

بررسی ماهواره‌ای - همدید بارش‌های فراگیر برف در غرب ایران

عبدالرضا کاشکی^۱

سید محمد حسینی^۲

رحمان زندی^۳

حسن حاجی محمدی^۴

چکیده

در پژوهش حاضر به منظور بررسی ماهواره‌ای - همدید بارش‌های سنگین و فراگیر برف در غرب کشور، از داده‌های ۱۶ ایستگاه همدید طی دوره ۲۰ ساله (۲۰۰۰ تا ۲۰۱۹) استفاده شده است. در این راستا، برای شناسایی ساختار جو در سطوح فوقانی از داده‌های رطوبت، فشار سطح زمین، ارتفاع ژئوپتانسیل، مولفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد، دمای هوا و نمایه ناپایداری با تفکیک $2/5 \times 2/5$ درجه‌ای از تارنمای مرکز ملی پیش‌بینی محیطی / علوم جو آمریکا (NCEP/NCAR) اخذ و نقشه‌های همدید تهیه گردید. جهت واکاوی سطوح پوششی برف نیز از تصاویر ماهواره MODIS سنجنده‌های Terra و Aqua استفاده شد و برای تشخیص سطوح برفی، نمایه نرمال شده تفاضلی برف بکار گرفته شد. نتایج نشان داد با تشکیل یک چرخند قوی در سطح زمین روی عراق، هوای ناپایدار و آشفته‌ای بوجود می‌آید که سبب می‌شود تا موجبات عروج بسته هوا تسریع یافته و با صعود سریع، بخار آب موجود در جو به بارش برف تبدیل شود. همچنین رخداد شیو شدید فشاری با بیش از ۱۲ هکتوپاسکال در منطقه، جبهه قوی‌ای که در پشت آن هوای سرد عرض‌های بالا و در مقابل آن هوای گرم عرض‌های پایین ایجاد می‌شود، مسبب توفان‌های شدید برفی می‌شود که بیش از ۶۰ الی ۷۰ درصد پهنه مورد بررسی را در برمی‌گیرد. تراز میانی جو نیز با ریزش هوای سرد یک ناوه عمیق با عمق بیش از ۲۵ درجه عرض جغرافیایی همراه بوده که گاهی با هسته سردچال همراه شده است و تاوایی شدید و صعود سریع بسته هوا را ایجاد کرده است. همچنین نتایج حاصل از اعمال نمایه نرمال شده تفاضلی برف نشان داد با استقرار سامانه‌های جوی مذکور، اکثر مناطق غربی ایران در قلمرو پوشش برف قرار گرفته است و از طرفی می‌توان این نمایه را نمایه‌ای کاربردی در بررسی نواحی فاقد ایستگاه و داده دانست.

واژگان کلیدی: تحلیل ماهواره‌ای - همدید، برف سنگین و فراگیر، سنجنده MODIS، نمایه NDSI، غرب ایران.

مقدمه

برف، به عنوان یکی از فراسنجه‌های مهم اقلیمی - هیدرولوژیکی، نقش بسزایی در تأمین منابع آبی دنیا جهت مصارفی صنعتی، کشاورزی و شرب دارد. ضمن اینکه، پیامدهای مخاطره‌آمیز ناشی از بارش سنگین برف، سقوط بهمن، تخریب مساکن روستایی، اختلال در حمل و نقل جاده‌ای و ارتباطات و پیامدهای متعدد دیگری که بر محیط طبیعی و انسانی وارد می‌کند، قابل توجه پژوهشگران علوم محیطی است (شکیبا و همکاران، ۱۳۹۴: ۸۸؛ جهان‌بخش‌اصل و همکاران، ۱۳۹۸: ۹۱). این در حالی است که ریزش برف سنگین به ویژه در مناطق پست و جلگه‌ای عرض‌های میانه، غیر منتظره و تاحدی غافلگیرکننده است به طوری که تداوم چند روزه آن در این مناطق، عملاً تأثیرات منفی در تمام سطوح زندگی ساکنین این مناطق به همراه خواهد داشت (رضایی و همکاران، ۱۳۸۹: ۵۳). البته لازم به ذکر

^۱. استادیار اقلیم شناسی - دانشگاه حکیم سبزواری (نویسنده مسئول)

^۲. استادیار اقلیم شناسی، دانشگاه سید جمال‌الدین اسدآبادی، اسدآباد، ایران.

^۳. استادیار سنجش از دور، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران

^۴. دانشجوی دکتری آب و هواشناسی - دانشگاه تربیت مدرس - تهران

است که رخداد بارش‌های سنگین برف و باران، اغلب دارای ویژگی‌های محلی بوده و محدوده تأثیرشان بیشتر از چند کیلومتر نیست، اما این رویدادها درون سامانه‌های بزرگ مقیاس ادغام شده و فعالیت دارند که ممکن است رطوبت‌شان را از مسیر دورتری دریافت کرده باشند (حسینی، ۱۳۹۳: ۱۰۱). از سویی دیگر، الگوهای همدید موجد رخداد بارش برف، نقش مهمی در پیدایش پدیده‌های محیطی به ویژه در مناطق معتدله دارند. زیرا با شناسایی این الگوهای می‌توان تغییرات، فراوانی، شدت، پراکنش مکانی و سازوکار حاکم بر ساختار فراسنجهای هواشناختی مانند بارش برف را بررسی و دلایل دینامیکی - فیزیکی آنرا بیان نمود (وایسنت و مورنو، ۲۰۰۶: ۱۴۲۸).

در سال‌های اخیر، استفاده از داده‌های ماهواره‌ای در مدیریت منابع طبیعی، هیدرولوژیکی و مدیریت منابع آب رشد چشمگیری یافته است و در این راستا، تصاویر سنجنده MODIS به دلیل قدرت تفکیک مکانی قابل قبول و هم قدرت بازنگری زمانی سریع به همراه تنوع باندهای طیفی، آنرا در وضعیت مناسبی قرار داده است. همچنین، به دلیل آلبدوی بسیار بالای برف، امکان اندازه‌گیری سطح پوشش برف با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای را فراهم آورده است. از سال ۱۹۶۶ به بعد، تخمین سطح پوشش برف در نیمکره شمالی به صورت هفتگی با آغاز به کار سنجنده AVHRR که بر روی ماهواره NOAA نصب شده بود، ادامه یافت (ماتسون و همکاران، ۱۹۸۶: ۷۵) و تولیدات منطقه‌ای پوشش برف، با دقت مکانی یک کیلومتر انجام پذیرفت. نصب سنجنده MODIS در سال ۱۹۹۹ بر روی فضاپیمای Terra انقلابی در زمینه دقت مکانی و زمانی تولید نقشه‌های پوشش برف به وجود آورد (کارول و همکاران، ۲۰۰۱: ۱۲). به طوری که امروزه نقشه‌های برف تولید شده از این سنجنده، کل زمین را به صورت روزانه پوشش داده و با دقت مکانی ۵۰۰ متر ارائه می‌شوند و الگوریتم‌های استفاده شده در تولید این نقشه‌ها از طیف انعکاس یافته باندهای ۴ و ۶ برای تولید نمایه نرمال شده برف استفاده می‌کنند (هال و همکاران، ۲۰۰۱: ۲).

در زمینه واکاوی همدید - ماهواره‌ای برف، پژوهش‌های متعددی انجام شده است برای نمونه؛ بایدن (۱۹۶۴)، با مقایسه شش عامل پیش‌بینی کننده برای تعیین نوع بارش (برف یا باران) نتیجه گرفت که بهترین عامل، ارتفاع تراز یخبندان و پس از آن، ترکیبی از فشار و ضخامت لایه ۸۵۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال است. بوث (۱۹۷۰)، نشان داد که نقطه شبنم می‌تواند به عنوان پارامتر پیش‌بینی کننده ریزش برف به کار رود. مالچر و هدیگر (۲۰۰۱)، با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای MODIS، سطح پوشش برف زیر حوضه‌های کشور اتریش را استخراج و با استفاده از مدل SRM، رواناب ناشی از ذوب برف این حوضه‌ها را شبیه سازی کردند. بدنورز و کوزووسکی (۲۰۰۳)، با واکاوی تغییرات عمق پوشش برف در اروپای شرقی در یک دوره صدساله دریافتند که در سه ایستگاه شرقی‌تر این منطقه، عمق پوشش برف به طور معناداری کاهش یافته است. امره و همکاران (۲۰۰۶)، به منظور مدل‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف در بالادست حوضه آبریز فرات از منحنی‌های تخلیه برف استخراج شده از نقشه‌های پوشش برف سنجنده MODIS استفاده کردند و بر این باورند که از این اطلاعات می‌توان برای شبیه‌سازی و همچنین پیش‌بینی رواناب ذوب برف در آن کشور استفاده نمود. مورین و همکاران (۲۰۰۸)، الگوهای اقلیمی بزرگ مقیاسی را که تغییرپذیری برف در شرق ایالات متحده تحت تأثیر قرار می‌دهند را بررسی و معتقدند میزان

¹ - Vicente & Moreno

² - Matson et al

³ - Carroll et al

⁴ - Hall et al

⁵ - Boyden

⁶ - Booth

⁷ - Malcher & Heidinger

⁸ - Bednorz & Kossowski

⁹ - Emre et al

¹ - Morin et al



تغییرپذیری مجموع مقادیر بارش برف و تعداد روزهای برفی ناشی از نوسانات اُتلانتیک شمالی می‌باشد. هوآی (۲۰۰۹)، علت رخداد برف سنگین غیرمنتظره در ژانویه ۲۰۰۸ چین را بررسی کرده و مشخص نموده است که این واقعه هیچ ارتباط و هماهنگی با وقایع انسو ندارند و هر دو سامانه‌های پرفشار سیبری و تاوه‌ی قطبی مستقل از پدیده‌ی انسو است. وانگ و همکاران (۲۰۱۱)، بارش استثنایی برف سنگین را در شمال شرق چین در طی روزهای ۱۲ و ۱۳ آوریل ۲۰۱۰ بررسی کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که با تغییر جهت پرفشار سیبری به سمت جنوب شرق از ۱۰ روز قبل از وقوع بارش برف، سامانه کم فشار حاکم بر روی شمال شرق چین، تقویت شده و موج شرق آسیا را در طی روزهای ۱۲ و ۱۳ آوریل نیرومند ساخته است. بدنورز (۲۰۱۳)، دلایل همدید و بزرگ مقیاس برف سنگین در زمین‌های پست لهستان و آلمان را در اثر ناهنجاری‌های منفی فشار سطح دریا و سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی مرکز اروپا دانست که ناشی از سامانه‌های کم‌فشار است. رفیق و میشر (۲۰۱۸)، بارش‌های سنگین برف در منطقه کشمیر هندوستان را بررسی کردند و بر این باورند که هم افزایش بخار آب موجود در ابرهای این منطقه و هم، تقویت کم‌فشارهای سطحی، سبب رخداد این پدیده فرین شده است. رودینو و دوگای (۲۰۱۸)، نشان دادند که تراکم، فراوانی و مدت بارش‌های سنگین برف در کانادا سیر کاهشی دارد. دلیل این کاهش را افزایش دمای کمینه و بیشینه در این کشور می‌دانند. کوفرونیک‌جکسون و همکاران (۲۰۱۹)، بر این باورند که الگوریتم‌های طراحی شده به خوبی و با دقت بالا می‌توانند پراکنش برف و اندازه ذرات آن‌ها را نمایش دهند. کاواس و همکاران (۲۰۲۰)، نشان دادند که در منطقه همگرایی و رو به دریای ژاپن، بارش برف سنگین افزایش یافته است. همچنین گرم شدن کره زمین و به تبع افزایش دما در ارتفاعات و میانه زمستان، سبب شده است که بارش سنگین برف به بارش سبک تبدیل شود.

در ایران نیز؛ اسلامی و فیروزبخت (۱۳۷۳)، با هدف بررسی پراکنش مکانی بارش برف در حوزه‌های دز و کارون، جبهه‌های ورودی را به دو محدوده مجزا با عنوان پیش‌کوه و پشت‌کوه تفکیک نمودند. پرهت (۱۳۸۱)، با انجام تغییراتی در الگوریتم (سیمپسون و همکاران،^۸ ۱۹۹۸) و ترکیبی از روش‌های تحلیل آستانه‌ای و تحلیل چند طیفی، سطوح پوششی برف را با استفاده از باندهای ۲، ۳ و ۴ سنجنده AVHRR ماهواره NOAA برای حوضه کارون استخراج کرد. قنبرپور (۱۳۸۱)، چگونگی تعیین سطح پوشش برف به کمک داده‌های دورسنجی را تشریح و قابلیت تصاویر ماهواره‌ای NOAA در تعیین پارامترهای هیدرولوژیکی برف و پیش‌بینی رواناب ناشی از ذوب برف در مناطق کوهستانی بررسی نمود. نجف‌زاده و همکاران (۱۳۸۴)، تغییرات سطح پوشش برف بخشی از حوضه زاینده‌رود را با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای NOAA بررسی کردند و برای شبیه‌سازی جریان رودخانه مدل SRM را به کار گرفتند. رسولی و ادهمی (۱۳۸۶)، با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای سنجنده MODIS و بر اساس الگوریتم‌های مختلف سطح پوشش برف حوضه آبریز آجی‌چای را محاسبه کردند و قابلیت بالای پردازش تصاویر ماهواره‌ای در زمینه برآورد سطح پوشش برف حوضه‌های کوهستانی و مناطق برفگیر را نشان دادند. قاسمی و همکاران (۱۳۸۹)، با استفاده از تصاویر سنجنده MODIS و مدل SRM برای شبیه‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف در حوضه‌های شهر چایی ارومیه، سد کرج و حوضه آبریز بختیاری بهره‌جستند و به نتایج قابل قبولی در برآورد رواناب حاصل از ذوب برف برای مناطق مذکور دست یافتند که بیانگر قابلیت بالای این مدل در این حوضه می‌باشد. علیدادی (۱۳۸۹)، روزهای بارش برفی ایران را

^۱ - Hui

^۲ - Wang et al

^۳ - Bednorz

^۴ - Refiq & Mishra

^۵ - Rodino & Duguay

^۶ - Skofronick-Jackson et al

^۷ - Kawase et al

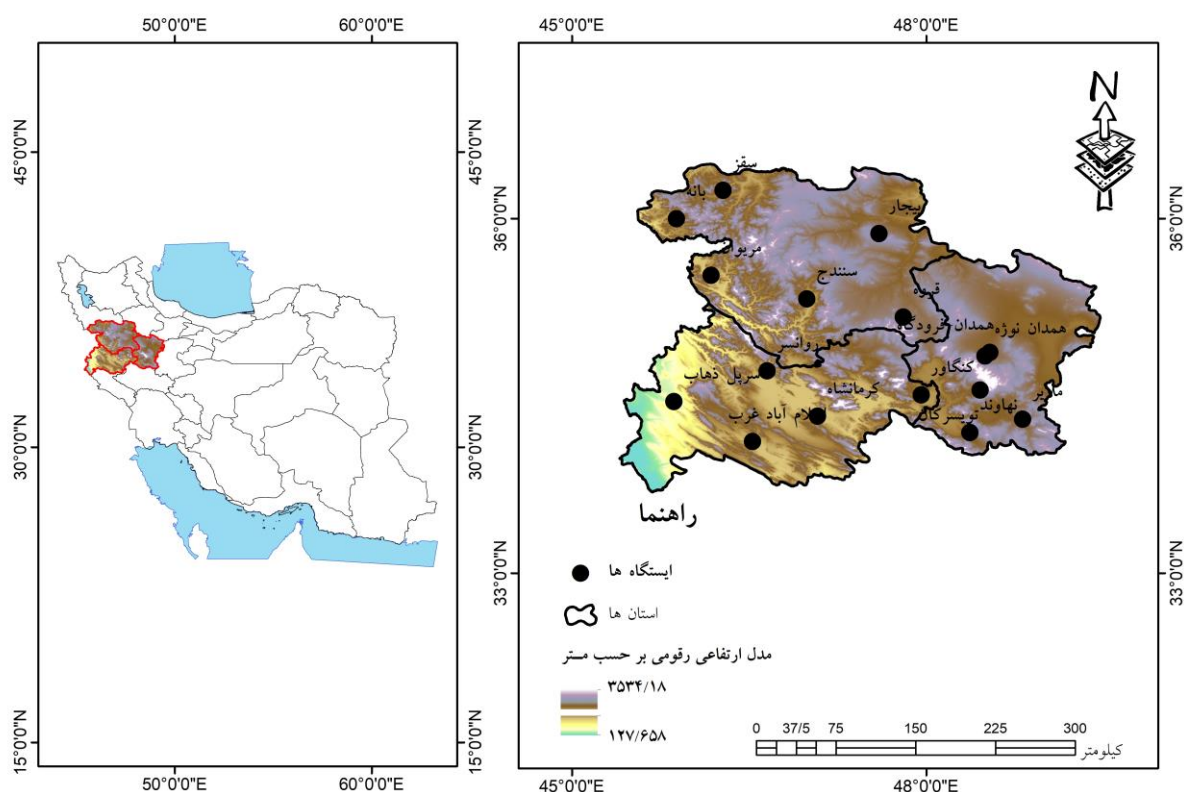
^۸ - Simpson et al

مربوط به پیشروی شمال سوی پشته‌ی جنب حاره‌ای به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر و در نتیجه خارج شدن تاوه‌ی قطبی از حالت بهنجار خود می‌داند و معتقد است که کشیده شدن تاوه‌ی قطبی به عرض‌های پایین‌تر، منجر به عمیق شدن ناوه مستقر در شرق مدیترانه شده است. رضایی و همکاران (۱۳۸۹)، به واکاوی همید بارش برف در جلگه گیلان پرداخت و به این نتیجه رسید الگویی که باعث بارش برف در این منطقه می‌شود تحت تأثیر سرمایش ناشی از قطب و کم فشار قطبی است. پدرام و همکاران (۱۳۹۰)، ریزش برف و ارتباط آن با دما در استان کردستان را بررسی کردند و معتقدند که به هنگام ریزش برف، دما به طور میانگین در بیشتر ایستگاه‌های مورد مطالعه منفی است و فراوانی بارش برف در دماهای $0/5 - 0$ درجه بیش از گستره‌های دیگر است. میرموسوی و صبور (۱۳۹۳)، تغییرات درازمدت بارش برف و میانگین دمای سالانه را در منطقه‌ی شمال غرب ایران مورد بررسی قرار دادند. نتایج واکاوی آن‌ها نشان داد که در برخی ایستگاه‌ها ضمن افزایش میانگین دمای سالانه، میزان بارش برف از روند نزولی معنی‌داری برخوردار می‌باشد. خسروی و همکاران (۱۳۹۶)، نشان دادند که سطوح پوشش برف در ارتفاعات زردکوه بختیاری طی دوره‌ی آماری ۲۰۱۱ نسبت به ۱۹۹۱ روندی کاهشی داشته است. خان‌سالاری و همکاران (۱۳۹۷)، با بررسی برف سنگین در تهران بر این باورند که واقع شدن تهران در شیو دمایی ناشی از رشته کوه زاگرس و تقویت جبهه ایجاد شده در این منطقه، یکی از دلایل مهم در رخداد این پدیده فرین است. تاج‌بخش و همکاران (۱۳۹۷)، با استفاده از نمایه نرمال شده برف و بررسی برف ایران با داده‌های MODIS نشان دادند که تحلیل همیدی، معرف استقرار شیو فشاری قوی در ایران همراه با عبور هوای سرد در لایه میانی جو می‌باشد که در روز رخداد بهمن با تاوایی پتانسیلی همراه شده است. شمسی‌پور و همکاران (۱۳۹۷)، بر این باورند بر اساس نمایه‌های ناپایداری، میزان ناپایداری جو در بیشتر موارد متوسط بوده و شرایط ایجاد همرفت و توفان تندری، رعد و برق و گاهی نیز بارش برف در غرب و جنوب غرب ایران فراهم بوده است. شادپور و همکاران (۱۳۹۸)، با بررسی برف گیلان معتقدند که عامل اصلی این بارش سنگین، تشدید نسیم دریا و اغتشاشات محلی ناشی از تشدید شرایط سلونیدالی و چینش قائم شدید می‌باشد. زینالی و همکاران (۱۴۰۰)، نشان دادند که نمایه‌های طیفی قادر به استخراج سطح پوشش برف با دقت نسبی مناسب در منطقه سرد و زمستانی سبلان هستند اما نمایه نرمال شده تفاضلی برف، دقیق‌تر عمل می‌کند.

امروزه استفاده از تصاویر ماهواره‌ای می‌تواند اطلاعات مفیدی در زمینه پوشش برفی به ویژه در مناطق کوهستانی و ارتفاعات که فاقد ایستگاه هواشناسی هستند، در اختیار قرار دهد (نظم‌فر و مرادی، ۱۳۹۵: ۲۷۴). لذا با توجه به اینکه بارش‌های برف سنگین و فراگیر از پدیده‌های بحران‌ساز اقلیمی - هیدرولوژیکی است که وقوع ناگهانی و شدید آن منجر به خسارت‌های هنگفت مالی و جانی می‌شود، شناخت و آگاهی از سازوکار رخداد، وقوع، شدت، مدت و تداوم اینگونه بارش‌ها با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای در فواصل مختلف زمانی، کمک بسزایی جهت مقابله، ذخیره‌سازی و استفاده بهینه از این پدیده شده و منجر به تصمیم‌گیری مناسب در سطوح شهری و غیرشهری می‌شود.

داده‌ها و روش‌ها

در پژوهش حاضر، برای بررسی رابطه بین الگوهای گردشی و بارش برف سنگین و فراگیر از رویکرد محیطی به گردشی استفاده شد. بدین صورت که؛ ابتدا روزهای بارش برف سنگین فراگیر در ایستگاه‌های مورد مطالعه شناسایی گردید و سپس الگوهای همید و جوی روزهای نماینده مورد تحلیل قرار گرفت. در همین راستا پس از دریافت داده‌های ارتفاع برف از سازمان هواشناسی کل کشور، به شناسایی رخداد‌های بارش سنگین و فراگیر در سه استان غربی کشور شامل استان همدان، کردستان و کرمانشاه در غالب ۱۶ ایستگاه همید، طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۹ اقدام شد (شکل ۱). انتخاب این بازه زمانی بدین جهت بود که سال‌های قبل از ۲۰۰۰ آمار مفقودی و گپ فراوانی وجود داشت. به همین دلیل ۲۰ سال انتهایی در پژوهش مورد ارزیابی و بررسی قرار گرفت.



شکل (۱): قلمرو مورد بررسی در غرب ایران

به منظور بررسی و تحلیل الگوهای همدید روزهای بارش سنگین و فراگیر برف، با مراجعه به تارنمای مرکز ملی پیش‌بینی محیطی/علوم جو (NCEP/NCAR) داده‌های روزانه رطوبت (Shum)، فشار سطح زمین (SLP)، ارتفاع ژئوپتانسیل (HGT)،^۳ مولفه‌های مداری (Uwnd)^۴ و نصف‌النهاری باد (Vwnd)^۵ دمای هوا (Air)^۶ و نمایه ناپایداری (Omega)^۷ در تلاقی ۲/۵*۲/۵ درجه‌ای استخراج شد و با استفاده از نرم‌افزار GRADS، نقشه‌های مربوط ترسیم شد. همچنین مساحت تحت پوشش برف از تصاویر ماهواره‌ای مودیس به دست آمد. داده‌های مودیس از نوع level1b هستند که بر اساس پارامترهای موجود در header، رادیانس و بازتابندگی محاسبه گردید. بر این اساس می‌توان از نسبت بازتابندگی باند مرئی به فروسرخ نزدیک برای شناسایی سطوح برفی استفاده کرد. سازمان فضایی ایالات متحد آمریکا این نسبت را برای داده‌های سنجنده مودیس و با نام نمایه NDSI^۸ معرفی نمود. به طور کلی این تکنیک، اساس شناسایی برف و یخ در تصاویر ماهواره‌ای است و پارامترهای انعکاسی و حرارتی برای باندهای ۴ و ۶ نیز برای اعمال این نمایه

^۱ - Specific Humidity Mean

^۲ - Sea Level Pressure

^۳ - Geopotential Height

^۴ - Zonal Momentum Wind (U-wind)

^۵ - Meridional Momentum Wind (V-Wind)

^۶ - Air Temperatur

^۷ - Vertical Velocity

^۸ - Normalized Difference Snow Index

استفاده می‌شود. حد آستانه پذیرفته‌شده برای تشخیص برف به وسیله این نمایه، ۰/۴ است (هال و همکاران، ۱۹۹۵). عوامل متعددی از جمله اندازه و شکل ذرات برف، دما، عمق برف، ناهمواری سطح، زاویه میل خورشیدی و آلودگی بر میزان بازتابندگی برف و در نتیجه مقادیر حاصل از نمایه نرمال شده برف تاثیر می‌گذارند. این نمایه، ضمن آنکه اختلاف طیفی برف، ابر و مناطق فاقد برف را نشان می‌دهد مانند اکثر روش‌های تفاضلی نسبی سبب کاهش تأثیرات جوی و هندسه دید بر مقادیر به دست‌آمده می‌شود، اما آن‌ها را به طور کامل حذف نمی‌کند (سالمولسون و اپل، ۲۰۰۴). در پژوهش حاضر با توجه به اینکه تصاویر برای فصل زمستان برداشت شده است، لذا مرطوب بودن زمین از بارش قبل، کاهش مواد معلق اتمسفر به جز اصلاح جوی نسبی اولیه، اصلاح دیگری بر روی این تصاویر صورت نگرفته است. همچنین به دلیل بازتابندگی بالای برف در باند مرئی و بازتابندگی کم آن در مادون قرمز موج کوتاه، از نمایه NDSI جهت استخراج برف در مودیس استفاده گردید:

(۱)

$$NDSI = \frac{MODIS_{Band\ 4} - MODIS_{Band\ 6}}{MODIS_{Band\ 4} + MODIS_{Band\ 6}}$$

در این رابطه، NDSI نمایه نرمال شده تفاضلی برف، $MODIS_{Band\ 4}$ تصویر باند چهارم و $MODIS_{Band\ 6}$ تصویر باند چهارم مودیس پس از انجام تصحیحات رادیومتریک است. از این نمایه می‌توان برای تفکیک برف و یخ از یکدیگر و همچنین برای جداسازی برف از ابرهای ارتفاع بالای اتمسفر نظیر کومولونیمبوس استفاده نمود. در واقع، این نمایه معیاری برای محاسبه مقدار نسبی خواص تفاضلی است که از بازتابش بین باندهای مرئی و مادون قرمز طول موج کوتاه برف حاصل می‌شود.

از دیگر نمایه‌های همدیدی مهم در بارش برف سنگین در منطقه نیز می‌توان به تاوه قطبی اشاره کرد که در مقادیر و وضعیت آن در زمان رخداد بارش‌های سنگین برف بررسی شده است (جدول ۱). تاوه قطبی شکل دینامیکی غالب گردش زمستانی در پوش‌سپهر و وردسپهر محسوب می‌گردد. مهمترین مشخصه تاوه، وجود باندهای شدید در حاشیه بیرونی و پایین بودن دما در نواحی داخلی تاوه است. موقعیت مرکز تاوه قطبی و شدت آن در فصل زمستان در نیمکره شمالی باعث ریزش هوای سرد مناطق قطبی به عرض‌های پایین‌تر گشته و هر قدر شدت آن بیشتر باشد، باعث انتقال و جابه‌جایی بیشتر محور پرفشار جنب حاره به عرض‌های پایین‌تر می‌گردد. هر چقدر مراکز پرفشار جنب حاره به عرض‌های پایین‌تر انتقال یابد، فضای ایران جهت عبور سامانه‌های کمفشار فراهم می‌گردد و نفوذ توده توده هواهای ناپایدار به عرض‌های پایین‌تر از جمله کشورمان فراهم می‌شود. یکی از نشانه‌های تاثیر تاوه قطبی در نیمکره شمالی، وجود پرفشار سیبری است که از شرق آسیا تا شرق اروپا گسترش می‌یابد. هر قدر تضاد حرارتی بین مناطق قطبی و عرض‌های پایین‌تر بیشتر باشد، قدرت و شدت این پرفشار بیشتر شده و اگر گسترش آن بر روی اروپا به طرز مناسبی صورت گیرد، تمام سامانه‌هایی که از روی اروپای مرکزی عبور می‌کنند به ناچار متوجه بخش جنوبی پرفشار سیبری می‌شوند که اکثر این سامانه‌ها از نواحی ساحلی دریای مدیترانه وارد خاورمیانه و ایران می‌گردند. وجود پرفشار موجب ازدیاد متواتر و مدت‌دار این سامانه‌ها بر روی ایران می‌شوند. این بسامد و مدت توقف سامانه‌ها موجب ازدیاد بارش و تا حدودی کاهش دما در کشور می‌گردد (کاشکی، ۱۳۹۲). در این پژوهش، روزهای نماینده در ماه‌های ژانویه و فوریه واقع شده‌اند لذا پربند ۵۴۶۰ ژئوپتانسیل، به عنوان پربند معرف در نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۷).

1 - Hall et al

2 - Salomonson and Appel



جدول ۱. پربند معرف ارتفاعی تاوه قطبی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (ژئوپتانسیل متر)

ماه	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	جولای	آگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
پربند معرف تاوه قطبی	۵۴۶۰	۵۴۶۰	۵۵۲۰	۵۵۸۰	۵۶۴۰	۵۷۰۰	۵۷۰۰	۵۷۶۰	۵۶۴۰	۵۵۸۰	۵۵۲۰	۵۴۶۰

نتایج و بحث

همانطور که اشاره شد برای رخداد بارش برف نیاز است تا الگوی خاص فشاری در منطقه حاکم گردد تا شرایط برای نزول آن فراهم شود. پس از بررسی صورت گرفته طی ۲۰ سال، ۸ روز نماینده شناسایی شد که دارای برف فراگیر در اغلب ایستگاه‌ها بودند. روش استخراج این روزها بدین صورت بود که می‌بایست حداقل ۷۰ درصد ایستگاه‌ها (۱۱ ایستگاه از ۱۶ ایستگاه) دارای روز بارشی باشند تا برف فراگیر برای آن روز صدق کند. بر این اساس، ۸ روز که ویژگی فوق را داشتند شناسایی شدند (جدول ۲).

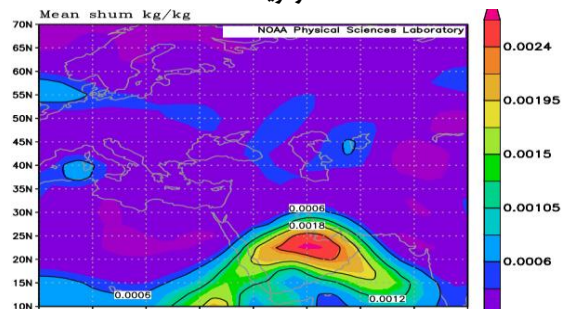
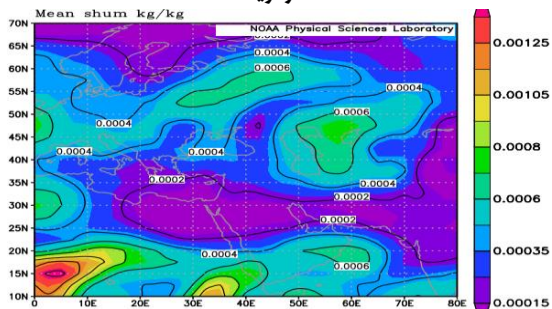
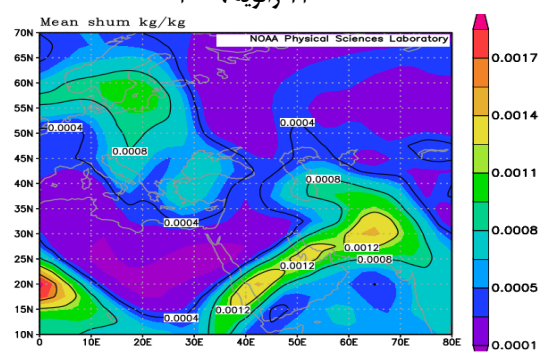
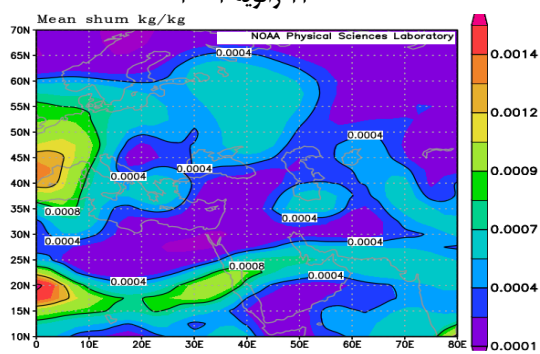
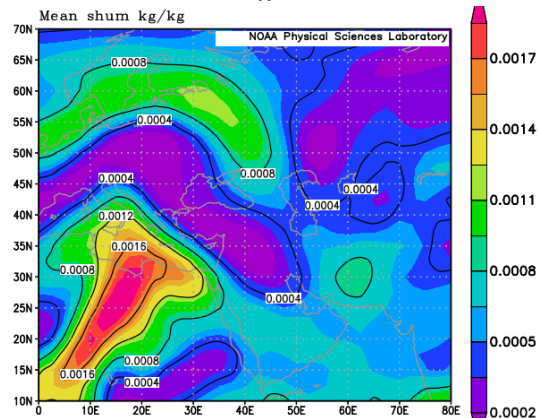
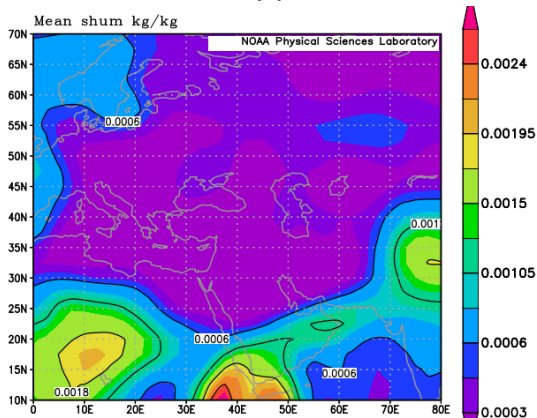
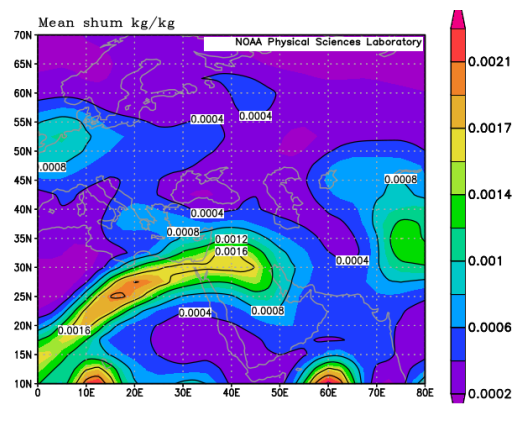
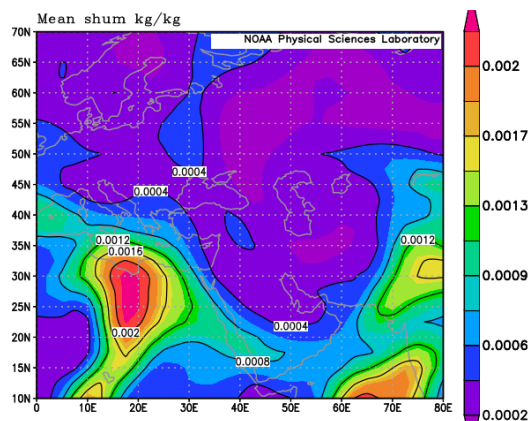
جدول ۲. ارتفاع برف (سانتی متر) به تفکیک ایستگاه به همراه تاریخ وقوع آن در غرب کشور

ایستگاه	همان نوزه	فرودگاه همان	تویسرکان	ملایر	نهادوند	کرمانشاه	روانسر	سرپل ذهاب	اسلام آباد غرب	کنگاور	سنج	قروه	تبریز	قزوین	تهران	چابک
۲۵	۱۹	۲۲	۱۴	۱۱	۱۲	۳	۳	۳	۳	۳	۱۲	۱۱	۱۴	۲۲	۱۹	۲۵
۲۰	۱۷	۲۱	۱۲	۱۸	۱۲	۶	۸	۴	-	۱۱	۲۳	۱۲	۱۸	۲۱	۱۷	۲۰
۸	۱۲	-	۳	۱۴	۲۲	۱۴	۱۶	۱۱	۱۶	۱۱	۸	۴	۳	-	۱۲	۸
۱۹	۲۳	۱۸	-	۱۳	۷	۱۳	۱۶	۲	۸	۱۶	۱۳	۷	-	۱۸	۲۳	۱۹
۱۶	۲۰	۱۲	۱۳	۲	۱۱	-	۲	-	۲	۲	۱۱	۲	۱۳	۱۲	۲۰	۱۶
۲	۵	۱۵	۳	-	۸	۹	-	-	-	۱۲	۸	-	-	۱۵	۵	۲
۴	۹	۵	-	۷	۱۰	-	۶	-	۶	۷	۲	-	-	۵	۹	۴
-	-	۸	۹	-	۱۲	۲	-	۱	-	۱۲	۱۴	۵	۹	۸	-	-

این بررسی در ۶ بخش صورت گرفته است. ابتدا وضعیت رطوبت جوی بررسی شد. سپس ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مورد تحلیل قرار گرفت. در گام بعد، وضعیت فشار در سطح زمین، تصاویر ماهواره ای باند مرئی سنجنده مودیس، وضعیت پوشش برف در منطقه با اعمال نمایه NDSI و در نهایت، تاوه قطبی واکاوی شد. لازم به توضیح است ترتیب قرارگیری و بررسی روزهای توام با بارش برف، بر اساس ارتفاع برف در برخی ایستگاه‌ها و فراگیر بودن آن بارش می‌باشد.

وضعیت رطوبت جوی

همان گونه که نقشه‌های رطوبت تراز میانی جو نشان می‌دهد (شکل ۲)، مهمترین منابع تامین کننده رطوبت جهت ریزش بارش برف در مناطق غرب کشور، دریای مدیترانه، خلیج فارس و دریای سرخ است. این در حالی است که قرارگیری ناوه در سطوح فوقانی جو و کاهش فشار در سطح زمین و همچنین تاوایی مثبت روی این مناطق، اشباع رطوبتی توده هوا فراهم می‌شود و در نتیجه آن، فرارفت هوای مرطوب در جو ایجاد خواهد شد. رخداد شرایط ناپایداری در جو از یک سو و همراهی منابع رطوبتی از سویی دیگر باعث خواهد شد سهم زیادی از بارش‌های برف فراگیر و سنگین در منطقه ایجاد شود.

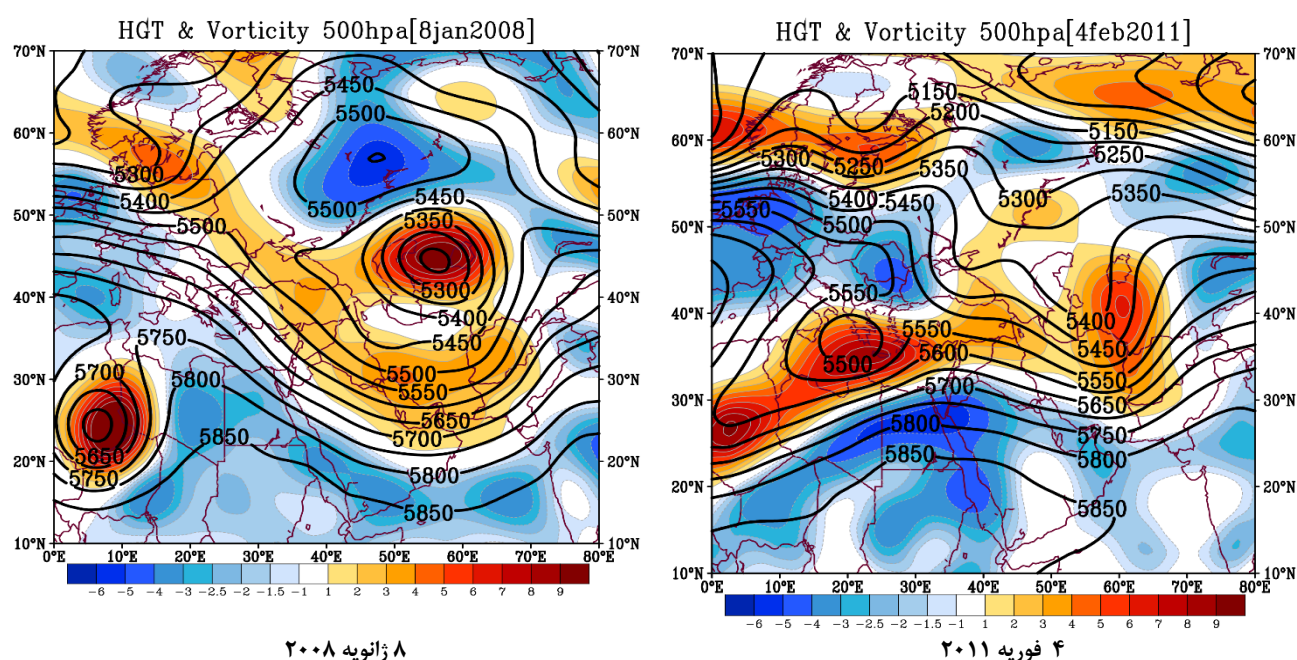


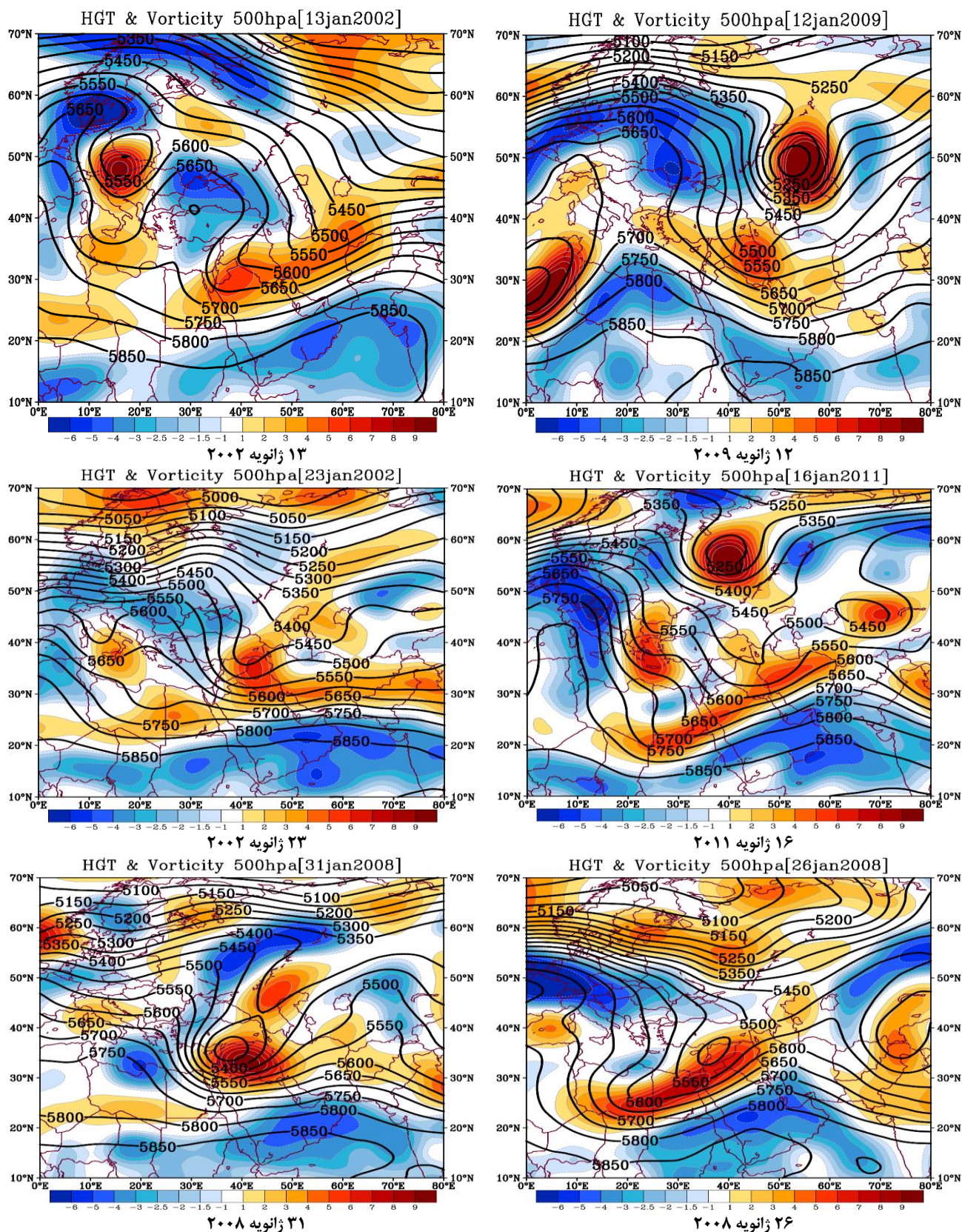


شکل (۲): وضعیت همگرایی رطوبت در روزهای برفی سنگین و فراگیر

وضعیت ژئوپتانسیل و تاوایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

در روز ۴ فوریه ۲۰۱۱ در تراز میانی جو، ناوه عمیقی در غرب مدیترانه و شمال آفریقا تشکیل شده که با تاوایی مثبت شدید همراه است. این وضعیت پهنه مورد بررسی را تحت تاثیر قرار داده به طوری که، قرارگیری این ناوه روی مدیترانه مسبب تامین رطوبت مورد نیاز بارش برف از این دریا می‌باشد. روز ۸ ژانویه ۲۰۰۸ یک بندال دوقطبی به صورت شمال شرق - جنوب غرب به ترتیب مناطق غرب روسیه و شمال آفریقا را در بر گرفته است. از طرفی در شرق این سامانه یک فرود بسیار عمیق که در عرض‌های بالاتر با هسته سردچال همراه شده است تشکیل و تاوایی مثبت شدیدی را در منطقه ایجاد و صعود سریع هوا را در پی داشته است. در روز ۱۲ ژانویه ۲۰۰۹ ریزش هوای سرد تروپوسفر فوقانی بر روی منطقه سبب شده تا فرود عمیقی به صورت شمالی - جنوبی بر روی منطقه صورت پذیرد. این ویژگی با تاوایی مثبت قوی بر منطقه همراه است. ایجاد تاوایی مثبت در منطقه باعث شده است تا رطوبت لازم از خلیج فارس برای بارش برف به منطقه تزریق گردد. وضعیت ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی در روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۲ به گونه‌ای است که ناوه عمیقی متاثر از کم‌فشار عرض‌های بالاتر به صورت مورب بر روی منطقه خاورمیانه مستقر شود. این در حالی است که استقرار فرود بسیار عمیق با عمق بیش از ۲۰ درجه عرض جغرافیایی، موجبات صعود هوا در روز ۱۶ ژانویه ۲۰۱۱ بر روی منطقه را فراهم کرده است. این الگو که با چرخندزایی همراه بر روی دریای مدیترانه، سرخ و خلیج فارس همراه است، موجب صعود سریع بسته هوا با تزریق رطوبت لازم به منطقه، شرایط را برای نزول برف فراهم گردد. به موازات هسته کم‌فشار سطحی، ناوه نسبتاً عمیق با هسته قوی تاوایی در روز ۲۳ ژانویه ۲۰۰۲ ایجاد شده که به همراه آن با ریزش هوای سرد عرض‌های بالاتر و با تشکیل کم‌فشار فوقانی و تاوایی مثبت، شرایط برای ایجاد برف فراهم شده است. این جریان چرخندزایی به گونه‌ای است که نیمه غربی و جنوبی ایران را نیز در بر گرفته است. روز ۲۶ ژانویه ۲۰۰۸ با ریزش هوای سرد شمالگان به سمت عرض‌های پایین سبب شده تا ناوه عمیق با جهت شمال شرق - جنوب غرب در خاورمیانه به وجود آید. قرارگیری منطقه در شرق محور فرود سبب شده تا ناپایداری‌ها بیش از پیش تشدید گردد. به وجود آمدن تاوایی بسیار قوی، رطوبت مورد نیاز بارش از دریای سرخ را تامین کرده است. روز ۳۱ ژانویه ۲۰۰۸ ناوه عمیقی با هسته سردچال قبل خاورمیانه بوجود آمده است. این سامانه که با تاوایی شدید در هسته باعث تشدید ناپایداری و اغتشاش در منطقه شده است مسبب صعود سریع هوا به همراه رطوبت لازم برای رخداد توفان برف سهمیگن در منطقه شده است (شکل ۳).



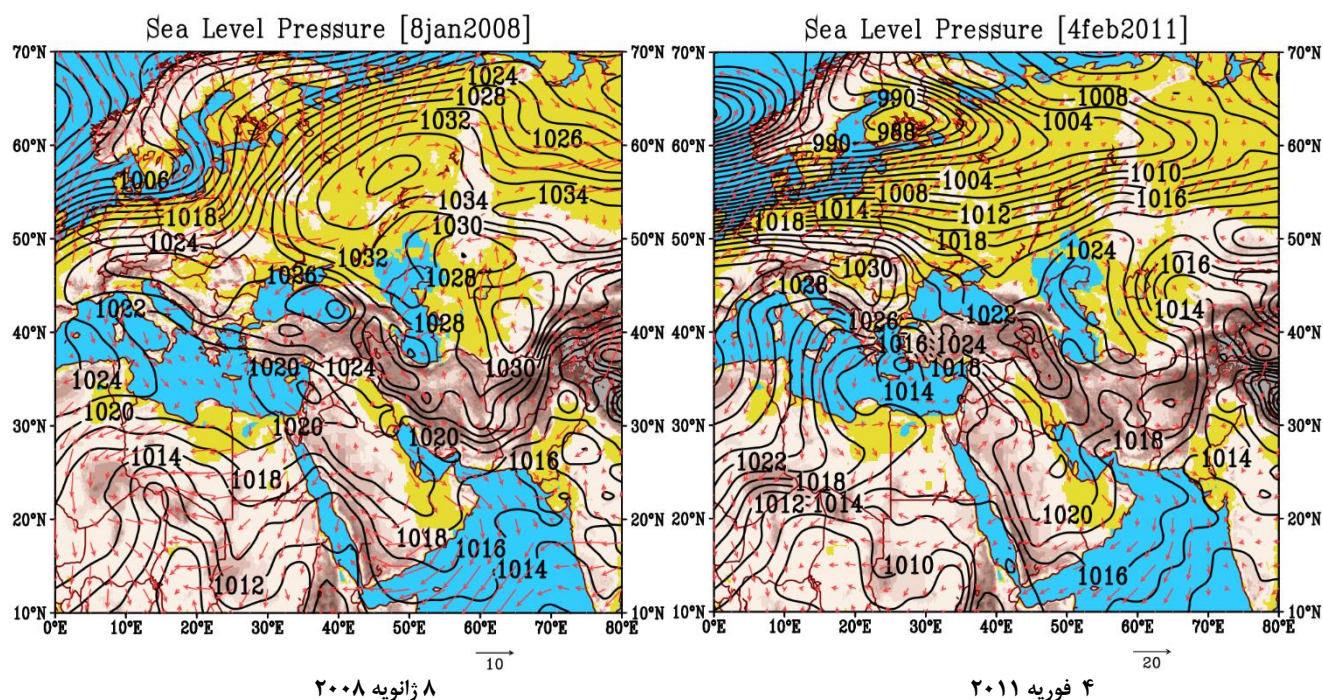


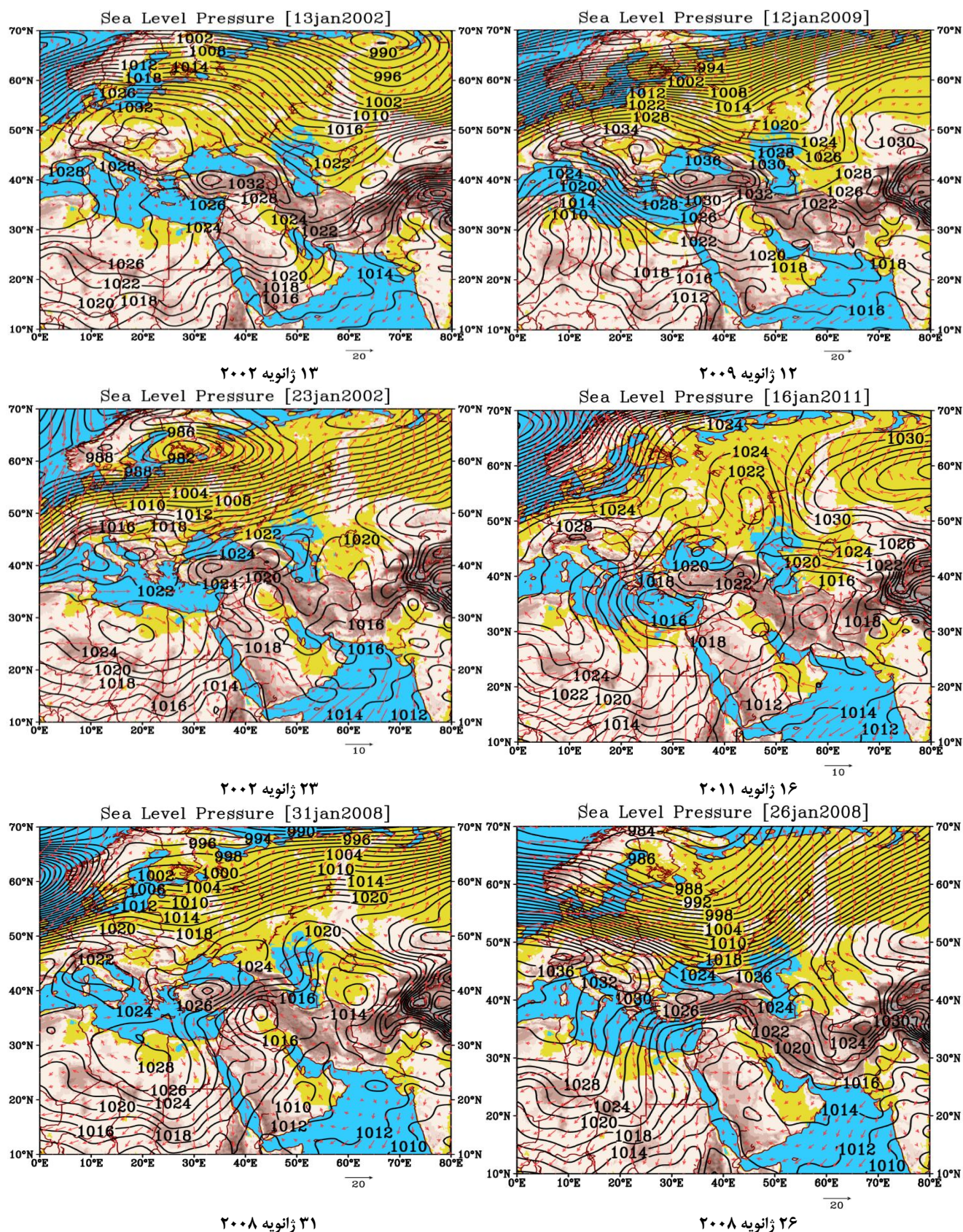
شکل (۳): وضعیت ژئوپتانسیل و تاوایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در روزهای برفی سنگین و فراگیر



وضعیت فشار تراز دریا

در روز ۴ فوریه ۲۰۱۱ از شمال شرق آفریقا تا غرب عراق، سامانه کم‌فشاری حاکم است. بر روی نواحی زاگرس یک هسته پرفشار بسته با فشار مرکزی ۱۰۲۴ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود. در روز ۸ ژانویه ۲۰۰۸ در سطح زمین زبانه‌هایی از پرفشار سبیری و پرفشار شرق اروپا کشیده شده است. این مراکز، هوای سرد عرض‌های بالاتر را وارد منطقه کرده و شرایط را برای نزول برف فراهم نموده است. از طرفی بر روی نواحی شمال غرب کشور نیز هسته پرفشاری با هسته مرکزی ۱۰۲۶ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود. در ۱۲ ژانویه ۲۰۰۹، در غرب دریای خزر هسته پرفشاری با ۳ هسته جداگانه تشکیل شده است. کم‌فشاری نیز در شمال آفریقا و غرب مدیترانه بوجود آمده است. پرفشار و کم‌فشار مذکور به ترتیب مسئول ریزش هوای سرد عرض‌های بالاتر و دیگری علت اصلی صعود هوا در منطقه قلمداد می‌شود. در شمال ترکیه هسته پرفشاری با ۱۰۳۲ هکتوپاسکال در روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۲ تشکیل شده که پربند آن تا ایران مرکزی کشیده شده است و در نیمه جنوبی ایران نیز یک منطقه با شیو شدید فشار بوجود آمده است. همراه شدن کم‌فشار دریای مدیترانه با کم‌فشار عربستان و ادغام آن با کم‌فشار مستقر در ایران مرکزی در روز ۱۶ ژانویه ۲۰۱۱ موجب ایجاد جو ناپایدار شده است. روز ۲۳ ژانویه ۲۰۰۲ در سطح زمین هسته بسته کم‌فشاری غرب ایران را متاثر ساخته به گونه‌ای که با ایجاد یک جریان تلاوایی نسبتاً قوی، شرایط را برای عروج هوا مهیا نموده است. این چرخند که از کم‌فشار عرض‌های پایین جدا شده است نمودی از ناپایداری در سطح زمین در این روز به شمار می‌رود. آرایش الگوهای فشار در سطح زمین در روز ۲۶ ژانویه ۲۰۰۸ به گونه‌ای است که کم‌فشار شمالگان و کم‌فشار مستقر در عربستان و پرفشارهای سبیری از شرق و پرفشار غرب مدیترانه در نواحی شمالی ترکیه و غرب ایران به یکدیگر رسیده‌اند و سبب شده تا شیو شدید فشاری و در نهایت جهه‌زایی صورت پذیرد. جریان چرخندی تشکیل شده در شرق مدیترانه مسبب ورود جریان‌هایی با جهت غربی به ایران است. ایجاد جریان تلاوایی قوی غرب ایران در روز ۳۱ ژانویه ۲۰۰۸ سبب شده تا این چرخند ناپایداری را در لایه‌های زیرین جو به بیشترین حد خود برساند. این وضعیت با کاهش فشار در سطح زمین و استقرار فرود عمیق در سطوح فوقانی جو و صعود سریع که نتیجه آن توفان برف بوده است، همراه می‌باشد. این جریان‌های چرخندی به صورت دو قطبی هستند که در سمت مقابل و شرقی ایران مرکز فعالیت دیگری را تشکیل داده است (شکل ۴).





شکل (۴): وضعیت فشار تراز در روزهای برفی سنگین و فراگیر

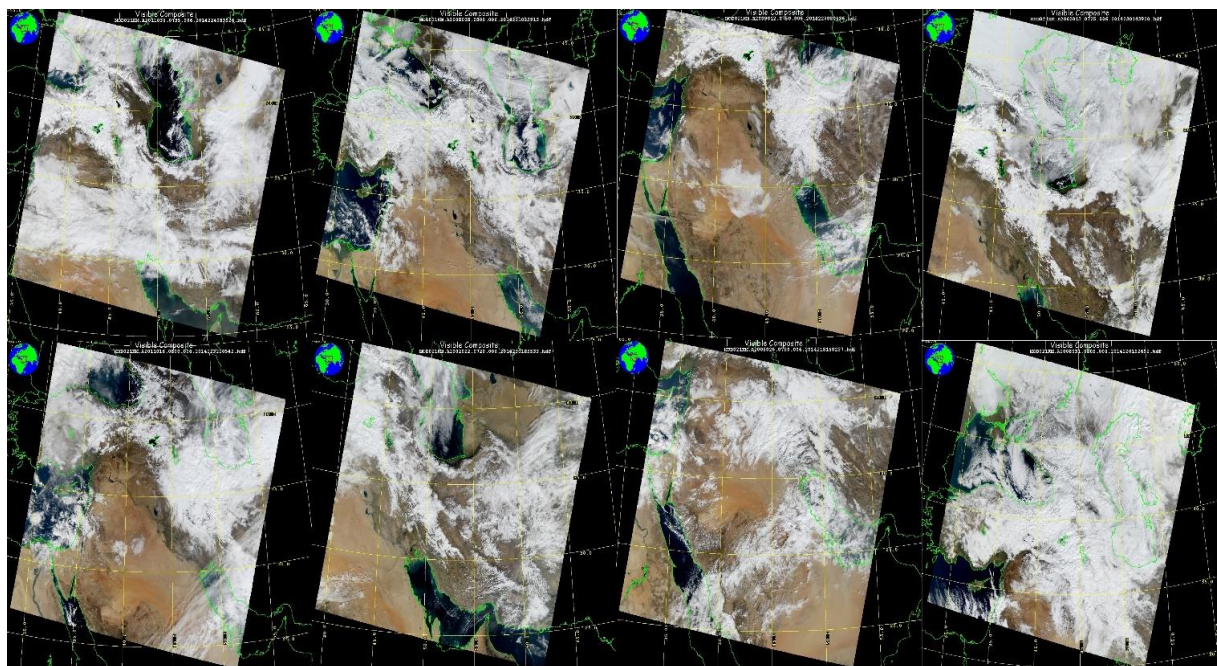


وضعیت پوشش برف و تصاویر ماهواره‌ای باند مرئی سنجنده مودیس

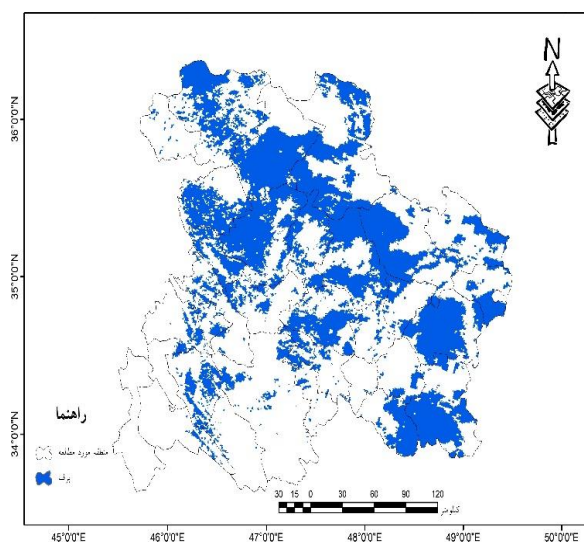
تصاویر ماهواره‌ای روز ۴ فوریه ۲۰۱۱ در باند مرئی پس از اعمال نمایه NDSI نشان می‌دهد که نیمه غربی ایران به جز بخش‌های کوچکی از نواحی جنوبی استان همدان و استان کرمانشاه، پوشیده از ابر و برف است. این ویژگی در روز ۸ ژانویه ۲۰۰۸ نیز مشاهده می‌شود و به جز نواحی شرقی و غربی استان کرمانشاه می‌توان گفت که تمام منطقه مورد مطالعه در حاکمیت برف قرار گرفته است. ۱۲ ژانویه ۲۰۰۹، رخداد برف مداوم و سنگین در غرب کشور را نمایش می‌دهد. این شرایط جوی سبب شده تا بیش از ۶۷ درصد منطقه مورد مطالعه در حاکمیت پوشش برف قرار داشته باشد. در تصاویر سنجنده مودیس در روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۲ نیز به خوبی نمایان است که بیشتر نواحی مرتفع زاگرس به ویژه در دو استان کردستان و همدان و در مناطق کوچکی از استان کرمانشاه زیر پوشش برف بوده‌اند. در ۱۶ ژانویه ۲۰۱۱ گستره مکانی برف بیش از نیمی از استان کردستان را تحت الشعاع قرار داده است. از طرفی، استان همدان و کرمانشاه کمتر تحت تاثیر بارش برف بوده‌اند. در ۲۳ ژانویه ۲۰۰۲ نواحی غربی، مرکزی و جنوبی استان همدان و نیمه شرقی استان کردستان قلمرو برف هستند. تصاویر ماهواره‌ای در روز ۲۶ ژانویه ۲۰۰۸ نیز نشان می‌دهد که در غرب و جنوب غرب ایران به دلیل استقرار سامانه همدید، ناپایداری‌ها به اوج فعالیت خود رسیده است و بیش از ۶۳ درصد منطقه در حاکمیت سامانه‌های برف‌زا هستند که در این میان، سهم استان همدان بیش از دو استان دیگر است. الگوی ابرزایی نشان می‌دهد که در روز ۳۱ ژانویه ۲۰۰۸ سامانه مستقر مسبب توفان برفی در بخش بزرگی از منطقه به جزء بخش‌های غربی استان همدان و جنوب شرق استان کرمانشاه، بیشتر مناطق همراه با بارش برف سنگین و فراگیر بوده است (جدول ۳؛ شکل ۵ و ۶).

جدول ۳. مساحت برفپوشان در روزهای برفی سنگین و فراگیر غرب ایران

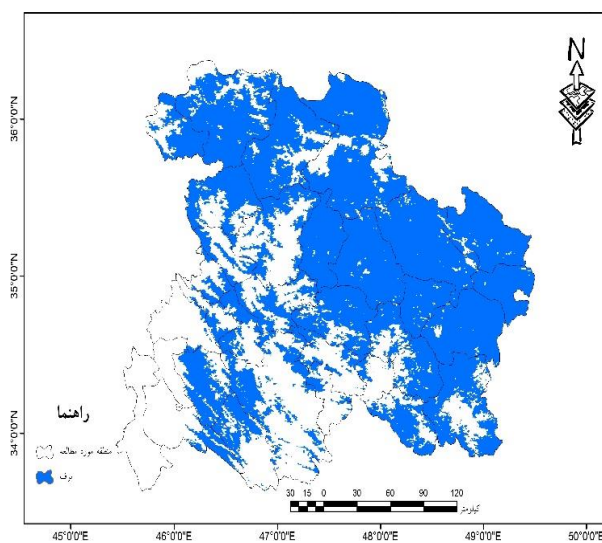
تاریخ	درصد	مساحت بر حسب کیلومتر مربع
۴ فوریه ۲۰۱۱	۶۳/۴۹	۴۶۵۷۹/۰۹
۸ ژانویه ۲۰۰۸	۳۱/۹	۲۶۳۳۴/۴۴
۱۲ ژانویه ۲۰۰۹	۶۷/۱۳	۴۹۲۴۴/۶۹
۱۳ ژانویه ۲۰۰۲	۵۶/۶	۴۱۵۳۲/۹۶
۱۶ ژانویه ۲۰۱۱	۴۹/۶۱	۳۶۳۹۷/۰۹
۲۳ ژانویه ۲۰۰۲	۴۶/۰۶	۳۳۷۹۱/۸۱
۲۶ ژانویه ۲۰۰۸	۶۳/۲۵	۴۶۴۰۱/۳۶
۳۱ ژانویه ۲۰۰۸	۶۷/۲۲	۴۹۳۴۵/۱۰



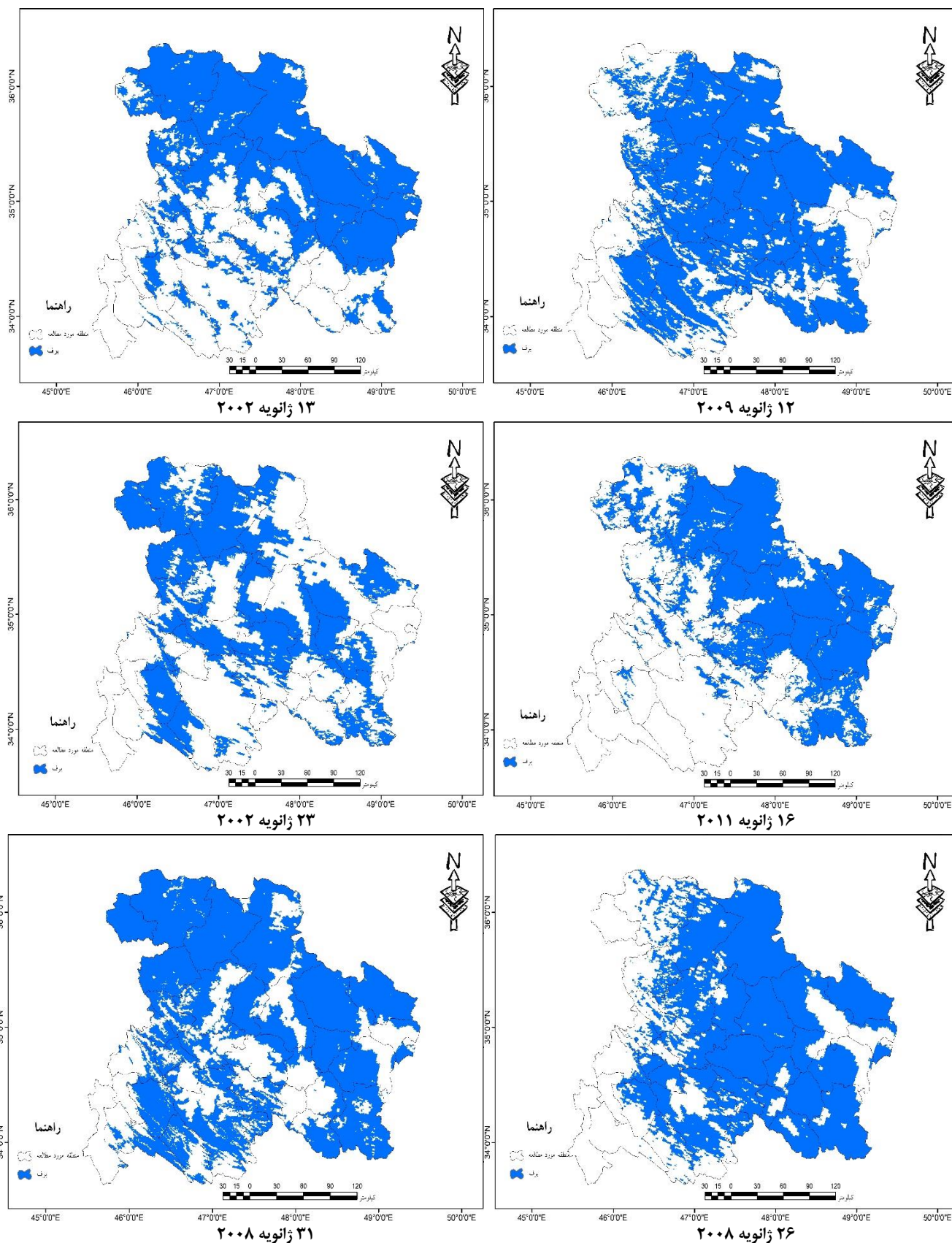
شکل (۵): تصاویر سنجنده مودیس در محدوده باند مرئی در روزهای برفی سنگین و فراگیر



۸ ژانویه ۲۰۰۸



۴ فوریه ۲۰۱۱

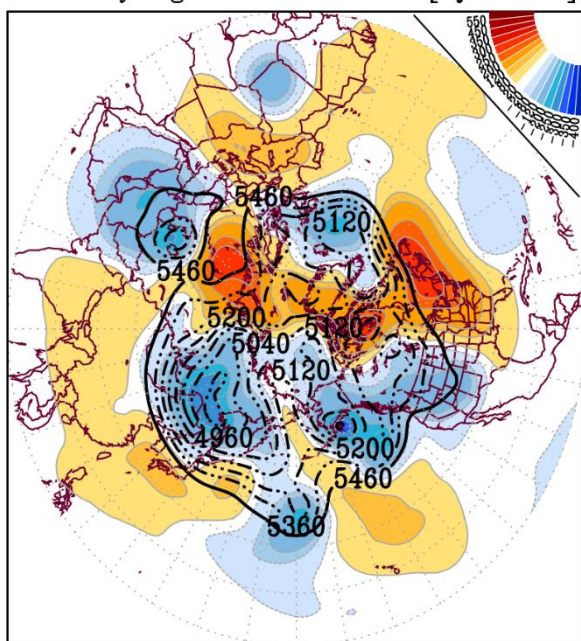


شکل (۶): وضعیت برفپوشان در غرب ایران پس از اعمال نمایه NDSI

وضعیت تاول قطبی و ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

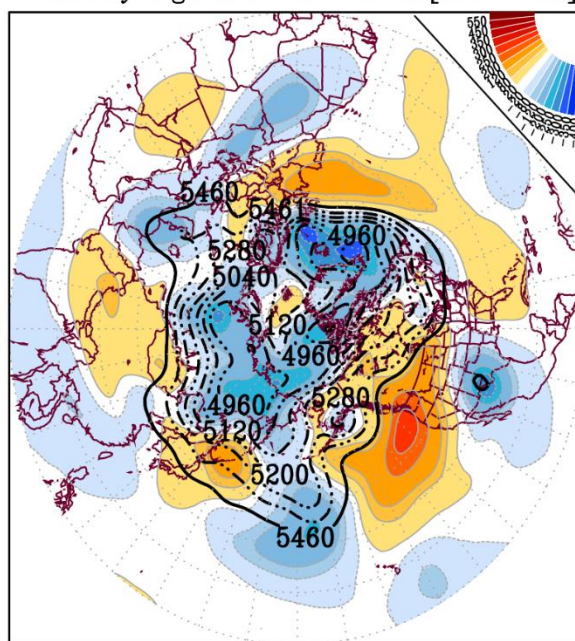
در بررسی انجام شده بر روی وضعیت تاول قطبی در روز ۴ فوریه ۲۰۱۱ مشخص شد که پربند آن در ماه فوریه بر روی نواحی شمالی ایرن قرار دارد و ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز میانی جو بر روی کشور نیز به بیش از ۱۲۰- ژئوپتانسیل متر رسیده است. وضعیت تاول در روز ۸ ژانویه ۲۰۰۸ به صورتی است که پربند ۵۴۶۰ هکتوپاسکال نیمه شمالی ایران را در بر گرفته است. از طرفی این امر با ناهنجاری منفی شدید ارتفاع ژئوپتانسیل همراه بوده است که به ۲۰۰- ژئوپتانسیل متر بر روی منطقه می‌رسد. در روز ۱۲ ژانویه ۲۰۰۹ پربند معرف تاول قطبی نیز تا جنوب دریای خزر کشیده شده که این امر سبب شده تا ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی منطقه به کمتر از ۱۰۰- ژئوپتانسیل متر برسد و افت ژئوپتانسیل را به همراه داشته باشد. وضعیت تاول و ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل در روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۲ نیز حاکی از آن است که پربند معرف تاول تا جنوب دریای خزر گسترش یافته است که به دلیل تشکیل تاول حاصل از حرکت پایین سوی کم‌فشار فوقانی ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به کمتر از ۱۰۰- ژئوپتانسیل متر در روز می‌رسد. وضعیت تاول در روز ۱۶ ژانویه ۲۰۱۱ به دلیل تشکیل سامانه مانع در شرق روسیه به گونه‌ای است که پربند معرف آن تا شمال دریای خزر کشیده شده و بیشتر از آن پیشروی نکرده است. به دلیل تاول نسبتاً عمیق در غرب خاورمیانه ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل با ۱۲۰- ژئوپتانسیل متر در روز همراه گردیده است. در روز ۲۳ ژانویه ۲۰۰۲ وضعیت ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی خاورمیانه منفی است که هسته اصلی این ناهنجاری منفی بر روی عراق و نواحی غربی کشور مستقر است و مقادیر آن به کمتر از ۱۲۰- ژئوپتانسیل متر می‌رسد. پربند معرف تاول نیز دقیقاً بر روی غرب ایران مستقر شده و شرایط را برای نزول برف فراهم نموده است. افت ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به کمتر از ۲۰۰- ژئوپتانسیل نسبت به میانگین بلندمدت در روز ۲۶ ژانویه ۲۰۰۸ نشان از سامانه قوی بارش‌زا در منطقه است. از طرفی پیشروی تاول قطبی تا عرض‌های پایین‌تر در تشدید و تقویت این سامانه بی اثر نبوده است. تشکیل تاول بسیار عمیق در منطقه سبب شده است تا ناهنجاری در تراز میانی جو به کمتر از ۲۵۰- ژئوپتانسیل متر برسد. این افت شدید در روز ۲۶ ژانویه ۲۰۰۸ به این امر دلالت دارد که با ریزش هوای بسیار سرد تروپوسفر فوقانی به داخل این سامانه، ضخامت جو کاهش و شرایط برای تشکیل برف در منطقه فراهم شده است. از طرفی کشیده شدن پربند معرف تاول قطبی تا عرض‌های ۳۵ درجه در ایجاد و شروع بارش برف کاملاً تاثیرگذار بوده است (شکل ۷).

Anomaly Hgt & Polar Vortex[8jan2008]



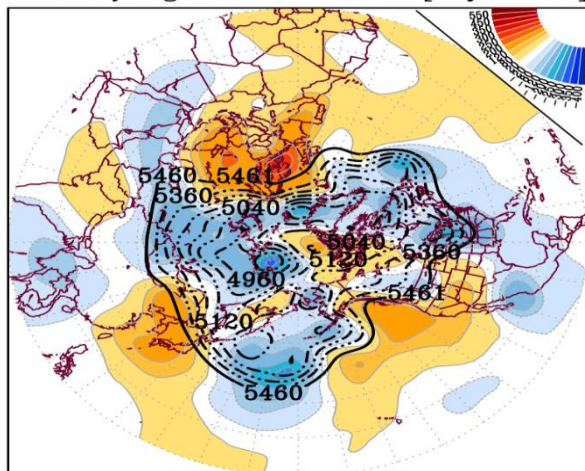
۸ ژانویه ۲۰۰۸

Anomaly Hgt & Polar Vortex[4feb2011]



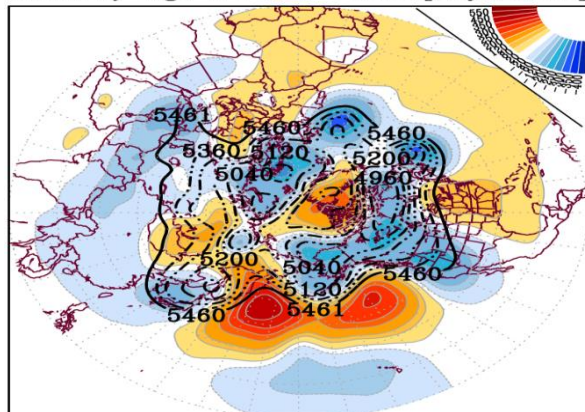
۴ فوریه ۲۰۱۱

Anomaly Hgt & Polar Vortex[13jan2002]



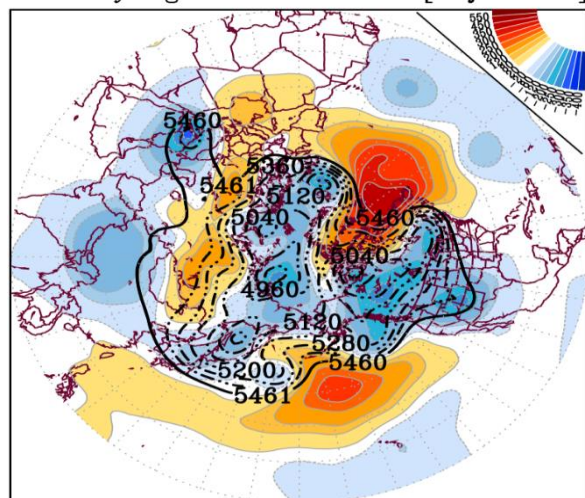
۱۳ ژانویه ۲۰۰۲

Anomaly Hgt & Polar Vortex[23jan2002]



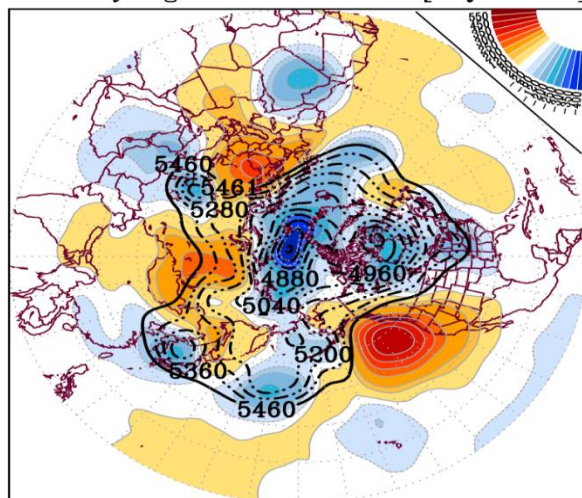
۲۳ ژانویه ۲۰۰۲

Anomaly Hgt & Polar Vortex[31jan2008]



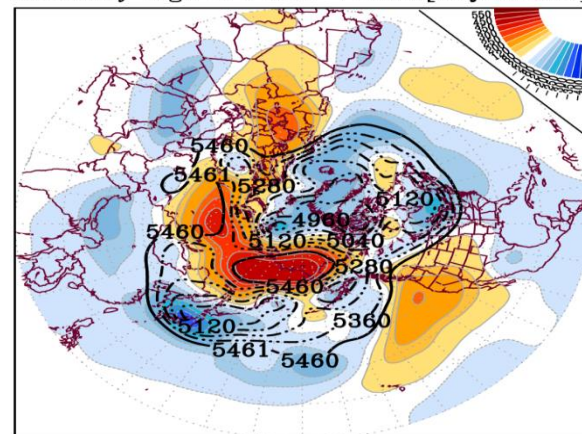
۳۱ ژانویه ۲۰۰۸

Anomaly Hgt & Polar Vortex[12jan2009]



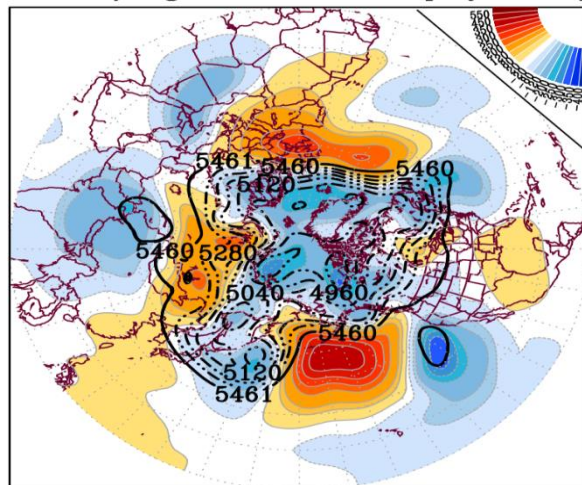
۱۲ ژانویه ۲۰۰۹

Anomaly Hgt & Polar Vortex[16jan2011]



۱۶ ژانویه ۲۰۱۱

Anomaly Hgt & Polar Vortex[26jan2008]

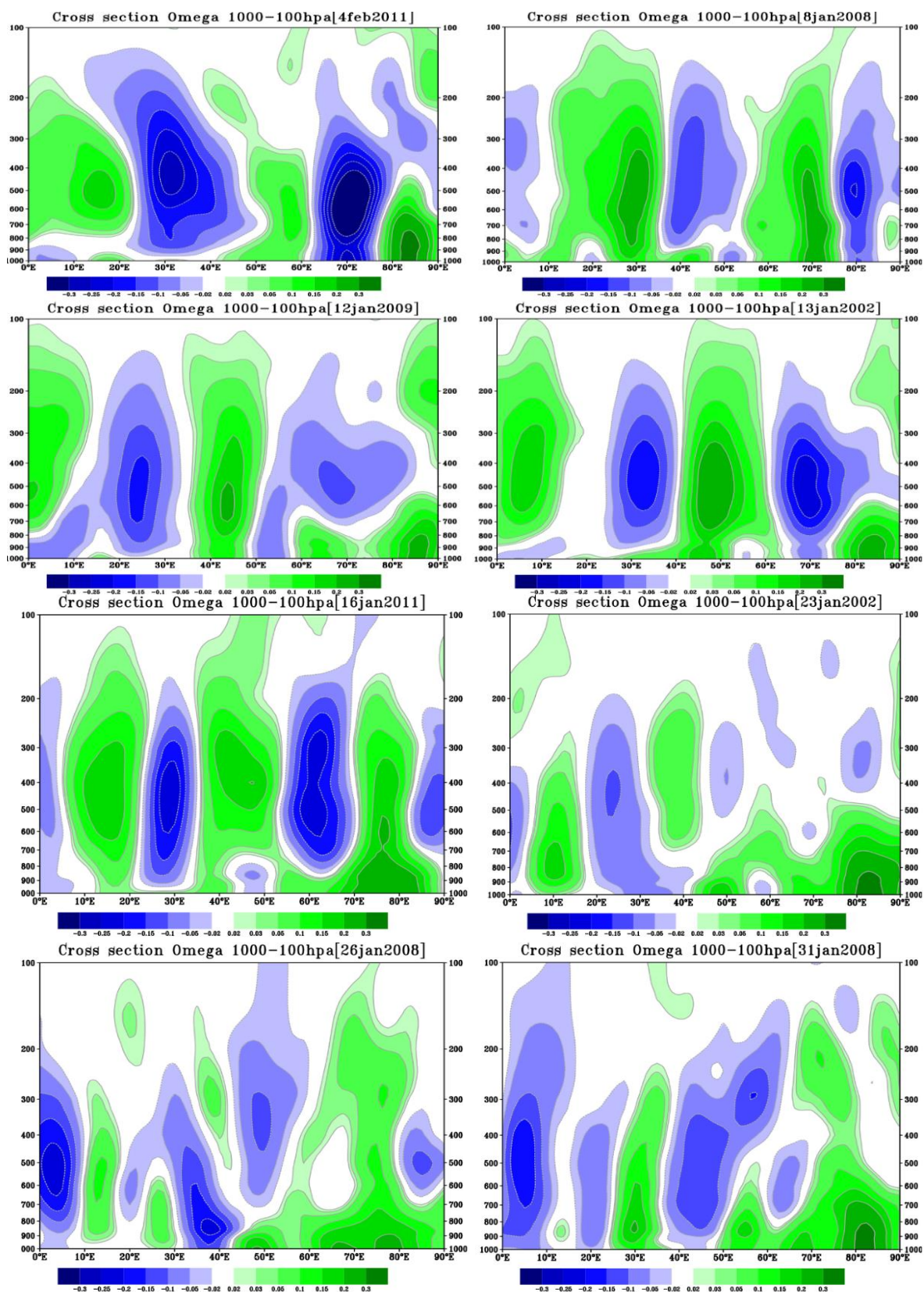


۲۶ ژانویه ۲۰۰۸

شکل (۷): وضعیت تاول قطبی و ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در روزهای برفی سنگین و فراگیر

وضعیت نیمرخ سرعت قائم(امگا) ضخامت ترازهای ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال

به منظور بررسی وضعیت جریانهای بالاسو مابین ترازهای گوناگون جوی از نمودارهای موسوم به هافمولر از نوع X-Z استفاده شد. در این نمودار، عرض جغرافیایی ثابت در نظر گرفته شده است (۲۴ درجه شمالی) و طول جغرافیایی و ترازهای جوی متغیر می‌باشند. با توجه به نمودار فوق مشاهده می‌شود که در روز ۴ فوریه ۲۰۱۱ جریان بالاسوی بسیار قوی مابین طول های ۲۰ تا ۴۰ درجه شرقی تشکیل شده که تا تراز ۱۵۰ هکتوپاسکال این وضعیت ادامه دارد. در طول‌های ۴۲ تا ۶۰ درجه شرق نیز جریان پایین‌سوی تشکیل شده است که هسته آن بین ترازهای ۸۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد. در روز ۸ ژانویه ۲۰۰۸ جریان‌های بالاسو کمی ضعیف‌تر و به ترازهای بالاتر نیز منتقل شده است. به طوریکه این وضعیت بین طول های ۴۰ تا ۵۰ درجه شرقی و ترازهای ۸۰۰ تا ۱۵۰ هکتوپاسکالی ایجاد گشته که مقدار بیشینه آن ۰٫۱- پاسکال بر ثانیه در محدوده ترازهای ۷۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد. وضعیت نمایه امگا در روز ۱۲ ژانویه ۲۰۰۹ به گونه‌ای است که حاکمیت جریان‌های بالاسو در مناطقی دورتر نسبت به منطقه مورد مطالعه می‌باشد. به طوریکه بین طول‌های ۲۰ تا ۳۵ صعود و از آن تا ۴۸ درجه طول شرقی نزول هوا مشاهده می‌شود. روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۲ مقادیر منفی امگا بین طول های ۲۵ تا ۳۵ درجه شرقی نشان می‌دهد که جریان صعودی هوا فراهم گشته است. مقادیر آن به بیش از ۰٫۱۵- پاسکال بر ثانیه مابین ترازهای ۷۰۰ تا ۴۰۰ هکتوپاسکال رسیده است. از طرفی در شرق این جریان بالاسو جریان بسیار قوی نزولی تشکیل شده است که از تراز ۱۰۰ تا سطح زمین ادامه داشته که هسته بیشینه آن بین ترازهای ۸۵۰ تا ۳۵۰ می‌باشد. در روز ۱۶ ژانویه ۲۰۱۱ الگوی جریان‌های بالاسو بصورت سینوسی است و در محدوده در نظر گرفته شده پس از هر جریان صعودی، یک جریان نزولی در راستای طول های جغرافیایی ایجاد شده است. مشاهده می‌شود که بیشینه سرعت قائم با سرعتی معادل ۰٫۲-، منطبق بر طول های ۲۰ تا ۳۵ درجه شرقی بوده و پس از آن جریان قوی نزولی بین طول های ۳۵ تا ۵۰ منطقه را متاثر ساخته است. در این میان جریان بالاسوی ضعیفی در لایه-های زیرین و در محدوده ۴۵ تا ۵۰ درجه شرقی سبب دو شاخه شدن جریان نزولی بر روی محدوده یاد شده گردد. جریان بالاسو در روز ۲۳ ژانویه ۲۰۰۲ نشان می‌دهد که از طول ۲۰ تا ۳۸ درجه هسته ای با سرعت ۰٫۱- از سطح زمین تا تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال گسترش یافته است. این وضعیت شرایط را برای عروج هوا تا لایه‌های فوقانی جو فراهم نموده است. در روز ۲۶ ژانویه ۲۰۰۸ دو هسته ناپایداری یکی بین طول‌های ۳۲ تا ۴۲ از سطح زمین تا تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال کشیده شده است که بیشینه سرعت در مرکز آن به بیش از ۰٫۲۵- پاسکال بر ثانیه است. هسته دوم در محدوده ۴۵ تا ۵۰، فعالیت خود را از تراز ۷۰۰ شروع کرده و تا ۱۰۰ هکتوپاسکال ادامه دارد. ولی در این محدوده و لایه‌های زیرین، نزول هوا پدیده غالب محلی به حساب می‌آید. در روز ۳۱ ژانویه ۲۰۰۸ در راستای عرض ۳۴ درجه پدیده غالب از سمت غرب به شرق بیشتر با صعود سریع هوا قابل تشخیص می‌باشد. به گونه‌ای که از طول ۰ تا ۲۲ درجه شرقی دو هسته ناپایدار و از طول ۳۸ تا ۵۵ نیز هسته دو قطبی دیگری آشفتگی‌های جوی منطقه را به خود اختصاص داده‌اند. در این میان، فقط مابین طول های ۲۵ تا ۳۵ جریان نزولی قوی حاکم شده که می‌توان آنرا منطبق پشته ایجاد شده در شرق اروپا دانست (شکل ۸).



شکل (۸): نیمرخ هافمولر سرعت قائم (امگا) ترازهای ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال برای عرض ۳۴ درجه شمالی

نتیجه‌گیری

بارش برف سنگین و مداوم علاوه بر آثار مثبت اقلیمی و هیدرولوژیکی آن از قبیل افزایش ذخایر رطوبت، نفوذ تدریجی آب و تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی، گاهی مواقع خسارات اقتصادی و اجتماعی را نیز بر جامعه تحمیل کند که لزوم شناسایی، پیش‌بینی و پیش‌آگاهی به موقع در زمینه رخداد آن از اهمیت زیادی برخوردار است. در پژوهش حاضر، رابطه بین الگوهای گردشی و بارش برف سنگین در سه استان غربی کشور شامل استان همدان، کردستان و کرمانشاه در غالب ۱۶ ایستگاه همدید بررسی شد و ۸ روز نماینده که دارای برف فراگیر در ۷۰ درصد ایستگاه‌ها بودند، استخراج شد. با توجه به نمایه نرمال شده تفاضلی برف در داده‌های ماهواره مودیس، نقشه‌های همدیدی- ماهواره‌ای ترسیم و تحلیل شد. نتایج همدید ناشی از بارش‌های شدید و فراگیر برف در غرب ایران حاکی از این است که جریان‌های جوی در زمان رخداد اینگونه بارش‌ها در سطح زمین با تشکیل چرخند قوی روی عراق، هوای ناپایدار و منقلبی برای منطقه به وجود می‌آورند. این وضعیت سبب می‌شود تا موجبات عروج بسته هوا تسریع یافته و با صعود سریع خود بخار آب موجود در جو را سریعاً به برف تبدیل نماید. رخداد شیو شدید فشار که گاهی به بیش از ۱۲ هکتوپاسکال در منطقه می‌رسد جبهه قوی‌ای که در پشت آن هوای سرد عرض‌های بالا و در مقابل آن هوای گرم عرض‌های پایین وجود دارد، برف‌های سنگین و بادوام را تقویت می‌کند. در این شرایط بیش از ۶۰ الی ۷۰ درصد پهنه مورد بررسی در حاکمیت سامانه‌های برفی قرار می‌گیرد. در تراز میانی جو با ریزش هوای سرد، ناوه عمیق با عمق بیش از ۲۵ درجه عرض جغرافیایی همراه می‌شود که گاهی با هسته سردچال و تاوایی شدید و صعود سریع بسته هوا همراه شده است. قراردگیری ناوه بر فراز این منطقه سبب شده تا از دوردست منابع رطوبتی بارش‌های فراگیر برف مانند دریای مدیترانه، سرخ و خلیج فارس تأمین شود. همچنین نتایج حاصل این پژوهش نشان داد که استفاده از تصاویر MODIS، قابلیت بالایی جهت پایش زمانی و مکانی پوشش برف برای حوضه‌های کوهستانی است. در غرب و جنوب غرب ایران به دلیل استقرار سامانه همدید، ناپایداری‌ها به اوج فعالیت خود رسیده است و بیش از ۷۰ درصد منطقه در حاکمیت سامانه‌های برف‌زای سنگین و فراگیر هستند که در این میان، سهم استان همدان بیش از استان‌های کردستان و کرمانشاه است.



منابع

- اسلامی، منصور؛ فیروزبخت، علیرضا. (۱۳۷۳). بررسی توزیع مکانی بارش برف در حوزه های دز و کارون. *اولین سمینار هیدرولوژی برف و یخ، ارومیه*.
- پدram، مژده. (۱۳۷۵). الگوی سینوپتیکی پیش‌بینی برف بر روی ایران. پایان نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- پرهمت، جواد. (۱۳۸۱). مدل توزیعی رواناب حاصل از ذوب برف با استفاده از داده های سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی، رساله دکتری هیدرولوژی و منابع آب، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم تحقیقات.
- تاجبخش، سحر؛ رهنما، مهدی؛ نیکفال، امیرحسین. (۱۳۹۷). مقایسه پوشش برف برون داد یک مدل پیش‌بینی عددی و داده‌های سنجه MODIS در ایران، *تحقیقات منابع آب/ایران*، شماره ۳، ۲۰۳-۱۸۹.
- جهانبخش اصل، سعید؛ دین‌پژوه، یعقوب؛ عالی‌نژاد، محمدحسین. (۱۳۹۸). تاثیر تغییر اقلیم بر رواناب ناشی از ذوب برف (مطالعه موردی: حوضه آبریز شهرچای ارومیه)، *نشریه علمی پژوهشی جغرافیا و برنامه ریزی*، شماره ۶۷، ۱۰۷-۹۱.
- حسینی، سید محمد. (۱۳۹۳). واکاوی همدید پرفشار دریای سیاه و نقش آن در تغییرات دما و بارش ایران زمین، رساله دکتری اقلیم‌شناسی، استاد راهنما، سعید موحدی و سید ابوالفضل مسعودیان، دانشگاه اصفهان.
- خان سالاری، سکینه؛ محب‌الحجه، علیرضا و احمدی‌گیوی، فرهنگ. (۱۳۹۷). عوامل دینامیکی مؤثر بر بارش سنگین برف در تهران، *فیزیک زمین و فضا*، شماره ۱، ۱۹۸-۱۷۹.
- رسولی، علی‌اکبر؛ ادهمی، سلام. (۱۳۸۶). محاسبه آب معادل از پوشش برف با پردازش تصاویر سنجنده MODIS، *مجله جغرافیا و توسعه*، شماره ۱۰، ۳۶-۲۳.
- رضایی، پرویز؛ جانبازقبادی، غلامرضا؛ جعفرزاده، علیرضا. (۱۳۸۹). روند بارش برف در جلگه مرکزی گیلان و پیامدهای ناشی از آن، *مطالعات برنامه ریزی سکونتگاه های انسانی (چشم انداز جغرافیایی)*، شماره ۱۱، ۷۲-۵۲.
- زینالی، بتول؛ قلعه، احسان؛ صفری، شیوا. (۱۴۰۰). استخراج مساحت تحت پوشش برف کوهستان سبلان با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست به روش طبقه بندی شی گراه، *نشریه هیدروژئومورفولوژی*، شماره ۲۶، ۹۷-۷۹.
- شادپور، آرش؛ لشکری، حسن؛ برنا، رضا. (۱۳۹۸). تحلیل همدیدی - ماهواره ای وقوع برف سنگین استان گیلان (مطالعه موردی روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸)، *فصلنامه جغرافیا*، شماره ۶۳، ۷۵-۶۰.
- شکیبا، امینه؛ صادقی، سلیمان و دوستان، رضا. (۱۳۸۹). مراکز فعالیت و الگوهای همدیدی بارش برف سنگین در شمال غرب ایران. *جغرافیا و مخاطرات محیطی*، شماره ۱۶، ۸۷-۱۰۳.
- شمسی‌پور، علی‌اکبر؛ کاکي، سیف‌الله؛ جعفری، ایوب؛ جاسمی، سیدمیثم. (۱۳۹۷). واکاوی همدید-ترمودینامیکی بارش‌های سنگین غرب و جنوب غرب ایران (مطالعه موردی ۱۲ تا ۱۵ آوریل ۲۰۱۶)، *نشریه علمی پژوهشی جغرافیا و برنامه ریزی*، شماره ۶۴، ۱۶۷-۱۴۹.
- علیدادی، معصومه. (۱۳۸۹). نقش تاوه قطبی در تعیین نوع و مقدار بارش در میانه غرب ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.
- قاسمی، الهه؛ علیجانی، بهلول؛ فتاحی، ابراهیم. (۱۳۸۹). شبیه سازی رواناب حاصل از ذوب برف با استفاده از مدل SRM. مطالعه موردی حوضه آبریز بختیاری، همایش برف و یخ، شهرکرد، ۱۳۸۹.
- قنبرپور، محمدرضا. (۱۳۸۱). کاربرد سنجش از دور در تعیین پارامترهای هیدرولوژیکی برف در مناطق کوهستانی، *مجله علمی و فنی سازمان هواشناسی کشور*، نیوار، شماره ۴۴، ۷۸-۶۷.
- کاشکی، عبدالرضا. (۱۳۹۲). بررسی تاوه قطبی و ارتباط آن با بارش برف در ایران، رساله دکتری اقلیم شناسی، استاد راهنما؛ جواد خوشحال دستجردی، دانشگاه اصفهان.
- نظم‌فر، حسین؛ مرادی، مسعود. (۱۳۹۵). شبیه سازی رواناب ناشی از ذوب برف با استفاده از داده های سنجش از دور (مطالعه موردی: حوضه آبی دهگلان)، *نشریه علمی پژوهشی جغرافیا و برنامه ریزی*، شماره ۵۵، ۲۸۹-۲۷۳.

- Bednorz, E., 2013. Heavy Snow in Polish – German lowlands – Large-scale synoptic reasons and economic impacts, *Journal of weather and climate extremes*, 2: 1-6.
- Bednorz, E., Kossowski, T., 2004. Long-Term Changes in Snow Cover Depth in Eastern Europe, *Climate Research*, 27: 231-236.
- Booth, B. J., 1970. Dew Point Temperature as a Snow Predictor, *Met. Mag.*, London, 87: 363-367.
- Boyden, C. J., 1964. A Comparison of Snow Predictors, *Met. Mag.*, London, 93: 353-365.
- Carroll, T., Cline, D., fall, G., Nilsson, A., Li., Rost, A. 2001. NOHRSC operations and the simulation of snow cover properties for the coterminous U.S. Proceedings of the 69th Western Snow Conference, Sun Valley, 16–19 April 2001.
- Emre, A., Akyu, Z., Ormanc, A. S., Ensoyc, A.S., Orman, A. U., 2005. Using MODIS snow cover maps in modeling snowmelt runoff process in the eastern part of Turkey". *Remote Sensing of Environment*, 97: 216 – 230.
- Hall, D., Riggs, G., Salomonson, V., 2001. Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for the MODIS Snow and SeaIce-Mapping Algorithms, NASA Space Flight Center.
- Hall, D. K., Riggs, G. A., Salomonson, V. V., 1995. Development of Methods for Mapping Global Snow Cover Using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer Data, *Remote Sensing of Environment*, 54: 127–140.
- Hui, G., 2009. Short Communication China's snow disaster in 2008, who is the principal player, *Royal Meteorological Society International Journal Climatol*, 29: 2191–2196.
- Kawase, H., Yamazaki, T., Sugimoto, S., Sasai, T., Ito, R., Hamada, T., Kuribayashi, M., Fujita, M., Akihiko Murata, A., Nosaka, M., Sasaki, H., 2020. Changes in extremely heavy and light snow-cover winters due to global warming over high mountainous areas in central Japan, *Progress in Earth and Planetary Science*, 10: 1-17.
- Klein, A.G., Hall, D.K., Riggs, G.A., 1998. Improving Snow Cover Mapping in Forests Through the Use of a Canopy Reflectance Model, *Hydrological Processes*, 12: 1723-1744.
- Malcher, P., Heidinger, M., 2001. Processing and data assimilation scheme for satellite snow cover products in the hydrological model. *Envisnow EVG1-CT-2001-00052*.
- Matson, M., Roeplewski C. F., Varnadore, M. S., 1986. An Atlas of Satellite-Derived Northern Hemisphere Snow Cover Frequency, National Weather Service: Washington, 75.
- Morin, J., P. Block, B. Rajagopalana., M. Clark., 2008. Identification of large scale climate patterns affecting snow variability in the eastern United States, *International Journal of Climatology*, 28: 315–328, Published online 19 July 2007 in Wiley InterScience, DOI:10.1002/joc.1534.
- Rafiq, M., Mishra, A. K., 2018. A Study of heavy snowfall in Kashmir, *Weather*, 73: 15-17.
- Rodino, J. A., Duguay, C. R., 2018. Historical Spatiotemporal Trends in Snowfall Extremes over the Canadian Domain of the Great Lakes Basin, *Advances in Meteorology*, 2018: 1-20.
- Salomonson, V.V., Appel, 2006. Development of the Aqua MODIS NDSI Fractional Snow Cover Algorithm and Validation Results, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 7: 150-164.
- Simpson, J. J., R. Stitt., M. Sienko., 1998. Improved estimates of areal extent of snowcover from AVHRR data, *Journal of hydrology*, 204: 1-23.
- Skofronick-Jackson, G., Kulie, M., Milani, L., Munchak, S.J., Wood, N.B., Levizani, V., 2019. Satellite Estimation of Falling Snow: A Global Precipitation Measurement (GPM) Core Observatory Perspective, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 58: 1429-1448.
- Vicente-Serrano, S. M., Lopez-Moreno, J. I., 2006. the influence of atmospheric circulation at different spatial scales on winter drought variability through a semi-arid climatic gradient in northeast Spain, *Int. J. Climatol*, 26: 1427–1453.
- Wang, Q-x., Fan, X-h., Qin, Z-d., Wang, M.-b., 2012. Change Trends of Temperature and Precipitation in the Loess Plateau Region of China, 1961–2010, *Global and Planetary Change*, 138–147.