مجله مخاطرات محیط طبیعی، دوره هشتم، شماره نوزدهم، بهار ۱۳۹۸

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۱۰/۱۴

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۱۰/۱۱

صفحات: ۲۶۲ - ۲۴۳

واکاوی ساختار همدیدی الگوهای گردشی جو زمان رخداد برف در منطقه خشک (مورد: شمال استان سیستان و بلوچستان و خراسان جنوبی)

محسن حمیدیان پور[۱]*

چکیده

به منظور واکاوی ساختار همدیدی الگوهای گردشی جو موثر بر روزهای برفی نیمه¬شرقی ایران از رویکرد محیطی – گردشی اقلیم¬شناسی سینوپتیک استفاده شد. بدین منظور نخست روزهای برفی بر اساس کدهای هوای حاضر (ww) ایستگاه¬های شمال استان سیستان و بلوچستان و خراسان جنوبی از سازمان¬های زیربط اخذ گردید. مبتنی بر این روزها متغیرهای تراز زمین از جمله فشار تراز دریا، دما و متغیرهای ارتفاع ژئوپتانسیل، بادمداری و نصف¬النهاری، ضخامت جو، جهت جریان در ترازهای ۱۰۰۰، ۸۵۰ و ۵۰۰ ه.پ. از داده¬های شبکه‌ای NCEP/NCAR استفاده شد. نتایج این مطالعه نشان داد که ریزش برف در این منطقه با توجه به موقعیت جغرافیایی و دارا بودن از اقلیم خشک و نمیه‌خشک پدیده¬ای کم-بسامد بوده و در شکل¬گیری ریزش باران به شکل جامد یا مایع (برف یا باران) ارتفاع تاثیر بیشتری نسبت به عرض جغرافیایی دارد. ضمن اینکه بارش برف تحت تاثیر عواملی سینوپتیکی مانند پرفشار سیبری و ادغامش با پرفشار اروپایی به منظور فرارفت ¬هوای سرد و همزمان ریزش هوای مرطوب و گرم از سامانه¬ی کم فشار مستقر در روی دریای عرب، خلیج بنگال و خلیج¬فارس میسر می¬گردد. لازم به بیان است که شکل¬گیری پرفشار سیبری در عرض¬های پایین¬تر برای ایجاد برف بسیار موثرتر است. به طوری که در این شرایط فشار مرکزی این سامانه حدود ۱۰۴۰ ه.پ؛ و پربند ۱۰۳۰ ه.پ. شرق ایران را متاثر می¬کند. علاوه بر آن این پژوهش نشان داد که هرگاه اعظم کشور (به ویژه بر روی رشته کوه‌های زاگرس) زیر استیلای پرفشارهای داخلی و همگرایی بالایی قرار بگیرد در اثر چرخش واچرخندی خود در سطح زمین باعث انتقال هوای مرطوب دریای خزر به منطقه می¬گردد. از دیگر نتایج این مطالعه نقش رودباد قوی با سرعت ۶۵ متر بر ثانیه در تراز ۳۰۰ ه.پ؛ و گاهاً انحنای نصف‌النهاری آن در تشدید ناپایداری و صعود هوا می‌باشد. ریزش برف در منطقه با ضخامت ۵۳۰۰ تا ۵۴۰۰ با دمای حدود ۳ درجه سلسیوس همراه است.

واژگان کلیدی: برف، سینوپتیک، ارتفاع، منطقه خشک، شرق ایران، عرض جغرافیایی، رودباد.

[۱]- استادیار اقلیم‌شناسی در برنامه‌ریزی محیطی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و بلوچستان mhamidianpour@gep.usb.ac.ir

مقدمه

بارش زمانی رخ می‌دهد که هوای مرطوب و عامل صعود، هر دو با هم در منطقه‌ای وجود داشته باشند. نبود هر یک از این دو عامل مانع وقوع بارش می‌شود. بارش‌ها بر اساس ساختمان فیزیکی‌شان به دو دسته مایع و جامد تقسیم می‌شوند. برف به نوعی بارش جامد که به صورت بلورهای یخ سفید، شفاف و شش‌گوش که اغلب به هم چسبیده و در قالب برف‌دانه به زمین می‌ریزند گفته می‌شود (آرنس، ۲۰۰۸). برف حاصل تصعید بخار آب در دمای کمتر از نقطه انجماد آن است (کاویانی و علیجانی، ۱۳۷۱). نقطه انجماد برای ریزش برف حائز اهمیت است و وابسته به شرایط محیطی در مناطق مختلف متفاوت می‌باشد. مطالعات گسترده‌ای در خصوص برف در سایر مناطق جهان و بعضاً در ایران به صورت منطقه‌ای انجام شده است. وقتی ریزش برف با بادهای شدید همراه باشد به آن کولاک می‌گویند و عمدتاً در مناطق کوهستانی و برف‌گیر رخ می‌دهد (فرجزاده، ۱۳۹۲). پرزراکوس و آنگورای‌داکیس[1] (۱۹۸۴) به بررسی الزامات ریزش برف در آتن پرداختند. نخست آنها تغییرات روزانه ریزش برف را بررسی کردند و ضمن طبقه‌بندی آنها به دو دسته کلی به شناسایی سامانه‌های سینوپتیک منطقه اقدام نمودند. آنها به این نتیجه رسیدند که بارش برف در این منطقه به ریزش هوای سرد توسط سامانه‌های پرفشار هوای قطبی و جنب قطبی و سامانه‌ی پرفشاری که در ناحیه اسکاندیناوی مستقر است مرتبط می‌شود. مولین و همکاران (۲۰۱۵)، با اجرای تحلیل مولفه‌های اصلی بر روی متغیر ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ ه.پ. به شناسایی و تحلیل الگوهای سینوپتیکی توفان‌های برفی و یخ در دشت‌های بزرگ آمریکا در دوره ۲۰۱۱-۱۹۹۳ پرداختند. آنها به پنج الگو دست پیدا کردند و با مقایسه دما، رطوبت، فشار و باد به این نتیجه رسیدند که جریان‌های تراز ۵۰۰ ه.پ. با یکدیگر چندان تفاوت ندارند ولی به لحاظ سامانه‌های سطحی الگوهای بارش برف با یکدیگر متفاوت هستند. بدنورز (۲۰۱۱) نیز به منظور تحلیل شرایط سینوپتیکی بارش برف در مناطق کم ارتفاع اروپا با ویژگی اینکه بارش برف بیشتر از ۵ سانتی‌متر و حداقل از سه روز توالی برخوردار باشند پرداخت. بر اساس این مطالعه بارش‌های برف سنگین مناطق جنوبی و غربی اروپای مرکزی در اثر جبهه‌های سرد در بخش‌های سرد سیلکون‌های مدیترانه‌ای که اغلب در شبه‌جزیره ایتالیا بوجود می‌آیند رخ می‌دهد. یکی دیگر از مکان‌های معمول چرخندها یا ناوه‌های کم‌فشار موجب برف شدید می‌شوند، منطقه دریای بالتیک است که در آن جبهه‌های هواشناسی به طور مرتب ظاهر می‌شوند. به طور کلی ایشان نتیجه گرفت فعالیت‌های چرخندهای سرتاسر اروپا که برف را با خود به همراه دارند همزمان با تضعیف کم‌فشار ایسلند و نابهنجاری مثبت SLP در سرتاسر اقیانوس اطلس شمالی رخ می‌دهد. پایداری پوشش برف در مناطق کم‌ارتفاع اروپای مرکزی ممکن است تحت شرایط نابهنجاری مثبت SLP در سرتاسر قاره به جز برای بخش‌های جنوب غربی که نابهنجاری‌های منفی ضعیفی مشاهده می‌شود است. در عین حال، ناهنجاری‌های مثبت در ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ ه.پ. در شمال اقیانوس اطلس شمالی و اسکاندیناوی مشاهده می‌شود. مرینیو و همکاران (۲۰۱۴) با هدف بررسی اثر تغییر اقلیم بر روزهای برفی و همچنین سامانه‌های موثر بر ریزش برف اقدام نمودند. آنها نتیجه گرفتند که تمامی ایستگاه‌ها

1 -Prezerakos and Angouridakis

کاهش روزهای برفی را نمایش می‌دهند؛ و در پایان نتیجه گرفتند کاهش روزهای برفی مرتبط به تغییر متغیرهای هواشناس در اثر تغییر الگوهای سینوپتیکی می‌باشد. فرخ و یامادا (۲۰۱۴) با بررسی حدود ۱۰۰ مورد ریزش برف و استفاده از روش تحلیل مولفه‌های اصلی و روش خوشه‌بندی به شناسایی الگوهای همدید ریزش برف در کشور ژاپن نمودند. آنها به این نتیجه رسیدند که پرفشار سیبری به عنوان یکی از عوامل موثر در تامین هوای بسیار سرد سیبری و مناطق قطبی می‌باشد. رضایی و جانبار قبادی (۲۰۱۲) به تحلیل الگوهای سینوپتیکی بارش برف در جلگه گیلان پرداختند و به این نتیجه رسیدند که هوای سرد توسط کم‌فشارهای قطبی ارسال شده و رطوبت لازم نیز توسط دریای کاسپین و مدیترانه و دریای سیاه تامین می‌گردد. پدرام و همکاران (۱۳۹۰) به منظور پیش‌بینی بارش برف در استان کردستان از متغیرهای همچون نقطه‌شبنم، کمبود اشباع و دما استفاده نموده و در نهایت به این نتیجه رسیدند که ریزش برف در بیشتر مواقع در دمایی منفی صورت می‌گیرد و در بیشتر ایستگاه‌ها بارش برف در دمای ۰/۵− رخ خواهد داد. بیشینه احتمال بارش برف در دماهای مثبت، حدود ۲۵ درصد، برای دماهای بین ۱ تا ۰/۳ درجه سلسیوس است. فهیمی‌نژاد و همکاران (۱۳۹۱)، به تحلیل سینوپتیکی و فضایی توفان برف در فوریه ۲۰۰۵ دشت گیلان پرداختند. سه الگوی مجزا در سطح زمین با عاملیت پرفشار بالکان، سیبری و ترکیبی از این دو همزمان با نقش تراف عمیق بادهای غربی را شناسایی نمودند. درگاهیان و علیجانی (۱۳۹۲) با تاکید بر امکان اثرگذاری رویداد-های بلاکینگ بر بارش‌های سنگین برف از داده‌های شبکه‌ای استفاده نمودند و پس از شناسایی رویدادهای بلاکینگ به بررسی نقش آن در بارش‌های سنگین برف پرداختند. در نهایت آنها به چهار الگو دست یافتند و بیان داشتند که فقط یک الگو از آنها منجر به بارش برف‌های سنگین و مداوم خواهد شد. از عوامل لازم برای ریزش برف وجود یک پرفشار قوی در سطح زمین، موقعیت خط همدمای صفر درجه سلسیوس در تراز ۸۵۰ ه.پ.، قرارگیری خط همدمای ۵۳۰۰ بر روی غرب ایران و ۵۲۵۰ در شمال‌غرب ایران در زمان رخداد بلاکینگ را ضروری دانستند. مومن‌پور و همکاران (۱۳۹۳) به منظور مطالعه سازوکار همدیدی و دینامیکی بارش‌های سنگین برف در حاشیه جنوب‌غربی دریای کاسپین (خزر)، برای دوره‌ی آماری ۵۰ ساله مجموعاً ۸۰ روز همراه با بارش برف سنگین شناسایی نمودند. نتایج آنها نشان داد که بارش‌های مذکور نتیجه‌ی شکل‌گیری دو الگوی مجزا واچرخندهای سطحی با منشا قاره‌ای و اقیانوسی به تنهایی و یا به صورت ترکیبی با چرخندهای عرض‌های پایین‌تر که حامل شاره‌های گرما و رطوبت هستند، می‌باشند که در ترازهای میانی وردسپهر با حرکت مداری امواج غربی را همراهی می‌کنند. شایان به ذکر است که در الگوها نقش عوامل طبیعی مانند رشته کوه البرز در صعود اجباری توده هوا و همچنین دریای کاسپین را به عنوان منبع گرما و رطوبت در ایجاد ناپایداری و تقویت حرکت‌های صعودی نمی‌توان نادیده گرفت. یکی راه‌های شناخت اندرکنش‌های بین سامانه‌های سینوپتیک و عوارض جغرافیایی در پدیده‌های هواشناسی همچون برف استفاده از مدل‌سازی دینامیکی است. به طوری که غفاریان و همکاران (۱۳۹۵) به منظور شناسایی و شبیه‌سازی سامانه‌های موثر بر بارش برف سنگین بهمن ۱۳۹۲ در استان گیلان از مدل WRF استفاده نمودند. نتایج آنها نشان دهنده‌ی شکل‌گیری سلول پرفشار ثانویه در مقیاس محلی، ناشی از واداشت‌های پهنه‌ی سرد ناهمواری‌های قفقاز و شارش جریان‌های سرد کوه به دشت، روی جلگه‌ی کورا است. برخورد این جریانات شرق سوی با جریان‌های غرب‌سوی بر روی دریای کاسپین موجب همگرایی در محدوده‌ی کوچک در حوالی جنوب تالاب انزلی و در نهایت بارش برف

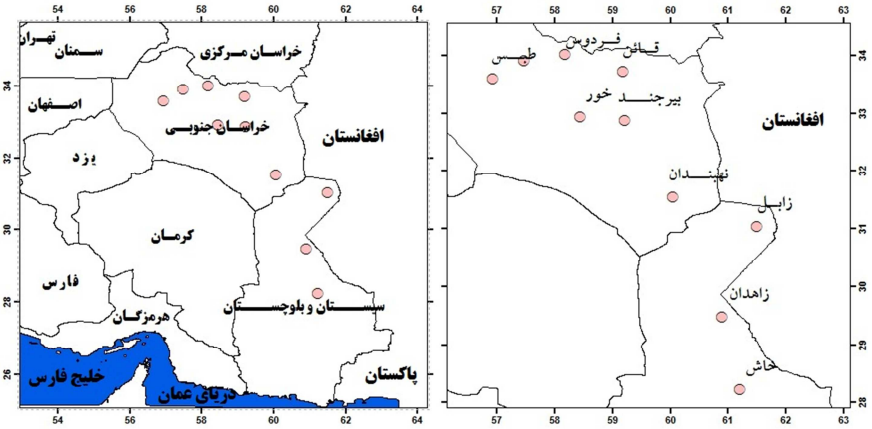
سنگین شده است. از دیگر مطالعات در خصوص برف در دیگر مناطق مختلف کشور، می‌توان به مطالعاتی همچون صفری و صلاحی (۱۳۸۹) که به بررسی برف سنگین استان کرمانشاه؛ امینی‌نیا و همکاران (۱۳۸۹) به بررسی بارش برف سنگین در شمال‌غرب؛ رحیمی و داناپور (۱۳۹۱)، به تحلیل نوسانات اقلیمی موثر بر ارتفاع برف؛ فتاحی و شیراوند (۱۳۹۳)، به بررسی الگوهای گردش جوی روزهای همراه با بارش برف سنگین در غرب ایران؛ دوستان و همکاران (۱۳۹۵) به مطالعه برف سنگین جاده‌های کوهستانی زاگرس مرکزی و همچنین کاشکی و حاجی‌محمدی (۱۳۹۶) به مطالعه و شناسایی الگوهای جوی موثر بر بارش برف سنگین در استان‌های شمالی ایران اشاره داشت. همانطور که ملاحظه گردید از آنجاییکه بارش برف ویژگی خاص مناطق با عرض جغرافیایی بالا و همچنین نواحی مرتفع است و بیشتر پژوهش‌ها متمرکز بر شناسایی سامانه‌ها و یا ویژگی‌های محیطی ریزش برف در این قسم از مکان‌ها پرداختند شاید یکی از مطالعاتی که در کشور ایران بر روی بارش برف در یک منطقه‌ی کم بارش و تقریباً خشک پرداخته است پژوهش انجام شده توسط امیدوار (۱۳۹۴) می‌باشد. ایشان به منظور تحلیل سینوپتیکی – دینامیکی ریزش برف در یزد ۱۲ دوره‌ی بارشی برف را انتخاب و در نهایت سه الگوی متقاوت همدیدی را شناسایی نموده است. عوامل ایجاد کننده سطحی شامل پرفشار سیبری، پرفشار دریای خزر و عوامل ترازهای بالا شامل بلاکینگ، ناوه عمیق شرق دریای مدیترانه و دریای سرخ معرفی شده است. به طور کلی، ریزش برف به دمای محیط بستگی دارد. در مناطق پست واقع در عرض‌های پایین، ریزش برف بندرت صورت می‌گیرد. نیمه شرقی ایران هرچند در مناطق جنب‌حاره‌ای و همچنین در مناطق تقریباً پست ایران قرار دارد؛ اما هر چند سال یک بار شاهد بارش برف می‌باشیم که از طرفی موجبات شادی و سرور کشاورزان یا حتی ساکنین منطقه را به لحاظ دیدن برف ایجاد می‌کند و از طرفی به دلیل عدم آمادگی لازم در این خصوص باعث می‌شود که منطقه دچار مشکلاتی شوند. در واقع ریزش برف در زمانی که گیاهان آمادگی لازم با آن را نداشته باشند، می‌تواند خسارات فراوانی به محصولات کشاورزی آن سرزمین داشته باشد. به عنوان نمونه، اگر برف پیش از سبز شدن گیاه گندم و آمادگی آن در مقابل سرما ریزش کند، خسارت‌های زیادی بر عملکرد آن وارد خواهد نمود (کاشکی و حاجی‌محمدی، ۱۳۹۶). یکی از این محصولات، محصول استراتژیک زعفران است که به وفور در سال‌های گذشته ریزش برف منجر به خسارت زیادی به این محصول شده است. بسیاری از سال‌ها به دلیل بارش‌های برف ناگهانی زمین‌های کشاورزی از جمله سطوح زعفران زیر پوشش برف رفته و کشاورزان قادر به برداشت گل گیاه نمی‌باشند. به عنوان نمونه در تاریخ ۱۳۹۴/۰۸/۱۴ به دلیل بارش برف، کشاورزان منطقه زاوه قادر به برداشت محصول خود نگردیدند (شبکه اطلاع رسانی دانا، ۱۳۹۴). یا به نقل از خبرگزاری ایرنا (۱۳۹۰) با اولین بارش برف حدود ۵۰۰۰ هکتار از اراضی زیر کشت زعفران در رشتخوار زیر برف رفت و کشاورزان نتوانستند گل زعفران خود را بچینند؛ بنابراین مطالب بالا منجر به این سوال می‌گردد که چه شرایطی وقوع بارش برف را در منطقه مورد مطالعه باعث می‌شود و یا شاید قبل‌تر از آن، این پرسش نیز مطرح باشد که ریزش برف تحت تاثیر چه الگوهای همدیدی می‌باشد. دمای لازم برای شکل‌گیری آن که بیانگر نقطه انجماد است در نیمه شرقی ایران چند درجه سلسیوس است؟ رطوبت لازم از کدام مسیر و کجا تامین می‌گردد؟

داده و روش‌شناسی

منطقه مورد مطالعه نیمه شرق ایران شامل استان خراسان جنوبی و نیمه شمالی استان سیستان و بلوچستان است. این منطقه مطابق با اقلیم‌نمای دومارتون از اقلیم خشک و نیمه‌خشک برخوردار است. بیشترین بارش منطقه مذکور در طول فصل سرد سال یعنی زمستان است. در این مطالعه به منظور بررسی ساختار جو در هنگام با بارش برف منطقه مدنظر از آمار ایستگاه‌های سینوپتیک استان خراسان جنوبی و شمال استان سیستان و بلوچستان به شرح جدول ۱ استفاده شد. عموماً بارش منطقه به صورت ریزش‌های جوی به شکل مایع می‌باشد و گاهاً این مناطق متاثر از ویژگی‌های جوی ویژه در زمان‌های بخصوصی با اندرکنش با ویژگی‌های محلی منجر به ریزش برف می‌شود بر اساس این جدول مشخص است که ریزش برف پدیده‌ای نادر بوده است. به هر روی نخست به منظور شناسایی سامانه‌های موثر بر ریزش برف بر اساس کدهای هوای حاضر (ww) روزهای همراه با ریزش برف از سال تاسیس ایستگاه تا سال ۱۳۹۳ از سازمان هواشناسی استان سیستان و بلوچستان و خراسان جنوبی دریافت گردید. پس از تعیین روزهای برفی جهت شناخت سامانه‌های همدید موثر بر این رویدادها از فراسنجی‌های سطحی مانند فشار سطح دریا (slp)، دمای تراز ۱۰۰۰ ه.پ.، و ترازهای جو بالا مانند ارتفاع ژئوپتانسیل (Hgt)، نم ویژه، مولفه مداری و نصف‌النهاری در ترازهای ۸۵۰، ۵۰۰ ه.پ. برگرفته از تارنمایی مرکز ملی پیش‌بینی محیطی/مرکز ملی تحقیقات جوی (NCEP/NCAR) استفاده شد. به منظور تحلیل‌های مناسب از شرایط سینوپتیک با استفاده از متغیرهای فوق اقدام به تهیه نقشه‌های ترکیبی همچون تاوایی، واگرایی، جهت جریان، همگرایی و واگرایی شار رطوبت (MFC) و ضخامت جو شد.

جدول ۱: مشخصات ایستگاه‌های مورد استفاده

نام ایستگاه	استان	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع (متر)	متوسط بارش سالانه (mm)	متوسط دما سالانه (C)	تعداد روزهای همراه با برف و اسلیت
خاش	سیستان و بلوچستان	۶۱/۲۰	۲۸/۲۲	۱۳۹۴	۱۵۰	۲۰	۰/۵
زاهدان	سیستان و بلوچستان	۶۰/۸۸	۲۹/۴۷	۱۳۷۰	۹۰	۱۸/۴	۱/۳
زابل	سیستان و بلوچستان	۶۱/۴۸	۳۱/۰۳	۴۱۹	۶۱	۲۲/۱	۰/۴
نهبندان	خراسان جنوبی	۶۰/۰۳	۳۱/۵۳	۱۲۱۱	۱۳۵	۱۹/۷	۲
قائن	خراسان جنوبی	۵۹/۱۷	۳۳/۷۲	۱۴۳۲	۱۷۶	۱۴/۳	۶/۵
فردوس	خراسان جنوبی	۵۸/۱۷	۳۴/۰۲	۱۲۹۳	۱۴۸	۱۷/۲	۴/۶
طبس	خراسان جنوبی	۵۶/۹۲	۳۳/۶۰	۷۱۱	۸۳	۲۱/۷	۰/۸
خور	خراسان جنوبی	۵۸/۴۳	۳۲/۹۳	۱۱۱۷	۱۰۳	۱۹/۸	۲/۶
بیرجند	خراسان جنوبی	۵۹/۲۰	۳۲/۸۷	۱۴۹۱	۱۷۱	۱۶/۵	۵/۷
بشرویه	خراسان جنوبی	۵۷/۴۵	۳۳/۹۰	۸۸۵	۹۷	۱۹/۱	۱/۶

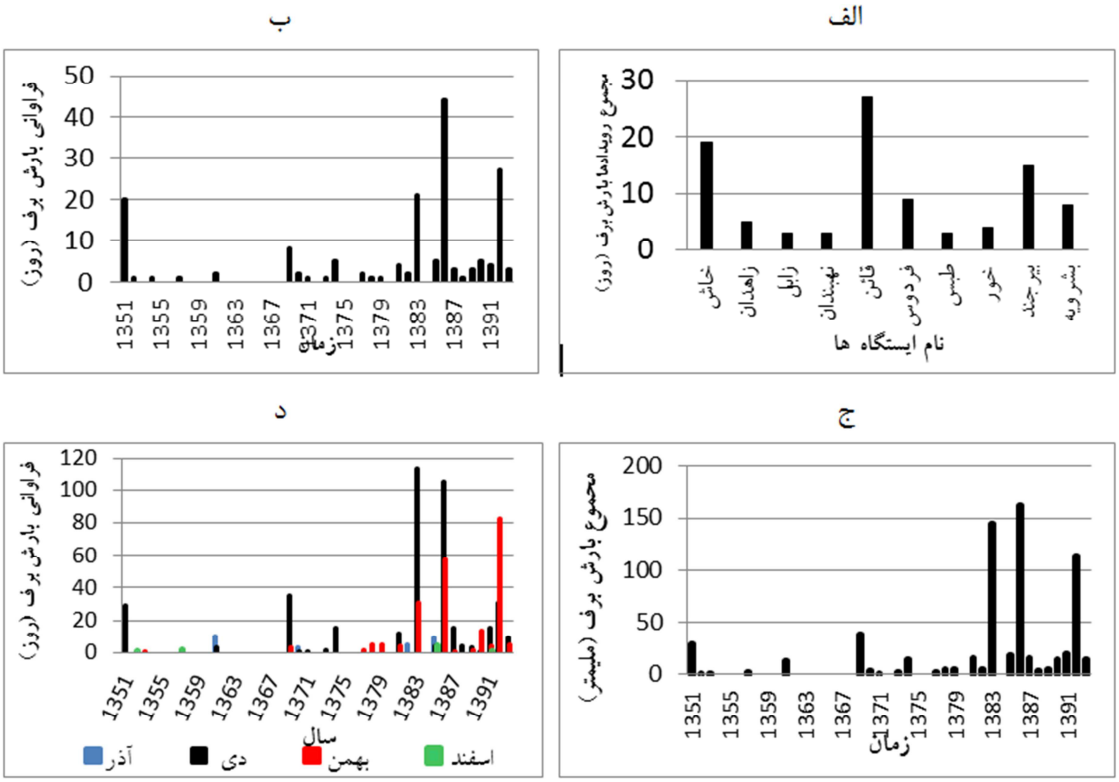


شکل ۱: پراکنش ایستگاه‌های مورد استفاده و منطقه مورد مطالعه (*منبع: نگارنده*)

یافته‌های تحقیق

الف: بررسی آماری فراوانی وقوع بارش‌ها در محدوده مورد مطالعه

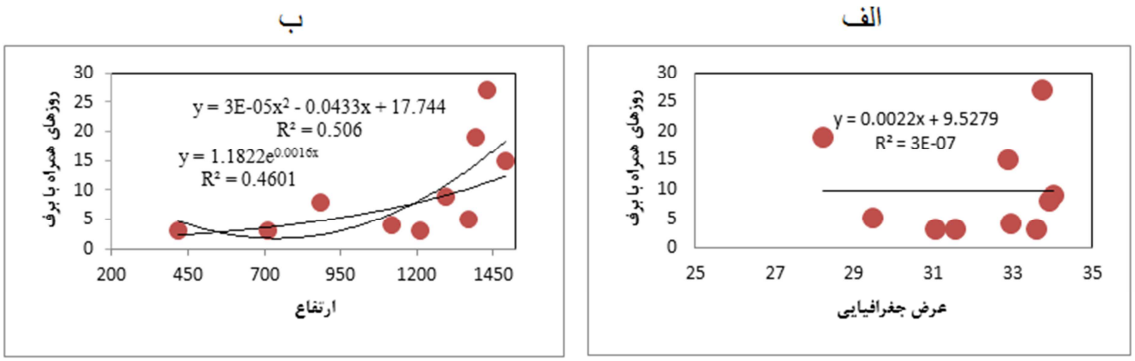
شکل ۲ مجموع رویدادهای بارش برف (الف)، فراوانی سالانه بارش برف (ب)، مجموع میزان بارش برف به تفکیک سال (ج) و همچنین ماهانه (د) نمایش می‌دهد. مطابق نمودار بیشترین مقادیر بارش ثبت شده در این مدت مربوط به ماه‌های دی و بهمن بوده که به ترتیب معادل ۳۹۲/۶ و ۲۱۷/۲ میلیمتر می‌باشد. آذر و اسفند با ۲۷ و ۲۱/۲ میلیمتر بارش تفاوت قابل ملاحظه‌ای با دو ماه دیگر دارند. همچنین سال‌های ۱۳۸۶، ۱۳۸۳ و ۱۳۹۲ با ۱۶۲/۴، ۱۴۴/۵ و ۱۱۴ میلیمتر برف، پربرف‌ترین سال‌های مورد مطالعه بوده‌اند که هر سه مورد تمام مقدار بارش را در ماه‌های دی و بهمن دریافت کرده‌اند. سال‌های ۱۳۷۱، ۱۳۵۴ و ۱۳۵۲ نیز با ۰/۲ و ۱ میلیمتر کمترین مقادیر بارش را داشته‌اند. از بین ایستگاه‌های مطالعاتی نیز قائن، زاهدان و بیرجند به ترتیب با ۲۶۵/۱، ۱۲۲/۲ و ۷۱/۴ میلیمتر و خاش و طبس با ۵/۱ و ۸/۹ میلیمتر برف پربارش‌ترین و کم‌بارش‌ترین ایستگاه‌های مورد مطالعه بوده‌اند.



شکل ۲: مجموع رویدادهای بارش برف (الف)، فراوانی سالانه بارش برف (ب)، مجموع میزان بارش برف به تفکیک سال (ج) و ماهانه (د)

منبع: نگارنده

قبل از ورود به بررسی همدید و شناسایی سامانه‌های موثر بر روزهای برفی آنچه که شایان به ذکر است تاثیر بیشتر ارتفاع بر ریزش بارش برف نسبت به عرض جغرافیایی است. در واقع با توجه به بررسی و رابطه بین روزهای برفی با عرض جغرافیایی (شکل ۳-الف) و همچنین ارتفاع (شکل ۳-ب) مشخص می‌گردد که ارتفاع در ریزش برف نسبت به عرض جغرافیایی بسیار تاثیر گذارتر است. این موضوع در شکل‌های زیر قابل مشاهده است. همانطور که مشاهده می-گردد رابطه بین ارتفاع و روزهای برفی یک رابطه نمایی بوده و هر چه ارتفاع افزایش می‌یابد ایستگاه‌ها روزهای برفی بیشتری را تجربه نموده‌اند. البته به منظور دقت محاسبه از رابطه چند جمله‌ای نیز استفاده شده است که به ترتیب ضریب همبستگی مبتنی بر روش نمایی و چند جمله‌ای حدود ۰/۶۷ و ۰/۷۱ محاسبه شده است. ضرایب همبستگی فوق در سطح معنی‌داری ۰/۰۵ نیز بررسی شده است. شکل (۳-الف) که نمایانگر رابطه بین عرض جغرافیایی و روزهای برفی است از رابطه همبستگی بسیار ضیغی برخوردار است.



شکل ۳: بررسی رابطه بین عرض جغرافیایی (الف) و ارتفاع (ب) با روزهای بارشی ایستگاهای مورد مطالعه منبع: نگارنده

ب: تحلیل همدید روزهای نماینده

۲۸ دسامبر ۱۹۹۰ (۷ دیماه ۱۳۶۹)

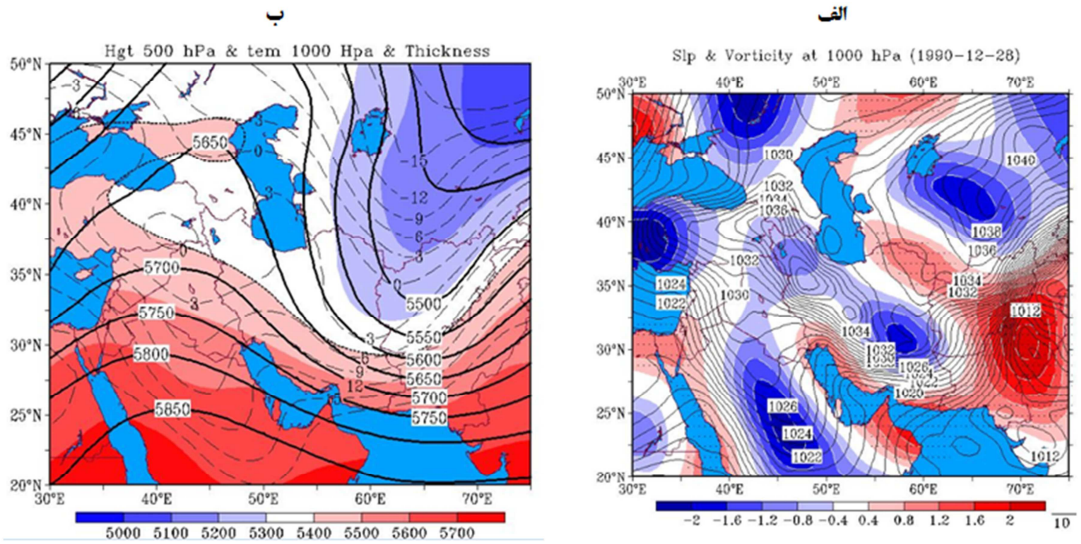
مقدار بارش برف در این زمان که به طور ناپیوسته و منقطع از ۲۸ تا ۳۱ دسامبر ادامه پیدا کرده برابر ۳۵/۴ م.م.[۱] بوده است؛ ایستگاه زاهدان با ۳۱ م.م. پربارش‌ترین ایستگاه و خاش و زابل به ترتیب با ۳ و ۱/۴ م.م. بارش در رتبه-های بعدی قرار گرفته‌اند. متوسط دمای کمینه و دمای نقطه شبنم ثبت شده در ایستگاه به ترتیب برابر با ۵/۴- و ۶/۲- سلسیوس می‌باشد. شکل ۴- الف نمایش دهنده فشار تراز دریا و همچنین میزان تاوایی در تراز ۱۰۰۰ ه.پ. می‌باشد. همانطور که ملاحظه می‌گردد در تراز زمین سامانه‌ی پرفشار سیبری گسترش و حاکمیت قابل ملاحظه‌ای داشته و علاوه بر ایران، قسمت‌های وسیعی از کشور عراق و ترکیه را نیز در استیلای خود قرار داده است. این سامانه با فشار مرکزی ۱۰۴۰ ه.پ. از جنوب قزاقستان بر روی ایران امتداد پیدا نموده است. سامانه مذکور با پربند ۱۰۲۰ ه.پ. تا عرض‌های ۲۵ درجه شمالی نفوذ داشته به طوری که بر روی نیمه شرقی ایران پربند ۱۰۲۵ ه.پ. مشاهده می‌گردد. شایان به ذکر است که غرب کشور ایران به دلیل وجود هوای سرد مستقر بر روی رشته‌کوه‌های زاگرس محل استقرار پرفشارهای محلی زاگرس می‌باشند که دارای چرخش واچرخندی هستند. بیشترین میزان تاوایی مثبت در سطح زمین در نواحی شمال‌غرب هندوستان و شرق پاکستان همزمان با استقرار یک هسته کم‌فشار با فشار مرکزی ۱۰۱۰ ه.پ. مشاهده می‌گردد (شکل ۴-الف).

در تراز ۵۰۰ ه.پ. حاکمیت امواج غربی با ناوه و پشته‌های متوالی اقلیم ایران را کاملاً تحت سیطره‌ی خود قرار داده‌اند. ناپایداری شدید موید استقرار ناوه‌ای (فرود) عمیق بر روی مرکز دریای مدیترانه و همچنین موجی بسیار عمیق با محور شمالی-جنوبی در شرق ایران می‌باشد. عمق سامانه ذکر شده حدود ۱۵ درجه جغرافیایی است. موقعیت شرق ایران در جلوی محور ناوه، علاوه بر اینکه موجب قرارگیری منطقه مورد مطالعه زیر منطقه چرخندگی مثبت (PVA[۲]) شده است؛ شرایط ریزش هوای سرد قطبی را نیز از پشت موج مهیا ساخته است. نقشه‌های ضخامت

۱- میلی‌متر

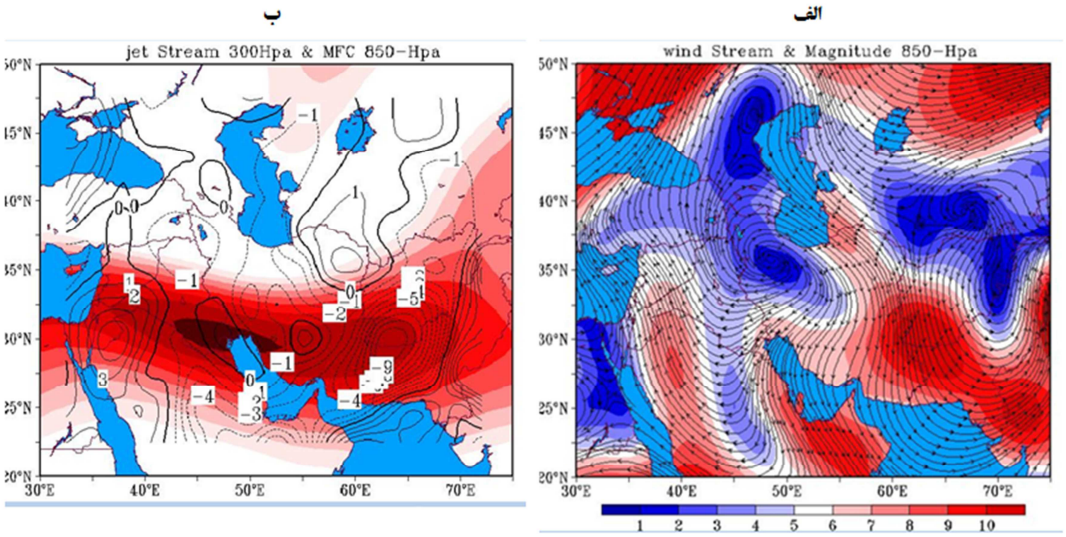
2- Positive Vorticity Area

حاصل تفاضل ارتفاع بین ترازهای ارتفاعی ۵۰۰ و ۱۰۰۰ ه.پ. می‌باشد؛ ضخامت جو تابعی از سردی و گرمی هواسپهر است به طوری که کاهش دما منجر به کاهش ضخامت هواسپهر و افزایش آن موجب بیشتر شدن ضخامت آن می‌گردد؛ بنابراین از نقشه‌های ضخامت برای تحلیل همدیدی تغییرات دما نیز می‌توان استفاده کرد. دیگر پژوهش‌ها در مناطق مختلف ضخامت ۵۲۰۰ را برای برف در نظر گرفته‌اند؛ اما با توجه به این که شرایط تراز زمین از جمله ناهمواری‌ها و جهت قرارگیری آن‌ها تاثیر زیادی بر روی شرایط رخداد برف دارد، بنابراین این ضخامت می‌تواند متفاوت باشد. به طوری که در قاره آمریکا منحنی صفر درجه در تراز زمین، با ضخامت ۵۳۰۰ متر مطابقت دارد (درگاهیان و علیجانی،۱۳۹۲). در ۲۸ دسامبر منحنی هم‌ضخامت ۵۴۰۰، ناحیه سیستان و ۵۳۰۰ با دمای ۳ درجه سلسیوس قسمت‌های مختلف شمال‌شرق ایران را دربرگرفته است. محور این ناوه ضخامت هواسپهر در این الگو بر روی جنوب‌شرق ایران قرار دارد و ناوه‌ی یاد شده بیانگر ریزش هوای سرد عرض‌های جغرافیایی بالا می‌باشد (شکل ۴-ب).



شکل ۴: نقشه ترکیبی فشار تراز دریا و تاوایی در تراز ۱۰۰۰ ه.پ. (الف) و نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۵۰۰ ه.پ (خطوط ضخیم سیاه)،، ضخامت جو در تراز ۱۰۰۰-۵۰۰ ه.پ. (رنگ‌ها) و دمای تراز سطح دریا (خطوط خط چین) (ب).

به منظور تعیین منشاء و نحوه انتقال رطوبت به نواحی مورد مطالعه از نقشه‌های شدت باد، جهت جریان و شار همگرایی رطوبت با بهره‌گیری از سه متغیر مولفه مداری و نصف‌النهاری باد و همچنین نم ویژه استفاده شد. شکل ۳ الف و ب به ترتیب نشان دهنده‌ی وضعیت جریان جو و شدت باد و همچنین شار همگرایی و واگرایی رطوبت در تراز ۸۵۰ ه.پ. می‌باشد. جهت جریانات جوی گویای این امر است که منبع اصلی رطوبت در این تاریخ دریای خزر می‌باشد. چرخش‌های واچرخندی در این محدوده با تندی مناسب رطوبت دریای خزر را به منطقه شارش می‌کنند این وضعیت طی روزهای بعد نیز به همین شکل ادامه پیدا کرده و علت اصلی این امر را می‌توان با فراز و فرودهای عمیق حاصل از امواج راسبی در ترازهای بالایی ورد سپهر مرتبط دانست (شکل ۵ الف و ب).



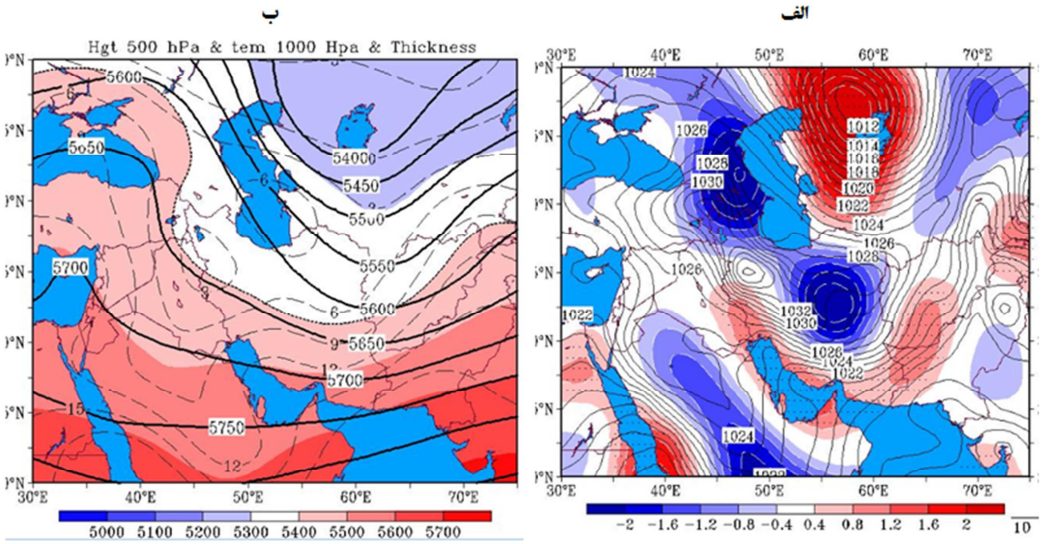
شکل ۵: شدت باد (رنگ) و جهت جریان هوا در تراز ۸۵۰ ه.پ. (الف) و شار همگرایی و واگرایی رطوبتی در تراز ۸۵۰ ه.پ. (خطوط) و سرعت باد (هسته سرعت رودبادها) در تراز ۳۰۰ ه.پ. (سرعت بیشتر از ۳۰ متر بر ثانیه ترسیم شده است) (ب).

رودبادها از جمله پدیده‌های سینوپتیک و تاثیرگذار بر اقلیم سطح زمین محسوب می‌شوند. همانطور که در شکل ۵-ب مشاهده می‌گردد با توجه به شرایط جوی در زمان مورد بررسی رودباد جبهه قطبی به سمت عرض‌های پایین تر از نرمال کشیده شده است. گسترش رودبادها به سمت عرض‌های پایین موجب مکش هوا از سطح زمین به ارتفاع بالاتر می‌شوند و این امر موجب کاهش فشار، تغییر چرخش هوا و افزایش ناپایداری می‌شوند (ریهل، ۱۹۵۴؛ آروین و همکاران، ۱۳۹۴). رودبادها در داخل موج‌های کوتاه و بلند در حرکت هستند؛ بر این اساس دارای مناطق واگرایی و همگرایی می‌باشند. همانطور که ملاحظه می‌شود منطقه مورد مطالعه درست در زیر قطاع چپ خروجی هسته رودباد که منطقه واگرایی شدید است قرار دارد؛ همین امر کمک به صعود و ناپایداری می‌گردد. شایان ذکر است هسته رودباد در منطقه دچار انحنای نصف‌النهاری شده است که این موضوع به سبب وزش دمایی گرم به مناطق تحت تسلط نیمه خروجی رودباد باعث صعود و همرفت بیشتر هوا می‌شود از طرفی تمایل محور رودباد به وزش نصف‌النهاری موجب می‌شود تا جریان هوا دچار چرخندگی انحنایی شود و صعود حاصل از این چرخندگی انحنایی به چرخندگی برشی ناشی از شیب سرعت در ربع دوم هسته رودباد افزوده شود و صعود هوا را تشدید کند (سعیدآبادی و همکاران، ۱۳۹۴). به بیانی دیگر به میزان گرادیان مداری جریانات رودباد در روزهای حداکثر بارش بیشتر از سایر روزها است (فرج زاده و همکاران، ۱۳۸۶).

۱۳ ژانویه ۲۰۰۵ (۲۴ دی ۱۳۸۳)

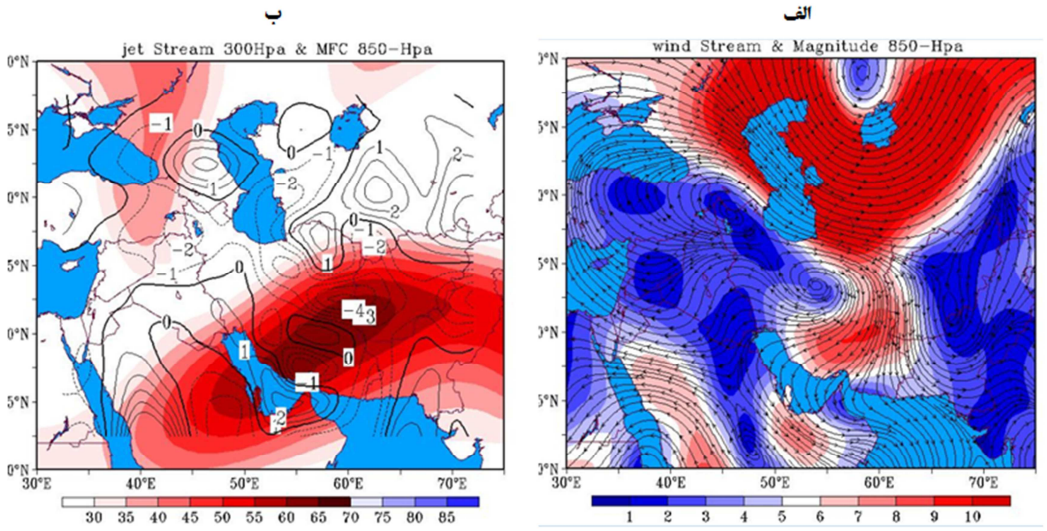
در روز نمونه‌ی انتخاب شده،بارش برف به صورت منقطع و ناپیوسته تقریباً از روز ۱۲ تا ۲۱ ژانویه ادامه داشته است. میزان بارش این زمان برابر ۹۴/۵ م.م. محاسبه گردید و آنچه بیش از همه دارای اهمیت است این میزان از ریزش فقط در ایستگاه قائن به عنوان بارش برف ثبت شده است. به طوریکه روزهای ۱۳ و ۱۴ ژانویه به ترتیب با ۳۰ و ۲۲

م.م. بارش، پربارش‌ترین روزهای ایستگاه قائن در طول مدت مورد مطالعه می‌باشند. چنان‌که مقادیر مثبت سرعت قائم هوا در برخی ایستگاه‌ها نشان‌دهنده‌ی پایداری هوا در این نواحی است. این شرایط به طور کامل بیانگر نقش ارتفاع دربارش برف است. با توجه به نقشه فشار در سطح زمین بیشتر ایران مرکزی و شرق ایران تحت پرفشاری محلی با مقدار مرکزی ۱۰۲۳ ه.پ. قرار گرفته است. این سامانه با حرکت واچرخندی خود موجب فرارفت هوای سرد و مرطوب دریای خزر بر روی ارتفاعات خراسان جنوبی شده و با توجه به ارتفاع منطقه قائن و رسیدن به سطح تراکم (LCL) و همچنین دمای پایین منطقهبارش برف را مهیا کرده است. در واقع نقش عوامل محلی بسیار تاثیر گذار بوده است. در این هنگام پرفشار سیبری در عرض‌های بالاتر و شرقی‌تر با فشار ۱۰۳۲ ه.پ. بر فراز شمال‌غرب چین تشکیل شده است و نفوذ آن توسط کم‌فشاری که در شمال‌شرق دریای خزر تشکیل شده است محدود شده است. شباهت سامانه‌های این روز با الگوی قبل در این است که ایران مرکزی، مناطق مرتفع رشته‌های کوه‌های زاگرس تحت استیلای پرفشارهای محلی می‌باشد با این تفاوت که ارتباط این سامانه‌ها با پرفشار سیبری همانطور که بیان شد با استقرار کم‌فشار شمال‌شرق دریای خزر با فشار مرکزی ۱۰۱۲ ه.پ. قطع شده است. بیشترین سرعت باد در محل تلاقی این دو سامانه نیز به وجود آمده است (شکل ۶-الف). وجود امواج کوتاه و نسبتاً عمیق تراز ۵۰۰ ه.پ؛ که شرایط واگرایی بالایی و صعود را نیز فراهم نموده دارای اهمیت است. در تراز ۵۰۰ ه.پ. مرکز کم‌ارتفاعی با منحنی بسته ۵۲۰۰ ژئوپتانسیل متر در شمال شرق دریای خزر بسته شده است که زمینه را برای گسترش بادهای سرد به سمت عرض‌های پایین‌تر فراهم کرده و موجب تشکیل ناوه‌ای در شمال شرق کشور گردیده است قرارگیری نواحی شرقی و شمال‌شرقی در زیر یال شرقی این ناوه که منطقه وزش چرخندگی مثبت است باعث ناپایداری‌های شدیدی در این مناطق می‌شود (شکل ۶-ب).



شکل ۶: نقشه ترکیبی فشار تراز دریا و تاوایی در تراز ۱۰۰۰ ه.پ. (الف) و نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل در تزاز ۵۰۰ ه.پ (خطوط ضخیم سیاه)،، ضخامت جو در تراز ۱۰۰۰-۵۰۰ ه.پ. (رنگ‌ها) و دمای تراز سطح دریا (خطوط خط چین) (ب).

شکل ۶-ب علاوه بر منحنی‌های ارتفاع ژئوپتانسیل نمایش دهنده منحنی‌های دما و همچنین میزان ضخامت هواسپهر نیز می‌باشد. منحنی همدمای ۶ درجه سلسیوس نیمه شمالی ایران را احاطه کرده است؛ در واقع ریزش هوای سرد توسط پشته تراز ۵۰۰ ه.پ. موجبات سرمایش و هم‌دما شدن این مناطق با عرض‌های جغرافیایی بالا را مهیا کرده است و همین امر منجر به کاهش ضخامت هواسپهر در این مناطق شده است. کمینه ضخامت هواسپهر در این روز مربوط به نواحی شمال‌شرقی ایران با مقدار ۵۲۰۰ تا ۵۴۰۰ متر می‌باشد. این شرایط در الگوی قبلی نیز دیده شد. وزش‌های رطوبتی از وضعیت و استقرار مراکز فشار پیروی می‌کنند و این مراکز نقش مهمی در الگوی جریان‌های روی ایران دارند مراکز پرارتفاع در شمال غرب دریای خزر و دریای سیاه که در ترازهای زیرین و میانی وردسپهر مشاهده می‌شود با چرخش‌های واچرخندی زمینه را برای تزریق رطوبت از طریق همرفت دریای خزر به شمال شرق کشور فراهم می‌کنند (شکل ۷-الف). به مانند الگوی قبل هسته رودباد نیز در این شکل‌گیری شرایط ناپایداری و افزایش صعود نقش داشته است (شکل ۷-ب).

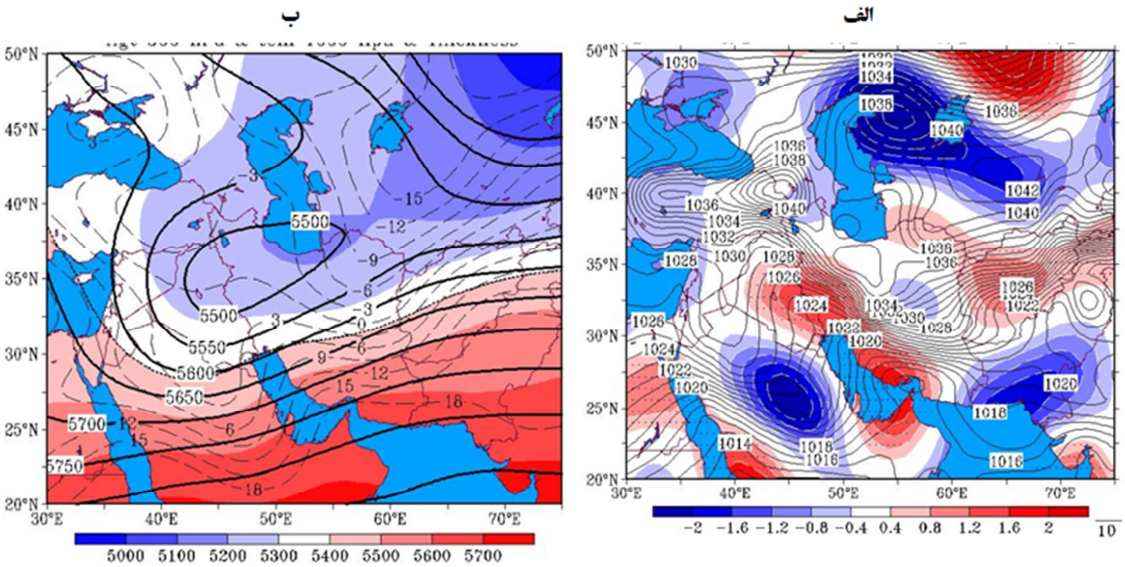


شکل ۷: شدت باد (رنگ) و جهت جریان هوا در تراز ۸۵۰ ه.پ. (الف) و شار همگرایی و واگرایی رطوبتی در تراز ۸۵۰ ه.پ؛ و سرعت باد (هسته سرعت رودبادها) در تراز ۳۰۰ ه.پ. (سرعت بیشتر از ۳۰ متر بر ثانیه ترسیم شده است) (ب)

۱۴ ژانویه ۲۰۰۸ (۲۴ دی ۱۳۸۶)

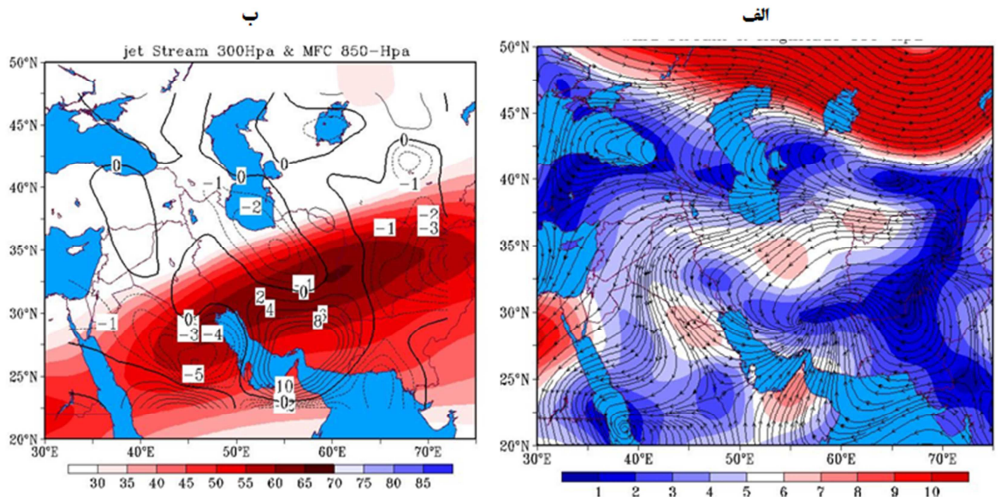
تاریخ ۱۴ ژانویه ۲۰۰۸ یکی از پربارش‌ترین فصل‌های سرد مدت زمان مورد مطالعه بوده و شدت و مدت بارش‌های رخ داده در این تاریخ در هیچ سالی تکرار نشده است به طوریکه در طول این زمان در مجموع ۱۶۲/۴ م.م. بارش برف در ایستگاه‌های مختلف اتفاق افتاده است. در بین ایستگاه‌های مورد نظر نیز شدت و تداوم بارش در قائن بسیار بالا بوده و این ایستگاه با ۶۴ م.م. بارش بالاتر از ایستگاه‌های بیرجند با ۲۶/۹ و بشرویه ۲۳ م.م. قرار گرفته است در ماه ژانویه ۲۰۰۸ به جز ایستگاه‌های نهبندان، خاش و زاهدان تمام ایستگاه‌ها روزهای متوالی و بارش‌زایی را تجربه کرده‌اند.

شکل ۸-الف نمایش دهنده پراکندگی فشار تراز دریا به علاوه میزان تاوایی تراز ۱۰۰۰ ه.پ. می‌باشد. همانطور که مشاهده می‌گردد سیطره پرفشار حرارتی سیبری کاملاً مشخص است و منحنی پرفشار ۱۰۳۰ ه.پ. تا نواحی داخلی ایران کشیده شده است. در این زمان فرابار سیبری باعث تشکیل دوکانون پرفشار در شرق دریای خزر و کشور قرقیزستان گردیده که هر دو سامانه دارای فشار مرکزی ۱۰۴۰ ه.پ. می‌باشند. این سامانه در شرق دریای خزر نواحی مختلف شمال شرق کشور را تحت تأثیر قرار داده است. در نواحی جنوبی ایران مراکز کم‌فشار دیده می‌شوند که این جریان‌های ساعتگرد شمال دریای عرب و همچنین چرخش‌های چرخندی شمال خلیج فارس منابع مهم رطوبتی از طریق دریای عمان و خلیج فارس می‌باشند (شکل ۸-الف) شدت بارش برف در قسمت‌های مختلف نواحی مورد مطالعه متفاوت می‌باشد. به طوری که ایستگاه‌های عرض بالاتر به خصوص ایستگاه قائنات به علت عرض بالاتر و مهم-تر ارتفاع بیشتر شرایط برف سنگین‌تری را تجربه می‌کنند با توجه به نقشهٔ چرخندگی مربوط به ایـن روز می‌توان چرخنـدگی مثبت یا سیکلونی را در نواحی شرق و جنوب شرق ایران مشاهده کرد. به دلیل نفوذ و استقرار پرفشار سیبری در عرض‌های جغرافیایی پایین؛ تضاد حرارتی شدیدی در منطقه دیده می‌شود و بادهای غربی کاملاً به شکل نصف‌النهاری نمود یافته‌اند به طوری که خطوط همدمای صفر درجه‌ی سلسیوس در نیمه‌ی شرقی ایران با عرض‌های ۴۰ تا ۴۵ درجه جغرافیایی برابری می‌کنند. در اثر این تضاد حرارتی و شرایط نصف‌النهاری بادهای غربی سامانه‌های سردچال جوی به وجود آمده‌اند (شکل ۸-ب). پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۵۰۰ ه.پ. گویای این مطلب به خوبی می‌باشند. عارضه‌ی مهمی که در این نقشه‌ی به چشم می‌خورد حاکمیت پشته قوی و پرارتفاعی بر فراز اروپا است که فرود عمیق حاصل از آن سبب تشکیل کم‌فشار بریده‌ای بر روی ایران شده که از سمت غرب و شمال غرب تا شمال‌شرق ایران را در برگرفته است. حضور این بندال که در ناحیه زیرین خود ناپایداری بوجود می‌آورد باعث فعالیت چند روزه سامانه گردیده که نقش مهمی در بروز و استمرار سرماهای شدید در مناطق مختلف کشور دارد. در واقع شرایط رطوبتی و دینامیکی مناسب این سامانه، بهترین حالت برای استمرار ناپایداری‌های دینامیکی در منطقه است. در الگوی بلاکینگ امگا هم ناوه‌ی سمت راست و هم ناوه‌ی سمت چپ می‌تواند به بارش‌های مداوم و سنگین منجر شود. بررسی الگوهای بلاکینگ منجر به بارش، نشان می‌دهد بلاکینگ‌هایی که مرکز آنها در عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ۶۰ درجه قرار دارد و ناوه‌ی سمت راست آن‌ها کشور ما بویژه نیمه شمالی و غربی را در برمی‌گیرند، می‌توانند برف مداوم و سنگین به همراه داشته باشند زیرا در این صورت ریزش هوای سرد از عرض‌های بسیار بالا سبب تقویت و تداوم سامانه و کاهش ضخامت جو و در نتیجه کاهش دما می‌شود (درگاهیان و علیجانی،۱۳۹۲).



شکل ۸: نقشه ترکیبی فشار تراز دریا و تاوایی در تراز ۱۰۰۰ ه.پ. (الف) و نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل در تزاز ۵۰۰ ه.پ (خطوط ضخیم سیاه)،. ضخامت جو در تراز ۱۰۰۰-۵۰۰ ه.پ. (رنگ‌ها) و دمای تراز سطح دریا (خطوط خط چین) (ب).

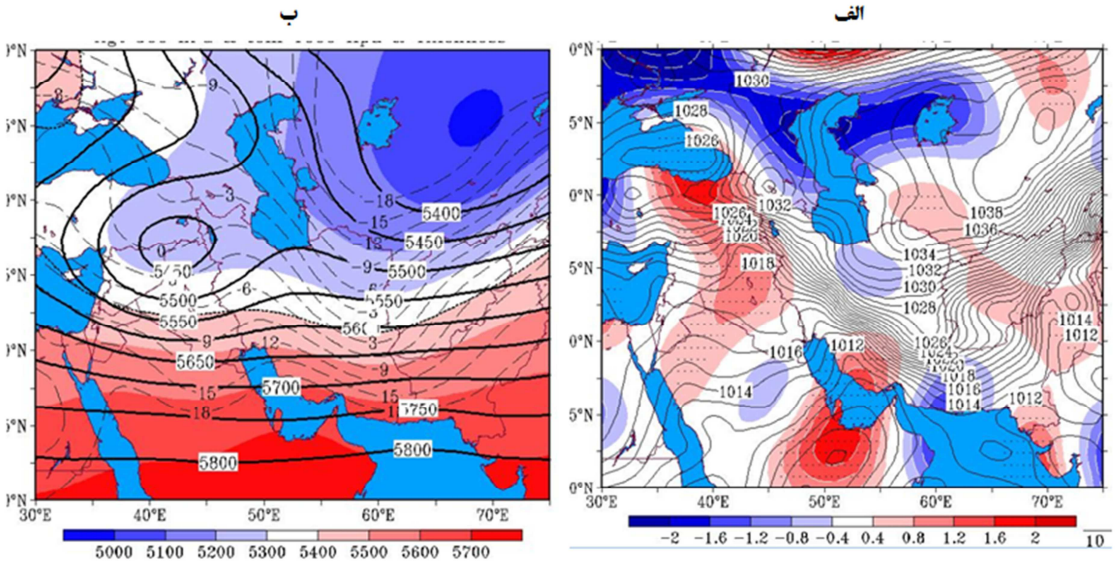
همانطور که در توضیح متغیر فشار تراز دریا بیان شد؛ ریزش هوای سرد باعث شده نواحی شرقی و شمال‌شرقی دمای ۸- درجه سلسیوس را تجربه کنند. تغییرات ضخامت هواسپهر در شکل۶-ب نیز قابل ملاحظه است به طوریکه این تغییرات از شمال به جنوب در حال افزایش می‌باشد و همچنان کمترین ضخامت هواسپهر مربوط به نیمه شمالی کشور است. با توجه به این نقشه نیز پربند ضخامت ۵۳۰۰ متر قابل مشاهده در شرق ایران می‌باشد. با توجه به شکل‌های ۹ – الف و ب منبع رطوبتی این زمان در منطقه دریای عمان و همچنین دریای عرب و خلیج فارس است. با توجه به شکل ۹- الف منطقه سیستان محل همگرایی هوای گرم و مرطوب نواحی جنوبی و هوای سرد شمالی می‌باشد؛ و بیشترین شار همگرایی رطوبت متعلق به این منطقه می‌باشد. در این الگو نیز رودباد دچار انحنای نصف‌النهاری شده است (شکل ۹-ب).



شکل ۹: شدت باد (رنگ) و جهت جریان هوا در تراز ۸۵۰ ه.پ. (الف) و شار همگرایی و واگرایی رطوبتی در تراز ۸۵۰ ه.پ؛ و سرعت باد (هسته سرعت رودبادها) در تراز ۳۰۰ ه.پ. (سرعت بیشتر از ۳۰ متر بر ثانیه ترسیم شده است) (ب).

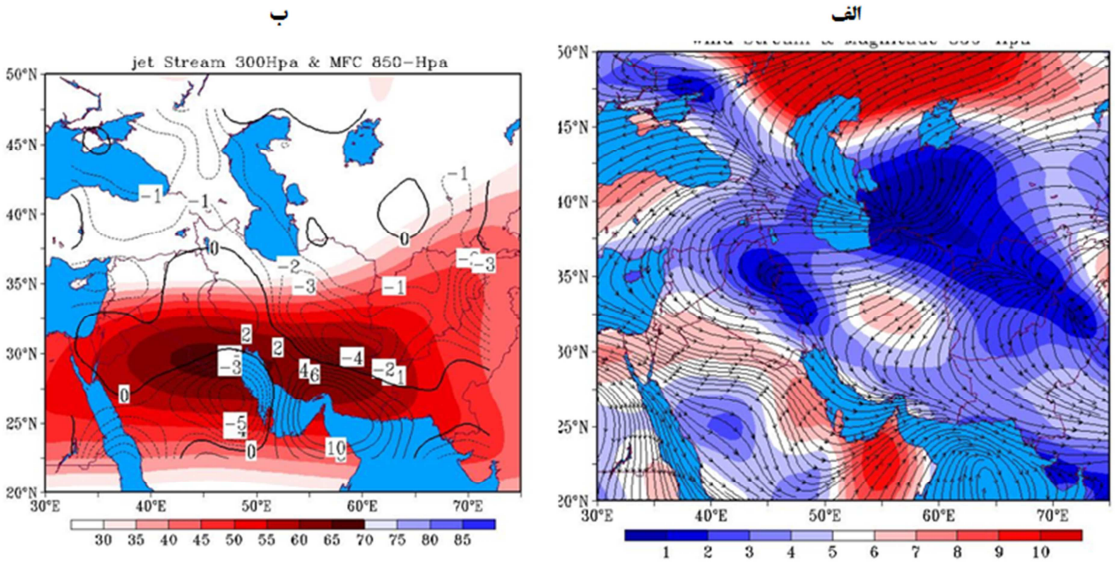
۴ فوریه ۲۰۱۴ (۱۵ بهمن ۱۳۹۲)

مدت تداوم بارش فوریه ۲۰۱۴ به مدت یک هفته از یکم تا ششم این ماه به طول انجامید که در مجموع ۸۳ م.م. بارش برف بر زمین نشسته است. در روزهای ذکر شده چهارم فوریه شدیدترین روز بارشی بود که تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه به جز بشرویه و خاش سفیدپوش شده بودند و ایستگاه خور با ۱۵ م.م. بارش در این روز به عنوان پربارش‌ترین ایستگاه ثبت گردید اما از نظر مدت تداوم نهبندان بالاترین رتبه را به خود اختصاص داد که از روز دوم تا پنجم بارش برف در این ایستگاه به طور منقطع ادامه پیدا کرده است. وضعیت همدید این روز نشان‌دهنده‌ی کم‌فشار بریده شده در تراز ۵۰۰ ه.پ. می‌باشد. این سامانه همراه با یک هسته سرد می‌باشند که بیشتر در عرض‌های میانی بر اثر گردش نصف‌النهاری جریان رودبادی پدیده می‌آیند (قویدل،۱۳۹۱). موقعیت این سامانه در تراز میانی جو بر روی کشور عراق و ترکیه واقع گردیده اما منحنی کم‌ارتفاع ۵۳۵۰ ژئوپتانسیل متر نواحی شمال غرب ایران را نیز پوشش داده و در نتیجه ایران در منطقه واگرایی ناوه قرار گرفته است. به گونه‌ای کاهش دمای منطقه متاثر از هسته سرد این سامانه می‌باشد. ضمن اینکه شرایط بیشینه فرارفت تاوایی پتانسیلی در سمت راست این کم فشار مشاهده می‌گردد و تا حدودی منطقه نیز از آن تاثیر پذیرفته است (شکل ۱۰-ب). در تراز زمین نیز فرابار نیمه دائمی سیبری که از عرض‌های بالاتر با فرارفت هوای سرد و گردش واچرخندی قوی در ترازهای زیرین وردسپهر همراه است و همچنین کم فشار سودانی در نواحی جنوب غربی کشور فعال می‌باشد (شکل ۱۰-الف).



شکل ۱۰: نقشه ترکیبی فشار تراز دریا و تاوایی در تراز ۱۰۰۰ ه.پ. (الف) و نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۵۰۰ ه.پ (خطوط ضخیم سیاه)،. ضخامت جو در تراز ۱۰۰۰-۵۰۰ ه.پ. (رنگ‌ها) و دمای تراز سطح دریا (خطوط خط چین) (ب).

با توجه به شکل ۱۱ – الف به نظر می‌رسد منبع ویژه‌ای برای تامین رطوبت در منطقه نمی‌توان قائل شد به طوری که جریان‌ها دارای جهتی شمال‌شرقی- جنوب‌غربی در تراز ۸۵۰ ه.پ. می‌باشند و این تامین کننده هوای سرد در منطقه است. می‌توان شرایط را اینگونه توجیح کرد که با توجه به فصل سرد و انتقال رطوبت از منابع رطوبتی به منطقه و باقی‌ماندن آن در منطقه و ایجاد شرایط صعود منجر به ریزش برف در منطقه به صورت گسترده ولی با میزان کمتر شده است. بر اساس شکل ۱۰-ب خط جدایی واگرایی و همگرایی شار رطوبت از یکدیگر درست در نیمه شرق ایران قرار گرفته است و خراسان جنوبی درگیر واگرایی منفی و منطقه سیستان دچار همگرایی رطوبت از نواحی جنوبی یعنی دریای عمان و دریا عرب می‌باشد. منحنی هم سبترایی هواسپهر در شکل ۱۰-ب نمایش دهنده‌ی ضخامت ۵۲۰۰ متر است. در مقایسه با دیگر روزهای مورد مطالعه این روز از ضخامت نسبتاً بیشتری برخوردار است و به تبع شاهد دمای منطقه نیز کاهش یافته است. در واقع دمای منطقه حدود صفر درجه سلیسوی که در دشت سیستان نمود پیدا کرده است. این میزان دما در ارتفاعات خراسان جنوبی حدود ۳- به ثبت رسیده است و به سمت عرض‌های شمالی و جنوبی از میزان آن به ترتیب کاهش و افزایش می‌یابد (شکل ۱۰-ب). تشدید صعود و همرفت توسط رودباد جبهه قطبی و قرار گیری منطقه در قطاع دوم (واگرایی بالایی) در این الگو نیز محرز شد (شکل ۱۱-ب).



شکل ۱۱: شدت باد (رنگ) و جهت جریان هوا در تراز ۸۵۰ ه.پ. (الف) و شار همگرایی و واگرایی رطوبتی در تراز ۸۵۰ ه.پ. (ب).

نتایج

به منظور بررسی شرایط محیطی و هواسپهر در زمان رویداد برف در نیمه شرقی ایران از داده‌های ایستگاه‌های همدیدی منطقه و همچنین متغیرهای مانند فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، مولفه مداری و نصف‌النهاری، نم ویژه در ترازهای ۱۰۰۰، ۸۵۰ و ۵۰۰ ه.پ. استفاده شد. علاوه بر متغیرهای فهرست شده نقشه‌های ترکیبی، تاوایی و واگرایی، جهت جریان، همگرایی و واگرایی شار رطوبت (MFC) و همچنین ضخامت هواسپهر ترسیم گردید. نتایج تحلیل داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی نشان داد که پدیده برف در محدوده مورد مطالعه پدیده‌ای چندان متداول و رایج نمی‌باشد و به صورت پدیده‌ای کم‌بسامد در منطقه ریزش دارد و بارش برف در عرض‌های جنوبی کمتر است. ضمن اینکه ارتفاع در ایجاد بارش برف بسیار موثرتر از عرض جغرافیایی محسوب می‌گردد به طوری که بیشترین بارش‌های برف در ایستگاه‌های با ارتفاع بالا مانند قائن، زاهدان و بیرجند رخ می‌دهد هر چند که این ایستگاه در عرض‌های جغرافیایی پایین مانند زاهدان قرار گرفته باشد به تبع ترکیب این دو با یکدیگر مانند ایستگاه قائن منجر به بارش برف بیشتر می‌گردد. در تراز زمین وجود سامانه‌ی پرفشار سیبری به منظور کاهش دما و فرارفت هوای سرد نقش بسیار اساسی و مهم را ایفا می‌کند و گاهاً پرفشار سیبری نقش یک مانع برای صعود توده هوای مدیترانه‌ای است و این امر شرایط صعود و تراکم را برای هوای مرطوب مدیترانه و ایجاد یک جبهه سرد در منطقه شرق ایران بازی می‌کند و مواقعی که منبع رطوبتی توسط سامانه‌های پرفشار روی دریای عرب یا شبه جزیره هند از دریای عمان، خلیج فارس، دریای عرب، خلیج بنگال تامین می‌گردد یا گاهی این رطوبت توسط کم فشار سودان به منطقه با جهت شمال‌شرقی-جنوبی غربی وارد منطقه می‌شود. سامانه پرفشار سیبری تنها نقش انتقال دهنده هوای سرد و ایجاد جبهه و تشدید کننده ناپایداری روی منطقه را ایجاد می‌کند.

نقش پرفشار سیبری دربارش فقط به مطالب بالا خلاصه نمی‌گردد به طوری که محل تشکیل پرفشار سیبری برای بارش برف در منطقه شایان اهمیت است به طوری که وقتی پرفشار سیبری در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر (حدود ۴۵ درجه جغرافیایی) از حد معمول خود تشکیل می‌گردد هر چند شاید نسبت به حالت معمول خود از شدت مرکزی کمتری برخوردار باشد ولی به دلیل نفوذ شدیدتر به کشور از شمال‌شرق، قادر به افزایش سرما در منطقه می‌گردد که در صورت تامین رطوبت از جانب دریای عرب و همچنین کم‌فشار سودان ایجاد جبهه را موجب می‌گردد و با توجه به توپوگرافی منطقه و ترکیب تمامی موارد نتیجه‌ی بارش برف را به همراه دارد. در واقع فشار مرکزی پرفشار سیبری به طور متوسط حدود ۱۰۴۰ ه.پ. برآورد شده است که در این هنگام تا عرض‌های ۳۵ درجه عرض‌های جنوبی پیشروی می‌کند و در نیمه‌شرقی ایران معمولاً پربند ۱۰۲۰ تا ۱۰۲۵ ه.پ. را منتقل می‌کند. شایان به ذکر است که هرگاه پرفشار سیبری در عرض‌های بالاتر تشکیل شده است گستره‌ی ایران به دلیل مرتفع بودن آن خود محل تشکیل یک پرفشار می‌گردد با توجه به قرارگیری منطقه مورد مطالعه در شرق این پرفشار و از طرفی چرخش واچرخندی آن، شرایط فرارفت هوای سرد و مرطوب دریای خزر به منطقه را ایجاد می‌کند و به گونه‌ای در این حالت (ایجاد واچرخند روی ایران) منبع تامین کننده رطوبت دریای خزر است. در این حالت کم‌فشار در شمال‌شرق دریای خزر نیز ایجاد می‌گردد که این سامانه مانع نفوذ پرفشار سیبری به منطقه می‌گردد. باید خاطر نشان کرد که در این شرایط ایستگاه‌های مرتفع بارش برف را دریافت می‌کنند.

در تراز ۵۰۰ ه.پ. وجود پربند ۵۶۰۰ ه.پ. در منطقه نشانه خوبی است. یا به عبارتی در هنگام بارش برف وجود یک ناوه عمیق در منطقه ضروری است به طوری که بتواند عوامل صعود در منطقه را ایجاد نماید. گاهی این ناوه در شکل یک کم‌فشار بریده شده (سردچال جوی) نمایش داده می‌شود. این سردچال ضمن تامین رطوبت و هوای سرد وجود یک هسته سرعت در سمت راست خود است که باعث صعود توده هوا می‌گردد. شایان به ذکر است که ضخامت هواسپهر با تغییرات دما دچار تغییر می‌شود. در هنگام بارش برف ضخامت هوا سپهر در حدود ۵۲۰۰ تا ۵۳۰۰ با دمای نزدیک به ۳ درجه سلسیوس تغییر می‌کند؛ که می‌توان از این میزان ضخامت نیز برای پیش‌بینی بارش برف استفاده نمود. از دیگر نتایج مشاهده شده ذکر منابع رطوبتی که می‌توان به دریای خزر، دریای عرب، دریای عمان، خلیج فارس اشاره داشت. تامین رطوبت از دریای خزر زمانی میسرتر است که غرب کشور و به ویژه رشته کوه‌های زاگرس درگیر پرفشار محلی به دلیل سرمای حاصل از تابش موج بلند باشند. سردچال‌های ایجاد شده در منطقه مورد مطالعه نیز به گونه‌ای در ارتباط غیر مستقیم با پرفشار سیبری می‌باشند. در واقع هرگاه این سامانه از سطح گسترده-ای برخودار است با پرفشارهای مستقر بر روی اروپا یکی شده و موجب بریده شده کم‌فشارهای مستقر بر روی ایران شده که در نهایت باقیمانده آن یک هسته کم‌فشار سرد است. این سامانه‌ها از جمله سامانه‌های تراز فوقانی جو هستند که چند روزی در منطقه مستقر و در صورت مهیا بودن دیگر ترازها به لحاظ تامین رطوبت و موجبات سرمایش و در نهایت بارش برف را ایجاد می کنند.

منابع

آرنس، دونالد (۱۳۹۱). هواشناسی نوین: آشنایی با هوا، اقلیم، محیط. ترجمه محمدرضا بابایی. انتشارات آییژ. ۷۳۶ ص.

آروین، عباسعلی؛ سید محمد سجادیان؛ عبدالعطیم قانقرمه و جلال حیدری (۱۳۹۴)؛ تاثیر رودباد جنب حاره‌ای بر بارش‌های روزانه بیش از ۱۰ میلی‌متر در حوضه‌ی زاینده‌رود. پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، دوره‌ی ۴۷، شماره ۱، بهار، صص ۱۴۲-۱۲۵.
امیدوار کمال. (۱۳۹۴). بررسی و تحلیل همدید-دینامیک ریزش برف در استان یزد. فصلنامه اطلاعات جغرافیایی (سپهر). دوره ۲۵، شماره ۹۸، تابستان، صص ۴۲-۲۵.
امینی‌نیا کریم، حسن لشکری، بهلول علیجانی. (۱۳۸۹). بررسی و تحلیل نوسانات بارش برف سنگین در شمال‌غرب ایران. مجله فضایی جغرافیایی، سال دهم، شماره‌ی ۲۹، بهار. صص ۱۴۵-۱۶۳.
پدرام مژده، هوشنگ قائمی، اکرم هدایتی دزفولی و افسانه مرتضوی. (۱۳۹۰). ریزش برف و ارتباط آن با دما با در استان کردستان. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. سال ۲۵، شماره ۱۰۰، بهار. صص ۵۵-۷۰.
دوستان رضا، مریم اسکندری، سلیمان صادقی. (۱۳۹۵)، تحلیل همدید بارش برف سنگین جاده‌های کوهستانی زاگرس مرکزی، مجله فضایی جغرافیایی، سال شانزدهم، شماره‌ی ۵۶، زمستان. صص ۲۳۹-۲۲۱.
درگاهیان فاطمه و بهلول علیجانی. (۱۳۹۲). بررسی اثر بلاکینگ بر رخداد برف‌های سنگین و مداوم ایران. فصلنامه‌ی جغرافیایی سرزمین. سال دهم، شماره ۳۸، تابستان. صص ۱۴-۱.
رحیمی داریوش، مهردیس داناپور. (۱۳۹۱). تحلیل نوسانات اقلیمی موثر بر ارتفاع برف (منطقه کوهرنگ)، فصلنامه‌ی فضایی جغرافیایی، سال ۱۲، شماره‌ی ۳۸. تابستان. صص ۷۵-۶۱.
سعیدآبادی رشید، آب‌خرابات شعیب و نجفی محمد سعید (۱۳۹۴). موقعیت رودباد جبهه قطبی در ارتباط با بارش‌های سنگین و شار رطوبت ترازهای پایین غرب ایران، مجله محیط شناسی، دوره ۴۱، شماره ۴، زمستان، صص ۷۹۸-۷۸۳.
فتاحی ابراهیم و هنگامه شیراوند (۱۳۹۳). بررسی الگوهای گردش حوی روزهای همراه با بارش برف سنگین در غرب ایران، نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال اول شماره پیاپی ۱. بهار. صص ۱۰۷-۹۷.
فرجزاده، منوچهر، ۱۳۹۲. مخاطرات اقلیمی ایران، انتشارات سمت تهران.
فرجزاده، منوچهر و اسدا... خورانی (۱۳۸۶). تحلیل موقعیت رودباد در رابطه با سامانه‌های بارشی غرب کشور (استان‌های ایلام و کرمانشاه)، فصلنامه‌ی مدرس علوم انسانی، شماره ۵۳، صص ۲۵۶-۲۳۹.
فهیمی‌نژاد الهام، زهرا حجازی زاده، بهلول علیجانی، پرویز ضیائیان. (۱۳۹۱). تحلیل سینوپتیکی و ضایی توفان برف استان گیلان (فوریه ۲۰۰۵). مجله‌ی جغرافیا توسعه ناحیه‌ای، شماره ۱۹، پاییز و زمستان، صص ۳۰۲-۲۸۱.
قویدل، یوسف (۱۳۹۲). نگاشت و تحلیل نقشه ها و نمودارهای سینوپتیک اقلیم با استفاده از نرم افزار Grads. انتشارات سها دانش، صص ۲۰۸.
کاویانی، محمدرضا و بهلول علیجانی. (۱۳۷۱). مبانی آب و هواشناسی. انتشارات سمت. ۵۸۲ ص.
کاشکی، عبدالرضا و حاجی‌محمدی، حسن (۱۳۹۶). بررسی سیستم‌های سینوپتیک جو در زمان رخداد برف سنگین در استان‌های شمالی ایران. مجله‌ی تحقیقات منابع آب، سال سیزدهم، شماره ۲، تابستان، صص ۱۸۱-۱۷۰.
صفری هدیه و برومند صلاحی. (۱۳۸۹). تحلیل آماری و سینوپتیکی بارش های برف سنگین شهرستان کرمانشاه. پنجمین همایش ملی زمین شناسی و محیط زیست. اسلامشهر، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اسلامشهر.
غفاریان پروین، نیما فرید مجتهدی، محمد مرادی، فرامرز خوش اخلاق، حسین عابد و سمانه نگاه. (۱۳۹۵). بررسی نقش واداشت‌های منطقه‌ای، در شکل‌گیری الگوی مکانی مخاطره‌ی برف سنگین بهمن ۱۳۹۲ در جلگه‌ی گیلان. مجله اقیانوس‌شناسی، سال هفتم. شماره ۲۶. تابستان. صص ۸۵-۹۷.
مومن‌پور فروغ، سمانه نگاه، شبنم هادی‌نژاد صبوری، نیمه فرید مجتهدی و ابراهیم اسعدی اسکویی. (۱۳۹۳). واکاوی سازوکار رخداد مخاطره برف‌های سنگین جلگه‌ی گیلان در نیم سده اخیر، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره نهم، بهار، صص ۱۷-۳۶.
شبکه اطلاع رسانی دانا، ۱۳۹۴. http://www.dana.ir/

Bendnorz, E. (2011). Synoptic conditions of the occurrence of snow cover in central European lowlands. Int. J. Climatol. 31: 1108–1118. DOI:10.1002/joc.2130.

Farukh, M.A., and Yamada T.J. (2014). Synoptic climatology associated with extreme snowfall Events in Sapporo city of northern Japan. Atmos. Sci. Let. 15:259–265. DOI: 10.1002/asl2.497

Prezerakos, N.G. and Angouridakis, V.E. (1984). Synoptic consideration of snowfall in Athens. Journal of Climatology, VOL. 4, 269-285.

Merino, A., Fernández, S., Hermida, L., López, L., Sánchez, J.L., García-Ortega, E. and Gascón, E. (2014). Snowfall in the Northwest Iberian Peninsula: Synoptic Circulation Patterns and Their Influence on Snow Day Trends. Scientific World Journal. Vol, 218.

Mullens, E.D., Leslie L.M. and Lamb, P.J. (2016). Synoptic pattern analysis and climatology of ice and snow storms in the Southern Great Plains, 1993–2011. Weather and Forecasting, Vol. 31 American Meteorological Society. DOI:10.1175/WAF-D-15-0172.1.

Rezaei, P. and Janbaz Ghobadi, Gh.R. (2012). The Synoptic Analysis of Snow in Guilan Plain. J. Basic. Appl. Sci. Res., 2(5)4722-4732.

Riehl, H., Capt, F.A., Berry, U.S.N., Maynard, N., 1954. Exploration of the jet stream by aircraft during the winter of 1952-1953. Journal of Meteorology. V.12: 26-35.

Evolution of the structure of the atmospheric circulation patterns during the snowfall in the dry region (Case: Semi-Eastern Iran)

Mohsen Hamidian Pour*[1]

Received: 04-01-2018 Accepted: 01-01-2019

Abstract

In order to study the Synoptic structure of the atmospheric circulation patterns of effects on the semi-easterly snowy days of Iran an environmental-cyclic approach from synoptic climatology was used. For this purpose, the first snow days based on current weather codes were obtained (WW) from the Meteorological Organization of Sistan and Baluchestan and South Khorasan province. Based on these days, variables such as sea level pressure, temperature, geopotential height, orientation and zonal components of the wind, thickness, streamlines in various levels were taken from the website of National Center for Environmental Prediction and National Center for Atmospheric Research (NCEP / NCAR) with a resolution of 2.5 by 2.5 degree and the synoptic maps were prepared. The results of this study showed that snowfall in this region is a low-frequency phenomenon because of the geographical location and the type of dry and dry climate and in the formation of rainfalls in the form of solid or liquid (snow or rain) elevation has a greater effect than latitude. Meanwhile, snowfall can be affected by the influence of synoptic systems such as Siberian high and its integration with the high pressure of Europe to advection the cold air and simultaneous transmission of wet and warm air will be obtained by the low-pressure systems on the Arabian Sea, the Gulf of Bengal and the Gulf. It is necessary to state that the formation of Siberian high pressure in the lower latitudes is much more effective for snowfall. In this situation, the central pressure of this system is about 1040 hPa and line 1030 hPa affects East of Iran. In addition, the study showed that when the major part of the country (especially on the Zagros Mountains) is under the influence of local high-pressure, with an anticyclonic circulation, it causes to transmission of a wet stream of Caspian Sea to the region. Other results this study are the role a strong jet stream with a speed of 65 m/s at level 300 hPa in the southeast and south Iran and the output axis of the jet stream is associated with a southwest-northeast axis. Snowfalls occur in thickness of 5300 to 5400 meter and temperature of about 3 degrees Celsius in the area.

Keywords: Synoptic, Arid area, Snow, height, Jetstream.

[1]*- Assistant Professor of Climatology, Faculty of Geography and environmental planning, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran Email: mhamidianpour@gep.usb.ac.ir