سالی تاوه قطبی زمستانی پوش‌سپهر در نیمکره شمالی و ارتباط آن‌ها با نوسان شبه-دوسالانه و انسو با استفاده از واکاوی توابع راستگوشه تجربی[۱] (EOF) نشان داد که حالت پیشرو (EOF۱)، شدت وردش‌پذیری تاوه قطبی پوش‌سپهری را بازتاب کرده و حالت دوم (EOF۲)، وردش در بخش نامتقارن زناری تاوه قطبی را نشان داده که به طور عمده‌ای، فعالیت موج سیاره‌ای ایستا را شرح داده است (Wen and Ke, ۲۰۰۹: ۸۵۵). در ژانویه ۲۰۱۴ گستردگی و مساحت تاوه قطبی بر فراز ایالات متحده که با چندین طغیان هوای قطبی همراه بود، وضعیت بیشینه‌تری از ویژگی‌های مکانی تاوه قطبی را در این ماه نسبت به ماه‌های ژانویه دوره ۲۰۱۳-۱۹۴۸ نشان نداده است. افزون‌براین، نوسان شمالگان (AO)، الگوی آرام-آمریکای شمالی (PNA) و نوسان دهه‌ای آرام (PDO)، همگی با جنوبی‌ترین عرض ناوه مربوط به تاوه قطبی مرتبط بودند ولی نمایه‌های PNA و PDO، در همان عرض جغرافیایی رخداد خود، نزدیک‌ترین ارتباط را با طول جغرافیایی و نمایه AO نیز، بیش‌ترین ارتباط را با پهنه محصور شده ایالات متحده در داخل تاوه قطبی نشان داده است (Ballinger et al., ۲۰۱٤: ۳٦۰۲).

در دهه اخیر، پژوهش‌های فراوانی ارتباط میان نمایه‌های پیوند ازدور و بارش ایران را مورد بررسی قرار داده است که از آن جمله: بررسی رابطه بین پدیده النینو-نوسانات جنوبی (انسو) و خشک‌سالی‌ها و ترسالی‌های استان اردبیل (جعفرزاده، ۱۳۸۸)، تجزیه و تحلیل رابطه نوسان اطلس شمالی (NAO) با تغییرپذیری بارش نیمه شمالی ایران و تحلیل سینوپتیکی آن (دهقانیان، ۱۳۸۹)، ریزگردانی داده‌های پیوندازدور بر مقادیر بارش و دبی در جنوب‌غربی ایران (حوضه آبی کارون بزرگ) (افضلی، ۱۳۹۲)، بررسی وردایی الگوهای پیوندازدور و اثر آن‌ها بر بارش ایران (فرجزاده اصل و همکاران، ۱۳۹۲)، پایداری زمانی فازهای ENSO و PDO در اقیانوس آرام و بازخورد آن بر نوسان بارش ایران (زارع، ۱۳۹۴)، بررسی الگوهای گردش جوی دوره‌های ترسالی و خشک‌سالی و ارتباط آن با شاخص‌های پیوندازدور در ایران مرکزی (فاطمی، ۱۳۹۵)، بررسی ارتباط شاخص‌های پیوندازدور با مقادیر حدی بارش‌های فصلی جنوب‌شرق ایران (استان‌های کرمان و سیستان و بلوچستان) (محمودآبادی، ۱۳۹۶)، بررسی ارتباط بین بارش ایران با نمایه چندمتغیره انسو و نوسان شبه دوسالانه (خجسته غلامی، ۱۳۹۷) می‌باشد. دو مورد از این پژوهش‌ها نیز تأثیرپذیری رخدادهای بارش زمستانی ایران را از الگوهای پیوندازدور، به‌طور مستقیم مورد مطالعه قرار داده است: واکاوی چندمتغیره میزان بارش فصلی ایران و نمایه‌های اقلیمی، نشانگر بیشترین ارتباط نمایه نینو ۳/۴ با میزان بارش پاییزه و زمستانه ایران بوده و نمایه‌های نوسان جنوبی و چندمتغیره انسو، در رتبه‌های پسین قرار داشته است. افزون‌براین، AO و NAO، ارتباط بیش‌تری با بارش زمستانه نسبت به بارش پاییزه نشان داده است (یاراحمدی و عزیزی، ۱۳۸۶: ۱۶۱). تغییرات بارش ماهانه ایستگاه اهر در ارتباط با الگوهای پیوندازدور، معنی‌دار بودن ارتباط

[۱] empirical orthogonal function

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

بین بارش‌های زمستانی با الگوهای پیوندازدور AO و NAO، را آشکار ساخت، به نحوی که میزان بارش اهر در فاز منفی NAO، با فراوانی چرخندهای وارد شده به ایران، افزایش و در فاز مثبت، به سبب چیرگی واچرخند یا پرفشار آزور، کاهش یافته است (خورشیددوست و قویدل رحیمی، ۱۳۸۷: ۶۵). در پژوهش‌هایی که به آن‌ها اشاره شد، تأکید اصلی بر بارش‌های سالانه، فصلی و یا ماهانه بوده که در این میان، در چند مورد از این پژوهش‌ها مقیاس زمانی روزانه مورد نظر قرار گرفته است: به‌منظور بررسی ارتباط میان بارش‌های فراگیر پاییزی سواحل جنوبی خزر با نمایه‌های پیوندازدور، نمایه‌های NAO و AO و همچنین الگوهای مرتبط با خزر چون NCPI و CACO انتخاب گردیده و رابطه همبستگی آنها مورد بررسی قرارگرفته است. نتایج این بررسی، بیانگر تفاوت معنادار نمایه‌ها در روزهای فاقد بارش و روزهای بارشی بوده است (چهره‌آرا ضیابری، ۱۳۹۵: ۱). بررسی تأثیر فازهای مختلف نوسان اطلس شمالی بر سامانه‌های بارش‌زای زمستانه ایران، نشانگر افزایش مقدار و شدت بارش‌ها در فاز مثبت NAO بوده است. هم‌چنین همبستگی بسیار ضعیف و معناداری بین بارش روزانه زمستانه ایران و نمایه NAO وجود داشته است (شامحمدی، ۱۳۹۳: ۱). نتایج واکاوی پیوند میان نوسان شمالگان و رخداد بارش در ایران نشان داد که احتمال رخداد بارش، هنگام نمایه مثبت شمالگان بیشترین است بدین‌ترتیب که شیو شدید فشار در شرق اقیانوس اطلس، ناوه کم‌عمقی را بر فراز شرق مدیترانه سبب می‌شود که همراه جریانات شمال‌سو، شرایط پویشی را برای ایجاد سامانه کم‌فشار در ش‌رق دریای مدیترانه فراهم می‌کند (حجتی و مسعودیان، ۱۳۹۷: ۵۷۷).

در زمینه واکاوی همدیدی رخدادهای برفی ایران نیز، نتایج شماری از پژوهش‌ها در دهه اخیر بدین شرح بوده است: در واکاوی همدیدی و فضایی توفان برف استان گیلان (فوریه ۲۰۰۵) با استفاده از روش واکاوی خوشه‌ای وارد، سه الگوی بارش برف شامل زبانه پرفشار بالکان، پرفشار سیبری و پرفشار ترکیبی از دو مورد اول، برای روزهای برفی رشت تعیین و مشخص شد که بارش برف سنگین گیلان در فوریه ۲۰۰۵، نتیجه استقرار الگوی ترکیبی است (فهیمی‌نژاد و همکاران، ۱۳۹۱: ۲۸۱). با واکاوی مکانی-زمانی بارش برف‌های سنگین شمال کشور (مطالعه موردی: استان گیلان) با استفاده از روش وارد، مشخص شد که استقرار ناوه‌ای عمیق بر غرب ایران و قرارگیری شرق ناوه یا سردچال بالایی بر روی منطقه مورد مطالعه در تراز میانی جو و حاکمیت کم‌فشار در تراز دریا و حرکات قائم جو (امگای منفی) نقش اساسی در شکل‌گیری بارش داشته ولی کاهش دما در ترازهای پایین (۸۵۰ هکتوپاسکال) و رسیدن به آستانه‌های ۵- و کمتر، بارش را به شکل پدیده‌ی برف رخنمون ساخته است (صفرپور و همکاران، ۱۳۹۴: ۶۹). بررسی همدیدی و دینامیکی بارش برف بهمن ۹۲ در ایران نشان داد که ناوه قوی و عمیق سمت راست بندال امگا با یک پشته بسیار قوی تا عرض‌های ۷۰ درجه شمالی، در این دوره برفی چندروزه، بر ایران چیرگی داشته است. همچنین بررسی مؤلفه‌های دینامیکی نیز نشان داد که در زمان بلوغ بندال، این مؤلفه‌ها به اوج شدت خود رسیده و منجر به رخداد برف سنگین در بیشتر نقاط ایران شده است (درگاهیان و علیجانی، ۱۳۹۶: ۱۹).

هم‌چنین در سال‌های اخیر به نقش تاوه قطبی بر بارش برف ایران، توجه بیشتری شده است. نتایج حاصل از واکاوی همدیدی تاوه قطبی و اثرهای آن بر اقلیم ایران در شش ماه سرد سال‌های دوره ۱۹۷۱ تا ۱۹۸۹، بیانگر آن بوده که رخداد بارش‌های فراگیر و افت دما در ایران، با شدت فعالیت کم‌فشار ایسلند همراه بوده و با موقعیت پربند معرّف تاوه در امتداد طول‌های جغرافیایی ۴۰ و ۵۰ درجه شرقی، همبستگی منفی داشته است. از سوی دیگر، استقرار پشته در غرب دریای سیاه و شرق اروپا با افزایش بارش و کاهش دما در کشور همراه است (مرادی، ۱۳۸۰: ۱). واکاوی نقش تاوه قطبی در ایجاد سرمایش

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

لازم برای رخدادهای برف نخستین و پایانی ایران با استفاده از الگوهای میانگین روزانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و نمودارهای Skew-T، انجام شد و یافته‌های آن نشان داد که در بیشتر موارد، نخستین و آخرین روزهای برفی به‌سبب سرمایش ناشی از قرارگیری ناوه مربوط‌به تاوه قطبی یا سامانه‌های کم‌فشار بریده آن‌ها در شمال‌غرب ایران یا نزدیک آن رخ داده است (Kashki and Khoshhal, ۲۰۱۳: ۱۶۱). در منطقه غرب‌میانی ایران، بارش‌های فرین زمستانی در روزهایی از سال رخ داده که تاوه قطبی، به سمت عرض‌های میانی کشیده شده و ناوه عمیقی را در منطقه شرق دریای مدیترانه شکل داده است. بدین‌ترتیب با فرارفت هوای سرد عرض‌های شمالی از فراز پشته به منطقه غرب ناوه پیشین و افزایش میزان تاوایی مثبت در مرکز آن، شرایط برای ایجاد ناپایداری در منطقه غرب‌میانی ایران و به دنبال آن، رخداد بارش‌های فرین فراهم شده است (علی‌دادی، ۱۳۸۹، ۱۸۵). واکاوی نقش تاوه قطبی در بارش برف ایران نشان داد که در بیشتر موارد، رخدادهای برفی در اثر قرارگیری ناوه حاصل از تاوه قطبی و یا سردچال برجای مانده از آن در نزدیکی و یا بر روی شمال‌غرب و غرب ایران ایجاد شده که به‌طور معمول، با پشته‌ای بر فراز اروپا نیز همراه شده است (کاشکی، ۱۳۹۲: ۱). در بررسی نقش گردش‌های پوش‌سپهر در بی‌هنجاری‌های اقلیمی زمستان‌های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸ مشخص شد که در زمستان ۱۳۸۶، پراش حالت پیشروی بی‌هنجاری ارتفاع در تراز ۱۰ ه.پ. بزرگ‌تر از مقدار همانند آن در زمستان ۱۳۸۸ است که این خود بیانگر قوی‌تر بودن تاوه قطبی در این تراز در زمستان ۱۳۸۶ است. وجود تاوه قطبی قوی‌تر در زمستان ۱۳۸۶ و رخدادهای گرمایش ضعیف، با بروز زمستانی سرد در منطقه شامل ایران همراه بوده است ازسوی دیگر، حضور تاوه قطبی به نسبت ضعیف در زمستان ۱۳۸۸، گرمایش زودرس و انتقال الگوی دو قطبی دما به عرض‌های بالاتر، موجب بروز زمستانی گرم در منطقه شامل ایران شده است (میررکنی و همکاران، ۱۳۹۲: ۸۹). در بررسی اثرات آب‌وهواشناختی تاوه‌قطبی پوش‌سپهری در منطقه جنوب‌غرب آسیا نشان داده شد که آهنگ بارش در دو حالت متضاد تاوه قطبی، در هر یک از نقاط منطقه متفاوت است، در برخی نقاط افزایش و در برخی دیگر، کاهش بارش مشاهده می‌شود که بیشینه تفاوت دو حالت به ۱۲/۵ میلی‌متر در ماه می‌رسد (عباس‌زاده اقدم و همکاران، ۱۳۹۳: ۱۲۷). در بررسی نقش تاوه قطبی در زمستان‌های فرین ایران، پنج زمستان سرد و پنج زمستان گرم، تشخیص و برای بررسی شدت و ضعف تاوه قطبی، از نقشه‌های میدان دما و باد در تراز ۱۰ هکتوپاسکال استفاده شد. نتایج حاصل از بررسی نقشه‌ها نشان داد که تاوه قطبی قوی (ضعیف)، همراه با فاز مثبت (منفی) نمایه AO، نقش اساسی در رخداد زمستان سرد (گرم) در ایران دارد (سلیمانی و همکاران، ۱۳۹۳: ۱۵۵). نتایج واکاوی روند تاوه قطبی در نیمکره شمالی تحت شرایط تغییر اقلیم نشان داد که تاوه قطبی در ماه‌های اردیبهشت تا شهریور و نیز در اسفندماه، دارای روند کاهشی (منفی) در سطح معنی‌داری ۰/۰۱ بوده است. هم‌چنین در تمام ماه‌های مورد بررسی، سطح تاوه قطبی کاهش یافته و سیر نزولی داشته که در نیمه گرم سال بیش از نیمه سرد، نمود داشته است (کاشکی، ۱۳۹۶، ۱۸۱). نتایج مربوط به تأثیر ناهنجاری‌های تاوه قطبی گسسته و جابه‌جاشده بر بارش و دمای خاورمیانه نشان داد که بارش‌ها در تاوه گسسته محدودتر و کمتر و ناهنجاری‌های دمایی بیشتر است. در رابطه با تاوه جابجاشده، یافته‌ها از رخداد بارش‌های بیشتر و گسترده‌تر در زمان نفوذ تاوه جابه‌جا شده حکایت دارد. این در حالی است که کاهش دما در زمان تسلط تاوه جابه‌جاشده بسیار ناچیز و قابل چشم‌پوشی است (حسن‌زاده، ۱۳۹۷: ۱).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

بدین‌ترتیب، در بیشتر پژوهش‌هایی که در زمینه ارتباط نمایه‌های پیوندازدور و یا وضعیت تاوه قطبی با بارش‌های ایران انجام شده، از یک‌سو، بازه‌های زمانی سالانه، فصلی و ماهانه بیشتر مورد نظر بوده و بازه زمانی روزانه در مواردی اندک همانند پژوهش‌های انجام شده توسط (شامحمدی،۱۳۹۳؛ چهره‌آرا ضیابری، ۱۳۹۵ و حجتی و مسعودیان، ۱۳۹۷) برای نمایه‌های پیوندازدور و (علی‌دادی، ۱۳۸۹؛ کاشکی و خوشحال، ۲۰۱۳؛ کاشکی، ۱۳۹۲ و حسن‌زاده، ۱۳۹۷) برای تاوه قطبی مورد بررسی قرار گرفته و از سوی دیگر، وضعیت هر یک از نمایه‌های پیوندازدور و تاوه قطبی در ارتباط با بارش‌های ایران، به‌طور جداگانه مورد واکاوی قرار گرفته است. در این‌جا می‌بایست به پژوهش سلیمانی و همکاران (۱۳۹۳) اشاره شود که به‌منظور بررسی نقش تاوه قطبی در زمستان‌های فرین ایران، تأثیر شدت و ضعف تاوه قطبی را همراه با فازهای مثبت و منفی نمایه AO بر وضعیت دمایی یک زمستان گرم و یک زمستان سرد مورد واکاوی قرار داده است. براساس مطالب گفته شده و نظر به تأثیرگذاری هر دو مؤلفه تاوه قطبی و نمایه‌های پیوندازدور بر بارش‌های زمستانی ایران و نیز با توجه به کمبودی که در زمینه بررسی همزمان این دو مؤلفه بر بارش‌ه‌ای ایران احساس شد، پژوهش کنونی، در گام نخست با هدف آشکار نمودن سازوکار اثرگذاری همزمان تاوه قطبی و نمایه‌های پیوندازدور بر الگوهای همدید منجر به رخدادهای فرین برفی در ایران و سپس در گام پسین، واکاوی همدیدی این الگوها در دو رخداد فرین برفی ماه فوریه مربوطبه سال‌های ۱۹۷۲ و ۱۹۸۸ انجام شده است. در این پژوهش با وجود تأکید بر شرایط لایه وردسپهر میانی، از شرایط فشاری و دمایی سطح زمین نیز بهره گرفته شده است تا شناخت دقیق‌تر و کامل‌تری از الگوهای جوی چیره بر سطح زمین تا وردسپهر میانی در روزهای رخداد فرین برفی ارائه شود. این واکاوی‌ها، در بستر موقعیت تاوه قطبی وردسپهری و در ارتباط با وضعیت الگوهای پیوندازدور انجام شده است.

داده ها و روش‌کار

به‌منظور بررسی رخدادهای فرین برفی ایران، داده‌های روزانه ۵۰ ایستگاه همدید در تمام پهنه ایران در طول دوره آماری ۲۰۱۶-۱۹۵۱ از سازمان هواشناسی کشور دریافت شد. این آمارها دربردارنده مقدار بارش، فراوانی گزارش برف در روز، مقدار دمای کمینه و نیز بیشینه عمق برف بود. از میان آمارهای دریافتی، داده‌های مربوط به سه ماه دسامبر، ژانویه و فوریه (فصل زمستان) برای انجام واکاوی جدا شد. در گام نخستِ انتخاب رخدادهای فرین برفی، روزهایی که مقدار بارش آن‌ها صفر بود و یا در آن روز، گزارشی از بارش برف وجود نداشت (تعداد گزارش برف در روز، برابر با صفر) از داده‌ها حذف شد. سپس با استفاده از معیارهای سه‌گانه، روزهای فرین برفی مشخص شد: نخست- مقدار بارش ۱۰ میلی‌متر و بیشتر، دوم- تعداد حداقل دو مورد گزارش برف در روز (به‌منظور جداسازی روزهای برفی از روزهای بارانی)، سوم- دمای کمینه کمتر از ۱- درجه سانتی‌گراد در روز مورد نظر. درواقع، در روزهایی که دمای کمینه منفی و گزارش برف در روز ثبت شده بود، مقدار بارش به‌عنوان آب‌معادل برف در نظر گرفته شده است. برای پوزنان لهستان نیز، روزهای همراه با عمق پوشش برفی مساوی یا بیش از ۱۰ سانتی متر به‌عنوان روز برفی در نظر گرفته شده است (Bednorz et al, ۲۰۱٤:۷). نظر به این‌که رخدادهای انتخاب شده براساس آستانه ۱۰ میلی‌متر فراوان بود، بدین‌سبب از میان موارد مشخص‌شده، فقط سال‌هایی انتخاب شد که در آن‌ها برف فراگیر (ایستگاه‌های بیشتر) و شدید (مقدار بارش بیشتر) رخ داده بود. در بین این موارد، سال‌هایی با چندین دوره رخداد فرین برفی وجود داشت، بنابراین، سال‌ها براساس دوره‌های بارشی طبقه‌بندی و رخدادهای فرین یک روزه-یک ایستگاهی از داده‌ها حذف شد. به‌سبب این‌که یک آستانه جهانی برای تعیین رخداد فرین برفی وجود ندارد، آستانه‌های متفاوتی برای آن

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

در نظر گرفته شده است. به‌عنوان نمونه، روز برف سنگین در آندورا، به‌عنوان روزی تعیین شده که در یک دوره ۲۴ ساعته، برف تازه به مقدار ۳۰ سانتی‌متر یا بیشتر، در یک مورد از شش ایستگاه هواشناسی ریزش کرده باشد (Esteban et al, ۲۰۰۵: ۳۱۹). با توجه به این واقعیت که با در نظرگرفتن آستانه ۳۰ میلی‌متر برای تعیین رخدادهای فرین برفی ایران، موارد آن بسیار محدود می‌شود، سرانجام در آخرین مرحله و به‌منظور محدود کردن نمونه‌های مشخص شده، سال‌هایی انتخاب شد که حداقل در یکی از دوره‌های بارشی آن، مقدار بارش بیش از ۲۰ میلی‌متر وجود داشت و میانگین بارش و دمای کمینه آن دوره، به‌ترتیب بیشترین و کمترین مقدار را به خود اختصاص داده بود، به‌عنوان نمونه‌های نهایی گزینش شد. این نمونه‌ها شامل سه دوره رخداد فرین برفی در ماه ژانویه و دو مورد در ماه فوریه بود که رخدادهای مربوط به ماه ژانویه، در پژوهشی جداگانه مورد واکاوی قرار خواهد گرفت.

بدین‌ترتیب براساس داده‌هایی که در دسترس قرار داشت و شرحی که داده شد، فرین‌ترین رخدادهای برفی ایران در ماه فوریه دوره آماری ۲۰۱۶-۱۹۵۱، شامل دو دوره بارشی با تداوم سه روزه در ۹-۷ فوریه ۱۹۷۲ و ۴-۲ فوریه ۱۹۸۸ انتخاب و واکاوی گردید. دو دوره انتخاب شده، افزون‌بر دارابودن بیشترین مقادیر بارش، از نظر مدت دوره (سه-روزه) و تعداد ایستگاه‌های دریافت کننده بارش (هشت ایستگاه) از شرایط یکسانی برخوردار بودند. مشخصه‌های این دو دوره رخداد فرین برفی، در جدول‌های (۱) و (۲) ارائه شده است.

جدول ۱.مشخصه‌های مربوطبه دوره رخداد فرین برفی ۹-۷ فوریه ۱۹۷۲ در ایران.

مشخصه‌های رخداد فرین برفی ۹-۷ فوریه ۱۹۷۲					
ایستگاه	**روز بارش**	**مقدار بارش (میلی‌متر)**	**تعداد گزارش برف در روز**	**دمای کمینه (سانتی‌گراد)**	**بیشینه عمق برف (سانتی‌متر)**
اراک	۸ فوریه	۳۲	۶	-۴	۶
ارومیه	۷ فوریه	۱۲	۶	-۷	۶
تربت‌حیدریه	۹ فوریه	۱۰	۳	-۶	۳
سقز	۸ فوریه	۳۷	۵	-۹	۷
رشت	۷ فوریه	۱۵	۵	-۹	۷
رشت	۸ فوریه	۶۰	۵	-۶	۷
قزوین	۸ فوریه	۲۶	۶	-۵	۴
مشهد	۹ فوریه	۱۷	۸	-۸	۵
میانگین	-	**۲۶/۱۲**	**۵/۵**	**-۶/۷۵**	**۴/۷۵**

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

جدول ۲. مشخصه‌های مربوطبه دوره رخداد فرین برفی ۴-۲ فوریه ۱۹۸۸ در ایران.

مشخصه‌های رخداد فرین برفی ۴-۲ فوریه ۱۹۸۸					
ایستگاه	**روز بارش**	**مقدار بارش (میلی‌متر)**	**تعداد گزارش برف در روز**	**دمای کمینه (سانتی‌گراد)**	**بیشینه عمق برف (سانتی‌متر)**
تربت‌حیدریه	۴ فوریه	۱۵/۵	۲	-۲/۵	۱
خلخال	۲ فوریه	۳۱	۵	-۶	۳۵
خلخال	۴ فوریه	۱۶	۳	-۸/۲	۴۰
سقز	۲ فوریه	۴۵	۶	-۳/۸	۳۲
شهرکرد	۳ فوریه	۲۲/۶	۵	-۳/۶	۱۰
کوهرنگ	۳ فوریه	۴۲	۴	-۴/۸	۱۸۵
مشهد	۳ فوریه	۱۲/۴	۴	-۲/۲	۵
مشهد	۴ فوریه	۱۵	۳	-۵/۴	۲۵
میانگین	-	**۲۴/۹۳**	**۴**	**-۴/۵۶**	**۴۱/۱۲**

در گام نخست، به‌منظور مشخص شدن وضعیت الگوهای پیوندازدور در روزهای رخداد فرین برفی مورد نظر، از چهار نمایه پیوندازدور NAM، AO، NAO و PNA در بازه زمانی روزانه استفاده و داده‌های آن‌ها از تارنمای NCEP/NCAR دریافت شد. براساس پژوهش (Kolstad et al. ۲۰۱۰: ۸۸۷) از نمایه NAM به‌عنوان متداول‌ترین سنجه وردش‌پذیری پوشن‌سپهری، برای تعیین شدت و ضعف تاوه قطبی، به‌سبب وابستگی شدید وضعیت تاوه قطبی به آن بهره گرفته شده است. پس از آن، با استفاده از روش همبستگی پیرسون بین نمایه اشاره شده، به‌عنوان نمایه معرّف شدت و ضعف تاوه قطبی با سه نمایه AO, NAO و PNA، اثرگذاری تاوه قطبی بر سه نمایه دیگر سنجیده شد.

در گام دوم، به منظور انجام واکاوی‌های همدیدی و ترمودینامیکی روزهای انتخاب شده، داده‌های فشار و دمای سطح زمین، ارتفاع ژئوپتانسیلی، دما، تاوایی نسبی و سرعت قائم جو (امگا)، مؤلفه‌های باد مداری و نصف‌النهاری تراز ۵۰۰ ه.پ.، ضخامت جو و رطوبت ویژه ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ ه.پ. و آب بارش‌شو[۱]، از تارنمای NCEP/NCAR دریافت شد. واکاوی همدیدی این پژوهش، با توجه به وضعیت تاوه قطبی وردسپهری و موقعیت لبه آن نسبت به ایران در دوره‌های رخداد فرین برفی ماه فوریه انجام شده است. بدین منظور، در وهله نخست، الگوهای ارتفاع ژئوپتانسیل و دمای تراز میانی جو در نیمکره شمالی برای نشان دادن وضعیت کلی تاوه قطبی ترسیم شد و در آن‌ها، موقعیت پربند معرّف لبه تاوه قطبی نیز در ماه فوریه (۵۵۲ ژئوپتانسیل دکامتر) مشخص گردید. از آنجایی که تأکید این پژوهش بر بررسی شرایط وردسپهر میانی و تأثیر آن بر رخدادهای فرین برفی ایران بوده، بنابراین از فراسنج‌های مختلف آب‌وهوا شناسی در این لایه جوی، بهره گرفته شده، افزون‌بر این‌که به وضعیت فشار و دمای سطح زمین نیز توجه شده است. در الگوهای نیمکره‌ای-مقیاس، تأکید بر نشان دادن موقعیت و وضعیت تاوه قطبی وردسپهری و شدت و ضعف آن و چگونگی اثرگذاری بر وضعیت نمایه‌های پیوندازدور بوده و به‌هیچ‌وجه، به‌تصویر کشیدن شرایط ایران مطرح نبوده و فقط اشاره‌ای گذرا به آن شده است. در ترازهای ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین، به‌ترتیب افزون‌بر نشان دادن وضعیت شدت و ضعف تاوه قطبی وردسپهری به‌ویژه پیشروی استواسوی لبه آن و مشخص شدن

[۱] Precipitable Water

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

وضعیت سامانه‌های کم‌فشار و پرفشار در نیمکره شمالی، در ادامه و برای شناسایی دقیق‌تر، وضعیت الگوهای جوی در گستره‌ای از نیمکره شمالی و نیز پهنه ایران، با جزئیات و دقت بیشتری ارائه شده است. همه این الگوهای جوی اشاره شده، به شکل ترکیبی و در سامانه واکاوی و نمایش شبکه (GrADS) ترسیم شده است.

در هر یک از دوره‌های رخداد فرین برفی، به مقایسه وضعیت تاوه قطبی وردسپهری از نظر وضعیت میانگین فراسنج‌های ارتفاع ژئوپتانسیل، دما، تاوایی پتانسیل و رودباد پرداخته شد و سپس، به واکاوی همدیدی وضعیت تاوه قطبی و الگوهای پیوندازدور از وردسپهر میانی تا سطح زمین، با استفاده از الگوهای ترکیبی بی‌هنجاری و میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین و وضعیت نمایه‌های پیوندازدور پرداخته شد. پس از بررسی چگونگی اثرگذاری وضعیت تاوه قطبی بر نمایه‌های پیوندازدور، چگونگی تأثیرگذاری نمایه‌های پیوندازدور بر آرایش الگوهای همدیدی مؤثر بر رخدادهای فرین برفی مشخص شد. در نهایت، از طریق واکاوی الگوهای همدید بر گستره‌ای از نیمکره شمالی و به‌ویژه بر پهنه ایران، سازوکار اثرگذاری این الگوها بر رخدادهای فرین برفی ایران مشخص گردید.

شرح و تفسیر نتایج

- **واکاوی آماری نمایه‌های پیوندازدور در دوره رخدادهای فرین برفی**

همبستگی بین نمایه حالت حلقوی شمالی (NAM[1]) به‌عنوان نمایانگر وضعیت تاوه‌ی قطبی و نیز نمایه‌های نوسان شمالگان (AO)، نوسان اطلس شمالی (NAO)، اقیانوس آرام-آمریکای شمالی (PNA) به‌عنوان نمایه‌های روزانه در دوره‌های رخداد فرین برفی، در جدول‌های (۳) و (۴) ارائه شده است. وردش‌ها در شدت تاوه قطبی، به‌خوبی به‌وسیله «حالت‌های حلقوی» مشخص می‌شود که الگوهای نیمکره‌ای-مقیاسی با نوسان‌های همزمان در فشار یک نشان بر فراز کلاهک قطبی و نشان مخالف در عرض‌های پایین‌تر می‌باشد. در پوشن‌سپهر، مقادیر حالت حلقوی، سنجه‌ای از شدت تاوه قطبی است در حالی‌که، حالت حلقوی نزدیک‌سطح، نوسان شمالگان (AO) نامیده می‌شود که بر فراز قطاع اطلس به‌عنوان نوسان اطلس شمالی (NAO) شناخته شده است (Baldwin and Dunkerton, ۲۰۰۱: ۵۸۱). مقایسه همبستگی میان نمایه‌های اشاره شده در رخدادهای فرین برفی (ماه فوریه سال‌های ۱۹۷۲ و ۱۹۸۸) نتایجی را بدین شرح ارائه داد:

- همبستگی مثبت معنی‌دار (در سطح اطمینان بیش از ۹۹ درصد) بین نمایه NAM و AO در هر دو سال ولی با مقدار بیشتر در فوریه ۱۹۷۲.
- همبستگی مثبت معنی‌دار (در سطح اطمینان بیش از ۹۹ درصد) بین نمایه AO و NAO در هر دو سال ولی با مقدار بیشتر در فوریه ۱۹۷۲.
- همبستگی مثبت معنی‌دار (در سطح اطمینان بیش از ۹۵ درصد) بین نمایه NAM و PNA در فوریه ۱۹۷۲.

بر اساس نتایج ارائه شده، همبستگی‌های مثبت معنی‌داری، میان دو نمایه NAM و AO و نیز میان نمایه‌های AO و NAO، در ماه‌های فوریه هر دو سال رخداد فرین برفی وجود داشته که ضریب همبستگی آن‌ها در سال ۱۹۷۲، بزرگ‌تر از سال ۱۹۸۸ بوده است. بنابراین، نمایه‌های NAM، AO و NAO که به‌طور مستقیم با وضعیت شدت و ضعف تاوه قطبی

[1] Northern Annular Mode

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

مرتبط هستند، در ماه فوریه ۱۹۷۲ از شدت بیشتری در مقایسه با فوریه ۱۹۸۸ برخوردار بوده‌اند و وجود همبستگی‌های مثبت معنی‌دار میان سه نمایه اشاره شده، نشانگر این واقعیت است که آن‌ها در چنین شرایطی، سبب تقویت یکدیگر شده‌اند.

جدول ۳. همبستگی بین نمایه‌های پیوندازدور در ماه فوریه ۱۹۷۲.

نمایه‌ها	NAM	AO	NAO	PNA
NAM	۱	**۰/۸۳۱****	۰/۳۵۹	**۰/۴۰۲***
AO	**۰/۸۳۱****	۱	**۰/۶۳۹****	۰/۲۸۱
NAO	۰/۳۵۹	**۰/۶۳۹****	۱	۰/۰۳۵
PNA	**۰/۴۰۲***	۰/۲۸۱	۰/۰۳۵	۱

جدول ۴. همبستگی بین نمایه‌های پیوندازدور در ماه فوریه ۱۹۸۸.

نمایه‌ها	NAM	AO	NAO	PNA
NAM	۱	**۰/۷۶۷****	۰/۰۹۶	-۰/۰۸۸
AO	**۰/۷۶۷****	۱	**۰/۶۰۶****	-۰/۲۸۶
NAO	۰/۰۹۶	**۰/۶۰۶****	۱	-۰/۱۵۶
PNA	-۰/۰۸۸	-۰/۲۸۶	-۰/۱۵۶	۱

در تمام دوره ۴-۲ فوریه ۱۹۸۸، نمایه NAM در فاز منفی قرار داشته ولی در دوره ۹-۷ فوریه ۱۹۷۲، فقط در روز نخست دوره، در فاز منفی بوده و سپس به فاز مثبت وارد شده است. نمایه AO، در روزهای ۷ و ۸ فوریه ۱۹۷۲ در فاز منفی و در روز ۹ فوریه در فاز مثبت و در سه روز رخداد فرین برفی ۱۹۸۸، در فاز منفی بوده است. فازهای NAO در فوریه ۱۹۷۲، همانند AO ولی در فوریه ۱۹۸۸، به‌طور کامل در فاز مثبت و مخالف آن بوده است. نمایه PNA، در روز آغازین و پایانی دوره رخداد فرین برفی ۱۹۷۲ در فاز منفی و در روز میانی آن، در فاز مثبت بوده است. در مورد دوره رخداد فرین ۱۹۸۸ نیز این نمایه، در روز پایانی فاز مثبت و در دو روز دیگر دوره، فاز منفی را نشان داده است. بدین‌ترتیب و با وجود منفی بودن فاز نمایه‌های NAM و AO در هر سه روز مربوطبه دوره رخداد فرین ۲-۴ فوریه ۱۹۸۸، می‌بایست تاوه قطبی بسیار ضعیف‌تری در دوره رخداد فرین ۱۹۸۸ در مقایسه با فوریه ۱۹۷۲ پدیدار می‌شد ولی بدین سبب که NAO در فاز مثبت و مخالف دو نمایه NAM و AO قرار داشته، به‌عنوان مانعی برای تقویت این نمایه‌ها و به‌ویژه نمایه AO نمایان شده است. در دوره رخداد فوریه ۱۹۷۲، هم‌فازی دو نمایه AO و NAO، به تقویت دو نمایه و در نتیجه، ضعیف‌شدن تاوه قطبی منجر شده است (جدول‌های ۵ و ۶).

جدول ۵. وضعیت نمایه‌های پیوندازدور در روزهای رخداد فرین برفی در فوریه ۱۹۷۲.

دوره رخداد	فاز نمایه‌ها در رخداد ۱۹۷۲			
نمایه‌ها	۷ فوریه	۸ فوریه	۹ فوریه	*میانگین دوره*
NAM	-۰/۹۷۱	۰/۰۷۸	۰/۹۰۱	***۰/۰۰۲***
AO	-۱/۴۲۱	-۰/۲۶۲	۰/۷۷۳	***-۰/۳۰۳***
NAO	-۰/۳۷۳	-۰/۲۱۳	۰/۰۵۲	***-۰/۱۷۸***
PNA	-۰/۱۶۶	۰/۰۷۵	-۰/۰۶۳	***-۰/۰۵۱***

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

جدول ۶. وضعیت نمایه‌های پیوندازدور در روزهای رخداد فرین برفی در فوریه ۱۹۸۸.

دوره رخداد	فاز نمایه‌ها در رخداد ۱۹۸۸			
نمایه‌ها	۲ فوریه	۳ فوریه	۴ فوریه	*میانگین دوره*
NAM	-۰/۶۶۸	-۰/۹۵۰	-۱/۶۶۵	***-۱/۰۹۴***
AO	-۰/۵۲۷	-۰/۰۸۲	-۱/۷۶	***-۱/۱۲۳***
NAO	۰/۶۴۵	۰/۷۲۵	۰/۹۴۹	***۰/۷۷۳***
PNA	-۰/۴۷	-۰/۴۱۵	۰/۳۱۹	***-۰/۱۸۸***

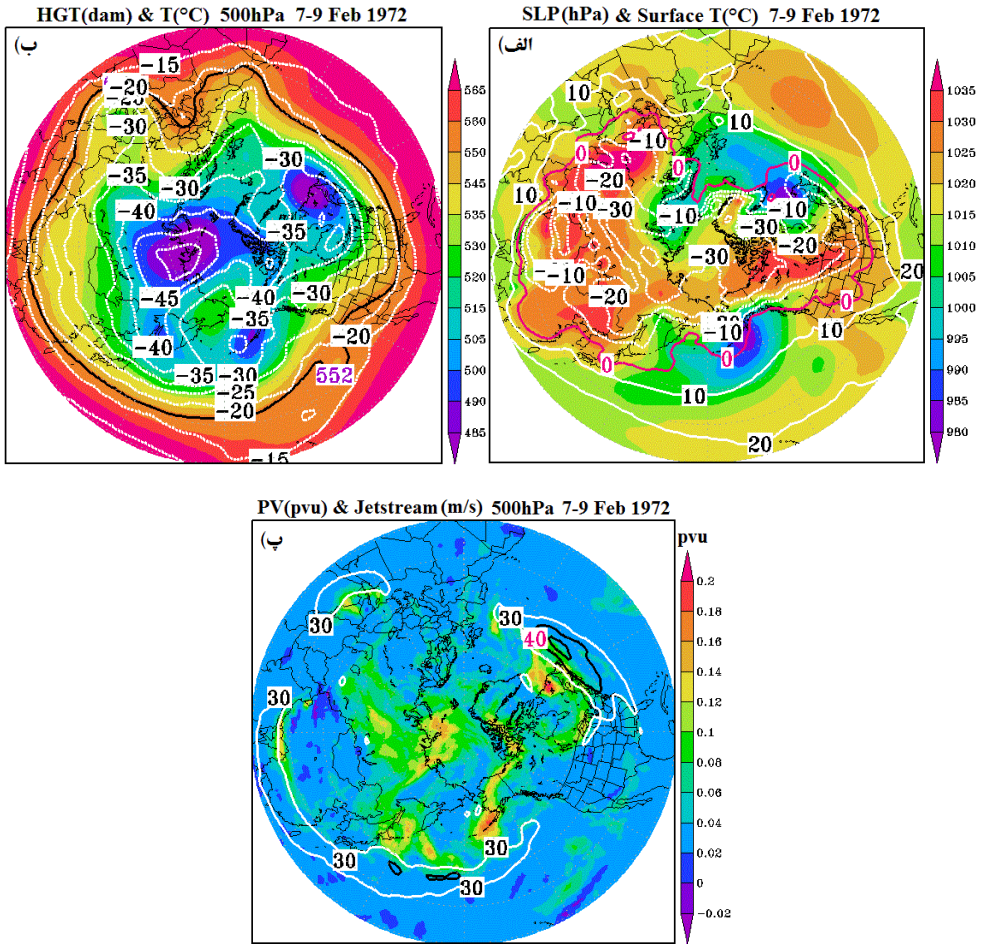
- **واکاوی همدیدی رخدادهای فرین برفی**
  - **رخداد فرین برفی ۹-۷ فوریه ۱۹۷۲**

در الگوی ترکیبی فشار و دمای سطح زمین نیمکره شمالی، از پیوند بین پرفشار حرارتی سیبری با پرفشار دینامیکی اروپا، سامانه پرفشار گسترده‌ای شکل گرفته که مرکز آن با فشار بیش از ۱۰۳۵ ه.پ.، بر فراز شرق روسیه و شمال دریای خزر جای گرفته است. قرارگرفتن پرفشار کانادا میان دو مرکز کم‌فشار جابه‌جا شده ایسلند و آلئوسین، شدت گرفتن و پیشروی شمال‌سوی آن به منطقه شمالگان را به‌دنبال داشته است. نتیجه این پیشروی، پیوستن آن به سامانه پرفشار سیبری بوده است. بدین‌ترتیب، شرایط پرفشار بر بیشتر منطقه شمالگان چیرگی داشته است. پربند هم‌دمای صفر درجه سانتی‌گراد، بر محدوده گسترش سامانه پرفشار منطبق شده است (شکل ۱-الف). آرایش الگوی تراز میانی جو نیز تا اندازه زیادی، با الگوی سطح زمین همانند است. در این الگو، فعالیت پشته‌های جنب‌حاره، سبب ایجاد انحراف و کژریختی[۱] در تاوه قطبی و سپس تقسیم آن به مراکز جداگانه شده است. بنابراین، چهار مرکز تاوه قطبی به‌ترتیب شدت بر فراز دریای لاپتف، شبه‌جزیره لابرادور، جزایر آلئوسین و شمال دریای ژاپن قرار گرفته است. کمینه‌های دمایی وردسپهر میانی نیز، به‌ترتیب بر قوی‌ترین تا ضعیف‌ترین مرکز تاوه قطبی منطبق شده است. بزرگ‌ترین و قوی‌ترین مرکز تاوه قطبی در این دوره بارشی، از شمال جزایر گرینلند و بافین تا جنوب منطقه سیبری امتداد یافته است. پشته پرفشار کانادا، این مرکز تاوه قطبی را به‌سمت اوراسیا رانده ولی به سبب پیشروی شمال‌سوی پشته دامنه‌بلند مربوط به پرفشار اروپا و نیز پشته‌ای ضعیف بر فراز پاکستان، امکان جابه‌جایی بیشتر آن را نداشته و هم‌چنان دنباله تاوه، پیوند خود با منطقه شمالگان را حفظ کرده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، از هر مرکز تاوه قطبی، ناوه‌کم‌ارتفاعی به‌سمت عرض‌های میانی امتداد یافته است. در مناطقی که پشته‌های جنب‌حاره قوی نمایان شده و پیشروی شمال‌سوی بیشتری داشته، ناوه‌های عمیق‌تر و قوی‌تری در شرق آن‌ها شکل گرفته است. انحراف ناوه‌ها از هم‌راستایی با مرکز تاوه قطبی نیز، پیامد همین پیشروی شمال‌سوی پشته‌های جنب‌حاره بوده است. از بزرگ‌ترین مرکز تاوه قطبی، که با دمای مرکزی ۵۰- درجه سانتی‌گراد بر فراز منطقه شمال سیبری و میان دو دریای لاپتف و کارا قرار گرفته، ناوه‌های ارتفاعی به عرض‌های میانی کشیده شده که در منطقه غرب و شرق دریای مدیترانه پدیدار شده و پشته‌ای قوی بر فراز شمال افریقا و میانه دریای مدیترانه، میان آن دو جای گرفته است. در دوره بارشی مورد نظر، پربند هم‌ارتفاع ۵۵۲ ژئوپتانسیل دکامتر- به‌عنوان پربند معرّف لبه بیرونی تاوه قطبی در ماه فوریه- از نیمه جنوبی ایران گذر کرده است (شکل ۱-ب). در الگوی ترکیبی تاوایی پتانسیل و رودباد تراز میانی جو، مناطق با بیشترین میزان تاوایی پتانسیل، با مراکز تاوه قطبی

[۱] distortion

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

منطبق بوده و رودباد جنب‌حاره نیز به موازات آن‌ها امتداد یافته است. از انطباق الگوی ارتفاع ژئوپتانسیل، تاوایی پتانسیل و رودباد تراز میانی جو، مشخص می‌شود که در مکان‌هایی که اثری از رودباد مشاهده نشده، ناوه‌های ارتفاعی به عرض‌های میانی کشیده شده است. بیشینه سرعت رودباد (هسته رودباد)، بر فراز منطقه غربی اقیانوس اطلس شمالی به‌سمت مرکز آن امتداد یافته که به‌موازات هسته بیشینه تاوایی پتانسیل بر فراز شبه‌جزیره لابرادور و جنوب جزایر بافین و پایین‌تر از مرکز تاوه قطبی وردسپهری قرار گرفته است. هسته کوچکتر و ضعیف‌تری از رودباد، در محدوده غربی منطقه شمال اقیانوس آرام شکل گرفته است. پربند هم‌سرعت رودباد با سرعت ۳۰ متربرثانیه، از جنوب‌شرق دریای مدیترانه به‌سمت شرق کشیده شده و قسمت انتهایی آن بر فراز نیمه شمالی خلیج‌فارس، قرار گرفته است (شکل ۱-پ).

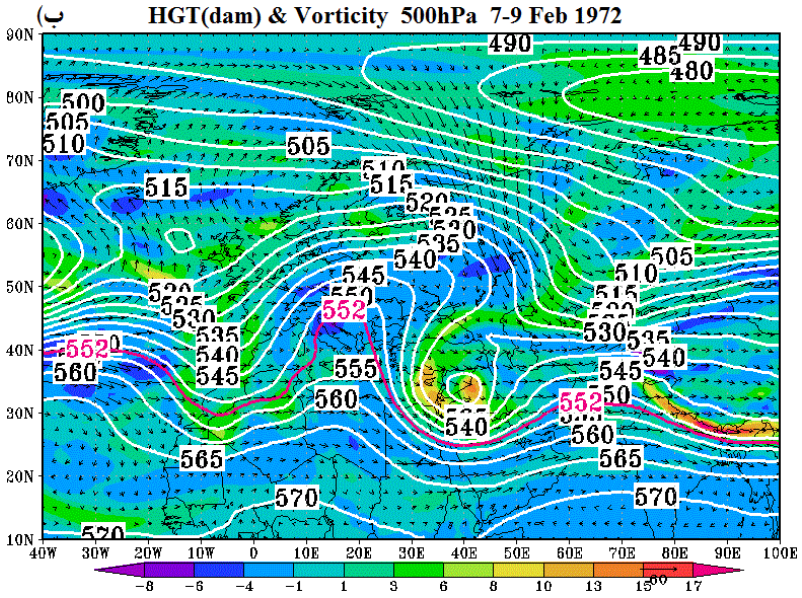


شکل ۱.الگوهای ترکیبی فشار (سایه‌روشن) و دمای سطح زمین (پربند سفیدرنگ) (الف)- ارتفاع ژئوپتانسیل (سایه‌روشن) و دما (پربند سفیدرنگ) در تراز میانی جو (ب)- تاوایی پتانسیل (سایه‌روشن) و رودباد (پربند سفیدرنگ) و هسته رودباد (پربند سیاه‌رنگ) (پ)-در دوره رخداد فرین برفی ۹-۷ فوریه ۱۹۷۲ در نیمکره شمالی.

در الگوی وردسپهر میانی جو، سامانه بندال امگا پدیدار گشته و افزون‌بر ارتفاع ژئوپتانسیل، تاوایی نسبی نیز همراه با بردارهای باد، به نمایش گذاشته شده است. پشته بندال امگا، از شمال افریقا و میانه دریای مدیترانه، با جهت جنوب‌غربی-

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

شمال‌شرقی تا عرض‌های جنب‌قطبی کشیده شده است. دو ناوه این سامانه بندالی، یک ناوه دامنه‌بلند بر غرب اروپا و دریای مدیترانه را شامل می‌شود که مرکز کم‌ارتفاع بسته آن بر فراز شمال شبه‌جزیره اسکاندیناوی جای گرفته و دیگری ناوه‌ای عمیق بر فراز منطقه شرق دریای مدیترانه است که مرکز کم‌ارتفاع آن بر مرز عراق و سوریه بسته شده است (شکل ۲).



شکل ۲. گستره همدید با تأکید بر قلمرو ایران.

در شکل (۳)، الگوهای ترکیبی مربوطبه فراسنج‌های سطح زمین و تراز میانی جو در دوره رخداد فرین برفی و برای محدوده جغرافیایی ایران نشان داده شده است. در الگوی فشار و دمای سطح زمین، زبانه‌های پرفشار سیبری از سمت شرق و زبانه‌های کم‌فشار سودانی از سمت غرب، ایران را فراگرفته ولی چیرگی با شرایط پرفشار بوده است. به‌طوری‌که، کم‌فشار سودانی باریکه‌هایی از غرب و جنوب‌غرب را پوشش داده و دیگر مناطق ایران، زیر نفوذ پرفشار سیبری قرار داشته است. به‌سبب گذر زبانه‌های پرفشار از فراز دریای خزر و رخداد فرارفت گرم، دما در منطقه جنوب دریای خزر و شمال ایران، در مقایسه با شمال‌غرب و شمال‌شرق افزایش نشان داده و پربند هم‌دمای صفردرجه از محدوده استان مازندران بر فراز دریای خزر کشیده شده است. بنابراین، رخداد برفی در باریکه شمالی ایران به شهر رشت محدود شده و اثری از این رخداد در استان مازندارن به‌سبب وجود دماهای بالای صفر درجه سانتی‌گراد مشاهده نشده است. در دیگر مناطق رخداد فرین برفی شامل شهرهای مشهد، قزوین، ارومیه، سقز و اراک نیز، پربندهای هم‌دمای پایین‌تر از صفر درجه سانتی‌گراد، چیرگی داشته است (شکل ۳-الف). الگوی وردسپهر میانی، نشانگر وجود مرکز بیشینه تاوایی مثبت در مرز بین عراق و سوریه و منطبق با مرکز کم‌ارتفاع بریده مربوطبه ناوه شرق دریای مدیترانه است. در این الگو، منطقه شرق ناوه یا منطقه واگرایی زِبرین بر فراز نیمه غربی ایران قرار گرفته است. پربندهای هم‌ارتفاع ژئوپتانسیل، بر فراز استان آذربایجان غربی و شهر ارومیه، به حالت نصف‌النهاری نمایان شده و سپس به‌سمت شرق، به‌تدریج از شدت نصف‌النهاری بودن آن‌ها کاسته و در باریکه شرقی ایران به‌شکل زناری پدیدار شده است. براساس الگوی دمایی تراز میانی جو، یک ناوه دمایی از منطقه شمال دریاچه آرال و دریای خزر به‌سمت غرب پیشروی داشته و سپس به منطقه شرق دریای مدیترانه کشیده شده و دماهای منفی را در مرکز سامانه بریده کم‌ارتفاع

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

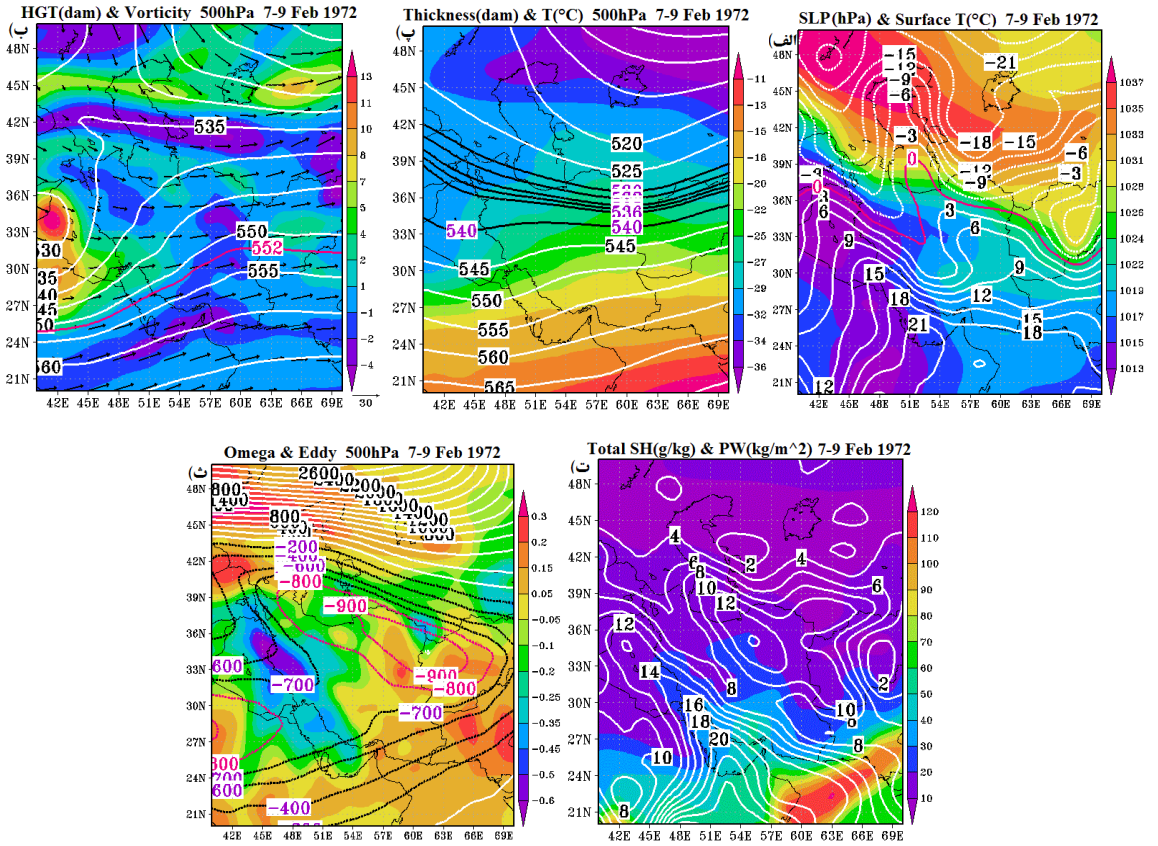
ایجاد کرده است که بیانگر چیرگی هوای سرد برای چندین روز پیاپی در منطقه شرق دریای مدیترانه و به‌دنبال آن، بر فراز ایران بوده است. مطابق با این ناوه دمایی، ناوه کم‌ضخامت جوی به‌طور مورّب بر فراز ایران و منطقه شرق دریای مدیترانه کشیده شده و سبب شکل‌گیری وزش سرد و کمترین ضخامت لایه‌های جوی بر فراز نیمه غربی ایران شده است. وجود چنین وضعیتی، گویای چیرگی هوای سردتر در نیمه غربی ایران در مقایسه با نیمه شرقی آن می‌باشد. پربندهای هم‌ضخامت مربوط‌به هر یک از شهرهایی که در دوره موردنظر، بارش فرین برفی در آن‌ها رخ داده است، با رنگ سیاه مشخص شده و پربندهای ۵۳۰ تا ۵۴۰ ژئوپتانسیل دکامتر را دربرگرفته است. پرمقدارترین و کم‌مقدارترین پربند ضخامت جوی به‌ترتیب، از شهرهای اراک و مشهد و تربت‌حیدریه گذر کرده است (شکل ۳-پ).

الگوی ترکیبی مجموع رطوبت ویژه (ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ ه.پ.) و مقدار آب بارش‌شو، نشانگر کاهش مقدار رطوبت از جنوب به شمال ایران است به‌طوری‌که در نیمه شمالی ایران، مقدار رطوبت به نیمی از مقدار آن در جنوب رسیده است. چنین وضعیتی در شرق و غرب نیمه شمالی، چشمگیرتر از مرکز آن بوده است. بنابراین و با توجه به الگوی مجموع رطوبت‌ویژه، مقدار رطوبت جوی در همه مناطق رخداد فرین برفی دوره مورد نظر، بین ۱۰ تا ۲۰ گرم بر کیلوگرم هوا بوده است. مقدار آب بارش‌شو، در شهرهای نیمه غربی شامل اراک، ارومیه و سقز، در محدوده پربندهای هم‌بارش ۸-۶ کیلوگرم بر مترمربع و در قزوین و رشت بین ۸-۱۰ کیلوگرم بر مترمربع بوده است. پربندهای هم‌بارش ۱۲-۱۰ کیلوگرم بر مترمربع، شهرهای مشهد و تربت حیدریه را در روزهای رخداد فرین برفی فراگرفته است. بدین‌ترتیب، در رخداد فرین برفی ۹-۷ فوریه ۱۹۷۲، مقدار رطوبت در شرق و غرب نیمه شمالی ایران یکسان بوده است ولی به‌سبب فراهم بودن شرایط مطلوب دیگر برای رخداد بارش برف، همانند شرایط پرفشار و دماهای منفی در سطح زمین و نیز شرایط دینامیکی در تراز میانی جو، در مناطق بیشتری از نیمه غربی ایران نسبت‌به نیمه شرقی، بارش فرین برفی رخ داده است. در الگوی ترکیبی سرعت قائم هوا در جو (امگا) و پیچانه تراز میانی جو، مرکز بیشینه امگای منفی بر فراز منطقه غرب میانی ایران و در منطقه جنوب‌شرق و شرق ناوه تراز میانی جو جای گرفته است که نشانگر افزایش صعود هوا و ناپایداری در این منطقه می‌باشد. هم‌چنین، شکل‌گیری پیچانه منفی بر تمام پهنه ایران و چرخش پادساعتگرد هوا، به چیرگی هوای ناپایدار و جو کژفشار بر فراز آن منجر شده و شرایط دینامیکی برای صعود هوا را فراهم ساخته است. مرکز پیچانه اشاره شده، بر فراز شمال و شمال‌شرق ایران قرار گرفته است. بدین‌ترتیب، با وجود این‌که شهرهای رشت، قزوین، مشهد و تربت‌حیدریه از اثرات ناوه تراز میانی جو، مرکز بیشینه تاوایی مثبت و منطقه واگرایی ناوه در منطقه شرق دریای مدیترانه بی‌بهره بوده‌اند، شرایط دینامیکی مطلوب برای صعود هوا بر فراز این شهرها، از پیچانه تراز میانی جو فراهم شده است (شکل ۳-ث).

در شهرهای نیمه غربی نیز، از یک سو مرکز بریده کم‌ارتفاعی با هسته سرد و با بیشینه تاوایی مثبت بر فراز منطقه شرق دریای مدیترانه قرار گرفته که از تداوم چند روزه برخوردار بوده است. از سوی دیگر، مرکز سامانه کم‌فشار سطح زمین اندکی پیش‌تر از ناوه تراز میانی جو و در زیر منطقه واگرایی زِبرین استقرار یافته است. در نهایت با قرار گرفتن نیمه غربی ایران در قسمت جلویی مرکز کم‌فشار سطح زمین و قسمت شرقی یا منطقه واگرایی ناوه تراز میانی جو، شرایط رخداد فرین برفی به‌ویژه در نیمه غربی ایران فراهم شده است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

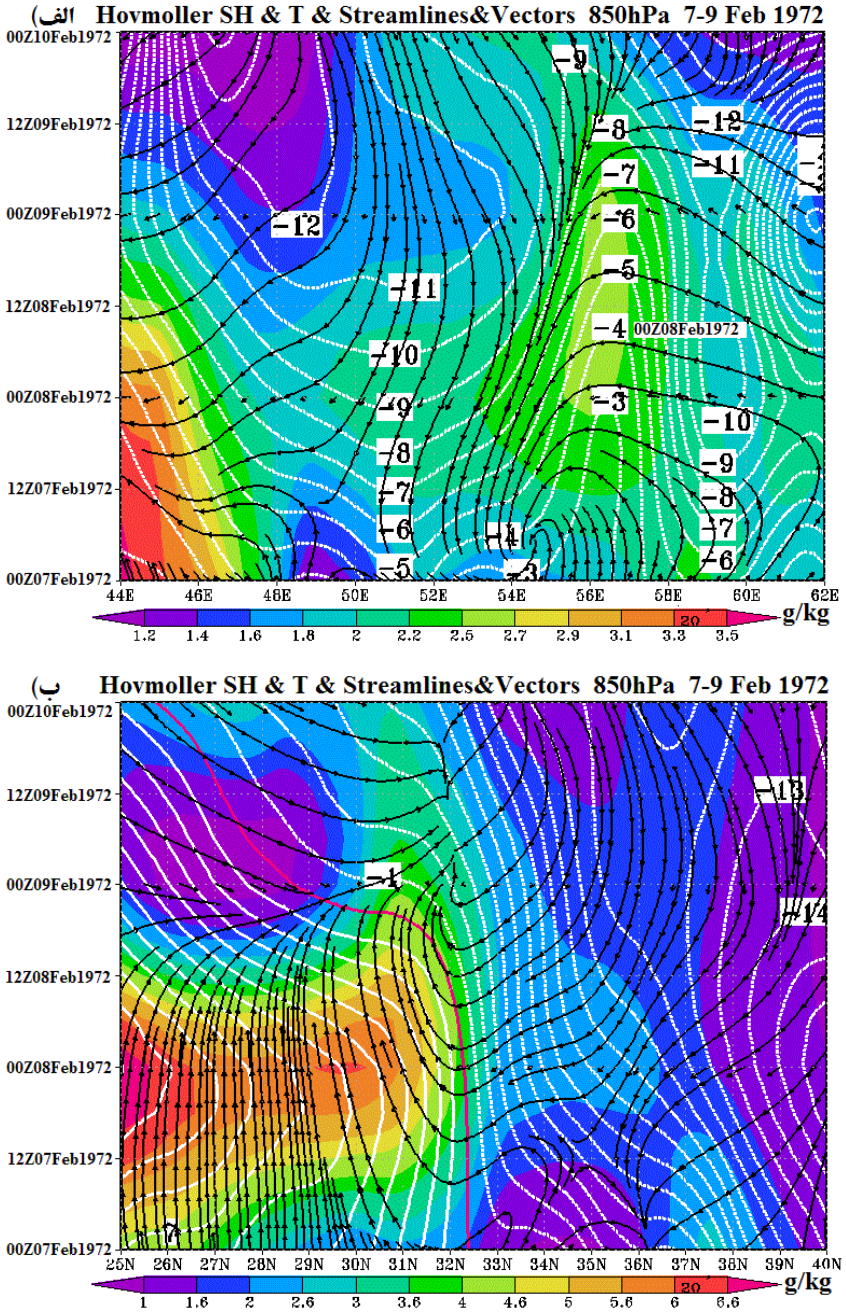
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]



شکل ۳. الگوهای ترکیبی فشار (سایه‌روشن) و دمای سطح زمین (پربند سفیدرنگ) (الف)، تاوایی نسبی (سایه‌روشن) و دما (پربند سفیدرنگ) در تراز میانی جو (ب)، دمای تراز میانی جو (سایه‌روشن) و ضخامت جو (پربند سفیدرنگ، پربندهای سیاه‌رنگ، نشانگر ضخامت جو در مناطق رخداد فرین برفی) در ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (پ)- مجموع رطوبت‌ویژه (سایه‌روشن) و آب بارش‌شو (پربند سفیدرنگ) (ت)- سرعت قائم جو (امگا) (سایه‌روشن) و پیچانه (پربند سفیدرنگ، مقادیر مثبت و پربندهای سیاه‌رنگ، مقادیر منفی و پربندهای قرمزرنگ، مرکز پیچانه منفی) (ث) در دوره رخداد فرین برفی ۹-۷ فوریه ۱۹۷۲ در نیمکره شمالی.

براساس نیمرخ طولی رطوبت‌ویژه، دما و باد زناری در وردسپهر زیرین و برای عرض جغرافیایی ۳۶ درجه شمالی، بیشترین میزان رطوبت‌ویژه، در روز ۷فوریه در نیمه غربی ایران و بدین‌ترتیب در شهرهای رخداد فرین برفی این منطقه شامل اراک، سقز و ارومیه وجود داشته است. هم‌گرا شدن شارش‌های باد و افزایش شیوهای رطوبتی و دمایی در امتداد طول ۴۶ درجه شرقی، با رخداد فرین در شهرهای ارومیه و سقز هم‌خوانی نشان می‌دهد. سپس، به‌تدریج در روزهای ۸ و ۹ فوریه مقادیر رطوبت در محدوده اشاره شده، کاهش یافته است. مقادیر رطوبت موجود در باریکه شمالی، در ساعت‌های آغازین روز ۷ فوریه کاهش داشته سپس اندکی بر مقدار آن افزوده شده و در پایان روز ۸ فوریه، دوباره روند کاهشی نشان داده است. بنابراین، افزایش بارش دریافتی شهر رشت در روز ۸ فوریه در مقایسه با روز پیش از آن، از طریق این نیمرخ قائم توجیه‌پذیر است. از طول جغرافیایی ۵۴ درجه شرقی به‌سمت شرق ایران تا نزدیکی طول ۵۸ درجه شرقی، هسته ضعیفی از رطوبت پدیدار شده و به مقدار یک گرم بر رطوبت جو بر فراز این منطقه افزوده شده است. جهت شارش‌های باد در این منطقه، نشانگر هم‌گراشدن رطوبت بر فراز این منطقه است. شکل‌گیری پشته دمایی در این منطقه و نزدیک‌شدن پربندهای هم‌دما به‌یکدیگر نیز، بر

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]



شکل ۴. نمودارهای نیمرخ قائم رطوبت‌ویژه (سایه‌روشن)، دما (پربندهای سفیدرنگ) و جریان و بردار باد (پربند و پیکان‌های سیاه‌رنگ) تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای طول جغرافیایی ۵۰ درجه شرقی (الف) و عرض جغرافیایی ۳۶ درجه شمالی (ب) برای دوره رخداد فرین برفی ۹-۷ فوریه ۱۹۷۲ در ایران.

افزایش شیو دمایی بر شرق و غرب این منطقه اشاره دارد. سپس بر فراز شهرهای مشهد و تربت‌حیدریه، بازهم کاهش اندکی از مقدار رطوبت جوی، نمایان شده و این کاهش رطوبت، با ناوه دمایی بر فراز این منطقه منطبق است. در مناطق دیگر این نیمرخ نیز، ناوه‌ها و پشته‌های دمایی، به‌ترتیب بر فراز مناطق دارای کاهش و افزایش رطوبت‌ویژه قرار گرفته است (شکل

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

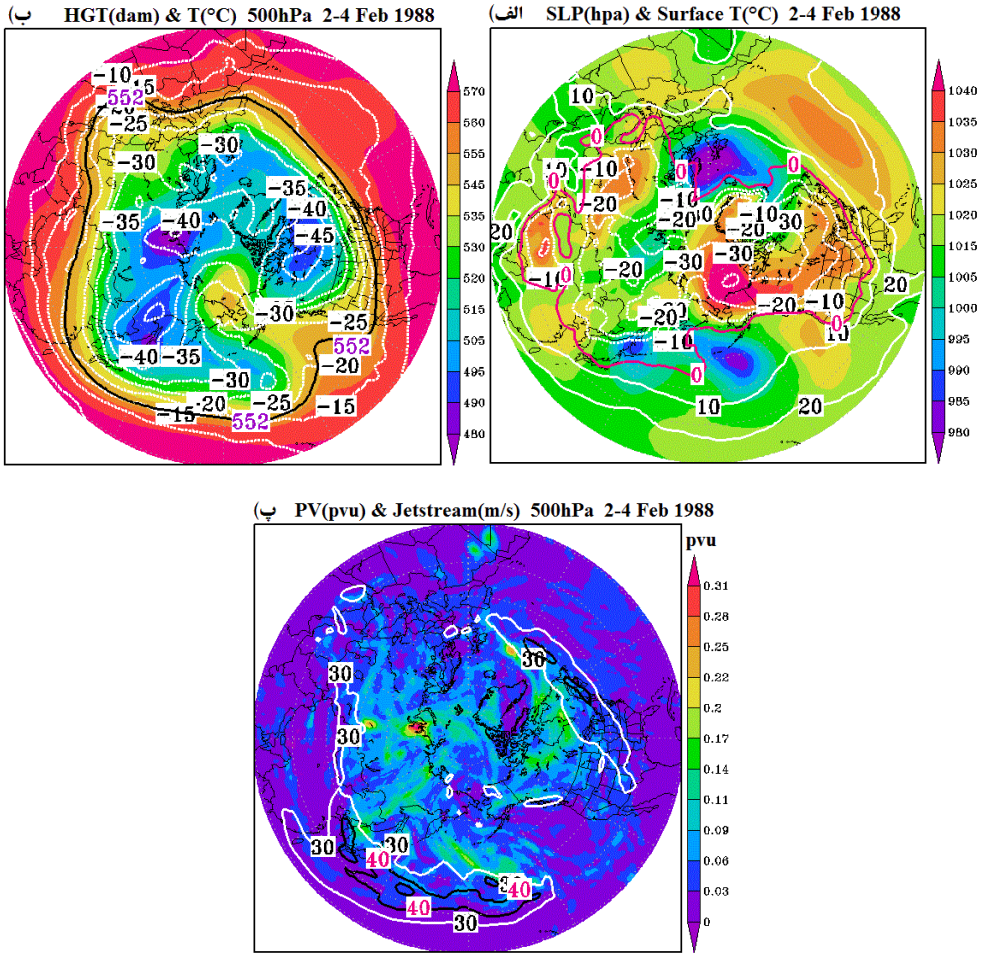
۴-الف). در نیمرخ عرضی همین فراسنج‌ها برای طول جغرافیایی ۵۰ درجه شرقی، بیشترین مقدار رطوبت‌ویژه در نیمه جنوبی ایران وجود داشته که زبانه‌های آن تا جنوب‌غربی نیز کشیده شده است. سپس به‌سمت شمال، از مقدار آن کاسته شده و به مقدار کمینه خود رسیده است. جهت بردارها و شارش‌های باد، افزایش هم‌گرایی رطوبت را از آغاز روز ۷ فوریه در نیمه جنوبی ایران نشان می‌دهد. با وجود رطوبت کافی در نیمه جنوبی ایران، به‌سبب چیرگی دماهای بالای صفر، امکان رخداد برف وجود نداشته است. این شرایط در روزهای ۷ و ۸ فوریه بر فراز ایران چیره بوده ولی در روز ۹ فوریه، مقدار رطوبت به‌طور چشمگیری کاهش یافته و فقط در عرض‌های جغرافیایی ۳۲-۳۰ درجه عرض شمالی، به‌سبب هم‌گراشدن شارش‌ها بر فراز این محدوده، رطوبت اندکی بر فراز این مناطق کشیده شده است. پربند هم‌دمای صفر درجه سانتی‌گراد، در روزهای ۷ و ۸ فوریه، از حدود عرض ۳۲/۵ درجه شمالی گذر کرده ولی در روز ۹ فوریه، به‌سمت عرهای جنوبی‌تر کشیده شده و تا شمال خلیج‌فارس کشیده شده است. بدین‌ترتیب در نیمه شمالی ایران دماهای زیر صفر چیرگی داشته که در باریکه شمالی و جنوب دریای خزر به‌سبب نفوذ زبانه‌های پرفشار سیبری، کمینه دما شکل گرفته است (شکل ۴-ب). از مطالب گفته‌شده نتیجه می‌شود که وجود دماهای منفی در مناطق رخداد فرین برفی، در مقایسه با میزان رطوبت‌ویژه، نقش مهم‌تری در رخداد بارش داشته است بدان سبب که با وجود کم‌بودن مقادیر رطوبت در بیشتر این مناطق، چیرگی دماهای منفی بر فراز وردسپهر زیرین آن‌ها، بارش‌های فرین برفی، رخ داده است.

- **رخداد فرین برفی ۴-۲ فوریه ۱۹۸۸**

الگوی ترکیبی فشار و دمای سطح زمین، پرفشار شمال کانادا را نشان می‌دهد که افزون‌بر گسترش شمال‌سو به منطقه شمالگان، به سبب قرار گرفتن میان دو سامانه کم‌فشار ایسلند و آلئوسین، فشرده و قوی‌تر شده است. سامانه کم‌فشار ایسلندی نیز با پیشروی شرق‌سوی خود، تا جنوب‌شرق روسیه کشیده شده است. بدین‌ترتیب، بیشترین پهنه منطقه شمالگان، زیر نفوذ شرایط پرفشار بوده است. در این میان، پرفشار سیبری به‌سبب نفوذ زبانه‌های کم‌فشار، یکپارچگی خود را از دست داده و قوی‌ترین مرکز آن با فشار بیش از ۱۰۴۰ هکتوپاسکال، به‌شکل مرکز بسیار کوچکی بر جنوب چین بسته شده است. مرکز ضعیف‌تری از این سامانه، با فشار بیش از ۱۰۳۰ هکتوپاسکال و دمای ۲۰- درجه سانتی‌گراد، بر فراز شمال دریای خزر قرار گرفته که از شمال دریای سیاه تا شمال دریاچه آرال گسترده شده است (شکل ۵-الف). در الگوی تراز میانی جو، مراکز چرخندی مرتبط با سامانه‌های کم‌فشار و مرکز واچرخندی پرفشار شمال کانادا، شکل گرفته است. از مقایسه دو الگوی سطح زمین و تراز میانی جو، مشخص می‌شود که مراکز سامانه‌های کم‌فشار سطح زمین، اندکی پیش‌تر از مراکز چرخندی وردسپهر میانی قرار گرفته است. پیشروی پرفشار شمال کانادا به‌داخل منطقه شمالگان، سبب تقسیم تاوه قطبی به چندین مرکز و سپس جابه‌جا شدن این مراکز به دور از منطقه شمالگان شده است. قوی‌ترین مرکز تاوه قطبی، بر فراز دریای کارا قرار گرفته و دو مرکز دیگر نیز، به‌ترتیب شدت، بر فراز شمال ژاپن و خلیج هودسن قرار گرفته است. با وجود تفاوت در شدت، دمای هر سه مرکز تاوه، ۴۵- درجه سانتی‌گراد بوده است. از قوی‌ترین مرکز تاوه، ناوه کم‌ارتفاعی به‌طور مورّب به‌سمت منطقه شرق دریای مدیترانه کشیده شده و تا میانه دریای سرخ امتداد یافته است (شکل ۵-ب).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

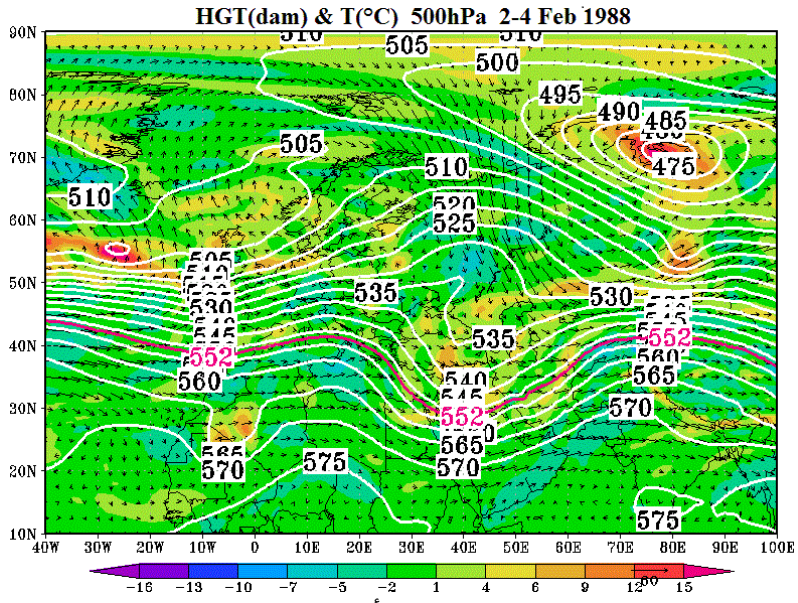
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]



شکل ۵. الگوهای ترکیبی فشار (سایه‌روشن) و دمای سطح زمین (پربند سفیدرنگ) (الف)- ارتفاع ژئوپتانسیل (سایه‌روشن) و دما (پربند سفیدرنگ) (ب)- تاوایی پتانسیل (سایه‌روشن) و رودباد (پربند سفیدرنگ) و هسته رودباد (پربند سیاه‌رنگ) (پ)-در تراز میانی جو در دوره رخداد فرین برفی ۴-۲ فوریه ۱۹۸۸ در نیمکره شمالی.

الگوی ترکیبی تاوایی پتانسیل و رودباد، پدیدار شدن رودباد جنب‌حاره با شدت بیشتر بر فراز حوضه‌های اقیانوس اطلس و آرام و ضعیف‌شدن آن را بر فراز خشکی‌ها نشان می‌دهد. هسته رودباد بر فراز اقیانوس آرام با شدت بیشتری نسبت‌به اقیانوس اطلس پدیدار شده و با سرعت ۵۰ متربرثانیه، بر فراز غرب منطقه شمال اقیانوس آرام تا میانه آن امتداد یافته است. در منطقه غرب‌میانی و جنوب‌غربی ایران نیز، پربندهای هم‌سرعت ۳۰ متربرثانیه شکل گرفته است. رودباد جبهه‌قطبی، به‌شکل تکه‌های کوچکی بر فراز غرب کانادا، شمال آلاسکا و منطقه بین جزایر آلئوسین و دریای برینگ پدیدار شده است. مرکز بیشینه تاوایی پتانسیل، بر فراز منطقه شمال‌شرق سیبری نمایان شده است (شکل ۵-پ).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]



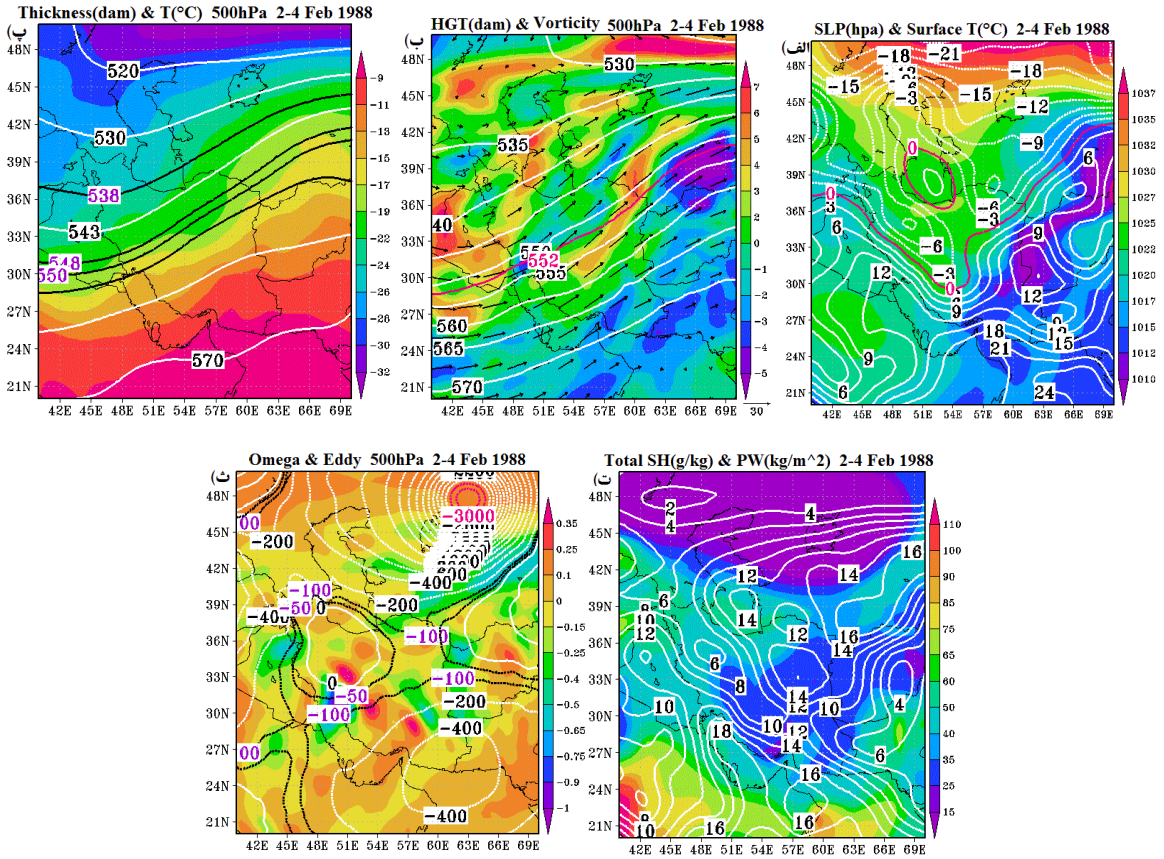
شکل ۶.گستره همدید با تأکید بر قلمرو ایران.

ناوه ارتفاعی وردسپهر میانی که از مرکز تاوه قطبیِ جابه‌جا شده به شمال‌شرق سیبری، به‌سمت عرض‌های میانی امتداد یافته، به‌واسطه وجود پشته پرارتفاع در منطقه فلات پامیر، به‌سمت غرب منحرف شده و با محور شمال‌شرقی-جنوب‌غربی، از شمال دریای خزر تا میانه دریای سرخ کشیده شده است. در قسمت زِبرین این ناوه دامنه‌بلند، پشته پرارتفاعی قرار گرفته که از منطقه شمال دریاهای سیاه و خزر تا شمال اروپا، پیشروی کرده است. بدین‌ترتیب، الگوی بندال دوقطبی یا شارش شکافته شده شکل گرفته و شارش اصلی بادهای غربی، در پیرامون بندال به دو شاخه شمالی و جنوبی تقسیم شده است. با قرارگرفتن ایران در شاخه جنوبی، شارش‌های شاخه شمالی که هوای بسیار سرد قطبی را از فراز پشته همین شاخه به عرض‌های میانی انتقال داده‌اند، به‌سبب ماهیت بسته‌بودن مرکز بندال، به منطقه شرق دریای مدیترانه نفوذ نداشته و از فراز دریای خزر به‌سمت شرق منحرف شده است (شکل ۶).

در الگوی فشار و دمای سطح زمین در محدوده ایران، زبانه‌های پرفشار سیبری از سمت شمال‌شرق و شمال‌غرب ایران به نواحی داخلی کشیده شده و پیشروی آن‌ها از سمت شمال‌غرب بیشتر بوده و تا جنوب‌غربی ایران امتداد یافته است. جهت پربندهای منفی دما، از دو سوی شمال‌شرق و شمال‌غرب ایران، مسیر این پیشروی‌ها را به‌خوبی نشان می‌دهد. سامانه کم‌فشار سودانی که به‌سبب گسترش پرفشار سیبری به‌سمت شرق رانده شده، مناطق جنوبی، جنوب‌غربی و شرق ایران را پوشش داده و مرکز آن بر شرق ایران قرار گرفته است. در مرز برخورد این سامانه کم‌فشار با زبانه‌های پرفشار سیبری که تا اندازه زیادی با پربند هم‌دمای صفر درجه سانتی‌گراد هماهنگی دارد، شیو دمایی افزایش چشمگیری نشان داده است. پربند اشاره شده، مرکزی را نیز بر نیمه جنوبی دریای خزر شکل داده که به‌سبب گذر زبانه‌های پرفشار سیبری از پهنه دریای خزر و رخداد فرارفت گرم و در نتیجه، افزایش دما در این منطقه ایجاد شده است. دو مرکز دمایی کوچک با دماهای ۹- درجه سانتی‌گراد، در داخل ناوه‌های دمایی شکل گرفته که موقعیتی نزدیک به مناطق رخداد فرین برفی داشته است (شکل ۷-الف). از مطابقت الگوهای سطح زمین با وردسپهر میانی، مشخص می‌شود که مرکز سامانه کم‌فشار سودانی، از نظر مکانی پیش‌تر از مرکز تاوایی

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

مثبت قرار گرفته است. بزرگ‌ترین مرکز این سامانه، از مناطق مرکزی ایران به‌سمت شمال‌شرق کشیده شده است. با قرارگیری ایران به‌ویژه نیمه غربی آن در منطقه واگرایی زِبرین ناوه ارتفاعی تراز میانی جو، شارش‌های بادهای غربی بر فراز آن از حالت زناری خارج شده و وزش تاوایی از مراکز بیشینه تاوایی مثبت بر فراز آن شکل گرفته است. پربند ۵۵۲ ژئوپتانسیل دکامتر نیز، از شمال‌شرق تا جنوب‌غرب ایران گذر کرده و بنابراین، همه شهرهای دارای رخداد فرین برفی در این دوره بارشی، در موقعیتی فراتر از این پربند معرّف قرار گرفته است (شکل ۷-ب). در الگوی ترکیبی ضخامت و دمای تراز میانی جو، با کشیده شدن ناوه دمایی از فراز منطقه شمال دریای خزر به منطقه شرق دریای مدیترانه و شمال‌غرب و غرب ایران، کمترین ضخامت جو در این مناطق پدیدار شده است. برهمین اساس، کم‌مقدارترین پربند ضخامت مربوطبه خلخال و سقز و پرمقدارترین آن نیز مربوطبه تربت‌حیدریه بوده است. پرضخامت‌ترین پربند، موقعیتی نزدیک به پربند معرّف تاوه قطبی در شکل (۷-ب) داشته و در این محدوده، شیو دمایی افزایش محسوسی را نشان داده است (شکل ۷-پ).



شکل ۷. الگوهای ترکیبی فشار (سایه‌روشن) و دمای سطح زمین (پربند سفیدرنگ) (الف)، تاوایی نسبی (سایه‌روشن) و دما (پربند سفیدرنگ) در تراز میانی جو (ب)، دمای تراز میانی جو (سایه‌روشن) و ضخامت جو (پربند سفیدرنگ، پربندهای سیاه‌رنگ، نشانگر ضخامت جو در مناطق رخداد فرین برفی) در ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (پ)- مجموع رطوبت‌ویژه (سایه‌روشن) و آب بارش‌شو (پربند سفیدرنگ) (ت)- سرعت قائم جو (امگا) (سایه‌روشن) و پیچانه (پربند سفیدرنگ، مقادیر مثبت و پربندهای سیاه‌رنگ، مقادیر منفی و پربندهای قرمزرنگ، مرکز پیچانه منفی) (ث) در دوره رخداد فرین برفی ۴-۲ فوریه ۱۹۸۸ در نیمکره شمالی.

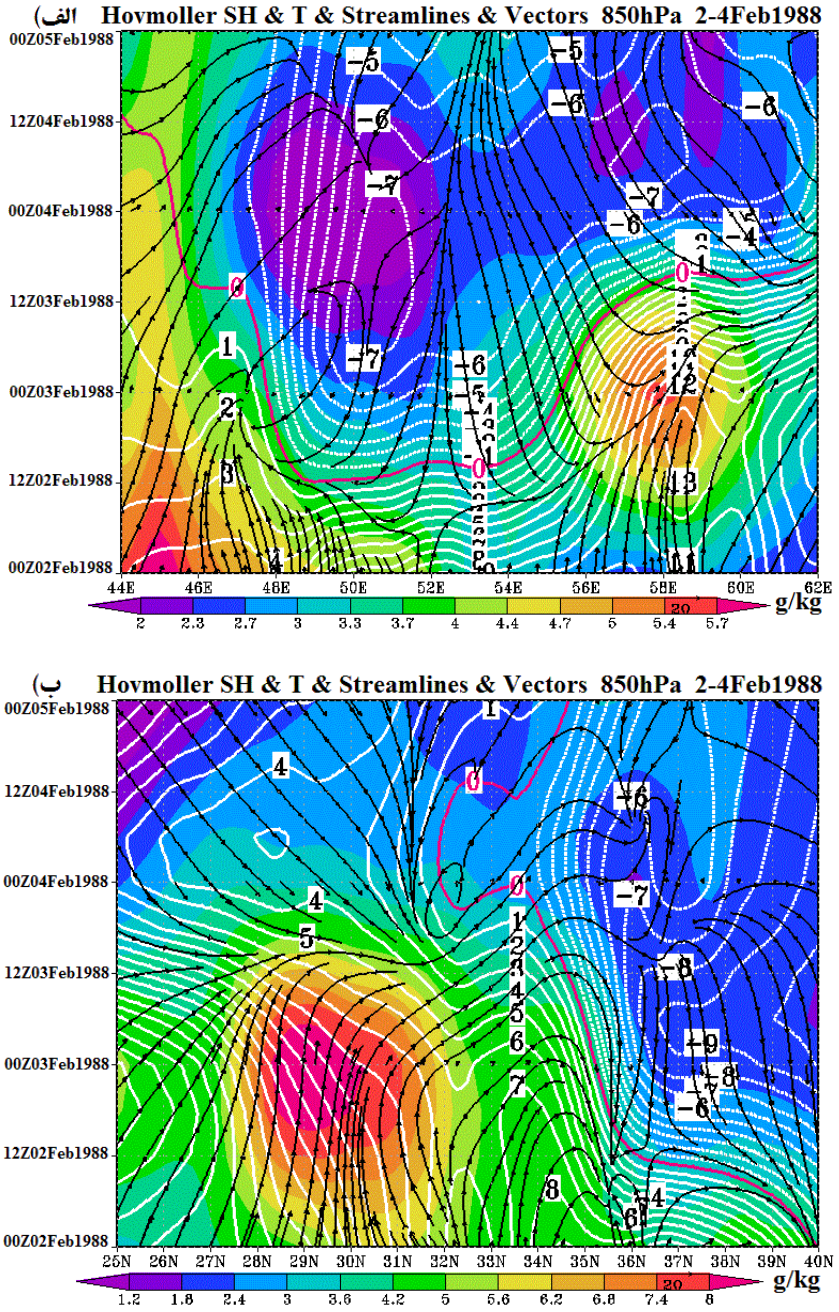
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

مجموع رطوبت‌ویژه ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال در میان مناطق رخداد فرین برفی، در خلخال با رطوبت بیش از ۵۰ گرم بر کیلوگرم و در تربت‌حیدریه با رطوبت کمتر از ۳۵ گرم بر کیلوگرم بوده است. پس از آن، سقز با رطوبت بین ۵۰-۴۰ گرم برکیلوگرم و شهرکرد و کوهرنگ با رطوبت ۴۰-۳۵ گرم بر کیلوگرم قرار گرفته است. در مورد مقدار آب بارش‌شو، شرایط وارونه‌ای پدیدار شده و از شمال‌غرب به جنوب‌غرب ایران، بر مقدار پربندهای هم‌بارش افزوده شده است. بنابراین، شهرکرد و کوهرنگ، در محدوده پربندهای ۱۰-۸ کیلوگرم قرار داشته که در مقایسه با خلخال و سقز با پربندهای ۸-۶ کیلوگرم، بیشتر بوده است. جالب‌تر این‌که، بر فراز مشهد و تربت‌حیدریه پربندهای ۱۴-۱۲ کیلوگرمی مقدار آب بارش‌شو شکل گرفته است (شکل ۷-ت).

در الگوی ترکیبی سرعت قائم جو و پیچانه در وردسپهر میانی، مرکز بیشینه امگای منفی در جنوب‌غرب ایران و بر فراز استان‌های چهارمحال و بختیاری و کهگیلویه و بویراحمد قرار گرفته است. هم‌چنین پربندهای پیچانه منفی از این مناطق گذر کرده و بدین‌ترتیب شرایط صعود و ناپایداری هوا در کوهرنگ و شهرکرد فراهم شده است. در مورد خلخال و سقز نیز همین شرایط ولی با شدت کمتری وجود داشته است. به‌طوری که، گذر پربندهای پیچانه منفی همراه با امتداد زبانه‌ای از امگای منفی بر فراز شهرهای اشاره شده، سبب فراهم شدن شرایط صعود هوا و ایجاد ناپایداری شده است. اگرچه بر فراز شهرهای مشهد و تربت‌حیدریه، مرکز امگای مثبت پدیدار شده، ولی شکل‌گیری پیچانه منفی در این منطقه و به‌ویژه گذر پربند منفی آن از فراز شهر مشهد، شرایط دینامیکی لازم را برای صعود و ناپایداری هوا ایجاد کرده است (شکل ۷-ث). براساس نیمرخ طولی رطوبت‌ویژه، دما و باد زناری در وردسپهر زیرین، دو هسته رطوبتی به‌ترتیب مقدار رطوبت مرکز آن‌ها، بر فراز ایران شکل گرفته است، هسته بزرگ‌تر که در ساعت‌های آغازین روز ۲ فوریه بر فراز باریکه غربی ایران شکل گرفته تا روز پایانی بارش‌ها، هم‌چنان مقداری رطوبت به منطقه اشاره شده تزریق کرده است. در محل هم‌گرا شدن شارش‌های باد از این هسته رطوبتی با شارش‌های شرقی‌تر آن، پربند هم‌دمای صفر درجه سانتی‌گراد گذر کرده و به‌همین‌سبب، شیو دمایی در این منطقه و به‌طور کلی در دو سوی پربند موردنظر افزایش چشمگیری داشته است. پایین‌ترین موقعیت پربند صفر درجه سانتی‌گراد، در نخستین روز بارش و بر فراز مناطق باریکه شمالی ایران قرار داشته است. هسته رطوبتی دیگر با شدت کمتر، در روز ۳ فوریه و در شمال‌شرقی ایران شکل گرفته و زبانه‌های آن به تربت‌حیدریه و مشهد نیز کشیده شده است. محل هم‌گرا شدن شارش‌ها، از میانه این هسته رطوبتی گذر کرده و در موقعیتی نزدیک به پربند صفر درجه سانتی‌گراد قرار داشته است. در روزهای ۳ و ۴ فوریه، دو مرکز کمینه دمایی بر فراز بخش غربی سواحل دریای خزر و شمال‌شرق ایران، در موقعیتی نزدیک به مشهد و تربت‌حیدریه بسته شده که نزدیک به هسته‌های کمینه رطوبتی و اندکی پیش‌تر از آن‌ها قرار گرفته است (شکل ۸-الف). براساس نیمرخ عرضی، در روزهای ۲ و ۳ فوریه، یک هسته رطوبتی در جنوب‌غربی ایران شکل گرفته که مرکز بیشینه آن در ساعت‌های پایانی روز ۲ فوریه و آغاز روز سوم و بر منطقه شمال‌شرقی خلیج‌فارس متمرکز بوده است. سپس به‌تدریج، از مقدار رطوبت آن کاسته شده و در روز ۴ فوریه به کمترین مقدار رسیده است. پربند هم‌دمای صفر درجه سانتیگراد، در روز آغاز بارش، در بالاترین موقعیت و در میانه روز ۴ فوریه، به پایین‌ترین موقعیت خود رسیده و تا عرض ۳۱ درجه شمالی (استان کهگیلویه و بویراحمد) پیشروی داشته است. مقدار کمینه دما در روز ۳ فوریه و در نیمه شمالی ایران چیرگی داشته است (شکل ۸-ب).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]



شکل۸. نمودارهای نیمرخ قائم رطوبت‌ویژه (سایه‌روشن)، دما (پربندهای سفیدرنگ) و جریان و بردار باد (پربند و پیکان‌های سیاه‌رنگ) تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای طول جغرافیایی ۵۰ درجه شرقی (الف) و عرض جغرافیایی ۳۶ درجه شمالی (ب) برای دوره رخداد فرین برفی ۲-۴ فوریه ۱۹۸۸ در ایران.

نتیجه‌گیری

واکاوی مقایسه‌ای دو رخداد فرین برفی در ماه‌های فوریه ۱۹۷۲ و ۱۹۸۸، نشان داد که شکل‌گیری پشته‌های دامنه‌بلند و قوی در تراز میانی جو، به ضعیف‌شدن تاوه‌قطبی وردسپهری، تقسیم‌شدن آن به چندین مرکز و سپس جابه‌جاشدن آن‌ها منجر شده است. در هر دو رخداد، مرکز قوی و اصلی تاوه‌قطبی وردسپهری، در نیمکره شرقی و بنابراین در موقعیتی نزدیک

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

به ایران قرار داشته است. در رخداد ۹-۷ فوریه ۱۹۷۲، تاوه‌قطبی وردسپهری، تقسیم و به‌سمت عرض‌های میانی جابه‌جا شده است ولی هم‌چنان تا اندازه‌ای پیوند خود را با منطقه شمالگان حفظ کرده درحالی‌که در دوره ۴-۲ فوریه ۱۹۸۸، مراکز مربوط‌به تاوه‌قطبی تقسیم شده، از منطقه شمالگان به عرض‌های میانی رانده شده است. براین اساس، ضعیف‌شدن تاوه‌قطبی در فوریه ۱۹۸۸، نمود بیش‌تری داشته که با فازهای منفی دو نمایه NAM و AO در این دوره رخداد فرین در مقایسه با دوره رخداد فرین ۱۹۷۲ که هر دو نمایه در فازهای نزدیک به حالت خنثی قرار داشته‌اند، نمایانگر ضعیف‌تر بودن تاوه قطبی در فوریه ۱۹۸۸ بوده است. هم‌چنین، فاز منفی ضعیف PNA در فوریه ۱۹۸۸ با شدتی بیش از فوریه ۱۹۷۲، چیرگی شرایط واچرخندی بر منطقه شمال اقیانوس آرام و به‌دنبال آن، راندگی تاوه قطبی را از این منطقه نشان داده است. ضعیف‌شدن رودباد جنب‌حاره در نیمکره شرقی و به‌ویژه در محدوده دریای مدیترانه، سبب انتقال زبانه‌هایی از تاوایی پتانسیل به‌سمت عرض‌های میانی شده است. پیشروی استواسوی این زبانه‌ها، شکل‌گیری ناوه‌های ارتفاعی را در مناطق غربی و شرقی دریای مدیترانه سبب شده که همراه با پشته پرارتفاع میان آن‌ها، الگوهای بندال امگا و شارش شکافته‌شده را به‌ترتیب در دوره‌های رخداد فرین فوریه ۱۹۷۲ و ۱۹۸۸ در این مناطق شکل داده است. پربند معرّف لبه تاوه قطبی در ماه فوریه که با مرز انتهایی پیشروی ناوه‌های ارتفاعی منطبق است، تا نیمه جنوبی ایران امتداد داشته است که در دوره رخداد فرین فوریه ۱۹۷۲ در مقایسه با الگوی مربوط‌به رخداد فرین فوریه ۱۹۸۸، پیشروی استواسوی بیشتری به عرض‌های میانی و درنتیجه، بر فراز ایران داشته است. در الگوهای سطح زمین نیز، مرکز سامانه کم‌فشار سودانی، در موقعیتی پیش‌تر از ناوه تراز میانی جو قرار داشته که همین شرایط، تقویت سامانه و تشدید ناپایداری بر فراز ایران را به‌همراه داشته است. در رخداد فوریه ۱۹۸۸، پربند هم‌دمای صفر درجه سانتی‌گراد، موقعیت بسیار پایین‌تری در مقایسه با دوره فوریه ۱۹۷۲ داشته که این خود منجر به رخداد برف در ضخامت بیشتر لایه‌های جوی و در عرض‌های جنوبی‌تر نسبت‌به فوریه ۱۹۸۸ است. شایان توجه است که در هر دو دوره بارشی مورد بررسی، افزایش چشمگیر شیو دمایی در دو سوی محل گذر پربند هم‌دمای صفر درجه سانتی‌گراد، به‌ویژه در نزدیکی مناطق رخداد فرین برفی، نشانگر ایجاد جبهه‌های هوایی بر فراز این مناطق و یا در موقعیتی نزدیک به آن‌ها بوده است. هم‌چنین، شکل‌گیری الگوهای بندالی و قرارگرفتن مرکز آن‌ها بر منطقه شرق دریای مدیترانه و نیز کشیده شدن ناوه‌های دمایی بر فراز این منطقه، سبب چیرگی هوای سرد و تداوم آن بر فراز ایران شده است. شکل‌گیری ناوه‌های کم‌ضخامت جوی نیز هماهنگ با ناوه‌های دمایی، شکل‌گیری وزش سرد و کمترین ضخامت لایه‌های جوی را بر فراز نیمه غربی ایران به‌همراه داشته است. با وجود کم‌بودن مقادیر رطوبتی در بیشتر مناطق رخداد بارش، چیرگی دماهای منفی بر فراز وردسپهر زیرین آن‌ها، رخدادهای فرین برفی را سبب شده است. شرایط دینامیکی لازم برای صعود توده هوا در رخداد فوریه ۱۹۷۲، از قرارگرفتن مرکز بیشینه امگای منفی بر فراز منطقه غرب میانی ایران، منطبق با منطقه جنوب‌شرق و شرق ناوه تراز میانی جو، همراه با شکل‌گیری پیچانه منفی بر تمام پهنه ایران و چرخش پادساعتگرد هوا، فراهم شده که به چیرگی هوای ناپایدار و جو کژفشار بر فراز آن منجر شده است. در رخداد فرین فوریه ۱۹۸۸ نیز، همین شرایط ولی با شدتی کمتر از فوریه ۱۹۷۲، وجود داشته است.

یافته‌های این پژوهش، گرچه هم‌راستا با نتایج پژوهش‌های پیشین (همانند مرادی، ۱۳۸۰؛ کاشکی و خوشحال، ۲۰۱۳؛ علی‌دادی، ۱۳۸۹؛ کاشکی، ۱۳۹۲) در زمینه تأثیرگذاری تاوه قطبی بر وضعیت بارش ایران است، ولی از دو جهت با آن‌ها

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

متفاوت است: نخست، از این نظر که رخدادهای فرین برفی را به جای رخدادهای برفی در نظر گرفته و دوم این‌که، افزون‌بر نقش تاوه قطبی، بر وضعیت نمایه‌های پیوندازدور نیز توجه داشته است.

منابع

افضلی، مریم. ۱۳۹۲. ریزگردانی داده‌های پیوندازدور بر مقادیر بارش و دبی در جنوب‌غربی ایران (حوضه آبی کارون بزرگ). *پایان‌نامه کارشناسی ارشد آب‌وهوا شناسی دانشگاه اصفهان*. ایران.

جعفرزاده، فاطمه. ۱۳۸۸. بررسی رابطه بین پدیده النینو-نوسانات جنوبی (انسو) و خشک‌سالی‌ها و ترسالی‌های استان اردبیل. *پایان‌نامه کارشناسی ارشد آب‌وهوا شناسی دانشگاه محقق اردبیلی*. ایران.

چهره‌آرا ضیابری، تهمینه. ۱۳۹۵. رابطه بارش فصل پاییز سواحل خزر جنوبی با مراکز فعال اتمسفری و شاخص‌های دور پیوندی. *رساله دکتری آب‌وهوا شناسی دانشگاه خوارزمی*. ایران.

حسن‌زاده، محمد، ۱۳۹۷. بررسی نقش تاوه قطبی پوشن‌سپهری گسیخته و جابه‌جا شده بر وقوع بارش در خاورمیانه. *پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه فردوسی مشهد*. ایران.

خجسته غلامی، وحید. ۱۳۹۷. هم‌پیوندی اثر انسو و نوسان شبه‌دوسالانه بر بارش ایران. *پایان‌نامه کارشناسی ارشد آب‌وهوا شناسی دانشگاه تبریز*. ایران.

خورشیددوست، علی محمد؛ یوسف قویدل رحیمی. ۱۳۸۷. آشکارسازی تغییرات بارش ماهانه ایستگاه اهر در ارتباط با الگوهای پیوندازدور. *فصلنامه جغرافیایی سرزمین*، سال پنجم، **۲۰**: ۶۵-۸۲.

دهقانیان، ایمان. ۱۳۸۹. تجزیه و تحلیل رابطه نوسان اطلس شمالی (NAO) با تغییرپذیری بارش نیمه شمالی ایران و تحلیل سینوپتیکی آن. *پایان‌نامه کارشناسی ارشد آب‌وهوا شناسی دانشگاه محقق اردبیلی*. ایران.

زارع، فاطمه. ۱۳۹۴. پایداری زمانی فازهای ENSO و PDO در اقیانوس آرام و بازخورد آن بر نوسان بارش ایران. *پایان‌نامه کارشناسی ارشد کشاورزی دانشگاه شیراز*. ایران.

درگاهیان، فاطمه؛ بهلول علیجانی. ۱۳۹۶. بررسی سینوپتیکی و دینامیکی بارش برف بهمن ۹۲ در ایران با تأکید بر نقش پدیده بلاکینگ. *مجله مخاطرات محیط طبیعی*، سال ششم، **۱۲**: ۳۶-۱۹.

سلیمانی دامنه، علی؛ مجید میرکنی و مژگان بهرامی. ۱۳۹۳. نقش تاوه قطبی در زمستان‌های فرین ایران. *مجموعه مقالات شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران*، ۲۳ تا ۲۵ اردیبهشت ماه ۱۳۹۳، ۱۶۰-۱۵۵.

سیفی، زینب. ۱۳۹۶. بررسی اثر نوسان شبه دوسالانه QBO بر لبه تاوه قطبی. *پایان‌نامه کارشناسی ارشد گروه فیزیک دانشگاه یزد*. ایران.

شامحمدی، زینب. ۱۳۹۳. تأثیر فازهای مختلف نوسان اطلس شمالی بر سامانه‌های بارش‌زای زمستانه ایران. *پایان‌نامه کارشناسی ارشد آب‌وهوا شناسی دانشگاه زنجان*. ایران.

صفرپور، فرشاد؛ جواد خوشحال، خداکرم حاتمی، بهمن بیگلو و علی هاشمی. ۱۳۹۴. واکاوی مکانی-زمانی بارش برف‌های سنگین غرب کشور (مطالعه موردی: استان کردستان). *آب‌وهواشناسی کاربردی*، دوره ۲، **۲**: ۸۲-۶۸.

فاطمی، مهران. ۱۳۹۵. بررسی الگوهای گردش جوی دوره‌های ترسالی و خشک‌سالی و ارتباط آن با شاخص‌های پیوندازدور در ایران مرکزی. *رساله دکتری آب‌وهواشناسی دانشگاه یزد*. ایران.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

فرجزاده اصل، منوچهر؛ محمد احمدی، بهلول علیجانی، یوسف قویدل رحیمی، عباس مفیدی و ایمان بابائیان. ۱۳۹۲. بررسی وردایی الگوهای پیوندازدور و اثر آن‌ها بر بارش ایران. *نشریه پژوهش های اقلیم شناسی*، سال چهارم، **۱۵ و ۱۶**: ۴۶-۳۱.

فهیمی‌نژاد، الهام؛ زهرا حجازی‌زاده، بهلول علیجانی و پرویز ضیائیان. ۱۳۹۱. تحلیل سینوپتیکی و فضایی توفان برف استان گیلان (فوریه ۲۰۰۵). *مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای*، سال ۱۰، **۱۹**: ۳۰۲-۲۸۱.

کاشکی، عبدالرضا. ۱۳۹۲. نقش تاوه قطبی در بارش برف در ایران. رساله دکتری اقلیم شناسی. دانشگاه اصفهان. ایران.

کاشکی، عبدالرضا. ۱۳۹۶. واکاوی روند تاوه قطبی در نیمکره شمالی تحت شرایط تغییر اقلیم. *جغرافیا و مخاطرات محیطی*. **۲۳**: ۱۸۱-۱۹۷.

عباس‌زاده اقدم، کیارا؛ علیرضا محب‌الحجه و فرهنگ احمدی‌گیوی. ۱۳۹۳. بررسی اثرهای اقلیم‌شناختی تاوه قطبی پوشن‌سپهر در منطقه جنوب‌غرب آسیا، *مجله فیزیک زمین و فضا*، ۱۳۹۳، **۴۰**: ۱۳۸-۱۲۷.

علی‌دادی، معصومه. ۱۳۸۹. نقش تاوه قطبی در تعیین نوع و مقدار بارش در غرب‌میانی ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد اقلیم شناسی دانشگاه تهران. ایران.

محمودآبادی، مهدی. ۱۳۹۶. بررسی ارتباط شاخص‌های پیوندازدور با مقادیر حدی بارش‌های فصلی جنوب‌شرق ایران (استان‌های کرمان و سیستان و بلوچستان). *رساله دکتری مخاطرات آب‌وهوایی*. دانشگاه یزد. ایران.

مرادی، حمیدرضا. ۱۳۸۰. تحلیل سینوپتیکی تاوه قطبی و اثرهای آن بر اقلیم ایران. رساله دکتری اقلیم شناسی. دانشگاه تربیت مدرس. ایران.

میرکنی، مجید؛ علیرضا محب‌الحجه و فرهنگ احمدی‌گیوی. ۱۳۹۲. نقش گردش‌های پوش‌سپهر در بی‌هنجاری‌های اقلیمی زمستان‌های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸، *مجله ژئوفیزیک ایران*. **۷**: ۱۰۴-۸۹.

یاراحمدی، داریوش؛ قاسم عزیزی. ۱۳۸۶. تحلیل چندمتغیره ارتباط میزان بارش فصلی ایران و شاخص‌های اقلیمی. *پژوهش‌های جغرافیایی*. **۶۲**: ۱۷۴-۱۶۱.

Baldwin. M. P., Gray. L. J., Dunkerton. T. J., Hamilton. K., Haynes. P. H., Randel. W. J., Holton. J. R., Alexander .M. J., Hirota .I., Horinouchi .T., Jones. D. B. A., Kinnersley. J. S., Marquardt. C., Sato .K., Takahashi. M Sato .K., Takahashi. M. ۲۰۰۱. The Quasi-Biennial Oscillation, *Reviews of Geophysics*, **۳۹**: ۱۷۹-۲۲۹.

Balinger. T. J., Alen. M. J., Rohli. R. V. ۲۰۱٤. Spatiotemporal analysis of the January Northern Hemisphere circumpolar vortex over the contiguous United States, *Geophysical Research Letters*, **٤١**: ۳٦۰۲-۳٦۰۸.

Bartolini. E, Claps. P, D'Odorico. P. ۲۰۱۰. Connecting European snow cover variability with large scaleatmospheric patterns, *Advances in Geosciences*, **۲٦** :۹۳–۹۷.

Bednorz, E. ۲۰۰۸. Synoptic reasons for heavy snowfalls in the Polish-German lowlands. *Theoretical and applied climatology*, **۹۲**: ۱۳۳-۱٤۰.

Bednorz. E. ۲۰۱٤. Synoptic Study of the Heaviest Snowfalls in Poznan Since ۱۹٦۰/٦۱ TO ۲۰۰۹/۲۰۱۰. *ACTA CLIMATOLOGICA ET CHOROLOGICA*, ۷-۱٦.

Blanchet, J.; C. Marty, and M. Lehning .۲۰۰۹. Extreme value statistics of snowfall in the Swiss Alpine region. *Water Resource*, **٤٥**, W۰٥٤۲٤, doi:۱۰,۱۰۲۹/۲۰۰۹WR۰۰۷۹۱٦.

Esteban, P.; PH.D. Jones, J. Martin-Vide and M. Mases. ۲۰۰٥. Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andora, Pyrenees. *International Journal of Climatology*, **۲٥**: ۳۱۹-۳۲۹.

Ghatak, D.; G. Gong and A. Frei. ۲۰۱۰. North American Temperature, Snowfall, and Snow-Depth Response to Winter Climate Modes, *Journal of Climate*, **۲۳**: ۲۳۲۰-۲۳۳۲.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

Graf. H. F and Walter. K. ۲۰۰۵. Polar vortex controls

Krichak, S. O.; J. S. Breitgand, S. Gualdi and S. B. Feldstein. ۲۰۱٤. Teleconnection–extreme precipitation relationships over the Mediterranean region. *Theoretical and applied climatology*, ۱۱۷: ٦۷۹–٦۹۲.

Kunkel. K. E., Angel. J. R. ۱۹۹۹. Relationship of ENSO to snowfall and related cyclone activity in the contiguous United States, *Journal of Geophysical Research*, ۱۰٤: ۱۹٤۲٥-۱۹٤۳٤.

Li. L., Li. C. Y., Song. J. ۲۰۱۲. Arctic Oscillation anomaly in winter ۲۰۰۹/۲۰۱۰ and its impacts on weather and climate. *Science China Earth Sciences*,.**٥٥**: ٥٦۷–٥۷۹.

Morin, J.; P. Block, B. Rajagopalan, and M. Clark. ۲۰۰۸. Identification of large scale climate patterns affecting snow variability in the eastern United States. *International Journal of Climatology*, ۲۸: ۳۱٥-۳۲۸. **DOI**: ۱۰,۱۰۰۲/joc.۱٥۳٤.

Seager, R..; Y. Kushnir, J. Nakamura, M. Ting, N. Naik. ۲۰۱۰. Northern Hemisphere winter snow anomalies: ENSO, NAO and the winter of ۲۰۰۹/۲۰۱۰. *Geophysical Research Letters*, ۳۷: ۱-٦.

Smith, C and N. Lawson. ۲۰۱۲. Identifying extreme event climate thresholds for greater Manchester, UK: examining the past to prepare for the future. *Meteorological Applications*, ۱۹: ۲٦-۳٥. **DOI**: ۱۰,۱۰۰۲/met.۲٥۲

Sun, J.; H. Wang, W. Yuan and H. Chen. ۲۰۱۰. Spatial-temporal features of intense snowfall events in China and their possible change. *Journal of Geophysical Research*, **۱۱٥**: ۱-۸.

Theobald, A.; H. McGowan, J. Speirs and N. Callow. ۲۰۱٥. A Synoptic Classification of Inflow-Generating Precipitation in the Snowy Mountains, Australia.. Journal of Applied *Meteorology and Climatology*, **٥٤**: ۱۷۱۳-۱۷۳۲.

Ueda, H.; A. Kibe, M. Saitoh and T. Inoue. ۲۰۱٤. Snowfall Variations in Japan and its Linkage with Tropical Forcing. *International Journal of Climatology*, ۱-۸, **DOI**: ۱۰,۱۰۰۲/joc.٤۰۳۲.

Walter. K., Graf. H. F. ۲۰۰٦. Life cycles of North Atlantic teleconnections under strong and weak polar vortex conditions, *J. R. Meteorol. Soc.*, ۱۳۲: ٤٦۷–٤۸۳.

Wen. Ch ., Ke. W. *2009*. Interannual Variability of the Winter Stratospheric Polar Vortex in the Northern Hemisphere and Their Relations to QBO and ENSO, *Advances in Atmospheric Sciences*, ۲٦: ۸٥٥-۸٦۳.

Yan, Ge and G. Gavin. ۲۰۰۹. North American Snow Depth and Climate Teleconnection Patterns. *International Journal of Climatology*, ۲۲: ۲۱۷-۲۳۳.

Yujiang, Y and L. Jiangfeng. ۱۹۹۹. The Wet-Dry Changes in Recent ٤۰ Years in Taklimakan Area. *Chinese Geographical Science*, ۹: ٥۷-٦۲.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1401.9.1.10.6]