

تحلیل همدیدی - ماهواره ای وقوع برف سنگین استان گیلان (مطالعه موردی روز 13 ژانویه 2008)

آرش شادپور¹، حسن لشکری²

چکیده

در این پژوهش تلاش شده است تا به تحلیل همدیدی - ماهواره ای وقوع برف سنگین استان گیلان (مطالعه موردی روز 13 ژانویه 2008) پرداخته شود. به منظور شناسایی الگوهای بارش برف استان، آمار بارندگی، عمق برف و دمای روزانه ایستگاه سینوپتیک استان، طی دوره ی آمار (2017-1986) از سازمان هواشناسی تهیه شده و بر اساس شاخص صدک 99م روزهای با عمق برف بالا انتخاب شدند. با استفاده از روش تحلیل عاملی (واریمکس) الگوی بارش برف 13 ژانویه 2008 برای روزهای برفی استان گیلان تعیین شد. سپس نقشه های ترکیبی این الگو از لحاظ همدیدی و نقشه دمای سطح زمین و نمودار شاخص NDSI و پوشش برف آن از لحاظ ماهواری ترسیم و تحلیل گردید. نتایج تحقیق حاکی از آن است که عامل اصلی اغتشاشات جوی و تشدید جریانات بالا سودر استان گیلان در این الگوی بارشی غلبه نسیم دریا و چینش قائم شدید و شکل گیری شرایط سلونیدالی در لایه زیرین و ردسپهر است. رطوبت مورد نیاز این سامانه از طریق جریانات شمال شرقی و شرقی واز روی دریای مازندران تامین شده است. علت ماندگاری سامانه در این الگو وجود یک پشته عمیق با راستای جنوب غربی - شمال شرقی از روی آفریقا تا شمال دریای مازندران و تشکیل یک بلوکینگ از نوع امگایی بر روی دریای سیاه و اروپای شرقی می باشد. بنابراین در این الگو عامل اصلی بارش برف سنگین بر روی استان گیلان یک پدیده بزرگ مقیاس نمی باشد بلکه عامل اصلی این بارش سنگین تشدید نسیم دریا و اغتشاشات محلی ناشی از تشدید شرایط سلونیدالی و چینش قائم شدید می باشد.

کلیدواژه‌ها: همدید، ماهواره، برف سنگین، استان گیلان

1. دانشجوی دکتری تخصصی آب و هواشناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

2. دانشیار اقلیم شناسی، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران نویسنده مسئول: (Email; h-lashkari@sbu.ac.ir)

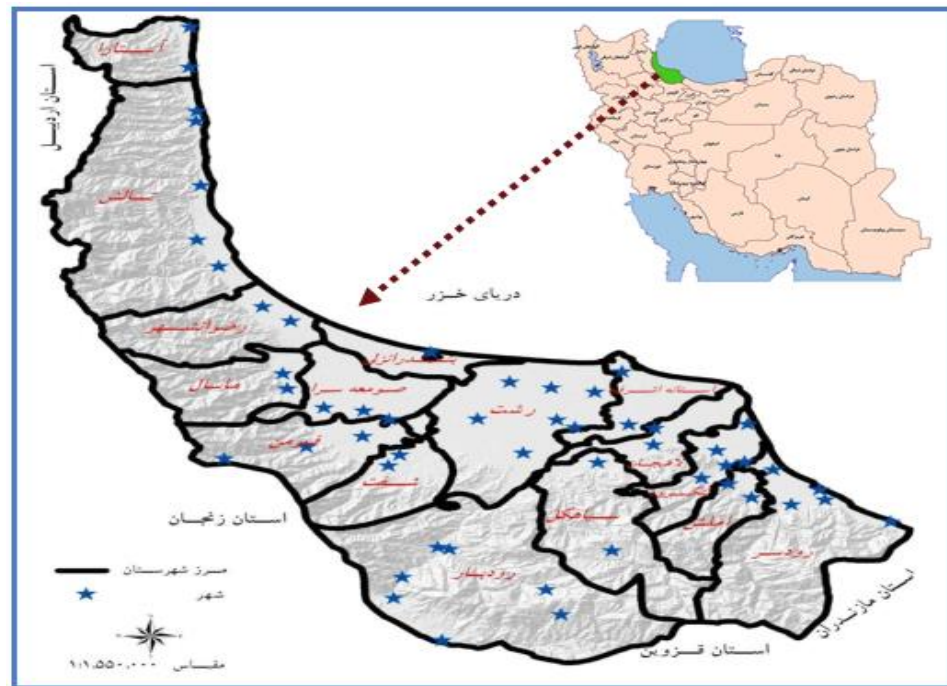
مقدمه

درسال‌های اخیر در محافل علمی جهان موضوع تغییر اقلیم بیشتر مورد بحث قرار گرفته است یکی از مباحث مربوط به این موضوع، تغییر نوع بارش‌ها و کاهش بارش برف در بسیاری از مناطق برف‌گیر جهان به‌ویژه عرض‌های متوسط است. آن دسته از تحقیقات مربوط به بارش برف در سطح جهانی انجام گرفته است می‌توان به کارهای زیر اشاره کرد. بویدن ۱۹۶۴، با مقایسه شش عامل پیش‌بینی کننده برای تعیین نوع بارش (برف یا باران) نتیجه گرفت که بهترین عامل ارتفاع تراز یخبندان و پس‌از آن، ترکیبی از فشار ضخامت لایه ۱۰۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال است (بویدن، ۱۹۶۴؛ ۳۶۵-۳۵۳). یانکین ۱۹۶۸، که با در نظر گرفتن آستانه بارش برف ۱۰ سانتی‌متری در مدت ۱۲ ساعت، الگوهای همدیدی آن را با استفاده از نقشه‌های ضخامت برای دوره زمانی ۱۹۶۳ تا ۱۹۶۷ در غرب آمریکا را شناسایی کرد (یانکین، ۱۹۶۸؛ ۸۵۱-۸۵۳). بیرکلندو ماک ۱۹۹۶، ضمن توصیف الگوهای چرخشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای روزهای همراه با حداقل ۳۲ سانتی‌متری بارش برف در ایالت مونتانا آمریکا، ارتباط بسیار نزدیک چنین بارش‌هایی را که منجر به وقوع بهمین می‌شوند با ارتفاع غیرمتعارف تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را اثبات نمودند. همچنین بیرکلندو و همکاران ۲۰۰۱، نقشه‌های غیرمتعارف ترکیبی را برای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و در ارتباط با رخدادهای بهمین شدید در چهار ایستگاه واقع در غرب آمریکا با استفاده از روش PCA و گروه‌بندی‌های آن استخراج نمودند. از جمله مطالعات انجام شده در دهه گذشته در خارج از کشور میتوان به کارهای محققینی چون (کونراد و کنت، ۲۰۰۴؛ ۱۱۶)؛ (برین و همکاران، ۲۰۰۴؛ ۱)؛ (استبان و همکاران، ۲۰۰۵)؛ (بدنزر، ۲۰۰۸)؛ (سینکلر و همکاران، ۲۰۱۰؛ ۱)؛ (بدنورز، ۲۰۱۱؛ ۱۱۰۹)؛ (مرینو و همکاران، ۲۰۱۴)؛ (استر و همکاران، ۲۰۱۶؛ ۱۱۱۰)؛ (سینچنگما و همکاران، ۲۰۱۷؛ ۲) و... اشاره کرد. در ایران تحقیقاتی که در زمینه بارش برف انجام یافته است به دلیل اینکه آمار بلندمدت ارتفاع برف تازه باریده چند سال پیش وجود نداشته است با محدودیت و با مشکلات زیادی همراه بوده است به‌طور کلی در داخل کشور تحقیقاتی که در زمینه ریزش برف در نیمه شمال و شمال غربی انجام گرفته است را می‌توان به موارد زیر تقسیم کرد که به طور کلی در اکثر کارها بیشتر آماری و همدیدی و در برخی از روش‌های سنجش از دور هم استفاده شده است از جمله کارها در زمینه برف در شمال غرب ایران می‌توان به کارهایی چون (لشکری و همکاران، ۱۳۸۹)؛ (میر موسوی و صبور، ۱۳۹۳)؛ (شکیبا و همکاران، ۱۳۹۴)؛ (دوستان و همکاران، ۱۳۹۴)؛ (لشکری و همکاران، ۱۳۹۵)؛ (ورکشی و همکاران، ۱۳۹۶)؛ (در شمال کشور (حاجی محمدی و کاشکی، ۱۳۹۵؛ ۱)؛ (در زمینه برف در استان گیلان می‌توان به کارهایی چون (رضایی و همکاران، ۱۳۸۹)؛ (فهیمی نژاد و همکاران، ۱۳۹۲؛ ۲۸۱)؛ (جمالی زاده و همکاران، ۱۳۹۴؛ ۴۶)؛ (غفاریان و همکاران، ۱۳۹۵)؛ (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۶) اشاره کرد. در این پژوهش سعی خواهد شد با استفاده از داده‌های جوی زمینی و ترازهای مختلف الگو یا الگوهای جوی منجر به ایجاد برف‌های سنگین شناسایی شود.

منطقه مورد مطالعه

استان گیلان، یکی از استان‌های شمالی کشور بالغ بر ۱۴ هزار کیلومتر مربع مساحت دارد. این استان در ۳۶ درجه و ۳۳ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۲۷ دقیقه عرض شمالی و ۴۸ درجه و ۳۲ دقیقه تا ۵۰ درجه و ۳۶ دقیقه طول شرقی از نصف النهار قرار گرفته است. در ازای آن از شمال باختری به جنوب خاوری، ۲۳۵ کیلومتر و پهناي آن، از ۲۵ تا ۱۰۵ کیلومتر تغییر میکند. رشته کوه‌های البرز با ارتفاع متوسط ۳۰۰۰ متر، همانند دیواری در باختر و جنوب گیلان کشیده شده و این منطقه جزاز راه دره منجیل، راه شوسه دیگری به فلات ایران ندارد. این استان، از شمال به دریای خزر، و کشور آذربایجان، از غرب به استان اردبیل، از جنوب به استان زنجان و قزوین و از شرق به استان مازندران محدود میگردد. بر اساس تقسیمات بازسازی شده سال ۱۳۹۰ استان گیلان در سال ۱۳۹۴ دارای ۵۲ شهر، ۴۳ بخش، ۱۰۹ دهستان،

۲۹۲۱ آبادی بوده است که از این تعداد ۲۵۹۰ آبادی دارای سکنه و ۳۳۱ آبادی خالی از سکنه بوده است (سالنامه آماری، ۱۳۹۴).



شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه در استان گیلان

جدول ۱: مشخصات ایستگاه‌های سینوپتیک مورد مطالعه در استان گیلان

نام شهر	نوع ایستگاه	طول	عرض	سال تاسیس	ارتفاع از سطح دریا
بندرانزلی	سینوپتیک	49.27	37.28	1327	-23.6
رشت	بخش بین‌المللی	49.37	37.19	1330	-8.6
آستارا	سینوپتیک	48.51	38.21	1363	-21.1
منجیل	سینوپتیک	49.24	36.43	1371	338.3

منبع: سازمان هواشناسی استان گیلان

روش تحقیق

به منظور دستیابی به اهداف این تحقیق از دو پایگاه داده (محیطی و جوی) بهره گرفته شد: یکی داده‌های محیط سطحی، دوم داده‌های جوی، از داده‌های محیط سطحی برای شناسایی بارش‌ها استفاده گردید و از داده‌های جو بالا برای شناسایی و منشأیابی الگوهای هم‌دید منجر به برف سنگین در استان گیلان داده‌های گردشی سطوح مختلف جمع‌آوری گردیده است. در این پژوهش داده‌های عمق برف روزانه 4 ایستگاه هم‌دید در بازه زمانی ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۶ میلادی از ایستگاه‌های هم‌دید استان گیلان انتخاب شدند. با استفاده از صدک ۹۹ ام روزهایی به عنوان نمونه انتخاب شدند که بیشینه عمق برف آنها به ترتیب برابر یا بیش از ۳۰ سانتیمتر باشد. سپس با استفاده از روش تحلیل عاملی با روش واریماکس در محیطی SPSS بر روی داده‌های فشار سطح دریا برای تلاقی‌های ۲٫۵ در ۲٫۵ درجه‌ای از مجموع داده‌های بازسازی شده NCEP/NCAR (مرکز مطالعات و پیش‌بینی محیطی آمریکا) دریافت گردید. به گونه‌ای که شبکه انتخاب شده تمامی سیستم‌های هم‌دید موثر بر استان گیلان را پوشش می‌دهد. این محدوده شامل عرض ۲۵ تا ۸۰ درجه شمالی و طول ۰ تا ۸۰ درجه شرقی را در بر می‌گیرد. بر اساس مقدار عامل‌ها در محیط

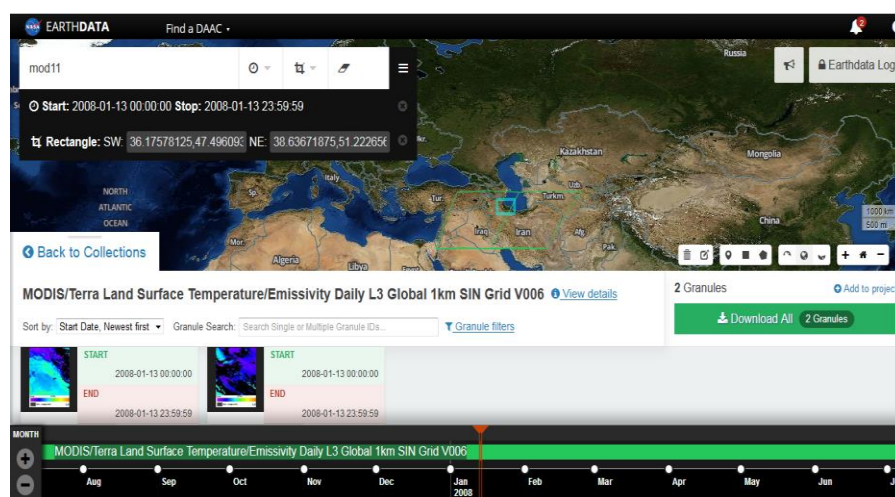
Matlab بر روی آنها خوشه بندی انجام شد. و در نهایت نمونه مورد مطالعه (۱۳ ژانویه ۲۰۰۸) به عنوان عامل اول انتخاب گردید که ۹۰,۹۹ درصد از رفتار اقلیمی برف استان را توجیه میکند.

در نهایت نقشه های ترکیبی مربوط به مولفه باد مداری و مولفه باد نصف النهاری، نم ویژه، دما، ارتفاع ژئوپتانسیلی و امگا از سایت NCEP/NCAR در محدوده جغرافیایی 25 تا 60 درجه عرض شمالی و 0 تا 80 درجه طول شرقی در محیط grads ترسیم و مورد تحلیل قرار گرفته است.

جدول ۲: مشخصات بارش های، دما و عمق برف در روز انتخابی

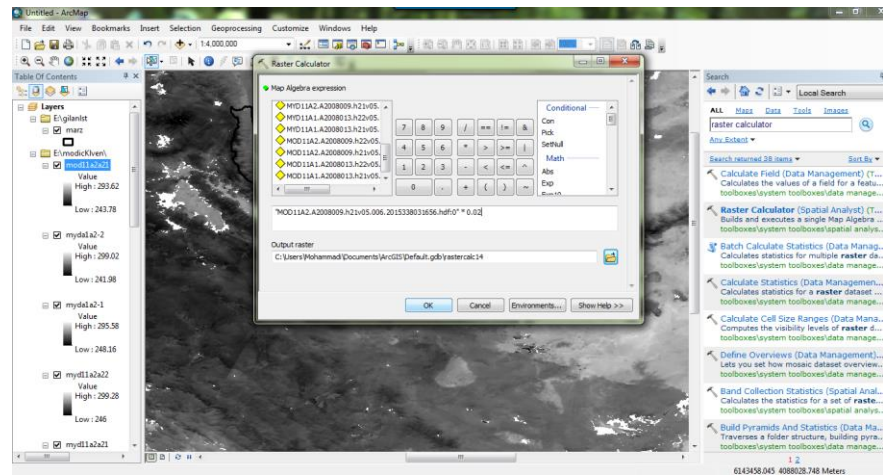
ردیف	زمان وقوع (میلادی)	عمق برف	دما	بارش
۱	۲۰۰۸/۰۱/۱۳	۸۰	-۱,۴	۳۶,۰۰

در بخش ماهواره پس از انتخاب نمونه مطالعاتی برای روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸ ضریب شاخص NDVI و پوشش برف و دمای سطح زمین و حداقل دمای آن برای هر چهار ایستگاه از سایت <https://app.climateengine.org> ترسیم و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. به منظور استخراج دمای سطح زمین استان گیلان، ابتدا داده های ماهواره ای LST (MOD11A1, A2) برای روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸ به فرمت Hdf از سایت WIST دریافت گردید، این تصاویر مربوط به شیت H21V05 و H22V05 از سایت WIST می باشد. انتخاب این دو شیت به این جهت می باشد که تمامی سطح استان را در بر می گیرد.



شکل ۲: اخذ تصویر دمای سطح زمین برای روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸

سپس در محیط نرم افزار ArcGIS داده ها فراخوانی شده و بعد از انتخاب گزینه LST برای تبدیل فرمت با توجه به SCALING FACTOR در محیط RASTER CALCULATOR در ۰,۰۲ ضرب و با فرمت دیگری ذخیره شده و سپس برای تبدیل به کلون ۲۱۰۵- و دوباره با نام دیگری ذخیره گردید و در نهایت برای تبدیل به سانتیگراد از ۲۷۳,۱۵- کم شده که در نهایت خروجی نهایی نقشه به سانتیگراد می باشد. شکل ۳ مراحل تبدیل فرمت را در داده های LST نشان می دهد.



شکل ۳: مراحل تبدیل فرمت را در داده های LST

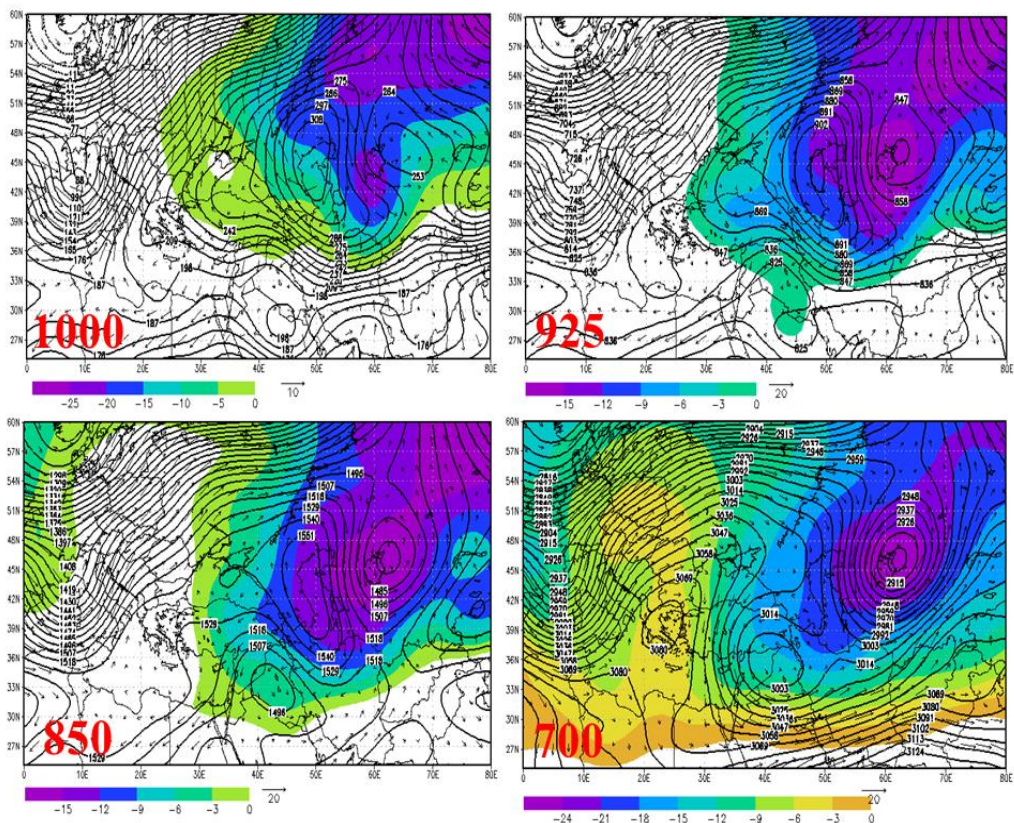
بحث و نتایج

تحلیل همدید

در این بخش بر اساس نتایج حاصل از تحلیل عاملی انجام شده بر روی داده های برف سنگین یک عامل به عنوان الگوهای حاکم در شرایط برف سنگین استان گیلان انتخاب شده اند که در این بخش شرایط همدیدی و ترمودینامیکی این الگوها از ۲۴ ساعت قبل از شروع ریزش برف تا روز مورد نظر به عنوان الگو مورد بررسی قرار می گیرد. این الگو همدیدی از الگوهای همراه با ریزش برف سنگین و طولانی مدت در ساحل شمالی ایران می باشد. به طوری که در بیشتر روزنامه ها در باره این بارش سنگین برف و خسارات ناشی از آن در سال ۱۳۸۶ صحبت کرده اند. همچنین در بررسی های صورت گرفته در بسیاری از مقالات که به بررسی ریزش برف سنگین جلگه گیلان پرداخته اند ژانویه ۲۰۰۸ یکی از سردترین و سنگین ترین بارش های برف را در این استان تجربه کرده است. در مورد سایر نمونه های که نتایج مشابه با این مطالعه را دارد. شرایط همدیدی حاکم در دوره غلبه این سامانه همدیدی در ترازهای مختلف جوی بصورت زیر می باشد.

در این الگوی همدیدی مرکز و اچرخندی در لایه زیرین و ردسپهربرروی دریای مازندران قرار می گیرد. همان طور که دیده می شود زبانه های این مرکز و اچرخندی با گستره غربی - شرقی تمام محدوده آسیای میانه تا نوار شمالی دریای مدیترانه و پهنه دریای سیاه و اروپای شرقی را در برگرفته است. گردش و اچرخندی حاصل از این الگوی همدیدی سبب غلبه جریانات شرق و شمال شرقی در ضلع شرقی و جنوبی دریای مازندران شده است. این جریانات باعث فرارفت هوای سرد از جنوب دریاچه آزال بر روی ساحل شرقی و جنوبی دریای مازندران گردیده است. این جریان سرد ضمن گسترش بر روی آبهای نسبتاً گرم دریا بتدریج گرمتر شده و گرا دیان قائم دما و به طبع چینش قائم را بر روی منطقه افزایش می دهد. دمای هوا در این روز بر روی منطقه به ۵- درجه سانتی گراد رسیده است. الگوی جوی حاکم در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال همچنان استقرار یک مرکز و اچرخندی بر روی دریای مازندران با راستای غالب غربی - شرقی نشان می دهد. در این تراز نیز همچنان فرارفت هوای سرد از چاله هوایی سردی که بر روی شمال شرقی دریاچه آزال قرار گرفته است به چشم میخورد. هسته مرکزی و اچرخند نسبت به تراز زیرین خود قدری شرقی تر و شمال سو تر شده است. دمای هوا در این تراز بر روی منطقه مورد مطالعه به ۹- درجه سانتیگراد رسیده است. همان طور که دیده می شود در این تراز از تندی باد به مقدار زیادی کاسته شده است. الگوی جوی حاکم از تراز دریا تا تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (وردسپهر زیرین تا لایه مرزی) کاملاً شبیه هم بوده و یکپارچگی حاکم در لایه زیرین وردسپهر را نشان

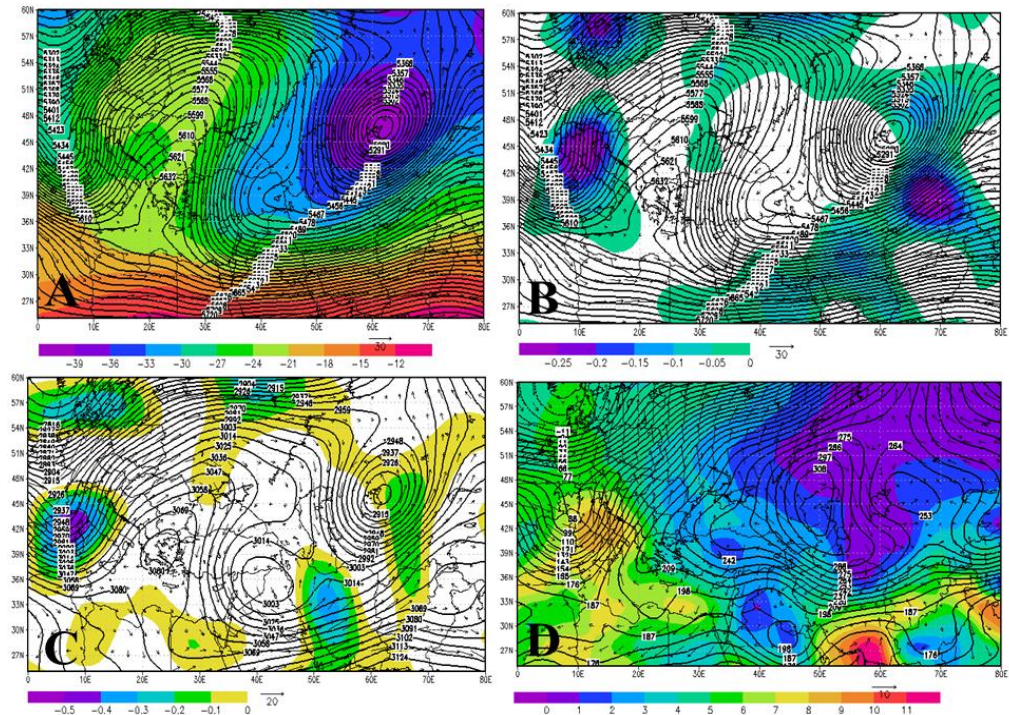
می دهد. در عین حال از پهنه گسترش زنانه غربی و اچرخند بر روی مدیترانه و اروپای شرقی کاسته شده است. در مقابل چاله سردی که بر روی دریاچه آرال قرار دارد در حال تقویت می باشد. این پدیده بدلیل تداوم و تشدید فرارفت سرد عرض های جنی قطبی بر روی منطقه است. دما در این لایه به ۱۳- درجه سانتی گراد رسیده است. همان طور دیده می شود در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال آرایش کلی لایه زیرین و ردسپهر کاملا به هم خورده است. مرکز و اچرخندی که تا تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بر روی دریاچه مازندران استقرار داشت اضمحلال پیدا کرده است. در مقابل مرکز کم ارتفاع بریده ای که از لایه زیرین و ردسپهر تا تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بر روی دریاچه آرال استقرار داشت در این تراز بدلیل تداوم و تشدید فرارفت سرد جنب قطبی کاملا تقویت شده و بر روی دریاچه مازندران گسترش یافته است. در ادامه این ناوه با زبانه کم فشاری که در ترازهای زیرین و ردسپهر از روی سودان بر روی غرب ایران گسترش داشته است یک پارچه شده است. پدیده جدیدی که در این تراز کاملا تظاهر پیدا کرده است گسترش پشته عمیقی از روی آفریقا با راستای جنوب غربی - شمال شرقی بر مدیترانه شرقی، دریای سیاه و شمال دریای مازندران گسترش یافته است. این الگوی گسترش سبب شده است ناوه روی دریاچه آرال خمیده شده و محور آن با یک راستای شمال شرقی - جنوب غربی، برگشت به عقب قابل ملاحظه ای پیدا کند. در نتیجه جابجایی رو به شرق سامانه با کندی زیادی همراه گردد. توقف طولانی مدت ناوه بر روی دریاچه آرال و تداوم ریزش سرد جنب قطبی بدون ناوه چاله سرد قوی را ایجاد کرده است. این شرایط گرادیان دمایی و بدنبال آن چینش قائم را بر روی دریای مازندران تشدید نماید.



شکل ۴: پراکنش مقادیر جریان، دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای ۱۰۰۰-۷۰۰ هکتوپاسکال روز ۱۲ ژانویه ۲۰۰۸ (۲۴ ساعت قبل از شروع ریزش برف سنگین)

در شکل A۵ در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال عمیق شدن پشته از روی آفریقا به سمت عرض های بالادر راستای جنوب غربی - شمال شرقی سبب کزفشاری شدیدی بر روی ناوه شکل گرفته بر روی شمال شرقی دریاچه آرال شده که در

لایه های زیرین شکل گرفته بود و در این لایه به شدت تقویت شده و فرارفت هوای سرد عرض های بالا را بر روی منطقه مورد مطالعه با ریزش های جوی به شکل برف را بر روی منطقه به وجود آورده است. دما بر روی منطقه مورد مطالعه به -33 درجه سانتیگراد رسیده است چنین دمایی سبب ریزش بارش به صورت برف بر روی منطقه را فراهم نموده است. شکل 5B و 5C نقشه ترکیبی ارتفاع و امگای تراز 500 و 700 هکتوپاسکال را نشان می دهد. همان طور که دیده می شود چون اصولاً بالاترین جریان بالا سو در جلو ناوه اتفاق می افتد منطقه بالاترین مقادیر امگای منفی با منطقه حداکثر بارش برف انطباق چندانی ندارد. میدان حداکثر امگای منفی بر روی شمال افغانستان و جنوب تاجیکستان واقع شده است. در حالی که منطقه مورد مطالعه در این تراز در پشت ناوه استقرار دارد. جریانات بر روی منطقه شمالی و حاکی از فرارفت سرد جنب قطبی بر روی منطقه است. بنابر این عامل اصلی بارش برف سنگین بر روی استان گیلان یک پدیده بزرگ مقیاس نمی باشد بلکه عامل اصلی این بارش سنگین تشدید نسیم دریا و اغتشاشات محلی ناشی از تشدید شرایط سلونیدالی و چینش قائم شدید می باشد.



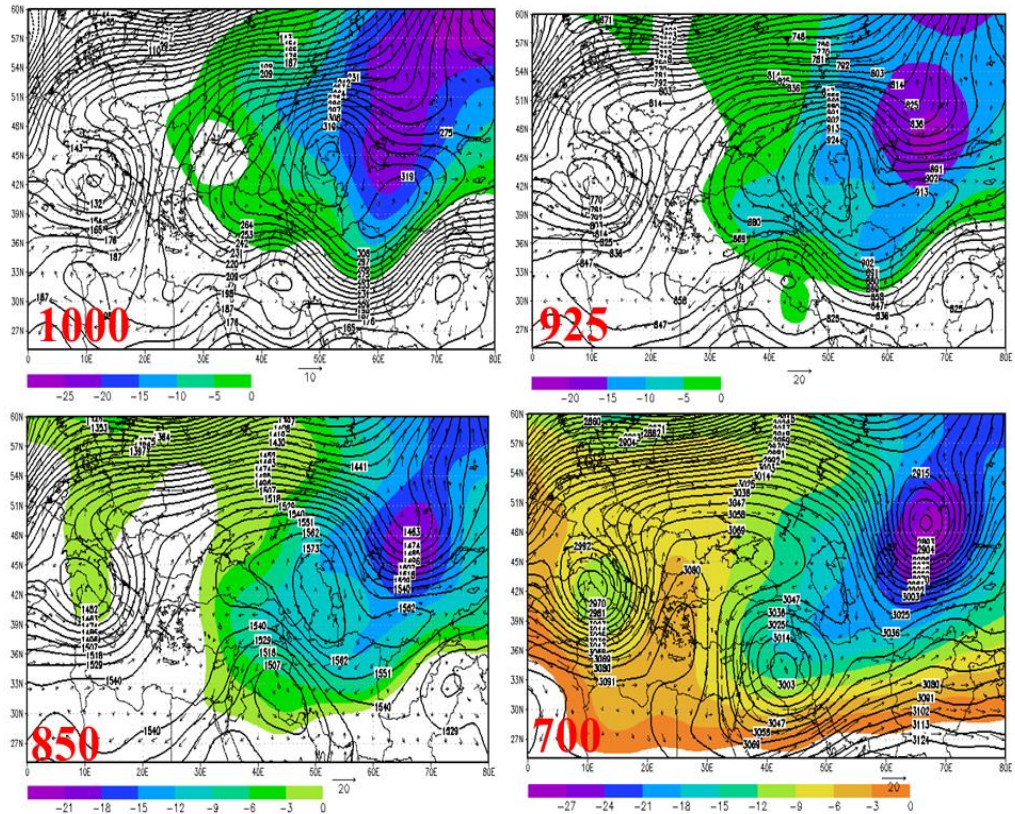
شکل 5: A پراکنش مقادیر جریان، دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای 500 ، B امگای تراز 700 هکتوپاسکال، C امگای تراز 500 هکتوپاسکال، D نم ویژه تراز 1000 هکتوپاسکال روز 12 ژانویه 2008 (۲۴ ساعت قبل از شروع ریزش برف سنگین)

شکل 5D پراکنش رطوبت را در تراز های 1000 هکتوپاسکال نشان می دهد. همان طور که دیده می شود با توجه به نقشه جریان بر روی نوار جنوبی دریای مازندران تمرکز رطوبت در ضلع جنوب غربی دریای مازندران می باشد. به این ترتیب منبع رطوبتی سامانه های بارشی منجر به برف های سنگین از دو منبع اصلی تامین می شود. بخش عمده از این رطوبت از طریق جریانات جنوبی از روی دریا های گرم جنوبی عمان و عرب و بخشی از آن از طریق جریانات شرقی در ساحل جنوبی دریای مازندران و بخصوص در تراز زیرین و ردسپهر تامین می شود. این رطوبت بتدریج از لایه زیرین بدرون جریانات سلونیدالی شکل گرفته در ساحل بدرون سامانه فرارفت شده و در جریانات بلا سوی سلونیدالی صعود کرده و متراکم میگردند. با توجه به دمای پایه پایین $\{-3\}$ در لایه زیرین و ردسپهر و فرارفت سرد لایه میانی و ردسپهر بصورت برف ریزش می نماید.

روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸ (روز ریزش برف سنگین)

بر اساس محاسبات و گزارش هواشناسی، از هر سانتیمتر برف تازه به صورت میانگین جهانی، به طور متوسط ۰٫۷ میلیمتر آب حاصل میشود، در صورتی که در برف گیلان در ازای هر سانتیمتر برف، معادل ۲٫۱ میلی متر، یعنی ۳ برابر میانگین جهانی آب حاصل گردید، که نشان دهنده ی سنگینی برف گیلان است (فهیمی نژاد و همکاران، ۱۳۹۱). در این الگو در روز ۱۳ ژانویه ۶۷ سانتیمتر برف ثبت شده که این مقدار در این روز معادل ۱۴۰٫۷ میلیمتر بارش می باشد. در حالی که ارتفاع برف در ژانویه ۲۰۰۸ به ۹۳ سانتیمتر ثبت شده است و بعد از برف سال ۲۰۰۵ در رتبه دوم قرار دارد (منبع؛ غفاریان و همکاران، ۱۳۹۴).

در لایه زیرین و ردسپهر در دوره حاکمیت این الگوی همدیدی مرکز و اچرخندی با ویژگی حرارتی بر روی دریای مازندران قرار می گیرد. همان طور که دیده می شود زبانه های این مرکز و اچرخندی با گستره غربی - شرقی تمام محدوده آسیای میانه تا نوار شمالی دریای مدیترانه و پهنه دریای سیاه و اروپای شرقی را در بر گرفته است. گردش و اچرخندی حاصل از این الگوی همدیدی سبب غلبه جریانات شرق و شمال شرقی در ضلع شرقی و جنوبی دریای مازندران شده است. این جریانات باعث فرارفت هوای سرد از چاله هوایی سردی که بر روی جنوب دریاچه آرال قرار دارد بر روی ساحل شرقی و جنوبی دریای مازندران گردیده است. این جریان سرد ضمن گسترش بر روی آبهای نسبتاً گرم دریا بتدریج گرمتر شده و چینش قائم را بر روی منطقه افزایش می دهد. این شیو حرارتی شدید و چینش قائم حاصل از آن بتدریج شرایط سلونوئیدال را بر روی منطقه ساحل و بخصوص بخشهای پایکوهی ساحل تشدید میکند. همانطور که دیده می شود الگوی جوی حاکم از تراز دریا تا تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (وردسپهر زیرین تا لایه مرزی) کاملاً شبیه هم بوده و یکپارچگی حاکم در لایه زیرین و ردسپهر را نشان می دهد. در تمام این لایه پدیده غالب حاکمیت یک مرکز و اچرخندی با ماهیت حرارتی می باشد. در تمام ضخامت این لایه جریانات در بخش شرقی دریای مازندران شمالی و بتدریج شرقی و برعکس در بخش غربی و ساحل غربی آن جریان در تمام لایه جنوبی می باشد. این گردش و اچرخندی شیو حرارتی را بخصوص در بخش جنوبی دریای مازندران تشدید میکند. وجود سد کوهستانی البرز در بخش جنوبی این گردش و اچرخندی مانع از گسترش این جریانات به سمت جنوب شده و شیو حرارتی و فشاری حاصل از فرارفت سرد عرض های شمالی و برخورد آن با دامنه های شمالی البرز گردش سلونوئیدال را در لایه زیرین و ردسپهر تشدید می کند.



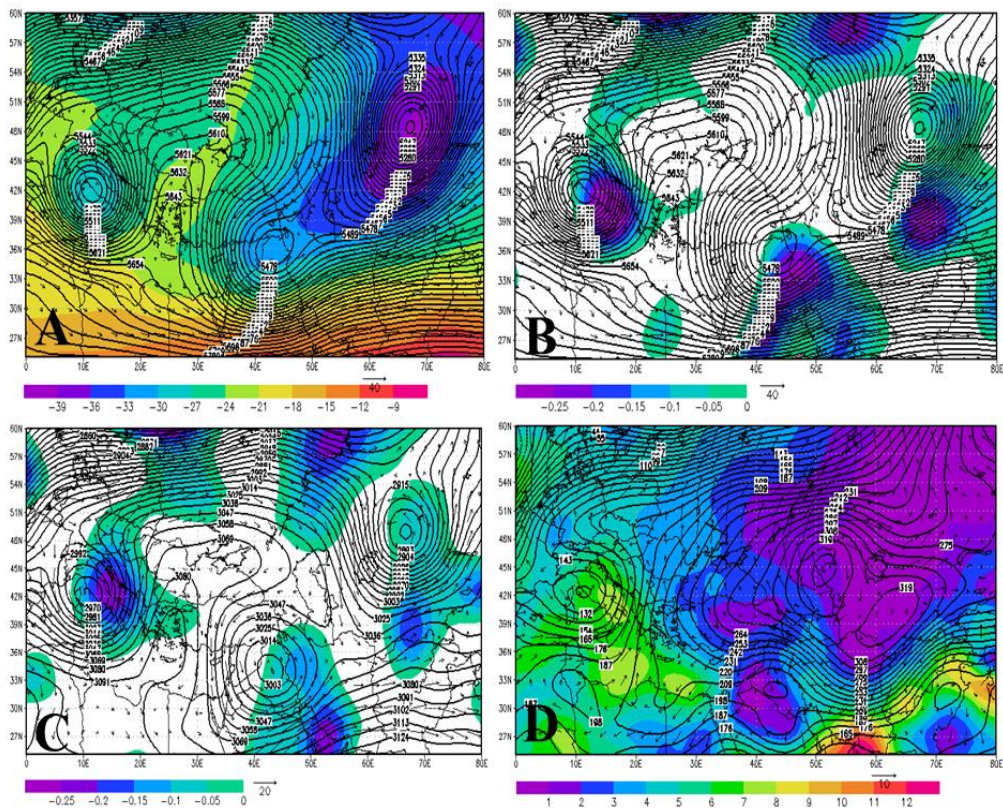
شکل ۶: پراکنش مقادیر جریان، دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای ۱۰۰۰-۷۰۰ هکتوپاسکال روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸

از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال پشته بسیار عمیقی از روی آفریقا به عرض‌های بالا گسترش پیدا کرده تا شمال دریای سیاه را در برمیگیرد. گسترش شمال سوی این پشته و تقویت آن در لایه‌های بالاتر سبب ایجاد یک بلاکینگ قوی از نوع بلاکینگ امگا بر روی منطقه شده است (شکل ۶ تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال). این شرایط همدیدی ضمن کندی حرکت جریانات امواج غربی بدلیل نصف‌النهاری شدن جریانات بر روی ساحل غربی دریای مازندران و شرق دریای سیاه و فرارفت سرد حاصل از آن مرکز کم ارتفاع بریده‌ای را بر روی شمال عراق ایجاد کرده است. این شرایط همدیدی در تمام لایه‌ها وردسپهر میانی حاکمیت دارد و باعث تداوم فرارفت سرد بر روی دریای مازندران شده است. توقف چند روز این مرکز کم ارتفاع بریده و سردچال حاصل از آن شیو حرارتی و فشاری را بخصوص بر روی ساحل جنوبی دریای مازندران تشدید نموده است (شکل 7A).

شکل 7B و 7C همان‌طور که در بحث تحلیل میدان امگا در روز قبل از اوج برف نیز بیان شد هسته میدان بالاترین مقدار امگای منفی یا بالاترین میدان جریانات بالاسو در این الگو بارشی بر روی منطقه مطالعاتی قرار نگرفته است. بلکه منطقه اوج امگای منفی یا منطقه بالاترین جریانات بالاسو با فاصله زیادی از منطقه اوج ریزش برف قرار دارد. در این روز در امتداد ناوه دریاچه آرال ناوه دومی بر روی شمال غربی ایران شکل گرفته است که منطقه مورد مطالعه در حاشیه میدان امگای منفی یا جریانات بالاسو قرار دارد. این آرایش سامانه‌ای همچنان بیانگر غلبه و حاکمیت پدیده‌های کوچک مقیاس محلی و تقویت جریانات نسیم دریا بدلیل شرایط خاص توپوگرافیکی و فیزیکی منطقه می‌باشد. و پدیده‌های بزرگ مقیاس بستر این اغتشاشات را فراهم نموده‌اند.

شکل 7D پراکنش مقادیر نم و ویژه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸ بخشی از رطوبت این سامانه از طریق جریانات جنوبی و اچرخند بتدریج بر روی ایران و سپس بر روی منطقه فرارفت شده است. در عین حال بخش قابل

توجهی از رطوبت سامانه بارشی از طریق جریانات شرقی حاکم در ساحل شرقی و جنوبی دریای مازندران بدرون سامانه فرارفت شده است. ولی بدلیل مقیاس عمل کرد این جریانات بخوبی بر روی نقشه های رطوبتی مشهود نمی باشد.



شکل ۷: A پراکنش مقادیر جریان، دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای 500، B امگای تراز 700 هکتوپاسکال، C امگای تراز 500 هکتوپاسکال، D نم ویژه تراز 850 هکتوپاسکال روز 13 ژانویه 2008

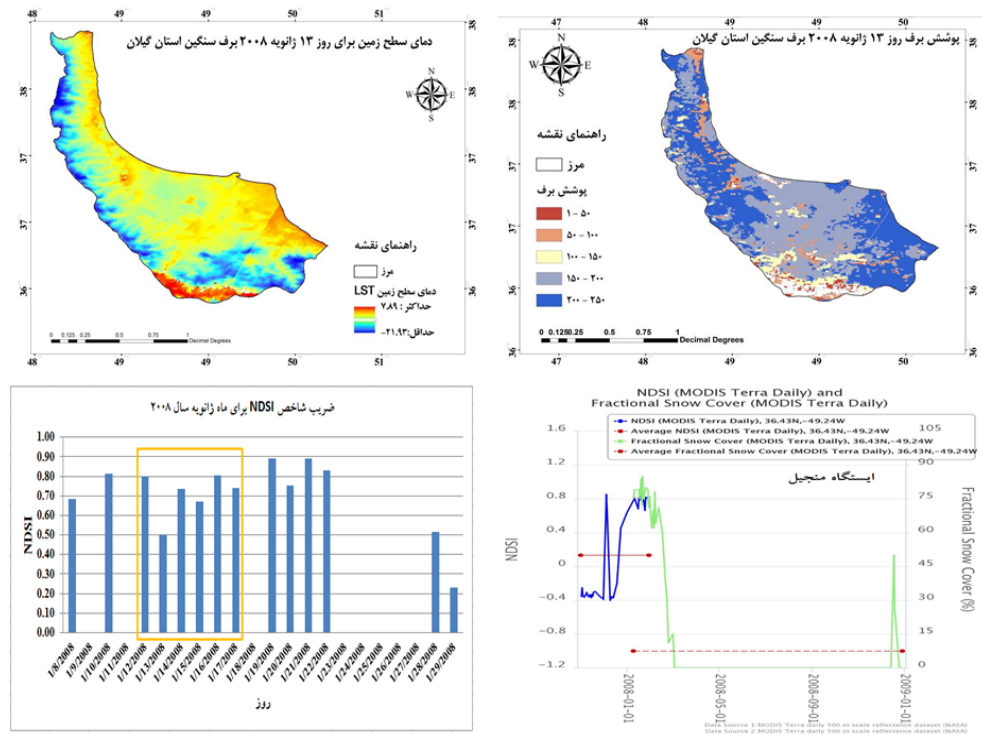
تحلیل تصاویر ماهواره ای سنجنده MODIS

در این بخش از تحقیق تغییرات دمای حداقل، دمای سطح زمین، پوشش برف و ضریب شاخص NDSI برای روز 13 ژانویه 2008 مورد بررسی قرار گرفته است.

جدول 3: تغییرات دمای حداقل، دمای سطح زمین، پوشش برف و ضریب شاخص NDSI

	ایستگاه منجیل	ایستگاه رشت	ایستگاه آستارا	ایستگاه بندر انزلی
دمای حداقل	-13.85	-20.15	-28.65	-12.45
شاخص NDSI	0.68	0.81	0.7	0.8
شاخص پوشش برف	79	71	66	71
دمای سطح زمین	-14.49	-6.29	-19.25	-2.39

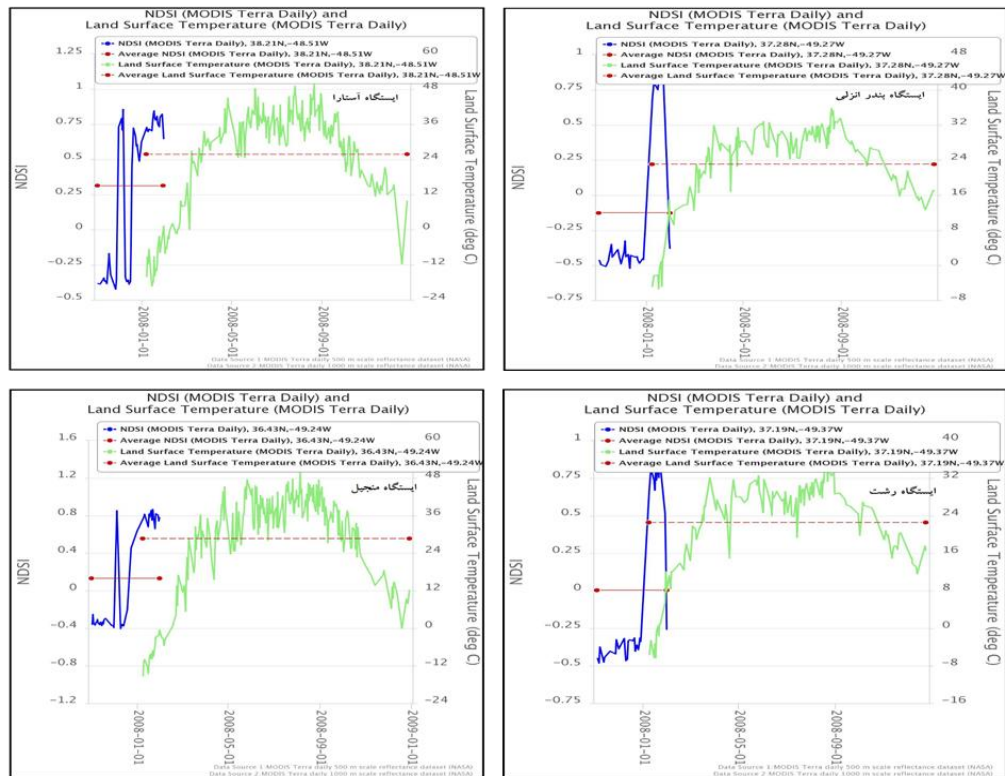
منبع: نگارنده



شکل ۸: پوشش برف، دمای سطح زمین، شاخص ضریب NDSI و ضریب شاخص پوشش برف برای تاریخ ۱۳ ژانویه

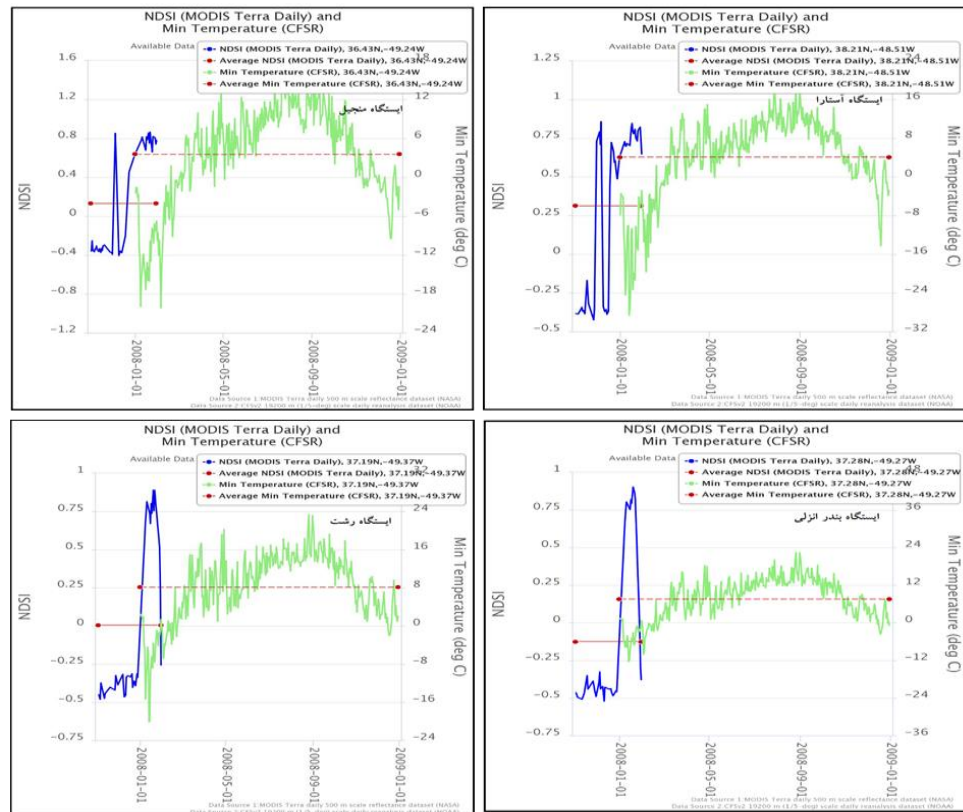
۲۰۰۸

شکل ۸ در بررسی پوشش برف روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸ همانطور که دیده می‌شود نواحی کوهستانی و مناطق دشت واقع در محدوده جلگه گیلان پوشیده از برف می‌باشد که کد ۱۵۰-۲۰۰ موید این مسئله می‌باشند. در ادامه شکل شماره ۹ وضعیت ضریب شاخص NDSI و مقدار پوشش برف را در ایستگاههای استان نشان می‌دهد. ضریب شاخص برای ۵ روز برفی در ایستگاه وضعیت ضریب شاخص را نشان می‌دهد که در همه روزها از ۰,۵ تا ۰,۸ متغیر می‌باشد. ضمن اینکه پوشش برف برای ایستگاه منجیل در روز ۱۳ ژانویه ۷۹ درصد می‌باشد در حالی که این ضریب در ایستگاه آستارا به ۶۶ درصد رسیده است. همچنین در ایستگاههای رشت و بندر انزلی پوشش برف به ۷۱ درصد رسیده است. این در حالی است که در تمامی ایستگاهها این مقدار از میانگین دوره بیشتر می‌باشد.



شکل ۹: دمای سطح زمین و شاخص ضریب NDSI ژانویه ۲۰۰۸ در ایستگاههای استان گیلان

شکل ۱۰ تغییرات دمای سطح زمین نسبت به دمای حداقل در دو ایستگاه رشت و بندر انزلی تغییرات قابل توجهی را نشان میدهند و این اختلاف بسیار مشهود است. در حالیکه تغییرات این پارامترها در ایستگاه منجیل و آستارا دارای اختلاف کمتری می باشند. در حالیکه از لحاظ پوشش برف و شاخص دو ایستگاه بندر انزلی و رشت تغییر چندانی را نشان نمی دهد.



شکل ۱۰: دمای سطح زمین و دمای حداقل ژانویه ۲۰۰۸ در ایستگاههای استان گیلان

نتیجه‌گیری

مقدار عمق برف، بارش و دما برای هر دو عامل مورد بررسی قرار گرفت و عمق برف در این عامل بالای ۵۰ سانتیمتر بود. روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸، این الگوی همبستگی از الگوهای همراه با ریزش برف سنگین و طولانی مدت در ساحل شمالی ایران بود و پنج روز ادامه داشته است طوری که در بیشتر روزنامه‌ها درباره این بارش سنگین برف و خسارات ناشی از آن در سال ۱۳۸۶ مطالبی بیان شده است. همچنین در بررسی‌های صورت گرفته در بسیاری از مقالات که به بررسی ریزش برف سنگین جلگه گیلان پرداخته‌اند ژانویه ۲۰۰۸ یکی از سردترین و سنگین‌ترین بارش‌های برف را در این استان تجربه کرده است.

الگوی همبستگی و ترمودینامیکی این الگو به شرح زیر بوده است: در این الگو مرکز و اچرخندی در لایه زیرین و ردسپهر بر روی دریای مازندران شکل می‌گیرد که نتیجه آن غلبه جریانات شمالی در بخش شمالی دریای مازندران و جریانات شرق و شمال شرقی در ضلع جنوبی دریای مازندران می‌گردد. این شرایط سبب می‌شود فرارفت سرد از عرض‌های شمالی بر روی دریا غالب شود. این جریانات ضمن عبور از روی آب‌های گرم دریا، بخصوص در بخش جنوبی آن، بتدریج گرم و مرطوب شده و با انتقال آن در وزش و اچرخندی به ساحل جنوب غرب شیو دمایی و شیو فشاری را هم در جهت افقی و هم در جهت عمودی تشدید نماید. گرمایش هوا در لایه زیرین و فرارفت سرد در لایه بالاتر چینش قائم را در ساحل جنوبی تشدید می‌نماید. تشدید چینش قائم منجر به شکل‌گیری سلول‌های سلونیدالی در دامنه‌های شمالی زاگرس می‌گردد. توقف طولانی مدت ناوه بر روی دریاچه آرال و تداوم ریزش‌های سرد جنب قطبی به درون ناوه چاله سرد و قوی را ایجاد کرده است. در لایه میانی و ردسپهر مرکز و اچرخندی از روی دریای مازندران عقب‌نشینی کرده و ناوه عمیقی با راستای شمال شرقی - جنوب غربی تشکیل می‌شود. این ناوه در

امتداد ناوه عمیقی که با همین راستا بر روی آسیای میانه و سیبری تشکیل شده است قرار میگیرد. در این شرایط نیمه جنوبی دریای مازندران در دامنه شمالی مرکز کم ارتفاع بریده ناوه دوم قرار میگیرد. در نتیجه جریانات در این تراز بسیار آرام و تندی بسیار کمی دارند. در نتیجه عامل اصلی اغتشاشات جوی و تشدید جریانات بالا سودر استان گیلان در این الگوی بارشی غلبه نسیم دریا و چینش قائم شدید و شکل گیری شرایط سلونیدالی در لایه زیرین وردسپهر است. رطوبت مورد نیاز این سامانه از طریق جریانات شمال شرقی و شرقی واز روی دریای مازندران تامین شده است. علت ماندگاری سامانه در این الگو وجود یک پشته عمیق با راستای جنوب غربی - شمال شرقی از روی آفریقا تا شمال دریای مازندران و تشکیل یک بلوکینگ از نوع امگایی بر روی دریای سیاه و اروپای شرقی می باشد. نتایج این تحقیق با مطالعات جمالی زاده و همکاران، ۱۳۹۴؛ فهیمی نژاد و همکاران، ۱۳۹۱؛ خالدی و همکاران، ۱۳۹۶ و غفاریان و همکاران، ۱۳۹۵ همخوانی دارد. بنابراین در این الگو عامل اصلی بارش برف سنگین بر روی استان گیلان یک پدیده بزرگ مقیاس نمی باشد بلکه عامل اصلی این بارش سنگین تشدید نسیم دریا و اغتشاشات محلی ناشی از تشدید شرایط سلونیدالی و چینش قائم شدید می باشد.

منابع

۱. جمالی زاده، ناهید، زهرا موسوی و جعفر مرشدی، (۱۳۹۴)، "تحلیل سینوپتیک الگوهای فشار موثر در بارش برف سنگین استان گیلان"، سومین کنفرانس ملی توسعه پایدار در علوم جغرافیا و برنامه ریزی، معماری و شهرسازی، تهران، مرکز راهکارهای دستیابی به توسعه پایدار.
۲. خالدی، شهریار، سمیه کمالی، فهیمه محمدی، (۱۳۹۶)، "بررسی همدیدی برف سنگین جلگه گیلان در بهمن ۱۳۹۲ و تأثیر آن بر سنجش مدیریت بحران"، مخاطرات محیط طبیعی، دوره ۶، شماره ۱۴، صص ۳۵-۴۶.
۳. دوستان، رضا، سلیمان صادقی، امینه شکیبیا، (۱۳۹۴)، "مراکز فعالیت و الگوهای سینوپتیکی بارش برف سنگین در شمال غرب ایران"، مخاطرات محیطی، شماره ۱، صص ۱۷-۱.
۴. رضائی، پرویز، غلامرضا جانبازی قبادی، علیرضا جعفرزاده، (۱۳۸۹)، "روند بارش برف در جلگه مرکزی گیلان و پیامدهای ناشی از آن"، مجله مطالعات برنامه ریزی سکونتگاه‌های انسانی، شماره ۱۱، صص ۶۰-۴۷.
۵. شکیبیا، امینه، سلیمان صادقی، رضا دوستان، (۲۰۱۵)، "مراکز فعالیت و الگوهای سینوپتیکی بارش برف سنگین در شمال غرب ایران"، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره ۴، صص ۱۰۴-۸۸.
۶. عزیززی، قاسم، مجتبی رحیمی، حسین محمدی، فرامرز خوش اخلاق، (۱۳۹۶)، "تغییرات زمانی - مکانی پوشش برف دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی"، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۹، شماره ۳، صص 381-393.
۷. غفاریان پروین، نیما فرید مجتهدی، محمد مرادی، فرامرز خوش اخلاق، حسین عابد، سمانه نگاه، (۱۳۹۵)، "بررسی نقش واداشتهای منطقه‌ای، در شکل‌گیری الگوی مکانی مخاطره‌ی برف سنگین بهمن ۱۳۹۲ در جلگه‌ی گیلان"، نشریه علمی - پژوهشی اقیانوس شناسی، شماره ۲۷، صص ۸۵-۹۷.
۸. فهیمی نژاد، الهام، زهرا حجازی زاده، بهلول علیجانی، پرویز ضیائیان، (۱۳۹۱)، "تحلیل سینوپتیکی و فضایی توفان برف استان گیلان (فوریه، ۲۰۰۵)", جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، سال ۱۰، شماره ۱۹، صص ۱۱۸-۱۰۵.
۹. کاشکی، عبدالرضا، حسن حاجی محمدی، (۱۳۹۶)، "بررسی سیستم‌های سینوپتیک جو در زمان رخداد برف سنگین در استان‌های شمالی ایران مطالعه موردی: بارش ۳۱ ژانویه تا ۳ فوریه ۲۰۱۴"، تحقیقات منابع آب ایران، شماره ۱۳، صص ۱۸۱-۱۷۷.
۱۰. لشکری، حسن، حبیبه نقی زاده، محمد مرادی، محمد سعید نجفی، (۱۳۹۵)، "تحلیل همدید دمای پایه بارش برف در شمال غرب ایران"، پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، شماره ۱۹، صص ۲۲-۱۱.
۱۱. مفیدی، عباس، آذر زرین، غلامرضا جانباز قبادی، (۱۳۹۲)، "تعیین الگوی همدیدی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر"، مجله فیزیک زمین فضا، دوره ۳۳، شماره ۳، صص ۱۵۴-۱۳۱.
۱۲. میر موسوی، سید حسین، لیلا صبوری، (۱۳۹۳)، "مطالعه روند تغییرات بارش برف در شمال غرب ایران"، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، سال ۲۵، شماره ۳، صص ۱۳۶-۱۱۹.
۱۳. ورکشی بیات، مریم، علیرضا ایلدورمی، حمید نوری، حمید زارع ایبانه، (۱۳۹۶)، "برآورد مشخصه‌های برف به روش‌های موجک و زمین‌آمار (مطالعه موردی: حوضه‌های آبریز شمال غرب کشور)", پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۹، شماره ۳، صص 409-422.

14. Bednorz.E,(2008),"Synoptic reasons for heavy snow falls in the Polish-German low lands .Academic ",*Journal of Theoretical and Applied climatology*. Vol.22:133-140.
15. Birkeland KW; Mock CJ.(1996),"Atmospheric circulation patterns associated with heavy snowfall events; Bridger Bowl; Montana; U.S.A.
16. Birkeland, K.W. and C.J. Mock,(2001), "The major avalanche cycle of February 1986 in the western United States", *Natural Hazards*24: 75-95.
17. Boyden, C. J., (1964), "A Comparison of Snow Predictors", *Met. Mag., London*, 93, PP. 353-365.
18. Esteban P; Jons P , Martin J ; Mases M.2005. "Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra; Pyrenees",. *International Journal of Climatology*. 25:319 – 329.
19. Younkin RJ,(1968)., Circulation patterns associated with heavy snowfall.